



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO**

**PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA**

**VARIABILIDAD ACOPLADA ENTRE EL VIENTO Y LA TEMPERATURA  
SUPERFICIAL DEL MAR EN EL CARIBE Y EL GOLFO DE MÉXICO**

**T E S I S**

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:  
**DOCTORA EN CIENCIAS DE LA TIERRA**  
P R E S E N T A

**GEIDY RODRÍGUEZ VERA**

Tutora:

Dra. Rosario Romero Centeno  
Centro de Ciencias de la Atmósfera UNAM

Comité Tutor:

Dr. Víctor M. Mendoza Castro  
Centro de Ciencias de la Atmósfera UNAM

Dr. Christopher L. Castro  
Universidad de Arizona

*Ciudad de México, junio de 2019*



Universidad Nacional  
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**Biblioteca Central**



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.



## Agradecimientos

*Este sueño ha sido posible gracias a muchas personas e instituciones. En primer lugar, quiero agradecer a la Dra. Rosario Romero Centeno, mi tutora, por acompañarme en este largo camino y apoyarme siempre. Al Dr. Jorge Zavala por confiar en mí desde el primer día. Gracias a la UNAM y al CONACYT por darme la oportunidad de superarme en un postgrado de excelencia.*

*Agradezco al Fondo Sectorial CONACyT - SENER - Hidrocarburos, proyecto 201441 por brindar financiamiento para la culminación de esta investigación y para la publicación del artículo derivado de ella. Esta es una contribución del Consorcio de Investigación del Golfo de México (CIGoM).*

*Al Dr. Víctor Manuel Mendoza y el Dr. Christopher Castro, miembros de mi Comité Tutor, por su guía sabia y certera durante estos años de arduo trabajo.*

*También quiero expresar mi sincero agradecimiento a la Dra. Paulina Ordoñez, el Dr. Bradford Barrett y el Dr. Pedro Ribera, quienes, en calidad de jurado, contribuyeron con valiosas observaciones a esta memoria de tesis. En particular, agradezco al Dr. Pedro Ribera por recibirme en la Universidad Pablo de Olavide y hacer que mi estancia académica en Sevilla fuera muy provechosa e inspiradora.*

*Quiero plasmar mi infinito agradecimiento a dos bellas personas, compañeros de carreras, amigos incondicionales, dispuestos a escucharme y ayudarme en todo momento. Ovel gracias por tus enseñanzas y consejos. Juliet, hermanita de la vida, gracias por estar siempre a mi lado, para todo.*

*A los integrantes de la gran familia que es el Grupo Interacción Océano-Atmósfera, con quienes he aprendido mucho y he compartido momentos inolvidables en el ámbito académico y fuera de él. Extiendo este agradecimiento al Centro de Ciencias de la Atmósfera, mi hogar durante esta larga travesía, y a México, mi segunda patria.*

*A mi querida familia, por apoyarme y brindarme su amor gigante, que acorta distancias. En especial a mis ángeles guardianes, mis padres. A mi hermana Wendy, por siempre estar ahí para mí.*

*A mi madrina, amiga y hermana Ismeldis, que siempre tiene la solución para todos los problemas. Por su alegría, entusiasmo y fuerza.*

*A mi amado esposo, Lázaro, por entregarse también en cuerpo y alma a esta tesis, y a mi vida. Por su motivación, paciencia, sacrificios y esperanzas cuando más los he necesitado. Por demostrarme que no hay sueños imposibles.*

Declaro conocer el Código de Ética de la Universidad Nacional Autónoma de México, plasmado en la Legislación Universitaria. Con base en las definiciones de integridad y honestidad ahí especificadas, aseguro mediante mi firma al calce que el presente trabajo es original y enteramente de mi autoría. Todas las citas de, o referencias a la obra de otros autores aparecen debida y adecuadamente señaladas, así como acreditadas mediante los recursos editoriales convencionales.

A handwritten signature in black ink, consisting of stylized, cursive letters that appear to be 'R' and 'L'.

## Resumen

En este trabajo se investigan los modos de variabilidad acoplada entre el campo de viento a 10m y la temperatura superficial del mar en el Mar Caribe y el Golfo de México (CS&GM), a escala interanual. A partir del análisis de correlaciones canónicas entre las anomalías mensuales de estas dos variables para el período 1982-2016, se identificaron cuatro tipos de modos acoplados: el modo de Dipolo (marzo-abril), el modo de Transición (mayo-junio), el modo Interoceánico (julio-octubre), y el modo de Viento Meridional (noviembre-febrero). Los resultados muestran que El Niño-Oscilación del Sur (ENSO) influye en los modos acoplados más importantes en el CS&GM, excepto en el modo de Transición. Además, la Oscilación del Atlántico Norte (NAO) presenta, en invierno, una fuerte correlación negativa con los modos de Dipolo y de Transición, particularmente en el mes de febrero. Las relaciones antisimétricas encontradas entre el modo de Dipolo y los índices de la NAO y el ENSO confirman evidencias previas sobre la competencia de los forzamientos remotos de ambos eventos de teleconexión en la variabilidad del Atlántico Norte tropical. La precipitación en el Mar Caribe y en las áreas oceánicas y terrestres adyacentes es sensible a los principales modos de variabilidad acoplada entre el viento y la temperatura superficial del mar, especialmente durante el período lluvioso. El modo Interoceánico parece estar fuertemente relacionado con la variabilidad interanual de la sequía de medio verano y la migración meridional de la Zona de Convergencia Intertropical en el Pacífico oriental. Los resultados de esta investigación pueden ser usados para mejorar pronósticos climáticos estacionales en la región del CS&GM y las áreas terrestres circundantes.



# Contenido

1 INTRODUCCIÓN .....	1
1.1 Circulación atmosférica en el Atlántico Norte tropical .....	1
1.1.1 Anticiclón Subtropical del Atlántico Norte .....	3
1.1.2 Chorro de niveles bajos del Caribe.....	5
1.1.3 Piscina cálida del hemisferio occidental .....	7
1.2. Variabilidad climática y patrones de teleconexión.....	8
1.2.1 Variabilidad climática .....	9
1.2.2 Teleconexiones .....	10
<i>i) La Oscilación del Atlántico Norte .....</i>	<i>11</i>
<i>ii) El Niño-Oscilación del Sur.....</i>	<i>14</i>
1.3 Acoplamiento entre el océano y la atmósfera .....	18
1.4 Región de estudio y sus características climáticas .....	19
1.5 Preguntas de investigación, hipótesis y objetivos .....	21
2 DATOS .....	23
2.1 Vientos a 10 metros: CFSR .....	23
2.2 Temperatura superficial del mar: OISST .....	23
2.3 Precipitación: CHIRPS y ERA-Interim.....	24
2.4 Índices de ENSO y la NAO .....	25
3 MÉTODOS.....	27
3.1 Promedios mensuales y anomalías estandarizadas .....	27
3.2 Análisis de correlación canónica.....	28
3.3 Significancia estadística de los modos acoplados .....	35
3.4 Mapas de varianza local explicada .....	36
3.5 CCAI y correlación con los índices de teleconexión .....	36
3.6 Precipitación asociada a los modos acoplados.....	37

4 RESULTADOS Y DISCUSIÓN.....	39
4.1 Variabilidad estacional del campo de viento y la SST .....	39
4.2 Patrones de precipitación en el CS&GM y zonas adyacentes .....	41
4.3 Patrones de variabilidad acoplada entre el viento y la SST .....	43
4.4 Clasificación de los principales modos de variabilidad acoplada .....	53
4.5 Conexiones con ENSO y la NAO .....	60
4.6 Respuesta de la precipitación a la variabilidad acoplada océano-atmósfera	65
5 CONCLUSIONES.....	73
6 REFERENCIAS.....	79
7 ANEXOS .....	93
ANEXO I.....	93
ANEXO II.....	94

## Lista de Figuras

**Figura 1.** Esquema de la circulación general de la atmósfera. Fuente: Programa COMET (2019).

**Figura 2.** Modelo conceptual de la circulación de Walker mundial, promediada de diciembre a febrero. Fuente: NOAA *Climate.gov* (2019).

**Figura 3.** Figura 3. Climatología mensual de la SLP (hPa) en el período 1948-2001. Fuente: Romero-Centeno et al. (2003).

**Figura 4.** Anomalías mensuales de la SLP (hPa) con respecto al promedio de verano (junio-septiembre). Fuente: Romero-Centeno (2007).

**Figura 5.** Componente zonal del viento (m/s) en 925 hPa para el mes de julio, promediada en el período 1982-2016. La zona de vientos máximos indica la ubicación del CLLJ. Fuente: Elaboración a partir de datos del reanálisis NCEP/NCAR.

**Figura 6.** Variaciones estacionales de: a) viento zonal (m/s) en el nivel de 925 hPa, b) precipitación (mm/día), c) anomalías de la SLP respecto a 1010 hPa (hPa), y d) SST (°C), cerca de la región del CLLJ. Fuente: Wang (2007).

**Figura 7.** Compuesto de SST de los eventos más cálidos en la WHWP durante julio-septiembre para los años: 1987, 1997, 1998, 2005, 2010, 2015 y 2016. La zona sombreada representa valores por encima de 28.5°C. El intervalo de los contornos es de 0.5°C.

**Figura 8.** Esquema de la NAO y algunos de sus impactos en el clima: a) fase positiva, b) fase negativa. Las letras H y L, indican la ubicación del centro de alta y de baja presión, respectivamente. Los colores rojos (violetas) indican altas (bajas) presiones. Se representan las anomalías positivas (sombreado azul) y negativas (sombreado amarillo) de precipitación, las trayectorias de las tormentas (flechas blancas), y el campo de vientos (vectores) asociados. Fuente: Agencia Estatal de Meteorología (2019).

**Figura 9.** Mapa de correlación (en porcentaje) de las series mensuales de anomalías de la altura geopotencial a 700hPa y la serie de tiempo de la NAO para cada mes especificado, considerando datos del período 1981-2010. Fuente: Centro de Predicciones Climáticas de la NOAA (2019).

**Figura 10.** Esquema de las condiciones oceánicas y atmosféricas en el Pacífico tropical durante condiciones normales, El Niño y La Niña. Fuente: Sheinbaum (2003).

**Figura 11.** Región de estudio: Mar Caribe y Golfo de México (CS&GM). Mapa generado en ArcGIS con información base de ESRI a partir de datos de *Earthstar Geographics*.

**Figura 12.** Valores mensuales del ONI (izquierda) y del NAOI (derecha) para el período 1982-2016.

**Figura 13.** Porcentaje de la varianza explicada por los diez primeros modos resultantes del análisis CEOF aplicado al campo de viento (línea azul) y del análisis EOF aplicado a la temperatura superficial del mar (línea roja), para los 12 meses del año.

**Figura 14.** Climatología mensual de SST (°C) (contornos de color) y vientos a 10m (vectores) en la región de estudio: a) enero, b) febrero, c) marzo, d) abril, e) mayo, f) junio, g) julio, h) agosto, i) septiembre, j) octubre, k) noviembre, l) diciembre. En la Fig. 11a, las letras T y P indican la ubicación de los Golfos de Tehuantepec y Papagayo, respectivamente.

**Figura 15.** Climatologías de la precipitación mensual (mm/día) de la base CHIRPS, y viento medio a 10m (vectores) obtenido del CFSR, para el período 1982-2016: a) enero, b) febrero, c) marzo, d) abril, e) mayo, f) junio, g) julio, h) agosto, i) septiembre, j) octubre, k) noviembre y l) diciembre.

**Figura 16.** Resultados de las pruebas de significancia estadística para la SC total del CCA para cada mes. El asterisco rojo indica el valor real del estadístico y en negro se representan los valores obtenidos con los experimentos de Monte Carlo.

**Figura 17.** Resultados de las pruebas de significancia estadística para la SC de los cinco modos obtenidos en el CCA para cada mes. El asterisco rojo indica el valor real de la SC, y en negro se representan los valores obtenidos con los experimentos de Monte Carlo.

**Figura 18.** Mapas de correlación heterogénea del primer modo acoplado para cada mes. Los colores y las flechas indican las anomalías de SST (°C) y viento (m/s), respectivamente, proyectadas sobre los CCV. Los mapas comienzan en marzo (a) y finalizan en febrero (l).

**Figura 19.** Ídem a la Fig. 18, pero para el segundo modo acoplado de cada mes.

**Figura 20.** CCV del campo de viento (línea azul) y de SST (línea roja) correspondientes al primer modo acoplado de cada mes, desde marzo a febrero.

**Figura 21.** Ídem a la Fig. 20, pero para el segundo modo acoplado de cada mes.

**Figura 22.** CCAI para cada mes durante el período 1982-2016. En el eje horizontal están representados los 12 meses, comenzando en marzo del año señalado en el eje vertical y concluyendo en febrero del año siguiente (mes + 1).

**Figura 23.** Varianza local (%) de la SST, la componente zonal (U), y la componente meridional (V) del viento que es explicada por los CCV del primer modo para marzo (a, c, e) y abril (b, d, f), respectivamente. Los valores positivos (líneas continuas, relleno rojo) o negativos (líneas discontinuas, relleno azul) corresponden al signo de la correlación. En color blanco, los valores entre -20 y 20. El intervalo entre los contornos es de 2 unidades.

**Figura 24.** Ídem a la Figura 23, pero para los meses de mayo (a, c, e) y junio (b, d, f).

**Figura 25.** Ídem a la Figura 23, pero para los meses de julio (a, b, c) y agosto (d, e, f).

**Figura 26.** Ídem a la Figura 23, pero para los meses de septiembre (a, c, e) y octubre (b, d, f).

**Figura 27.** Ídem a la Figura 23, pero para los meses de noviembre (a, c, e) y diciembre (b, d, f).

**Figura 28.** Ídem a la Figura 23, pero para los meses de enero (a, c, e) y febrero (b, d, f).

**Figura 29.** Correlaciones con retraso entre las series de tiempo para los cuatro modos de acoplamiento identificados y los índices mensuales: ONI (a), y NAOI (b). Las líneas discontinuas horizontales indican los niveles de significancia del 95% ( $= \pm 0.33$ ). La línea vertical indica el fin del año anterior (Año - 1) y el inicio del año actual (Año 0) para las correlaciones con el índice correspondiente.

**Figura 30.** Series de tiempo de los índices NAOI y ONI para el trimestre enero-marzo (EFM) y del modo de Dipolo.

**Figura 31.** Fases del modo de Dipolo (marzo-abril) en función del ONI y del NAOI para el mes de febrero previo, de 1982 a 2016. Las líneas discontinuas marcan los umbrales para las fases positivas y negativas del ONI y el NAOI. El 10% de los eventos más positivos y de los más negativos del Dipolo se han coloreado en rojo y azul, respectivamente.

**Figura 32.** Porcentajes de aumento (valores positivos) o disminución (valores negativos) de la precipitación y anomalías del campo de viento asociados con el modo acoplado principal en: a) noviembre, b) diciembre, c) enero, d) febrero, e) marzo y f) abril.

**Figura 33.** Ídem a la Figura 32, pero para los meses de: a) mayo, b) junio, c) julio, d) agosto, e) septiembre y f) octubre.

**Figura 34.** Esquema de las configuraciones de anomalías de viento-SST acopladas para los modos de Dipolo, de Transición, Interoceánico y de Viento Meridional. SST + (-) indica anomalías de SST positivas (negativas) y el tamaño de fuente simboliza la intensidad relativa de estas anomalías. La línea discontinua divide regiones de diferentes signos de anomalías de SST. Las flechas indican la dirección de las anomalías del viento.

## Lista de Tablas

**Tabla 1.** Suma de la varianza explicada (%) por los primeros seis modos del análisis CEOF del viento y los primeros cinco modos del análisis EOF de la SST, para cada mes del año.

**Tabla 2.** Coeficientes de correlación canónica ( $r$ ) y fracciones de covarianza cuadrática (SCF) expresadas en porcentaje, de los cinco modos del CCA para cada mes.

**Tabla 3.** Porcentaje de varianza de la SST y las componentes zonal y meridional del viento que es explicada por el primer modo del CCA en cada mes.

## Lista de Acrónimos

En esta tesis se utilizarán acrónimos en inglés, debido a que la mayoría de los términos utilizados son más conocidos por sus siglas en ese idioma.

<u>Acrónimo</u>	<u>Significado en inglés</u>	<u>Traducción al español</u>
CA	<i>Central America</i>	Centroamérica
CCA	<i>Canonical correlation analysis</i>	Análisis de correlación canónica
CCAI	<i>Canonical correlation index</i>	Índice de correlación canónica
CCV	<i>Canonical correlation vectors</i>	Vectores de correlación canónica
CEOF	<i>Combined empirical orthogonal functions</i>	Funciones empíricas ortogonales combinadas
CFSR	<i>Climate Forecast System Reanalysis</i>	
CHIRPS	<i>Climate Hazards Group InfraRed Precipitation with Station</i>	
CLLJ	<i>Caribbean low level jet</i>	Chorro de niveles bajos del Caribe
CS	<i>Caribbean Sea</i>	Mar Caribe
CS&GM	<i>Caribbean Sea and Gulf of Mexico</i>	Mar Caribe y Golfo de México
ENSO	<i>El Niño-Southern Oscillation</i>	El Niño-Oscilación del Sur
EOF	<i>Empirical orthogonal functions</i>	Funciones empíricas ortogonales
GM	<i>Gulf of Mexico</i>	Golfo de México
HCM	<i>Heterogeneous correlation maps</i>	Mapas de correlación heterogénea
ITCZ	<i>Intertropical Convergence Zone</i>	Zona de Convergencia Intertropical
LEV	<i>Local explained variance</i>	Varianza local explicada
MCA	<i>Maximum covariance analysis</i>	Análisis de máxima covarianza
MSD	<i>Mid-summer drought</i>	Sequía de medio verano
NAO	<i>North Atlantic Oscillation</i>	Oscilación del Atlántico Norte

NAOI	<i>North Atlantic Oscillation Index</i>	Índice de la Oscilación del Atlántico Norte
NASH	<i>Subtropical North Atlantic High</i>	Anticiclón Subtropical del Atlántico Norte
NOAA	<i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i>	Administración Nacional Oceánica y Atmosférica
OISST	<i>NOAA Optimum Interpolation SST</i>	
ONI	<i>Oceanic Nino Index</i>	Índice Oceánico de El Niño
PC	<i>Principal components</i>	Componentes principales
SLP	<i>Sea level pressure</i>	Presión a nivel del mar
SC	<i>Squared covariance</i>	Covarianza cuadrática
SCF	<i>Squared covariance fraction</i>	Fracción de covarianza cuadrática
SST	<i>Sea surface temperature</i>	Temperatura superficial del mar
SSTA	<i>Sea surface temperatura anomalies</i>	Anomalías de temperatura superficial del mar
SVD	<i>Singular value decomposition</i>	Descomposición en valores singulares
TNA	<i>Tropical North Atlantic</i>	Atlántico Norte tropical
WHWP	<i>Western hemisphere warm pool</i>	Piscina cálida del hemisferio occidental

# **1 INTRODUCCIÓN**

La circulación atmosférica determina en gran medida las características climatológicas de una región, cuya variabilidad está estrechamente relacionada con procesos de carácter tanto regional como global. En este capítulo se revisan aspectos teóricos y del estado del arte acerca de la circulación atmosférica y la variabilidad interanual, de gran importancia para el desarrollo de la presente investigación. Además, se definen la región de estudio y sus características climáticas, así como las hipótesis y los objetivos del trabajo.

## **1.1 Circulación atmosférica en el Atlántico Norte tropical**

La región tropical comprendida por el Mar Caribe y el Golfo de México (CS&GM) resulta muy interesante en términos de las características climáticas a escala sinóptica y de su variabilidad intraestacional e interanual. Esta región se localiza en la porción occidental de la cuenca del Atlántico Norte tropical (TNA).

En el contexto de la circulación general de la atmósfera, el CS&GM se encuentra dentro del cinturón de las altas presiones subtropicales y la celda esquemática de Hadley del hemisferio norte (Fig. 1), provocada por el calentamiento meridional diferencial. En esta celda el aire asciende en la Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ; Philander et al. 1996) de los vientos alisios del norte y del sur, aproximadamente sobre los 5°N, aunque esta posición suele tener fluctuaciones estacionales muy relacionadas con las circulaciones monzónicas de verano e invierno. En altura, los vientos ascendentes asociados con la celda de Hadley se dividen en dos ramas dirigidas hacia los polos (Fig.1) y descienden sobre los cinturones de alta presión, los cuales tienen sus centros de acción en los océanos alrededor de los 30° de latitud norte y sur, donde es más intensa la subsidencia (Oort y Yienger 1996). La intensidad y posición de los centros de alta presión subtropicales y de la ITCZ, se hallan muy vinculadas a la intensidad de la circulación de la celda de Hadley (Tanaka et al. 2004).

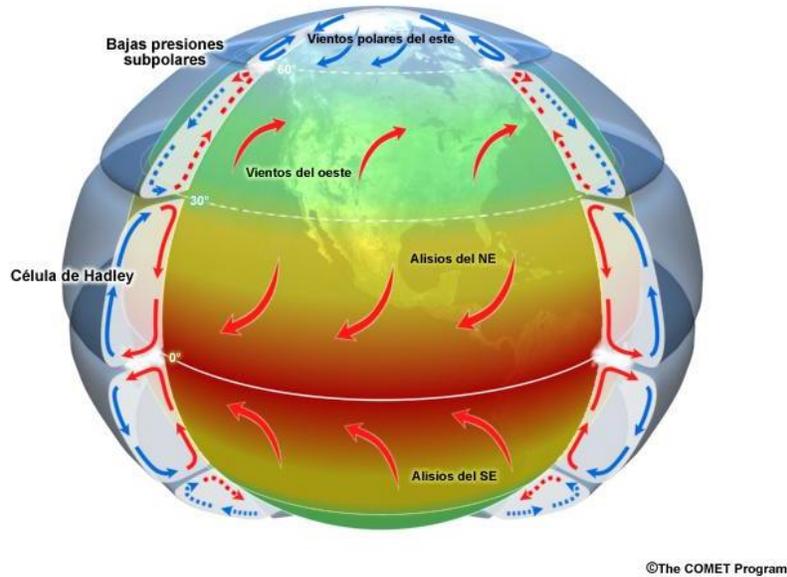


Figura 1. Esquema de la circulación general de la atmósfera. Fuente: Programa COMET (2019).

En el TNA, los alisios acumulan calor y humedad del océano hacia la porción occidental de la cuenca. Este flujo hacia el oeste en superficie forma parte del modelo conceptual de circulación de Walker (Fig. 2), el cual permite comprender el comportamiento climático en los océanos cerca del Ecuador, como, por ejemplo, la desigual distribución zonal de temperatura y humedad. Este patrón de circulación refuerza la convección tropical profunda y la precipitación en la región del CS&GM.

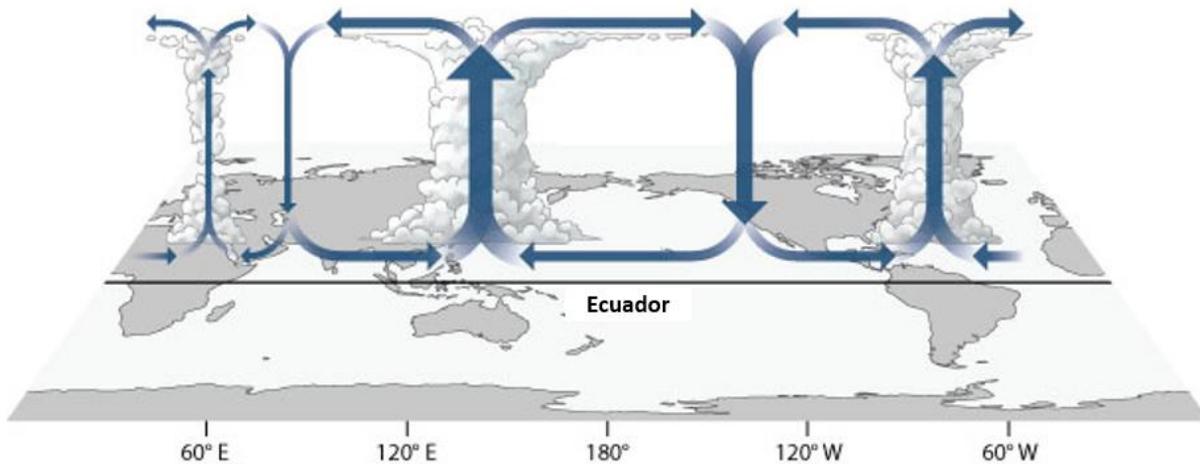


Figura 2. Modelo conceptual de la circulación de Walker mundial, promediada de diciembre a febrero. Fuente: NOAA Climate.gov (2019).

A continuación, abordaremos los elementos de la circulación atmosférica más importantes sobre la cuenca occidental del Atlántico Norte y, en particular, sobre el CS&GM.

### 1.1.1 Anticiclón Subtropical del Atlántico Norte

La región del CS&GM se encuentra bajo la influencia de la dorsal suroccidental del Anticiclón Subtropical del Atlántico Norte (NASH), un sistema cuasi-permanente de la circulación atmosférica que impone vientos alisios en superficie sobre la región. La marcha anual del NASH muestra un sistema más intenso en verano, que se localiza desplazado hacia el oeste con respecto a las condiciones de invierno (Fig. 3). En julio, el patrón de anomalías de la presión a nivel del mar (SLP) con respecto al patrón promedio de verano (Fig. 4), presenta una franja de anomalías positivas sobre el Atlántico que se extiende del noreste hacia el suroeste, penetra hacia el Golfo de México y llega hasta las costas del Pacífico mexicano. Este patrón favorece la subsidencia sobre el CS&GM, así como la intensificación del flujo del este sobre el Caribe (Romero-Centeno 2007).

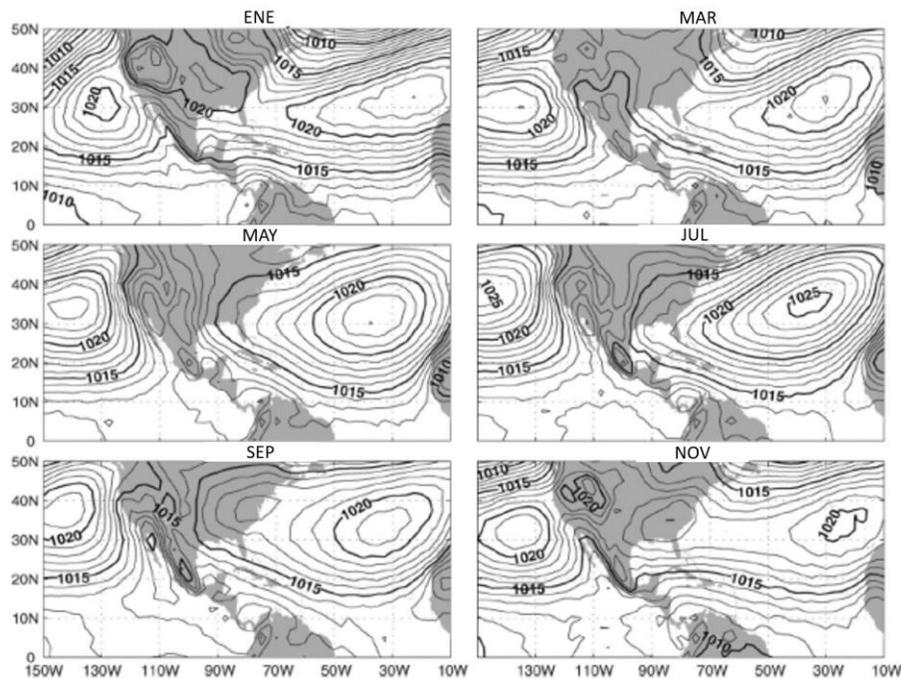


Figura 3. Climatología mensual de la SLP (hPa) en el período 1948-2001.

Fuente: Romero-Centeno et al. (2003).

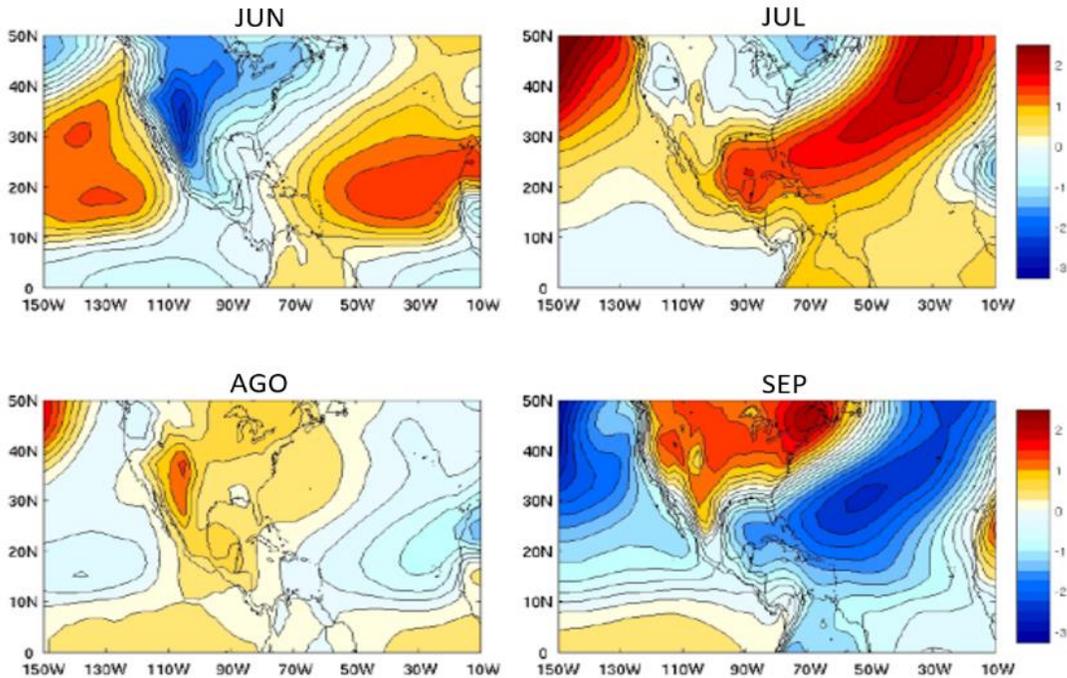


Figura 4. Anomalías mensuales de la SLP (hPa) con respecto al promedio de verano (junio-septiembre). Fuente: Romero-Centeno (2007).

En la escala estacional, la máxima elongación hacia el oeste del NASH durante el medio verano ha sido relacionada con el fenómeno de la canícula o sequía de medio verano (MSD; Mosiño y García 1966; Amador et al. 2016). Romero-Centeno (2007), partiendo de datos satelitales diarios de viento del escaterómetro QSCAT para un período de aproximadamente siete años, expuso la relación que existe entre la circulación de verano y la precipitación en el sur de México y Centroamérica (CA). Curtis y Gamble (2008), también apoyándose en datos del QSCAT y de estimaciones satelitales de la precipitación para la región del Mar Caribe (CS), observaron que un incremento en la presión y la divergencia en superficie durante el mes de julio favorece el desarrollo de MSDs intensas sobre la región delimitada por Jamaica, Cuba y la península de Yucatán.

La intensificación y desplazamiento hacia el oeste del NASH generan un incremento del gradiente meridional de presión en el Caribe occidental y vientos alisios intensos. Este flujo del este se refuerza hacia el interior del CS, formando el chorro de niveles bajos del Caribe (Amador 1998; Amador y Magaña 1999). Las características fundamentales de este *jet* se describen en el siguiente apartado.

### 1.1.2 Chorro de niveles bajos del Caribe

El chorro de niveles bajos del Caribe (CLLJ) consiste en un máximo - superior a 11m/s- del viento zonal del este en la troposfera baja del Caribe, alrededor de los 15°N con 75°W (Amador 1998; Amador y Magaña 1999; Wang 2007; Whyte et al. 2008). La ubicación del CLLJ se puede apreciar en la Figura 5, que describe la componente zonal del viento en el nivel de 925hPa para el mes de julio, cuando el CLLJ puede alcanzar una rapidez mayor a 13m/s. Este chorro de vientos o *jet* se divide en dos ramas: una que se dirige hacia el oeste cruzando América Central y otra que gira hacia el norte. Esta última continúa hacia los Estados Unidos a través del Golfo de México; es de esperar, entonces, que el flujo meridional en esta región cambie de acuerdo con la variabilidad estacional e interanual del CLLJ.

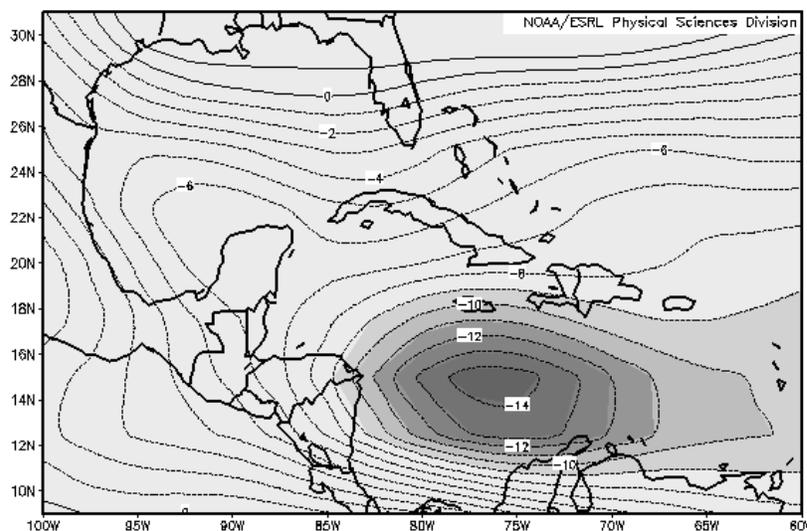


Figura 5. Componente zonal del viento (m/s) en 925 hPa para el mes de julio, promediada en el período 1982-2016. La zona de vientos máximos indica la ubicación del CLLJ.  
Fuente: Elaboración a partir de datos del reanálisis NCEP/NCAR.

El CLLJ fluctúa semianualmente, con dos máximos –en verano e invierno– y dos mínimos –en otoño y primavera– (Fig. 6a). La intensidad del CLLJ varía según la posición y la intensidad del NASH, especialmente durante los meses de verano (Romero-Centeno et al. 2003; Cook y Vizy 2010). La intensidad y el desplazamiento este-oeste del NASH influyen en el gradiente de presión superficial en el CS y en la rapidez de los vientos alisios. En la región del CS, asociado al viento máximo de

verano, se observa un mínimo relativo en la precipitación conocido como MSD (Fig. 6b), un máximo en la SLP (Fig. 6c), y un mínimo en la ciclogénesis tropical (Wang 2007). Asimismo, en la región del CLLJ, la intensificación de los vientos es consistente con SSTs relativamente más frías; mientras que su debilitamiento se asocia con SSTs más cálidas (Figs. 6a, 6d). Estas relaciones evidencian el acoplamiento entre la atmósfera y el océano en la región del CS. Al respecto, Wang (2007) plantea que el NASH sirve como puente para relacionar la variabilidad del CLLJ con fenómenos climáticos importantes, como El Niño-Oscilación del Sur (ENSO), la Oscilación del Atlántico Norte (NAO) y la variabilidad del TNA.

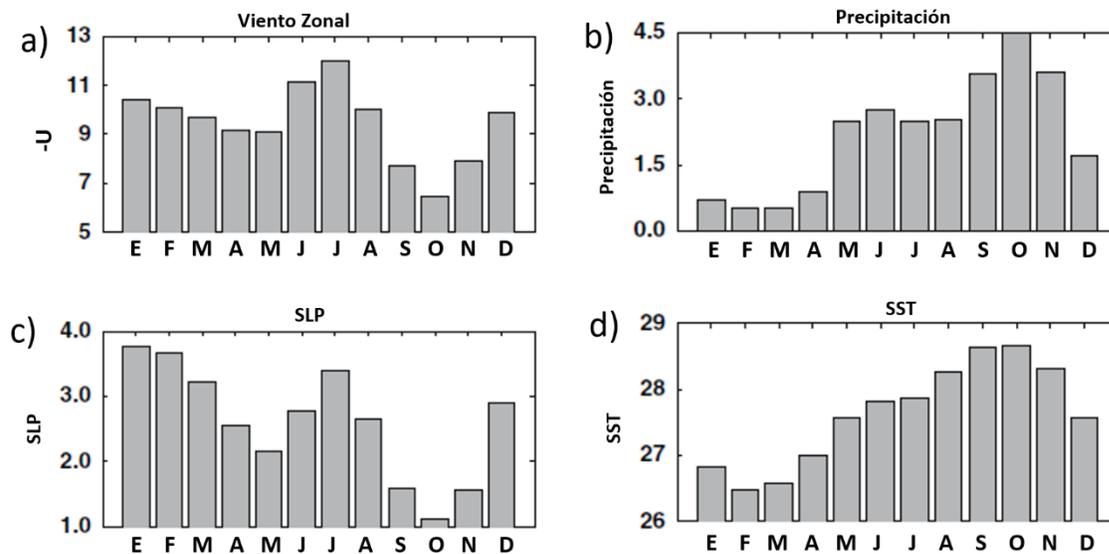


Figura 6. Variaciones estacionales de: a) viento zonal (m/s) en el nivel de 925 hPa, b) precipitación (mm/día), c) anomalías de la SLP respecto a 1010 hPa (hPa), y d) SST (°C), cerca de la región del CLLJ. Fuente: Wang (2007).

Las variaciones estacionales del gradiente de presión y de los alisios en el CS&GM también se vinculan con la generación de otros *jets*, como los de Tehuantepec, Papagayo y Panamá. Estos *jets* son fuertes vientos generados a sotavento de interrupciones en la Sierra Madre Oriental, el primero, y en la Cordillera Centroamericana, los dos últimos. El *jet* de Tehuantepec se produce debido a una diferencia de presión entre el Golfo de México y el Pacífico oriental, relacionada con el desplazamiento de altas presiones provenientes de latitudes medias durante el

invierno, cuando el *jet* es más intenso; mientras que a mitad del verano está asociada a la elongación hacia el oeste del NASH. Por su parte, los jets de Papagayo y Panamá se ven más afectados por las variaciones de los alisios del Caribe y, en consecuencia, del CLLJ (Romero-Centeno 2007).

### 1.1.3 Piscina cálida del hemisferio occidental

La región del CS&GM se enmarca, además, dentro de la zona geográfica conocida como piscina cálida del hemisferio occidental (WHWP), caracterizada por SSTs superiores a 28.5°C a finales del verano (Wang y Enfield 2001; Wang 2004). La Figura 7 muestra el compuesto de SST para los siete años más extremos de la WHWP durante el período 1982-2016, según el índice de la WHWP para el trimestre julio-septiembre disponible en el sitio web de la División de Ciencias Físicas ESRL/NOAA (2019). La WHWP se extiende desde el océano Pacífico nororiental hasta el Golfo de México, el Caribe y la mitad occidental del TNA. Según Wang y Enfield (2003), la WHWP tiene un amplio ciclo estacional y las fluctuaciones interanuales de su extensión espacial son comparables con su variación anual.

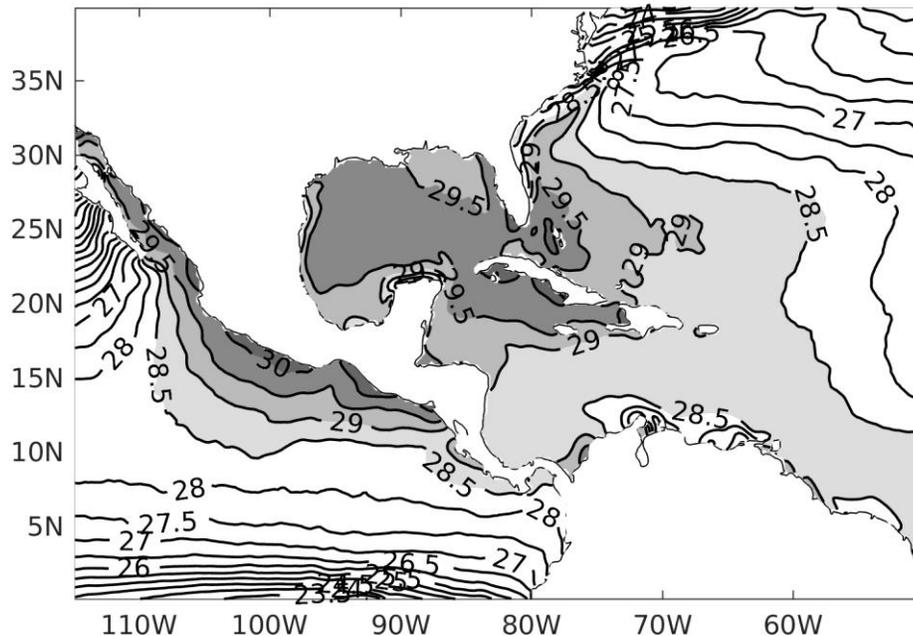


Figura 7. Compuesto de SST de los eventos más cálidos en la WHWP durante julio-septiembre para los años: 1987, 1997, 1998, 2005, 2010, 2015 y 2016. La zona sombreada representa valores por encima de 28.5°C. El intervalo de los contornos es de 0.5°C.

La WHWP es un componente crítico del clima de verano en la región del Caribe y sus alrededores. Constituye una importante fuente de humedad que favorece la precipitación convectiva en las islas del Caribe, CA y el sur de México (Mestas-Nuñez et al. 2007; Wang 2007; Durán-Quesada et al. 2010). Está asociada con la actividad de huracanes en el Pacífico nororiental y el Atlántico, y con la precipitación desde el norte de Sudamérica hasta el sur de los Estados Unidos.

Wang y Enfield (2001) encontraron evidencia observacional de una retroalimentación positiva entre la atmósfera y el océano en la WHWP durante el verano y el otoño, y sugieren que dicha retroalimentación ocurre a través de la radiación de onda larga. Estos autores sostienen, además, que la extensión de la WHWP y las anomalías de SST (SSTA) en su interior están claramente influenciadas por el ENSO. Del mismo modo, investigaciones recientes han señalado la influencia potencial de la WHWP en regiones remotas (Park et al. 2018).

Wang y Enfield (2003) muestran que durante el período 1950-1999 ocurrieron cinco eventos significativos en la WHWP, la mayoría de los cuales alcanzó su fase madura durante el verano boreal después de un evento de El Niño en el Pacífico ecuatorial. Sin embargo, la ocurrencia de grandes anomalías cálidas en el Pacífico no siempre garantiza que se desarrolle un evento significativo en la región de la WHWP. Se necesitan más estudios para comprender por qué se desarrollan piscinas cálidas extremadamente anómalas al año siguiente de ciertos eventos de El Niño en el Pacífico, pero no en otros.

## **1.2. Variabilidad climática y patrones de teleconexión**

Este estudio está enmarcado dentro del campo de la variabilidad climática natural, específicamente a escala interanual. Por tal motivo, resulta indispensable revisar conceptos claves sobre esta temática, en particular aquellos vinculados con fenómenos y conceptos que serán utilizados más adelante.

### **1.2.1 Variabilidad climática**

El sistema climático está formado por cinco componentes físicos: la atmósfera, la hidrosfera, la criosfera, la litosfera y la biosfera. Estos componentes interactúan a través de flujos de energía, masa y momento. El comportamiento global del sistema climático está sujeto a factores permanentes como la radiación solar incidente (que varía con la latitud), la distribución de tierra y cuerpos de agua, así como la topografía. Otros factores pueden ser la esfericidad de la tierra y su rotación. Existe un exceso de energía radiativa recibida en los trópicos con respecto a la que reciben las latitudes medias y los polos. Esta desigual distribución es la causa básica de casi todos los procesos termodinámicos que ocurren dentro del sistema climático, incluyendo las circulaciones generales de la atmósfera y los océanos (Peixoto y Oort 1984).

La variabilidad climática refleja la ocurrencia de patrones del tiempo y sistemas de circulación atmosférica con distinta frecuencia y duración. En otras palabras, se podría considerar la variabilidad climática como una combinación de muchas oscilaciones atmosféricas con distintas escalas temporales (diaria, sinóptica, intraestacional, estacional, interanual, interdecadal). Es de interés de la presente investigación profundizar en el estudio de las variaciones de la circulación atmosférica que tienen lugar de un año a otro.

En general, los cambios en la atmósfera tienden a preceder a las fluctuaciones oceánicas en latitudes medias y altas. Se considera que la variabilidad interanual del clima en latitudes medias refleja principalmente la lenta respuesta del océano al forzamiento impuesto por la variabilidad atmosférica ocurrida en escalas de tiempo mucho más cortas, como la sinóptica. En los trópicos, los cambios tienden a estar más en fase, debido a la sensibilidad de la atmósfera a la convección húmeda desencadenada por altas temperaturas superficiales del mar (Vuille y Garreaud 2011).

La variabilidad climática en la cuenca del TNA tiene importantes conexiones con otras partes del mundo, como los trópicos globales y las regiones de latitudes altas (Hurrell et al. 2006). Además, la cuenca occidental del Atlántico Norte está claramente influenciada por la variabilidad del Pacífico ecuatorial (Curtis y Hastenrath 1995; Enfield y Mayer 1997; Czaja et al. 2002; Huang et al. 2002). En la siguiente sección

se define el concepto de teleconexiones y se describen los eventos de teleconexión que se tomarán en cuenta en relación con la variabilidad climática interanual del CS&GM.

### **1.2.2 Teleconexiones**

En la primera mitad del siglo XX, algunos científicos comenzaron a identificar variaciones en la circulación atmosférica de gran escala, que ocurrían simultáneamente con otros fenómenos oscilatorios a miles de kilómetros de distancia (Walker 1923; Walker y Bliss 1932). Más adelante, otros autores introdujeron el término “patrón de teleconexión” para describir fluctuaciones atmosféricas o climáticas persistentes, como respuesta a forzamientos remotos (Ångström 1935; Bjerknes 1969).

En efecto, las teleconexiones son distintos modos de variabilidad de baja frecuencia, que típicamente incluyen dos o más sistemas de acción y se correlacionan significativamente con anomalías climáticas en áreas remotas. Estos patrones reflejan una parte importante de la variabilidad interanual e interdecadal de la circulación atmosférica. Para describir sus características se han empleado diferentes técnicas de clasificación y análisis espacial (Kutzbach 1970; Wallace y Gutzler 1981; Barnston y Livezey 1987; Mo y Ghil 1987). Entre las más usadas sobresalen el análisis de correlación y el análisis de componentes principales, en ocasiones combinado con técnicas de clúster.

Barnston y Livezey (1987) identificaron los principales patrones de la variabilidad interanual en el hemisferio norte mediante un análisis de funciones empíricas ortogonales rotadas, aplicado a las series mensuales de altura geopotencial en 700hPa. Estos autores describen la estacionalidad y persistencia de 13 patrones de teleconexión, de los cuales nueve son prominentes durante el invierno, dos en el verano y otros dos durante estaciones de transición. La NAO fue el único patrón de teleconexión evidente en todos los meses del año y que siempre emergió entre los primeros eigenvalores.

Gran parte de la variabilidad interanual en el CS&GM parece estar asociada con el forzamiento climático originado en otras partes del mundo (p. ej., Curtis y

Hastenrath 1995; Enfield y Mayer 1997; Giannini et al. 2000; George y Saunders 2001; Czaja et al. 2002). George y Saunders (2001) han comprobado que el modo dominante de la variabilidad del viento en el invierno tropical del Atlántico Norte está representado por la NAO. Además, existe evidencia científica de que el CLLJ varía en fase con la NAO y tiene una relación opuesta con el ENSO en invierno y verano (Wang 2007; Amador 2008). Según Giannini et al. (2001) aunque el ENSO y la NAO parecen ser mecanismos independientes que impulsan la variabilidad del clima, su influencia se superpone en el TNA.

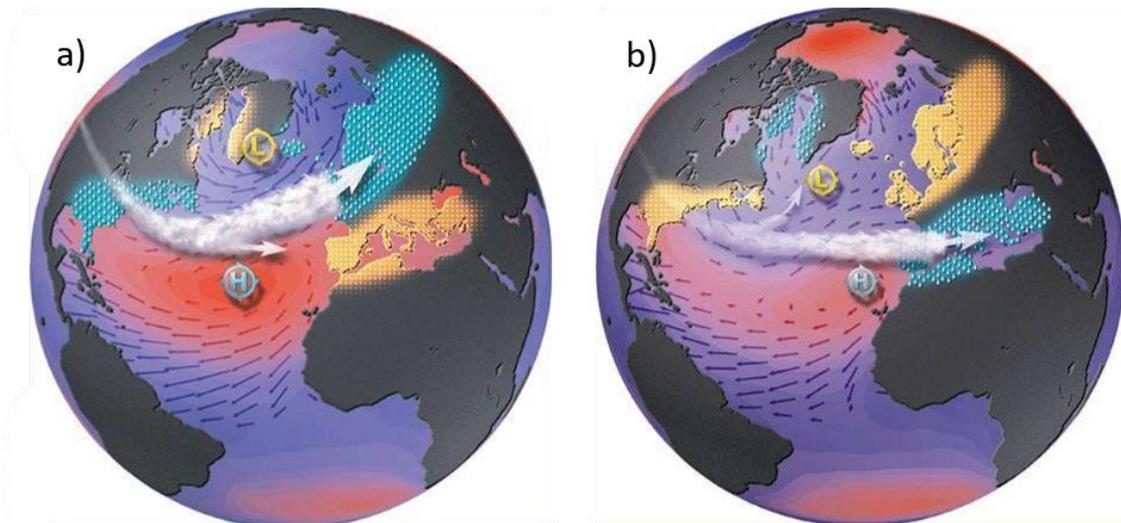
Por su importancia para esta investigación, a continuación se presenta una breve revisión teórica y referencial de la NAO y del ENSO, así como de su influencia en la variabilidad de la circulación atmosférica sobre el TNA, especialmente en su porción noroccidental, donde se encuentra el CS&GM.

### *i) La Oscilación del Atlántico Norte*

Como ya mencionamos, la NAO es un modo de variabilidad interna de la atmósfera y constituye uno de los patrones del hemisferio norte más prominentes y recurrentes en todas las estaciones del año (Barnston y Livezey 1987). Consiste en un dipolo norte-sur de anomalías de presión a nivel del mar, con un centro de baja presión en las inmediaciones de Islandia y otro de alta presión cerca de las islas portuguesas Las Azores, este último estrechamente relacionado con el NASH (Fig. 8). La NAO afecta tanto los vientos como la SST en el TNA (p. ej., Sutton et al. 2000; George y Saunders 2001; Czaja et al. 2002). El comportamiento estacional de la NAO indica que, durante el invierno, este patrón de anomalías resulta más intenso y aumenta su cobertura espacial (Fig. 9).

Durante la fase positiva de la NAO, ambos centros de acción se fortalecen y generan un aumento en la rapidez de los vientos superficiales del oeste en el Atlántico Norte y de los vientos del este en el Atlántico subtropical (Fig. 8). Las anomalías del viento zonal se extienden a través de toda la troposfera y alcanzan valores máximos en la troposfera superior (Wang 2004). La fase positiva de la NAO presenta un patrón asociado de SSTA en el Atlántico Norte, principalmente en invierno. También conocido como tripolo del Atlántico (Sutton y Allen 1997; Rodwell et al. 1999), este

patrón se caracteriza por anomalías de SST frías en el Atlántico Noroccidental y el Atlántico Norte y anomalías cálidas en el Atlántico medio, entre las dos regiones más frías. Este enfriamiento en el Atlántico Norte resulta consistente con el patrón de los vientos zonales que, al intensificarse, incrementan el flujo de calor latente y, como consecuencia, se enfría la superficie marina. La fase negativa refleja patrones opuestos de las anomalías de presión, de alturas geopotenciales, vientos y SST.



*Figura 8. Esquema de la NAO y algunos de sus impactos en el clima: a) fase positiva, b) fase negativa. Las letras H y L, indican la ubicación del centro de alta y de baja presión, respectivamente. Los colores rojos (violetas) indican altas (bajas) presiones. Se representan las anomalías positivas (sombreado azul) y negativas (sombreado amarillo) de precipitación, las trayectorias de las tormentas (flechas blancas), y el campo de vientos (vectores) asociados. Fuente: Agencia Estatal de Meteorología (2019).*

Durante períodos positivos de la NAO, junto con las anomalías de vientos antes mencionadas y el patrón asociado de SSTA, se fortalecen tanto la circulación de Ferrel como la de Hadley. La estrecha relación con estas celdas de la circulación general sugiere que las circulaciones meridionales y los movimientos verticales también son importantes para la NAO (Wang 2004).

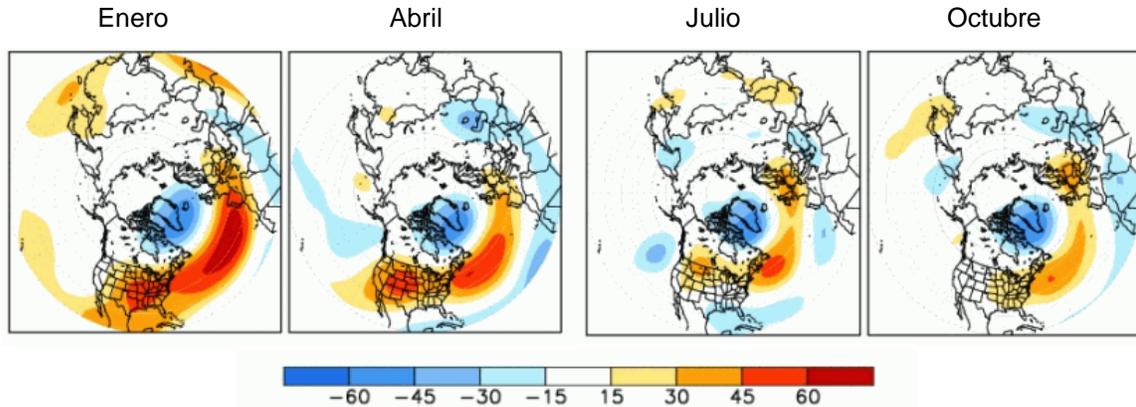


Figura 9. Mapa de correlación (en porcentaje) de las series mensuales de anomalías de la altura geopotencial a 700hPa y la serie de tiempo de la NAO para cada mes especificado, considerando datos del período 1981-2010. Fuente: Centro de Predicciones Climáticas de la NOAA (2019).

La NAO tiene una gran influencia sobre la variabilidad climática desde el oriente de Norteamérica hasta Europa, especialmente durante el invierno boreal. La temperatura del aire en superficie y la SST en amplias regiones del Océano Atlántico Norte, América del Norte, el Ártico, Eurasia y el Mediterráneo se correlacionan significativamente con la variabilidad de la NAO. Ambas fases de la NAO se asocian también con cambios en las trayectorias de las tormentas, la intensidad y localización del chorro del Atlántico Norte, y los patrones normales de transporte de calor y humedad (Fig. 8; Hurrell 1995; Hurrell et al. 2003). Sin duda, sus efectos impactan directa e indirectamente al medio ambiente y la sociedad en general.

Si bien los vínculos más evidentes de la NAO con la variabilidad climática se encuentran en latitudes medias y altas, sus teleconexiones también afectan al Atlántico tropical. La intensificación del sistema de alta presión de Las Azores, que se produce bajo una NAO positiva, trae consigo vientos alisios más fuertes y desplazamientos anómalos del NASH y de la ITCZ hacia el Ecuador. Como consecuencia, se pueden producir sequías meteorológicas en algunas zonas del CS&GM y sus alrededores (Giannini et al. 2000; 2001; Jury et al. 2007).

Giannini et al. (2000) indican que la NAO presenta una correlación inversa con la precipitación en el Caribe. Sin embargo, Fonseca (2008) demuestra que, para el caso particular de Cuba, las correlaciones entre el índice de la NAO y las series de lluvia no son estadísticamente significativas. En cambio, los flujos zonales sobre la región

manifiestan un mayor nivel de asociación con la NAO, principalmente en el período poco lluvioso.

Por su parte, Rodríguez-Tobar et al. (2015) no encontraron una fuerte conexión entre la NAO y las series de SSTA en la cuenca del Caribe colombiano. Romero-Centeno et al. (2004) tampoco percibieron una relación evidente entre la NAO y anomalías en los vientos de Tehuantepec, pero sugieren que existen ciertos vínculos de este régimen de vientos con el campo de presión en el Atlántico Norte. Más recientemente, Curtis y Gamble (2016) proponen una hipótesis que vincula la precipitación en el Caribe y la Oscilación Madden-Julian, utilizando a la NAO como puente para relacionar ambos procesos.

Algunos estudios plantean que las fluctuaciones del CLLJ manifiestan una relación inversa con la NAO de modo que el fortalecimiento del gradiente de presión en el Atlántico entre sus dos centros de acción coincide con un CLLJ intenso y viceversa (Wang 2007; Maldonado 2016a). Tales anomalías del viento en el CS están, a su vez, vinculadas a las variaciones de la SST. No obstante, hay que mencionar que el CLLJ también muestra fuertes correlaciones con otros fenómenos teleconectivos: el Patrón Pacífico-Norte América y el ENSO (Maldonado 2015). Por otro lado, Giannini et al. (2001) apuntan que la influencia del ENSO sobre el Caribe puede explicarse, en gran medida, en términos de la interacción de los efectos independientes de la NAO y el ENSO, que se solapan en esta región.

Finalmente, se puede afirmar que la NAO explica solamente una fracción de la variabilidad climática del CS&GM a pesar de ser considerada como el patrón dominante del Atlántico Norte (Hurrell et al. 2003). El análisis de la literatura permite concluir que para poder explicar con mayor claridad la influencia de la NAO en la cuenca del CS&GM es necesaria una visión integral que considere otros procesos de teleconexión y de circulación regional.

## *ii) El Niño-Oscilación del Sur*

La Oscilación del Sur consiste en variaciones de la intensidad del gradiente entre las altas presiones que regularmente se observan en el sudeste del Pacífico y las bajas presiones sobre Indonesia. Cuando este gradiente este-oeste de presión es

pequeño, los alisios se debilitan, propiciando la expansión hacia el este de las aguas cálidas superficiales del Pacífico ecuatorial y su profundización; lo cual impacta en la inclinación de la termoclina (Fig. 10). Por tal motivo, se habla de un fenómeno oceánico-atmosférico acoplado, conocido como El Niño-Oscilación del Sur. El Niño se refiere a la componente oceánica y la Oscilación del Sur a la componente atmosférica.

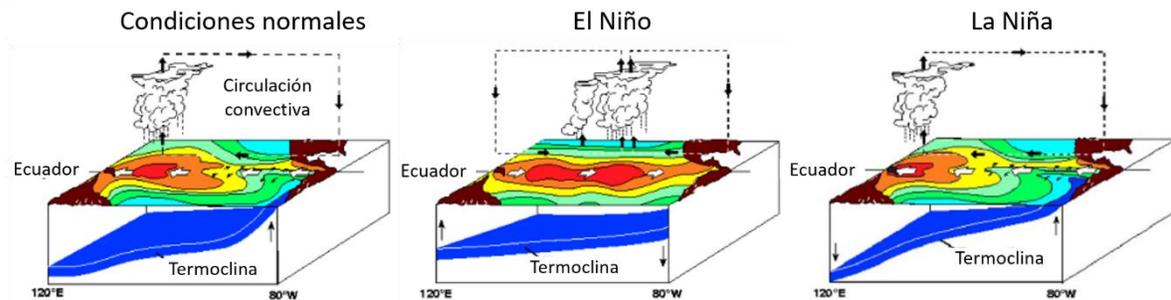


Figura 10. Esquema de las condiciones oceánicas y atmosféricas en el Pacífico tropical durante condiciones normales, El Niño y La Niña. Fuente: Sheinbaum (2003).

La existencia de aguas más cálidas en el Pacífico central y oriental deviene una fuente de calor y humedad que, en ausencia de los vientos alisios fuertes, provoca áreas de convección profunda y precipitaciones mucho más al este de lo normal. De manera tal que se presentan lluvias intensas en regiones donde climáticamente no llueve mucho, y la lluvia escasea sobre áreas donde la precipitación normalmente es abundante (Ropelewski y Halpert 1996). Un evento ENSO, por lo general, alcanza su fase madura durante el invierno del hemisferio norte, cuando el flujo atmosférico del oeste también se encuentra en su máximo.

La fase opuesta de este fenómeno ha sido denominada La Niña o fase fría, que se caracteriza por un incremento en los vientos del este y un mayor enfriamiento de las aguas del Océano Pacífico Ecuatorial central y oriental; es decir, los patrones anómalos se invierten (Fig. 10). La física del ENSO y las características de los patrones asociados a las distintas fases de este fenómeno son descritas en detalle por Sheinbaum (2003).

ENSO resulta el factor de forzamiento remoto más claramente relacionado con la variabilidad climática de la SST en la región del Atlántico tropical (Melice y Servain 2003). Durante eventos cálidos en el Pacífico se debilita el gradiente meridional de presión en el Atlántico Norte (Curtis y Hastenrath 1995), lo cual puede conducir a una disminución de la rapidez de los vientos alisios, de la evaporación y del arrastre del viento, procesos que favorecen el calentamiento de las aguas superficiales antes mencionado. Enfield y Mayer (1997) encontraron una fuerte correlación entre la fase cálida del ENSO y SSTA en el TNA entre los 10° y 20°N; estas anomalías muestran un retraso de 3 a 5 meses respecto a las observadas en el Pacífico. Asimismo, se ha demostrado que la influencia del ENSO en el TNA es mayor durante la primavera subsecuente de un evento ENSO que alcanza su fase madura en invierno (Enfield y Mayer 1997; Giannini et al. 2000; Wang 2004).

Una de las teorías más empleada para explicar los efectos del ENSO sobre el Atlántico plantea la existencia de un “puente troposférico” a través de las circulaciones de Walker y Hadley para transferir las SSTA de ENSO al sector del Atlántico (Klein et al. 1999). En cuanto a los efectos del ENSO sobre la región del Atlántico Norte occidental y CA se ha llegado al consenso de que la respuesta de distintas variables a este forzamiento remoto muestra una alta dependencia estacional.

Según Enfield (1989), las mayores variaciones interanuales de las lluvias en los trópicos se atribuyen al ENSO. Diversos autores (p. ej., Enfield y Mayer 1997; Giannini et al. 2001; Alvarado y Fernández 2001) han señalado la influencia del ENSO en variables y eventos hidrometeorológicos que afectan el Caribe noroccidental, como Gray (1984), quien asocia la disminución de huracanes en el Atlántico con la fase cálida del ENSO. Usando datos de reanálisis y radiosondeos en Costa Rica, Amador y Alfaro (1996) determinaron que la respuesta del viento en niveles bajos a eventos cálidos de ENSO se manifiesta en un debilitamiento de los alisios en los meses que climatológicamente son más intensos (p. ej., febrero); mientras que se intensifican en aquellos meses que climatológicamente presentan vientos más débiles (p. ej., septiembre).

En la región del CS, el comportamiento invernal del viento ante la señal del ENSO tiene su origen en el menor gradiente de presión que se establece entre Norteamérica

y el Trópico, particularmente debido al sistema anómalo de baja presión que se forma fuera de la costa sureste de Estados Unidos, una de las teleconexiones mejor definidas durante la fase positiva o cálida de ENSO (Wallace y Gutzler 1981; Klein et al. 1999). En el verano, la intensificación de los alisios tiene su origen en el fortalecimiento del CLLJ y de la mayor amplitud y desplazamiento hacia el suroeste del NASH (Wang 2007).

Romero-Centeno et al. (2003) sostienen que la rapidez media del viento y la frecuencia de los *Nortes* que alcanzan el extremo sur del Istmo de Tehuantepec en México, evidencian una señal del ENSO: valores más altos durante años El Niño que en años La Niña. El incremento en el número de *Nortes* ocasiona un descenso de la temperatura en la región, al aumentar el tránsito de masas de aire continentales en la zona. Similar comportamiento durante el clima invernal obtiene Hernández (2002) al analizar la asociación entre los incrementos del arribo de frentes fríos a Cuba y los años con presencia de El Niño. Las variables meteorológicas más importantes que le acompañan, como temperatura del aire, presión atmosférica y lluvia también experimentan variaciones con respecto a su media histórica.

En el caso de México, el impacto de ENSO ha sido estudiado por Magaña et al. (2003) y Vázquez-Aguirre (2007), quienes plantean que durante inviernos de El Niño se observan más lluvias en el noroeste de México, pero éstas disminuyen en el Istmo de Tehuantepec. La señal de El Niño en verano se aprecia a través de anomalías negativas de precipitación en la mayor parte del país. En cambio, bajo períodos de La Niña, la precipitación en México puede estar cercana a los valores climatológicos o por encima de la media. Según estos mismos autores, la disminución de la precipitación que se observa durante El Niño está asociada a mecanismos tales como una subsidencia reforzada por causa de un desplazamiento hacia el sur de la ITCZ y un menor número de ciclones tropicales en los mares interamericanos.

Ruiz y Bernal (2009) estudiaron la variabilidad espacio temporal de los vientos en la cuenca Colombia donde se encuentra el CLLJ. Sus resultados son coherentes con los obtenidos por Amador y Alfaro (1996), Mora y Amador (2000), Alvarado y Fernández (2001) y Wang (2007), quienes subrayan que las teleconexiones del ENSO en el Caribe son opuestas durante el verano y el invierno. Anomalías cálidas

en el Pacífico tropical en invierno debilitan el CLLJ, pero durante el verano lo intensifican, debido a que el ENSO en invierno induce anomalías de presión negativas en el NASH, mientras que en verano estas anomalías son positivas. En cuanto a la componente meridional del viento en la región donde se desarrolla el CLLJ, Mora y Amador (2000) no encontraron una respuesta a eventos ENSO que pueda ser considerada significativa. Wang (2007) también demostró que el CLLJ varía en frecuencias más altas que el ENSO (1.25 y 2.3 años). Ello supone que no sólo el forzamiento remoto del ENSO domina la variabilidad interanual en la región.

Los diferentes estudios revisados coinciden en que la respuesta al evento ENSO, dependiente de las estaciones, no necesariamente es opuesta entre años La Niña y años El Niño. Los patrones asociados a cada fase pueden tener disímiles comportamientos. Además, existen otros fenómenos simultáneos locales o estacionales que en determinados casos presentan señales que podrían contribuir o bloquear en cierta medida el forzamiento del ENSO.

### **1.3 Acoplamiento entre el océano y la atmósfera**

El acoplamiento océano-atmósfera en el TNA ha sido investigado en múltiples estudios mediante el cálculo de modos de covariabilidad climática (p. ej., Servain y Legler 1986; Frankignoul y Kestenare 2005; Handoh et al. 2006; Maldonado et al. 2017). En particular, existe amplia evidencia de un fuerte acoplamiento entre variables oceánicas y atmosféricas en el CS&GM en escalas de tiempo estacionales e interanuales (Enfield y Alfaro 1999; Cook y Vizy 2010; Amador et al. 2010; Chang y Oey 2013).

Por ejemplo, durante julio, el máximo relativo del CLLJ coincide con la presencia de la MSD y con una disminución de la ciclogénesis tropical en el CS. Para explicar este comportamiento se han propuesto dos mecanismos acoplados entre el océano y la atmósfera: a) el CLLJ incrementa el flujo divergente de humedad en el Caribe, suprimiendo la convección y disminuyendo la precipitación, lo que inhibe la formación de ciclones tropicales (Wang 2007); y b) la alta cizalladura vertical en julio contrarresta la organización de la convección profunda, lo cual disminuye la precipitación y la formación de ciclones tropicales en este mes (Amador et al. 2010).

Utilizando un análisis de descomposición en valores singulares, Enfield y Alfaro (1999) sugieren que las anomalías de precipitación en el CS y CA están relacionadas con la SSTA en los océanos Atlántico y Pacífico. Por su parte, Giannini et al. (2000) emplearon una técnica de análisis de correlación canónica (CCA) para investigar las relaciones entre la precipitación, la presión del nivel del mar y la SST con respecto a la variabilidad interanual del clima en el CS y CA. Las conclusiones, respaldadas por estudios anteriores (Alfaro 2007; Maldonado y Alfaro 2010, 2011; Fallas-López y Alfaro 2012; Maldonado et al. 2013, 2016b, 2017), indican fuertes acoplamientos entre la SST, la circulación atmosférica y la precipitación en la región del CS&GM y sus alrededores.

#### **1.4 Región de estudio y sus características climáticas**

El dominio seleccionado para este estudio se encuentra entre 9°-31°N y entre 100°-60°W (Fig. 11). Abarca el Golfo de México y el Mar Caribe, donde se encuentran las Grandes Antillas como la Isla de Cuba y La Española (Haití y República Dominicana), así como las Antillas Menores. En sus alrededores se localizan regiones continentales como la Florida, parte de México, CA y la porción más septentrional de América del Sur. También incluye parte del océano Atlántico Norte y el Pacífico oriental adyacente a Centroamérica.

El período de estudio abarca de 1982 a 2016, para el cual se tiene disponibilidad de datos de calidad, como se detallará en el Capítulo 2. Este período de años se considera suficiente para capturar información relevante sobre la variabilidad climática a escala interanual en la región de estudio.

Los procesos de la circulación atmosférica que influyen en la zona tropical del CS&GM presentan una variabilidad estacional que permite reconocer dos períodos distintos. Durante el período lluvioso, de mayo a octubre, la región se encuentra sometida a la influencia del NASH, que impone vientos del NE al SE a través de su dorsal. La profundización de los alisios del este en la región homogeneiza la masa de aire en la vertical, principalmente durante los meses de julio y agosto. En esta época destaca la influencia de sistemas migratorios como las ondas del este, las tormentas

tropicales y los huracanes (Lecha et al. 1987; Serra et al. 2010). Estos últimos tienen una importante incidencia en la generación de vientos fuertes y precipitaciones intensas.

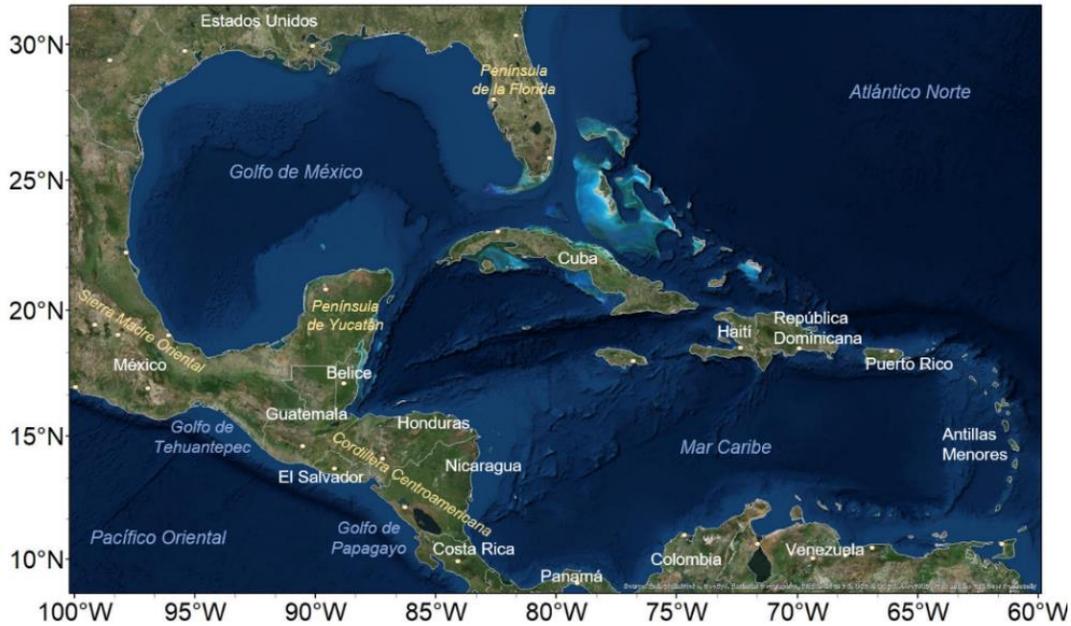


Figura 11. Región de estudio: Mar Caribe y Golfo de México (CS&GM). Mapa generado en ArcGIS con información base de ESRI a partir de datos de Earthstar Geographics.

El debilitamiento de los alisios en la vertical, el desplazamiento del centro anticiclónico al sudeste y la disminución de su extensión e intensidad, junto con la penetración de los vientos del oeste hacia latitudes tropicales, determinan el comienzo de otro período, menos lluvioso que el anterior, que se extiende de noviembre a abril. Durante estos meses las condiciones tropicales son sustituidas por la actividad frontal, la influencia de sistemas extratropicales de baja presión y de altas presiones continentales asociadas a masas de aire frío (Lecha et al. 1987; González 1999). Los anticiclones continentales migratorios imponen un régimen de vientos del NW al NE que pueden ser intensos, alcanzando más de 20m/s. Estos vientos se conocen como *Nortes* y pueden persistir por algunos días ocasionando considerables descensos de temperatura (Osorio-Tai 2015).

## **1.5 Preguntas de investigación, hipótesis y objetivos**

En este estudio exploramos la naturaleza variable del acoplamiento viento-SST a escala interanual en el CS&GM, partiendo de las siguientes preguntas de investigación: ¿cuáles son los principales modos acoplados viento-SST en el CS&GM a lo largo del año?, ¿estos modos acoplados están siendo modulados por algunos patrones de gran escala?, ¿cómo se relaciona el acoplamiento océano-atmósfera regional con el clima del CS&GM y áreas adyacentes?

Por lo tanto, las hipótesis de este trabajo son:

- El acoplamiento viento-SST en el GM&CS a escala interanual y su naturaleza variable puede ser descrito a través de modos dominantes de variabilidad climática.
- Parte de la variabilidad interanual acoplada viento-SST en el GM&CS puede ser explicada por algunos patrones de teleconexión como ENSO y la NAO.
- A su vez, las variaciones de estos dos campos acoplados pueden tener un impacto notable en la precipitación regional.

Siguiendo nuestras hipótesis de trabajo y para responder a las preguntas de investigación hemos trazado los siguientes objetivos:

- Identificar y describir los principales modos de variabilidad acoplada entre el viento en niveles bajos y la SST a escala interanual, para todos los meses del año.
- Investigar la posible relación de los patrones identificados con procesos de teleconexión como ENSO y la NAO.
- Examinar el impacto que pueden tener los patrones de acoplamiento viento-SST en la precipitación regional, especialmente durante el verano y los meses de MSD.



## 2 DATOS

Las principales variables involucradas en la presente investigación son el viento en superficie, la SST y la precipitación. En este capítulo se describen las diversas fuentes de datos que se emplearon para la obtención de dichas variables, así como de los índices climáticos utilizados.

### 2.1 Vientos a 10 metros: CFSR

El Centro Nacional de Investigación Atmosférica y el Centro Nacional de Predicción Ambiental (NCAR/NCEP, por sus siglas en inglés), ambos pertenecientes a la NOAA, desarrollaron el *Climate Forecast System Reanalysis* (CFSR; Saha et al. 2010, 2014). Este reanálisis fue diseñado y ejecutado como un sistema global acoplado atmósfera-océano-tierra-hielo de alta resolución para proporcionar la mejor estimación del estado de estos componentes. Muchos de los errores detectados en la recolección de datos observacionales, y en la ejecución de las versiones de reanálisis anteriores elaborados por NCEP/NCAR, se corrigieron en el CFSR. Por ejemplo, las observaciones satelitales se usaron en forma de radiancias, es decir, antes de que se apliquen algoritmos de recuperación de información, a fin de reducir incertidumbres en el proceso (Saha et al. 2010).

El CFSR ofrece información de distintas variables atmosféricas y oceánicas, con diferentes resoluciones espaciales y temporales, desde 1979 hasta el presente. El relativamente largo alcance temporal del CFSR lo hace apropiado para estudios sobre variabilidad climática interanual. En esta investigación se utilizan las componentes zonal y meridional del viento a 10m, con una resolución espacial de 0.5° y un intervalo de tiempo de 6 horas.

### 2.2 Temperatura superficial del mar: OISST

Los datos de SST empleados en este trabajo provienen del producto de análisis de alta resolución NOAA *Optimum Interpolation SST* (OISST; Reynolds et al. 2007), desarrollado por el Centro Nacional de Datos Climáticos de la NOAA. OISST

incorpora datos de los sensores satelitales AVHRR (*Advanced Very High Resolution Radiometer*), también utiliza datos *in situ* de buques y boyas e incluye un ajuste a gran escala de los sesgos satelitales con respecto a los datos *in situ*. El período de datos diarios disponibles se extiende desde septiembre de 1981 hasta la actualidad, con una resolución espacial de 0.25°.

### **2.3 Precipitación: CHIRPS y ERA-Interim**

Los datos de precipitación se obtienen del *Climate Hazards Group InfraRed Precipitation with Station* (CHIRPS; Funk et al. 2015). CHIRPS es un conjunto de datos de precipitación en una malla casi global (50°N-50°S), disponibles desde 1981 hasta el presente, con distintas escalas temporales. Para los intereses de esta investigación se utilizan las series de los promedios mensuales de precipitación. CHIRPS incorpora imágenes satelitales con datos de estación *in situ* para crear un producto de precipitación de resolución espacial de 0.05°. Para los análisis seleccionamos un dominio más amplio que la región de estudio: entre 0°-40°N y 110°-50°W, que incluye áreas continentales circundantes al CS&GM, el noreste del Pacífico tropical y el Atlántico tropical occidental.

La base de datos CHIRPS proporciona una mayor resolución espacial en relación con otros productos de precipitación global. Esto es importante para regiones como CA, donde la precipitación está muy influenciada por la orografía (Waylen et al. 1996; Maldonado et al. 2016b). CHIRPS ha demostrado un buen desempeño dentro de América Latina en comparación con observaciones de estaciones meteorológicas, por ejemplo, en Colombia y Venezuela (Verdin et al. 2016; Paredes-Trejo et al. 2016). Asimismo, Perdigón-Morales et al. (2018) mostraron que CHIRPS reproduce razonablemente bien las principales características climatológicas de la precipitación en México, incluida la MSD.

Por otro lado, ERA-Interim es un reanálisis global de última generación con datos desde 1979 hasta el presente, desarrollado por el Centro Europeo de Previsiones Meteorológicas a Plazo Medio. Era-Interim presenta mejorías con respecto a Era-40, la generación anterior de este modelo, por ejemplo, en la asimilación de observaciones *in situ* de la lluvia acumulada y la representación de los procesos

físicos como el ciclo hidrológico (Dee et al. 2011). Los productos de precipitación de Era-Interim son ampliamente utilizados en estudios de variabilidad climática. Para comparar con los resultados de CHIRPS, en este estudio utilizamos datos mensuales de precipitación del producto *Monthly Means of Daily Forecast Accumulations from the ERA-Interim Project*, interpolados a una cuadrícula con resolución de 0.125°.

## 2.4 Índices de ENSO y la NAO

Para describir y monitorear el estado, la evolución y tendencias de los distintos patrones de teleconexión se utilizan índices que se construyen mediante diversas técnicas. En este trabajo empleamos el *Oceanic Niño Index* (ONI) y el *North Atlantic Oscillation Index* (NAOI) como indicadores de la variabilidad de ENSO y la NAO, respectivamente. Dichos índices se encuentran disponibles en el sitio web del Centro de Predicciones Climáticas de la NOAA.

El ONI se genera con las medias móviles de 3 meses de las anomalías de la temperatura superficial del mar (Huang et al. 2015) en la región El Niño 3.4 (5°N-5°S, 120°W-170°W). Estas anomalías se calculan respecto a la media climatológica de 30 años centrados sobre períodos de 5 años; es decir, el período base se actualiza cada 5 años a fin de eliminar los efectos de la tendencia hacia el calentamiento que ha experimentado el Pacífico tropical. Por convención, cuando estas anomalías son iguales o mayores a 0.5°C durante cinco períodos consecutivos, se presenta un episodio cálido de ENSO (El Niño); si son iguales o menores a -0.5°C, se considera un episodio frío (La Niña).

El NAOI se obtiene mediante un análisis de funciones empíricas ortogonales rotadas, aplicado a las series mensuales de anomalías de la altura geopotencial a 500mb en el hemisferio norte entre los 20°N y 90°N. Las anomalías están estandarizadas con base en el período 1950-2000. Para determinar las fases de la NAO, los valores mensuales del NAOI por encima (debajo) del segundo (primer) tercil para el período de 1950 a 2016 se definen como positivos (negativos), de acuerdo con Lee et al. (2008). El NAOI también sirve como un proxy para la variabilidad de la NASH.

En la Figura 12 se muestran ambos índices mensuales para el período de estudio.

Las series de tiempo presentan una alta variabilidad interanual, con alternancia de valores positivos y negativos, y ciclos de varios años donde predomina una de las fases. El índice ONI evidencia como ENSO puede permanecer varios meses en la misma fase y no presentar cambios tan bruscos de un mes a otro. En el caso de la serie del NAOI, a partir de la década de 1980 se observa un predominio de la fase positiva y sus valores mensuales presentan una gran variabilidad (Fig. 12). Al analizar la distribución de la energía espectral de la NAO, Hurrell et al. (2003) encontraron que no existe una escala de variabilidad preferente en la serie de tiempo. Por tanto, los cambios en fase y amplitud de la NAO son, en gran medida, impredecibles (Hurrell et al. 2003; 2006).

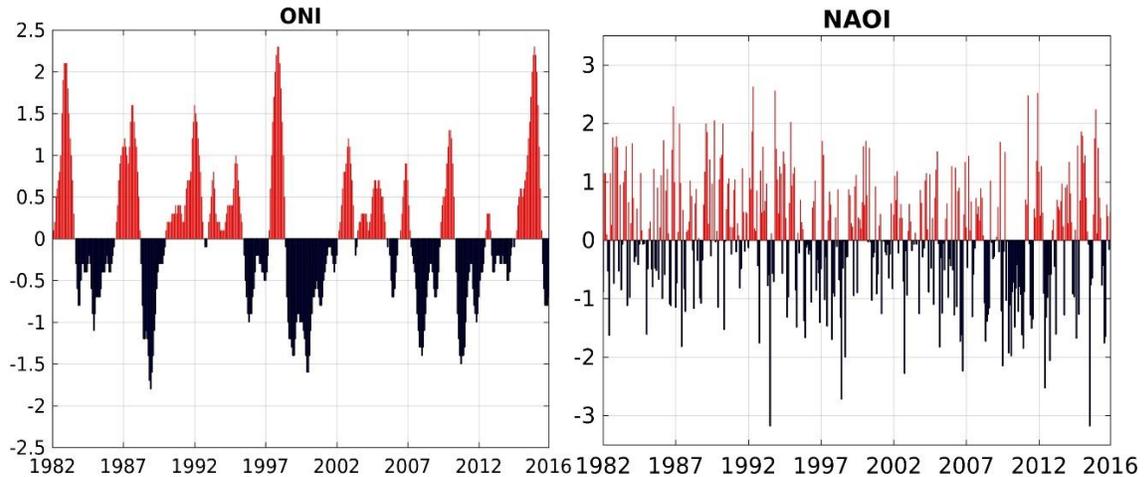


Figura 12. Valores mensuales del ONI (izquierda) y del NAOI (derecha) para el período 1982-2016.

## 3 MÉTODOS

En este capítulo se explica el procesamiento estadístico realizado con las bases de datos antes descritas. En primer lugar, se expone cómo se homogeneizaron las resoluciones espacio-temporales de las variables, y cómo se calcularon las series mensuales de los promedios y anomalías estandarizadas. En segundo lugar, se detalla el método estadístico empleado para el estudio del acoplamiento interanual viento-SST, el análisis de correlación canónica (CCA), incluyendo una descripción de las matrices de entrada, las intermedias y de cómo se interpretan y visualizan los resultados de este análisis. Asimismo, se incluye una breve descripción del método utilizado para evaluar la significancia estadística del CCA. Por último, se explican las técnicas utilizadas para investigar la relación de los modos acoplados del CCA con los índices de teleconexión NAOI y ONI, y con la precipitación regional.

### 3.1 Promedios mensuales y anomalías estandarizadas

La primera etapa del procesamiento de las bases de datos de las componentes zonal y meridional del viento, SST y precipitación utilizadas en este estudio consistió en preparar las series de los promedios mensuales para el período 1982-2016. Como los datos de viento y SST tienen diferentes resoluciones espaciales y se pretendía realizar un análisis de la variabilidad acoplada entre ambas variables, se decidió ajustar los datos de SST a una malla común con resolución de  $0.5^\circ$  en el dominio comprendido por la región de estudio (ver la Fig. 11). Los datos de viento cada 6 horas se transformaron a promedios diarios para tener la misma resolución temporal que el resto de los datos originales. Luego, se obtuvieron los promedios mensuales para todas las variables a partir de los datos diarios.

Debido a la distribución no uniforme de los puntos en las mallas rectangulares de latitud y longitud, previo al análisis, los datos se ponderaron mediante un coeficiente que depende de la latitud. Por consiguiente, en cada punto de malla los datos se multiplicaron por una función de peso que tiene la siguiente forma:

$$Peso = \sqrt{\cos(Latitud)}$$

Las series de tiempo de los promedios mensuales de viento y SST se filtraron utilizando una media móvil de tres meses, con el objetivo de capturar patrones persistentes en su variabilidad interanual. Los promedios de precipitación no fueron filtrados debido a que la marcha anual de esta variable en la región es muy marcada y el interés era estudiar el impacto del acoplamiento viento-SST, a escala interanual, en el comportamiento estacional de la precipitación, por ejemplo, en el patrón bimodal durante el período lluvioso sobre gran parte de la región y zonas continentales aledañas. La tendencia lineal de las series de tiempo fue eliminada mediante un ajuste por mínimos cuadrados, restando la función resultante a los datos. Posteriormente, se separaron las series para cada mes en matrices independientes, de manera tal que sus dimensiones corresponden al número de puntos de malla en el dominio por los 35 años del período 1982-2016 (ver la sección 3.2).

Partiendo de las series de promedios mensuales, se calcularon las medias climatológicas para el período de estudio. En la sección 4.1 se describen las climatologías obtenidas para el viento, la SST y la precipitación. Usando estos valores, las matrices de los promedios mensuales se transformaron en anomalías estandarizadas, restando la media climatológica y dividiendo entre la desviación estándar para cada punto de malla. Estas matrices serán esenciales para los cálculos posteriores, en especial el CCA, el cual se explica a continuación.

### **3.2 Análisis de correlación canónica**

Los métodos de análisis multivariado son ampliamente utilizados en el estudio de la covariabilidad de campos geofísicos (Wilks 2006). Dentro de estos métodos se encuentran el análisis de máxima covarianza (MCA) y el CCA (Barnett y Preisendorfer 1987; Bretherton et al. 1992), los cuales son extensiones de los análisis conocidos como funciones empíricas ortogonales (EOF). El MCA identifica pares de patrones espaciales y sus correspondientes series de tiempo mediante una descomposición en valores singulares de la matriz de covarianzas entre dos campos. Las bases de datos de entrada deben compartir al menos una dimensión, por ejemplo, el tiempo. El CCA consiste en aplicar un análisis de EOF seguido de un MCA. El análisis de EOF se utiliza para truncar los datos de entrada; luego, el MCA se aplica para

encontrar patrones acoplados usando los datos truncados. Los datos de entrada se truncan con el fin de reducir la alta variabilidad de muestreo en los patrones del CCA (Wallace et al. 1992; von Storch y Zwiers 2002; Wilks 2006).

En esta investigación, se implementó un método de CCA para explorar el acoplamiento entre las fluctuaciones interanuales del viento y la SST en el CS&GM. Por ende, antes de considerar los patrones de variabilidad acoplados entre el viento y la SST, primero se realizó un análisis de EOF de forma independiente a ambos campos. El análisis EOF del viento incluye las componentes del viento zonal y meridional en la misma matriz. Esta técnica se conoce como análisis de componentes principales (PC) simultáneos o EOF combinados (CEOF), y resulta de gran utilidad cuando la variable estudiada es vectorial, pues permite procesar simultáneamente todas las componentes del campo (von Storch y Zwiers 2002; Wilks 2006; Navarra y Simoncini 2010).

Seguidamente, se llevó a cabo el CCA entre las anomalías interanuales del viento y la SST en el CS&GM, para cada mes del año. Para el CCA se seleccionaron dos subconjuntos de las primeras PC de la SST y del viento, respectivamente, con los cuales se construye la matriz de covarianzas que se descompone en valores singulares. Aunque el CCA identifica los pares óptimos de combinaciones lineales entre dos conjuntos de datos que maximizan la covarianza, no establece una causalidad física. A continuación detallaremos, paso a paso, el algoritmo matemático seguido en esta investigación para encontrar los patrones acoplados de la variabilidad interanual entre el viento y la SST en cada mes del año, partiendo de las series de tiempo de anomalías definidas en la sección 3.1.

Sean  $A$  (SST) y  $B$  (viento) las matrices de anomalías estandarizadas para un mes del año, de dimensiones  $[n \times m]$  y  $[p \times m]$ , respectivamente, donde  $m$  es la dimensión compartida (tiempo) y  $n$  y  $p$  son las dimensiones del espacio (puntos de malla). En este caso,  $m = 35$ , que corresponde al número de años de 1982 a 2016. El total de puntos de malla para los datos de viento es  $d = 3645$ , pues el dominio de estudio cuenta con 45 puntos en latitud por 81 puntos en longitud. En la matriz  $B$  las primeras  $d$  filas corresponden a la componente zonal del viento y las siguientes  $d$  filas corresponden a la componente meridional. Por lo tanto,  $p = 2 \times d = 7290$ . Por otro lado,

$n = 2776$ , que es el número de puntos dentro del dominio que se encuentran sobre el mar, donde existen datos de SST. Una vez acomodadas las matrices de tal manera que las filas corresponden a la dimensión del espacio y las columnas a la dimensión del tiempo, se realiza el primer paso del método CCA.

Paso 1: Obtener las PC de SST y de viento de forma independiente. A la derecha de las ecuaciones, entre corchetes, se indica la dimensión de cada matriz:

Cálculo de la matriz de covarianzas de A y B

$$C_A = \frac{1}{m} A * A^T \quad [n \times n] \qquad C_B = \frac{1}{m} B * B^T \quad [p \times p]$$

Análisis EOF de la SST y CEOF del viento, mediante la descomposición en valores singulares (SVD) de las matrices de covarianzas:

$$(U_A \ L_A \ V_A) = SVD(C_A) \qquad (U_B \ L_B \ V_B) = SVD(C_B)$$

$$\text{Tal que, } C_A = U_A * L_A * V_A^T \qquad C_B = U_B * L_B * V_B^T$$

$$U_A, L_A, V_A \quad [n \times n] \qquad U_B, L_B, V_B \quad [p \times p]$$

Para obtener las PC, se proyectan los vectores singulares sobre los datos de entrada originales:

$$PC_A = V_A * A \quad [n \times m] \qquad PC_B = V_B * B \quad [p \times m]$$

La varianza total de los datos se obtiene mediante la sumatoria de los elementos de la diagonal de L elevados al cuadrado:

$$Var_A = \sum(diag(L_A))^2 \qquad Var_B = \sum(diag(L_B))^2$$

La porción de varianza explicada por cada modo es la razón entre cada elemento de la diagonal de L y la varianza total:

$$VarEx_A = \frac{diag(L_A)}{Var_A} \qquad VarEx_B = \frac{diag(L_B)}{Var_B}$$

La Figura 13 muestra, para cada mes del año, la varianza explicada por los primeros 10 modos, tanto del análisis EOF de la SST como del análisis CEOF del campo de vientos. Como puede observarse, solamente entre los dos primeros modos de la SST se concentra más de la mitad de la varianza total; en cambio, en el caso del viento, la varianza está más distribuida entre los modos.

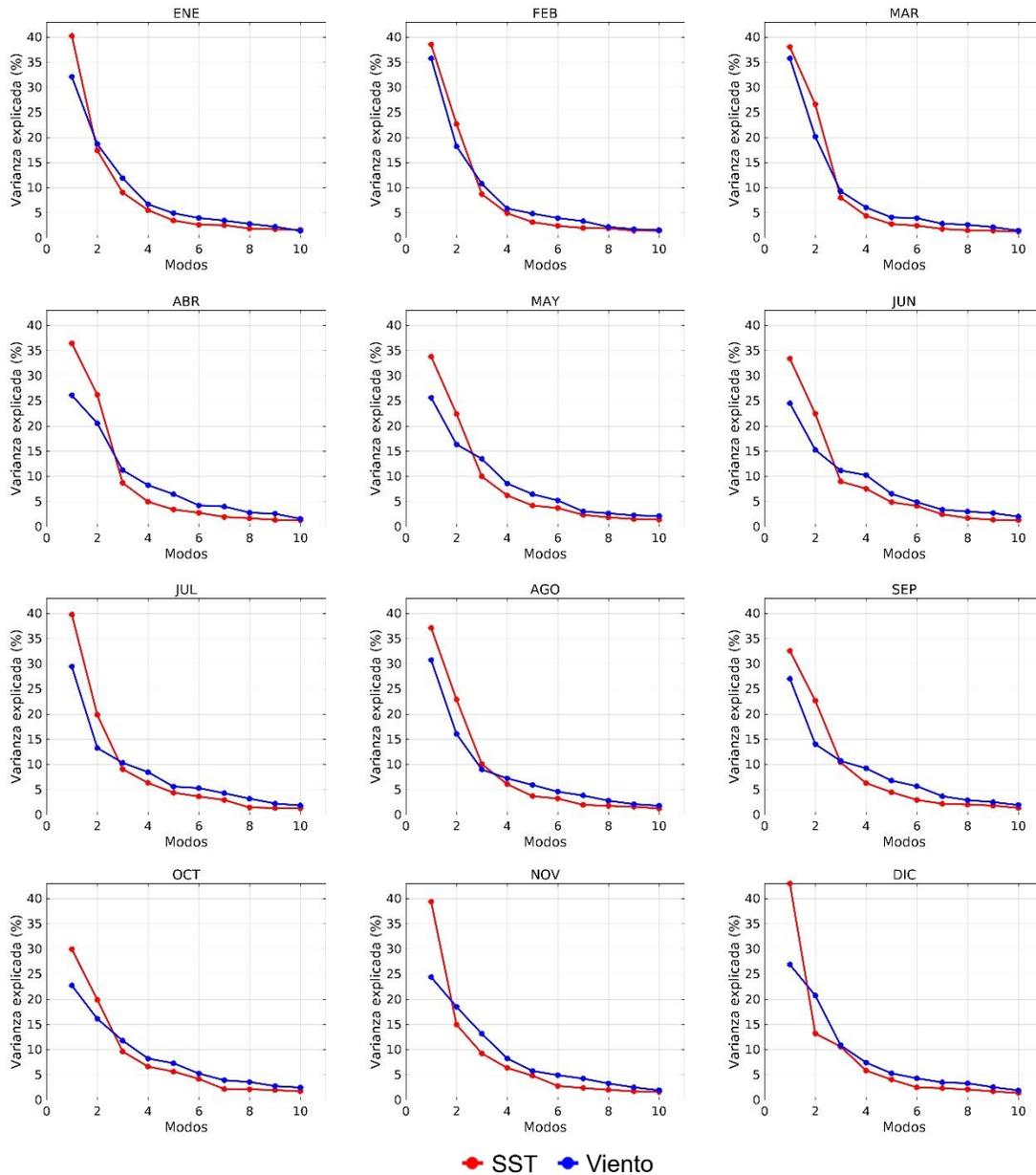


Figura 13. Porcentaje de la varianza explicada por los diez primeros modos resultantes del análisis CEOF aplicado al campo de viento (línea azul) y del análisis EOF aplicado a la temperatura superficial del mar (línea roja), para los 12 meses del año.

Paso 2: Truncamiento de los datos. Una vez obtenidos los principales modos de variabilidad interanual de la SST y el viento de forma independiente, se eligen  $k_1$  y  $k_2$  componentes principales, respectivamente.

Se debe considerar que si se toman muy pocos modos para el truncamiento quizás no se retenga la variabilidad más importante, pero si se toman muchos, la significancia estadística de los modos acoplados podría verse afectada. El número de PCs retenidas debe ser menor que la cantidad de observaciones en la muestra. Esto es muy importante cuando se tienen muchos más puntos de malla que observaciones; algo frecuente en el caso de las bases de datos climáticas (Von Storch y Zwiers 2002; Wilks 2006). Es recomendable que el número de PCs retenidas representen aproximadamente el 70% de la varianza de cada campo (Bretherton et al. 1992; von Storch y Zwiers 2002), a fin de reducir el ruido espacial y los sesgos. Si el acoplamiento entre los dos conjuntos de datos es suficientemente grande, los patrones espaciales deben ser insensibles al número de PCs retenidas después de un rango aceptable de truncamiento.

Cumpliendo con este criterio para la varianza, se eligieron los primeros seis CEOF del campo de viento y los primeros cinco EOF de la SST, es decir  $k_1=5$  y  $k_2=6$ , para considerarlos como datos de entrada en el CCA. La Tabla 1 muestra la suma de la varianza explicada por estos primeros modos para cada mes del año. Cabe mencionar que se realizó un MCA con los datos no truncados –es decir, con el 100% de la varianza– y los resultados fueron muy similares a los obtenidos con los datos truncados (no se muestra). Sin embargo, en este último caso los resultados del CCA presentan menos “ruido”, es decir, los patrones son más claros, lo cual nos brinda mayor confianza en los resultados.

Tabla 1. Suma de la varianza explicada (%) por los primeros seis modos del análisis CEOF del viento y los primeros cinco modos del análisis EOF de la SST, para cada mes del año.

Mes	6 CEOF Viento	5 EOF SST
ENE	78	76
FEB	79	78
MAR	79	80
ABR	77	80
MAY	76	77
JUN	73	77
JUL	72	79
AGO	74	80
SEP	73	76
OCT	71	72
NOV	75	75
DIC	75	77

Paso 3: Normalización de las PC retenidas, de modo que la varianza sea igual a 1. Cada fila, desde la primera hasta la número  $k$  en la matriz de PCs, es dividida por el valor singular correspondiente en la diagonal de  $L$ :

$$PCnorm_A = \frac{PC_A}{diag(L_A)} \quad [k_1 \times m]$$

$$PCnorm_B = \frac{PC_B}{diag(L_B)} \quad [k_2 \times m]$$

Paso 4: Se calcula la matriz de covarianzas entre los conjuntos de PCs retenidas y se somete a una descomposición en valores y vectores singulares:

$$C_{AB} = \frac{1}{m} PCnorm_A * PCnorm_B^T \quad [k_1 \times k_2]$$

La matriz de covarianzas es igual a la matriz de correlación, ya que las PCs han sido normalizadas. MCA a la matriz de correlación:

$$[U \quad L \quad V] = svd(C_{AB})$$

$$U \quad [k_1 \times k_1] \quad L \quad [k_1 \times k_2] \quad V \quad [k_2 \times k_2]$$

Evidentemente, aplicar el SVD a esta matriz de covarianzas de dimensión 5x6 es mucho más sencillo que si se tiene en cuenta toda la información sobre la variabilidad de los datos. En ese caso, la matriz de covarianzas entre las matrices originales A y B tendría una dimensión mucho mayor, de  $p \times n$  (7290x2776). En efecto, esta es una de las ventajas computacionales del CCA sobre el MCA: trabaja con matrices de covarianzas más pequeñas que contienen la información más importante sobre la variabilidad de los datos.

Las columnas de las matrices U y V contienen los vectores singulares de A y B, respectivamente. Estas matrices se utilizaron para encontrar las series temporales y luego las estructuras espaciales de los modos acoplados. La diagonal de la matriz L brinda los valores singulares o coeficientes de correlación canónica ( $r$ ), los cuales indican la fuerza del acoplamiento estadístico entre los datos truncados. Esto nos lleva al siguiente paso.

Paso 5: Obtención de los coeficientes de correlación canónica:

$$r = \text{diag}(L) \quad [k_1]$$

El número de elementos en la diagonal de L es el valor mínimo entre  $k_1$  y  $k_2$ ; en este caso  $k_1=5$ , el número de patrones acoplados que obtendremos en el CCA.

Paso 6: Las series de tiempo de los modos acoplados se conocen como vectores de correlación canónica (CCV) y se obtienen proyectando la matriz de datos truncados sobre los vectores singulares. Los CCV constituyen las series de tiempo asociadas a los modos acoplados:

$$CCV_A = U^T * PCnorm_A \quad [k_1 \times m] \qquad CCV_B = V^T * PCnorm_B \quad [k_2 \times m]$$

Los  $CCV_A$  explican la mayor cantidad de varianza posible de los datos truncados en B, y viceversa. La correlación entre cada par de CCV es igual a los coeficientes  $r$  contenidos en la diagonal de L.

Paso 7: Obtención de los patrones espaciales de los modos acoplados.

Se generan mapas de correlación heterogénea (HCM) entre los CCV y cada campo de datos, mediante la regresión de los datos de entrada de uno de los campos sobre el CCV del otro, y viceversa (Bretherton et al. 1992).

$$HCM_A = \frac{A * CCV_B^T}{m} \quad [n \times k_2] \quad HCM_B = \frac{B * CCV_A^T}{m} \quad [p \times k_1]$$

Los HCM indican qué tan bien el patrón de anomalías en un campo puede describirse mediante la correlación canónica del otro campo, y viceversa (Wallace et al. 1992; von Storch y Zwiers 2002). Cada uno de los patrones del CCA consiste en un par de estructuras espaciales o HCM, y sus correspondientes series de tiempo o CCV. Estas combinaciones lineales tienen máxima correlación entre sí, y se organizan en orden de mayor a menor covarianza explicada desde el primer modo hasta el quinto de cada mes.

Una métrica útil en el CCA es la fracción de covarianza cuadrática (SCF) explicada por cada par de patrones acoplados, la cual es proporcional al cuadrado de los valores singulares (Bretherton et al. 1992). La covarianza cuadrática (SC) asociada a los cinco modos del CCA es equivalente al cuadrado de los valores singulares correspondientes, y la covarianza cuadrática total es la suma de todas las SC. Por ende, la SCF explicada por cada modo es la razón entre la SC correspondiente y la SC total.

### 3.3 Significancia estadística de los modos acoplados

La significancia estadística de los modos obtenidos mediante el CCA para cada mes se evaluó siguiendo el método descrito en Venegas et al. (1997) y en Wallace et al. (1992). Cada prueba consiste en 1000 experimentos de Monte Carlo, en los que se efectúa un análisis CCA similar a los realizados en este trabajo para cada mes del año; con la particularidad de que, antes de realizar el CCA, el campo de viento es sustituido por uno aleatorio mezclando el orden cronológico. En cada experimento se almacenó la SC total y la SC asociada a los cinco modos del CCA para cada mes.

Luego se evaluó la significancia de los valores reales comparándolos con la distribución de los estadísticos obtenidos en los experimentos de Monte Carlo.

### **3.4 Mapas de varianza local explicada**

Como ya sabemos, los CCV indican la variabilidad interanual de los modos del CCA y, para cada modo, se tiene un par de CCV para SST y viento altamente correlacionados entre sí. Además de la SCF que representa cada modo, nos interesa saber cuánta varianza de los datos originales es explicada en cada punto de malla, tanto para los datos de SST como para las componentes zonal y meridional del viento. La varianza local explicada (LEV) se calcula mediante las correlaciones al cuadrado entre las series mensuales de anomalías de cada variable y su respectivo CCV (von Storch y Zwiers 2002). Para las componentes zonal y meridional del viento el CCV es el mismo.

Esta magnitud la representaremos en mapas cuasi-globales de la LEV expresada en porcentaje. Los mapas de LEV serán muy útiles para observar diferencias entre los distintos modos acoplados, cuáles regiones sobresalen en el acoplamiento identificado por el CCA y qué relación puede tener dicho acoplamiento con la variabilidad interanual de regiones remotas. Por otro lado, el promedio espacial de los valores en los mapas de LEV dentro del dominio de estudio brinda el porcentaje de varianza del viento zonal, viento meridional y SST explicada por cada modo del CCA (Wallace et al. 1992).

### **3.5 CCAI y correlación con los índices de teleconexión**

El índice del CCA (CCAI) se define como la media aritmética de los pares de CCV para viento y SST obtenidos para cada patrón del CCA (similar a Handoh et al. 2006). Dado que estos pares de vectores están altamente correlacionados, el CCAI se puede considerar como una representación muy precisa de la variabilidad interanual de los modos acoplados.

Las correlaciones lineales con retraso de los CCAIs con el ONI y el NAOI se calcularon para identificar los vínculos entre los principales modos de variabilidad

acoplada océano-atmósfera y las fluctuaciones interanuales de ENSO y la NAO. La significancia estadística de todas las correlaciones se estimó con un nivel de confianza del 95%. Los CCAIs se utilizaron, además, para calcular las anomalías de precipitación asociadas a los patrones acoplados viento-SST, como se describe en la siguiente sección.

### 3.6 Precipitación asociada a los modos acoplados

Para explorar las posibles conexiones entre las señales acopladas viento-SST y la variabilidad de la precipitación sobre el CS&GM y áreas adyacentes, se calcularon los patrones de anomalías de precipitación asociados a los modos del CCA. Se utilizaron las series de anomalías estandarizadas de precipitación ( $P_{anom}$ ), obtenidas como se explicó en la sección 3.1. Para cada mes se dispone de una matriz  $P_{anom}$  cuya dimensión es igual al número de puntos de malla (filas) por el número de años en la serie de tiempo (columnas). Las anomalías de precipitación asociadas a los modos acoplados ( $P_{CCAI}$ ) se calcularon mediante la proyección de la matriz  $P_{anom}$  de cada mes en el CCAI correspondiente al mismo mes. Por lo tanto, la ecuación utilizada para obtener los patrones de  $P_{CCAI}$  se puede escribir de la siguiente forma:

$$P_{CCAI} = \frac{P_{anom} * CCAI}{N}$$

donde  $CCAI$  y  $N$  se refieren a los CCAIs mensuales y al tamaño de las series de tiempo, respectivamente (en este caso  $N=35$  años). Los CCAIs son vectores de dimensión igual a 35, la cual se consume en la multiplicación y, por tanto, deja solamente la dimensión del espacio, que es igual al número de puntos de malla en el dominio de la precipitación.

Para tener una mejor aproximación sobre el impacto de los patrones acoplados en la precipitación regional, y comparar unas anomalías con otras, tanto dentro del mismo mes como de un mes a otro, resulta más útil transformar las anomalías de precipitación  $P_{CCAI}$  de manera que nos permitan medir el peso relativo en cada punto con respecto a la climatología mensual. Por tal motivo, estimamos el porcentaje de la

precipitación climatológica ( $Pct_p$ ) que está representada por esas anomalías; es decir, cuánto incremento o disminución representa cada anomalía asociada a un patrón acoplado viento-SST con respecto a la climatología. La transformación para obtener el  $Pct_p$  en cada mes se aplica mediante la siguiente ecuación:

$$Pct_p = \frac{P_{CCAI} * Std_p}{\bar{P}} * 100$$

Donde  $\bar{P}$  y  $Std_p$  se refieren a la precipitación media y la desviación estándar para cada punto de malla, respectivamente. Como las anomalías de precipitación están estandarizadas, se necesita recuperar el valor absoluto multiplicándolas por la desviación estándar, para poder encontrar la fracción de la media climatológica que ellas representan. El  $Pct_p$  se muestra sólo en aquellos puntos de malla donde la correlación entre las anomalías de precipitación mensual y el CCAI correspondiente es significativa, a fin de resaltar las áreas más sensibles a la variabilidad interanual de los patrones acoplados y mostrar solamente aquellas anomalías de precipitación que representan un impacto estadísticamente significativo.

## **4 RESULTADOS Y DISCUSIÓN**

En este capítulo se revisan los campos medios de viento, SST, precipitación y su marcha anual, así como los resultados del análisis de la variabilidad acoplada viento-SST a escala interanual. Una vez definidos los modos acoplados del CCA, se explora la relación de su variabilidad con los procesos de teleconexión de ENSO y la NAO. Por último, se analiza el impacto de los modos de variabilidad acoplada en el campo de la precipitación del CS&GM y zonas adyacentes.

### **4.1 Variabilidad estacional del campo de viento y la SST**

La Figura 14 muestra los promedios climatológicos del viento a 10 metros y de la SST en el CS&GM para el período 1982-2016. Durante todo el año se observan vientos predominantes del este, que reflejan la influencia permanente de los alisios del hemisferio norte sobre la región. Estos vientos limitan al norte con el cinturón de las altas presiones subtropicales, alrededor de los 30°N, donde la rapidez del viento alcanza valores mínimos. Asociada al flujo del este se puede observar la zona del CLLJ y su variabilidad estacional, la cual está fuertemente relacionada con la posición e intensidad del NASH. La mayor influencia del NASH durante los meses de verano es evidente por la estructura en forma de dorsal que exhibe el campo de vientos en la porción nororiental del dominio (Figs. 14f-i). Sin embargo, el régimen de vientos durante el invierno también es afectado por sistemas migratorios de latitudes medias, que pueden tener un efecto notable en la componente meridional.

La región de estudio se caracteriza por altas SSTs, que pueden alcanzar valores entre 28°C y 29°C durante el verano y el otoño (Figs. 14f-k), asociadas con el desarrollo de la WHWP. Las SSTs máximas dentro del GM ocurren en verano, y en el CS durante el otoño. En los meses de invierno y primavera se observan temperaturas relativamente más bajas. Tanto en el GM como en el Atlántico, por encima del Trópico de Cáncer (~23°N), la SST es inferior a 26°C y disminuye a medida que aumenta la latitud (Figs. 14l y 14a-e). El gradiente de SST en estas áreas se debe, en parte, al gradiente meridional de la insolación.

La amplitud del ciclo anual de la SST es mayor en el GM en comparación con el resto del dominio. Ello se debe, en parte, a que la variabilidad estacional de la insolación en estas latitudes es mayor que en el CS, más próximo al Ecuador, y a que los fuertes vientos asociados a los *Nortes* durante el invierno contribuyen al enfriamiento de la superficie. Además, por ser un mar semicerrado, el GM es más sensible a los cambios estacionales de la temperatura en el continente circundante.

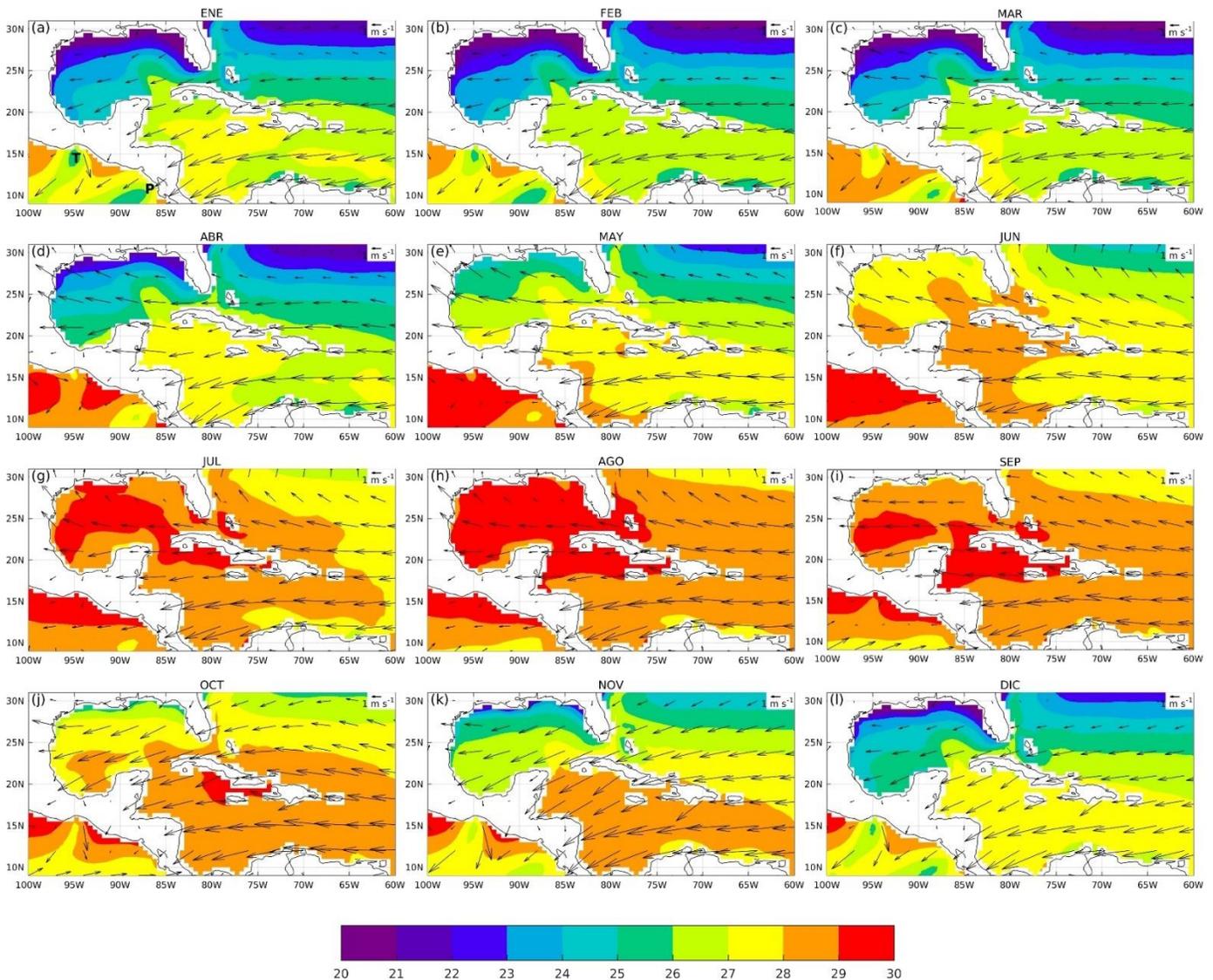


Figura 14. Climatología mensual de SST (°C) (contornos de color) y vientos a 10m (vectores) en la región de estudio: a) enero, b) febrero, c) marzo, d) abril, e) mayo, f) junio, g) julio, h) agosto, i) septiembre, j) octubre, k) noviembre, l) diciembre. En la Figura 14a, las letras T y P indican la ubicación de los Golfos de Tehuantepec y Papagayo, respectivamente.

A inicios de año, fundamentalmente entre los meses de enero y marzo, se observa una lengua de agua más fría en la porción sur del CS, al norte de América del Sur, correspondiente a una zona de surgencia costera (Figs. 14a-c). Tal enfriamiento relativo resulta del transporte de Ekman causado por los persistentes vientos del este a lo largo de la costa (Andrade y Barton 2005; Rueda-Roa y Muller-Karger 2013). Esta región de surgencia costera también se ve reforzada por el hecho de encontrarse a la izquierda del CLLJ, donde se espera un rotacional positivo del esfuerzo del viento (Montoya 2013; Amador et al. 2016). Otras regiones con una SST más fría, respecto a sus alrededores, son los Golfos de Tehuantepec y Papagayo (ver ubicación en la Fig. 14a), donde los vientos costa afuera que cruzan los correspondientes istmos favorecen el arrastre de agua subsuperficial, la mezcla vertical y la evaporación de la superficie (Stumpf 1975; Barton et al. 1993; Liang et al. 2009). Esta respuesta del océano es más evidente durante el invierno boreal (p. ej., Figs. 14a-b), cuando los alisios y los vientos del norte son muy intensos (Legeckis 1988).

## **4.2 Patrones de precipitación en el CS&GM y zonas adyacentes**

Como se mencionó en la sección 1.4, la región de estudio presenta dos períodos con diferentes características en los patrones que dominan la circulación atmosférica y determinan cambios en los procesos de precipitación asociados. El período lluvioso abarca de mayo a octubre, mientras que el período poco lluvioso comprende de noviembre a abril. La Figura 15 muestra la marcha anual de la precipitación en una amplia región que incluye el CS&GM y zonas continentales y marítimas aledañas. Una de las estructuras que se aprecia claramente en esta figura es la ITCZ alrededor de los 10°N y su desplazamiento latitudinal a lo largo del año. Durante el verano boreal, cuando la ITCZ se encuentra en su posición más septentrional, se observan los mayores acumulados de precipitación en el CS, México, CA y la porción norte de América del Sur.

En la mitad occidental de CA y en el sur de México hay dos períodos de precipitación máxima durante el verano: mayo-junio y septiembre-octubre. El mínimo relativo de actividad convectiva y lluvia durante julio-agosto se conoce comúnmente

como canícula o MSD (Mosiño y García 1966; Magaña et al. 1999). Una estructura similar de doble pico también ocurre en el ciclo anual de precipitación en la cuenca del CS (Taylor et al. 2002; Gamble et al. 2008; Curtis y Gamble 2008). En los análisis posteriores, las anomalías de viento, SST y precipitación se calculan con respecto a las climatologías mensuales antes descritas.

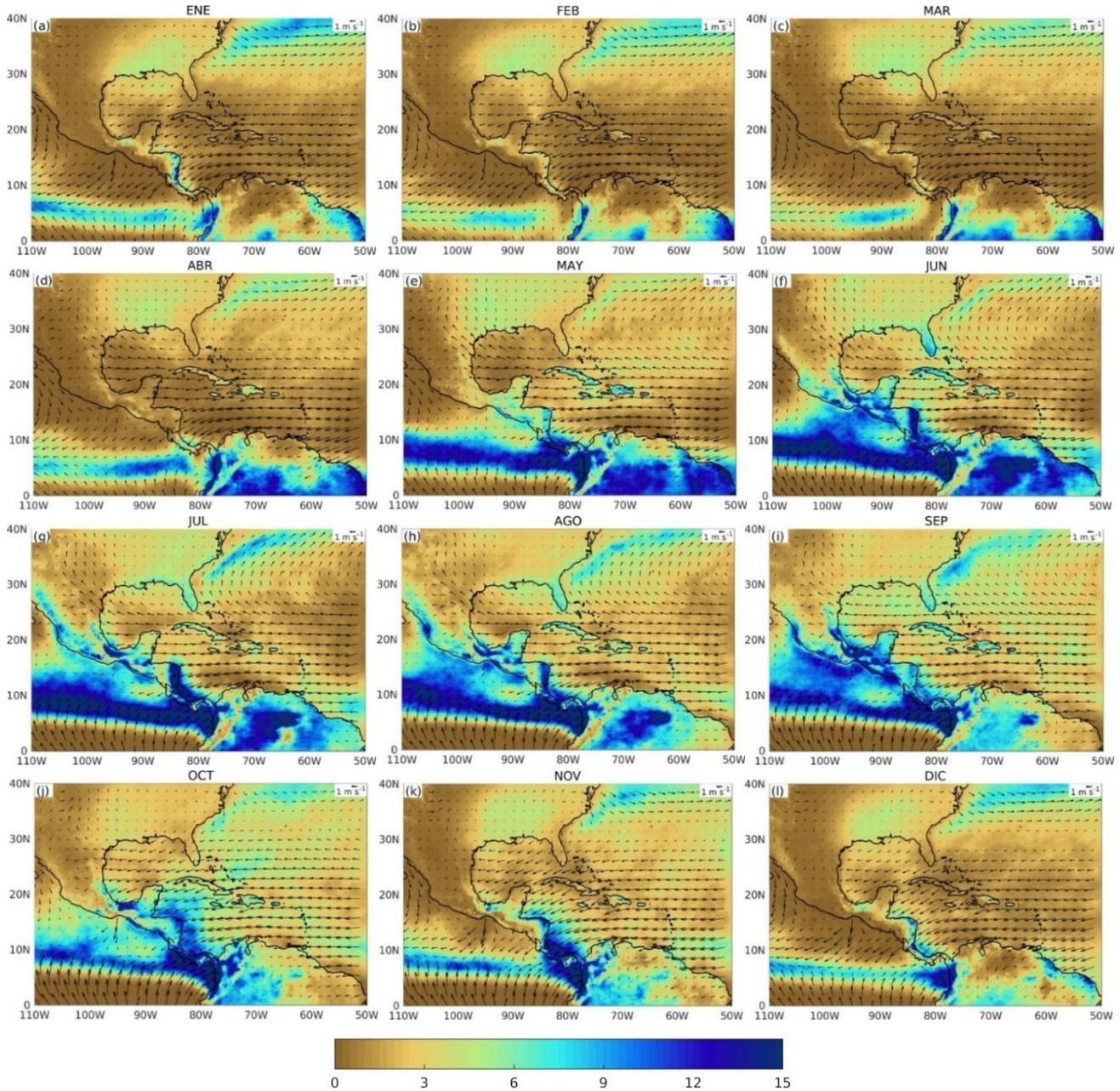


Figura 15. Climatologías de la precipitación mensual (mm/día) de la base CHIRPS, y viento medio a 10m (vectores) obtenido del CFSR, para el período 1982-2016: a) enero, b) febrero, c) marzo, d) abril, e) mayo, f) junio, g) julio, h) agosto, i) septiembre, j) octubre, k) noviembre y l) diciembre.

### 4.3 Patrones de variabilidad acoplada entre el viento y la SST

En esta sección se presentan los resultados de la aplicación del método de CCA que se detalló en el Capítulo 3. Los estadísticos básicos de los cinco modos obtenidos mediante el CCA para los 12 meses del año se presentan en la Tabla 2, comenzando en marzo y terminando en febrero. Estos modos están jerarquizados según su importancia; es decir, el primer modo de cada mes corresponde al patrón dominante en términos de covarianza explicada. Recordemos que el coeficiente de correlación canónica ( $r$ ) que se muestra en la Tabla 2 es igual a la correlación entre las series de tiempo de viento y SST correspondientes a cada modo, y mide la fuerza del acoplamiento.

Tabla 2. Coeficientes de correlación canónica ( $r$ ) y fracciones de covarianza cuadrática (SCF) expresadas en porcentaje, de los cinco modos del CCA para cada mes. (Nota: La suma de las cinco SCF para cada mes no siempre es igual a 100% porque se muestran los valores aproximados.)

Mes	$r_1$	SCF <sub>1</sub>	$r_2$	SCF <sub>2</sub>	$r_3$	SCF <sub>3</sub>	$r_4$	SCF <sub>4</sub>	$r_5$	SCF <sub>5</sub>
MAR	0.89	35	0.81	31	0.62	24	0.22	8	0.03	1
ABR	0.88	31	0.69	24	0.56	19	0.43	15	0.30	10
MAY	0.93	33	0.80	29	0.55	20	0.30	11	0.22	8
JUN	0.92	30	0.85	27	0.64	21	0.49	16	0.21	7
JUL	0.92	32	0.74	26	0.52	18	0.47	16	0.24	8
AGO	0.96	33	0.69	24	0.57	20	0.53	18	0.15	5
SEP	0.91	34	0.69	26	0.47	18	0.34	13	0.25	9
OCT	0.92	34	0.73	27	0.51	19	0.40	15	0.17	6
NOV	0.96	30	0.76	24	0.62	19	0.46	14	0.44	14
DIC	0.94	35	0.84	31	0.45	17	0.36	13	0.15	5
ENE	0.92	34	0.79	29	0.62	23	0.35	13	0.06	2
FEB	0.87	31	0.77	27	0.68	24	0.39	14	0.11	4

Los coeficientes de correlación canónica para el primer modo de cada mes ( $r_1$ ) muestran valores entre 0.87 y 0.96, que evidencian el fuerte acoplamiento viento-SST en la región de estudio. Este primer modo o modo principal en cada mes representa alrededor de un tercio de la covarianza cuadrática de los datos de entrada, expresada mediante SCF<sub>1</sub>. El segundo modo de cada mes también explica una fracción importante, aunque menor, de la covarianza cuadrática (SCF<sub>2</sub>) y sus coeficientes de

correlación canónica ( $r_2$ ) varían de 0.69 a 0.85 (Tabla 2), lo que representa una disminución del acoplamiento estadístico respecto al primer modo.

En la Figura 16 se presenta la primera parte de los resultados de las pruebas de significancia estadística aplicadas a los CCA para cada mes mediante los experimentos de Monte Carlo (ver sección 3.3). En este caso, se evalúa la significancia estadística de la SC total y se observa que los CCA realizados con los datos reales resultan estadísticamente significativos en todos los meses, con un nivel de confianza del 99%. También se evaluó la significancia estadística de la SC de los cinco modos obtenidos en el CCA para cada mes (Fig. 17). El SC del primer modo de cada mes también resulta altamente significativo, con un nivel de confianza del 99%, al situarse en el extremo superior de la distribución de la muestra generada con los experimentos de Monte Carlo. El SC del resto de los modos no siempre cumple con este criterio.

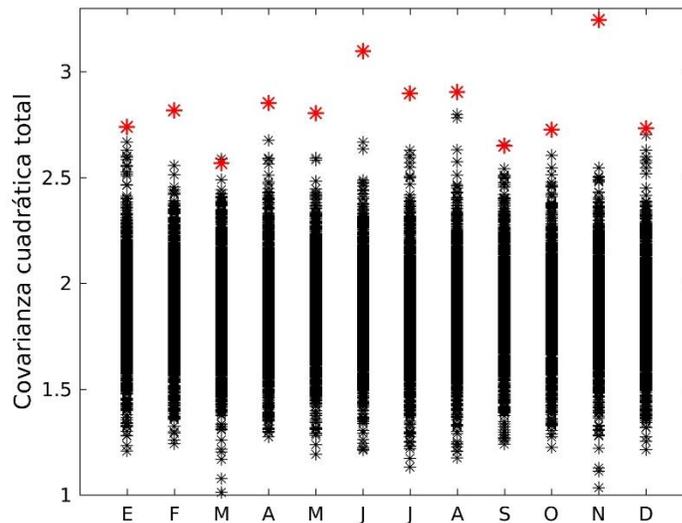


Figura 16. Resultados de las pruebas de significancia estadística para la SC total del CCA para cada mes. El asterisco rojo indica el valor real del estadístico y en negro se representan los valores obtenidos con los experimentos de Monte Carlo.

Los patrones espaciales (HCM) del primer modo acoplado de cada mes y sus correspondientes series de tiempo (CCV) se muestran en las Figuras 18 y 20, respectivamente. Análogamente, las Figuras 19 y 21 ilustran los HCM del segundo modo de cada mes y sus CCV asociados. Los patrones espaciales de las Figuras 18

y 19 corresponden a la fase positiva de los modos acoplados, es decir, a los años en que los CCV presentan signo positivo (ver las Figs. 20 y 21); mientras que la fase negativa sería opuesta a ésta. A menos que se mencione explícitamente lo contrario, de aquí en adelante nuestras descripciones se referirán a la fase positiva. Los CCV del viento y la SST, tanto para el primer modo como para el segundo, indican la marcha interanual de los patrones espaciales de anomalías y evidencian la alta correlación entre los pares de patrones acoplados (Figs. 20 y 21).

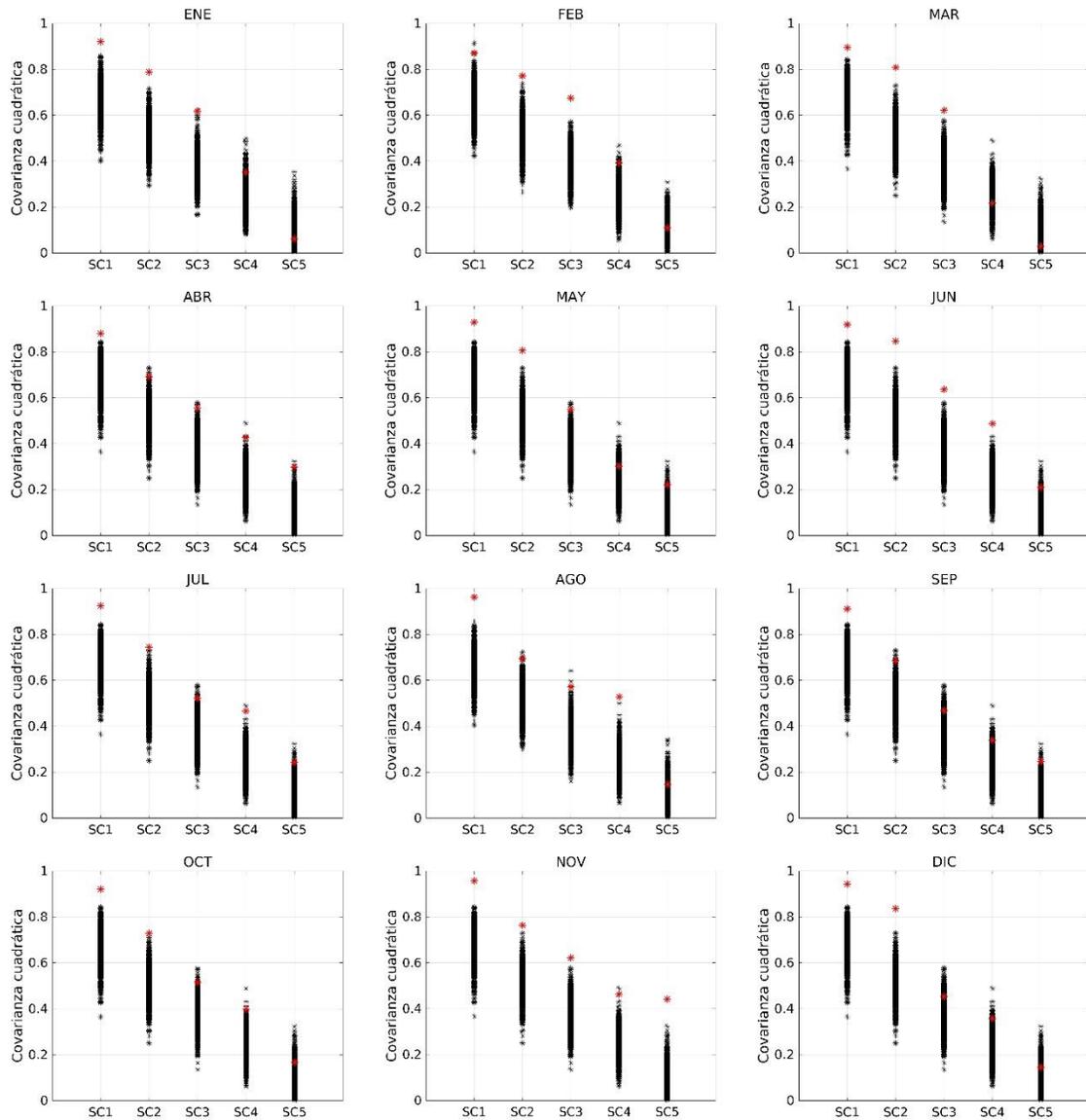


Figura 17. Resultados de las pruebas de significancia estadística para la SC de los cinco modos obtenidos en el CCA para cada mes. El asterisco rojo indica el valor real de la SC, y en negro se representan los valores obtenidos con los experimentos de Monte Carlo.

#### 4 Resultados y discusión

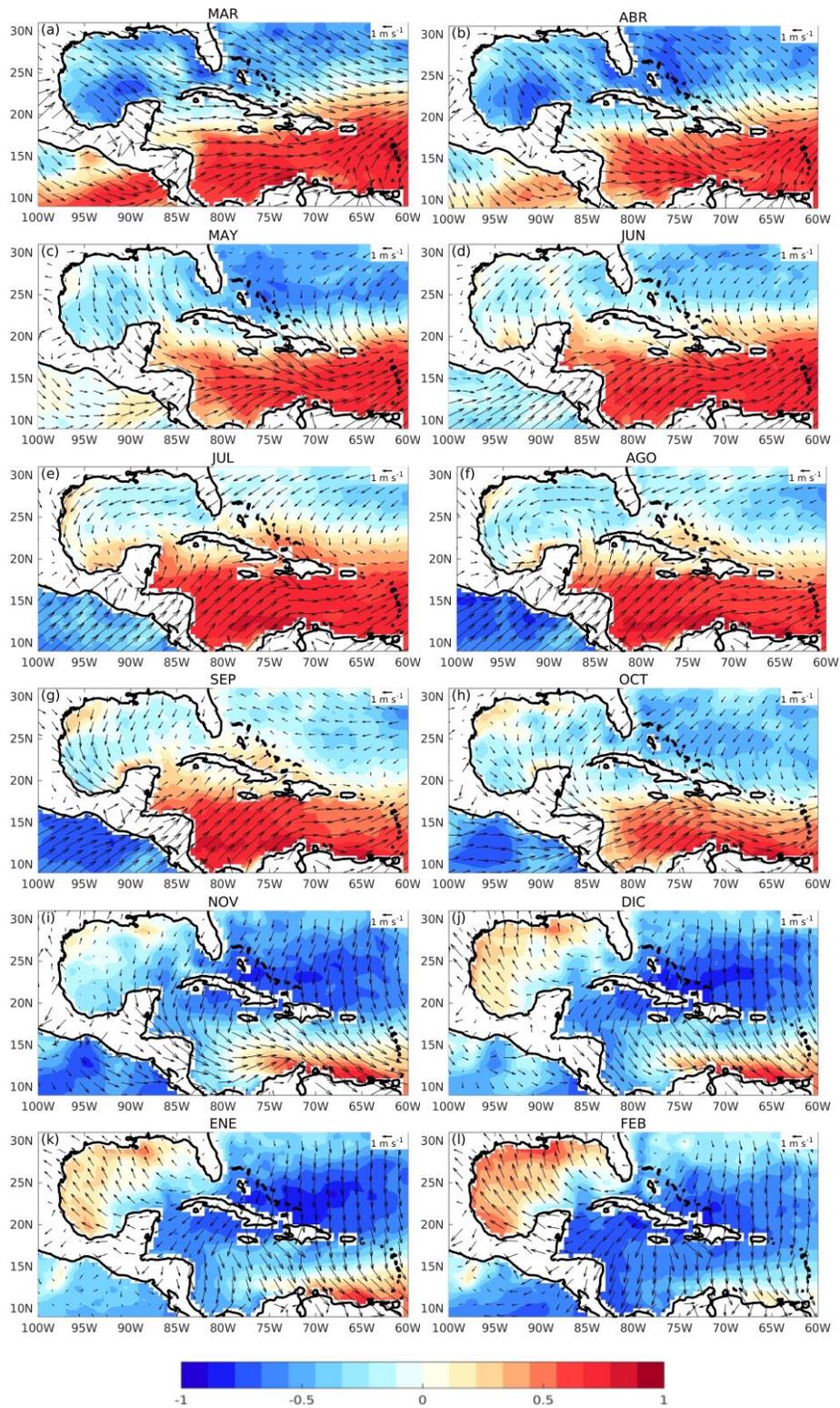


Figura 18. Mapas de correlación heterogénea del primer modo acoplado para cada mes. Los colores y las flechas indican las anomalías de SST ( $^{\circ}\text{C}$ ) y viento ( $\text{m/s}$ ), respectivamente, proyectadas sobre los CCV. Los mapas comienzan en marzo (a) y finalizan en febrero (l).

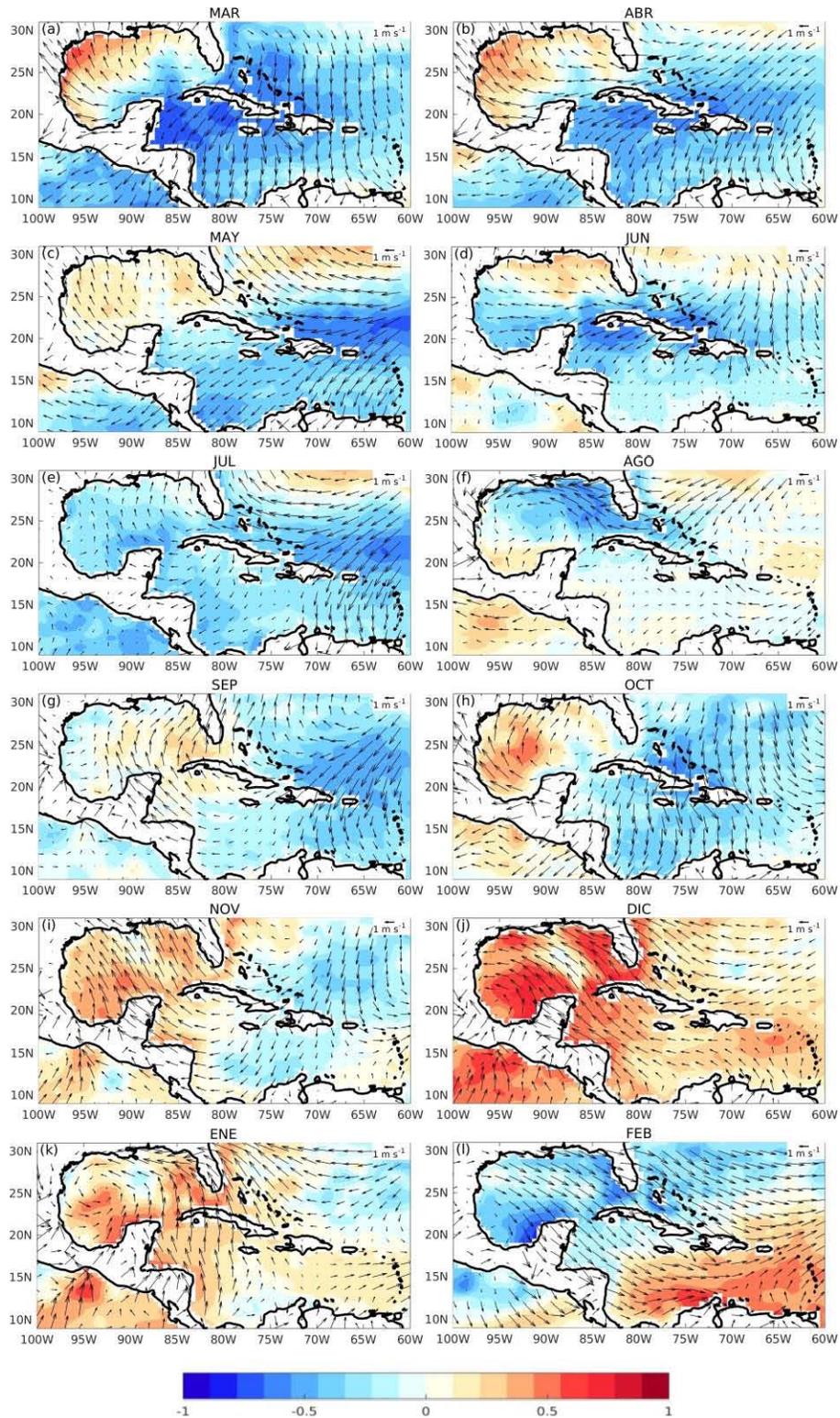


Figura 19. Ídem a la Fig. 18, pero para el segundo modo acoplado de cada mes.

#### 4 Resultados y discusión

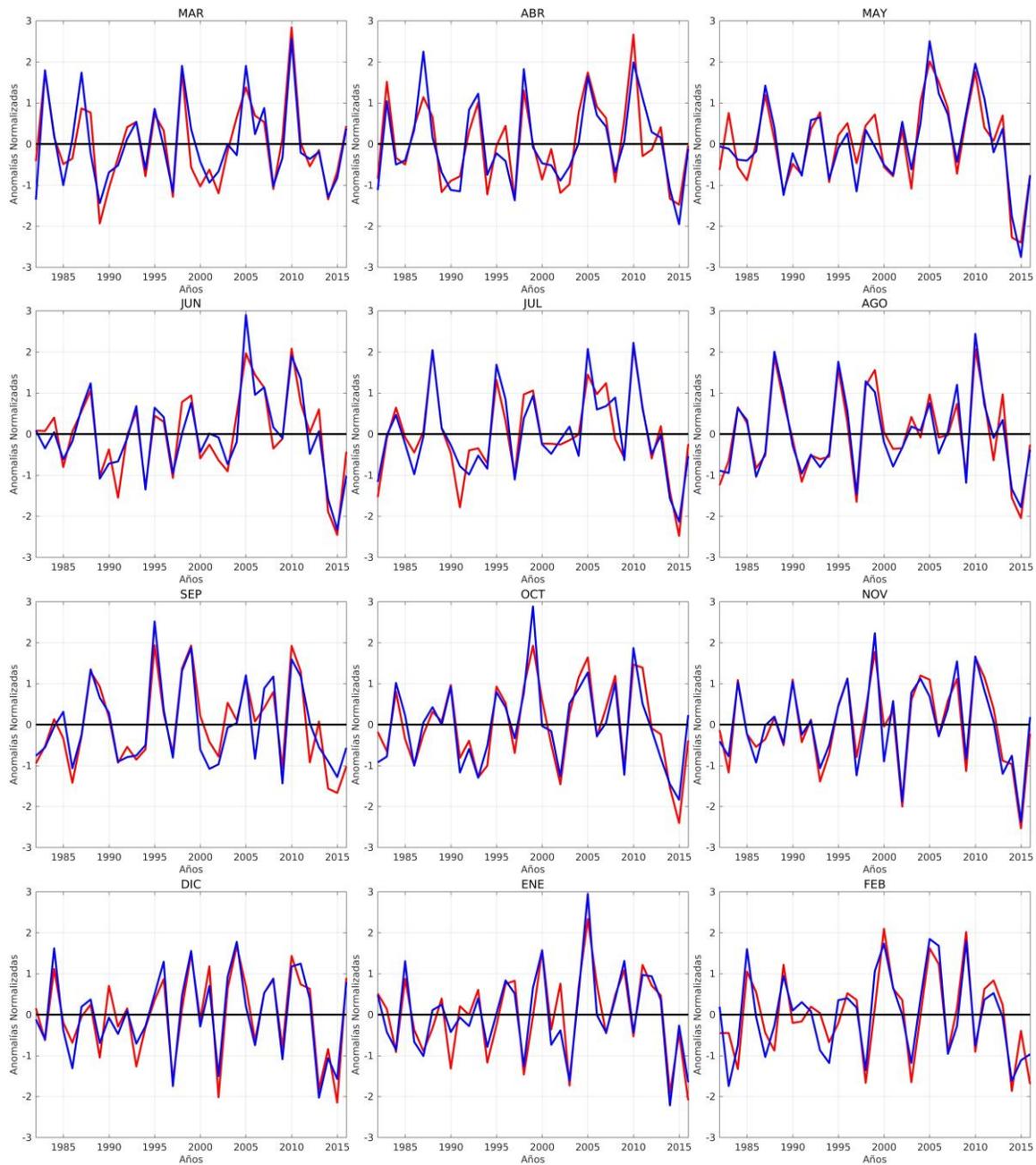


Figura 20. CCV del campo de viento (línea azul) y de SST (línea roja) correspondientes al primer modo acoplado de cada mes, desde marzo a febrero.

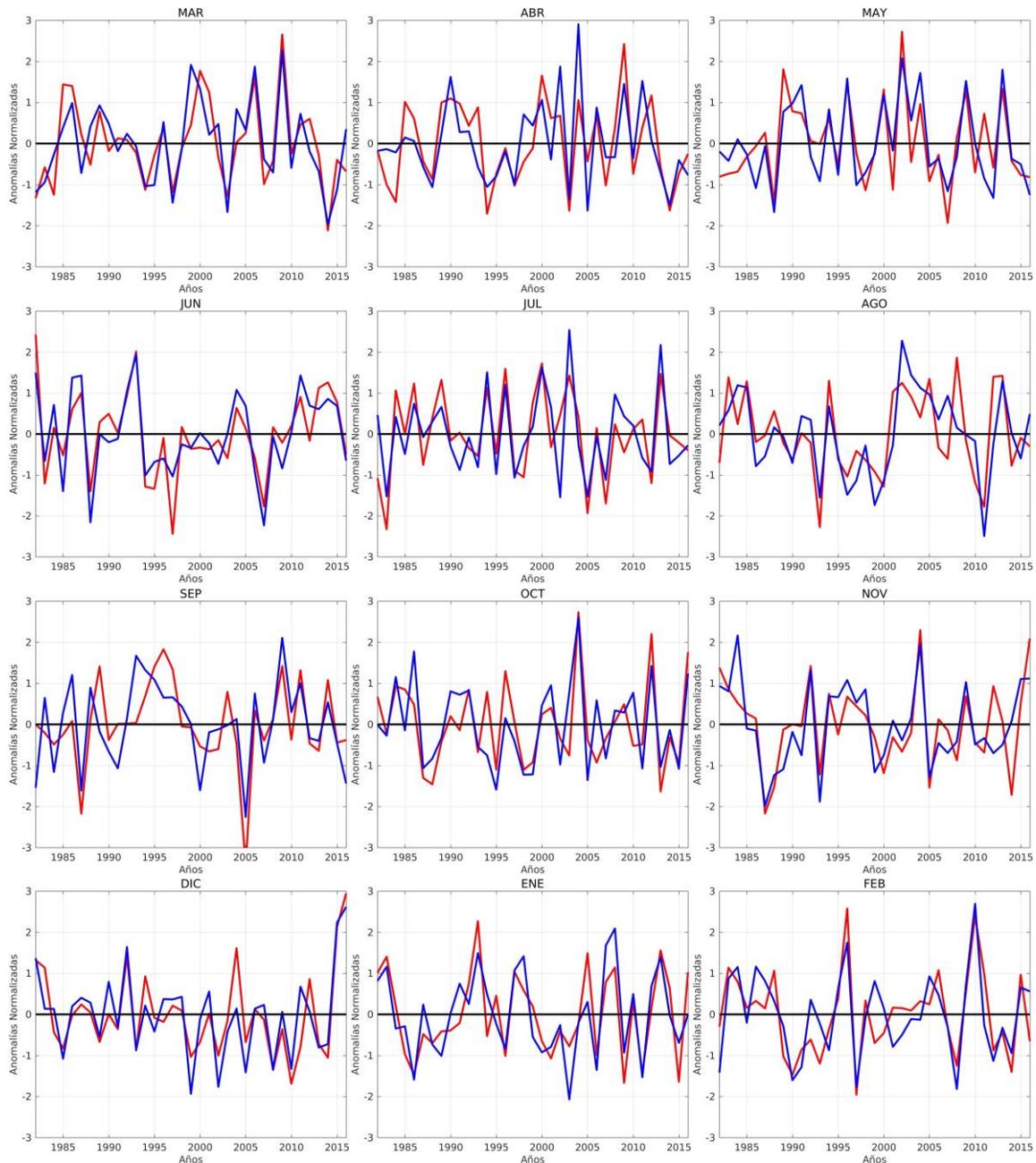


Figura 21. Ídem a la Fig. 20, pero para el segundo modo acoplado de cada mes.

En su mayor parte, la distribución espacial de las anomalías del primer modo acoplado no cambia abruptamente de un mes a otro (Fig. 18); es decir, se puede apreciar una suave variación estacional en las estructuras representadas por los HCM. Una excepción importante es el cambio, aparentemente brusco, de febrero a marzo, cuyos HCM presentan características claramente diferentes (Figs. 18a, 18l).

Sin embargo, al inspeccionar los HCM del segundo modo obtenidos para febrero y marzo, se observa que el primer modo de febrero presenta una estructura similar al segundo modo de marzo, y viceversa (Figs. 19a, 19l). En otras palabras, el primer modo de febrero en realidad no desaparece en marzo, sino que pierde importancia en términos de la covarianza explicada.

Como era de esperar, los HCM del segundo modo acoplado en cada mes muestran, en su gran mayoría, una notable disminución en la intensidad de las anomalías con respecto al primero (Figs. 18-19). Algunos de estos se asemejan al primer modo de otros meses, lo cual es evidente no sólo en el segundo modo de febrero y marzo, sino también en el segundo de abril y octubre, por ejemplo. En los meses de verano, el segundo modo pareciera capturar parte de la variabilidad del Atlántico cerca de la frontera de nuestro dominio. El segundo modo de noviembre y diciembre pudieran estar reflejando la variabilidad de los vientos asociados a los *Nortes*, acoplados con anomalías de SST en el GM.

Sin embargo, a pesar de que también explica una porción considerable de la SC, el segundo modo, en general, resulta más difícil de interpretar desde el punto de vista físico en comparación con el primer modo. Como se sabe, el CCA identifica patrones acoplados que no necesariamente tienen explicaciones físicas. Por tal motivo, de aquí en adelante nos concentraremos en la interpretación del primer modo de cada mes, los cuales explican la mayor fracción de la SC entre el viento y la SST a lo largo del año y, por tanto, representan la principal señal acoplada en el dominio seleccionado para el estudio.

Aunque los valores de  $r_1$  y SCF1 para distintos meses no muestran fuertes contrastes (Tabla 1), el porcentaje de varianza representado por el primer modo de cada mes indica una variación estacional marcada (Tabla 3). El porcentaje de varianza para SST, viento zonal y viento meridional que explica cada modo se obtiene mediante el promedio de la varianza local entre todos los puntos de malla dentro del dominio de estudio.

Como puede observarse en la Tabla 3, el porcentaje de varianza para la SST oscila entre 20% y 35%, alcanzando valores máximos en febrero, marzo y abril, y mínimos en mayo, junio y octubre. Con respecto al campo de viento, el porcentaje de

varianza sugiere que en la escala de tiempo interanual la componente zonal es más relevante para el acoplamiento con las SSTA de marzo a octubre; mientras que la variabilidad de la componente meridional es determinante para el acoplamiento con las SSTA de noviembre a febrero. Este resultado puede interpretarse como una consecuencia de las características estacionales del campo de viento en la región que, como sabemos, está dominado por los vientos del este la mayor parte del año. Estos vientos dominantes ceden principalmente en el período invernal, cuando sistemas migratorios como altas presiones continentales y bajas extratropicales descienden en latitud e imponen vientos de componente norte o sur sobre el área, que pueden permanecer por varios días.

Tabla 3. Porcentaje de varianza de la SST y las componentes zonal y meridional del viento que es explicada por el primer modo del CCA en cada mes.

<b>Mes</b>	<b>SST</b>	<b>Viento Zonal</b>	<b>Viento Merid.</b>
MAR	32	43	14
ABR	31	23	15
MAY	22	18	11
JUN	22	26	16
JUL	24	32	22
AGO	24	34	25
SEP	24	31	21
OCT	20	25	12
NOV	28	17	26
DIC	25	13	35
ENE	29	11	34
FEB	35	11	30

Como se explicó en la sección 3.5, partiendo de los CCV (Figs. 20-21) se construyó el CCAI para cada mes, el cual representa la componente temporal asociada a los modos acoplados. En la Figura 22 se ilustra el CCAI para el primer modo de cada mes. De izquierda a derecha, el gráfico comienza con el CCAI de marzo y termina con el de febrero del siguiente año. Los CCAIs mensuales exhiben considerables fluctuaciones interanuales, alternando valores positivos y negativos que pueden persistir durante varios meses, como puede verse, por ejemplo, en 1997,

2005, 2010 y 2015 (Fig. 22). Esto refuerza la idea del paulatino cambio de un mes a otro en los patrones espaciales del primer modo. Existe una alta correlación entre los CCAIs, incluso durante meses no consecutivos.

Los CCAIs son muy útiles a lo hora de explorar la posible conexión de los modos acoplados con otros patrones de variabilidad climática, como se verá más adelante en la sección 4.5. Además, se emplearán en el estudio del impacto del acoplamiento identificado en el CCA con la precipitación regional.

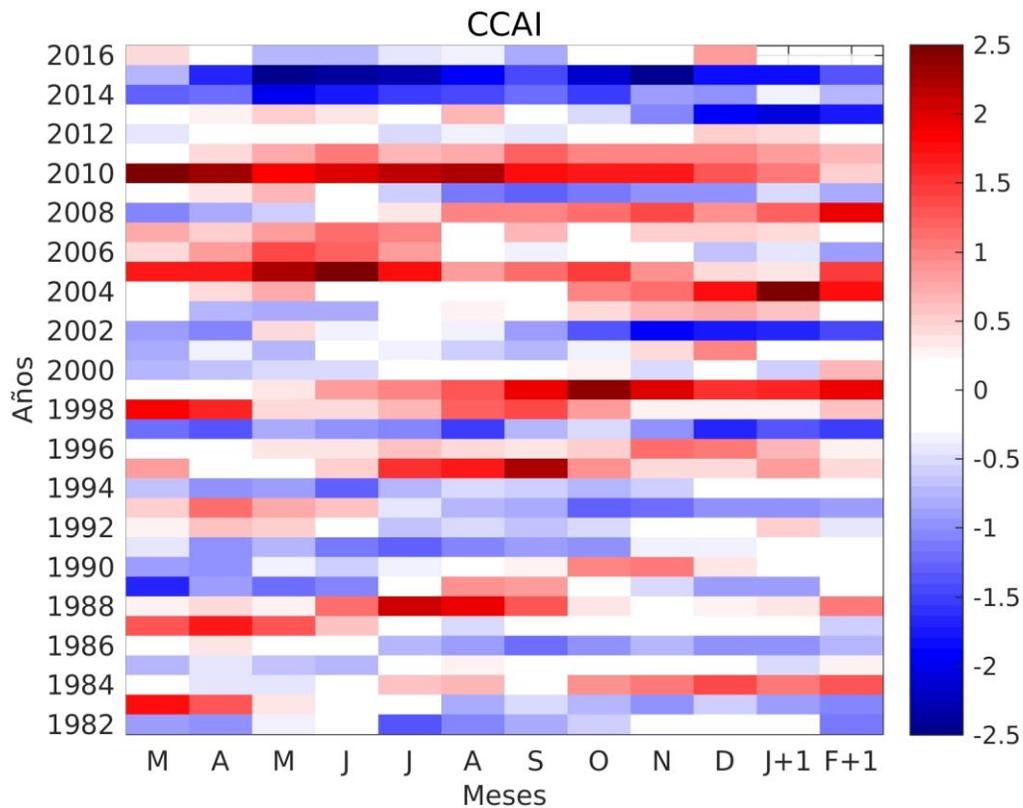


Figura 22. CCAI para cada mes durante el período 1982-2016. En el eje horizontal están representados los 12 meses, comenzando en marzo del año señalado en el eje vertical y concluyendo en febrero del año siguiente (mes + 1).

#### 4.4 Clasificación de los principales modos de variabilidad acoplada

Si bien de marzo a octubre y de noviembre a febrero se aprecian similitudes en los HCM del primer modo, estas estructuras cambian gradualmente de un mes a otro. La dependencia estacional de los modos de acoplamiento océano-atmósfera en el CS&GM también es evidente en la configuración espacial de la varianza local explicada (LEV), tanto para las componentes del viento como para la SST (Figs. 23-28). A pesar de que la varianza es una magnitud positiva, los mapas de LEV se presentan con el signo de la correlación correspondiente en cada punto de malla, para que sean coherentes con los patrones espaciales en los HCM. Al observar las características espaciales (Fig. 18) y de la distribución de la LEV (Figs. 23-28) de los principales modos acoplados, se pueden identificar cuatro configuraciones distintas:

##### **1) Modo de Dipolo: marzo-abril**

La estructura de dipolo en las SSTA, positivas en el CS y negativas en el GM y el resto del dominio (Figs. 18a-b), está influenciada fundamentalmente por las anomalías del viento zonal (Fig. 23) en la región. Este dipolo se extiende al Océano Pacífico adyacente a CA, principalmente en marzo. Las anomalías del viento en el noroeste del GM favorecen la entrada de aire frío y seco del continente, aumentando la evaporación y el flujo de calor latente, lo que produce SST por debajo de lo normal. Mientras, en el CS las anomalías del viento en el sentido opuesto a los alisios conducen a una disminución en la rapidez del viento, reduciendo la evaporación y favoreciendo SSTs más cálidas en el Caribe (Enfield y Mayer 1997; Klein et al. 1999). Estos resultados son consistentes con las anomalías del viento y la SST en primavera descritas por Muñoz y Enfield (2011).

La configuración antisimétrica de las SSTA también es semejante al patrón de dipolo meridional de los mares interamericanos que, según varios estudios, se produce antes de un evento anómalo en la WHWP o después de una fase cálida de ENSO (Alexander y Scott 2002; Enfield et al. 2006; Muñoz et al. 2010; Liu et al. 2015). Tal configuración también se vincula al tripolo de SSTA asociado a la NAO (Deser et al. 2010). En este estudio ha surgido una distribución similar de SSTA en combinación

con la variabilidad interanual de los vientos de superficie para marzo y abril, que representa el modo acoplado principal en estos dos meses.

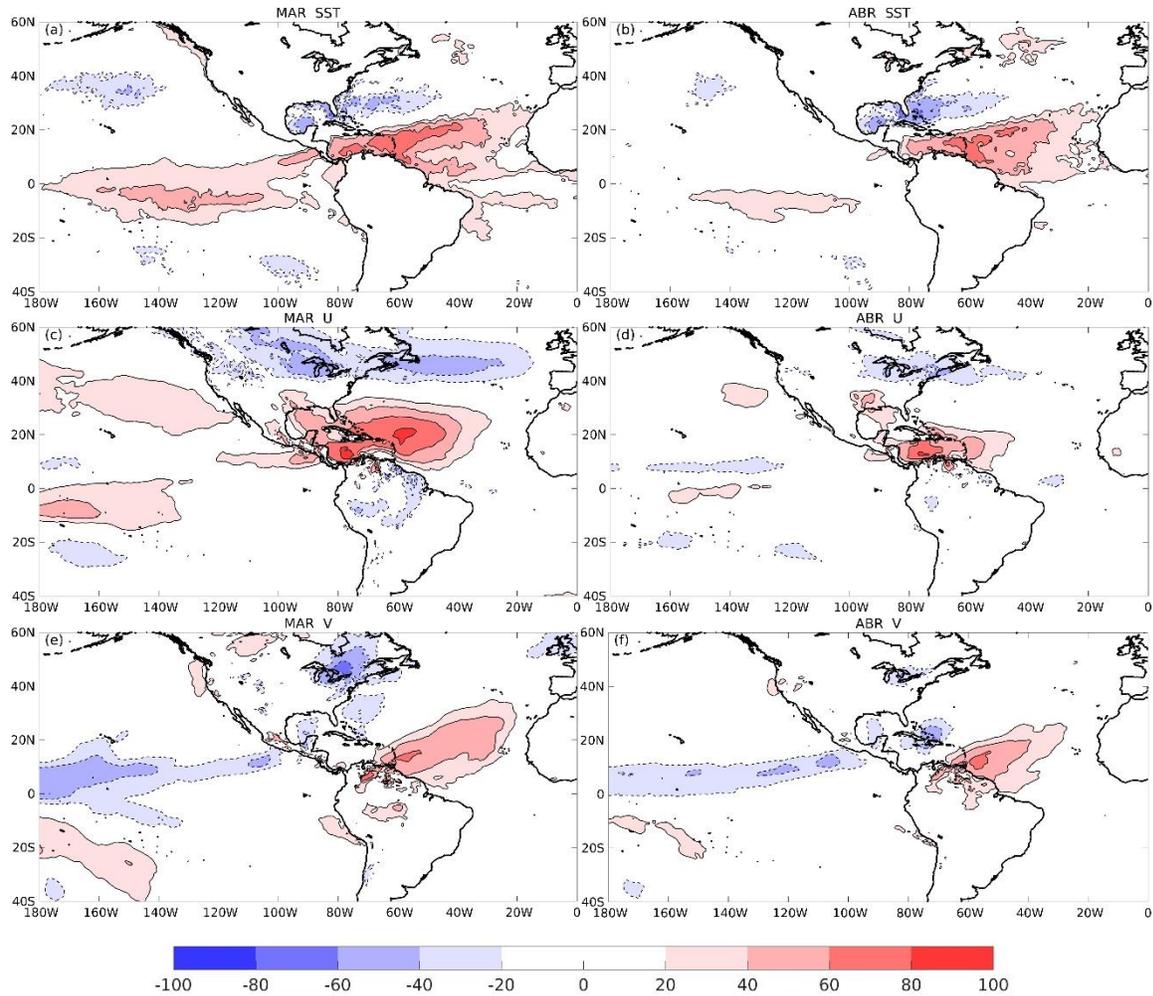


Figura 23. Varianza local (%) de la SST, la componente zonal (U), y la componente meridional (V) del viento que es explicada por los CCV del primer modo para marzo (a, c, e) y abril (b, d, f), respectivamente. Los valores positivos (líneas continuas, relleno rojo) o negativos (líneas discontinuas, relleno azul) corresponden al signo de la correlación. En color blanco, los valores entre -20 y 20. El intervalo entre los contornos es de 2 unidades.

## 2) Modo de Transición: mayo-junio

La estructura dipolar de las SSTA es más débil en mayo-junio en comparación con los dos meses anteriores, ya que la señal casi desaparece en el GM y ya no cruza hacia el Pacífico oriental (Figs. 18c-d). Este modo de Transición está dominado principalmente por anomalías del viento zonal, como se ilustra en los mapas de LEV

(Fig. 24). Los HCM de mayo y junio muestran la mayor variabilidad acoplada viento-SST en el sur del Caribe, donde las persistentes anomalías de vientos del oeste se combinan con SSTs más cálidas (Figs. 18c-d). Tales anomalías de la circulación en niveles bajos, asociadas con el calentamiento de la superficie del mar, se pueden interpretar utilizando el modelo de Gill (1980). Este mecanismo fue utilizado por primera vez por Magaña et al. (1999) para explicar la evolución de la MSD, y Maldonado et al. (2017) señalan que favorece las condiciones de lluvia durante mayo-junio en la vertiente del Pacífico de CA. Asimismo, un CLLJ débil se ha asociado con SSTA positivas y un aumento de las precipitaciones en el Caribe (Wang et al. 2008; Cook y Vizy 2010; Rauscher et al. 2011).

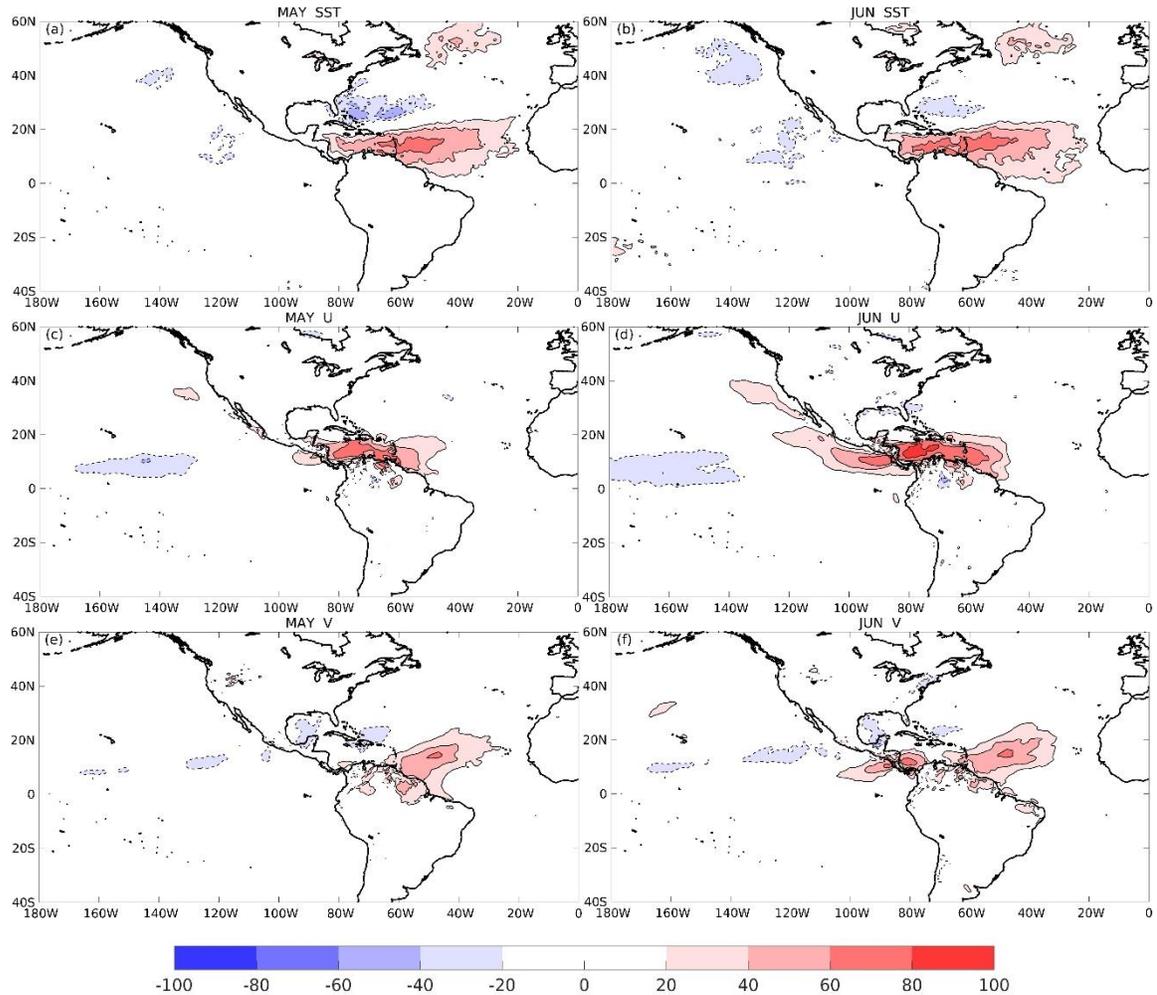


Figura 24. Ídem a la Figura 23, pero para los meses de mayo (a, c, e) y junio (b, d, f).

### 3) Modo Interoceánico: julio-octubre

De julio a octubre persisten SSTA positivas en el CS y se presentan anomalías opuestas en el Pacífico oriental. Este modo Interoceánico está fuertemente asociado con anomalías de viento del suroeste (Figs. 18e-h). El porcentaje de varianza y de LEV de las componentes zonal y meridional aumentan con respecto al modo de Transición (Tabla 3; Figs. 25-26); sin embargo, este patrón se debilita significativamente en octubre.

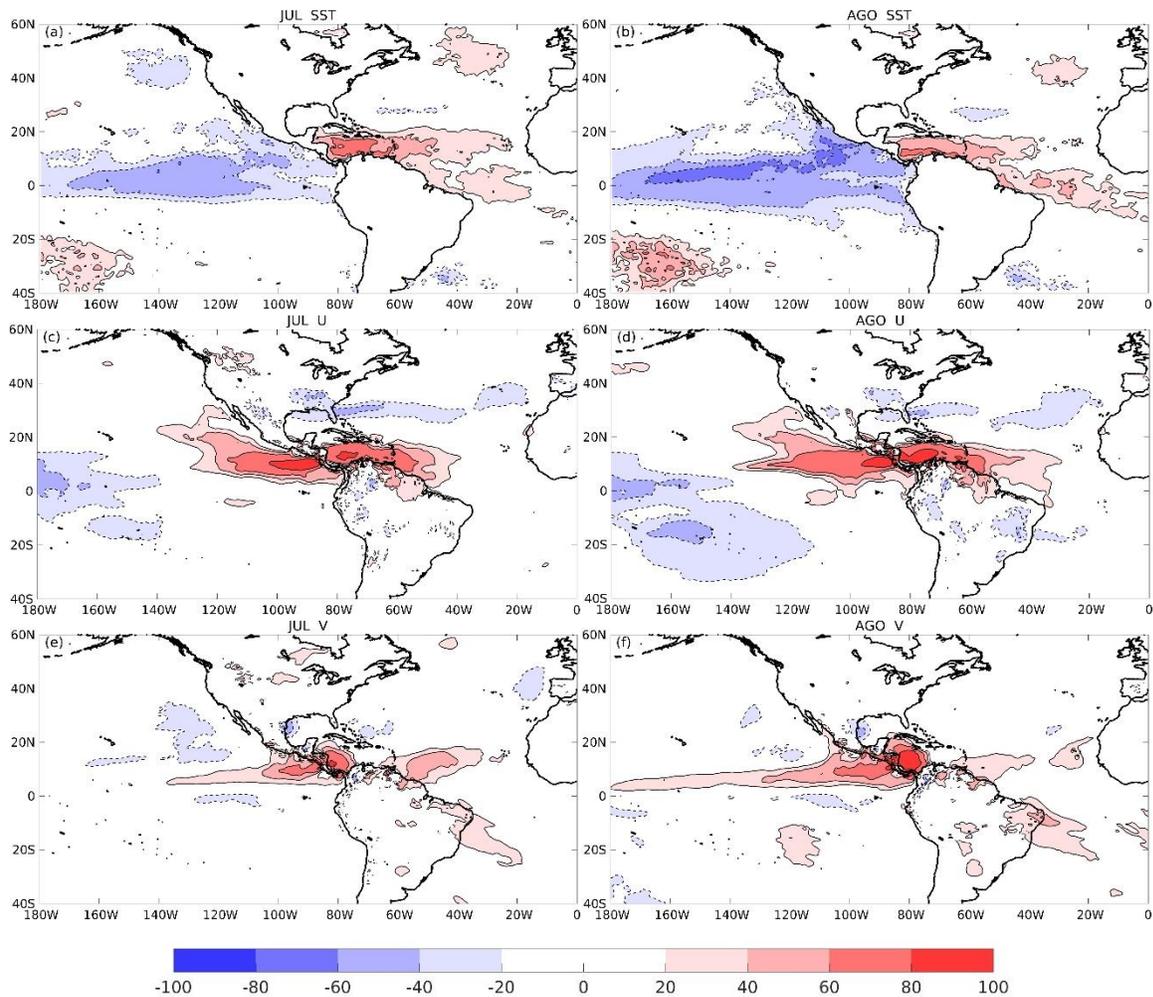


Figura 25. Ídem a la Figura 23, pero para los meses de julio (a, b, c) y agosto (d, e, f).

Estudios previos han identificado una asimetría similar entre las SSTA del Pacífico y el Atlántico a ambos lados del continente centroamericano, relacionada con la variabilidad de la precipitación de verano en el CS (Taylor et al. 2002; Spence et al. 2004) y CA (Enfield y Alfaro 1999; Alexander y Stott 2002; Alfaro 2007; Maldonado y Alfaro 2010; Maldonado et al. 2013), también observada durante eventos fríos o cálidos de ENSO. En la sección 4.6 se examinan con mayor detalle las implicaciones de este modo acoplado para la precipitación regional.

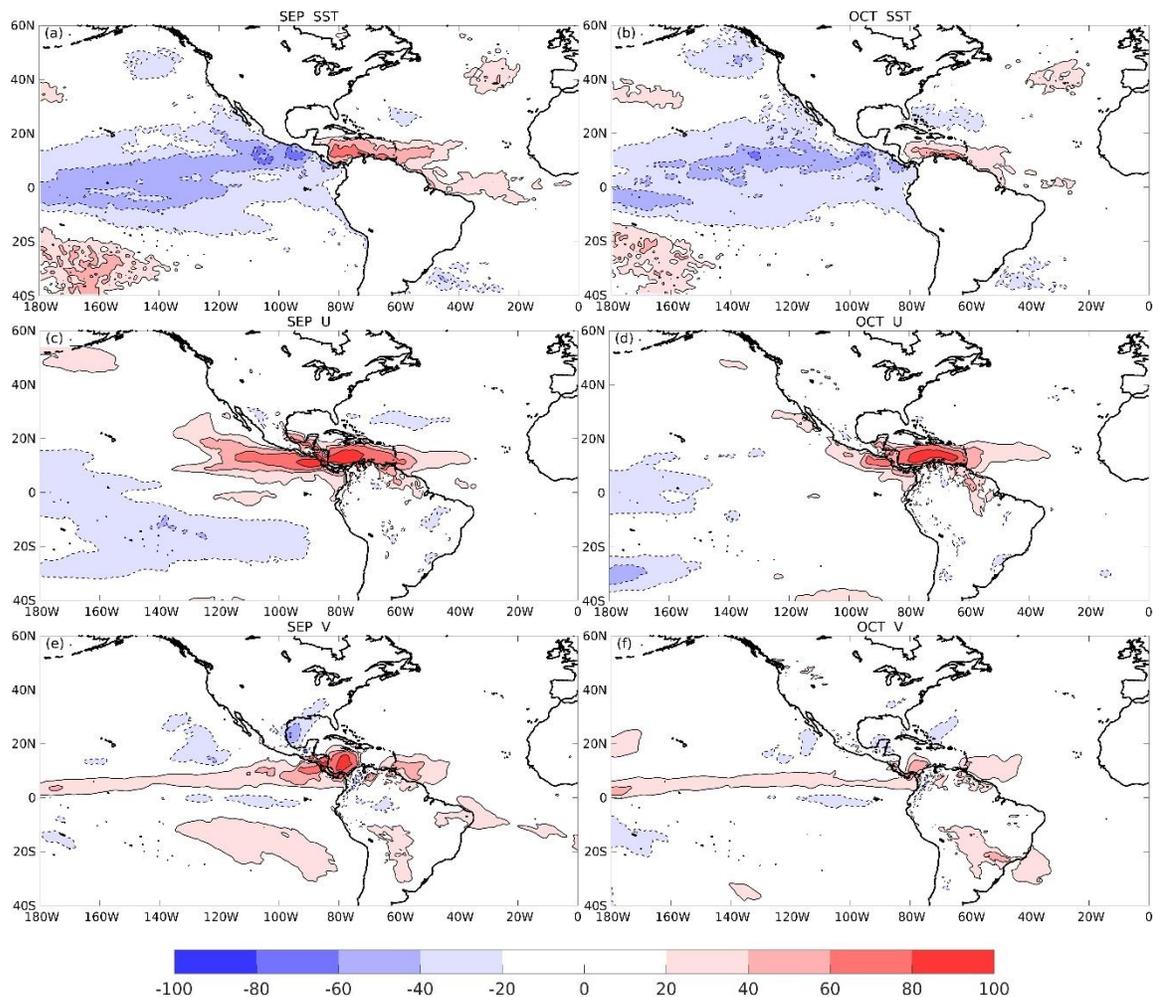


Figura 26. Ídem a la Figura 23, pero para los meses de septiembre (a, c, e) y octubre (b, d, f).

#### 4) Modo de Viento Meridional: noviembre-febrero

A diferencia de los modos anteriores, durante los meses de invierno los patrones están más dominados por el acoplamiento del viento meridional con la SST (Figs. 27-28). De hecho, el porcentaje de varianza de la componente meridional es máximo de noviembre a febrero (Tabla 3). Las configuraciones espaciales exhiben anomalías de viento de componente norte acopladas con SSTs más frías en la mayor parte del CS (Figs. 18i-18l). Al mismo tiempo, anomalías de viento del sudeste surgen en el GM junto con SSTs más cálidas, principalmente de diciembre a febrero. El modo de Viento Meridional puede estar relacionado con la variabilidad interanual de las intrusiones de masas de aire frío de latitudes extratropicales y con la frecuencia de los *Nortes* sobre la región (Legeckis 1988; Zárate-Hernández 2013).

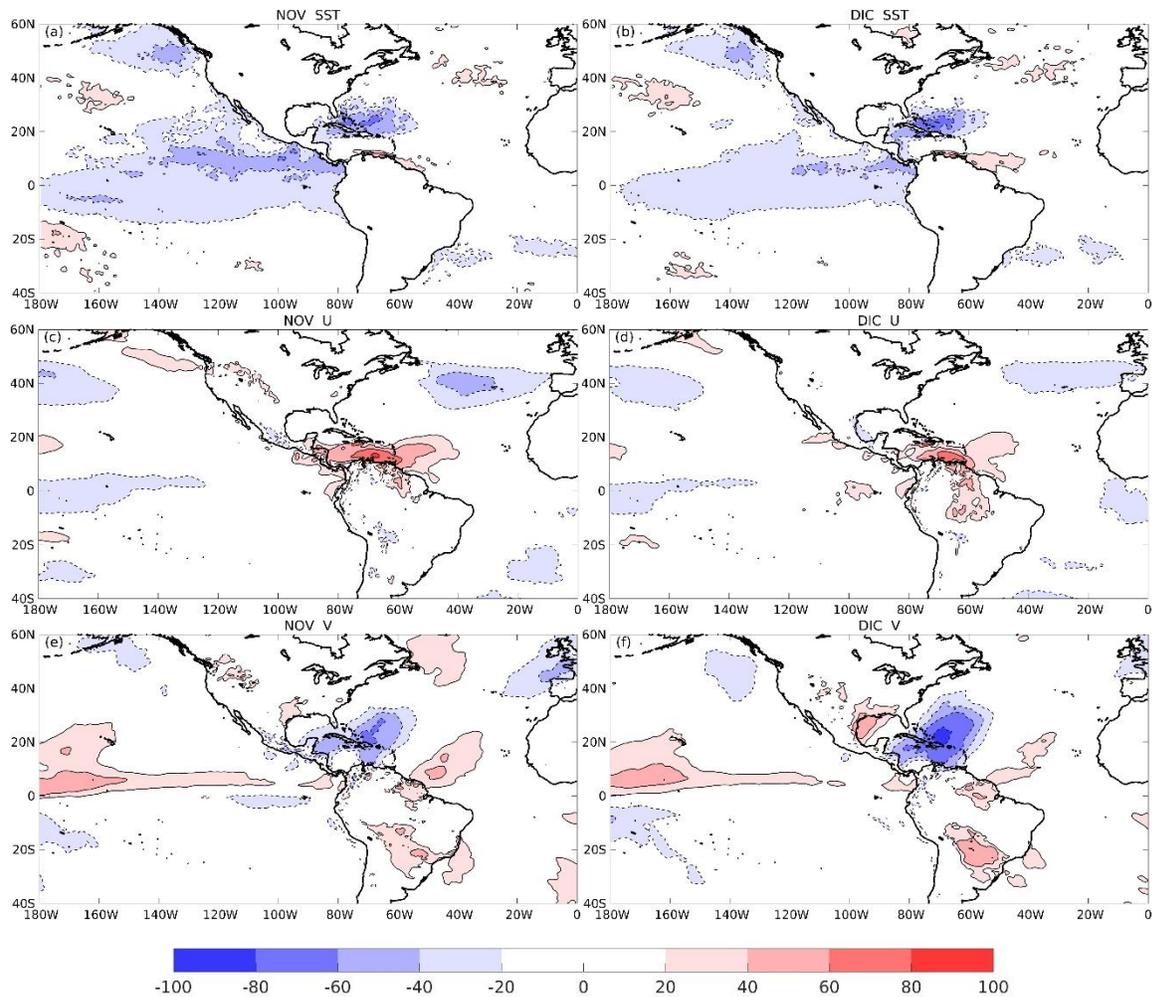


Figura 27. Ídem a la Figura 23, pero para los meses de noviembre (a, c, e) y diciembre (b, d, f).

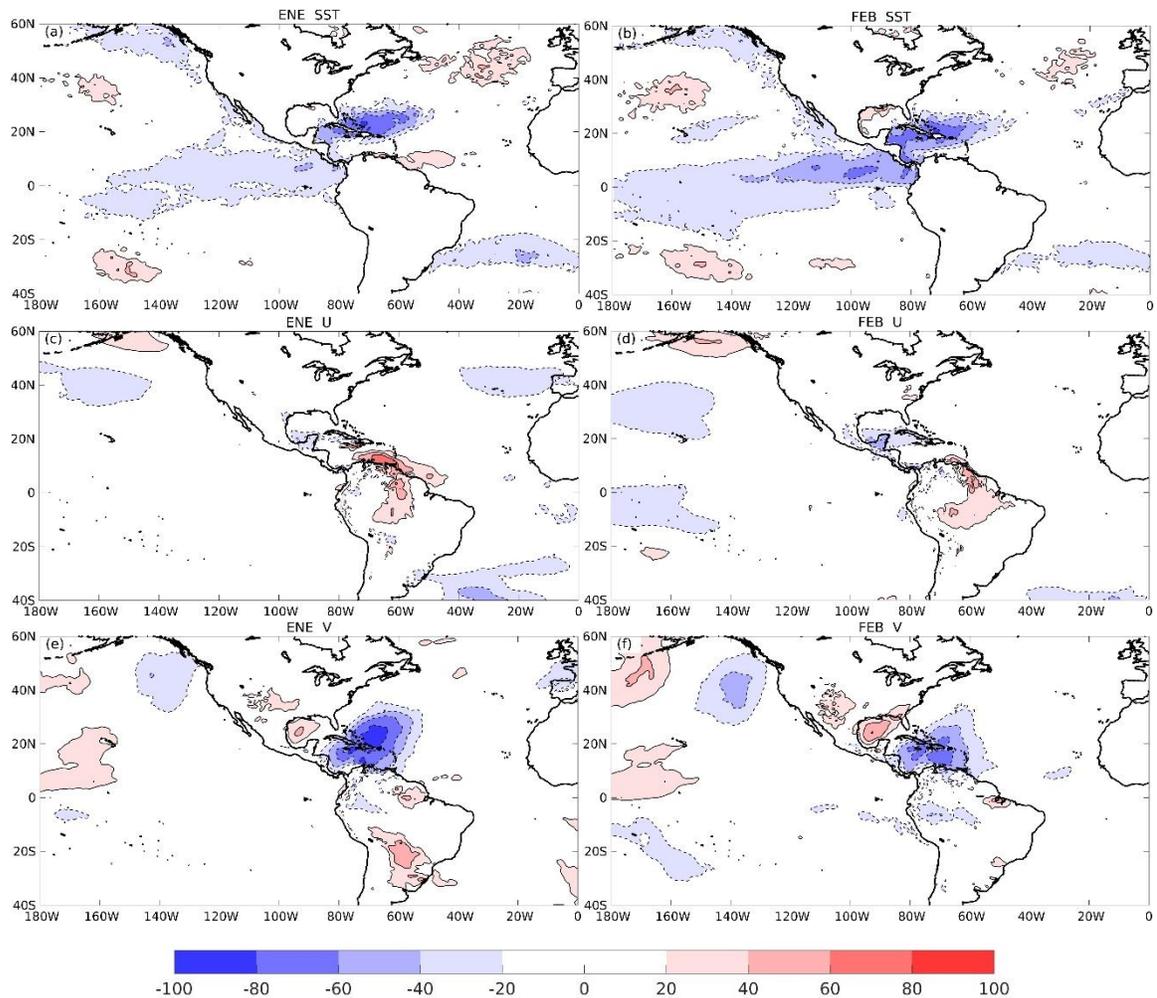


Figura 28. Ídem a la Figura 23, pero para los meses de enero (a, c, e) y febrero (b, d, f).

A lo largo de la costa norte de Venezuela, de noviembre a enero, se observan SSTs más cálidas asociadas con anomalías de viento del noroeste (Figs. 18i-k), lo que favorece el hundimiento de las aguas superficiales y el debilitamiento del afloramiento costero en esa área. Este resultado es consistente con Chang y Oey (2013), quienes mostraron el fuerte acoplamiento físico entre los vientos alisos y el océano a lo largo de la costa de Venezuela.

Los mapas de LEV sugieren que los modos Interoceánico (Figs. 25-26) y de Viento Meridional (Figs. 27-28) están estrechamente conectados con la variabilidad del Pacífico oriental y posiblemente con ENSO; entretanto, el modo de Transición parece estar más vinculado con la variabilidad del TNA (Fig. 24). Además, la

influencia del Pacífico tropical y del Atlántico podrían superponerse en los procesos acoplados del CS&GM, posiblemente en el modo de Dipolo (Fig. 23).

### 4.5 Conexiones con ENSO y la NAO

En esta sección analizamos el posible forzamiento remoto de ENSO y la NAO sobre los principales modos acoplados de variabilidad océano-atmósfera, definidos en la sección anterior. Para obtener una evolución temporal representativa de los modos de Dipolo, de Transición, Interoceánico y de Viento Meridional durante el período 1982-2016, se promedian los CCAIs de los meses pertenecientes a cada una de estas cuatro configuraciones. En la Figura 29 se muestra el análisis de correlaciones entre las series de tiempo obtenidas para los cuatro patrones identificados y los índices mensuales ONI y NAOI. Se presentan las correlaciones con retrasos desde 0 hasta 12 meses. El sentido del aumento del retraso se aprecia en el eje horizontal de derecha a izquierda.

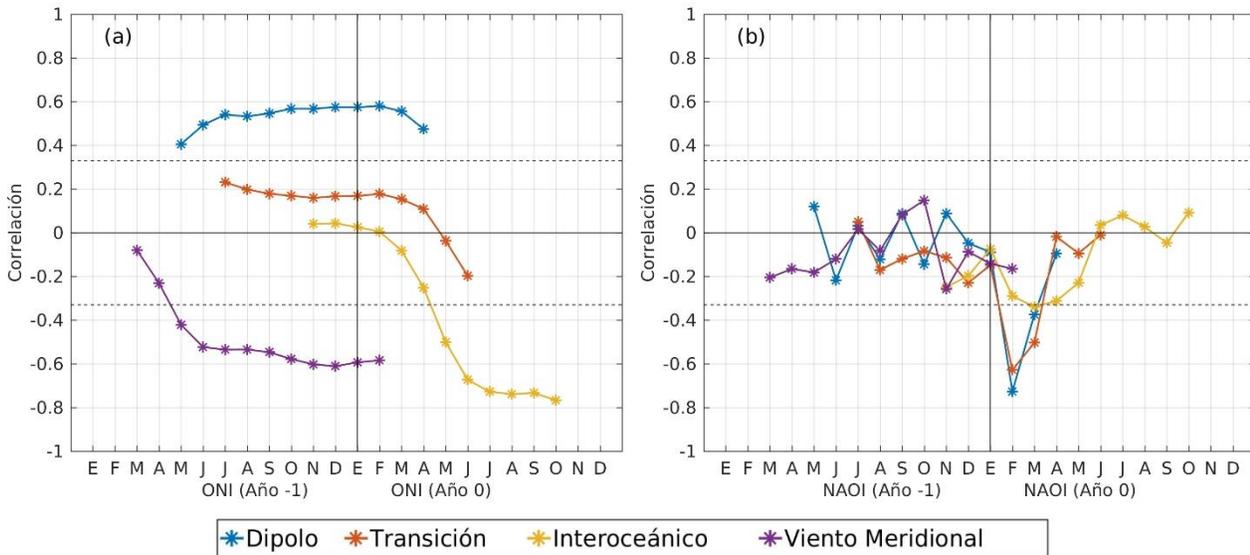


Figura 29. Correlaciones con retraso entre las series de tiempo para los cuatro modos de acoplamiento identificados y los índices mensuales: ONI (a), y NAOI (b). Las líneas discontinuas horizontales indican los niveles de significancia del 95% ( $\pm 0.33$ ). La línea vertical indica el fin del año anterior (Año - 1) y el inicio del año actual (Año 0) para las correlaciones con el índice correspondiente.

Todos los modos, excepto el de Transición, muestran una fuerte conexión con la variabilidad de ENSO (Fig. 29a). Las correlaciones significativas máximas (por debajo de -0.7) se encuentran entre el modo Interoceánico y el ONI desde julio hasta octubre sin retraso. Este modo Interoceánico es característico de los meses de verano, cuando los eventos de ENSO generalmente están en su etapa inicial. Durante el verano y principios del otoño, una señal cálida de ENSO favorece el desarrollo de la fase negativa del modo Interoceánico, representada por los patrones de anomalías opuestos a los que se muestran en las Figuras 18e-h. Estos patrones indicarían un fortalecimiento de los vientos del este y del CLLJ, acoplado con SSTA frías en el CS. Esta relación es consistente con otros estudios que destacan la influencia de ENSO en la variabilidad del CLLJ y la SST en el CS durante el verano boreal (Wang et al. 2008; Amador et al. 2010; Martin y Schumacher 2011).

El modo de Viento Meridional también muestra correlaciones negativas significativas con el ONI, que persisten aún con varios meses de retraso. Las correlaciones más fuertes (en torno a -0.6) se obtienen con el ONI de noviembre a febrero (Fig. 29a), meses en los que se presenta este modo y ENSO alcanza su etapa madura. Cuando se desarrolla un episodio de El Niño, tiende a ocurrir la fase negativa del modo de Viento Meridional. Esto significa que el patrón de anomalías del viento sería opuesto al representado en las Figuras 18j-l, indicando la posible formación de una anomalía de baja presión en la costa sureste de los Estados Unidos, ya reportada en la literatura sobre las respuestas atmosféricas de la región a las fases cálidas de ENSO (Wallace y Gutzler 1981; Klein et al. 1999). Junto con estas anomalías del viento, el CS y el Océano Atlántico adyacente podrían experimentar un calentamiento anómalo, mientras que el GM presentaría anomalías frías.

Diversos estudios señalan que, durante el invierno y la primavera boreal, la teleconexión Pacífico-Atlántico es más fuerte (Curtis y Hastenrath 1995; Enfield y Mayer 1997; Huang et al. 2002; Alexander y Scott 2002; Muñoz y Enfield 2011). Como se aprecia en la Figura 29a, las máximas correlaciones positivas entre el modo de Dipolo y el ONI de diciembre a febrero, de alrededor de 0.6, confirman la importancia de ENSO durante el invierno para el desarrollo de la respuesta acoplada viento-SST en la primavera siguiente. El dipolo de SSTA que ocurre en marzo-abril es bastante

consistente con el calentamiento observado en el TNA durante la primavera después de un evento de El Niño. El debilitamiento de los vientos alisios del hemisferio norte conduce a una reducción en las pérdidas de calor sensible y latente en la región (Enfield y Mayer 1997; Alexander y Scott 2002; Muñoz et al. 2010).

En cuanto a las conexiones entre los patrones acoplados y la NAO, la Figura 29b muestra correlaciones significativas del NAOI de febrero y marzo con los modos de Dipolo y de Transición, que representan aproximadamente el 35-55% de la varianza. Son correlaciones de signo negativo y la más fuerte se obtiene entre el NAOI de febrero y el modo de Dipolo (en torno a -0.7). De manera que, cuando la NAO es negativa en invierno, tienden a establecerse las fases positivas de los modos de Dipolo y de Transición (Figs. 18a-d) en la siguiente primavera y principios del verano, lo cual es consistente con el debilitamiento de los vientos alisios en el TNA asociado con esta fase de la NAO. Lo contrario ocurre durante una NAO positiva. Por su parte, el modo Interoceánico y el de Viento Meridional mostraron independencia respecto de la variabilidad de la NAO (Fig. 29b).

Según las series históricas del ONI y el NAOI (Fig. 12), el ENSO puede permanecer varios meses en la misma fase, sin cambios bruscos de un mes a otro; en contraste, la NAO evidencia una gran variabilidad estacional y domina típicamente en invierno (p. ej., Fig. 9). La distinta naturaleza de ambas oscilaciones se refleja en los resultados de la Figura 29, donde se percibe una diferencia considerable en cuanto al retraso en las correlaciones significativas de los modos acoplados con el ONI y el NAOI. La correlación con ENSO es persistente en el tiempo, por consiguiente, su señal en la variabilidad acoplada del CS&GM puede anticiparse mucho más que en el caso de la NAO.

Hasta este punto, dos conclusiones importantes surgen del análisis de correlaciones con los índices ONI y NAOI. En primer lugar, ENSO se vincula con casi todos los modos acoplados del CS&GM, mientras que la NAO está asociada sólo con los modos de Dipolo y de Transición. En segundo orden, el patrón de Dipolo puede ser modulado por ambos fenómenos de teleconexión. Las correlaciones del modo de Dipolo con ONI y NAOI, de signos contrarios, indican que los efectos de ENSO y la NAO sobre este modo podrían contrarrestarse cuando están en la misma fase y

reforzarse si están en fases opuestas. Se podría inferir que la respuesta del modo de Dipolo tiende a ser similar tanto frente a una NAO negativa (positiva) como ante un episodio cálido (frío) de ENSO. Para ilustrar esta idea, la Figura 30 proporciona las series de tiempo del ONI y la NAOI correspondientes al mes de febrero (el mes central del trimestre enero-marzo), así como del CCAI para el modo de Dipolo.

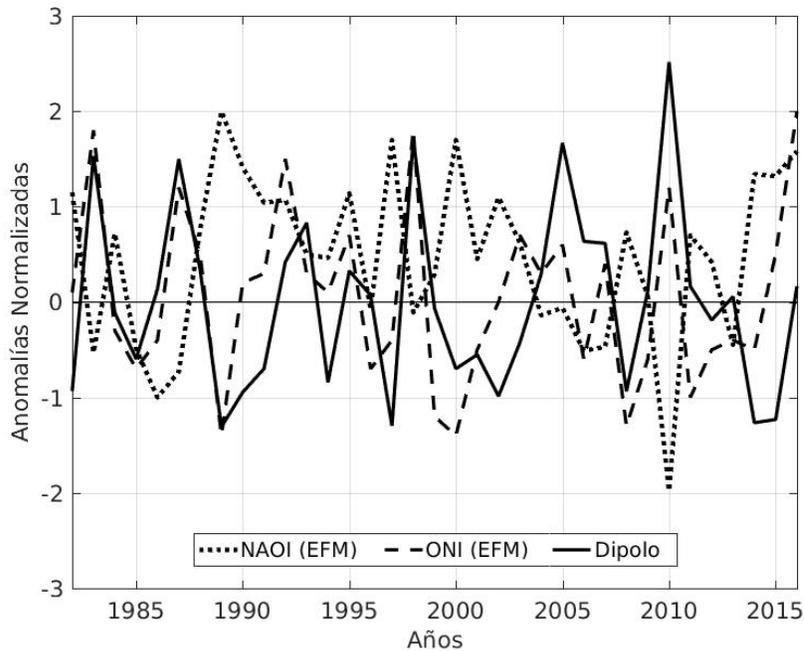


Figura 30. Series de tiempo de los índices NAOI y ONI para el trimestre enero-marzo (EFM) y del modo de Dipolo.

En la Figura 31 se grafican las fases del modo de Dipolo en función de los valores del ONI y el NAOI en invierno, a lo largo del período de estudio. La fase negativa (CCAI<-0.5) del modo de Dipolo estuvo presente en 13 años, de los cuales nueve coincidieron con una NAO positiva; además, se observa una clara tendencia a presentarse en ausencia de un ENSO cálido. Mientras, de los ocho años con presencia de un modo de Dipolo positivo (CCAI>0.5), seis sucedieron tras un evento cálido de ENSO, con una tendencia a coincidir con una fase negativa de la NAO. En la Figura 31 se ha resaltado el 10% de los años más positivos con color rojo, y el 10% de los años más negativos con color azul. La ubicación de estos casos extremos en el gráfico de dispersión confirma que la fase positiva del Dipolo es favorecida por un ENSO cálido, mientras que la negativa se asocia más con una NAO positiva.

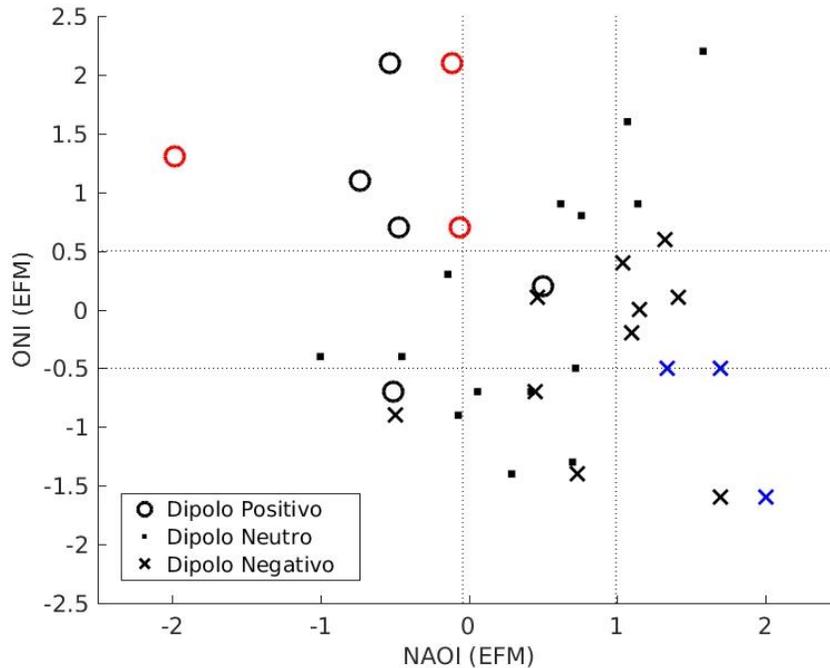


Figura 31. Fases del modo de Dipolo (marzo-abril) en función del ONI y del NAOI para el mes de febrero previo, de 1982 a 2016. Las líneas discontinuas marcan los umbrales para las fases positivas y negativas del ONI y el NAOI. El 10% de los eventos más positivos y de los más negativos del Dipolo se han coloreado en rojo y azul, respectivamente.

¿Cómo se explica que en algunos años una fase positiva o negativa del modo de Dipolo surge en primavera y las anomalías del mismo signo pueden extenderse hasta el verano y el otoño (Fig. 22), a pesar de que el signo de la correlación significativa con ENSO (Fig. 29a) cambia del modo de Dipolo al modo Interoceánico? La evolución de ENSO indica que la fase final de un evento cálido o frío a menudo coincide con la primavera, mientras que el inicio de un nuevo evento generalmente ocurre durante la primavera y/o el verano (McGregor et al. 2012, y las referencias ahí incluidas). Por lo tanto, un cambio de fase de ENSO entre la primavera y el verano podría permitir que la respuesta de las anomalías acopladas en el CS se mantenga y se fortalezca. Sin embargo, este cambio de signo en temporadas consecutivas no ocurre con frecuencia.

Un Pacífico anómalamente cálido puede no ser suficiente para que se desarrolle el modo de Dipolo. La interacción con otros procesos que afectan la variabilidad del TNA, como la NAO, puede inhibir o reforzar este patrón de anomalías acopladas. Por ejemplo, la fase positiva más fuerte del modo de Dipolo se observa en 2010 (Fig. 30),

cuando un ENSO cálido intenso en el invierno anterior (2009-2010) coincidió con la NAO más negativa de todo el período. A principios del verano de 2010, ENSO se invirtió a un evento frío, lo que permitió el reforzamiento y la persistencia de las anomalías de viento-SST en el Caribe durante ese año (Fig. 22).

El rápido cambio de la fase cálida a una fase fría intensa del ENSO en 2009-2010 es único. Los posibles mecanismos para esta transición acelerada son sugeridos por Kim et al. (2011). Según estos autores, el calentamiento atípico del Océano Índico desencadenó una anomalía de vientos del este sobre el Pacífico occidental que condujo a la propagación de una anomalía fría subsuperficial hacia el este. Este proceso, en combinación con el reflejo de una fuerte onda de Rossby activada por el calentamiento récord en la zona central del Pacífico ecuatorial, favoreció una transformación rápida hacia condiciones de La Niña.

#### **4.6 Respuesta de la precipitación a la variabilidad acoplada océano-atmósfera**

Las anomalías acopladas viento-SST a escala interanual en el CS&GM pueden tener implicaciones para el clima, no sólo de esta región sino también de otras áreas oceánicas y terrestres adyacentes. Para validar esta hipótesis, en esta sección se analizan las anomalías de precipitación asociadas con los modos principales obtenidos mediante el CCA. En las Figuras 32-33 se muestran los porcentajes de aumento o disminución en los acumulados de precipitación de noviembre a marzo y de mayo a octubre, períodos poco lluvioso y lluvioso, respectivamente. Los porcentajes se calculan respecto al promedio climatológico y están basados en las anomalías de precipitación asociadas al CCAI del primer modo acoplado para cada mes. Sólo se muestran porcentajes en los puntos de malla donde las anomalías de precipitación están significativamente correlacionadas con los CCAIs, y se superponen los patrones asociados de anomalías de viento. La distribución general de estas anomalías de precipitación calculadas con CHIRPS son consistentes con las obtenidas a partir de los datos de ERA-Interim (Anexos I y II). En cuanto a la magnitud de las anomalías, en ocasiones se observan valores superiores en los mapas obtenidos con ERA-Interim.

#### 4 Resultados y discusión

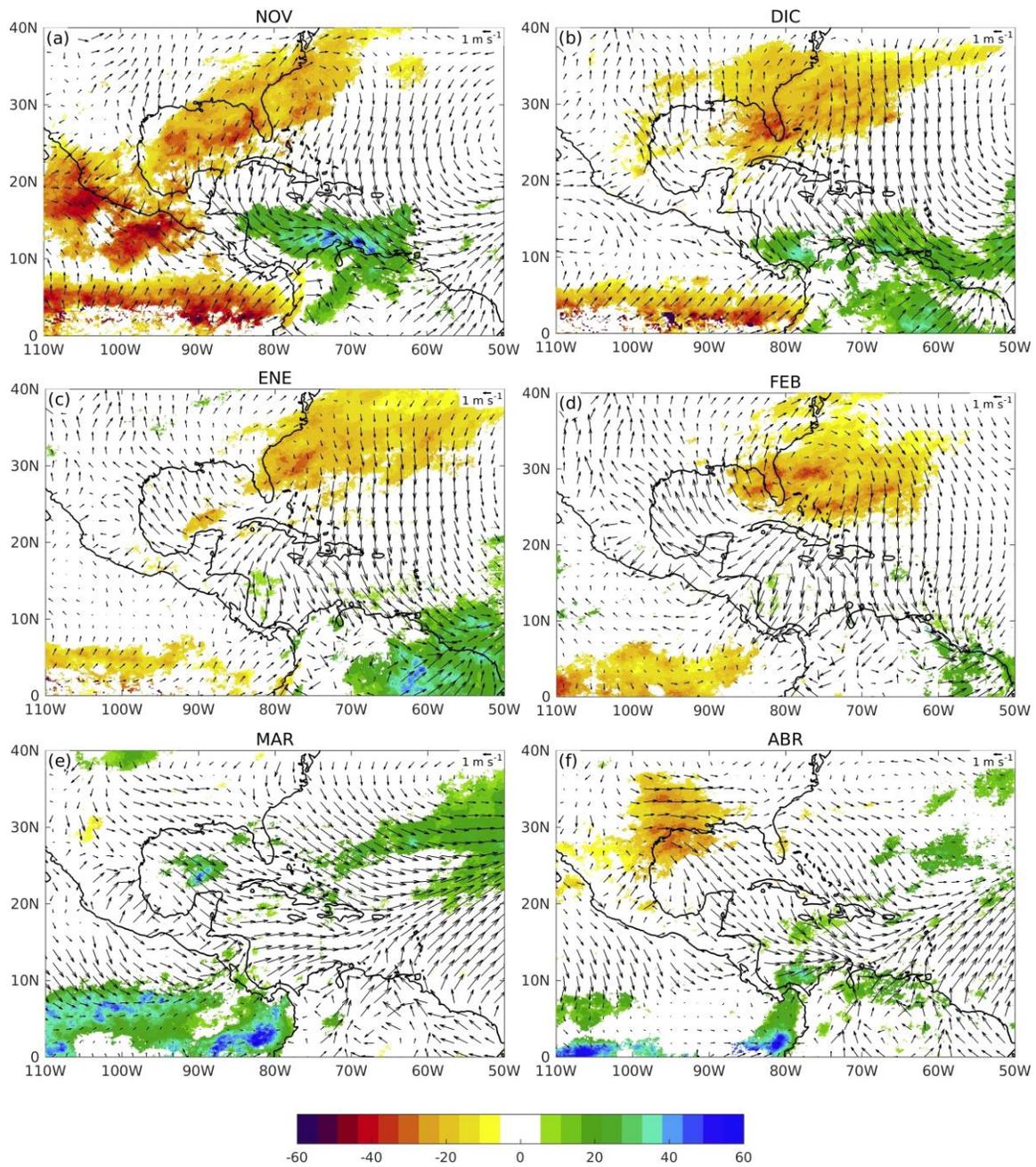


Figura 32. Porcentajes de aumento (valores positivos) o disminución (valores negativos) de la precipitación y anomalías del campo de viento asociados con el modo acoplado principal en: a) noviembre, b) diciembre, c) enero, d) febrero, e) marzo y f) abril.

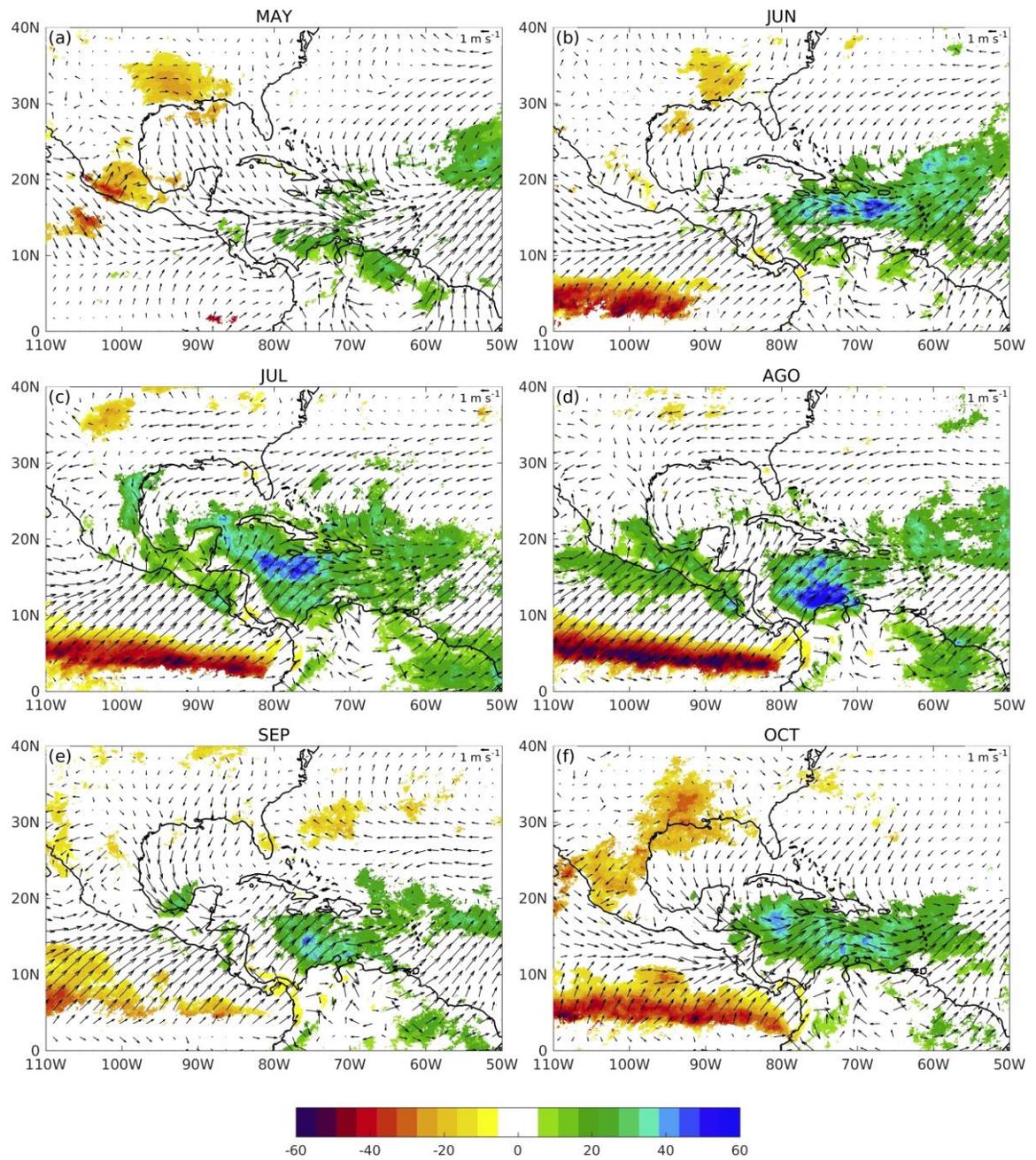


Figura 33. Ídem a la Figura 32, pero para los meses de: a) mayo, b) junio, c) julio, d) agosto, e) septiembre y f) octubre.

Los patrones de precipitación asociados con el modo de Dipolo (marzo-abril) muestran una respuesta débil y poco clara sobre el dominio (Figs. 32e-f), aunque sí se observa una tendencia al aumento de las precipitaciones en zonas del TNA adyacente al CS y sobre el Pacífico ecuatorial-oriental. En el caso del modo de Viento Meridional (noviembre-febrero; Figs. 32a-d), se sugiere un posible efecto sobre la precipitación en el sureste de los Estados Unidos, especialmente sobre la península de la Florida, mostrando, un déficit de las cantidades de lluvia de al menos un 20-25%. Este resultado indica un posible impacto del modo de Viento Meridional en las fluctuaciones del flujo meridional de humedad desde el Caribe hacia el sur de los Estados Unidos. Es conocido que gran parte de la humedad disponible para la lluvia en los Estados Unidos es transportada por la rama del CLLJ que gira hacia el norte (Wang 2007). Además, en estos meses del año, los frentes fríos y las circulaciones meridionales asociadas a las masas de aire que los acompañan también juegan un papel importante sobre los flujos de humedad y la precipitación en esta región. Al mismo tiempo, se puede percibir un incremento en las precipitaciones sobre algunas áreas al norte de Sudamérica.

La variabilidad de la precipitación en el CS parece ser especialmente sensible a la señal acoplada de anomalías de viento-SST de mayo a octubre, meses coincidentes con el período lluvioso en la región (Fig. 33). Las SSTA cálidas en el CS, favorecidas por los modos de Transición e Interoceánico, constituyen una fuente importante de calor y humedad que, cuando los vientos alisios se debilitan, desencadenan convección profunda y precipitaciones entre 20% a 60% por encima del promedio. La mayor intensidad y cobertura espacial de estas anomalías se observan durante julio-agosto (Figs. 33c-d), cuando la señal se extiende más al oeste desde el CS y alcanza las regiones del este-sureste de México y el occidente de CA.

Desde una perspectiva termodinámica, la respuesta de la precipitación es consistente con la ecuación de Clausius-Clapeyron. Una pequeña perturbación por encima de las altas SSTs climatológicas (aproximadamente 28°C) sobre el CS podría causar cambios significativos en la evaporación (Salby 1996). Estas condiciones favorecen el incremento de la humedad disponible para la precipitación. Desde una perspectiva dinámica, el fortalecimiento o debilitamiento de los vientos del este puede

modular la precipitación de verano (p. ej., Taylor et al. 2002). Los patrones de viento de junio a octubre (Figs. 33b-f) confirman que el CLLJ está correlacionado inversamente con las anomalías de precipitación en el CS, particularmente en julio-agosto. Este es el período en que se produce la MSD en el CS, nordeste y sur de México y la costa del Pacífico de CA (Magaña et al. 1999; Gamble et al. 2008; Perdigón-Morales et al. 2018). La MSD está en fase con las fluctuaciones estacionales de la circulación atmosférica en niveles bajos, dominada por los alisios y el CLLJ (Magaña y Caetano 2005; Amador et al. 2010; Herrera et al. 2015).

Las anomalías del viento en el CS&GM sugieren una circulación de niveles bajos opuesta a la dorsal subtropical que domina sobre la región durante el verano, debido a la extensión hacia el oeste del NASH (Romero-Centeno et al. 2007). De junio a agosto, el centro de esta anomalía ciclónica experimenta una fluctuación zonal, avanzando hacia el oeste hasta el GM, pero en septiembre-octubre se retira nuevamente del GM. De acuerdo con el modelo de Gill (1980), una anomalía de circulación ciclónica (anticiclónica) en superficie se origina al noroeste de la fuente de calor, análoga aquí a la región caliente (fría) en el CS (Figs. 18c-h y Fig. 33). Por lo tanto, estas anomalías en la circulación implican una influencia más débil de la dorsal anticiclónica y un debilitamiento de las altas presiones que generalmente se desarrollan en el GM. Estas condiciones conducen a una menor subsidencia en la región y son más favorables para el ascenso del aire húmedo (p. ej., Magaña et al. 1999; Maldonado et al. 2017). Curtis y Gamble (2008) describen que la MSD aparece a principios de junio en el Caribe oriental y se extiende hacia el oeste a lo largo de la temporada lluviosa, con la expansión estacional del NASH. Por consiguiente, los patrones acoplados de viento-SST identificados en este estudio podrían jugar un papel importante en la variabilidad estacional de la MSD.

Las anomalías de precipitación asociadas con el modo Interoceánico (julio-octubre; Figs. 33c-f) confirman previas evidencias acerca del efecto modulador de las SSTA en el Pacífico y el Atlántico sobre la lluvia en CA durante los meses de la MSD y a finales del período lluvioso (Alfaro 2007; Maldonado y Alfaro 2010; 2011; Maldonado et al. 2013, 2016b). Taylor et al. (2002) y Spence et al. (2004) sugieren que estas SSTA de signo opuesto en las cuencas tropicales del Pacífico y el Atlántico

influyen en las precipitaciones del Caribe a fines del verano. El modo Interoceánico parece estar vinculado a la evolución espacio-temporal de la precipitación sobre CA, el CS y el TNA adyacente, así como las Guyanas y el norte de Colombia y Venezuela.

¿Por qué el efecto en la precipitación de verano es tan evidente en julio y agosto, pero en septiembre es más débil (Figs. 33c-e), a pesar de que los patrones de variabilidad acoplada viento-SST son muy similares entre sí? Como se sugirió anteriormente, esto podría depender del estado base, es decir, de los promedios climatológicos de estas variables en cada mes, y su fluctuación intraestacional. Durante julio-agosto, los vientos del este más intensos favorecen la homogeneización vertical de las masas de aire, la alta cizalladura vertical del viento y SSTs relativamente más frías en el CS, lo que conduce a la supresión de la convección profunda organizada (Wang 2007; Amador et al. 2010; Martin y Schumacher 2011). En contraste, durante septiembre, los vientos del este son más débiles y las SSTs más cálidas y se produce el segundo máximo de precipitación del período lluvioso (Gamble et al. 2008; Maldonado 2015). Por ende, la fase positiva de los principales modos acoplados en julio, agosto y septiembre favorece un aumento de la precipitación en casi todo el CS y CA, pero en julio y agosto este aumento representa una mayor fracción con respecto al mínimo relativo de precipitación que se produce a mediados del verano, es decir, la MSD.

Sobre el suroeste del CS, hacia la vertiente caribeña de Costa Rica y Panamá, se destaca un área relativamente pequeña que no muestra anomalías de precipitación positivas significativas (Fig. 33). Tal comportamiento se observa en regiones donde no ocurre la MSD. Particularmente, en Panamá la orientación de la topografía es diferente al resto de CA; allí la cordillera se extiende de este a oeste (Poveda et al. 2006) y, por ello, su interacción con la circulación local puede ser diferente. Esto refuerza la idea de que la influencia de los modos acoplados en la variabilidad regional se observa principalmente en la región de MSD.

Por otro lado, las anomalías de viento del suroeste a lo largo del cinturón de los vientos alisios indican un fortalecimiento (debilitamiento) de los alisios del sur (norte) y, junto con las anomalías de precipitación, sugieren un posible impacto en la ITCZ del Pacífico oriental (Figs. 33c-f). Los patrones de anomalías para la fase positiva de

los modos acoplados pueden reflejar un desplazamiento de la ITCZ hacia el norte, de acuerdo con la disminución de la precipitación al sur de su posición media ( $\sim 10^\circ\text{N}$ ) y un aumento del transporte de humedad hacia el continente, en consonancia con una mayor precipitación en CA y el sur de México. El déficit de precipitación al sur de la posición media de la ITCZ es consistente con el enfriamiento del Pacífico oriental que evidencia el modo Interoceánico (Figs. 18e-h), a diferencia del calentamiento producido en la cuenca del CS. Hidalgo et al. (2015) propusieron un mecanismo dinámico que vincula el CLLJ y el desplazamiento meridional de la ITCZ del Pacífico oriental con la precipitación en CA. Nuestros resultados confirman que los cambios en la circulación atmosférica en el CS y el Pacífico tropical oriental, junto con las SSTA, están relacionados con el desplazamiento latitudinal de la ITCZ y la precipitación durante el verano.

La correlación negativa del modo Interoceánico con ENSO (Fig. 29a), indica que durante los eventos de El Niño podrían esperarse patrones de precipitación anómalos opuestos a los de las Figuras 33c-f. En otras palabras, estas anomalías de precipitación tienden a ocurrir cuando se presenta un evento de La Niña. Estos resultados son consistentes con Amador (2008), quien encontró que, durante el verano, asociadas con episodios cálidos (fríos) de ENSO, se registran precipitaciones por debajo (encima) de lo normal en el CS y en la vertiente del Pacífico de CA.

Con respecto a México, el impacto de ENSO ha sido analizado por Magaña et al. (2003) y Vázquez-Aguirre (2007). Estos autores señalan que un ENSO cálido (frío) en verano favorece anomalías de precipitación negativas (nulas o positivas) en la mayor parte del país. Además, explican que la disminución de la precipitación observada durante un evento de El Niño se relaciona con la subsidencia reforzada por el desplazamiento hacia el sur de la ITCZ y un menor número de ciclones tropicales en los mares interamericanos.



## **5 CONCLUSIONES**

El CS&GM se caracteriza por ser una zona de acumulación de calor y humedad, arrastrados por los vientos alisios, en la porción occidental del Atlántico Norte tropical. Las características climáticas de la región están determinadas, en gran medida, por la influencia del NASH, el CLLJ y su variabilidad estacional e interanual, los cambios en la piscina cálida del hemisferio occidental, así como por la influencia del forzamiento remoto de fenómenos como el ENSO y la NAO.

La naturaleza variable del acoplamiento viento-SST a lo largo del año en el CS&GM se examinó a partir del análisis de correlación canónica (CCA) entre las anomalías mensuales de estas dos variables para el período 1982-2016. Cada uno de los modos de variabilidad obtenidos mediante el CCA consiste en un par de estructuras espaciales de viento y SST y sus correspondientes series de tiempo, las cuales tienen máxima correlación entre sí. Esta investigación se enfocó, fundamentalmente, en el primer modo acoplado de cada mes, el cual presenta el máximo coeficiente de correlación canónica y, además, explica la mayor fracción de la covarianza entre ambos campos sobre la región de estudio.

Los patrones de anomalías viento-SST obtenidos mediante el CCA para cada mes, evidenciaron que los modos acoplados presentan una gran dependencia estacional. Este comportamiento también se observó en los mapas de la varianza local explicada. Tomando esto en consideración, los modos dominantes de variabilidad interanual acoplada viento-SST se clasificaron en cuatro tipos de configuraciones: el modo de Dipolo (marzo-abril), el modo de Transición (mayo-junio), el modo Interoceánico (julio-octubre) y el modo de Viento Meridional (noviembre-febrero). La Figura 34 resume las características espaciales de estos patrones de anomalías.

El modo de Dipolo es característico de los meses de marzo y abril, y está muy influenciado por anomalías de la componente zonal del viento acopladas con SSTA cálidas en el CS y frías en el GM. En mayo y junio este patrón se debilita en el GM, aunque en el CS el acoplamiento persiste. A este patrón de mayo-junio se le denominó modo de Transición. A partir de julio se polarizan las anomalías de SST:

cálidas en el CS y frías en el Pacífico adyacente a México y CA, en combinación con anomalías de viento del suroeste. Este patrón se identificó como modo Interoceánico y es el patrón de variabilidad acoplada más prominente hasta octubre. De noviembre a febrero se observa el modo de Viento Meridional, dominado por anomalías de la componente meridional del viento acopladas con SSTA frías en la mayor parte del CS y cálidas en el GM.

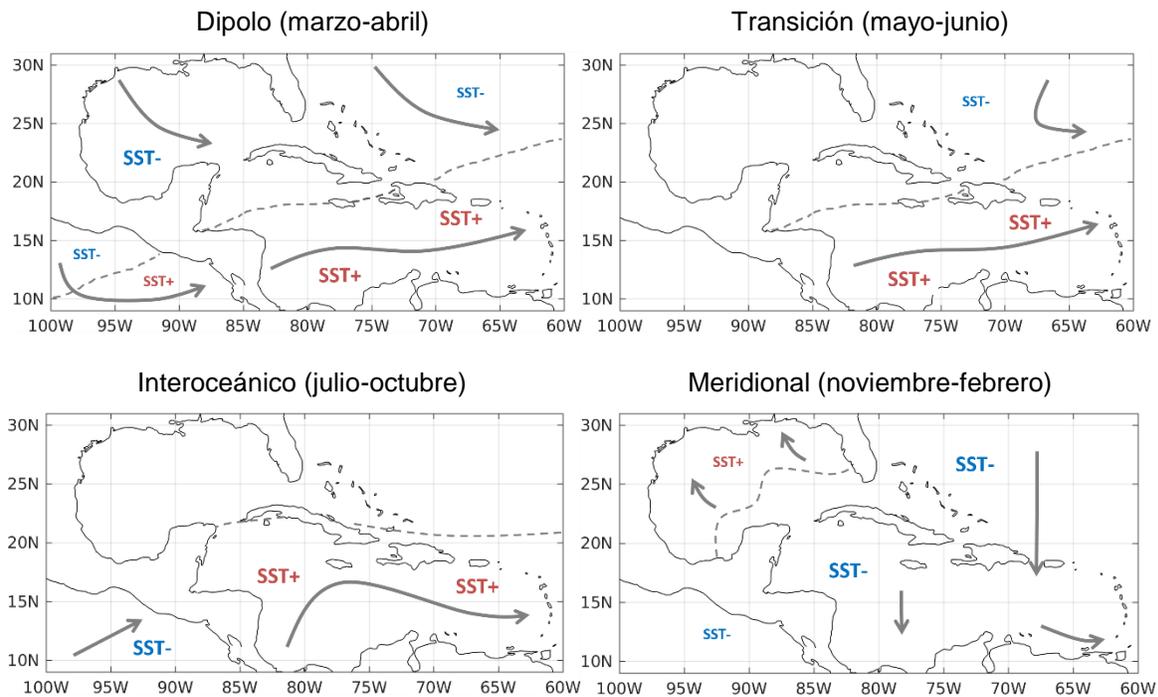


Figura 34. Esquema de las configuraciones de anomalías de viento-SST acopladas para los modos de Dipolo, de Transición, Interoceánico y de Viento Meridional. SST + (-) indica anomalías de SST positivas (negativas) y el tamaño de fuente simboliza la intensidad relativa de estas anomalías. La línea discontinua divide regiones de diferentes signos de anomalías de SST. Las flechas indican la dirección de las anomalías del viento.

El análisis de correlación con los índices del ENSO (ONI) y de la NAO (NAOI) revela que la variabilidad interanual de los principales patrones acoplados en el CS&GM, excepto el modo de Transición, es sensible a la señal del ENSO. El modo de Dipolo presenta una correlación positiva con ENSO, mientras que los modos Interoceánico y de Viento Meridional sostienen una correlación inversa con este fenómeno. Estas conexiones persisten incluso con varios meses de retraso. Las

correlaciones entre el modo de Dipolo y el ONI resaltan la importancia del ENSO para el desarrollo de la principal señal acoplada de viento-SST durante la primavera.

Por su parte, el NAOI de invierno muestra una fuerte correlación negativa con los modos de Dipolo y de Transición. En consecuencia, el modo de Dipolo puede ser modulado tanto por ENSO como por la NAO de invierno. La fase negativa del modo de Dipolo se asocia más frecuentemente con una NAO positiva en el invierno anterior, combinada con un ENSO frío o neutro; mientras que la fase positiva del Dipolo se relaciona principalmente con un ENSO cálido, en ausencia de una NAO positiva. Las relaciones antisimétricas del modo de Dipolo con la NAO y ENSO nos confirman evidencias previas sobre la influencia de sus forzamientos remotos en la variabilidad del TNA (Giannini et al. 2001; Czaja et al. 2002; Alexander y Scott 2002; Wang 2004; Enfield et al. 2006; Muñoz et al. 2010; Muñoz y Enfield 2011). Como continuación de este trabajo, sería interesante investigar los mecanismos físicos a través de los cuales el ENSO y la NAO influyen en el acoplamiento viento-SST en el CS&GM, teniendo en cuenta la combinación de sus forzamientos sobre el modo de Dipolo y la asimetría de las relaciones encontradas.

Las anomalías de precipitación asociadas con los principales modos del CCA indican que el acoplamiento regional océano-atmósfera modula el período lluvioso en la región del CS&GM, particularmente la variabilidad estacional de la canícula o MSD. Hay regiones con anomalías de precipitación de aproximadamente 20-60% por encima o por debajo de su climatología mensual, en dependencia de la fase del patrón acoplado. En particular, en julio y agosto se observan grandes anomalías de precipitación en las regiones del este y sur de México, el oeste de CA y el Pacífico oriental. Alrededor del CLLJ, las anomalías de precipitación se correlacionan inversamente con la intensidad de los vientos del este.

De junio a agosto, los patrones de viento asociados a los modos acoplados muestran una circulación ciclónica superficial anómala que se traslada gradualmente hacia el oeste; pero en septiembre-octubre, se retira nuevamente del GM. Tal desplazamiento este-oeste de la anomalía ciclónica puede asociarse con variaciones del NASH y, por ende, con fluctuaciones en la subsidencia sobre la región. El centro de la circulación ciclónica parece seguir a las zonas donde se desarrolla la MSD, por

lo que se sugiere que los modos de verano acoplados podrían regular el patrón bimodal de precipitación en la región y la variabilidad interanual de la MSD. Estos resultados resaltan la importancia del CS como fuente de humedad para la precipitación durante el verano en CA y el nordeste y sur de México, especialmente en aquellos meses donde ocurre la MSD. Según Ordoñez et al. (2019), la contribución del CS a los procesos de transporte de humedad se extiende también hacia la región del noroeste de México.

Asimismo, las anomalías de precipitación asociadas con el modo Interoceánico confirman el papel esencial de la asimetría entre las SSTA del Pacífico y el Atlántico sobre la variabilidad de la precipitación en CA, durante los meses de la MSD y hacia finales del verano (Alfaro 2007; Maldonado y Alfaro 2010, 2011; Maldonado et al. 2013, 2016b; Spence et al. 2004; Taylor et al. 2002).

Las anomalías en los vientos alisios pueden tener un impacto en la migración meridional de la ITCZ del Pacífico oriental entre los meses de junio a octubre, como sugieren también Hidalgo et al. (2015). La fase positiva del modo Interoceánico puede favorecer un desplazamiento hacia el norte de la ITCZ y una intensificación del transporte de humedad hacia el continente. Bajo estas condiciones, se espera una mayor precipitación en CA, el sur de México y el océano Pacífico adyacente, así como un enfriamiento relativo del Pacífico oriental y un calentamiento del CS. Por tanto, los vientos de niveles bajos en el CS y el Pacífico oriental junto con las SSTA están relacionados con la variabilidad en la posición de la ITCZ y la precipitación regional durante el verano.

La correlación negativa entre el modo Interoceánico y el ONI sugiere que un ENSO cálido tendería a causar un desplazamiento anómalo hacia el sur de la ITCZ. Esto puede estar en correspondencia con condiciones más secas en el CS y las regiones continentales sensibles al patrón acoplado de verano, y con mayores acumulados de precipitación sobre el océano lejos de las costas centroamericanas.

Una cuestión interesante que surge de este trabajo es cómo se puede mejorar la habilidad predictiva de los modos acoplados cuando se conoce la variabilidad de la NAO y de ENSO, especialmente durante la primavera. Muchos autores han señalado que otros procesos pueden modular la variabilidad interanual del TNA, como el patrón

Pacífico-Norte América y la Oscilación Multidecadal del Atlántico (p. ej., Barnston y Livezey 1987; Enfield et al. 2001; Hurrell et al. 2003; Muñoz et al. 2010; Muller-Karger et al. 2015; Liu et al. 2015). La inclusión de estos forzamientos climáticos, además de los estudiados aquí, puede mejorar las habilidades potenciales de los pronósticos estacionales con varios meses de anticipación. Para evaluar la capacidad predictiva, el análisis realizado en este estudio podría repetirse utilizando datos retrospectivos de *reforecast*, por ejemplo, del *NCEP Climate Forecast System Version 2*. Este conocimiento nos daría más elementos para mejorar la capacidad de pronóstico estacional en el CS&GM y las áreas continentales cercanas.

Parte de los resultados de esta tesis han sido publicados en el artículo titulado *Coupled interannual variability of wind and sea surface temperature in the Caribbean Sea and the Gulf of Mexico*, en la revista *Journal of Climate* (Rodríguez-Vera et al. 2019).



## 6 REFERENCIAS

Agencia Estatal de Meteorología, 2019: Diccionario ilustrado de meteorología. *Copyright: NOAA*. Recuperado de:

[https://meteoglosario.aemet.es/es/termino/340\\_oscilacion-del-atlantico-norte-nao](https://meteoglosario.aemet.es/es/termino/340_oscilacion-del-atlantico-norte-nao)

Alexander, M., y J. Scott, 2002: The influence of ENSO on air-sea interaction in the Atlantic. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, <https://doi.org/10.1029/2001GL014347>.

Alfaro, E. J., 2007: Uso del análisis de correlación canónica para la predicción de la precipitación pluvial en Centroamérica. *Ing. Compet.*, **9**, 33–48.

Alvarado, L. F., y Fernández, W., 2001: Variabilidad interanual y estacional de la atmósfera libre sobre Costa Rica durante eventos de El Niño. *Top. Meteor. Oceanogr.*, **8**, 116-144.

Amador, J. A., y E. Alfaro, 1996: La Oscilación Cuasi-Bienal, ENOS y acoplamiento de algunos parámetros superficiales y estratosféricos sobre Costa Rica. *Top. Meteor. Oceanogr.*, **3**, 45-54.

\_\_\_\_\_, 1998: A climatic feature of the tropical Americas: The trade wind easterly jet. *Top. Meteor. Oceanogr.*, **5**, 1-13.

\_\_\_\_\_, y V. Magaña, 1999: Dynamics of the low level jet over the Caribbean Sea. *Third Conf. on Hurricanes and Tropical Meteorology*, Dallas, TX, Amer. Meteor. Soc., 401–402.

\_\_\_\_\_, 2008: The intra-Americas sea low-level jet. *Ann. N. Y. Acad. Sci.*, **1146**, 153-188, <https://doi.org/10.1196/annals.1446.012>.

\_\_\_\_\_, E. J. Alfaro, E. R. Rivera y B. Calderón, 2010: Climatic features and their relationship with tropical cyclones over the Intra-Americas seas. *Hurricanes and Climate Change*, **2**, J. B. Elsner, R. E. Hodges, J. C. Malmstadt y K. N. Scheitlin, Springer, 149-173, <https://doi.org/10.1007/978-90-481-9510-79>.

\_\_\_\_\_, A. M. Durán-Quesada, E. R. Rivera, G. Mora, F. Sáenz, B. Calderón, y N. Mora, 2016: The easternmost tropical Pacific. Part II: Seasonal and intraseasonal modes of atmospheric variability. *Rev. Biol. Trop.*, **64**, S23-S57, <https://doi.org/10.15517/rbt.v64i1.23409>.

Ångström, A., 1935: Teleconnections of climatic changes in present time. *Geografiska Annaler*, 242-258, <https://doi.org/10.2307/519964>.

Barnett, T. P., y R. 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, [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1987\)115<1825:OALOMA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1987)115<1825:OALOMA>2.0.CO;2).

Barnston, A. G., y R. E. Livezey, 1987: Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 1083-1126, [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1987\)115<1083:CSAPOL>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1987)115<1083:CSAPOL>2.0.CO;2).

Barton, E. D., y Coautores, 1993: Supersquirt: dynamics of the Gulf of Tehuantepec, Mexico. *Oceanography*, **6**, 23-30, <https://doi.org/10.5670/oceanog.1993.19>.

Bjerknes, J., 1969: Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, **97**, 163-172, [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1969\)097<0163:ATFTEP>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1969)097<0163:ATFTEP>2.3.CO;2)

Bretherton, C. S., C. Smith, y J. M. Wallace, 1992: An intercomparison of methods for finding coupled patterns in climate data. *J. Climate*, **5**, 541-560, [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1992\)005<0541:AIOMFF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1992)005<0541:AIOMFF>2.0.CO;2).

Chang, Y. L., y L. Y. Oey, 2013: Coupled response of the trade wind, SST gradient, and SST in the Caribbean Sea, and the potential impact on Loop Current's interannual variability. *J. Phys. Oceanogr.*, **43**, 1325-1344, <https://doi.org/10.1175/JPO-D-12-0183.1>.

Centro de Predicciones Climáticas de la NOAA, 2019: North Atlantic Oscillation Map (Positive Phase). *National Weather Service*. Recuperado de: [http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/nao\\_map.shtml](http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/nao_map.shtml).

Cook, K. H., y E. K. Vizy, 2010: Hydrodynamics of the Caribbean low-level jet and its relationship to precipitation. *J. Climate*, **23**, 1477-1494, <https://doi.org/10.1175/2009JCLI3210.1>.

Curtis, S., y S. Hastenrath, 1995: Forcing of anomalous sea surface temperature evolution in the tropical Atlantic during Pacific warm events. *J. Geophys. Res.: Oceans*, **100**, 15835-15847, <https://doi.org/10.1029/95JC01502>.

\_\_\_\_\_, y D. W. Gamble, 2008: Regional variations of the Caribbean mid-summer drought. *Theoretical and Applied Climatology*, **94**, 25-34,

<https://doi.org/0.1007/s00704-007-0342-0>.

\_\_\_\_\_, y D. W. Gamble, 2016: The boreal winter Madden-Julian Oscillation's influence on summertime precipitation in the greater Caribbean, *J. Geophys. Res.: Atmos.*, **121**, 7592-7605, <https://doi.org/10.1002/2016JD025031>.

Czaja, A., P. Van der Vaart, y J. Marshall, 2002: A diagnostic study of the role of remote forcing in tropical Atlantic variability. *J. Climate*, **15**, 3280-3290, [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2002\)015<3280:ADSOTR>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2002)015<3280:ADSOTR>2.0.CO;2).

Dee, D. P., y Coautores, 2011: The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **137**, 553-597, <https://doi.org/10.1002/qj.828>.

Deser, C., M. A. Alexander, S. P. Xie, y A. S. Phillips, 2010: Sea surface temperature variability: Patterns and mechanisms. *Annual review of marine science*, **2**, 115-143, <https://doi.org/10.1146/annurev-marine-120408-151453>.

División de Ciencias Físicas ESRL/NOAA, 2019: Western Hemisphere warm pool. Basado en HadISST y NOAA OI SST. Recuperado de: <https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/correlation/whwp.data>.

Durán-Quesada, A. M., L. Gimeno, J. A. Amador, y R. Nieto, 2010: Moisture sources for Central America: Identification of moisture sources using a Lagrangian analysis technique. *J. Geophys. Res.: Atmos.*, **115**, <https://doi.org/10.1029/2009JD012455>.

Enfield, D. B., y D. A. Mayer, 1997: Tropical Atlantic sea surface temperature variability and its relation to El Niño-Southern Oscillation. *J. Geophys. Res.: Oceans*, **102**, 929-945, <https://doi.org/10.1029/96JC03296>.

\_\_\_\_\_, 1989: El Niño, past and present. *Reviews of Geophys.*, **27**, 159-187, <https://doi.org/10.1029/RG027i001p00159>.

\_\_\_\_\_, y E. J. Alfaro, 1999: The dependence of Caribbean rainfall on the interaction of the tropical Atlantic and Pacific Oceans. *J. Climate*, **12**, 2093-2103, [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1999\)012<2093:TDOCRO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1999)012<2093:TDOCRO>2.0.CO;2).

\_\_\_\_\_, A. M. Mestas-Núñez, y P. J. Trimble, 2001: The Atlantic multidecadal oscillation and its relation to rainfall and river flows in the continental US. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 2077-2080, <https://doi.org/10.1029/2000GL012745>.

\_\_\_\_\_, S. K. Lee, y C. Wang, 2006: How are large western hemisphere warm pools formed? *Prog. in Oceanogr.*, **70**, 346-365, <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2005.07.006>.

Fallas-López, B., y E. J. Alfaro, 2012: Uso de herramientas estadísticas para la predicción estacional del campo de precipitación en América Central como apoyo a los Foros Climáticos Regionales. 2: Análisis de Correlación Canónica. *Rev. Climatol.*, **12**, 93–105.

Fonseca C., 2008: La Oscilación del Atlántico Norte, los índices de circulación atmosférica y la lluvia en Cuba, Tesis Doctoral, Universidad de La Habana.

Frankignoul, C., y E. Kestenare, 2005: Air–sea interactions in the tropical Atlantic: A view based on lagged rotated maximum covariance analysis. *J. Climate*, **18**, 3874-3890, <https://doi.org/10.1175/JCLI3498.1>.

Funk, C., y Coautores, 2015: The climate hazards infrared precipitation with stations—a new environmental record for monitoring extremes. *Sci. Data*, **2**, 1-21, <https://doi.org/10.1038/sdata.2015.66>.

Gamble, D. W., D. B. Parnell, y S. Curtis, 2008: Spatial variability of the Caribbean mid-summer drought and relation to north Atlantic high circulation. *Int. J. Climatol.*, **28**, 343-350, <https://doi.org/10.1002/joc.1600>

George, S. E., y M. A. Saunders, 2001: North Atlantic Oscillation impact on tropical north Atlantic winter atmospheric variability. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 1015-1018, <https://doi.org/10.1029/2000GL012449>.

Giannini, A., Y. Kushnir, y M. A. Cane, 2000: Interannual variability of Caribbean rainfall, ENSO, and the Atlantic Ocean. *J. Climate*, **13**, 297-311, [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2000\)013<0297:IVOCRE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2000)013<0297:IVOCRE>2.0.CO;2).

\_\_\_\_\_, M. A. Cane, y Y. Kushnir, 2001: Interdecadal changes in the ENSO teleconnection to the Caribbean region and the North Atlantic Oscillation. *J. Climate*, **14**, 2867-2879, [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2001\)014<2867:ICITET>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2001)014<2867:ICITET>2.0.CO;2).

Gill, A., 1980: Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **106**, 447-462.

González, P.C., 1999: Climatología de los frentes fríos que han afectado a Cuba desde 1916-1917 hasta 1996-1997, *Revista Cubana Meteorología*, **6**, 15-19.

Gray, W. M., 1984: Atlantic seasonal hurricane frequency. Part I: El Niño and 30 mb quasi-biennial oscillation influences. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 1649-1668, [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1984\)112<1649:ASHFPI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1984)112<1649:ASHFPI>2.0.CO;2).

Handoh, I. C., A. J. Matthews, G. R. Bigg, y D. P. Stevens, 2006: Interannual variability of the tropical Atlantic independent of and associated with ENSO: Part I. The North Tropical Atlantic. *Int. J. Climatol.*, **26**, 1937-1956, <https://doi.org/10.1002/joc.1343>.

Hernández, B., 2002: El Niño-Oscilación del Sur (ENOS) y los frentes fríos que arriban a la región occidental cubana. *Investigaciones marinas*, **30**, 3-19.

Herrera, E., V. Magaña, y E. Caetano, 2015: Air–sea interactions and dynamical processes associated with the midsummer drought. *Int. J. Climatol.*, **35**, 1569-1578, <https://doi.org/10.1002/joc.4077>.

Hidalgo, H. G., A. M. Durán-Quesada, J. A. Amador, y E. J. Alfaro, 2015: The Caribbean low-level jet, the inter-tropical convergence zone and precipitation patterns in the intra-Americas sea: A proposed dynamical mechanism. *Geografiska Annaler: Series A, Phys. Geogr.*, **97**, 41-59, <https://doi.org/10.1111/geoa.12085>.

Huang, B., P. S. Schopf, y Z. Pan, 2002: The ENSO effect on the tropical Atlantic variability: A regionally coupled model study. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, <https://doi.org/10.1029/2002GL014872>.

Hurrell, J. W., 1995: Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation. *Science*, **269**, 676-679, <https://doi.org/10.1126/science.269.5224.676>.

\_\_\_\_\_, Y. Kushnir, G. Ottersen, y M. Visbeck, 2003: An overview of the North Atlantic oscillation. The North Atlantic Oscillation: climatic significance and environmental impact. *Geophys. Monograph Series*, Amer. Geophys. Union, Washington, 1-35, <https://doi.org/10.1029/134GM01>.

\_\_\_\_\_, y Coautores, 2006: Atlantic climate variability and predictability: A CLIVAR perspective. *J. Climate*, **19**, 5100-5121, <https://doi.org/10.1175/JCLI3902.1>.

Jury, M., B. A. Malmgren y A. Winter, 2007: Subregional precipitation climate of the Caribbean and relationships with ENSO and NAO. *J. Geophys. Res.: Atmos.*, **112**, <https://doi.org/10.1029/2006JD007541>.

Kim, W., S. W. Yeh, J. H. Kim, J. S. Kug, y M. Kwon, 2011: The unique 2009–2010 El Niño event: A fast phase transition of warm pool El Niño to La Niña. *Geophys. Res. Lett.*, **38**, <https://doi.org/10.1029/2011GL048521>.

Klein, S. A., B. J. Soden, y N. C. Lau, 1999: Remote sea surface temperature variations during ENSO: Evidence for a tropical atmospheric bridge. *J. Climate*, **12**, 917-932, [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1999\)012<0917:RSSTVD>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1999)012<0917:RSSTVD>2.0.CO;2).

Kutzbach, J. E., 1970: Large-scale features of monthly mean Northern Hemisphere anomaly maps of sea-level pressure. *Mon. Wea. Rev.*, **98**, 708-716, [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1970\)098<0708:LSFOMM>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1970)098<0708:LSFOMM>2.3.CO;2).

Lecha, L., A. Fernández, J. Bueno, y R. López, 1987: Algunas particularidades del campo de viento y del régimen de precipitaciones durante mayo de 1979 en la región central de Cuba. *Reporte de Investigación*, 22 p.

Lee, S. K., D. B. Enfield, y C. Wang, 2008: Why do some El Niños have no impact on tropical North Atlantic SST? *Geophys. Res. Lett.*, **35**, <https://doi.org/10.1029/2008GL034734>.

Legeckis, R., 1988: Upwelling off the Gulfs of Panama and Papagayo in the tropical Pacific during March 1985. *J. Geophys. Res.: Oceans*, **93**, 15485-15489, <https://doi.org/10.1029/JC093iC12p15485>.

Liang, J-H., J.C. McWilliams, y N. Gruber, 2009: High-frequency response of the ocean to mountain gap winds in the northeastern tropical Pacific. *J. Geophys. Res.: Oceans*, **114**, <https://doi.org/10.1029/2009JC005370>.

Liu, Y., S. K. Lee, D. B. Enfield, B. A. Muhliling, J. T. Lamkin, F. E. Muller-Karger, y M. A. Roffer, 2015: Potential impact of climate change on the Intra-Americas Sea: Part-1. A dynamic downscaling of the CMIP5 model projections. *J. Marine Syst.*, **148**, 56-69, <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2015.01.007>.

Magaña, V., J. A. Amador, y S. Medina, 1999: The midsummer drought over Mexico and Central America. *J. Climate*, **12**, 1577-1588, [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1999\)012<1577:TMDOMA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1999)012<1577:TMDOMA>2.0.CO;2).

\_\_\_\_\_, J. L. Vázquez, J. L. Pérez, y J. B. Pérez, 2003: Impact of El Niño on precipitation in Mexico. *Geofis. Int.*, **42**, 313-330.

\_\_\_\_\_, y E. Caetano, 2005: Temporal evolution of summer convective activity over the Americas warm pools. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, <https://doi.org/10.1029/2004GL021033>.

Maldonado, T., y E. Alfaro, 2010: Propuesta metodológica para la predicción climática estacional de eventos extremos y días con precipitación. Estudio de caso: Sur de América Central. *Rev. InterSedes*, **11**, 182-214.

\_\_\_\_\_, y E. Alfaro, 2011: Predicción estacional para ASO de eventos extremos y días con precipitación sobre las vertientes Pacífico y Caribe de América Central, utilizando análisis de correlación canónica. *Rev. InterSedes*, **12**, 78–108.

\_\_\_\_\_, E. Alfaro, B. Fallas-López y L. Alvarado, 2013: Seasonal prediction of extreme precipitation events and frequency of rainy days over Costa Rica, Central America, using Canonical Correlation Analysis. *Adv. Geosci.*, **33**, 41-52, <https://doi.org/10.5194/adgeo-33-41-2013>.

\_\_\_\_\_, 2015: Aspects of climate variability during winter and summer in Central America. Tesis Doctoral, Uppsala University, 60 p.

\_\_\_\_\_, A. Rutgersson, J. Amador, E. Alfaro, y B. Claremar, 2016a: Variability of the Caribbean low-level jet during boreal winter: large-scale forcings. *Int. J. Climatol.*, **36**, 1954-1969, <https://doi.org/10.1002/joc.4472>.

\_\_\_\_\_, A. Rutgersson, E. Alfaro, J. Amador y B. Claremar, 2016b. Interannual variability of the midsummer drought in Central America and the connection with sea surface temperatures, *Adv. Geosci.*, **42**, 35-50, <https://doi.org/10.5194/adgeo-42-35-2016>.

\_\_\_\_\_, E. Alfaro, A. Rutgersson y J. Amador, 2017: The early rainy season in Central America: the role of the tropical North Atlantic SSTs. *Int. J. Climatol.*, **37**, 3731–3742, <https://doi.org/10.1002/joc.4958>.

Martin, E. R., y C. Schumacher, 2011: The Caribbean low-level jet and its relationship with precipitation in IPCC AR4 models. *J. Climate*, **24**, 5935-5950, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00134.1>.

McGregor, S., A. Timmermann, N. Schneider, M. F. Stuecker, y M. H. England,

2012: The effect of the South Pacific convergence zone on the termination of El Niño events and the meridional asymmetry of ENSO. *J. Climate*, **25**, 5566-5586, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00332.1>.

Melice, J. L., y J. Servain, 2003: The tropical Atlantic meridional SST gradient index and its relationships with the SOI, NAO and Southern Ocean. *Climate Dyn.*, **20**, 447-464, <https://doi.org/10.1007/s00382-002-0289-x>.

Mestas-Nuñez, A. M., D. B. Enfield, y C. Zhang, 2007: Water vapor fluxes over the Intra-Americas Sea: Seasonal and interannual variability and associations with rainfall. *J. Climate*, **20**, 1910-1922, <https://doi.org/10.1175/JCLI4096.1>.

Mo, K. C. y M. Ghil, 1987: Statistics and dynamics of persistent anomalies. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 877-902, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1987\)044<0877:SADOPA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1987)044<0877:SADOPA>2.0.CO;2).

Mora, I., y J. A. Amador, 2000: El ENOS, el IOS y la corriente en chorro de bajo nivel en el oeste del Caribe, *Top. Meteor. Oceanogr.*, **7**, 1-20.

Mosiño, A. P., y E. García, 1966: Evaluación de la sequía intraestival en la República Mexicana, *Proc. Conf. Reg. Latinoamericana Unión Geogr.*, **3**, 500-516.

Muller-Karger, F. E., y Coautores, 2015: Natural variability of surface oceanographic conditions in the offshore Gulf of Mexico. *Prog. in Oceanogr.*, **134**, 54-76, <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2014.12.007>.

Muñoz, E., C. Wang, y D. Enfield, 2010: The Intra-Americas springtime sea surface temperature anomaly dipole as fingerprint of remote influences. *J. Climate*, **23**, 43-56, <https://doi.org/10.1175/2009JCLI3006.1>.

\_\_\_\_\_, y D. Enfield, 2011: The boreal spring variability of the Intra-Americas low-level jet and its relation with precipitation and tornadoes in the eastern United States. *Climate Dyn.*, **36**, 247-259, <https://doi.org/10.1007/s00382-009-0688-3>.

Navarra, A., y V. Simoncini, 2010: A guide to empirical orthogonal functions for climate data analysis. Springer Science and Business Media. 151 p., <https://doi.org/10.1007/978-90-481-3702-2>.

NOAA Climate.gov, 2019: El Niño and La Niña: Frequently asked questions. Recuperado de: <https://www.climate.gov/news-features/understanding-climate/el-ni%C3%B1o-and-la-ni%C3%B1a-frequently-asked-questions>.

Oort, A. H., y J. J. Yienger, 1996: Observed interannual variability in the Hadley circulation and its connection to ENSO. *J. Climate*, **9**, 2751-2767, [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1996\)009<2751:OIVITH>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1996)009<2751:OIVITH>2.0.CO;2).

Ordoñez, P., R. Nieto, L. Gimeno, P. Ribera, D. Gallego, C. A. Ochoa-Moya y A. I. Quintanar, 2019: Climatological moisture sources for the Western North American Monsoon through a Lagrangian approach: their influence on precipitation intensity. *Earth System Dynamics*, **10**, 59-72, <https://doi.org/10.5194/esd-10-59-2019>

Osorio-Tai M. E., 2015: Estudio de la Intensificación de los vientos en el Puerto de Veracruz mediante modelación numérica, Tesis de Maestría en Ciencias, Universidad Nacional Autónoma de México, 89p.

Paredes-Trejo, F. J., H. A. Barbosa, M. A. Peñaloza-Murillo, M. A. Moreno, y A. Farías, 2016: Intercomparison of improved satellite rainfall estimation with CHIRPS gridded product and rain gauge data over Venezuela. *Atmósfera*, **29**, 323-342, <https://doi.org/10.20937/ATM.2016.29.04.04>.

Park, J. H., J. S. Kug, T. Li, y S. K. Behera, 2018: Predicting El Niño beyond 1-year lead: effect of the Western Hemisphere warm pool. *Scientific reports*, **8**, 14957, <https://doi.org/10.1038/s41598-018-33191-7>.

Peixoto, J. P., y A. H. Oort, 1984: Physics of climate. *Reviews of Modern Physics*, **56**, 365 p., <https://doi.org/10.1103/RevModPhys.56.365>.

Perdigón-Morales, J., R. Romero-Centeno, P. Ordóñez Pérez, y B. S. Barrett, 2018: The midsummer drought in Mexico: perspectives on duration and intensity from the CHIRPS precipitation database. *Int. J. Climatol.*, **38**, 2174-2186, <https://doi.org/10.1002/joc.5322>.

Philander, S. G. H., D. Gu, G. Lambert, T. Li, D. Halpern, N. C. Lau, y R. C. Pacanowski, 1996: Why the ITCZ is mostly north of the equator. *J. Climate*, **9**, 2958-2972, [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1996\)009<2958:WTIIMN>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1996)009<2958:WTIIMN>2.0.CO;2).

Poveda, G., P. R. Waylen, y R. S. Pulwarty, 2006: Annual and inter-annual variability of the present climate in northern South America and southern Mesoamerica. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **234**, 3-27, <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2005.10.031>.

Programa COMET, 2019: Introducción a la meteorología tropical, 2ª edición,

Capítulo 1: Introducción. *Meteorology Education and Training*. Recuperado de [https://www.meted.ucar.edu/tropical/textbook\\_2nd\\_edition\\_es/media/graphics/globe\\_hadleycell.jpg](https://www.meted.ucar.edu/tropical/textbook_2nd_edition_es/media/graphics/globe_hadleycell.jpg)

Rauscher, S. A., F. Kucharski, y D. B. Enfield, 2011: The role of regional SST warming variations in the drying of Meso-America in future climate projections. *J. Climate*, **24**, 2003-2016, <https://doi.org/10.1175/2010JCLI3536.1>.

Reynolds, R. W., T. M. Smith, C. Liu, D. B. Chelton, K. S. Casey, y M. G. Schlax, 2007: Daily high-resolution-blended analyses for sea surface temperature. *J. Climate*, **20**, 5473-5496, <https://doi.org/10.1175/2007JCLI1824.1>.

Rodríguez-Tobar, A., I. Málikov, y N. Villegas, 2015: Analysis of Superficial Sea Temperature Anomalies in Colombian Basin-Caribbean Sea. Póster presentado al workshop virtual: Climate Variability in the Intra-Americas Seas, US.

Rodriguez-Vera, G., R. Romero-Centeno, C. L. Castro, y V. M. Castro, 2019: Coupled interannual variability of wind and sea surface temperature in the Caribbean Sea and the Gulf of Mexico. *J. Climate*, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-18-0573.1>.

Romero-Centeno R., J. Zavala-Hidalgo, A. Gallegos, y J. J. O'Brien, 2003: Isthmus of Tehuantepec wind climatology and ENSO signal. *J. Climate*, **16**, 2628-2639, [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2003\)016<2628:IOTWCA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2003)016<2628:IOTWCA>2.0.CO;2).

\_\_\_\_\_, R., J. Zavala-Hidalgo, y G. B. Raga, 2004: ENSO and NAO signals on the Isthmus of Tehuantepec winds. In 26th Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology.

\_\_\_\_\_, 2007: Variabilidad de parámetros meteorológicos en distintas escalas espacio-temporales en el Pacífico Tropical Nororiental, Tesis Doctoral, Universidad Nacional Autónoma de México.

\_\_\_\_\_, J. Zavala-Hidalgo, y G. B. Raga, 2007: Midsummer gap winds and low-level circulation over the eastern tropical Pacific. *J. Climate*, **20**, 3768-3784, <https://doi.org/10.1175/JCLI4220.1>.

Ropelewski, C. F., y M. S. Halpert, 1996: Quantifying southern oscillation-precipitation relationships. *J. Climate*, **9**, 1043-1059, [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1996\)009<1043:QSOPR>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1996)009<1043:QSOPR>2.0.CO;2).

Rueda-Roa, D. T., y F. E. Muller-Karger, 2013: The southern Caribbean upwelling

system: Sea surface temperature, wind forcing and chlorophyll concentration patterns. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, **78**, <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2013.04.008>.

Ruiz, M. A., y G. Bernal, 2009: Variabilidad estacional e interanual del viento en los datos del Reanálisis NCEP/NCAR en la cuenca Colombia, mar Caribe. *Avances en Recursos Hidráulicos*, **20**, 7-20.

Ruiz-Barradas, A., J. A. Carton, y S. Nigam, 2000: Structure of interannual-to-decadal climate variability in the tropical Atlantic sector. *J. Climate*, **13**, 3285-3297, [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2000\)013<3285:SOITDC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2000)013<3285:SOITDC>2.0.CO;2).

Saha, S., y Coautores, 2010: The NCEP Climate Forecast System Reanalysis. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **91**, 1015-1057, <https://doi.org/10.1175/2010BAMS3001.1>.

\_\_\_\_\_, y Coautores, 2014: The NCEP climate forecast system version 2. *J. Climate*, **27**, 2185-2208, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00823.1>.

Salby, M. L., 1996: *Fundamentals of atmospheric physics*, **61**, Academic Press, 627 p.

Serra, Y. L., G. N. Kiladis, y K. I. Hodges, 2010: Tracking and mean structure of easterly waves over the Intra-Americas Sea. *J. Climate*, **23**, 4823-4840, <https://doi.org/10.1175/2010JCLI3223.1>.

Servain, J., y D. M. Legler, 1986: Empirical orthogonal function analyses of tropical Atlantic sea surface temperature and wind stress: 1964–1979. *J. Geophys. Res.: Oceans*, **91**, 14181-14191, <https://doi.org/10.1029/JC091iC12p14181>.

Sheinbaum, J., 2003: Current theories on El Niño-southern oscillation: a review. *Geofísica Internacional*, **42**, 291-305.

Spence, J. M., M. A. Taylor, y A. A. Chen, 2004: The effect of concurrent sea-surface temperature anomalies in the tropical Pacific and Atlantic on Caribbean rainfall. *Int. J. Climatol.*, **24**, 1531-1541, <https://doi.org/10.1002/joc.1068>

Stumpf, H. G., 1975: Satellite detection of upwelling in the Gulf of Tehuantepec, Mexico. *J. Phys. Oceanogr.*, **5**, 383-388, [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1975\)005<0383:SDOUIT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1975)005<0383:SDOUIT>2.0.CO;2).

Sutton, R. T., y M. R. Allen, 1997: Decadal predictability of North Atlantic sea surface temperature and climate. *Nature*, **388**, 563– 567.

\_\_\_\_\_, W. A. Norton, y S. P. Jewson, 2000: The North Atlantic Oscillation—what role for the ocean? *Atmos. Sci. Lett.*, **1**, 89-100, <https://doi.org/10.1006/asle.2000.0018>.

Tanaka, H. L., N. Ishizaki, y A. Kitoh, 2004: Trend and interannual variability of Walker, monsoon and Hadley circulations defined by velocity potential in the upper troposphere. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, **56**, 250-269, <https://doi.org/10.3402/tellusa.v56i3.14410>.

Taylor, M. A., D. B. Enfield, y A. A. Chen, 2002: Influence of the tropical Atlantic versus the tropical Pacific on Caribbean rainfall. *J. Geophys. Res.: Oceans*, **107**, <https://doi.org/10.1029/2001JC001097>.

Vázquez-Aguirre, J. L., 2007: Variabilidad de la precipitación en la República Mexicana, Tesis de Maestría en Ciencias, Universidad Nacional Autónoma de México, 110 p.

Verdin, A., C. Funk, B. Rajagopalan, y W. Kleiber, 2016: Kriging and local polynomial methods for blending satellite-derived and gauge precipitation estimates to support hydrologic early warning systems. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **54**, 2552-2562, <https://doi.org/10.1109/TGRS.2015.2502956>.

von Storch, H., y F. W. Zwiers, 2002: *Statistical analysis in climate research*. Cambridge University Press, 495 p.

Vuille, M., y R. D. Garreaud, 2011: Ocean-atmosphere interactions on interannual to decadal timescales. *Handbook of Environmental Change*, **1**, 471-496.

Walker, G. T., 1923: Correlation in seasonal variations of weather IX. *Mem. India Meteor. Dept*, **24**, 275-332.

\_\_\_\_\_, y E. W. Bliss, 1932: World weather. V. *Mem. Roy. Meteor. Soc.*, **4**, 53-84.

Wallace, J. M., y D. S. Gutzler, 1981: Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 784-812, [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1981\)109<0784:TITGHF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1981)109<0784:TITGHF>2.0.CO;2).

\_\_\_\_\_, C. Smith, y C. S. Bretherton, 1992: Singular value decomposition of wintertime sea surface temperature and 500-mb height anomalies. *J. Climate*, **5**, 561-576, [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1992\)005<0561:SVDOWS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1992)005<0561:SVDOWS>2.0.CO;2).

Wang, C., y D. B. Enfield, 2001: The tropical Western Hemisphere warm pool. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 1635-1638, <https://doi.org/10.1029/2000GL011763>.

\_\_\_\_\_, y D. B. Enfield, 2003: A further study of the tropical Western Hemisphere warm pool. *J. Climate*, **16**, 1476-1493, <https://doi.org/10.1175/1520-0442-16.10.1476>

\_\_\_\_\_, 2004: *ENSO, Atlantic climate variability, and the Walker and Hadley circulations. In The Hadley Circulation: Present, Past, and Future*. Springer Netherlands, 173-202.

\_\_\_\_\_, 2007: Variability of the Caribbean low-level jet and its relations to climate. *Climate Dyn.*, **29**, 411-422, <https://doi.org/10.1007/s00382-007-0243-z>.

\_\_\_\_\_, S. K. Lee, y D. B. Enfield, 2008: Climate response to anomalously large and small Atlantic warm pools during the summer. *J. Climate*, **21**, 2437-2450, <https://doi.org/10.1175/2007JCLI2029.1>.

Waylen, P. R., C. N. Caviedes, y M. E. Quesada, 1996: Interannual variability of monthly precipitation in Costa Rica. *J. Climate*, **9**, 2606-2613, [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1996\)009<2606:IVOMPI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1996)009<2606:IVOMPI>2.0.CO;2).

Whyte, F. S., M. A. Taylor, T. S. Stephenson, y J. D. Campbell, 2008: Features of the Caribbean low level jet. *Int. J. Climatol*, **28**, 119-128, <https://doi.org/10.1002/joc.1510>.

Wilks, D. S., 2006: *Statistical Methods in the atmospheric sciences. 2nd Ed.* International Geophysics Series, 91 p.

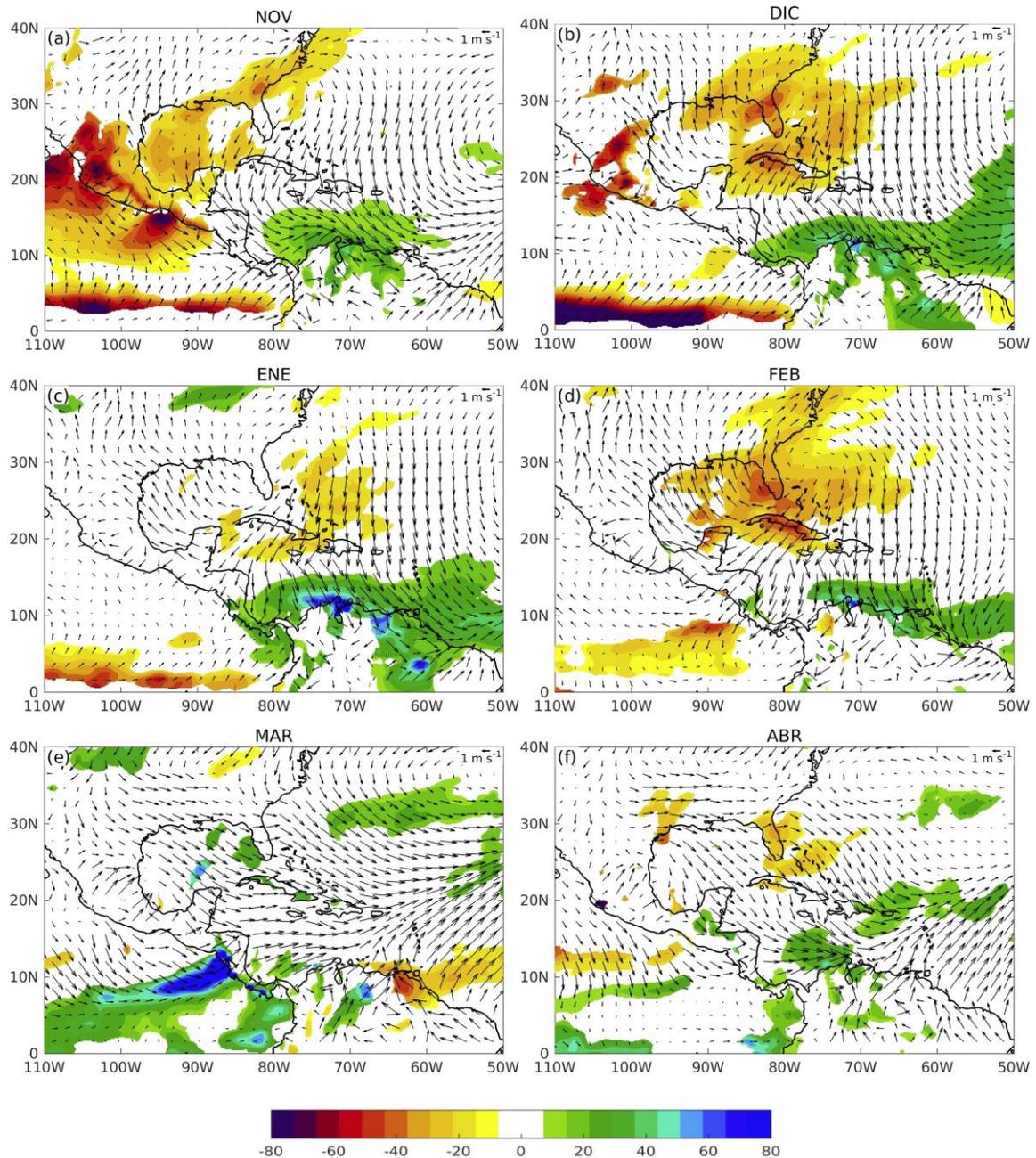
Zárate-Hernández, E., 2013: Climatología de masas invernales de aire frío que alcanzan Centroamérica y el Caribe y su relación con algunos índices árticos. *Top. Meteor. Oceanogr.*, **12**, 35-55.

## 6 Referencias

## 7 ANEXOS

### ANEXO I

Porcentaje de aumento (valores positivos) o disminución (valores negativos) de la precipitación y anomalías del campo de viento asociados con el primer modo acoplado en: a) noviembre, b) diciembre, c) enero, d) febrero, e) marzo y f) abril. Datos de precipitación de ERA-Interim.



## ANEXO II

Ídem al Anexo I, pero para los meses de mayo(a), junio (b), julio (c), agosto (d), septiembre (e) y octubre (f).

