

# **Predicción del clima de Colombia en escalas estacional e interanual**

**Memoria presentada para optar al grado de  
Doctor en Física**

**Por:**

**SAMIR CÓRDOBA MACHADO**

**Directoras:**

**Dra. María Jesús Esteban Parra**

**Dra. Sonia Raquel Gámiz Fortis**



**Departamento de Física Aplicada  
Facultad de Ciencias  
Universidad de Granada**

Editor: Universidad de Granada. Tesis Doctorales

Autor: Samir Córdoba Machado

ISBN: 978-84-9125-396-9

URI:<http://hdl.handle.net/10481/41552>

# **Predicción del Clima de Colombia en escalas estacional e interanual.**

---

Directoras:

**Dra. María Jesús Esteban Parra**

Profesora Titular

Universidad de Granada

**Dra. Sonia Raquel Gámiz Fortis**

Profesora Titular

Universidad de Granada

Memoria presentada para optar al grado de:

**Doctor en Física**

Por:

**SAMIR CÓRDOBA MACHADO**

Licenciado en Matemáticas y Física

Granada, Noviembre de 2015



# Agradecimientos

*Antes de todo, quiero dar gracias a Dios por permitirme lograr este enorme y ansiado objetivo en mi vida. “Gracias a DIOS por todo lo que me ha brindado en la vida, en especial por mí, familia”*

Para terminar esta etapa de formación Doctoral, he recibido el apoyo y acompañamiento de muchas personas, que han hecho, que este difícil camino sea más llevadero. Por ello, quiero decir que sin la ayuda y apoyo incondicional de aquellas personas no hubiese sido posible terminar este trabajo. Así, que aprovecho esta oportunidad para expresar mi gratitud a quienes sin lugar a duda, han conformado la fuerza vital para la realización de esta investigación.

En primer lugar quiero expresar mi gratitud a mis directoras de María Jesús Esteban Parra y Sonia Raquel Gámiz Fortis, por sus consejos, dedicación, entrega, disposición, guía, animo y apoyo, tanto en lo laboral como en lo personal y humano “A mis Tutoras Mil Gracias por Todo”. También quiero destacar mi gratitud a la Dra. Yolanda Castro Diez, por el enorme apoyo científico brindado. No podría dejar de mencionar a mis compañeros Mati, Dani, Enrique, Maria, Ana, Andy, Borja, Penélope, Clemente y Farid, con los que he compartido momentos muy agradables. De ustedes me llevo muy buenos recuerdos y quiero que sepan que en Colombia cuentan con un amigo más. Un huequecito aquí se merece, mi buen amigo Jose, a quien le agradezco el brindarme su amistad y las ayudas con MATLAB (Viejo Jose, muchas gracias, me has ayudado mucho a la hora de darle un buen empujón a esta tesis).

Quisiera agradecer a la UNIVERSIDAD TECNOLÓGICA DEL COCÓ y a COLCIENCIAS, por darme la oportunidad de realizar mis estudios de Doctorado otorgándome la BECA para mi formación. De igual forma quiero agradecer especialmente al Dr. Eduardo García Vega por su apoyo incondicional desde la administración de la U TCH, para poder alcanzar este logro.

Deseo dar las gracias a mis compañeros del Grupo de Investigación en Energías Renovables y Meteorología de la UTCH (Edinson, Nancy, Liliana, Reiner) y en especial al Dr. William Murillo López quien me brindó la oportunidad de encaminarme en el mundo de la investigación. Dr. Murillo quiero darle las gracias por el apoyo (profesional y personal) incondicional que me ha dado, el cual ha sido fundamental para lograr este objetivo en mi vida.

Un agradecimiento especial quiero dar al Dr. José Daniel Pabón, quien ha contribuido enormemente en mi formación académica y por consiguiente en la realización de esta investigación.

También quiero expresar mi gratitud a las Dras. Alicia Ríos Hurtado y Lucy Marisol Rentería, quienes me han apoyado y guiado durante este proceso de formación. Igualmente quiero agradecer por sus consejos y apoyo brindado a mis colegas profesores de la UTCH, en especial a los profesores del Programa de Matemáticas y Física y al Profesor Gonzalo Aragón.

Quiero agradecer a todos mis familiares y amigos que han aportado su granito de arena para ayudarme a finalizar esta etapa de formación en mi vida. Aquí quiero agradecer a mi amigo, compañero de batallas y hermano de estudios Reiner Palomino Lemus, con quien he recorrido todo este camino y me ha brindado siempre su ayuda y apoyo cuando la he necesitado “animo Trampa ya casi terminamos”.

Dejo para el final lo más importante, agradecerle a mi familia todo su apoyo y sacrificio para que llegue este momento. A mi madre, que tanto ha luchado por mí. Todo lo que he logrado es gracias a su esfuerzo y sacrificio. Gracias madre por hacerme creer en tus sueños, tal como tú dices es, por eso hoy diré en tu nombre: fui, vi y vencí. A mis hermanos, en especial José, Carlos y Samira (Sami hermana querida, a Nisa también) por todo el apoyo y consejos brindados mil gracias. A mi futura esposa Liliana Leonela y a mi adorada hija Zeimy Liliana, les agradezco por su apoyo, amor y comprensión, ya que han sido vitales para poder alcanzar este logro en mi vida (Lili, son mi vida y razón de ser, las AMO).

*A la Tierra de Todos y de Nadie, Mi Tierrita (El Chocó)*

### **A DIOS TODO PODEROSO.**

A mi futura esposa **LILIANA LEONELA** y mi adorada hija **ZEIMY LILIANA**, a quienes este trabajo les robó parte de su tiempo. Gracias por estar siempre a mi lado y brindarme su amor, apoyo y comprensión de forma incondicional.

A mi madre **ORFA MACHADO**, de quien recibí el ejemplo de luchar hasta alcanzar las metas propuestas. Gracias madre por estar siempre apoyándome y soñar que era posible alcanzar este logro en mi vida.

A mis hermanos, especialmente **José, Carlos y Samira**, por estar siempre apoyándome en este largo camino y brindarme sus importantes consejos de vida. Gracias Hermanos.

**A la Universidad Tecnológica del Chocó.**

# CONTENIDO

<b>ABSTRACT</b>	<b>i</b>
<b>RESUMEN</b>	<b>v</b>
<b>LISTA DE FIGURAS</b>	<b>ix</b>
<b>LISTA DE TABLAS</b>	<b>xv</b>
<b>LISTA DE ACRONIMOS</b>	<b>xvii</b>
<b>1. INTRODUCCIÓN</b>	<b>1</b>
1.1. Importancia del acoplamiento océano-atmósfera y su influencia en la variabilidad climática y la predicción	1
1.2. Variabilidad hidroclimática en Colombia	8
1.3. Objetivos del trabajo	9
<b>2. BASES DE DATOS</b>	<b>15</b>
2.1. Bases de datos observacionales	13
2.1.1. Control de calidad	17
2.2. Datos globales en rejilla	21
2.3. Índices de teleconexión	22
<b>3. METODOLOGÍA</b>	<b>31</b>
3.1. Métodos multivariantes	31
3.1.1. Análisis de Componentes Principales (PCA)	32
3.1.1.1. Reglas de selección de los EOFs	37
3.1.2. Descomposición en Valores Singulares (SVD)	38
3.1.2.1 Algoritmo de predicción con SVD para la precipitación y la temperatura	44
3.1.3. Análisis de promedios ( <i>composites</i> )	45

3.2. Algoritmo de predicción para el caudal.	48
3.3. Análisis de la significación de las correlaciones	51
3.4. Evaluación de la habilidad de los métodos de reconstrucción /predicción	52
3.5. Métodos de análisis de tendencia	52
3.5.1. Test Mann- Kendall	53
3.5.2. Test de Sen.	54
3.5.3. Efecto de la correlación serial (auto-correlación)	55
<b>4. VARIABILIDAD Y PREDICTIBILIDAD ESTACIONAL DE LA PRECIPITACIÓ</b>	<b>59</b>
4.1. Variabilidad de la precipitación estacional	60
4.1.1. Variabilidad intraanual	60
4.1.2. Variabilidad interanual	62
4.1.3. Variabilidad espacio-temporal	63
4.2. Influencia de la SST del Pacífico tropical sobre la precipitación	67
4.2.1. SVD de la SST y P mensuales	67
4.2.2. SVD de la SST y P estacionales coetáneas	69
4.2.3. Variabilidad temporal de la P estacional	78
4.2.4. Eventos extremos de la SST y su influencia en la P estacional	82
4.2.5. Eventos extremos de la SST y patrones atmosféricos asociados	87
4.3. Reconstrucción de la precipitación estacional	91
4.4. Predicción de la precipitación estacional	99
4.4.1. SVD de la SST y P estacionales con retrasos	99
4.4.2. Eventos extremos de la SST y patrones atmosféricos asociados con retrasos	106
4.4.3. Reconstrucción de la P estacional usando SVD_Lag	109
4.4.4. Predicción de la P estacional usando SVD_Lag	113
4.5. Conclusiones	119
<b>5. VARIABILIDAD Y PREDICTIBILIDAD ESTACIONAL DE LA TEMPERATURA</b>	<b>127</b>
5.1. Variabilidad de la temperatura estacional	128
5.1.1. Variabilidad intra-anual de la temperatura del aire	128
5.1.2. Variabilidad interanual	130
5.1.3. Variabilidad espacio-temporal	131
5.2. Influencia de la SST del Pacífico tropical sobre la temperatura	134
5.2.1. SVD coetáneo	134

5.2.2. SVD con retrasos estacionales (SVD_Lag)	138
5.3. Reconstrucción y predicción de la temperatura	142
5.3.1. Reconstrucción de la temperatura del aire usando SVD_Lag	142
5.3.2. Predicción de la temperatura del aire usando SVD_Lag	145
5.4. Resumen y Conclusiones	149
<b>6. PREDICCIÓN ESTACIONAL DEL CAUDAL EN COLOMBIA USANDO PATRONES ATMOSFÉRICOS Y OCEÁNICOS</b>	<b>151</b>
6.1. Caudal del río Magdalena	153
6.1.1. Identificación de teleconexiones estables con el caudal del RM	154
6.1.2. Obtención de predictores estables (RM)	160
6.1.3. Capacidad predictiva de los índices de teleconexión sobre el caudal del RM	162
6.1.4. Predicción del caudal del RM	164
6.2. Caudal del río Cauca	166
6.2.1. Identificación de teleconexiones estables con el caudal del RC	168
6.2.2. Obtención de predictores estables (RC)	175
6.2.3. Capacidad predictiva de los índices de teleconexión sobre el caudal del RC	177
6.2.4. Predicción del caudal del RC	178
6.3. Resumen y Conclusiones	180
<b>7. CONCLUSIONES</b>	<b>187</b>
<b>8. BIBLIOGRAFÍA</b>	<b>197</b>

# ABSTRACT

Predictions of representative hydro-climatic variables (precipitation, streamflow, temperature, wind, etc.) of the hydrological cycle are of great importance for the planning and management of natural resources of a country, as well as for the prevention and management of natural disasters produced by the extreme phases of climatic variability. A good climate prediction helps reduce negative impacts on human populations, offers a glimpse of opportunities to take advantage of favorable conditions, and strengthen the socio-economic development of a region, through proper planning of the future, as water resources play a crucial role in the various socio-economic and environmental needs of a region, such as agriculture, industry, hydropower generation, and the tourism sector. So, to predict in advance anomalous conditions is one of the most important challenges of atmospheric sciences in recent decades. Similarly, the problem of availability of water resources in many regions of the planet could worsen in the future according to projections that indicate decreased precipitation in some regions and increased water demand. Consequently, the motivation of this Ph thesis is to advance for the understanding of climate variability and its influence on the hydro-climate of Colombia, which becomes the support for the development of seasonal forecasting of various hydro-climatic variables (rainfall, air temperature and streamflow) in the country.

In the first phase of this work the analysis, treatment and selection of databases for rainfall, air temperature and streamflow from the Institute of Hydrology, Meteorology and Environmental Studies of Colombia (IDEAM) have been carried out. For this, we have conducted a rigorous quality control process on the data basis. In particular, they have been selected databases for each variable, considering the best representation of the latest period, the highest number of available stations, the greater length of the data series, the least amount of

missing data and the spatial distribution of stations over the country. The homogeneity of the series has been analysed through different methodologies, particularly the non-parametric Pettitt test. 341 stations were obtained as a result (from 610) for precipitation, 24 (from 122) for temperature and 9 (from 20) for the streamflow, as appropriate for the study, after applying quality control.

In the second phase, the space-time behavior of the seasonal precipitation (P) in Colombia during the period 1979-2009 has been analysed, along with the predictive ability of the tropical Pacific SST on this variable in the country. This has allowed the development of reconstruction and prediction schemes for seasonal rainfall of Colombia for several established delays (1-4 seasons). The prediction algorithm is based on Singular Value Decomposition (SVD) through a leave one out cross validation. The two main variability modes of the SST field, obtained from SVD between SST and P, are used as predictors. The results reveal that the first mode of the tropical Pacific SST is associated with El Niño, while the second mode of variability is associated with the El Niño Modoki. Both modes are strongly coupled to the seasonal rainfall of Colombia. The prediction scheme reveals that the seasonal variability of P in many parts of the country (located mainly in the central area), can be predicted with a good skill using the SST variability (associated with these two kinds of El Niño) from one to four seasons in advance. Winter is the season when the prediction model presents the best results.

In the third phase it analyzed the spatio-temporal behavior of the air temperature (T) in Colombia during the period 1979-2010, and has been developed a reconstruction (/ prediction) model for seasonal temperature based on the tropical Pacific SST. Again, coupled variability found through SVD applied to the SST and T fields was used, for different seasonal lags. The results show that only the first mode of SST variability in the tropical Pacific has significant predictive capability on seasonal T in Colombia. This first coupled mode of variability is again related to the phenomenon of El Niño. Generally, this mode allows to reconstruct and predict seasonal T in Colombia acceptably, showing the best results for the delay of one season (Lag<sub>1</sub>), when the coupling between the SST and T fields is higher. The forecasted T series represent the temporal variability of the original series adequately in many localities, with expected values error (RE) greater than 0.4 in many cases, indicating an important prediction skill.

Finally, the fourth stage of this work was to explore the predictive ability of different climatic areas (global SST, precipitation -Pt, surface temperature -Tm, and soil moisture -Sw, on South America) on seasonal streamflow (Qs) variability in Colombia, for different seasonal lags (1-4 seasons). For this, we have identified significant and stable relationships between these

climate fields and the Qs of the Magdalena and Cauca Rivers, during the 1936-2009 and 1949-2009, respectively. In addition, it has also evaluated the predictive ability for various teleconnection indices (Iteles) on the streamflow of these two major rivers. For Qs of Magdalena River, the SST, Pt and Tm fields are used as predictors, while for the Qs of Cauca River, the Sw field is added as a predictor. It is found that the predictive capacity obtained by the first principal component (PC1) from stable regions of predictors, is higher than the exhibited by the Iteles (mainly for the SST, Pt and Sw fields). The prediction scheme shows that in general, the best results are obtained when the SST and Pt are used as predictor for the Magdalena River Qs; while for the Cauca Qs, the best predictions are obtained when Sw field is used as predictor.

In conclusion, this Thesis presents an important contribution to studies related to the seasonal and interannual forecast of precipitation, air temperature and streamflow of the rivers in Colombia. Some of the most interesting and differentiated aspects are:

- (1) to explain the influence of El Niño Modoki on seasonal rainfall in Colombia;
- (2) to incorporate the SST variability in the tropical Pacific associated with El Niño Modoki in the seasonal rainfall prediction scheme in Colombia;
- (3) to predict the air temperature based on the tropical Pacific SST variability, and
- (4) to develop a model for predicting streamflow that improves the prediction obtained using teleconnection indices.

Finally, this research could help to provide a more complete picture of the relationship between climate variability and hydro-climatology of Colombia, so that it can be used for predictive purposes, providing the option to develop actions or management policies and water resource planning, as well as management and risk prevention in the country.

# RESUMEN

Las predicciones sobre diversas variables hidroclimáticas ( precipitación, caudal, temperatura, viento, etc.) representativas del ciclo hidrológico son de gran importancia para la planificación y la gestión de los recursos naturales de un país, así como para la prevención y atención de desastres naturales producidos por las fases extremas de la variabilidad climática. Una buena predicción climática además de ayudar a reducir los impactos negativos sobre las poblaciones humanas, permite vislumbrar oportunidades para aprovechar las condiciones favorables y fortalecer el desarrollo socio-económico de una región, a través de una adecuada planificación del futuro, ya que los recursos hídricos juegan un papel crucial en las diversas necesidades socio-económicas y ambientales de una región, tales como la agricultura, la industria, la generación de energía hidroeléctrica, y el sector del turismo. Así pues, predecir las condiciones hidroclimáticas anómalas con antelación es uno de los retos más importantes de las ciencias atmosféricas en las últimas décadas. Igualmente, el problema de la disponibilidad del recurso hídrico en muchas regiones del planeta, se podría agravar en el futuro de acuerdo a las proyecciones que indican disminución en ciertas regiones y aumento en la demanda del recurso. En consecuencia, la motivación de este trabajo de Tesis Doctoral radica en la necesidad de avanzar en el entendimiento de la variabilidad climática y sus influencias sobre la hidroclimatología de Colombia, la cual se convierte en el soporte para el desarrollo de la predicción estacional de diversas variables hidroclimáticas (precipitación, temperatura del aire y caudal) en el país.

En la primera fase de este trabajo se ha realizado el análisis, tratamiento y selección de las bases de datos de las variables precipitación, temperatura del aire y caudal provenientes del Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales de Colombia (IDEAM). Para ello se ha llevado a cabo un riguroso proceso de control de calidad sobre las bases de datos obtenidas

## RESUMEN

para las 3 variables. En particular se han seleccionado las bases de datos para cada variable, considerando la mejor representación del periodo más actual, el mayor número de estaciones disponibles, la mayor longitud de las series de datos, la menor cantidad de datos faltantes y la distribución espacial de las estaciones sobre el país. Para luego evaluar, la homogeneidad de las series de datos seleccionadas, a través de distintas metodologías, entre las que destaca la aplicación del test no paramétrico de Pettitt. Como resultado se obtuvieron 341 (de las 610 iniciales) estaciones para precipitación, 24 (de 122 iniciales) para temperatura y 9 (de 20 iniciales) para caudal, como adecuadas para este estudio, después de aplicar el control de calidad.

En la segunda fase, se ha estudiado el comportamiento espacio-temporal de la precipitación estacional (P) en Colombia durante el periodo 1979-2009 y se ha explorado la capacidad predictiva de la SST del Pacífico tropical sobre dicha variable en el país. Esto ha permitido desarrollar esquemas de reconstrucción y predicción de la precipitación estacional de Colombia para varios retrasos establecidos (de 1 hasta 4 estaciones). El algoritmo de predicción se basa en la utilización del análisis de Descomposición del Valor Singular (SVD) a través de un proceso de validación cruzada *leave one out*, donde los dos principales modos de variabilidad del campo de la SST, obtenidos del SVD entre la SST y la P, son usados como variables predictoras. Los resultados revelan que el primer modo de la SST del Pacífico tropical se encuentra asociado con el fenómeno de El Niño, mientras que el segundo modo de variabilidad está asociado con el fenómeno de El Niño Modoki. Ambos modos se encuentran fuertemente acoplados con la precipitación estacional de Colombia. El esquema de predicción revela que la variabilidad de la P estacional en muchas localidades del país (ubicadas principalmente en la zona central), se puede predecir con una buena habilidad, usando la variabilidad de la SST (asociada a los dos tipos de El Niño) con un adelanto desde una hasta cuatro estaciones. Invierno es la estación del año en la que mejores resultados presenta el modelo de predicción.

En la tercera fase se ha analizado el comportamiento espacio-temporal de la temperatura del aire (T) en Colombia, durante el periodo 1979-2010, y se ha desarrollado un modelo de reconstrucción ( /predicción) para la temperatura estacional basado en la SST del Pacífico tropical. Al igual que con la P, se ha utilizado la variabilidad acoplada encontrada a través del SVD aplicado a los campos de SST y T, para distintos retrasos estacionales. Los resultados revelan que solo el primer modo de variabilidad de la SST del Pacífico tropical presenta una capacidad predictiva significativa sobre la T estacional en Colombia. Este primer modo acoplado de variabilidad nuevamente se encuentra relacionado con el fenómeno de El Niño. En general se

logra reconstruir y predecir la T estacional en Colombia de una forma aceptable, a partir de la variabilidad de la SST asociada al primer modo, mostrando los mejores resultados para el retraso de una estación (Lag\_1), cuando el acoplamiento entre el campo de la SST y la T es mayor. Las series de T predichas, representan de forma considerable la variabilidad temporal de la T, para muchas localidades, registrando en muchos casos valores del error esperado (RE) mayores que 0.4, indicando una importante habilidad de predicción.

Finamente la cuarta fase de este trabajo ha consistido en explorar la capacidad predictiva de distintos campos climáticos (temperatura superficial del mar -SST, precipitación global -Pt, temperatura media de la superficie de la tierra -Tm, humedad del suelo global -Sw) sobre la variabilidad del caudal estacional (Qs) en Colombia, para distintos retrasos estacionales (de 1 hasta 4 estaciones). Para esto, se ha identificado las relaciones significativas y estables entre los campos climáticos y el Qs de los Ríos Magdalena y Cauca, durante los periodos 1936-2009 y 1949-2009, respectivamente, las cuales han servido de base para el desarrollo de los esquemas de predicción, aplicando los retrasos estacionales de una hasta cuatro estaciones. Además, también se ha evaluado la capacidad predictiva que poseen diversos índices de teleconexión sobre el caudal de estos dos importantes ríos del país. Para el Qs del río Magdalena se utilizan como predictores los campos de SST, Pt y Tm, mientras que para el Qs del río Cauca también se analiza como campo predictor la Sw. Se encuentra que la capacidad predictiva obtenida por la primera componente principal (PC1) desde las regiones estables de los campos climáticos, es mayor que la exhibida por los índices de teleconexión (principalmente en los campos de SST global, Pt y Sw). El esquema de predicción revela que en general, los mejores resultados se obtienen cuando se utilizan como variable predictora los campos de SST y Pt, sobre el Qs del río Magdalena, mientras que para el Qs del río Cauca, las mejores predicciones se obtiene cuando se utiliza como variable predictora el campo de Sw.

En conclusión, esta Tesis Doctoral presenta una importante contribución a los estudios relacionados con la predicción estacional de la precipitación, la temperatura del aire y caudal de los ríos en Colombia. Algunos de sus aspectos más interesantes y diferenciados, son el hecho de:

- (1) explorar la influencia de El Niño Modoki sobre la precipitación estacional en Colombia;
- (2) incorporar la variabilidad de la SST del Pacífico tropical, asociada con el fenómeno de El Niño Modoki en los esquemas de predicción de la precipitación estacional en Colombia;
- (3) predecir la temperatura en base a la variabilidad de la SST del Pacífico tropical, y

## RESUMEN

(4) desarrollar un esquema de predicción para el caudal que mejora la predicción obtenida utilizando los índices de teleconexión tanto en habilidad como en antelación temporal.

Finalmente, esta investigación podría contribuir a proporcionar una visión más completa de la relación entre la variabilidad climática y la hidroclimatología de Colombia, de forma que pueda ser utilizada con fines predictivos, brindando la opción de desarrollar acciones o políticas de gestión y planificación de los recursos hídricos, así como de la gestión y prevención del riesgo en el país.

# LISTA DE FIGURAS

- Figura 2.1. Distribución espacial de las estaciones de (a) precipitación, (b) temperatura del aire y (c) caudal, de las bases de datos observacionales.
- Figura 2.2. Distribución espacial de las estaciones de (a) precipitación, (b) temperatura del aire y (c) caudal de los ríos Magdalena (1), Cauca (2) y Atrato (3).
- Figura 2.3. Ubicación aproximada de las áreas asociadas a los índices de teleconexión. En azul los índices calculados a partir de datos de la SST, y en rojo los índices basados en los datos de presión atmosférica a diferentes niveles de altura.
- Figura 3.1. Series de tiempo estandarizadas de los índices de EMI (a) y NIÑO3 (b), durante el periodo 1979-2009. Las líneas rojas y negras representan los umbrales de 0.7 y 1.0 de desviación estándar.
- Figura 4.1. Promedio de la precipitación estacional (mm) durante el periodo de estudio 1979-2009.
- Figura 4.2. Precipitación mensual promedio de las 341 estaciones durante el periodo 1979-2009. El panel interior (arriba) muestra los promedios estacionales medios.
- Figura 4.3. Estación del año que presenta la P máxima en tre las cuatro estaciones (DJF, MAM, JJA y SON), para cada una de las 341 localidades.
- Figura 4.4. Distribución espacial de las tendencias estacionales (% por año) durante el periodo 1979-2009. Solo se muestran las tendencias significativas al nivel de confianza del 95%.

## LISTA DE FIGURAS

- Figura 4.5. Mapa de correlaciones (factores de carga) de las 3 primeras componentes principales (en columnas) de la P estacional en Colombia durante el periodo 1979-2009. Solo se representan las correlaciones significativas al nivel de confianza del 90%.
- Figura 4.6. Variabilidad temporal de las primeras tres PCs (columnas de izquierda a derecha) de la precipitación en Colombia para cada estación de la año durante el periodo 1979-2009.
- Figura 4.7. Principales modos de la SST (a, b, arriba), mapas de correlaciones heterogéneas (c, d, centro) y series estandarizadas de los coeficientes de expansión (e, f, abajo) de la SST (línea roja) y de la P (línea azul), obtenidos a través del análisis SVD entre los campos de anomalías mensuales de la SST del Pacífico tropical y la P en Colombia durante el periodo 1979-2009. Se representan sólo las correlaciones significativas al nivel del 95%.
- Figura 4.8. Principales modos de la SST (a, b, arriba), mapas de correlaciones heterogéneas (c, d, centro) y series estandarizadas de los coeficientes de expansión (e, f, abajo) de la SST (línea roja) y de la P (línea azul), obtenidos a través del análisis SVD entre los campos de anomalías de SST del Pacífico tropical y la P en Colombia, durante el periodo 1979-2009, en la estación de invierno (DJF). Se representan sólo las correlaciones significativas al nivel del 95%.
- Figura 4.9. Como la Figura 4.8, pero para primavera.
- Figura 4.10. Como la Figura 4.8, pero para verano.
- Figura 4.11. Como la Figura 4.8, pero para otoño.
- Figura 4.12. Índice SPA obtenido a partir de la promedia de las 341 series temporales de anomalías estandarizadas de la P estacional en Colombia (línea azul), e índices EMI (línea discontinua negra) y Niño3 (línea continua negra) durante el periodo 1979-2009, para cada estación del año.
- Figura 4.13. Diagrama de dispersión (scatter) entre el índice SPA y los índices estandarizados de (a) Niño3 y (b) EMI en invierno. Las líneas rojas representan los umbrales de -0.5 y 0.5 para cada índice. Los números indican los 2 últimos dígitos de cada año. Los puntos rellenos en rojo catalogan los años como eventos EN o ENM, y los rellenos con azul los años catalogados como LN o LNM.

- Figura 4.14. Promedio de las anomalías estandarizadas de  $P$  obtenidas del análisis de composites para invierno, empleando los inviernos seleccionados para los eventos EN (a), ENM (c), LN (b) y LNM (d) (inviernos en color negro de la Tabla 3.1). Sólo se muestran las anomalías significativas al nivel de confianza del 90%.
- Figura 4.15. Como la Figura 4.14, pero para primavera.
- Figura 4.16. Como la Figura 4.14, pero para verano.
- Figura 4.17. Como la Figura 4.14, pero para otoño.
- Figura 4.18. Mapas de anomalías estacionales obtenidas del análisis de composites para los campos de (a) potencial de velocidad en 200 hPa ( $\times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ) sobre la banda latitudinal  $50^\circ\text{S} - 40^\circ\text{N}$ , (b) velocidad vertical ( $\times 10^{-3} \text{ Pa s}^{-1}$ ) promediada sobre  $10^\circ\text{N} - 10^\circ\text{S}$ , y (c) SST en el Pacífico tropical sobre la región  $120.5^\circ\text{E} - 78.5^\circ\text{W}$ ;  $30.5^\circ\text{S} - 25.5^\circ\text{N}$ . Se han contorneado las áreas significativas al nivel de confianza por encima del 90%. El triángulo negro en el panel central indica la ubicación longitudinal de Colombia.
- Figura 4.19. Coeficientes de regresión (en  $\text{mm}/^\circ\text{C}$ ), para cada estación del año, obtenidos de la regresión parcial entre las series temporales de los coeficientes de expansión de los dos primeros modos precedentes del análisis SVD de la SST del Pacífico tropical y las series de anomalías estacionales de  $P$  en Colombia. Se muestran sólo aquellas localidades con correlación significativa al 95%.
- Figura 4.20. Coeficientes de correlación entre las series originales de  $P$  y las reconstruidas a través del análisis de regresión parcial, empleando los coeficientes de expansión asociados a los dos primeros modos de la SST en el Pacífico tropical (EN+ ENM), para cada estación del año. Sólo se representan las correlaciones mayores que 0.5.
- Figura 4.21. Raíz cuadrada del error cuadrático medio (mm) de las series reconstruidas de  $P$  respecto a las series originales de  $P$  para cada estación del año en cada localidad.
- Figura 4.22. Coeficientes de correlación entre las series originales de  $P$  y las reconstruidas a través del análisis de regresión parcial, empleando sólo el coeficiente de expansión correspondiente al primer modo de la SST en el Pacífico tropical (EN), para cada estación del año. Sólo se representan las correlaciones mayores que 0.5.
- Figura 4.23. Series de anomalías de  $P$  (en mm) en DJF, para 6 localidades de Colombia (puntos rojos en los mapas), ubicadas de noreste a suroeste: Arauca, El Calvario,

El Castillo, Bonanza, Barbacoas y Granja El Mira. Para cada localidad se muestra la serie original de  $P$  en azul, la serie de  $P$  reconstruida usando el coeficiente de expansión del primer modo de la SST (EN) en verde, y la serie reconstruida de  $P$  usando los coeficientes de expansión de los dos primeros modos de la SST (EN + ENM) en rojo. En los cuadros verde y rojo se muestran los valores de las correlaciones entre la serie original y las series reconstruidas empleando uno y dos coeficientes de expansión, respectivamente.

Figura 4.24. Mapas de anomalías de  $P$  (en mm) originales (panel superior) y reconstruidas (panel inferior) para el invierno de 1998 (a y c) y el verano de 1997 (b y d), usando los coeficientes de regresión parcial y los valores de los coeficientes de expansión de los dos primeros modos de la SST del Pacífico tropical.

Figura 4.25. (a) Primer modo de la SST estacional del Pacífico tropical y (b) mapas de correlaciones heterogéneas, obtenidos de la análisis SVD\_Lag entre los campos estacionales de anomalías de la SST del Pacífico tropical y la  $P$  estacional en Colombia para el periodo 1979-2009.

Figura 4.26. Coeficientes de expansión de la SST y la  $P$ , asociados con el primer modo del SVD\_Lag estacional para el periodo 1971-2009, con retraso de hasta un año. Para cada retraso se muestra el valor de la fuerza de acoplamiento (SC) y el valor de la correlación ( $r$ ) entre la serie de los coeficientes de expansión de este modo para la SST y el índice Niño3.

Figura 4.27. Como en la Figura 4.25, pero para el segundo modo obtenido del SVD\_Lag.

Figura 4.28. Como la Figura 4.26, pero para el segundo modo obtenido del SVD\_Lag.

Figura 4.29. Patrones de anomalías de los campos atmosféricos de (a) potencial de velocidad en 200 hPa ( $\times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ) sobre la banda latitudinal  $50^\circ\text{S} - 40^\circ\text{N}$  y (b) velocidad vertical ( $\times 10^{-3} \text{ Pa s}^{-1}$ ) promediada sobre  $10^\circ\text{N} - 10^\circ\text{S}$ , obtenidos de la análisis de regresión parcial, empleando los coeficientes de expansión de la SST asociados al primer modo (EN) del SVD\_Lag. El triángulo en el panel inferior está centrado en  $73.5^\circ\text{W}$ , indicando la ubicación de Colombia.

Figura 4.30. Como en la Figura 4.28, pero para el segundo modo (ENM) del SVD\_Lag.

Figura 4.31. Coeficientes de correlación entre las series originales y las series reconstruidas de  $P$ , empleando el coeficiente de expansión asociado al primer modo de

variabilidad de la SST del Pacífico tropical (EN), obtenido mediante SVD\_Lag. Sólo se representan las correlaciones mayores que 0.5.

- Figura 4.32. Coeficientes de correlación entre las series originales y las series reconstruidas de P, empleando los coeficientes de expansión de los dos primeros modos de variabilidad de la SST en el Pacífico tropical (EN + ENM), obtenidos de SVD\_lag. Sólo se representan las correlaciones mayores que 0.5.
- Figura 4.33. Raíz del error cuadrático medio (en mm) de las series reconstruidas de P respecto a las series originales de P para cada retraso establecido.
- Figura 4.34. Primer (a) y segundo (b) modos de la SST del Pacífico tropical obtenidos mediante el análisis SVD\_Lag entre las anomalías de la SST de invierno (DJF) y las anomalías de P de invierno del año siguiente (DJF+1), para el periodo 1979-2009. En cada ejecución del análisis fue eliminado el año indicado en la parte superior de cada mapa. (c) Fuerza de acoplamiento para el primer (derecha) y segundo (izquierda) modos obtenidos en el SVD\_Lag empleando el leave one out, para cada uno de los retrasos estacionales establecidos.
- Figura 4.35. Mapas de correlaciones entre las series originales de P y las series predichas. Se representan sólo las localidades en donde la correlación es mayor que 0.5 y el error esperado es mayor que cero ( $RE > 0$ ).
- Figura 4.36. Raíz del error cuadrático medio (mm) entre las series originales de P y predichas.
- Figura 4.37. Series originales (línea azul) y predichas (línea roja) de la P durante la estación de DJF, usando los dos primeros modos de variabilidad de la SST del Pacífico tropical de la estación previa (SON). Los cuadros azul y rojo indican la correlación entre ambas series y el error esperado, respectivamente. El mapa muestra la ubicación y el error cuadrático medio entre las series.

## | LISTA DE FIGURAS

# LISTA DE TABLAS

- Tabla 3.1. Años El Niño canónico (EN), La Niña canónica (LN), El Niño Modoki (ELM) y La Niña Modoki (LNM). Los años en común se muestran en rojo.
- Tabla 6.1. Varianza explicada por el EOF1 para cada campo predictor del caudal del RM para todos los desfases establecidos.
- Tabla 6.2. Coeficiente de correlación entre la serie PC1 de la SST y la PC1 de los campos de Pt y Tm para todos los desfases definidos.
- Tabla 6.3. Habilidad del modelo ( $r$  y  $S$ ) entre las series originales y predichas del caudal estacional del RM, para el periodo 1936-2009, basado en las PCs estables de cada campo predictor. El mejor predictor se muestra en negrita.
- Tabla 6.4. Varianza explicada del EOF1 para cada campo predictor potencial del RC para todos los desfases establecidos.
- Tabla 6.5. Habilidad del modelo ( $r$  y  $S$ ) entre las series originales y las series predichas del caudal estacional del RC, para el periodo 1949-2009, basado en las PCs estables de cada campo predictor. El mejor predictor se muestra en negrita.



# LIST OF ACRONYMS

AMJ	Abril-Mayo- Junio
AMO	Atlantic Multidecadal Oscillation
AO	Arctic Oscillation
CPC	Climate Prediction Center
DJF	Diciembre-Enero-Febrero
EA	East Atlantic
EA-WR	East Atlantic - Western Russia
EMI	Índice El Niño Modoki
EN	El Niño
ENM	El Niño Modoki
ENSO	El Niño-Oscilación del Sur
EOF	Empirical Orthogonal Function
EP-NP	East Pacific - North Pacific
JAS	Julio-Agosto-Septiembre
JFM	Enero Febrero Marzo
JJA	Junio-Julio-Agosto
LN	La Niña

## | LISTA DE ACRONIMOS

LNM	La Niña Modoki
Iteles	Indices de Teleconexión
MAM	Marzo -Abril –Mayo
NAO	North Atlantic Oscillation
NDVI	Normalized Difference Vegetation Index
NCEP	National Center for Environmental Predictions
NPGO	North Pacific Gyre Oscillation
OND	Octubre Noviembre Diciembre
P	Precipitación en Colombia
Pt	Precipitación sobre América del Sur
PCA	Análisis de Componentes Principales
PCR	Principal Components Regression
PDO	Pacific Decadal Oscillation
PNA	Pacific North Atlantic
Qs	Caudal Estacional
r	Coeficiente de correlación
RC	Río Cauca
RE	Error esperado
RM	Río Magdalena
RMSE	Raíz del error cuadrático medio
SC	Fureza de Acoplamiento en el SVD
SCAND	Scandinavian
SCF	Fracción de Covarianza Cuadrada
SNHT	Standard Normal Homogeneity Test
SST	Temperatura Superficial del Mar
SOI	Southern Oscillation Index

SON	Septiembre-Octubre-Noviembre
SVD	Descomposición del Valor Singular
Sw	Humedad del Suelo
T	Temperatura del aire en Colombia
Tm	Temperatura del aire sobre América del Sur
WP	Western Pacific
vpot	Potencial de Velocidad
vv	Velocidad Vertical
ZCIT	Zona de Convergencia Inter Tropical

## | LISTA DE ACRONIMOS

# CAPÍTULO 1

## INTRODUCCIÓN

En este capítulo se presenta la motivación que ha impulsado el desarrollo del presente trabajo, destacando la influencia de la temperatura de la superficie del mar (SST) del océano Pacífico tropical sobre la variabilidad climática y la predicción de variables hidrometeorológicas en Colombia. Además, en este capítulo, se describen los objetivos generales y las temáticas de investigación desarrolladas.

### **1.1 Importancia del acoplamiento océano-atmósfera y su influencia en la variabilidad climática y la predicción**

El ciclo del agua en el sistema climático es fundamental para la vida en la Tierra. Los procesos de evaporación, condensación y precipitación, impulsados por la energía solar, mueven el agua de los océanos y la Tierra hacia la atmósfera, para luego devolverla proporcionando la humedad del suelo y el flujo fluvial. De esta forma el agua es un recurso vital para los seres humanos así como para los ecosistemas naturales del planeta, y se ha establecido que los cambios en el ciclo del agua entre tierra, océanos y aire pueden tener impactos significativos

sobre el medioambiente, la economía y la sociedad a través de sus efectos sobre los recursos hídricos y su gestión (Arnell, 1995, 1999; Arnell and Reynard, 1996; Ionita et al, 2008).

Las predicciones sobre diversas variables hidroclimáticas ( precipitación, caudal, temperatura, viento, etc.) representativas del ciclo hidrológico, son de gran importancia para la planificación, el manejo, el uso y la gestión de los recursos naturales de un país, así como para la prevención y atención de desastres naturales producidos por las fases extremas de la variabilidad climática. Ya que los recursos hídricos juegan un papel crucial en las diversas necesidades socio-económicas y ambientales de una región, tales como la agricultura, la industria, la energía hidroeléctrica y el sector del turismo, una buena predicción climática además de ayudar a reducir los impactos negativos sobre las poblaciones humanas, permite vislumbrar oportunidades para aprovechar las condiciones favorables y fortalecer el desarrollo socio-económico de una región, a través de una adecuada planificación del futuro.

La facultad para predecir condiciones climáticas anómalas con antelación es uno de los retos más importantes de las ciencias atmosféricas en las últimas décadas. Existe un amplio consenso sobre el enorme valor añadido que se deriva de estas predicciones, en particular para variables climáticas primarias como la temperatura o la precipitación que condicionan en gran medida el clima de una región y sus recursos naturales (Pitman et al., 2009). Diversos estudios han intentado mejorar la capacidad predictiva sobre las variables precipitación y temperatura (Barnston, 1994; Liu, 2003; Wei et al., 2012), revelando conexiones que podrían ser aplicadas en la gestión de los recursos naturales. Numerosos grupos de investigación han intentado mejorar su capacidad predictiva encaminada a la gestión de recursos hídricos (Hartmann et al., 2002, 2003), agricultura (Atkinson et al., 2005), riesgo de incendios (Gedalof et al., 2005; Pereira et al., 2005; McKenzie et al., 2004, 2006) y salud humana (Shaman et al., 2003, 2005, 2007; Soverow et al., 2009). En la mayor parte de los casos, los modelos estadísticos han ofrecido mejores resultados que los basados en simulaciones, ya que hay aún algunos mecanismos físicos no contabilizados en la mayor parte de los modelos dinámicos acoplados, especialmente los que incluyen los extratropicos (Gámiz-Fortis et al., 2011).

En la actualidad, el entendimiento de la variabilidad climática en un amplio rango de escalas espaciales y temporales es uno de los temas más relevantes, que podrían contribuir a mejorar la predicción de distintas variables hidroclimáticas. Así, la comprensión de la dinámica, desarrollo y evolución de diversos patrones o céanos-atmosféricos asociados a la variabilidad

hidroclimática de una región se pueden traducir en adecuada predicción de variables como la precipitación, el caudal o la temperatura del aire en distintas escalas temporales, provocando un impacto positivo en el desarrollo de las poblaciones. Por ejemplo, a menudo condiciones océano-atmosféricas anómalas se relacionan con las variaciones estacionales de las precipitación y la temperatura del aire en muchas regiones del planeta (Poveda et al., 2011; Weng et al, 2007, 2009; Tedeschi et al., 2013, Mote, 1996; Wagner, 1987; Pabón, 2002; Bunkers et al., 1996; Alfaro and Amador, 1996; Bjerknes, 1969; Enfield and Alfaro, 2000; Philander and Rasmusson, 1985; Ropelewski, 1996; Ropelewski and Halpern, 1986, 1987, 1989), revelando teleconexiones que podrían mejorar la habilidad de la predicción de dichas variables. De forma similar en el caudal de los ríos se ha logrado establecer o identificar mecanismos que mejoran la predicción de dichas variables a través de la variabilidad en las precipitaciones, la temperatura, la humedad del suelo o patrones océano-atmosféricos (Dettinger and Diaz, 2000; Cullen et al., 2002, Poveda et al., 2001; Tootle et al, 2006, 2008).

La variabilidad estacional y anual de la precipitación, la temperatura y del caudal de los ríos juega un importante papel en el desarrollo y gestión de los recursos hídricos de la mayor parte de las regiones del mundo (IPCC, 2007, 2013). De esta forma los aspectos relacionados con la variabilidad y la predicción de variables como precipitación, temperatura del aire y caudal, cobran mayor importancia si se considera que las emisiones continuas de gases de efecto invernadero causarán un mayor calentamiento (que no será uniforme entre las regiones) y nuevos cambios en todos los componentes del sistema climático en especial en el ciclo del agua, su disponibilidad y distribución (IPCC 2013). Además, en el último informe del IPCC (2013), en su apartado “Resumen para responsables de políticas”, se afirma que es probable que, para fines del siglo XXI, la temperatura global en superficie sea superior en 1.5°C a la del período entre 1850 y 1900 para casi todos los escenarios considerados de trayectorias de concentración representativas (RCPs). Así, es probable que para el final de este siglo, en las latitudes altas y en el océano Pacífico ecuatorial se experimente un aumento en la precipitación media anual, de la misma forma que la precipitación media disminuya en muchas regiones secas de latitudes medias y subtropicales, mientras que para muchas regiones húmedas de latitudes medias la precipitación media aumenta. Adicionalmente, es muy probable que para el final de este siglo se vean más intensos y frecuentes los fenómenos de precipitación extrema en la mayoría de las masas terrestres de latitudes medias y en las regiones tropicales húmedas, conforme va aumentando la temperatura media global.

El fenómeno de acoplamiento océano-atmósfera sobre el océano Pacífico tropical más importante es conocido como El Niño/Oscilación del Sur (ENSO), El Niño del Pacífico oriental (*Eastern Pacific*, EP) o El Niño canónico (ENC), el cual muestra un patrón cónonormalías positivas (calentamiento anómalo) de la temperatura de la superficie del mar (SST) sobre el este del Pacífico tropical, acompañado de anomalías negativas (enfriamiento anómalo) en el oeste del Pacífico tropical (por ejemplo, Rasmusson and Carpenter, 1982). Se han llevado a cabo numerosas investigaciones orientadas al entendimiento, la predicción y el impacto climático de la SST asociada al Niño (por ejemplo, Neelin et al., 1998, 2000; Wallace et al., 1998; Trenberth et al., 2002; Ropelewski and Halpert, 1987; Rasmusson, 1991; Larkin and Harrison, 2005; Trenberth, 1996, 1997; White and Cavan, 2000; Chan and Xu, 2000; Fasullo and Webster, 2000), logrando identificar su influencia sobre muchas regiones de la planeta y estableciendo diversos índices para representar este fenómeno (índices El Niño: 3, 4, 3.4, 1+2). Sin embargo, la interpretación sobre los patrones espaciales de la SST del Pacífico tropical ha ido evolucionando, hasta el punto de identificarse un nuevo tipo de evento El Niño, denominado El Niño Modoki (ENM), El Niño del Pacífico central (*Central Pacific*, CP) o pseudo Niño (Ashok et al., 2007, 2009; Weng et al., 2007).

Ashok et al. (2007) proponen el término de El Niño Modoki (ENM) para identificar el fenómeno de acoplamiento océano-atmosférico que registra anomalías positivas (cálidas) de la SST en el centro del Pacífico tropical y anomalías negativas (frías) en la región este y oeste del Pacífico tropical. Además, construyen el índice EMI para cuantificar el fenómeno de ENM y demuestran que este fenómeno presenta características espaciales y temporales diferentes al evento de ENC. El índice EMI captura, en cierta forma, los gradientes zonales de la SST en el este y el oeste del Pacífico tropical. Diversos autores describen estos dos tipos de El Niño de formas diferentes (Trenberth et al., 2002; Larkin and Harrison, 2005; Ashok et al., 2007; Weng et al., 2007; Yu and Kao, 2007; Kug et al., 2009; Kao and Yu, 2009; Hill et al., 2009), sin embargo, todos muestran que el calentamiento en el centro del Pacífico es un fenómeno distinto del calentamiento sobre el este del Pacífico tropical. Varios estudios recientes han mostrado que ENM ha ocurrido con mayor frecuencia durante las tres últimas décadas, mientras que el ENC ha sido menos frecuente en este tiempo (Lee and McPhaden, 2010; Choi et al., 2012).

Las diferencias encontradas entre ENC y ENM respecto a los patrones de teleconexión y los impactos climáticos que producen, también implican que estos dos fenómenos pueden ser

estudiados de forma aislada (Ashok et al., 2007, 2009; Weng et al., 2007, 2009; Wang and Hendon, 2007; Chang et al., 2008; Taschetto and England, 2009; Taschetto et al., 2009; Kim et al., 2009; Tedeschi et al., 2013). Algunos trabajos utilizan el índice de la región El Niño 3.4 (Trenberth, 1997), para analizar la influencia de ENC sobre diversas regiones del planeta. Sin embargo, de acuerdo con Weng et al. (2007) este índice representa la señal de los dos tipos de El Niño (ENC y ENM), mezclando y ocultando la influencia que pueden ejercer de forma separada.

Diversos autores han demostrado que el ENSO, a través de las teleconexiones establecidas con las ondas Rossby, los cambios relacionados con la circulación de Hadley o la circulación este-oeste asociada a la intensidad del gradiente de la SST tropical (Bjerknes, 1969; Noguez-Paegle et al., 2002; Zhou and Lau, 2001) es responsable de la variación climática interanual en muchas regiones del Pacífico. Concretamente, el clima de América del Sur ha sido fuertemente relacionado con ENC por muchos autores (Ropelewski and Halpert, 1987, 1989; Aceituno, 1989, 2009; Kiladis and Diaz, 1989; Kayano et al., 1988, 2009; Kousky and Ropelewski, 1989; Ropelewski and Halpert, 1989; Souza et al., 2000; Rao and Hada, 1990; Pisciottano et al., 1994; Coelho et al., 2002; Grimm et al., 1998, 2000; Grimm and Tedeschi, 2009; Giannini et al., 2000, 2001; Montecinos et al., 2000; Zhou and Lau, 2001; Marengo, 1992; Cazes-Boezio et al., 2003; Andreoli and Kayano, 2005; Kayano and Andreoli, 2006; Hill et al., 2011; Kayano et al., 2009, 2012), que, en resumen, concluyen que con el establecimiento de un evento El Niño (/La Niña) se registran disminuciones (/aumentos) de la precipitación sobre el norte y noreste de América del Sur, y aumentos (/disminuciones) de precipitación en el oeste de las costas de Ecuador y las regiones sur y sureste del continente. De la misma forma se registran aumentos (disminuciones) generalizados de la temperatura del aire durante la ocurrencia del fenómeno El Niño (La Niña) sobre el norte de América del Sur. Adicionalmente, otros estudios relacionados con la variabilidad hidrológica, han reportado evidencias sobre la fuerte relación y la importante capacidad predictiva de la variabilidad de la temperatura superficial del mar asociada con El Niño (SST-ENSO), sobre las fluctuaciones de las descargas o caudales de los ríos en diferentes regiones del planeta, entre ellas América del Sur (Waylen and Caviedes, 1986; Hastenrath, 1990; Mechoso and Perez-Iribarren, 1992; Tootle et al., 2008; Marengo, 1995, 1992; Poveda et al., 2001; Gutiérrez and Dracup, 2001; Poveda et al., 2011; Souza and Lall, 2003). Cabe mencionar el trabajo realizado por Chiew and McMahon (2002), quienes investigan las teleconexiones globales ENSO-caudal y su habilidad potencial para predecir el caudal utilizando información procedente de 581 estaciones de caudal de diferentes cuencas en todo el mundo.

Estos autores calculan las correlaciones con retraso entre los caudales y los indicadores del ENSO, revelando importantes relaciones sobre muchos de los ríos analizados. De forma similar, Ward et al. (2010) realizaron una evaluación cuantificada de los impactos del ENSO sobre varios ríos del mundo, encontrando que en general, para los ríos estudiados, el ENSO posee un mayor impacto sobre los máximos flujos anuales que sobre las descargas medias anuales. En cualquier caso, la variabilidad asociada al ENSO es el principal mecanismo de forzamiento en la variabilidad de las anomalías climáticas e hidrológicas en Colombia (Poveda, 2001, 2004), influenciado de manera significativa variables como la precipitación, el caudal y la temperatura del aire en el país. Aunque estos estudios revelan correlaciones significativas entre el ENSO y la variabilidad hidroclimática en muchas regiones del planeta, y confirman la capacidad predictiva que el ENSO posee sobre el caudal, no desarrollan un esquema de predicción, ni tampoco evalúan la estabilidad de las relaciones encontradas. En este sentido, Ionita et al. (2008) establecen que una forma de mejorar el pronóstico estacional de caudal consiste en la utilización de predictores estables.

Respecto a ENM, publicaciones recientes muestran que la temperatura y la precipitación de muchas regiones de todo el planeta son influenciadas significativamente por este fenómeno, ejerciendo una influencia que depende de la estación del año (Ashok et al., 2007, 2009; Weng et al., 2007, 2009, 2011). Ashok et al. (2007) afirman que durante los eventos ENM, se producen dos celdas anómalas de circulación de Walker, con una banda de movimiento ascendente sobre el Pacífico central asociada con el patrón tripolar de la SST del Pacífico ecuatorial, que produce un fuerte impacto sobre el trópico, principalmente durante el invierno y el verano boreal. Este impacto es transmitido hasta las latitudes más altas, como en el caso del ENSO y del dipolo del océano Índico (IOD), y para algunas regiones como Japón, Nueva Zelanda y la costa oeste de los Estados Unidos, sus efectos son opuestos a los producidos durante ENC. Weng et al. (2007, 2009) muestran esta influencia distinta de ENM sobre la precipitación en Japón, China y Estados Unidos, respecto a la mostrada por ENC. Weng et al. (2011) analizan la influencia de los fenómenos de acoplamiento océano-atmósfera ENC, ENM y el IOD sobre el clima de China durante la estación de verano, mostrando la relación de estos tres fenómenos con la precipitación y la temperatura de la región. Taschetto and England (2009) presentan el impacto de ENM en las lluvias sobre Australia y su marcada diferencia frente a la de ENC, mostrando las significativas reducciones de lluvias que se registran sobre el noroeste y el norte de Australia durante un episodio de ENM. Kim et al., (2011) exhibe los efectos de ENM sobre la precipitación de

invierno en Corea, mientras Cai and Cowan (2009) estudian los impactos de La Niña Modoki (LNM) sobre las lluvias de Australia en la estación de otoño. Tedeschi et al. (2013) analizan los patrones de circulación atmosférica establecidos durante ENO y ENM, caracterizados como aquéllos que presentan fuertes anomalías de la SST en el Pacífico ecuatorial central, y su influencia en la precipitación estacional de América del Sur, evidenciando el significativo impacto en países como Colombia, Brasil, Argentina y Uruguay, entre otros. Por otra parte, Ratnam (2012) estudia la influencia exclusiva de ENM utilizando un modelo atmosférico de circulación general, determinando que el calentamiento sobre el Pacífico central, asociado a este fenómeno, representa condiciones anómalas a las observadas sobre regiones del sur de América del Norte, Europa y sobre varios países en el Hemisferio Sur como Uruguay y Argentina. Considerando todo lo anterior, la inclusión de El Niño Modoki en modelos predictivos es de elevada relevancia, ya que, además existen indicios de que en condiciones de cambio climático como las actuales (IPCC, 2013), este patrón tenderá a intensificarse. De hecho, los datos observacionales de la SST, ya muestra un aumento sustancial de las fases extremas cálidas del mismo desde los años 70 (Taschetto et al., 2009).

En cuanto a la predicción de la SST del Pacífico tropical, se ha realizado un esfuerzo considerable en este campo en distintas escalas temporales y usando diversas metodologías, que se ha saldado con un notable éxito. Quizás el hecho más importante que se deriva de estas modelizaciones es que el ciclo del ENSO muestra un considerable grado de determinismo y, por lo tanto, de potencialidad predictiva, que se extiende a varias estaciones del año (Latif et al., 1998, 2001; Kirtman and Schopf, 1998; Goodard and Mason, 2002; Kirtman, 2002; Jin et al., 2008; Chen and Cane, 2008). Ejemplo de tales predicciones, tanto de la SST como del estado del ENSO, pueden verse en los predicciones del *International Research Institute for Climate and Society* (IRI), publicadas en su página web (<http://portal.iri.columbia.edu/portal/server.pt?open=512&objID=585&PageID=0&cached=true&mode=2&userID=2>). Esto implica que, partiendo de estas predicciones de la SST del Pacífico y usando el impacto de las mismas en el clima de ciertas regiones, se pueda obtener un grado relativamente alto de predictibilidad estacional del clima de las mismas (Solow et al., 1998). A su vez, el conocimiento y cuantificación del impacto de la SST del Pacífico en estas regiones es de suma importancia para el desarrollo de modelos de predicción en las regiones de América tropical, como Colombia, en las que existe un alto grado de incertidumbre en los cambios anuales y estacionales de la precipitación (IPCC, 2007).

Dada la importancia de los patrones de acoplamiento océano-atmósfera sobre la variabilidad climática regional, uno de los aspectos principales que abarca el presente estudio, es analizar y cuantificar el impacto de la SST sobre la precipitación, la temperatura del aire y el caudal estacional en Colombia. El interés del mismo radica en que se trata de un proceso inicial que sienta las bases para la modelización de dichas variables en Colombia a partir de la SST. Este brindará como resultado la posibilidad de construir modelos de predicción y obtener predicciones estacionales de las variables hidroclimáticas (precipitación, temperatura y caudal) en Colombia a partir del conocimiento previo del campo de la SST.

## 1.2 Variabilidad hidroclimática en Colombia

Las características geográficas y las condiciones hidroclimáticas que posee Colombia, sustentan una gran red de ríos y una abundante biodiversidad, que se distribuyen sobre todo el país. Colombia destaca en el contexto mundial por tener regiones que son “epítome de la selva húmeda tropical desde el punto de vista físico natural” (Gentry, 1990). En rigor, y de acuerdo con la terminología de las biozonas de Holdridge (1947, 1967), es el único lugar del Neotrópico en donde se encuentra el verdadero “bosque pluvial tropical” o bosque tropical lluvioso. Única en términos climáticos, en Colombia se encuentran los distintos pisos térmicos desde el cálido hasta el glacial, y se ubica una de las zonas más lluviosas (y húmedas) del globo. Estas particularidades son aprovechadas para potenciar el desarrollo de Colombia, a través de actividades como la agricultura (café o flores) y la generación de energía hidroeléctrica. Sin embargo, el territorio colombiano se ve afectado por las fases extremas de la variabilidad climática que causa en muchas ocasiones desastres naturales como inundaciones, deslizamientos de tierras, o pérdidas de cultivos, entre otros, lo que trae consecuencias económicas negativas para el desarrollo del país.

Las tres ramas de la cordillera de los Andes que atraviesan Colombia exhiben elevaciones que superan los 5 000 m y, de acuerdo con Poveda et al. (2011), las precipitaciones sobre los Andes merecen un análisis minucioso ya que el papel de la topografía en la génesis y dinámica de las lluvias puede ser decisivo. Por ejemplo, la convección profunda desarrollada sobre los fuertes gradientes topográficos actúa como detonante de intensas tormentas intermitentes en espacio y tiempo. De esta forma, la distribución espacio-temporal de las lluvias en los Andes

tropicales muestra una variabilidad muy fuerte, evidenciada por marcadas diferencias durante el ciclo diurno, incluso en estaciones pluviométricas muy cercanas (Poveda et al., 2005).

En la actualidad se dispone de diversas descripciones del clima colombiano; sin embargo, aún están por explorar sus fluctuaciones a diversas escalas temporales, esto es, su variabilidad temporal, y la habilidad para la predicción de diversas variables hidroclimáticas como precipitación, caudal y temperatura. A pesar de los avances que se han realizado en estudios sobre el clima del país, el conocimiento existente no es suficiente para lograr una comprensión óptima sobre los procesos que se desarrollan e influyen en el clima de Colombia y así, poder aplicarlos en modelos predictivos que permitan mejorar la habilidad de pronóstico que se tiene sobre la hidroclimatología del país. Muchos de los estudios efectuados sobre el clima y la variabilidad climática de Colombia se centran principalmente en descripciones generales (IDEAM, 2005), y en el análisis de la influencia de fenómenos macroclimáticos en el clima del país, esencialmente los fenómenos de El Niño y la Oscilación del Atlántico Norte (NAO) (Montealegre, 1996; Montealegre and Pabón, 2000; Pabón and Montealegre, 1992; Poveda, 2002, Mesa and Poveda, 1996; Pabón 2003a; IDEAM, 2002), dejando una brecha por cubrir en cuanto al desarrollo de esquemas de predicción (que incorporen estos patrones climáticos) y la capacidad predictiva que estos fenómenos podrían tener frente a la hidroclimatología del país. Sin embargo, como ya se ha mencionado, estos estudios revelan que la variabilidad de la SST del Pacífico tropical está fuertemente ligada con las condiciones hidroclimáticas de Colombia, influyendo de forma directa en el medio ambiente, la sociedad y la economía del país. Por ejemplo, la magnitud del efecto climático sobre Colombia producida por el fuerte fenómeno de El Niño durante los años 1997-1998, fue considerada como la de mayor intensidad y amplitud espacial registrada (IDEAM, 2002), afectando de forma considerable a los ecosistemas, la agricultura, la producción hidroenergética y otros sectores de desarrollo económico del país. En términos generales, las condiciones climáticas generaron fenómenos como oleadas de calor, con records históricos en las temperaturas máximas, sequías, numerosos incendios de cobertura vegetal, incremento del deshielo de los glaciares de montañas y disminuciones de los caudales en muchas regiones que superaron los valores mínimos alcanzados en los últimos 50 años, logrando que las sequías dominaran cerca del 90% del territorio colombiano, obligando al racionamiento del fluido eléctrico en diversas regiones del país (IDEAM, 2002). A su vez, en algunas regiones se registraron lluvias intensas, deslizamientos e inundaciones, aunque estas no afectaron a grandes territorios como en los casos anteriormente mencionados (IDEAM, 2002). Todas estas

condiciones anómalas impactaron de forma negativa en la economía y el desarrollo del país. Teniendo en cuenta estos acontecimientos, resulta de máxima importancia realizar estudios que permitan comprender la relación entre la variabilidad del clima de Colombia y diversos patrones océano-atmosféricos, con el fin de encontrar patrones de acoplamiento que puedan contribuir a la predicción del clima de Colombia en distintas escalas de tiempo.

Colombia cuenta con una extensión aproximada de 1.138.914 km<sup>2</sup>, y se encuentra ubicada al norte del continente Sudamericano, justo al norte del Ecuador, en la franja tropical comprendida entre las longitudes 79°W y 67°W y las latitudes 5°S y 13°N. En resumen, las condiciones hidroclimáticas del territorio colombiano, se ven determinadas en gran parte por las siguientes situaciones:

- Estar ubicado en la zona tropical, lo cual le permite recibir la mayor cantidad de radiación solar a lo largo del año y verse influenciado por la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT).
- Poseer costas en los océanos Atlántico y Pacífico. Debido a esto se ve influenciado de forma directa por los fenómenos oceánicos y atmosféricos que en éstos se desarrollan (incluyendo fenómenos como corrientes en chorro).
- Las condiciones orográficas que presenta debido a la cordillera de los Andes, lo cual determina muchos de los procesos de circulación atmosférica a escala local.
- La influencia de la circulación atmosférica de la cuenca Amazónica.

Ante la necesidad de un conocimiento más profundo sobre los procesos atmosféricos y el clima de las regiones colombianas, diversos autores han desarrollado estudios específicos particularmente en la década de los 90 del siglo XX y el primer lustro del nuevo siglo. Así, Mesa et al. (1997) resumen aspectos del clima del Pacífico colombiano no presentados antes; Pabón et al. (1996) y Zea y León (2000) describen en términos generales la denominada baja anclada de Panamá; Poveda (1999) menciona por primera vez el fenómeno de bajo nivel del Chocó y sus efectos en la hidrología Colombiana, fenómeno destacado en el país. Pabón (2003b) en un estudio sobre cambio climático, trata el tema para el Pacífico Colombiano, mientras que Mapes et al. (2003) realizaron un estudio sobre los procesos convectivos de la misma región.

Una de las primeras referencias sobre la influencia de los fenómenos El Niño y La Niña en el territorio colombiano, fue realizada por Miller (1983), quien al analizar el evento de 1982-1983 encontró que éste afectó a la circulación en el área marítima colombiana, en especial un

incremento de la velocidad de la corriente ecuatorial del norte. Hacia mediados de la década de 1980 comenzó a generarse mayor interés por este tema en Colombia, así Zea (1986) presenta un resumen de sus efectos en Colombia. Años después, Pabón (1990) y Poveda (1996, 2002), con base en el análisis de datos de temperatura superficial del mar, vientos, precipitación y temperatura del aire, describen no sólo la magnitud de las anomalías del nivel del mar y de la temperatura de superficie sino también el efecto en la precipitación y en la circulación local en varias regiones del país. A partir de entonces se realizaron análisis complementarios sobre la manifestación del fenómeno en la costa pacífica colombiana en forma muy general (Pabón and Montealegre, 1992). Estudios más regionales sobre el efecto de El Niño en Colombia (por ejemplo Pabón, 1990, Poveda and Mesa, 1997; Mesa et al., 1994, 1997; Montealegre, 1996; IDEAM, 2002), también ponen de manifiesto la relación entre el fenómeno de ENC y el clima de Colombia de una forma clara, pudiéndose extraer como conclusión que durante ENC (LNC) se registra una disminución (aumento) de las precipitaciones principalmente, sobre el centro, el norte y el occidente del país, mientras que las temperaturas presentan un aumento (disminución) con la presencia de este fenómeno (siendo más escasos los estudios relacionados con la temperatura del aire). Por otro lado, los mecanismos físicos relacionados con la hidroclimatología, asociados al ENSO han sido discutidos por Tootle et al. (2008) y Poveda et al. (2004, 2006). Revelando la fuerte influencia del ENSO sobre la variabilidad de los caudales de distintos ríos del país. Poveda et al. (1997) demuestran la importante influencia del ENSO en el caudal del río Magdalena, que presenta descensos fuertes (aumentos) con la ocurrencia de El Niño (La Niña). Recientemente, Poveda et al. (2011) muestran una importante revisión sobre la variabilidad hidroclimática de los Andes de Colombia asociada con el ENSO, afirmando que, además del ENSO, otros fenómenos macro-climáticos afectan a la variabilidad hidroclimática de los Andes tropicales. Entre ellos, encuentran correlaciones estadísticas significativas entre la hidrología de Colombia y los índices como la NAO, la PDO y la SST en el Atlántico tropical (Poveda, 2004).

### **1.3 Objetivos del trabajo**

El presente trabajo toma en consideración la situación expuesta anteriormente y pretende realizar un estudio de tallado sobre el análisis de la variabilidad climática en Colombia y su relación con patrones océano-atmosféricos, así como de la predictibilidad a partir de estos. Así pues, el objetivo principal de este trabajo es estudiar la variabilidad climática estacional de la

precipitación, la temperatura del aire y los caudales de los principales ríos de Colombia (ríos Magdalena y Cauca) y establecer modelos de predicción para dichas variables.

En resumen, para cumplir con el objetivo del trabajo, se ha analizado la relación entre la SST del Pacífico tropical y las variables de precipitación y temperatura, con el fin de evaluar la capacidad predictiva que el campo de la SST posee sobre dichas variables, y poder construir modelos de predicción para distintos retrasos estacionales establecidos. De igual forma, para el caudal, se ha analizado la relación entre este y los campos climáticos de la SST, precipitación, temperatura del aire y humedad del suelo, además de con importantes índices de teleconexión. Teniendo en cuenta el bajo número de estaciones de caudal disponibles, la metodología usada para los modelos predictivos de caudal es diferente de la utilizada en el caso de la precipitación y la temperatura. Para la predicción del caudal, un aspecto clave del trabajo consiste en la evaluación de las relaciones encontradas y su estabilidad, ya que de ello depende la capacidad predictiva de las variables analizadas. A partir de dicha estabilidad, se han construido modelos de predicción del caudal estacional. Estos procesos permitieron contribuir al conocimiento y predicción de la hidroclimatología del país.

El presente trabajo se estructura en 8 capítulos incluyendo este capítulo dedicado a la introducción (Capítulo 1). En resumen, los restantes capítulos presentan el siguiente contenido:

- Capítulo 2. Describe en detalle los datos utilizados para el desarrollo de este trabajo, así como los procesos de control de calidad aplicados a los datos para lograr la selección de las estaciones consideradas idóneas para el estudio.
- Capítulo 3. Proporciona una descripción de los métodos estadísticos multivariados que han sido utilizados para analizar la variabilidad de las variables hidroclimáticas y construir los esquemas de predicción.
- Capítulo 4. Se describe la variabilidad espacio-temporal de la precipitación en Colombia y se analiza la influencia de la SST del Pacífico tropical sobre esta variable, para ser utilizada como variable predictora en la construcción de modelos de predicción (a corto y medio plazo) de la precipitación en Colombia, para distintos retrasos estacionales (de una hasta cuatro estaciones).
- Capítulo 5. Aborda un estudio similar al realizado en el Capítulo 4 pero para temperatura del aire en Colombia, analizando su variabilidad espacio-temporal y la influencia de la SST del Pacífico tropical para ser utilizada como variable predictora en la construcción

de los modelos de predicción (a corto y medio plazo) de la temperatura en Colombia, considerando distintos retrasos estacionales (de una hasta cuatro estaciones).

- Capítulo 6. Se estudia la variabilidad del caudal estacional de los ríos Magdalena y Cauca, y se establecen esquemas de predicción para distintos retrasos estacionales fundamentados en las teleconexiones estables encontradas con diversos campos climáticos (SST, precipitación, temperatura y humedad del suelo).
- Capítulo 7. Presenta en resumen las principales conclusiones y las futuras investigaciones a desarrollar.
- Capítulo 8. Muestra la bibliografía utilizada.

La importancia de la investigación llevada a cabo en este trabajo radica en el hecho de intentar consolidar los fundamentos de la capacidad predictiva de la SST del Pacífico tropical sobre la variabilidad estacional de la precipitación y la temperatura del aire en Colombia, así como de la habilidad predictiva de distintos campos climáticos sobre el caudal estacional en el país. La información obtenida a partir del análisis llevado a cabo, permitirá contribuir a la mejora de los esquemas de predicción de la variabilidad hidroclimática en el país, y podrá ayudar en la toma de decisiones de los organismos responsables de la gestión de los recursos naturales en Colombia.



# CAPÍTULO 2

## BASES DE DATOS

En este capítulo se presenta una descripción de las bases de datos utilizadas a lo largo del presente trabajo y de los procesos de control aplicados para evaluar la calidad de los mismos, describiendo los test de homogeneidad utilizados, el porcentaje permitido de datos faltantes y la longitud mínima requerida de las series temporales para ser seleccionadas como series de estudio.

### 2.1 Bases de datos observacionales

Las bases de datos observacionales corresponden a registros de las variables precipitación, temperatura del aire y caudal, obtenidos de estaciones meteorológicas e hidrométricas pertenecientes al Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales de Colombia (IDEAM). El IDEAM es el organismo encargado de obtener, almacenar, analizar, estudiar, procesar y divulgar la información básica sobre hidrología, hidrogeología, meteorología, climatología, geografía básica sobre aspectos biofísicos, geomorfología, suelos, ecosistemas y cobertura vegetal para el manejo y aprovechamiento de los recursos biofísicos del país.

En total se dispuso de 610 estaciones de precipitación, 122 de temperatura del aire y 20 de caudal (situadas sobre algunos ríos principales de Colombia), distribuidas en el territorio colombiano (Figura 2.1), todas con registros en escala mensual. En la Figura 2.1a, se observa que las estaciones de precipitación presentan una razonable cobertura espacial sobre Colombia, agrupando una mayor cantidad de estaciones sobre la zona central, en donde existe una mayor concentración de la población, mientras que el número de estaciones de temperatura de aire (Figura 2.1b) y caudal (Figura 2.1c) es mucho menor, mostrando una reducida cobertura espacial sobre el país.

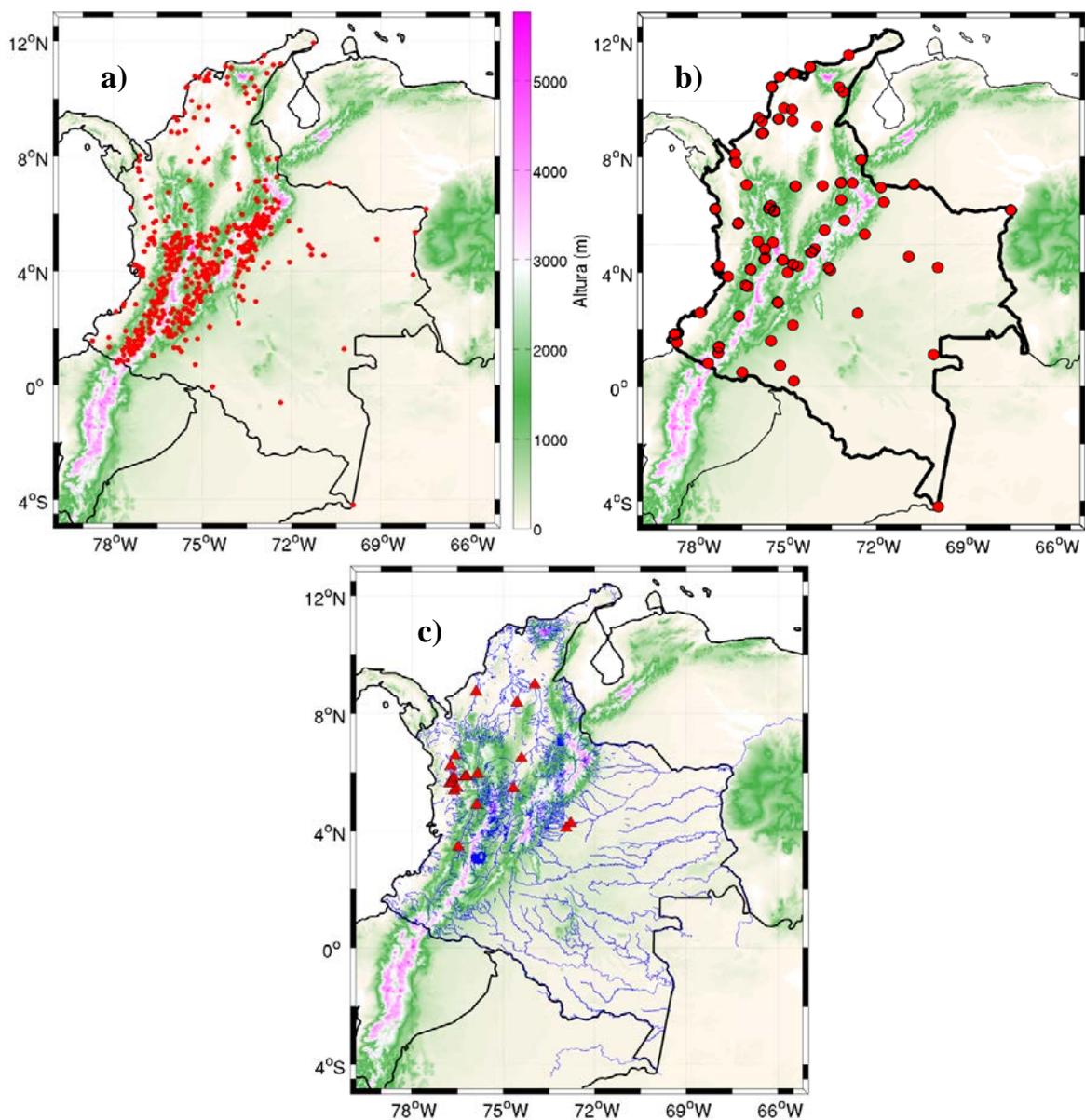


Figura 2.1. Distribución espacial de las estaciones de (a) precipitación, (b) temperatura del aire y (c) caudal, de las bases de datos observacionales.

### 2.1.1 Control de calidad

Las series temporales de todas las variables a estudiar (precipitación, temperatura del aire y caudal) fueron sometidas a un riguroso control de calidad, con el fin de seleccionar aquellas estaciones idóneas para realizar los análisis del presente estudio. Este control, además de asegurar la homogeneidad de las series, ha permitido establecer el periodo de tiempo más adecuado para cada una de las variables tratadas, teniendo en cuenta el mejor balance posible entre el máximo número de datos continuos en el periodo actual, el menor número de datos faltantes en las series de tiempo y el mayor número de estaciones disponibles asociadas con una mayor cobertura espacial.

Para cumplir con lo anterior se establecieron los siguientes criterios: (1) se eliminaron las series de tiempo con menos de 30 años de registros continuos (longitud mínima requerida para realizar estudios hidroclimáticos); (2) se seleccionaron las series de tiempo que presentaron un porcentaje de datos faltantes inferior al 10%, y (3) se eligió el periodo de tiempo más actual considerando el mayor número de estaciones y su distribución espacial sobre el país. Al finalizar este proceso se obtuvieron 380 estaciones de medida con registros de precipitación, 60 estaciones con registros de temperatura del aire y 14 estaciones con registros de caudal, para los periodos de tiempo 1979-2009, 1979-2010 y 1972-2010, respectivamente. Estas series fueron sometidas a un proceso de evaluación de la homogeneidad en sus respectivos periodos.

#### Homogeneidad de las series

La comprobación de la homogeneidad en las series temporales, es de gran importancia en estudios relacionados con el clima o la hidrología, ya que los resultados pueden estar fuertemente influenciados por el análisis de series que presentan inhomogeneidades, generando así, conclusiones equivocadas. Normalmente, el cambio en el entorno o el cambio de ubicación de una estación, son las principales causas de comportamientos no homogéneos detectados en series hidroclimáticas. Existen diversos test de homogeneidad para identificar estos cambios. Por ejemplo, Wijngaard et al. (2003), utilizan los resultados encontrados al aplicar los test de Pettitt (Pettitt, 1979), de Buishand (Buishand, 1982), el *Standard Normal Homogeneity Test*, (SNHT, Alexandersson, 1986) y el *von Neumann ratio test* (Neumann, 1941), para clasificar las series teniendo en cuenta la concordancia entre los diferentes test.

Para evaluar la homogeneidad de la series de precipitación y temperatura del aire durante los periodos 1979-2009 y 1979-2010, respectivamente, se aplicó el test  $t$  penalizado (Wang et al., 2007) y el test  $F$  máximo penalizado (Wang, 2008), metodologías recomendadas por el *Expert Team on Climate Change Detection, Monitoring and Indices* (ETCCDMI) que forman parte de la *World Meteorological Organisation/Climate Variability and Predictability* (WMO/CLIVAR). Estas metodologías permiten detectar los cambios en la media y en la tendencia mediante un modelo de regresión de dos fases de la serie analizada (Lund and Reeves, 2002), siendo el procedimiento esencialmente un algoritmo recursivo de testeo, en el que se tiene en cuenta la autocorrelación a retraso 1 (Wang, 2008). En este trabajo se ha utilizado una versión modificada del programa en Fortran desarrollado por Wang disponible en la dirección <http://ccc.a.seos.uvic.ca/ETCCDMI/software.shtml>. Dado que este test requiere que los datos sigan una distribución normal, siguiendo las recomendaciones de los autores, se ha aplicado el test al logaritmo de los datos de precipitación.

Kundzewicz and Robson (2004), realizaron una importante revisión de las distintas metodologías empleadas para estudiar los cambios que pueden ser encontrados en series hidrológicas, recomendando, además de una cuidadosa inspección gráfica del comportamiento de las series, la aplicación en lo posible de varios test de homogeneidad para la detección de cambios. Por esta razón, las series de tiempo de precipitación y temperatura del aire que resultaron homogéneas fueron nuevamente sometidas, a tres test de homogeneidad absoluta: el *Standard Normal Homogeneity Test* (SNHT) para un solo cambio (Alexandersson, 1986), el test de Rango de Buishand (Buishand, 1982), para variables que sigan cualquier tipo de distribución, y el clásico test de proporción de *von Neumann Ratio* (von Neumann, 1941).

La homogeneidad de las series de caudal ha sido verificada mediante la aplicación del test no paramétrico de Pettitt (Pettitt, 1979), ampliamente utilizado para detectar cambios abruptos en series hidrológicas (Wijngaard et al., 2003; Machiwal and Jha., 2006, 2008; Gao Peng et al., 2010; Costa and Soares, 2009; Sahin and Cigizoglu, 2010; Hofstra et al., 2009; Kundzewicz and Robson, 2000; Gocic and Trajkovic, 2013), y que es considerado como un test robusto en términos de cambios en la forma de la distribución de los datos (Kundzewicz and Robson, 2004).

El test de Pettitt es esencialmente una versión secuencial del test no paramétrico de Mann-Whitney, diseñado para buscar cambios abruptos. Si consideramos una secuencia de

variables  $X_1, X_2, \dots, X_T$ , se dice que tiene un punto de cambio en el tiempo  $\tau$  si  $X_t$ , para  $t = 1, \dots, \tau$  presenta una función de distribución  $F_1(X)$ , y  $X_t$  para  $t = \tau+1, \dots, T$  presenta una función de distribución  $F_2(X)$ , tal que  $F_1(X) \neq F_2(X)$ . No existen suposiciones acerca de las distribuciones, excepto que son continuas. Se pone a prueba la hipótesis nula ( $H_0$ ) de que no hay cambio frente a la hipótesis alternativa de la existencia de un cambio en el tiempo  $\tau$  a través del estadístico  $K_t$ . Si  $r_1, \dots, r_T$  presenta el orden secuencial de las variables  $X_1, \dots, X_T$ , la estadística se define como

$$K_t = 2 \sum_{i=1}^t r_i - t(T+1) \quad (2.1)$$

donde  $t = 1, \dots, T$ , siendo

$$K = \max_{1 \leq t \leq T} |K_t| \quad (2.2)$$

y la probabilidad asociada con el estadístico  $K$  puede ser aproximada por:

$$P_{0A} = 2e^{\left(\frac{-6K^2}{T^3+T^2}\right)}, \text{ para } T \rightarrow \infty \quad (2.3)$$

Si  $P_{0A}$  es menor que 0.05 (nivel de confianza del 95%), entonces la hipótesis nula  $H_0$  de que “no ha y cambio” es rechazada y la hipótesis alternativa de la existencia de un cambio abrupto en las series de tiempo en el punto  $t$ , donde  $K_t$  se maximiza, es aceptada. Los resultados del test de Pettitt revelan el año donde se presenta el punto de cambio (el tiempo  $t$ , donde  $K$  obtiene su máximo valor), cuando el comportamiento de la serie temporal no es homogéneo.

El test de Pettitt, además de ser aplicado a las series de caudal durante el periodo seleccionado (1972-2010), también ha sido aplicado para los distintos periodos más largos en donde las estaciones tienen registros (por ejemplo 1936-2010 y 1949-2010), siempre y cuando las series de datos en dichos periodos hayan aprobado el control inicial de calidad. Las series resultantes homogéneas, fueron comprobadas nuevamente aplicando los test SNHT, Buishand y von Neumann (Kundzewics and Robson, 2004).

Finalmente, después de aplicar los test de homogeneidad, se obtuvo un total de 341 estaciones (de las 380 iniciales) con series de precipitación, 24 estaciones (de las 60 iniciales) para temperatura del aire y 9 estaciones (de 14 iniciales) de caudal, estas últimas, ubicadas sobre los cauces principales de los ríos Magdalena, Cauca y Atrato, tres de las cuencas hidrográficas más importantes de Colombia.

La Figura 2.2 muestra la distribución espacial sobre Colombia de las estaciones finales consideradas (Figura 2.2a para las estaciones de precipitación, Figura 2.2b para temperatura del aire y Figura 2.2c para caudal).

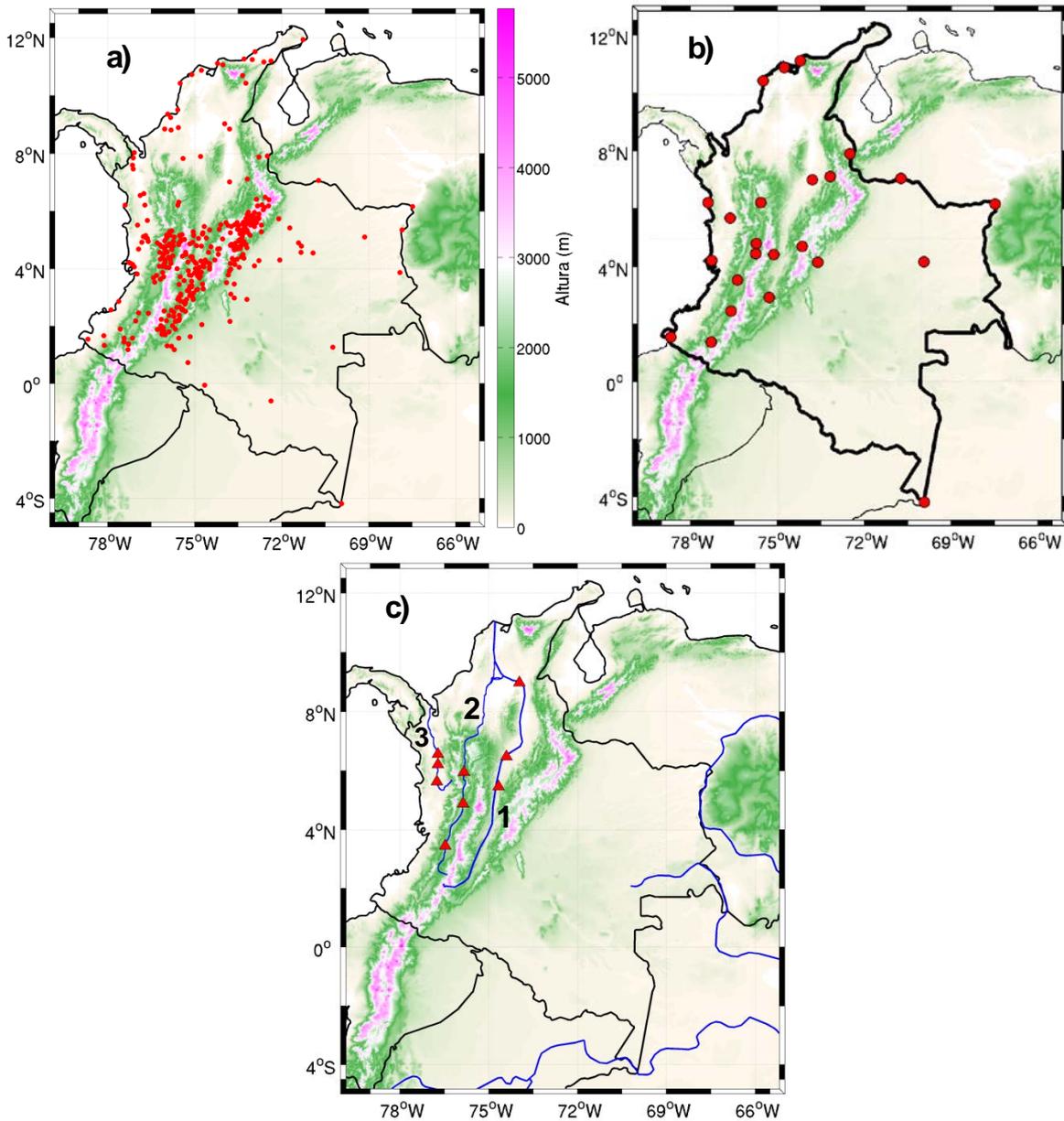


Figura 2.2. Distribución espacial de las estaciones de (a) precipitación, (b) temperatura del aire y (c) caudal de los ríos Magdalena (1), Cauca (2) y Atrato (3).

### Relleno de datos faltantes

Los pocos datos faltantes (huecos) encontrados en algunas de las series de tiempo, fueron rellenados mediante la aplicación de un modelo de regresión lineal entre las estaciones

mejor correlacionadas (aquellas para las que el coeficiente de correlación de *Pearson* resultó mayor que 0.8).

## 2.2 Datos globales en rejilla

Para el desarrollo del presente trabajo se han utilizado distintas bases de datos atmosféricos y oceánicos a escala global en rejilla proporcionadas por diversos centros de investigación sobre el clima. Todas estas bases de datos fueron obtenidas en escala mensual. Su procedencia, resolución y periodo temporal, son las que se citan a continuación.

- Temperatura de la superficie del mar (SST), obtenida de la base de datos HadISST (Hadley Ice and Sea Surface Temperature, Rayner et al., 2003), proporcionada por el *Hadley Centre for Climate Prediction and Research, The Meteorological Office, United Kingdom*. Esta base de datos posee una resolución de 1° de latitud x 1° de longitud para todo el planeta y cubre el periodo de 1870-2012. El dominio empleado para llevar a cabo los análisis ha sido el correspondiente a [70°N – 70°S, 179.5°E – 179.5°W]. Adicionalmente, se ha utilizado un dominio más pequeño que abarca la región del Pacífico tropical correspondiente a [20.5°N – 30.5°S, 120.5°E – 78.5°W].
- Precipitación global (Pt), procedente del *Global Precipitation Climatology Center (GPCC) Version 6 Total Full* (Schneider et al., 2011, 2014), que posee una resolución de 1° x 1° para todo el planeta, durante el periodo 1901-2010.
- Temperatura media sobre tierra (Tm), tomada de la base de datos de alta resolución de la *Climatic Research Unit (CRU-TS.3.10, Harris et al., 2014)*, que cuenta con una rejilla de 0.5° x 0.5° para todo el planeta, durante el periodo de 1901-2009.
- Humedad del Suelo (Sw), procedente de la base de datos V2, proporcionada por el *Earth System Research Laboratory “Physical Sciences Division (PSD)”* de la NOAA, Boulder, Colorado, USA, desde su portal Web (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/>). Esta base de datos posee una resolución espacial de 0.5° x 0.5°, para el dominio global [89.75°N-89.75°S, 0.25°E - 359.75°E], cubriendo el periodo 1948-2012 (Fan and van den Dool, 2004).
- Campos atmosféricos de potencial de velocidad (vpot) a 200 hPa y velocidad vertical (vv), obtenidos de la base de datos de la *Reanalysis 1*, perteneciente al *National Center for Environmental Prediction–National Center for Atmospheric Research (NCEP/NCAR)*, (Kalnay et al., 1996). Esta base de datos posee una resolución espacial de 2.5°x2.5° para todo

el planeta durante el periodo 1948-2010, y los dos campos atmosféricos (vpot y vv) están definidos para 17 niveles de presión: 1000, 925, 850, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30, 20 y 10 hPa.

### 2.3 Índices de teleconexión

Los índices de teleconexión (Itele), describen la variabilidad de los patrones de acoplamientos océano/atmosféricos a gran escala. La teleconexión puede ser definida como una correlación significativa entre fluctuaciones simultáneas que ocurren en la atmósfera/océano en regiones separadas del planeta. Por lo tanto, las teleconexiones permiten explicar la relación entre eventos climáticos que pueden estar muy distantes entre sí. Para explorar la relación y evaluar la capacidad predictiva de los principales fenómenos macro-climáticos, en la variabilidad hidroclicmática en Colombia, se han utilizado los índices de teleconexión que brevemente se describen a continuación.

#### *Índices ENSO (El Niño-Southern Oscillation)*

El Niño-Oscilación del Sur (ENSO), es el patrón de circulación océano-atmósfera a gran escala más importante del sistema climático (Philander and Rasmusson, 1985; Philander, 1990; Neelin et al., 1998), asociado a fuertes fluctuaciones en las corrientes oceánicas y en las temperaturas de la superficie del mar. El ENSO es el principal ejemplo de acoplamiento entre el océano y la atmósfera y consta de dos componentes: El Niño y la Oscilación del Sur. El Niño (Halpert and Ropelewski, 1992) refleja la parte oceánica de la oscilación y, en su fase positiva, corresponde a un calentamiento de las aguas superficiales del Pacífico tropical, debilitando el habitual fuerte gradiente de SST a través del Pacífico, con cambios asociados en la circulación oceánica. Este patrón, se vincula con la componente atmosférica, conocida como la Oscilación del Sur (SO), que implica cambios en los vientos alisios (debilitamiento de la zona de convergencia intertropical), la circulación tropical y la precipitación. Durante los eventos El Niño (anomalías positivas de la SST sobre el centro y este del Pacífico ecuatorial), los vientos atmosféricos de bajo nivel son más débiles a lo largo del Ecuador y hay un fortalecimiento de la convección en todo el Pacífico ecuatorial. Durante los eventos La Niña (anomalías negativas de la SST sobre el centro y este del Pacífico ecuatorial), los vientos atmosféricos de bajo nivel son más fuertes a lo largo del Ecuador y la convección disminuye a través de todo el Pacífico ecuatorial.

Los índices utilizados para representar el fenómeno ENSO son varios: Niño1+2 [80°W-90°W, 0°-10°S], Niño3 [90°W-150°W, 5°N-5°S], Niño3.4 [120°W-170°W, 5°N-5°S] y Niño4 [150°W-160°E, 5°N-5°S], calculados mediante el promedio de las anomalías de la SST del Pacífico tropical en las regiones indicadas en los corchetes para cada índice (Figura 2.3). Además, también se ha utilizado el índice SOI (*Southern Oscillation Index*), creado a partir de las diferencias de la presión a nivel del mar (SLP) entre Darwin (Australia) y Tahití.

#### Índice EMI (El Niño Modoki)

El Niño Modoki es el segundo fenómeno de acoplamiento océano-atmósfera más importante sobre el Pacífico tropical (Ashok et al., 2007), después de El Niño. El Niño Modoki está asociado con un fuerte calentamiento (anomalías positivas de la SST) sobre el Pacífico tropical central, bordeado por un enfriamiento (anomalías negativas) de la SST sobre el este y oeste del Pacífico tropical. Este patrón de variabilidad presenta mecanismos de teleconexión muy diferentes al fenómeno El Niño convencional (Ashok et al., 2007; Weng et al., 2009). Ashok et al. (2007), definen el índice El Niño Modoki, EMI como:

$$EMI = [SSTA]_C - 0.5 [SSTA]_E - 0.5 [SSTA]_W \quad (2.4)$$

en donde los corchetes de cada subíndice (C, E, W) representan el promedio de las anomalías de la SST en un área determinada sobre cada una de las regiones especificadas como la región central (C: 165°E-140°W, 10°S-10°N), la región este (E: 110°W-70°W, 15°S-5°N), y la región oeste (W: 125°E-145°E, 10°S-20°N). De acuerdo con Ashok et al. (2007), el índice EMI captura el gradiente zonal de la SST en la región este y oeste del Océano Pacífico tropical.

#### Índice NAO (North Atlantic Oscillation)

La Oscilación del Atlántico Norte es uno de los patrones de teleconexión más importantes en todas las estaciones (Barnston and Livezey, 1987), con influencia especialmente notable sobre el norte del Océano Atlántico (Visbeck et al., 2001). La NAO consiste en un dipolo norte-sur de anomalías de presión, con un centro situado sobre Groenlandia y el otro centro de signo opuesto cubriendo las latitudes centrales del Atlántico Norte, entre 35°N y 40°N. La fase positiva de la NAO refleja alturas geopotenciales y presiones por debajo de lo normal en latitudes altas del Atlántico norte, y alturas y presiones superiores a lo normal sobre el centro del Atlántico norte, este de Estados Unidos y Europa occidental. La fase negativa refleja un patrón opuesto de anomalías de altura y presión sobre estas regiones. Ambas fases de

la NAO se asocian con cambios en la intensidad y la ubicación de la corriente en chorro del Atlántico Norte y en la trayectoria de las tormentas, así como en modulaciones a gran escala de los patrones normales de transporte de calor y de humedad zonal y meridional (Hurrell, 1995). Estos cambios se traducen en cambios en los patrones de temperatura y precipitación que a menudo se extienden desde el este de América del Norte a Europa occidental y central (Walker and Bliss, 1932; van Loon and Rogers, 1978; Rogers and van Loon, 1979).

### Índice AO (Arctic Oscillation)

El índice AO se define generalmente como la primera Función Ortogonal Empírica (EOF) del campo medio de presión a nivel del mar (SLP) en el Hemisferio Norte, y es un resultado robusto del Análisis de Componentes Principales (PCA) de este campo en escalas de tiempo de semanas a décadas en cualquier estación del año (Thompson and Wallace, 1998). La AO describe la intensidad relativa de un centro de baja presión semipermanente sobre el Polo Norte. Una banda de vientos en altura circula alrededor de este centro, formando un vórtice. Cuando el índice AO es positivo y el vórtice es intenso, los vientos se intensifican alrededor del Polo Norte, produciendo el bloqueo del aire frío que impide su penetración hacia latitudes más al sur. Sin embargo, un índice AO negativo corresponde a un debilitamiento del vórtice polar que permite intrusiones de aire frío hacia el sur en América del Norte, Europa y Asia.

### Índice EA (East Atlantic pattern)

El patrón del Atlántico Este, es el segundo modo de variabilidad de baja frecuencia más importante sobre el Atlántico norte, y aparece como uno de los modos principales en todos los meses, aunque es más prominente en invierno. El patrón EA es estructuralmente similar a la NAO, con un dipolo norte-sur de los centros de anomalías de presión que abarcan el Atlántico norte, de este a oeste. Los centros de anomalías de SLP del patrón EA se encuentran desplazados hacia el sureste respecto a los del patrón NAO por lo que a menudo se interpreta como un patrón de la NAO con desplazamiento hacia el sur. Sin embargo, el centro de latitud más baja contiene una fuerte conexión subtropical en asociación con modulaciones en la intensidad y la ubicación de la dorsal subtropical. Esta conexión subtropical hace que el patrón EA sea distinto de su homólogo NAO. El patrón EA exhibe una muy fuerte variabilidad multidecadal en el periodo 1950-2004, con la fase negativa predominando durante gran parte del periodo 1950-1976, y la fase positiva durante la mayor parte del periodo 1977-2004.

Índice EA-WR (East Atlantic-Western Russia pattern)

El patrón del Atlántico Este-Oeste de Rusia, es uno de los tres patrones de teleconexión destacados que afectan a Eurasia durante todo el año. El EA-WR consiste en cuatro centros principales de anomalías de altura geopotencial. La fase positiva (negativa) se asocia con anomalías positivas (negativas) de altura geopotencial situadas sobre Europa y el norte de China, y anomalías negativas (positivas) de altura geopotencial situadas sobre el Atlántico norte central y norte del Mar Caspio.

Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO)

La Oscilación Multidecadal del Atlántico representa un patrón de la SST persistente observado en el norte del Océano Atlántico, entre 0° y 70°N, delimitado por los continentes (Gray et al., 2004). En contraste con los otros índices, el índice de la AMO no varía drásticamente, y es el índice que presenta una mayor variabilidad temporal a escalas multidecadales. Este índice presenta un modo cuasi-oscilatorio con periodicidad comprendida entre 50 y 70 años, y según estudios de los anillos de los árboles y regresión de hielo del Ártico, se considera cercano a los de 80 años (Schlesinger and Ramankutty, 1994; Kerr, 2000). Los análisis de las mediciones del clima global que datan del siglo XIX, muestran la AMO como un patrón a gran escala que conduce la variabilidad multidecadal de la SST. En el período instrumental (1856-presente) la AMO exhibió fases cálidas aproximadamente en los periodos 1860-1880 y 1930-1960, y fases frías durante 1905-1925 y 1970-1990. Esta oscilación parece haber vuelto a una fase cálida a partir de mediados de la década de 1990.

Índice SCAND (Scandinavian pattern)

El patrón escandinavo consiste en un centro de circulación primaria sobre Escandinavia, con centros más débiles de signo opuesto sobre Europa occidental y el este de Rusia / oeste de Mongolia. La fase positiva de este patrón está asociada con anomalías positivas de altura geopotencial, reflejando a veces importantes bloqueos anticiclónicos sobre Escandinavia y el oeste de Rusia; mientras que la fase negativa del SCAND está asociada con anomalías negativas de altura geopotencial en estas regiones.

Índice WP (Western Pacific pattern)

El patrón del Pacífico Occidental es un modo primario de variabilidad atmosférica de baja frecuencia sobre el Pacífico norte en todos los meses. Durante el invierno y la primavera, el

patrón consiste en un dipolo norte-sur de anomalías, con un centro situado sobre la Península de Kamchatka y otro amplio centro de signo opuesto cubriendo porciones del sureste de Asia y el oeste subtropical del Pacífico norte. Por lo tanto, fuertes fases positivas o negativas de este patrón reflejan pronunciadas variaciones zonales y meridionales en la localización y la intensidad de la región de entrada de la corriente en chorro del Pacífico (o Este de Asia). Estas anomalías exhiben un fuerte desplazamiento hacia el norte en el cambio de invierno a verano, lo cual es consistente con el desplazamiento hacia el norte observado en la corriente en chorro del Este de Asia. Un tercer centro de anomalías se encuentra sobre el este del Pacífico norte y suroeste de los Estados Unidos en todas las estaciones.

*Índice EP-NP (East Pacific-North Pacific pattern)*

El patrón del Pacífico Este-Pacífico Norte es un modo de variabilidad de primavera-verano-otoño con tres centros principales de anomalías de altura geopotencial. La fase positiva de este modo presenta anomalías positivas de altura geopotencial ubicadas sobre Alaska/este de Canadá, y anomalías negativas sobre el Pacífico norte central y este de América del Norte. Fases positivas fuertes del patrón EP-NP están asociadas con un desplazamiento hacia el sur y una intensificación de la corriente en chorro del Pacífico, desde Asia oriental hacia el este del Pacífico norte, seguidos por una circulación anticiclónica fortalecida sobre el oeste de América del norte, y por una circulación ciclónica más intensa sobre el este de Estados Unidos. Fuertes fases negativas de este patrón están asociadas con una circulación anómala de signo opuesto en estas regiones.

*Índice PNA (Pacific-North American pattern)*

El patrón de teleconexión del Pacífico-Norte América es uno de los modos de variabilidad más importantes de baja frecuencia en las regiones extratropicales del Hemisferio Norte. La PNA se compone de cuatro centros de acción de altura geopotencial a 500hPa (Wallace and Gutzler, 1981) o a 700hPa (Barnston and Livezey, 1987). La fase positiva (negativa) del patrón PNA se define como dos centros de altura geopotencial por encima del promedio (por debajo de promedio) ubicados en las proximidades de Hawái [20°N, 160°O] y Alberta [55°N, 115°W], junto con dos centros de altura por debajo del promedio (por encima del promedio) situados en las proximidades del norte del Océano Pacífico [45°N, 165°W] y la región de la costa del Golfo de México [30°N, 85°W]. El índice PNA se construye como una combinación lineal de las anomalías de altura geopotencial normalizadas en estos centros. Este patrón se

asocia con fuertes fluctuaciones en la fuerza y la ubicación de la corriente en chorro del este asiático. La fase positiva se asocia con un fortalecimiento de la corriente en chorro de Asia oriental y con un desplazamiento hacia el este, en la región de salida del chorro hacia el oeste de los Estados Unidos. La fase negativa está asociada con una retracción hacia el oeste de la corriente en chorro hacia el este de Asia, el bloqueo de la actividad en las altas latitudes del Pacífico norte, y una fuerte configuración de flujo dividido sobre el centro del Pacífico norte.

#### Índice PDO (*Pacific Decadal Oscillation*)

La Oscilación Decadal del Pacífico es el segundo índice climático más importante en el Pacífico. La PDO se define como el primer modo de variabilidad obtenido del análisis de componentes principales de la SST del Océano Pacífico norte (desde 20 °N hacia el Polo). Durante una fase cálida o positiva, el océano Pacífico occidental se enfría y una parte del este del Pacífico se calienta; durante una fase fría o negativa, ocurre el patrón opuesto de anomalías de la SST. Las fluctuaciones de la PDO corresponden a 2 periodicidades, una entre 20 y 25 años, y otra entre 50 y 70 años (Chao and MacWilliams, 2000; Minobe, 1997).

#### Índice NPGO (*North Pacific Gyre Oscillation*)

La oscilación del Giro del Pacífico Norte corresponde a un patrón climático que surge como el segundo modo de variabilidad dominante de altura de la superficie del mar (SSH) en el Pacífico nororiental (Di Lorenzo et al., 2008, 2010). El modo NPGO sigue de cerca al segundo EOF de anomalías de la SST del Pacífico norte, también conocido como el "Modo de Victoria" (Bond et al., 2003), y es diferente del modo de la PDO (Mantua et al., 1997), que surge como el primer modo de variabilidad de las anomalías de SST y SSH en el Pacífico nororiental.

La Figura 2.3, muestra aproximadamente las regiones del planeta donde se desarrollan estos patrones de teleconexión. Las series de los índices AO, NAO, EA, EA-WR, SCAND, AMO, WP, EP-NP, PNA, SOI y PDO fueron obtenidas del *Climate Prediction Center* (CPC) del *National Center of Environmental Predictions* (NCEP; [www.cpc.noaa.gov](http://www.cpc.noaa.gov)). El proceso utilizado por el CPC para identificar los patrones de teleconexión del Hemisferio Norte es un análisis de componentes principales rotado (RPCA, Barnston and Livezey, 1987) del campo de altura geopotencial en 500 hPa.

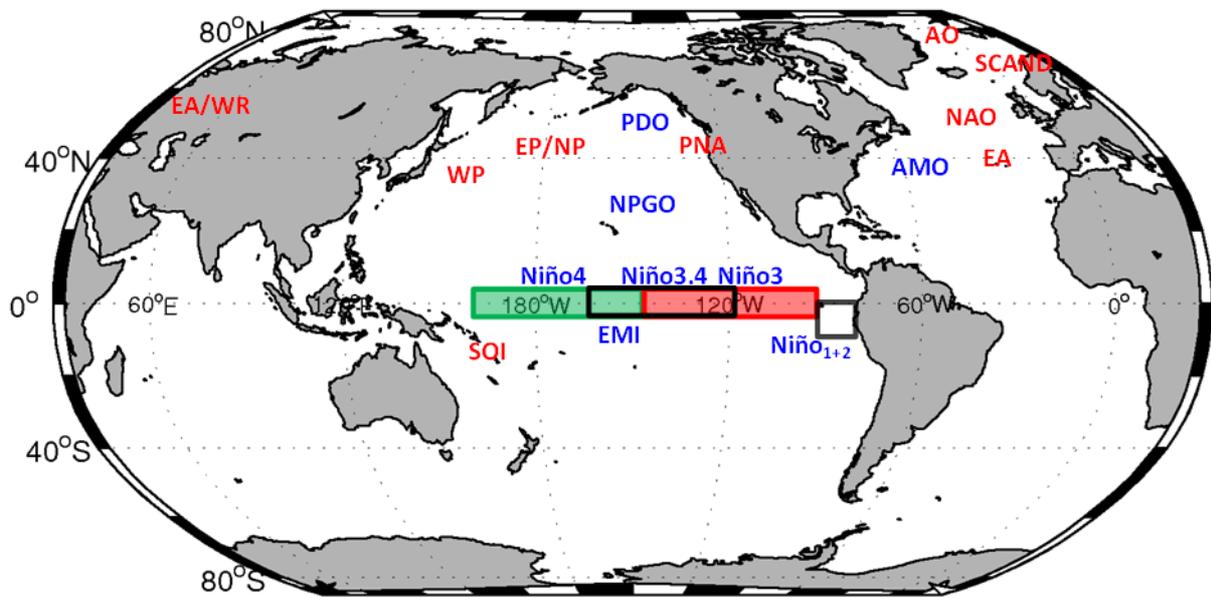


Figura 2.3. Ubicación aproximada de las áreas asociadas a los índices de teleconexión. En azul los índices calculados a partir de datos de la SST, y en rojo los índices basados en los datos de presión atmosférica a diferentes niveles de altura.

Los índices mensuales Niño1+2, Niño3, Niño4, Niño3.4 y EMI, han sido calculados utilizando la base de datos mensual de la SST procedente del HadISST, y las series del NPGO fueron obtenidas desde el portal web <http://www.o3d.org/npgo/>. Todas las series utilizadas para la construcción de los índices de teleconexión han sido obtenidas en base mensual, para el periodo 1950-2009.

Para los análisis realizados en tre las bases de datos globales y las variables observacionales de precipitación y temperatura del aire, las series estacionales de invierno, primavera, verano y otoño, han sido obtenidas mediante el promedio de los meses agrupados de diciembre-enero-febrero (DJF), marzo-abril-mayo (MAM), junio-julio-agosto (JJA) y septiembre-octubre-noviembre (SON), respectivamente. Por otro lado, para los análisis realizados entre las bases de datos globales y los datos de caudal, las series estacionales fueron calculadas mediante el promedio de los meses agrupados de enero-febrero-marzo (JFM), abril-mayo junio (AMJ), julio-agosto-septiembre (JAS) y octubre-noviembre-diciembre (OND). Los promedios estacionales definidos coinciden con los utilizados en diversos estudios relacionados con la variabilidad hidroclimáticas del país (Eslava 1994; Poveda et al., 2011; Poveda, 2004). Esto es así, ya que, aunque generalmente en estudios climáticos las estaciones del año son definidas por DJF (invierno), MAM (primavera), JJA (verano) y SON (otoño), los componentes

del ciclo hidrológico interactúan de múltiples formas en una cuenca hidrográfica, introduciendo un tiempo de retraso entre una variación de las precipitaciones y la respuesta en el caudal (Wilhite and Glantz, 1985; Vicente-Serrano and López-Moreno, 2005; Lorenzo-Lacruz et al., 2010; Poveda, 2004). Por lo tanto, se puede considerar un retardo en la respuesta de los caudales con respecto a las precipitaciones, de ahí que para los datos de caudal se utilicen los promedios JFM (invierno), AMJ (primavera), JAS (verano) y (OND) invierno. Para los análisis referentes al caudal, las series estacionales de los índices de teleconexión utilizados han sido también promediadas así.

Las anomalías estacionales han sido calculadas respecto al promedio estacional, teniendo en cuenta los periodos de las variables observacionales de precipitación, temperatura del aire y caudal, y han sido estandarizadas dividiendo por la respectiva desviación típica estacional en el periodo seleccionado.



# CAPÍTULO 3

## METODOLOGÍA

En este capítulo se presenta la metodología empleada en el desarrollo del presente trabajo, basada, fundamentalmente, en el análisis estadístico multivariado de los datos. Las técnicas multivariadas ofrecen una eficiente solución para el análisis de grandes cantidades de datos climáticos de cara a obtener conclusiones acerca de los procesos físicos predominantes. Estas técnicas, han sido ampliamente utilizadas en los campos de la Geofísica, Meteorología, Climatología e Hidrología entre otros. Se expone una breve explicación de estas técnicas empleadas en este estudio, haciendo hincapié en su aplicación para explicar y predecir el comportamiento de las variables precipitación, temperatura del aire y caudal de Colombia.

### 3.1 Métodos multivariantes

En las Ciencias de la Tierra es común encontrar campos geofísicos representados por grandes cantidades de variables. Por ejemplo el campo atmosférico (o el oceánico) y los múltiples procesos físicos y químicos que lo conforman, son normalmente registrados en observaciones simultáneas de múltiples variables en una región, o en un campo de datos constituido por un conjunto de valores en puntos de rejillas espaciales (o *grid*) en un tiempo determinado. Las técnicas univariadas pueden ser, y son, aplicadas sobre los elementos

numéricos individuales de las observaciones de datos multivariados. Sin embargo, durante la aplicación de técnicas multivariantes se considera el comportamiento conjunto de las múltiples observaciones, lo que ofrece una solución eficiente frente al análisis individual de numerosas variables (atmosféricas, climáticas, hídricas, o oceánicas, etc.) de cara a obtener conclusiones acerca de los procesos físicos predominantes. Así pues, el análisis multivariado tiene como objetivo explorar, identificar, describir y comprender la relación entre un conjunto (generalmente grande) arbitrario de variables, logrando reducir el tamaño del conjunto de datos (minimizando al máximo la posible pérdida de información) y extraerla información más relevante ('la señal'), relacionada con los fenómenos que se desea analizar.

Los métodos clásicos que se han utilizado, para reducir la dimensionalidad y encontrar los principales patrones de variabilidad común en las bases de datos empleadas en este trabajo son el Análisis de Componentes Principales (PCA), el Análisis de Descomposición en Valores Singulares (SVD), y el análisis de promedios o *Composites* (Preisendorfer, 1988; Wilks, 2006; Björsson and Venegas, 1997; von Storch and Zwiers, 1999; Navarra and Simoncini, 2010; Bretherton et al., 1992; Cherry, 1996; von Storch and Navarra, 1995). Aunque el objetivo que persiguen los métodos PCA y SVD es esencialmente el mismo, cada procedimiento tiene unas propiedades que lo hacen más eficiente en determinadas circunstancias. Así, el PCA es generalmente aplicado para analizar la variabilidad de un solo campo de datos, mientras que el SVD puede ser aplicado para examinar la variabilidad acoplada de dos campos de datos geofísicos distintos (Björsson and Venegas, 1997).

### 3.1.1 Análisis de Componentes Principales (PCA)

El Análisis de Componentes Principales, es una técnica del análisis multivariante, que permite identificar y obtener los patrones dominantes de las variaciones simultáneas de un campo o variable (Preisendorfer, 1998). Este método ha sido ampliamente usado por meteorólogos, climatólogos, geofísicos y oceanógrafos como herramienta en el estudio de la variabilidad espacial y temporal de campos físicos. Su objetivo básico es reducir las dimensiones del espacio observacional analizado. Así, el PCA consiste en una transformación lineal ortogonal del conjunto de datos original en un nuevo sistema de coordenadas de forma que, las nuevas variables, llamadas componentes principales (PCs), son combinaciones lineales del conjunto de datos originales, supeditadas a la maximización de la covarianza o la correlación (von Storch and Zwiers, 1999).

Sean  $p$  variables, por ejemplo  $p$  estaciones, de las cuales tenemos  $n$  medidas de una determinada variable, en nuestro caso  $n$  realizaciones en distintos tiempos,  $u'(t,x)$ ,  $t=1,\dots,n$ ;  $x=1,\dots,p$ . Se pueden calcular las anomalías de dicha variable definidas como  $u(x,t)=u'(t,x)-\bar{u}(x)$ ,  $x=1,\dots,p$ , donde  $\bar{u}(x)$  es el valor medio de los  $n$  valores  $u'(t,x)$ . Trabajando con notación vectorial, podemos considerar que tenemos  $n$  vectores de un espacio vectorial (euclídeo) de dimensión  $p$ ,  $\mathbf{u}(t,\cdot)\equiv\mathbf{u}(t)\equiv[u(t,1),\dots,u(t,p)]^T$  (los vectores se representarán por letras minúsculas negritas, los escalares por letras minúsculas normales y las matrices por mayúsculas en negrita,  $T$  indica trasposición). El conjunto de los datos viene entonces representado por la matriz de anomalías  $\mathbf{U}=[\mathbf{u}(1),\dots,\mathbf{u}(n)]^T$ , de orden  $n \times p$ . Puede verse que cada una de las  $p$  columnas de esta matriz representa las anomalías de cada variable en cada estación a analizar, esto es:

$$u'(x,t), \quad t=1,\dots,n, \quad x=1,\dots,p \tag{3.1}$$

$$u(x,t) = u'(x,t) - \bar{u}(x), \quad t=1,\dots,n, \quad x=1,\dots,p, \quad \bar{u}(x) = \frac{\sum_{i=1}^n u'(x,t)}{n} \tag{3.2}$$

$$z(x,t) = \frac{u(x,t) - \bar{u}(x)}{\sigma(x)}, \quad t=1,\dots,n, \quad x=1,\dots,p, \quad \sigma(x) = \left( \frac{\sum_{i=1}^n (u(x,t) - \bar{u}(x))^2}{n} \right)^{1/2} \tag{3.3}$$

Esta última expresión es aplicable cuando los datos se han tipificado.

$$\mathbf{u} = \mathbf{u}(t,\cdot) \equiv \mathbf{u}(t) = [u(t,1),\dots,u(t,p)]^T = [u_1(t),\dots,u_p(t)]^T \tag{3.4}$$

$$\mathbf{U} = \begin{pmatrix} \mathbf{u}(1) \\ \vdots \\ \mathbf{u}(n) \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} u_1(1) & \dots & u_p(1) \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ u_1(n) & \dots & u_p(n) \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} u_{11} & \dots & u_{p1} \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ u_{1n} & \dots & u_{pn} \end{pmatrix} \tag{3.5}$$

La matriz de covarianzas (o correlaciones) es una matriz cuadrada dada por:

$$S = \frac{1}{N} \mathbf{U}^T \mathbf{U} \tag{3.6}$$

Si los datos están expresados en forma de anomalías, entonces la matriz  $S$  es la matriz de covarianzas, con  $s_{ii}$  la varianza de la variable  $i$ -ésima mientras, que  $s_{ij}$  es la covarianza entre las variables  $i$ -ésima y  $j$ -ésima. Si las variables están estandarizadas, entonces tendremos correlaciones en vez de covarianzas.

Se trata de encontrar un nuevo sistema de coordenadas, es decir, una nueva base, con el criterio de que sobre estas nuevas direcciones las proyecciones de los vectores de observación sean máximas. Esto es, en la nueva base  $\{\mathbf{e}_1, \dots, \mathbf{e}_p\}$ , con  $\mathbf{e}_j = (e_j(1), \dots, e_j(p))^T$ , la suma de las proyecciones de los vectores  $\mathbf{u}(t)$  sobre la dirección  $\mathbf{e}_j$  es máxima secuencialmente, siendo, además los vectores  $\mathbf{e}_j$  ortonormales.

Matemáticamente, la obtención de tales vectores se basa en maximizar la expresión:

$$\frac{1}{N} \sum_{t=1}^N [\mathbf{u}^T(t) \mathbf{e}_j]^2 = \frac{1}{N} \sum_{t=1}^N [\mathbf{e}_j^T \mathbf{u}(t)] [\mathbf{u}^T(t) \mathbf{e}_j] \quad (3.7)$$

con

$$\mathbf{e}_j^T \mathbf{e}_j = 1 \quad (3.8)$$

Se puede demostrar que:

$$\begin{aligned} \frac{1}{N} \sum_{t=1}^N [\mathbf{u}^T(t) \mathbf{e}_j]^2 &= \frac{1}{N} \sum_{t=1}^n [\mathbf{e}_j^T \mathbf{u}(t)] [\mathbf{u}^T(t) \mathbf{e}_j] = \\ &= \frac{1}{N} \sum_{t=1}^n \mathbf{e}_j^T \mathbf{u}(t) \mathbf{u}^T(t) \mathbf{e}_j = \mathbf{e}_j^T \left( \frac{1}{N} \sum_{t=1}^n \mathbf{u}(t) \mathbf{u}^T(t) \right) \mathbf{e}_j = \mathbf{e}_j^T \mathbf{S} \mathbf{e}_j \end{aligned} \quad (3.9)$$

La maximización del producto  $\mathbf{e}_j^T \mathbf{S} \mathbf{e}_j$  sujeta a las condiciones antes descritas no es más que un problema de autovalores:

$$\mathbf{S} \mathbf{e}_j = l_j \mathbf{e}_j \Rightarrow (\mathbf{S} - l_j \mathbf{I}) \mathbf{e}_j = 0, \quad j = 1, \dots, p \quad (3.10)$$

donde  $\mathbf{I}$  es la matriz identidad de orden  $p \times p$ .

El problema se reduce en tonces a diagonalizar la matriz  $\mathbf{S}$ , es decir, a encontrar una matriz  $\mathbf{E}$  (que va contener como columnas a los vectores propios de  $\mathbf{S}$ ) tal que:

$$\mathbf{E}^{-1} \mathbf{S} \mathbf{E} = \mathbf{L} \quad \text{ó} \quad \mathbf{S} = \mathbf{E} \mathbf{L} \mathbf{E}^T \quad (3.11)$$

$$\mathbf{S} = \sum_{j=1}^p l_j \mathbf{e}_j \mathbf{e}_j^T \quad (3.12)$$

$$s(x, x') = s_{xx'} = \sum_{j=1}^p l_j e_j(x) e_j(x') \quad (3.13)$$

donde  $\mathbf{L}$  es una matriz diagonal y sus elementos no negativos serán los valores propios. En nuestra aplicación concreta, la matriz a diagonalizar ( $\mathbf{S}$ ) es real y simétrica, pues es la matriz de

covarianzas o correlaciones entre los datos, lo que simplifica el problema de autovalores. Si  $\mathbf{S}$  es una matriz real y simétrica, entonces se puede diagonalizar (es decir, existe solución al problema de autovalores) y además si  $\mathbf{S}=\mathbf{S}^T$  todos los autovalores son reales.

Al diagonalizar la matriz de covarianzas (correlaciones)  $\mathbf{S}$  obtendremos un conjunto de nuevas direcciones  $\mathbf{e}_j$ , que estarán asociadas a los valores propios  $l_j$ , los cuales se ordenan de mayor a menor. A las nuevas direcciones  $\mathbf{e}_j$  son los vectores propios o Funciones Ortogonales Empíricas (EOFs).

Se cumple, además, que la traza de la matriz  $\mathbf{S}$  es igual a la suma de los autovalores:

$$\sum_{j=1}^p l_j = \sum_{j=1}^p s_{jj} \tag{3.14}$$

Asociado al vector  $\mathbf{e}_m$  tenemos el autovalor  $l_m$ . En tal sentido cabe hablar de que el vector propio o EOF  $\mathbf{e}_m$  explica un porcentaje de varianza  $l_j / \sum_{j=1}^p l_j$ , ya que la traza de  $\mathbf{L}$  es la varianza total de los datos analizados. Como los valores propios se ordenan de mayor a menor, el porcentaje de varianza asociado a cada EOF decrece según su orden.

La representación de los variables iniciales en la nueva base  $\{\mathbf{e}_1, \dots, \mathbf{e}_p\}$ , se obtiene a partir de:

$$\mathbf{U} = \mathbf{U}(\mathbf{E}\mathbf{E}^T) = (\mathbf{U}\mathbf{E})\mathbf{E}^T \tag{3.15}$$

$$\mathbf{A} = \mathbf{U}\mathbf{E} \quad (n \times p) \quad \mathbf{A} = (\mathbf{a}_1, \dots, \mathbf{a}_p), \quad \mathbf{a}_j = (a_j(1), \dots, a_j(n)), \quad j = 1, \dots, p \tag{3.16}$$

$$\mathbf{U} = \mathbf{A}\mathbf{E}^T = \sum_{j=1}^p \mathbf{a}_j \mathbf{e}_j^T \quad (n \times p) \tag{3.17}$$

La matriz  $\mathbf{A}$  es la matriz de componentes principales (PCs), y  $\mathbf{a}_j$  representa la  $j$ -ésima componente principal, que puede considerarse como una serie temporal con las mismas dimensiones que los datos iniciales  $\mathbf{u}_j$ , y se obtienen proyectando la matriz de covarianzas (o correlaciones) sobre el  $j$ -ésimo vector propio o EOF  $\mathbf{e}_j$ .

$$\begin{aligned} \mathbf{a}_j &= \mathbf{U}\mathbf{e}_j \quad j = 1, \dots, p \\ a_j(t) &= \mathbf{u}^T(t)\mathbf{e}_j = \sum_{x=1}^p u(t, x)e_j(x) \quad j = 1, \dots, p; \quad t = 1, \dots, n \end{aligned} \tag{3.18}$$

Esta última expresión constituye la fórmula básica del PCA.

Una propiedad importante de las componentes principales es que son variables no correlacionadas. De la definición de  $\mathbf{A}$ ,

$$\mathbf{A}^T \mathbf{A} = (\mathbf{U}\mathbf{E})^T (\mathbf{U}\mathbf{E}) = \mathbf{E}^T (\mathbf{U}^T \mathbf{U}) \mathbf{E} = \mathbf{E}^T (n\mathbf{S}) \mathbf{E} = \mathbf{E}^T (\mathbf{E}n\mathbf{L}) = n\mathbf{L} \quad (3.19)$$

con notación vectorial, y escalar

$$\begin{aligned} \mathbf{a}_j^T \mathbf{a}_k &= nl_j \delta_{jk} \\ \sum_{t=1}^n a_j(t) a_k(t) &= nl_j \delta_{jk} \end{aligned} \quad (3.20)$$

Obsérvese de la expresión anterior que la varianza de  $a_j$  es igual a  $l_j$ , (siempre que se use la normalización  $\|\mathbf{e}_m\| = 1$ ):

$$\text{Var}(a_j) = \frac{1}{N} \mathbf{a}_j^T \mathbf{a}_j = \frac{1}{N} \sum_{t=1}^n (a_j(t))^2 = l_j \quad (3.21)$$

Las series de componentes principales agrupan de manera óptima el comportamiento de un grupo de las series originales, de forma que pueden ser elegidas como representativas de éstas. Es decir, obtenemos una serie temporal que agrupa el comportamiento en el tiempo de un conjunto de series originales y tal que su varianza es igual al autovalor asociado al vector propio correspondiente.

Es interesante analizarlas correlaciones de los datos (bien en forma de anomalías o de variables tipificadas) con las PCs. De la ecuación (3.18), tenemos que

$$\sum_{t=1}^n u(t, x) a_j(t) = l_j e_j(x) \quad x = 1, \dots, p \quad (3.22)$$

por tanto, el coeficiente de correlación entre  $\mathbf{u}(\cdot, x)$  y  $\mathbf{a}_j$  es:

$$r_{ua}^2(j, x) = \frac{\left[ \sum_{t=1}^n u(t, x) a_j(t) \right]^2}{\left[ \sum_{t=1}^n u^2(t, x) \right] \left[ \sum_{j=1}^p a_j^2(t) \right]} = \frac{l_j e_j^2(x)}{\sum_{j=1}^p l_j e_j^2(x)} \quad (3.23)$$

para  $j=1, \dots, p$ ,  $x=1, \dots, p$ . Este estadístico da una medida de la correlación entre las series temporales o riginales  $\mathbf{u}(t, x)$  en el punto  $x$  y la  $j$ -ésima componente principal  $\mathbf{a}_j$ . Se puede representar  $r_{ua}^2(j, x)$  como función de índice local  $x$  para cada índice propio  $j$ . En aquellos lugares donde este estadístico tiene un valor alto, hay una alta correlación temporal entre las

variables  $\mathbf{a}_j$  y  $\mathbf{u}(t,x)$ . Este estadístico representa también la varianza porcentual de cada  $\mathbf{u}(t,x)$  en cada localidad  $x$  con el  $j$ -ésimo EOF  $\mathbf{e}_j$ . A estas correlaciones se les suele llamar factores de carga, ya que coinciden con los coeficientes obtenidos en el Análisis Factorial (Preissendorfer, 1988).

Como se mencionó anteriormente, si se pretenden encontrar estructuras coherentes de variación entre los datos, es conveniente usar la matriz de correlaciones (von Storch and Navarra 1995). Esto debe tenerse en cuenta especialmente cuando aparece una alta variabilidad en los datos (cuando las varianzas de las series son muy distintas entre sí). Nótese que el procedimiento del PCA basado en la matriz de covarianzas obtiene patrones que agrupan la máxima varianza posible de las series originales, pero no necesariamente una conexión física entre ellas o una maximización de la correlación. Si existen un conjunto de variables originales con una mayor varianza que el resto, el patrón principal va a agrupar este conjunto de estaciones independientemente de que experimenten variaciones coherentes o no. Sólo si las variables están normalizadas (matriz de correlaciones) o bien si presentan variabilidades (varianzas) muy parecidas, el análisis PCA va a presentar patrones coherentes de variabilidad, y no simplemente una agrupación de estaciones. La contrapartida en el caso de usar la matriz de correlaciones es la pérdida de las unidades y de la magnitud real de los patrones.

Además cuando se usa la matriz de correlaciones,  $\mathbf{R}$ , la varianza total del conjunto de datos está normalizada y es igual al número de variables o estaciones,  $p$ , y los factores de carga tienen una expresión más sencilla, ya que:

$$r_{ua}^2(j, x) = \frac{[\sum_{t=1}^n z(t, x) a_j(t)]^2}{[\sum_{t=1}^n z^2(t, x)][\sum_{j=1}^p a_j^2(t)]} = \frac{l_j e_j^2(x)}{\sum_{j=1}^p l_j e_j^2(x)} = l_j e_j^2(x) \quad (3.24)$$

y por tanto, los factores de carga son  $\sqrt{l_j} e_j(x)$ , con una interpretación directa como patrones espaciales de variabilidad.

### 3.1.1.1 Reglas de selección de los EOFs

No todos los patrones o vectores propios (EOFs) tienen un valor significativo. En general, a partir de un valor propio determinado, los vectores propios representarán patrones estocásticos, conteniendo información de ese caso valor para los fines climáticos ('ruido'). Para

establecer el valor propio a partir del cual no hay información o ésta no es útil, se plantea el problema de las reglas de selección.

Uno de los criterios más universalmente aceptado para la selección de patrones significativos es la regla de North (North et al., 1982), basada en la estimación de los errores de los vectores propios, cuya expresión es

$$\Delta l_j = \sqrt{\frac{2}{n}} l_j \quad (3.25)$$

siendo  $\Delta l_j$  el error asociado al valor propio  $\lambda_j$ , de tal forma que los valores propios significativos son los primeros para los cuales no se cumple que

$$|l_j - l_{j+1}| < \Delta l_j \quad (3.27)$$

Descartando así, los EOFs tales que su error asociado es del orden del valor del autovalor asociado al siguiente EOF.

En este estudio, el método de PCA basado en la matriz de correlaciones (variables estandarizadas) se ha utilizado para explorar la variabilidad espacial de la precipitación estacional (DJF, MAM, JJA, SON) de Colombia durante el periodo 1979-2009. También, se ha usado el PCA para identificar los principales modos de variabilidad y reducir la dimensionalidad de los datos de la SST, Pt, Tm y Sw que muestran correlaciones significativas y estables con los caudales estacionales de los ríos Magdalena y Cauca de Colombia.

### 3.1.2 Descomposición en Valores Singulares (SVD)

El SVD es una de las técnicas estadísticas multivariadas más usadas para la reconstrucción de campos climáticos. Su objetivo principal es identificar los principales modos de variabilidad acoplados entre dos campos geofísicos de interés, analizando la estructura de la covarianza (Cherry, 1996; Björnsson and Venegas, 1997; Bretherton et al., 1992; Wallace et al., 1992).

La técnica del SVD es una generalización del análisis de Funciones Ortogonales Empíricas (EOFs) combinando dos campos de datos. Para identificar los pares de patrones fuertemente acoplados entre los dos campos, el SVD ejecuta una descomposición en valores singulares de la matriz de covarianza cruzada de ambos campos (Bretherton et al., 1992; Björnsson and Venegas, 1997; Widmann, 2005). Como resultado se obtiene un grupo de vectores

singulares (patrones espaciales), ortogonales (análogo a los EOFs en el PCA), que explican una fracción de la covarianza cruzada (*SCF*) entre los dos campos, y un conjunto de valores singulares. El primer par de vectores singulares describe la mayor *SCF* y cada par siguiente describe una *SCF* máxima que no es explicada por los pares anteriores (Björnsson and Venegas, 1997). La *SCF* es una medida eficiente para comparar la importancia relativa en la descomposición (Bretherton et al., 1992). Al igual que en el PCA la variabilidad temporal de los patrones espaciales es representada por las series temporales de los coeficientes de expansión (análoga a las series PCs en el análisis PCA), las cuales se determinan mediante la proyección del campo de datos original en los vectores singulares. La fuerza relativa de acoplamiento (*SC*) entre los patrones de variabilidad, se calcula a través del coeficiente de correlación entre los coeficientes de expansión de cada patrón, e indica la fuerza con la que se relacionan los patrones acoplados (Björnsson and Venegas, 1997).

Por otro lado, algunos trabajos han demostrado que el análisis de SVD entre dos campos produce patrones similares a los obtenidos aplicando el PCA a los campos de forma individual (Wallace et al., 1992; Bretherton et al., 1992; Björnsson and Venegas, 1997). Esto es considerado como un factor favorable cuando se utiliza el SVD en procesos de reconstrucción o predicción (Barnston, 1994; Liu, 2003). Aunque la técnica del SVD es ampliamente conocida, a continuación se presenta una breve explicación de su procedimiento.

Antes de ejecutar el SVD, se construye la matriz temporal de covarianza cruzada (**C**) entre los dos campos de datos o variables distribuidas en el espacio (que puede ser diferente para cada campo) y en el tiempo (que debe ser de igual longitud para ambos). Supongamos que se tiene las matrices **S**, con dimensión  $N \times K$  y la matriz **P** con dimensión  $N \times Q$ , que representan los campos predictor (por ejemplo anomalías de la SST estacional) y predictando (por ejemplo anomalías de precipitación estacional), respectivamente donde  $K$  y  $Q$  indican el número de localidades (o puntos de *grid*) en el que se mide cada variable, y  $N$  indica la longitud del periodo de tiempo. Asumiendo que las variables **S** y **P** están centradas en el tiempo (Björnsson and Venegas, 1997), la matriz temporal de covarianza cruzada (**C**) puede ser construida mediante:

$$\mathbf{C} = \mathbf{S}^T \times \mathbf{P} = \begin{pmatrix} S_1 P_1 & \cdots & S_1 P_Q \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ S_K P_1 & \cdots & S_K P_Q \end{pmatrix} \quad (3.28)$$

De esta forma la matriz  $\mathbf{C}$  tiene una dimensión  $K \times Q$ , siendo cada elemento  $S_i P_j$ , la covarianza cruzada entre las series de tiempo  $S_i$  y  $P_j$  en los puntos  $i$  y  $j$ , respectivamente. La matriz de covarianza cruzada entre los dos campos de las variables, por lo general, no es simétrica y el SVD utiliza la máxima covarianza posible para elegir la mejor combinación lineal entre los campos (Cherry, 1996; von Storch and Zwiers, 1999).

En este punto algunos investigadores prefieren escalar la variabilidad de  $\mathbf{S}$  y  $\mathbf{P}$ , dividiendo cada serie por su desviación estándar (Wallace et al., 1992). Una vez calculada la matriz de covarianza se realiza la descomposición en valores singulares sobre dicha matriz ( $\mathbf{C}$ ). Para encontrar las matrices  $\mathbf{U}$ ,  $\mathbf{V}$  y la matriz diagonal  $\mathbf{L}$  tal que:

$$\mathbf{C}_{KQ} = \mathbf{U} \times \mathbf{L} \times \mathbf{V}^T \quad (3.29)$$

La matriz  $\mathbf{U}$ , de dimensión  $K \times K$  contiene en las columnas los vectores singulares de  $\mathbf{S}$ , la matriz  $\mathbf{V}$  de dimensión  $Q \times Q$  contiene en las columnas los vectores singulares de  $\mathbf{P}$  y los valores en la diagonal de la matriz  $\mathbf{L}$  son los valores singulares de la matriz de covarianza ( $\mathbf{C}$ ) de los dos campos. Las columnas de  $\mathbf{U}$  son habitualmente llamadas patrones de la izquierda y las columnas de  $\mathbf{V}$  patrones de la derecha. Cada par de vectores singulares es un patrón (modo) de covariabilidad entre los campos  $\mathbf{S}$  y  $\mathbf{P}$ .

Los coeficientes de expansión que representan la variabilidad temporal de cada modo, son obtenidos mediante la proyección de los campos de datos originales sobre sus respectivos vectores singulares empleando las ecuaciones siguientes:

$$\mathbf{CS} = \mathbf{S} \times \mathbf{U} \quad (3.30)$$

$$\mathbf{CP} = \mathbf{P} \times \mathbf{V} \quad (3.31)$$

Las  $k$ -ésimas columnas de las matrices  $\mathbf{CS}$  y  $\mathbf{CP}$  contienen los coeficientes de expansión correspondientes a cada  $k$ -ésimo modo para los campos  $\mathbf{S}$  y  $\mathbf{P}$  respectivamente. De forma que para obtener solamente los coeficientes de expansión asociados con los principales  $M$  patrones de acoplamiento en los dos campos se puede aplicar:

$$CS^m = \sum_{i=1}^K S_i U_i^m, \quad m = 1, 2, \dots, M, \quad (3.32)$$

$$CP^m = \sum_{i=1}^Q P_i V_i^m, \quad m = 1, 2, \dots, M, \quad (3.33)$$

Visto que tanto  $\mathbf{U}$  y  $\mathbf{V}$ , como  $\mathbf{CS}$  y  $\mathbf{CP}$  son ortogonales (Björnsson and Venegas, 1997) la reconstrucción de los campos  $\mathbf{S}$  y  $\mathbf{P}$  puede ser obtenida (usando todos o un número  $\mathbf{M}$  de modos seleccionados) mediante:

$$S = CS \times U^T = \sum_{j=1}^M CS_j U_j \quad (3.34)$$

$$P = CP \times V^T = \sum_{i=1}^M CP_i V_i \quad (3.35)$$

Por consiguiente, si se puede encontrar una fuerte relación ( $SC$ , fuerza de acoplamiento grande) entre los patrones asociados al campo  $S$  y los patrones asociados al campo  $P$  que soporte el modelo de regresión:

$$CP_r = b_1 CS_1 + b_2 CS_2 + \dots + b_M CS_M \quad (3.36)$$

en donde  $b_1, b_2, \dots, b_M$  son los coeficientes de regresión calculados, a través del método de mínimos cuadrados. Se podría reconstruir el campo  $P$  ( $P_r$ ) en función de la variabilidad temporal ( $CS$ ) asociada a los ( $M$ ) modos obtenidos en el campo  $S$ , con la siguiente ecuación (Wei et al., 2012).

$$(P_r) = \sum_{i=1}^M CP_{ri} V_i \quad (3.37)$$

La covarianza temporal entre los dos campos puede ser expresada en términos de los coeficientes de expansión de la siguiente forma:

$$L = CS^T \times CP \quad (3.38)$$

De tal manera que, la importancia relativa de cada modo del SVD está indicada por el porcentaje de covarianza cuadrada (CF) del modo determinado. Si  $l_j = L(j, j)$  es el  $j$ -ésimo valor singular, la fracción de covarianza cuadrada (SCF) explicada por este modo estaría dada por:

$$SCF_j = \frac{l_j^2}{\sum l_j^2} \quad (3.39)$$

La fuerza de acoplamiento ( $SC$ ) entre los patrones de variabilidad del SVD es obtenida por:

$$SC_k = R(CS_k, CP_k) \quad (3.40)$$

donde  $R$  es el coeficiente de correlación de Pearson aplicado a los correspondientes coeficientes de expansión de cada campo. De esta forma, los modos de variabilidad de l SVD, son normalmente representados por los mapas de correlaciones homogéneas y heterogéneas. El mapa  $k$ -ésimo de correlación homogéneo es definido como el vector de los coeficientes de correlación entre el coeficiente de expansión del modo  $k$ -ésimo de variabilidad de un campo (por ejemplo  $CS_k$ ) y las series de datos en cada punto de *grid* (o ubicación) del mismo campo (por ejemplo  $\mathbf{S}$ ). Este es un indicador útil de la distribución espacial de la fracción de covarianza entre el campo y su  $k$ -ésimo modo. El mapa  $k$ -ésimo de correlación heterogéneo es definido como el vector de los coeficientes de correlación entre el coeficiente de expansión del modo  $k$ -ésimo de un campo (por ejemplo  $CS_k$ ) y las series de datos en los puntos de *grid* del otro campo (por ejemplo  $\mathbf{P}$ ). Esto indica lo bien que las series de datos en los puntos de *grid* del segundo campo pueden ser explicadas (reconstruidas o predichas) a partir de los coeficientes de expansión del primer campo.

En el presente estudio se ha utilizado el análisis SVD con el fin de encontrar los principales patrones (modos) de variabilidad acoplados entre las anomalías de la SST en el Océano Pacífico tropical y los campos estacionales de precipitación y temperatura del aire sobre Colombia. Para el campo de precipitación, se ha aplicado de forma complementaria al análisis SVD, un análisis de dispersión para ampliar el conocimiento sobre la posible relación lineal entre la precipitación estacional en Colombia y la SST del Pacífico tropical, desvelada por el SVD. Además, una vez establecida la vinculación existente entre los campos de precipitación y SST del Pacífico tropical, se ha llevado a cabo un análisis de regresión parcial (Behera and Yamagata, 2003; Wang et al., 2007, 2011; Ashok et al., 2007) usando los principales coeficientes de expansión obtenidos en el SVD. Los resultados obtenidos en el análisis de regresión parcial han sido usados para reconstruir las series de anomalías de precipitación y sus patrones de anomalías en Colombia, que están relacionados con los dos tipos de El Niño del Pacífico tropical, durante (los casos de estudio) las estaciones de invierno (1998) y verano (1997). Para evaluar la coherencia entre los patrones de anomalías reconstruidos y los observados se ha calculado el coeficiente de correlación espacial y el porcentaje de varianza explicada determinado por el parámetro  $\mathbf{P}$  (ecuación 3.41), que muestra la proximidad de los

patrones espaciales de anomalías de la variable reconstruida con respecto a los patrones de anomalías observados (Weng et al., 2011).

$$P = 1 - \frac{\sum_x [Obs - \sum_j (I_j \times S_j)]_x^2}{\sum_x (Obs)_x^2} \quad (3.41)$$

En la ecuación (3.41) *Obs* representa las anomalías de precipitación observada, *I<sub>j</sub>* es el *j*-ésimo coeficiente de expansión de la SST del Pacífico tropical, obtenido del análisis SVD, para una estación del año dada, y *S<sub>j</sub>* es el coeficiente espacial de regresión parcial lineal de las anomalías observadas en relación a los coeficientes de expansión de la SST (*I<sub>j</sub>*). La sumatoria respecto a *j* indica que los patrones reconstruidos se basan en los primeros *j* coeficientes de expansión encontrados en cada estación, y la sumatoria respecto a *x* indica que *P* es calculado para cada localidad y se suma para todas ellas. El término al cuadrado en el numerador de la derecha de la ecuación (3.41) es el error de la varianza. Así, cuanto más cerca de 1 se encuentre el valor de *P*, mejor será la aproximación del patrón espacial reconstruido en comparación con el correspondiente patrón observado (Weng et al., 2011; Lau and Weng, 2001).

Por otra parte, el análisis SVD también ha sido empleado estableciendo retrasos entre los campos, para reconstruir y predecir la precipitación y la temperatura del aire estacional en Colombia durante el periodo 1979-2009 y 1979-2010 respectivamente. Este tipo de análisis se considera favorable cuando el campo predictor (en nuestro caso la SST) y el campo a predecir (en nuestro caso la precipitación y la temperatura del aire) están conectados mediante patrones de teleconexión conocidos (Barnston, 1994; Liu, 2003; Wallace et al., 1992; Bretherton et al., 1992; Björnsson and Venegas, 1997). Durante este proceso de reconstrucción (o de predicción) la variable SST del Pacífico tropical considerada es la correspondiente a 1, 2, 3 y hasta 4 estaciones (Lag\_1, Lag\_2, Lag\_3, Lag\_4, respectivamente) antes que la de la variable precipitación y temperatura del aire, con el objetivo de aplicar siempre el análisis SVD con retrasos (SVD\_Lag). Por lo tanto, los patrones de acoplamiento que resultan del análisis SVD\_Lag, representan la relación espacial entre la SST de una estación (por ejemplo DJF) y la precipitación (o la temperatura del aire) de las estaciones siguientes (por ejemplo MAM, JJA, SON, DJF+1).

Los mapas de correlaciones heterogéneos (homogéneos) muestran las correlaciones entre los coeficientes de expansión del campo de la SST y las series temporales de precipitación no

temperatura del aire (SST) sobre Colombia (el Pacífico tropical), representando los modos obtenidos por el SVD o el SVD\_Lag.

Los modos de variabilidad significativos obtenidos por el SVD (SVD\_Lag), han sido seleccionados aplicando la regla de North y teniendo en cuenta la relación existente (o similitud) con los patrones de teleconexión reconocidos en estudios previos (existencia de una conexión física ya establecida o demostrada). Además, con el fin de mejorar la comprensión del significado físico de los patrones SVD (SVD\_Lag) identificados, los coeficientes de expansión asociados al campo de la SST del Pacífico tropical se correlacionaron con las series PCs del mismo campo. Este procedimiento permite constatar una relativa consistencia de los modos obtenidos por el SVD/SVD\_Lag durante el proceso de predicción (Barnston, 1994; Liu, 2003), siempre que sean análogos a los EOFs del PCA. Una interesante comparación entre el análisis del SVD y el PCA, se puede encontrar en Bretherton (1992) y Björnsson and Venegas (1997).

Cabe resaltar, que el proceso de reconstrucción empleando el SVD\_Lag (utilizando retrasos estacionales) se desarrolla aplicando cada uno de los pasos mostrados del SVD entre los campos de anomalías de la SST y la precipitación (o la temperatura del aire), hasta llegar a calcular las series reconstruidas mediante la ecuación 3.37. Así, tras ejecutar el SVD\_Lag, se construye un modelo de regresión lineal (usando mínimos cuadrados) entre los primeros  $M$  coeficientes de expansión de  $\mathbf{S}$  (ej. SST) y de  $\mathbf{P}$  (ej. precipitación), con el objetivo de reconstruir los primeros  $M$  coeficientes de expansión de  $\mathbf{P}$  ( $CP_r$ ), como una función de los primeros  $M$  coeficientes de  $\mathbf{S}$  ( $CS$ ). Estos coeficientes reconstruidos ( $CP_r$ ), se usan en el proceso de obtención de las series reconstruidas del campo original de  $\mathbf{P}$  ( $Pr$ ), empleando la ecuación 3.18 (similar al mostrado en Wei et al., 2012).

### 3.1.2.1 Algoritmo de predicción con SVD para la precipitación y la temperatura

El proceso de predicción de la precipitación y la temperatura del aire en Colombia a través del SVD\_Lag, se desarrolla aplicando un esquema de validación cruzada denominado “*leave one out*” (Livezey, 1985), llevado a cabo para cada retraso establecido ( $\text{lag} = 1, 2, 3, 4$  estaciones) entre los campos (Liu, 2003; Wang and Ting, 1999; Widmann and Bretherton, 2003). Nuevamente, asumiendo que los campos originales de entrada son las matrices  $\mathbf{S}$  (por ejemplo, anomalías estacionales de la SST del Pacífico tropical) y  $\mathbf{P}$  (por ejemplo, las anomalías estacionales de la precipitación), con una longitud de tiempo  $N$  (31 años, periodo 1979-2009 para el caso de la precipitación en Colombia), se construyen las matrices de validación  $\mathbf{S}_t$  y  $\mathbf{P}_t$ ,

mediante la extracción de un año  $t$  en común. Luego, se ejecuta el análisis SVD\_Lag sobre las matrices con los datos originales restantes  $\mathbf{S}^*$  y  $\mathbf{P}^*$  (matrices de calibración con  $N=N-1$ ), para obtener el par de modos acoplados  $\mathbf{U}^*$ ,  $\mathbf{V}^*$ . De tal forma que los valores de las series temporales de validación cruzada están dadas por:

$$CS_t = S_t \times U^* \tag{3.42}$$

$$CP_{tr} = b_1 CS_{t1} + b_2 CS_{t2} + \dots + b_{tM} \tag{3.43}$$

donde  $M$  es el número de modos significativos seleccionados. Los coeficientes de regresión son determinados entre los coeficientes de expansión de los dos campos para el periodo de calibración usando la aproximación de mínimos cuadrados, mientras que, la predicción del campo  $\mathbf{P}$  para el periodo de validación ( $\mathbf{P}_{tr}$ ) es calculada usando la ecuación (3.37), de forma que:

$$(P_{tr}) = \sum_{i=1}^M CP_{tri} V_i \tag{3.44}$$

Finalmente, se repiten los procesos anteriores para cada una de las matrices (validación y calibración) creadas mediante el *leave one out* en la longitud de tiempo  $N$  (número de años), generando así,  $N$  modelos predictivos, para cada desfase establecido entre los dos campos de variables. Estos construyen la serie  $-P_r-$  predicha, de precipitación (o temperatura del aire) utilizando como variable predictora la SST del Pacífico tropical asociada a los  $M$  modos seleccionados. Para eliminar la posibilidad de que los resultados del *leave one out* pudieran ser sesgados por la tendencia lineal, a las variables predictoras y predictando se les ha quitado la tendencia lineal y han sido centradas en el tiempo (restando la media a cada serie de tiempo) en cada repetición de la validación cruzada (von Storch and Zwiers, 1999). La habilidad del proceso de predicción (reconstrucción) es evaluada empleando los métodos descritos más adelante en la Sección 3.4.

### 3.1.3 Análisis de promedios (*composites*)

El análisis de promedios o de composición (*composites*) es una herramienta adicional para obtener información contenida simultáneamente en una gran cantidad de variables. Consiste básicamente en realizar submuestreos de las variables de acuerdo con criterios establecidos. Así, las series obtenidas se comparan entre sí, para establecer si son iguales o diferentes. Nótese que

el análisis de promedios es una herramienta complementaria al análisis SVD o PCA, y es fundamentalmente útil cuando la relación que pretendemos estudiar sea posiblemente no lineal.

En este estudio, para determinar si la precipitación sobre Colombia es sensible a la ocurrencia de eventos El Niño canónico (EN)/La Niña canónica (LN) y El Niño Modoki (ENM)/La Niña Modoki (LNM), se realizan muestreos en las series de valores de anomalías estacionales de precipitación, obteniéndose los conjuntos de datos correspondientes a los eventos de El Niño/La Niña y El Niño Modoki/La Niña Modoki considerados intensos, y los conjuntos de eventos considerados normales.

Los índices Niño3 y EMI, han sido empleados para identificar los años EN/LN y ENM/LNM, respectivamente (ver la Sección de Datos para su construcción). Durante el periodo de estudio (1979-2009), se han seleccionado los años en los que estos índices superan o igualan el valor umbral de 0.7 ( $-0.7$ ) en la serie estacional estandarizada de los índices (Figura 3.1), identificando así los eventos EN/LN y ENM/LNM que presentan mayor intensidad en cada una de las estaciones del año. Así, para cada estación, se han seleccionado los años con la presencia de eventos intensos El Niño y El Niño Modoki (Tabla 3.1). Los años en los que ambos eventos ocurren (simultáneamente) en una misma estación del año están en color rojo. En general, los años elegidos concuerdan con los seleccionados como El Niño clásico identificados por Trenberth (1997) y con los eventos EMI identificados por Ashok et al. (2007).

Tabla 3.1. Años El Niño canónico (EN), La Niña canónica (LN), El Niño Modoki (ELM) y La Niña Modoki (LNM). Los años en común se muestran en rojo.

EL NIÑO (EN)				EL NIÑO MODOKI (ENM)			
DJF	MAM	JJA	SON	DJF	MAM	JJA	SON
1982/1983	1983	1982	1982	1979/1980	1980	1982	1986
1986/1987	1987	1983	1987	1986/1987	1982	1991	1990
1991/1992	1992	1987	1997	1990/1991	1991	1992	1991
1994/1995	1993	1991	2002	1991/1992	1994	1994	1993
1997/1998	1998	1997	2006	1992/1993	1995	2002	1994
2002/2003		2009	2009	1994/1995	2003	2004	2002
				2002/2003	2005		2004
				2004/2005	2007		2009
LA NIÑA (LN)				LA NIÑA MODOKI (LNM)			
DJF	MAM	JJA	SON	DJF	MAM	JJA	SON
1984/1985	1985	1984	1984	1982/1983	1983	1981	1983
1988/1989	1986	1985	1985	1983/1984	1984	1983	1984

1998/1999	1988	1988	1988	1988/1989	1989	1989	1988
1999/2000	1989	1999	1995	1997/1998	1998	1997	1997
2005/2006	1999	2000	1999	1998/1999	1999	1998	1998
2007/2008	2000	2007	2007	1999/2000	2000	1999	1999
	2007			2000/2001	2001	2008	2008
	2008			2007/2008	2008		
				2008/2009			

El análisis de *composites* de las anomalías de precipitación ha sido ejecutado empleando solo aquellos años en los que, los dos tipos de El Niño no coexisten en una misma estación del año (Tabla 3.1, años en negro). El valor del coeficiente de correlación entre los dos índices (Niño3 y EMI), durante el periodo de 1979–2009 (Figura 3.1), es de 0.2, mostrando algún grado de relación entre estos dos fenómenos. Sin embargo diferentes autores (Ashok et al., 2007; Kug et al, 2009; Shuanglin and Qin, 2012) encuentran que El Niño Modoki es un fenómeno diferente del convencional evento ENSO (El Niño–*Southern Oscillation*), mientras que otros proponen al Niño Modoki como una evolución no lineal del ENSO (Takahashi et al., 2011).

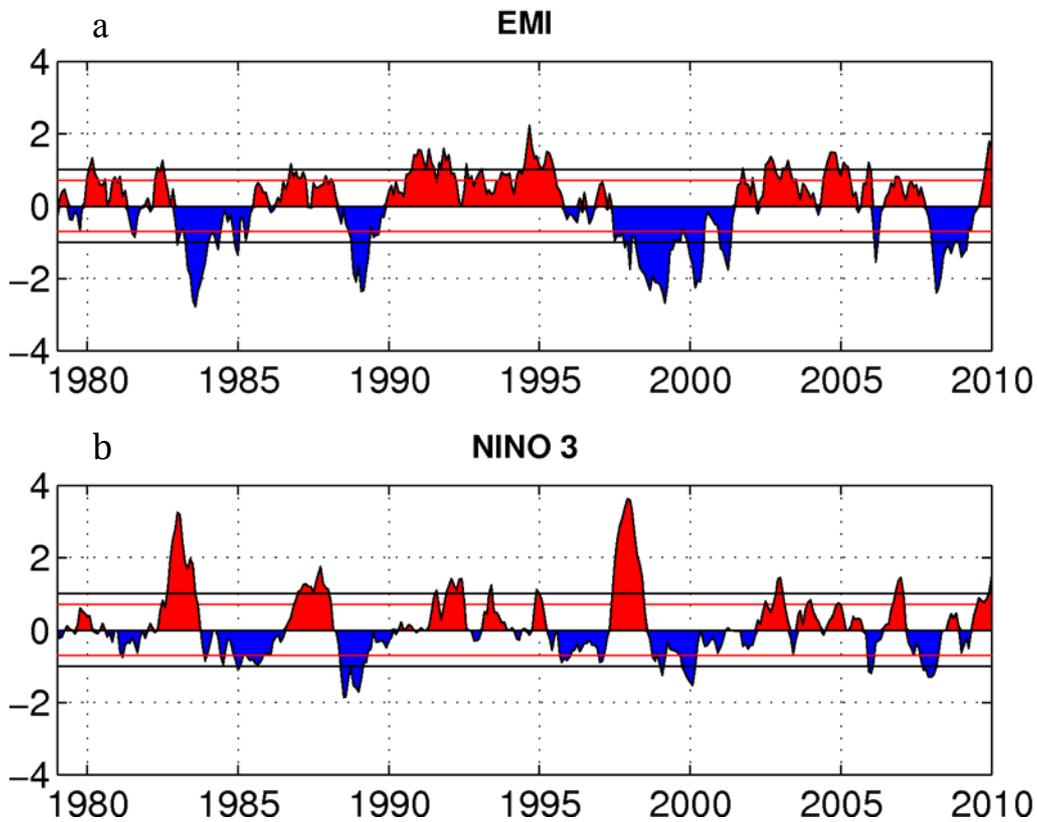


Figura 3.1. Series de tiempo estandarizadas de los índices de EMI (a) y NIÑO3 (b), durante el periodo 1979-2009. Las líneas rojas y negras representan los umbrales de 0.7 y 1.0 de desviación estándar.

El problema fundamental en el análisis de promedios es la estimación de la significación de la señal. Para estimar dicha significación en la diferencia de medias entre dos muestras, se ha aplicado una prueba  $t$  de Student de dos colas. Asumiendo que se tienen 2 grados de libertad, se pone a prueba la hipótesis nula  $H_0$  de que la media entre las dos muestras independientes son iguales, frente a la hipótesis alternativa  $H_1$  que representa la diferencia de las medias entre las muestras. Si las varianzas de las dos muestras independientes son iguales, la prueba estadística apropiada viene dada por:

$$t = \frac{|\bar{X} - \bar{Y}|}{\sqrt{\left(\frac{N_x + N_y}{N_x N_y}\right) \left(\frac{(N_x - 1)\sigma_x^2 + (N_y - 1)\sigma_y^2}{N_x + N_y - 2}\right)}} \quad (3.45)$$

donde  $N_x$  y  $N_y$  son el tamaño de las muestras y  $\sigma_x^2$  y  $\sigma_y^2$  son las varianzas de las muestras  $X$  e  $Y$  respectivamente. La hipótesis nula  $H_0$  es rechazada si el estadístico  $t$  es menor que el valor crítico de  $t$  para la distribución teórica  $t$  de Student, que depende de los grados de libertad  $N_x + N_y - 2$  y del nivel de significación  $\alpha$  (por ejemplo  $\alpha = 0.05$ ), indicando que las muestras poseen medias diferentes (von Storch and Zwiers, 1999; Wilks, 2006).

### 3.2 Algoritmo de predicción para el caudal

Debido al reducido número de estaciones (9), con series de caudal que se obtuvieron después de ejecutar el proceso de control de calidad y homogeneidad (Figura 2.2), se ha considerado conveniente no usar el SVD\_Lag, para predecir esta variable. Se ha aplicado, por tanto, una metodología distinta para predecir las series de datos de caudal con mayor número de registros (series más largas) en dichas estaciones, siempre y cuando estas series de caudal superaran el control de calidad y homogeneidad en los nuevos periodos más largos seleccionados (1936-2009, para el río Magdalena y 1949-2009, para el río Cauca).

La metodología utilizada para la predicción del caudal se basa en el desarrollo de un en el que se emplean desfases temporales de 1, 2, 3 y 4 estaciones (Lag\_1, Lag\_2, Lag\_3 y Lag\_4, respectivamente), similares a los utilizados en el SVD\_Lag, entre las campos predictores de datos globales estacionales (SST, Pt, Tm y Sw) y el caudal estacional (Qs) que se desea predecir. De esta, forma un desfase de 1 estación (Lag\_1) indica la predicción del Qs con una estación de adelanto, y un desfase de 4 estaciones (Lag\_4) se refiere a la predicción del Qs con un año de

antelación. En esencia, el esquema de predicción, utiliza las anomalías de SST, Pt, Tm y Sw, determinadas sobre regiones identificadas como predictores significativos y estables a partir de un análisis de correlación (Lohmann et al., 2005). Esta metodología ya ha sido aplicada con éxito a la predicción del caudal en diferentes ríos europeos como el Danubio (Rimbu et al., 2005), el Elba (Ionita et al., 2008), el Duero (Gámiz-Fortis et al., 2010), el Ebro (Gámiz-Fortis et al., 2011) y las Cuencas Internas Catalanas (Hernández-Martínez et al., 2014).

Siguiendo el esquema de Ionita et al. (2008) y Gámiz-Fortis et al. (2010), para determinar las regiones de las variables predictoras que muestran teleconexiones estables con el Qs, se calculan las correlaciones entre las anomalías estacionales del caudal y las anomalías estacionales de los campos globales, para  $N$  ventanas móviles de 30 años (iniciando en el primer año de la serie). La correlación es considerada estable para aquellos puntos de rejilla donde las anomalías estacionales del Qs y los campos predictores están correlacionados significativamente a un nivel del 90% (o del 80%), para más del 80% del total ( $N$ ) de las ventanas móviles de 30 años, cubriendo el periodo seleccionado (por ejemplo 1936-2009 para el caudal del río Magdalena). Además, con el fin de eliminar las áreas menos relevantes, que podrían incluir relaciones espurias teniendo en cuenta la resolución de cada base de datos, sólo son seleccionadas aquellas regiones que agrupan una superficie mayor o igual que  $5^\circ$  de latitud  $\times$   $5^\circ$  de longitud en el caso de la SST, Tm y Sw, y  $2.5^\circ$  de latitud  $\times$   $2.5^\circ$  de longitud para la Pt. Adicionalmente, a diferencia de los trabajos de Ionita et al. (2008) y Gámiz-Fortis et al. (2010), en lugar de definir una región predictora significativa y estable como el promedio de un número determinado de celdillas dentro de la misma, en este estudio se utilizan dichas regiones con su estructura espacial completa. Finalmente, para configurar los mapas de correlaciones estables a partir del análisis anterior se promedia el valor de las correlaciones en las  $N$  ventanas móviles de 30 años. Para la predicción del caudal del río Magdalena se emplearon 44 ( $N=44$ ) ventanas móviles, mientras que para la predicción del caudal en el río Cauca se usaron 31 ventanas móviles, considerando los respectivos periodos de tiempos seleccionados en las series (1936-2009 en Magdalena y 1949-2009 para Cauca). Teniendo en cuenta que la base de datos global de la variable Sw, presenta registros a partir del año 1948, esta variable es utilizada sólo en el esquema de predicción del río Cauca.

El análisis de estabilidad desarrollado permite seleccionar aquellas regiones de los campos predictores globales que presentan correlaciones significativas durante todo el periodo

de estudio, lo que ayudará a mejorarlas predicciones del Qs obtenidas posteriormente (Ionita, 2008; Rimbu, 2005).

Una vez seleccionadas las regiones estables para los campos predictores (SST, Pt, Tm y Sw), se aplica un PCA sobre cada uno de ellos. El PCA permite agrupar la variabilidad común más importante de las distintas regiones de los campos predictores identificadas como significativas y estables, y representarla temporalmente mediante la primera serie PC asociada a cada campo. De esta forma se evita el problema de la multicolinealidad de los predictores inicialmente en contrados. Además la primera PC obtenida para cada campo predictor, son evaluada con los pasos anteriormente descritos con el fin de comprobar su significación y estabilidad. Finalmente, las PCs que mantienen una correlación significativa y estable con el Qs, son consideradas como posibles predictores, representativos de los campos a los que se asocian, mientras que las regiones predictoras identificadas como significativas y estables es tan mostradas por los EOFs obtenidos del PCA. Las PCs predictoras son posteriormente empleadas en un modelo de regresión lineal para predecir las anomalías del Qs estacional, a través del proceso de validación cruzada o *leave one out*.

En este caso, durante el proceso de validación cruzada *leave one out*, cada modelo se ejecuta sobre una base de entrenamiento de  $N-1$  años y se valida sobre el año extraído antes de la construcción del mismo. Asumiendo que  $Q_t$  es la serie de caudal para una estación del año determinada, con  $t = 1, 2, 3, \dots, N$  (años), se extrae un valor determinado  $Q_i$  (validación) de la serie  $Q_t$  y se aplica el modelo sobre el conjunto de datos restantes con  $N-1$  años (calibración) para predecir el valor  $Q_i$ . Este proceso es repetido  $N$  veces hasta obtener la serie  $Q'_t$  que contiene los  $N$  valores predichos. Como se mencionó anteriormente, para eliminar una posible fuente de dependencia o habilidad artificial, la media y la tendencia son sustraídas de las series (predictores/predictando) en cada paso de la validación cruzada (von Storch and Zwiers, 1999).

La habilidad del proceso de predicción es evaluada a través del error esperado (RE) (Wilks, 2006) entre las series estacionales del caudal predicho y los datos originales de caudal, empleando la ecuación 3.49 de la Sección 3.4.

Teniendo en cuenta que existen varios patrones de teleconexión como la NAO, la PDO y el ENSO, para los que se ha documentado una importante relación con el caudal en Colombia (Poveda et al., 2002; Poveda 2004; Velasco and Granados, 2006; Tootle et al., 2008; Gutiérrez and Dracup, 2001), también se ha analizado la capacidad predictiva de los principales índices de

teleconexión atmosférico-oceánicas ( Sección 2.3) sobre el caudal estacional, siguiendo la metodología análoga a la empleada con los campos predictores globales expuesta arriba. Para ello se han calculado las correlaciones móviles entre estos índices (Iteles) y el Qs estacional usando 29 ventanas móviles de 30 años, teniendo en cuenta el periodo común 1950-2009 entre todos estos índices y los datos de Qs.

### 3.3 Análisis de la significación de las correlaciones

Las series temporales usadas en campos de datos geofísicos usualmente presentan algún grado de dependencia entre valores consecutivos, de forma que, los grados de libertad efectivos son generalmente menores que el número de muestras tomadas. Esto, representa la principal diferencia con la estadística clásica, que considera para cada variable aleatoria una magnitud estadísticamente independiente en la serie de tiempo. Por esta razón en nuestro estudio, antes de determinar el valor crítico de un coeficiente de correlación, se analizó si la correlación serial podría afectar a su cálculo, derivado del hecho de que el número de pares de datos temporalmente independientes podría ser menor que el tamaño de la muestra (Trenberth, 1984; Kristjánsson et al., 2002). Teniendo en cuenta estas consideraciones, y siguiendo el trabajo Bretherton et al. (1999), se calculó el tamaño efectivo de la muestra ( $N_{eff}$ ) en la forma:

$$N_{eff} = N \left( \frac{1 - R_1 R_2}{1 + R_1 R_2} \right) \tag{3.46}$$

donde  $R_1$  y  $R_2$  son las correlaciones seriales (para el lag-1) de las series de tiempo  $X$  y  $Y$ , respectivamente, lo cual asume que las series de tiempo siguen un proceso autorregresivo de primer orden. La significación de la correlación entre las dos series ( $X$ ,  $Y$ ) se obtiene nuevamente utilizando la prueba  $t$  de Student de dos colas, de forma que:

$$R_{cri} = \frac{t_{95}}{\sqrt{R_{95}^2 + N_{eff} - 2}} \tag{3.47}$$

donde  $R_{cri}$  es el valor del coeficiente de correlación crítico,  $t_{95}$  es el cuantil 95 de la distribución  $t$  de Student con  $N_{eff} - 2$  grados de libertad, y  $N_{eff}$  es el tamaño efectivo de la muestra. Nótese que para series que no están autocorreladas (a lag-1), el tamaño efectivo es igual al tamaño de la muestra ( $N_{eff} = N$ ). Un valor de correlación es considerado significativo si el coeficiente de correlación  $R$  es mayor que el valor crítico  $R_{cri}$  (tomando ambos en valor absoluto).

### 3.4 Evaluación de la habilidad de los métodos de reconstrucción /predicción

La habilidad de los procesos de reconstrucción y predicción ha sido evaluada mediante la estimación del coeficiente de correlación Pearson ( $R$ ), la raíz cuadrada del error cuadrático medio (RMSE) y el error esperado (RE), en tre las series predichas y el campo de datos originales (Wilks, 2006; Storch and Zwiers, 1999). Un gran número de medidas de verificación de un proceso predictivo pueden encontrarse en Jolliffe and Stephenson (2003). Los aplicados en este estudio ( $R$ , RMSE y RE) son los más utilizados (Wilks, 2006; von Storch and Zwiers, 1999). El RMSE está dado por:

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^n (P_{tr} - P)^2}, \quad (3.48)$$

donde  $P_{tr}$  y  $P$  contienen las series predicha y observada, respectivamente, en una longitud de tiempo  $N$ .

El error esperado es obtenido a través de la expresión:

$$RE = 1 - \frac{RMSE}{RMSE_{cl}} \quad (3.49)$$

El parámetro estadístico RE fue propuesto por Lorenz (1956) y ha sido ampliamente utilizado en procesos de predicción (reconstrucción) climática (Wilks, 2006; von Storch and Zwiers, 1999; Jolliffe and Stephenson, 2003). Este parámetro puede tomar valores entre  $-\infty$  y  $+1$ ; y cuando  $RE > 0$  indica que la predicción (reconstrucción) posee una cierta habilidad (Fritts, 1976). En este estudio en particular, el error esperado RE, proporciona una medida de error respecto al promedio estacional (climatología estacional,  $RMSE_{cl}$ ), de forma que, valores positivos de RE indican una mejor habilidad de pronóstico en comparación con el promedio climatológico estacional (pronóstico de referencia).

### 3.5 Métodos de análisis de tendencia

Las pruebas (o test) para la evaluación y detección de tendencias significativas en el estudio de series hidroclimatológicas, pueden ser clasificadas en métodos no paramétricos y paramétricos. Los test de tendencia paramétricos requieren que los datos sean independientes y

sigan una distribución normal, mientras que los test de tendencia no paramétricos solo necesitan que los datos sean independientes. En este estudio han sido utilizados dos de los métodos no paramétricos más comunes el test de Mann-Kendall y el test de Sen, para detectar y cuantificar la tendencia en las variables observacionales (precipitación, temperatura del aire y caudal).

### 3.5.1 Test Mann- Kendall

El test estadístico  $S$  de Mann-Kendall (Mann, 1945; Kendall, 1975) está calculado por:

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n \text{sgn}(x_j - x_i) \tag{3.50}$$

donde  $n$  es el número de datos,  $x_i$  y  $x_j$  son los valores de los datos en los tiempos  $i$  y  $j$  ( $j > i$ ) respectivamente, y  $\text{sgn}(x_j - x_i)$  es la función de los signos tal que:

$$\text{sgn}(x_j - x_i) = \begin{cases} +1, & \text{si } x_j - x_i > 0 \\ 0, & \text{si } x_j - x_i = 0 \\ -1, & \text{si } x_j - x_i < 0 \end{cases} \tag{3.51}$$

En muestras relativamente grandes ( $n > 8$ ), el estadístico  $S$  se distribuye aproximadamente como una normal con media cero, y la varianza  $\text{Var}(S)$  está definida por:

$$\text{Var}(S) = \frac{(n(n-1)(2n+5) - \sum_{i=1}^m t_i(t_i-1)(2t_i+5))}{18} \tag{3.52}$$

donde  $m$  es el número de grupos vinculados y  $t_i$  denota el número de relaciones de extensión  $i$ . Un grupo vinculado es un conjunto de datos de la muestra que tienen el mismo valor. En casos donde el tamaño de la muestra  $n > 10$ , el test estadístico  $Z_S$  normal estandarizado es computado como:

$$Z_S = \begin{cases} \frac{S-1}{\sqrt{\text{Var}(S)}}, & \text{si } S > 0 \\ 0 \\ \frac{S+1}{\sqrt{\text{Var}(S)}}, & \text{si } S < 0 \end{cases} \tag{3.53}$$

Los valores positivos de  $Z_S$  indican tendencias crecientes (incremento), mientras que valores negativos muestran tendencias decrecientes (disminución). La evaluación de la tendencia

se realiza en un nivel de significación  $\alpha$ . Cuando  $|Z_S| > Z_{1-\alpha/2}$ , la hipótesis nula  $H_0$  es rechazada, implicando que existe una tendencia significativa en la serie de tiempo.  $Z_{1-\alpha/2}$  es obtenida de la tabla de distribución normal estándar. En nuestro estudio se emplea el nivel de significación  $\alpha=0.05$ . En un nivel de significación del 5%, la hipótesis nula de no tendencia (no hay tendencia) es rechazada si  $|Z_S| > 1.96$ . El test estadístico de Mann-Kendall ha sido ampliamente usado para cuantificar la significación de tendencias en series de tiempo hydroclimáticas (Lorenzo-Lacruz et al., 2012; Yue et al., 2002; Gocic and Trajkovic, 2013; Modarres and Silva, 2007; Partal and Kahya, 2006; Tabari and Marofi, 2011).

### 3.5.2 Test de Sen

Sen (1968) desarrolló el procedimiento no paramétrico para estimar la pendiente de la tendencia ( $T_i$ ) en la muestra de  $N$  pares de datos, representado por:

$$T_i = \frac{x_j - x_k}{j - k} \quad \text{para } i = 1, \dots, N, \quad (3.54)$$

donde  $x_j$  y  $x_k$  son los valores de los datos en los tiempos  $j$  y  $k$  ( $j > k$ ), respectivamente. Si solo hay un dato en cada periodo de tiempo, entonces  $N = n(n-1)/2$ , donde  $n$  es el número de periodos de tiempo. Si existen varias observaciones en uno o más periodos de tiempo, entonces  $N < n(n-1)/2$ , donde  $n$  es el número total de observaciones.

Los  $N$  valores de  $T_i$  se clasifican de menor a mayor y la mediana de la pendiente o estimador Sen es calculado por:

$$T_{med} = \begin{cases} T_{\left[\frac{N+1}{2}\right]}, & \text{si } N \text{ es impar} \\ \frac{T_{[N/2]} + T_{[(N+2)/2]}}{2}, & \text{si } N \text{ es par} \end{cases} \quad (3.55)$$

El signo de  $T_{med}$  refleja la tendencia de los datos, mientras que su valor indica la pendiente de la tendencia. Un valor positivo de  $T_i$  indica una tendencia creciente (aumento de la tendencia) y un valor  $T_i$  negativo revela tendencia decreciente (disminución de la tendencia) en la serie de tiempo. Para determinar cuándo la mediana de la pendiente es estadísticamente diferente de cero, se debe obtener el intervalo de confianza de  $T_{med}$  para una distribución de probabilidad específica.

El intervalo de confianza sobre la pendiente (Hollander and Wolfe, 1973; Gilber, 1987) puede ser calculado por:

$$C_{\alpha} = Z_{1-\alpha/2} \sqrt{\text{Var}(S)} \quad (3.56)$$

donde  $\text{Var}(S)$  está definido en la ecuación (3.52) y  $Z_{1-\alpha/2}$  es obtenido de la tabla de distribución normal e estándar. En este estudio el intervalo de confianza fue calculado para el nivel de confianza del 95% ( $\alpha = 0.05$ ). Entonces  $M_1 = (N - C_{\alpha})/2$  y  $M_2 = (N + C_{\alpha})/2$  son calculados. Los límites inferior y superior del intervalo de confianza  $T_{min}$  y  $T_{max}$ , son el mayor  $M_1$  y el mayor  $M_2 + 1$  de las  $N$  pendientes (ordenadas) estimadas (Gilbert, 1987).

La pendiente  $T_{med}$  es estadísticamente diferente de cero si los 2 límites ( $T_{min}$  y  $T_{max}$ ) tienen igual signo. El estimador Sen ha sido frecuentemente empleado en series hidroclimáticas (Gocic and Trajkovic, 2013; Tabari and Marofi, 2011; ElNesret al., 2010; Yue and Hashino, 2003; Yunling and Yiping, 2005; Partal and Kahya, 2006; Tabari et al., 2011).

### 3.5.3 Efecto de la correlación serial (auto-correlación)

Antes de calcular la pendiente/tendencia en una serie de datos es recomendable explorar el efecto de auto-correlación o correlación serial en la misma. Debido a que esto puede influenciar o sesgar el valor y la significación de la pendiente/tendencia verdadera en los datos. De acuerdo con von Storch and Navarra (1995), la autocorrelación en las series aumenta la probabilidad de detección de tendencias significativas. Algunos de los efectos que supone la correlación serial pueden ser:

- Falsos rechazos de la hipótesis nula ( $H_0$ ) son más frecuentes que la tasa nominal.
- Se afecta la distribución de la hipótesis nula del test de tendencia.
- Incrementos de la varianza de las estimaciones de tendencias
- La tendencia puede ser estimada con menor precisión (subestimada o sobreestimada).  
Una mayor auto-correlación, conlleva una mayor incertidumbre.
- Se pueden detectar tendencias incluso cuando no hay ninguna.

Para eliminar la correlación serial de las series de tiempo, von Storch and Navarra (1995) sugieren aplicar un pre-blanqueo (*pre-whitening*) de las series antes de aplicar el test de Mann-Kendall. En este trabajo, siguiendo esta sugerencia, antes de aplicar las pruebas no paramétricas de Mann-Kendall y Sen, se ha realizado un pre-blanqueo de las series.

De esta forma, posibles tendencias, estadísticamente significativas en la muestra de datos  $(x_1, x_2, \dots, x_n)$  han sido examinadas mediante el siguiente proceso:

(1) Se calcula el coeficiente de correlación serial a retraso 1 (Lag\_1), designado como  $r_1$ . El coeficiente de correlación a Lag\_1 de la muestra de datos  $x_i$  puede ser calculado de la siguiente forma (Kendall and Stuart, 1968; Salas et al., 1980).

$$r_1 = \frac{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^{n-1} (x_i - E(x_i)) \times (x_{i+1} - E(x_{i+1}))}{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - E(x_i))^2}, \text{ con } E(x_i) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i, \quad (3.57)$$

donde  $E(x_i)$  es el promedio de la muestra de datos y  $n$  es el tamaño de la muestra.

(2) Si el valor de  $r_1$  calculado no es significativo en un nivel de confianza del 95%, entonces el test de Mann-Kendall y el test de Sen son aplicados a los valores originales de las series de datos.

(3) Si el valor calculado de  $r_1$  es significativo, la aplicación de las pruebas de Mann-Kendall y S se realiza sobre las series de tiempo pre-blanqueadas, obtenidas como  $(x_2 - r_1 x_1, x_3 - r_1 x_2, \dots, x_n - r_1 x_{n-1})$  a partir de la siguiente ecuación:

$$X_t = X_{t+1} - r_1 X_t \quad (3.58)$$

donde  $t$  es el intervalo de tiempo en la serie ( $t=1, 2, \dots, n$ ) y  $X_t$  es el valor de la serie pre-blanqueada para el tiempo  $t$ . El valor crítico de  $r_1$  para un nivel de significación de terminado depende si la prueba estadística es de una o dos colas. Para un test de hipótesis de una cola, la hipótesis alternativa es usualmente que el verdadero valor de  $r_1$  es mayor que cero. Mientras que para el test de dos colas, la hipótesis alternativa es que el valor de  $r_1$  es diferente de cero, con ninguna especificación de si el valor es positivo o negativo. De acuerdo con Anderson (1942) y Salas et al. (1980), los límites de la probabilidad en el correlograma de una serie independiente para  $r_1$  puede ser definido por:

$$r_1 = \begin{cases} \frac{-1 + 1.645\sqrt{n-2}}{n-1}, & \text{una cola} \\ \frac{-1 \pm 1.96\sqrt{n-2}}{n-1}, & \text{dos colas} \end{cases} \quad (3.59)$$

donde  $n$  es el tamaño de la muestra. Si existe alguna razón para esperar autocorrelaciones positivas, el test de una cola es mejor, de lo contrario es más adecuado usar el test de dos colas. En nuestro caso utilizamos la prueba estadística  $t$  de Student de dos colas.

El proceso anterior asegura que los resultados de las series de datos que presenten tendencia original no están afectados por la autocorrelación. Finalmente, con el fin de mostrar medidas comparables en la distribución espacial de las series de datos, es necesario dar una medida relativa de la magnitud de la tendencia de las variables. Para esto, la fuerza del cambio se ha determinado dividiendo la pendiente por la media de cada serie, y multiplicándola por 100 (para expresar la pendiente en porcentaje).



# CAPÍTULO 4

## VARIABILIDAD Y PREDICTIBILIDAD ESTACIONAL DE LA PRECIPITACIÓN

En este capítulo se describe el comportamiento espacio-temporal de la precipitación estacional en Colombia<sup>1</sup>, se explora la capacidad predictiva de la SST del Pacífico tropical y se desarrolla un esquema de reconstrucción/predicción de la precipitación estacional, a través del análisis de descomposición en valores singulares (SVD). El esquema de reconstrucción utiliza la relación en contrada entre los dos primeros modos acoplados de variabilidad entre la SST del Pacífico tropical y la precipitación estacional, mientras que el algoritmo de predicción se basa en la utilización del SVD y un proceso de validación cruzada *leave one out*, con los principales modos acoplados de variabilidad usados como variables predictoras. El esquema de reconstrucción/predicción se establece a los retrasos de 1 a 4 estaciones entre las variables predictoras y la precipitación estacional, evaluando la habilidad que posee la SST del Pacífico tropical para explicar la variabilidad de la precipitación con adelantos desde una estación (Lag\_1) hasta un año (Lag\_4).

---

<sup>1</sup> Los resultados del presente capítulo han sido publicados en las revistas *Climate Dynamics* y *Global and Planetary Change* (Córdoba-Machado et al., 2015a y 2015 b)

### 4.1 Variabilidad de la precipitación estacional

En este apartado se realiza una breve descripción de la variabilidad estacional de la precipitación (P) en Colombia para mejorar el conocimiento sobre diversos aspectos tales como la variabilidad interanual, las tendencias estacionales y la variabilidad espacial de la misma. Estos análisis revelarán importante información complementaria para los análisis posteriores desarrollados en este capítulo.

#### 4.1.1 Variabilidad intraanual

La Figura 4.1 muestra el promedio de la P en Colombia durante el periodo 1979-2009, para las estaciones de invierno (DJF), primavera (MAM), verano (JJA) y otoño (SON). Se observa que es en DJF cuando se encuentra un mayor número de estaciones con valores menores que 200 mm, siendo esta estación del año la de menor P en el país.

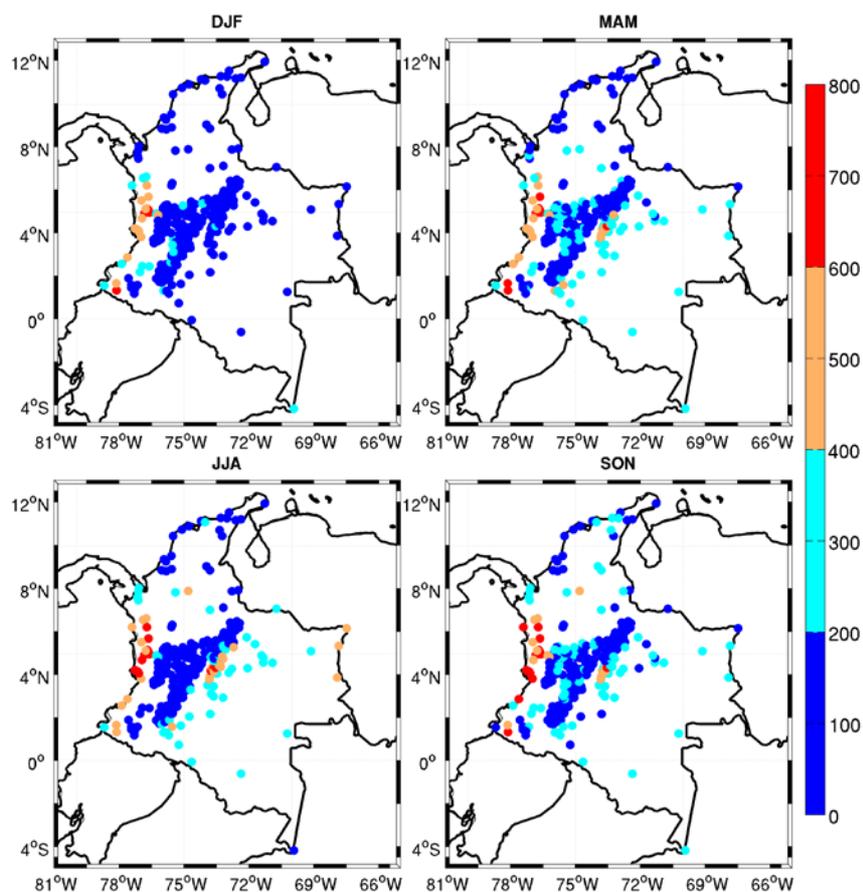


Figura 4.1. Promedio de la precipitación estacional (mm) durante el periodo de estudio 1979-2009.

La región occidental de Colombia (región del Pacífico), exhibe las localidades con los mayores registros de P en las cuatro estaciones, logrando incluso, superar los 600 mm en algunas zonas. De acuerdo con algunas investigaciones (López, 1966; López and Howell, 1967; Eslava 1994; Poveda and Mesa, 2000), la región del Pacífico colombiano es una de las más lluviosas de Colombia y del mundo. En general, durante las estaciones de MAM y SON se presenta el menor número de localizaciones con valores menores a 200mm, caracterizando la primera y la segunda temporadas de lluvia establecidas sobre el país (Eslava, 1994; Poveda and Mesa, 2000).

La P media obtenida a partir de las 341 estaciones seleccionadas, durante el periodo 1979-2009 (Figura 4.2), muestra un comportamiento de tipo bimodal para el ciclo anual, con marcadas temporadas de altas precipitaciones (abril-mayo y octubre-noviembre) y temporadas de precipitaciones más bajas (diciembre-febrero y junio-agosto), producidas principalmente por el doble paso de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) sobre el país (Eslava, 1994; Poveda et al., 2011). Algunas estaciones ubicadas sobre el norte y sur del país registran un ciclo anual de tipo unimodal, reflejando las posiciones más extremas de la ZCIT.

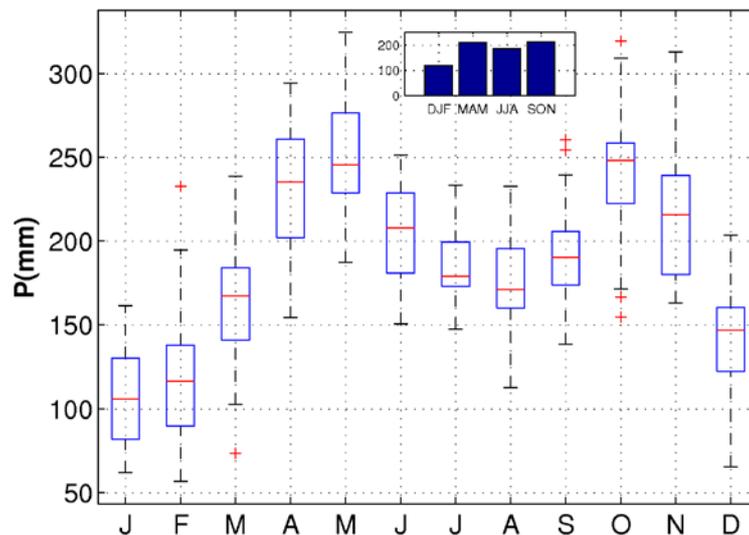


Figura 4.2. Precipitación mensual promedio de las 341 estaciones durante el periodo 1979-2009. El panel interior (arriba) muestra los promedios estacionales medios.

La estación de DJF, conformada por los meses con menores registros de P a lo largo del año, presenta un promedio de 120 mm, mientras que la estación de SON muestra una P media de 212 mm, siendo esta la estación más lluviosa del año (Figura 4.2, panel interior). Las estaciones de MAM y JJA, registran un promedio de 208 y 185 mm de lluvia, respectivamente.

La Figura 4.3 muestra la estación del año donde se presenta el máximo valor de la P promedio para cada una de las localidades. Se observa que, en general, las mayores contribuciones se registran durante las estaciones de MAM, JJA y SON, dependiendo de la ubicación de la localidad. De esta forma para MAM se muestran localidades ubicadas sobre el centro y suroccidente, para JJA se observan localidades ubicadas principalmente sobre el noroccidente, centro y oriente del país y para SON se presentan localidades ubicadas desde el suroccidente, pasando por el centro y terminando en el norte de Colombia.

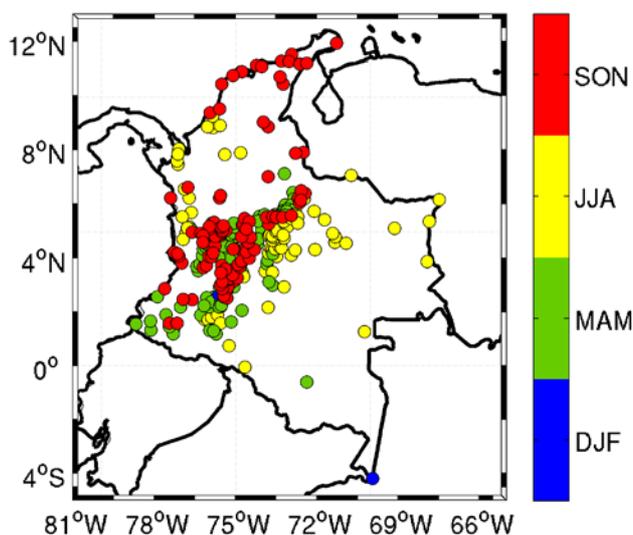


Figura 4.3. Estación del año que presenta la P máxima entre las cuatro estaciones (DJF, MAM, JJA y SON), para cada una de las 341 localidades.

La variabilidad temporal de la P estacional de Colombia, se abordará más adelante (Sección 4.2.3), ligada a la influencia de los dos tipos de fenómenos de El Niño.

#### 4.1.2 Variabilidad interanual

Para obtener una caracterización de la variabilidad interanual de la P estacional, se ha llevado a cabo un estudio de tendencias. La distribución espacial de las tendencias significativas (al nivel de confianza del 95%) de la P, obtenidas mediante el test de Mann-Kendall, y los valores de las pendientes (en % por año) estimadas a través del método de Sen (ver Capítulo 3) para cada una de las estaciones del año, durante el periodo 1979-2009, se muestra en la Figura 4.4. En general, un número limitado de estaciones presentan tendencias significativas siendo las estaciones de MAM, JJA y DJF las que presentan el mayor número de localidades con tendencias significativas sobre el país, en comparación con la estación de SON.

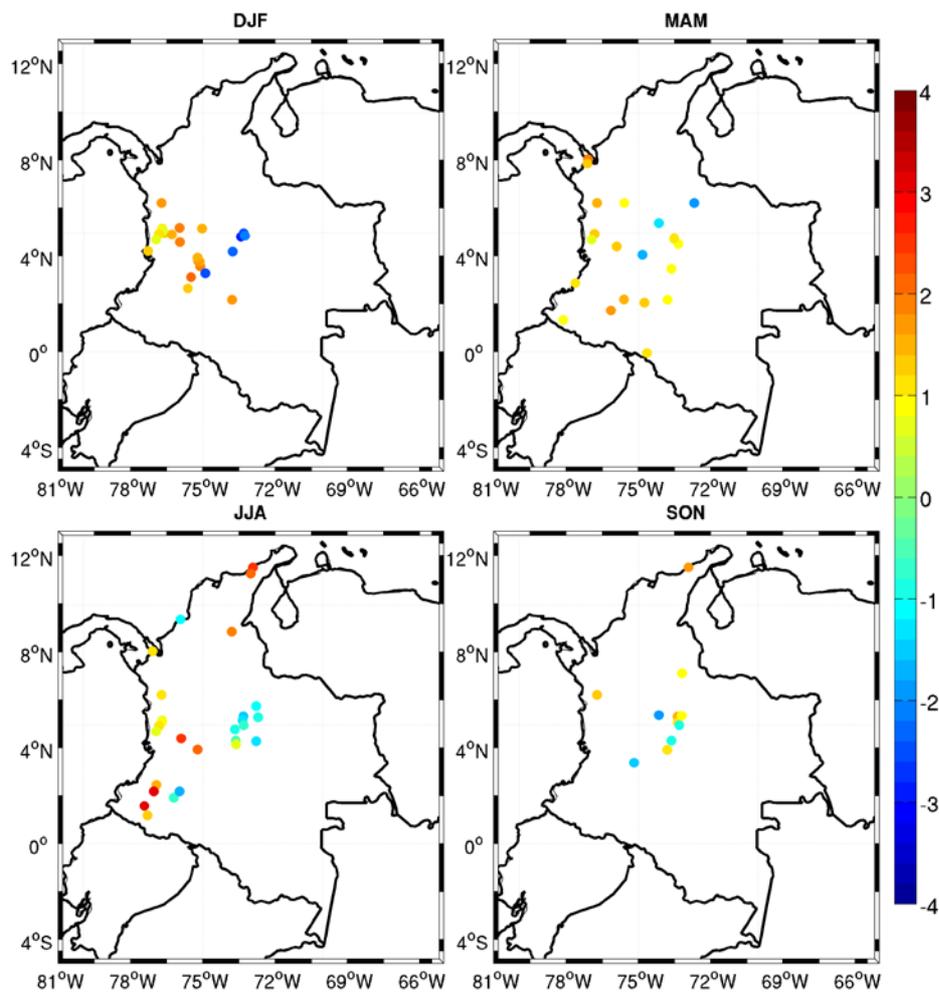


Figura 4.4. Distribución espacial de las tendencias estacionales (% por año) durante el periodo 1979-2009. Solo se muestran las tendencias significativas al nivel de confianza del 95%.

Las tendencias negativas más bajas ( $<-2\%$  por año) se registran durante la estación de DJF, en el centro del país, mientras que los mayores aumentos ( $>+2\%$  por año) se muestran en la estación de JJA, sobre el norte y el suroccidente de Colombia. Particularmente, para las estaciones de DJF, MAM y JJA se encuentran tendencias positivas sobre el occidente de Colombia, y las tendencias significativas negativas aparecen en el centro del país, principalmente en las estaciones de DJF y JJA.

#### 4.1.3 Variabilidad espacio-temporal

La aplicación de un análisis de componentes principales a la P estacional en Colombia, conduce a la obtención de 3 componentes principales significativas para cada estación del año, siguiendo la regla de North. El porcentaje acumulado de varianza explicada es de 53,4% para DJF, 42,7% para MAM, 49% para JJA y 38,9% para SON, siendo, por tanto, la estación de

invierno (otoño) donde se obtiene la mayor (menor) cantidad de varianza explicada de las cuatro estaciones.

La Figura 4.5, muestra los factores de carga (ligados a las 3 primeras componentes principales obtenidas para cada estación del año). Teniendo en cuenta que el signo de los factores de carga solo refleja el sentido del vector propio, la estructura del EOF1 en las cuatro estaciones del año es muy parecida, presentando un marcado núcleo de correlaciones negativas (positivas) significativas sobre el centro, occidente, sur-occidente y norte de Colombia durante las estaciones de MAM, JJA, SON (DJF). Este EOF1 explica el 39%, 28%, 34% y 27% de la varianza de la P en DJF, MAM, JJA y SON, respectivamente, representando la variabilidad de la P de la mayor parte del país para todas las estaciones del año. Por lo tanto se podría considerar que este EOF1 configura un modo global de variabilidad de la P estacional en Colombia. La estación de JJA es la que presenta mayores diferencias espaciales, al mostrar correlaciones significativas sobre el centro y sur-occidente del país.

El segundo modo de variabilidad (EOF2) en DJF explica el 8.5% de la varianza y muestra un patrón dipolar con notables correlaciones negativas sobre el centro, oriente y sur del país y correlaciones positivas sobre el occidente y en algunas localidades del norte de Colombia. El EOF3 en esta estación del año, explica el 5.9% de la varianza, registrando correlaciones positivas sobre el centro y norte, acompañadas de correlaciones negativas sobre el oriente, sur, centro y occidente del país principalmente.

Para la estación de MAM los EOF2 y EOF3 registran una varianza explicada del 8.7% y 6%, respectivamente. El EOF2 muestra un patrón dipolar longitudinal este-oeste, con un marcado núcleo de correlaciones negativas fundamentalmente asociado a la mitad centro oriental del país, y correlaciones positivas en el extremo suroccidental y el centro del país. Por su parte, el EOF3 presenta correlaciones positivas sobre el occidente y correlaciones negativas sobre el centro de Colombia principalmente.

Durante la estación de JJA el EOF2, que explica una varianza de 9.7%, muestra un llamativo núcleo de correlaciones positivas que se extiende desde el centro hacia el sur, y correlaciones negativas sobre el norte de Colombia. Para esta estación del año, el EOF3 explica una varianza del 5.3% mostrando principalmente correlaciones positivas sobre el centro de Colombia y correlaciones negativas sobre el noroccidente y suroccidente del país.

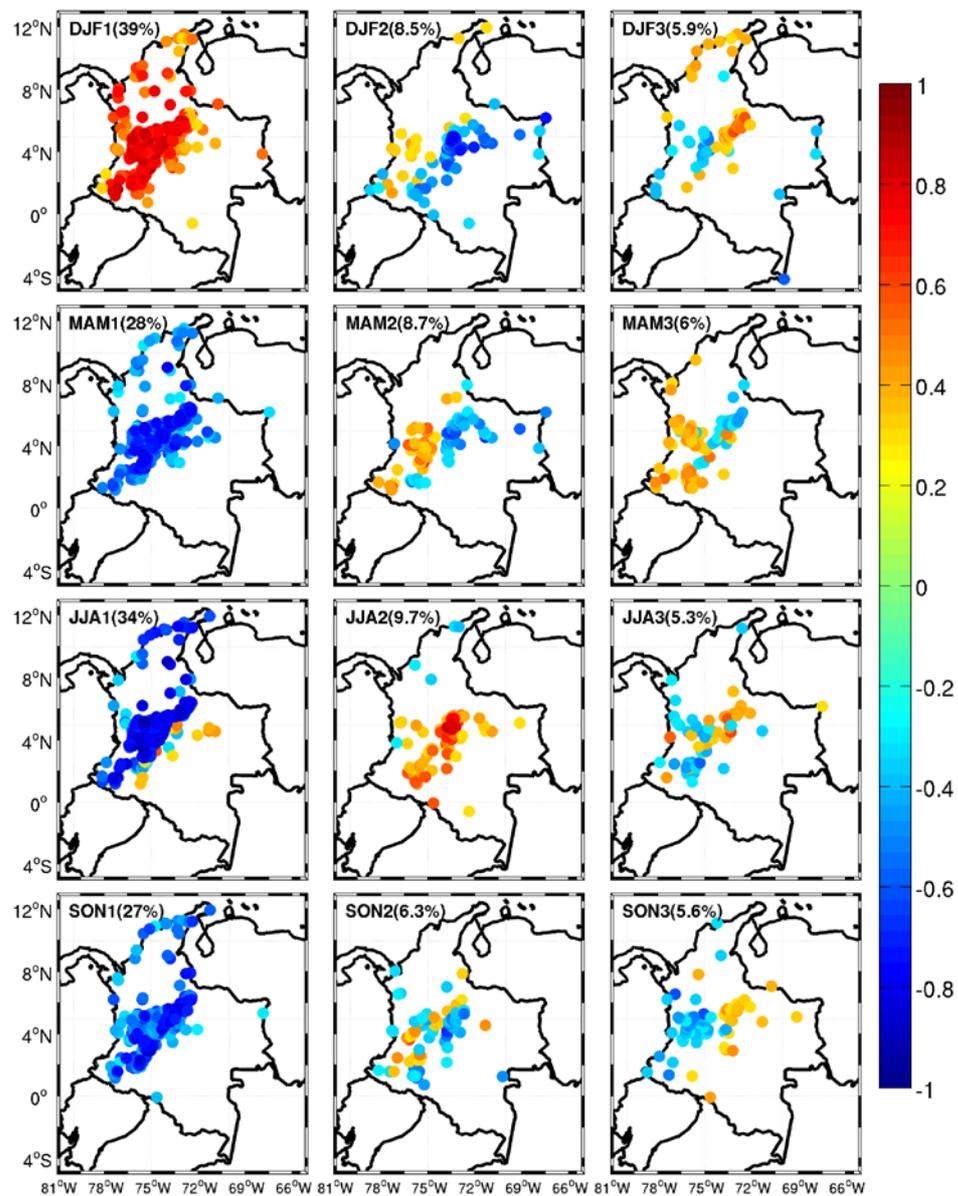


Figura 4.5. Mapa de correlaciones (factores de carga) de las 3 primeras componentes principales (en columnas) de la P estacional en Colombia durante el periodo 1979-2009. Solo se representan las correlaciones significativas al nivel de confianza del 90%.

Finalmente, para la estación de SON, el EOF2 (con 6.3% de varianza explicada) no muestra una clara agrupación de localidades, destacándose principalmente las correlaciones negativas que se presentan sobre el centro de Colombia. Sin embargo, el EOF3, que explica una varianza de 5.6%, muestra una estructura más clara, presentando un patrón dipolar con correlaciones positivas sobre el sur, centro y oriente, y correlaciones negativas en el extremo suroccidental, centro, occidente y norte de Colombia.

#### 4 VARIABILIDAD Y PREDICTIBILIDAD DE LA PRECIPITACIÓN

La variabilidad temporal de las PCs asociadas a los EOF1, EOF2 y EOF3 para cada una de las estaciones del año, se presenta en la Figura 4.6.

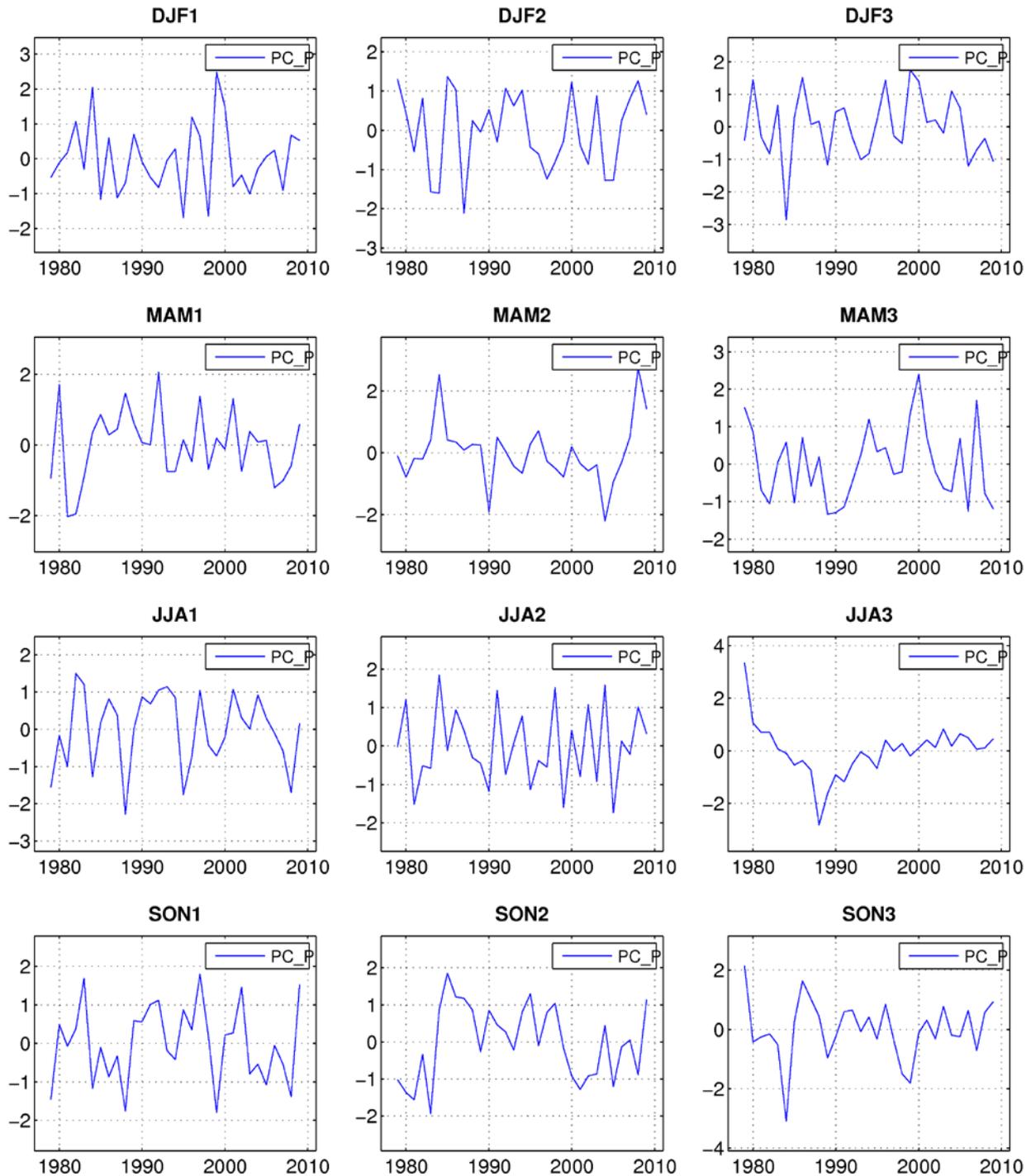


Figura 4.6. Variabilidad temporal de las primeras tres PCs (columnas de izquierda a derecha) de la precipitación en Colombia para cada estación del año durante el periodo 1979-2009.

Se observa que la PC1 (columna izquierda) muestra una mayor variabilidad interanual en comparación con la PC2 (columna central), principalmente para las estaciones de DJF, MAM y SON, revelando un aparente dominio de posibles modos cuasi-oscilatorios interanuales en estas PC1. La PC2 de las estaciones DJF, MAM, JJA y la PC3 (columna derecha) en cada una de las estaciones del año, aparentemente está dominada por oscilaciones de mayor periodo temporal. En general la PC1 de invierno y la PC2 de verano muestran la mayor variabilidad interanual durante el periodo de estudio.

## 4.2 Influencia de la SST del Pacífico tropical sobre la precipitación

Para explorar la influencia de la SST del Pacífico tropical sobre la P estacional en Colombia durante el periodo seleccionado, 1979-2009, se aplicaron las técnicas estadísticas de SVD, *composites*, y dispersión (ver Capítulo 3). Además, para identificar los fenómenos El Niño canónico (EN)/La Niña (LN) y El Niño Modoki (ENM)/La Niña Modoki (LNM), se han empleado los índices Niño3 y EMI respectivamente. Las áreas del Pacífico tropical utilizadas para construir estos índices se indican mediante rectángulos en la Figura 4.7 (Figura 4.7a, región Niño3; Figura 4.7b, región EMI), (ver Capítulo 2).

### 4.2.1 SVD de la SST y P mensuales

El análisis SVD aplicado a los datos mensuales de P de Colombia y de la SST del Pacífico tropical, revela que, en general, el primer y segundo modos acoplados encontrados para el campo conjunto (P y SST) están bien separados del segundo y tercer modos, respectivamente, ya que los errores estándar asociados fueron mucho más pequeños que la distancia entre sus correspondientes valores propios (North et al., 1982). La Figura 4.7 muestra los dos primeros modos obtenidos a través del análisis de SVD aplicado a las series mensuales de anomalías de la SST en el Océano Pacífico tropical y a las anomalías de P en Colombia, durante el periodo completo 1979-2009. El primer modo acoplado revela el tradicional patrón asociado al fenómeno de El Niño (Figura 4.7a), comúnmente caracterizado por máximas anomalías positivas de la SST sobre el Océano Pacífico oriental y débiles anomalías negativas sobre el Océano Pacífico occidental, dibujando en general un patrón en forma de lengua sobre el océano Pacífico tropical (Ropelewski and Halpert, 1987). Este fenómeno es típicamente relacionado con fuertes reducciones de lluvias sobre el norte de América del Sur (algunas regiones de Colombia, Venezuela y el norte de Brasil) y aumentos de lluvias sobre las costas de Ecuador y el sur de

América del Sur (sur de Brasil, diversas regiones de Uruguay, Chile y Argentina) (Waylen and Caviedes, 1986; Ropelewski and Halpert, 1987; Aceituno, 1988, 1989; Marengo and Nobre, 2001; Ronchail et al., 2002; Nobre et al., 2006, 2009; Ronchail and Gallaire, 2006; Ropelewski and Bell, 2008; Grimm and Ambrizzi, 2009; Grimm and Tedeschi, 2009; Hill et al., 2009, 2011; Kayano et al., 2009, 2012; Misra, 2009; Xavier et al., 2010; Tedeschi et al., 2013). Este primer modo acoplado entre la SST y la P en Colombia explica el 84.7% de la covarianza cuadrada entre los dos campos, con una correlación de 0.6 entre sus respectivos coeficientes de expansión (Figura 4.7e) exhibiendo así, una gran fuerza de acoplamiento entre ellos. Además el coeficiente de expansión de la SST asociado a este modo presenta una fuerte correlación de valor 0.97 con el índice Niño3. Las correlaciones entre el coeficiente de expansión asociado a las anomalías de la SST y las anomalías de P sobre Colombia (mapa de correlaciones heterogéneas, Figura 4.7c), muestran valores negativos sobre gran parte de Colombia, fundamentalmente en el centro, el norte y el occidente de Colombia, indicando una clara reducción de la P sobre estas regiones durante la ocurrencia del fenómeno El Niño (EN). En la Figura 4.7c, sólo se han representado las correlaciones que son estadísticamente significativas a un nivel de confianza del 95%.

El segundo modo acoplado (Figura 4.7b, d, e, columna derecha) entre las series mensuales de anomalías de la SST y de la P explica el 7.6% de la SCF entre ambos campos. La correlación entre los coeficientes de expansión de la SST y de la P es de 0.5, mostrando, por tanto, una importante fuerza de acoplamiento entre estos dos campos para este segundo modo. El patrón encontrado en la SST es similar al modo asociado con El Niño Modoki (ENM), (Ashock et al., 2007), el cual presenta un núcleo de valores positivos de la SST en el Océano Pacífico central, bordeado por anomalías negativas de la SST sobre el Océano Pacífico oriental (cerca de las costas de América del Sur) y en el Océano Pacífico occidental (cerca de las costas de Australia), conformando así, una estructura en forma de bumerang o herradura sobre el Océano Pacífico tropical. El valor de la correlación entre el índice EMI y el coeficiente de expansión de la SST es de 0.93, significativo al nivel de confianza del 95%. El mapa de correlaciones heterogéneas de la P en Colombia (Figura 4.7d) muestra correlaciones negativas significativas en el centro y suroccidente de Colombia, mientras las correlaciones positivas significativas se ubican en algunas localidades situadas al este y en la zona central del occidente colombiano, revelando que el patrón de P no es tan consistente como para EN.

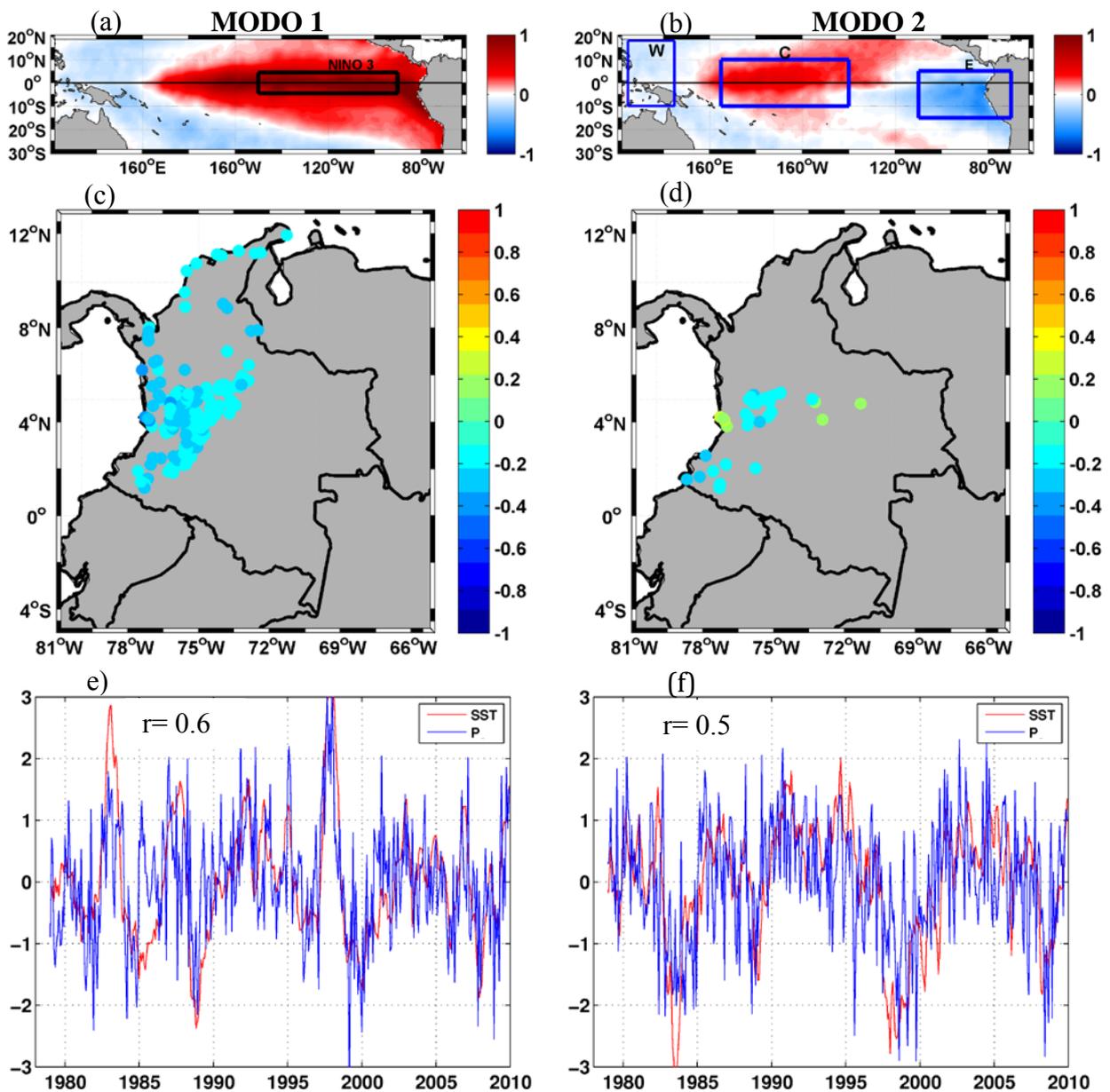


Figura 4.7. Principales modos de la SST (a, b, arriba), mapas de correlaciones heterogéneas (c, d, centro) y series estandarizadas de los coeficientes de expansión (e, f, abajo) de la SST (línea roja) y de la P (línea azul), obtenidos a través del análisis SVD entre los campos de anomalías mensuales de la SST del Pacífico tropical y la P en Colombia durante el periodo 1979-2009. Se representan sólo las correlaciones significativas al nivel del 95%.

#### 4.2.2 SVD de la SST y P estacionales coetáneas

En esta sección se emplea el análisis SVD para identificar los modos de variabilidad acoplados entre la P estacional en Colombia y la SST estacional del Pacífico tropical.

##### Invierno (DJF)

La Figura 4.8 presenta los dos primeros modos de la SST obtenidos por el SVD en

invierno (Figura 4.8a y b), junto con el mapa de correlaciones heterogéneo) para la P (Figura 4.8c y d) y la variabilidad temporal de cada modo, representada por sus respectivos coeficientes de expansión (Figura 4.8e y f).

El primer modo (Figura 4.8a, c, e, columna izquierda) explica el 88,7% de la varianza cuadrada y exhibe un patrón de valores positivos de la SST sobre el Pacífico tropical (Figura 4.8a). Este patrón es responsable de una disminución generalizada de la P de invierno en el oeste, centro y norte de Colombia (Figura 4.8c). Esta influencia ha sido anteriormente encontrada por otros autores (Pabón and Montealegre, 1992; Poveda and Mesa, 1997; Montealegre and Pabón, 2000; Gutiérrez and Duran, 2001; Pabón, 2003; Poveda, 2004; Poveda et al., 2005, 2011; Aceituno et al., 2009; Tedeschi et al., 2013). El acoplamiento entre los campos de anomalías de la SST y la P de invierno en Colombia, registra una gran fuerza, obteniendo un valor de correlación significativo de 0.8 entre los coeficientes de expansión de cada campo. Este primer modo está asociado con las condiciones establecidas durante el fenómeno de EN, siendo la correlación entre el coeficiente de expansión de la SST y la serie temporal del índice Niño3 de 0.98.

El segundo modo acoplado (Figura 4.8b, d, e, columna derecha) entre la SST y la P de invierno explica el 6,2% de la SCF y presenta una gran fuerza de acoplamiento entre los dos campos, siendo el coeficiente de correlación de 0.8, significativo al 95% de nivel de confianza. Los valores positivos más intensos de la SST se ubican sobre el Pacífico central, mientras que los valores negativos se establecen sobre el este y oeste del Pacífico tropical. De nuevo este patrón está asociado con la ocurrencia de ENM, siendo la correlación entre las series temporales de los coeficientes de expansión de la SST y el índice EMI de 0.8, (significativa en un nivel de confianza del 95%). El mapa de correlaciones heterogéneas muestra valores de correlaciones negativas significativas al nivel de confianza del 95%, sobre el centro y suroccidente de Colombia, indicando una disminución de las lluvias de invierno en estas zonas del país durante la fase positiva de este modo.

A partir del análisis SVD se observa que en invierno, tanto el fenómeno de EN como ENM producen una disminución significativa de las precipitaciones sobre Colombia, siendo esta más clara durante EN. Sin embargo, es interesante notar que se encuentran zonas que no resultan influenciadas por EN pero sí por ENM, como ocurre en el extremo suroccidental de Colombia, sobre el departamento de Nariño, donde aparecen 3 localizaciones muy próximas

correlacionadas significativamente con el patrón de ENM y que no es tan correlacionadas significativamente con el patrón de EN. También se presentan zonas que no están influenciadas durante ENM, pero sí muestran una relación significativa con EN, por ejemplo el norte de Colombia. Estos resultados están de acuerdo con los presentados por Tedeschi et al. (2013).

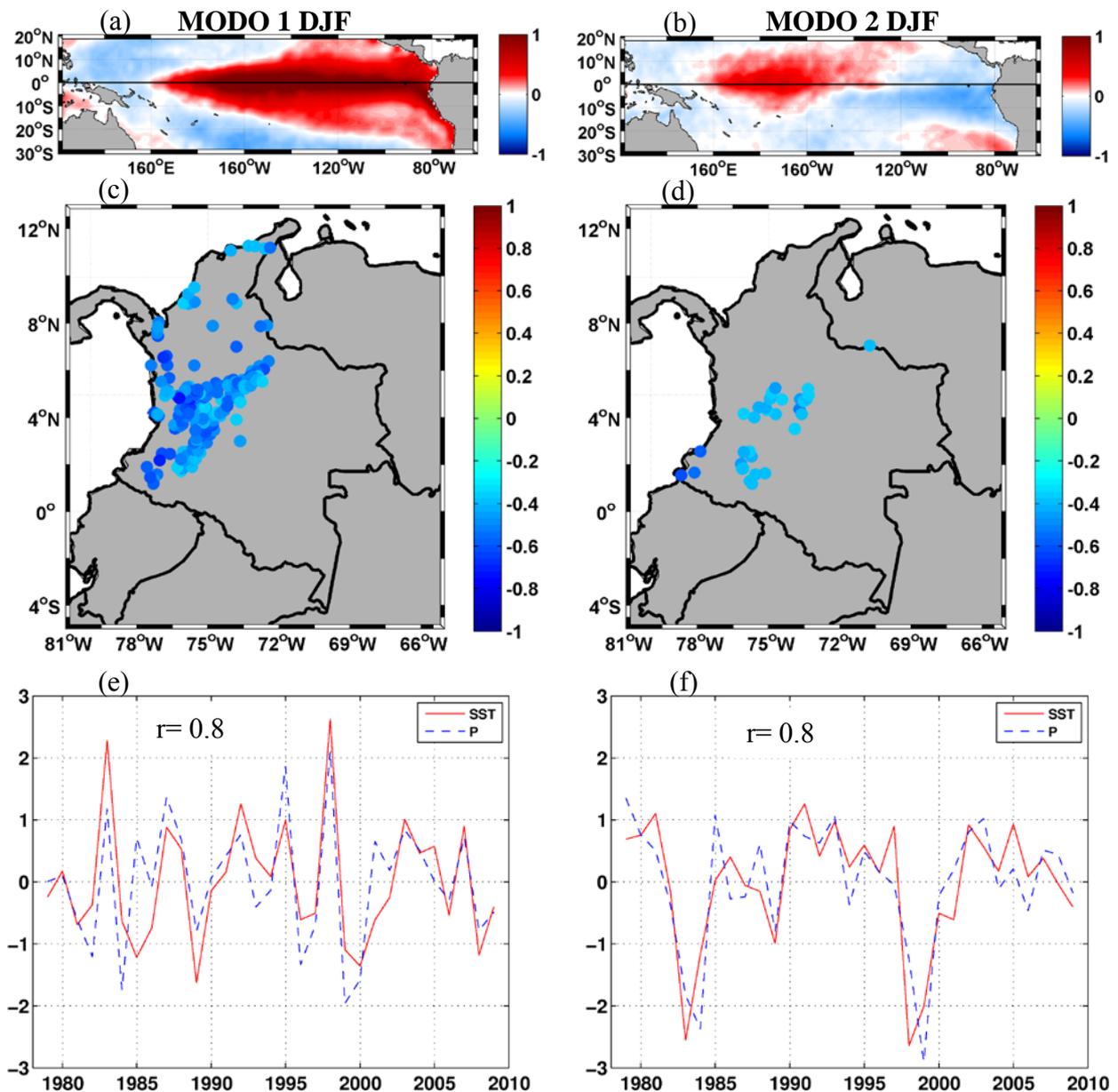


Figura 4.8. Principales modos de la SST (a, b, arriba), mapas de correlaciones heterogéneas (c, d, centro) y series estandarizadas de los coeficientes de expansión (e, f, abajo) de la SST (línea roja) y de la P (línea azul), obtenidos a través del análisis SVD entre los campos de anomalías de SST del Pacífico tropical y la P en Colombia, durante el periodo 1979-2009, en la estación de invierno (DJF). Se representan sólo las correlaciones significativas al nivel del 95%.

**Primavera (MAM)**

Durante la primavera (Figura 4.9) el primer y segundo modos acoplados explican un 50.1% y un 20.4%, respectivamente, de covarianza cuadrada entre los campos de la SST del Pacífico tropical y de la P, lo que proporciona un total acumulado del 70.5% de la covarianza cuadrada, siendo ésta la estación con menor cantidad de varianza acumulada entre todas las estaciones del año. Sin embargo, es importante notar que el segundo modo de variabilidad acoplado en primavera explica una mayor SCF (20.4%) comparada con la explicada por el segundo modo durante las estaciones de invierno (6.2%), verano (13.8) y otoño (7.7%). De nuevo, el primer modo de la SST en primavera (Figura 4.9a) muestra una estructura similar al fenómeno de El Niño y el segundo modo (Figura 4.9b) presenta la estructura asociada con ENM. La correlación entre el coeficiente de expansión de la SST asociado al primer modo y el índice Niño3 es 0.96, mientras que la correlación entre el índice EMI y el coeficiente de expansión de la SST asociado al segundo modo es 0.95, siendo los dos valores significativos al nivel de confianza del 95%.

El mapa de correlaciones heterogéneas asociado al primer modo (Figura 4.9c), muestra valores de correlaciones positivas en el centro y este de Colombia, acompañadas por correlaciones negativas que se ubican hacia el occidente del país. Es de destacar que el número de estaciones que muestran una correlación significativa es mucho menor que el registrado en invierno, lo que revela que el impacto de EN en la P es mucho más débil para MAM. Por otro lado, aunque se aprecia sobre muy pocas localizaciones, parece existir una tendencia a invertir las anomalías sobre el centro de Colombia. Ambos efectos son también visibles en Tedeschi et al. (2013), aunque los datos de P usados por estos autores son en rejilla, por lo que las diferencias entre estaciones cercanas se suavizan. Con respecto al mapa de correlaciones heterogéneas asociado al segundo modo (Figura 4.9d), se presentan algunas correlaciones negativas en el suroccidente y en la parte centro-occidental de Colombia. Las correlaciones positivas se ubican tanto sobre el occidente de Colombia (norte y suroccidente del departamento del Chocó) como en el centro del país. En resumen, se encuentra que durante la primavera, el efecto producido por EN sobre el departamento del Chocó (región occidental) es contrario al ocasionado por ENM.

El primer modo exhibe una gran fuerza de acoplamiento entre la SST y la P de Colombia, obteniendo una correlación de 0.85 entre los coeficientes de expansión de cada campo. De igual

forma, la correlación entre los coeficientes de expansión de la SST y de la P encontrados para el segundo modo es de 0.8 (ambos valores significativos al nivel de confianza del 95%).

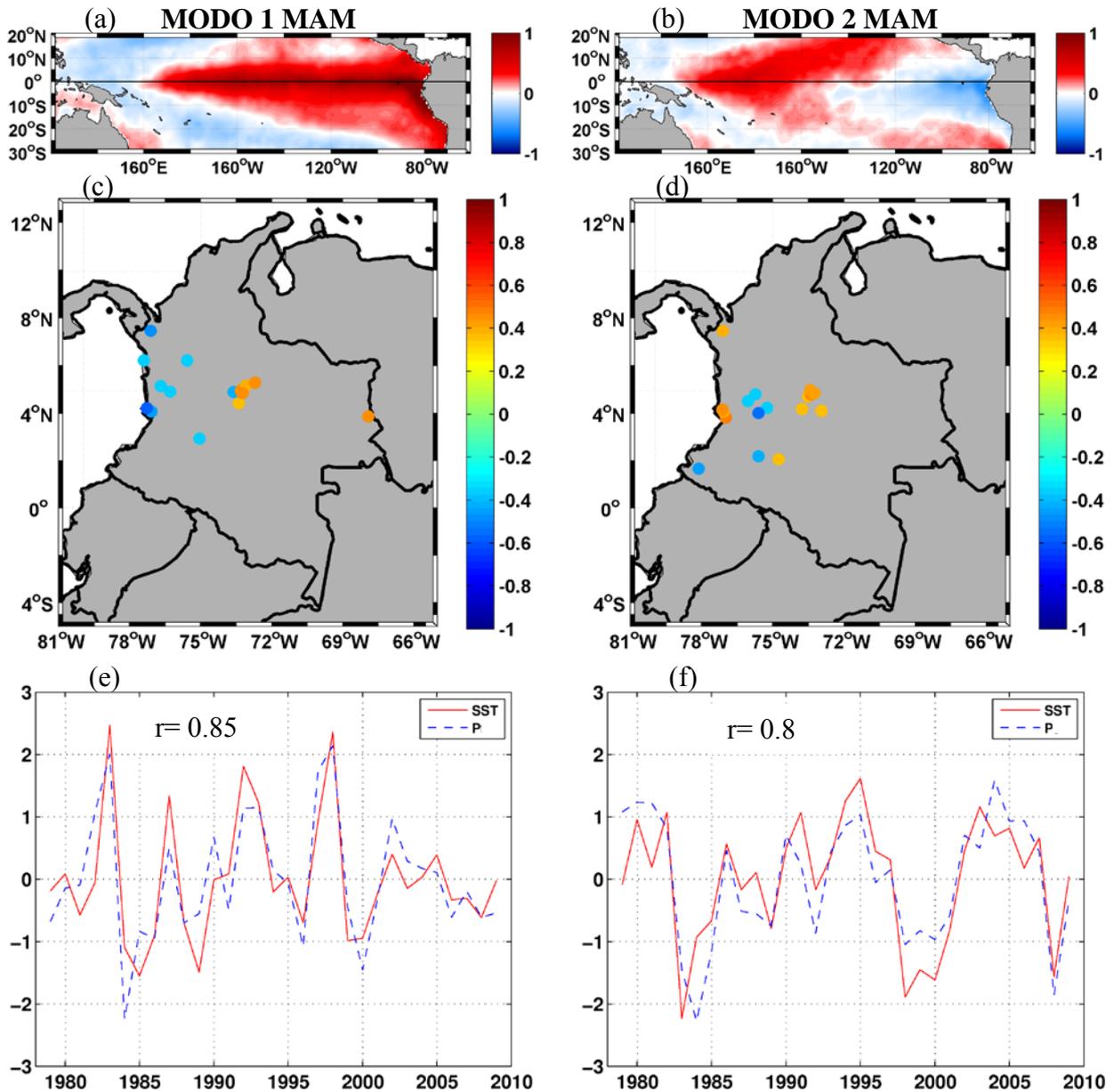


Figura 4.9. Como la Figura 4.8, pero para primavera.

**Verano (JJA)**

Con respecto a la estación de verano (Figura 4.10), el primer y segundo modos acoplados explican el 73.7% y el 14% de la covarianza cuadrada respectivamente, obteniendo así, un porcentaje total de 87.7% entre los dos modos, que es menor que el porcentaje total de variabilidad explicada por los dos primeros modos durante invierno (94.9%) y otoño (91.6%).

Sin embargo, el segundo modo de variabilidad acoplado de verano explica una mayor SCF (14%) comparada con la explicada por el segundo modo en estas dos estaciones del año.

Tanto el primero como el segundo modo exhiben una gran fuerza de acoplamiento entre los campos de SST y de P, obteniendo correlaciones significativas de 0.84 y 0.8, respectivamente, entre los coeficientes de expansión asociados a cada campo. Al igual que en invierno y primavera, el primer modo de verano está asociado al fenómeno ENSO y el segundo modo al fenómeno de ENM. La correlación entre el índice Niño3 y el coeficiente de expansión de la SST asociado al primer modo es 0.96, mientras que la correlación entre el índice EMI y el coeficiente de expansión de la SST asociado al segundo modo alcanza un valor de 0.97 (los valores de correlación son significativas al nivel de confianza del 95%).

El mapa de correlaciones heterogéneas correspondiente al primer modo del SVD durante el verano (Figura 4.10c), presenta correlaciones negativas significativas sobre el centro, norte y occidente de Colombia y correlaciones positivas significativas un poco más desplazadas hacia el este de la zona central. El efecto contrario producido en localidades cercanas puede estar determinado por las importantes características topográficas de la Cordillera de los Andes, que atraviesa Colombia de suroeste a noreste. Estas características topográficas condicionan y determinan fuertemente el clima local y su variabilidad en muchas zonas del país.

El mapa de correlaciones heterogéneas asociado con el segundo modo (Figura 4.10d) muestra un menor número de localidades con correlaciones negativas significativas, las cuales se ubican sobre el norte, el centro y el suroeste del país. Además, se presentan varias localidades con correlaciones positivas significativas en el occidente, este y sur de Colombia. A diferencia del invierno, durante el verano, en la fase positiva de los dos primeros modos de la SST, se registran un número de localidades con anomalías positivas de P, aunque es menor que el número de localidades con anomalías negativas de P.

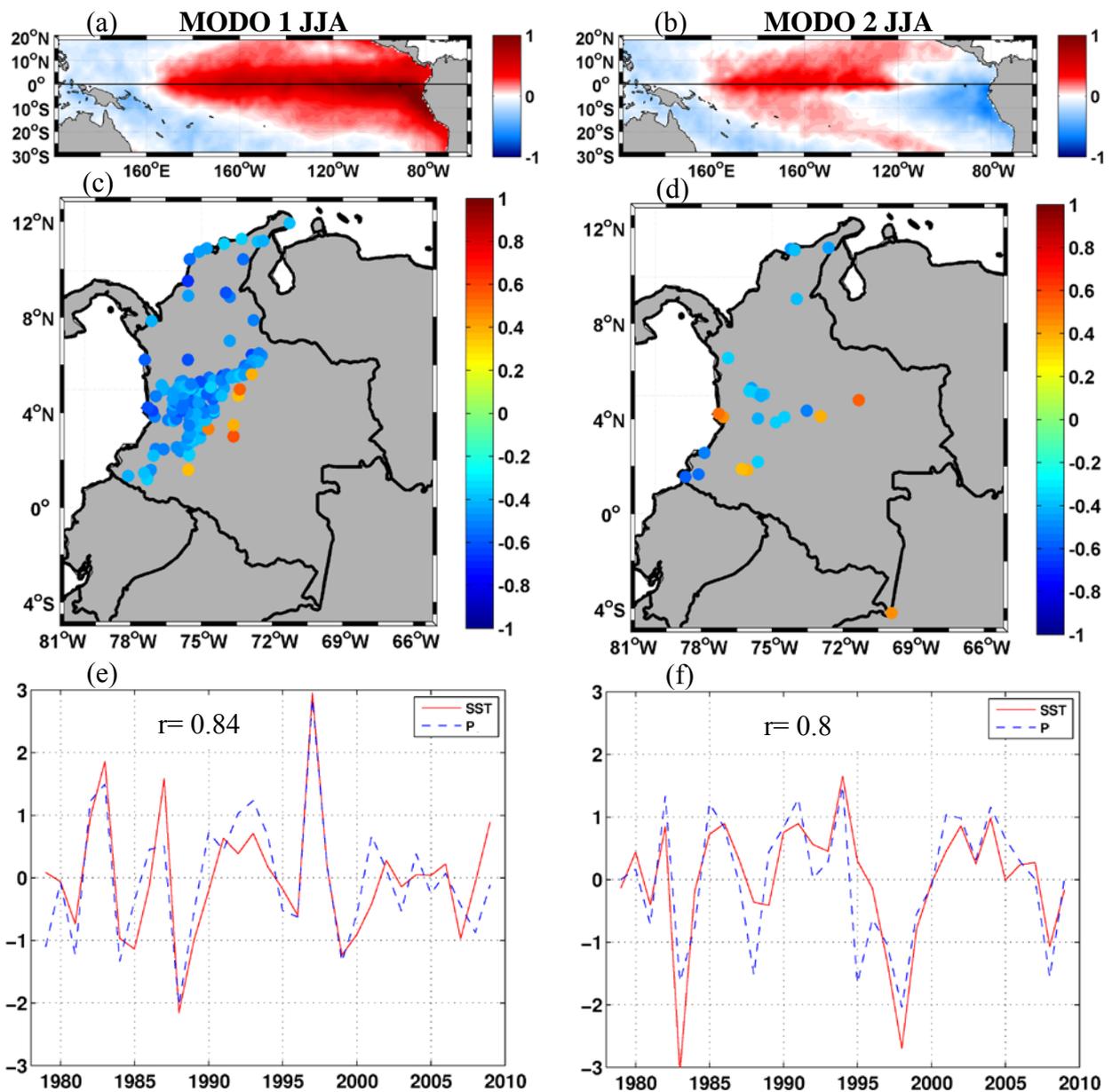


Figura 4.10. Como la Figura 4.8, pero para verano.

**Otoño (SON)**

En cuanto al otoño, la Figura 4.11 muestra los modos acoplados entre el campo de la SST del Pacífico tropical y la P en Colombia obtenidos para esta estación del año.

Al igual que en el resto de estaciones el primer modo está asociado con el fenómeno ENSO, mientras el segundo modo se encuentra asociado al fenómeno ENM. La correlación entre el índice Niño3 y el coeficiente de expansión de la SST del primer modo es 0.98 en este caso, y

la correlación entre el índice EMI y coeficiente de expansión de la SST del segundo modo es 0.90 (ambos valores son significativos al 95%).

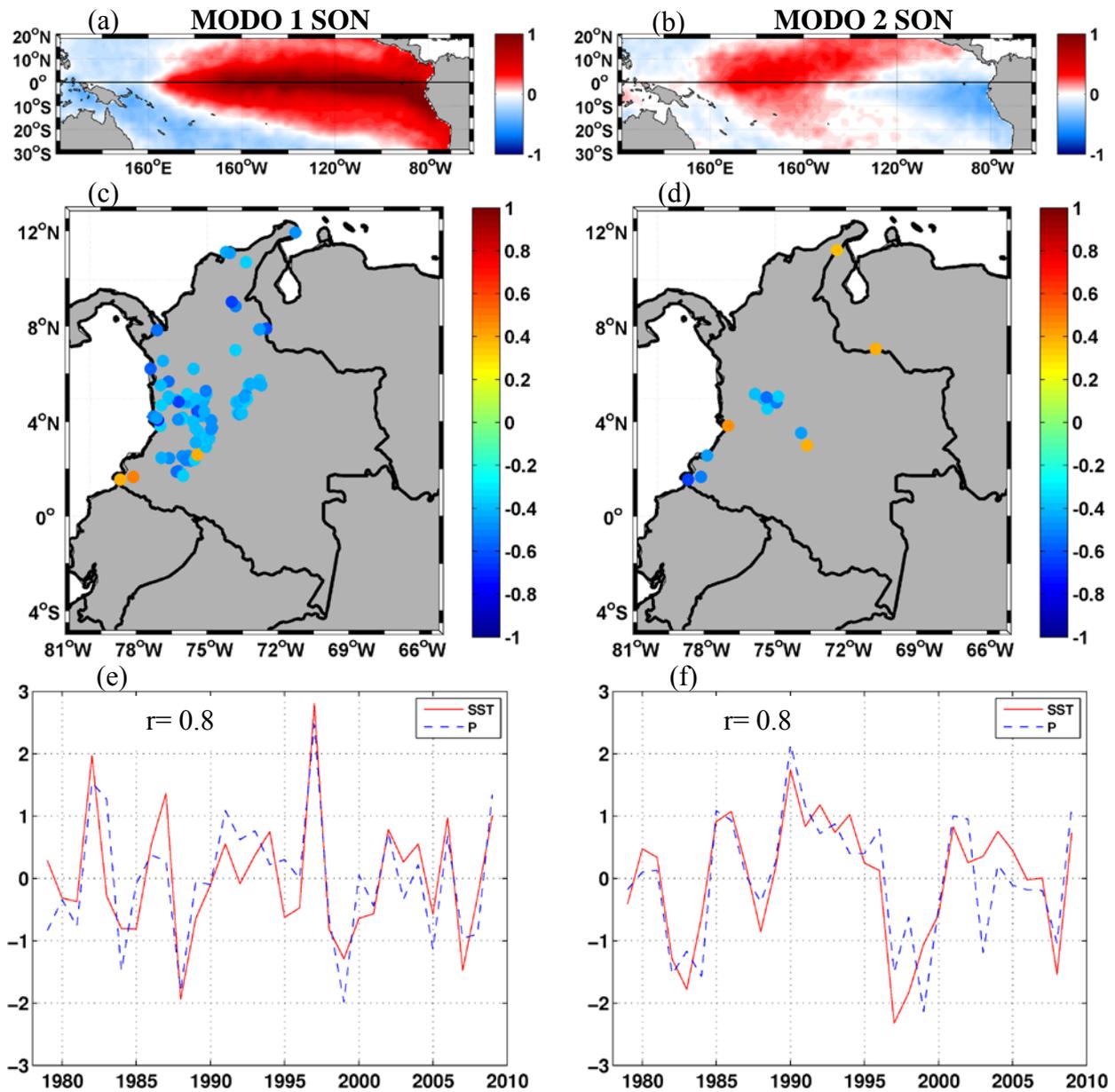


Figura 4.11. Como la Figura 4.8, pero para otoño.

El primer modo acoplado (Figura 4.11, columna izquierda) además de explicar el 83.9% de la covarianza cuadrada entre la SST del Pacífico tropical y la P en Colombia, presenta una correlación significativa de 0.8 entre las series temporales de los coeficientes de expansión de cada campo, indicando una gran fuerza de acoplamiento entre ellos. El mapa de correlaciones heterogéneas (Figura 4.11c), presenta correlaciones positivas significativas sólo en algunas

localidades en el suroeste de Colombia, y correlaciones negativas significativas que se extienden desde el oeste al centro y norte del país.

El segundo modo acoplado para el otoño (Figura 4.11, columna derecha) explica el 7.7% de la covarianza acoplada entre la SST del Pacífico tropical y la P en Colombia. Este modo presenta, de nuevo, una gran fuerza de acoplamiento entre la SST y la P, registrando una correlación significativa de 0.8 entre los coeficientes de expansión de ambos campos. El mapa de correlaciones heterogéneas (Figura 4.11d) muestra algunas correlaciones negativas significativas situadas en el centro y suroeste de Colombia, acompañadas de algunas correlaciones positivas significativas dispersas por el centro, este, norte y occidente del país. Para esta estación del año también se puede apreciar que en la región suroccidental de Colombia aparecen correlaciones contrarias a las registradas con el primer modo de variabilidad acoplada. Esta región parece mostrar una sensibilidad especial frente a las condiciones de ENM porque, además de este comportamiento en otoño, esta zona se ve afectada por el ENM en las otras estaciones, y no por EN.

En general, los dos primeros modos de la SST del Pacífico tropical en su fase positiva durante la estación de otoño están asociados con una disminución de las precipitaciones sobre Colombia, aunque para algunas localidades se presenta un efecto contrario.

En resumen, los resultados ponen de manifiesto que tanto el primer modo encontrado (asociado al ENSO) como el segundo modo (asociado con ENM), influyen significativamente sobre la P estacional en Colombia. Durante todas las estaciones del año, el patrón asociado con EN es más importante para la variabilidad de la P en Colombia que el patrón asociado con ENM, influenciando áreas más extensas. Aún así, cabe destacar que se encuentran zonas que no resultan afectadas por EN pero sí por ENM. Además, los significativos valores de correlaciones y las importantes fuerzas de acoplamiento encontradas entre los campos de la SST y la P (tanto para el primer como para el segundo modos), revelan la importante capacidad que posee la SST del Pacífico tropical para explicar la variabilidad de la P en Colombia. Finalmente cabe destacar que los modos de variabilidad de la SST del Pacífico tropical obtenidos a través del SVD en cada estación del año, son muy similares a los modos obtenidos aplicando el SVD en escala mensual, mostrando el predominio de estos importantes modos en la variabilidad intraanual de la precipitación en el país. Además, los modos obtenidos aplicando un PCA sobre la SST en las mismas estaciones son muy similares a los obtenidos en el SVD, mostrando fuertes correlaciones

significativas ( $>0.8$  en todos los casos) entre las respectivas series temporales resultantes de cada análisis).

#### 4.2.3 Variabilidad temporal de la P estacional

En este apartado se analiza la variabilidad temporal de la P estacional en Colombia a escala global y se estudia la relación lineal con los fenómenos de El Niño y El Niño Modoki. En primer lugar, con el fin de caracterizar de forma global las condiciones de P normales, húmedas y secas en Colombia, en cuanto a su relación con los valores de la SST del Pacífico tropical asociados a los dos tipos de eventos El Niño, se ha calculado el promedio estacional de las anomalías estandarizadas de la P de las 341 estaciones distribuidas en Colombia (en adelante designado como índice SPA).

Trabajar con los valores promediados sobre todas las estaciones se hace posible en base a los resultados del PCA llevado a cabo sobre los datos de P estacionales en Colombia (Sección 4.1.3). Este estudio condujo a la existencia de un modo principal de variabilidad que es representativo de la P en la mayor parte del país. Se ha estudiado la evolución temporal de este índice SPA conjuntamente con los índices Niño3 y EMI para cada estación del año durante el periodo 1979-2009 (Figura 4.12).

Se observa que en invierno los años 1984 y 1999 registran los mayores valores del índice SPA (aumento de lluvia), coincidiendo con valores negativos de los índices Niño3 y EMI, mientras que los años 1995 y 1998 presentan los valores más bajos (disminución de lluvia), coincidiendo con valores positivos del Niño3 y EMI.

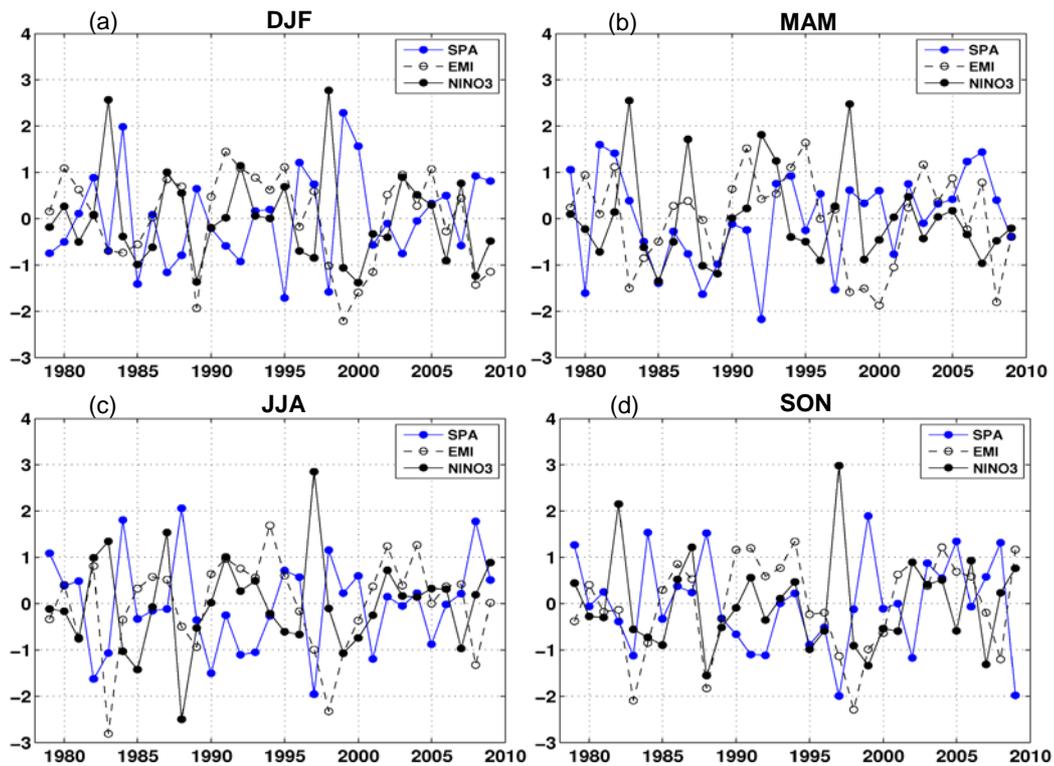


Figura 4.12. Índice SPA obtenido a partir del promedio de las 341 series temporales de anomalías estandarizadas de la P estacional en Colombia (línea azul), e índices EMI (línea discontinua negra) y Niño3 (línea continua negra) durante el periodo 1979-2009, para cada estación del año.

En primavera, los años 1981, 1982, 2006 y 2007 (periodos húmedos), muestran los valores más altos del índice SPA y el año 1992 presenta el valor más bajo, coincidiendo con un pico positivo del índice Niño3. Para el verano el índice SPA muestra los valores más altos en los años 1984, 1988 y 2008, y el valor más bajo ocurre durante el año de 1997 coincidiendo con un evento El Niño intenso. Por último, el otoño presenta el valor más alto del índice SPA en el año 1998 y los valores más bajos durante los años 1997 y 2009.

El coeficiente de correlación entre los índices EMI y Niño3, para invierno es de 0.35, significativo en un nivel de confianza del 90%, lo que sugiere algún tipo de relación entre estos dos fenómenos en dicha estación del año. Sin embargo, en primavera, verano y otoño, los valores de correlación entre estos dos índices no resultan significativos.

Para identificar la posible existencia de una relación lineal entre la P y la SST del Pacífico tropical, se ha llevado a cabo un análisis de dispersión entre el índice SPA y los índices el Niño3 y EMI en cada estación del año. Aunque los valores de correlación obtenidos entre estos índices y el SPA en dichas estaciones resultaron significativos al nivel del 95% (en valor

absoluto son todos  $>0.45$ ), los resultados obtenidos para primavera, verano y otoño (figuras no mostradas) presentan una gran dispersión, dificultando la capacidad de identificar una relación lineal, principalmente con el índice EMI. Por esta razón sólo se presentan los resultados obtenidos para la estación de invierno (Figura 4.13).

Se ha considerado que un valor del SPA entre  $-0.5$  y  $0.5$  ( $-0.5 < SPA < 0.5$ ) representa condiciones normales de precipitación y que los valores del SPA por encima de  $0.5$  o por debajo de  $-0.5$  representan condiciones húmedas y secas, respectivamente, para una determinada estación del año.

En la Figura 4.13a y b, se observa que tanto el EMI como el Niño3 exhiben una relación lineal inversa con el índice SPA en invierno, siendo más marcada con el Niño3. El coeficiente de correlación entre el Niño3 y el SPA en invierno es de  $-0.64$  mientras que la correlación entre el EMI y el SPA para esta estación del año tiene un valor de  $-0.51$  (ambos valores son significativos al nivel de confianza del 95%).

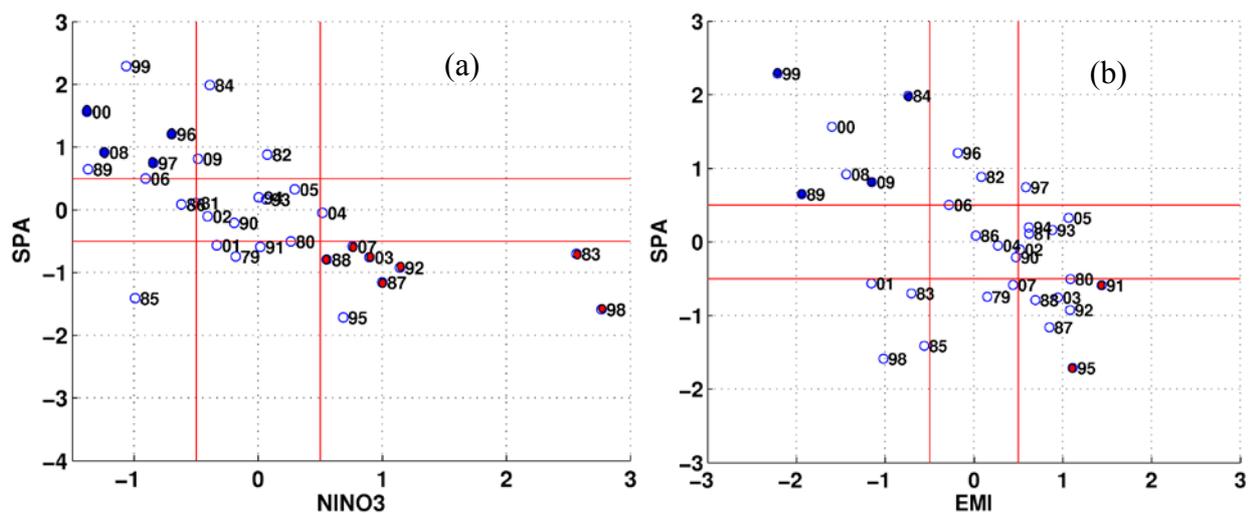


Figura 4.13. Diagrama de dispersión (*scatter*) entre el índice SPA y los índices estandarizados de (a) Niño3 y (b) EMI en invierno. Las líneas rojas representan los umbrales de  $-0.5$  y  $0.5$  para cada índice. Los números indican los 2 últimos dígitos de cada año. Los puntos rellenos en rojo catalogan los años como eventos EN o ENM, y los rellenos con azul los años catalogados como LN o LNM.

El diagrama de dispersión en la Figura 4.13 a, muestra que cuando el Niño3 está por encima de  $0.5$ , tienden a producirse, de forma general en Colombia, situaciones secas, obteniéndose un total de 9 inviernos, en donde 8 de ellos corresponden a condiciones secas (1983, 1987, 1988, 1992, 1995, 1998, 2003, 2007) y 1 a condiciones normales (2004). Este resultado indica que durante el fenómeno de EN la probabilidad de sequías sobre Colombia es

significativa. Cuando el índice Niño3 presenta valores por debajo de  $-0.5$  se encuentran 6 inviernos con condiciones húmedas (1989, 1996, 1997, 1999, 2000 y 2008), 2 con condiciones normales (1986 y 2006) y 1 con condiciones secas (1985), para un total de 9 inviernos, indicando que la ocurrencia de un fenómeno LN parece estar asociado a condiciones húmedas.

Con respecto al índice EMI (Figura 4.13b) se observa que cuando se tienen valores por debajo de  $-0.5$  se presenta una mayor ocurrencia de condiciones húmedas (igual que en situaciones de LN), con un total de 10 inviernos, en donde 6 de ellos fueron húmedos (1984, 1989, 1999, 2000, 2008 y 2009) y 4 fueron secos (1983, 1985, 1998 y 2001). Este resultado indica que durante LNM la probabilidad de inviernos más húmedos es mayor. También se evidencia que con valores del EMI superiores a  $0.5$ , 6 años presentan condiciones secas (1987, 1988, 1991, 1992, 1995 y 2003), 6 normales (1980, 1981, 1993, 1994, 2002 y 2005) y 1 condiciones húmedas (1997), reflejando una mayor probabilidad de condiciones normales o secas durante ENM que durante LNM.

Con el fin de cuantificar y observar la influencia de EN y ENM en la P de Colombia de forma independiente, los inviernos han sido catalogados sin ser duplicados, teniendo en cuenta el valor más alto del rango del índice (Niño3 o EMI) para ser asignado a un fenómeno o al otro, siguiendo la metodología propuesta por Kim et al. (2011). Por ejemplo, un año es considerado como ENM si su rango (en orden descendente) en el índice EMI es mayor que su rango en el índice Niño3. Así, el año 2000 es asignado al EN por ocupar el primer puesto (rango 1) en el índice Niño3, ya que con el índice EMI ocupa el rango 3. De esta forma, solo el invierno del año 1989 posee una asignación doble, debido a que este invierno ocupa el puesto 2 (es el segundo, rango 2) tanto en el Niño3 como en el EMI. Sin embargo, el año 1989 es considerado como LNM porque el promedio de las anomalías en la caja E ( $-0.29$ ) usada en la construcción del índice EMI no muestra una característica clara asociada a La Niña. Los resultados de esta asignación están sustancialmente de acuerdo con los mostrados por Kim et al. (2011) y Tedeschi et al. (2013).

Se encontraron sólo 2 años (1991 y 1995) con inviernos secos para el índice EMI (puntos rellenos en rojo en la Figura 4.13b), mientras que para el índice Niño3 resultan 7 inviernos con condiciones secas (puntos rellenos en rojo en la Figura 4.13a), con un promedio de P de 94 mm, siendo este valor 37 mm menos que el valor promedio de P en la estación de invierno (131 mm) para el resto de años (no categorizados como EN o ENM), lo que indica una reducción del 28%

aproximadamente. Por otro lado, el promedio de la P para los 2 inviernos secos con valores del índice  $EMI > 0.5$ , es de 88 mm, siendo inferior en 43 mm al valor promedio de la P de invierno, mostrando así una reducción aproximada del 33%. Aunque estas diferencias son significativas al nivel de confianza del 90%, estos valores deben ser interpretados con cuidado debido al bajo número de casos usados en el test *t*.

Con respecto a los inviernos en condiciones húmedas, el índice EMI caracteriza los años 1984, 1989, 1999 y 2009 (puntos rellenos en azul en la Figura 4.13b) como años LNM, y el Niño3 los años 1996, 1997, 2000 y 2008 (puntos rellenos en azul en la Figura 4.13a) asociados a eventos LN. Los inviernos correspondientes a eventos LN presentan una P promedio de 158 mm, mientras que los correspondientes a LNM obtienen una P de 150 mm. En consecuencia dichos valores indican un aumento aproximado del 32% (38 mm) y 25% (30 mm) con respecto al valor promedio para el resto de años. De nuevo, aunque estas diferencias son significativas a un nivel del 90%, estos valores deben ser interpretados con cuidado debido al escaso número de casos usados en la prueba *t*.

#### 4.2.4 Eventos extremos de la SST y su influencia en la P estacional

Con objeto de identificar un posible comportamiento no lineal en la respuesta de la P en Colombia frente a las anomalías de la SST del Pacífico tropical, se ha llevado a cabo un análisis de *composites* (promedios) de las anomalías de P, empleando los eventos EN (LN) y ENM (LNM), que se presentaron con mayor intensidad durante el periodo de estudio, teniendo en cuenta sólo a aquellos años en los cuales los dos tipos de El Niño no coinciden en una misma estación del año, que son los años en negro de la Tabla 3.1 (ver Capítulo 3).

##### **Invierno (DJF)**

La Figura 4.14 muestra los patrones de los promedios de anomalías estandarizadas de P obtenidas del análisis de composición para el invierno, empleando los inviernos seleccionados para los eventos EN, LN, ENM y LNM. Aparece un patrón de anomalías negativas significativas de P sobre el centro y occidente de Colombia, para los inviernos con eventos EN o ENM (Figura 4.14a y 4.14c, respectivamente), indicando una disminución significativa de la P sobre el país durante este tipo de eventos. Además, se observan anomalías positivas significativas de P en el centro de Colombia, asociadas con ENM. Como ya se ha mencionado en la sección previa, la significación de todas las anomalías debería ser interpretada con cuidado debido al bajo número

de casos usados en el test *t*.

Para los eventos LN (Figura 4.14b) se observa un patrón poco diferenciado, con estaciones sobre el centro de la país que muestran una disminución de la P y estaciones desplazadas hacia el oeste que registran un aumento. El motivo de observar estaciones muy cercanas que registran una influencia contraria frente a un mismo fenómeno puede estar asociado, como se ha comentado antes, a condiciones climáticas de tipo local que es tan determinadas por la orografía del país, aunque también podría ser atribuido a un débil y no muy consistente impacto. Es conocido que la orografía puede alterar la respuesta originada en presencia del ENSO, como ha sido demostrado para Brasil (Grimm, 2003, 2004; Grimm et al., 2007).

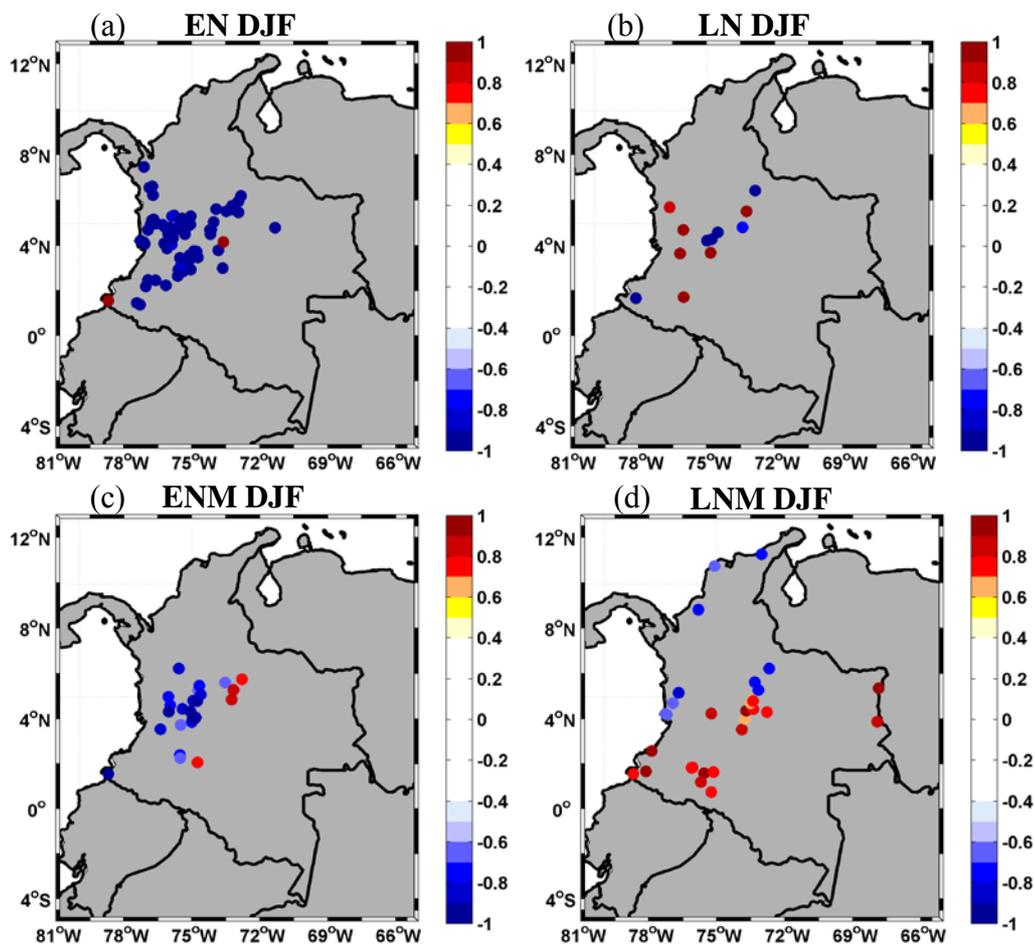


Figura 4.14. Promedio de las anomalías estandarizadas de P obtenidas del análisis de *composites* para invierno, empleando los inviernos seleccionados para los eventos EN (a), ENM (c), LN (b) y LNM (d) (inviernos en color negro de la Tabla 3.1). Sólo se muestran las anomalías significativas al nivel de confianza del 90%.

Durante LNM (Figura 4.14d), se observa un cambio meridional de anomalías. El norte y oeste de Colombia muestran una disminución significativa de la P, mientras que zonas ubicadas sobre el centro, este y suroccidente presentan un aumento significativo.

### ***Primavera (MAM)***

La Figura 4.15 muestra los resultados del análisis de *composites* para la primavera. En este caso se muestra un aumento de las precipitaciones sobre Colombia con la presencia de ENM (Figura 4.15c), mientras que durante EN (Figura 4.15a) se presenta una reducción sobre el occidente y algunas localidades en el centro y, un aumento sobre el norte y centro del país. Este resultado revela que para EN la respuesta no es muy consistente y por el contrario para ENM se exhibe una señal espacial coherente en esta estación del año. Estos resultados están de acuerdo con lo encontrado por Tedeschi et al. (2013).

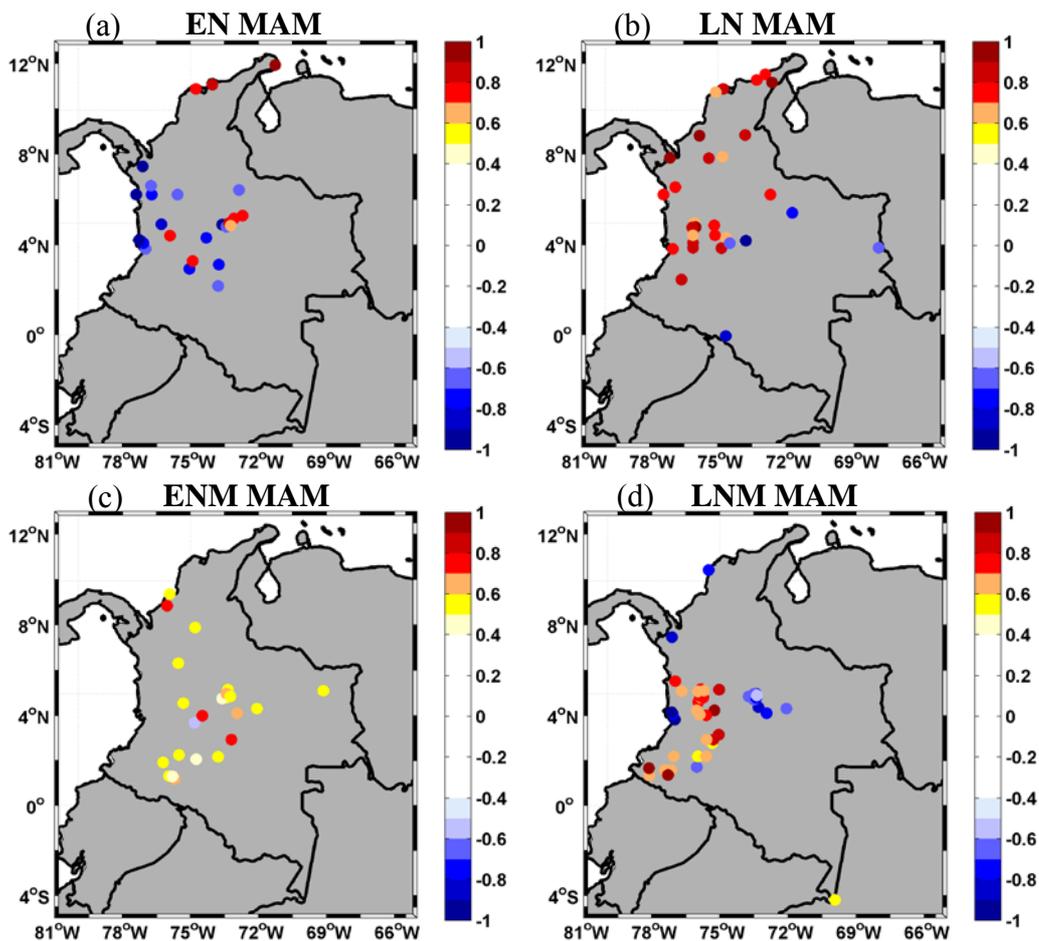


Figura 4.15. Como la Figura 4.14, pero para primavera.

Durante LN (Figura 4.15b) se evidencia un aumento significativo de las precipitaciones en el norte y oeste, acompañado de una disminución significativa en algunas localizaciones del centro, este y sur de Colombia. Para eventos LNM (Figura 4.15d) aparece un aumento significativo en el suroccidente y centro-occidente de Colombia y disminuciones significativas en el centro del país.

**Verano (JJA)**

Con respecto al verano (Figura 4.16), se muestra un fuerte patrón bastante homogéneo de anomalías negativas (/positivas) significativas sobre gran parte de Colombia durante EN (/LN), indicando una importante reducción (/aumento) de las precipitaciones sobre el país (Figura 4.16a y 4.16b, respectivamente).

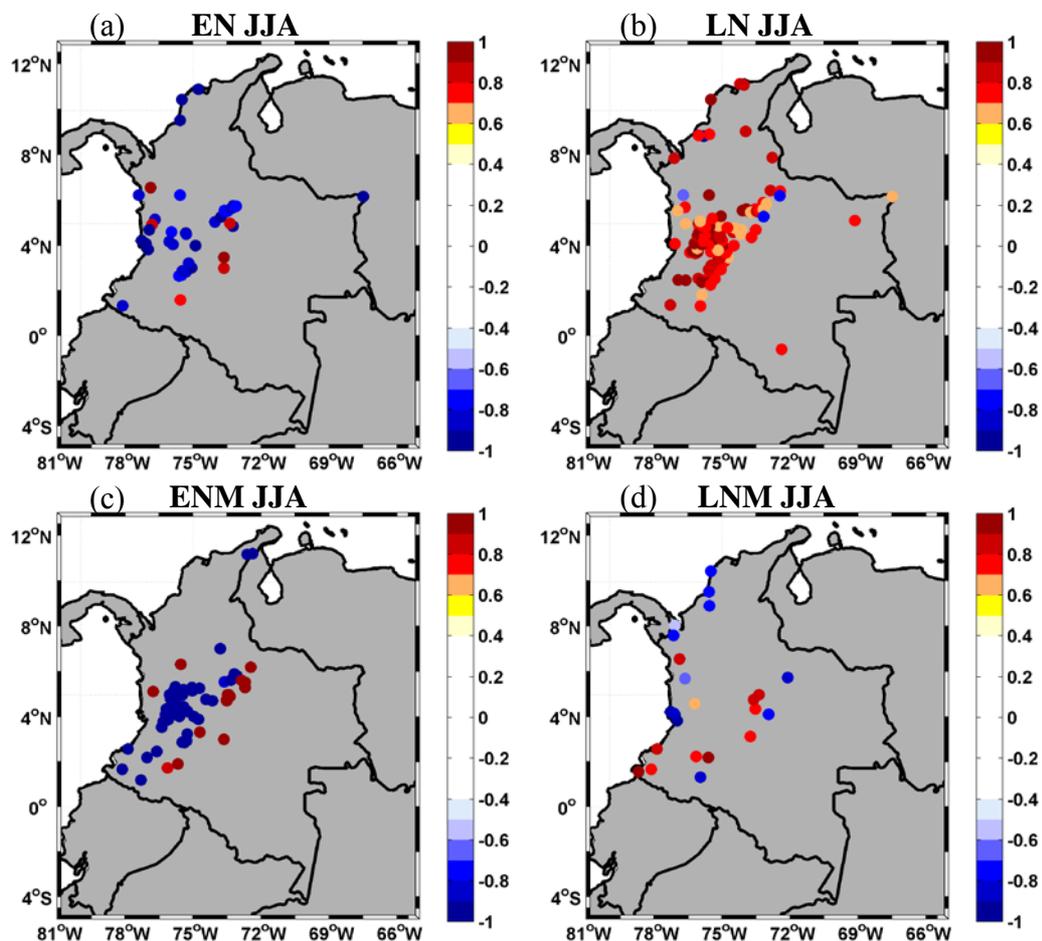


Figura 4.16. Como la Figura 4.14, pero para verano.

Las anomalías negativas significativas que se presentan durante ENM (Figura 4.16c) se extienden desde el suroccidente hasta el noreste de Colombia, bordeadas en el occidente y el este

por anomalías positivas significativas, dibujando el paso de la Cordillera de los Andes por el país. La configuración de las anomalías durante LNM (Figura, 4.16d), indica principalmente un aumento de P sobre el suroccidente y centro de Colombia y una disminución en el norte del país.

### **Otoño (SON)**

Por último durante el otoño (Figura 4.17), EN generalmente está asociado a una pronunciada y significativa disminución de las precipitaciones sobre Colombia. Cabe resaltar que durante ENM esta respuesta (disminución significativa) es más débil, y se observan algunas localidades donde se producen aumentos de P.

Con la presencia de LNM se muestran anomalías negativas sobre la zona central del occidente y oriente de Colombia y anomalías significativas positivas sobre el centro y suroccidente del país. Mostrando una distribución más homogénea comparada con la obtenida durante LN.

Este estudio revela la existencia de diferentes patrones de anomalías de P sobre Colombia en cada estación del año, asociados con los años seleccionados de los dos tipos fenómenos El Niño. Durante los eventos seleccionados como extremos de EN, LN, ENM y LNM, la influencia sobre la P en Colombia es diferente dependiendo de la estación del año. Se puede destacar la marcada disminución (aumento) de la P registrada en DJF (JJA) y SON (MAM) para los eventos de EN (LN) y el notable incremento de la P en MAM durante los eventos ENM en la mayoría de las localidades en el país. Por otro lado los resultados obtenidos del análisis SVD para DJF (Figura 4.8c y 4.8d) presenta una similitud con aquellos obtenidos desde el análisis de *composites* para invierno (Figura 4.14a y 4.14c), particularmente la respuesta de la P (disminución) durante la fase positiva de EN y ENM, con algunas diferencias, como es el aumento de la P en algunas localidades, que podrían ser debidas a los distintos años seleccionados como años EN o ENM en el análisis de promedios.

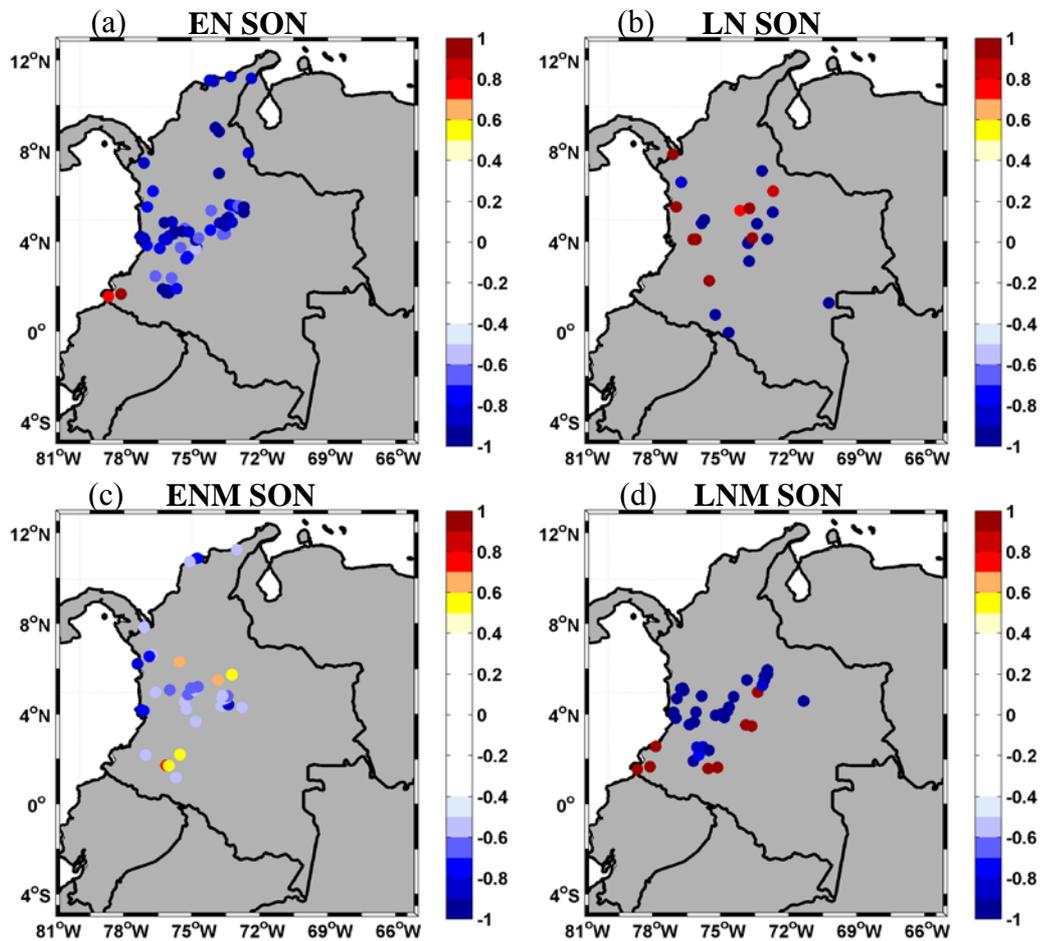


Figura 4.17. Como la Figura 4.14, pero para otoño.

#### 4.2.5 Eventos extremos de la SST y patrones atmosféricos asociados

Con el fin de establecer los patrones atmosféricos asociados a los patrones de anomalías de P correspondientes a los eventos EN/LN y ENM/LNM, se ha realizado un análisis de promedios sobre los campos de potencial de velocidad, velocidad vertical y SST (Figura 4.18a, b y c, respectivamente). El campo de potencial de velocidad en 200 hPa asociado con la velocidad vertical contiene información concerniente a la intensidad general de la circulación atmosférica y refleja los procesos de convergencia y divergencia producidos sobre una extensión determinada (ej. Tanaka et al., 2004; Weng et al., 2007). Para el análisis de promedios se han considerado nuevamente los años seleccionados como EN/LN o ENM/LNM como aquellos en los que ambos fenómenos no coexisten en una misma estación (años en negro en la Tabla 3.1). La Figura 4.18c muestra, como cabía esperarse, que durante los episodios extremos seleccionados de EN, en general, se establece un fuerte patrón de anomalías positivas de la SST que se extiende desde las

costas de Sudamérica hacia el Pacífico central, siendo más prominente durante las estaciones de DJF y SON. Este calentamiento anómalo está acompañado por movimientos verticales ascendentes en la troposfera entre  $180^{\circ}\text{E}$  y  $90^{\circ}\text{W}$ , y una intensificación del flujo divergente en niveles superiores centrada alrededor de  $150^{\circ}\text{W}$  en el Pacífico ecuatorial, mientras que aparecen flujos descendentes sobre el norte de Sudamérica, particularmente intensos para situaciones de EN en invierno (Figura 4.18b).

Durante EL Niño, también se presentan un patrón de divergencia en altura sobre el Pacífico tropical y sobre Sudamérica (Figura 4.18a), y en consecuencia se localizan movimientos descendentes sobre la región de Indonesia y Australia, ligados a un patrón de convergencia en los niveles superiores (200 hPa), demostrando el conocido desplazamiento de la circulación de Walker durante los años ENSO (Weng et al., 2007, 2009). Esta situación contribuye a explicar en gran medida la significativa disminución de las lluvias que se produce sobre el norte, centro y occidente de Colombia principalmente durante las estaciones de DJF y SON. Durante los eventos LN se muestra un patrón de anomalías negativas de la SST sobre el Pacífico tropical central oriental, acompañado de movimientos descendentes sobre el Pacífico central, entre unos  $180^{\circ}\text{W}$  y  $110^{\circ}\text{W}$  y movimientos ascendentes sobre Sudamérica (Figura 4.18b). Los episodios LN, en general, muestran magnitudes más débiles en los campos de SST, potencial de velocidad y velocidad vertical, en comparación con las magnitudes obtenidas en los eventos EN (Figura 4.18).

Durante los eventos extremos seleccionados para ENM, en general, se establecen anomalías positivas de la SST sobre el centro del Pacífico con valores más moderados que para EN canónico, presentando un desplazamiento más hacia el oeste, y débiles focos de anomalías negativas sobre el este y el oeste del Pacífico tropical. La distribución de la velocidad vertical muestra un movimiento ascendente a través de la troposfera centrado alrededor de los  $180^{\circ}\text{W}$ , más intenso en invierno, desplazado hacia el oeste, comparado con los ascensos verticales de aire que se presentan durante la circulación de EN. En el análisis de *composites* del potencial de velocidad en 200 hPa durante la presencia de ENM, se observan anomalías divergentes que se desplazan ligeramente hacia el oeste en el Pacífico central respecto a la situación de EN, como consecuencia del ascenso de las masas de aire sobre las anomalías cálidas de la SST en el Pacífico central.

Durante los episodios de LNM, en general se presenta un núcleo anomalías positivas de SST que se desplaza desde las costas de Sudamérica hacia el Pacífico central (anomalías invertidas en comparación con LN), bordeado por anomalías negativas que se ubican sobre el Pacífico occidental. Los campos de anomalías negativas (positivas) de potencial de velocidad se establecen sobre el Pacífico oriental (occidental) y Sudamérica, siendo más pronunciados en la estación de MAM (Figura 4.18a). Los flujos ascendentes se ubican sobre el Pacífico central, localizados aproximadamente en  $120^{\circ}\text{W}$ , mientras que los flujos descendentes significativos se muestran sobre el Pacífico occidental centrados aproximadamente a los  $150^{\circ}\text{W}$  (Figura 4.18b).

En resumen, los patrones de la circulación observados para los eventos de ENM, que muestran movimientos ascendentes sobre el Pacífico central, generan dos bandas de subsidencia anómala al este y el oeste del Pacífico. Estos resultados coinciden con los de Ashok et al. (2007), quienes presentan ENM como un fenómeno distinto de la evolución del clásico ENSO, mostrando la diferente respuesta atmosférica producida por las anomalías de la SST asociadas con ENM comparada con las correspondientes a EN canónico.

Estos patrones de teleconexión en general, son más fuertes durante las estaciones de DJF y SON. Ashok et al. (2007) afirman que el corazón del fenómeno de ENM es la conformación de dos celdas de circulación de Walker sobre el Pacífico tropical, conducidas por una estructura de tripolo en las anomalías de la SST del Pacífico tropical y en la divergencia-convergencia en los niveles superiores de la atmósfera (tal como se muestra en la Figura 4.18 para los eventos ENM). Esto permite que el fenómeno pueda influenciar el clima de muchas regiones del planeta a través de las teleconexiones establecidas (Ashok et al., 2007; Weng et al., 2007, 2009; Taschetto and England, 2009).

Así pues, las diferencias en la P estacional en Colombia están asociadas a las características encontradas en la circulación de Walker, forzadas por el gradiente zonal de la SST producido durante los dos tipos de fenómenos ENSO.

## 4 VARIABILIDAD Y PREDICTIBILIDAD DE LA PRECIPITACIÓN

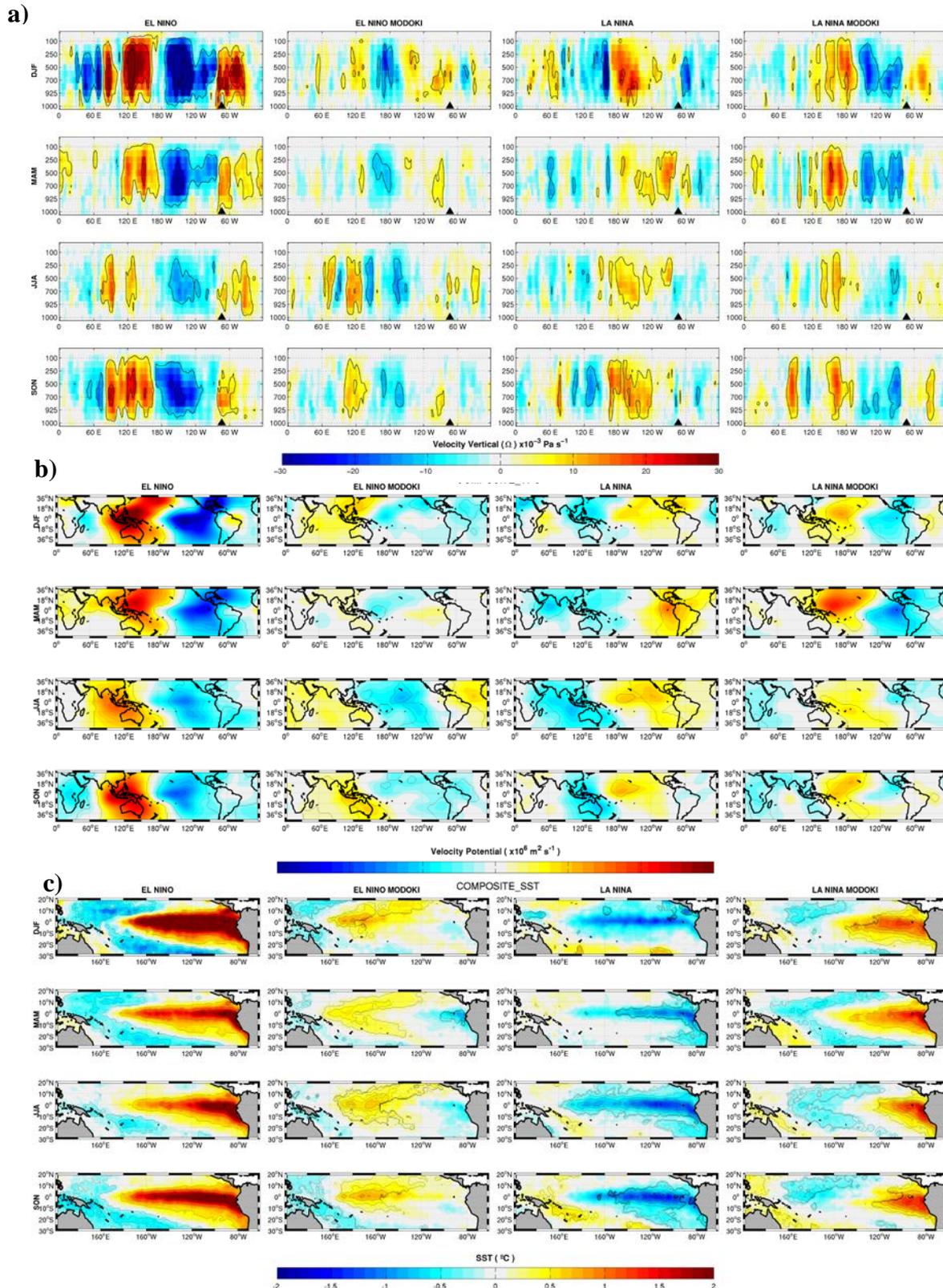


Figura 4.18. Mapas de anomalías estacionales obtenidas del análisis de *composites* para los campos de (a) potencial de velocidad en 200 h Pa ( $\times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ) sobre la banda latitudinal  $50^\circ \text{ S} - 40^\circ \text{ N}$ , (b) velocidad vertical ( $\times 10^{-3} \text{ Pa s}^{-1}$ ) promediada sobre  $10^\circ \text{ N} - 10^\circ \text{ S}$ , y (c) SST en el Pacífico tropical sobre la región  $120.5^\circ \text{ E} - 78.5^\circ \text{ W}$ ;  $30.5^\circ \text{ S} - 25.5^\circ \text{ N}$ . Se han contorneado las áreas significativas al nivel de confianza por encima del 90%. El triángulo negro en el panel central indica la ubicación longitudinal de Colombia.

### 4.3 Reconstrucción de la precipitación estacional

Una vez estudiada la influencia de la SST del Pacífico tropical sobre la P estacional en Colombia, en esta sección se evalúa la capacidad que posee la SST asociada con los dos tipos de fenómenos El Niño (EN y ENM), para su reconstrucción. El proceso de reconstrucción se llevó a cabo, usando los coeficientes de regresión parcial entre las series temporales de los coeficientes de expansión de los dos primeros modos a coplados de rivados del análisis SVD entre las anomalías de la SST del Pacífico tropical y las anomalías de P. Además, este proceso ha sido empleado para reconstruir los patrones espaciales de anomalías de P sobre Colombia en dos casos de estudio: invierno de 1997 y verano de 1998, que corresponden a los dos tipos de El Niño.

La Figura 4.19 presenta los coeficientes de regresión parcial, para cada estación del año, entre las series temporales de los coeficientes de expansión de los dos primeros modos obtenidos a partir del análisis SVD y las series de P estacional de cada localidad (sólo se representan las correlaciones significativa al 95%). Los coeficientes de regresión relacionados con el fenómeno de EN (Figura 4.19, columna izquierda) muestran reducciones de la P que pueden alcanzar los 90 mm/°C, principalmente sobre el occidente de Colombia, durante las estaciones de invierno, verano y otoño. El centro y norte del país presentan disminuciones entre 10 y 50 mm/°C en estas mismas estaciones. En primavera sin embargo, se destacan aumentos entre 20 y 40 mm/°C en el centro y este de Colombia.

Los coeficientes de regresión relacionados con ENM (Figura 4.19, columna derecha), presentan una reducción importante de la P (entre 20 y 60 mm/°C) sobre el suroccidente de Colombia, evidenciada en todas las estaciones del año. Al igual que para EN, las reducciones de P durante el invierno y los aumentos durante la primavera sobre el centro del país oscilan entre los 20 y 40 mm/°C. Estos resultados son consistentes con los obtenidos con el análisis SVD, cuantificando en este caso la variación en las cantidades de P.

Empleando estos coeficientes de regresión parcial mostrados en la Figura 4.19, se han reconstruido las series de P para las cuatro estaciones del año. En la Figura 4.20 se muestran aquellas localidades que obtienen un valor de correlación mayor que 0.5 entre la serie original de P y la serie reconstruida. Para el invierno y el verano se obtiene un mayor número de localidades en comparación con la primavera y el otoño, estando distribuidas principalmente sobre el centro, norte y occidente del país.

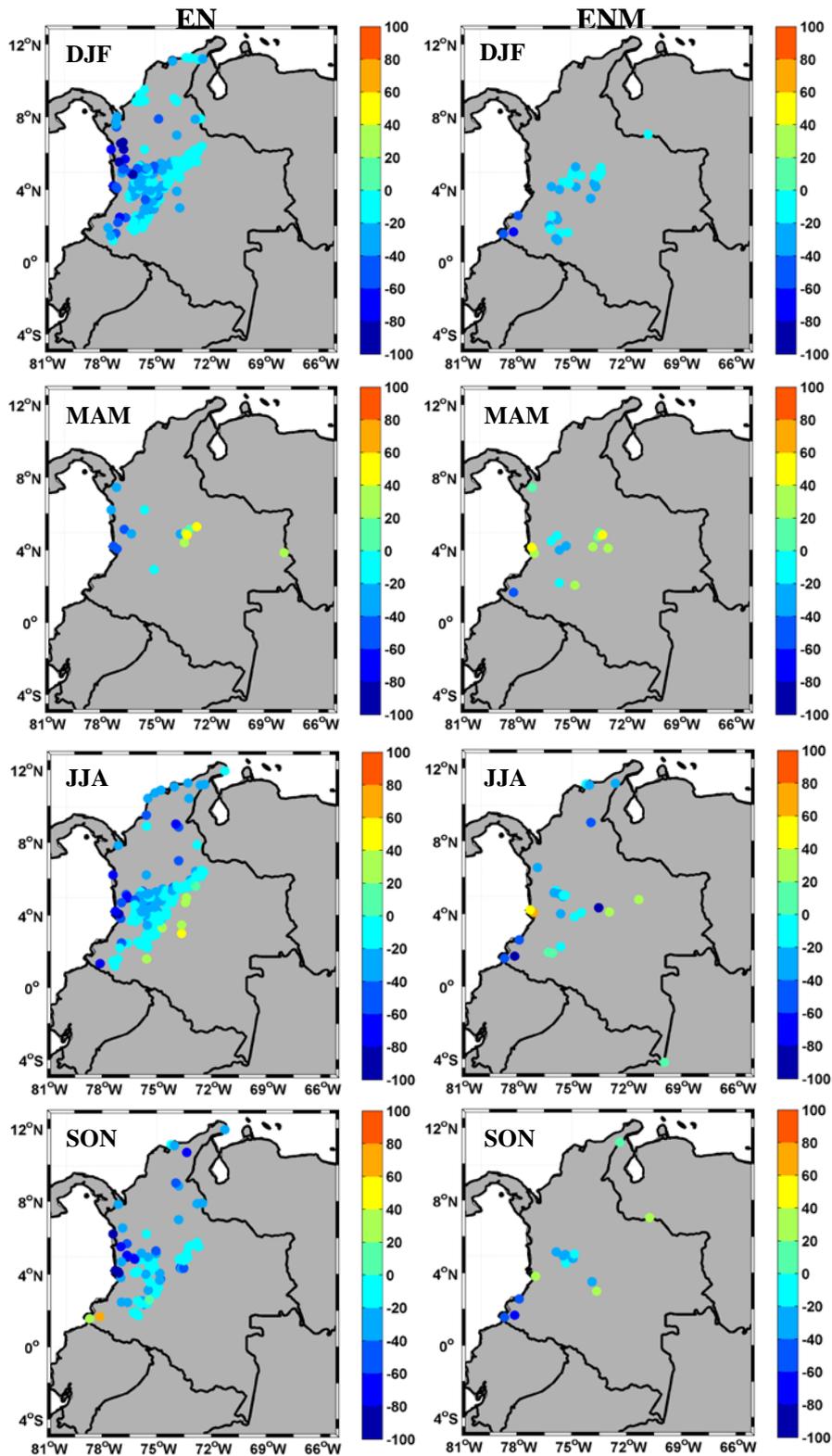


Figura 4.19. Coeficientes de regresión (en mm/°C), para cada estación del año, obtenidos de la regresión parcial entre las series temporales de los coeficientes de expansión de los dos primeros modos procedentes del análisis SVD de la SST del Pacífico tropical y las series de anomalías estacionales de P en Colombia. Se muestran sólo aquellas localidades con correlación significativa al 95%.

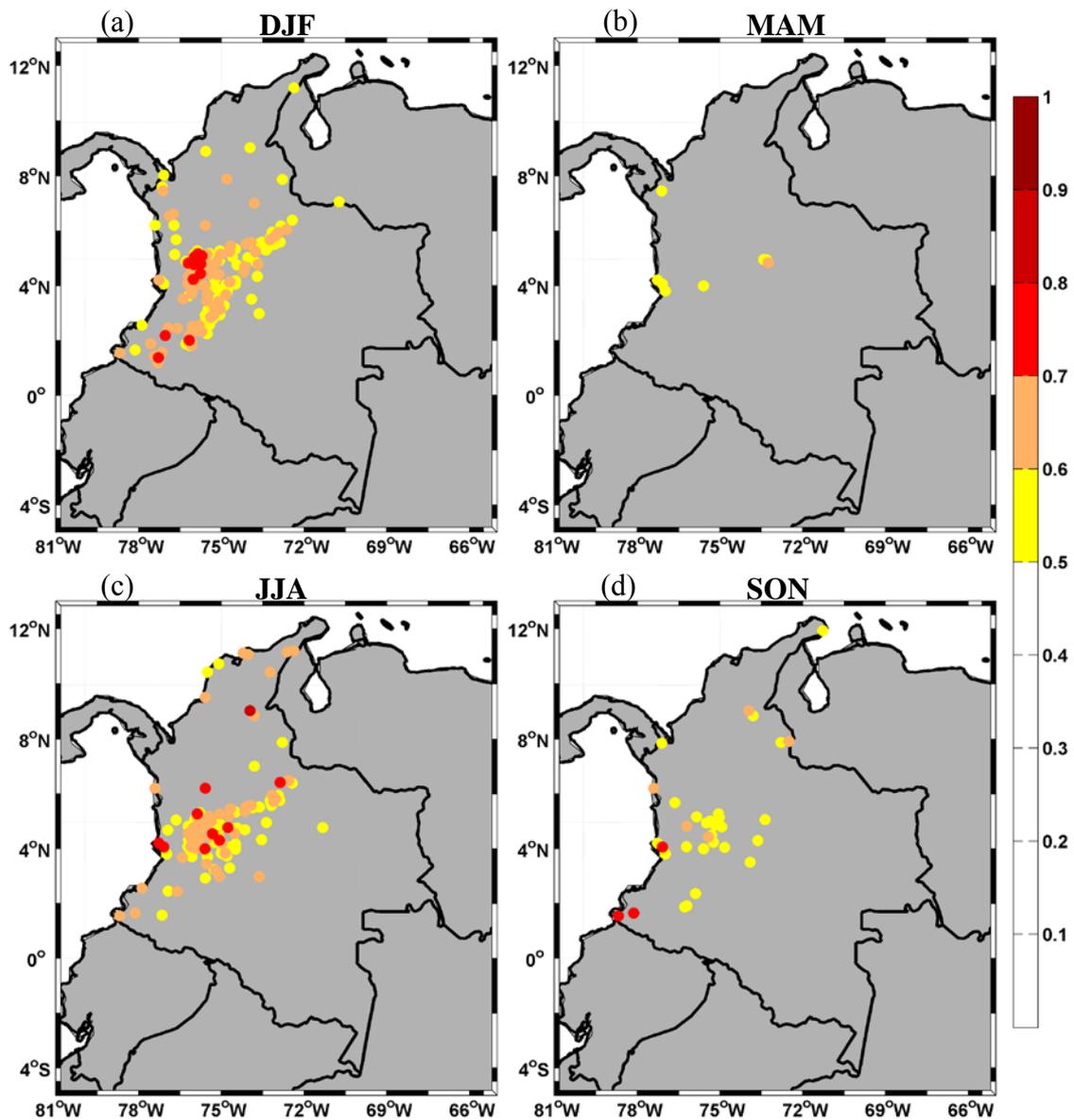


Figura 4.20. Coeficientes de correlación entre las series originales de P y las reconstruidas a través del análisis de regresión parcial, empleando los coeficientes de expansión asociados a los dos primeros modos de la SST en el Pacífico tropical (EN+ ENM), para cada estación del año. Sólo se representan las correlaciones mayores que 0.5.

La Figura 4.21 muestra la raíz cuadrada del error cuadrático medio entre las series originales de P y las reconstruidas mediante el método de regresión parcial. Puede observarse que los mayores valores del error se presentan sobre la región occidental del país, localizados principalmente en la zona más próxima a la costa colombiana del Pacífico, donde se encuentran ubicadas las zonas más lluviosas del país (Eslava, 1994 ; Poveda and Mesa, 2000). Por el contrario, sobre la región central del país se registran los valores más bajos de error cuadrático medio, sobre todo durante las estaciones de invierno y verano.

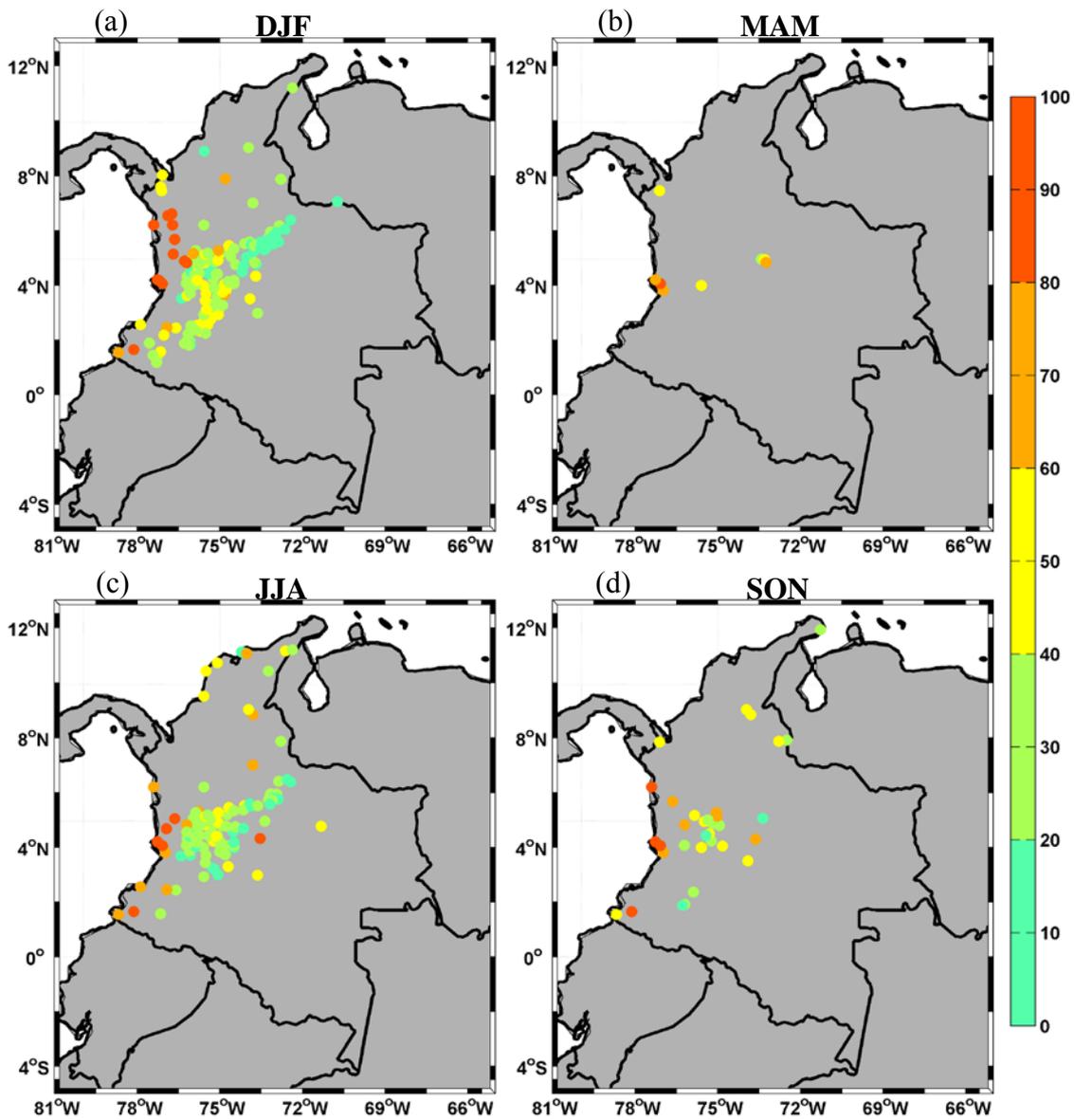


Figura 4.21. Raíz cuadrada del error cuadrático medio (mm) de las series reconstruidas de P respecto a las series originales de P para cada estación del año en cada localidad.

Con el objetivo de analizar la importancia de cada uno de los modos de la SST del Pacífico tropical en la reconstrucción de la P estacional, en la Figura 4.22 se presentan los mapas de correlaciones entre las series de P originales y las series de P reconstruidas, empleando solo el coeficiente de expansión asociado al primer modo de la SST (asociado al EN), para cada estación del año. Se observa que, en general, durante todas las estaciones del año se muestra una importante disminución en cuanto al número de localidades que superan el valor de correlación de 0.5, así como también, una reducción en el valor de la correlación para muchas zonas del país, en comparación con los mapas de correlación mostrados en la Figura 4.20, donde se emplearon

los coeficientes de expansión correspondientes a los dos primeros modos de la SST del Pacífico tropical (EN + ENM) para la reconstrucción. Esto revela la importancia del segundo modo del Pacífico tropical, asociado con ENM, para reconstruir las series estacionales de P en Colombia.

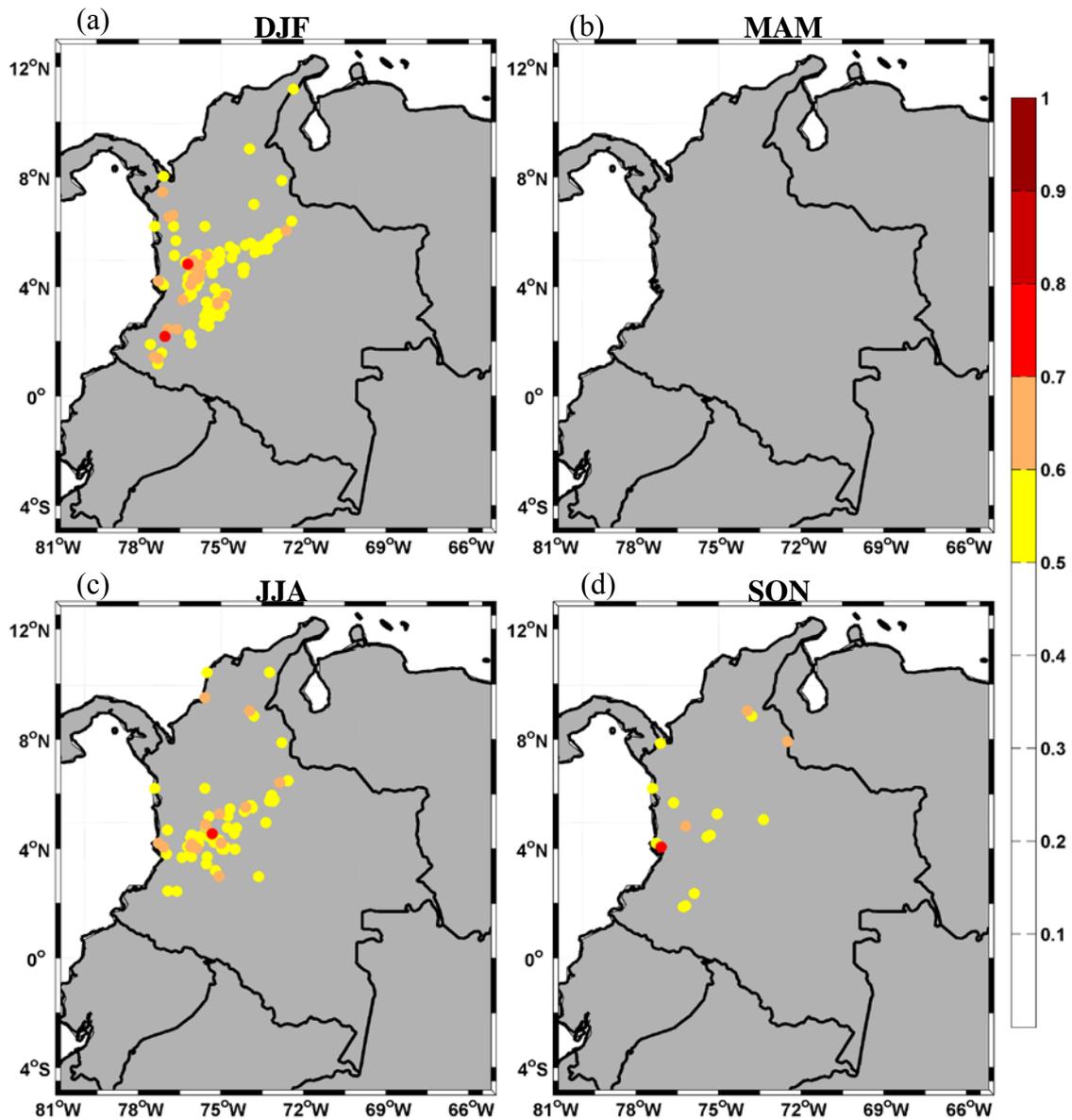


Figura 4.22. Coeficientes de correlación entre las series originales de P y las reconstruidas a través del análisis de regresión parcial, empleando sólo el coeficiente de expansión correspondiente al primer modo de la SST en el Pacífico tropical (EN), para cada estación del año. Sólo se representan las correlaciones mayores que 0.5.

En la estación de primavera no se obtiene ninguna localidad que presente una correlación mayor a 0.5 entre la serie original y la reconstruida de la P, empleando sólo el coeficiente de expansión asociado al primer modo del Pacífico tropical (Figura 4.22b). Sin embargo, para el resto de las estaciones del año se obtiene un considerable número de localidades con valores de

correlaciones superiores a 0.5, principalmente en las estaciones de DJF y JJA. La importancia que posee el segundo modo de variabilidad de la SST del Pacífico tropical para reconstruir las series de P en algunas regiones de Colombia, también se observa con la relación en contrada sobre varias localidades del país durante la estación DJF, a través del análisis de regresión parcial.

A modo de ejemplo, en la Figura 4.23, se muestran las series temporales de la P original (línea azul), la P reconstruida a través del análisis de regresión parcial empleando el coeficiente de expansión del primer modo (EN) (línea verde) y la P reconstruida usando los coeficientes de expansión correspondientes a los dos primeros modos (EN y ENM) (línea roja), para 6 localidades distribuidas desde el noreste al suroeste de Colombia (puntos rojos en los mapas de Colombia de cada panel interior) durante la estación de invierno. Se evidencia que para las 6 localidades se obtienen valores de correlación mayores que 0.5 (menor que 0.5), entre la serie de P original y la reconstruida cuando se emplean los coeficientes de expansión de los dos primeros modos (solo el primero) del Pacífico tropical, esto es cuando se consideran los modos asociados al EN y al ENM, EN + ENM (EN). Además se observa que las series reconstruidas usando EN + ENM representan mejor los valores extremos de las anomalías de P, en comparación con la serie reconstruida empleando sólo el coeficiente de expansión asociado al primer modo. También es importante apreciar que a medida que las localidades se encuentran ubicadas más hacia el suroeste del país, la contribución del segundo modo de variabilidad del Pacífico tropical para la reconstrucción de la P adquiere mayor importancia.

Adicionalmente se ha analizado la coherencia del patrón espacial de la P reconstruida para los años 1997 y 1998, caracterizados por ser años con un verano y un invierno, respectivamente, bajo la influencia de un fuerte evento El Niño, lo que tuvo una enorme repercusión sobre la hidroclimatología de Colombia (IDEAM, 2002). Para ello, se han analizado los patrones de anomalías de P en Colombia mediante la comparación de las anomalías de P de verano e invierno obtenidas en Colombia durante los años 1997 y 1998, respectivamente, con las anomalías de P procedentes de la reconstrucción obtenida a partir de los dos primeros modos de la SST del Pacífico tropical, para el verano de 1997 y el invierno de 1998. La Figura 4.24 muestra los mapas de anomalías de P observadas (panel superior) y reconstruidas (panel inferior) para estos dos años. Note el alto grado de semejanza entre los mapas de P observada y reconstruida para cada año, avalado por el elevado valor de la correlación espacial (Weng et al.,

2011) obtenida entre ellos, que registra valores de 0.76 y 0.9 para los años de 1997 (verano) y 1998 (invierno), respectivamente. Este resultado es indicativo de una fuerte coherencia espacial entre dichos mapas.

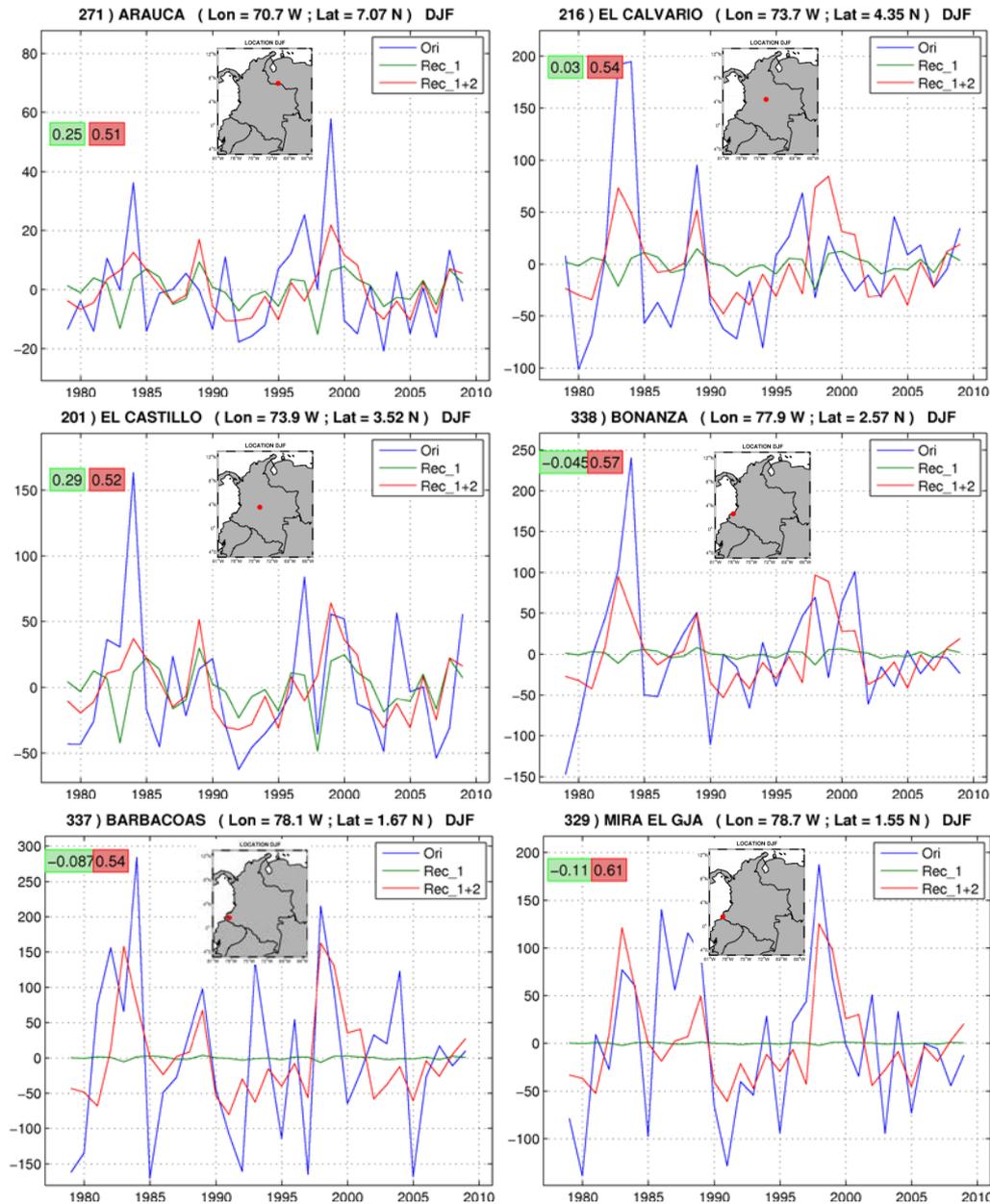


Figura 4.23. Series de anomalías de P (en mm) en DJF, para 6 localidades de Colombia (puntos rojos en los mapas), ubicadas de noreste a suroeste: Arauca, El Calvario, El Castillo, Bonanza, Barbacoas y Granja El Mira. Para cada localidad se muestra la serie original de P en azul, la serie de P reconstruida usando el coeficiente de expansión del primer modo de la SST (EN) en verde, y la serie reconstruida de P usando los coeficientes de expansión de los dos primeros modos de la SST (EN + ENM) en rojo. En los cuadros verde y rojo se muestran los valores de las correlaciones en la serie original y las series reconstruidas empleando uno y dos coeficientes de expansión, respectivamente.

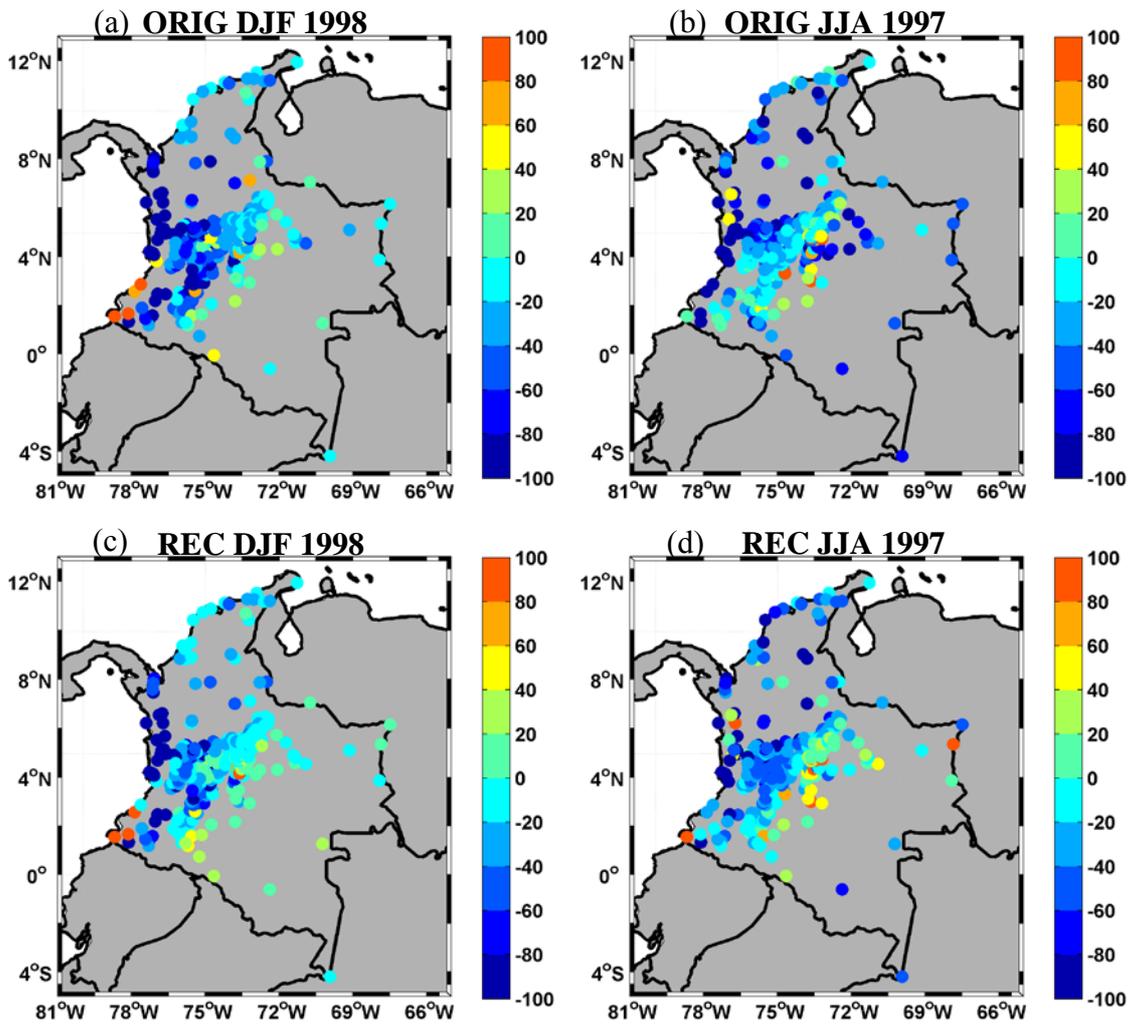


Figura 4.24. Mapas de anomalías de P (en mm) originales (panel superior) y reconstruidas (panel inferior) para el invierno de 1998 (a y c) y el verano de 1997 (b y d), usando los coeficientes de regresión parcial y los valores de los coeficientes de expansión de los dos primeros modos de la SST del Pacífico tropical.

Cabe añadir que la correlación espacial entre los mapas de anomalías observados y los reconstruidos es una medida que indica la coherencia entre los signos de las anomalías, y no necesariamente de su magnitud (Weng et al., 2011). Sin embargo, en la Figura 4.24, se puede apreciar que existe, además, una buena representación en cuanto a la magnitud de las anomalías en los patrones reconstruidos con respecto a los observados.

Los resultados anteriores se ven corroborados con el porcentaje de varianza explicada por las anomalías reconstruidas, que muestra valores de 64% y 83% para el verano de 1997 e invierno de 1998, respectivamente, indicando así, una buena reconstrucción en ambos casos.

#### 4.4 Predicción de la precipitación estacional

En esta sección se evalúa la capacidad predictiva que presenta la SST del Pacífico tropical (asociada a los principales modos obtenidos mediante SVD) sobre la P estacional en Colombia, considerando para ello retrasos estacionales, entre 1 y 4 estaciones, que denominamos Lag\_1, Lag\_2, Lag\_3 y Lag\_4, respectivamente. El esquema de predicción desarrollado es similar a los métodos empleados anteriormente por otros autores (Liu, 2003; Wei et al., 2012; Widmann and Bretherton, 2003) que utilizan el SVD para reconstruir o predecir distintos campos atmosféricos. El hecho de establecer distintos retrasos (con la SST estacional adelantada respecto a la P estacional) ha permitido aplicar el SVD con retraso (SVD\_Lag) entre las anomalías de SST y las anomalías de P, revelando a sí, los modos acoplados dominantes entre estas dos variables, cuando la SST ha sido adelantada entre 1 y 4 estaciones con respecto a la P. Para todas las figuras mostradas en el presente trabajo, la primera sigla (DJF, MAM, JJA o SON) indica la estación del año de la SST, mientras que la segunda sigla (\DJF, \MAM, \JJA o \SON), indica la estación del año de la P; el término +1 en los mapas, indica que la P estacional corresponde al año siguiente al de la SST estacional (ej. DJF\DJF+1 indica SST de invierno y P de invierno del año siguiente).

##### 4.4.1 SVD de la SST y P estacionales con retrasos

La Figura 4.25 muestra el primer modo de variabilidad acoplada dominante entre la SST estacional del Pacífico tropical y la P estacional en Colombia obtenidos del análisis SVD\_Lag, considerando retrasos de la P respecto a la SST entre 1 y 4 estaciones. El primer modo correspondiente a la SST (Figura 4.25a), en general, representa claramente el patrón asociado con el fenómeno ENSO (Rasmusson and Carpenter, 1982; Ropelewski and Halpert, 1987; Trenberth, 1997), que como se ha mencionado, en su fase positiva (EN) se caracteriza por exhibir un notable calentamiento anómalo sobre el Pacífico ecuatorial oriental. La SCF acoplada de los dos campos oscila entre 45% (JJA/MAM+1) y 94% (SON\DJF+1), según el retraso considerado y las estaciones del año utilizadas, mientras que la CF oscila entre el 21% (MAM\MAM+1) y el 52% (SON\DJF+1). Así pues, el acoplamiento entre la SST de otoño (SON) y la P de invierno del siguiente año (\DJF+1), registra el mayor porcentaje de covarianza cuadrada explicada (94%) entre los dos campos.

## 4 VARIABILIDAD Y PREDICTIBILIDAD DE LA PRECIPITACIÓN

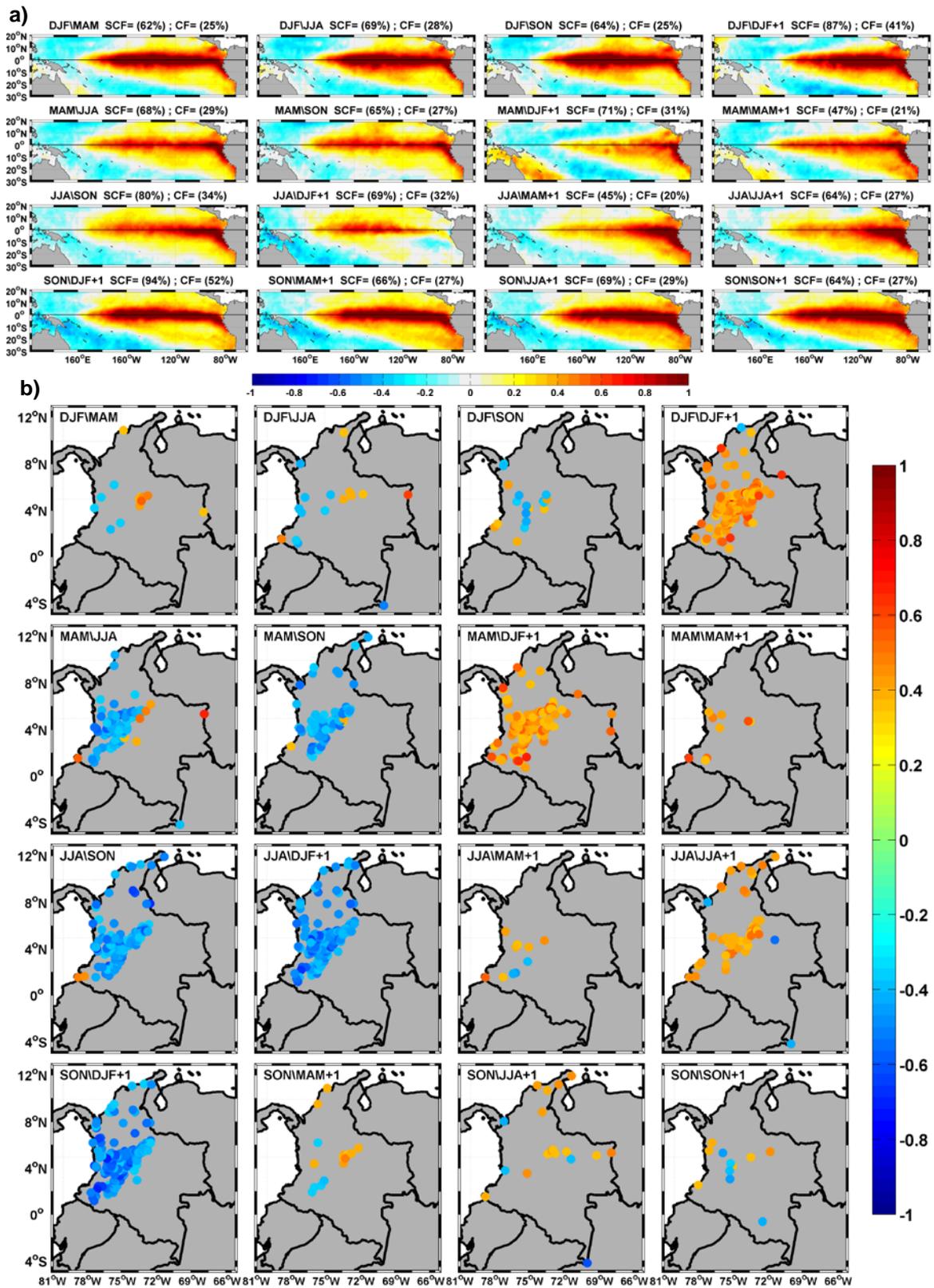


Figura 4.25. (a) Primer modo de la SST estacional del Pacífico tropical y (b) mapas de correlaciones heterogéneas, obtenidos del análisis SVD\_Lag entre los campos estacionales de anomalías de la SST del Pacífico tropical y la P estacional en Colombia para el periodo 1979-2009.

Los mapas de correlaciones heterogéneos (Figura 4.25b) revelan la importante influencia que tiene el primer modo de variabilidad de la SST del Pacífico tropical sobre la variabilidad de la P en estaciones posteriores para muchas localidades del país. Todas las correlaciones mostradas se encuentran por encima del nivel de confianza del 95%, y se observa que los valores de correlaciones significativas persisten e incluso, se incrementa el número de localidades influenciadas dependiendo del retraso establecido entre los dos campos. Este resultado muestra la importante capacidad predictiva que posee el primer modo de variabilidad asociado con el fenómeno ENSO sobre la P estacional en Colombia. Además, la notable persistencia de este modo durante todas las estaciones sin importar los retrasos indica una relativa estabilidad de su capacidad predictiva. Note que la Figura 4.25a muestra la persistencia del primer modo de variabilidad de la SST del Pacífico tropical (ENSO), mas no necesariamente la persistencia de su fase (EN o LN).

Durante la estación de invierno la P muestra el mayor número de localidades con correlaciones significativas (Figura 4.25b, mapas en la diagonal desde el extremo inferior izquierdo  $-SON \setminus DJF+1$ , hasta el extremo superior derecho  $-DJF \setminus DJF+1$ ), siendo esta estación la más influenciada por la SST de las estaciones anteriores. También se observa que, dependiendo del retraso estacional, se obtienen correlaciones positivas o negativas entre el modo ENSO y la P en muchas localidades de Colombia, principalmente sobre en el centro, el occidente y el norte del país. En general, cuando se tiene una estación de retraso (Lag\_1), la influencia de la SST sobre la P tiende a ser opuesta a la influencia que se produce cuando se tiene 1 año de retraso (Lag\_4). Por ejemplo, la influencia de la SST de verano sobre la P de otoño (Figura 4.25b, mapa  $JJA \setminus SON$ , Lag\_1) muestra marcadas correlaciones negativas entre estos dos campos, mientras la influencia de la SST de verano sobre la P de verano del año siguiente (Figura 4.25b, mapa  $JJA \setminus JJA+1$ , Lag\_4) es opuesta. Similarmente la influencia de la SST con 1 estación de adelanto sobre la P durante la estación de invierno (Figura 4.25b, mapa  $SON \setminus DJF+1$ , Lag\_1) muestra marcadas correlaciones negativas entre estos campos, mientras que la influencia de la SST con 4 estaciones de adelanto sobre la P de invierno (Figura 4.25b, mapa  $DJF \setminus DJF+1$ , Lag\_4) presenta una relación opuesta, indicando un notable aumento de correlaciones positivas en gran parte del país. Lo interesante de estos resultados es que el modo ENSO de variabilidad de la SST del Pacífico tropical persiste y es estable sin importar los retrasos ni las estaciones del año

empleadas para obtener el acoplamiento entre la SST y la P. Sin embargo su influencia o impacto sobre la P cambia dependiendo del retraso estacional considerado.

La correlación entre los coeficientes de expansión de la SST y los coeficientes de expansión de la P para este primer modo acoplado (Figura 4.26), proporcionan valores que oscilan entre 0.58 (MAM\DJF+1) y 0.83 (JJA\SON), exhibiendo la gran fuerza de acoplamiento (SC) que existe para todos los retrasos entre estos dos campos. Todos los valores de correlación encontrados son significativos a un nivel de confianza del 95%. Por otra parte, la correlación (r) entre los coeficientes de expansión de la SST y el índice Niño3 es altamente significativa, superando el valor 0.9 en todos los casos, excepto en el acoplamiento entre la SST de verano y la P de invierno del año siguiente (JJA\DJF+1), para el que se obtiene un valor significativo de 0.84. Además, se observa que las series temporales de los coeficientes de expansión de la SST y de la P para este modo acoplado, están dominadas por las oscilaciones interanuales.

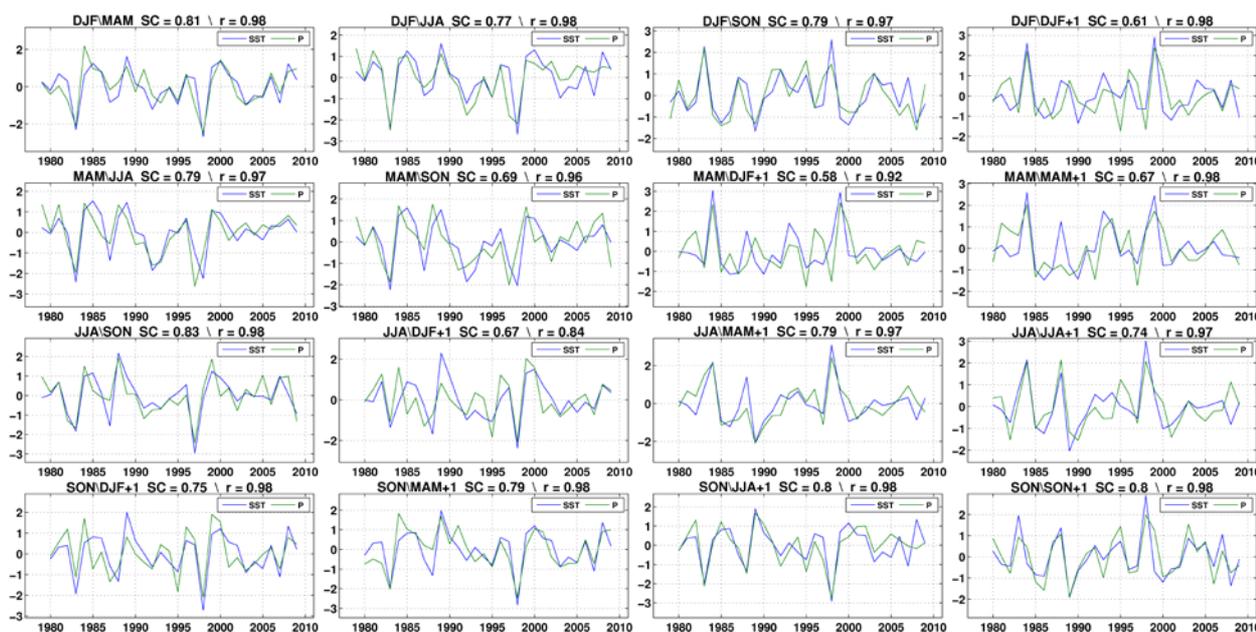


Figura 4.26. Coeficientes de expansión de la SST y la P, asociados con el primer modo del SVD\_Lag estacional para el periodo 1971-2009, con retraso de hasta un año. Para cada retraso se muestra el valor de la fuerza de acoplamiento (SC) y el valor de la correlación (r) entre la serie de los coeficientes de expansión de este modo para la SST y el índice Niño3.

El segundo modo obtenido de la análisis SVD\_Lag (Figura 4.27), muestra marcadas diferencias en el patrón de la SST (Figura 2.27a) y la P (Figura 4.27b) estacionales en Colombia, comparado con el primer modo (Figura 4.25). En general, el segundo modo presenta una estructura asociada con ENM (Ashok et al., 2007), que como ya ha sido mencionado, durante su

fase positiva se caracteriza por presentar un núcleo de anomalías positivas de la SST en el Océano Pacífico central, bordeado por anomalías negativas de la SST en ambos lados del Pacífico (sobre el este y el oeste). La SCF oscila entre 3.3% (SON\DJF+1) y 2.3% (MAM\MAM+1) dependiendo del retraso y de las estaciones del año empleadas para la SST y la P, mientras que la CF explicada presenta valores comprendidos entre 9.6% (DJF\DJF+1) y 18%(JJA\DJF+1).

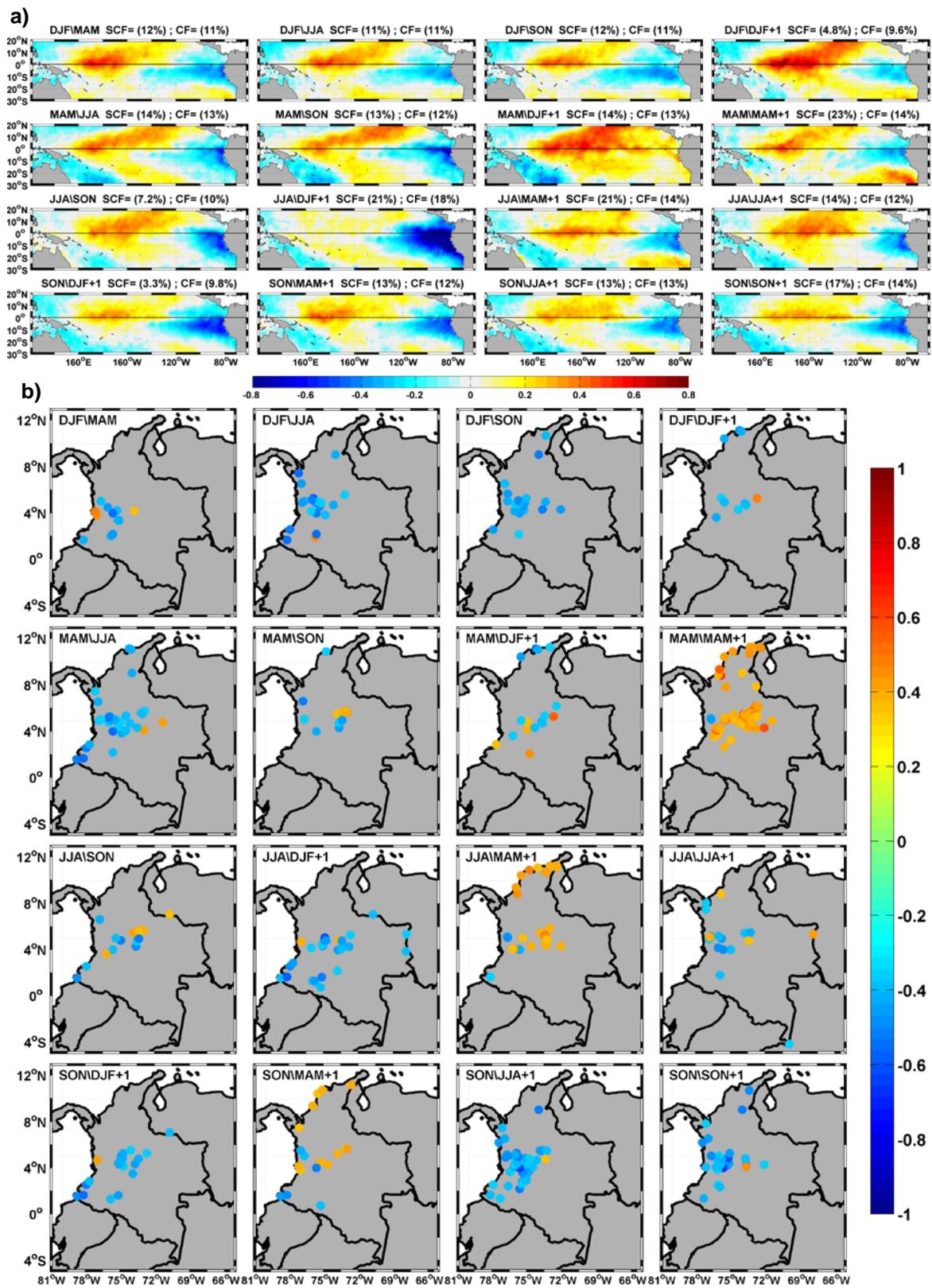


Figura 4.27. Como en la Figura 4.25, pero para el segundo modo obtenido del SVD\_Lag.

Los modos de correlaciones heterogéneos (Figura 4.27b) muestran que este segundo modo de la SST del Pacífico tropical (asociado con ENM) durante la estación DJF registra correlaciones negativas significativas con la P en diversas localidades de Colombia durante las cuatro estaciones siguientes (DJF\MAM, DJF\JJA, DJF\SON y DJF\DJF+1). Para la SST del Pacífico en primavera se obtienen, mayoritariamente, correlaciones significativas negativas con las tres estaciones siguientes de P (MAM\JJA, MAM\SON y MAM\DJF+1), pero está vinculada con correlaciones significativas positivas sobre el centro y norte del país, a cuatro estaciones de retraso (MAM\MAM+1). Finalmente, este modo del Pacífico tropical, durante las estaciones de verano y otoño presenta correlaciones significativas con la P en las 4 estaciones siguientes, siendo el modo de la SST de otoño el que produce mayor número de localidades con valores de correlación negativos (disminución de lluvias asociadas a la fase positiva del modo ENM). La SST de verano muestra llamativas correlaciones significativas positivas con la P de primavera del año siguiente (JJA\MAM+1), en varias localidades del centro y norte del país. Todos los valores de correlación mostrados son significativos al nivel de confianza del 95%.

La Figura 4.28 muestra las series de los coeficientes de expansión de la SST y la P asociados al segundo modo acoplado obtenido mediante el análisis SVD\_Lag, para cada retraso considerado.

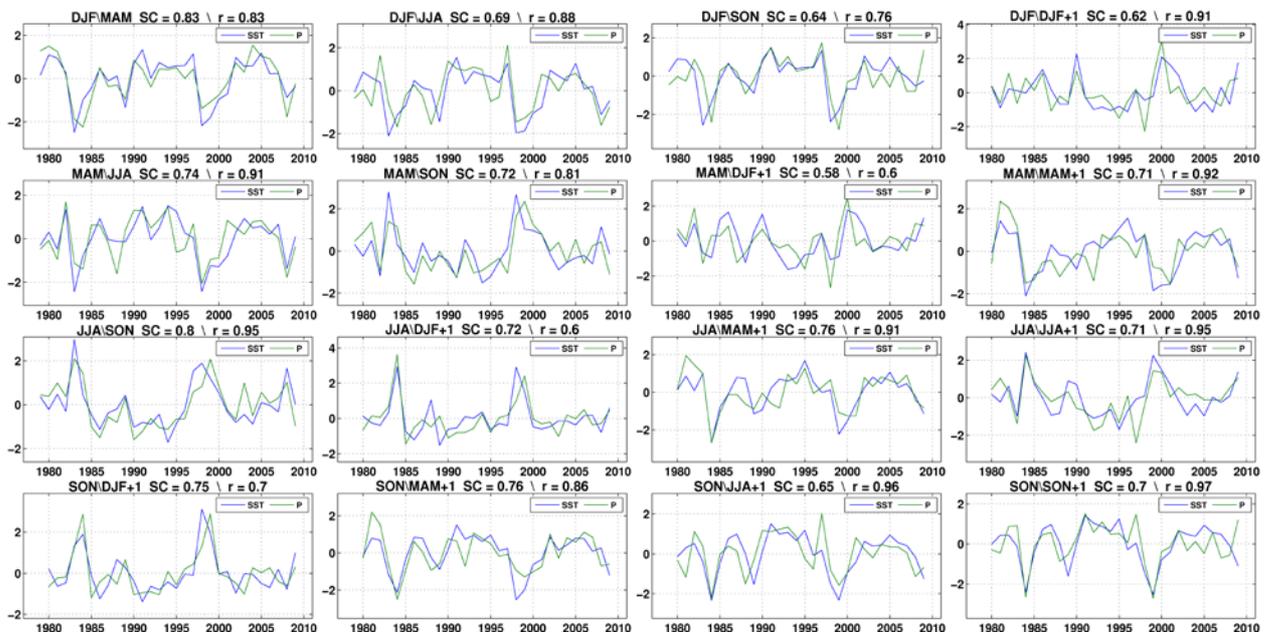


Figura 4.28. Como la Figura 4.26, pero para el segundo modo obtenido del SVD\_Lag.

En el la se observa que, a diferencia de l primer modo a coplado donde dom inaba l a variabilidad i nteranual, en es te cas o se en cuenta un p redominio de va riabilidad interdecadal. Este modo, a pesar de ser menos importante para la variabilidad de la P en Colombia, muestra una gran fuerza de acoplamiento entre los campos de SST y P, obteniendo valores significativos de correlación entre los coeficientes de expansión asociados a cada campo, que varían entre 0.58 (MAM\DJF+1) y 0.83 (DJF\MAM), dependiendo del retraso y de la estación del año usada para obtener el aco plamiento. Los v alores de co rrelación en tre los c oeficientes de e xpansión de la SST para este segundo modo y el índice EMI, son significativos al nivel de confianza del 95%, oscilando entre 0.6 (JJA\DJF+1) y 0.97 (SON\SON+1). Cabe destacar el hecho de que al igual que el primer modo, la influencia del segundo modo de la SST estacional del Pacífico tropical sobre la P en C olombia p ersiste du rante varias estaciones d el año, m ostrando, por t anto, una importante capacidad predictiva

#### **4.4.2 Eventos extremos de la SST y patrones atmosféricos asociados con retrasos**

Las correlaciones ne gativas y positivas obs ervadas e ntre l os m odos de la SST d el Pacífico tropical y la P en Colombia (durante los diversos retrasos establecidos), representadas en los mapas de correlaciones heterogéneos para EN y ENM (Figuras 4.25b y 4.27b), se pueden explicar mediante los posibles patrones de teleconexión atmosféricos que están ligados con el establecimiento y ev olución d e estos dos t ipos de f enómenos. Los pa trones a tmosféricos encontrados, ligados a l os m odos de l a S ST mostrados e n l as F iguras 4.25a y 4.27a, s on presentados en las Figuras 4.29 y 4.30, respectivamente. Así, en la Figura 4.29, se muestran los patrones de las anomalías de potencial de velocidad en 200 hPa (Figura 4.29a) sobre la banda latitudinal 50°S -40°N, y d e v elocidad ve rtical promediada s obre 10°N -10°S ( Figura 4.29b), obtenidos mediante la regresión parcial entre los coeficientes de expansión del primer modo de la SST estacional del P acífico t ropical ( asociado a EN) adelantada y e stos dos campos estacionales (vpot y vv), para todos los retrasos establecidos. Análogamente en la Figura 4.30 se presentan los patrones obtenidos para el segundo modo del Pacífico tropical (asociado a ENM). El desplazamiento longitudinal de las bandas de vv ascendentes y descendentes en la circulación de W alker p ara E l N iño ( Figura 4.30b) y E l N iño M odoki ( Figura 4.30b) co rresponden adecuadamente con los centros de di vergencia y c onvergencia e n ni veles superiores, ubicados sobre el Pacífico tropical mostrados en las Figuras 4.29a y 4.30a, respectivamente. En general, se encuentran marcadas diferencias entre los dos fenómenos en la región 70°E-10°W, 40°S-40°N.

Durante EN se establece una estructura dipolar en el patrón de anomalías de potencial de velocidad en 200 hPa (Figura 4.29a), acompañado de movimientos verticales ascendentes (convergencia) en la troposfera entre 180°E y 90°W aproximadamente (Figura 4.29b), asociados con una intensificación del flujo divergente en niveles superiores centrada alrededor de 150°W en el Pacífico ecuatorial (Figura 4.29a). Esto muestra el conocido desplazamiento de la circulación de Walker durante los años EN. Estas características pueden variar ligeramente dependiendo de la estación del año y están mejor definidas para los casos donde el retraso entre los campos atmosféricos (vpot y vv) y la SST es de una estación.

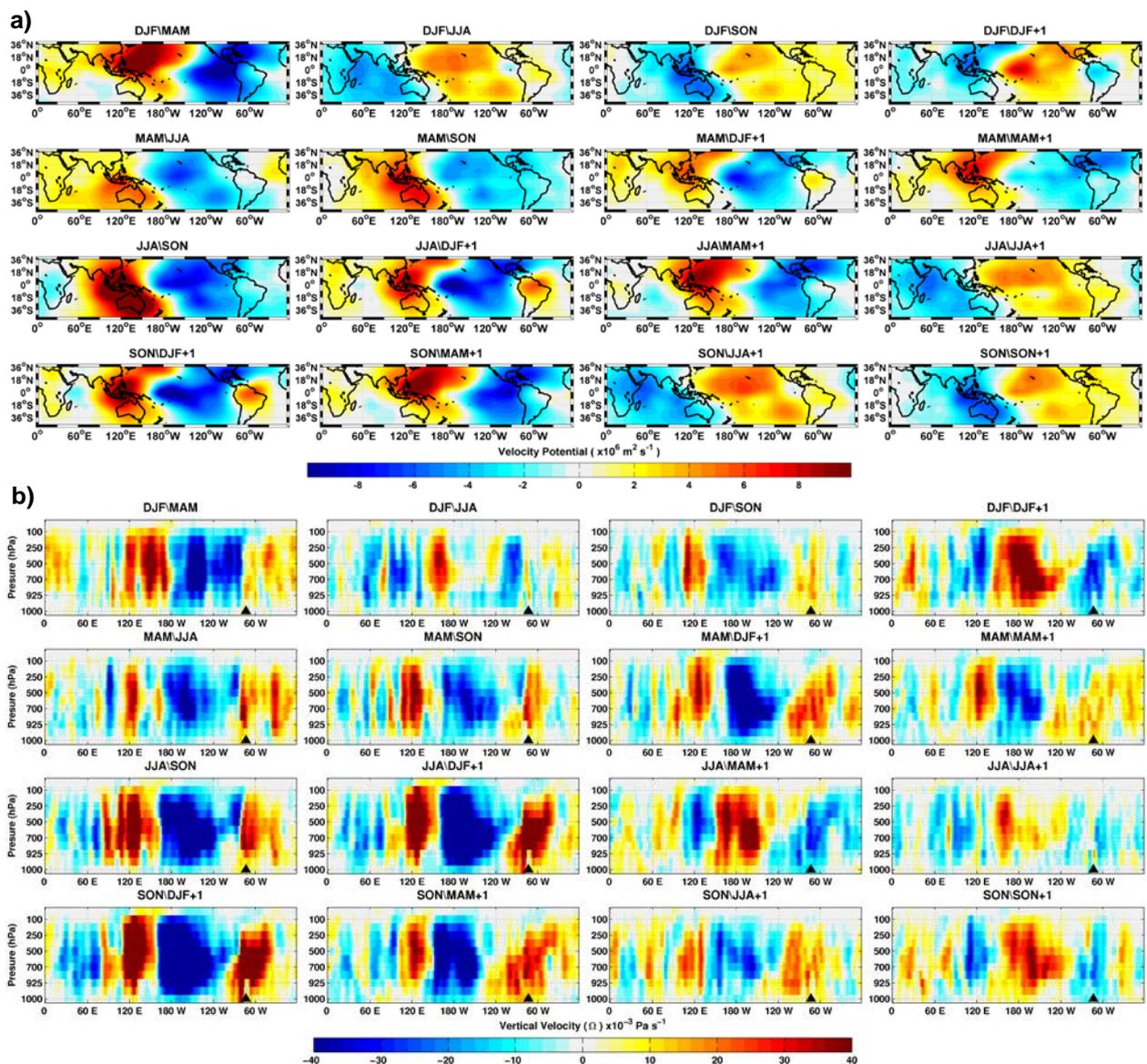


Figura 4.29. Patrones de anomalías de los campos atmosféricos de (a) potencial de velocidad en 200 hPa ( $\times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ) sobre la banda latitudinal 5°S–40°N y (b) velocidad vertical ( $\times 10^{-3} \text{ Pa s}^{-1}$ ) promediada sobre 10°N–10°S, obtenidos del análisis de regresión parcial, empleando los coeficientes de expansión de la SST asociados al primer

modo (EN) del SVD\_Lag. El triángulo en el panel inferior es tá centrado en 73.5°W, indicando la ubicación de Colombia.

Los campos de circulación atmosférica (Figura 4.29) son consistentes con los patrones de P (Figura 4.25b). Por ejemplo, el cambio de signo observado en los mapas de correlaciones heterogéneos de la diagonal SON\DJF+1 a DJF\DJF+1 en la Figura 4.25b, corresponden adecuadamente con el comportamiento de los campos atmosféricos mostrado en la Figura 4.29a, b en la misma diagonal. Durante ENM, el patrón de anomalías de potencial de velocidad en 200 hPa muestra un tripolo a través del Pacífico tropical (Figura 4.30a), generalmente mejor definido para los casos con retraso de una sola estación.

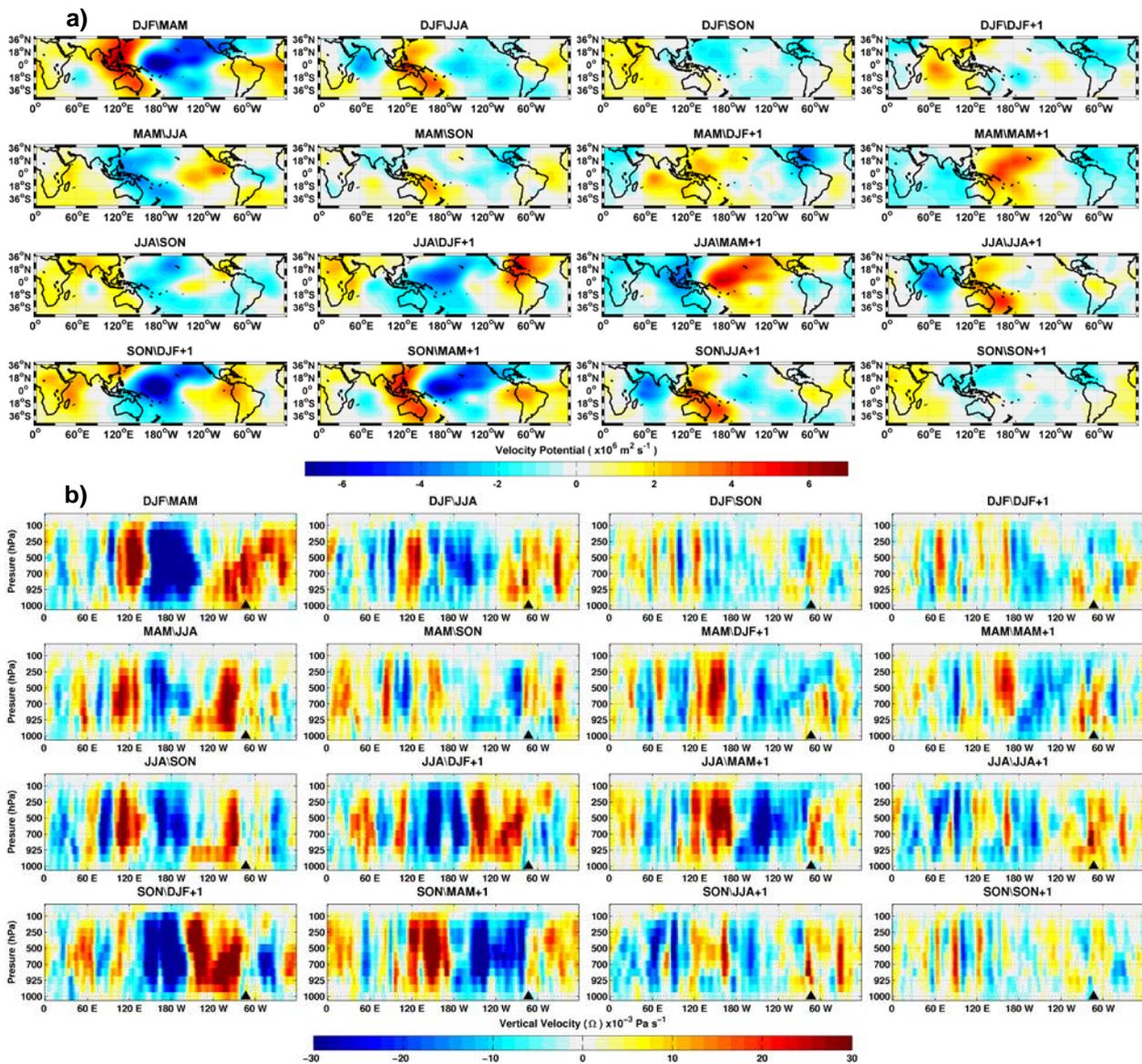


Figura 4.30. Como en la Figura 4.28, pero para el segundo modo (ENM) del SVD\_Lag.

Los patrones de teleconexión y sus principales características, producidos por los dos tipos de El Niño han sido mostrados anteriormente por diversos autores (Weng et al., 2007, 2009; Ashok et al., 2007; Taschetto and England, 2009; Tedeschi et al., 2013; Kim et al., 2011) y están asociados con la variabilidad del clima en muchas regiones del planeta. Sin embargo, con el análisis de regresión empleando estaciones retrasadas, se demuestra que los patrones de anomalías de vpot en 200 hPa y de vv correspondientes a los dos tipos de El Niño, generalmente persisten durante varias estaciones y tienden a cambiar de signo o debilitarse dependiendo del retraso y la estación del año empleada.

Un resultado importante se observa sobre Colombia (triángulo centrado en 73.5°W en las Figuras 4.29b y 4.30b) donde también se revela la persistencia de los patrones atmosféricos de anomalías de vv, a lo largo de varias estaciones del año. Esto indica el desarrollo de movimientos ascendentes o descendentes sobre el país, dependiendo de la distribución de la SST y del retraso en las estaciones del año relacionadas, lo que se resume en un impacto significativo sobre la P estacional de Colombia durante varias estaciones. La respuesta de los patrones atmosféricos debido al establecimiento de EN o ENM, podría explicar la variación de la P estacional en muchas regiones del país durante las estaciones siguientes.

#### **4.4.3 Reconstrucción de la P estacional usando SVD\_Lag**

En esta sección se muestra la capacidad que posee la distribución de la SST del Pacífico tropical asociada a los dos tipos de El Niño para reconstruir la P de las estaciones siguientes en Colombia (con distintos retrasos). Los mapas de las Figuras 4.31 y 4.32, presentan los valores de las correlaciones por encima de 0.5, entre las series originales y las series reconstruidas de P usando los coeficientes de expansión correspondientes a los dos primeros modos de la SST de Pacífico tropical, determinados a través del análisis de SVD\_Lag, con retrasos entre una y cuatro estaciones, siguiendo un proceso similar al utilizado por Weit et al. (2012) (ver Capítulo 3).

En primer lugar se realizó la reconstrucción de las series estacionales de P empleando sólo el primer modo (EN) de la SST del Pacífico tropical (Figura 4.31). Aunque para muchos casos se encuentran localidades con altos valores de correlación, para otros casos como DJF\SON; JJA\MAM+1; SON\MAM+1; SON\JJA+1; SON\SON+1, no se registra ninguna localidad que supere el umbral de correlación de 0.5. Comparando esta reconstrucción, con la obtenida usando los dos primeros modos (EN + ENM) de la SST (Figura 4.32), se observa un importante aumento tanto en el valor de las correlaciones entre las series originales y las series

reconstruidas, como en el número de localidades que superan el umbral de correlación de 0.5. Este resultado revela el importante papel que desempeña el patrón de ENM en la reconstrucción de la P de Colombia (estableciendo distintos retrasos estacionales).

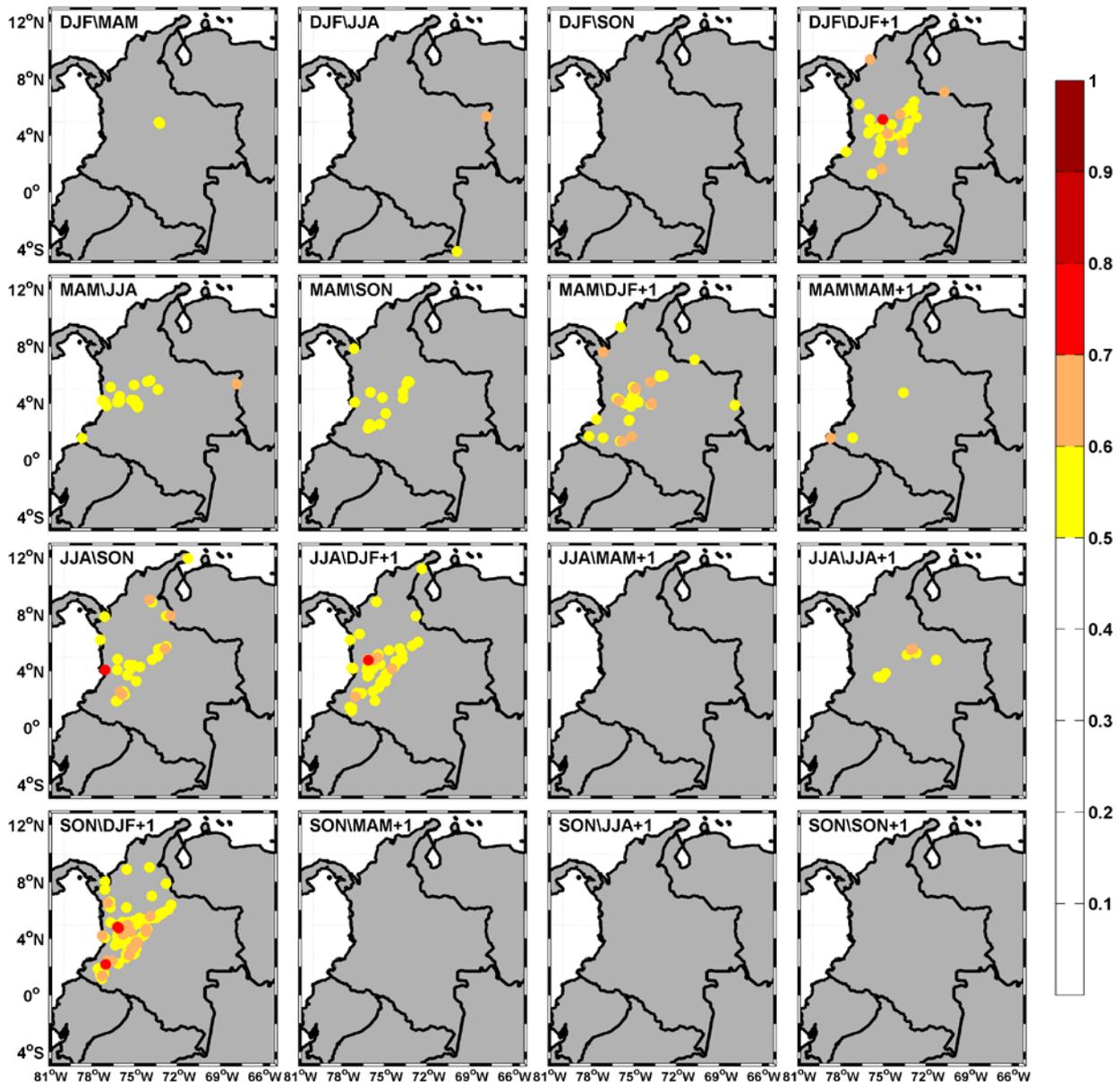


Figura 4.31. Coeficientes de correlación entre las series originales y las series reconstruidas de Pt, empleando el coeficiente de expansión asociado al primer modo de variabilidad de la SST del Pacífico tropical (EN), obtenido mediante SVD\_Lag. Sólo se representan las correlaciones mayores que 0.5.

Adicionalmente, la reconstrucción de las series originales de P utilizando los dos primeros modos de variabilidad de la SST del Pacífico tropical revela que en invierno (Figura 4.32, mapas en la diagonal desde el extremo inferior izquierdo –SON\DJF+1, hasta el extremo superior derecho –DJF\DJF+1), es cuando mejor se reconstruyen las series de P, registrando los

valores de correlación más altos y el mayor número de localidades con correlaciones que superan el valor de 0.5. Por el contrario, la primavera se muestra como la estación del año, en la que peor se reconstruye la P en Colombia, registrando el menor número de localidades con correlaciones por encima de 0.5. Todos los valores de correlación son significativos por encima del 99% del nivel de confianza.

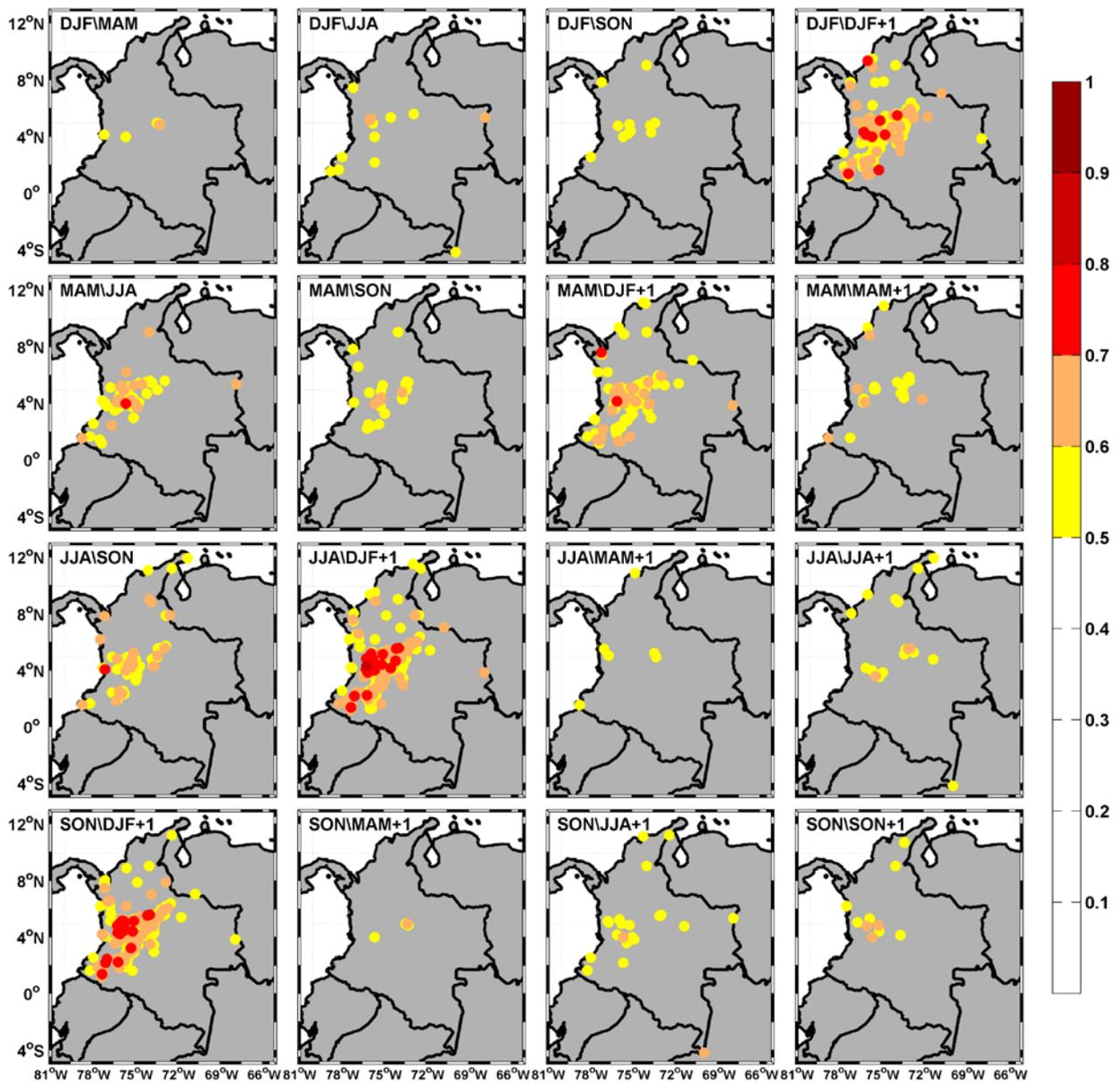


Figura 4.32. Coeficientes de correlación entre las series originales y las series reconstruidas de P, empleando los coeficientes de expansión de los dos primeros modos de variabilidad de la SST en el Pacífico tropical (EN + ENM), obtenidos del SVD\_lag. Sólo se representan las correlaciones mayores que 0.5.

Por otra parte, la raíz del error cuadrático medio (Figura 4.33), obtenido entre las series originales y las series reconstruidas de P empleando los dos primeros modos de variabilidad de

#### 4 VARIABILIDAD Y PREDICTIBILIDAD DE LA PRECIPITACIÓN

la SST (EN + ENM), para cada localidad, muestra en general los mayores valores sobre la región occidental de Colombia (costa pacífica colombiana), alcanzando valores entre los 80 y los 100 mm de pendiente de la estación de la año. El error relativo correspondiente a estos valores es pequeño si se tiene en cuenta que esta región es una de las más lluviosas del planeta, con precipitaciones registradas en superficie entre 8000 y 14000 mm en promedio anual (López and Howell, 1967; Eslava, 1994; Poveda and Mesa, 2000).

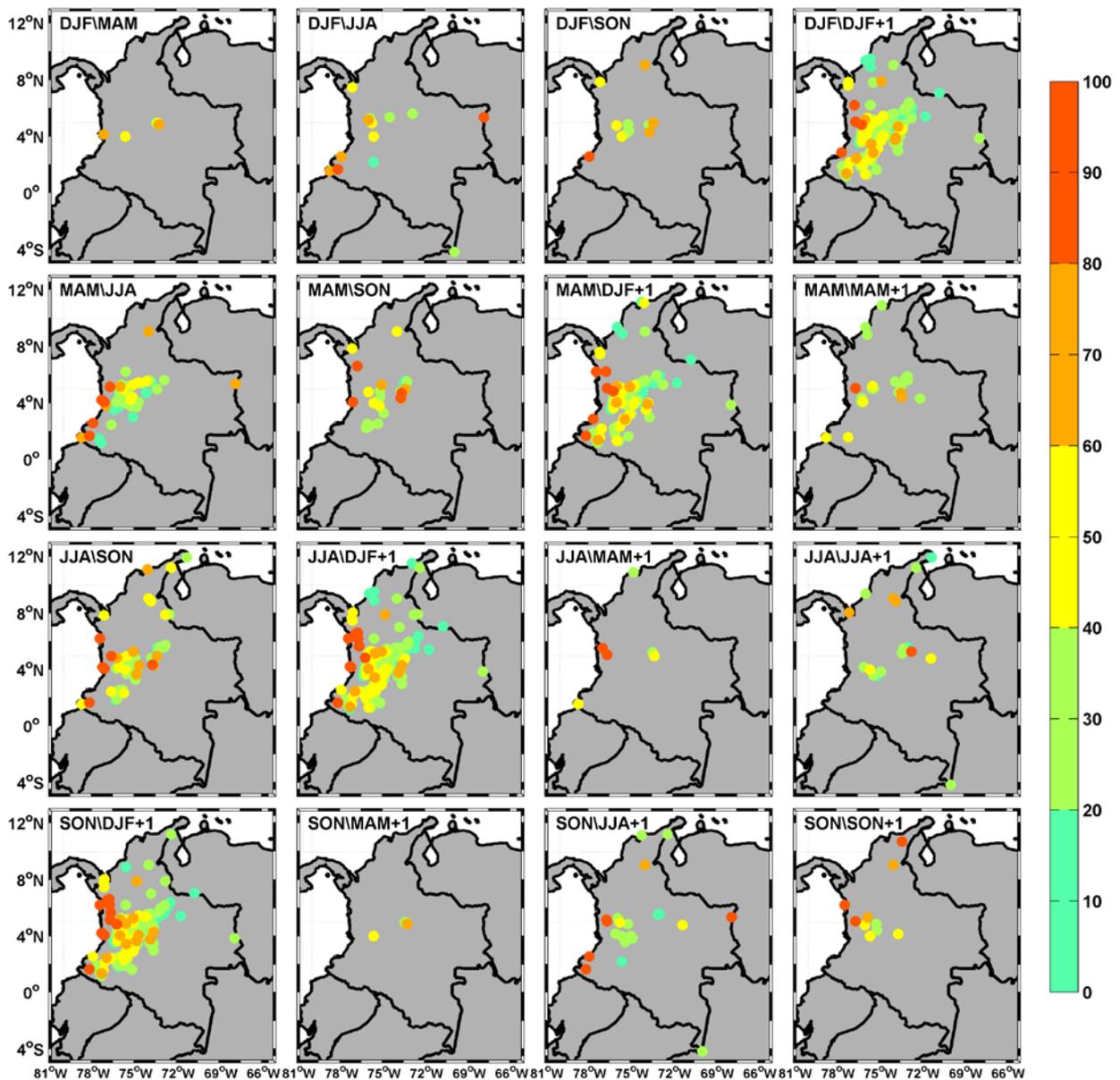


Figura 4.33. Raíz del error cuadrático medio (en mm) de las series reconstruidas de P respecto a las series originales de P para cada retraso establecido.

Las localidades ubicadas sobre el centro y norte de Colombia, normalmente presentan errores que oscilan entre 10 y 70 mm, dependiendo de las estaciones del año consideradas. En general, estos valores representan entre el 5 y el 25% considerando la raíz del error cuadrático medio en porcentajes respecto al valor medio de P en cada estación considerada.

A pesar de que el primer modo de variabilidad de la SST del Pacífico tropical (asociado con el fenómeno de EN) es el modo que mayor impacto ejerce sobre la P estacional en Colombia, los resultados anteriores indican la importancia que tiene el segundo modo de variabilidad de la SST del Pacífico tropical asociado con ENM, sobre la variabilidad de la P en las estaciones siguientes, dejando ver una contribución significativa a la hora de reconstruir las series originales de la P estacional en Colombia con varias estaciones de adelanto.

#### 4.4.4 Predicción de la P estacional usando SVD\_Lag

Dada la habilidad que presenta la SST del Pacífico tropical asociada con los fenómenos de EN y ENM, para reconstruir y explicar la variabilidad de la P en Colombia con un adelanto de varias estaciones, se ha realizado la predicción de la P estacional empleando el método *leave one out* en el análisis del SVD\_Lag (Liu, 2003; Wang and Ting, 1999; Widmann and Bretherton, 2003).

Los resultados anteriores han revelado la persistencia de los dos primeros modos de variabilidad de la SST y la respuesta de la P para cada uno de los retrasos establecidos. Además, también se ha mostrado que la gran fuerza de acoplamiento encontrada entre los dos campos se mantiene para todos los casos y todos los retrasos establecidos. Cuando los años dentro del periodo 1979-2009 son eliminados uno por uno antes de ejecutar el análisis, solo se encuentran pequeñas variaciones (en la forma espacial) entre los patrones obtenidos para la SST por el SVD\_Lag para cada retraso, mostrando nuevamente la relativa estabilidad de los modos encontrados. Este análisis (no mostrado) demuestra que el primer y segundo modo obtenidos de la SST, persisten (son consistentes) sin importar el año que se elimine. A modo de ejemplo, la Figura 4.34 muestra los dos primeros modos de variabilidad de la SST obtenidos en el SVD\_Lag entre el campo de anomalías de la SST de invierno (DJF) y las anomalías de P de invierno del año siguiente (DJF+1) (retraso de 4 estaciones, Lag\_4). En la parte superior de cada mapa se indica el año eliminado antes de ejecutar el análisis y los valores de SCF y CF obtenidos. Se observa que tanto el primer modo asociado con el fenómeno de EN, como el segundo modo asociado con el fenómeno de ENM, persisten en todos los casos.

# 4 VARIABILIDAD Y PREDICTIBILIDAD DE LA PRECIPITACIÓN

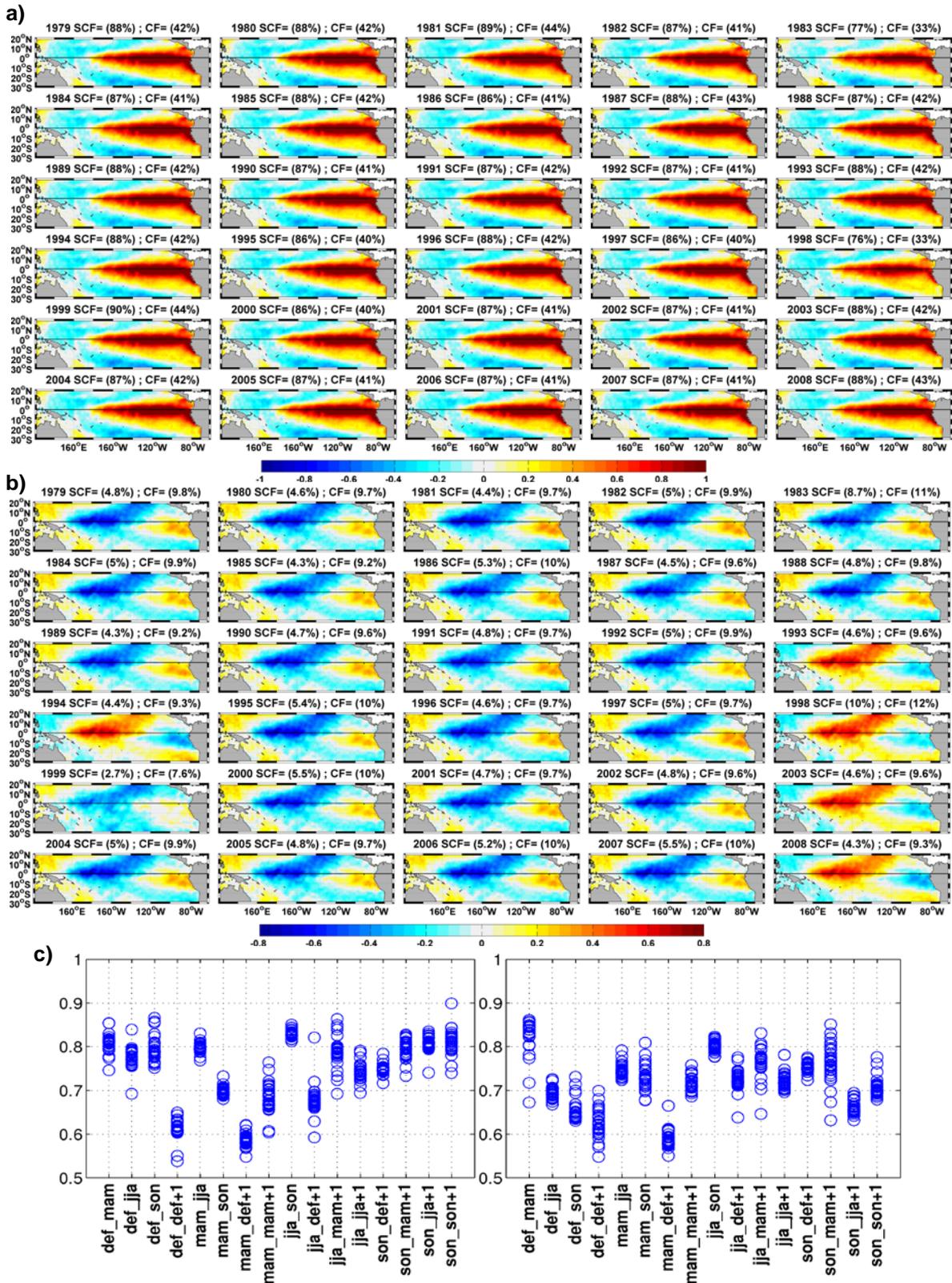


Figura 4.34. Primer (a) y segundo (b) modos de la SST de la Pacífico tropical obtenidos mediante el análisis SVD\_Lag entre las anomalías de la SST de invierno (DJF) y las anomalías de P de invierno del año siguiente (DJF+1), para el periodo 1979-2009. En cada ejecución del análisis fue el indicado el año indicado en la parte superior de cada mapa. (c) Fuerza de acoplamiento para el primer (derecha) y segundo (izquierda) modos obtenidos en el SVD\_Lag empleando el *leave one out*, para cada uno de los retrasos estacionales establecidos.

Aunque la SCF y la CF entre los campos acoplados de SST y de P (Figura 4.34a y 4.34b), presentan considerables variaciones según el año que se elimine antes de realizar el SVD\_Lag, la gran fuerza de acoplamiento entre estos dos campos se mantiene para todos los casos, registrando valores de correlación significativos mayores que 0.5, tanto para el primer modo (Figura 4.34c derecha) como para el segundo modo (Figura 4.34c izquierda).

La Figura 4.35 presenta los mapas con los valores de las correlaciones entre las series originales y predichas de la P estacional (usando los dos primeros modos de la SST del Pacífico tropical), para aquellos retrasos estacionales en donde se encuentra al menos una localidad que presente un valor de correlación por encima de 0.5 entre ambas. Además, se muestran sólo aquellas localidades en donde el error esperado es mayor que cero ( $RE > 0$ ).

La P de primavera es la que peor se reproduce por el esquema de predicción, sin importar la SST estacional que se emplee como variable predictora. Sin embargo, la P predicha de invierno ( $\text{DJF}+1$ ) muestra un número importante de localidades con correlaciones significativas por encima de 0.5, cuando se usan los coeficientes de expansión asociados a los dos primeros modos de la SST durante el otoño anterior ( $\text{SON}\backslash\text{DJF}+1$ , es decir, predicción con adelanto de una estación), verano anterior ( $\text{JJA}\backslash\text{DJF}+1$ , con adelanto de dos estaciones) o invierno anterior ( $\text{DJF}\backslash\text{DJF}+1$ , con adelanto de un año) como variable predictora, indicando que la P de invierno podría predecirse, hasta con un año de antelación para muchas localidades de Colombia. Estas localidades en general se ubican sobre el centro, suroccidente y noreste del país. Nótese que al utilizar la SST durante la estación de primavera ( $\text{MAM}$ ) como predictor, se logra explicar una parte considerable de la P sobre varias localidades de Colombia durante las 3 estaciones siguientes. También cabe destacar que en primavera ( $\text{MAM}$ ), el segundo modo acoplado entre la P y la SST, asociado con ENM, gana mayor importancia mientras que el modo predominante, asociado con EN, es menos importante, considerando la SCF explicada por los modos en el resto de estaciones del año.

Estos resultados demuestran la importante capacidad que posee la distribución de la SST (ligada a los dos tipos de El Niño) del Pacífico tropical de estaciones anteriores para predecir la P estacional en Colombia, principalmente para la P de invierno. La raíz del error cuadrático medio (Figura 4.36) entre las series originales de P y las series predichas, para cada localidad, muestra valores aceptables, teniendo en cuenta el régimen medio de las lluvias estacionales en cada región.

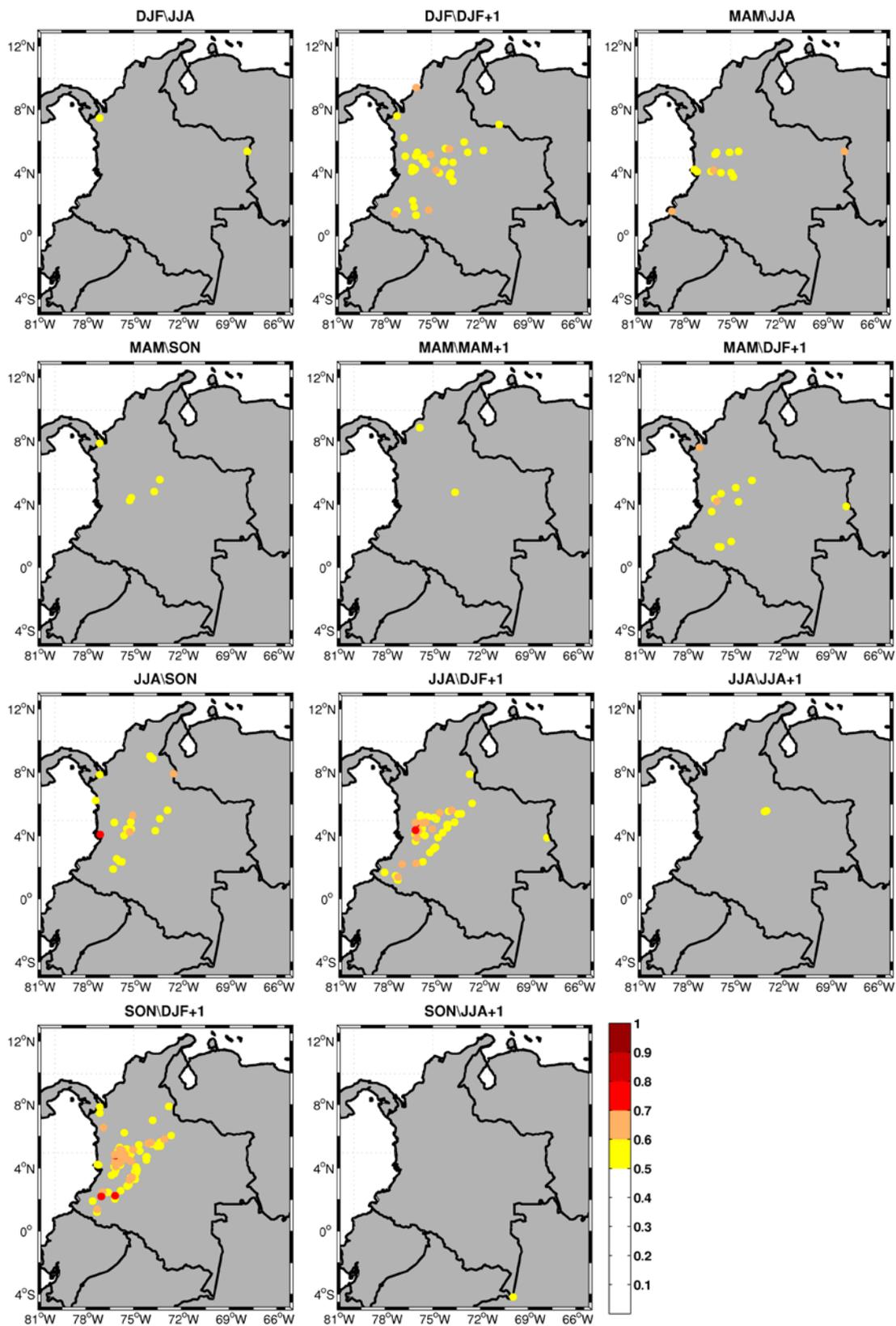


Figura 4.35. Mapas de correlaciones entre las series originales de P y las series predichas. Se representan sólo las localidades en donde la correlación es mayor que 0.5 y el error esperado es mayor que cero (RE > 0).

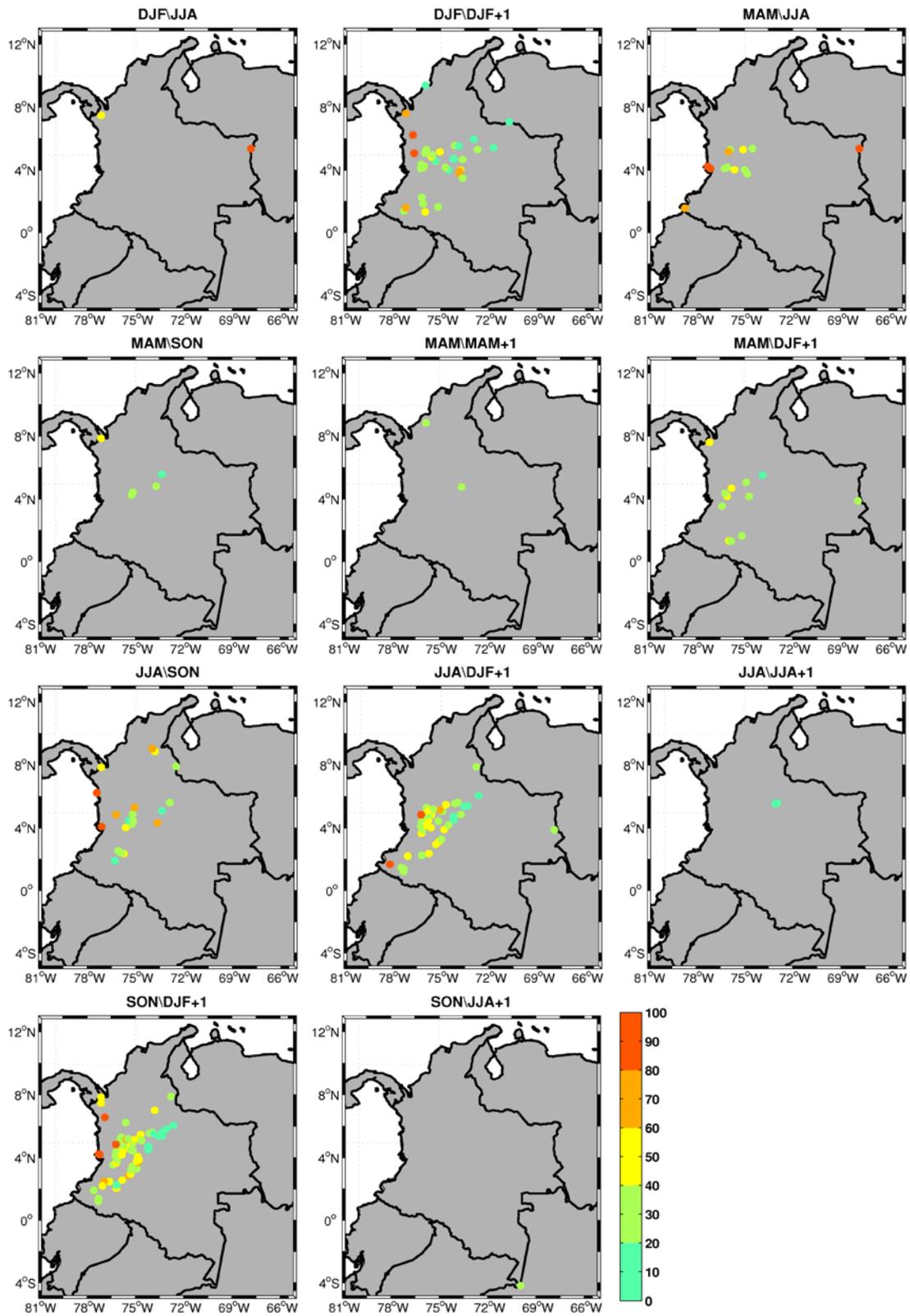


Figura 4.36. Raíz del error cuadrático medio (mm) entre las series originales de P y predichas.

Los valores más bajos (ente 20 y 60mm) por lo general se presentan sobre el centro de Colombia, mientras que los valores más altos (> 80mm) se registran sobre la zona occidental del país. Las series temporales de la P predicha, en general, logran una buena representación de la variabilidad interanual de las series de P originales. En la Figura 4.37, se presentan varias series temporales de la P original durante la estación de invierno (DJF+1) así como sus predicciones usando los dos primeros modos de variabilidad de la SST durante la estación de otoño. Los valores de correlación entre las series originales y predichas se mantienen por encima de 0.64, y el error por encima de 0.2. Las localidades a las que pertenecen las series, así como su error cuadrático medio se muestran en el mapa del extremo inferior derecho de la Figura 4.37.

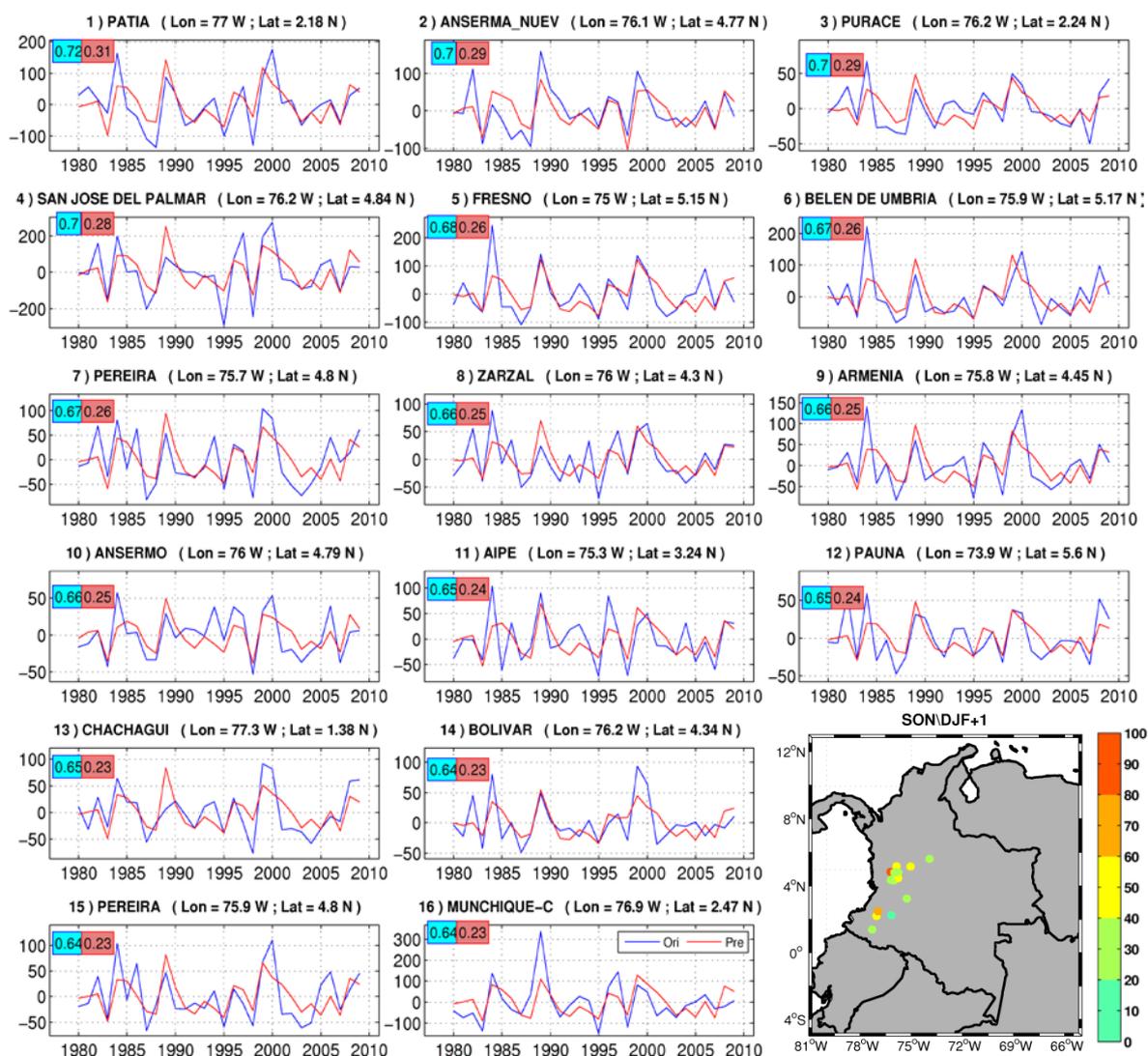


Figura 4.37. Series originales (línea azul) y predichas (línea roja) de la P durante la estación de DJF, usando los dos primeros modos de variabilidad de la SST del Pacífico tropical de la estación previa (SON). Los cuadros azul y rojo indican la correlación entre ambas series y el error esperado, respectivamente. El mapa muestra la ubicación y el error cuadrático medio entre las series.

A partir de los resultados obtenidos, se podría concluir que las series predichas explican, de forma considerable la variabilidad temporal de la P en Colombia, demostrando una buena habilidad del modelo de predicción empleado.

#### 4.5 Conclusiones

En este capítulo se han abordado diferentes aspectos relacionados con la variabilidad y la predictibilidad de la precipitación estacional en Colombia. En primer lugar se ha descrito su variabilidad espacio-temporal, utilizando un total de 341 estaciones de P distribuidas sobre el país, durante el periodo 1979-2009. La P media registrada por estas 341 estaciones muestra un marcado ciclo bimodal en su comportamiento anual, con dos temporadas lluviosas (abril-mayo y octubre-noviembre) y dos temporadas de menos P (diciembre-febrero y junio-agosto), principalmente producidas por el doble paso de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) (Eslava, 1994; Poveda et al., 2011). Este comportamiento permite definir la estacionalidad en las temporadas de invierno (diciembre, enero, febrero–DJF), primavera (marzo, abril, mayo–MAM), verano (junio, julio, agosto–JJA) y otoño (septiembre, octubre, noviembre–SON). A algunas localidades sobre el norte de la costa del Caribe, en el flanco del Istmo sur del Pacífico y en el sur de Colombia, muestran un ciclo unimodal en su comportamiento anual, asociado con la posición norte más extrema de la ZCIT sobre el continente (Poveda et al., 2011). Adicionalmente, el PCA revela que para cada una de las estaciones el primer modo representa la variabilidad de la P sobre la mayor parte del país. Este primer modo (EOF1) explica el 39%, 28%, 34% y 27% de la varianza de la P en las estaciones de DJF, MAM, JJA y SON, respectivamente. Las 3 primeras componentes seleccionadas para cada estación explican una varianza acumulada de 53,4% (DJF), 42,7% (MAM), 49% (JJA) y 38,9% (SON), siendo la estación de invierno (otoño) donde se obtiene la mayor (menor) cantidad de varianza explicada en las cuatro estaciones. El segundo (tercer) modo de variabilidad de la P explica una varianza de 8.5% (5.9%), 8.7%(6%), 9.7% (5.3%) y 6.3% (5.6%) en las estaciones de DJF, MAM, JJA y SON, respectivamente.

El análisis de la variabilidad interanual de la P estacional muestra tendencias significativas con magnitudes que oscilan entre -3% y 3% por año para las estaciones de DJF y JJA, respectivamente. En general, las tendencias negativas ocurren en localidades ubicadas en el centro de Colombia, mientras que las tendencias positivas suelen aparecer sobre el occidente del

país. En un estudio reciente, sobre la detección de tendencias a largo plazo en series mensuales de variables hidroclimáticas (de 25 a 50 años) a través de método de Descomposición del Modo Empírico, Carmona and Poveda (2014), encuentran tendencias positivas (negativas) significativas en las series de P sobre el occidente (centro) del país. Estos autores afirman que los resultados son poco concluyentes debido a la mezcla de tendencias positivas (entre 0.1 y 7.0 mm por año) y negativas (entre -0.1 y -7.4 mm por año) en localidades cercanas, sin una estructura geográfica bien definida, salvo por las tendencias crecientes localizadas sobre la región del Pacífico.

Por otra parte, se ha examinado la influencia de la SST del Pacífico tropical en la variabilidad de la P en Colombia durante las estaciones coetáneas de DJF, MAM, JJA y SON, para el periodo de 1979 a 2009. Los principales modos de variabilidad acoplados son encontrados a través del análisis de SVD acoplado entre los campos de anomalías de la SST del Pacífico tropical y las anomalías de P estacional. Para todas las estaciones del año el primer modo obtenido está asociado con el fenómeno de El Niño, mientras que el segundo modo está asociado con el fenómeno de El Niño Modoki. Cuando se aplica el análisis SVD acoplado a los campos de anomalías mensuales de SST y P, se encuentra que los dos primeros modos son similares a los obtenidos mediante el análisis de SVD de las anomalías estacionales, conservando su grado de importancia (primer modo EN y segundo modo ENM) lo que indica que existe una relativa estabilidad en los modos encontrados a lo largo del año. En general, el modo asociado con el fenómeno de El Niño explica el mayor porcentaje de covarianza cuadrada en cada una de las estaciones del año, en comparación con el modo asociado al fenómeno de El Niño Modoki. Sin embargo, tanto el primer como el segundo modo de la SST del Pacífico tropical presentan una gran fuerza de acoplamiento con los modos correspondientes de la P estacional en Colombia. Todas las correlaciones indicadas por la fuerza de acoplamiento entre la SST y la P, proporcionan valores superiores a 0.7, siendo significativas al nivel de confianza del 95%. Estos altos valores, así como los encontrados en los mapas de correlaciones heterogéneos, revelan la importante relación entre la SST del Pacífico tropical y la P estacional en Colombia.

El análisis de SVD acoplado de la SST y la P en estaciones coetáneas también revela que el primer modo de variabilidad de la SST del Pacífico tropical presenta un predominio de correlaciones negativas significativas con las anomalías de P sobre el norte, centro y occidente de Colombia, principalmente para las estaciones de invierno, verano y otoño, indicando que

durante la ocurrencia de EN se registra una significativa disminución de la P en esas zonas del país. Sin embargo, también se encuentra que en algunas localidades, durante las estaciones de verano, primavera y otoño, se produce el efecto contrario. El segundo modo de variabilidad de la SST también presenta significativas correlaciones negativas con las anomalías de P en la estación de invierno, pero exhibe una respuesta más débil de la P en comparación con EN. ENM aparentemente, ejerce una significativa influencia (diferente a la ejercida por EN) sobre varias localidades ubicadas en el suroeste de Colombia. Por ejemplo, en esta región durante la estación de otoño se presentan correlaciones significativas negativas entre ENM y la P, mientras que con el modo asociado a EN resultan significativas correlaciones positivas, reflejando así una respuesta contraria de la P a la ocurrencia de estos dos tipos de fenómeno Niño. Diversos autores han analizado la influencia de El Niño sobre la P en Colombia y el norte de Sudamérica (Poveda and Mesa, 1997; Poveda et al., 2011; Pabón, 2002; Kayano et al., 2012; Tedeschi et al., 2013) exponiendo características que en general concuerdan con los resultados encontrados en el presente estudio. Sin embargo, son pocos los trabajos que, como este, estudian el impacto de El Niño Modoki sobre el clima de Colombia y exploran la habilidad que este fenómeno posee para reconstruir la variabilidad de la P sobre el país. Como se ha mencionado, este trabajo se ha centrado en mostrar el impacto que generan los dos tipos de El Niño sobre el país, destacando el impacto que genera El Niño Modoki sobre la P estacional en distintas localidades de Colombia.

De forma complementaria al SVD, se ha explorado la relación lineal entre la SST y la P en Colombia mediante un análisis de dispersión, en el cual se ha encontrado que, para invierno, esta relación es más fuerte y diferenciada, logrando explorar el conocimiento durante los inviernos catalogados como normales, húmedos y secos, ocurridos bajo la influencia de los fenómenos EN (LN) y ENM (LNM). De esta forma se encontró que los inviernos con condiciones secas asociados con valores positivos del Niño3 (EMI) registran una reducción del 28% (33%) respecto al valor promedio de la P en el país. Así mismo, se ha aumentado la comprensión sobre la respuesta no lineal de la P en Colombia frente a la variabilidad de la SST seleccionada como extrema, a través del análisis de *composites*. Este análisis revela diversos patrones de anomalías de la P sobre Colombia asociados con los eventos seleccionados como EN (LN) y EM (LNM), durante los años en que ambos eventos no coexisten. Destacan, las abundantes anomalías negativas de P sobre el país durante los episodios de EN y las marcadas anomalías positivas que se obtienen durante la estación de MAM (JJA) con la presencia de ENM

(LNM). Estos patrones muestran la sensibilidad de las lluvias frente a las fases extremas de los dos tipos de Niño. De igual forma, un análisis de *composites* realizado para el campo de anomalías de la SST en el Pacífico tropical y los campos atmosféricos de anomalías del potencial de velocidad ( $v_{pot}$ ) en 200 hPa y de la velocidad vertical ( $vv$ ) durante los años seleccionados para los dos tipos de El Niño, muestra patrones (océano-atmosféricos) similares a los presentados en estudios anteriores por otros autores (Ashok et al., 2007; Weng et al., 2007; Taschetto and England, 2009; Kim, 2011; Tedeschi et al., 2013). Estos patrones ayudan a explicar en gran medida las variaciones de la P en diferentes regiones del planeta (Weng et al., 2007; 2009; Tedeschi et al., 2013). Particularmente en este estudio, permiten comprender las disminuciones y aumentos de la P estacional en Colombia, obtenidas en el análisis de *composites*. Sin embargo, aunque se pueden establecer algunas diferencias con los resultados encontrados por otros autores (Taschetto and England, 2009; Kim, 2011; Tedeschi et al., 2013), principalmente asociadas a la intensidad y ubicación de los patrones, las estructuras son muy similares. Estas diferencias se deben principalmente a la metodología desarrollada en este estudio y a la base de datos empleada. Por ejemplo, Tedeschi et al. (2013), además de emplear una metodología distinta en el análisis de *composites*, utilizan la base de datos de la NOAA ERSST V3 (Smith et al., 2008) para la SST, mientras que en el presente estudio se emplea la base de datos HadISST (Rayner et al., 2003) para la misma variable, lo que influye en la selección de los años para un tipo de evento durante el análisis de *composites*, determinando así los resultados de los patrones encontrados. Tedeschi et al. (2013) concluyen que las diferencias en la P de Sudamérica durante los dos tipos de ENSO, están relacionadas con las diferencias en la circulación de Walker. Además, afirman que las diferencias de P en Sudamérica extra tropical relacionadas con los dos tipos de El Niño son debidas a las diferencias en la circulación anómala en niveles superiores asociada con diferencias en los trenes de ondas de l Pacífico y las diferencias en la intensidad del flujo de humedad sobre el continente. Adicionalmente a estas diferencias, en la circulación atmosférica forzada por la configuración de la SST durante los dos tipos de ENSO, otro importante factor que podría explicar las diferencias de P en el Colombia es la orografía (Poveda et al., 2011).

Durante los episodios extremos de EN, en general, surge un fuerte patrón de anomalías de SST positivas, que se extiende desde las costas de Sudamérica hacia el Pacífico central, siendo más prominente durante invierno y otoño. Este calentamiento está acompañado por movimientos anómalos verticales ascendentes en la troposfera entre  $180^{\circ}E$  y  $90^{\circ}W$ , y una intensificación del

flujo divergente en los niveles superiores, centrado alrededor de  $150^{\circ}\text{W}$  en el Pacífico ecuatorial, mientras que los flujos descendentes aparecen sobre el norte de Sudamérica, particularmente intensos durante los eventos EN en invierno. También, aparece un patrón de convergencia (nivel superior) sobre el oeste del Pacífico, acompañado de movimientos descendentes localizados sobre la región de Indonesia y Australia, de mostrando el conocido desplazamiento de la circulación de Walker durante los años EN (Ashok et al., 2007; Weng et al., 2007, 2009; Taschetto and England, 2009; Kim et al., 2011; Tedeschi et al., 2013). Estas dinámicas ayudan a explicar en gran parte la significativa reducción de P que se registra sobre el norte, centro y oeste de Colombia principalmente en invierno y otoño.

Durante eventos extremos de ENM generalmente aparecen anomalías positivas de la SST sobre el Pacífico central, con valores más débiles en comparación con El Niño canónico, presentando un desplazamiento hacia el oeste y débiles anomalías negativas de la SST en el este y oeste del Pacífico tropical (Ashok et al., 2007; Weng et al., 2007, 2009). La circulación atmosférica muestra movimientos ascendentes a través de la troposfera superior centrados en  $180^{\circ}\text{W}$ , desplazados hacia el oeste, en comparación con el ascenso vertical de las masas de aire que ocurren durante la circulación de EN canónico (Ashok et al., 2007; Weng et al., 2007, 2009; Taschetto and England, 2009; Tedeschi et al., 2013). De acuerdo con Ashok et al. (2007), el patrón de flujo ascendente sobre el Pacífico central produce dos bandas de subsidencia anómalas sobre el este y el oeste del Pacífico, y el corazón de El Niño Modoki es la formación de dos celdas de circulación de Walker sobre el Pacífico tropical, conducidas por una estructura de tripolo en las anomalías de la SST del Pacífico tropical y en la divergencia-convergencia de los niveles superiores de la atmósfera. Esto permite que ENM pueda influenciar las condiciones climáticas de muchas regiones del planeta a través de las teleconexiones establecidas (Ashok et al., 2007; Weng et al., 2007; Taschetto and England, 2009; Weng et al., 2009) y particularmente sobre la precipitación estacional en Colombia, como se ha demostrado en este estudio.

Otros modos de variabilidad océano-atmosféricas y diversos mecanismos físicos asociados con el clima local, no tratados en el presente estudio, podrían influenciar de forma considerable la P estacional en Colombia (Kayano et al., 2012; Poveda et al., 2011, 2002). Por ejemplo, se han encontrado relaciones no despreciables entre los modos macro-climáticos PDO y NAO, y la P en Colombia (Poveda et al., 2002). Kayano et al. (2012) muestran cómo los modos del Océano Atlántico sur están relacionados con las precipitaciones en Sudamérica. Sin embargo,

el fenómeno ENSO es el patrón de variabilidad océano-atmosférico, que mayor influencia ejerce sobre la variabilidad climática del país.

Una de las circulaciones atmosféricas responsable de la distribución de la P en Colombia es la corriente de vientos en chorro del occidente de Colombia o chorro del Chocó (Poveda and Mesa, 1999, 2000; Poveda, 2004), la cual transporta grandes cantidades de humedad desde el Océano Pacífico hacia el interior de Colombia. De acuerdo con estos autores, el chorro del Chocó interactúa con la topografía de los Andes occidentales y con los vientos alisios del este para favorecer la convección profunda y contribuir a producir grandes cantidades de P sobre el occidente del país. Esta corriente obtiene su energía del gradiente de temperaturas superficiales que existe entre la zona de temperaturas más frías de las aguas del Pacífico en Ecuador y Perú, y las temperaturas más cálidas del Pacífico frente a las costas de Colombia (Poveda and Mesa, 1999, 2000; Poveda, 2004), por lo que es posible que esté fuertemente influenciada no sólo por la aparición del fenómeno de EN (LN), sino también por ENM (LNM), convirtiéndose en uno de los mecanismos de teleconexión clave para explicar las variaciones de la P estacional en Colombia, asociadas con estos dos tipos de El Niño.

El impacto obtenido en este trabajo sobre la P de Colombia indica la importancia de estudiar los dos tipos de ENSO. Estos muestran una importante capacidad para reconstruir la P estacional en Colombia, principalmente durante las estaciones de invierno, verano y otoño. A pesar de que el fenómeno de El Niño predomina sobre la variabilidad de la P en muchas localidades, durante el proceso de reconstrucción de la P, se revela la fuerte contribución que se obtiene con la utilización de El Niño Modoki, que se hace mayor para las localidades que se encuentran ubicadas sobre el suroccidente del país, muy cerca del Pacífico tropical.

Por último, en este capítulo se ha demostrado la importante capacidad predictiva que posee la variabilidad de la SST del Pacífico tropical asociada a los dos tipos de El Niño (EN y ENM) sobre la P estacional en Colombia. Los resultados revelan que la P estacional en muchas localidades del país, se puede reconstruir (/predecir) con una buena habilidad, usando la SST con un adelanto desde una hasta cuatro estaciones. El invierno es la estación del año en la que mejores resultados presenta el modelo de predicción, siendo también el invierno cuando los modos acoplados encontrados a través del SVD\_Lag explican el mayor porcentaje de la SCF entre los campos de anomalías de SST y de P.

Para todos los retrasos establecidos (de 1 a 4 estaciones) entre la P y la SST, la variabilidad de la SST asociada con el fenómeno de El Niño canónico es el patrón más importante frente a la variabilidad de la P estacional de Colombia, mientras que El Niño Modoki demuestra ser el segundo modo del Pacífico tropical que mayor influencia ejerce sobre la P estacional del país. Anteriormente Poveda and Mesa (1997) mostraron a través de un PCA que el patrón asociado con el fenómeno El Niño canónico está fuertemente ligado con la hidroclimatología de Colombia. De la misma forma, Tootle et al. (2008), aplicando el análisis SVD entre las series de caudales de varios ríos principales del país y la SST del Océano Pacífico, Atlántico y Pacífico/Atlántico (unidos), concluyeron que tanto el primer modo de variabilidad de la SST del Pacífico como del Pacífico/Atlántico, reflejan la variabilidad del ENSO y se encuentran significativamente relacionados con los caudales. Sin embargo, estos autores no hacen referencia a la influencia que podría tener el segundo modo del Pacífico tropical (ENM) sobre el país. Dicha influencia, se pone en evidencia en Tedeschi et al. (2013) y en el presente trabajo, mostrando además, la mejora que supone considerar El Niño Modoki para explicar, reconstruir y predecir la P estacional en el país. Además, la respuesta de la P a las distintas fases de EN/LN o ENM/LNM es consistente con el estado atmosférico, como se ha mostrado a través del análisis de regresión parcial entre los modos de la SST analizados y los campos de velocidad vertical y potencial de velocidad considerando los distintos retrasos establecidos. Es importante destacar que la capacidad de estos modos de variabilidad de la SST para la predicción de la P en Colombia es comparable o incluso mayor en algunas estaciones (por ejemplo, en invierno) que la capacidad de estos modos de variabilidad al explicar el comportamiento de la P durante la estación coetánea.

Un aspecto interesante en el análisis de la potencial predictibilidad de la P en Colombia a partir de los patrones de SST con varias estaciones de retraso, se encuentra en el hecho de que las correlaciones cambian de signo. Esto puede estar asociado a la periodicidad de los modos de variabilidad de la SST analizados. Así, Kestin et al. (1998) sugieren un debilitamiento en la periodicidad de El Niño canónico en la banda 3-7 años en el periodo 1960-1991, con una mayor presencia en estos años de las periodicidades de 2-3 años, mientras que Yu and Kim (2010) muestran una prevalencia de la periodicidad alrededor 2 años en el análisis de los datos de SST para el periodo 1950-2009. Esta periodicidad cuasi-bienal ha sido también encontrada en la P en Colombia (Poveda and Mesa, 1997). En cualquier caso, los campos de circulación atmosférica

obtenidos en este trabajo son consistentes con los patrones de P, mostrando un debilitamiento, para luego registrar un cambio de fase a lo largo del año.

Los resultados encontrados en este estudio contribuyen, por tanto, a la mejora de la predicción de la precipitación estacional en Colombia. Además, es importante destacar el hecho de que el esquema de predicción desarrollado podría ser aplicado a otras variables hidroclimáticas, lo que daría lugar a predicciones climáticas que podría ser de gran utilidad para los institutos ligados a la planificación, al manejo y a la gerencia de los recursos naturales del país. En futuras investigaciones enfocadas a la predicción de variables hidroclimáticas sobre Colombia, se podría plantear la incorporación (adicional) de los patrones de variabilidad de la SST del océano Atlántico o de otras regiones del planeta, que contribuyan a mejorar la habilidad de las predicciones climáticas sobre el país.

En resumen, los resultados presentados en este capítulo, que han sido objeto de dos publicaciones recientes (Córdoba-Machado et al., 2015a, 2015b), implican no sólo predicciones para la P estacional en Colombia a través de un conocimiento previo del campo de la SST en el Pacífico tropical, sino que también pueden ser utilizados como una base para otros tipos de estudios, tales como el análisis de impacto del cambio climático en la P a escala regional mediante la utilización de predictores adecuados para ser incluidos en modelos estadísticos.

# CAPÍTULO 5

## VARIABILIDAD Y PREDICTIBILIDAD ESTACIONAL DE LA TEMPERATURA

En este capítulo, en primer lugar, se describe brevemente el comportamiento espacio-temporal de la temperatura del aire (T) en Colombia, durante el periodo 1979-2010. En la segunda parte se desarrolla un modelo de reconstrucción/predicción para la temperatura estacional de Colombia basado en la temperatura de la superficie del mar (SST) del Pacífico tropical, utilizando para ello el análisis de descomposición en valores singulares (SVD) de los campos conjuntos T y SST, para distintos retrasos estacionales. El esquema de reconstrucción utiliza la relación encontrada entre el primer modo acoplado de variabilidad de la SST del Pacífico tropical y la T estacional, mientras que, el método de predicción se basa en la utilización del SVD a través de un proceso de validación cruzada o *leave one out*, donde nuevamente el primer modo acoplado de variabilidad es usado como variable predictora. Durante el esquema de predicción/reconstrucción se establecen los retrasos de 1, 2 y 3, estaciones entre la variable predictora y la T estacional que se desea predecir/reconstruir, evaluando así, la habilidad que posee la SST del Pacífico tropical para explicar la variabilidad de la T con adelantos desde una (Lag\_1) hasta 3 estaciones (Lag\_3).

## 5.1 Variabilidad de la temperatura estacional

Al igual que en el capítulo anterior con la variable precipitación, se ha realizado una breve descripción de la variabilidad estacional de la temperatura del aire (T) en Colombia con el objetivo de mejorar el entendimiento sobre el comportamiento de dicha variable en el país, explorando diversos aspectos como la variabilidad espacio-temporal y las tendencias estacionales. Este análisis preliminar es el punto de partida que dará lugar a importante información complementaria para los análisis posteriores desarrollados a lo largo de este capítulo, relacionados con la predicción de la temperatura estacional de Colombia.

### 5.1.1 Variabilidad intra-anual de la temperatura del aire

La Figura 5.1 muestra el promedio de la T estacional en Colombia durante el periodo 1979-2010. Se observa que a lo largo del año las diferencias estacionales son muy pequeñas. En general, las estaciones que obtienen valores por debajo (arriba) de los 22°C, se encuentran ubicadas en alturas superiores (inferiores) a los 900m, indicando que las principales diferencias térmicas entre las regiones del país se deben, fundamentalmente, al gradiente orográfico.

Los mayores valores de temperatura ( $T > 24^{\circ}\text{C}$ ) se muestran al norte, occidente, oriente y sur de Colombia en las cuatro estaciones del año, mientras que los valores más bajos ( $T < 22^{\circ}\text{C}$ ) se presentan dibujando un recorrido desde el suroeste hasta el centro-norte del país, sobre la Cordillera de los Andes.

La estación de verano (JJA) presenta el mayor número de localidades con el valor más alto de temperatura (Figura 5.2) de entre las cuatro estaciones del año, seguida de la estación de primavera (MAM). Estas localidades se encuentran ubicadas principalmente sobre el suroeste, occidente y norte del país.

El promedio de la T en Colombia, utilizando las 24 estaciones con registros seleccionadas, está representado en la Figura 5.3. En esta puede verse que a lo largo del año la temperatura oscila entre 24°C y 25°C, dejando ver incluso, pocas diferencias entre el mes con mayor temperatura (agosto) y el mes con menor temperatura (diciembre). La figura 5.3 también revela que la T promediada en Colombia registra los menores valores ( $T < 24.5^{\circ}\text{C}$ ) durante la temporada de otoño-invierno (ONDJ, meses agrupados de octubre-noviembre-diciembre-enero), para luego aumentar a valores  $T > 24.5^{\circ}\text{C}$  durante los meses restantes.

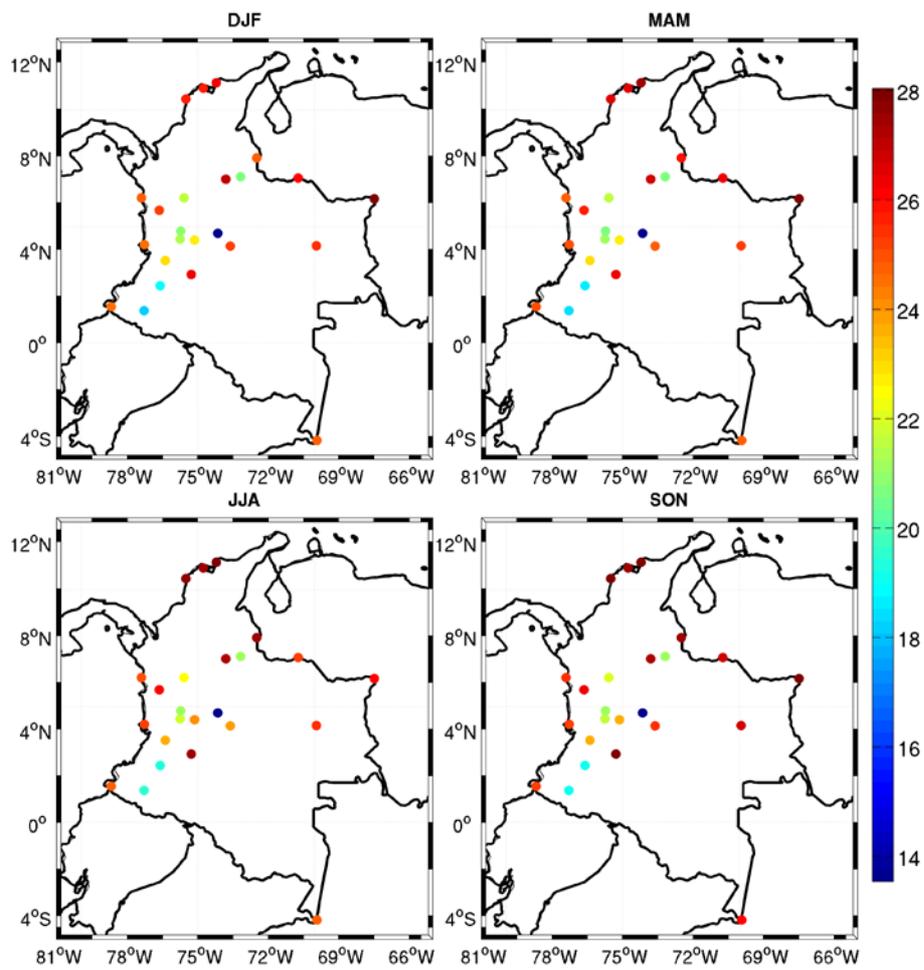


Figura 5.1. Promedio estacional de la temperatura del aire (°C) en Colombia durante el periodo de estudio 1979-2010.

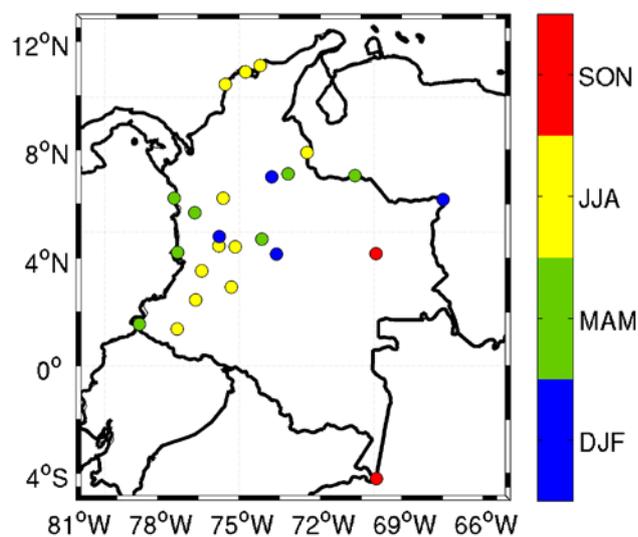


Figura 5.2. Estación del año que presenta temperaturas máximas para las 24 estaciones de T seleccionadas.

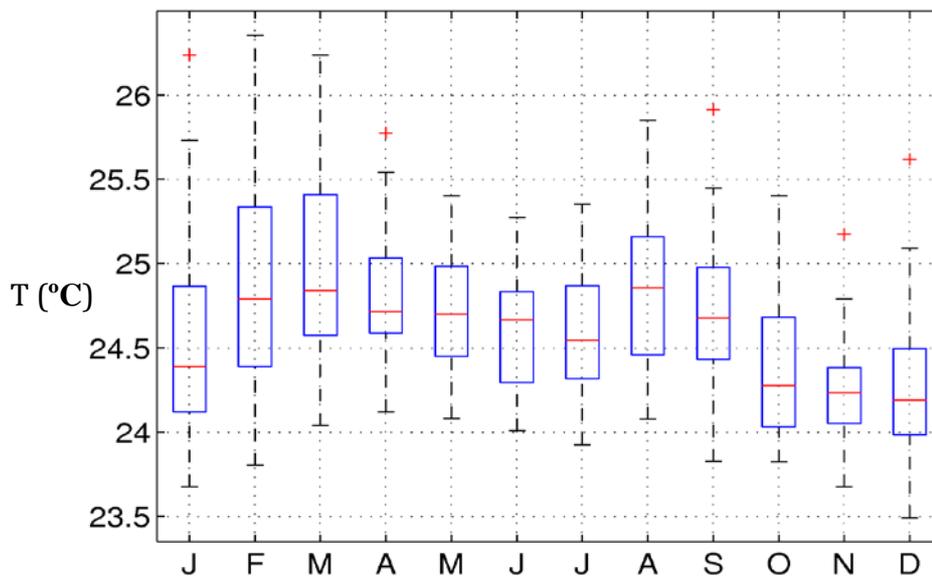


Figura 5.3. Ciclo anual de la  $T$  promediada a partir de las 24 estaciones con registros en Colombia, durante el periodo 1979-2010.

La escasa variabilidad intra-anual encontrada en la  $T$  promediada en Colombia a lo largo del año (Figura 5.3), no permite establecer de forma clara un ciclo estacional, en el cual se presenten diferencias relevantes asociadas a las estaciones de invierno, primavera, verano y otoño.

### 5.1.2 Variabilidad interanual

La Figura 5.4 muestra la distribución espacial de las tendencias significativas (al nivel de confianza del 95%) de la  $T$  y su respectivo valor (en  $^{\circ}\text{C}$ ), para cada una de las estaciones del año (DJF, MAM, JJA y SON), durante el periodo 1979-2010.

En general se observa que todas las localidades encontradas con tendencias significativas, presentan valores de pendiente positivos inferiores al 1% por año, en las cuatro estaciones del año consideradas, indicando un ligero aumento en las tendencias de la  $T$  durante el periodo de estudio. Las estaciones de primavera (MAM) y (SON) presentan el mayor número de localidades con tendencias significativas, ubicadas principalmente sobre el centro (en SON) y el occidente (MAM) del país. Sobre el sur de Colombia (en Leticia, Amazonia Colombiana) se exhibe una tendencia creciente en las estaciones de DJF, JJA y SON.

Los valores de la pendiente pueden oscilar entre  $0.01^{\circ}\text{C}$  y  $0.05^{\circ}\text{C}$  por año, dependiendo de la estación del año, siendo la el invierno (DJF), cuando se presentan los mayores valores. De acuerdo con Carmona and Poveda, (2014), diversas localidades de Colombia, ubicadas sobre el

centro, el occidente y norte del país principalmente, exhiben incrementos de la tendencia en las temperaturas mínimas entre los 0.01 y 0.08°C por año.

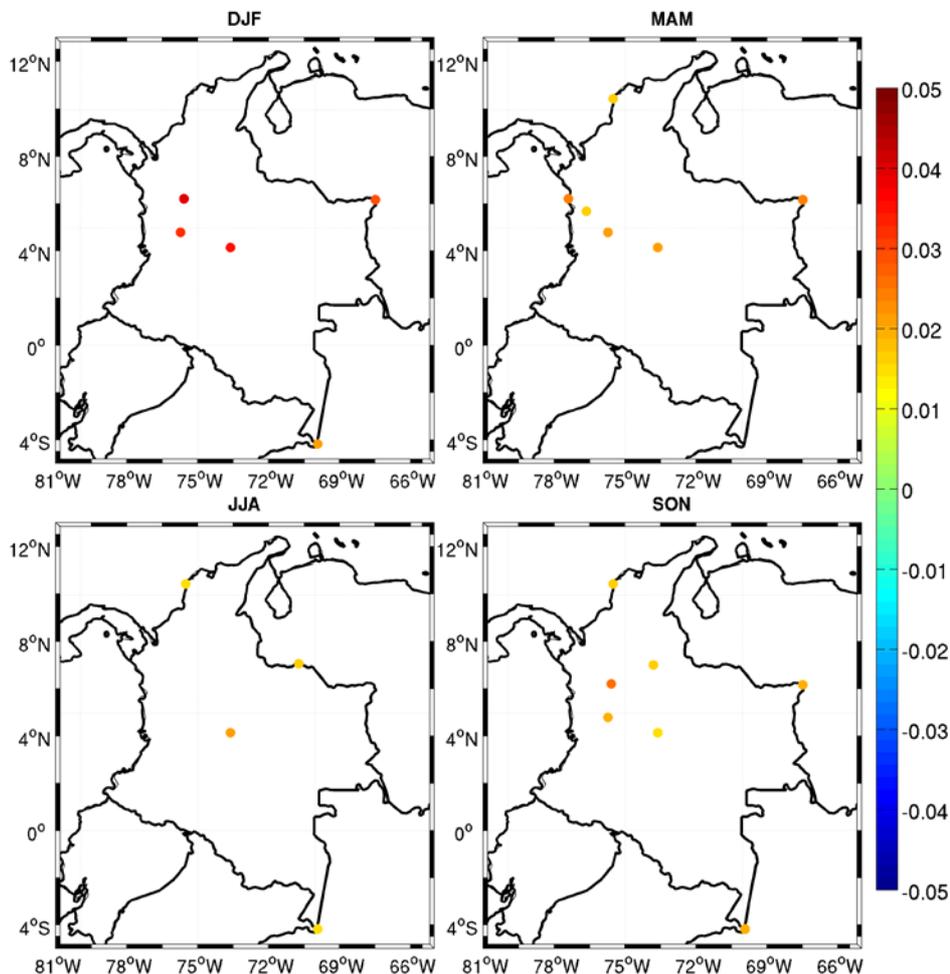


Figura 5.4. Distribución espacial de la tendencia estacional (°C por año) durante el periodo 1979-2010. Sólo se muestran las tendencias significativas al nivel de confianza del 95%.

### 5.1.3 Variabilidad espacio-temporal

El PCA aplicado sobre la T estacional en Colombia, durante el periodo 1979-2010, revela que solo las dos primeras componentes principales son significativas (regla de North) en cada una de las estaciones del año. Los dos primeros EOFs acumulan una varianza explicada de 78% en DJF, 70% en MAM, 66,1% en JJA y 68,7% en SON, siendo la estación de DJF (MAM), donde se explica la mayor (menor) cantidad de varianza. El primer modo de variabilidad de la T (Figura 5.5, columna izquierda), muestra en general fuertes correlaciones positivas significativas sobre la mayoría de las localidades utilizadas para el análisis, en las cuatro estaciones del año, convirtiéndose en el modo representativo de la variabilidad de la T sobre la mayor parte del país

(resultado consistente con el comportamiento relativamente homogéneo de la T estacional sobre el país).

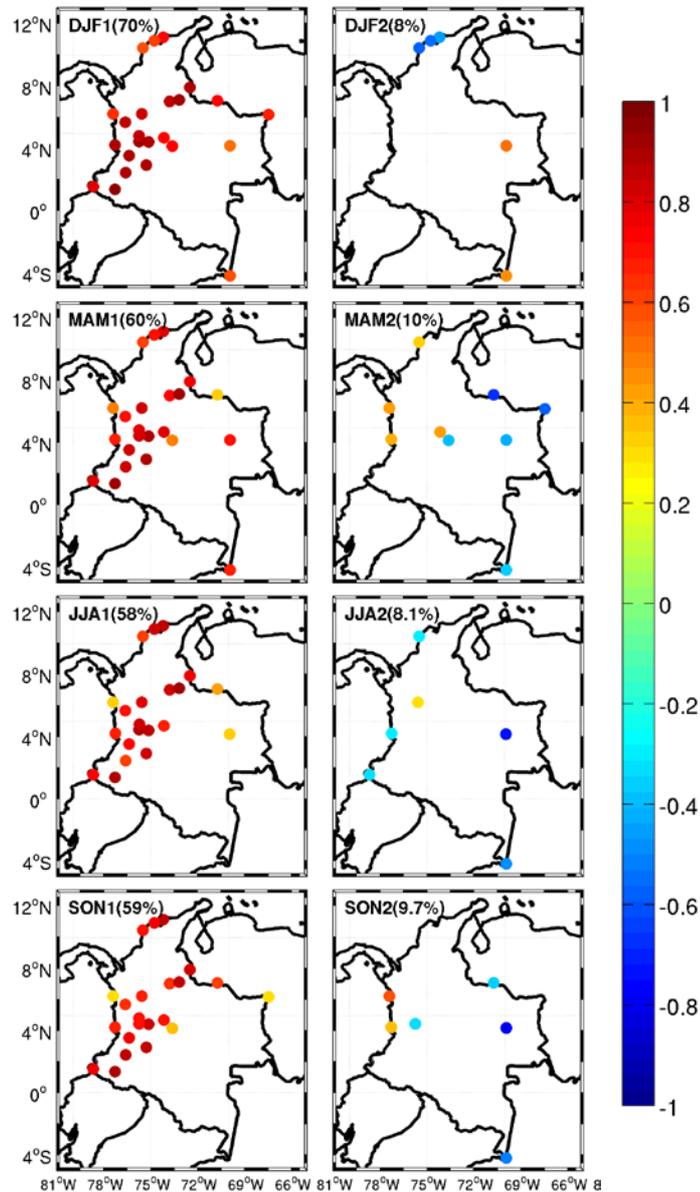


Figura 5.5. Primer (columna izquierda) y segundo (columna derecha) EOF del PCA sobre la T estacional en Colombia durante el periodo 1979-2010. Sólo se muestran las correlaciones significativas al nivel de confianza del 90%.

La varianza explicada por el EOF1 oscila entre el 58% (JJA) y el 70% (DJF), mientras que la varianza explicada por el EOF2 presenta valores inferiores, comprendidos entre el 8% (DJF) y el 10% (MAM). El segundo EOF2 (Figura 5.5, columna derecha), presenta en todas las estaciones una estructura menos consistente en comparación con el EOF1, mostrando correlaciones significativas (positivas y negativas), más débiles en la mayoría de los casos, en

diversas localidades de Colombia. Sin embargo, se puede destacar el EOF2 en primavera (MAM) que logra explicar una varianza del 10% y presenta una configuración dipolar, con correlaciones positivas fundamentalmente sobre el norte y oeste de Colombia y correlaciones negativas en el este y sur del país. La variabilidad temporal de las PCs asociadas a los EOF1 y EOF2, para cada una de las estaciones del año, se presenta en la Figura 5.6. Se observa que la PC1 (columna izquierda) muestra una mayor variabilidad inter-anual en comparación con la PC2 (columna derecha), revelando un aparente dominio de posibles modos cuasi-oscilatorios interanuales en esta PC1. Por el contrario, la PC2 aparentemente está dominada por oscilaciones de mayor periodo temporal, es decir, cuasi-interdecadales.

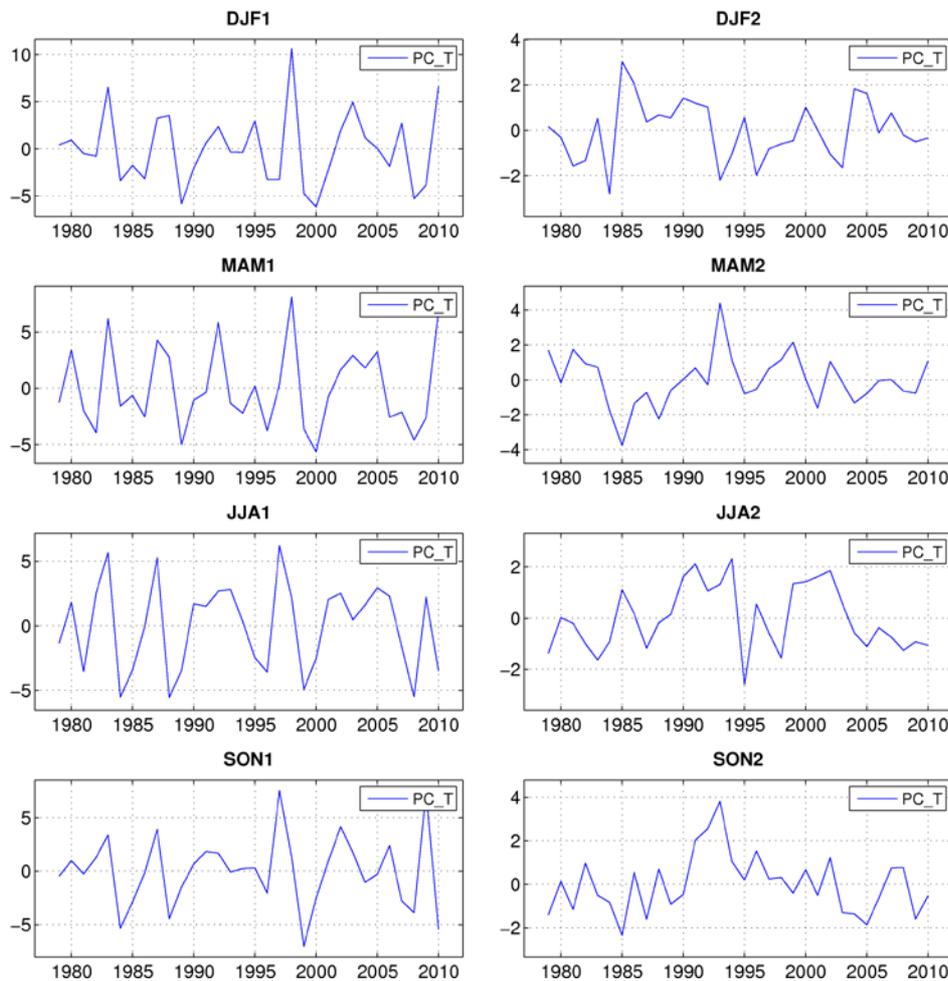


Figura 5.6. Variabilidad temporal de la primera (columna izquierda) y la segunda (columna derecha) PC de la temperatura de Colombia, para cada estación del año, durante el periodo 1979-2010.

## 5.2 Influencia de la SST del Pacífico tropical sobre la temperatura

### 5.2.1 SVD coetáneo

El análisis SVD aplicado a los campos estacionales coetáneos de anomalías de la SST del Pacífico tropical y la temperatura del aire (T) en Colombia durante el periodo 1979-2010, revela que el primer modo de variabilidad acoplado de la SST, está asociado al fenómeno de El Niño en todas las estaciones del año (Figura 5.7, columna izquierda), mientras que el segundo modo de variabilidad (Figura 5.7, columna derecha) está ligado al fenómeno de El Niño Modoki. Estos resultados son similares a los obtenidos para el campo de la precipitación estacional en Colombia mostrados en el Capítulo 4.

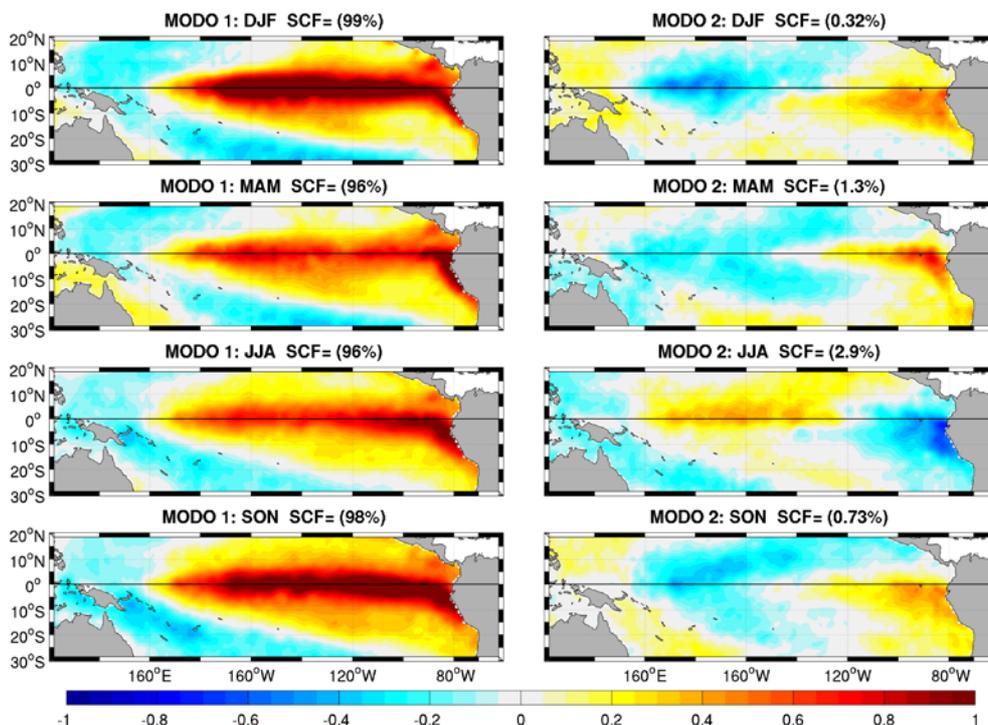


Figura 5.7. Primer (columna izquierda) y segundo (columna derecha) modos de variabilidad de la SST obtenidos del SVD acoplado entre los campos estacionales de la SST del Pacífico tropical y la temperatura del aire en Colombia, durante el periodo 1979-2010.

La Figura 5.8 muestra los coeficientes de expansión asociados a los dos primeros modos acoplados entre la SST y la T de Colombia. El coeficiente de correlación entre la serie temporal del coeficiente de expansión asociado al EOF1 de la SST y el índice Niño3, supera el valor de 0.9 en cada una de las estaciones del año. De la misma forma, el valor de correlación entre el coeficiente de expansión asociado al EOF2 y el índice EMI, está por encima de 0.8 en todas las

estaciones del año. Los dos primeros EOFs obtenidos en cada estación muestran una gran fuerza de acoplamiento ( $SC > 0.6$ ) entre los dos campos (SST y T), y en todas las estaciones del año (Figura 5.8), siendo mayor para todos los casos del EOF1. Sin embargo, tras aplicar la regla de selección de North para obtener los modos significativos y observar la capacidad predictiva asociada a los factores de carga heterogéneos sobre el campo de T, en cada caso, solo el EOF1 resulta significativo para cada una de las estaciones, explicando más del 96% de la fracción de varianza cuadrada entre los dos campos en todos los casos.

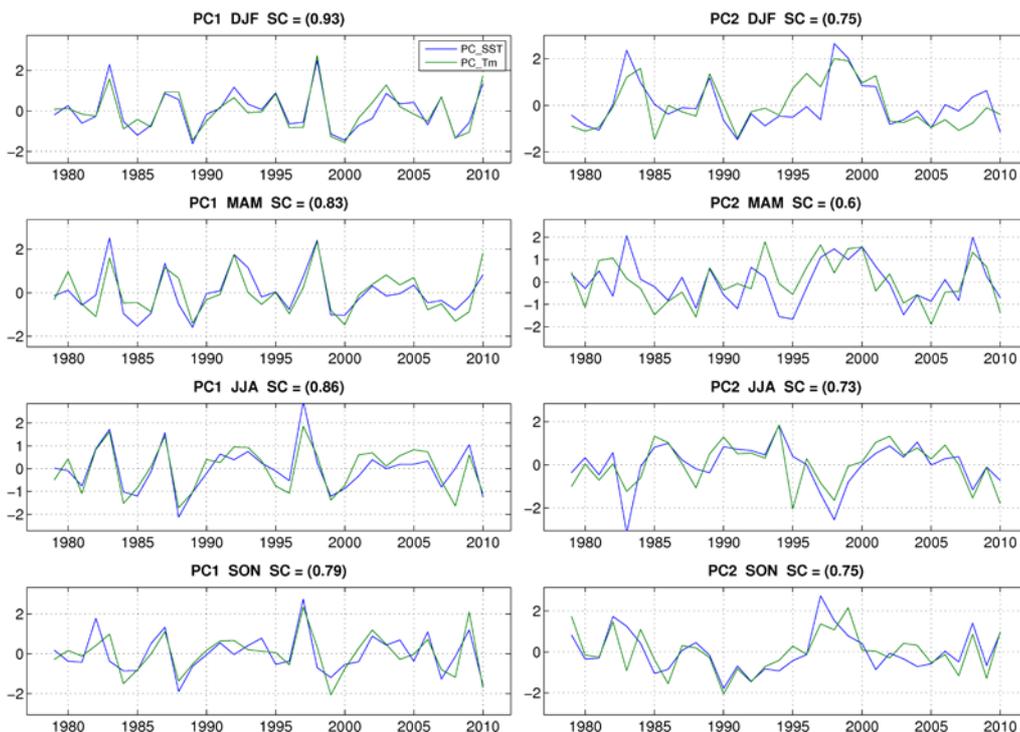


Figura 5.8. Coeficientes de expansión (PCs) asociados al primer (columna izquierda) y segundo (columna derecha) modo acoplado entre la SST (línea azul) del Pacífico tropical y la temperatura del aire (línea verde) en Colombia.

La Figura 5.9 presenta el EOF1 de la T representado por los factores de carga heterogéneos. Esta figura revela que, para todas las estaciones del año, se presentan fuertes correlaciones significativas sobre Colombia, abarcando un gran número de localidades en el norte, centro, suroccidente y occidente del país, siendo en DJF cuando se registran los valores más altos de correlación. Por su parte, el EOF2 (Figura no mostrada), presenta correlaciones más débiles para muy pocas localidades en todas las estaciones del año, revelando la reducida capacidad de predicción que posee este modo sobre el campo de la T en el país.

Cabe destacar que los factores de carga asociados al modo acoplado del EOF1, mostrados en la Figura 5.9, para cada estación del año, presentan una gran similitud con los factores de carga del EOF1 obtenidos a través del PCA sobre la variable T para cada estación del año, mostrados en la Figura 5.5. Análogamente, los modos de la SST obtenidos a partir del SVD de los campos de SST y T (Figura 5.7), muestran una gran similitud con los modos de la SST obtenidos a través de un PCA individual.

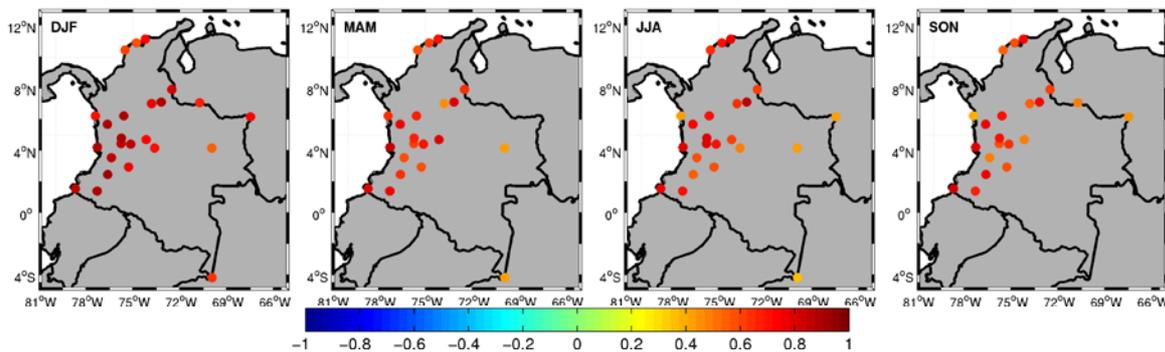


Figura 5.9. Factores de carga heterogéneos (EOF1) de la Temperatura del aire en Colombia.

A partir de este resultado se ha llevado a cabo un proceso de reconstrucción de la T para cada una de las estaciones del año (siguiendo el trabajo de Weit et al., 2012), en base únicamente al primer coeficiente de expansión (asociado al EOF1 de la SST) obtenido del SVD de los campos SST y T (Capítulo 3). Los resultados revelan que, en general, para la mayoría de las localidades, la T estacional puede ser reconstruida en función de la variabilidad de la SST del Pacífico tropical asociada con el fenómeno ENSO. La Figura 5.10 presenta los valores de correlación mayores que 0.5, entre las series originales y las reconstruidas de T empleando los coeficientes de expansión asociados al primer modo SVD de la SST, en cada estación del año.

Para cada estación del año se obtiene un número considerable de localidades con correlaciones mayores a 0.5, siendo el invierno (DJF) cuando se presentan los valores más altos, tanto en número de estaciones como en valores de la correlación. Estos resultados demuestran la importante capacidad que posee la SST del Pacífico tropical (asociada con El Niño) para reconstruir la T estacional sobre Colombia en estaciones coetáneas (Lag entre estaciones = 0). Los valores de la raíz del error cuadrático medio durante el proceso de reconstrucción, oscilan entre 0.1°C y 0.7°C, dependiendo de la localidad y estación del año en donde se reconstruya la T (Figura 5.11). Sin embargo, la mayoría de las localidades presentan un error inferior a 0.4°C, indicando una aceptable habilidad del proceso de reconstrucción.

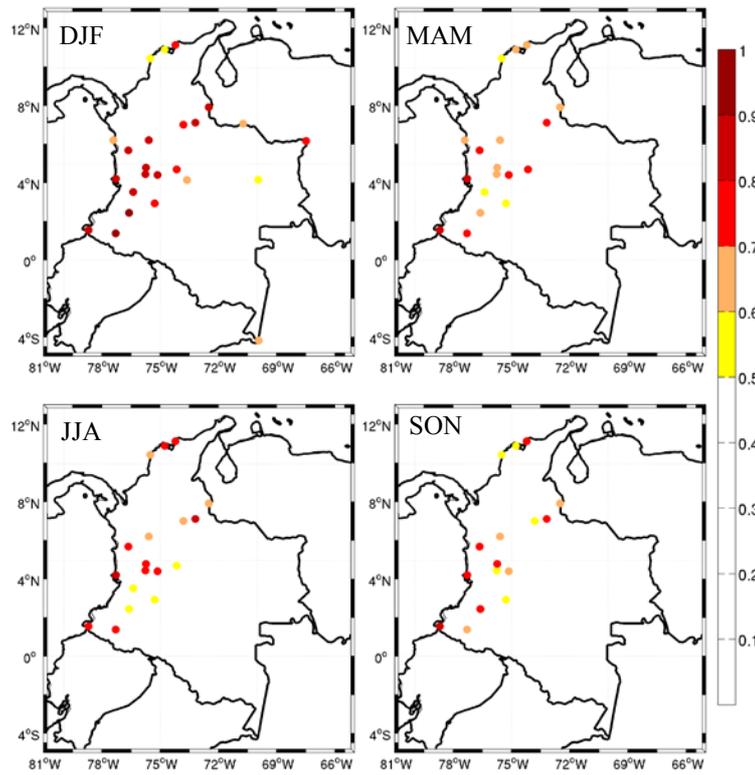


Figura 5.10. Coeficientes de correlación entre las series originales y reconstruidas de temperatura del aire, usando el primer modo SVD de la SST del Pacífico tropical (asociado con El Niño), en cada estación del año

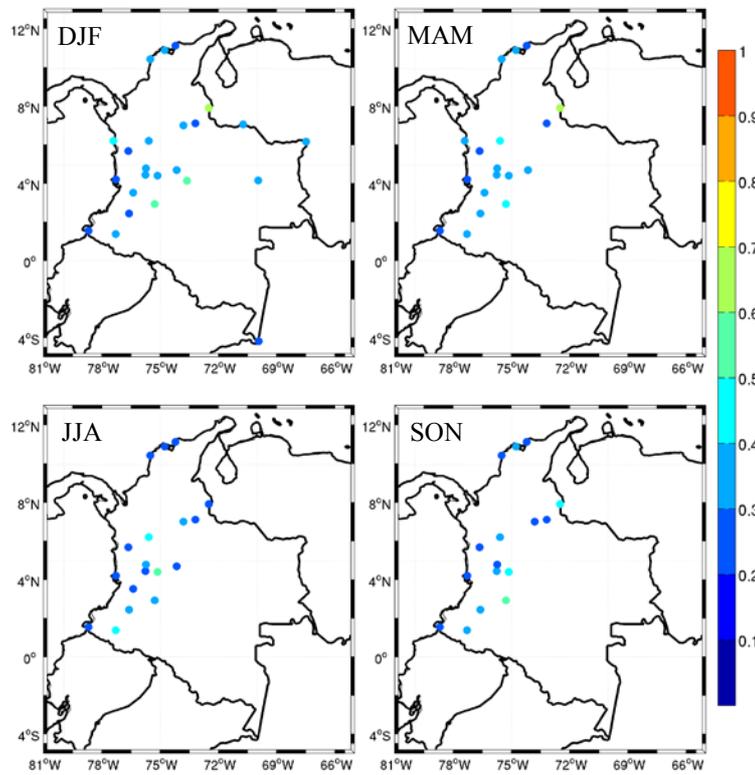


Figura 5.11. Raíz del error cuadrático medio (°C) entre las series originales y reconstruidas de T, utilizando el primer modo SVD de la SST del Pacífico tropical (asociado con El Niño).

### 5.2.2 SVD con retrasos estacionales (SVD\_Lag)

Con el fin de evaluar la capacidad que posee la SST del Pacífico tropical para predecir o reconstruir la  $T$  estacional en Colombia a largo plazo, se aplicó el SVD\_Lag, estableciendo retrasos de 1 a 4 estaciones (Lag\_1, Lag\_2, Lag\_3 y Lag\_4) entre el campo de anomalías de la SST y el campo de  $T$  (similar a lo hecho para precipitación en el Capítulo 4). Los resultados del SVD\_Lag obtenidos para el Lag\_4 (retraso de 4 estaciones), presentan modos acoplados de la SST con configuraciones muy diferentes al modo de variabilidad ENSO, mostrando débiles correlaciones entre los respectivos coeficientes de expansión y el índice Niño3. Además, los valores de fracción de covarianza cuadrada disminuyen notablemente ( $< 50\%$ ) en todas las estaciones del año y las fuerzas de acoplamiento entre los dos campos no resultan significativas, evidenciando el débil acoplamiento que se presenta a este retraso. Por estas razones en lo sucesivo solo se muestran los resultados obtenidos para los retrasos de 1 a 3 estaciones (Lag\_1, Lag\_2 y Lag\_3) omitiendo el retraso de 4 estaciones. La Figura 5.12, presenta el EOF1 acoplado de la SST para cada retraso establecido (de 1 a 3 estaciones, en columnas de izquierda a derecha) obtenidos a partir del análisis SVD\_Lag. Se observa que para todos los casos el EOF1 es tá asociado con el fenómeno ENSO, alcanzando valores de correlación superiores a 0.5 (en todos los casos) entre el índice Niño3 y el coeficiente de expansión asociado al EOF1.

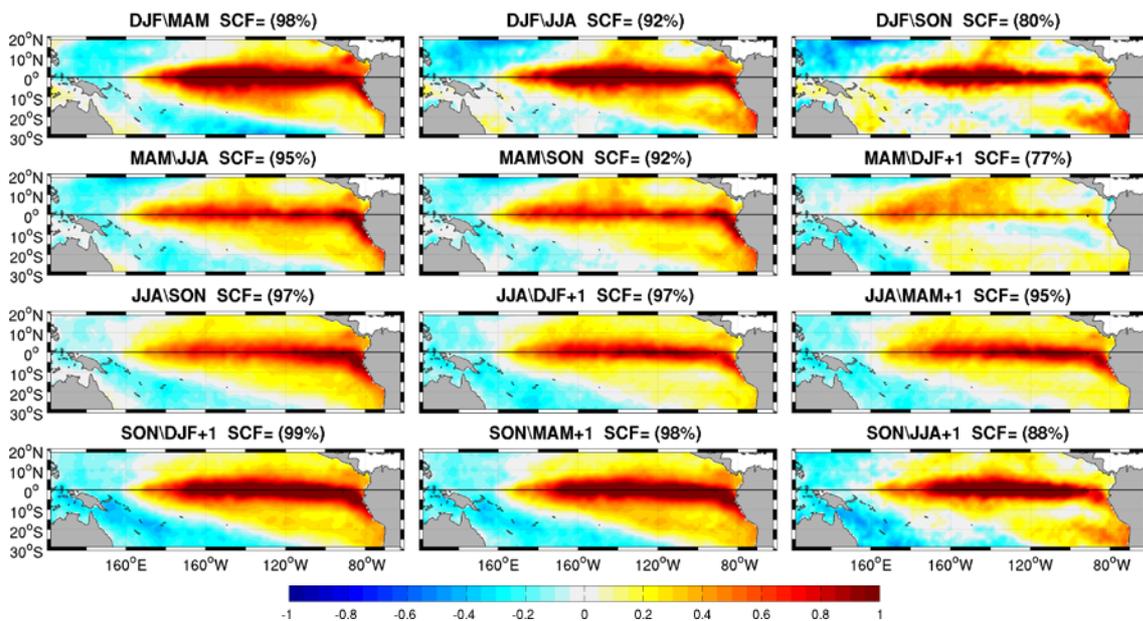


Figura 5.12. EOF1 de la SST obtenido a través del SVD\_Lag entre las anomalías de la SST y la temperatura del aire estacional en Colombia, con retrasos de 1 a 3 estaciones (columnas de izquierda a derecha).

Dado que los mecanismos de acoplamiento océano-atmósfera durante el fenómeno ENSO ya han sido abordados en el Capítulo 4, serán omitidos en esta parte.

La fracción de varianza cuadrada que explica el EOF1 en cada caso oscila entre el 77% (Figura 5.12, Lag\_3, m apa MAM\DJF+1) y el 99% (Figura 5.12, Lag\_1, m apa SON\DJF+1). Los factores de carga heterogéneos que representan el EOF1 de la T (Figura 5.13), muestran fuertes correlaciones significativas sobre el centro, norte, suroccidente y occidente de Colombia, principalmente para el retraso de 1 estación. Estas correlaciones positivas significativas revelan la capacidad predictiva de la SST sobre la T en Colombia con hasta tres estaciones de adelanto.

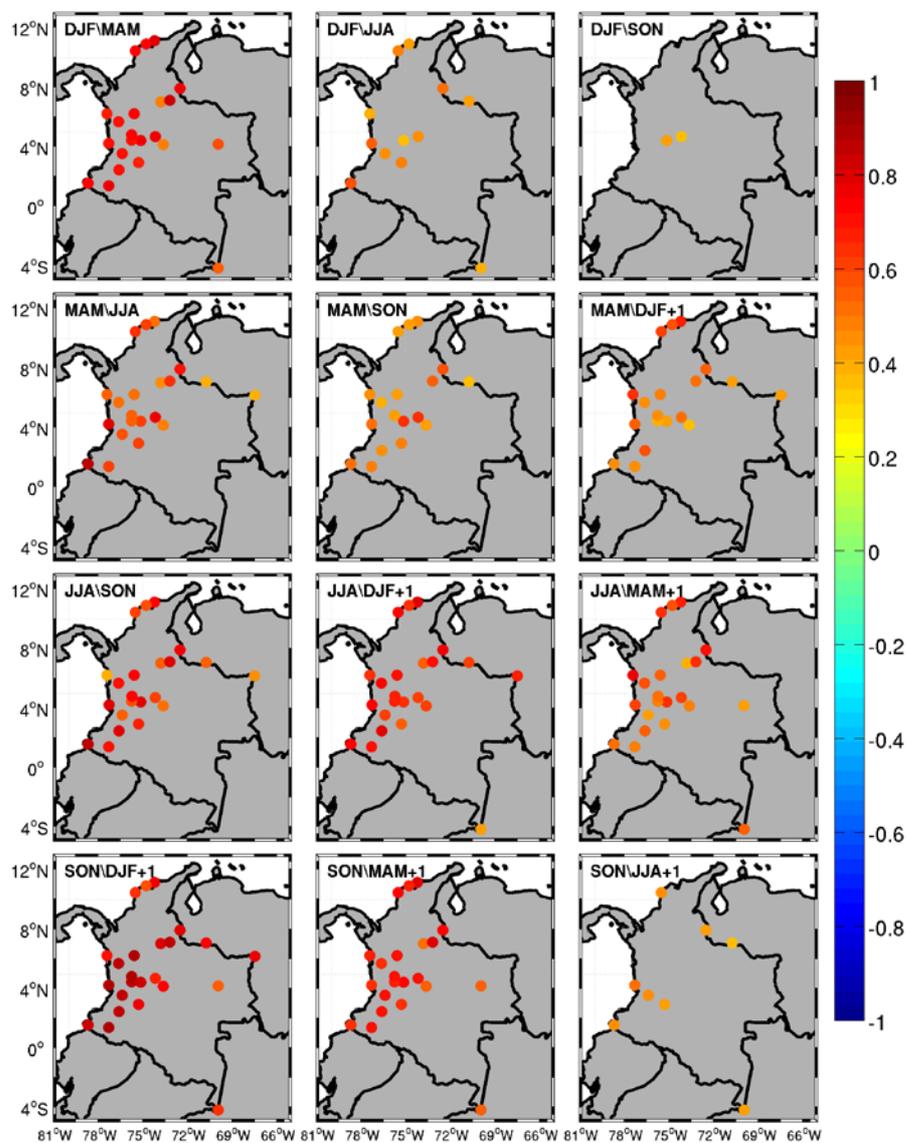


Figura 5.13. Factores de carga (EOF1) de temperatura del arie, para los retrasos de 1 a 3 estaciones (en columnas, de izquierda a derecha), obtenidos del SVD\_Lag.

Para los retrasos de 2 y 3 estaciones, se presenta una disminución en los valores positivos de correlación, a compañada, en algunos casos, de una reducción en el número de localidades influenciadas (Figura 5. 13, mapas DJF\MAN, DJF\JJA, SON\MAN+1 y SON\JJA+1). Las correlaciones positivas indican que durante la fase positiva del fenómeno ENSO (El Niño), se produce un notable aumento de la temperatura del aire en muchas localidades de Colombia. La Figura 5.14 muestra las correlaciones entre el índice estacional Niño3 y la T en Colombia, durante el periodo de estudio y para todos los retrasos establecidos.

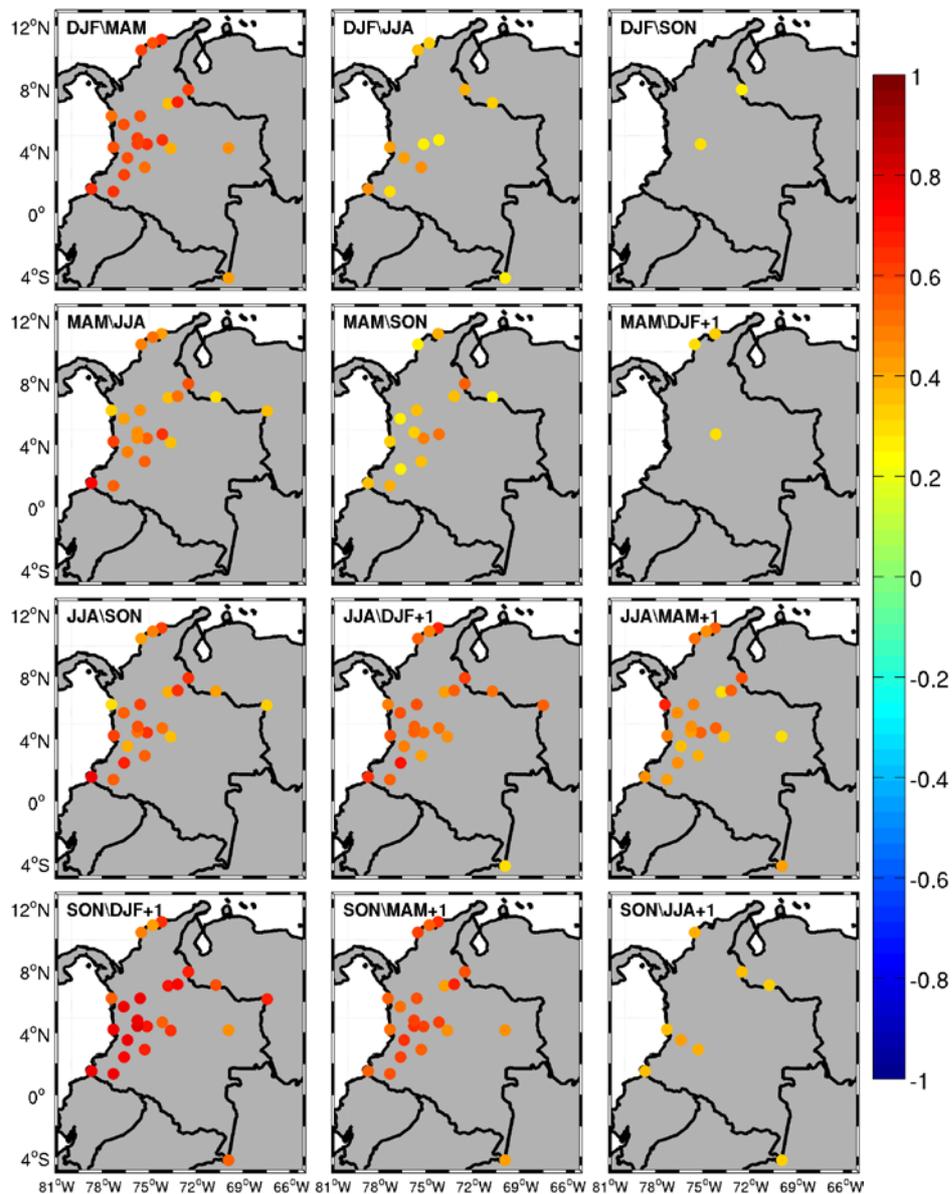


Figura 5.14. Correlaciones con retrasos de 1 a 3 estaciones (columnas de izquierda a derecha), entre el índice Niño3 y la T en Colombia durante el periodo 1979-2010.

La Figura 5.14 revela que, a pesar de presentar correlaciones positivas significativas, estas son un poco más débiles en comparación con las obtenidas usando el EOF1 del SVD\_Lag (Figura 5.13), principalmente a mayor retraso. En otras palabras, se puede decir que el índice Niño3 presenta una capacidad predictiva más limitada en comparación con el modo de variabilidad que representa el fenómeno ENSO obtenido al aplicar el SVD\_Lag. Tootle et al. (2008) también demostraron que los modos obtenidos a través del SVD (asociados con el ENSO) presentan mayor potencial predictivo sobre las series de caudal de varios ríos en Colombia en comparación con algunos índices definidos para el fenómeno ENSO (ej. Niño3,4).

Las series temporales de los coeficientes de expansión, asociadas con el EOF1 de los dos campos SST y T (Figura 5.15), muestran una marcada variabilidad interanual, y una gran fuerza de acoplamiento entre los campos, que se debilita con el aumento de los retrasos temporales. Los valores de correlación entre los coeficientes de expansión de los dos campos oscilan entre 0.33 (Lag\_3, DJF\SON) y 0.92 (Lag\_1, SON\DJF), siendo la relación entre la SST de otroño y la temperatura del aire en el invierno siguiente la que registra la mayor fuerza de acoplamiento entre los dos campos.

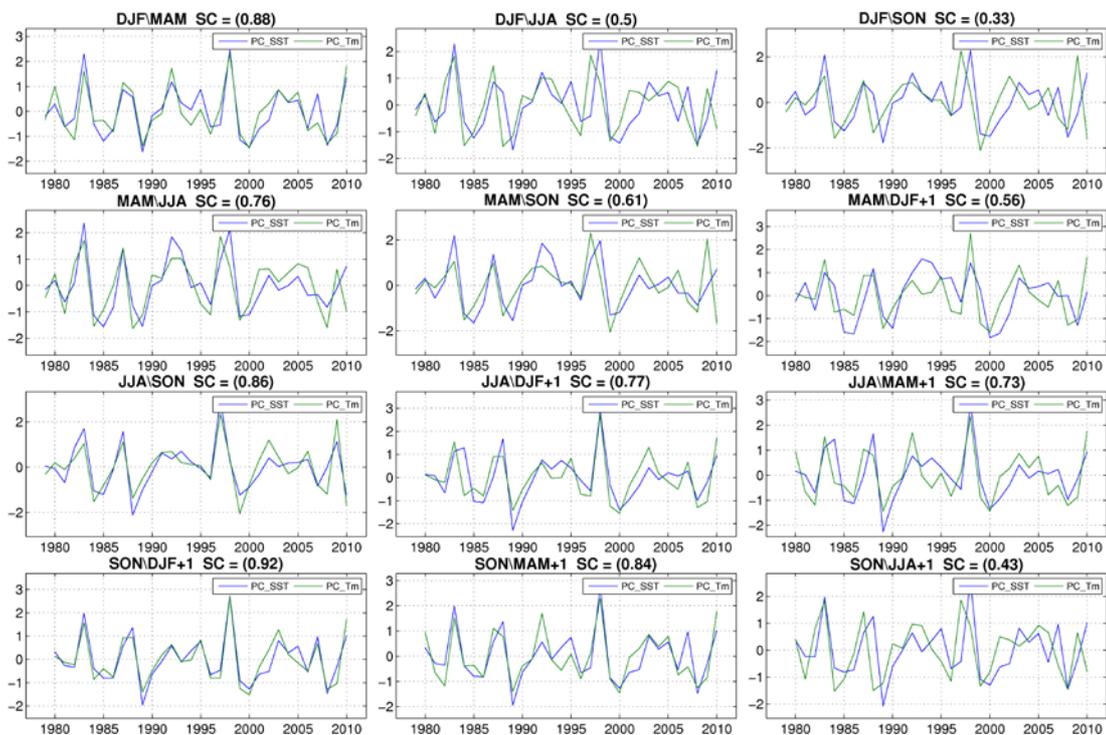


Figura 5.15. Coeficientes de expansión de los campos de SST (línea azul) y temperatura del aire (línea verde) asociados con el primer EOF acoplado obtenido del SVD\_Lag, para los retrasos de 1 a 3 estaciones (columnas de izquierda a derecha).

Los resultados encontrados con la aplicación del SVD\_Lag, revelan que la capacidad predictiva de la SST del Pacífico tropical sobre la temperatura del aire en Colombia es, de forma general, mucho más limitada cuando son considerados retrasos estacionales grandes (más de 2 estaciones), siendo mucho mayor cuando se establece el retraso de sólo una estación. Esto podría estar relacionado con la variabilidad de la T estacional sobre Colombia, que muestra un comportamiento relativamente homogéneo sobre el país para todo el año. Además, también se pone de manifiesto que la respuesta de la T estacional de Colombia, frente a la variabilidad de la SST del Pacífico tropical es relativamente inmediata y está dominada por una fuerte relación lineal existente entre los campos.

### 5.3 Reconstrucción y predicción de la temperatura

Una vez explorada la relación entre la variabilidad de la SST del Pacífico tropical asociada al primer modo SVD acoplado, empleando los retrasos de 1 hasta 3 estaciones, se desarrollaron los métodos de reconstrucción y predicción de la T estacional para los retrasos establecidos. El proceso de reconstrucción se lleva a cabo aplicando la metodología indicada en el Capítulo 3, de la misma forma que en la sección anterior (entre estaciones coetáneas), mientras que el esquema de predicción de la T estacional utiliza los acoplamientos encontrados por el SVD\_Lag a través de un proceso de validación cruzada o *leave one out*.

#### 5.3.1 Reconstrucción de la temperatura del aire usando SVD\_Lag

La Figura 5.16 muestra los valores de los coeficientes de correlación mayores que 0.5 entre las series de T originales y reconstruidas, utilizando solo el primer modo de variabilidad de la SST del Pacífico tropical, asociado con el fenómeno ENSO, obtenido del SVD\_Lag de los campos SST y T. En general, el mayor número de localidades y los mayores valores de correlaciones ( $> 0.8$ ) se presentan en los mapas correspondientes a un retraso de una estación (Lag\_1). Específicamente, destacan los mapas DJF\MAM y SON\DJF+1, indicando que para muchas localidades de Colombia la T de primavera (invierno) puede ser reconstruida de una forma aceptable, utilizando la variabilidad de la SST del Pacífico tropical asociada al ENSO durante el invierno (otoño) previo. Para el retraso de dos estaciones (Lag\_2) se observa una disminución tanto en los valores de las correlaciones como en el número de localidades con correlación  $> 0.5$ , principalmente para los mapas DJF\JJA y MAM\SON. Los mapas JJA\DJF+1

y SON\MAM+1, siguen mostrando un consistente número de localidades con correlaciones que logran superar incluso el valor de 0.6.

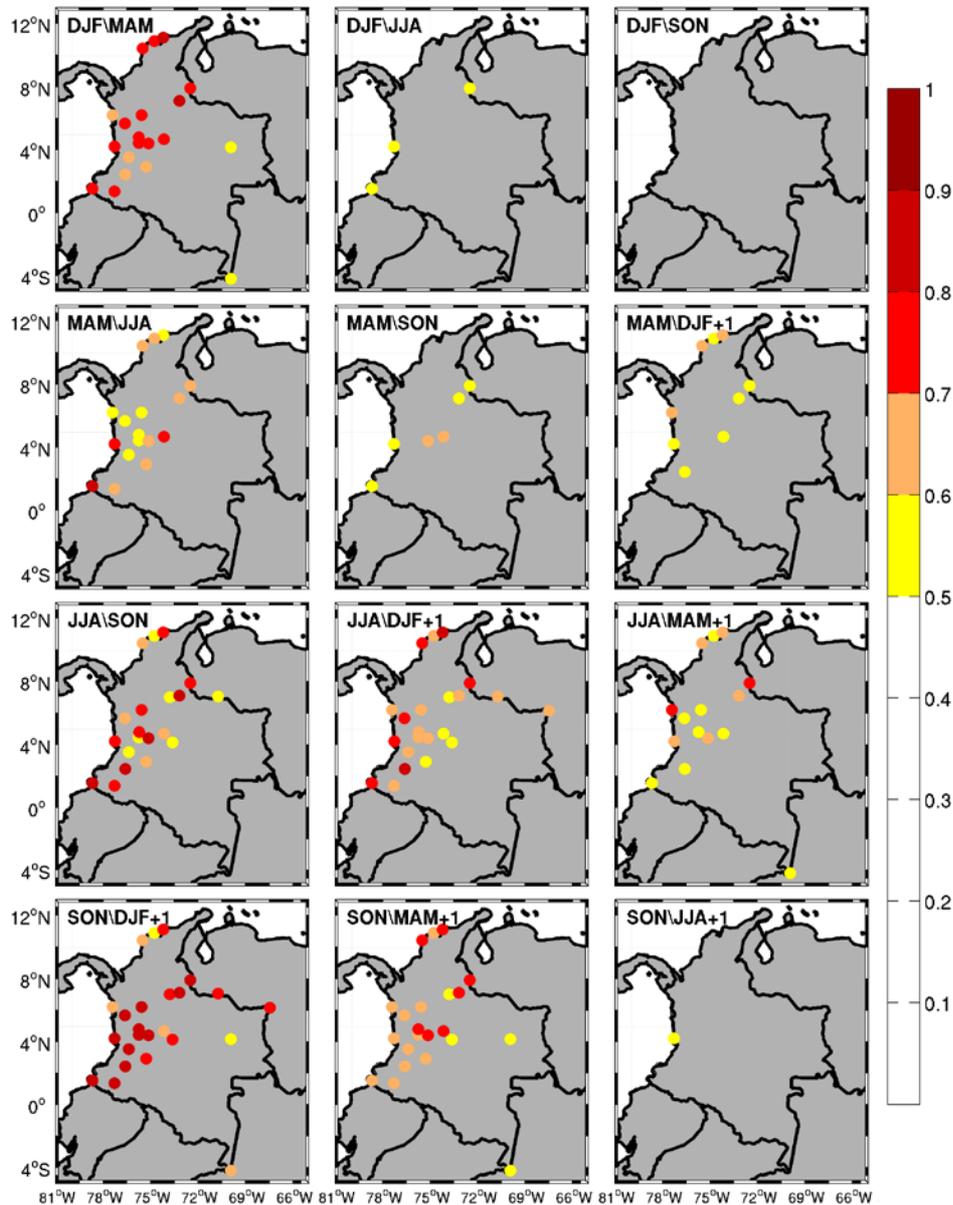


Figura 5.16. Coeficientes de correlación entre las series originales y las reconstruidas de T empleando el coeficiente de expansión asociado al primer modo de la SST del Pacífico tropical (El Niño), obtenido del SVD\_Lag. Sólo se representan las correlaciones mayores que 0.5 para los retrasos de 1 a 3 estaciones (en columnas de izquierda a derecha).

Para el retraso de 3 estaciones (Lag<sub>3</sub>) se encuentran sólo algunos casos con un número importante de localidades que presentan valores de correlaciones superiores a 0.5 (mapas MAM\DJF+1 y JJA\MAM+1). Sin embargo, la habilidad de reconstrucción de la SST sobre la T a este Lag<sub>3</sub>, disminuye considerablemente mostrando incluso un caso donde no se obtienen

localidades con correlaciones  $> 0.5$  (DJF\SON). El mapa SON\DJF+1 a Lag\_1, presenta los mayores valores de correlación y por consiguiente la mayor habilidad en la reconstrucción de la T, para muchas localidades en Colombia, principalmente las ubicadas sobre el occidente, extremo sur, suroccidente, norte, centro y occidente del país. La raíz del error cuadrático medio (Figura 5.17) entre las series originales y reconstruidas de T, confirma la aceptable habilidad encontrada en el proceso de reconstrucción. En general, los valores del error oscilan entre  $0.1^{\circ}\text{C}$  y  $0.6^{\circ}\text{C}$ , dependiendo del retraso utilizado y de las estaciones del año empleadas en el análisis. El mapa JJA\SON a Lag\_1, presenta en general los menores valores del error ( $< 0.4^{\circ}\text{C}$ ).

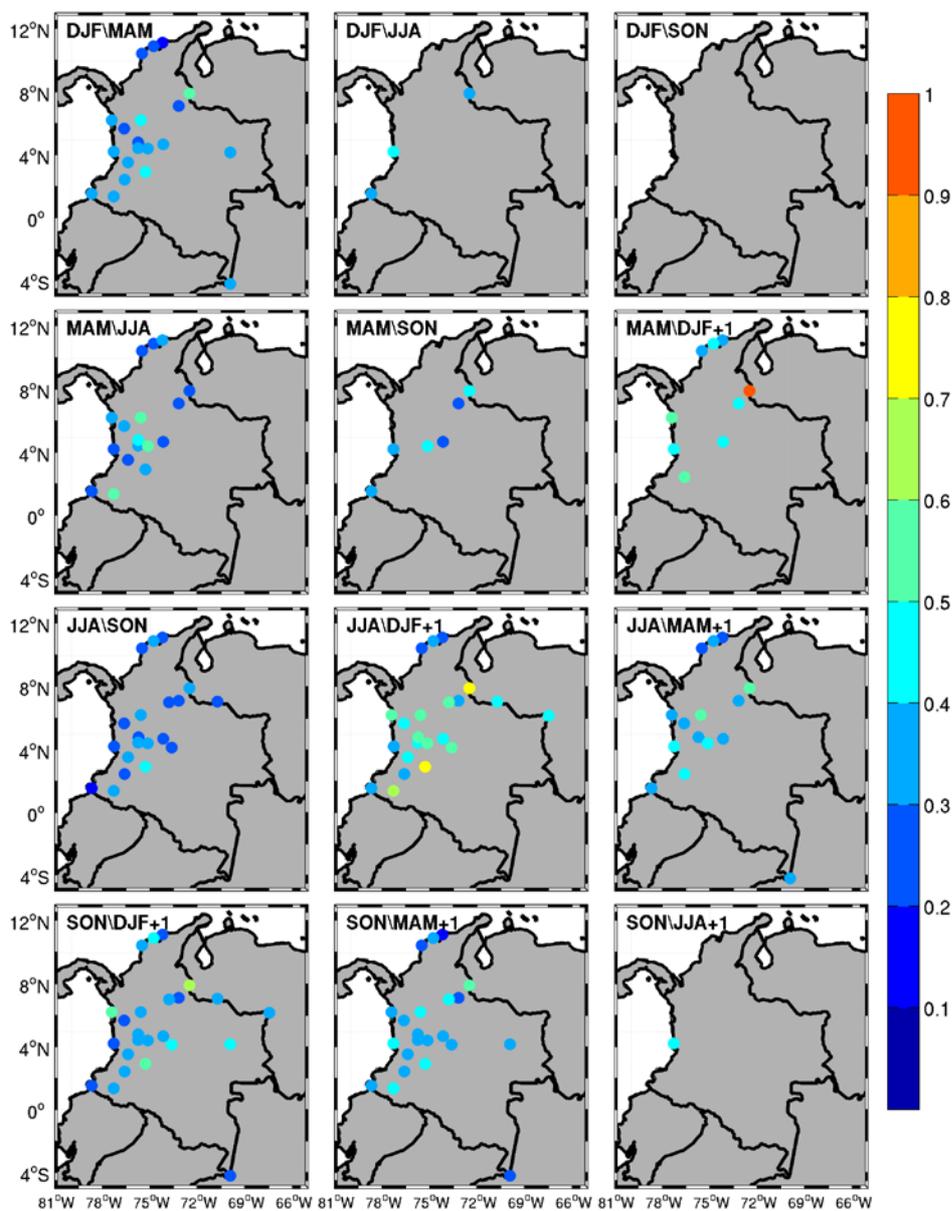


Figura 5.17. Raíz del error cuadrático medio ( $^{\circ}\text{C}$ ) de las series reconstruidas respecto a las originales de T para cada retraso establecido.

### 5.3.2 Predicción de la temperatura del aire usando SVD\_Lag

Considerando la habilidad que presenta la distribución de la SST del Pacífico tropical asociada al fenómeno ENSO para reconstruir la variabilidad estacional de la T en Colombia, con varias ejecuciones de adelante, se ha llevado a cabo un experimento de predicción de la T estacional. Durante el proceso de validación cruzada (*leave one out*) en el análisis SVD\_Lag, los resultados revelan la persistencia del primer modo de variabilidad de la SST y de la respuesta de la T en Colombia. Únicamente aparecen pequeñas variaciones en la estructura del modo, en la fuerza de acoplamiento y en la fracción de covarianza cuadrada explicada en los patrones obtenidos por el SVD\_Lag cuando se extraen uno por uno los años dentro del periodo total 1979-2010, para todos los retrasos utilizados. A modo de ejemplo, la Figura 5.18 muestra los resultados para el EOF1 obtenido del proceso *leave one out* al realizar el SVD\_Lag entre la SST de otoño y la T del invierno siguiente. Como puede observarse, el patrón espacial del modo para el campo de la SST representa de forma unívoca el fenómeno El Niño, persistiendo en todos los casos sin importar el año que se elimine. Además, los valores de la fracción de covarianza cuadrada y la fracción de covarianza, registran poca variación, y la fuerza de acoplamiento presenta valores de correlación significativos superiores a 0.8 en todos los casos. Esto demuestra una relativa estabilidad del acoplamiento encontrado entre los dos campos.

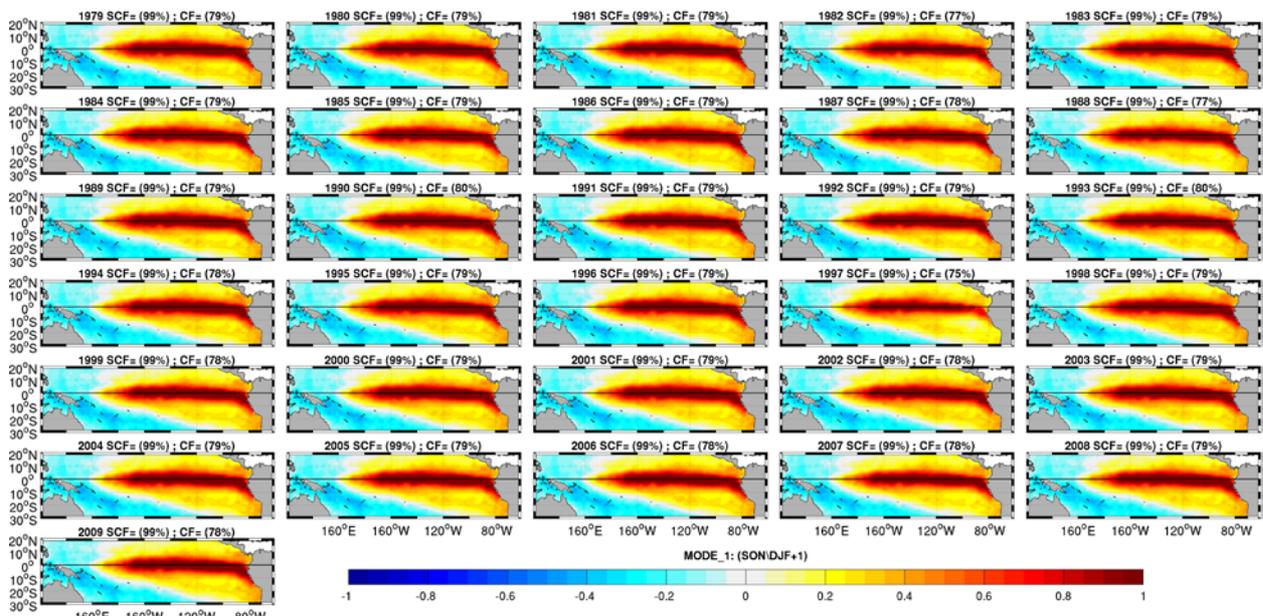


Figura 5.18. Modo espacial de variabilidad (EOF1) de la SST del Pacífico tropical obtenido a través del SVD\_Lag, durante el proceso de validación cruzada para el acoplamiento SON\DJF+1. En cada ejecución del SVD\_Lag fue eliminado el año indicado en la parte superior de cada mapa.

La Figura 5.19 presenta los mapas con los valores de las correlaciones entre las series de T originales y las series de T predichas (usando el primer modo SVD\_lag de la SST del Pacífico tropical), para los retrasos estacionales elegidos. Sólo, se muestran los valores de correlación por encima de 0.5 entre dichas series (original y predicha), siempre y cuando el error esperado sea mayor que cero ( $RE > 0$ ).

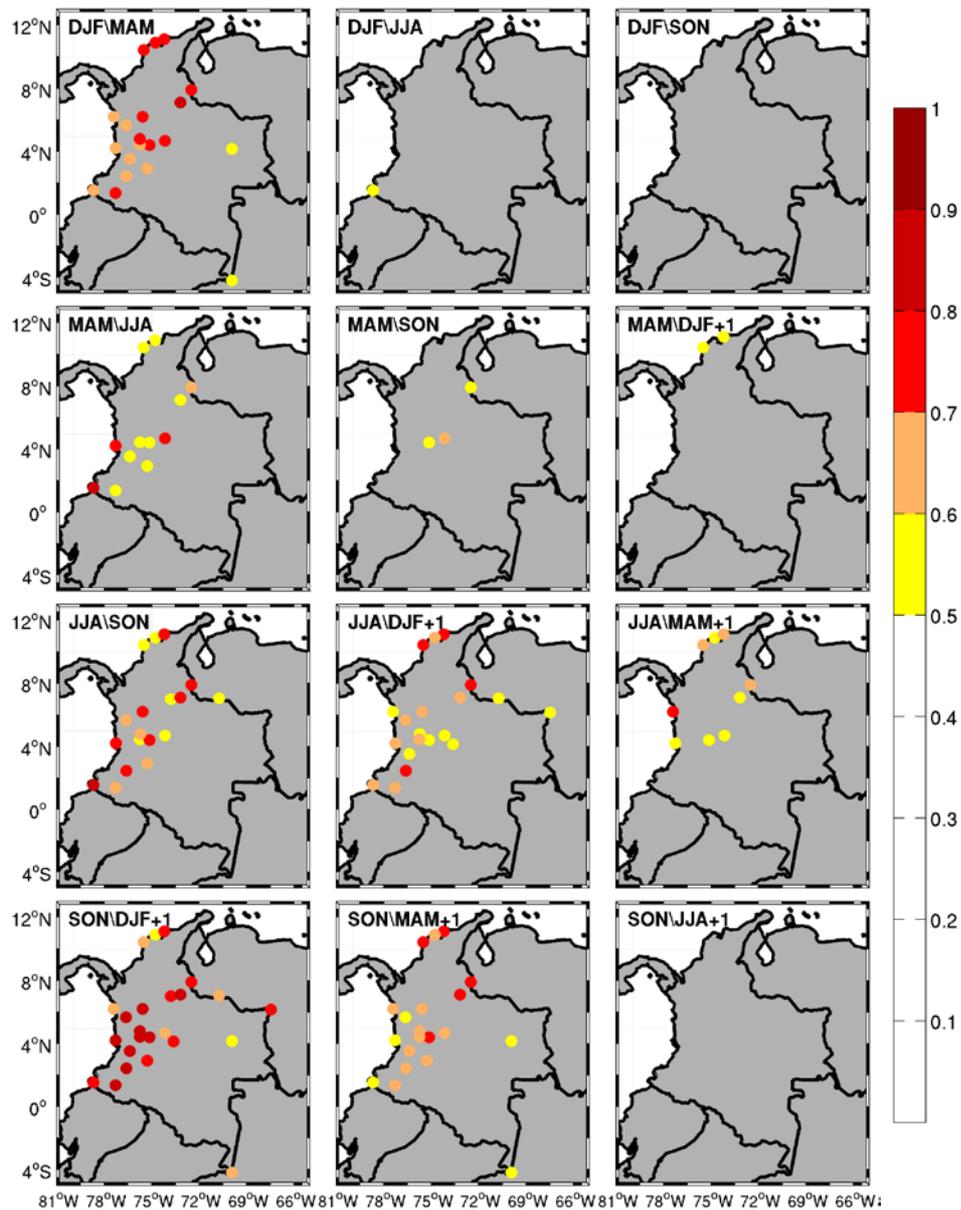


Figura 5.19. Mapas de correlaciones entre las series originales y las series predichas de T. Se muestran sólo las localidades en donde la correlación es mayor que 0.5 y el error esperado es mayor que cero.

Los valores más altos de correlación se presentan a Lag\_1, principalmente para las estaciones de primavera (Figura 5.19, mapa DJF\MAM) e invierno (Figura 5.19, mapa

SON\DJF+1), empleando la SST del Pacífico tropical durante el invierno y otro año previo, respectivamente. Para Lag\_2 y Lag\_3 se muestra una disminución considerable en los valores de correlación y en el número de localidades con una aceptable predicción de la T, principalmente cuando se utiliza como variable predictor la variabilidad de la SST durante las estaciones de DJF, MAM y SON. Para algunos casos a Lag\_3 (mapas DJF\SON y SON\JJA+1), no se registra ninguna localidad con correlación y el RE superiores a 0.5 y 0, respectivamente (Figura 5.19).

La raíz del error cuadrático medio (Figura 5.20) oscila entre 0.1°C y 0.7°C, demostrando, al igual que los resultados obtenidos de la Figura 5.19, la importante habilidad predictiva que posee la SST del Pacífico tropical sobre la T estacional en Colombia, principalmente a Lag\_1.

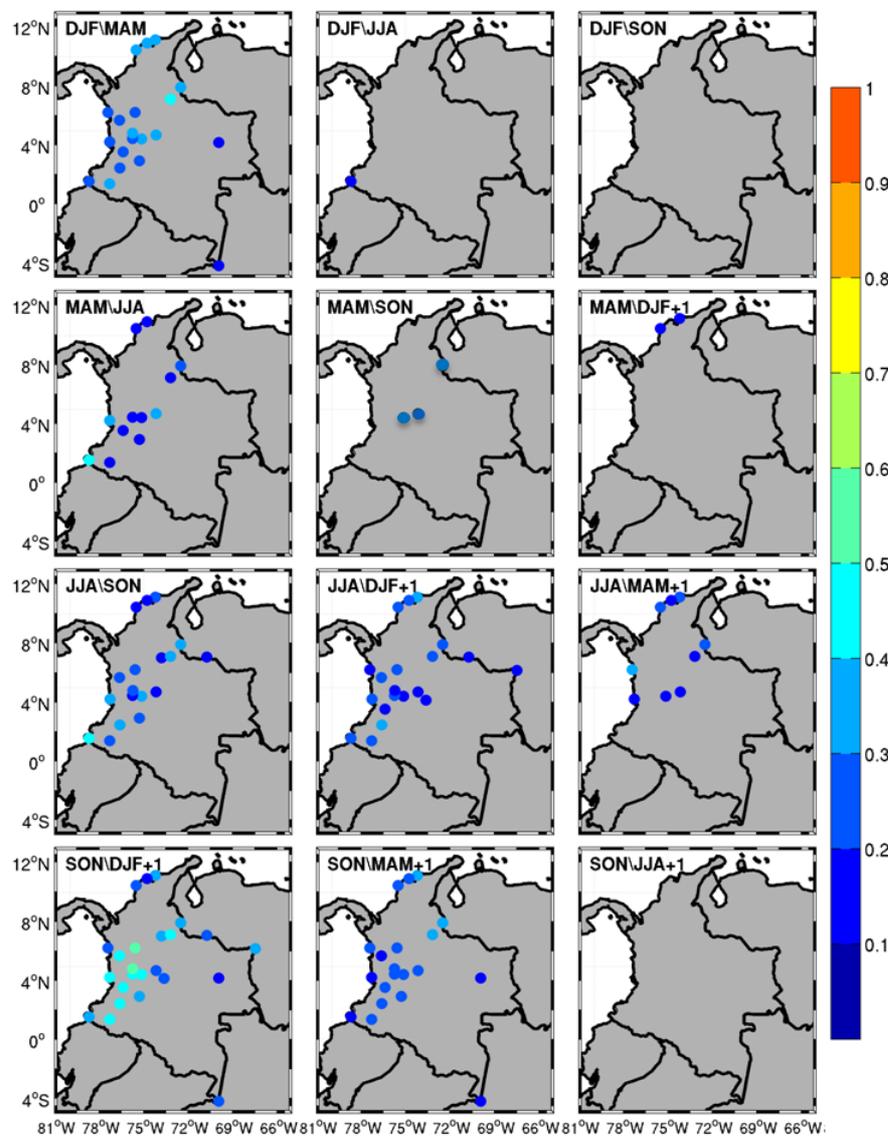


Figura 5.20. Raíz del error cuadrático medio (°C) entre las series originales y las series predichas de T para cada retraso establecido.

A modo de ejemplo del experimento de predicción, la Figura 5.21 muestra las series temporales de T originales para las 24 localidades estudiadas en la región durante la estación de invierno (DJF+1), y las series temporales de T predichas usando el primer modo de variabilidad de la SST del Pacífico tropical durante la estación del otoño anterior (SON). Se evidencia que para la mayoría de las localidades la variabilidad temporal de la T se predice bastante bien, mostrando un importante acoplamiento entre las series original y predicha. Además, para todos los casos se obtiene un valor de RE mayor que 0.14, logrando en algunas localidades superar un valor de 0.4. Estos considerables valores de RE, indican una significativa mejora (mayor habilidad de predicción) de las predicciones de la T estacional en Colombia obtenidas a partir del esquema de predicción desarrollado, con respecto al promedio estacional.

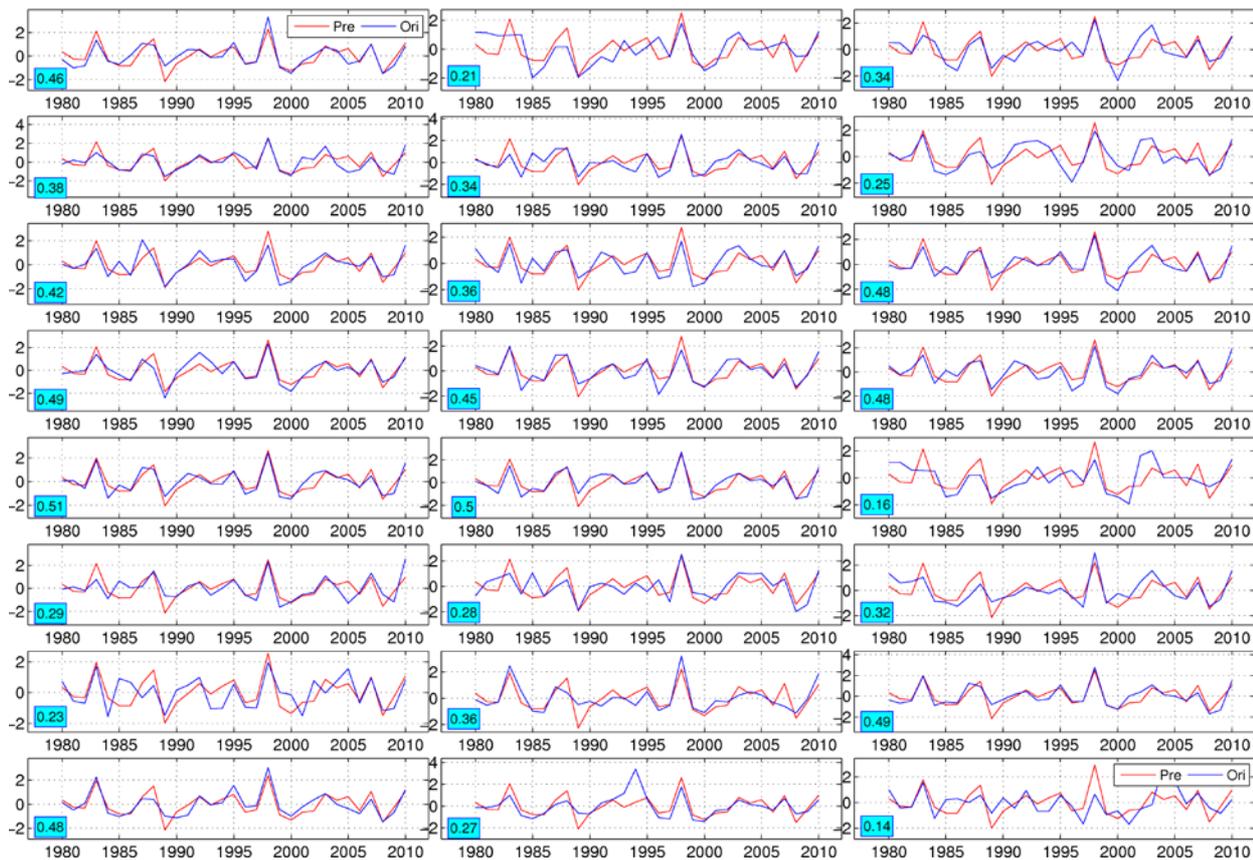


Figura 5.21. Series originales (línea azul) y predichas (línea roja) de la T de invierno (DJF+1), usando el primer modo de variabilidad de la SST del Pacífico tropical del otoño (SON) anterior. El cuadro azul indica el valor del error esperado (RE) en la predicción.

## 5.4 Resumen y Conclusiones

En este capítulo se realiza, en primer lugar, un análisis de la variabilidad espacio-temporal de la temperatura del aire en Colombia a escala estacional. En segundo lugar, se ha desarrollado un esquema de reconstrucción/predicción para la T estacional de Colombia. Para ello se ha utilizado el potencial predictivo de la variabilidad de la SST del Pacífico tropical derivado del primer modo de variabilidad de la SST obtenido a través de un análisis SVD\_Lag, estableciendo retrasos entre 1 y 3 estaciones. A pesar de que el segundo modo de variabilidad más importante de la SST del Pacífico tropical, asociado con El Niño Modoki, es detectado por el análisis SVD aplicado a los campos de SST y T, este modo no resulta ser significativo para predecir el comportamiento de la T estacional en el país.

Los primeros modos (EOFs1) estacionales de variabilidad de la T del aire en Colombia obtenidos a través de un PCA, muestran estructuras similares a los EOFs1 encontrados mediante un SVD en las mismas estaciones. Las tendencias estacionales significativas de la T presentan valores positivos por debajo del 1% (aumentos de la tendencia), en las pocas localidades exhibidas. Estos valores pueden dar lugar a aumentos entre 0.01°C/año y 0.05°C/año. En la línea de estos resultados, una reciente investigación (Carmona and Poveda, 2014), revela que varias localidades de Colombia registran un aumento de la tendencia en las temperaturas mínimas entre 0.01 y 0.08°C/año.

En cuanto al análisis de predictibilidad, el primer modo de variabilidad de la SST del Pacífico tropical asociado, con el fenómeno ENSO, es el modo más influyente sobre la variabilidad de la T estacional en Colombia, exhibiendo una fuerte relación lineal con esta variable, principalmente para el retraso de una estación (Lag\_1). La fracción de covarianza cuadrada explicada por el EOF1 obtenido a partir del SVD (/SVD\_Lag), presenta valores superiores al 70% en todos los casos (todas las estaciones del año y todos los retrasos considerados). Además, se encuentra que las series temporales de los coeficientes de expansión asociadas al EOF1 obtenido del SVD\_Lag, para cada uno de los retrasos considerados, presentan un potencial predictivo sobre la T mayor que el índice Niño3, siendo este resultado más evidente para los retrasos mayores (Lag\_2 y Lag\_3). En concordancia con este resultado, Tootle et al. (2008) también han demostrado la ventaja de utilizar el modo de la SST del Pacífico tropical, asociado al ENSO, obtenido a través del SVD, como variable predictora para el caudal de varios ríos en Colombia, en comparación con el uso del índice Niño 3.4.

En general, en este estudio se logra reconstruir y predecir la T estacional en Colombia de una forma aceptable, a partir de la variabilidad de la SST del Pacífico tropical, ligada con el primer EOF obtenido del SVD\_Lag, asociada al fenómeno ENSO. Como ya se ha mencionado, el proceso de reconstrucción (predicción) presenta los mejores resultados para el retraso de una estación, cuando el acoplamiento entre el campo de la SST y la T es mayor. Esto puede ser debido a la pronta y notable respuesta que presenta la T en Colombia frente a las variaciones de la SST del Pacífico tropical, derivada de los mecanismos físicos subyacentes que determinan y dirigen el acoplamiento océano-atmosférico entre estos dos campos. Diversos autores (Weng et al., 2007, 2009; Ashock, 2007; Taschetto and England, 2009; Tedeschi et al., 2013; Trenberth, 1996; Fasullo and Webster 2000; Federov and Philander, 2000), abordan los mecanismos físicos que se desarrollan durante la ocurrencia del fenómeno ENSO. Estos autores, coinciden en la demostración del conocido desplazamiento de la circulación de Walker sobre el Pacífico tropical, describiendo movimientos descendentes (convergencia en altura) sobre el norte de Sudamérica (ya mencionado en el Capítulo 4). Estas condiciones podrían propiciar la marcada respuesta de la T en Colombia frente a los eventos ENSO. Las relaciones en contradas demuestran que durante la ocurrencia del fenómeno ENSO en su fase positiva (El Niño), se registra un aumento significativo en la temperatura del aire en Colombia. Esta influencia ya ha sido anteriormente descrita por varios autores (IDEAM, 2002, 2012; Pabón, 1990, 2002; Pabón y Montealegre, 1992, Poveda, 2004). Sin embargo, los resultados obtenidos en este estudio demuestran que dicha influencia persiste (para algunas localidades de Colombia) durante varias estaciones (principalmente entre 2 y 3 estaciones de adelanto), pudiendo ser utilizada para predecir de una forma aceptable la T estacional en algunas regiones de Colombia. De hecho, las series de T predichas, representan de forma considerable la variabilidad temporal de la T, para muchas localidades del país, registrando en muchos casos valores de RE mayor que 0.4, lo que indica una importante habilidad de predicción. Los mayores valores de RE (mejor predicción) se obtienen cuando se emplea la variabilidad de la SST (EOF1 obtenido del SVD\_Lag) del invierno y otoño para predecir la T de la primavera y el invierno siguientes, respectivamente.

Finalmente, cabe decir que los resultados encontrados, además de contribuir a mejorar la comprensión del comportamiento de la T en Colombia, podrían ser de gran utilidad para los organismos relacionados con el manejo de los recursos naturales en Colombia.

# CAPÍTULO 6

## **PREDICCIÓN ESTACIONAL DEL CAUDAL EN COLOMBIA USANDO PATRONES ATMOSFÉRICOS Y OCEÁNICOS**

En este capítulo se explora la capacidad predictiva de distintos campos océano-atmosféricos (temperatura de la superficie del mar –SST, precipitación global –Pt, temperatura media de la superficie de la tierra –Tm y humedad del suelo global –Sw) sobre el caudal estacional ( $Q_s$ ) en Colombia, empleando distintos retrasos estacionales (1 a 4 estaciones). Así, a través del uso de zonas de estas variables predictoras que muestran correlaciones estables con el  $Q_s$ , se plantea un esquema de predicción para el caudal de las cuencas hidrográficas de dos de los ríos principales en Colombia, el Magdalena y el Cauca, durante los periodos de estudio 1936 -2009 y 1949-2009, respectivamente. Adicionalmente, también se evalúa la capacidad predictiva que poseen diversos índices de teleconexión sobre el caudal de estos dos importantes ríos del país, y se compara con la capacidad predictiva obtenida por el esquema de predicción desarrollado a partir de los distintos campos océano-atmosféricos utilizados.

### 6.1 Caudal del río Magdalena

El río Magdalena (RM) es considerado el más importante de Colombia (Figura 6.1a), debido a que su área de influencia ocupa el 25% del territorio continental colombiano, donde habitan cerca de 32 millones de personas y se genera aproximadamente el 85% del producto interior bruto nacional. El RM atraviesa el territorio colombiano de sur a norte, en medio de la bifurcación oriental y central de la cordillera de los Andes, con una longitud total aproximada de 1600 km, desde su nacimiento a 3685 m de elevación, en la parte suroccidental del país sobre el Páramo de las Papas (macizo Colombiano), hasta su desembocadura en el mar Caribe (Velasco and Granados, 2006).

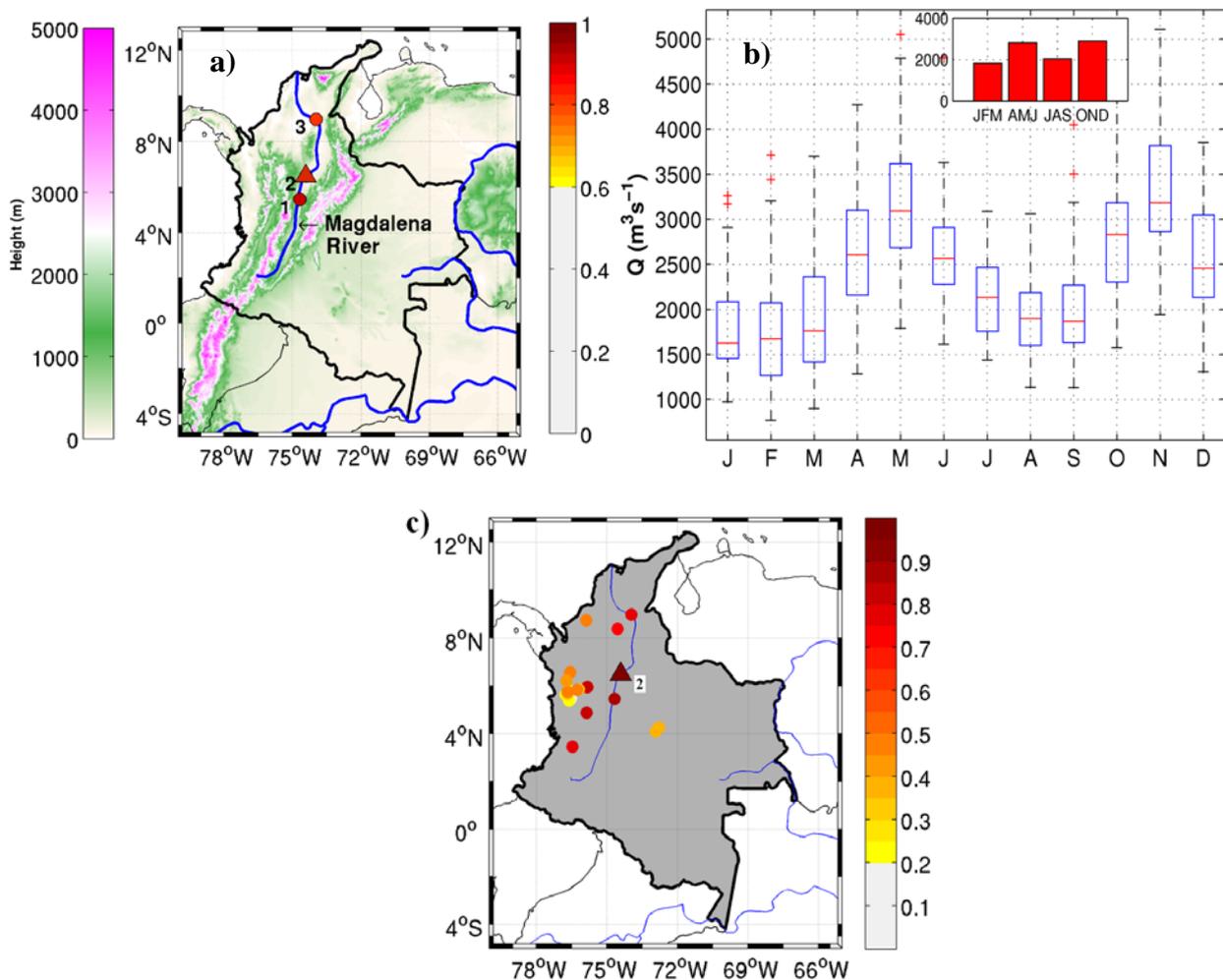


Figura 6.1. (a) Cauce principal del río Magdalena en Colombia, ubicación de las estaciones de caudal usadas y correlación entre ellas. (b) Ciclo anual y promedio estacional (arriba) de la estación 2 (triángulo) para el periodo 1936-2009. (c) Correlaciones entre la estación 2 y otras 13 estaciones de caudal localizadas en diferentes cuencas durante el periodo común 1971-2009.

Después de aplicar el proceso de análisis y control de datos (Capítulo 2) se seleccionaron tres estaciones sobre el cauce principal del RM (Figura 1a) con registros continuos mensuales de más de 35 años de longitud y sin datos faltantes en las series. Las estaciones 1 ( $74.7^{\circ}\text{W} - 5.5^{\circ}\text{N}$ ) y 3 ( $73.97^{\circ}\text{W} - 8.99^{\circ}\text{N}$ ) registran datos en los periodos 1960 -2010 y 1972 -2010, respectivamente; mientras que la estación 2 ( $74.4^{\circ}\text{W}-6.5^{\circ}\text{N}$ ) cubre el periodo más largo 1936-2009 (Figura 1a). Las correlaciones entre la serie de caudal mensual (/estacional) de la estación 2 y las series mensuales (/estacionales) de otras 13 estaciones de caudal correspondientes a diferentes cuencas durante el periodo común (1971-2009), mostradas en la Figura 6. 1c, presentan valores significativos incluso para estaciones con localizaciones muy alejadas. En particular, las estaciones 1 y 3 pertenecientes a la misma cuenca, presentan valores superiores a 0.8 ( $> 0.9$  en escala estacional), lo que indica la fuerte relación que presenta el caudal del RM en estas localizaciones. Teniendo en cuenta este resultado, y la mayor longitud temporal de la serie de caudal de la estación 2, ésta ha sido seleccionada finalmente como serie representativa del caudal del RM, y, en menor medida, de otras cuencas del país, por lo que será analizada en detalle en el resto del estudio llevado a cabo. Asimismo, esta estación ha sido empleada en el pasado por diferentes autores para estudiar la variabilidad del caudal en el RM (Tootle et al., 2008; Poveda and Mesa, 1996; Poveda, 2004; Velasco and Granados, 2006; Gutiérrez and Dracup, 2001).

El caudal del RM registrado en la estación 2 presenta un marcado ciclo estacional, mostrando un comportamiento de tipo bimodal (Figura 1b). Cabe señalar que este ciclo estacional también es mostrado por las otras estaciones. Aparecen valores máximos en los meses de abril-mayo-junio (AMJ) y octubre-noviembre-diciembre (OND), y valores mínimos en enero-febrero-marzo (JFM) y Julio-Agosto-septiembre (JAS), como resultado del doble paso de la Zona de Confluencia Intertropical (ZCIT) sobre Colombia (Poveda, 2004). Teniendo en cuenta que el promedio estacional del caudal registra el valor más alto en OND ( $2890 \text{ m}^3/\text{s}$ ) y el valor más bajo en JFM ( $1825 \text{ m}^3/\text{s}$ ), se han establecido las series estacionales del caudal ( $Q_s$ ) para invierno, primavera, verano y otoño, mediante el promedio de las series mensuales de JFM, AMJ, JAS y OND, respectivamente. El promedio del caudal estacional para las estaciones de AMJ y JAS, obtienen los valores de  $2818 \text{ m}^3/\text{s}$  y  $2025 \text{ m}^3/\text{s}$ , respectivamente. Las tendencias estacionales presentan valores de  $-1.7 \text{ m}^3/\text{s}$  (JFM),  $-2.7 \text{ m}^3/\text{s}$  (AMJ),  $-6.3 \text{ m}^3/\text{s}$  (JAS) y  $-5.3 \text{ m}^3/\text{s}$  (OND) por

año. Esta disminución, o tendencia decreciente, resulta significativa al nivel de confianza del 95%, solo para la estación de JAS (inferior al 1% por año).

### 6.1.1 Identificación de teleconexiones estables con el caudal del RM

Siguiendo el esquema de Ionita et al. (2008) y Gámiz-Fortis et al. (2010), para determinar las regiones de las variables predictoras que muestran teleconexiones significativas estables con los datos de caudal (ver Capítulo 3), se calcularon las correlaciones entre las anomalías estacionales del caudal y las anomalías estacionales de los campos globales de la SST, la Pt y la Tm, para 44 ventanas móviles de 30 años, iniciando en el año 1936 (para cada retraso definido Lag\_1, Lag\_2, Lag\_3 y Lag\_4). Para mayor claridad las siglas de las estaciones del año correspondientes al campo predictor son denotadas en letras minúsculas (jfm, amj, jas y ond), mientras que las siglas asignadas para el caudal estacional se muestran en mayúsculas (JFM, AMJ, JAS y OND). El término (+1) al final de estas siglas (por ej. JFM+1) indica que el caudal estacional corresponde a la estación del año siguiente respecto al del año del campo predictor.

El análisis de correlación entre el Qs y los campos predictores SST, Pt y Tm, para cada retraso establecido durante el periodo 1936-2009 (figuras no mostradas), revela que existen muchas regiones del planeta en donde aquellos campos presentan una correlación significativa (positiva  $> 0.2$  \ negativa  $< -0.2$ ) con el Qs del RM, en las distintas estaciones y retrasos. Siendo para los Lag\_1 y Lag\_2, cuando se registran los valores de correlaciones más altos. Para los campos de Pt y Tm, solo se muestran los resultados obtenidos para los retrasos Lag\_1 y Lag\_2.

Las Figuras 6.2, 6.3 y 6.4 muestran los mapas de correlaciones (promedio de las correlaciones obtenidas a partir de las 44 ventanas móviles de 30 años) significativas y estables entre las anomalías del Qs y las anomalías de los campos predictores de SST, Pt y Tm, respectivamente, durante el periodo 1936-2009 para todos los retrasos definidos. Solo son mostrados los valores significativos de las regiones con correlaciones estables por encima del nivel de significación del 80% (ver Capítulo 3, Metodología).

Para el caso de la SST (Figura. 6.2), los retrasos a Lag\_1 y Lag\_2 presentan extensas regiones con correlaciones significativas estables (negativas y positivas) sobre el Océano Pacífico, siendo más marcada la relación encontrada entre la SST de otoño y el Qs del invierno

siguiente (mapa `ond_JFM+1, Lag_1`), y menos relevantes las correlaciones entre la SST de invierno y el Qs del verano siguiente (mapa `jfm_JAS, Lag_2`).

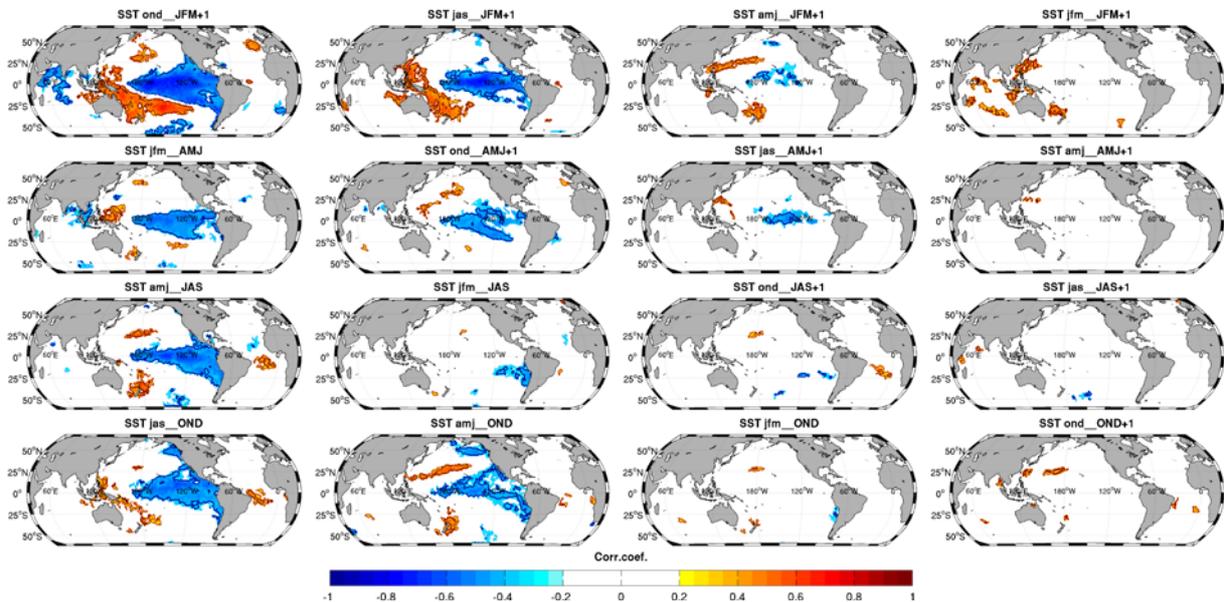


Figura 6.2. Mapas de estabilidad de las correlaciones significativas (promedio de las correlaciones a partir de las 44 ventanas móviles de 30 años) entre el Qs del RM y el campo predictor de la SST, para todos los retrasos establecidos, durante el periodo 1936-2009. Solo se muestran las regiones con correlaciones significativas al nivel de confianza del 80% para más del 80% de las ventanas móviles. Los contornos muestran las regiones configuradas por el EOF1, a asociadas a la primera PC obtenida mediante un PCA de las regiones que muestran correlaciones significativas y estables del campo de la SST con el caudal.

El mapa de correlaciones estables entre la SST de otoño y el Qs de invierno (mapa `ond_JFM+1, Lag_1`) muestra un núcleo de fuertes correlaciones negativas que se extiende desde las costas de América hasta cubrir gran parte del Pacífico tropical central-oriental, bordeado por correlaciones positivas sobre el norte y el sur en el Pacífico occidental, configurando así, un patrón en forma de bumerang sobre el Océano Pacífico. Este patrón se muestra menos definido para las correlaciones estables durante las estaciones de AMJ y JAS, a `Lag_1`, se debilita a `Lag_2` y finalmente desaparece casi por completo a `Lag_3` y `Lag_4`. Esta configuración de la SST envuelve las regiones del Pacífico tropical donde se desarrolla el fenómeno de El Niño (Rasmusson and Carpenter, 1982; Ropelewski and Halpert, 1987; Trenberth, 1997, 2002), y pone de manifiesto la importante relación que existe entre las anomalías de la SST sobre el Pacífico tropical y el Qs del RM. Particularmente, las correlaciones significativas negativas encontradas entre el Qs del RM y la SST del Pacífico tropical sobre la región El Niño, han sido descritas en el pasado por varios autores (Gutiérrez and Dracup, 2001; Poveda and Mesa, 1997; Poveda, 2004; Velasco and Granados, 2006; Tootle et al, 2008).

La SST estacional de varias regiones sobre los Océanos Índico y Atlántico exhibe, en menor medida, correlaciones significativas estables con el Qs del RM, destacándose las correlaciones positivas (negativas) que se registran en la SST del Océano Índico, mostradas en el mapa  $jfm\_JFM+1$  a  $Lag\_4$  ( $ond\_JFM+1$ , a  $Lag\_1$ ) de la Figura 6.2. Así como también las correlaciones positivas que se registran en la SST del Atlántico tropical, reveladas en los mapas  $amj\_JAS$  y  $jas\_OND$  a  $Lag\_1$ , en regiones donde ha sido identificado EL Niño Atlántico (García-Serrano et al, 2008; Polo I. et al, 2008).

Para el caso de las correlaciones significativas estables identificadas (a  $Lag\_1$  y  $Lag\_2$ ) entre el Qs y el campo de Pt sobre América del Sur en estaciones precedentes (Figura 6.3), se identifican importantes regiones estables continentales definidas sobre extensas áreas, destacándose los núcleos con correlaciones positivas ( $> 0.4$ ) ubicados en el norte (mapas  $ond\_JFM+1$ ,  $jfm\_AMJ$ ,  $jas\_OND$  a  $Lag\_1$ , y  $jas\_JFM+1$  y  $ond\_AMJ+1$  a  $Lag\_2$ ). Las regiones con correlaciones estables negativas ( $< -0.4$ ) más notables (en extensión y magnitud), para el  $Lag\_1$  ( $Lag\_2$ ) se registran en el mapa de  $ond\_JFM+1$  ( $jas\_JFM+1$ ,  $ond\_AMJ+1$ ) sobre el sur (centro y sur) de América del Sur. A  $Lag\_3$  y  $Lag\_4$  (resultados no mostrados), las regiones con correlaciones estables disminuyen considerablemente y se muestran muy dispersas, por lo que no se ha considerado el análisis de las mismas. Las correlaciones significativas positivas estables identificadas sobre el norte de Sur América, muestran la fuerte relación que existe entre el Qs y la Pt de la estación del año inmediata anterior, indicando que anomalías positivas (negativas) de la Pt, están asociadas con anomalías positivas (negativas) del Qs del RM en la estación siguiente.

Los mapas de correlaciones significativas y estables entre el Qs y la Tm (Figura 6.4), muestran amplias regiones con correlaciones negativas sobre América del Sur en todas las estaciones del año, a  $Lag\_1$ . Para el  $Lag\_2$ , se muestran regiones con correlaciones estables más reducidas, ubicadas hacia el borde occidental. Además, a este retraso se registran correlaciones estables significativas positivas entre la Tm de otoño ( $ond$ ) y el Qs de primavera ( $AMJ$ ) sobre el sur de América del Sur (mapa  $ond\_AMJ+1$ ), mientras que la Tm de invierno ( $jfm$ ) no presenta correlaciones estables significativas con el caudal de verano ( $JAS$ ), bajo los criterios establecidos.

En general, a modo de resumen, cabe decir que el promedio de las correlaciones obtenidas a partir de las 44 ventanas móviles de 30 años, para todos los campos predictores, registra en la mayoría de los mapas de correlaciones estables valores positivos (negativos)

mayores (menores) a 0.4 (-0.4), significativas al nivel de confianza del 80% (e incluso del 90%). Los resultados revelan que la SST es el campo predictor que posee regiones estables de mayor extensión correlacionadas significativamente con el Qs del RM, localizadas principalmente sobre el Océano Pacífico.

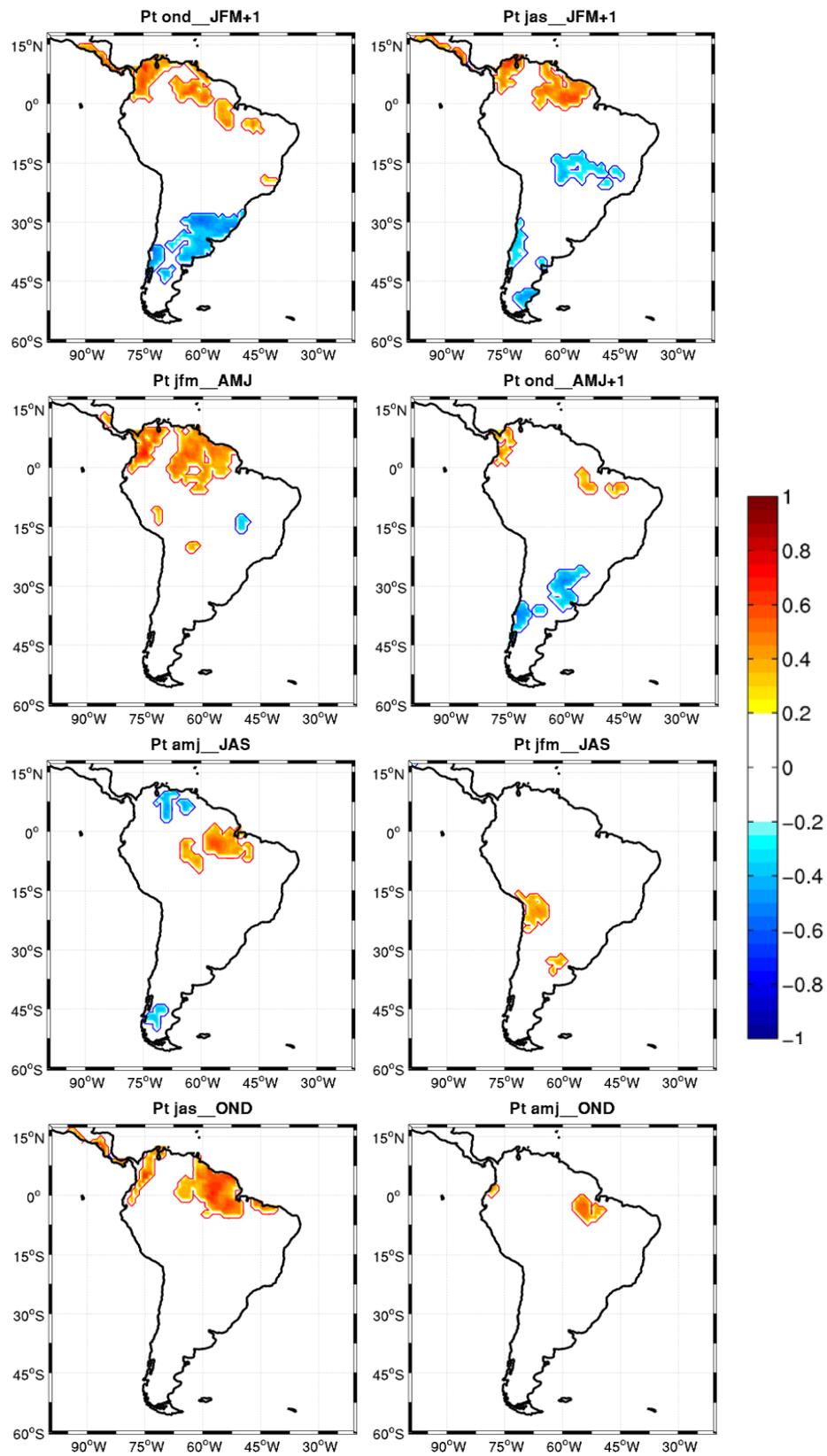


Figura 6.3. Como la Figura 6.2, pero para el campo de Pt y solo para los Lag\_1 y Lag\_2 (columnas izquierda y derecha, respectivamente).

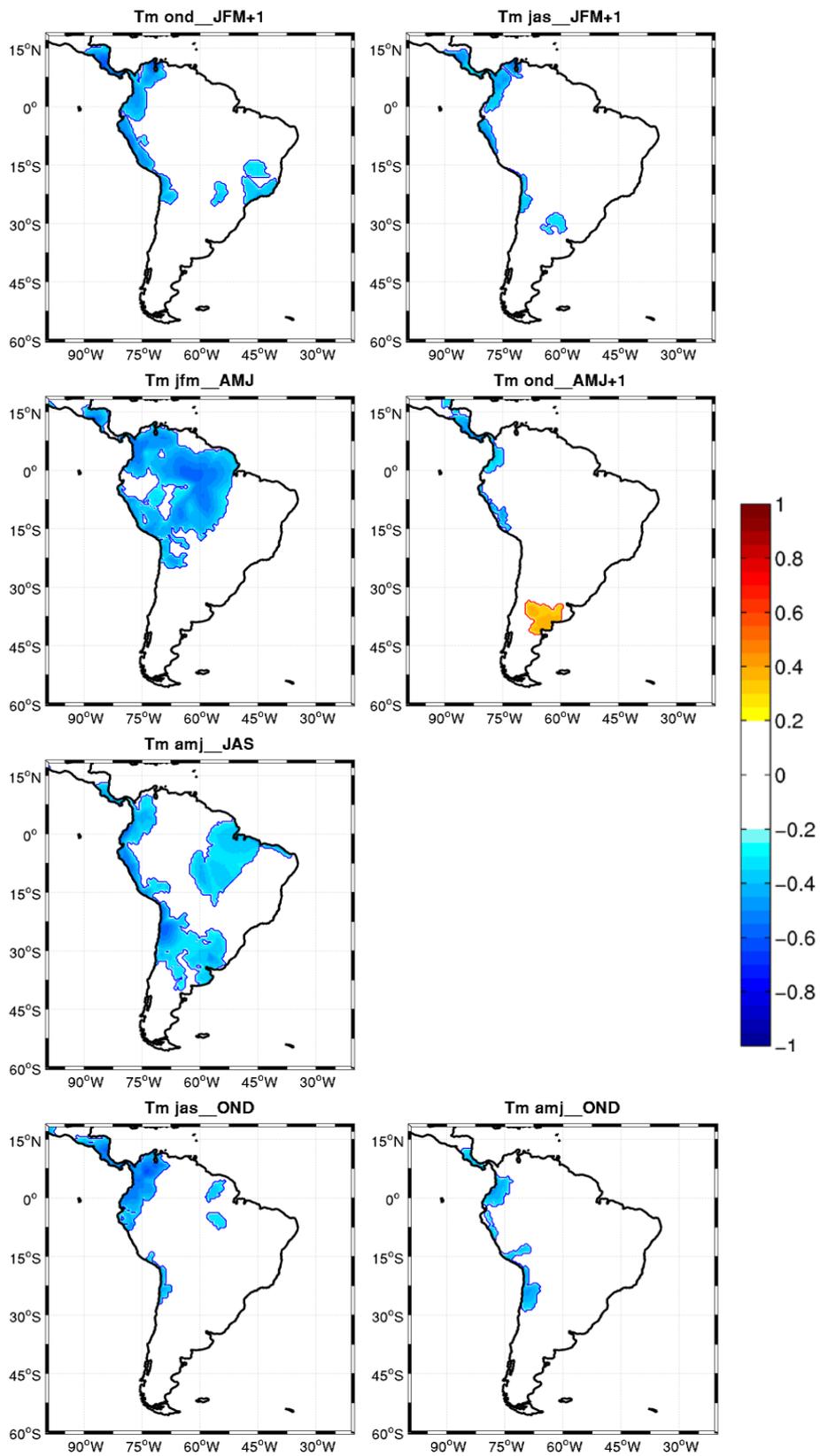


Figura 6.4. Como la Figura 6.2, pero para el campo de Tm y solo para los Lag\_1 y Lag\_2 (Columnas izquierda y derecha, respectivamente).

Además, es conocido que la SST del Océano Pacífico está relacionada con la Pt y Tm en muchas regiones del planeta (Weng et al., 2009; Trenberth and Shea, 2005; Córdoba-Machado et al., 2015; Ropelewski and Halpert, 1987; Barnett and Preisendorfer, 1987; Barnston and Smith, 1996; Barros and Silvestri, 2002), por lo que cabe pensar que, en gran medida, las relaciones encontradas entre el Qs del RM y los campos de Pt y Tm, estén conducidas por la SST, siendo estas teleconexiones en las variables continentales un reflejo de la variabilidad de la SST.

Dichas relaciones estables obtenidas a partir de los retrasos estacionales establecidos entre los campos predictores y el Qs del RM, sientan las bases para la realización de modelos de predicción del caudal estacional del RM.

### **6.1.2 Obtención de predictores estables (RM)**

Las variables predictoras del Qs del RM son identificadas a través de un PCA aplicado a las anomalías estandarizadas de las regiones correspondientes a SST, Pt y Tm, que muestran correlaciones significativas y estables, identificadas previamente, entre cada campo predictor y el Qs del RM. El PCA se ha llevado a cabo sobre cada campo predictor de forma individual. Los resultados de este análisis revelan que el primer modo de variabilidad (EOF1) de cada campo predictor en todas las estaciones tiene una estructura consistente con los respectivos patrones identificados en los mapas de estabilidad. Los patrones espaciales (EOFs) de estos modos son mostrados en las Figuras 6.2, 6.3 y 6.4 mediante los contornos. En la Tabla 6.1, son presentados los porcentajes de varianza explicada por cada EOF1. Estos modos (EOFs1), en todas las estaciones y para todos los retrasos considerados siempre explican más del 30%, 32 % y 40% del total de la varianza en los campos predictores estables de la SST, la Pt y la Tm, respectivamente.

La Figura 6.5 muestra la correlación móvil obtenida a partir de las ventanas móviles de 30 años entre el Qs y la primera PC (PCs1), obtenidos del PCA de los campos predictores (regiones estables) para todas las estaciones y retrasos considerados. En todos los casos la PC1 obtenida es estable, mostrando que más del 80% de los valores de correlación superan el nivel de confianza del 90%.

Por otra parte, las PCs2 y PCs3 obtenidas del PCA para cada campo predictor estable no presentan correlaciones estables con el Qs. Por ello, solo han sido utilizadas como variables predictoras la primera PC obtenida para cada campo.

Tabla 6.1. Varianza explicada por el EOF1 para cada campo predictor del caudal del RM para todos los desfases establecidos.

Var. Expl. EOFs1 (%)		Lag_1	Lag_2	Lag_3	Lag_4
<b>JFM</b>	<b>Pt</b>	30	31	--	--
	<b>Tm</b>	45	53	--	--
	<b>SST</b>	44	44	38	36
<b>AMJ</b>	<b>Pt</b>	42	35	--	--
	<b>Tm</b>	56	40	--	--
	<b>SST</b>	56	64	68	70
<b>JAS</b>	<b>Pt</b>	36	45	--	--
	<b>Tm</b>	42	--	--	--
	<b>SST</b>	45	52	32	40
<b>OND</b>	<b>Pt</b>	36	57	--	--
	<b>Tm</b>	52	56	--	--
	<b>SST</b>	46	40	40	38

A partir de la Figura 6.5 se concluye que las series temporales PCs1 obtenidas a partir del campo de Pt registran, en promedio, los valores más altos de correlación con el Qs para la mayoría de los casos para los retrasos de una y dos estaciones, durante el periodo completo 1936-2009 (recuadros en verde en la Figura 6.5). Las excepciones se presentan, concretamente cuando las correlaciones son obtenidas entre la PC1 del campo de la SST en la estación de primavera y los caudales de las estaciones de verano (0.65) y otoño (0.6), (mapas amj\_JAS a Lag\_1 y amj\_OND a Lag\_2, respectivamente). Para los retrasos Lag\_3 y Lag\_4, La PC1 del campo de la SST obtiene en todos los casos un valor promedio de correlación mayor a 0.4 (en valor absoluto), mostrando que en la mayoría de los casos las correlaciones superan fácilmente los umbrales establecidos para el control de significación y estabilidad.

La correlación entre el Qs y las series PC1\_Pt en los casos que presenta el valor más alto, oscila entre 0.55 y 0.78 en valor absoluto, y en todos ellos, resulta ser significativa y estable a un nivel de confianza por encima del 95%. Las correlaciones contemporáneas entre las PCs1 del campo de SST y las PCs1 de los campos de Pt y Tm, registran valores significativos a Lag\_1 y Lag\_2, en todas las estaciones (Tabla 6.2). Estos valores oscilan entre 0.35 (0.69) y 0.81 (0.85) en valor absoluto, cuando se obtienen las correlaciones entre las PCs1\_SST y las PCs1\_Pt (PC1\_Tm) a estos retrasos. Estos resultados indican que, como ha sido mencionado en la Sección 6.1.1, en gran medida, las relaciones encontradas entre el Qs del RM y los campos de Pt y Tm están dominadas por la SST.

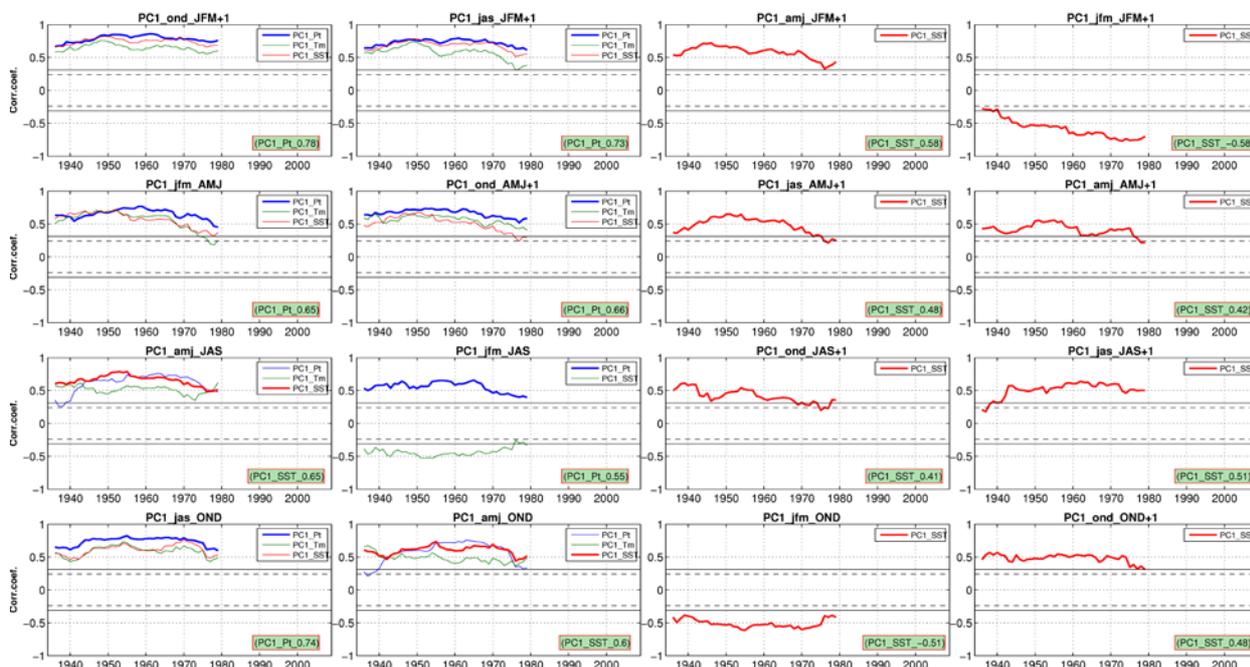


Figura 6.5. Correlaciones móviles (ventanas de 30 años) entre el Qs del RM y las series PC1 de los campos predictores SST, Pt y Tm estables, para cada estación y retraso considerado. Las líneas horizontales, continuas y punteadas, indican los niveles de significación a los niveles del 80% y 90%, respectivamente. La línea gruesa en cada gráfico muestra la PC1 del campo con mayor coeficiente de correlación móvil, y el recuadro verde muestra la serie PC1 del campo que presenta el valor más alto del promedio de correlación con el Qs (línea gruesa en los gráficos) y su valor para el periodo completo (1936-2009).

Tabla 6.2. Coeficiente de correlación entre la serie PC1 de la SST y la PC1 de los campos de Pt y Tm para todos los desfases definidos.

PCs1 (SST vs Pt)	Lag 1	Lag 2
<b>jfm</b>	0,81	0,68
<b>amj</b>	0,64	0,73
<b>jas</b>	0,58	-0,35
<b>ond</b>	0,73	0,51
PC1 (SST vs Tm)	Lag 1	Lag 2
<b>jfm</b>	0,83	0,83
<b>amj</b>	0,82	0,69
<b>jas</b>	0,76	--
<b>ond</b>	0,85	0,82

### 6.1.3 Capacidad predictiva de los índices de teleconexión sobre el caudal del RM

Teniendo en cuenta que existen varios patrones de teleconexión como la NAO, la PDO y El ENSO, para los que se ha documentado una importante relación sobre la precipitación y el caudal en Colombia (Poveda et al., 2002; Poveda 2004; Velasco and Granados, 2006; Tootle et al., 2008), se ha analizado la capacidad predictiva de los principales índices de teleconexión

atmosféricos-oceánicos (ver Capítulo 2, Datos) sobre el Qs del RM, siguiendo una metodología análoga a la desarrollada con los campos de SST, Pt y Tm. Para ello se han calculado las correlaciones móviles entre estos índices (Iteles) y el Qs usando 29 ventanas móviles de 30 años, teniendo en cuenta el periodo común 1950-2009 entre todos estos índices y los datos de Qs.

La Figura 6.6 muestra los valores de correlación móvil obtenidos solo para los índices que resultan estables. Como puede verse, las correlaciones obtenidas son más débiles comparadas con las correlaciones encontradas entre el Qs y las PCs1 de los campos predictores Pt y SST (Figura 6.5) principalmente. Además, se encuentra que para algunas estaciones y dependiendo el retraso considerado (por ejemplo, para el Qs de JAS a Lag\_2, Lag\_3 y Lag\_4), no hay correlación significativa estable con ninguno de los Iteles. Los Iteles que mejores resultados muestran son aquellos asociados al fenómeno del ENSO, principalmente a Lag\_1. En particular, sólo para el caudal de JFM los Iteles el Niño4 y el Niño3.4 a Lag\_1 y Lag\_2, respectivamente, muestran correlaciones que pueden igualar a las obtenidas a esos retrasos con las series PCs1. Cabe destacar que a Lag\_1 y Lag\_2 principalmente, se registran correlaciones significativas estables entre el Qs del RM y algunos Iteles como: EA, EP-NP, EA-WR, NPGO, EMI, WP y PNA, que han sido poco considerados en la literatura a la hora de describir su relación con la hidroclimatología de Colombia.

El hecho de que los campos de SST, Pt y Tm, a través de las PCs1 de las regiones que muestran correlaciones significativas y estables de los mismos con el Qs, presenten una correlación más fuerte con el Qs (en comparación con los Iteles) pone de manifiesto la mayor capacidad predictiva de estos campos originales en comparación con la obtenida a partir de los Iteles. La razón podría radicar en que las PCs1 directoras de la SST, Pt y Tm representan muchas regiones estables que poseen una influencia considerable sobre el Qs del RM, y que pueden no estar incluidas en las regiones que representan los Iteles.

En concordancia con estos resultados, Tootle et al. (2008) mostraron que los índices (coeficientes de expansión que representan regiones enteras de la SST del Pacífico y Atlántico) construidos a través de un análisis SVD entre la SST y el caudal de varios ríos de Colombia (incluido el RM), poseen mayor fuerza predictiva que los índices que representan regiones particulares del ENSO (El Niño 3.4), la PDO y la AMO. Además, estos autores concluyen que la utilización de la SST completa de ambos océanos podría mejorar la predictibilidad del caudal.

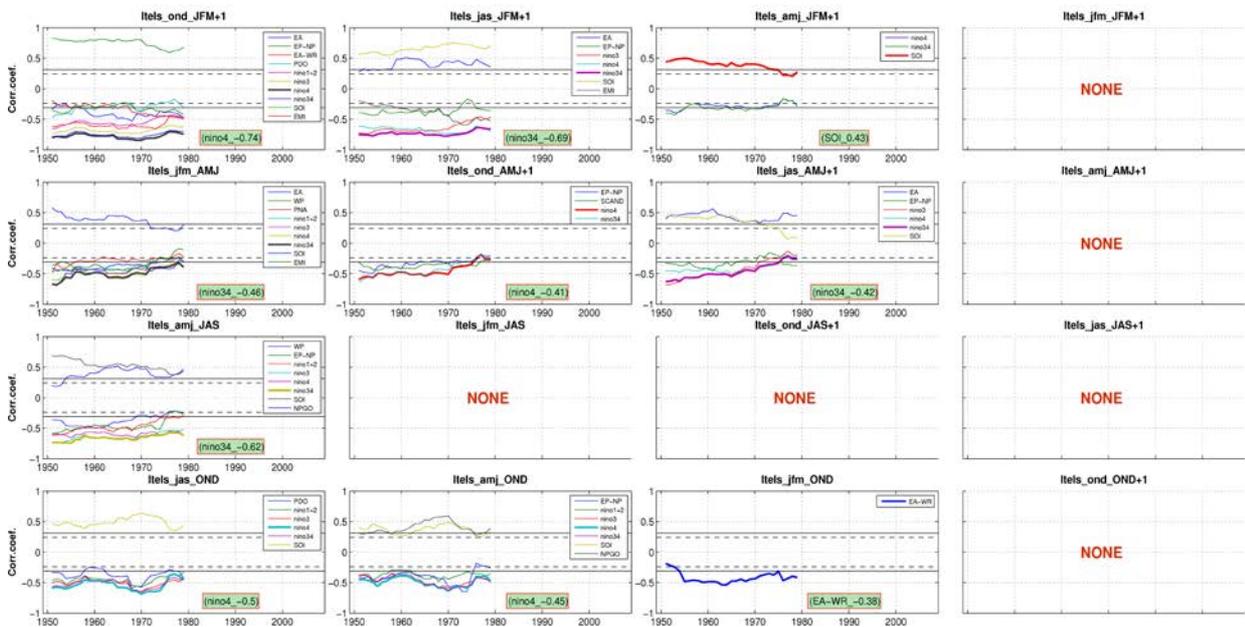


Figura 6.6. Correlaciones móviles (ventanas de 30 a 5 años) entre el Qs del RM y los principales índices de teleconexión, para cada estación y retraso considerado. Las líneas horizontales, continuas y punteadas, indican los niveles de significación a los niveles del 80% y 90%, respectivamente. El recuadro en verde destaca en cada caso el índice de teleconexión que presenta el valor promedio de correlación más alto (línea gruesa en los gráficos) durante todo el periodo común 1950-2009.

Resumiendo, dada la débil correlación mostrada por los Itels con el Qs del RM en relación con los campos analizados de la SST, Pt y Tm, se establece que las primeras PCs1 seleccionadas en cada campo son un mejor predictor potencial del Qs del RM que los Itels.

**6.1.4 Predicción del caudal del RM**

Las primeras PCs1 seleccionadas para los campos predictores (SST, Pt y Tm) a partir de las regiones que presentan correlaciones significativas y estables con el Qs, han sido utilizadas de forma individual en un modelo de regresión para predecir el Qs del RM. La ejecución del modelo de predicción ha sido llevada a cabo a través del proceso de validación cruzada *leave one out*, durante el periodo 1936-2009, para cada uno de los retrasos establecidos.

La Figura 6.7 muestra las series originales del Qs y las series predichas mediante las PCs1 de cada campo predictor. En la Tabla 6.3 se presentan los valores del error esperado (*S*) y la correlación (*r*) entre estas series. Para todos los retrasos establecidos se logra predecir una parte importante de la variabilidad del Qs original, resultando, en general, una mejor predicción cuando se utiliza la PC1 del campo de Pt como variable predictora a Lag\_1 y Lag\_2, en relación con la predicción lograda con cualquier otro campo predictor (Tabla 6.3). Se dan excepciones para los casos amj\_JAS y amj\_OND, donde el mejor predictor es la PC1 del campo de la SST.

Además, el valor de  $S$  entre el mejor predictor (PC1 con línea discontinua) y el Qs original es mayor que 0.1 en todos los casos, registrando los mayores valores ( $> 0.2$ ) principalmente a Lag\_1 y Lag\_2 (Tabla 6.3). De la misma forma el valor de  $r$  entre el mejor predictor y el Qs original oscila entre 0.3 (ond\_JAS+1 a Lag\_3) y 0.74 (ond\_JFM+1 a Lag\_1).

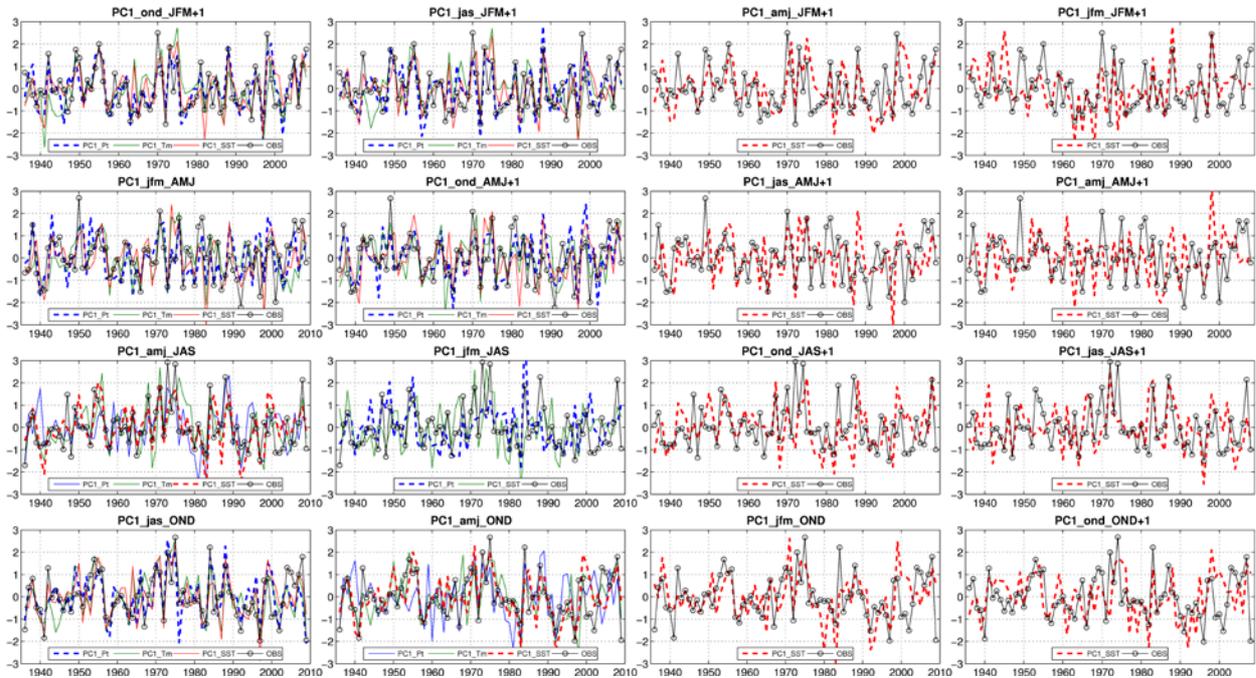


Figura 6.7. Series de caudales estandarizadas del RM originales (en negro) y predichos mediante la PC1 de cada campo predictor, para cada estación y retraso considerado. La PC1 en línea discontinua corresponde al mejor predictor considerando los valores más altos del error esperado ( $S$ ) y del coeficiente de correlación ( $r$ ).

La mejor predicción del Qs se obtiene para la estación de invierno cuando se utiliza la PC1 del campo de Pt de la estación del otoño anterior como predictor (Tabla 6.3, ond\_JFM+1 a Lag\_1). Esta predicción registra un valor de  $S$  de 0.33 y una correlación de 0.74 entre la serie original y predicha. Los resultados revelan que el Qs del RM se puede predecir con una aceptable habilidad utilizando la Pt de la estación anterior, disminuyendo la habilidad al aumentar el retraso. Además, la SST demuestra una habilidad de predicción aceptable sobre el Qs del RM incluso a mayores retrasos (Lag\_3 y Lag\_4).

Finalmente, cabe decir, que aunque la mayoría de los valores más altos de  $S$  y  $r$  (Tabla 6.3) son registrados a partir de las series de Qs predichas por las PC1 de los campos de Pt y de SST, los valores de  $S$  y  $r$  obtenidos a partir de las series de Qs predichas por el campo de Tm a Lag\_1 y Lag\_2, también registran valores considerables, exhibiendo una capacidad de predicción aceptable de la Tm sobre el Qs del RM, principalmente a Lag\_1. Asimismo, de la

Tabla 6.3 se puede concluir que, aunque el modelo de predicción no es perfecto ( $S=1$ ), siempre se logra tener cierta habilidad en la predicción ( $S>0.1$ ) para los cuatro retrasos establecidos.

Tabla 6.3. Habilidad del modelo ( $r$  y  $S$ ) entre las series originales y predichas del caudal estacional del RM, para el periodo 1936-2009, basado en las PCs estables de cada campo predictor. El mejor predictor se muestra en negrita.

Habilidad del modelo									
Qs	(PCs1)	Lag_1		Lag_2		Lag_3		Lag_4	
		<i>r</i>	<i>S</i>	<i>r</i>	<i>S</i>	<i>r</i>	<i>S</i>	<i>r</i>	<i>S</i>
JFM	Pt	<b>0,74</b>	<b>0,33</b>	<b>0,7</b>	<b>0,3</b>	--	--	--	--
	Tm	0,54	0,16	0,45	0,1	--	--	--	--
	SST	0,69	0,28	0,62	0,2	<b>0,5</b>	<b>0,12</b>	<b>0,52</b>	<b>0,15</b>
AMJ	Pt	<b>0,6</b>	<b>0,2</b>	<b>0,6</b>	<b>0,2</b>	--	--	--	--
	Tm	0,39	0,1	0,50	0,14	--	--	--	--
	SST	0,50	0,13	0,42	0,1	<b>0,4</b>	<b>0,1</b>	<b>0,33</b>	<b>0,1</b>
JAS	Pt	0,5	0,13	0,41	0,1	--	--	--	--
	Tm	0,55	0,17	--	--	--	--	--	--
	SST	<b>0,6</b>	<b>0,2</b>	0,39	0,1	<b>0,3</b>	<b>0,1</b>	<b>0,4</b>	<b>0,1</b>
OND	Pt	<b>0,7</b>	<b>0,3</b>	0,45	0,11	--	--	--	--
	Tm	0,57	0,18	0,52	0,15	--	--	--	--
	SST	0,61	0,21	<b>0,6</b>	<b>0,2</b>	<b>0,43</b>	<b>0,10</b>	<b>0,4</b>	<b>0,1</b>

## 6.2 Caudal del río Cauca

El río Cauca (RC) es el segundo cauce fluvial más importante de Colombia, debido a que su cuenca hidrográfica sustentan diversas actividades productivas como la industria azucarera, cultivos de café y flores, generación de electricidad y explotación minera y agrícola, fundamentales para el sostenimiento de la economía del país. Es por ello que el estudio de la predictibilidad del caudal de este río adquiere una importancia fundamental para Colombia. La cuenca del río Cauca tiene una superficie aproximada de 63.000 km<sup>2</sup>, atravesando los departamentos de Cauca, Valle del Cauca, Risaralda, Caldas, Antioquia, Sucre y Bolívar, donde habitan más de 10 millones de personas. El río Cauca recorre el territorio colombiano de sur a norte, entre la bifurcación central y occidental de la cordillera de los Andes (Figura 6.8a), con una longitud total aproximada de 1300 km, desde su nacimiento a 3150 m de elevación, en el Macizo Colombiano, hasta su desembocadura en el Río Magdalena, siendo el segundo río más largo del país (Restrepo et al., 2006).

Al igual que con el RM, para el RC, se seleccionaron tres estaciones ubicadas sobre el cauce principal del RC (Figura 6.8a) con registros continuos de más de 40 años y sin datos faltantes en las series. Las estaciones 2 ( $75.9^{\circ}\text{W} - 4.9^{\circ}\text{N}$ ) y 3 ( $75.8^{\circ}\text{W} - 5.95^{\circ}\text{N}$ ) registran datos en los periodos 1960-2010 y 1965-2010, respectivamente; mientras que la estación 1 ( $76.5^{\circ}\text{W} - 3.45^{\circ}\text{N}$ ) cubre el periodo 1936-2010. Las correlaciones entre las series de caudal mensual (/estacional) de la estación 1 y las series mensuales (/estacionales) de las estaciones 2 y 3, durante el periodo en común (1965-2009), presentan valores superiores a 0.9, lo que indica la fuerte relación que presenta el caudal a lo largo del cauce principal. Además, la estación 1 también presenta correlaciones significativas ( $>0.4$  a escala mensual) con el caudal registrado por otras 13 estaciones localizadas en diferentes cuencas del país (Figura 6.8c), entre ellas las localizadas sobre el cauce del RM. Teniendo en cuenta este resultado y la mayor longitud temporal de las series de caudal de la estación 1, ésta ha sido seleccionada como representativa del caudal del RC, por lo que será analizada en detalle en el resto del estudio llevado a cabo. Además, esta estación ha sido empleada en el pasado por diferentes autores para predecir (Westra et al., 2008) y estudiar la variabilidad del caudal en el RC (Poveda et al., 2011; Gutiérrez and Dracup, 2001).

El caudal del RC registrado en la estación 1 presenta un ciclo estacional, con un comportamiento de tipo bimodal (Figura 6.8b), pero mucho menos marcado que para el caso del RM. Mostrando valores máximos en los meses de abril-mayo-junio (AMJ) y octubre-noviembre-diciembre (OND), y valores mínimos en julio-agosto-septiembre (JAS), y en mucha menor medida en enero-febrero-marzo (JFM), como resultado de la doble pasada de la ZCIT sobre Colombia (Poveda et al., 2011). El promedio del caudal durante estas temporadas registra los valores de  $301 \text{ m}^3/\text{s}$  (JFM),  $315 \text{ m}^3/\text{s}$  (AMJ),  $160 \text{ m}^3/\text{s}$  (JAS) y  $330 \text{ m}^3/\text{s}$  (OND), siendo este último el valor más alto de todas las estaciones de caudal del RC. Con lo anterior, se han establecido las series estacionales de caudal ( $Q_s$ ) para invierno, primavera, verano y otoño, mediante el promedio de las series mensuales de JFM, AMJ, JAS y OND, respectivamente. Las tendencias estacionales presentan valores de  $-1.3 \text{ m}^3/\text{s}$  (JFM),  $-3.5 \text{ m}^3/\text{s}$  (AMJ),  $-8.2 \text{ m}^3/\text{s}$  (JAS) y  $-7.1 \text{ m}^3/\text{s}$  (OND) por año. Esta tendencia decreciente resulta significativa, al nivel de confianza del 95%, solo para la estación de JAS (inferior al 1% por año).

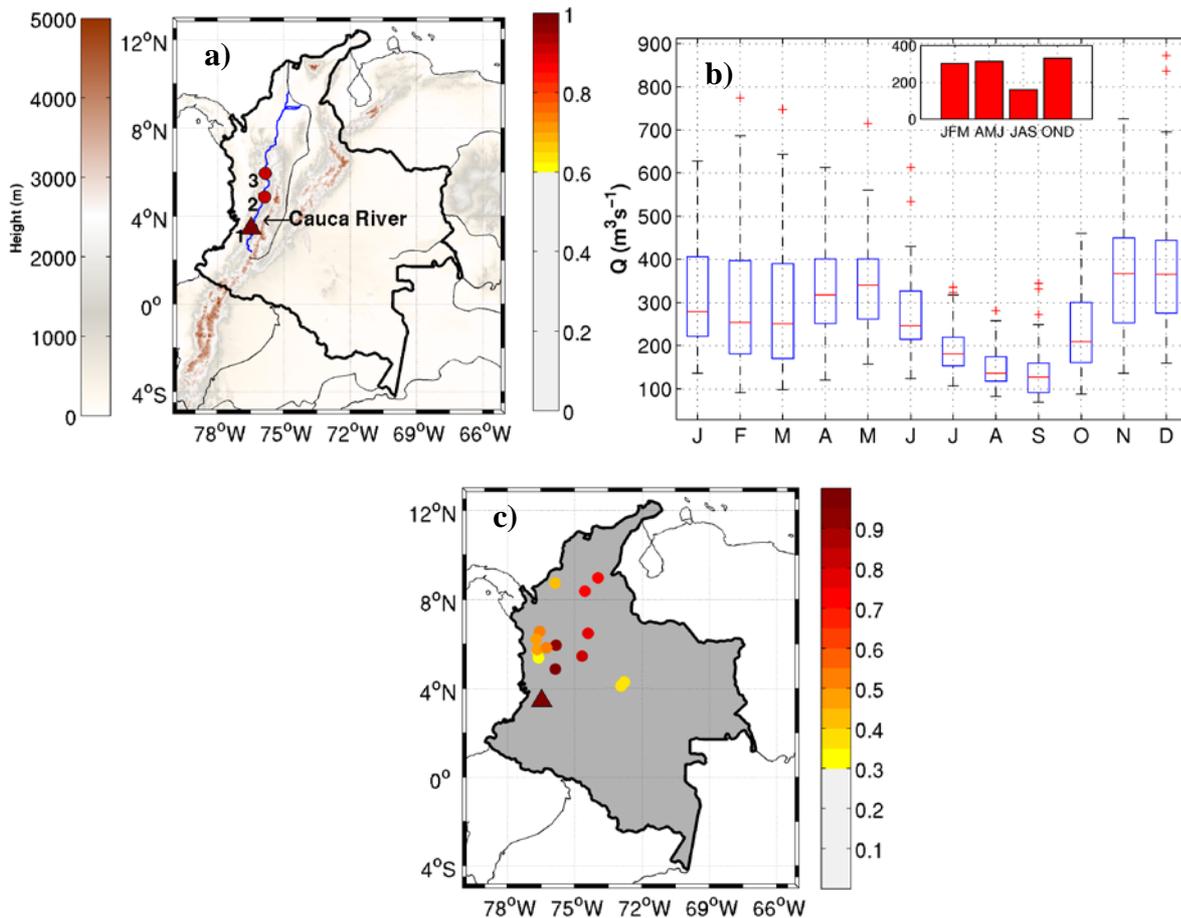


Figura 6. 8. (a) Cauce principal del río Cauca en Colombia, ubicación de las estaciones de caudal usadas y correlación entre ellas. (b) Ciclo anual y promedio estacional (arriba) de la estación 1 (triángulo), para el periodo 1949-2009. (c) Correlaciones entre la estación 1 y otras 13 estaciones de caudal localizadas en diferentes cuencas durante el periodo común 1971-2009.

### 6.2.1 Identificación de teleconexiones estables con el caudal del RC

A diferencia del RM, para el RC, además, de utilizar los campos globales de SST,  $P_t$  y  $T_m$  como posibles variables predictoras, también se ha utilizado el campo de humedad del suelo (Sw), para determinar las regiones que muestran teleconexiones significativas estables con el  $Q_s$  del RC, durante el periodo en común 1949-2009. La Sw es incluida en el análisis de predicción del RC con el objetivo de dar un paso adelante en el esquema de predicción estacional del caudal desarrollado hasta el momento. Note que diversos procesos hidrológicos están fuertemente influenciados por esta nueva variable (Sw). Particularmente, la variabilidad del caudal, podría llegar a ser regulada por la humedad del suelo almacenada en el área de captación de la cuenca. De esta forma se han calculado las correlaciones entre las anomalías estacionales del caudal y las

anomalías estacionales de la SST, Pt, Tm y Sw, para 31 ventanas móviles de 30 años iniciando en el año 1949 (para cada retraso definido Lag\_1, Lag\_2, Lag\_3 y Lag\_4).

Las Figuras 6.9, 6.10, 6.11 y 6.12 presentan los mapas de correlaciones (promedio de las correlaciones obtenidas a partir de las 31 ventanas móviles de 30 años) significativas y estables entre las anomalías del Qs del RC y las anomalías de los campos predictores de SST, Pt, Tm y Sw, respectivamente, durante el periodo 1949-2009 a todos los retrasos establecidos. Al igual que con el RM, para el caso de la SST se emplean los retrasos de 1 a 4 estaciones a escala global, mientras que para el resto de campos predictores se usan los retrasos de 1 a 2 estaciones y solo para el área de América del Sur.

El campo de la SST (Figura 6.9) presenta notables regiones con correlaciones (positivas y negativas) estables y significativas sobre el océano Pacífico, principalmente a Lag\_1 y Lag\_2. El mapa de correlaciones estables entre la SST de otoño y el Qs de invierno (mapa ond\_JFM+1, Lag\_1) muestra un núcleo de fuertes correlaciones negativas que se extiende desde las costas de América hasta cubrir gran parte del Pacífico tropical central oriental, bordeado por correlaciones positivas sobre el norte y el sur en el Pacífico occidental, configurando así, un patrón en forma de bumerang sobre el Océano Pacífico (similar al que aparecía para el RM). Este patrón se muestra menos definido para las correlaciones durante las estaciones de AMJ, JAS y OND, a Lag\_1, se debilitan a Lag\_2 y finalmente desaparece a Lag\_3 y Lag\_4. Esta configuración de la SST abarca las regiones del Pacífico tropical donde se desarrolla el fenómeno de El Niño y pone de manifiesto la importante relación de la SST sobre el Pacífico tropical y el Qs del RC, evidenciada ya por otros autores sobre varios ríos de Colombia (Gutiérrez and Dracup, 2001; Poveda et al 2011).

La SST estacional de varias regiones sobre los Océano Índico y Atlántico exhibe, en menor medida, correlaciones significativas estables con el Qs del RC, destacándose las correlaciones positivas (negativas) que se registran en el Océano Índico, mostradas en el mapa jfm\_JFM+1 a Lag\_4 (ond\_JFM+1, a Lag\_1) y el fuerte centro de correlaciones positivas que se configura sobre el Océano Atlántico tropical a todos los retrasos establecidos con el Qs de JAS y OND, y a retrasos Lag\_2, Lag\_3 y Lag\_4 para el Qs de JFM. Esto revela la importante influencia que ejerce el Océano Atlántico sobre la hidrología del país (Tootle et al., 2008) y podría estar indicando la relación entre el Qs del RC y el principal modo de variabilidad de la SST del Atlántico tropical o El Niño Atlántico (García-Serrano et al, 2008; Polo I. et al, 2008).

## 6 PREDICCIÓN ESTACIONAL DEL CAUDAL

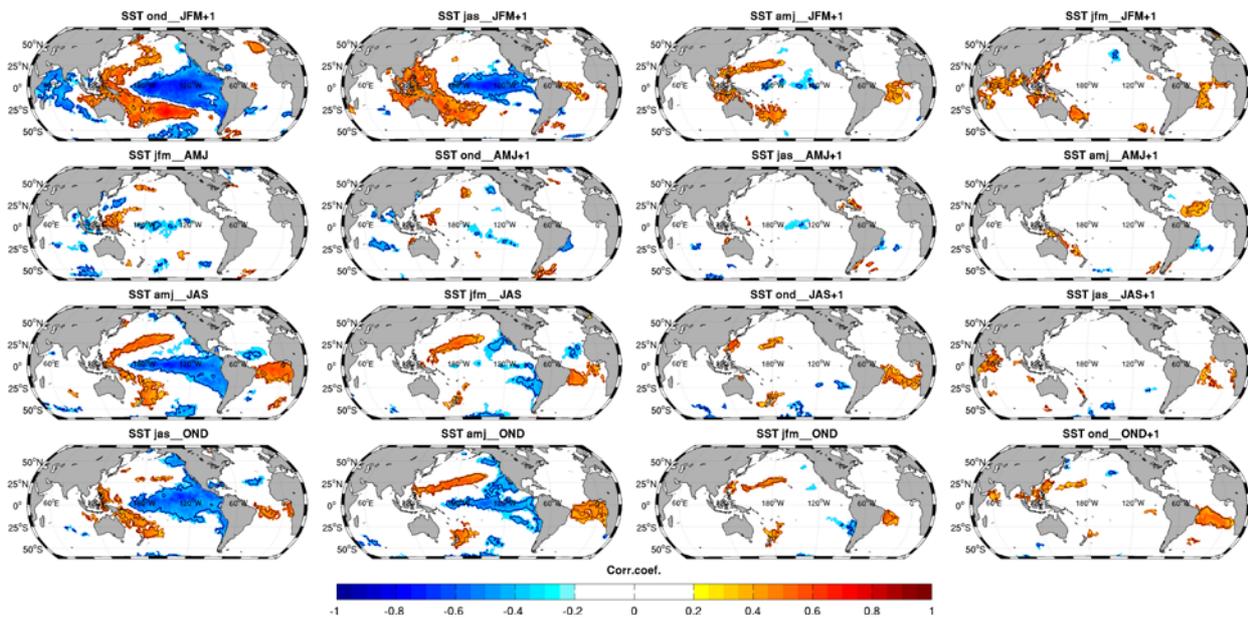


Figura 6.9. Mapa de estabilidad de las correlaciones significativas (promedio de las correlaciones a partir de las 31 ventanas móviles de 30 a ños) entre el Qs del RC y el campo predictor de la SST, para todos los retrasos establecidos, durante el periodo 1936-2009. Solo se muestran las regiones con correlaciones significativas al nivel de confianza del 80% para más del 80% de las ventanas móviles. Los contornos muestran las regiones configuradas por el EOF1, as asociadas a la primera PC obtenida mediante un PCA de las regiones que muestran correlaciones significativas y estables del campo de la SST con el caudal.

Para el caso de las correlaciones significativas estables identificadas entre el Qs del RC y la Pt de estaciones precedentes (Figura 6.10), a Lag\_1 y Lag\_2 se registran marcados núcleos de correlaciones positivas ( $> 0.4$ ) sobre extensas áreas del norte de América del Sur, para los mapas ond\_JFM+1, jfm\_AMJ, jas\_OND a Lag\_1 y jas\_JFM+1 a Lag\_2. De igual forma se registran destacadas correlaciones positivas sobre el este de América del Sur (Brasil) a Lag\_1 en el mapa amj\_JAS, entre  $0^{\circ}$  y  $15^{\circ}$ S aproximadamente. Las regiones más notables para la Pt que muestran correlaciones estables negativas ( $< -0.4$ ) se registran para el Qs de invierno a Lag\_1 y Lag\_2 (mapas ond\_JFM+1 y jas\_JFM+1, respectivamente) y se presentan sobre el sur de América del Sur. Las correlaciones significativas positivas estables identificadas sobre el norte de América del Sur, muestran la fuerte relación que existe entre el Qs y la Pt de la estación inmediata anterior, indicando que anomalías positivas (negativas) de la Pt, están asociadas con anomalías positivas (negativas) del Qs del RC en la estación siguiente. Note que los mapas de correlaciones estables entre la Pt y Qs para los ríos Cauca (Figura 6.10) y Magdalena (Figura 6.3) son muy similares en la mayoría de los casos, siendo, en general, los núcleos de correlaciones más extensos e intensos para el caso del RC, lo que podría dar lugar a una mayor capacidad predictiva para el caudal de este río que para el RM en base a la Pt como variable predictora.

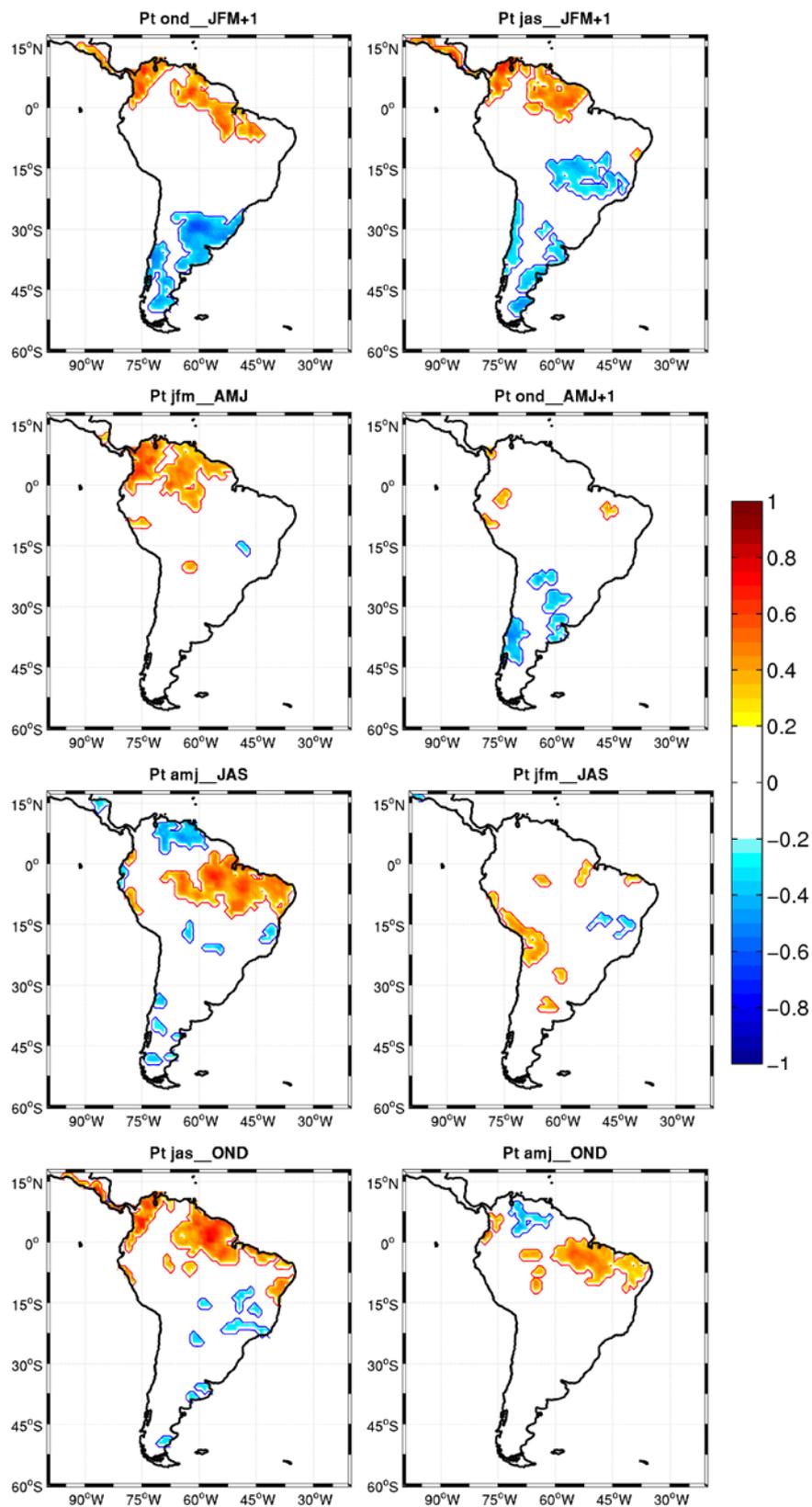


Figura 6.10. Como la Figura 6.9, pero para el campo de Pt y solo para los Lag\_1 y Lag\_2 (columnas izquierda y derecha, respectivamente).

Para el campo de  $T_m$  (Figura 6.11), se obtienen amplias regiones con correlaciones negativas sobre América del Sur en todas las estaciones del año, a  $Lag_1$ . En esta ocasión, los núcleos de correlación son también muy similares, pero es el RM el que presenta centros más extensos e intensos de manera general (ver Figura 6.4 para la comparación). Además también, aparecen correlaciones estables negativas sobre las costas occidentales de América del Sur a  $Lag_2$ , siendo más notables en el mapa de  $j_{FM}+1$  (Figura 6.11). Los núcleos de correlaciones positivas estables y significativas más llamativos se muestran a  $Lag_2$ , sobre el sur y el este de América del Sur en los mapas  $ond_{AMJ}+1$  y  $j_{fm}_{JAS}$ , respectivamente. Note que para el RM no se encontraba influencia lineal alguna entre la Pt de invierno y el Qs de verano (Figura 6.4).

El campo de  $S_w$  (Figura 6.12) muestra notables regiones con correlaciones positivas significativas y estables sobre el norte de América del Sur a  $Lag_1$ , dibujando patrones de correlaciones similares a los obtenidos entre el Qs y la Pt para el mismo retraso. Para el  $Lag_2$ , los núcleos de correlaciones son menos notables, destacando las correlaciones positivas ubicadas sobre el norte de América del Sur en el mapa  $j_{FM}+1$ . Las correlaciones negativas significativas y estables más llamativas se presentan sobre el sur de América del Sur a  $Lag_1$  en el mapa  $ond_{JFM}+1$ .

En general, el promedio de las correlaciones obtenidas a partir de las 31 ventanas móviles de 30 años, para todos los campos predictores, registra en la mayoría de los mapas de correlaciones estables con valores positivos (negativos) mayores (menores) a 0.4 (-0.4), significativos al nivel de confianza del 80% e incluso del 90%. Al igual que para el Qs del RM, los resultados revelan que la SST es el campo predictor que posee regiones estables de mayor extensión correlacionadas significativamente con el Qs del RC, localizadas principalmente sobre el Océano Pacífico, aunque también a mayores retrasos ( $Lag_3$  y  $Lag_4$ ) ejerce una influencia destacable el Atlántico.

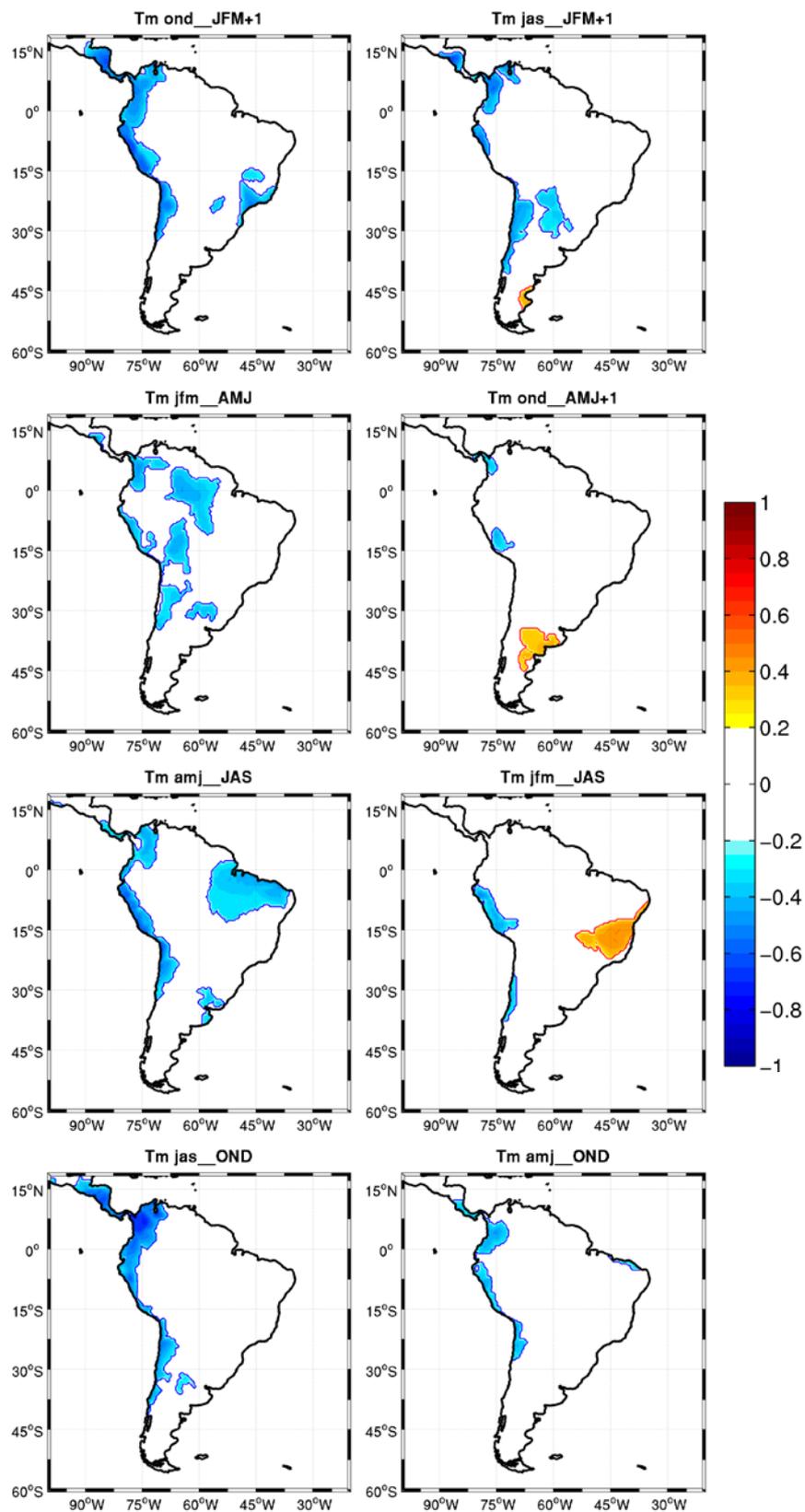


Figura 6.11. Como la Figura 6.9, pero para el campo de Tm y solo para los Lag\_1 y Lag\_2 (columnas izquierda y derecha, respectivamente).

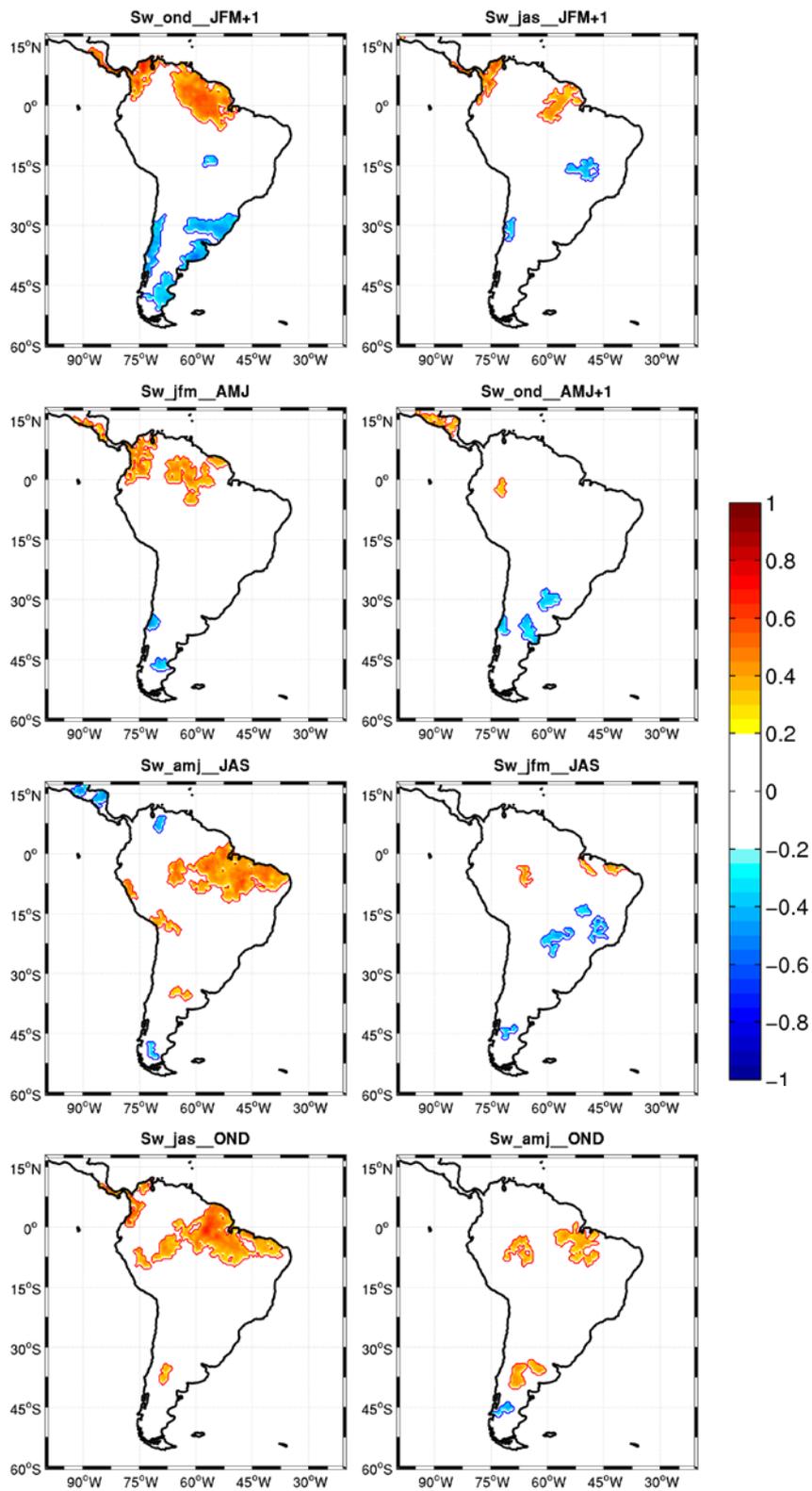


Figura 6.12. Como la Figura 6.9, pero para el campo de Sw y solo para los Lag\_1 y Lag\_2 (columnas izquierda y derecha, respectivamente).

### 6.2.2 Obtención de predictores estables (RC)

Las variables predictoras del Qs del RC son obtenidas a través de un PCA de las regiones que muestran correlaciones significativas y estables entre cada campo predictor y el Qs. La Figura 6.13 muestra la correlación móvil obtenida a partir de las 31 ventanas móviles de 30 años entre el Qs y las primera PCs (PCs1) obtenidas para cada campo predictor, para todas las estaciones y retrasos considerados. Como puede verse, en todos los casos la PC1 resulta estable y significativa, superando ampliamente el nivel de significación del 90%. Las series temporales PCs1 obtenidas a partir del campo de Sw, en general, registran los mayores valores medios de correlación (promedio de los 31 valores de correlación) en valor absoluto, con el Qs durante el periodo completo 1949-2009, para el retraso de 2 estaciones (cuadro verde en la Figura 6.13), registrando valores que oscilan entre 0.63 y 0.79.

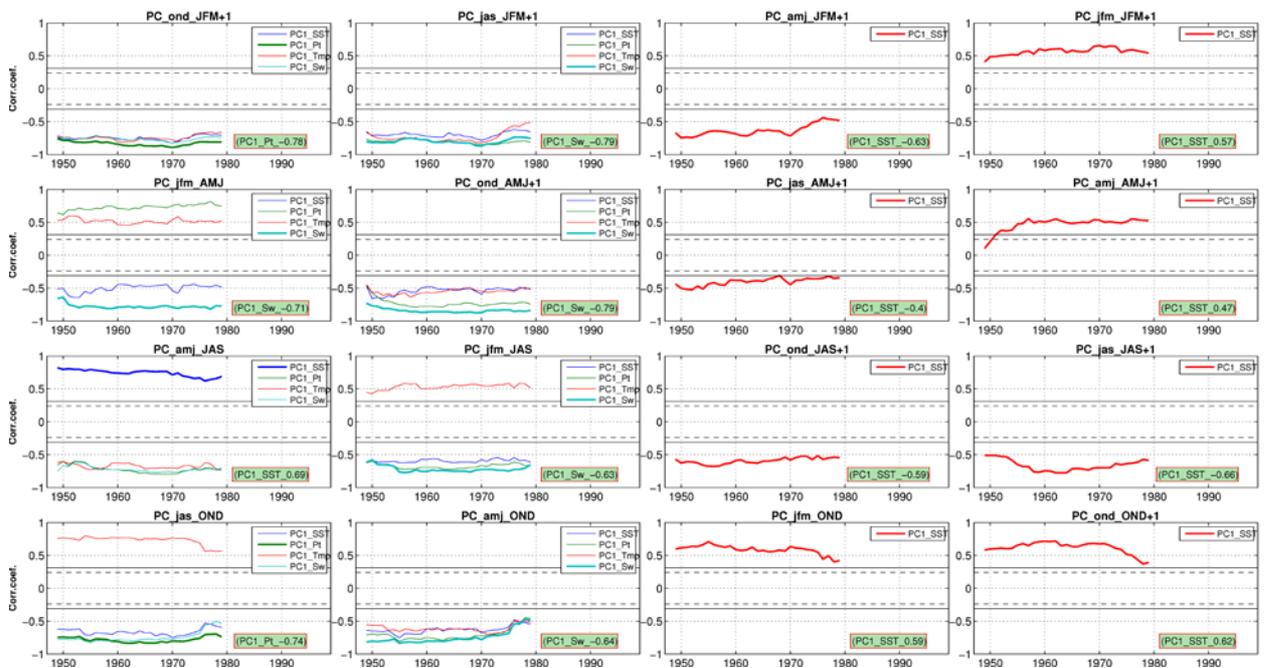


Figura 6.13. Correlaciones móviles (ventanas de 30 años) entre el Qs del RC y las series PCs1 de los campos predictores SST, Pt, Tm y Sw estables, para cada estación y retraso considerado. Las líneas horizontales, continuas y punteadas, indican los niveles de significación del 80% y 90%, respectivamente. El recuadro verde muestra la serie PC1 del campo que presenta el valor más alto del promedio de correlación con el Qs (línea gruesa en los gráficos) y su valor para el periodo completo 1949-2009.

La serie PC1 de la SST presenta el valor de correlación más alto (0.69) cuando se establece el retraso de una estación para el caudal de verano (Figura 6.13, Lag\_1, amj\_JAS), en comparación con las PCs1 restantes. La correlación entre el Qs y las series PCs1\_Pt presenta el valor más alto, cuando se establece el retraso de una estación para los caudales de invierno

(Lag\_1, ond\_JFM+1) y otoño (Lag\_1, jas\_OND), registrando valores de 0.78 y 0.748 (en valor absoluto), respectivamente. Para los retrasos de 3 y 4 estaciones las PCs1 de la SST muestran una destacada estabilidad, registrando valores promedios de correlación que oscilan entre 0.4 y 0.63 (en valor absoluto), durante el periodo de estudio. Todos estos valores son significativos incluso al nivel de confianza del 95%.

Por otro lado, los resultados de los PCA sobre las regiones estables de las variables predictoras demuestran que el patrón espacial (EOF1) del primer modo de variabilidad de cada campo predictor, en todas las estaciones y para todos los retrasos definidos (contornos de las Figuras 6.9, 6.10, 6.11 y 6.12), tiene una estructura consistente con los respectivos patrones de correlaciones identificados en los mapas de estabilidad. La Tabla 6.4 muestra el porcentaje de varianza explicada por cada EOF1 de cada campo predictor. Estos modos (EOFs1) en todas las estaciones y para todos los retrasos considerados siempre explican más del 25%, 26%, 40% y 28% del total de la varianza en los campos predictores estables de la SST, Pt, Tm y Sw, respectivamente.

Tabla 6.4. Varianza explicada del EOF1 para cada campo predictor potencial del RC para todos los desfases establecidos.

Var. Expl. EOFs1 (%)	Lag_1	Lag_2	Lag_3	Lag_4	
<b>JFM</b>	<b>PC1_SST</b>	42	40	30	36
	<b>PC1_Pt</b>	29	27	--	--
	<b>PC1_Tm</b>	44	45	--	--
	<b>PC1_Sw</b>	30	30	--	--
<b>AMJ</b>	<b>PC1_SST</b>	40	35	32	41
	<b>PC1_Pt</b>	40	30	--	--
	<b>PC1_Tm</b>	53	52	--	--
	<b>PC1_Sw</b>	42	37	--	--
<b>JAS</b>	<b>PC1_SST</b>	37	35	28	26
	<b>PC1_Pt</b>	33	28	--	--
	<b>PC1_Tm</b>	52	41	--	--
	<b>PC1_Sw</b>	36	27	--	--
<b>OND</b>	<b>PC1_SST</b>	41	37	33	32
	<b>PC1_Pt</b>	28	42	--	--
	<b>PC1_Tm</b>	50	61	--	--
	<b>PC1_Sw</b>	38	29	--	--

Las PCs2 y PCs3 obtenidas de los campos predictores estables, tal y como pasaba para el RM, no muestran correlaciones estadísticas significativas con el Qs del RC bajo los criterios establecidos, razón por la cual no son incluidas en el modelo de predicción del Qs del RC.

### 6.2.3 Capacidad predictiva de los índices de teleconexión sobre el caudal del RC

La capacidad predictiva de los principales índices de teleconexión atmosférico-oceánicas sobre el Qs del RC ha sido analizada mediante el cálculo de las correlaciones móviles. En la Figura 6.14 se presentan los valores de correlación móvil obtenidos para aquellos índices que registran una relación estable y significativa con el Qs del RC. Estos valores, en general, son más débiles comparados con las correlaciones encontradas entre el Qs y las PCs1 de los campos predictores Pt y Sw, principalmente. Además, se encontró que para algunas estaciones y dependiendo del retraso establecido (por ejemplo, a Lag\_3), las correlaciones estadísticas significativas disminuyen considerablemente, llegando incluso a no obtener una relación estable con ninguno de los Iteles usados (por ejemplo, a Lag\_4).

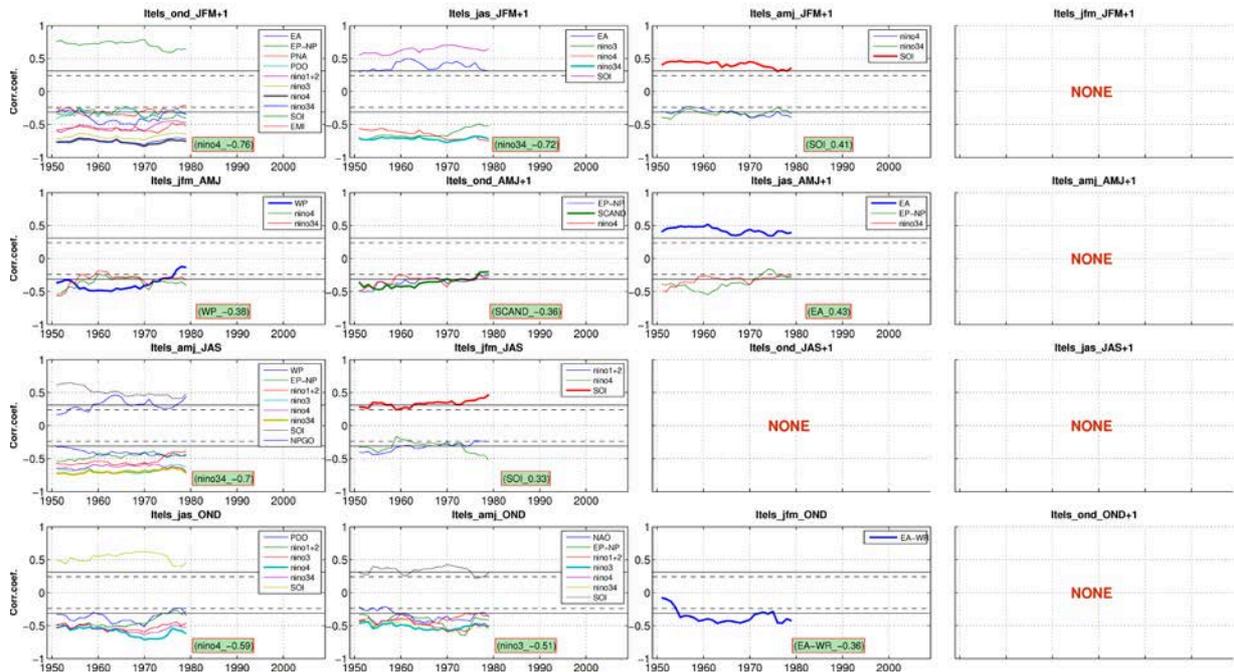


Figura 6.14. Correlaciones móviles entre el Qs del RC y los índices de teleconexión para cada estación y retraso considerado. Las líneas horizontales, continuas y punteadas, indican los niveles de significación del 80% y 90%, respectivamente. El recuadro en verde destaca en cada caso el índice de teleconexión que presenta el valor promedio de correlación más alto (línea gruesa en cada gráfico) durante el periodo común 1950-2009.

Los Iteles que mayores valores de correlación con el Qs del RC alcanzan, son aquellos asociados al fenómeno del ENSO, principalmente a Lag\_1. En particular, a este retraso los

índices de El Niño<sup>4</sup> y El Niño<sup>3.4</sup> logran obtener correlaciones similares a las obtenidas con las series PC<sub>1</sub> de los campos predictores SST, Pt y Sw. Cabe destacar que a Lag<sub>1</sub> y Lag<sub>2</sub>, principalmente, se encuentran correlaciones significativas estables entre el Qs del RC y algunos Iteles como: EA, EP-NP, SCAND, NPGO, EMI, WP y PNA.

El índice NAO de invierno muestra una correlación significativa y estable con el Qs del RC en la estación de otoño a Lag<sub>2</sub>, mientras que la PDO de otoño (verano) a lag<sub>1</sub>, presenta una correlación estable con el Qs en la estación de invierno (otoño). Para el retraso de 3 estaciones los índices SOI, EA y EA-WR presentan correlaciones estables con el Qs de invierno, primavera y otoño, respectivamente, registrando en promedio el mayor valor de correlación durante todo el periodo común 1950-2009. Los resultados anteriores ponen de manifiesto que las PC<sub>1</sub> obtenidas de las regiones estables de los campos predictores (SST, Pt y Sw, principalmente) registran una mayor capacidad predictiva a largo plazo sobre el Qs del RC, que los índices de teleconexión empleados.

#### 6.2.4 Predicción del caudal del RC

La Figura 6.15 muestra las series originales del Qs del RC y las series predichas a partir de la primera PC de cada campo predictor (SST Pt, Tm y Sw) que muestra correlaciones significativas y estables, a través del proceso de validación cruzada *leave one out*, durante el periodo 1949-2009. En la Tabla 6.5 se presentan los valores del error esperado ( $S$ ) y la correlación ( $r$ ) entre dichas series.

Para todas las estaciones y retrasos establecidos se logra predecir con cierta habilidad ( $S > 0$ ) la variabilidad del Qs original (Tabla 6.5). Las mejores predicciones se obtienen, en general, cuando se utiliza como predictor la PC<sub>1</sub> del campo de Pt o del campo Sw a Lag<sub>1</sub> y Lag<sub>2</sub>. El mejor resultado del modelo de predicción se obtiene cuando se usa la PC<sub>1</sub> del campo de Sw en la estación de verano, para predecir el Qs de invierno (a Lag<sub>2</sub>) registrando valores de  $S = 0.38$  y  $r = 0.78$ .

La predicción del Qs usando la PC<sub>1</sub> de SST presenta el mejor resultado en la estación de JAS a Lag<sub>1</sub>, registrando un valor de  $S = 0.27$  y  $r = 0.68$ . Para todos los retrasos y estaciones establecidas el valor de  $S$  entre la mejor predicción y el Qs original es mayor que 0.1, registrando los valores más altos ( $> 0.25$ ) a Lag<sub>1</sub> y Lag<sub>2</sub>, principalmente. De igual forma, el valor de  $r$  entre la mejor predicción y el Qs original oscila entre 0.33 y 0.78 (Tabla 6.5). Los resultados

revelan que, aunque el modelo de predicción para el Qs del RC no es perfecto ( $S=1$ ), el Qs se puede predecir con una aceptable habilidad utilizando la Pt o la Sw de estaciones anteriores, principalmente, y la SST al considerar retrasos estacionales más grandes (Lag\_3 y Lag\_4). En general, la habilidad predictiva del modelo disminuye cuando se emplea la PC1 del campo de Tm (Tabla 6.5).

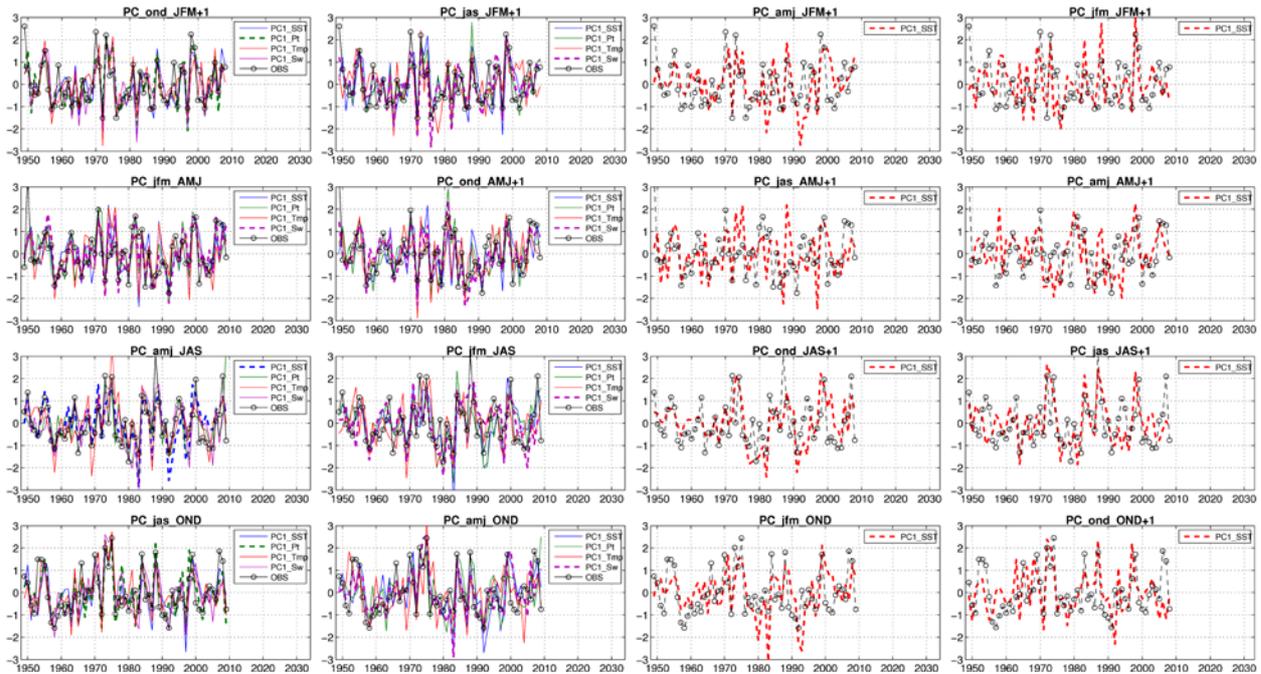


Figura 6.15. Series de caudales estandarizadas del RC originales (en negro) y predichas mediante la PC1 de cada campo predictor, para cada estación y retraso considerado. La PC1 en línea discontinua corresponde al mejor predictor considerando los valores más altos del error esperado ( $S$ ) y del coeficiente de correlación ( $r$ ).

En resumen, las mejores predicciones son obtenidas mediante la PC1 del campo de Sw a Lag\_2. Además, se observa que la variabilidad del caudal en el RC a Lag\_1 y Lag\_2, en cualquiera de las estaciones se puede predecir con cierta habilidad usando la primera PC del campo Sw.

Finalmente, cabe afirmar, que aunque la mayoría de los valores más altos de  $S$  y  $r$ , son registrados a partir de las series de Qs predichas por la PC1 de los campos de Pt y Sw, los valores de  $S$  y  $r$  obtenidos a partir de las predicciones realizadas por las PCs de la SST, también registra valores considerables (incluso para retrasos mayores), exhibiendo una capacidad de predicción aceptable sobre el Qs del RC.

Tabla 6.5. Habilidad del modelo ( $r$  y  $S$ ) entre las series originales y las series predichas del caudal estacional del RC, para el periodo 1949-2009, basado en las PCs estables de cada campo predictor. El mejor predictor se muestra en negrita.

HABILIDAD DEL MODELO									
Qs	(PCs1)	Lag_1		Lag_2		Lag_3		Lag_4	
		r	S	r	S	r	S	r	S
JFM	SST	0,71	0,29	0,63	0,22	<b>0,53</b>	<b>0,15</b>	<b>0,44</b>	<b>0,12</b>
	Pt	<b>0,77</b>	<b>0,37</b>	0,77	0,37	--	--	--	--
	Tm	0,68	0,27	0,60	0,20	--	--	--	--
	Sw	0,73	0,31	<b>0,78</b>	<b>0,38</b>	--	--	--	--
AMJ	SST	0,47	0,11	0,47	0,12	<b>0,34</b>	<b>0,11</b>	<b>0,33</b>	<b>0,1</b>
	Pt	0,67	0,26	0,61	0,21	--	--	--	--
	Tm	0,47	0,12	0,48	0,12	--	--	--	--
	Sw	<b>0,70</b>	<b>0,29</b>	<b>0,78</b>	<b>0,37</b>	--	--	--	--
JAS	SST	<b>0,68</b>	<b>0,27</b>	0,55	0,16	<b>0,50</b>	<b>0,14</b>	<b>0,52</b>	<b>0,15</b>
	Pt	0,54	0,15	0,57	0,18	--	--	--	--
	Tm	0,63	0,22	0,43	0,10	--	--	--	--
	Sw	0,65	0,24	<b>0,61</b>	<b>0,21</b>	--	--	--	--
OND	SST	0,61	0,21	0,57	0,18	<b>0,47</b>	<b>0,12</b>	<b>0,47</b>	<b>0,12</b>
	Pt	<b>0,74</b>	<b>0,32</b>	0,50	0,13	--	--	--	--
	Tm	0,68	0,26	0,53	0,15	--	--	--	--
	Sw	0,67	0,26	<b>0,62</b>	<b>0,21</b>	--	--	--	--

### 6.3 Resumen y conclusiones

En este capítulo se examina la predictibilidad estacional (JFM, AMJ, JAS y OND) del caudal (Qs) de los 2 ríos más importantes de Colombia (el río Magdalena –RM– y el río Cauca –RC–), usando como predictores potenciales el campo de anomalías de la SST global y los campos de anomalías de Pt, Tm y Sw sobre América del Sur, de las estaciones anteriores, para distintos retrasos establecidos desde 1 a 4 estaciones (Lag\_1, Lag\_2, Lag\_3 and Lag\_4). Para la predicción del caudal estacional del RM, se emplean los campos predictores de SST, Pt y Tm, durante el periodo 1936-2009, mientras que para el RC además de los 3 campos mencionados se incluye el campo de Sw, y se utiliza el periodo 1949-2009. Dada la gran inercia térmica de la SST, cuando se utiliza el campo predictor de la SST a escala global se establecen los retrasos de 1 a 4 estaciones (Lag\_1 a Lag\_4), mientras que para el resto de campos predictores solo se establecen los retrasos a 2 estaciones (Lag\_1 y Lag\_2). De esta forma, la estabilidad de las correlaciones significativas encontradas entre los campos predictores y el Qs de los 2 ríos ha sido

analizada, para posteriormente desarrollar un esquema de predicción basado en un modelo de regresión lineal.

Tanto el caudal del RM, como el caudal del RC, presentan un marcado ciclo estacional, mostrando un comportamiento de tipo bimodal, en el cual se registran valores máximos en los meses de abril-mayo-junio (AMJ) y octubre-noviembre-diciembre (OND), y valores mínimos en enero-febrero-marzo (JFM) y Julio-Agosto-septiembre (JAS), como resultado del doble paso de la Zona de Confluencia Intertropical (ZCIT) sobre Colombia (Poveda, 2004). Además las tendencias estacionales presentan valores de  $-1.7 \text{ m}^3/\text{s}$  (JFM),  $-2.7 \text{ m}^3/\text{s}$  (AMJ),  $-6.3 \text{ m}^3/\text{s}$  (JAS) y  $-5.3 \text{ m}^3/\text{s}$  (OND) por año, para el RM y de  $1.3 \text{ m}^3/\text{s}$  (JFM),  $-3.5 \text{ m}^3/\text{s}$  (AMJ),  $-8.2 \text{ m}^3/\text{s}$  (JAS) y  $-7.1 \text{ m}^3/\text{s}$  (OND) por año, para el RC. Siendo estos valores significativos solo para la estación de JAS en ambas cuencas (tendencia decreciente inferior al 1% por año).

### Río Magdalena

Para todos los retrasos establecidos se han encontrado regiones con correlaciones estables significativas entre las anomalías del Qs del RM y las anomalías de los campos predictores (SST, Pt y Tm). En lo que respecta al campo de la SST, se destacan grandes regiones con correlaciones significativas estables en el Océano Pacífico tropical, principalmente a Lag\_1 y Lag\_2. Estas regiones abarcan las áreas donde se desarrolla el fenómeno del ENSO, evidenciando la fuerte relación que este fenómeno posee con la hidrología de la país (Poveda et al., 2001). En consistencia con estos resultados, Poveda and Mesa (1997) mostraron a través de un análisis de componentes principales que el patrón asociado con el fenómeno de El Niño está fuertemente ligado con la hidroclimatología de Colombia. De la misma forma, Tootle et al. (2008), aplicando un análisis SVD entre las series de caudales de varios ríos principales del país (incluido el río Magdalena) y la SST del Océano Pacífico, Atlántico y Pacífico/Atlántico (unidos), concluyen que tanto el primer modo de variabilidad de la SST del Pacífico como del Pacífico/Atlántico, reflejan la variabilidad del ENSO y se encuentran significativamente relacionados con los caudales en Colombia. Cabe resaltar que en dichos trabajos no se evalúa la capacidad predictiva de la SST del Pacífico sobre la hidroclimatología de Colombia, tal como ha sido analizada en el presente estudio.

Los campos de anomalías de Pt y Tm sobre América del Sur, muestran múltiples regiones con correlaciones estables con el Qs del RM, para los dos retrasos establecidos (Lag\_1 y Lag\_2). El caudal estacional del RM no solo se encuentra relacionado con anomalías climáticas de

regiones cercanas, sino también con anomalías climáticas de regiones localizadas lejos del área de captación de la cuenca, sobre el sur de América del Sur. En gran medida, muchas de las relaciones estables encontradas entre el  $Q_s$  y dichos campos podrían estar controladas por la SST, demostrando la fuerte influencia que ejerce la SST sobre la  $P_t$  y la  $T_m$  en diversas regiones del planeta (Ropelewski and Halpert, 1987; Pabón and Montealegre, 1992; Li and Chen, 2013; Weng et al., 2009; Trenberth and Shea, 2005; Córdoba-Machado et al., 2015a, 2015b). Sin embargo, se muestra que la habilidad de predicción a largo plazo podría mejorar cuando las regiones predictoras cercanas y lejanas son consideradas en conjunto en el esquema de predicción.

El presente estudio demuestra que las anomalías de SST,  $P_t$  y  $T_m$  de varias regiones del planeta, proporcionan una significativa fuente de predictibilidad sobre el  $Q_s$  del RM. Las correspondientes series de tiempo PC1, obtenidas a partir de un PCA de las regiones de cada campo predictor que muestran correlaciones significativas y estables con el  $Q_s$ , son usadas como variables predictoras de las anomalías de  $Q_s$  del RM. Los resultados revelan que las anomalías del  $Q_s$  del RM son predichas con una aceptable habilidad usando las PC1 de los campos predictores de  $P_t$  y SST, principalmente, proporcionando mejores resultados para los retrasos establecidos a una y dos estaciones (Lag\_1 y Lag\_2). En la estación de invierno se obtiene la mejor predicción del  $Q_s$ , utilizando la PC1 del campo de  $P_t$  durante la estación del otoño anterior como predictor, registrando un  $S$  de 0.37 y una correlación de 0.77 entre las series del caudal original y predicho. Sin embargo esta PC1 de  $P_t$  presenta una alta correlación significativa (0.81) con la PC1 de la SST en la misma estación, por lo que es posible que esta mejor predicción obtenida con la  $P_t$  es té realmente conducida por la SST. Además, para el  $Q_s$  de invierno se presentan los mayores valores de correlaciones estables entre el  $Q_s$  y la SST, que además muestra un patrón espacial asociado al patrón del fenómeno ENSO. Consistente con estos resultados Poveda et al. (2001) identifican una fuerte estacionalidad en la influencia del ENSO sobre la hidroclimatología de Colombia, y afirma que, particularmente, las descargas de los ríos responden más durante el invierno (DJF del siguiente año) y el verano (JJA), como resultado de la acción combinada de las anomalías de precipitación, humedad del suelo y evapotranspiración (usando el *Normalized Difference Vegetation Index*, NDVI).

Diversos autores han encontrado relaciones no despreciables entre varios patrones climáticos (PDO, NAO y ENSO) y la hidroclimatología de Colombia (Poveda et al., 2002;

Velasco and Granados 2006; Gutiérrez and Dracup, 2001). Sin embargo muchos de los índices de teleconexión que representa estos patrones, a pesar de que poseen correlaciones significativas con el Qs del RM, carecen de estabilidad dependiendo del retraso establecido, mostrando, por tanto, una muy limitada capacidad predictiva sobre el Qs del RM. El mayor número de índices de teleconexión con correlaciones significativas estables con el Qs se obtiene a Lag\_1, siendo los índices que representan el fenómeno del ENSO los que registran los valores más altos de correlación. Es importante resaltar que a Lag\_1 y Lag\_2 principalmente, varios índices que han recibido menos atención de cara al estudio de la influencia que pueden presentar sobre la hidroclimatología del país, muestran correlaciones estables significativas con el Qs del RM, dependiendo de la estación del año. Este es el caso de los índices EA, EP-NP, EA-WR y EMI con el caudal de invierno; WP, EA, PNA y EMI con el de primavera; WP, EP-NP y NPGO con el de verano; y EP-NP, NPGO con el de otoño.

Las correlaciones estables y la habilidad de predicción sobre el Qs del RM utilizando los campos predictores de SST, Pt y Tm, a través de sus respectivas PCs1, obtienen valores más altos que la predicción basada en los índices de teleconexión. Esto puede ser debido a que las PCs1 de los campos predictores incorporan muchas regiones estables que tienen una influencia considerable sobre el Qs del RM, y que no son tenidas en cuenta por los índices de teleconexión. En concordancia con estos resultados Tootle et al. (2008) muestran que los índices resultantes de los coeficientes de expansión que representan regiones en áreas de la SST del Pacífico y el Atlántico, construidos a través del análisis SVD entre la SST y las series de caudal de varios ríos de Colombia (incluido el RM), proporcionan una mayor capacidad predictiva que a aquellos índices que representan regiones particulares del ENSO, la PDO, o la AMO.

### Río Cauca

Al igual que para el RM, para el RC se han encontrado regiones con correlaciones estables significativas entre el Qs y las anomalías de los campos predictores SST, Pt, Tm y Sw. Los resultados muestran una fuerte similitud con aquellos obtenidos para el RM, aunque también aparecen diferencias destacables. Por ejemplo, para el campo de la SST nuevamente se revelan grandes regiones con correlaciones estables y significativas sobre el Pacífico tropical a Lag\_1 y Lag\_2, asociadas con el fenómeno ENSO. Adicionalmente, a diferencia de lo que pasaba en el RM, el Atlántico parece jugar un papel importante para el caudal del RC a retrasos mayores (Lag\_3 y Lag\_4). Los campos de anomalías de Pt y Sw (Tm) sobre América del Sur muestran

múltiples regiones con correlaciones estables con el Qs del RC, para los retrasos establecidos, siendo más llamativas las que se ubican sobre el norte (costa este) de América del Sur. Los mapas de estabilidad obtenidos para los campos predictores de Pt y Sw presentan valores de correlaciones estables y estructuras espaciales muy similares.

Las anomalías del Qs del RC son predichas con una aceptable habilidad utilizando la primera PC estable de los campos de Pt y Sw, a Lag\_1 y Lag\_2. De igual forma que para retrasos más grandes (Lag\_3 y Lag\_4), la PC1 del campo de la SST, logra predecir el Qs del RC con cierta habilidad. Para la estación de invierno el mejor resultado del modelo de predicción se obtiene cuando se utiliza como variable predictora la PC1 del campo de Sw durante la estación de otoño, (a Lag\_2), registrando un valor de  $S = 0.38$  y un valor de  $r = 0.78$  entre la serie original y predicha del Qs. Para el caudal de las estaciones de AMJ, JAS y SON, las mejores predicciones se obtienen utilizando la PC1 de los campos Sw (a Lag\_2, con  $S = 0.37$  y  $r = 0.78$ ), SST (a Lag\_1, con  $S = 0.27$  y  $r = 0.68$ ) y Pt (a Lag\_1, con  $S = 0.32$  y  $r = 0.74$ ), respectivamente. Cabe destacar que la PC1 del campo de Sw obtiene la mejor predicción para el Qs en todas las estaciones a Lag\_2, comparado con los resultados obtenidos al utilizar las PC1 de los otros campos. Estos resultados ponen de manifiesto la importancia de utilizar la variable humedad del suelo en los estudios de predicción.

Como pasaba para el RM, los índices de teleconexión muestran una limitada capacidad de predicción sobre el Qs del RC, en comparación con la capacidad obtenida al usar la PC1 de los campos predictores (SST, Pt y Sw, principalmente). Sin embargo muchos de los Iteles presentan correlaciones significativas estables con el Qs del RC. Es el caso de los Iteles asociados con el fenómeno ENSO quienes en general presentan los mayores valores de correlación con el Qs, principalmente a Lag\_1. Adicionalmente, a Lag\_1 y Lag\_2, varios índices (distintos de los asociados al ENSO) muestran correlaciones significativas estables con el Qs del RC, dependiendo la estación del año. Este es el caso de los índices EA, EP-NP, PNA y EMI en invierno, WP, EP-NP, y SCAND para el caudal de primavera, WP, EP-NP y NPGO con el caudal de verano, y EP-NP para el caudal de otoño.

En resumen, este estudio, además de cuantificar la habilidad de predicción del Qs de los ríos Magdalena y Cauca, empleando diferentes campos predictores, y contribuir al desarrollo de modelos de predicción para el caudal de los ríos colombianos, podría ser considerado por los organismos ligados a la planificación, el manejo y la gerencia de los recursos naturales del país,

con el fin de obtener predicciones estacionales del caudal del RM y el RC. En futuras investigaciones en la línea de la predicción del caudal estacional en Colombia, se podría plantear la incorporación adicional de nuevas variables predictoras como la evapotranspiración o de alguno de los índices que representen la cobertura del suelo (por ejemplo, el índice NDVI), lo que podría contribuir a mejorar la capacidad de la predicción hidrológica del país.



# CAPÍTULO 7

## CONCLUSIONES

En este capítulo se resumen las principales conclusiones obtenidas en el trabajo llevado a cabo en esta Tesis Doctoral. Básicamente el estudio consiste en el análisis de la predictibilidad estacional de las variables hidroclimáticas precipitación, temperatura del aire y caudal en Colombia. En primer lugar se ha realizado un análisis estacional de la variabilidad espacio-temporal de dichas variables, así como de la relación que presentan con diversos campos climáticos, logrando así, determinar los posibles predictores climáticos a partir de los cuales se han formulado modelos de predicción.

La predicción del caudal, como consecuencia de la complejidad del sistema hidrológico, incorpora una gran dificultad. Por este motivo, contribuir a la mejora de la calidad de las predicciones de variables hidroclimáticas siempre ha sido considerado una tarea relevante para los investigadores del campo de la Geofísica.

La principal motivación de esta Tesis radica en la necesidad de mejorar la comprensión de la variabilidad climática a gran escala que influye en la variabilidad de la hidroclimatología de Colombia, que a su vez establece los fundamentos para el desarrollo de modelos predictivos de la precipitación, la temperatura del aire y el caudal, a escalas temporales de gran importancia

para la población y los recursos naturales de dicho país. A continuación se detallan los principales resultados obtenidos para cada una de las variables analizadas.

### **Precipitación**

En primer lugar se ha estudiado la variabilidad espacio-temporal de la precipitación estacional en Colombia a partir de 341 estaciones homogéneas distribuidas sobre todo el país, durante el periodo de 1979-2009. La precipitación media anual sobre Colombia presenta un destacado ciclo bimodal, registrando dos temporadas lluviosas (abril-mayo y octubre-noviembre) y dos temporadas de menor cantidad de lluvia (diciembre-febrero y junio-agosto), principalmente conducidas por el doble paso de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) (Eslava, 1994; Poveda et al., 2011). La estación de invierno (DJF), conformada por los meses con menores registros de precipitación a lo largo del año, presenta un promedio de 120 mm, mientras que la estación de otoño (SON) muestra una precipitación media de 212 mm, siendo esta, la estación más lluviosa del año. Las estaciones de primavera (MAM) y verano (JJA), registran un promedio de 208 y 185 mm de lluvia, respectivamente. El primer modo (EOF1, obtenido del PCA de la precipitación estacional) explica el 39%, 28%, 34% y 27% de la varianza de la precipitación en las estaciones de DJF, MAM, JJA y SON, respectivamente, revelando para cada una de las estaciones una variabilidad representativa de la mayor parte del país. La varianza del campo de precipitación en Colombia explicada por los 3 primeros EOFs, acumula un total de 53.4% (DJF), 42.7% (MAM), 49% (JJA) y 38.9% (SON) para cada estación, siendo pues la estación de invierno (otoño) cuando se obtiene la mayor (menor) cantidad de varianza explicada de las cuatro estaciones del año.

Las tendencias significativas de la precipitación estacional en Colombia presentan valores que oscilan entre -3% y 3% por año para las estaciones de DJF y JJA, respectivamente. En general, las tendencias negativas ocurren en localidades ubicadas en el centro de Colombia, mientras que las tendencias positivas suelen aparecer sobre el occidente del país. Resultados similares son mostrados por Carmona and Poveda (2014).

Una vez analizada la variabilidad espacio-temporal de la precipitación en Colombia, el estudio siguiente ha abordado el análisis de la capacidad predictiva de la SST del Pacífico tropical y su relación con la precipitación de Colombia. En esta parte se ha desarrollado un esquema de reconstrucción/predicción de la precipitación estacional del país, a través del análisis de descomposición en valores singulares (SVD), estableciendo los retrasos (Lag) de 1, 2, 3, y 4

estaciones en tre l as v ariables p redictoras (asociadas a l a S ST d el P acífico tr opical) y la precipitación estacional.

El estudio de la variabilidad acoplada obtenido del análisis de SVD entre la SST del Pacífico tropical y la precipitación estacional (en estaciones coetáneas), revela que, para todas las estaciones del año, el modo predominante está asociado al fenómeno de El Niño, mientras que el segundo modo más importante está ligado al fenómeno de El Niño Modoki. Se ha constatado la importante influencia que estos dos patrones de acoplamiento océano-atmósfera ejercen sobre la precipitación del país. El primer modo de variabilidad acoplada explica una cantidad de varianza cuadrada de 88.7% para DJF, 70.5% para MAM, 73.7% para JJA, y 83.9% para SON; mientras que el segundo modo explica el 6.2%, 20.4%, 14%, y 7.7% de la varianza cuadrada para las estaciones DJF, MAM, JJA y SON, respectivamente. El primer modo de variabilidad de la SST del Pacífico tropical presenta un predominio de correlaciones negativas significativas con las anomalías de precipitación sobre el norte, centro y occidente de Colombia, principalmente para las estaciones de invierno, verano y otoño, indicando que durante la ocurrencia de El Niño se registra una significativa disminución de la precipitación estacional en esas zonas del país. Sin embargo, también se encuentra que en algunas localidades, durante las estaciones de verano, primavera y otoño, se produce el efecto contrario. El segundo modo de variabilidad de la SST también presenta significativas correlaciones negativas con las anomalías de la precipitación en la estación de invierno, pero exhibe una respuesta más débil de esta variable en comparación con El Niño clásico. El Niño Modoki aparentemente ejerce una influencia significativa (diferente a la ejercida por El Niño) sobre varias localidades ubicadas en el suroeste de Colombia.

Las reducciones de la precipitación estacional relacionadas con El Niño, pueden alcanzar los 90 mm/°C, principalmente sobre el occidente de Colombia, durante las estaciones de invierno, verano y otoño. El centro y norte del país presentan disminuciones entre 10 y 50 mm/°C en estas mismas estaciones. En primavera sin embargo, se destacan aumentos entre 20 y 40 mm/°C en el centro y este de Colombia. Las precipitaciones relacionadas con El Niño Modoki presentan una reducción importante (entre 20 y 60 mm/°C) sobre el suroccidente de Colombia, evidenciada en todas las estaciones del año. Al igual que para El Niño, las reducciones durante el invierno y los aumentos durante la primavera sobre el centro del país oscilan entre los 20 y 40 mm/°C. Las series reconstruidas de precipitación (en el análisis

coetáneo) empleando los dos primeros modos de la SST del Pacífico tropical (El Niño + El Niño Modoki), simulan de mejor forma la variabilidad de la precipitación observada en Colombia, principalmente para las estaciones de DJF, JJA y SON, en comparación con las reconstrucciones obtenidas utilizando solo el primer modo de variabilidad de la SST del Pacífico tropical (El Niño). Estos resultados revelan la importancia que posee el segundo modo de variabilidad de la SST del Pacífico tropical para contribuir a reconstruir la variabilidad de la precipitación estacional en Colombia.

Para todos los retrasos establecidos (de 1 hasta 4 estaciones) entre la SST del Pacífico tropical y la precipitación estacional de Colombia, el primer modo de variabilidad acoplado obtenido del SVD retrasado (SVD\_Lag) está asociado con el fenómeno de El Niño, mientras que el segundo modo acoplado de variabilidad está ligado con el fenómeno de El Niño Modoki; Este resultado pone de manifiesto cierta estabilidad de los modos encontrados en el análisis coetáneo. El primer modo acoplado revela que la fracción de covarianza cuadrada (SCF) de los dos campos oscila entre 45% (JJA/MAM+1) y 94% (SON\DJF+1), según el retraso considerado y las estaciones del año utilizadas. Así pues, el acoplamiento entre la SST de otoño (SON) y la precipitación de invierno del siguiente año (\DJF+1), registra el mayor porcentaje de covarianza cuadrada explicada (94%) entre los dos campos.

La SCF obtenida por el segundo modo acoplado de variabilidad, oscila entre el 3.3% (SON\DJF+1) y 2.3% (MAM\MAM+1) dependiendo del retraso y de las estaciones del año empleadas para la SST y la precipitación. Al igual que en el análisis coetáneo, el proceso de reconstrucción de la precipitación estacional es mejor cuando se utilizan los dos primeros modos de variabilidad de la SST del Pacífico tropical (El Niño + El Niño Modoki) obtenidos a través del SVD\_Lag, en todas las combinaciones estacionales establecidas. Con esta última consideración, se obtienen series reconstruidas de precipitación que logran representar con cierta habilidad la variabilidad de la precipitación estacional observada, principalmente para las estaciones de DJF, JJA y SON.

Finalmente, el esquema de predicción de la precipitación estacional desarrollado, utiliza la variabilidad de la SST del Pacífico tropical asociada con los fenómenos de El Niño y El Niño Modoki. Los resultados también revelan que la precipitación de primavera es la que peor se explica mediante este esquema de predicción, sin importar la SST estacional que se emplee como variable predictor. Mientras que la precipitación de la estación de invierno es la que

mejor se explica por el esquema de predicción, cuando se utiliza como variable predictora la variabilidad de la SST durante las estaciones de SON (Lag\_1, retraso de una estación) y JJA (Lag\_2, retraso de dos estaciones). Los valores de correlación entre las series de precipitación originales y las series predichas para el mejor de los casos (acoplamiento SON/DJF), en general, se mantienen por encima de 0.55, obteniendo un error esperado por encima de 0.2 en todos los casos.

Como conclusión final para el análisis de la predictibilidad de la precipitación estacional en Colombia, cabe decir que se ha demostrado la importante capacidad predictiva que posee la variabilidad de la SST del Pacífico tropical asociada a los dos tipos de El Niño (El Niño y El Niño Modoki) sobre la misma. Los resultados revelan que la precipitación estacional en muchas localidades del país, se puede reconstruir (/predecir) con una buena habilidad, usando la SST con un adelanto desde una hasta cuatro estaciones. Invierno es la estación del año en la que mejores resultados presenta el modelo de predicción, siendo también el invierno cuando los modos acoplados encontrados a través del SVD\_Lag explican el mayor porcentaje de la SCF entre los campos de anomalías de SST y de precipitación. Uno de los aspectos más relevantes de la investigación radica en el hecho de incorporar la variabilidad de la SST asociada con El Niño Modoki en el modelo de predicción de la precipitación en Colombia, logrando develar la significativa influencia que posee este fenómeno sobre la precipitación estacional en el país y la importante mejora que representa a la hora de predecir o reconstruir dicha variable.

### **Temperatura del Aire**

Respecto a la temperatura del aire ( $T_m$ ) estacional en Colombia, se ha analizado su variabilidad espacio temporal empleando 24 estaciones que poseen series homogéneas, durante el periodo 1979-2010, distribuidas a lo largo del territorio colombiano. El promedio estacional de la  $T_m$  media presenta pocas diferencias estacionales a lo largo del año. En general, las estaciones que obtienen valores por debajo (encima) de los  $22^\circ\text{C}$ , se encuentran ubicadas en alturas superiores (inferiores) a los 900 m, indicando que las principales diferencias térmicas entre las regiones del país se deben, fundamentalmente, al gradiente orográfico. Los mayores valores de temperatura ( $T_m > 24^\circ\text{C}$ ), se muestran al norte, occidente, oriente y sur de Colombia en las cuatro estaciones del año, mientras que los valores más bajos ( $T_m < 22^\circ\text{C}$ ) se presentan dibujando un recorrido desde el suroeste hasta el centro-norte del país, sobre la Cordillera de los Andes. Los valores de las tendencias detectadas oscilan entre  $0.01^\circ\text{C}$  y  $0.05^\circ\text{C}$  por año,

dependiendo de la estación de la año, siendo en el invierno (DJF), cuando se presentan los mayores valores. De acuerdo con Carmona y Poveda (2014), diversas localidades de Colombia, ubicadas sobre el centro, occidente y norte del país principalmente, exhiben incrementos de la tendencia en las temperaturas mínimas entre  $0.01^{\circ}\text{C}$  y  $0.08^{\circ}\text{C}$  por año. En general, se observa que todas las localidades en contradas con tendencias significativas, presentan valores de pendiente positivos, inferiores al 1% por año, en las cuatro estaciones del año consideradas, indicando un ligero aumento en las tendencias de la  $T_m$  durante el periodo de estudio. El PCA aplicado sobre la  $T_m$  estacional en Colombia, revela que solo las dos primeras componentes principales son significativas (regla de North) en cada una de las estaciones de la año. Los dos primeros EOFs acumulan una varianza explicada de 78% en DJF, 70% en MAM, 66.1% en JJA y 68.7% en SON, siendo en DJF (JJA), cuando se explica la mayor (menor) cantidad de varianza. El primer modo de variabilidad de la  $T_m$  muestra en general fuertes correlaciones positivas significativas sobre la mayoría de las localidades utilizadas para el análisis en las cuatro estaciones del año, convirtiéndose en el modo representativo de la variabilidad de la  $T_m$  sobre la mayor parte del país.

El SVD aplicado a los campos estacionales coetáneos de la SST del Pacífico tropical y la  $T_m$  estacional muestra que el primer modo de variabilidad acoplado de la SST, está asociado con el fenómeno de El Niño en todas las estaciones de la año, mientras que el segundo modo de variabilidad está ligado con el fenómeno de El Niño Modoki (similar a los resultados obtenidos con el campo de precipitación). Sin embargo, y a diferencia de lo que sucede en el caso de la precipitación, a pesar que el segundo modo de variabilidad de la SST, es detectado por el SVD, no resulta ser significativo para predecir el comportamiento de la  $T_m$  estacional en el país. Adicionalmente, la capacidad predictiva de la variabilidad de la SST del Pacífico tropical sobre la  $T_m$  es bastante limitada cuando se establecen los retrasos más grandes (por ejemplo para Lag\_4).

El primer modo (obtenido del SVD\_Lag) de variabilidad de la SST del Pacífico tropical, asociado con el fenómeno ENSO, es el modo más influyente sobre la variabilidad de la  $T_m$  estacional en Colombia, exhibiendo una fuerte relación lineal con esta variable, principalmente para el retraso de una estación (Lag\_1). La fracción de covarianza cuadrada explicada por el EOF1 obtenido a partir del SVD (/SVD\_Lag), presenta valores superiores al 70% en todos los casos (estaciones de la año y retrasos considerados). Los mejores resultados del modelo de

predicción se obtienen cuando se predice la  $T_m$  de las estaciones de DJF, JJA y SON, a  $Lag_1$ , mostrando valores de correlación y del error esperado (entre la serie predicha y la serie original) que logran superar los valores de 0.7 y 0.4, respectivamente. En general, los resultados de este estudio muestran que se logra reconstruir y predecir la  $T_m$  estacional en Colombia de una forma aceptable a partir de la SST del Pacífico tropical ligada con el primer EOF obtenido de la SVD\_Lag, asociado con el fenómeno ENSO, principalmente cuando se establece el retraso de una estación, esto es, cuando el acoplamiento entre el campo de la SST y la  $T_m$  es mayor. Esto puede ser debido a la pronta y notable respuesta que presenta la  $T_m$  en Colombia frente a las variaciones de la SST del Pacífico tropical, derivada de los mecanismos físicos subyacentes que determinan y dirigen el acoplamiento océano-atmósfera entre estos dos campos.

### **Caudal**

Se ha llevado a cabo un estudio de predictibilidad estacional (JFM, AMJ, JAS y OND) del caudal ( $Q_s$ ) de los 2 ríos más importantes de Colombia (el río Magdalena –RM– y el río Cauca –RC–), usando como predictores potenciales el campo de anomalías de la SST global y los campos de anomalías de  $P_t$ ,  $T_m$  y humedad de la suelo ( $Sw$ ) sobre América del Sur, en estaciones anteriores, para distintos retrasos establecidos desde 1 a 4 estaciones ( $Lag_1$ ,  $Lag_2$ ,  $Lag_3$  and  $Lag_4$ ). Para la predicción del caudal estacional del RM se han empleado los campos predictores SST,  $P_t$  y  $T_m$ , durante el periodo de 1936-2009, mientras que para el RC además de estos 3 campos se ha incluido el campo de  $Sw$ , y se ha utilizado el periodo de 1949-2009. Dada la gran inercia térmica de la SST, cuando se utiliza este campo predictor a escala global se establecen los retrasos de 1 a 4 estaciones, mientras que para el resto de campos predictores solo se establecen los retrasos de 2 estaciones ( $Lag_1$  y  $Lag_2$ ). De esta forma, la estabilidad de las correlaciones significativas entre los campos predictores y el  $Q_s$  de los 2 ríos ha sido analizada, para luego desarrollar un esquema de predicción basado en un modelo de regresión lineal.

Tanto el caudal del RM, como el caudal del RC, presentan un marcado ciclo estacional, mucho más acusado en el primer caso, mostrando un comportamiento de tipo bimodal, en el cual se registran valores máximos en los meses de abril-mayo-junio (AMJ) y octubre-noviembre-diciembre (OND), y valores mínimos en enero-febrero-marzo (JFM) y julio-agosto-septiembre (JAS), como resultado del doble paso de la Zona de Confluencia Intertropical (ZCIT) sobre Colombia (Poveda, 2004). Las tendencias estacionales del caudal presentan valores de  $-1.7 \text{ m}^3/\text{s}$  (JFM),  $-2.7 \text{ m}^3/\text{s}$  (AMJ),  $-6.3 \text{ m}^3/\text{s}$  (JAS) y  $-5.3 \text{ m}^3/\text{s}$  (OND) por año, para el RM; y de  $1.3$  (JFM),

-3.5 ( AMJ), -8.2 ( JAS) y -7.1 ( OND)  $m^3/s$  por año, para el R C. Siendo estos valores significativos solo para la estación de JAS en ambas cuencas (tendencia decreciente inferior al 1% por año).

El Qs del RM y del RC muestra correlaciones significativas con la SST del Pacífico tropical, principalmente para los retrasos de una y dos estaciones. Los mapas de correlación dibujan llamativos núcleos de correlaciones significativas (negativas) sobre las regiones donde se desarrolla el fenómeno de El Niño. El esquema de predicción desarrollado para predecir el Qs del RM, demuestra la capacidad predictiva que poseen los campos predictores de la SST, Pt y Tm sobre dicha variable. Las correspondientes series de tiempo PC1, obtenidas a partir del PCA aplicado sobre las regiones estables de cada campo que presentan correlaciones estables con el Qs, son usadas como variables predictoras de las anomalías del Qs. Los resultados revelan que las anomalías del Qs del RM son predichas con una aceptable habilidad usando las PC1 de los campos predictores de Pt y SST principalmente, proporcionando mejores resultados para los retrasos establecidos entre una y dos estaciones (Lag\_1 y Lag\_2). La estación de invierno presenta los mejores resultados obtenidos por el modelo de predicción del Qs, cuando se ha utilizado la PC1 del campo de Pt durante la estación del otoño anterior como variable predictora, registrando un  $S$  de 0.37 y una correlación de 0.77 entre las series del caudal original y predicho. Sin embargo, esta PC1 de la Pt presenta una alta correlación significativa (0.81) con la PC1 de la SST en la misma estación, por lo que es posible que esta mejor predicción obtenida con la Pt esté realmente conducida por la SST. Además, también es en invierno cuando se presentan los mayores valores de correlaciones estables entre el Qs y la SST, y están asociadas con el patrón del fenómeno ENSO. Consistentemente con estos resultados Poveda et al. (2001) identifican una fuerte estacionalidad en la influencia del ENSO sobre la hidroclimatología de Colombia. A pesar de que algunos índices de teleconexión, presentan correlaciones significativas estables con el Qs del RM, (principalmente aquellos que representan el ciclo ENSO), estos muestran una capacidad predictiva más limitada, en comparación con las PC1 obtenidas de las regiones con correlaciones significativas y estables de los campos predictores de la SST y la Pt sobre América del Sur.

Por otro lado, las anomalías del Qs del RC son predichas con una aceptable habilidad utilizando la primera PC estable de los campos de Pt y Sw, a Lag\_1 y Lag\_2. De igual forma, para retrasos más grandes (Lag\_3 y Lag\_4), la PC1 del campo de la SST, logra predecir el Qs del

RC con cierta habilidad (similar que para el RM). Para la estación de invierno el mejor resultado del proceso de predicción se obtiene cuando se utiliza como variable predictora la PC1 del campo de Sw durante la estación de otoño, a Lag\_2, registrando un valor  $S = 0.38$  y un valor de  $r = 0.78$  entre la serie original y predicha del Qs. Para el caudal de las estaciones de AMJ, JAS y SON, las mejores predicciones se obtienen utilizando la PC1 de los campos Sw (a Lag\_2, con  $S = 0.37$  y  $r = 0.78$ ), SST (a Lag\_1, con  $S = 0.27$  y  $r = 0.68$ ) y Pt (a Lag\_1, con  $S = 0.32$  y  $r = 0.74$ ), respectivamente. Cabe destacar que la PC1 del campo de Sw obtiene la mejor predicción para el Qs del RC en todas las estaciones a Lag\_2, comparado con los resultados obtenidos al utilizar las PCs1 de los otros campos.

Con los resultados obtenidos, cabe concluir que el presente trabajo contribuye a mejorar la comprensión de la variabilidad de la precipitación, temperatura del aire y caudal en Colombia, así como a su predicción a distintas escalas temporales. Además, es importante destacar el hecho de que el esquema de predicción de desarrollo podría ser aplicado a otras variables hidroclimáticas, lo que daría lugar a predicciones climáticas que podrían ser de gran utilidad para los institutos ligados a la planificación y gestión de los recursos naturales del país. Futuras investigaciones podrían estar encaminadas a desarrollar modelos de predicción de estas variables en distintas escalas de tiempo, que incorporen (de forma conjunta) como variables predictoras, la variabilidad de la SST del Pacífico tropical, la SST del Atlántico tropical y de otras regiones del planeta, que muestren una relación significativa con las variables a predecir. También podría resultar de interés plantear la incorporación adicional de nuevas variables predictoras como por ejemplo la evapotranspiración, lo que podría contribuir a mejorar la capacidad de la predicción hidrológica sobre el país.



# BIBLIOGRAFÍA

- Aceituno, P. (1988). "On the Functioning of the Southern Oscillation in the South American Sector. Part I: Surface Climate." *Monthly Weather Review* 116(3): 505-524.
- Aceituno, P. (1989). "On the Functioning of the Southern Oscillation in the South American Sector. Part II. Upper-Air Circulation." *Journal of Climate* 2(4): 341-355.
- Aceituno, P., M. R. Prieto, et al. (2009). "The 1877–1878 El Niño episode: associated impacts in South America." *Climatic Change* 92(3-4): 389-416.
- Alexandersson, H. (1986). "A homogeneity test applied to precipitation data." *Journal of Climatology* 6(6), : 661-675.
- Alfaro, E., y J. A. A. Mador., 1996. (1996). "El Niño-Oscilación del Sur y algunas series de temperatura máxima y brillo solar en Costa Rica." *Top. Meteorology. Oceanography* 3(19-26).
- Anderson, R. L. (1942). "Distribution of the serial correlation coefficients." *Annals of Mathematical Statistics* 13 (1), : 1-13.
- Andreoli, R. V. and M. T. Kayano (2005). "ENSO-related rainfall anomalies in South America and associated circulation features during warm and cold Pacific decadal oscillation regimes." *International Journal of Climatology* 25: 2071-2030.
- Arnell, N. W. (1995). "Scenarios for hydrological climate change impact studies. The Role of Water and the Hydrological Cycle in Global Change, H. R. Oliver and S. Oliver, Eds., NATO ASI Series 1," Springer-Verlag: 393–396.
- Arnell, N. W. (1999). "The effect of climate change on hydrological regimes in Europe: a continental perspective." *Global Environmental Change* 9: 5–23.

- Arnell, N. W. and N. S. Reynard (1996). "The effects of climate change due to global warming on river flows in Great Britain." *J. Hydrol*(183): 397–424.
- Ashok, K., S. K. Behera, et al. (2007). "El Niño Modoki and its possible teleconnection." *Journal of Geophysical Research* 112(C11).
- Ashok, K., C. Y. Tam, et al. (2009). "ENSO Modoki impact on the Southern Hemisphere storm track activity during extended austral winter." *Geophysical Research Letters* 36(12): L12705.
- Atkinson D., B. K. E., Dawson L.A., Dunsiger Z., Watson C.A., Wilson S.A., (2005). "Prospects, advantages and limitations of future crop production systems dependent upon the management of soil processes." *Ann. Appl. Biol.*, 146, : 203-215.
- Barnett, T. P. and R. W. Preisendorfer (1987). "Origins and levels of monthly and seasonal forecast skill for United States surface air temperatures determined by canonical correlation analysis." *Mon Wea Rev* 115: 1825-1850.
- Barnston, A. G. (1994). "Linear Statistical Short-Term Climate Predictive Skill in the Northern Hemisphere." *Journal of Climate* 7(10): 1513-1564.
- Barnston, A. G. and R. E. Livezey (1987). "Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns." *Monthly Weather Review*, 115(6), : 1083-1126.
- Barnston, A. G. and T. M. Smith (1996). "Specification and Prediction of Global Surface Temperature and Precipitation from Global SST Using CCA." *Journal of Climate* 9(11): 2660-2697.
- Barros, V. R. and G. E. Silvestri (2002). "The Relation between Sea Surface Temperature at the Subtropical South-Central Pacific and Precipitation in Southeastern South America." *Journal of Climate* 15(3): 251-267.
- Behera, S. K. and T. Yamagata (2003). "Influence of the Indian Ocean Dipole on the Southern Oscillation." *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II* 81(1): 169-177.
- Bjerknes, J. (1969). "ATMOSPHERIC TELECONNECTIONS FROM THE EQUATORIAL PACIFIC1." *Monthly Weather Review* 97(3): 163-172.
- Bjerknes, J. (1969). "ATMOSPHERIC TELECONNECTIONS FROM THE EQUATORIAL PACIFIC1." *Monthly Weather Review* 97(3): 163-172.

- Björnsson, H. and S.A.Venegas (1997). "A Manual of EOF and SVD Analysis of Climatic Data." (McGill University): 52.
- Bond, N. A., J.E. Overland, et al. (2003). "Recent shifts in the state of the North Pacific." *Geophysical Research Letters*, 30, .
- Bretherton, C. S., M. Widmann, V. P. Dymnikov, J. M. Wallace, and I. Bladé (1999). "The effective number of spatial degrees of freedom of a time-varying field." *Journal of Climate* 12(7), : 1990-2009.
- Bretherton, C. S., C. Smith, et al. (1992). "An Intercomparison of Methods for Finding Coupled Patterns in Climate Data." *Journal of Climate* 5(6): 541-560.
- Buishand, T. A. (1982). "Some methods for testing the homogeneity of rainfall records, *Journal of Hydrology*, ." 58, : 11-27.
- Bunkers, M. J. and J. R. D.-G. J. Miller, Arthur, T., (1996). "An Examination of El Niño - La Nina- Related Precipitation and Temperature Anomalies across the Northern Plains : ." *Journal of climate* 9: 147-160.
- Cai, W. and T. Cowan (2009). "La Niña Modoki impacts Australia autumn rainfall variability." *Geophysical Research Letters* 36(12): L12805.
- Carmona, A. and G. Poveda (2014). "Detection of long-term trends in monthly hydro-climatic series of Colombia through Empirical Mode Decomposition." *Climatic Change* 123(2): 301-313.
- Cazes-Boezio, G., A. W. Robertson, et al. (2003). "Seasonal Dependence of ENSO Teleconnections over South America and Relationships with Precipitation in Uruguay." *Journal of Climate* 16(8): 1159-1176.
- Chan, J. C. L. and J. Xu (2000). "Physical Mechanisms Responsible for the Transition from a Warm to a Cold State of the El Niño–Southern Oscillation." *Journal of Climate* 13(12): 2056-2071.
- Chang, C. W. J., H.-H. Hsu, et al. (2008). "Interannual mode of sea level in the South China Sea and the roles of El Niño and El Niño Modoki." *Geophysical Research Letters* 35(3): L03601.
- Chao, Y., M. Ghil, and J. C. McWilliams (2000). "Pacific interdecadal variability in this century's sea surface temperatures " *Geophysical Research Letters* 27(15), : 2261-2264.

- Chen, D. and M. A. Cane (2008). "El Niño prediction and predictability." *Journal of Computational Physics* 227(7): 3625-3640.
- Cherry, S. (1996). "Singular Value Decomposition Analysis and Canonical Correlation Analysis." *Journal of Climate* 9(9): 2003-2009.
- Chiew, F. H. S. and T. A. McMahon (2002). "Global ENSO-streamflow teleconnection, streamflow forecasting and interannual variability." *Hydrological Sciences Journal* 47(3): 505-522.
- Choi, J., S.-I. An, et al. (2012). "Decadal amplitude modulation of two types of ENSO and its relationship with the mean state." *Climate Dynamics* 38(11-12): 2631-2644.
- Coelho, C. A. S., C. B. Uvo, et al. (2002). "Exploring the impacts of the tropical Pacific SST on the precipitation patterns over South America during ENSO periods." *Theoretical and Applied Climatology* 71(3-4): 185-197.
- Córdoba-Machado, S., R. Palomino-Lemus, et al. (2015). "Influence of tropical Pacific SST on seasonal precipitation in Colombia: prediction using El Niño and El Niño Modoki." *Climate Dynamics* 44(5-6): 1293-1310.
- Córdoba-Machado, S., R. Palomino-Lemus, et al. (2015). "Assessing the impact of El Niño Modoki on seasonal precipitation in Colombia." *Global and Planetary Change* 124: 41-61.
- Costa, A. C. and A. Soares (2009). "Homogenization of climate data: review and new perspectives using geostatistics." *Mathematical Geosciences* 41, : 291-305.
- Cullen, H., A. Kaplan, et al. (2002). "Impact of the North Atlantic Oscillation on Middle Eastern Climate and Streamflow." *Climatic Change* 55(3): 315-338.
- Dettinger, M. D. and H. F. Diaz (2000). "Global Characteristics of Stream Flow Seasonality and Variability." *Journal of Hydrometeorology* 1(4): 289-310.
- Di Lorenzo, N. S. E., et al. (2008). "North Pacific Gyre Oscillation links ocean climate and ecosystem change." *Geophysical Research Letters*, 35(8), L08607.
- Di Lorenzo, E., K. M. Cobb, et al. (2010). "Central Pacific El Niño and decadal climate change in the North Pacific Ocean." *Nature Geosciences* 3(11), : 762-765.
- ElNesr, M. N., Abu-Zreig, M.M., Alazba, A.A., (2010). "Temperature trends and distribution in the Arabian Peninsula." *American Journal of Environmental Sciences* 6, : 191-203.

- Enfield, D. B. and E. J. Alfaro (2000). "The Dependence of Caribbean Rainfall on the Interaction of the Tropical Atlantic and Pacific Oceans." *Journal of Climate* 12(7): 2093-2103.
- Eslava, J. A. (1994). "Climatology of Colombian Pacific (in Spanish)." *Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Física y Naturales, Colección Eratóstenes* 1: 79.
- Fan Y and H. van den Dool (2004). "Climate Prediction Center global monthly soil moisture data set at 0.5 degree resolution for 1948 to present. ." *Journal of Geophysical Research* 109: D10102. .
- Fasullo, J. and P. J. Webster (2000). "Atmospheric and surface variations during westerly wind bursts in the tropical western Pacific." *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 126(564): 899-924.
- Fedorov, A. V. and S. G. Philander (2000). "Is El Niño Changing?" *Science* 288(5473): 1997-2002.
- Fritts, H. C. (1976). "Tree Rings and Climate. Academic Press." 567 pp.
- Gámiz-Fortis, S. R., M. J. Esteban-Parra, et al. (2010). "Potential predictability of an Iberian river flow based on its relationship with previous winter global SST." *Journal of Hydrology* 385(1-4): 143-149.
- Gámiz-Fortis, S. R., J. M. Hidalgo-Muñoz, et al. (2011). "Spatio-temporal variability in Ebro river basin (NE Spain): Global SST as potential source of predictability on decadal time scales." *Journal of Hydrology* 409(3-4): 759-775.
- Gao, P., X. Zhang, et al. (2010). "Trend and change-point analyses of streamflow and sediment discharge in the Yellow River during 1950-2005." *Hydrological Sciences Journal* 55(2): 275-285.
- García-Serrano, J., T. Losada, et al. (2008). "Tropical Atlantic variability modes (1979-2002). Part II: Time-evolving atmospheric circulation related to SST-forced tropical convection." *Journal of Climate* 21(24): 6476-6497.
- Gedalof, Z., Peterson, D.L., Mantua, N., (2005). "Atmospheric, climatic, and ecological controls on extreme wildfire years in the northwestern United States" *Ecol. Appl.* 15, : 154-174. .
- Gentry, A., . (1990). "'La Región del Coclé". En: *Selva Húmeda de Colombia,*" Villegas Editores,(Bogotá): 41-48

- Giannini, A., J. C. H. Chiang, et al. (2001). "The ENSO Teleconnection to the Tropical Atlantic Ocean: Contributions of the Remote and Local SSTs to Rainfall Variability in the Tropical Americas\*." *Journal of Climate* 14(24): 4530-4544.
- Giannini, A., Y. Kushnir, et al. (2000). "Interannual Variability of Caribbean Rainfall, ENSO, and the Atlantic Ocean\*." *Journal of Climate* 13(2): 297-311.
- Gocic, M. and S. T. Rajkovic (2013). "Analysis of changes in meteorological variables using Mann-Kendall and Sen's slope estimator statistical tests in Serbia." *Global and Planetary Change* 100: 172-182.
- Goddard, L. and S. Mason (2002). "Sensitivity of seasonal climate forecasts to persisted SST anomalies." *Climate Dynamics* 19(7): 619-632.
- Gray, S. T., L. J. Graumlich, et al. (2004). "A tree-ring based reconstruction of the Atlantic Multidecadal Oscillation since 1567 A.D. ." *Geophysical Research Letters*, 31(12). L12205.
- Grimm, A. and T. Ambrizzi (2009). Teleconnections into South America from the Tropics and Extratropics on Interannual and Intraseasonal Timescales. Past Climate Variability in South America and Surrounding Regions. F. Vimeux, F. Sylvestre and M. Khodri, Springer Netherlands. 14: 159-191.
- Grimm, A. M. (2003). "The El Niño Impact on the Summer Monsoon in Brazil: Regional Processes versus Remote Influences." *Journal of Climate* 16(2): 263-280.
- Grimm, A. M. (2004). "How do La Niña events disturb the summer monsoon system in Brazil? " *Climate Dynamics* 22 (2-3), : 123-138.
- Grimm, A. M., Pal, J., Giorgi, F., (2007). "Connection between spring conditions and peak summer monsoon rainfall in South America: role of soil moisture, surface temperature, and topography in eastern Brazil." *J. Clim.* 20, 5929-5945.
- Grimm, A. M., V. R. Barros, et al. (2000). "Climate Variability in Southern South America Associated with El Niño and La Niña Events." *Journal of Climate* 13(1): 35-58.
- Grimm, A. M., S. E. T. Ferraz, et al. (1998). "Precipitation Anomalies in Southern Brazil Associated with El Niño and La Niña Events." *Journal of Climate* 11(11): 2863-2880.
- Grimm, A. M. and R. G. Tedeschi (2009). "ENSO and Extreme Rainfall Events in South America." *Journal of Climate* 22(7): 1589-1609.

- Grimm, A. M. and R. G. Tedeschi (2009). "ENSO and Extreme Rainfall Events in South America." *Journal of Climate* 22(7): 1589-1609.
- Gutiérrez, F. and J. A. Dracup (2001). "An analysis of the feasibility of long-range streamflow forecasting for Colombia using El Niño–Southern Oscillation indicators." *Journal of Hydrology* 246(1–4): 181-196.
- Halpert, M. S. and C. F. Ropelewski (1992). "Surface temperature patterns associated with the Southern Oscillation, *Journal of Climate*." 5(6), : 577-593.
- Harris, I., P. D. Jones, et al. (2014). "Updated high-resolution grids of monthly climatic observations – the CRUTS3.10 Dataset." *International Journal of Climatology* 34 (3): 623-642.
- Hartmann, H. C., Pagano, T. C., Sorooshian, S., & Bales, R. (2002). "Confidence builders: Evaluating seasonal climate forecasts from user perspectives. *Bulletin of the American Meteorological Society*." 8, 683-698.
- Hartmann, H. C., Bradley, A., Hamlet, A. (2003). "Advanced hydrologic predictions for improving water management. In: Lawford, R.G., Fort, D.D., Hartmann, H.C., Eden, S. (eds.). " *Water: Science, Policy and Management: Challenges and Opportunities*. American Geophysical Union, Washington, D.C., Estados Unidos: 285-307.
- Hastenrath, S. (1990). "Diagnostics and Prediction of Anomalous River Discharge in Northern South America." *Journal of Climate* 3(10): 1080-1096.
- Hernández-Martínez, M., J. M. Hidalgo-Muñoz, S. R. Gámiz-Fortis, Y. Castro-Díez, and M. J. Esteban-Parra (2014). "Temporal variability and potential predictability of the streamflow regimes in the northeastern Iberian Peninsula, *River Research and Applications* ".
- Hill, K. J., A. S. Taschetto, et al. (2009). "South American rainfall impacts associated with inter-El Niño variations." *Geophysical Research Letters* 36(19): L19702.
- Hill, K. J., A. S. Taschetto, et al. (2011). "Sensitivity of South American summer rainfall to tropical Pacific Ocean SST anomalies." *Geophysical Research Letters* 38(1): L01701.
- Hofstra, N., M. Haylock, et al. (2009). "Testing E-OBS European high-resolution gridded data set of daily precipitation and surface temperature." *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 114(D21): D21101.

- Holdridge, L. R. and p. (1967). "Life Zone Ecology. Tropical Science Center. San José, Costa Rica " Science Center.: 206 p.
- Hollander, M. and D. A. Wolfe (1973). "Nonparametric Statistical Methods. ." John Wiley & Sons, New York.
- Hurrell, J. W. (1995). "Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitation " Science, 269(5224), 676-679.
- IDEAM (2002). "Efectos naturales y socioeconómicos del Fenómeno El Niño en Colombia." (Intituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales IDEAM, Bogotá, D.C., Marzo): 58.
- IDEAM (2005). "Atlas climatológico de Colombia,." en Colombia. Santa Fe de Bogotá D.C , Diciembre V.1.
- IDEAM (2012). "Posibles Efectos Naturales y Socioeconómicos del Fenómeno "El Niño" en el Periodo 2012-2013 en Colombia." (Bogotá D.C.): 23.
- Ionita, M., G. Lohmann, et al. (2008). "Prediction of Spring Elbe Discharge Based on Stable Teleconnections with Winter Global Temperature and Precipitation." Journal of Climate 21(23): 6215-6226.
- IPCC (2007). "Climate Change 2007: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team, Pachauri, R.K and Reisinger, A.(eds.)]." IPCC, Ginebra, Suiza, 104.
- IPCC (2013). "Summary for Policymakers. In: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA."
- Jin, E., J. Kinter, III, et al. (2008). "Current status of ENSO prediction skill in coupled ocean-atmosphere models." Climate Dynamics 31(6): 647-664.
- Jolliffe, I. T. and D. B. Stephenson (2003). "Forecast verification. A practitioner's guide in atmospheric." sciences.

- Kalnay, E. S., M. Kanamitsu, et al. (1996). "The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project." *Bulletin of the American Meteorological Society* 77(3): 437-471.
- Kao, H.-Y. and J.-Y. Yu (2009). "Contrasting Eastern-Pacific and Central-Pacific Types of ENSO." *Journal of Climate* 22(3): 615-632.
- Kayano, M. T. and R. V. Andreoli (2006). "Relationships between rainfall anomalies over northeastern Brazil and the El Niño–Southern Oscillation." *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 111(D13): D13101.
- Kayano, M. T., R. V. Andreoli, et al. (2012). "Relations between ENSO and the South Atlantic SST modes and their effects on the South American rainfall." *International Journal of Climatology* 33(8): 2008-2023.
- Kayano, M. T., C. P. de Oliveira, et al. (2009). "Interannual relations between South American rainfall and tropical sea surface temperature anomalies before and after 1976." *International Journal of Climatology* 29(10): 1439-1448.
- Kayano, M. T., V. B. Rao, et al. (1988). "Tropical circulations and the associated rainfall anomalies during two contrasting years." *Journal of Climatology* 8(5): 477-488.
- Kendall, M. G., Stuart, A., (1968). "The Advanced Theory of Statistics: Design and Analysis, and Time-series, ." Charles Griffin & Company Limited, London. vol. 3. .
- Kendall, M. G. (1975). "Rank Correlation Methods, ." 4th edition, Charles Griffin, London.
- Kerr, R. A. (2000). "A North Atlantic Climate Pacemaker for the Centuries, ." *Science*, 288(5473): 1984-1985.
- Kestin, T. S., D. J. Karoly, et al. (1998). "Time–Frequency Variability of ENSO and Stochastic Simulations." *Journal of Climate* 11(9): 2258-2272.
- Kiladis, G. N. and H. F. Diaz (1989). "Global Climatic Anomalies Associated with Extremes in the Southern Oscillation." *Journal of Climate* 2(9): 1069-1090.
- Kim, D.-W., K.-S. Choi, et al. (2011). "Effects of El Niño Modoki on winter precipitation in Korea." *Climate Dynamics* 38(7-8): 1313-1324.
- Kim, H. M., P. J. Webster, et al. (2009). "Impact of Shifting Patterns of Pacific Ocean Warming on North Atlantic Tropical Cyclones." *Science* 325(5936): 77-80.
- Kirtman, B. P., Ed., (2002). "Experimental Long-Lead Forecast Bulletin." *Center for Ocean–Land–Atmosphere Studies*, 11(No. 1): 72

- Kirtman, B. P. and P. S. Schopf (1998). "Decadal Variability in ENSO Predictability and Prediction." *Journal of Climate* 11(11): 2804-2822.
- Kousky, V. E. and C. F. Ropelewski (1989). "Extremes in the Southern Oscillation and their relationship to precipitation anomalies with emphasis on the South American region." *Rev. Brasileira de Meteorología* 4: 351–363.
- Kristjánsson, J. E., A. Staple, J. Kristiansen, and E. Kaas (2002). "A new look at possible connections between solar activity, clouds and climate, ." *Geophysical Research Letters*, 29(23), : 2107.
- Kug, J.-S., F.-F. Jin, et al. (2009). "Two Types of El Niño Events: Cold Tongue El Niño and Warm Pool El Niño." *Journal of Climate* 22(6): 1499-1515.
- Kundzewicz, Z. W. and A. J. Robson (2004). "Change detection in hydrological records—a review of the methodology / Revue méthodologique de la détection de changements dans les chroniques hydrologiques." *Hydrological Sciences Journal* 49(1): 7-19.
- Kundzewicz., Z. W. and A. Robson (2000). "Detecting Trend and other Changes in Hydrological Data. World Climate Program-Data and Monitoring." *World Meteorological Organization-WMO/TD 1013(Geneva)*: 158
- Larkin, N. K. and D. E. Harrison (2005). "On the definition of El Niño and associated seasonal average U.S. weather anomalies." *Geophysical Research Letters* 32(13): L13705.
- Latif, M., D. Anderson, et al. (1998). "A review of the predictability and prediction of ENSO." *Journal of Geophysical Research: Oceans* 103(C7): 14375-14393.
- Latif, M., K. Sperber, et al. (2001). "ENSIP: the El Niño simulation intercomparison project." *Climate Dynamics* 18(3-4): 255-276.
- Lau, K. M. and H. Weng (2001). "Coherent Modes of Global SST and Summer Rainfall over China: An Assessment of the Regional Impacts of the 1997–98 El Niño." *Journal of Climate* 14(6): 1294-1308.
- Lee, T. and M. J. McPhaden (2010). "Increasing intensity of El Niño in the central-equatorial Pacific." *Geophysical Research Letters* 37(14): L14603.
- Li, Q. and J. Chen (2013). "Teleconnection between ENSO and climate in South China." *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*: 1-15.

- Liu, Y. (2003). "Prediction of monthly-seasonal precipitation using coupled SVD patterns between soil moisture and subsequent precipitation." *Geophysical Research Letters* 30(15): 1827.
- Livezey, R. E. (1985). "Statistical analysis of general circulation model climate simulation sensitivity and prediction experiments." *Journal of Atmospheric Science* 42(9.1): 1139 - 1149.
- Lohmann, G., et al. (2005). "Climate W here c an t he Arctic Oscillation be reconstructed? Towards a reconstruction of climate modes based on stable teleconnections." *Past Discuss.*, 1, : 17-56.
- López, M. E. (1966). "Cloud seeding trails in the rainy belt of western Colombia." *Water Resources Management* 2(811-823).
- López, M. E. and W. E. Howell (1967). "Katabatic Winds in the Equatorial Andes." *Journal of the Atmospheric Sciences* 24(1): 29-35.
- Lorenz, E. N. (1956). "Empirical orthogonal functions and statistical weather prediction. ." Department of Meteorology, MIT, Statistical Forecasting Project Scientific Rep. 1: 49 pp.
- Lorenzo-Lacruz, J., S. M. Vicente-Serrano, J. I. López-Moreno, S. Beguería, J. M. García-Ruiz, and J. M. Cuadrat (2010). "The impact of droughts and water management on various hydrological systems in the headwaters of the Tagus River (central Spain)." *Journal of Hydrology*, 386(1-4), : 13-26.
- Lorenzo-Lacruz, J., S. M. Vicente-Serrano, J. I. López-Moreno, E. Morán-Tejeda, and J. Zabalza (2012). "Recent trends in Iberian streamflows (1945-2005), ." *Journal of Hydrology*: 463-475.
- Lund and J. Reeves (2002). "Detection of undocumented changepoints: A revision of the two-phase regression model. ." *Journal of Climate*. 15 2547-2554.
- Machiwal, D. and M. K. Jha (2008). "Comparative evaluation of statistical tests for time series analysis: Application to hydrological time series. ." *Journal Hydrological Sciences* 53(2): 353-366.
- Machiwal, D. and M.K. Jha (2006). "Time series analysis of hydrologic data for water resources planning and management: A review." *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, 54(3): : 237-257.

- Mann, H. B. (1945). "Non-parametric tests against trend, ." *Econometrica*, 13, : 163-171.
- Mantua, N. J., S. R. Hare, Y. Zhang, J. M. Wallace, and R. C. Francis (1997). "A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production, ." *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78, : 1069-1079.
- Mapes, B. E., T. T. Warner, et al. (2003). "Diurnal Patterns of Rainfall in Northwestern South America. Part III: Diurnal Gravity Waves and Nocturnal Convection Offshore." *Monthly Weather Review* 131(5): 830-844.
- Marengo, J. (1995). "Variations and change in south American streamflow." *Climatic Change* 31 (1):99-117.
- Marengo, J. A. (1992). "Interannual variability of surface climate in the Amazon basin." *International Journal of Climatology* 12(8): 853-863.
- Marengo, J. A. and C. A. Nobre (2001). "General characteristics and variability of climate in the Amazon Basin and its links to the global climate system." *The Biogeochemistry of the Amazon Basin*: 17-41.
- McKenzie D., O. N. S., Larkin N., Norheim R.A. (2006). "Integrating models to predict regional haze from wildland fire." *Ecol. Model.*, 199: 278-288.
- McKenzie D., P. S. J., Hessl A.E., Peterson D.L., (2004). "Empirical approaches to modelling wildland fire in the Pacific Northwest: Methods and applications to landscape simulations." *Emulating Natural Forest Landscape Disturbances*, A.J. Perera and L. Buse, eds., Columbia University Press Chapter 7.
- Mechoso, C. R. and G. P. Iribarren (1992). "Streamflow in Southeastern South America and the Southern Oscillation." *Journal of Climate* 5(12): 1535-1539.
- Mesa, J. O. and G. Poveda (1996). "La Hidrología Colombiana Frente a Fenómenos Climáticos de Gran Escala: ENOS." *Calentamiento Global y Deforestación*: 80.
- Mesa, O. J., G. Poveda, et al. (1997). "Introducción al Clima de Colombia." (Universidad Nacional de Colombia, Sede Medellín, Facultad de Minas, Posgrado en Aprovechamiento de Recursos Hidráulicos.): 390.
- Mesa, O. J., G. Poveda, et al. (1994). "Influencia de Variables Macroclimáticas en la Hidrología Colombiana." *Boletín Hidrológico de las Empresas Públicas de Medellín* 3: 25-58.

- Miller, F. (1983 ). "El Niño 1982-1983. Comisión Peruana del Pacífico Sur, Seminario sobre el fenómeno del Niño. Lima, Perú.": 40.p.
- Minobe, S . ( 1997). " A 50 -70 year climatic oscillation over the North Pacific and North America." *Geophysical Research Letters* 24(6), : 683-686.
- Misra, V. (2009). "The Amplification of the ENSO Forcing over Equatorial Amazon." *Journal of Hydrometeorology* 10(6): 1561-1568.
- Modarres, R. and V. P. R. Silva (2007). "Rainfall trends in arid and semi-arid regions of Iran. *Journal of Arid Environments* " 70, : 344-355.
- Montealegre, J . E . ( 1996). " Análisis de l c omportamiento de l a pr ecipitación e n C olombia durante los periodos de ocurrencia de los fenómenos ENOS (EL Niño-Oscilación del Sur) y el a nti N iño." *Memorias IV C ongreso C olombiano de M eteorología, S ociedad Colombiana de Meteorología*: 157-169.
- Montealegre, J. E. and J. D. Pabón (2000). "La variabilidad climática interanual asociada al ciclo El Niño-La Niña-Oscilación del Sur y su efecto en el patrón pluviométrico de Colombia." *Meteorología Colombiana* 2: 7-21.
- Montecinos, A ., A. D iaz, e t a l. (2000). " Seasonal di agnostic a nd pr edictability o f r ainfall i n subtropical South America based in tropical Pacific SST." *J O U R N A L O F C L I M A T E* 13: 746-758.
- Mote, T. L. (1996). "Influence Of Enso On Maximum, Minimum, And Mean Temperatures In The Southeast United-States:." *Physical Geography* V. 17 No. 6,(Nov-Dec): 497-512.
- Navarra A ntonio a nd V. S imoncini ( 2010). "A Guide t o E mpirical O rthogonal Functions for Climate Data Analysis." (Springer Netherlands, Springer Science+Business Media B.V.).
- Neelin, J. D., D. S. Battisti, e t a l. ( 1998). " ENSO theory." *Journal of Geophysical Research: Oceans* 103(C7): 14261-14290.
- Neelin, J. D., F.-F. Jin, et al. (2000). "Variations in ENSO Phase Locking\*." *Journal of Climate* 13(14): 2570-2590.
- Neumann, J. V. (1941 ). "Distribution of the ratio of the Mean Square Successive Difference to the variance, ." *The Annals of Mathematical Statistics*.
- Nobre, P., M. Malagutti, et al. (2009). "Amazon Deforestation and Climate Change in a Coupled Model Simulation." *Journal of Climate* 22(21): 5686-5697.

- Nobre, P., J. A. Marengo, et al. (2006). "Seasonal-to-Decadal Predictability and Prediction of South American Climate." *Journal of Climate* 19(23): 5988-6004.
- Nogués-Paegle, J., C. R. Mechoso, R. Fu, E. H. Berbery, W. C. Chao, T.-C. Chen, K. Cook, A. F., D. E. Diaz, R. Ferreira, A. M. Grimm, V. Kousky, B. Liebmann, J. Marengo, K. Mo, J. D., et al. (2002). "Progress in Pan American CLIVAR research: Understanding the South American monsoon." *Meteorologica* 27: 3-32.
- North, G. R., T. L. Bell, et al. (1982). "Sampling Errors in the Estimation of Empirical Orthogonal Functions." *Monthly Weather Review* 110(7): 699-706.
- Pabón, J. D. (1990). "Efecto Climático del Fenómeno El Niño en el Sur Occidente Colombiano." *Memorias del IV Congreso Inter.-Americano y II Colombiano de Meteorología* 17-21
- Pabón, J. D. (1996). "Variabilidad inter-anual de la precipitación estacional en el Pacífico y en la Amazonia Colombiana." *Memorias del XIII Congreso de Geografía*(En: "Dialogo en la Amazonia: Estructuración territorial, ética ambiental y desarrollo en Colombia. Universidad de la Amazonia ): 87-96.
- Pabón, J. D. (2002). "Fenómeno El Niño: Efectos e Impactos en el Pacífico Colombiano. ." *El Mundo Marino de Colombia*: 64-73.
- Pabón, J. D. (2003). "El cambio climático global y su manifestación en Colombia." *Cuadernos de Geografía* VXII (1-2): 111-119.
- Pabón, J. D. (2003). "Fenómeno El Niño: efectos e impactos en el Pacífico colombiano. En: *El Mundo marino de Colombia investigación y desarrollo de territorios olvidados. .*" *Red de Estudios del Mundo Marino– REMAR. Universidad Nacional de Colombia*: 64-74.
- Pabón, J. D. and J. E. Montealegre (1992). "Características Climáticas relevantes durante la Ocurrencia de los Fenómenos ENOS en el Noroccidente Sudamericano." *Publicación especial del HIMAT*: 90.
- Partal, T. and E. Kahya (2006). "Trend analysis in Turkish precipitation data. ." *Hydrological Processes* 20, 2011-2026.
- Pereira M.G., T. R. M., DaCamara C.C., Pereira J.M.C., Leite S.M., (2005). "Synoptic patterns associated with large summer forest fires in Portugal " *Agricult. and Forest Meteorol* 129: 11-25.

- Pettitt, A. N. (1979). "A Non-Parametric Approach to the Change-Point Problem." *Journal of the Royal Statistical Society. Series C (Applied Statistics)*, 28(2): 126-135.
- Philander, S. G. H., and E. M. Rasmusson, (1985.). "The Souther Oscillation and El Niño." *Adv. Geophys.*, 28A,: 197-215.
- Philander, S. G. H. and (1990). "El Niño, La Niña and the Southern Oscillation." Academic Press, San Diego: pp 293.
- Pisciottano, G., A. Díaz, et al. (1994). "El Niño-Southern Oscillation Impact on Rainfall in Uruguay." *Journal of Climate* 7(8): 1286-1302.
- Pitman, A. J., and Coauthors, (2009). "Uncertainties in climate responses to past land cover change: First results from the LUCID intercomparison study. ." *Geophys. Res. Lett.* L14814. .
- Polo, I., B. Rodríguez-Fonseca, et al. (2008). "Tropical atlantic variability modes (1979-2002). Part I: Time-evolving SST modes related to West African rainfall." *Journal of Climate* 21(24): 6457-6475.
- Poveda, G. (2004). "The hydro-climatology of Colombia: a synthesis from inter-decadal to diurnal timescales (in Spanish)." *Rev Acad Colomb Cienc* 28(107): 201-222.
- Poveda, G., D. Álvarez, et al. (2011). "Hydro-climatic variability over the Andes of Colombia associated with ENSO: a review of climatic processes and their impact on one of the Earth's most important biodiversity hotspots." *Climate Dynamics* 36(11-12): 2233-2249.
- Poveda, G., J. Vélez, et al. (2002). "Influencia de fenómenos macro climáticos sobre el ciclo anual de la hidrología colombiana: cuantificación lineal, no lineal y percentiles probabilísticos." *Meteorología Colombiana* 6: 121-130.
- Poveda, G., A. Jaramillo, et al. (2001). "Seasonally in ENSO-related precipitation, river discharges, soil moisture, and vegetation index in Colombia." *Water Resources Research* 37(8): 2169-2178.
- Poveda, G. and O. Mesa (1999). "The low level westerly jet (CHOCO jet) and two other jets in Colombia: climatology and variability during ENSO phases (in Spanish)." *Rev Acad Colomb Cienc* 23(89): 517-528.

- Poveda, G. and O. J. Mesa (1997). "Feedbacks between Hydrological Processes in Tropical South America and Large-Scale Ocean–Atmospheric Phenomena." *Journal of Climate* 10(10): 2690-2702.
- Poveda, G. and O. J. Mesa (2000). "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.
- Poveda, G., OJ Mesa, et al. (2005). "The diurnal cycle of precipitation in the tropical Andes of Colombia." *Mon Wea Rev* 133: 228-240.
- Poveda, G., P. R. Waylen, et al. (2006). "Annual and inter-annual variability of the present climate in northern South America and southern Mesoamerica." *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 234(1): 3-27.
- Preisendorfer, R. W. (1988). "Principal Component Analyses in Meteorology and Oceanography." Elsevier.
- Rao, V. B. and K. Hada (1990). "Characteristics of rainfall over Brazil: Annual variations and connections with the Southern Oscillation." *Theoretical and Applied Climatology* 42(2): 81-91.
- Rasmusson, E. (1991). "Observational aspects of ENSO cycle teleconnections." In: Glantz MH, Katz RW, Nichols N (eds) *Teleconnections linking worldwide climate anomalies*. Cambridge University Press, Cambridge: 309-343.
- Rasmusson, E. M. and T. H. Carpenter (1982). "Variations in Tropical Sea Surface Temperature and Surface Wind Fields Associated with the Southern Oscillation/El Niño." *Monthly Weather Review* 110(5): 354-384.
- Ratnam, J. V., S. K. Behera, et al. (2012). "Anomalous climatic conditions associated with the El Niño Modoki during boreal winter of 2009." *Climate Dynamics* 39(1-2): 227-238.
- Rayner, N. A. (2003). "Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century." *Journal of Geophysical Research* 108(D14).
- Restrepo, J. D., B. Kjerfve, et al. (2006). "Factors controlling sediment yield in a major South American drainage basin: the Magdalena River, Colombia." *Journal of Hydrology* 316(1–4): 213-232.

- Rimbu, N., M. Dima, et al. (2005). "Seasonal prediction of Danube flow variability based on stable teleconnection with sea surface temperature." *Geophysical Research Letters* 32(21): L21704.
- Rogers, J. C. and H. Van Loon (1979). "The seesaw in winter temperatures between Greenland and Northern Europe. Part II: Some oceanic and atmospheric effects in middle and high latitudes." *Monthly Weather Review*, 107(5): 509-519.
- Ronchail, J., G. Cochonneau, et al. (2002). "Interannual rainfall variability in the Amazon basin and sea-surface temperatures in the equatorial Pacific and the tropical Atlantic Oceans." *International Journal of Climatology* 22(13): 1663-1686.
- Ronchail, J. and R. Gallaire (2006). "ENSO and rainfall along the Zongo valley (Bolivia) from the Altiplano to the Amazon basin." *International Journal of Climatology* 26(9): 1223-1236.
- Ropelewski, C. F. and M. A. Bell (2008). "Shifts in the Statistics of Daily Rainfall in South America Conditional on ENSO Phase." *Journal of Climate* 21(5): 849-865.
- Ropelewski, C. F. and M. S. Halpert (1986). "North American Precipitation and Temperature Patterns Associated with the El Niño/Southern Oscillation (ENSO)." *Monthly Weather Review* 114(12): 2352-2362.
- Ropelewski, C. F. and M. S. Halpert (1987). "Global and Regional Scale Precipitation Patterns Associated with the El Niño/Southern Oscillation." *Monthly Weather Review* 115(8): 1606-1626.
- Ropelewski, C. F. and M. S. Halpert (1989). "Precipitation Patterns Associated with the High Index Phase of the Southern Oscillation." *Journal of Climate* 2(3): 268-284.
- Ropelewski, C. F. and M. S. Halpert (1996). "Quantifying Southern Oscillation-Precipitation Relationships." *Journal of Climate* 9(5): 1043-1059.
- Sahin, S. and H. K. Cigizoglu (2010). "Homogeneity analysis of Turkish meteorological data set." *Hydrological Processes* 24(8): 981-992.
- Salas, J. D., J. W. Delleur, et al. (1980). "Applied Modeling of Hydrologic Time Series." *Water Resources Publications*, Littleton, Colorado, USA.
- Schlesinger, M. E. and N. Ramankutty (1994). "An oscillation in the global climate system of period 65-70 years." *Nature*, 367(6465): 723-726.

- Schneider U, Becker A, et al. (2011). "GPCC Full Data Reanalysis Version 6.0 at 1.0°: monthly land-surface precipitation from rain-gauges built on GTS-based and historic data"
- Schneider, U., A. Becker, et al. (2014). "GPCC's new land surface precipitation climatology based on quality-controlled in situ data and its role in quantifying the global water cycle." *Theoretical and Applied Climatology* 115(1-2): 15-40.
- Sen, P. K. (1968). "Estimates of the regression coefficient based on Kendall's tau." *Journal of the American Statistical Association* 63 : 1379-1389.
- Shaman J, Day J, et al. (2003). "St. Louis encephalitis virus in wild birds during the 1990 south Florida epidemic: the importance of drought, wetting conditions, and the emergence of *Culex nigripalpus* (Diptera: Culicidae) to arboviral amplification and transmission." *J Med Entomol* 40: 547-554.
- Shaman J, Day J, et al. (2005). "Drought-induced amplification and epidemic transmission of West Nile virus in southern Florida." *J Med Entomol* 2: 134-141.
- Shaman J, Day J, et al. (2007). "Reproductive phase locking of mosquito populations in response to rainfall frequency ." *PLoS One* March,(3:e331).
- Shuanglin LI and W. Q in (2012). "A New Approach for Classifying Two Types of El Niño Events." *Atmos. Oceanic Sci. Lett.* 5(5): 414-419.
- Smith, T. M., R. W. Reynolds, et al. (2008). "Improvements to NOAA's Historical Merged Land–Ocean Surface Temperature Analysis (1880–2006)." *Journal of Climate* 21(10): 2283-2296.
- Solow A, Adams R, et al. (1998). "Value of Improved ENSO Prediction to US Agriculture." *Climatic Change* 39: 47-60.
- Souza, E. B., M. T. Kayano, J. Tota, L. Pezzi, G. Fisch, and C. Nobre (2000). "On the influences of the El Niño, La Niña and Atlantic dipole pattern on the Amazonian rainfall during 1960–1998." *Acta Amaz.* 30: 305-318.
- Souza, F. and U. Lall (2003). "Seasonal to interannual ensemble streamflow forecasts for Ceara, Brazil: Applications of a multivariate, semiparametric algorithm." *Water Resources Research* 39 (11): 1307.

- Soverow J, E., Gregory A. Wellenius, et al. (2009). "Infectious Disease in a Warming World: How Weather Influenced West Nile Virus in the United States (2001–2005)." *Environmental Health Perspectives* 117(7).
- Tabari, H., B., Shifteh Somee, M., Rezaeian Zadeh (2011). "Testing for long-term trends in climatic variables in Iran. ." *Atmospheric Research* 100 (1), : 132-140.
- Tabari, H. and S. Marofi (2011). "Changes of pan evaporation in the west of Iran." *Water Resources Management* 25: 97-111.
- Takahashi, K., A. Montecinos, et al. (2011). "ENSO regimes: Reinterpreting the canonical and Modoki El Niño." *Geophysical Research Letters* 38(10): L10704.
- Tanaka HL, N., Ishizaki, A., K itoh (2004). "Trend and interannual variability of Walker, monsoon and Hadley circulations defined by velocity potential in the upper troposphere." *Tellus* 56A: 250-269.
- Taschetto, A. S. and M. H. England (2009). "El Niño Modoki Impacts on Australian Rainfall." *Journal of Climate* 22(11): 3167-3174.
- Taschetto, A. S., C. C. Ummenhofer, et al. (2009). "Effect of anomalous warming in the central Pacific on the Australian monsoon." *Geophysical Research Letters* 36(12): L12704.
- Tedeschi, R. G., I. F. A. Cavalcanti, et al. (2013). "Influences of two types of ENSO on South American precipitation." *International Journal of Climatology* 33(6): 1382-1400.
- Thompson, D. W. J. and J. M. Wallace (1998). "The Arctic oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields." *Geophysical Research Letters*, 25(9) : 1297-1300.
- Tootle, G. A. and T. C. Piechota (2006). "Relationships between Pacific and Atlantic ocean sea surface temperatures and U.S. streamflow variability." *Water Resources Research* 42(7): W07411.
- Tootle, G. A., T. C. Piechota, et al. (2008). "The relationships between Pacific and Atlantic Ocean sea surface temperatures and Colombian streamflow variability." *Journal of Hydrology* 349(3–4): 268-276.
- Trenberth, K. E. (1997). "The Definition of El Niño." *Bulletin of the American Meteorological Society* 78(12): 2771-2777.

- Trenberth, K. E. ( 1984). "Some effects of finite sample size and persistence on meteorological statistics. Part I: Autocorrelations ." *Monthly Weather Review*, 112(12),: 2359-2368.
- Trenberth, K. E., J. M. Caron, et al. (2002). "Evolution of El Niño–Southern Oscillation and global atmospheric surface temperatures." *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 107(D8): AAC 5-1-AAC 5-17.
- Trenberth, K. E. and S. D. J ( 2005). "Relationships between precipitation and surface temperature." *Geophysical Research Letters* 32 (14):L14703. .
- Trenberth, K. E. and T. J. Hoar (1996). "The 1990–1995 El Niño-Southern Oscillation Event: Longest on Record." *Geophysical Research Letters* 23(1): 57-60.
- van Loon, H. and J. C. Rogers (1978 ). "The seesaw in winter temperatures between Greenland and Northern Europe. Part I: General Description." *Monthly Weather Review*, 106(3), : 296-310.
- Velasco A. R. and M. D. Granados (2006) . "Tendencias and incidence of macroclimatic phenomena in the hydrology of the high and middle Magdalena basins." *Ciencia e Ingeniería Neogranadina* 16 (2): :29-44.
- Vicente-Serrano, S. M., and J. I. López-Moreno ( 2005 ). "Hydrological response to different time scales of climatological drought: an evaluation of the Standardized Precipitation Index in a mountainous Mediterranean basin." *Hydrology and Earth System Sciences*, 9(5): 523-533.
- Visbeck, M. H., J. W. Hurrell, et al. ( 2001). "The North Atlantic Oscillation: Past, present, and future, *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 98(23), : 12876-12877.
- von Storch, H., and A. Navarra ( 1995). " Analysis of climate variability: Applications of statistical techniques, ." Springer Verlag.
- von Storch, H. and F. W. Zwiers (1999). "Statistical Analysis in Climate Research." Cambridge University Press, 494.
- Wagner, A. J. (1987). "moderately strong mature phase of ENSO with highly persistent monthly and seasonal temperature anomalies over the United States:." *Monthly Weather Review* vol.115,(no.12,): 3166-3187.
- Walker, G. T. and E. W. Bliss ( 1932). "World Weather V. . . ." *Memoirs of the Royal Meteorological Society*, 4(36),: 53-84.

- Wallace, J. M. and D. S. Gutzler (1981). "Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter ." *Monthly Weather Review*, 109(4), : 784-812.
- Wallace, J. M., E. M. Rasmusson, et al. (1998). "On the structure and evolution of ENSO-related climate variability in the tropical Pacific: Lessons from TOGA." *Journal of Geophysical Research* 103(C7): 14241.
- Wallace, J. M., C. S. Smith, et al. (1992). "Singular Value Decomposition of Wintertime Sea Surface Temperature and 500-mb Height Anomalies." *Journal of Climate* 5(6): 561-576.
- Wang, G. and H. H. Hendon (2007). "Sensitivity of Australian Rainfall to Inter-El Niño Variations." *Journal of Climate* 20(16): 4211-4226.
- Wang, H., M. Ting, et al. (1999). "Prediction of seasonal mean United States precipitation based on El Niño sea surface temperatures." *Geophysical Research Letters* 26(9): 1341-1344.
- Wang, X. L. (2008). "Penalized Maximal F Test for Detecting Undocumented Mean Shift without Trend Change." *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 25(3): 368-384.
- Wang, X. L., Q. H. Wen, et al. (2007). "Penalized Maximal t Test for Detecting Undocumented Mean Change in Climate Data Series." *Journal of Applied Meteorology and Climatology* 46(6): 916-931.
- Ward, P. J., W. Beets, et al. (2010). "Sensitivity of river discharge to ENSO." *Geophysical Research Letters* 37(12): L12402.
- Waylen, P. R. and C. N. Caviedes (1986). "El Niño and annual floods on the north Peruvian littoral." *Journal of Hydrology* 89(1-2): 141-156.
- Wei, F., L. Hu, et al. (2012). "Reconstruction of Summer Sea Level Pressure over East Asia since 1470." *Journal of Climate* 25(16): 5600-5611.
- Weng, H., K. Ashok, et al. (2007). "Impacts of recent El Niño Modoki on dry/wet conditions in the Pacific rim during boreal summer." *Climate Dynamics* 29(2-3): 113-129.
- Weng, H., S. Behera, et al. (2009). "Anomalous winter climate conditions in the Pacific rim during recent El Niño Modoki and El Niño events." *Climate Dynamics* 32(5): 663-674.
- Weng, H., G. Wu, et al. (2011). "Anomalous summer climate in China influenced by the tropical Indo-Pacific Oceans." *Climate Dynamics* 36(3-4): 769-782.

- Westra, S., Sharma A., Brown C., Lall U. (2008). "Multivariate streamflow forecasting using independent component analysis." *Water Resources Research* 44, (W02437.).
- White, W. B. and D. R. Cayan (2000). "A global El Niño-Southern Oscillation wave in surface temperature and pressure and its interdecadal modulation from 1900 to 1997." *Journal of Geophysical Research* 105(C5): 11223.
- Widmann, M. (2005). "One-Dimensional CCA and SVD, and Their Relationship to Regression Maps." *Journal of Climate* 18(14): 2785-2792.
- Widmann, M., C. S. Bretherton, et al. (2003). "Statistical Precipitation Downscaling over the Northwestern United States Using Numerically Simulated Precipitation as a Predictor\*." *Journal of Climate* 16(5): 799-816.
- Wijngaard, J. B., A. M. G. Klein Tank, and G. P. Konnen (2003). "Homogeneity of 20th century European daily temperature and precipitation series." *International Journal of Climatology* 23(6): 679-692.
- Wilhite, D. A., and M. H. Glantz (1985). "Understanding the drought phenomenon: The role of definitions, *Water International*. " 10(3) : 111-120.
- Wilks, D. S. (2006). "Statistical methods in the Atmospheric Sciences." 2d International Geophysics Series. Vol. 91, Academic Press: 627 pp.
- Xavier, L., M. Becker, et al. (2010). "Interannual variability in water storage over 2003–2008 in the Amazon Basin from GRACE space gravimetry, in situ river level and precipitation data." *Remote Sensing of Environment* 114(8): 1629-1637.
- Yu, J.-Y. and H.-Y. Kao (2007). "Decadal changes of ENSO persistence barrier in SST and ocean heat content indices: 1958–2001." *Journal of Geophysical Research* 112(D13).
- Yu, J.-Y. and S. T. Kim (2010). "Relationships between Extratropical Sea Level Pressure Variations and the Central Pacific and Eastern Pacific Types of ENSO." *Journal of Climate* 24(3): 708-720.
- Yue, S., P. Pilon, B. Phinney, and G. Cavadias (2002). "The influence of autocorrelation on the ability to detect trend in hydrological series." *Hydrological Processes* 16(9), 1807-1829.
- Yue, S., and M., Hashino, (2003). "Temperature trends in Japan: 1900-1996." *Theoretical and Applied Climatology* 75: 15-27.

- Yunling, H. and Z. Yiping (2005). "Climate change from 1960 to 2000 in the Lancang River Valley, China." *Mountain Research and Development* . 25 (4), : 341-348.
- Zea, J. A. and G. León (2000). "Sistemas Sinópticos de la Amazonia y del Pacífico. Revista de Meteorología Colombiana." *Posgrado de Meteorología UNAL. Bogotá – Colombia.*: 22-32 p.
- Zhou, J. and K. M. Lau (2001). "Principal modes of interannual and decadal variability of summer rainfall over South America." *International Journal of Climatology* 21(13): 1623-1644.

