

**Centro de Investigación Científica y de Educación  
Superior de Ensenada, Baja California**



---

**Doctorado en Ciencias  
en Oceanografía Física**

---

**Detección y atribución de eventos extremos  
de lluvia en México**

Tesis  
para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de  
**Doctor** en Ciencias

Presenta:

**Gabriela Colorado Ruiz**

Ensenada, Baja California, México  
2022

Tesis defendida por  
**Gabriela Colorado Ruiz**

y aprobada por el siguiente Comité

---

**Dr. María Tereza Cavazos Pérez**  
Directora de tesis

**Dr. Julio Sheinbaum Pardo**

**Dr. Edgar Leonel Chávez González**

**Dr. Martin José Montero Martínez**



---

**Dra. María Tereza Cavazos Pérez**  
Coordinadora del Posgrado en  
Oceanografía física

---

**Dr. Pedro Negrete Regagnon**  
Director de Estudios de Posgrado

*Gabriela Colorado Ruiz © 2022*

*Queda prohibida la reproducción parcial o total de esta obra sin el permiso formal y explícito del autor y director de la tesis.*

Resumen de la tesis que presenta **Gabriela Colorado Ruiz** como requisito parcial para la obtención del grado de **Doctor** en Ciencias en **Oceanografía física**

### **Detección y atribución de eventos extremos de lluvia en México**

Resumen aprobado por:

---

**Dra. María Tereza Cavazos Pérez**  
**Directora de tesis**

La tesis tiene tres objetivos: a) hacer una detección de tendencias de 15 índices extremos y no extremos de precipitación en México y el sur de Estados Unidos para el invierno (nov-mar) y el verano (Jun-oct) durante 1981-2010; b) intercomparar bases de datos; y c) hacer una atribución climática natural que explique los eventos extremos que mostraron tendencias significativas durante 1981-2020. En los dos primeros se utilizaron observaciones en malla (CHIRPS y Livneh), reanálisis (ERA5, ERA-Interim, MERRA2 y CFSR), el modelo regional RegCM4.7-ERA-Interim y modelos de circulación general (MCG: HadGEM2-ES, CNRM-CM5, MPI-ESM-MR y GFDL-ESM2M). Para el tercer objetivo se hizo un análisis de ciclones tropicales (CTs) y una clasificación diaria de la circulación regional de ERA5 durante junio-octubre con la red neuronal no supervisada de mapas autoorganizados (SOMs). Las observaciones en malla y los reanálisis (O&R) mostraron métricas de precipitación similares en casi todas las regiones. Sin embargo, CHIRPS y Livneh tuvieron grandes diferencias en el sureste de México y la región del monzón. Durante el verano, O&R mostraron incrementos significativos en índices de lluvia extrema principalmente en regiones afectadas por CTs: Baja California Sur, noreste de México y sureste de Estado Unidos, mientras que se observaron decrementos significativos en el acumulado estacional de lluvia en la región de clima mediterráneo y el desierto de Sonora. ERA5 y MERRA2 fueron los reanálisis con el mejor desempeño. Tanto RegCM4.7 como los MCG reprodujeron bien el ciclo anual de lluvia en la mayoría de las regiones; el RegCM4.7 también capturó la señal general de las tendencias, pero no simuló adecuadamente la variabilidad interanual de varios índices; mientras que los MCG no capturaron las tendencias. Las causas naturales de la tendencia positiva de la lluvia extrema en el este de México se explican parcialmente por el aumento en la ocurrencia de CTs en la región (33 %/dec), el aumento de la temperatura superficial del Golfo de México (GoM) de (0.26°C/dec) y la fase positiva de la Oscilación multi-decenal del Atlántico (AMO+) de las últimas dos décadas. Además, la AMO+ y las fases Neutra y La Niña del ENOS favorecen mayor número de CTs en el Atlántico. Con nueve patrones de los SOMs se identificaron otros mecanismos regionales relacionados con la lluvia de verano. Tres SOMs “secos” en la región oriental de México ocurrieron durante la temporada de la canícula (jul-ago); estos modos mostraron una intensificación de la alta subtropical del Atlántico Norte, así como de los jets de bajos niveles del Caribe y de las Grandes Planicies. Por el contrario, los tres SOMs “húmedos” mostraron un debilitamiento de estos mecanismos y una intensificación de los contraalios de la Zona de Convergencia Intertropical, los cuales generaron una circulación ciclónica en el GoM que, con la presencia de alta humedad relativa (>70%) y un corte vertical de viento débil, favorecieron la ocurrencia de lluvias convectivas (de CTs y no-CTs). Los SOMs “húmedos” mostraron incremento de la lluvia extrema en las últimas dos décadas, especialmente la de no-CTs que contribuyen ~70% a la lluvia de verano.

**Palabras clave:** Extremos de lluvia, tendencias, reanálisis, ciclones tropicales, verano, México, SOMs, ENOS, AMO

Abstract of the thesis presented by **Gabriela Colorado Ruiz** as a partial requirement to obtain the **Doctor of Science** degree in **Physical oceanography**

### Detection and attribution of rainfall extreme event for Mexico

Approved by:

---

Dra. Tereza Cavazos  
Thesis Director

The thesis has three objectives: a) to detect trends of 15 extreme and non-extreme precipitation indices in Mexico and the southern United States for winter (Nov-Mar) and summer (June-October) during 1981-2010; b) to intercompare databases, and c) to make a natural climate attribution that explains the extreme events that showed significant trends in a region during 1981-2020. For the first two objectives we used gridded observations (CHIRPS and Livneh), reanalyses (ERA5, ERA-Interim, MERRA2, and CFSR), the regional model RegCM4.7-ERA-Interim, and General Circulation Models (GCMs: HadGEM2-ES, CNRM-CM5, MPI-ESM-MR, and GFDL-ESM2M). For the third objective, we analyzed tropical cyclones (TCs) and performed a daily classification of the regional circulation from ERA5 during June-October using the self-organizing maps (SOMs). Gridded observations and reanalyses (O&R) showed similar precipitation metrics in almost all regions. However, CHIRPS and Livneh had significant differences in southeastern Mexico and the monsoon region. During the summer, O&R showed significant increases in extreme rainfall indices, mainly in regions affected by TCs: Baja California Sur, northeastern Mexico, and the southeastern United States. Seasonal rainfall accumulation indicated significant decreases in the Mediterranean climate region and the Sonoran Desert. ERA5 and MERRA2 were the best performing reanalyses. Both RegCM4.7 and GCMs reproduced the annual rainfall cycle well in most regions; RegCM4.7 also captured the general trend signal but did not adequately simulate the interannual variability of several indices, while the GCMs did not capture the trends. The natural causes of the positive trend of extreme rainfall in eastern Mexico are partially explained by the increased occurrence of TCs in the region (33 %/dec), the increase in the Gulf of Mexico (GoM) surface temperature of (0.26°C/dec) and the positive phase of the Atlantic Multi-decadal Oscillation (AMO+) of the last two decades. In addition, the AMO+ and the Neutral and La Niña phases of the ENSO favor more TCs in the Atlantic. With nine SOMs patterns other regional mechanisms related to summer rainfall were identified. Three "dry" SOMs along the Gulf of Mexico (GoM) coast occurred during the Mid-summer drought season (Jul-Aug); these modes showed an intensification of the North Atlantic subtropical high, as well as the Caribbean and Great Plains low-level jets. In contrast, in the three "wet" SOMs these mechanisms were weakened favoring a cyclonic circulation in the GoM and westerly winds in the Intertropical Convergence Zone. These, in combination with high relative humidity (>70%) and weak vertical wind shear, favored the occurrence of convective precipitation (from TCs and non-CTs). The "wet" SOMs showed increased extreme rainfall over the last two decades, especially those from non-CTs contributing ~70% to summer rainfall.

**Keywords:** Extreme rainfall, Trends, reanalysis, tropical cyclones, Summer, Mexico, SOMs, ENSO, AMO.

## **Dedicatoria**

A mi hijo Arturo quien me acompañó en todo este proceso y me ayudó a darme cuenta de que hay más que solo la vida académica.

A mi padres por apoyarme y darme esos pulsos de ayuda necesarios para culminar el doctorado.

## Agradecimientos

A Dios por darnos la oportunidad de volver a empezar.

A la Dra. Tereza por todas sus enseñanzas, paciencia, apoyo y dedicación a este trabajo.

A mis sinodales por sus comentarios para mejorar la tesis

A mi familia, hermanos y familia, mis padres, mis tías por su apoyo y palabras de aliento en todo el proceso.

A las maestras de la escuela Tipai, Javiera, Karina y Julie, por guiar a Arturo en su aprendizaje y mejorar aún más nuestra estancia en Ensenada.

A mis amigas Sol, Angie y Lalo por su amistad y disponibilidad para escucharme cuando más lo necesitaba y fomentar esas reuniones para despejar la mente.

A mis nuevas amigas que nos unieron los hijos, Rosemary, Isabel y Celia.

A todos los investigadores de CICESE, por compartir sus conocimientos durante las materias y los seminarios.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT) por el apoyo económico para realizar mis estudios de doctorado.

A la beca del Panel Intergubernamental de Cambio climático (IPCC) y la fundación del Príncipe de Mónaco Alberto II por el apoyo económico que complementaron mi estudios doctorales.

## Tabla de contenido

Resumen en español .....	ii
Resumen en inglés .....	iii
Dedicatoria .....	iv
Agradecimientos .....	v
Lista de figuras .....	viii
Lista de tablas.....	xii
Capítulo 1. Introducción.....	1
1.1 Hipótesis.....	4
1.2 Objetivos .....	4
1.2.1 Objetivos generales.....	4
1.2.2. Objetivos específicos.....	4
Capítulo 2. Detección de extremos de lluvia .....	6
2.1. Datos .....	6
2.2. Metodología.....	9
2.2.1. Regionalización climática .....	9
2.2.2. Índices de lluvia .....	10
2.2.3. Intercomparación de los índices regionales de lluvia .....	12
2.3. Resultados.....	13
2.3.1. Ciclos anuales de precipitación regionales .....	13
2.3.2. Índices de precipitación regional con CHIRPS.....	18
2.3.3. Comparación de índices regionales con diferentes bases de datos .....	23
2.3.4. Evaluación de las tendencias de lluvia regional .....	27
2.4. Conclusiones sobre detección de eventos extremos.....	34
Capítulo 3. Atribución natural de extremos de lluvia en el este de México .....	35
3.1 Datos .....	36
3.2 Metodología .....	38
3.2.1. Ciclones tropicales.....	38
3.2.2. Mapas autoorganizados (SOMs) .....	38
3.2.3. Índices climáticos regionales.....	41
3.2.4. Pruebas estadísticas.....	43
3.3 Resultados: atribución natural .....	44

3.3.1 Ciclones tropicales y su relación con la lluvia .....	44
3.3.2 Patrones sinópticos que modulan la lluvia y mecanismos regionales .....	50
3.3.2.1 Índices climáticos regionales.....	50
3.3.2.2 Patrones climatológicos de los SOMs .....	51
3.3.2.3 Variación interanual .....	59
3.3.3. Oscilaciones y patrones sinópticos lluviosos.....	62
3.4. Conclusiones sobre atribución natural.....	66
Capítulo 4. Discusión general .....	68
Capítulo 5. Conclusiones generales.....	73
Literatura citada .....	76
Anexos .....	88



## Lista de Figuras

Figura	Página
1. Topografía (m), regionalización y ciclos anuales promedio de lluvia de cada región (mm d-1) con datos de CHIRPS para el periodo 1981-2010. Las regiones son CAs (sur de California y noroeste de Baja California), DES (el desierto de Sonora), ANM (Arizona y Nuevo México), TEX (Texas), SUS (sur de US), SBC (Baja California Sur), MNZ (núcleo del Monzón de Norteamérica), HPL (altiplano), NEM (noreste de México), CWM (Central Oeste de México), SWM (suroeste de México), SEM (sureste de México), y PYU (Península de Yucatán). .....	15
2. Intercomparación de los ciclos anuales promedio de precipitación (mm/día) de las regiones de Figura 1 durante el periodo de todas las bases de datos: Observaciones (Livneh, CHIRPS y CRU en líneas continuas negras), reanálisis (MERRA2, ERAI, ERA5 y CFSR en líneas cortadas azules), modelo regional (RegCM, línea punto raya morada) y MCG (HadGEM, CNRM, GFDL y MPI, líneas punteadas rojas). .....	16
3. Diagramas de Taylor de la climatología media regional de precipitación (mm/d) durante el periodo 1981-2010 para todas las bases de datos: observaciones (Livneh, CHIRPS y CRU), reanálisis (MERRA2, ERAI, ERA5 y CFSR), el modelo regional (RegCM) y cuatro MCG (HadGEM, CNRM, GFDL y MPI). Los ejes X y Y representan la desviación standard y el eje curvo la correlación calculada respecto a CHIRPS; la curva negra representa la desviación estándar de CHIRPS. ....	17
4. Promedio de índices observados de frecuencia para las estaciones extendidas de verano (junio-octubre; mapas de la izquierda) e invierno (noviembre – abril; mapas de la derecha). Índices definidos en la Tabla 2. El nombre de cada región se muestra en el último mapa (r20). .....	20
5. Igual que la Figura 4, pero para los índices promedios de intensidad de precipitación.....	22
6. Gráficos de caja de cinco índices de la lluvia de verano para CHIRPS y Livneh durante el periodo 1981-2010. Los marcadores muestran las medianas de los reanálisis (azules y grandes), RegCM (morado) y MCG (rojo quemado y pequeños). Las cajas representan el rango Intercuartil (entre p25 y p75), y los círculos negros y grises son los valores atípicos de CHIRPS y Livneh, respectivamente. ....	24
7. Igual que la Figura 6, pero para el invierno. ....	25
8. Correlación lineal de las anomalías medias interanuales de cada región de los índices de la Tabla 2 entre CHIRPS y cada base de datos para las 13 regiones durante 1981-2010. Los cuadrados blancos indican que los índices no pudieron calcularse. ....	26
9. Igual que la Figura 8, pero para el invierno. ....	27
10. Mapas de tendencias observadas por década de cada índice de frecuencia con datos de CHIRPS para el verano boreal extendido (Jun-Oct; columna izquierda) e invierno (Nov-Abr; columna derecha) durante 1981-2010. Las unidades son días/década ( $d \text{ dec}^{-1}$ ) o eventos/década ( $e \text{ dec}^{-1}$ ). Los puntos	

	representan tendencias significativas al 90 %. Los nombres de las 13 regiones se muestran en el último mapa.....	28
11.	Igual que la Figura 10, pero para los índices de intensidad. Las unidades son mm/década ( $\text{mm dec}^{-1}$ ) o porcentaje/década ( $\% \text{dec}^{-1}$ ).....	29
12.	Primeros dos renglones: tendencias regionales medias de verano de cada índice de lluvia en las 13 regiones para OBS (CHIRPS y Livneh) y los reanálisis durante 1981-2010. Último renglón: Tendencias del ensamble medio de las observaciones y los reanálisis (EnsO&R) y tendencias de RegCM. El color de EnsO&R indica que hubo consenso de más de 3 bases de datos en el signo de la tendencia; los cuadros blancos indican que el índice no se pudo calcular o que no hubo consenso. El asterisco indica que la tendencia es significativa al 90%.....	30
13.	Igual que la Figura 12, pero para el invierno. ....	31
14.	Tendencias medias estacionales de los MCG (dos filas superiores) y el ensamble medio (fila inferior) para el verano (columnas de la izquierda de los MCG) y el invierno (columnas de la derecha de los MCG) de cada índice de precipitación ( $\% \text{dec}^{-1}$ ) en las 13 regiones para 1981-2010. Las tendencias de concordancia del ensamble medio (EnsGCM) se basan en tres o cuatro modelos que tienen el mismo signo de tendencia; los cuadrados blancos indican desacuerdo. ....	32
15.	Anomalías interanuales de R95p_cont (primera columna) y r20 (segunda columna) para observaciones (CHIRPS y Livneh), reanálisis (ERA5, ERAI, MERRA2 y CFSR), y RegCM para tres regiones (SBC, NEM y SUS) con tendencias positivas estadísticamente significativas al 90% durante los veranos de 1981-2010. En la última columna se muestran las funciones empíricas de densidad de probabilidad (EPDF) de la lluvia diaria de verano por punto de malla ( $> 1\text{mm}$ ) de las mismas regiones.....	33
16.	a) Topografía en (m) con la delimitación de la región del OGoM (recuadro negro) y de dos subregiones: norte (recuadro azul) y sur (recuadro rojo). b) Ciclos anuales de la precipitación de CHIRPs para la región OGoM (figura superior) y las subregiones (figura inferior, azul para el norte y en rojo para el sur) para el periodo 1981-2020. ....	36
17.	Promedios diarios de verano (Jun-Oct) durante 1981-2020 de diversas variables del ERA5 para calcular índices climáticos regionales en los recuadros interiores: a) viento zonal ( $u$ en $m/s$ ) y vector del viento a 925 hPa, el recuadro azul es para el CLLJ y el rosa para UZCIT, b) geopotenciales a 850 mb para el índice de la NASH ( $Z$ en $m/gp$ ), c) viento meridional ( $v$ en $m/s$ ) para el GPLLJ y d) TSM ( $^{\circ}\text{C}$ ) del GoM (TG).....	42
18.	Trayectorias de ciclones tropicales por década que entraron a la región del oriental del Golfo de México (OGoM). En la parte superior de cada mapa aparece el número de ciclones que entraron al recuadro negro y el porcentaje que representan del total de huracanes en la cuenca del Atlántico. En colores se encuentra su categoría con base en la clasificación de Saffir-Simpson. Con información de Knapp, et al. (2018).....	45
19.	a) TSM ( $^{\circ}\text{C}$ ) promedio por década de la NOAA versión 2.0. La isoterma negra representa la ubicación de la alberca de agua caliente (TSM = $28.5^{\circ}\text{C}$ ); TG es el valor promedio del índice de la TSM en el	

	Golfo de México (Figura 17d). b) Serie de tiempo de los valores promedio estacionales (Jun-Oct) de la TG. ....	46
20.	a) Variabilidad interanual del número anual de ciclones tropicales (gris), huracanes categoría 1 y 2 (rojo) y huracanes mayores a categoría 3 (morado) a menos de 300 km de la región de estudio durante 1981-2020. b) Lluvia estacional de verano con CHIRPS (azul), debida a CTs (gris) y debida a huracanes (recuadro rojo) para la región b) norte y c) sur.....	49
21.	Igual que la Figura 20, pero los incisos b) y c) representan la lluvia de verano debida a los extremos (R95p) para las regiones norte y sur, respectivamente.....	50
22.	Climatología diaria (en anomalías del periodo 1981-2020) de los índices de la Figura 17. a) La curva negra es la intensidad del índice del CLLJ en la región azul de la Figura 17a, y la curva azul es el índice UZCIT en la región rosa de la Figura 17a. b) Índice de la NASH en la región de la Figura 17b. c) Índice del GPLLJ en la Figura 17c, y d) anomalía de la TSM promedio del Golfo de México en la región de la Figura 17d. ....	51
23.	Mapas promedio de compuestos diarios de los 9 SOMs: anomalía de precipitación con CHIRPS (sombreada), la isoterma roja (TSM = 28.5°C) representa el tamaño de la alberca de agua cálida y las tres isólineas verdes son alturas geopotenciales (Z=1,540,1,560 y 1580 gpm) de la NASH. Los vectores de viento (m/s) son a 925 hPa. En la parte superior de cada mapa se muestra la inicial del mes de verano cuando el SOM es más frecuente, el porcentaje (%) de días asociados a cada nodo y el promedio de los índices climáticos regionales de la Figura 17, pero por el espacio en estos mapas CJ es CLLJ, GP es GPLLJ, NS es NASH y TG es la TSM del GoM. Periodo 1981-2020 con un total de 6120 días de junio a octubre.....	53
24.	Compuestos promedio diarios de los SOMs de transición (1, 2 y 3) de las siguientes variables ordenadas de izquierda a derecha; Columnas 1) topografía (m) en sombreado y presión reducida a nivel del mar (mb) en contornos, 2) humedad relativa a 850 mb (%), 3) vorticidad ( $*10^{-4}s^{-1}$ ) a 925 mb, 4) corte del viento (m/s) entre 200 y 850 mb en sombreado y vectores del viento a 200 mb, 5) componente u del viento a 925 mb en sombreado y el vector del viento (m/s), y 6) anomalías de lluvia (mm/d) en sombreado y contornos de la TSM (°C). Cada fila representa un nodo y en la segunda columna se muestra el porcentaje de ocurrencia en el período. ....	55
25.	Igual que la Figura 24, pero para los nodos secos (SOMs 4, 5 y 6). ....	56
26.	Igual que la Figura 24, pero para los nodos húmedos (7, 8 y 9). ....	57
27.	Parte superior: dispersión de lluvia diaria de verano (puntos negros) en cada SOM promediada regionalmente (norte y sur del GoM), así como los percentiles regionales (líneas verticales azules) 90, 95 y 99 de izquierda a derecha, respectivamente. Parte inferior: Funciones empíricas de densidad de probabilidad de la lluvia de verano por punto de malla de las subregiones norte y sur y para cada SOM durante 1981-2020. Los colores indican el tipo de SOM, como en la Tabla 6. ....	59
28.	(a) Diagrama Klee que muestra la ocurrencia diaria de cada SOM durante el verano en los 40 años del análisis; (b) porcentaje acumulado de ocurrencia de los SOMs por mes. Los colores representan los diferentes tipos de patrones (como en la Tabla 6), los morados son los nodos de transición (SOM1	

- y SOM2) que predominan en junio y octubre, en tonos café se representan los nodos asociados a la sequía de medio verano (SOM4, 5 y 6), mientras que en tonos azules se muestran los nodos húmedos (SOM7, 8 y 9).....60
29. a) Porcentajes de ocurrencia por año de cada SOM y b) lluvia acumulada estacional de verano (mm) para las regiones norte y sur del GoM durante 1981-2020. En el eje X en rojo se resaltan los años con ONI positivo, en azul con ONI negativo y en negro con ONI neutro. Los colores de los SOMs en a) son como en la Tabla 6. ....61
30. Gráficas de dispersión promedio de verano (Jun-Oct) del ONI (eje X) y el índice de la AMO (eje Y) para los años 1981-2020 para las subregiones norte y sur del GoM. Para la región norte: a) El tamaño de los círculos representa el número de CTs dentro del recuadro negro de la Figura 18, el color del círculo indica la cantidad de lluvia extrema estacional (R95p). b) Porcentaje de lluvia extrema sin CTs (debida a otros procesos); el tamaño y el color de los triángulos indican el porcentaje de R95p. c) y d) Igual que a) y b), pero para la región sur.....63
31. a) Matriz de correlación (en colores) de los datos mensuales entre la Lluvia de las regiones norte y sur, los mecanismos regionales (CLLJ, GPLLJ, NASH, UZCIT y TG), los SOMs húmedos (som\_hum) y secos (som\_dry) y las oscilaciones climáticas (ONI, PDO y AMO) de 1982-2020. b) Matriz de correlación de los promedios de verano. Los valores de R95p son acumulados y de los demás son promedios. Los puntos indican significancia estadística al 90 (1 punto), 95 (2 puntos y 99 (tres puntos).....65
32. a) Frecuencia de ocurrencia de los SOMs húmedos en porcentaje por día para dos sub-períodos. b) R95p promedio regional de verano derivado de procesos no relacionados con CTs por periodos de 20 años para la región norte (izquierda) y sur (derecha). c) lo mismo, pero para el R95p promedio derivado de CTs.....66

## Lista de tablas

Tabla	Página
1. Bases de datos usadas en este trabajo con su nombre, resolución horizontal, periodo de tiempo disponible y su referencia. El periodo analizado en este trabajo es 1981-2010. ....	7
2. Índices de intensidad y de frecuencia de precipitación diaria usados en este trabajo, cada índice fue calculado estacionalmente cada año para el periodo 1981-2010. ....	11
3. Escala Saffir-Simpson de vientos de huracanes, así como los tipos de daño que se pueden generar debido únicamente a los vientos. ....	44
4. Veranos con mayor cantidad de lluvia estacional (Jun-Oct) y porcentajes de acumulación de lluvia extrema en la subregión norte durante 1981-2020: Lluvia total, lluvia debida a CTs (Lluvia <sub>CT</sub> ), lluvia extrema total (R95p), R95p debida a CTs (R95p <sub>CTs</sub> ) y a huracanes (R95p <sub>H</sub> ), CTs que impactaron al OGoM, fechas de influencia, categoría máxima y lugar de impacto. H: categoría 1 y 2, MH: categoría > 3. En la última columna se muestra si el ENOS fue El Niño (EN), la Niña (LN) o Neutro (N). La última fila es el promedio de los 40 años. ....	48
5. Igual que la Tabla 4, pero para la subregión sur. ....	49
6. Resumen de cada SOM con valores estacionales (Jun-Oct) promedio de: Frecuencia de ocurrencia (Frec) en porcentaje de días, precipitación total (Pr) y R95p en mm para las subregiones norte y sur de litoral oeste del GoM; porcentaje de días con CTs, y los 5 índices climáticos de los mecanismos analizados. En negrita se resalta el valor máximo de cada columna. Para todos, excepto para UZ, el signo positivo (negativo) indica que el índice se intensifica (debilita). En el caso de UZ el signo positivo (negativo) indica vientos del oeste (del este). Los colores indican en tipo de SOM; morado: SOMs de transición al verano; verde: transición al otoño; café: secos; azules: húmedos. ....	58
7. Tendencias decenales de cinco índices de frecuencia de Lluvia para Verano (may-oct) en sus unidades originales de acuerdo con las bases de datos observacionales (CHIRPS and Livneh) y al ensamble de observaciones y reanálisis (EnsO&R) en las 13 regiones analizadas para el periodo 1981-2010. Valores en negritas son tendencias significativas al 90%. EnsO&R indica la tendencia promedio de más de 3(de 6) bases de datos con el mismo signo. Regiones sin valores indican que no hubo suficientes datos para calcular las tendencias. ....	88
8. Igual que la Tabla 7, pero para cinco índices de intensidad. ....	88
9. Tendencias decenales de cinco índices de frecuencia de Lluvia para invierno (Nov-Apr) en sus unidades originales de acuerdo con las bases de datos observacionales (CHIRPS and Livneh) y al ensamble de observaciones y reanálisis (EnsO&R) en las 13 regiones analizadas para el el periodo 1981-2010. Valores en negritas son tendencias significativas al 90%. EnsO&R indica la tendencia promedio de más de 3(de 6) bases de datos con el mismo signo. Regiones sin valores indican que no hubo suficientes datos para calcular las tendencias. ....	89
10. Igual que Tabla 9, pero para cinco índices de intensidad. ....	89

## Capítulo 1. Introducción

---

El estudio de eventos extremos climáticos es muy importante debido a sus impactos sociales, principalmente durante la ocurrencia de desastres asociados a inundaciones, ondas de calor, y sequías. Por tal motivo, mejorar el conocimiento, predicción y proyecciones futuras de condiciones extremas de lluvia ayudarán a mejorar los sistemas de alerta temprana y reducir los impactos negativos (Sillmann *et al.*, 2013). En el mundo y en México, la mayoría de los desastres asociados a fenómenos naturales (>75%) son debidos a eventos hidrometeorológicos y climáticos, tales como precipitación extrema y sequías (EM-DAT, 2011; Sánchez-Rodríguez y Cavazos, 2015). No todos los eventos extremos se deben al calentamiento global, pero un planeta más cálido favorece una mayor disponibilidad de humedad lo cual puede relacionarse con un incremento en la frecuencia e intensidad de eventos extremos diarios de precipitación o de corto plazo (Asadieh y Krakauer, 2015; Kharin *et al.*, 2013; Trenberth, 2011; Trenberth *et al.*, 2003; Trenberth y Fasullo, 2012). El calentamiento global puede también incrementar la intensidad y longitud de sequías (Trenberth, 2011), especialmente a finales del siglo XXI bajo el escenario de emisiones más extremo, el RCP8.5 (Spinoni *et al.*, 2020).

Conforme el clima cambia, los posibles riesgos asociados con extremos climáticos adquieren una importancia cada vez mayor por la población, servicios ecosistémicos e infraestructuras afectadas. Por ello es importante detectar si hay un indicio de cambio en las observaciones de extremos, y si se encuentra una señal de cambio es importante atribuir ese cambio a alguna causa (interna o externa) (Easterling *et al.*, 2016). En los últimos años se ha incrementado el número de estudios sobre detección y atribución de eventos extremos utilizando diversas metodologías, como se describen más adelante.

Varios estudios con datos de observaciones meteorológicas han mostrado cambios significativos en índices de precipitación extrema en diferentes regiones del mundo. De particular interés para el presente estudio es que en los trópicos (Asadieh y Krakauer, 2015; Lehmann *et al.*, 2015; Westra *et al.*, 2013) y en la parte subtropical de Norte América (Min *et al.*, 2011; Peterson *et al.*, 2008) se ha experimentado un incremento en la tendencia anual del máximo de precipitación de un día (rx1d) durante diferentes periodos del siglo XX. En la región del Monzón de Norteamérica, la lluvia diaria extrema ( $pr >$  percentil 95) durante el verano boreal se incrementó y se relacionó parcialmente a la influencia de los ciclones tropicales (Arriaga-Ramirez y Cavazos, 2010; Cavazos *et al.*, 2008) y a la fase negativa de la Oscilación multi decenal del Atlántico (AMO por sus siglas en inglés; Curtis, 2008). Los incrementos significativos en la lluvia extrema que se han observado durante invierno en el suroeste de los Estados Unidos de América y Baja

California se han asociado principalmente a la fase positiva de la Oscilación del sur (ENOS+) (Arriaga-Ramirez y Cavazos, 2010; Cavazos y Rivas, 2004; Cayan *et al.*, 1999), a ríos atmosféricos (Cavazos y Rivas, 2004; Dettinger *et al.*, 2011; Gershunov *et al.*, 2019) y a la fase activa de la oscilación de Madden-Julian (Jones y Carvalho, 2012). En otras regiones también se han documentado tendencias positivas de lluvia extrema, como en la planicie central y el sureste de Estados Unidos de América (Pryor *et al.* 2009); similarmente, Curtis (2008) encontró un incremento en la intensidad de precipitación en las planicies costeras del sureste de Estados Unidos de América durante la fase positiva de AMO.

En el sur de México y Centroamérica, Aguilar *et al.*, (2005) encontraron cambios significativos tanto negativos como positivos en varias regiones, pero con una gran variación espacial. Estudios enfocados en zonas urbanas de México indican que los días de precipitación extrema se han incrementado (R95\_days), particularmente en ciudades grandes del centro y noreste del país (García-Cueto *et al.*, 2018; Pita-Diaz y Ortega-Gaucin, 2020). Estos estudios regionales son algunos esfuerzos dispersos para evaluar los eventos extremos de precipitación desde el suroeste de Estados Unidos de América a Centroamérica, región que es una transición de los climas subtropicales a los tropicales. Sin embargo, no hay estudios publicados que hayan evaluado las características y tendencias de índices extremos de precipitación en todo México.

Generalmente, para los estudios de tendencias mensuales de lluvia en México (e.g. Cavazos *et al.*, 2020; Englehart y Douglas, 2002; González *et al.*, 2008) y de índices diarios de lluvia (Aguilar *et al.*, 2005; Cavazos y Arriaga-Ramírez, 2012; Montero-Martínez *et al.*, 2018) se usan datos de estaciones meteorológicas o datos de éstas interpoladas a una malla uniforme. Falta por lo tanto un estudio en México que compare bases de datos observacionales y reanálisis (O&R), lo cual es crucial para identificar la convergencia y discrepancias de diversas fuentes de información (Angéllil *et al.*, 2016; Donat *et al.*, 2014; Sillmann *et al.*, 2013).

Una vez identificados los extremos con tendencias significativas se puede realizar un estudio de atribución climática ya sea natural o debida al cambio climático. Este es un campo nuevo con dos tipos generales de metodologías; la atribución climática tipo “Oxford” (por ser donde se desarrolló por primera vez) cuantifica el cambio en la probabilidad de un evento extremo observado causado por la alteración humana del sistema climático y la tipo “Boulder” realiza una deconstrucción de la meteorología local y de gran escala responsable del evento (Otto, 2017; Trenberth *et al.*, 2015). En esta tesis realizamos el segundo tipo de atribución, que en este trabajo la llamamos “atribución natural”, ya que antes de estudiar la sensibilidad de los extremos climáticos al calentamiento global, es importante caracterizar los mecanismos físicos detrás de tales extremos (Gibson *et al.*, 2017). Para ello se escogerá una región y estación del año con

tendencias significativas de eventos extremos. En dicha región se analizará la variabilidad interanual de ciclones tropicales (CTs) y su contribución a la lluvia estacional y extrema, se aplicará una metodología de redes neuronales para identificar los patrones meteorológicos de gran escala y mecanismos que promueven o inhiben la lluvia estacional y se estudiará la relación de la lluvia y los mecanismos con oscilaciones naturales como la AMO, PDO y ENOS. Durante el verano, uno de los fenómenos naturales que genera extremos de lluvia en México son los CTs; suelen causar precipitación intensa en regiones continentales si se encuentran lo suficientemente cerca de la costa (<500 km) (Cavazos *et al.*, 2008; Dominguez y Magaña, 2018). En el periodo 1970-2010 se reportaron en promedio por año 15 CTs en el Pacífico y 11 en el Atlántico, siendo agosto y septiembre los meses más activos (Farfán *et al.*, 2015). En el Atlántico, la mayoría de los CTs que se forman impactan a Estados Unidos de América, y solo entre 27 y 40% tocan las costas mexicanas, siendo Quintana Roo y Tamaulipas los estados con más arribos de CTs (Farfán *et al.*, 2015; Jáuregui, 2003). Por tal motivo, en este trabajo se analizará la variabilidad de los CTs y se cuantificará su contribución a la lluvia estacional y extrema, para conocer su importancia y si su influencia ha cambiado en las últimas décadas.

En la atribución natural de extremos climáticos se usan diferentes métodos para identificar objetivamente patrones meteorológicos de meso y gran escala, por ejemplo, anomalías de eventos compuestos de algunas variables, análisis de componentes principales y los mapas autoorganizados (SOMs, por sus siglas en inglés, Kohonen, 1998). Los SOMs, en particular, se utilizan comúnmente como una herramienta objetiva en la tipificación sinóptica del clima, que ayuda además a identificar modos de transición entre los patrones (Agel *et al.*, 2018; Gibson *et al.*, 2017; Loikith *et al.*, 2017; Sheridan y Lee, 2011). Los SOMs son un algoritmo de redes neuronales no supervisadas, ampliamente usados en la fase exploratoria de los datos (Kohonen, 2013), ya que proveen un mecanismo para visualizar distribuciones complejas de estados sinópticos de la atmósfera en una malla regular de 2-D (Hewitson y Crane, 2002). En sí, el patrón de cada modo (o nodo) es esencialmente un compuesto de mapas con distribución espacial similar para los campos examinados (Grotjahn *et al.*, 2016).

En México hay muy pocos trabajos que han utilizado los SOMs para investigar los patrones sinópticos asociados a la lluvia estacional o al clima en general. Por ejemplo, Cavazos (1999) utilizó los SOMs para estudiar la circulación invernal y los campos de humedad en el noreste de México y Texas encontrando que las anomalías positivas de lluvia se asocian a una baja Aleutiana intensa, una alta del Pacífico Norte débil, a una fase positiva del patrón del Pacífico Norte Americano (PNA+) y a eventos positivos del ENOS. Díaz-Esteban y Raga (2017) aplicaron los SOMs para investigar la lluvia de verano sobre el sur de México y el Caribe. Ellos encontraron que las lluvias arriba de lo normal se presentaron con anomalías negativas de



la presión a nivel del mar, vientos del norte, y poca influencia de la alta Subtropical del Atlántico Norte (NASH). Por otro lado, Ochoa-Moya *et al.* (2020) usaron los SOMs para hacer una clasificación de la presión a nivel del mar sobre todo México, para conocer su variabilidad en todo el año. Por otro lado, Gibson *et al.* (2017) resaltan que al utilizar los SOMs para estudiar extremos se debe limitar el área de interés y usar un subgrupo de días para acotar la variabilidad en los datos y encontrar patrones más ligados al proceso de interés. Por tal motivo, en este trabajo se aplicaron los SOMs a una región y estación del año que los eventos extremos de lluvia hayan mostrado tendencias significativas en la etapa de detección de eventos extremos.

La tesis se organiza de la siguiente manera: el Capítulo 1 presenta la Introducción, hipótesis y objetivos; el Capítulo 2 describe la metodología y resultados de la detección de eventos de lluvia; el Capítulo 3 presenta la metodología y resultados de la atribución natural de los extremos de lluvia. La discusión y conclusiones de ambos temas se presentan en los Capítulos 4 y 5, respectivamente.

## **1.1 Hipótesis**

Los eventos extremos de lluvia se han incrementado en México en las últimas décadas.

## **1.2 Objetivos**

### **1.2.1 Objetivos generales**

Este trabajo tiene tres objetivos principales, el primero es identificar regiones en México y sur de Estados Unidos con tendencias significativas de índices diarios extremos y no extremos de lluvia; el segundo es hacer una intercomparación de las tendencias con diferentes bases de datos, y el tercero es hacer una atribución natural con procesos meteorológicos de escala sinóptica o de gran escala para explicar las tendencias significativas observadas.

### **1.2.2. Objetivos específicos**

- Identificar regiones con tendencia significativa de lluvia extrema y no extrema diaria (frecuencia e intensidad) a escala estacional.

- Evaluar diferentes bases de datos de lluvia diaria para determinar la consistencia/diferencias entre dos bases de datos observacionales, cuatro reanálisis, un modelo climático regional, y cuatro MCG en el dominio mostrado en la Figura 1.
- Calcular y analizar 15 índices de lluvia diaria y sus tendencias estacionales durante el periodo 1981-2010.
- Analizar trayectorias de CTs en el Golfo de México para el periodo 1981-2020.
- Utilizar los SOMs para identificar los patrones que generan lluvia extrema en la región oeste del GoM.
- Relacionar qué procesos sinópticos y regionales (índices climáticos) generan o inhiben la ocurrencia de lluvia en la región con tendencias significativas.
- Identificar si alguna teleconexión (oscilación natural o índice climático regional) modula la ocurrencia de lluvia extrema (R95p).

## Capítulo 2. Detección de extremos de lluvia <sup>1</sup>

---

En este capítulo se realiza un análisis de detección de la lluvia extrema de México y el sur de Estado Unidos de América. Este tipo de análisis se refiere al proceso de demostrar que el clima ha cambiado en algún sentido estadístico, sin necesariamente proveer una razón del cambio (Stocker *et al.*, 2010). Para lo anterior se analizan índices extremos y no extremos de lluvia en 13 regiones en el área de estudio, así como sus tendencias durante 1981-2010. También se hace una intercomparación con diversas fuentes de información de lluvia disponibles (observaciones, 4 reanálisis, un modelo regional y 4 modelos climáticos globales; Tabla 1).

### 2.1. Datos

La Tabla 1 muestra las bases de datos utilizadas para el análisis; se observa que la disponibilidad temporal de los datos es diferente, por lo que para este trabajo se escogió el periodo común de 1981 al 2010. Para homogeneizar la resolución horizontal de las bases de datos, éstas se interpolaron con el paquete de operadores de datos climáticos (CDO, por sus siglas en inglés) usando el método del punto vecino más cercano, excepto los datos de RegCM los cuales se remallaron con una interpolación bilineal para convertirlos de una malla curvilínea a una rectangular. CHIRPS, Livneh, ERA5 y RegCM se interpolaron a una malla común de 25 km, mientras que las otras bases de datos de baja resolución espacial de la Tabla 1 se interpolaron a una malla de 50 km x 50 km. En los siguientes párrafos, se describe cada una de las bases de datos utilizadas.

Algunos de los estudios regionales de precipitación extrema en México citados en la introducción usan datos diarios de estaciones meteorológicas; aunque las estaciones proveen mediciones certeras de las observaciones pueden presentar varios errores, tales como submuestreo, discontinuidad de datos debido a cambios en el equipo o lugar y una falta de cobertura espacial y control de calidad, entre otros (Timmermans *et al.*, 2019). En los últimos años han surgido bases de datos de precipitación en malla a escala fina, basadas en post-procesamiento y control de calidad de las estaciones meteorológicas, tales como las del grupo de riesgos climáticos y el Sistema de precipitación infrarroja (CHIRPS por sus siglas en inglés; Funk *et al.*, 2015). CHIRPS es una base de datos global que incorpora información de satélite junto

---

<sup>1</sup> Este capítulo es producto del artículo Colorado-Ruiz and Cavazos (2021)

con datos de estaciones terrestres y se encuentra disponible en la dirección: [ftp://ftp.chg.ucsb.edu/pub/org/chg/products/CHIRPS-2.0/global\\_daily/](ftp://ftp.chg.ucsb.edu/pub/org/chg/products/CHIRPS-2.0/global_daily/).

**Tabla 1.** Bases de datos usadas en este trabajo con su nombre, resolución horizontal, periodo de tiempo disponible y su referencia. El periodo analizado en este trabajo es 1981-2010.

Base de datos	Nombre	Resolución	Periodo	Referencia
Observaciones	CHIRPS	0.05°	1980 – a la fecha	Funk <i>et al.</i> , 2015
	Livneh	0.0625°	1970-2013	Livneh <i>et al.</i> , 2015
Reanálisis	ERA5	0.28° x 0.28°	1979 - a la fecha	C3S, 2017
	ERA-Interim	0.75° x 0.75°	1979-2019	Dee <i>et al.</i> , 2011
	MERRA2	0.5° x 0.625°	1980- a la fecha	Gelaro <i>et al.</i> , 2017
	CFSRv1	0.5° x 0.5°	1979-2011	Saha <i>et al.</i> , 2010
RCM	RegCM4.7-ERA-Interim	0.25° x 0.25°	1970-2013	Giorgi <i>et al.</i> , 2012 Torres-Alavez, <i>et al.</i> , 2020
MCG	HadGEM2-ES	1.875° x 1.25°	1850-2006	Jones <i>et al.</i> , 2011
	GFDL	2.5° x 2.0°	1850-2006	Dunne <i>et al.</i> , 2012
	CNRM	1.4° x 1.4°	1850-2006	Volz <i>et al.</i> , 2013
	MPI-ESM-MR	1.875° x 1.875°	1850-2006	Giorgetta <i>et al.</i> , 2013

La base de datos de Livneh (Livneh *et al.*, 2015) es una interpolación de estaciones meteorológicas de Canadá, Estados Unidos y México. Se puede descargar en la liga: [ftp://192.12.137.7/pub/dcp/archive/OBS/livneh2014.1\\_16deg/netcdf/](ftp://192.12.137.7/pub/dcp/archive/OBS/livneh2014.1_16deg/netcdf/). Cabe resaltar que Livneh *et al.*, (2015) no recomienda utilizar esta base de datos en análisis de tendencias debido a que la información es algo dispersa en México, principalmente después del 2006. Aun así, se utilizó en este trabajo para compararla con las otras bases. Livneh y CHIRPS contienen precipitación diaria sobre el continente a una resolución aproximada de 6 km.

En la evaluación del ciclo anual de precipitación también se utilizó la base de datos mensual de la Unidad de Investigación Climática (CRU por sus siglas en inglés, Harris *et al.*, 2014; Harris *et al.*, 2020). Esta base proviene de estaciones meteorológicas interpoladas a una malla con resolución espacial de 50 km, pero a escala mensual. Los datos de CRU se encuentran disponibles en: <https://crudata.uea.ac.uk/cru/data/hrg/>.

Adicional a las observaciones, hay varios reanálisis globales; estos son salidas de modelos numéricos de pronóstico del tiempo que asimilan información de varias fuentes observacionales (e.g. datos de

estaciones, radares, satélite) en diferentes niveles de la atmósfera. En este trabajo usamos datos de precipitación diaria de los reanálisis globales CFSRv1, Era-Interim (ERA-I), ERA5, y MERRA2 (Tabla 1).

El CFSR, generado por NCEP, provee información cada 6 horas (Saha *et al.*, 2010). A pesar de que actualmente ya no se actualiza, este reanálisis fue incluido debido a que es ampliamente utilizado. Este puede ser descargado de: <https://rda.ucar.edu/>.

ERA-I del Centro Europeo para pronósticos del tiempo de mediano plazo (ECMWF por sus siglas en inglés) produce campos cada 6 horas. Este reanálisis incorpora un modelo de pronóstico con tres partes completamente acopladas para la atmósfera, la superficie terrestre y las ondas oceánicas. La principal fuente de datos es de satélites y de información in situ tales como estaciones meteorológicas, barcos, boyas y radiosondas (Dee *et al.*, 2011). Los datos de ERA-I se pueden obtener de: <https://www.ecmwf.int/en/forecasts/datasets/reanalysis-datasets/era-interim/>.

ERA5 es la quinta generación de los reanálisis atmosféricos de ECMWF; combina una vasta cantidad de observaciones históricas (por ejemplo: gases de efecto invernadero del CMIP5, erupciones volcánicas, temperatura superficial del océano y cobertura de hielo oceánico) en las estimaciones globales usando modelación avanzada y un sistema de asimilación de datos (C3S, 2021; Hersbach *et al.*, 2019). Disponible en: <https://www.ecmwf.int/en/forecasts/datasets/reanalysis-datasets/era5/>.

MERRA2 es producido por la oficina de modelación global y asimilación de la NASA (GMAO por sus siglas en inglés); incluye numerosas observaciones de satélite (Reichle *et al.*, 2017) y la precipitación generada por el modelo se corrige con precipitación de observaciones antes de llegar a la superficie (variable *prectotcorr*). MERRA2 puede descargarse de: <https://disc.gsfc.nasa.gov/>.

Debido a que algunos reanálisis y MCG tienen resoluciones horizontales mayores a 30 km, es común realizar una reducción de escala regional estadística o dinámica. Por lo que usamos la última actualización (versión 7) del modelo climático regional RegCM (Giorgi *et al.*, 2012; Torres-Alavez *et al.*, 2021) (con una resolución horizontal de 25 km forzado con ERA-I). Las simulaciones se encuentran disponibles en: <http://cordex.hemsida.eu/index.php/esgf-menu>.

También se incluyeron simulaciones históricas de cuatro MCG del Proyecto de Intercomparación de Modelos Acoplados fase 5 (CMIP5, por sus siglas en inglés; Taylor *et al.*, 2012), Tabla 1. Se escogieron los modelos HadGEM2-ES, CNRM-CM5, MPI-ESM-MR, y GFDL-ESM2M porque han mostrado un buen

desempeño sobre México (Colorado-Ruiz *et al.*, 2018). La simulación histórica de los MCG es hasta el año 2006, para extender el periodo histórico hasta 2010, los datos se completaron con las simulaciones del escenario RCP4.5 de cada MCG. Se utilizó una sola realización de cada MCG, que fue la primera realización disponible.

## **2.2. Metodología**

El análisis de detección de la lluvia extrema de México y el sur de Estado Unidos en este trabajo se desarrolló en tres partes 1) regionalización de precipitación en la zona de estudio (Figura 1), 2) intercomparación de índices de frecuencia e intensidad de lluvia regional extrema y no extrema, y 3) análisis de tendencias de los índices de lluvia.

### **2.2.1. Regionalización climática**

Por simplicidad, es común utilizar áreas rectangulares para realizar análisis climáticos regionales (e.g. Cavazos *et al.*, 2020; Colorado-Ruiz *et al.*, 2018; Filippo Giorgi y Mearns, 2002). Sin embargo, como el clima no se limita por formas rectangulares, es recomendable definir áreas irregulares con características climáticas similares; una herramienta que suele usarse para este fin es el análisis de componentes principales (ACPs), el cual se ha utilizado para estudiar la variabilidad de la lluvia del monzón de América del Norte (Arriaga-Ramirez y Cavazos, 2010; Comrie y Glenn, 1999) y de México (Englehart y Douglas, 2004; González *et al.*, 2008). Sin embargo, otra herramienta frecuentemente utilizada para definir regiones climáticas y que no se ha aplicado a la lluvia de México es el análisis de clústeres con k-medias (Fan *et al.*, 2014; Mahlstein y Knutti, 2010; Wilks, 2011). En este trabajo usaremos una combinación de ACPs y clúster análisis (usando k-medias).

La precipitación de CHIRPS se utilizó como la base de referencia remallada a 25 km. Primero, la precipitación mensual de CHIRPS se escaló, dividiéndola por la media temporal de cada punto de malla, y después se filtró usando ACPs, siguiendo una metodología similar a Mimmack *et al.* (2001) y Fan *et al.* (2014). Los primeros 10 componentes, que explicaron el 74% de la varianza, se usaron para reconstruir la

precipitación mensual, lo cual representa una contribución más coherente a la varianza de los datos (Thomson y Emery, 2014). Esta precipitación filtrada se utilizó como entrada para el método de k-medias.

El algoritmo de k-medias, define la variación total dentro de un clúster como la suma del cuadrado de las distancias euclidianas entre los miembros del grupo y el centroide correspondiente (Hartigan y Wong, 1979; Kassambara, 2015). Esto se hizo con el paquete R mediante la función de k-means. Para asegurar la convergencia y estabilidad del algoritmo se definieron 100 iteraciones y 100 inicializaciones aleatorias (nstart). Una desventaja del método k-medias es que se tiene que especificar el número de clústeres a usar antes de la inicialización (MacQueen, 1967; Mahlstein y Knutti, 2010). En este trabajo, probamos de 2 a 20 clústeres y encontramos que a partir de 10 había una compactibilidad estable de los grupos. Sin embargo, aunque se mantuvieron características similares en los experimentos después de 10 grupos, escogimos 14 clústeres, pero hicimos ligeras modificaciones con base en nuestro conocimiento del clima en el dominio de estudio y para simplificar su descripción. El Altiplano (ALT) de México y Estados Unidos estaba originalmente separado en dos grupos, por lo que se juntaron en uno sólo; también se hizo lo mismo para la región del desierto de Sonora (DES) en la Figura 1. La región más húmeda del dominio, el sureste de México (SEM), era inicialmente parte del grupo de la Península de Yucatán (PYU) y Centroamérica, pero decidimos separar el SEM de la PYU debido a sus diferencias topográficas (e.g. González *et al.*, 2008). Después de estas modificaciones, el dominio quedó finalmente dividido en las 13 regiones que se muestran en la Figura 1. Para corroborar la consistencia de las regiones obtenidas, también se obtuvieron clústeres usando CHIRPS con su resolución original (6 km) y con ERA5, encontrándose distribuciones espaciales similares a la de referencia (no mostrado).

### **2.2.2. Índices de lluvia**

Un evento de lluvia extrema se refiere a un evento meteorológico o climático raro dentro de un periodo de estudio, o arriba de cierto umbral (Kharin *et al.*, 2013). El grupo de Expertos en Detección de Cambio Climático e Índices (ETCCDI, por sus siglas en inglés) propusieron una lista de índices climáticos para homogeneizar la evaluación de los extremos (Zhang *et al.*, 2011). La Tabla 2 muestra los 15 índices de frecuencia e intensidad de lluvia utilizados en este trabajo, de los cuales ocho son parte de la lista propuesta por ETCCDI, mientras que los otros siete son índices muy útiles como, por ejemplo, el acumulado estacional y su contribución a la lluvia anual. Se analizaron dos estaciones extendidas, el verano (de junio a octubre) y el invierno (de noviembre a marzo) para el periodo de 1981 a 2010 para cada base de datos de la Tabla 1.

**Tabla 2.** Índices de intensidad y de frecuencia de precipitación diaria usados en este trabajo, cada índice fue calculado estacionalmente cada año para el periodo 1981-2010.

	Índice	Acrónimo	Unidad	Ecuación
<b>Índices de intensidad</b>	1. Lluvia acumulada	acum	mm	$pr_i$ siendo la lluvia estacional diaria y N el número de días: $acum = \sum_{i=1}^N pr_i$
	2. Contribución de la lluvia estacional a la lluvia acumulada anual	acum_cont	%	$acum\_cont = \frac{acum}{acum_{anual}} \times 100$
	3. Lluvia máxima de un día (*)	r1xd	mm	$rx1d = \max(pr)$
	4. Máximo de lluvia acumulada de cinco días (*)	rx5d	mm	Si $pr_5$ es la lluvia acumulada de 5 días $rx5d = \max(pr_5)$
	5. Precipitación de días muy húmedos (*)	R95p	mm	Si $pr_{95}$ es la lluvia diaria mayor al umbral p95 de 1981-2010: $R95p = \sum_{i=1}^N pr_{95i}$
	6. Precipitación de días extremadamente húmedos (*)	R99p	mm	Si $pr_{99}$ es la lluvia diaria mayor al umbral p99 de 1981-2010: $R99p = \sum_{i=1}^N pr_{99i}$
	7. Contribución a la lluvia anual de días muy húmedos	R95p_cont	%	$R95p\_cont = \frac{R95p}{acum_{anual}} \times 100$
	8. Contribución a la lluvia anual de días extremadamente húmedos	R99p_cont	%	$R99p\_cont = \frac{R99p}{acum_{anual}} \times 100$
<b>Índices de Frecuencia</b>	9. Número de eventos rx5d	nrx5d	Eventos	Número de casos con $pr > 50$ mm acumulados en 5 días.
	10. Días consecutivos secos (*)	CDD	Días	Número máximo de días consecutivos con $pr < 1$ mm
	11. Días consecutivos húmedos (*)	CWD	Días	Número máximo de días consecutivos con $pr > 1$ mm
	12. Días húmedos	rr1	Días	Número de días con $pr > 1$ mm
	13. Días con lluvia intensa	r10	Días	Número de días con $pr > 10$ mm
	14. Días con lluvia muy intensa	r20	Días	Número de días con $pr > 20$ mm
	15. Días muy húmedos	R95p_days	Días	Número de días con $pr >$ al umbral p95 de 1981-2010

\* Índices de ETCCDI



### 2.2.3. Intercomparación de los índices regionales de lluvia

Los mapas de todos los índices de lluvia y sus tendencias primero se calcularon por punto de malla usando CHIRPS (la referencia). Para la intercomparación de todas las bases de datos, la lluvia diaria de las 13 regiones de la Figura 1. se promedió regionalmente para obtener pares de series de tiempo (medias y anomalías) por región, estación del año y base de datos. La intercomparación de las series de tiempo regionales de los índices de la Tabla 2 se hizo mediante diagramas de Taylor, cálculo de la correlación de Pearson, gráficos de caja y tendencias lineales. En los diagramas de Taylor se grafican el coeficiente de correlación y el error cuadrático medio entre dos bases de datos, junto con la razón de la desviación estándar, todos indicados por un solo punto en un gráfico bidimensional (Taylor, 2001). Se generaron los gráficos de caja para las observaciones (CHIRPS y Livneh), y se sobrepusieron a éstos la mediana de las otras bases de datos. Las correlaciones regionales se calcularon con las anomalías estacionales de cada índice.

Para calcular la magnitud de la tendencia de cada índice y su significancia estadística se utilizó el estimador no paramétrico de la pendiente de Sen (Sen, 1968) y la prueba no paramétrica Mann-Kendall (Kendall, 1975; Wilks, 2011) descritos más adelante. La combinación de la pendiente de Sen y la prueba Mann-Kendall han sido ampliamente usados en estudios de tendencias en lluvia (Asadieh y Krakauer, 2015; Donat *et al.*, 2014; Wang *et al.*, 2014; Westra *et al.*, 2013). Estos estadísticos se obtuvieron con el paquete de R “trend v1.1.4”. En este trabajo, la tendencia se consideró significativa al 90% (p-value < 0.1).

La tendencia lineal de la serie de tiempo  $x$  se obtiene calculando las pendientes de todos los pares de puntos temporales  $x_i$  y  $x_j$ , posteriormente se calcula la mediana de las pendientes como una estimación de la pendiente global:

$$d_k = \frac{x_j - x_i}{j - i} \quad (1)$$

Considerando que  $1 < i < j < n$ ,  $d$  son las pendientes,  $x$  denota la variable,  $n$  es el número de datos y que  $i$  y  $j$  son índices. Por lo tanto, la pendiente de Sen se calcula como la mediana de todas las pendientes  $d_k$  (Pohlert, 2020; Sen, 1968).

La prueba de Mann-Kendall (S) es una alternativa no paramétrica para probar la presencia de la tendencia de una serie de tiempo  $x_i$ . Se considera que esta serie se incrementa en forma monotónica con el tiempo  $i$ , es decir  $i = 1, 2, \dots, n$ . El estadístico de la prueba es:

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \text{sgn}(x_{i+1} - x_i) \quad (2)$$

Donde

$$\text{sgn}(\Delta x) = \begin{cases} +1, \Delta x > 0 \\ 0, \Delta x = 0 \\ -1, \Delta x < 0 \end{cases} \quad (3)$$

S representa el número de veces que  $x_{i+1}$  es mayor que  $x_i$ , menos el número de veces que  $x_i$  es mayor que  $x_{i+1}$ . Un valor positivo de S implica que la serie de tiempo se incrementa más frecuentemente que lo que disminuye (y viceversa). La media de S es cero. La varianza, incluyendo el término que representa valores repetidos en la serie, es:

$$\sigma^2 = \left\{ n(n-1)(2n+5) - \sum_{j=1}^p t_j(t_j-1)(2t_j+5) \right\} / 18$$

Donde  $p$  es el número de valores repetidos y  $t_j$  es el número de grupos de valores repetidos en el grupo  $j$ -ésimo, por ejemplo: si el 1 y 2 se repiten dos veces, y el 0 cuatro veces,  $p=3$ ,  $t_1$  y  $t_2 = 2$  y  $t_3=4$ , por lo que  $\sum_{j=1}^p t_j(t_j-1)(2t_j+5) = 178$ . El valor de la prueba  $p$  se evalúa utilizando el valor gaussiano estándar, cuando la muestra  $n > 10$  (Pohlert, 2020; Westra et al., 2013; Wilks, 2011):

$$z = \text{sign}(S) * \left( \frac{|S| - 1}{\sigma} \right) \quad (5)$$

## 2.3. Resultados

### 2.3.1. Ciclos anuales de precipitación regionales

Las 13 regiones obtenidas con k-medias se muestran en la Figura 1 junto con sus ciclos anuales de lluvia con CHIRPS; la regionalización captura las grandes diferencias entre las distribuciones mensuales desde

las regiones más secas en el noroeste (las Californias (CAs), la región del desierto (DES) y el sur de Baja California (SBC)) hasta los climas tropicales húmedos en las partes sur del dominio (el suroeste (SWM) y el sureste (SEM) de México). En esta sección describimos los principales fenómenos relacionados a los ciclos anuales de cada región, pero en la siguiente se dará más detalle con sus respectivas referencias.

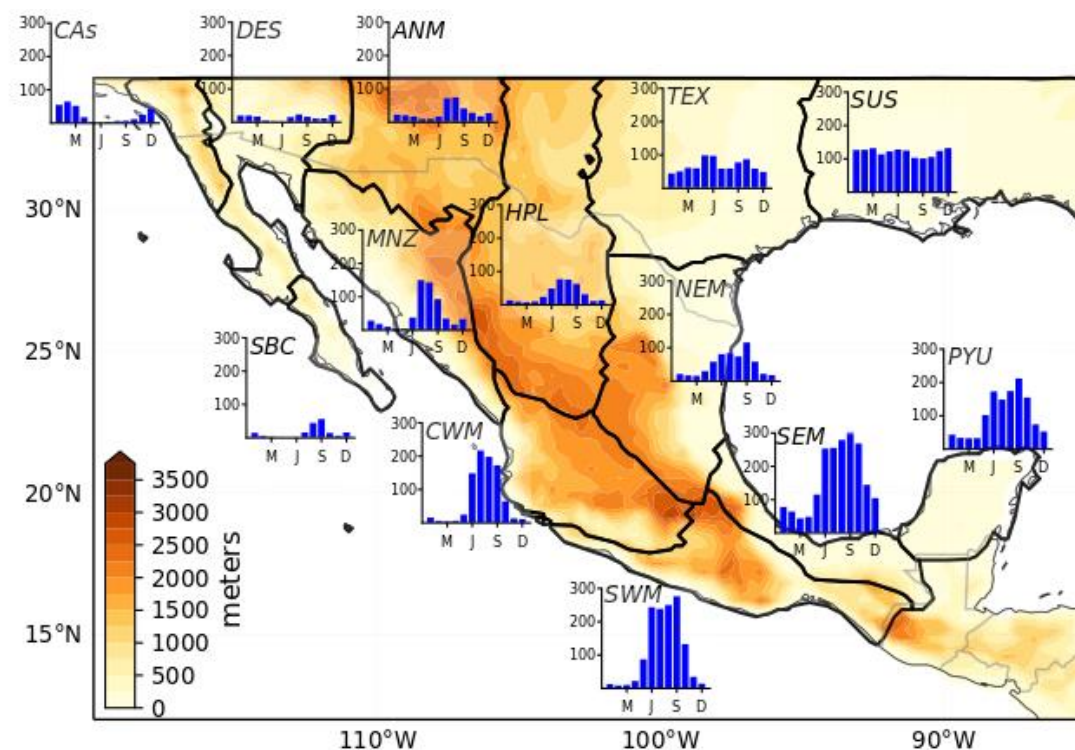
La región fronteriza occidental entre Estados Unidos-México, en las Californias (CAs), es la única región del dominio con clima mediterráneo; tiene un acumulado anual promedio (AnPr) de 293 mm/año, con lluvias máximas en febrero asociadas a ciclones invernales de latitudes medias y ríos atmosféricos. La región del desierto de Sonora (DES) recibe, como es de esperarse, la menor cantidad de lluvia del dominio (AnPr < 165 mm/año), con casi nada de lluvia en primavera. La parte sur de la Península de Baja California (SBC) muestra ligeramente más lluvia (AnPr = 179 mm/años) que DES, pero con una estacionalidad marcada con máximos de lluvia en agosto y septiembre, principalmente debidos a la influencia de CTs.

El acumulado anual de lluvia en la región núcleo del monzón (MNZ) es de 567 mm/año, mientras que, en la parte norte del monzón, en Arizona/Nuevo México (ANM), es de 360 mm/año. Ambas regiones tienen el máximo de lluvias en julio-agosto. En la parte central oeste (CWM) y el suroeste (SWM) de México la lluvia anual es de 878 y 1,341 mm/año, respectivamente. En estas regiones la interacción de los sistemas tropicales convectivos con la topografía modula la ocurrencia de grandes cantidades de lluvia a barlovento de las montañas; esto es visible en los mapas de la siguiente subsección.

La región del altiplano (HPL) se localiza en medio del continente entre la Sierra Madre Occidental y la Sierra Madre Oriental. Su máxima de lluvia ocurre en julio y agosto debido principalmente a convección local y orográfica, con acumulados anuales de 385 mm/año.

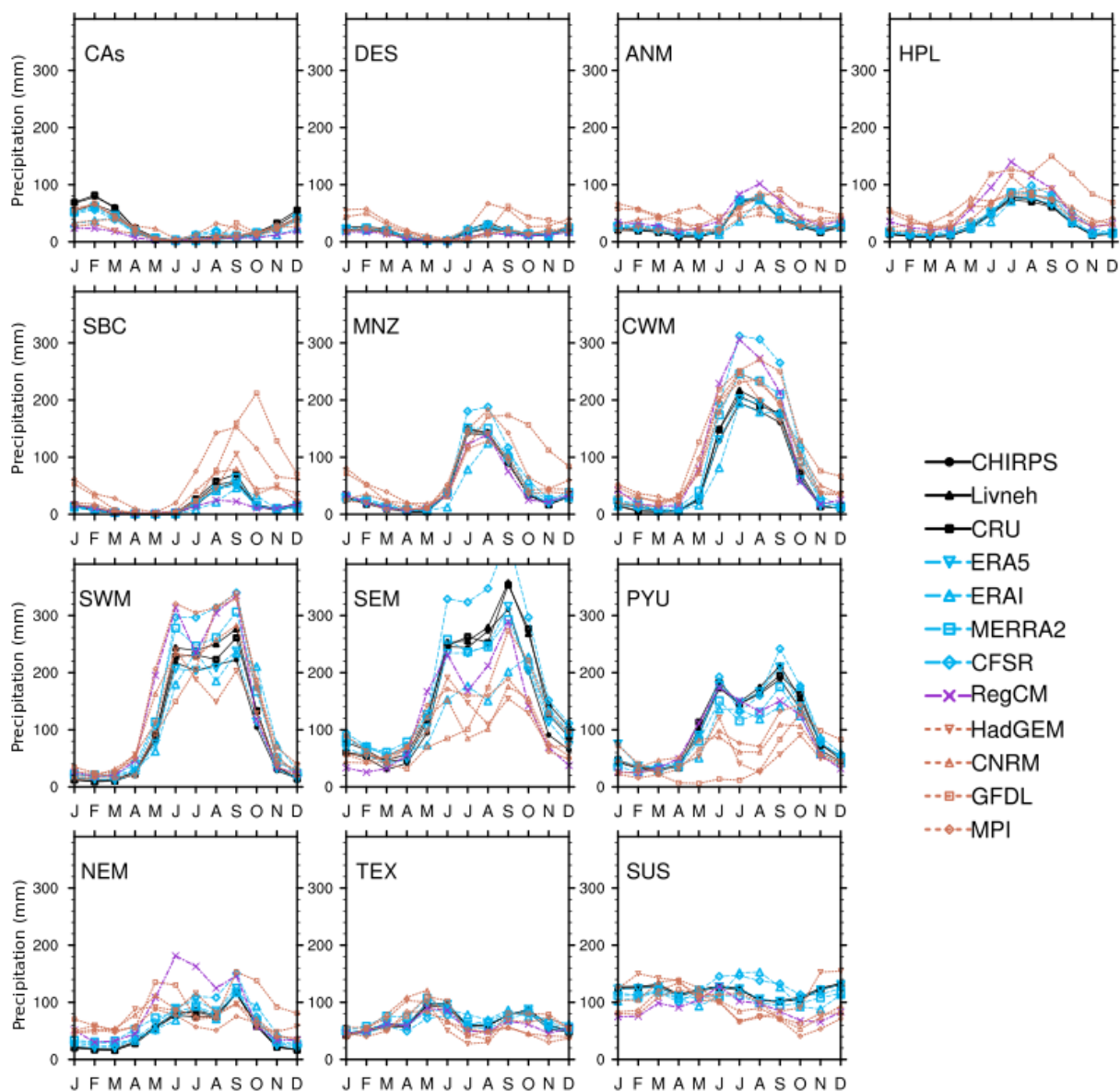
La lluvia de verano a lo largo del Golfo de México (SUS, TEX, NEM, SEM, y PYU) se relaciona con sistemas orográficos, CTs de la cuenca del Atlántico norte y ondas del este, mientras que durante el invierno se debe al paso de frentes fríos y eventos de Norte; estos sistemas interactúan con las montañas dejando importantes cantidades de lluvia en NEM y SEM, principalmente. En Texas (TEX) y el sureste de Estados Unidos (SUS) se presentan lluvias a lo largo de todo el año con poca variación de mes a mes comparado con las otras regiones. TEX y SUS tienen acumulados anuales de 806 y 1,440 mm/año, respectivamente. Del lado mexicano, NEM, SEM, PYU y SWM tienen la temporada principal de lluvia durante el verano, y con una distribución bimodal (máximos en junio y septiembre) y una sequía intraestival en julio-agosto. La región más lluviosa del dominio es SEM con un acumulado anual de 2,014 mm/año y lluvia máxima en

septiembre debido principalmente a la influencia de CTs y otros sistemas tropicales. NEM, PYU y SEM muestran acumulados anuales promedio de 595, 1,236 y 1,333 mm/año, respectivamente.



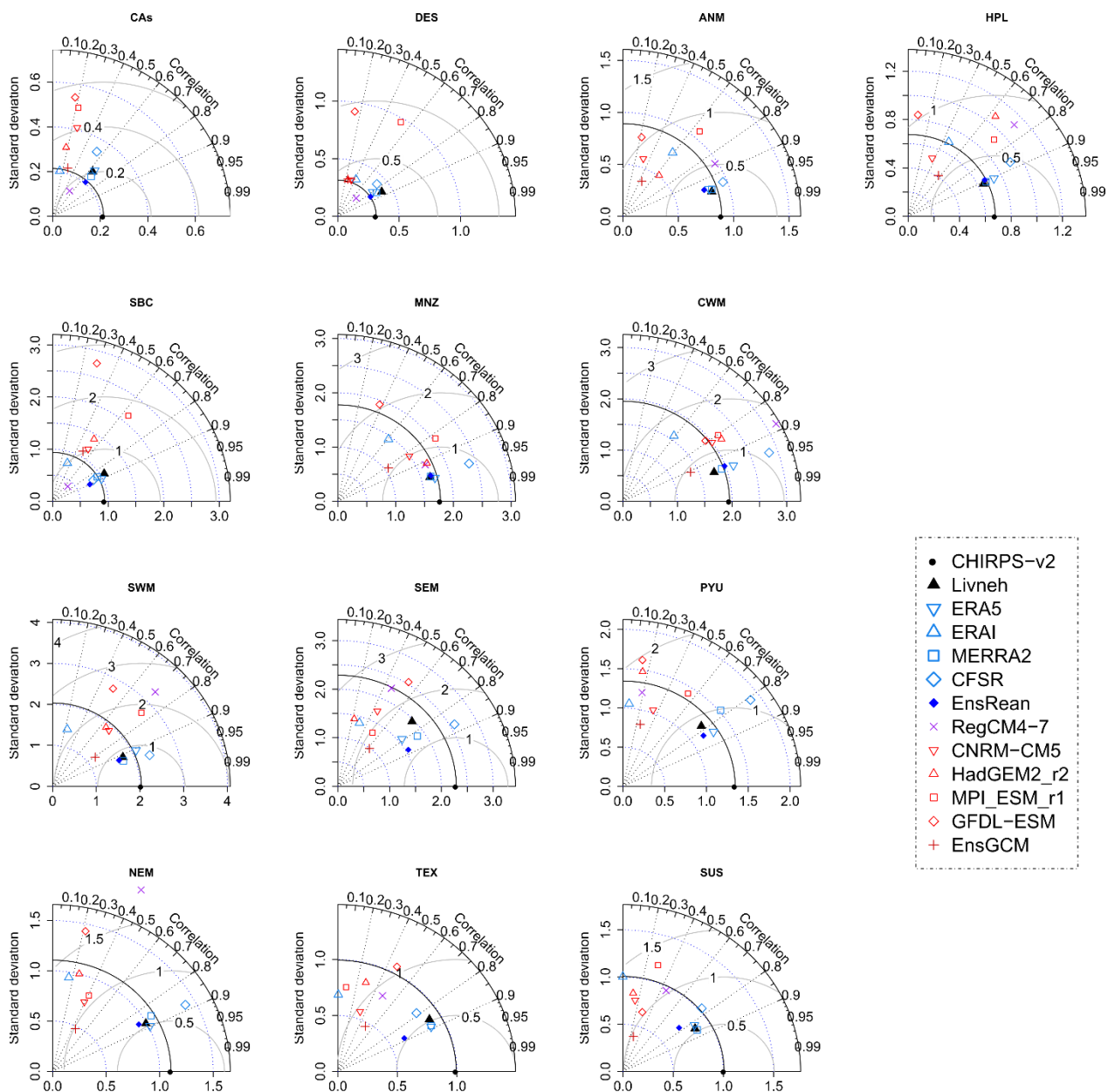
**Figura 1.** Topografía (m), regionalización y ciclos anuales promedio de lluvia de cada región (mm d-1) con datos de CHIRPS para el periodo 1981-2010. Las regiones son CAs (sur de California y noroeste de Baja California), DES (el desierto de Sonora), ANM (Arizona y Nuevo México), TEX (Texas), SUS (sur de US), SBC (Baja California Sur), MNZ (núcleo del Monzón de Norteamérica), HPL (altiplano), NEM (noreste de México), CWM (Central Oeste de México), SWM (suroeste de México), SEM (sureste de México), y PYU (Península de Yucatán).

La Figura 2 muestra la intercomparación de los ciclos anuales promedio de las 13 regiones con todas las bases de datos. Las observaciones de CHIRPS, Livneh y CRU (OBS) muestran distribuciones similares en la mayoría de las regiones; sin embargo, la lluvia máxima de verano de Livneh es ligeramente más baja que CHIRPS y CRU en las regiones húmedas del sur de México (CWM y SWM). El mejor desempeño de los reanálisis, respecto a OBS, se observa en las regiones subtropicales (CAs, DES, ANM, HPL, TEX, y NEM). Sin embargo, ERAI subestima (~ 30 mm) la precipitación de julio y agosto en ANM y SBC, mientras que CFSR sobreestima la lluvia en NEM casi todo el año. Los reanálisis muestran las mayores discrepancias en las regiones más húmedas (CWM, SWM, SEM, PYU y SUS), especialmente durante el verano. ERA5 y MERRA2 son los reanálisis con el mejor desempeño en todas las regiones.



**Figura 2.** Intercomparación de los ciclos anuales promedio de precipitación (mm/día) de las regiones de Figura 1 durante el periodo de todas las bases de datos: Observaciones (Livneh, CHIRPS y CRU en líneas continuas negras), reanálisis (MERRA2, ERAI, ERA5 y CFSR en líneas cortadas azules), modelo regional (RegCM, línea punto raya morada) y MCG (HadGEM, CNRM, GFDL y MPI, líneas punteadas rojas).

RegCM forzado con ERAI supera a su forzante y reproduce adecuadamente el ciclo anual de MNZ, TEX, ANM, DES y PYU; además, captura mejor la distribución de lluvia de MNZ, SEM y PYU. RegCM también captura los patrones mensuales de lluvia en HPL, CWM y SWM, pero sobreestima (> 60 mm) la lluvia de verano, mientras que amplifica la sequía intraestival en julio en las regiones del SWM y SEM. En invierno, RegCM subestima la lluvia en CAs, y en el otoño e invierno en SUS.



**Figura 3.** Diagramas de Taylor de la climatología media regional de precipitación (mm/d) durante el periodo 1981-2010 para todas las bases de datos: observaciones (Livneh, CHIRPS y CRU), reanálisis (MERRA2, ERAI, ERA5 y CFSR), el modelo regional (RegCM) y cuatro MCG (HadGEM, CNRM, GFDL y MPI). Los ejes X y Y representan la desviación standard y el eje curvo la correlación calculada respecto a CHIRPS; la curva negra representa la desviación estándar de CHIRPS.

HadGEM, CNRM y MPI capturan adecuadamente el ciclo anual de casi todas las regiones, pero tienden a subestimar la lluvia de verano en las áreas más húmedas de México y sobreestiman en SBC, MNZ y CWM. Por otro lado, el GFDL no captura adecuadamente el ciclo anual en la mitad de las regiones (HPL, MNZ, SBC, PYU, SEM y SWM).

Para complementar lo descrito, se muestran los diagramas de Taylor (Figura 3) de la climatología diaria de la lluvia regional. En los diagramas los ejes X y Y representan la desviación estándar de la variable que se analiza, en este caso la precipitación. En estos diagramas se hace una comparación de la precipitación de diferentes bases de datos, considerando como referencia los datos de CHIRPS, el cual se representa con un punto negro en el eje X.

Por lo que entre más cercanos se encuentren las bases de datos a esta línea, indica que tienen valores de desviación estándar similares. Las líneas curvas punteadas representan el error cuadrático medio, a menor distancia esta dicha línea de la observación se tiene menor error. Finalmente, en el eje curvo del diagrama y las líneas rectas indican la correlación entre el valor de referencia y las demás bases de datos.

En general, los diagramas de Taylor de cada región muestran que CHIRPS y Livneh tienen varianzas similares y altas correlaciones ( $r > 0.9$ ) en todas las regiones, excepto en SEM, la región más húmeda con  $r = 0.78$ . ERA5, MERRA2 y el ensamble medio de los reanálisis se agrupan cerca de Livneh, con ERAI teniendo los mayores errores en todas las regiones. RegCM muestra menores errores que ERAI en SBC, MNZ, TEX y SUS.

Los MCG muestran el mejor desempeño en el MZN, SWM y CWM con correlaciones cercanas a 0.8, mientras que, en SEM, PYU, NEM, TEX y SUS tienen más problemas para reproducir el ciclo anual ( $r < 0.5$ ).

### **2.3.2. Índices de precipitación regional con CHIRPS**

Los mapas de índices de frecuencia e intensidad (Tabla 2) con CHIRPS se muestran en la Figura 4 y Figura 5, respectivamente. Los índices más relevantes se describen de oeste a este y de norte a sur del dominio para el verano e invierno. En esta sección, los mecanismos físicos asociados a la lluvia estacional y extremos se citan con base en la literatura para entender su distribución geográfica observada.

El invierno es la principal temporada de lluvias en CAs; esto se aprecia en la gran cantidad de días secos consecutivos ( $CDD > 60$  días) y los pocos días húmedos ( $rr1 < 10$ ) durante el verano (Figura 4). Sin embargo, CAs también tiene poca frecuencia de días lluviosos en invierno ( $rr1 \sim 25$  días y  $CWD \sim 4$  días). Especialmente, los umbrales extremos de lluvia p95 y p99 varían de 30 a 60 mm/día y de 30 a 100 mm/día, respectivamente (Figura 5), con acumulados estacionales de R95p entre 50 y 150 mm. Los extremos pueden producir inundaciones repentinas y derrumbes de cerros, generalmente ligados a ríos

atmosféricos, ciclones de latitudes medias y al +ENOS (Cavazos y Rivas, 2004; Cayan *et al.*, 1999; Gershunov *et al.*, 2017; Konrad y Dettinger, 2017; Pavia *et al.*, 2016). La contribución de la lluvia invernal a la lluvia anual (acum\_cont) en CAs es mayor al 80 % (último renglón de la Figura 5); de esta, entre el 25 y 35 % se debe a eventos extremos de lluvia arriba del percentil 95 (R95p\_cont).

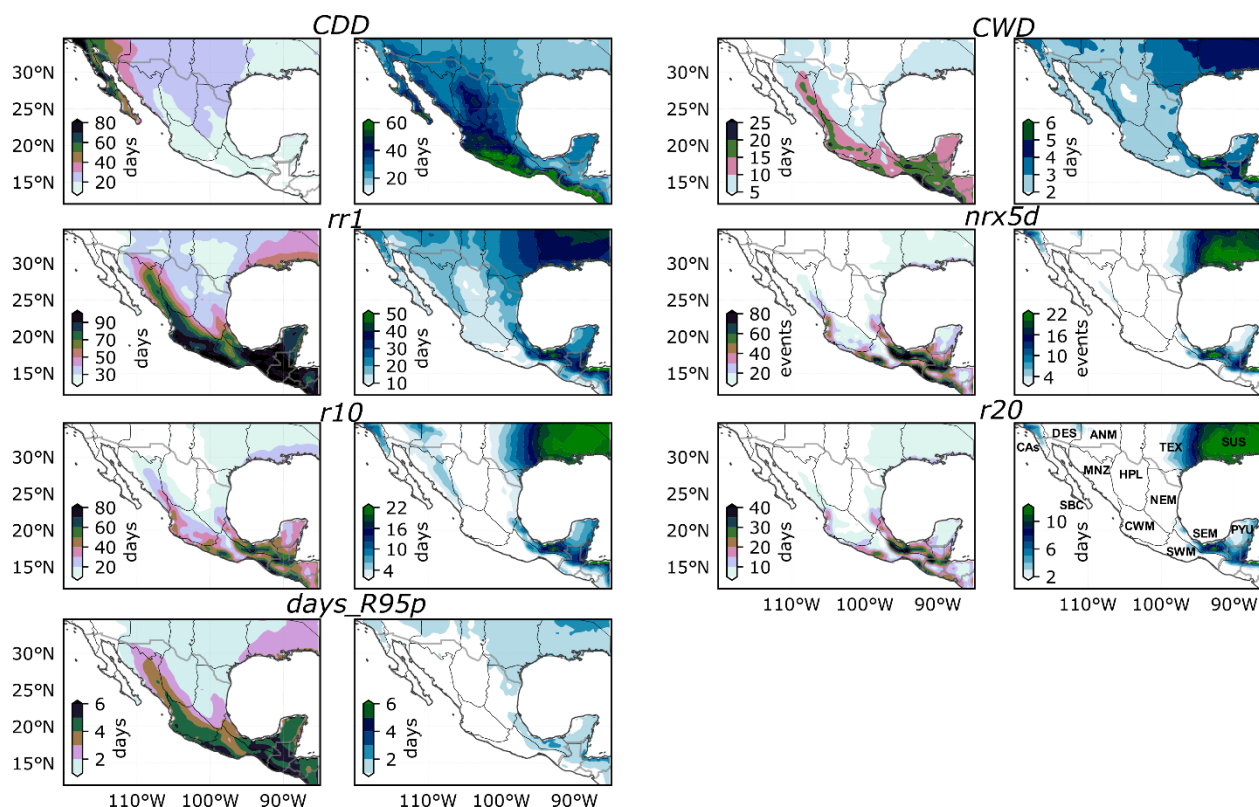
Como es de esperarse en las regiones desérticas, DES tiene el mayor número de CDD, de 30 a 80 días durante el verano y de 30 a 50 días en el invierno. Por lo tanto, DES tiene pocos días lluviosos en ambas estaciones ( $rr1 > 20$  días), como se observa la Figura 4. Análogo a CAs, la lluvia invernal (Figura 5) contribuye más a la lluvia anual que el verano (acum\_cont del 50 al 90% y R95p\_cont de 10 a 40%). Los sistemas invernales que afectan a DES son similares a los de CAs, pero durante el verano DES recibe también lluvias escasas asociadas con el monzón y remanentes de algunos CTs (Cavazos *et al.*, 2008; Zolotokrylin *et al.*, 2016).

Aunque el verano es la principal estación lluviosa en el sur de la Península de Baja California (SBC), esta región semiárida tiene muchos días consecutivos secos ( $30 < CDD < 50$ ) y pocos días lluviosos ( $rr1 < 30$  días,  $r10 < 10$  días; Figura 4). En los índices de intensidad (Figura 5) se observa que en rx5d es menor a 125 mm, y que el umbral p99 varía de 20 a 80 mm/día en la región. Entre el 45 y 90 % de la lluvia anual es del verano (acum\_cont), y entre el 20 y 40 % es debida a eventos extremos (R95p\_cont). Esta región es de las más impactadas por los CTs en las costas del Pacífico Mexicano (Farfán *et al.*, 2013; Sánchez-Rodríguez y Cavazos, 2015).

La típica lengüeta asociada con el sistema del monzón de Norteamérica (NAMS por sus siglas en inglés), a lo largo del barlovento de la Sierra Madre Occidental, es evidente en algunos índices de frecuencia de la lluvia de verano en la región del MNZ de la Figura 4, tales como CWD, rr1 y r10. El monzón también se observa en varios índices de intensidad (Figura 5), tales como Rx5d, R95p y acum; este último contribuye entre 60 y 90 % a la lluvia anual (acum\_cont). Los extremos de verano se asocian con sistemas convectivos de mesoescala y a CTs (Adams y Comrie, 1997; Brito-Castillo *et al.*, 2003; Cavazos y Arriaga-Ramírez, 2012; Cavazos *et al.*, 2008; Farfán y Zehnder, 1994), los cuales contribuyen a la lluvia anual entre el 5 y 20% (R95p\_cont). Esta región también recibe la influencia de la posición de la zona de convergencia intertropical (ZCIT) y las ondas del este (Vera *et al.*, 2006), así como de las fases de la AMO (Curtis, 2008). En invierno, los sistemas frontales y vaguadas de la corriente de chorro del Pacífico subtropical promueven la ocurrencia de eventos de lluvia, con  $rr1 \sim 15$  y  $r10 \sim 6$  días; la lluvia invernal extrema (R95p) puede llegar a dejar lluvias entre 25 y 100 mm en la región, los cuales representan menos del 15 % del acumulado anual (R95p\_cont).



La lluvia de verano en Arizona y Nuevo México (ANM) se relaciona con la rama norte del NAMS (Adams y Comrie, 1997). ANM se caracteriza por  $\sim 30$  rr1 y  $\sim 8$  CWD; los rangos de acum\_cont varían de 40 a 70%, de los cuales entre 20 y 35 % se deben a eventos extremos (R95p\_cont) que pueden generar inundaciones repentinas (Yatheendradas *et al.*, 2008). Por otro lado, en invierno ANM tiene en promedio  $\sim 20$  rr1 y alrededor de 6 r10; esta estación contribuye de 20 a 40% a la lluvia anual (acum\_cont), de la cual entre 5 y 15 % se debe a eventos extremos de lluvia (R95p\_cont). Se sabe que los ríos atmosféricos que penetran a tierra también pueden producir eventos extremos en el suroeste de Estados Unidos (Rivera *et al.*, 2014).



**Figura 4.** Promedio de índices observados de frecuencia para las estaciones extendidas de verano (junio-octubre; mapas de la izquierda) e invierno (noviembre – abril; mapas de la derecha). Índices definidos en la Tabla 2. El nombre de cada región se muestra en el último mapa (r20).

La región del altiplano (HPL) se localiza en la sombra orográfica de las montañas del interior del continente y se extiende del centro de México hasta el lado oriental de las montañas rocosas de Estados Unidos. Esta región recibe poca humedad de Atlántico y del Pacífico, como las colas de algunos CTs de ambos océanos (Brito-Castillo *et al.*, 2010; García, 2003; Vega-Camarena *et al.*, 2018). El verano es la principal época de lluvias, la cual muestra de 20 a 70 rr1, mientras que en invierno sólo tiene de 15 a 25 rr1 (Figura 4). El verano contribuye de 60 a 90% del acumulado anual, de los cuales de 10 a 25 % se debe a eventos extremos

(R95p\_cont). La contribución del invierno (acum\_cont) al acumulado anual es menos del 20 %, mientras que la de los extremos es de solo 5% (Figura 5).

En el norte del Golfo de México, TEX y SUS tienen de 20 a 60 rr1 y de 10 a 30 CDD en ambas estaciones. Todos los índices de frecuencia en SUS y la parte este de TEX son similares tanto en invierno como en verano (Figura 4), por lo que la contribución estacional (acum\_cont) de cada una es de ~ 50 % (último renglón de Figura 5), pero con cantidades mayores en SUS que en TEX (Figura 1). La lluvia extrema en SUS contribuye de 5 a 20 % (R95p\_cont) a la lluvia anual en verano y de 5 a 10% en invierno. Las contribuciones estacionales son similares (~ 60 %) en verano y (20%) en invierno en el sur de TEX y NEM. Los CTs comúnmente impactan a SUS, TEX y NEM durante el verano (Dominguez y Magaña, 2018; Jáuregui, 2003; Larson *et al.*, 2005; Villarini *et al.*, 2011; Weinkle *et al.*, 2012) y durante el invierno estas regiones son afectadas por sistemas de latitudes medias (Appendini *et al.*, 2018; Cavazos, 1999; Luna-Niño *et al.*, 2020; Schultz *et al.*, 1998). Los extremos de lluvia de verano en estas regiones se han relacionado con la posición e intensidad de la alta subtropical Atlántico norte (Li *et al.*, 2012) y con la fase positiva de la AMO (Curtis, 2008; Hu *et al.*, 2011).

En el suroeste de México (CWM y SWM), la lluvia es prácticamente veraniega, con muchos días lluviosos ( $rr1 > 70$  días) y pocos secos ( $CDD < 20$  días). Los extremos de verano en CWM también son pocos, ~ cinco R95p\_days, y de 20 a 60 r10 (Figura 4). Las lluvias de verano contribuyen más del 80 % al acumulado anual (acum\_cont), pero R95p\_cont es de sólo 15 % (Figura 5). En invierno, CWD y SWM tienen de 30 a 60 CDD y solo 15 rr1 (Figura 4); la lluvia acum\_cont de invierno es menos del 20 % de la anual (Figura 5). SWM es la segunda región más húmeda en México con  $rr1 > 80$  días,  $r10 \sim 30$  días y  $CWD \sim 15$  días durante el verano; similar a CWM, el acum\_cont de verano en SWM es más del 80% a la anual y R95p\_cont es de 10 a 20 %. El acumulado medio extremo de R99p es de 50 mm en la parte interior de SWM y más de 200 mm en la costa del Istmo de Tehuantepec. Los eventos extremos en el SWM se relacionan parcialmente a la convección orográfica y a los CTs debido a su cercanía con la principal región de ciclogénesis del Pacífico nor-oriental; se ha documentado que la fase positiva del ENOS favorece veranos más húmedos en esta región (Pérez-Morga *et al.*, 2013; Romero-Vadillo *et al.*, 2007; Zhao Y Raga, 2015). En invierno, SWM muestra los números más grandes de CDD ( $> 50$  días) en el dominio.

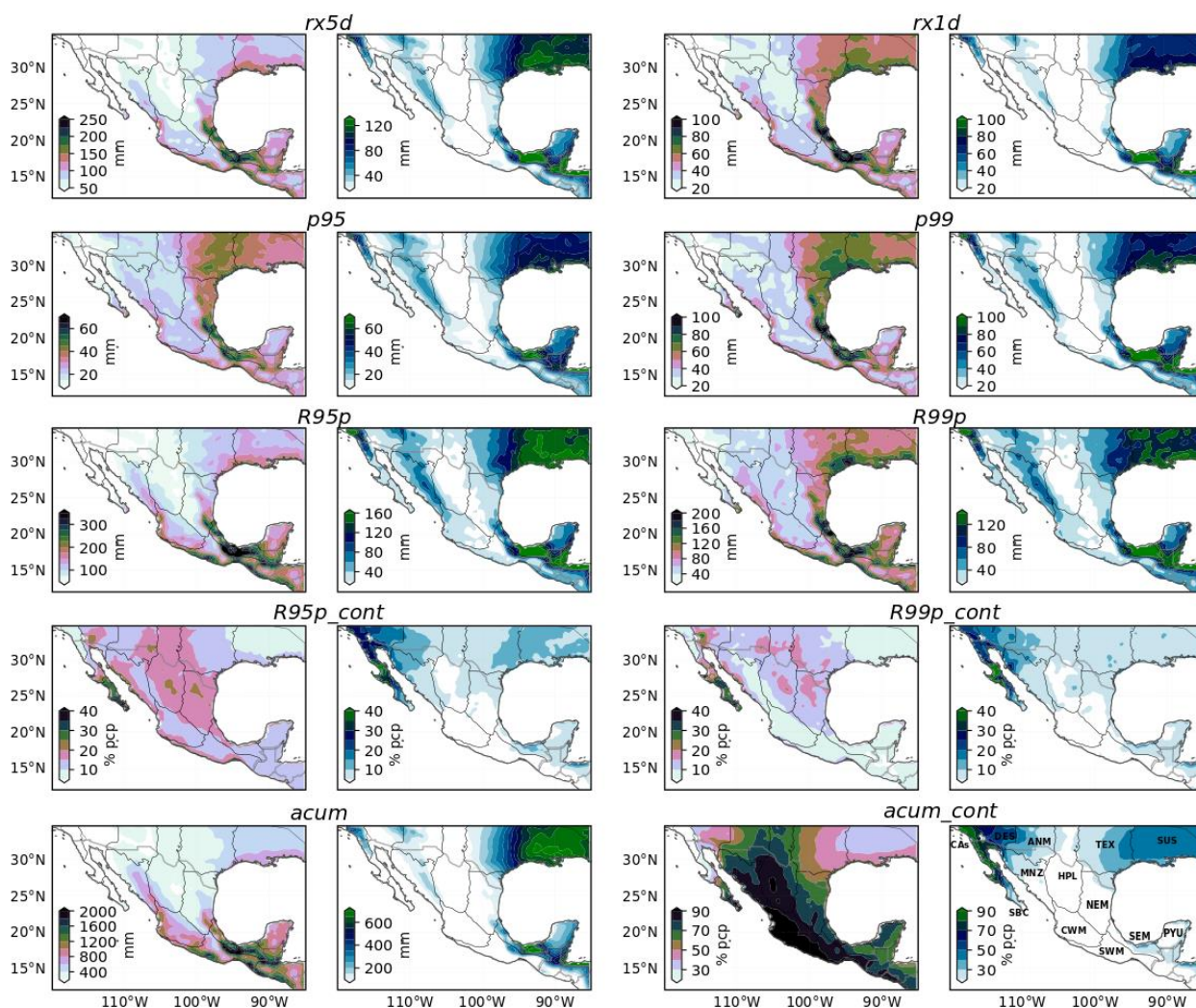


Figura 5. Igual que la

Figura 4, pero para los índices promedios de intensidad de precipitación.

SEM es la región más húmeda del dominio (Figura 1), con los valores más grandes de  $rr1$ ,  $nr5d$ ,  $r10$  y  $r20$  en México durante ambas estaciones del año (Figura 4). El  $acum\_cont$  de verano es del 60 al 90%, mientras que en invierno es del 20 al 50%. Sin embargo,  $R95p\_cont$  es de sólo 15% en cada estación. Las vaguadas junto con los vientos alisios, las ondas del este y los CTs durante el verano, y los frentes fríos y eventos de Norte durante el invierno, interactúan con la Sierra Madre Oriental produciendo convección forzada e importantes cantidades de lluvia en ambas estaciones (García, 2003). Durante el invierno, los frentes fríos interactúan con la corriente en chorro subtropical, agregando otro factor, particularmente durante la fase positiva del ENOS (Cavazos, 1999; Luna-Niño *et al.*, 2020; Schultz *et al.*, 1998). Esta región, se caracteriza por tener los ríos más grandes de México, los cuales comúnmente son afectados por inundaciones y

desbordamientos (Sánchez-Rodríguez y Cavazos, 2015) en invierno, verano y otoño. La Península de Yucatán (PYU) es afectada también por sistemas similares a los que se observan en el SEM, pero debido a que es una planicie, la cantidad de lluvia que recibe es substancialmente menor.

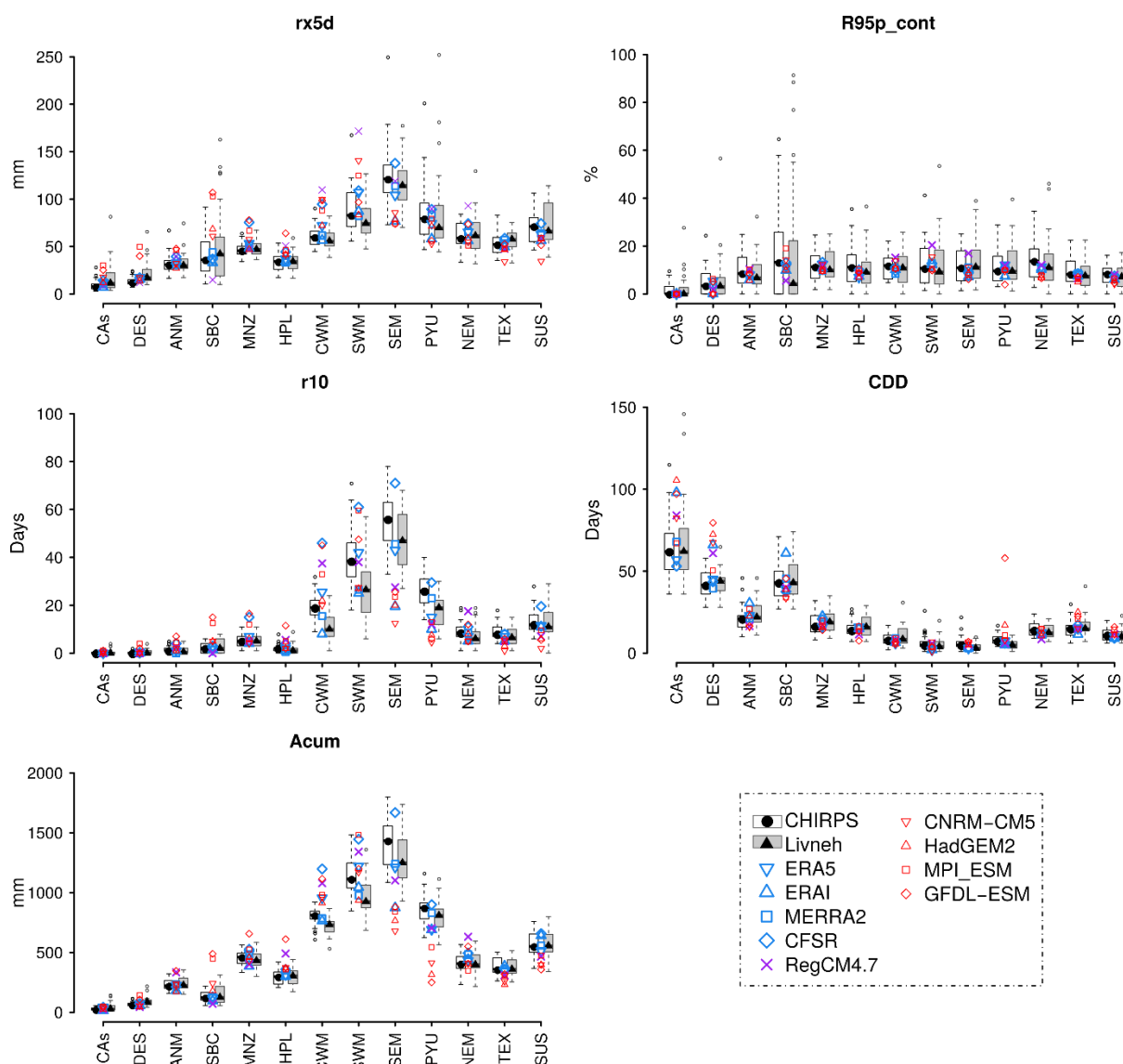
### **2.3.3. Comparación de índices regionales con diferentes bases de datos**

Esta sección presenta la comparación de todas las bases de datos de la Tabla 1 para determinar su habilidad para reproducir los índices de la Tabla 2 con gráficos de caja y medianas. La Figura 6 muestra cinco índices de lluvia para el verano. Hay un consenso entre las observaciones y los reanálisis (O&R) en que rx5d en el dominio (excepto en las regiones secas: CAs, DES, ANM, y HPL) tiene medianas arriba de 50 mm, siendo SEM la región con los valores más grandes (~100 mm).

Casi todos los datos coinciden en que la contribución de la mediana de los extremos de R95p\_cont es ~15% en la mayoría de las regiones, excepto en CAs, DES, ANM, TEX y SUS donde la contribución por extremos es menor al 10%. En SBC, R95p\_cont tiene el mayor rango Intercuartil (IQR), además de que la mediana de los índices con precipitación de Livneh es menor que con CHIRPS y los reanálisis. El acumulado estacional (acum) tiene una distribución regional similar a rx5d y r10 con los valores y las diferencias más grandes en las regiones más lluviosas (SWM y SEM).

Las diferencias en la mayoría de los índices en estas dos regiones pueden deberse a su topografía compleja y a la variedad de procesos meteorológicos que las perturba en verano (ondas del este, CTs, convección forzada, cercanía de la ZCIT).

Por otro lado, CDD muestra el mejor consenso en casi todas las regiones con poca diferencia (< 10%) entre las bases de datos. CHIRPS y Livneh coinciden en que CAs, DES y SBC son las regiones con los mayores CDD del dominio. RegCM tiende a reproducir mejor los índices de las zonas semiáridas (CAs, DES, MNZ, ANM y HPL) y planas (PYU, TEX y SUS), mientras que en regiones tropicales con terreno complejo (CWM, SWM y NEM), RegCM tiende a sobreestimar los índices. En general, los MCG siguen la mediana de las O&R, pero tienden a sobreestimar los índices en las regiones más secas y a subestimarlos en las más húmedas.



**Figura 6.** Gráficos de caja de cinco índices de la lluvia de verano para CHIRPS y Livneh durante el periodo 1981-2010. Los marcadores muestran las medianas de los reanálisis (azules y grandes), RegCM (morado) y MCG (rojo quemado y pequeños). Las cajas representan el rango Intercuartil (entre p25 y p75), y los círculos negros y grises son los valores atípicos de CHIRPS y Livneh, respectivamente.

Las observaciones y los reanálisis (Figura 7) muestran que en invierno los mayores valores de rx5d, r10 y acum ocurren en CAS, SEM, PYU, TEX y SUS que presentan lluvias asociadas con el paso de sistemas de latitudes medias. La mayoría de las bases de datos coinciden en que la mediana de R95p\_cont es inferior al 10 % en gran parte del dominio, mientras que, en CA, DES, TEX y SUS oscila en dicho valor. Las regiones CWM y SWM, en el sur del dominio, no contribuyen a los extremos invernales, mientras que CA, DES y SBC muestran el IQR más amplio y las contribuciones atípicas más grandes. SUS es la región con más días de lluvia intensa en invierno (r10 ~ 20 días). En esta región la mediana de acum es de ~600 mm en cada estación (invierno y verano). Durante el invierno, las regiones más secas son SBC y CWM con 50 CDDs,

pero SBC muestra grandes discrepancias entre las observaciones. CHIRPS y Livneh también tienen diferencias en rx5d, r10 y acum en SEM y PYU. Los reanálisis tienen valores similares en casi todos los índices y regiones, y cercanos a los de Livneh, parecido que en Figura 3. RegCM muestra buen desempeño en la mayoría de los índices en las regiones DES, ANM, SWM y TEX, pero los subestima en CAS, SEM y SUS. Los MCGs se acercan a los valores de O&R en CAS, PYU y TEX en todos los índices; HadGEM es el modelo con el mejor desempeño en DES, ANM y MNZ, mientras que el GFDL sobreestima cuatro de los seis índices en la Figura 7.

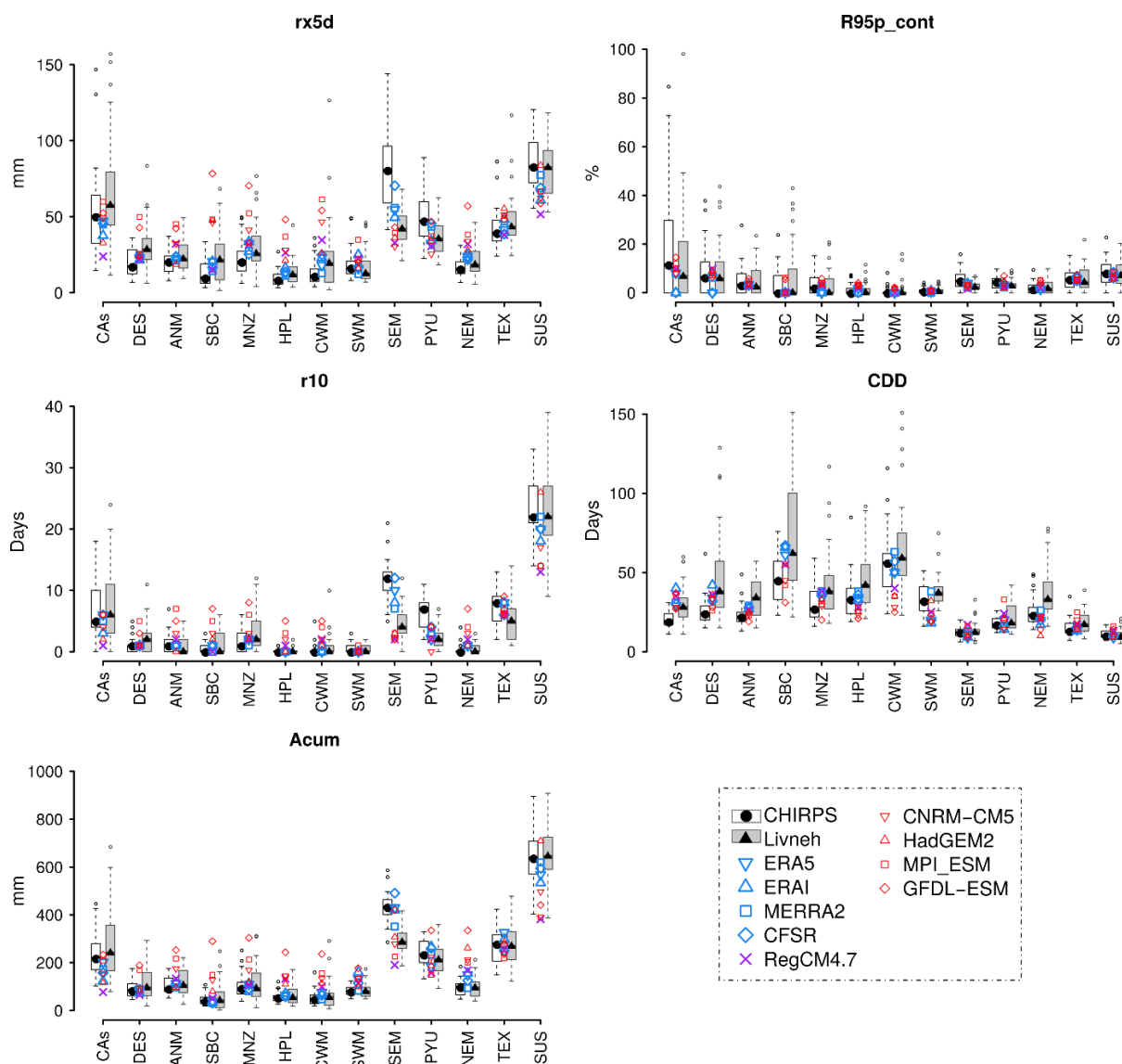
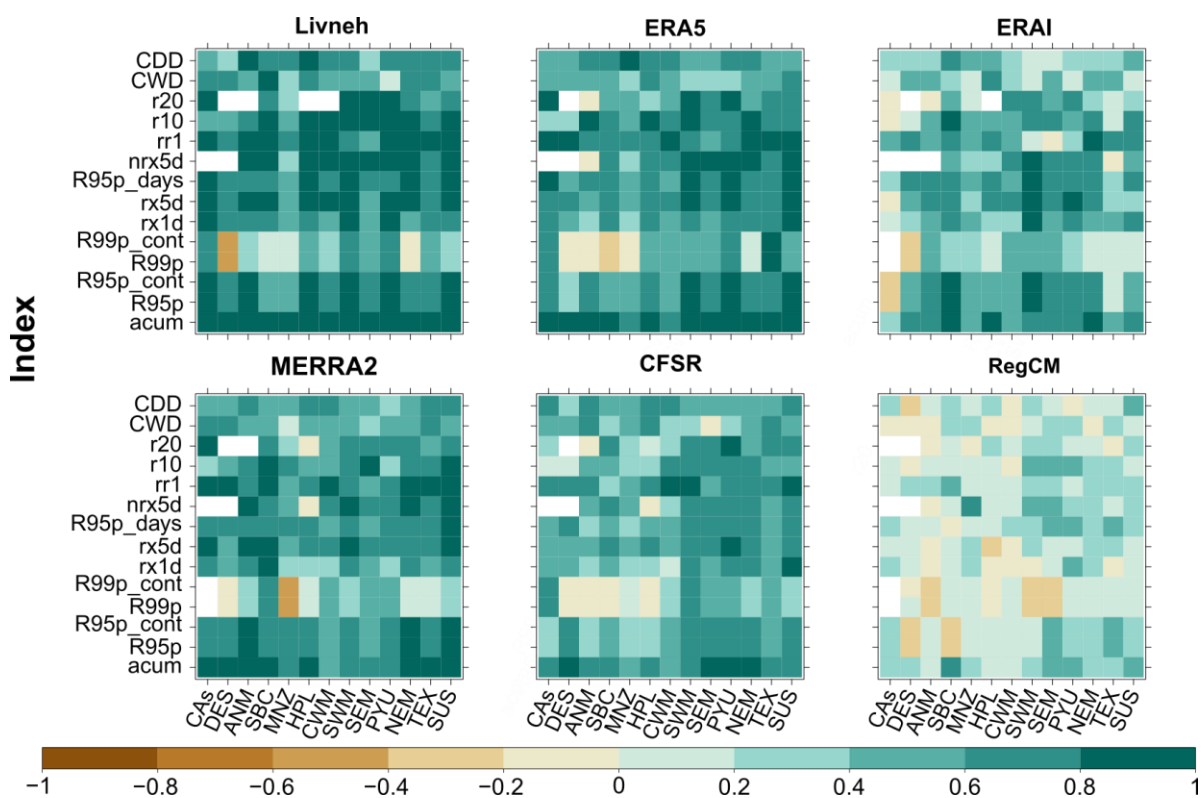


Figura 7. Igual que la Figura 6, pero para el invierno.

Las correlaciones lineales de las anomalías de los índices regionales de todas las bases con respecto a CHIRPS se muestran en las Figura 8 y Figura 9 para verano e invierno, respectivamente. Livneh y CHIRPS (OBS) comparten información de las estaciones meteorológicas, además de tener resolución horizontal similar, por lo que era de esperarse que mostraran altas correlaciones entre sí. Las menores correlaciones entre las dos OBS en la mayoría de los índices, y en las otras bases de datos, se observan en la región del MNZ (Figura 8). Las menores correlación e incluso negativas en O&R se observan en los valores regionales de R99p y R99p\_cont en ambas estaciones del año. Similar que en la Figura 3, los reanálisis con las mayores correlaciones ( $r > 0.6$ ) son ERA5 y MERRA2. Las regiones con las correlaciones más altas en la mayoría de los índices son SWM, PYU, NEM y SUS, mientras que el peor desempeño de las O&R se observa en el MNZ, CWM y DES. En promedio, RegCM no mostró un mejor desempeño que ERAI, su forzante. Sin embargo, es interesante notar que RegCM mostró más altas correlaciones que ERAI en los índices r10, nrx5d y acum en las dos regiones más húmedas del dominio caracterizadas por terreno complejo (SEM y SEM) y en PYU.



**Figura 8.** Correlación lineal de las anomalías medias interanuales de cada región de los índices de la Tabla 2 entre CHIRPS y cada base de datos para las 13 regiones durante 1981-2010. Los cuadrados blancos indican que los índices no pudieron calcularse.

En invierno (Figura 9), O&R muestran un buen desempeño en la mayoría de los índices de las regiones subtropicales (CAS, TEX, HPL y SUS). En contraste, las regiones con las menores correlaciones son SEM, SWM y PYU. Los índices con alta correlación en la mayoría de las bases de datos son acum, rx5d, rr1 y R95p\_days. En comparación, R99p, R99p\_cont, CWD y CDD son los índices con las menores correlaciones. ERA5 tiene un mejor desempeño que ERA5 en la mayoría de las regiones e índices. Por otro lado, RegCM tiene un mejor desempeño en invierno que en verano, con altas correlaciones en acum, rx5d, rr1 y r10, pero aún sin mejorar a ERAI.

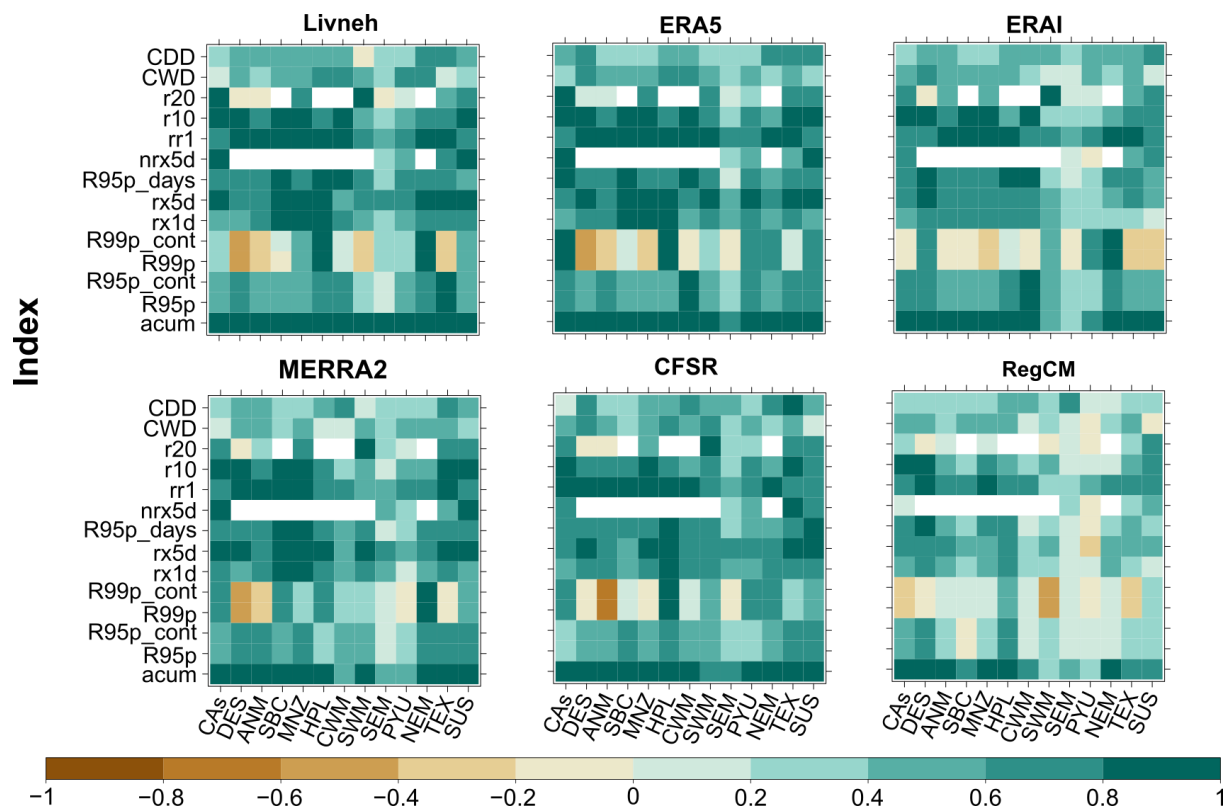


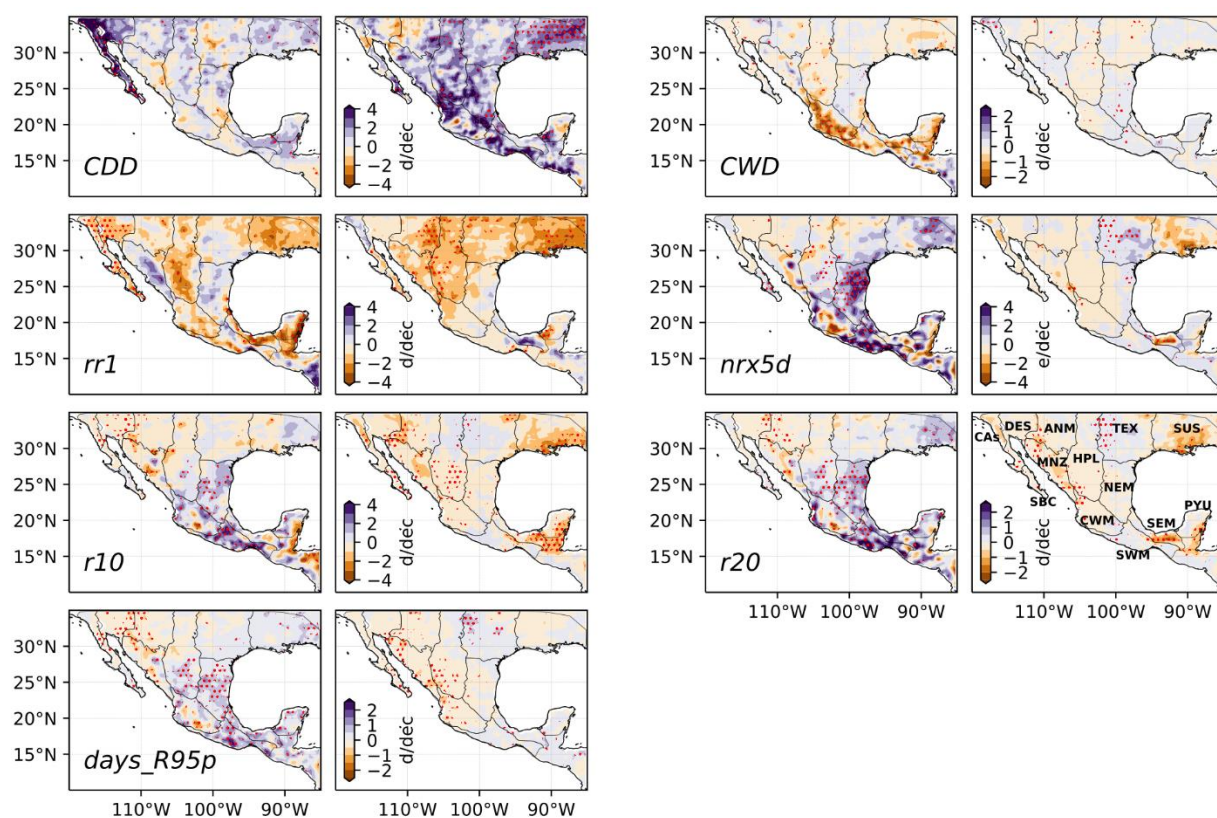
Figura 9. Igual que la Figura 8, pero para el invierno.

### 2.3.4. Evaluación de las tendencias de lluvia regional

La Figura 10 muestra mapas de la tendencia estacional de los índices de frecuencia con CHIRPS; adicionalmente, las tablas 7 y 8 del Anexo A contienen las tendencias medias regionales para verano e invierno respectivamente, para CHIRPS, Livneh y el ensamble EnsO&R. Durante el verano, las regiones semiáridas (CAS, DES y BCS) muestran tendencias positivas y significativas de CDD (de 2 a 4 d dec<sup>-1</sup>) y negativas de rr1 de más de -3 d dec<sup>-1</sup>. Similarmente, tendencias negativas de rr1 se encontraron en HPL,



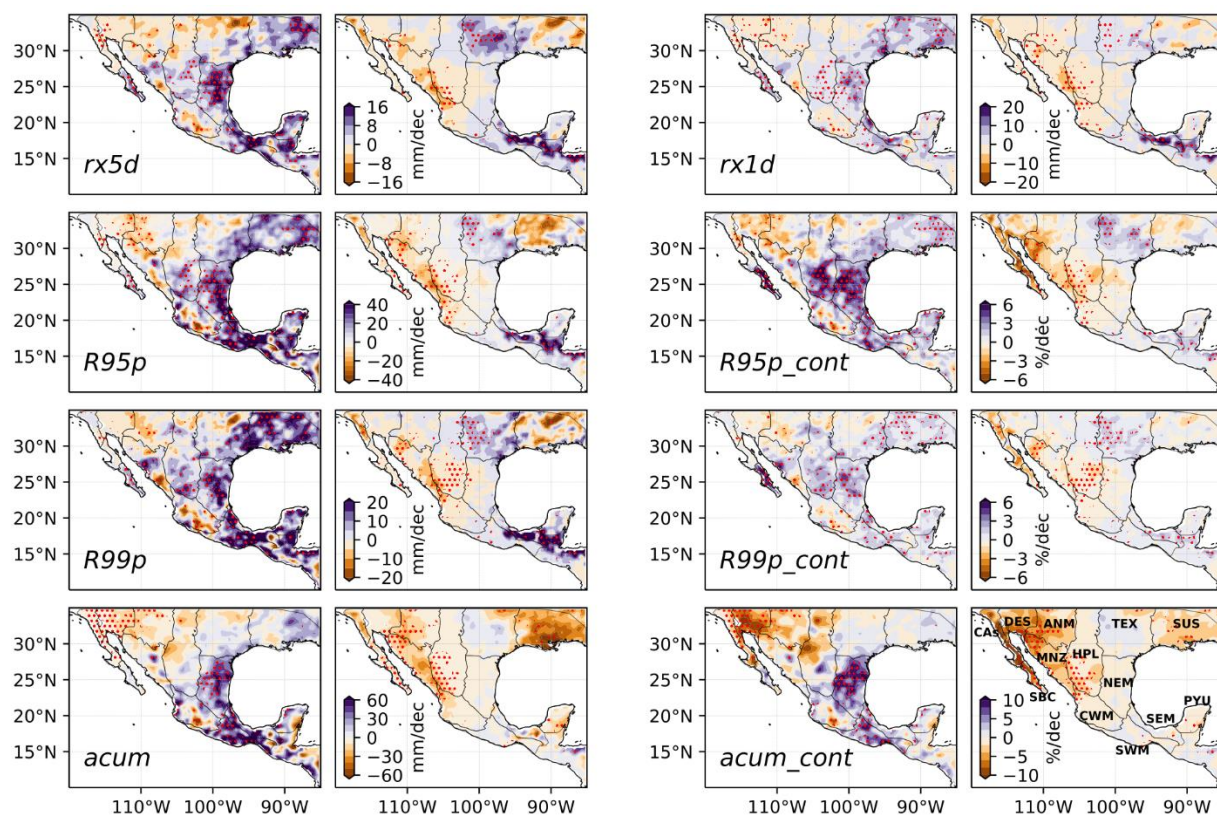
las costas sur del Pacífico y en algunas partes a lo largo del GoM (SUS y SEM) y el Caribe (PYU). En contraste, el MNZ, NEM y TEX muestran tendencias positivas en la frecuencia de  $rr1$  en verano, pero éstas no son estadísticamente significativas. Las regiones que tienen las mayores reducciones de CWD son CWM, SEM y PYU. Hay tendencias positivas y estadísticamente significativas en la frecuencia de varios índices de lluvia extrema ( $r10$ ,  $nrx5d$  y  $r20$ ), especialmente en partes de SWM, SEM y NEM. En invierno, CDD se incrementó en la mayoría del dominio (especialmente en SUS), excepto en la parte sur de CAS entre DES y ANM. Consistente con estas tendencias, casi todo el dominio muestra decrementos de  $rr1$ , excepto en CAS y SEM. La frecuencia de algunos índices extremos de lluvia ( $r10$ ,  $nrx5d$  y  $r20$ ) disminuyó en CAS, MNZ, ANM, HPL, SUS, NEM y PYU.



**Figura 10.** Mapas de tendencias observadas por década de cada índice de frecuencia con datos de CHIRPS para el verano boreal extendido (Jun-Oct; columna izquierda) e invierno (Nov-Abr; columna derecha) durante 1981-2010. Las unidades son días/década ( $d \text{ dec}^{-1}$ ) o eventos/década ( $e \text{ dec}^{-1}$ ). Los puntos representan tendencias significativas al 90 %. Los nombres de las 13 regiones se muestran en el último mapa.

La Figura 11, muestra resultados similares a los de la Figura 10, pero para los índices estacionales de intensidad de lluvia (ver Tablas 9 y 10 del Anexo A para los valores numéricos de los promedios regionales). En términos generales, durante el verano (columna izquierda) hay un patrón de tendencia de negativo en el noroeste a positivo en el este del dominio en la mayoría de los índices, mientras que en el invierno

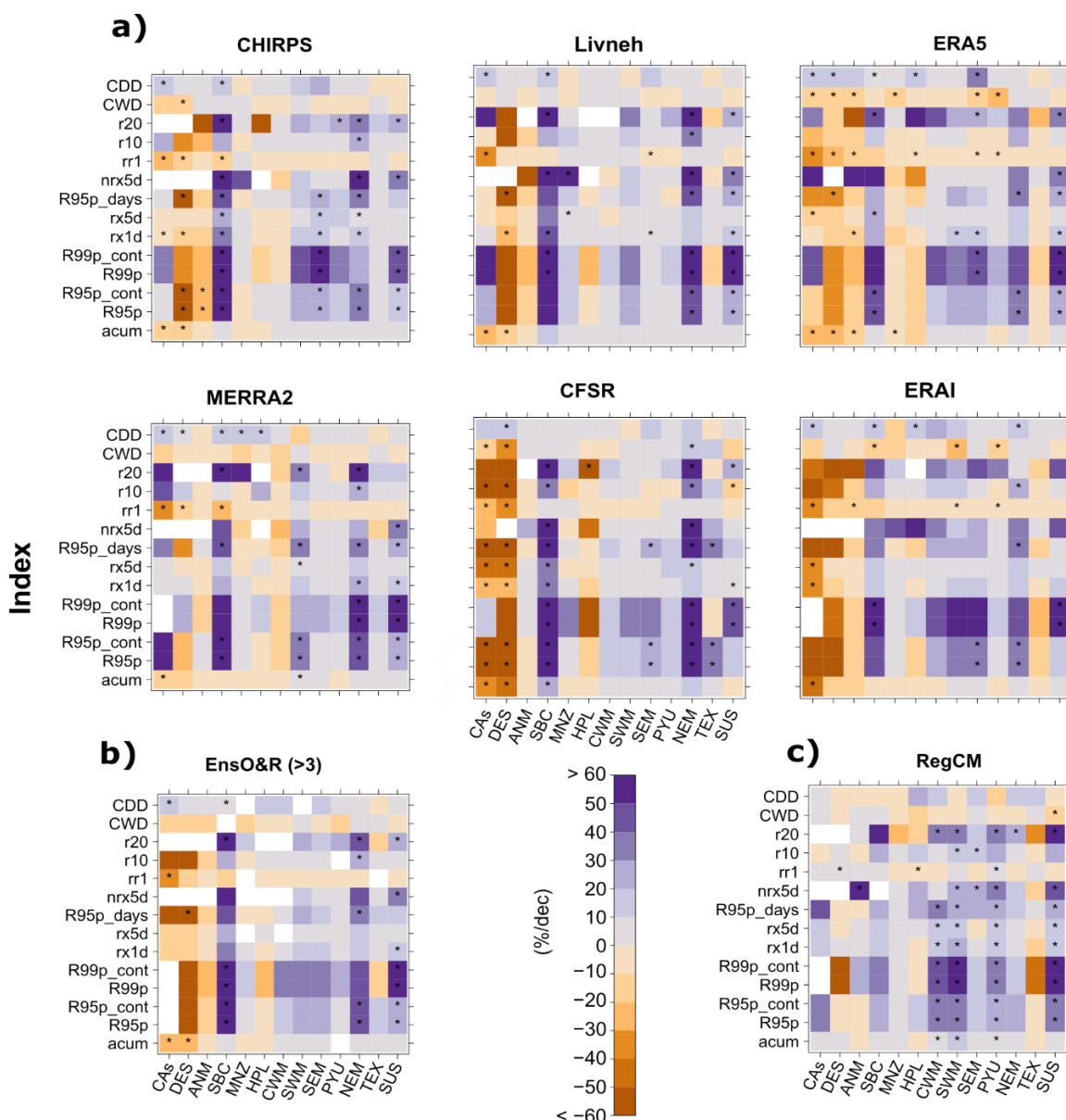
dominan las tendencias negativas. Durante el verano, hay tendencias positivas significativas de  $rx5d$  y  $R95p$  en SBC, HPL, NEM, SEM y SUS, regiones comúnmente afectadas por CTs y tormentas convectivas. Los incrementos significativos también se reflejan en el acum de verano,  $R95p\_cont$  y  $acum\_cont$ , particularmente en NEM. Por el contrario, CAs, la parte norte de DES y el oeste de ANM muestran disminuciones significativas en  $acum\_cont$ ,  $rx5d$ ,  $R95p\_cont$  y  $R95p$ . En invierno CAs, DES, MZN y SUS tienen tendencias negativas en la intensidad de los índices de lluvia extrema ( $rx5d$ ,  $r95p$  y  $R95p\_cont$ ) y en la precipitación estacional ( $acum$ , y  $acum\_cont$ ), mientras que SEM y TEX muestran un aumento en  $rx5d$ ,  $R95p$  y  $R99p$ .



**Figura 11.** Igual que la Figura 10, pero para los índices de intensidad. Las unidades son mm/década ( $\text{mm dec}^{-1}$ ) o porcentaje/década ( $\% \text{dec}^{-1}$ ).

Para resumir las tendencias regionales, la intercomparación de las tendencias medias de O&R y RegCM de cada índice se muestran en las matrices de las Figura 12 y Figura 13 para el verano boreal y el invierno, respectivamente. Para facilitar la comparación, las tendencias regionales en estas cifras se muestran en porcentaje/década en relación con los valores medios de cada índice (por ejemplo, la Figura 6 y Figura 7 para los valores medios, y las Tablas del Anexo A para los valores de las tendencias en sus unidades originales).

Durante el verano, O&R muestran tendencias negativas en las regiones semiáridas de los subtrópicos (CAs, DES, ANM y HPL) y tendencias positivas en las regiones tropicales (SBC, CWM, SWM, SEM, NEM y SUS); en el caso de RegCM, tiende a capturar mejor las tendencias húmedas que las secas. El signo de las tendencias obtenidas con CHIRPS y Livneh es muy similar, pero CHIRPS muestra más regiones con tendencias significativas.



**Figura 12.** Primeros dos renglones: tendencias regionales medias de verano de cada índice de lluvia en las 13 regiones para OBS (CHIRPS y Livneh) y los reanálisis durante 1981-2010. Último renglón: Tendencias del ensamble medio de las observaciones y los reanálisis (EnsO&R) y tendencias de RegCM. El color de EnsO&R indica que hubo consenso de más de 3 bases de datos en el signo de la tendencia; los cuadros blancos indican que el índice no se pudo calcular o que no hubo consenso. En tonos azul indican tendencias positivas y café tendencias negativas. El asterisco indica que la tendencia es significativa al 90%.

El ensamble de O&R (EnsO&R) en la Figura 12 indica que las tendencias positivas más grandes y significativas se observan en SBC, NEM y SUS, con incrementos de más del 10%  $\text{dec}^{-1}$  en la mayoría de los índices de intensidad y algunos índices de frecuencia, mientras que CAs y DES muestran tendencias negativas significativas en acum. En general, las O&R tienen tendencias similares en  $\sim 75\%$  del dominio. El RegCM captura el signo de las tendencias positivas durante el verano, pero con valores superiores a las O&R, excepto en SBC.

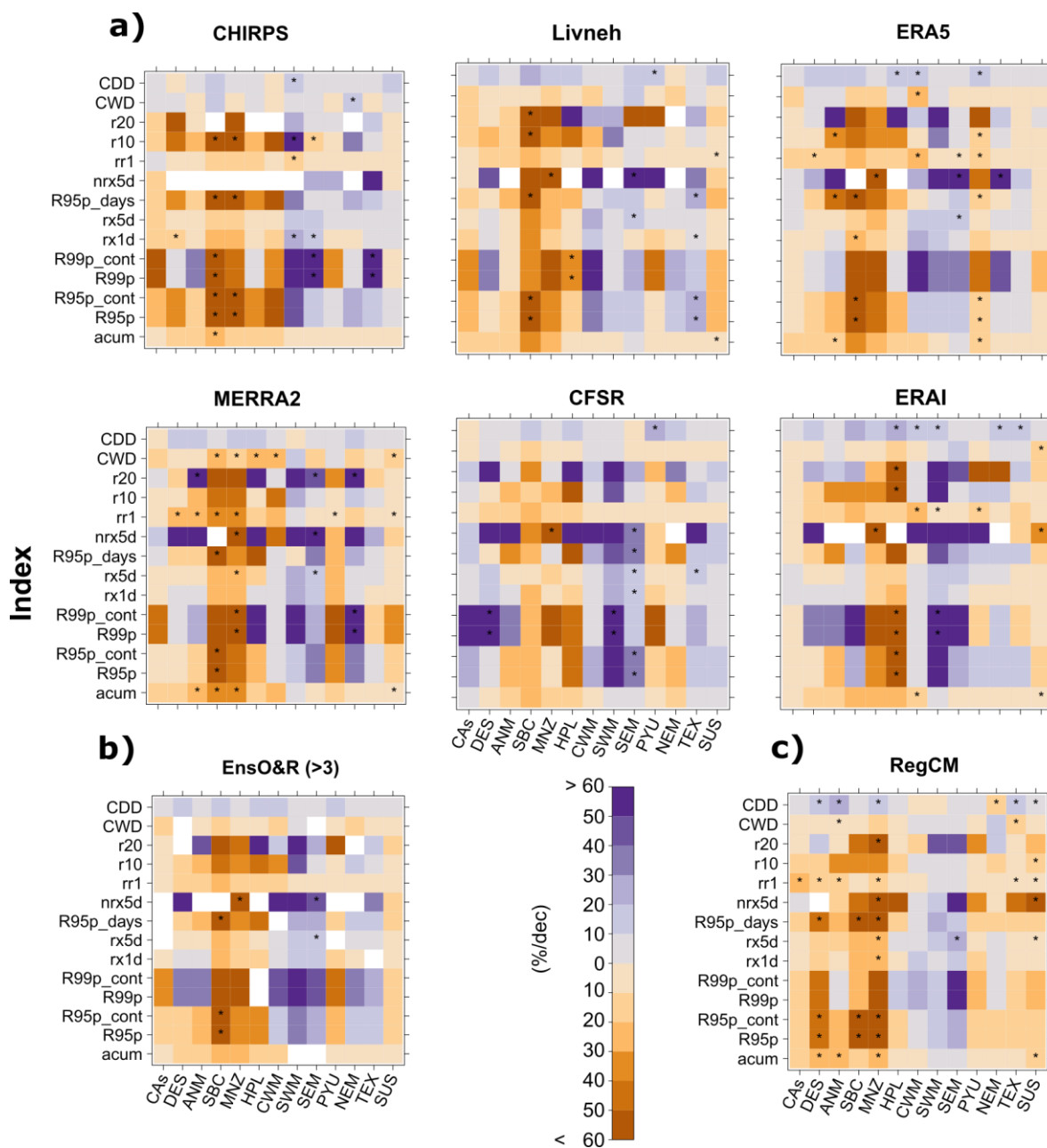
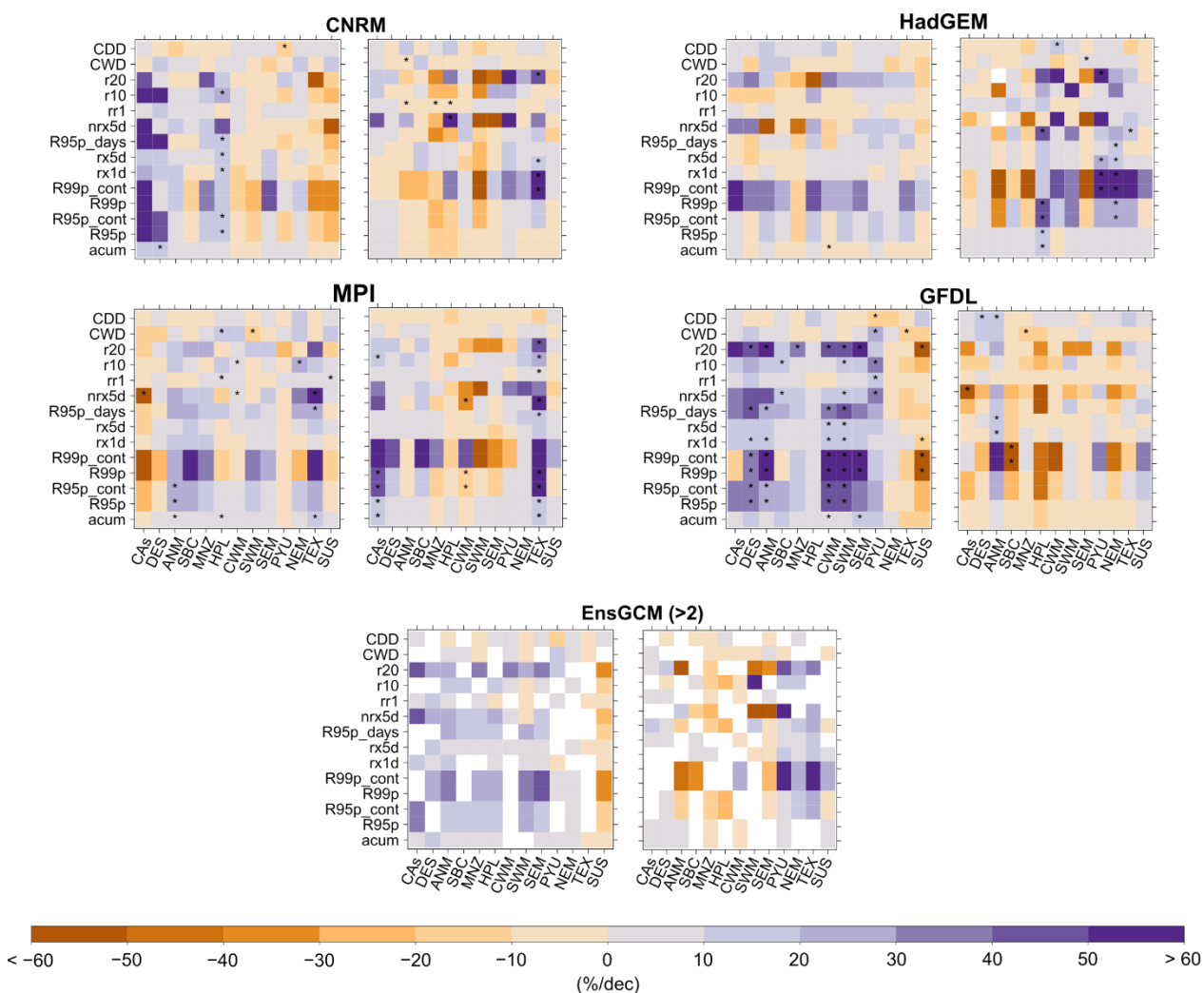


Figura 13. Igual que la Figura 12, pero para el invierno.

En general, durante el invierno (Figura 13) todas las bases de datos coinciden en que hay tendencias negativas, pero no significativas en casi todos los índices de CAs, SBC, MNZ, HPL, SUS y PYU, y tendencias positivas en CWM, SWM, SEM, NEM y TEX. Las tendencias de O&R, con excepción de CFSR, muestran un buen (75%) acuerdo con CHIRPS. Durante esta temporada, RegCM captura bien la gran cantidad de las tendencias negativas en la parte noroeste del dominio y las tendencias positivas en CWM, SWM y SEM.

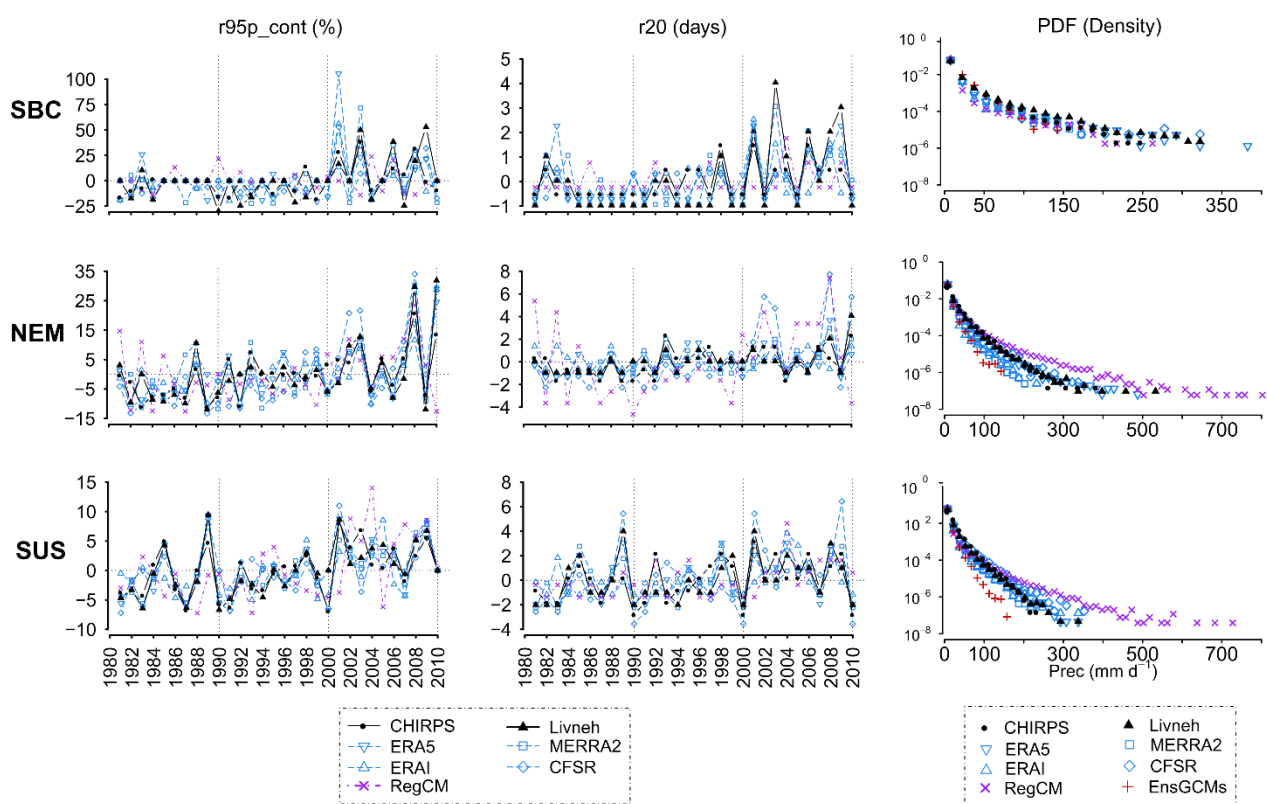


**Figura 14.** Tendencias medias estacionales de los MCG (dos filas superiores) y el ensamble medio (fila inferior) para el verano (columnas de la izquierda de los MCG) y el invierno (columnas de la derecha de los MCG) de cada índice de precipitación ( $\% \text{ dec}^{-1}$ ) en las 13 regiones para 1981-2010. Las tendencias de concordancia del ensamble medio (EnsGCM) se basan en tres o cuatro modelos que tienen el mismo signo de tendencia; los cuadrados blancos indican desacuerdo.

Las tendencias de los MCG y su ensamble (EnsMCG) se muestran en la Figura 14. En verano, el MPI, HadGEM y el GFDL capturan las tendencias positivas observadas en la mayoría de las regiones tropicales. HadGEM y MPI coinciden en ~55% del signo de las tendencias obtenidas por el EnsO&R (Figura 12),

mientras que el CNRM es el modelo con los menores aciertos (29%). El EnsMCG solo captura el 15% de las tendencias de los EnsO&R, particularmente en SBC, SWM, SEM y NEM. Durante el invierno, CNRM, HadGEM, MPI y el EnsMCG coinciden con las tendencias observadas por EnsO&R en TEX y NEM. Sin embargo, en las otras regiones los MCG no muestran un consenso, lo cual refleja el considerable desacuerdo entre los cuatro MCG en ambas estaciones.

Aunque las figuras anteriores mostraron algunos consensos y diferencias entre las bases de datos en las 13 regiones e índices, la Figura 15 da una perspectiva adicional sobre su capacidad para reproducir lluvia extrema en escalas de tiempo interanuales y diarias en SBC, NEM y SUS, las regiones con tendencias positivas significativas durante el verano. Estas regiones se ven afectadas con frecuencia por los CTs y actividad convectiva de mesoescala, entre otros sistemas tropicales, como se describe en la sección 2.3.2.



**Figura 15.** Anomalías interanuales de R95p\_cont (primera columna) y r20 (segunda columna) para observaciones (CHIRPS y Livneh), reanálisis (ERA5, ERAI, MERRA2 y CFSR), y RegCM para tres regiones (SBC, NEM y SUS) con tendencias positivas estadísticamente significativas al 90% durante los veranos de 1981-2010. En la última columna se muestran las funciones empíricas de densidad de probabilidad (EPDF) de la lluvia diaria de verano por punto de malla (> 1mm) de las mismas regiones.

La mayoría de las bases de datos muestran un incremento evidente en R95p\_cont y r20 después del año 2000 en las tres regiones, pero la tendencia es mayor en SBC y NEM. CHIRPS y Livneh muestran un buen acuerdo interanual en las regiones e índices. Sin embargo, en SBC, Livneh tiene valores más altos que CHIRPS especialmente después de 2005. Los reanálisis también capturan la variabilidad interanual y los picos principales de la serie temporal, pero con algunos sesgos. RegCM captura algunas de las tendencias, pero no necesariamente las variaciones interanuales en todas las regiones. De acuerdo con el EnsO&R, las tendencias de verano significativas de R95p\_cont en SBC, NEM y SUS son 10, 5.5 y 1.6 % dec<sup>-1</sup>, respectivamente (Tabla 8, Anexo A). La función de densidad de probabilidad (pdf) en la última columna de la Figura 15 claramente separa el desempeño de las bases de datos, particularmente en NEM y SUS, donde el EnsMCG muestra la precipitación diaria más baja, mientras que RegCM tiende a producir ~ 50% más lluvia que las observaciones en la cola positiva de las distribuciones. Livneh también muestra (~ 80 mm día<sup>-1</sup>) más precipitación que CHIRPS en las colas, mientras que ERA5 reproduce las distribuciones observadas, incluidas las colas de las funciones empíricas de pdf de Livneh. Sorprendentemente, la mayoría de las bases de datos reproducen bien la pdf en SBC, pero el EnsGCM subestima en gran medida la cola de la distribución observada.

## 2.4. Conclusiones sobre detección de eventos extremos

- Las regiones que mostraron tendencias significativas de lluvia extrema en el verano durante 1981-2010 fueron Sur de Baja California Sur (SBC), el noreste de México (NEM) y el sureste de Estados Unidos (SUS), regiones afectadas por CTs. Lo cual fue consistente en todas las bases de datos.
- Respecto a los dos reanálisis del ECMWF, ERA5 (~32 km) mostró un mejor desempeño de los índices y métricas de precipitación que el ERAI (~75 km), consistente con lo reportado por Tarek *et al.* (2020) para Estados Unidos; este resultado sugiere que la próxima generación de modelos CORDEX debiera ser forzada por ERA5, al menos en nuestro dominio, ya que el RegCM4.7 mostró errores grandes principalmente en verano.
- Las mayores diferencias entre las observaciones y los reanálisis (O&R) se observaron en los índices de lluvia más extremos (R99p y R99p\_cont) en ambas estaciones del año, posiblemente debido a la baja representación temporal y espacial de estos eventos.

## Capítulo 3. Atribución natural de extremos de lluvia en el este de México

---

Del capítulo anterior y las Figura 11 y Figura 12 se encontró que tres regiones muestran incrementos significativos de eventos de lluvia extrema: Baja California Sur (BCS), el sureste de Estados Unidos (SUS) y el noreste de México (NEM). Esta última región se escogió para el análisis de atribución natural debido a que es la segunda región en las costas mexicanas del Golfo de México con mayor número de afectaciones por CTs (Farfán *et al.*, 2015; Jáuregui, 2003). Otra razón es que hay mucha información sobre la variabilidad interanual de los ciclones tropicales (CTs) y los mecanismos que favorecen la lluvia y sus extremos en SUS, lo que permitirá tener una amplia discusión con otros trabajos por su cercanía con la región de estudio.

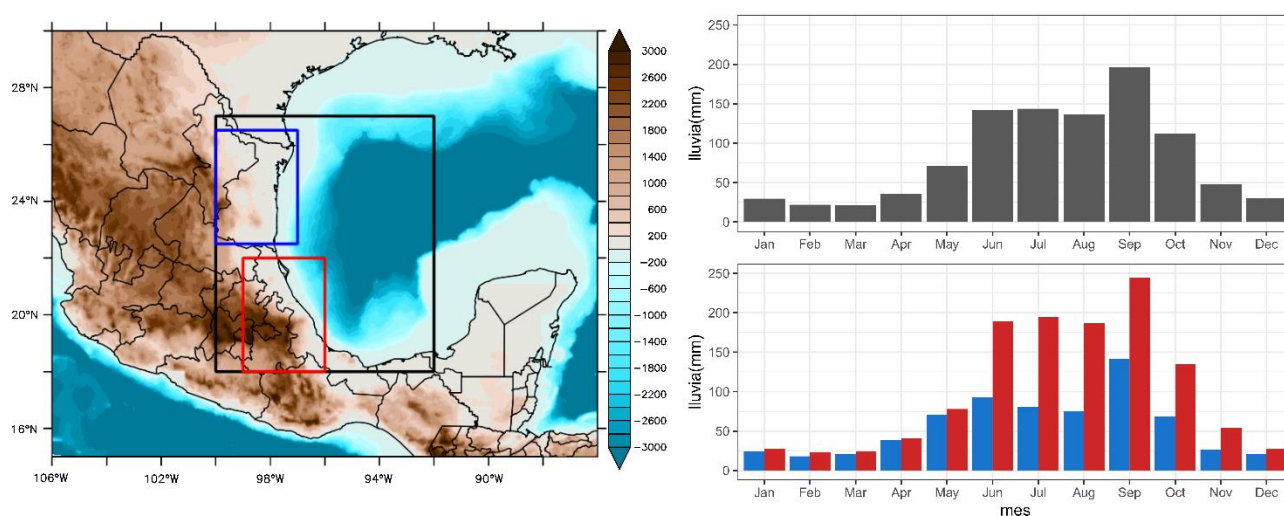
El objetivo de este capítulo es caracterizar los patrones meteorológicos de escala regional y sinóptica que modulan la lluvia de verano (jun-oct) y sus extremos en la región occidental del Golfo de México (OGOM), particularmente en NEM y Veracruz durante el periodo de estudio (1981-2020). Para lo anterior se analizará la influencia de los CTs en la lluvia de la región y se aplicará la metodología de los mapas autoorganizados, SOMs (Kohonen, 1998a), los cuales generan patrones representativos que facilitan directamente su interpretación física (Grotjahn *et al.*, 2016).

Se sabe que durante la fase positiva de la AMO se incrementa el número de CTs en el Atlántico y por ende también la lluvia extrema en el sureste de Estados Unidos (Curtis, 2008; Hu *et al.*, 2011). En México se ha encontrado que la AMO+ y La Niña (ENOS-) favorecen condiciones húmedas en la costa del Golfo (Cavazos *et al.*, 2020; Méndez y Magaña, 2010). También, la frecuencia de CTs tiende a ser mayor en el Golfo de México durante la Niña (Dominguez y Magaña, 2018; Magaña *et al.*, 2003). Por tal motivo, en este capítulo se analiza el periodo 1981-2020, con lo que se tienen aproximadamente los primeros 20 años con AMO negativa y los últimos 20 con AMO positiva. El segundo objetivo de este capítulo es investigar si las tendencias positivas de lluvia extrema en NEM se relacionan en parte con la AMO y El Niño Oscilación del Sur (ENOS) y con otros mecanismos regionales como la intensidad de la Alta Subtropical del Atlántico Norte (NASH), las corrientes de bajos niveles y los vientos de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) al sur de México.

Para el análisis de la lluvia, la región de estudio - OGoM - abarca Tamaulipas, parte de Nuevo León, Veracruz y algunos estados del centro del país (Figura 16a). Además, el análisis de lluvia se realizó en dos subregiones, norte y sur del OGoM para ver si había diferencias en la estacionalidad y mecanismos de lluvia. Con base en el ciclo anual promedio del OGoM (Figura 16b) se observa que la época de lluvia es



principalmente desde junio a octubre, como ya se había visto en la sección 2.3.1 de detección de eventos, Figura 1; esta región presenta acumulados mensuales arriba de 100 mm y un mínimo relativo en agosto, seguida del valor máximo de lluvia en septiembre con casi 200 mm. Por otro lado, al observar los ciclos anuales de las subregiones, se puede apreciar que la región norte, que incluye Tamaulipas (que es relativamente plano) y Nuevo León, recibe considerablemente menos lluvia que la región sur. La región norte presenta lluvias de verano arriba de 50 mm de mayo a octubre y sequía de medio verano marcada en julio y agosto, mientras que la región sur, con una topografía más abrupta, recibe lluvia arriba de 120 mm promedio mensual de junio a octubre. En ambas regiones se identifica el pico máximo de lluvia en septiembre de 150 mm y 250 mm, respectivamente.



**Figura 16.** a) Topografía en (m) con la delimitación de la región del OGoM (recuadro negro) y de dos subregiones: norte (recuadro azul) y sur (recuadro rojo). b) Ciclos anuales de la precipitación de CHIRPs para la región OGoM (figura superior) y las subregiones (figura inferior, azul para el norte y en rojo para el sur) para el periodo 1981-2020.

### 3.1 Datos

Para las trayectorias de los CTs se utilizó el Archivo Internacional de las Mejores Trayectorias para la Gestión Climática (IBTRACs, por sus siglas en inglés) desarrollado por el Centro Nacional de Datos Climáticos de la NOAA junto con el Centro de Datos Mundiales para Meteorología, disponible en <https://www.ncdc.noaa.gov/ibtracs/>. IBTRACs es una base de datos con todas las trayectorias de CTs alrededor del mundo que se actualiza periódicamente; tiene información desde 1841 a la fecha, aunque antes de 1980 puede haber una mayor incertidumbre en las trayectorias debido a la falta de información satelital y de reanálisis (Knapp *et al.*, 2010). Esta base de datos proporciona una vasta cantidad de

información para analizar: en esta tesis se utilizaron las trayectorias, fechas, nombres de los sistemas, distancia a la costa y su categoría con base a la escala Saffir Simpson para el periodo de 1981 al 2020 de la cuenca del Atlántico; específicamente, se tomaron en cuenta los CTs que impactaron o que se encontraron a una distancia máxima de 300 km de la costa de Tampico y Veracruz.

Para complementar tanto el análisis de trayectorias de CTs como de los SOMs, se utilizó la temperatura superficial del mar (TSM) de la base de datos de alta resolución de la NOAA versión 2.0, la cual es una combinación de observaciones in situ de barcos y boyas junto con información de temperatura superficial del mar del radiómetro avanzado de muy alta resolución (AVHRR) (B. Huang et al., 2021). Esta base de datos tiene información global diaria desde septiembre de 1981 a la fecha, con una resolución de  $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ , pero para esta tesis se utilizó la información de 1982 al 2020. Los datos se pueden descargar en: <https://psl.noaa.gov/data/gridded/data.noaa.oisst.v2.highres.html>.

En este capítulo sólo se utilizó la información de lluvia de CHIRPs, ya que en esta región se encontró un buen acuerdo entre las diferentes bases de precipitación (Figura 6). Los datos de entrada para los SOMs se tomaron de ERA5 por ser el reanálisis con mayor resolución espacial ( $\sim 32$  km) y por haber mostrado el mejor desempeño (entre cuatro reanálisis) en el capítulo anterior.

Para el fenómeno ENOS, se utilizó el índice oceánico del ENSO (ONI) del Centro de Predicción climática de la NOAA (CPC, por sus siglas en inglés). El índice es la media móvil de tres meses de la anomalía de la temperatura superficial del mar (TSM) en la región Niño 3.4 de la base ERSST.V5 ( $5^\circ\text{N} - 5^\circ\text{S}, 120^\circ - 170^\circ\text{O}$ ). La anomalía se calcula con base en múltiples periodos centrado de 30 años, actualizados cada 5 años. Los datos se descargan en: <https://psl.noaa.gov/data/correlation/oni.data>.

La oscilación decenal del Pacífico (PDO) se describe frecuentemente como un patrón tipo ENOS de larga vida de la variabilidad climática del Pacífico (Mantua y Hare, 2002). El índice de la PDO para el Pacífico Norte se basa en la reconstrucción extendida de la TSM de la NOAA (ERSST versión 5) mediante una regresión lineal de las anomalías de la TSM proyectadas sobre el índice de PDO de Mantua para un periodo común. La base se encuentra disponible en: <https://www.ncdc.noaa.gov/teleconnections/pdo/>.

Para la AMO se utilizó la serie de tiempo mensual de la TSM de Kaplan V2, sin suavizar y sin tendencia; la serie se calcula sobre el Atlántico Norte (de  $0$  a  $70^\circ\text{N}$ ). Se usó sin suavizar para tener información hasta el 2020, ya que las series suavizadas se hacen con un filtro de 120 meses (Enfield *et al.*, 2001), por lo que sólo llegan hasta el 2017. Esta base está disponible en: <https://psl.noaa.gov/data/timeseries/AMO/>.

## 3.2 Metodología

### 3.2.1. Ciclones tropicales

Se graficaron las trayectorias de los CTs y de la TSM por década y se cuantificó el número de sistemas que afectaron por año a la región de estudio. Para evaluar la influencia de los CTs en la lluvia de las subregiones, se extrajo anualmente la lluvia acumulada de verano y la proporción de lluvia debida a la influencia de los CTs; similarmente se hizo lo mismo con la lluvia arriba del percentil 95 (R95p). Para identificar la lluvia asociada a los CTs se consideraron desde dos días antes hasta dos días después de que el sistema convectivo estuviera dentro del recuadro negro de la Figura 16.

### 3.2.2. Mapas autoorganizados (SOMs)

Existen varios métodos para convertir bases de datos de varias dimensiones a dos dimensiones, de los cuales el más usado en meteorología y oceanografía es el análisis de componentes principales, cuyo objetivo es extraer los principales modos de variabilidad (máxima variabilidad). Sin embargo, en la naturaleza no todos los modos son lineales, por lo que los SOMs son una buena alternativa ya que producen una clasificación no lineal del continuo de las condiciones atmosféricas y no considera ninguna suposición sobre la distribución de los datos (Agel *et al.*, 2018; Cassano *et al.*, 2015; Hewitson y Crane, 2002; Horton *et al.*, 2015; Kohonen, 2013; Reusch *et al.*, 2005; Sheridan y Lee, 2011). El uso de técnicas de agrupamiento es también frecuente como k-medias, los cuales son muy similares a los SOMs, sin embargo, éstos difieren en el análisis de clústeres pues los SOMs identifican puntos en los datos espaciales que son representativos de los datos circundantes más que solo agrupar los datos (Huth *et al.*, 2008), por lo que nodos similares se encuentran más cercanos entre sí produciendo continuidad, y los nodos o patrones más diferentes están más lejanos.

Una desventaja de los SOMs es que el usuario debe seleccionar el tamaño de la malla (estructura de la red de nodos/patrones) que se utilizará para la clasificación; usualmente se experimenta con los datos probando diferentes tamaños, y se evalúan los resultados para determinar cuál representa mejor la variabilidad climática en el área de estudio. Se tiene que tomar en cuenta que si se escogen pocos nodos, solo se identificarán los nodos dominantes de la variabilidad de la atmósfera, por lo que se perdería la continuidad de los eventos atmosféricos (Cavazos, 1999), mientras que un mayor número de patrones puede facilitar la identificación de modos de transición entre los patrones (Sheridan y Lee, 2011). Para esta

tesis se hicieron pruebas con tres variables atmosféricas a escala diaria (presión a nivel del mar, humedad relativa y vorticidad) y tres arreglos de la topología de los SOMs: 3x3, 3x4 y 4x4; es decir, para generar desde 9 hasta 16 patrones representativos de la circulación del verano en el este de México. En todas las pruebas se identificaron sistemas muy similares, aunque con el SOM 4x4 se vio mayor detalle en la variación de los mapas (se generaron más nodos húmedos y secos). Por otra parte, el SOM de 3x3 resultó un poco más general que el 4x4, pero permitió comprimir los patrones y a la vez separar bien los nodos “húmedos” de los “secos” y los que son de transición entre estaciones (primavera a verano y de verano a otoño). Por lo que decidimos utilizar el SOM 3x3 en esta tesis.

El cálculo de los SOMs es un proceso no paramétrico y de regresión recursiva, el cual supone que los siguientes procesos convergen y producen valores ordenados:

$$\mathbf{m}_i(t + 1) = \mathbf{m}_i(t) + h_{ci}(t)[\mathbf{x}(t) - \mathbf{m}_i(t)], \quad (6)$$

Donde  $\mathbf{x}(t)$  son los datos de entrada (las variables de circulación en cada paso de tiempo y por punto de malla del recuadro negro de la Figura 16) de  $\mathbf{x}$  vectores euclidianos de dimensión  $n$ , donde  $t$  es un entero que significa un paso en la regresión;  $\mathbf{m}_i(t)$  es una secuencia de vectores reales de dimensión  $n$  que representan las aproximaciones calculadas sucesivamente del modelo  $\mathbf{m}_i$  y el subíndice  $i$  indica la posición del nodo en la malla a la cual  $\mathbf{m}_i$  está asociado. El multiplicador escalar  $h_{ci}(t)$  es la función de vecindad, que es una especie de suavizamiento o filtro sobre la malla. El subíndice  $c$  es el índice del nodo ganador, principalmente, aquel donde el  $\mathbf{m}_c(t)$  tiene la menor distancia euclidiana de  $\mathbf{x}(t)$ :

$$c = \underset{i}{\operatorname{argmin}} \{ \|\mathbf{x}(t) - \mathbf{m}_i(t)\| \}, \quad (7)$$

Las Ecs. 6 y 7 se aplican de manera recursiva; con los datos de entrada primero se define al mejor modelo en la malla de acuerdo con la Ec. 7, posteriormente con base en la Ec. 6 se modifica el modelo en este nodo, así como en sus vecinos espaciales en la malla. La función de vecindad  $h_{ci}(t)$  es frecuentemente gaussiana:

$$h_{ci}(t) = \alpha(t) \exp \left[ -sqdist(c, i) / 2\sigma^2(t) \right], \quad (8)$$

Donde  $\alpha(t)$  es una función escalar que decrece monotónicamente en función de  $t$  (e.g. exponencial, hiperbólica);  $sqdist(c, i)$  es el cuadrado de la distancia geométrica entre los nodos  $c$  e  $i$  en la malla, y  $\sigma(t)$  es otra función que decrece monotónicamente en función de  $t$ . El orden topológico se desarrolla durante

este periodo. La función de vecindad juega un papel muy importante en la autoorganización. Sin esta función el algoritmo de los SOMs sería igual al de k-medias (Kohonen, 2001).

Durante el entrenamiento, los objetos (o datos de entrada) son presentados repetidamente al mapa hasta obtener una “unidad ganadora”, es decir, una que es la más similar al objeto que se está entrenando, posteriormente esta unidad se actualizará para ser aún más similar. Los SOMs requieren unidades vecinas para tener vectores de patrones típicos (*codebooks*) similares, esto se logra no solo actualizando la unidad ganadora, sino también las unidades en la vecindad inmediata de la unidad ganadora (Cassano *et al.*, 2015; Kohonen, 1998b, 1998a). El tamaño de la vecindad decrece también durante el entrenamiento, así que eventualmente (después de un tercio de las iteraciones en el caso del paquete Kohonen de R) el procedimiento es exactamente igual a k-medias (Wehrens y Buydens, 2007). El algoritmo termina después de un número predefinido de iteraciones, que en nuestro caso fueron 2500.

Se pueden cambiar varios parámetros en el algoritmo como las medidas de distancia, la razón de aprendizaje o la vecindad; esto puede cambiar los mapas resultantes, pero también debido a las inicializaciones aleatorias. Sin embargo, se ha encontrado que los mapas se mantienen marcadamente consistentes, lo que hace a los SOMs una herramienta muy útil (Wehrens y Buydens, 2007).

Los datos de entrada para los SOMs fueron tres variables a escala diaria de ERA5: presión reducida a nivel del mar (SLP), humedad relativa a 850 mb (HR850) y la vorticidad relativa a 925 mb (VOR925) para los meses de junio a noviembre de 1981-2020. La vorticidad relativa se calculó con la velocidad zonal ( $u$ ) y meridional ( $v$ ). La inclusión de la vorticidad fue crucial para agrupar la influencia de los CTs en varios nodos “húmedos”. Los SOMs se entrenaron con información diaria del recuadro negro de la Figura 16 (33\*37 puntos de malla).

Similarmente a k-medias (sección 2.2.1), los datos tienen que estandarizarse; sin embargo, las magnitudes de las variables de entrada de los SOMs son muy diferentes entre sí y no basta con estandarizar los datos, por lo que se transformaron linealmente para que variaran de -1 a 1 con la Ec. 4. En este análisis, al hacer este cambio de transformación, las distancias euclidianas promedio entre los objetos al nodo ganador disminuyeron de 1900 (con estandarización) a 80 (con la Ec. 9, donde  $var$  es la variable por transformar).

$$var'' = 2 \frac{var - \min(var)}{\max(var) - \min(var)} - 1, \quad (9)$$

Una vez estandarizadas las matrices (ntime, nlonxnlat) con la información diaria durante el periodo de estudio de cada variable (SLP, HR850 y VOR925) en cada punto de malla del área de estudio, se concatenaron quedando una matriz diaria con dimensiones [ntime, (nlonxnlat)\*3]. Esta nueva matriz fue la entrada para los SOMs con topología rectangular de 3x3. Una vez entrenados los SOMs, se utilizó la propiedad “unit.classif” del paquete Kohonen de R para identificar las posiciones de cada SOM en el vector de tiempo. Con estas posiciones se extrajeron los días asociados a cada SOM y se generaron promedios temporales para analizar los patrones sinópticos de las variables de entrada y otras variables relevantes para el clima de la región, en un dominio más grande (0° a 40°N y de 120°O a 40°O) que la región de entrenamiento para los SOMs. Las variables que se analizaron fueron SLP, HR850, Vor925, viento a 925mb, viento a 250mb, corte del viento (Ec. 10), índices climáticos regionales (siguiente sección) y sus anomalías, días asociados a la presencia de CTs, lluvia para las dos subregiones y anomalías de lluvia. Para el cálculo de las anomalías primero se calcula la climatología diaria del verano, luego la diferencia de cada día de la variable menos la media climatológica. Una vez que se tienen las anomalías diarias de la climatología finalmente, se extraen los días asociados a cada SOM y se genera el promedio temporal (compuesto). Para identificar los días asociados a CTs, se hizo una intersección entre los vectores de los días de la base de CTs y de cada SOM, finalmente, se calculó el porcentaje que representan del total de días con influencia de CTs.

$$WS = [(U_{200} - U_{850})^2 + (U_{200} - U_{850})^2]^{1/2} \quad (10)$$

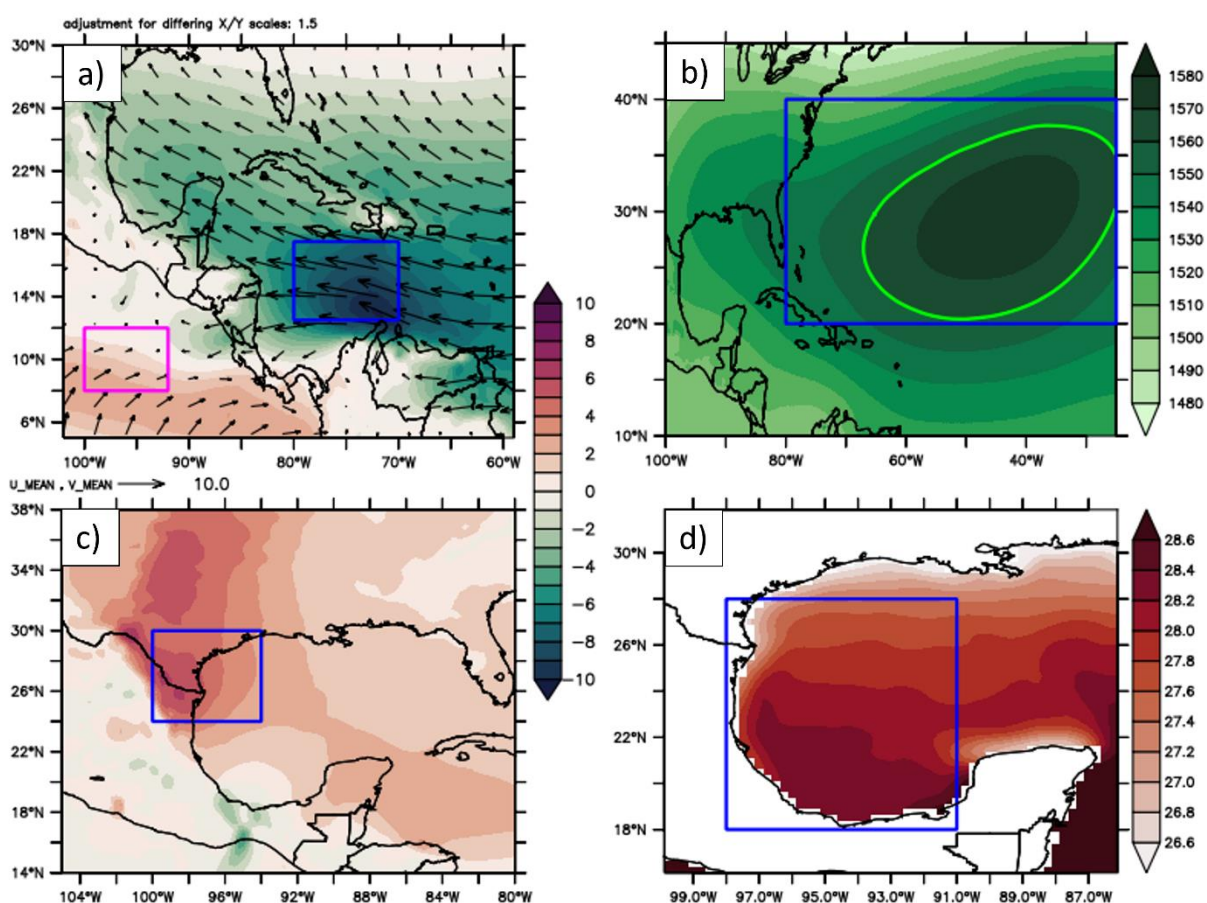
### 3.2.3. Índices climáticos regionales

Para facilitar la interpretación de los SOMs se calcularon cuatro índices de mecanismos regionales que se han usado en la literatura para entender la variabilidad del clima y la precipitación de verano de la región: los jet de bajos niveles del Caribe (CLLJ, por sus siglas en inglés) y de las Grandes Planicies (GPLLJ, por sus siglas en inglés), la Alta Subtropical del Atlántico Norte (NASH, por sus siglas en inglés) y, para complementar, agregamos la TSM del GoM.

El CLLJ se caracteriza por un núcleo máximo en la velocidad zonal ( $u$ ) de los vientos alisios a 925mb entre el norte de Sudamérica y las Grandes Antillas (recuadro azul de la Figura 17a, 12.5°–17.5°N y de 80°–70°O) y, estacionalmente, tiene un máximo en julio el cual es parcialmente inducido por la NASH (Wang, 2007). El índice del CLLJ (CI) es la anomalía diaria del promedio regional de la velocidad zonal multiplicada por -1 (Wang, 2007). Para la NASH se recomienda utilizar la altura geopotencial a 850 mb (Z850) como indicador de su intensidad y evitar los posibles efectos topográficos en el límite oeste de la NASH (Li et al., 2011). El

índice para la NASH (NA) se calculó como la anomalía del promedio de Z850 de la región 20°–40°N y 80°–25°O (recuadro de la Figura 17b), una región ligeramente más pequeña que la usada por (Li *et al.*, 2011) (20°–45°N, 80°–10°O). Además, en algunos mapas se muestran las isohipsas de Z850 a 1540, 1560 y 1580 mgp, de las cuales la segunda se usa para representar la frontera oeste de la NASH (Li *et al.*, 2012); sin embargo, se usaron dos isohipsas más para representar la NASH más (1580 mgp) y menos (1540 mgp) contraída.

Para incluir la contribución del Pacífico se calculó el promedio de la velocidad zonal (UZCIT) del recuadro rosa de la Figura 17a, que representa la sección norte de la zona de convergencia intertropical (ZCIT), al sur de México. A diferencia de los otros índices, éste no es una anomalía de intensidad, sino que indica la dirección predominante del viento zonal ( $u$ ), positivo para los vientos del oeste y negativo para los vientos del este.



**Figura 17.** Promedios diarios de verano (jun-oct) durante 1981-2020 de diversas variables del ERA5 para calcular índices climáticos regionales en los recuadros interiores: a) viento zonal ( $\bar{u}$  en m/s) y vector del viento a 925 hPa, el recuadro azul es para el CLLJ y el rosa para UZCIT, b) geopotenciales a 850 mb para el índice de la NASH ( $\bar{Z}$  en mgp), c) viento meridional ( $\bar{v}$  en m/s) para el GPLLJ y d) TSM (°C) del GoM (TG).

El GPLLJ se caracteriza por vientos intensos del sur; en este trabajo el jet corresponde a la parte sur de la región utilizada por Krishnamurthy *et al.* (2015) y Weaver *et al.* (2009) para el índice original; es decir, aquí el GPLLJ representa los vientos del sur en la costa noreste de México y sur de Texas y se considera como un brazo que se desprende del CLLJ (Wang, 2007). El índice se calculó con la anomalía del viento meridional ( $v$ ) del promedio de la región 24°-30°N y 100°-94°O (recuadro de la Figura 17c). Por último, se utilizó un índice de la TSM del Golfo de México (TG) por ser una fuente importante de energía y humedad para los CTs; el índice se definió como la anomalía promedio de la región: 18°-28°N y 98°-91°O (recuadro de la Figura 17d).

### 3.2.4. Métricas

Es importante saber si la distribución acumulativa de una variable como la lluvia de cada SOM es única entre todos los nodos, o en su caso, identificar los nodos con distribuciones similares. Para lo anterior se aplicó la prueba de dos muestras de K-S, también llamada prueba Smirnov, a los datos de lluvia por punto de malla de cada par de SOMs. La prueba de K-S de un lado, compara dos grupos de datos bajo la hipótesis nula de que tienen la misma distribución (aunque no se especifique el tipo), el estadístico es:

$$D_s = \max_x |F_n(x_1) - F_n(x_2)|, \quad (5)$$

$D_s$  busca la mayor diferencia entre las funciones de distribución empíricas acumulativas de las dos muestras (CDFs). Se pueden comparar muestras de tamaños diferentes ya que las CDFs empíricas son funciones escalonadas, por lo que el máximo puede encontrarse en cualquiera de los valores de  $x_1$  o  $x_2$  (Wilks, 2011). Esto es adecuado para los SOMs porque cada modo tiene diferente cantidad de tiempos.

Por otra parte, para explorar las relaciones entre la lluvia extrema acumulada (R95p) de las subregiones (Norte y Sur), los mecanismos (Figura 17), la frecuencia de ocurrencia de los SOMs y las oscilaciones (AMO, PDO y ENOS), se generaron dos matrices de correlación una con información mensual y otra estacional. La matriz de correlación se puede representar en una gráfica, la cual es muy útil para desplegar visualmente las correlaciones entre diferentes variables (Wilks, 2011). Esto se presenta al final de este capítulo.



### 3.3 Resultados

#### 3.3.1 Ciclones tropicales y su relación con la lluvia

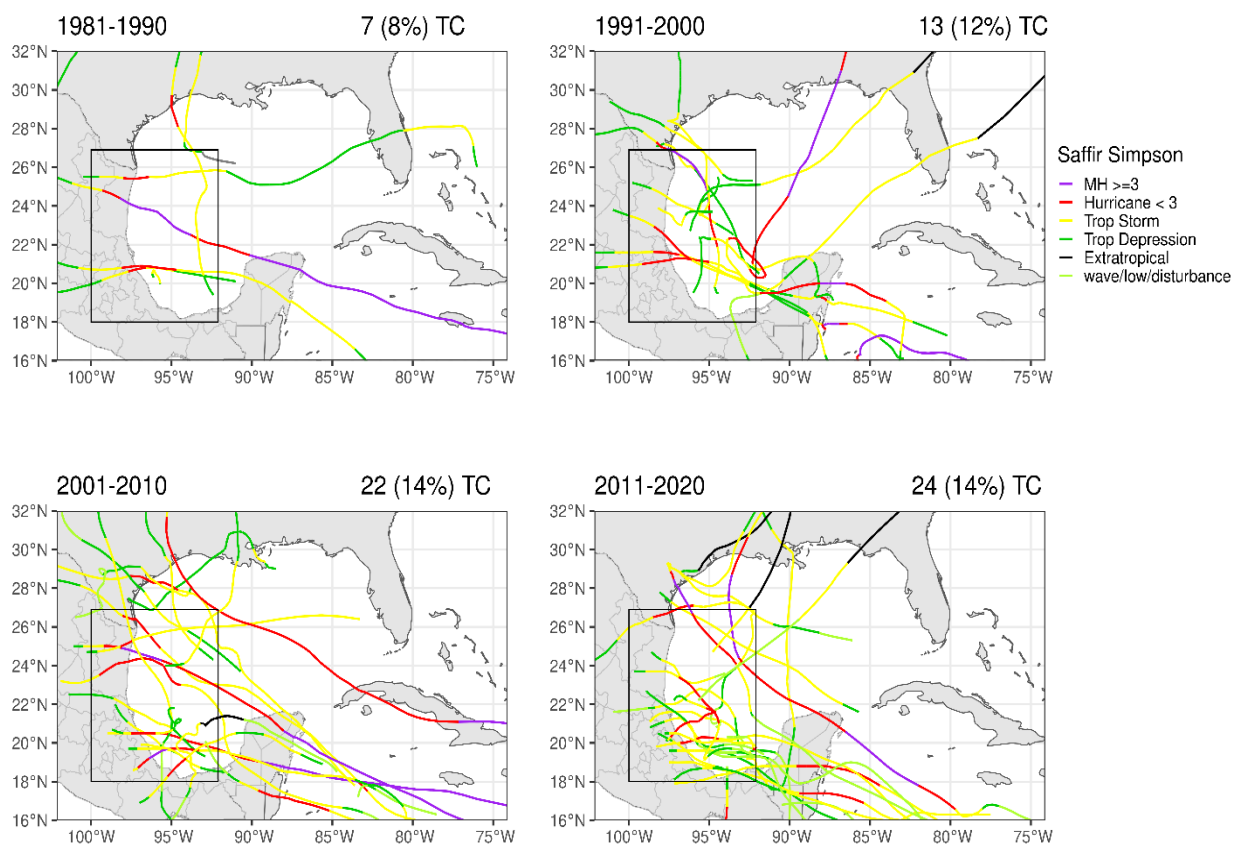
La Figura 19 muestra las trayectorias de los CTs por década que alcanzaron categoría de tormenta tropical o mayor de acuerdo con la clasificación de Saffir Simpson (Tabla 3) y que impactaron al OGoM durante 1981-2020. Se define como huracán menor a los sistemas de categorías 1 y 2, y huracanes mayores a los de categoría igual o mayor de 3. En el texto se mencionan principalmente los huracanes porque son los que generan mayor impacto en poco tiempo, sin embargo, una tormenta tropical también puede dejar importantes cantidades de lluvia en la región como se verá más adelante.

**Tabla 3.** Escala Saffir-Simpson de vientos de huracanes, así como los tipos de daño que se pueden generar debido únicamente a los vientos.

Categoría	Vientos sostenidos máximos por un minuto (Km/h)	Tipos de daño por viento
<b>Depresión tropical (DT)</b>	<63	
<b>Tormenta tropical (TT)</b>	63-118	
<b>1</b>	119-153	Vientos muy peligrosos que pueden producir algo de daño
<b>2</b>	154-177	Vientos extremadamente peligrosos que podrían causar daño.
<b>3</b>	178-208	Podría ocurrir daño devastador
<b>4</b>	209-251	Podría ocurrir daño catastrófico
<b>5</b>	>251	Podría ocurrir daño catastrófico

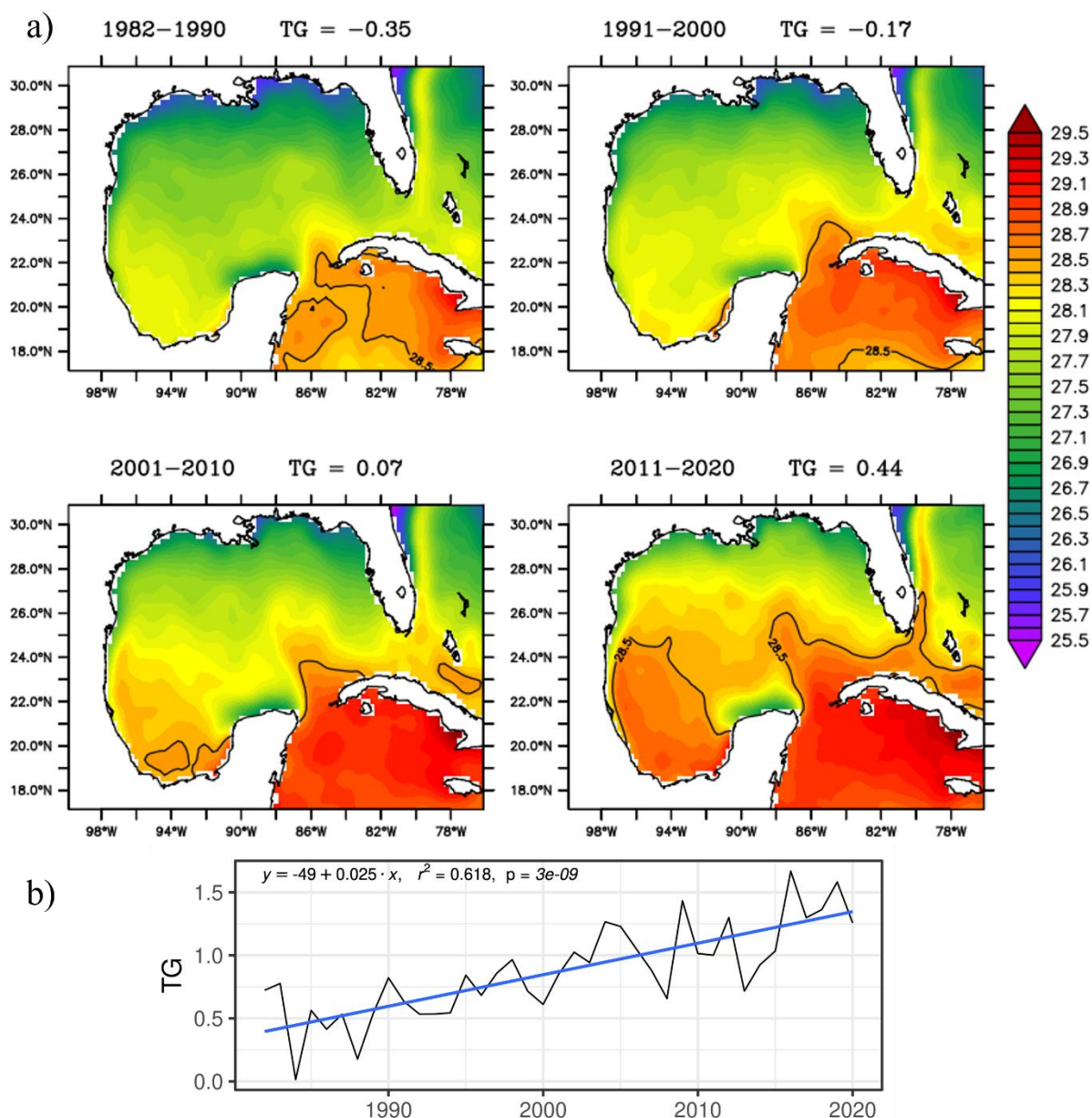
En la década de 1981-1990, siete CTs ingresaron a la región de estudio (recuadro negro de la Figura 18) con una distancia máxima de 300 km de las costas de Tampico y Veracruz. Estos CTs representan un 8% de los sistemas que ocurrieron en todo el Atlántico en esa década. De los siete ciclones, cuatro impactaron en las costas mexicanas, tres como huracanes menores (Barry 1983, Debby 1988, Diana 1990) y uno como huracán mayor (Gilbert 1988) que generó graves daños en el NEM. En la década de 1991-2000 se presentaron 13 CTs, 12% del total de los CTs del Atlántico, de los cuales 6 tocaron tierra, tres con categoría de huracán menor (Gert 1993, Dolly 1996, Keith 2000) y un huracán mayor (Bret 1999) que impactó al sur de Texas. En la década de 2011-2010, el número de ciclones tropicales que afectaron el OGoM fue más del doble que la primera década, 22 CTs (14% del total de sistemas) con seis huracanes que impactaron con

categoría menor (Erika 2003, Stan 2005, Dean 2007, Lorenzo 2007, Dolly 2008 y Alex 2010), y dos huracanes mayores (Emily 2005 y Karl 2010).



**Figura 18.** Trayectorias de ciclones tropicales por década que entraron a la región del oriental del Golfo de México (OGOM). En la parte superior de cada mapa aparece el número de ciclones que entraron al recuadro negro y el porcentaje que representan del total de huracanes en la cuenca del Atlántico. En colores se encuentra su categoría con base en la clasificación de Saffir-Simpson. Con información de Knapp, *et al.* (2018).

Finalmente, en la década de 2011-2020 se contabilizaron 24 CTs, que representaron el 14% de los sistemas totales del Atlántico, de los cuales sólo dos impactaron como huracanes menores (Franklin 2017 y Katia 2017) en las costas mexicanas del OGoM; hubo dos huracanes mayores que cruzaron el noreste del dominio analizado e impactaron al sureste de Estados Unidos. Es importante resaltar el incremento de la actividad ciclónica en el Golfo de Campeche, siendo la mayoría tormentas tropicales que no evolucionaron a huracanes. Es decir, se registró un incremento de eventos dentro de la zona de interés de 8% del total de CTs del Atlántico al inicio del periodo a 14% en las últimas dos décadas.



**Figura 19.** a) TSM ( $^{\circ}\text{C}$ ) promedio por década de la NOAA versión 2.0. La isoterma negra representa la ubicación de la alberca de agua caliente (TSM =  $28.5^{\circ}\text{C}$ ); TG es el valor promedio del índice de la TSM en el Golfo de México (Figura 17d). b) Serie de tiempo de los valores promedio estacionales (Jun-Oct) de la TG.

La fuente de energía principal de los CTs es la TSM, por lo que al observar el incremento en el número de sistemas se decidió graficar el promedio decenal, así como el promedio del índice de la TSM del GoM, TG (Figura 19). En las dos últimas décadas se observa que la TSM se incrementó principalmente en el Golfo de Campeche y en el Mar Caribe. En la década 2011-2020 se observa una alberca de agua caliente en casi todo el GoM, lo que podría ser un factor asociado al incremento en el número de CTs que se formaron en la región, lo cual coincide con lo observado por (Wang *et al.*, 2008) aunque ellos analizaron el Caribe. La

serie de tiempo de la TSM del GoM (TG) muestra un incremento significativo de  $0.25^{\circ}\text{C}$  por década ( $0.025^{\circ}\text{C}$  x año).

En la Figura 20a se muestra la variabilidad interanual del número de CTs y de los huracanes menores y mayores, no solo los que tocaron tierras mexicanas sino todos los mostrados en la Figura 18. Se observa un incremento en la frecuencia de CTs por año en las dos décadas más recientes; mientras que antes del 2000 podía haber dos o tres años sin ninguna tormenta tropical, después de 2000 hay hasta 5 años consecutivos con CTs y años con más de 2 CTs. El año más activo fue el 2005 con 5 CTs. En todo el periodo de 1981-2020 ocurrieron 66 CTs, de los cuales 20 fueron huracanes menores y 6 huracanes mayores; es decir, más de la mitad de los CTs no llegaron a la categoría de huracán. De 1981 al 2000 hubo 20 CTs en total, con 8 huracanes menores y 2 mayores, mientras que del 2001 a 2020 se incrementaron al 100% los CTs (46), con 16 huracanes, de los cuales 4 fueron huracanes mayores.

Por otro lado, en la Figura 20b y c se muestra la lluvia estacional que reciben las regiones norte y sur del OGoM, mientras que la Tabla 4 muestra información de los 10 años con los valores más altos de lluvia extrema acumulada en el verano (R95p) para la región norte. Los CTs contribuyen a la lluvia estacional un 16% en la región norte y 12% en la sur. Es decir, en ambas regiones la suma de otros procesos, además de los CTs, como los vientos alisios, brisas, ondas del este y convección forzada por la orografía son más relevantes para la acumulación de la lluvia estacional (y para los eventos extremos, como se verá más adelante). Los años donde más contribuyeron los CTs a la lluvia anual en la subregión norte fueron el 2013 (49 %), 2005 (49 %) y el 2010 (41 %), mientras que la mayor lluvia recibida por huracanes se observó en 2013 (32 %), 1988 (29 %) y 2010 (25 %), principalmente por Ingrid, Gilberto y Alex, respectivamente. La región sur recibe en promedio 951 mm en el verano, de los cuales 118 mm (12%) son por la influencia de CTs y de estos 47 mm (5 %) es por huracanes (Figura 20c y Tabla 5); los años con mayor lluvia debida a todos los CTs fueron 2005 (47%), 2013 (36%) y 2011 (40%), mientras que por huracanes fueron 2005 (24%), 2017 (20%) y 1988 (24%).

En algunos veranos los sistemas de mayor impacto afectan a las dos regiones, como se ve en las Tablas 4 y 5. El impacto regional por lluvia, como las inundaciones y los deslaves, se debe principalmente a la acumulación de eventos en la temporada (Sánchez-Rodríguez y Cavazos, 2015), como los años 2005, 2010, 2013; a medida que se va saturando el suelo, aumentan el riesgo y la vulnerabilidad de la población. En cambio, el impacto por vientos a la infraestructura sí es por evento.

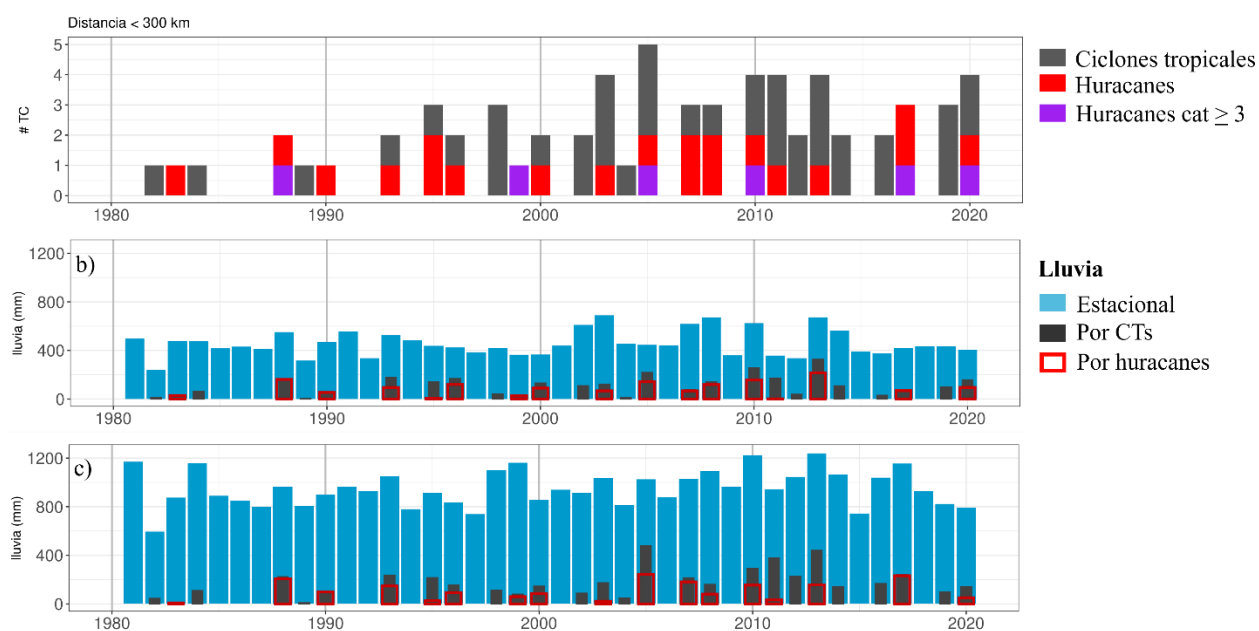
**Tabla 4.** Veranos con mayor cantidad de lluvia estacional (Jun-Oct) y porcentajes de acumulación de lluvia extrema en la subregión norte durante 1981-2020: Lluvia total, lluvia debida a CTs (LluviaxCT), lluvia extrema total (R95p), R95p debida a CTs (R95pxCTs) y a huracanes (R95pxH), CTs que impactaron al OGoM, fechas de influencia, categoría máxima y lugar de impacto. H: categoría 1 y 2, MH: categoría > 3. En la última columna se muestra si el ENOS fue El Niño (EN), la Niña (LN) o Neutro (N). La última fila es el promedio de los 40 años.

Año	Lluvia (mm)	LluviaxCT (%)	R95p (%)	R95pxCTs (%)	R95pxH (%)	CTs	Fecha	Cat	Lugar de impacto	EN OS
2014	562	19	51	15	0	Dolly Hanna	2 – 3 sep 21 – 22 oct	TT Remanente	Veracruz -	N
2010	624	41	43	20	15	Alex Hermine Karl Richard	29Jun - 1jul 5 – 7 sep 17 – 18 sep 26 oct	H TT MH Remanente	Tamaulipas Veracruz Veracruz-	LN
2013	672	49	38	30	26	Barry Fernand Ingrid	17 – 20 Jun 25 – 26 Ago 12 – 17 sep	TT TT H	Veracruz Veracruz Tamaulipas	N
2008	671	21	29	8	8	Dolly Ike Marco	23 – 25 Jul 11 – 13 sep 6 – 7 oct	H H TT	Texas Texas Veracruz	N
2002	610	18	30	14	0	Bertha Fay	8 – 9 Ago 6 – 10 sep	DT TT	Texas Texas	EN
2003	690	18	26	5	5	Erika Larry	15 – 16 ago 2 – 6 oct	H TT	Tamaulipas Tabasco	N
2005	445	49	38	33	23	Bret Emily Gert Jose Stan	28 – 30 Jun 18 – 21 Jul 23 – 25 Jul 22 – 23 Ago 3 – 5 Oct	TS MH TT TT H	Veracruz Tamaulipas Veracruz Veracruz Veracruz	N
2007	618	13	27	4	4	Erin Dean Lorenzo	15 – 16 Ago 22 – 23 Ago 26 – 28 Sep	TS H H	Texas Veracruz Veracruz	LN
2000	367	36	39	33	24	Beryl Keith	14 – 15 Ago 4 – 6 oct	TT H	Tamaulipas Tamaulipas	LN
1993	525	34	26	21	15	Arlene Gert	19 – 20 Jun 19 – 22 sep	TT H	Texas Veracruz	N
<b>Promedio</b>	<b>458</b>	<b>16</b>	<b>24</b>	<b>8</b>	<b>5</b>					

**Tabla 5.** Igual que la Tabla 4, pero para la subregión sur.

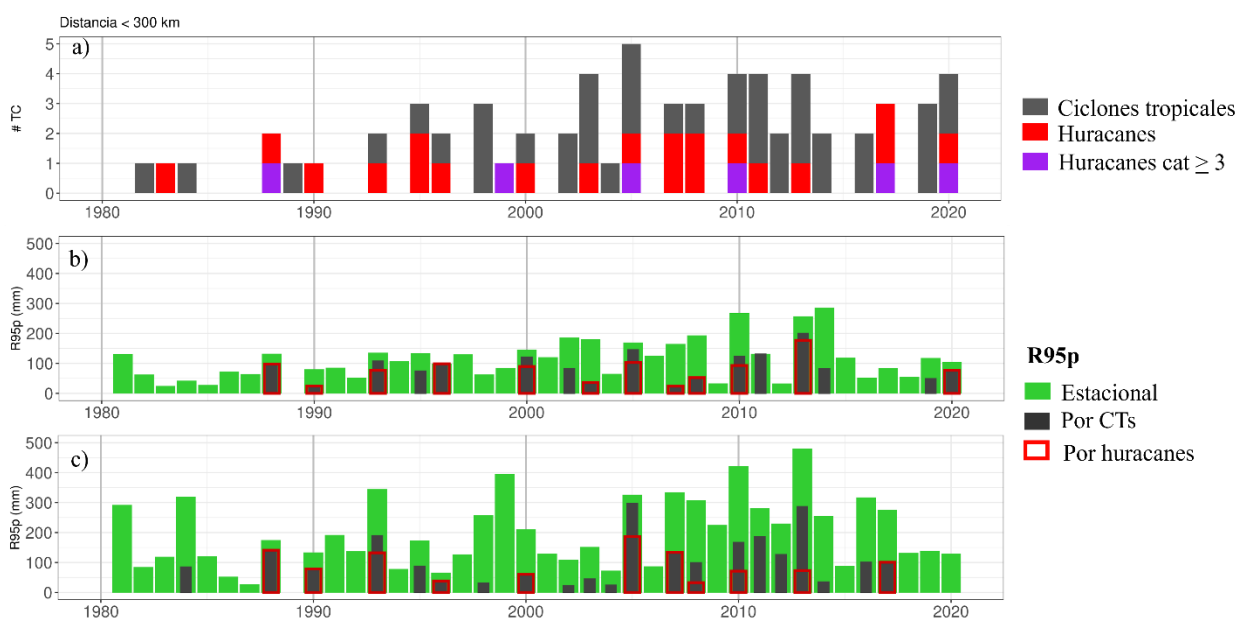
Año	Lluvia (mm)	Lluvia <sub>xCT</sub> (%)	R95p (%)	R95p <sub>xCT</sub> (%)	R95p <sub>xH</sub> (%)	CTs	Fecha	Cat	Lugar de impacto	ENOS
2013	1240	36	39	23	6	*				N
2010	1223	24	34	14	6	*				LN
1999	1160	7	34	0	0	Bret	19-24 Ago	H	Texas	LN
1993	1049	22	33	18	13	*				N
2007	1031	21	32	13	13	*				LN
2005	1025	47	32	29	18	*				N
1984	1157	9	28	7	0					N
2016	1038	16	31	10	0	Danielle Earl	19-21 Jun 5-6 Ago	TT TT	Veracruz Veracruz	N
2008	1093	15	28	9	3	*				N
1981	1170	0.0	25	0	0					N
<b>Promedio Total</b>	<b>951</b>	<b>12</b>	<b>20</b>	<b>6</b>	<b>2</b>					

\*CTs que se muestran en la Tabla 4.



**Figura 20.** a) Variabilidad interanual del número anual de ciclones tropicales (gris), huracanes categoría 1 y 2 (rojo) y huracanes mayores a categoría 3 (morado) a menos de 300 km de la región de estudio durante 1981-2020. b) Lluvia estacional de verano con CHIRPS (azul), debida a CTs (gris) y debida a huracanes (recuadro rojo) para la región b) norte y c) sur.

La Figura 21 muestra la contribución interanual de las lluvias extremas (R95p) de verano a la lluvia estacional. En el norte, R95p contribuye 24% a la lluvia de verano (R95p = 110 mm) de las cuales sólo el 8% es por todos los CTs y de aquí el 5% es por huracanes. En la región sur los extremos contribuyen 20% a la lluvia estacional (R95p = 194 mm), siendo el 6% debida a todos los CTs y sólo el 2% es por huracanes. Aunque en el sur el porcentaje promedio de la contribución de CTs a la lluvia es menor que en el norte, es más frecuente tener impactos de CTs en el sur. Para el norte, es interesante notar que, de los 10 años con más extremos de lluvia, el 2007 (#8), 2003 (#6) y 2008 (#4) la contribución a la lluvia extrema por CTs fue menor al 9%, mientras que los años que tuvieron mayor contribución a la lluvia extrema (R95p) por todos los CTs (>30%) fueron 2000 (#8), 2005 (#7) y 2013 (#3). En el caso de la región sur, de los 10 años con lluvia más extrema, sólo 1999 (#3) y 1981 (#10) no tuvieron influencia de CTs, mientras que el 2013 (#1) y 2005 (#6) fueron los que tuvieron mayor contribución por CTs, de 23 y 28 %, respectivamente.



**Figura 21.** Igual que la Figura 20, pero los incisos b) y c) representan la lluvia de verano debida a los extremos (R95p) para las regiones norte y sur, respectivamente.

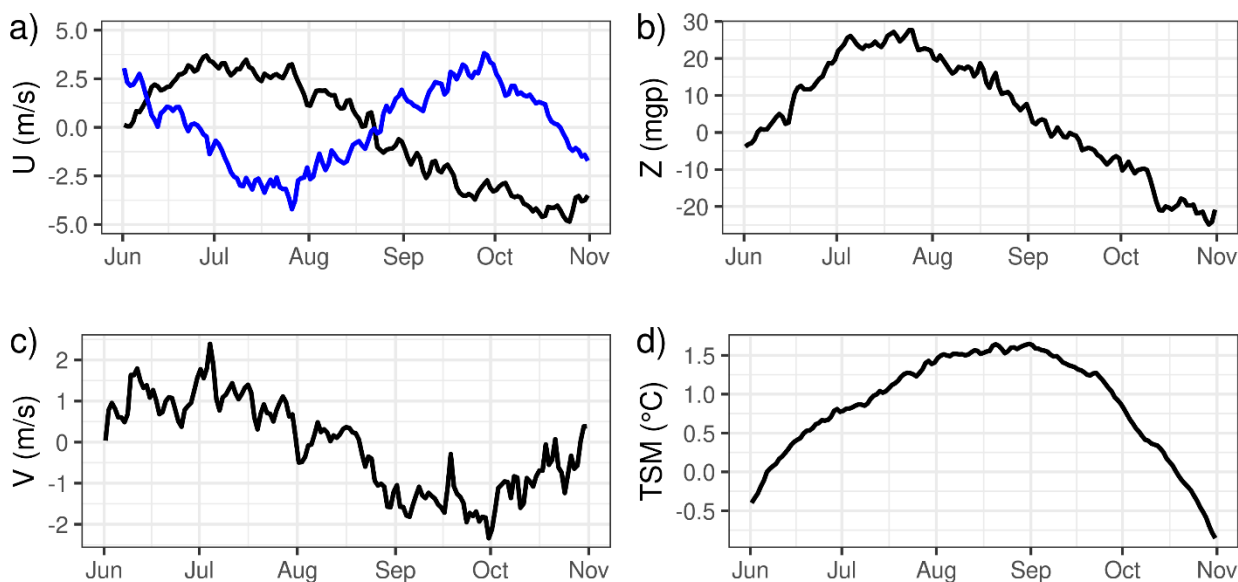
### 3.3.2 Patrones sinópticos que modulan la lluvia y mecanismos regionales

#### 3.3.2.1 Índices climáticos regionales

Para entender la variabilidad intraestacional de la circulación del Golfo de México y el Caribe, la Figura 22 muestra las anomalías de la climatología diaria de cada índice climático regional. Se observa una

anticorrelación entre el CLLJ y el UZCIT, pero como el CLLJ está multiplicado por  $-1$ , entonces resulta una correlación positiva en los vientos; por ejemplo, los valores de julio indican que ambos índices tienen en promedio vientos alisios intensos en el pico del verano, con la NASH también intensa y extendida hacia el oeste (Figura 22 a y b). Esto ocurre cuando la TSM no ha alcanzado su valor máximo estacional en el GoM. Cuando el CLLJ y la NASH empiezan a debilitarse a finales de agosto, UZCIT se vuelve más positivo de tal forma que los contraalisios en la ZCIT, al sur de Oaxaca y Chiapas, alcanzan su valor máximo en septiembre y octubre. Los contraalisios de septiembre coinciden con el máximo de la anomalía de la TSM en el GoM ( $\sim 1.7^{\circ}\text{C}$ ).

Por último, en la Figura 22c se ve claramente que el GPLLJ, aunque tiene mayor variabilidad que el CLLJ, es concurrente con este jet en todo el verano, con vientos del sur entre junio y agosto; a finales de agosto los vientos dominantes se vuelven negativos, por lo que el GPLLJ se debilita al igual que la NASH y el CLLJ.



**Figura 22.** Climatología diaria (en anomalías del periodo 1981-2020) de los índices de la Figura 17. a) La curva negra es la intensidad del índice del CLLJ en la región azul de la Figura 17a, y la curva azul es el índice UZCIT en la región rosa de la Figura 17a. b) Índice de la NASH en la región de la Figura 17b. c) Índice del GPLLJ en la Figura 17c, y d) anomalía de la TSM promedio del Golfo de México en la región de la Figura 17d.

### 3.3.2.2 Patrones climatológicos de los SOMs

El arreglo de los nueve patrones obtenidos con los SOMs se muestra en la Figura 23. Los nodos se pueden dividir en tres grupos generales de acuerdo con los meses más frecuentes de ocurrencia y los patrones de precipitación. La primera fila representa patrones de transición al inicio (junio) y al final del verano (octubre); los del centro son los nodos más secos y los de la fila de abajo son los nodos húmedos. Los SOMs



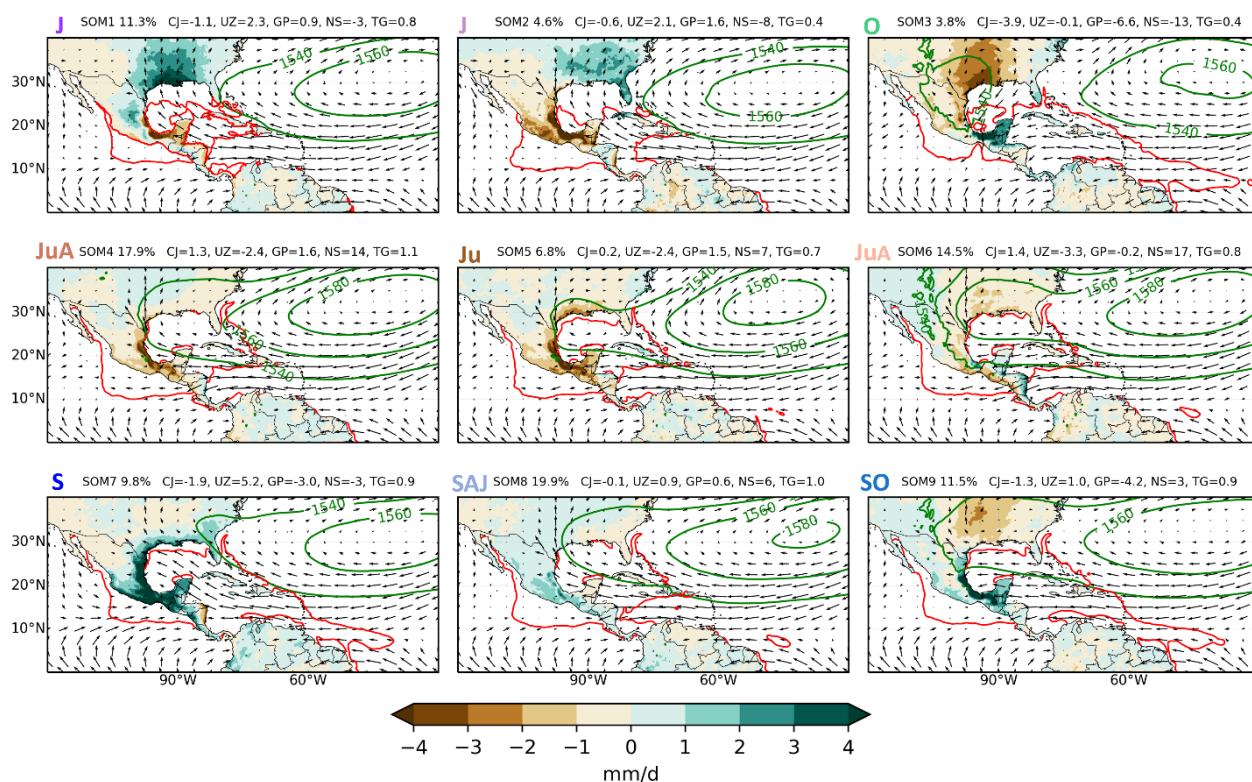
1 y 2 son predominantes en junio con una frecuencia de ocurrencia en los 40 años de 11.3 % y 4.6% respectivamente; estos modos generan anomalías negativas de lluvia principalmente en Veracruz y Tabasco, mientras que promueven lluvia en el sureste de Estados Unidos y en el noreste de México. En ambos se observa que la NASH está muy cerca de su posición climatológica cerca de Florida (NS con valores de -3 y -8, respectivamente), el CLLJ es débil (CJ negativo) y el GPLLJ intenso (GP positivo) y extendido a lo ancho del GoM. Los vientos del sur de este último jet son perpendiculares a la costa sureste de Estados Unidos lo que favorece la entrada de humedad y la formación de lluvia en esa región, como se muestra en los SOMs 1 y 2; estos modos también explican el primer pico de lluvia en la Figura 22c casi a mediados de junio. Considerando que el SOM2 tiene uno de los valores más bajos de la anomalía de la TSM del GoM ( $TG = 0.4^{\circ}\text{C}$ ) este patrón precede al SOM1 estacionalmente. Durante julio y agosto (JuA), los SOM4 (17.9 %), SOM5 (6.8%) y SOM6 (14.5%) son los más comunes y los más secos en toda la costa del GoM. Estos patrones, que ocurren durante la canícula, se caracterizan por tener el CLLJ positivo e intenso (excepto en el SOM5 donde  $CJ = 0.2$ , muy cercano al valor promedio), lo que favorece que el jet se prolongue hasta el Océano Pacífico, por lo que UZCIT es negativo; es decir, predominan los vientos alisios del este desde el Mar Caribe hasta el Pacífico. Los patrones de los SOMs 4 y 5 inhiben la lluvia en casi todo el litoral oeste del GoM, a pesar de que la TSM del Golfo es cálida ( $TG = 1.1$  en el SOM4) y que el GPLLJ intenso ( $GP=1.6$  y  $1.5$ , respectivamente).

Sin embargo, como los vientos del sur del jet no son perpendiculares a la costa sureste de Estados Unidos como en los SOMs 1 y 2, esto inhibe parcialmente la entrada de humedad a la región. Al contrario de lo que ocurre en el GoM y en las costas del Pacífico, en el Caribe se observan anomalías positivas de precipitación en los SOMs 4 y 6; esto se debe a la intensificación del CLLJ y la NASH extendida hacia el continente, los cuales advectan humedad y promueven lluvias orográficas en la región costera del Caribe de México y Centroamérica. Además, se sabe que la interacción del CLLJ con las sierras de Centro América genera sombra orográfica sobre la costa Pacífica (Hidalgo *et al.*, 2019), consistente con estos patrones.

Los nodos más lluviosos en el OGoM son los SOMs 7, 8 y 9; ocurren principalmente de agosto a octubre (A, S, O) y tienen una alberca de agua caliente del Atlántico que se extiende desde el Caribe hasta el GoM. El SOM7 ocurre más frecuente en septiembre con una frecuencia de 9.8% de días; es el patrón con mayor lluvia y con aporte de humedad no sólo del GoM sino también del Pacífico con la influencia de los contraalisios (UZ máximo de 5.2). Además, la NASH se encuentra contraída y tanto el CLLJ como el GPLLJ están debilitados favoreciendo así la formación de lluvia convectiva. Por otro lado, el SOM8 con una frecuencia del 19.9% de días se asocia a los vientos alisios promedio y predominantes en esta época del año con una mayor frecuencia en varios meses del verano (junio, septiembre y agosto). El SOM9 ocurre

principalmente en septiembre y octubre, con una frecuencia de 11.5%, es el segundo nodo más lluvioso para Veracruz y Tamaulipas, con ambos jet de bajos niveles débiles y una NASH promedio.

Finalmente, el SOM3 más frecuente en octubre al final de la temporada de lluvias de verano, por lo que es un patrón de transición; tiene una alta presión sobre el continente (en Texas) típica del inicio de la migración de masas de aire frío hacia los trópicos durante el otoño, las cuales pueden generar vientos del norte sobre el GoM, como se observa en el SOM3. Este nodo tiene una NASH más contraída y hacia el norte, y la ZCIT empieza a retraerse hacia el sur de los 10°N, por lo que la TSM (TG = 0.4) tiene su valor mínimo. Sin embargo, el Caribe sigue caliente, como se ve en la gran extensión de la alberca de agua caliente del Atlántico, y el CLLJ es muy débil (CJ = -3.9), por lo que este modo favorece las lluvias en todo el Caribe y sur del GoM.



**Figura 23.** Mapas promedio de compuestos diarios de los 9 SOMs: anomalía de precipitación con CHIRPS (sombreada), la isoterma roja (TSM = 28.5°C) representa el tamaño de la alberca de agua cálida y las tres isolíneas verdes son alturas geopotenciales (Z=1,540,1,560 y 1580 gpm) de la NASH. Los vectores de viento (m/s) son a 925 hPa. En la parte superior de cada mapa se muestra la inicial del mes de verano cuando el SOM es más frecuente, el porcentaje (%) de días asociados a cada nodo y el promedio de los índices climáticos regionales de la Figura 17, pero por el espacio en estos mapas CJ es CLLJ, GP es GPLLJ, NS es NASH y TG es la TSM del GoM. Periodo 1981-2020 con un total de 6120 días de junio a octubre.

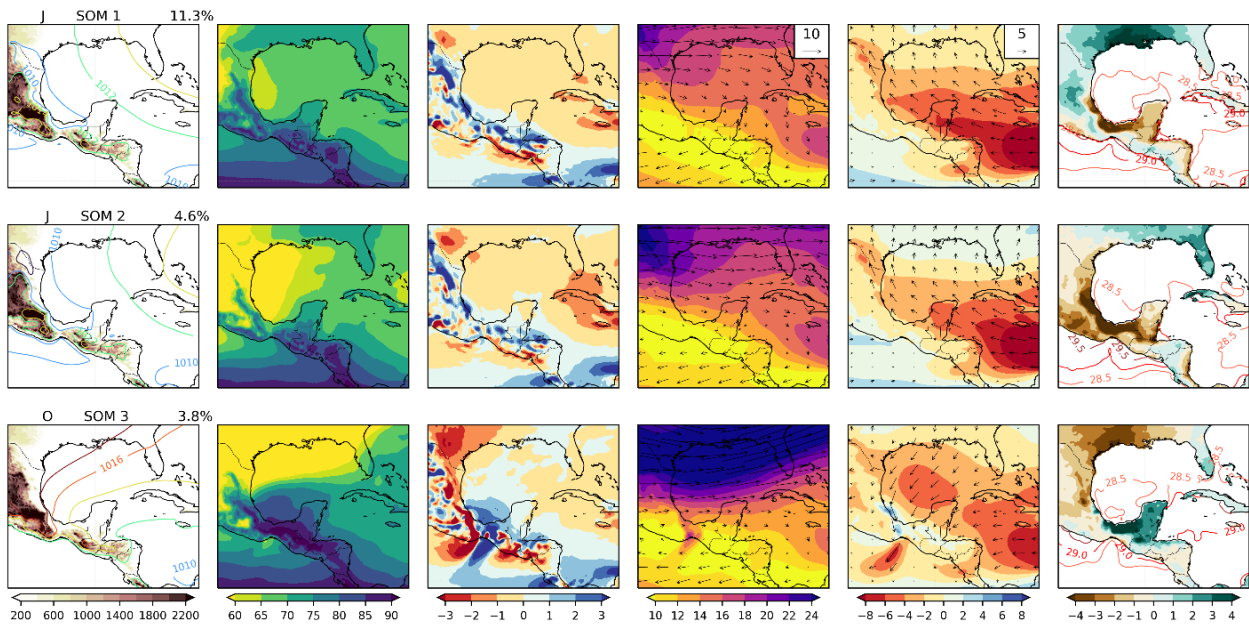
Para complementar la Figura 23 las tres figuras siguientes muestran un acercamiento a la región de estudio con otros aspectos dinámicos asociados a los SOMs de transición (1, 2 y 3), húmedos (7, 8 y 9) y secos (4, 5 y 6). Además, en la Tabla 6 se concentra toda la información de cada SOM respecto a la lluvia estacional, extrema, CTs e índices de mecanismos climáticos.

La Figura 24 muestra las características regionales de los SOMs de transición (1, 2 y 3). Los SOMs 1 y 2 tienen características similares en la presión superficial atmosférica, con un canal de baja presión a lo largo del litoral del GoM. Sin embargo, el SOM2 muestra mucho menos humedad relativa en casi todo el GoM y anomalías de vorticidad cercanas a 0; además, tiene un corte fuerte del viento en casi todo el noroeste del GoM, con vientos en altura también más intenso que en el SOM1, razón por la cual en el SOM2 se reduce la precipitación en casi todo el litoral mexicano del GoM.

Por otro lado, en el SOM1 con mayor humedad disponible y menos corte en el viento, permite que los vientos del Caribe advecten humedad del GoM hacia la costa sureste de Estados Unidos y Tamaulipas generando lluvias, mientras que se inhibe la lluvia en Veracruz y Tabasco. El SOM1 tiene 11% de días asociados con CTs que afectaron a la región.

El SOM3 (última fila Figura 24), muestra una alta presión en el noroeste del dominio, por lo que se observa baja humedad relativa ( $HR < 60\%$ ) en esa región, mientras que en el Golfo de Campeche la HR es alta ( $> 80\%$ ) y la vorticidad es positiva.

Como se había mencionado anteriormente, este SOM es de transición al otoño, por lo que comienza a verse la influencia de la corriente en chorro subtropical en los vientos en altura (del oeste), así como un fuerte corte de viento al sur de Estados Unidos; en la superficie, los vientos son principalmente del noreste y atraviesan el GoM por lo que promueven las lluvias al sur de Veracruz y Tabasco. Además, se observa la formación de los vientos Tehuanos sobre el Pacífico.

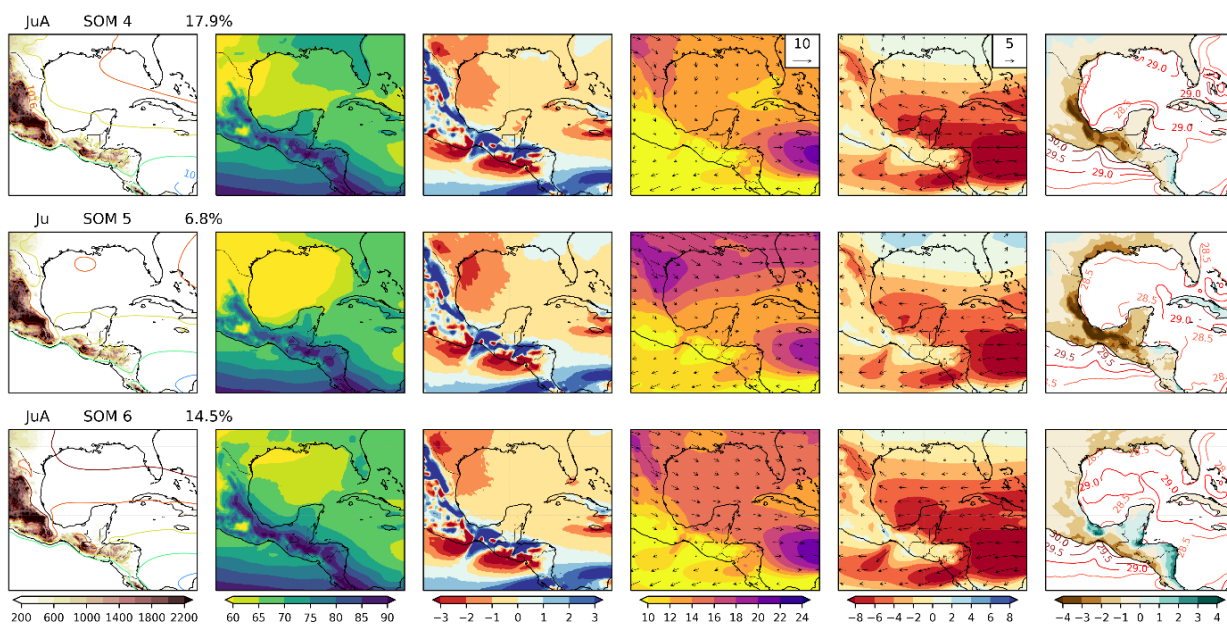


**Figura 24.** Compuestos promedio diarios de los SOMs de transición (1, 2 y 3) de las siguientes variables ordenadas de izquierda a derecha; Columnas 1) topografía (m) en sombreado y presión reducida a nivel del mar (mb) en contornos, 2) humedad relativa a 850 mb (%), 3) vorticidad ( $\cdot 10^{-4} s^{-1}$ ) a 925 mb, 4) corte del viento (m/s) entre 200 y 850 mb en sombreado y vectores del viento a 200 mb, 5) componente u del viento a 925 mb en sombreado y el vector del viento (m/s), y 6) anomalías de lluvia (mm/d) en sombreado y contornos de la TSM ( $^{\circ}C$ ). Cada fila representa un nodo y en la segunda columna se muestra el porcentaje de ocurrencia en el período.

La Figura 25 muestra las características regionales de los SOMs secos, 4, 5 y 6. Los 3 presentan características similares: alta presión sobre toda la región con diferentes posiciones de la NASH; baja humedad relativa, especialmente el SOM6 ( $HR < 65\%$ ) en el centro y norte del GoM, y vorticidad positiva sobre Texas. En los tres SOMs, el viento en altura es considerablemente débil por lo que el corte de viento intenso en la frontera de México y Estados Unidos es debido a un GPLLJ intenso (principalmente en los SOMs 4 y 5). La combinación de todos estos mecanismos inhibe la formación de nubes y lluvia tanto en México como al sureste de Estados Unidos, por lo que son de los nodos con menos días asociados a CTs (de 2 a 4 %) a pesar de tener alta TG.

El SOM6, a diferencia de los SOM 4 y 5, presenta mayor humedad frente al litoral sur del GoM por lo cual no es tan seco como los otros dos mapas. Posiblemente debido a que los vientos del este son intensos sobre la Península de Yucatán y el Golfo de Campeche y no se curvan tanto al norte, por lo que advectan la humedad directo al sur de Veracruz y promueven el desarrollo de lluvia en dicha región ( $pr = 121$  mm). Similarmente pasa en Centro América donde los vientos alisios son perpendiculares a las sierras, provocando convección forzada en las costas del lado del Mar Caribe. En los tres SOMs los vientos del Caribe a 925 hPa (5ª columna, Figura 25) son intensos por lo que los vientos Tehuanos y los de Papagayo

también son fuertes, por el efecto Venturi de los valles que se observan en la topografía de la primera columna.



**Figura 25.** Igual que la Figura 24, pero para los nodos secos (SOMs 4, 5 y 6).

En la Figura 26 se muestran los SOMs húmedos. El SOM7 (primera fila) se caracteriza por tener una baja presión atmosférica superficial sobre el Golfo de Campeche y en el Pacífico, vorticidad positiva frente a Veracruz, corte débil de vientos y circulación anticiclónica en altura. Estos factores, aunados a un ambiente húmedo ( $> 75\%$  de HR), favorecen el desarrollo de sistemas convectivos y precipitación a lo largo de las costas del GoM y el Pacífico y sobre las sierras. En este SOM, los vientos alisios superficiales sobre el GoM son más intensos que en los nodos secos (Figura 25), mientras que en el Pacífico se observan vientos del oeste en la ZCIT, los cuales también favorecen la advección de humedad hacia las costas del Pacífico.

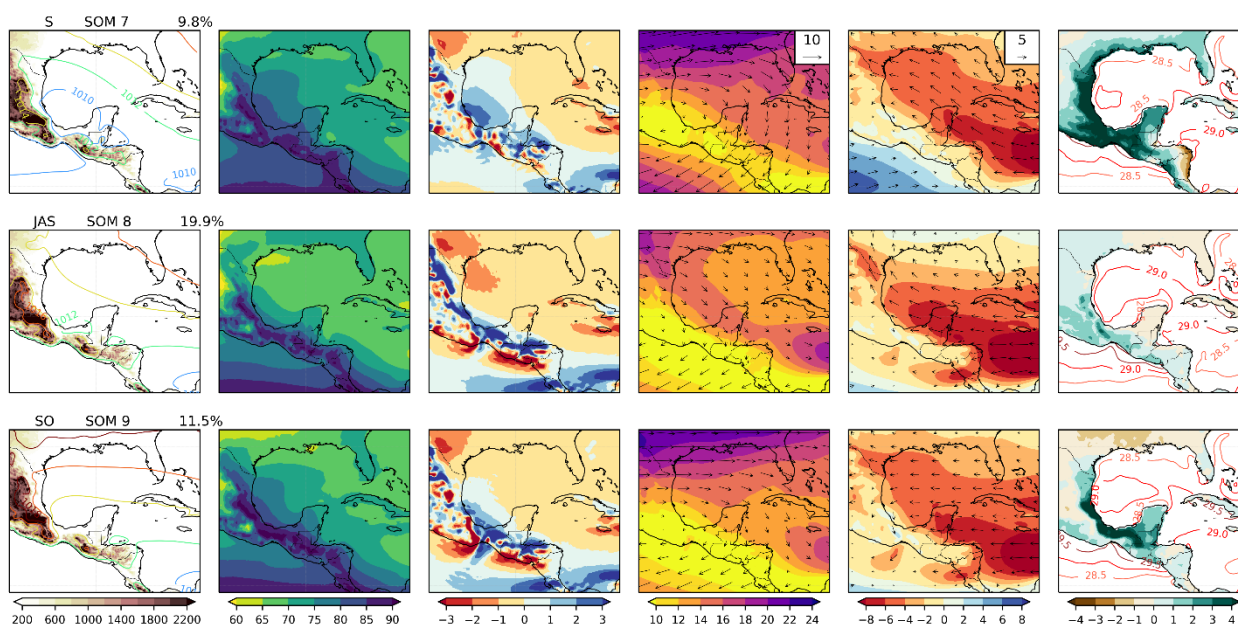
Los vientos alisios al pasar sobre las aguas cálidas del GoM (con temperaturas mayores a  $28.5^{\circ}\text{C}$ ) advectan humedad hacia el continente y generan las condiciones propicias para el desarrollo de lluvia de CT y noCT. Por lo anterior este SOM concentra el mayor porcentaje de días con influencia de CTs (40%), además de generar la mayor cantidad de lluvia extrema en las dos subregiones (Tabla 6).

El SOM8 tiene presión atmosférica promedio ( $\sim 1012$  mb) en el centro y sur del GoM, pero con influencia de la NASH en la parte noreste (de los tres nodos lluviosos es el que la tiene más cercana e intensa  $NA = 5.7$ ). Esto favorece que los vientos alisios crucen el GoM y advecten humedad ( $HR > 75\%$ ) del océano cálido ( $TG > 28.5^{\circ}\text{C}$ , última columna) hacia Veracruz y Tamaulipas, generando lluvia promedio en las zonas

costeras, y más intensa sobre las regiones montañosas. Estas lluvias promedio al ser muy frecuentes en el verano, hacen que este SOM sea el que presenta mayor lluvia para la subregión sur (243 mm), incluso mayor que el SOM7, aunque no genera tantos extremos como los otros dos SOMs lluviosos (Tabla 6).

Finalmente, el SOM9 muestra alta presión superficial sobre México y sureste de Estados Unidos y humedad alta ( $HR > 75\%$ ) principalmente sobre el litoral oriental de México; además, presenta vientos del este sobre una alberca de agua caliente grande, vorticidad positiva y un corte del viento débil.

Estos factores sugieren la formación de procesos convectivos, por lo que es el segundo SOM con mayor días asociados a CTs (17%), los cuales se reflejan en lluvia intensa en Tabasco y Veracruz principalmente (último mapa de la Figura 26), por lo que para la subregión sur es el segundo patrón con mayor lluvia por extremos (63.5 mm; Tabla 6).



**Figura 26.** Igual que la Figura 24, pero para los nodos húmedos (7, 8 y 9).

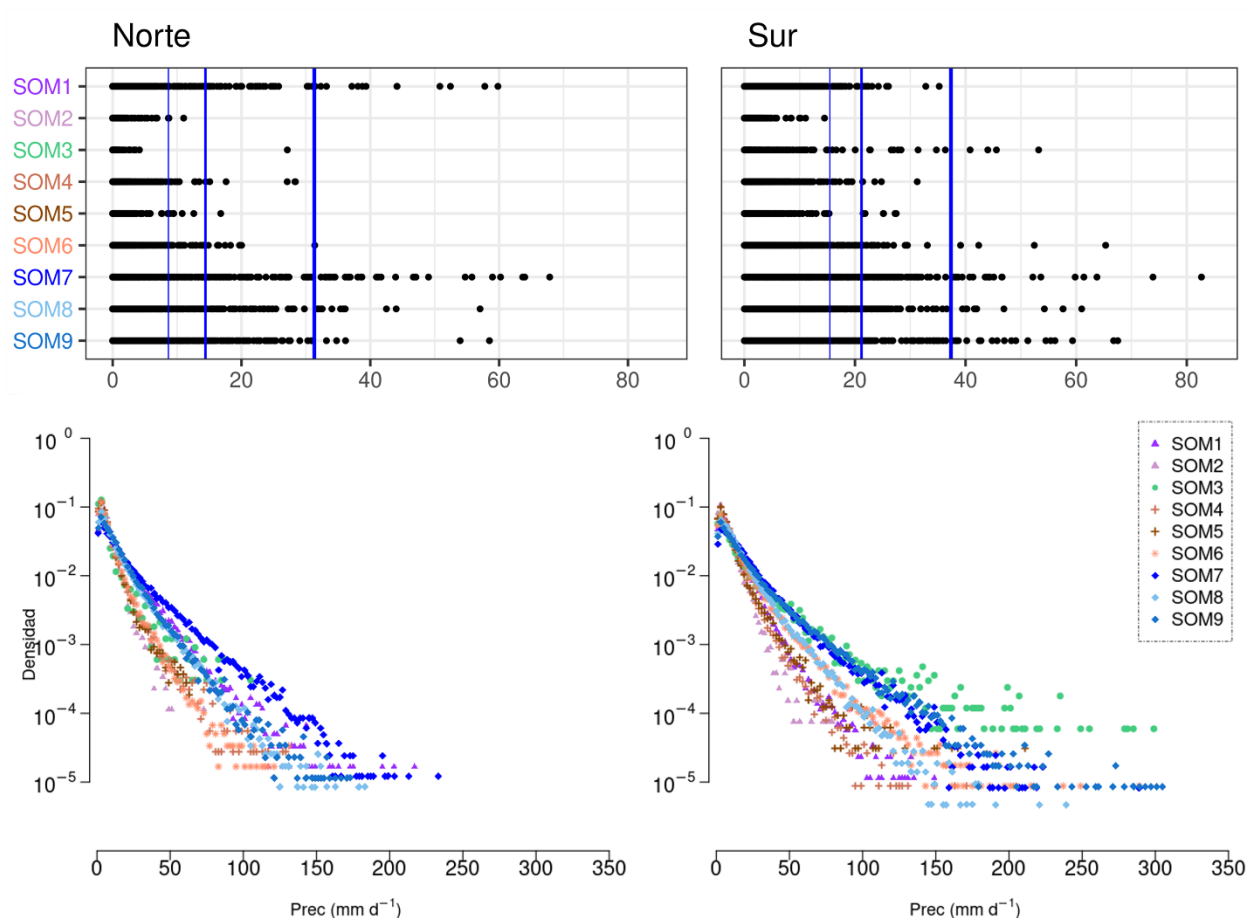
Para el análisis regional de la lluvia asociada a los SOMs en las dos subregiones del OGoM (recuadros dentro del recuadro negro de la Figura 16), se aplicó la prueba de Kolmogorov-Smirnov a las series de tiempo de precipitación de cada punto de malla y para cada uno de los SOMs. Se encontró que las distribuciones de cada SOM son diferentes entre sí estadísticamente al 95% de confianza. En la parte superior de la Figura 27 se muestra la dispersión diaria de la lluvia promedio regional de cada SOM en las dos regiones norte y sur del GoM, mientras que en la parte inferior se muestran las distribuciones

empíricas de densidad de probabilidad (PDF) de la lluvia diaria por punto de malla, por lo que en las PDF se pueden identificar mejor los valores extremos de cada subregión

**Tabla 6.** Resumen de cada SOM con valores estacionales (Jun-Oct) promedio de: Frecuencia de ocurrencia (Frec) en porcentaje de días, precipitación total (Pr) y R95p en mm para las subregiones norte y sur de litoral oeste del GoM; porcentaje de días con CTs, y los 5 índices climáticos de los mecanismos analizados. En negrita se resalta el valor máximo de cada columna. Para todos, excepto para UZ, el signo positivo (negativo) indica que el índice se intensifica (debilita). En el caso de UZ el signo positivo (negativo) indica vientos del oeste (del este). Los colores indican en tipo de SOM; morado: SOMs de transición al verano; verde: transición al otoño; café: secos; azules: húmedos.

SOM	Frec (%)	Pr (mm)	R95p (mm)	Pr (mm)	R95p (mm)	% días CT	CJ	UZ	GP	NA	TG
		Norte	Norte	Sur	Sur						
1	11.0	66.0	31.7	79.5	5.8	11	-1.1	2.3	0.9	-2.9	0.8
2	4.6	5.0	0.0	8.7	0.0	1	-0.6	2.1	1.6	-7.8	0.4
3	3.8	2.2	0.7	25.7	11.6	5	-3.9	-0.1	-6.6	-12.7	0.4
4	18.0	22.0	3.3	84.1	2.5	4	1.3	-2.4	1.6	14.1	1.1
5	6.8	6.3	0.4	25.2	3.7	2	0.2	-2.4	1.5	6.7	0.7
6	14.5	37.5	3.9	120.5	18.2	5	1.4	-3.3	-0.2	16.6	0.8
7	9.8	118.0	74.0	186.9	81.6	40	-1.9	5.2	-3.0	-3.3	0.9
8	20.0	112.1	40.6	242.9	47.8	13	-0.1	0.9	0.6	5.7	1.0
9	11.5	89.5	36.4	178.1	63.5	17	-1.3	1.0	-4.2	3.4	0.9

En la región norte se observa que el SOM7 es el nodo con más lluvia extrema ( $pr > p99$ ) seguido por el SOM1 (junio), en los cuales se pueden llegar a tener lluvias de más de 200 mm/d, pero menor de 250 mm/d (parte inferior de Figura 27). Es interesante notar que mientras que el SOM1 puede generar lluvia muy extrema en la subregión norte ( $pr > p99$ ), no es el caso para la región sur, donde se tienen pocos eventos arriba del p95 y ninguno arriba del p99 (PDF, triángulos morados). De manera contraria, el SOM3 no genera lluvia en la región norte, mientras que en el sur puede llegar a generar extremos mayores a 250 mm/d (PDF, parte inferior puntos verdes), como es de esperarse con los eventos de norte que dejan lluvia en Veracruz y Tabasco. Los SOMs secos 4, 5 y 6 tienen casos aislados de lluvia arriba del P95, por lo que en la PDF se puede observar que es mucho menos probable tener lluvias puntuales arriba de 100 mm/d en ambas regiones, el SOM6 también puede producir lluvia extrema en la región sur, aunque es menos probable que en los otros SOMs. Los SOMs 7, 8, 9 son lo que generan más lluvia extrema ( $pr > p95$ ) en ambas regiones (parte superior de la Figura 27), con lluvias puntuales arriba de 150 mm/d en el norte y mayores de 200 mm/d en el sur.



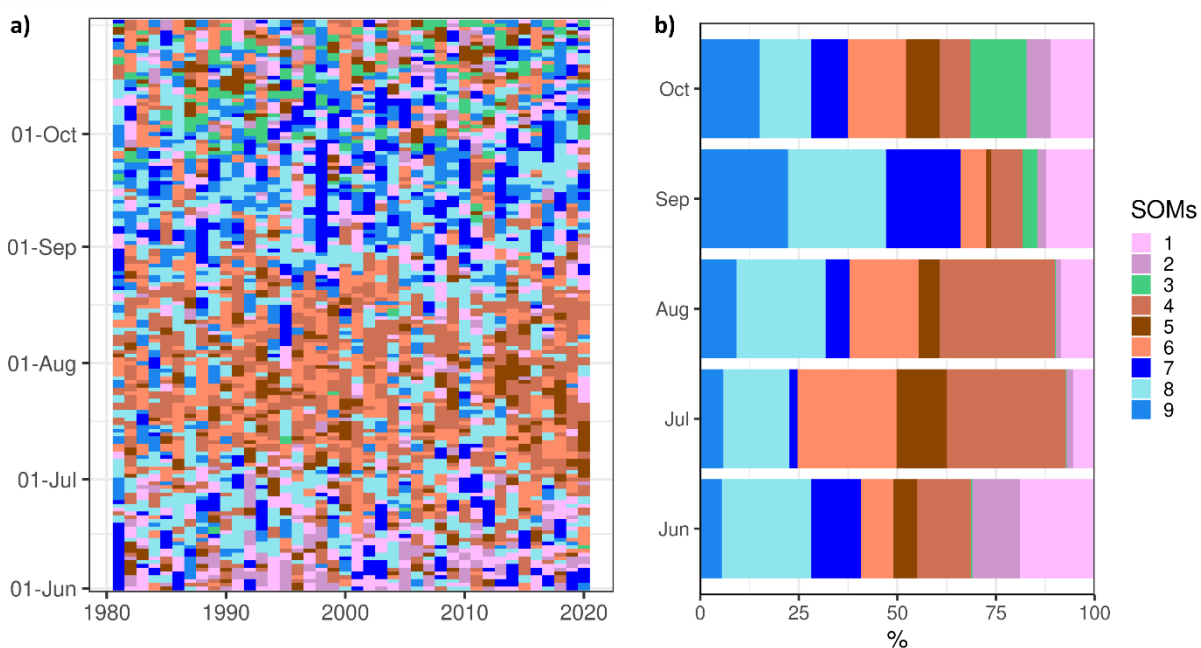
**Figura 27.** Parte superior: dispersión de lluvia diaria de verano (puntos negros) en cada SOM promediada regionalmente (norte y sur del GoM), así como los percentiles regionales (líneas verticales azules) 90, 95 y 99 de izquierda a derecha, respectivamente. Parte inferior: Funciones empíricas de densidad de probabilidad de la lluvia de verano por punto de malla de las subregiones norte y sur y para cada SOM durante 1981-2020. Los colores indican el tipo de SOM, como en la Tabla 6.

### 3.3.2.3 Variación interanual

En esta sección se analizan los resultados interanuales y la interacción de los SOMs a lo largo de los 40 años (Figura 28a) y su frecuencia por mes (Figura 28b). Como se mencionó previamente, los SOMs 1 y 2 (morados) suelen ocurrir en junio, pero el SOM2 también ocurre en la transición al otoño (octubre). El SOM3 (en verde) ocurre casi únicamente en octubre, aunque puede ocurrir esporádicamente en septiembre. Los SOMs 4, 5 y 6, graficados en tonos cafés, ocurren principalmente en julio (68%) y agosto (52%), los SOMs 4 y 5 se asocian con la sequía de medio verano (Figura 28b). Los SOMs 7, 8 y 9 son los nodos más húmedos, y en septiembre explican el 66% de la dinámica atmosférica de la región, mientras que en junio, agosto y octubre entre el 37 y 40%. El SOM8 se relaciona con los vientos alisios típicos, por lo que es frecuente en todos los meses con una frecuencia que va del 14% en octubre a 25% en septiembre.



El SOM7 es el patrón que promueve más lluvia en la región, teniendo su máximo valor de ocurrencia en septiembre (19%) y mínimo en Julio (2%), aunque también puede observarse en los otros meses. Finalmente, el SOM9, que es el segundo nodo más húmedo, tiene un pico máximo de ocurrencia en septiembre (22%), seguido de octubre (15%).

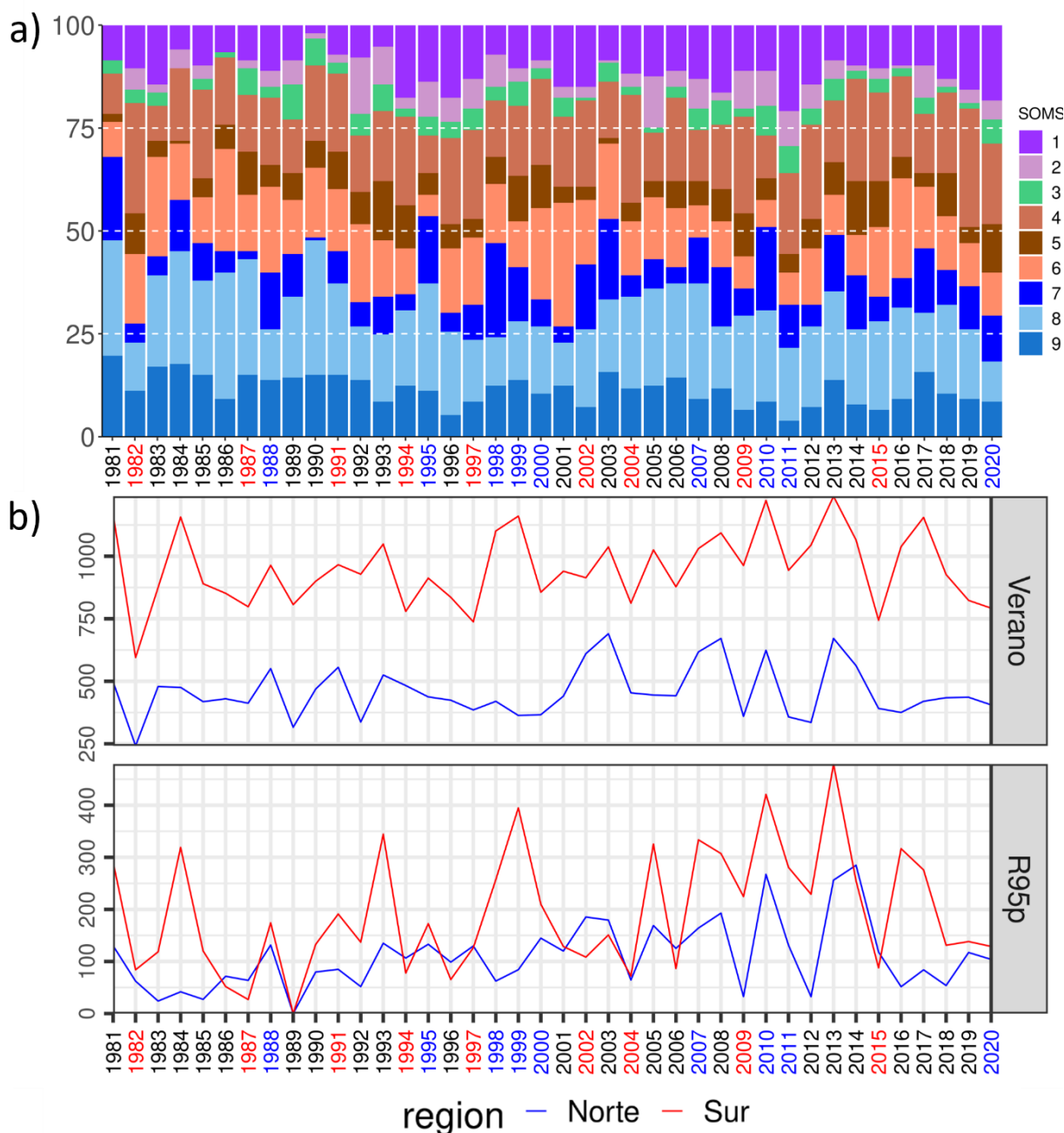


**Figura 28.** (a) Diagrama Klee que muestra la ocurrencia diaria de cada SOM durante el verano en los 40 años del análisis; (b) porcentaje acumulado de ocurrencia de los SOMs por mes. Los colores representan los diferentes tipos de patrones (como en la Tabla 6), los morados son los nodos de transición (SOM1 y SOM2) que predominan en junio y octubre, en tonos café se representan los nodos asociados a la sequía de medio verano (SOM4, 5 y 6), mientras que en tonos azules se muestran los nodos húmedos (SOM7, 8 y 9).

En la Figura 29 se muestran los porcentajes acumulados ocurrencia de cada SOM para todos los veranos de 1981-2020 y la lluvia extrema y estacional para cada subregión. Los años en los que los SOMs húmedos (7, 8 y 9) ocurrieron alrededor del 50% de días del verano, coinciden con veranos húmedos y extremos intensos en las dos subregiones, aunque esta relación es más marcada para la región sur (1981, 1984, 1995, 1998, 2003, 2007, 2010, 2013 y 2017). En los años 1987 y 1990 aunque tienen alta frecuencia (~45%) dos de los SOMs húmedos (8 y 9), el SOM7 es muy poco frecuente, lo cual podría explicar la baja precipitación.

Por otro lado, en la mayoría de los años donde los SOMs húmedos fueron menos frecuentes, debajo de 30% de ocurrencia, es cuando menos lluvia acumulada y menos extremos se registraron en ambas regiones (1982, 1992, 1994, 1996, 1997, 2011, 2012, 2015, 2020). Los años la Niña mostraron en su mayoría un porcentaje de ocurrencia de los SOMs húmedos mayor al 40% y se muestran incrementos tanto de las

lluvias acumuladas como de los extremos, en particular dos de los cuatro valores máximos corresponden a un ENOS-. En el caso de los ENOS+, también se observan valores mínimos en varios casos como 1982, 2004 y 2015 en los cuales los SOMs húmedos fueron menos frecuentes, y los SOMs secos (4 y 5) fueron más comunes.



**Figura 29.** a) Porcentajes de ocurrencia por año de cada SOM y b) lluvia acumulada estacional de verano (mm) para las regiones norte y sur del GoM durante 1981-2020, panel superior lluvia y panel inferior lluvia extrema, ambas acumuladas para el verano extendido. En el eje X en rojo se resaltan los años con ONI positivo, en azul con ONI negativo y en negro con ONI neutro. Los colores de los SOMs en a) son como en la Tabla 6.

### 3.3.3. Oscilaciones y patrones sinópticos lluviosos

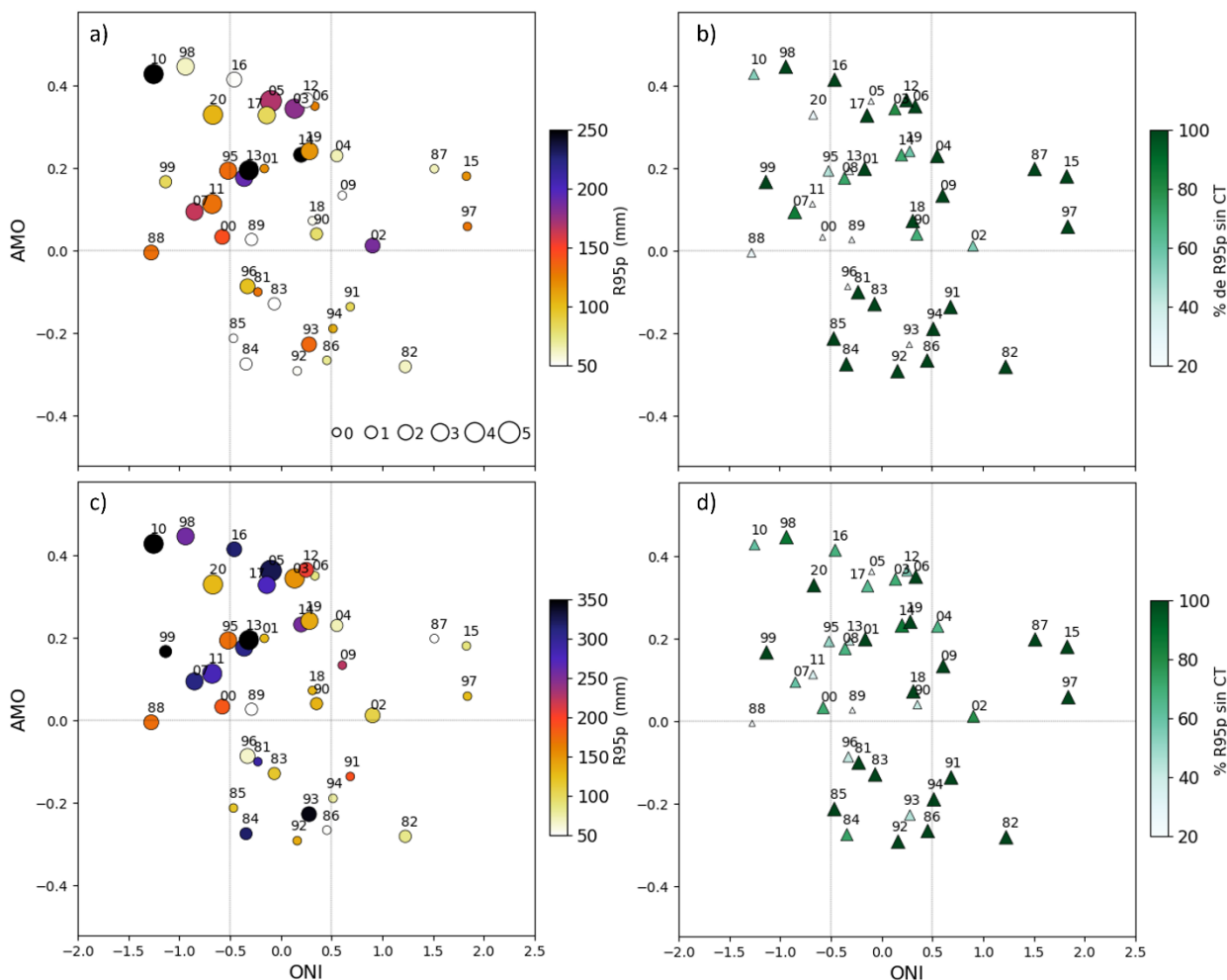
Como se mencionó en la introducción de este capítulo, el ENOS y la AMO son dos oscilaciones que modifican la frecuencia de lluvia en México y el sur de Estados Unidos. En la Figura 30 se observa que la mayor frecuencia de CTs en el GoM ocurre cuando la AMO es positiva y el ENOS es Neutro o negativo (con círculos más grandes indicando de 3 a 5 CTs). Tres de los cuatro huracanes mayores que impactaron la región ocurrieron en AMO+ y La Niña (Gilbert 1988, Bret 1999 y Karl 2010); mientras que, con el ENOS+ no hubo ningún huracán que impactara en costas mexicanas (2015, 2002, 2005 y 1982 tuvieron un CT que impactó al norte de Texas).

En la región norte. En los veranos del periodo analizado no hubo ningún año con ambas oscilaciones en fase negativa (AMO- y la Niña); En la región norte (Figura 30a), los eventos con mayor cantidad de lluvia extrema ( $R95p > 200$  mm) se observan principalmente en los años neutro, excepto el 2010 con una Niña intensa, y el 2002 con Niño moderado.

En esta región la mitad de los veranos deben la lluvia extrema a otros procesos diferentes a los CTs (21, Figura 30b). Por ejemplo, en casi todos los años con AMO- el 100% de la lluvia de verano no se debió a CTs (9 de 11 años); además, con la AMO+ la lluvia extrema fue debida a otros procesos en casi el 50% de los veranos.

En la región sur (Figura 30c), de manera similar al norte, el mayor número de veranos con lluvia extrema se observa principalmente durante la combinación de AMO+ con alguna fase del ENOS. La excepción fueron 1981, 1993 y 1984 que ocurrieron durante una AMO-. En el sur, los CTs contribuyen más frecuentemente que en el norte a la lluvia extrema.

Por último, la Figura 31 resume en una matriz de correlación la influencia de las diferentes oscilaciones entre sí y con la lluvia mensual de verano y la lluvia extrema acumulada ( $R95p$ ) en las dos subregiones (norte y sur del GoM), así como la influencia de los índices climáticos regionales que se analizaron con los SOMs. Con base en lo analizado con los SOMs, es de esperarse que la lluvia extrema mensual en ambas regiones sea inversamente proporcional a la intensidad del CLLJ, GPLLJ y la NASH, mientras que se espera una alta correlación con los vientos UZCIT, como se observa en la Figura 31a.



**Figura 30.** Gráficas de dispersión promedio de verano (Jun-Oct) del ONI (eje X) y el índice de la AMO (eje Y) para los años 1981-2020 para las subregiones norte y sur del GoM. Para la región norte: a) El tamaño de los círculos representa el número de CTs dentro del recuadro negro de la Figura 18, el color del círculo indica la cantidad de lluvia extrema estacional (R95p). b) Porcentaje de lluvia extrema sin CTs (debida a otros procesos); el tamaño y el color de los triángulos indican el porcentaje de R95p. c) y d) Igual que a) y b), pero para la región sur.

Ambos jets tienen altas correlaciones entre sí, ya que la intensificación del GPLLJ depende también del CLLJ, y éste a su vez de la NASH. La correlación positiva entre estos índices es más alta a escala mensual que estacional. Sin embargo, una NASH demasiado intensa puede llegar a debilitar y desaparecer al GPLLJ, por lo que la correlación entre éstos es menor, pero significativa. El UZCIT es inversamente proporcional a la intensidad de los dos jets y a la NASH, ya que cuando el CLLJ es muy intenso llega hasta el Océano Pacífico, por lo que el UZCIT es negativo, es decir ambos tienen vientos alisios del este (Figura 23).

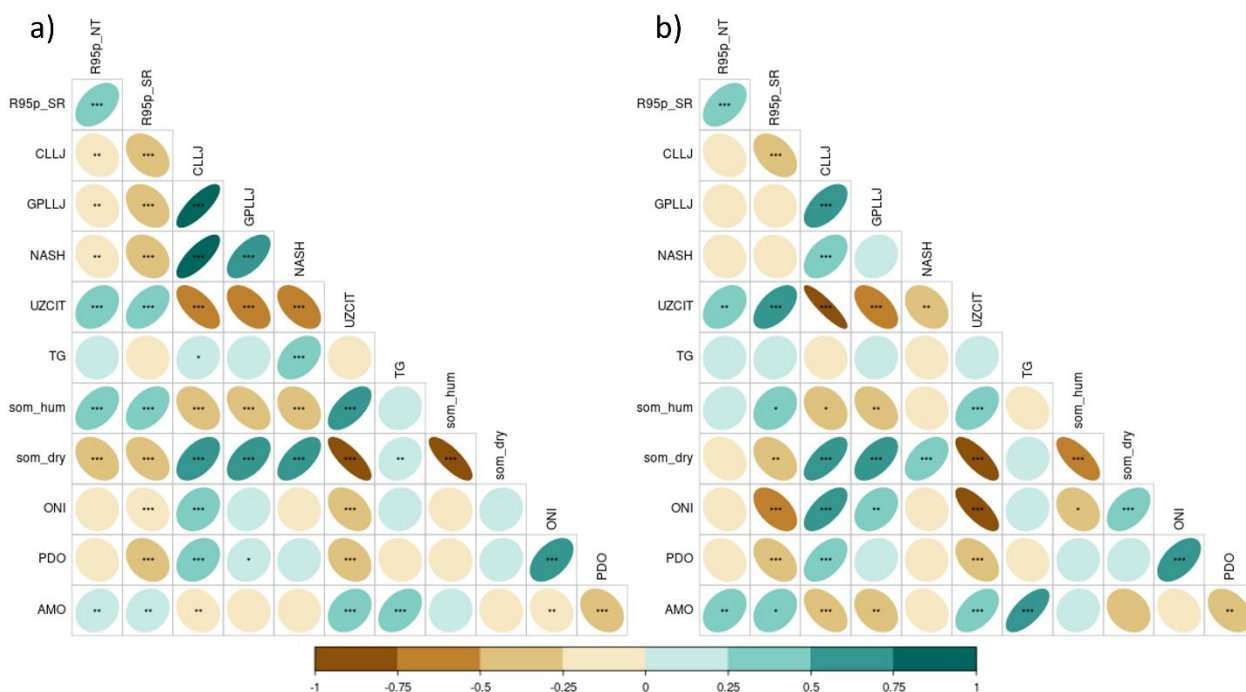
La correlación entre la lluvia extrema en ambas regiones y la TG es positiva, pero no es significativa, lo cual sugiere la confluencia de otros factores para la formación de lluvia extrema. Por ejemplo, en la Figura 23 y la Tabla 6 se observa que en agosto se tienen las TG más altas, pero los dos jets y la NASH son muy intensos por lo que se inhibe la formación de lluvia y lluvia extrema en el GoM. A escala mensual las correlaciones entre las oscilaciones no son tan altas (Figura 31a), sin embargo, estas mantienen el signo y se incrementan al considerar los promedios estacionales, como era de esperarse ya que los efectos de la AMO y el ONI son de gran escala (Figura 31b).

Tanto el GPLLJ como la NASH tienen correlaciones no son significativas con la lluvia estacional (Figura 31b). El ONI es inversamente proporcional a la lluvia de ambas regiones, aunque la correlación es más alta y significativa en la región sur; es decir, los eventos de La Niña favorecen la lluvia en el GoM. Además, dada la alta correlación positiva entre el ONI y la PDO esto también se cumple con la PDO. La intensidad del CLLJ tiene una correlación positiva y significativa con el ONI y la PDO, mientras que el UZCIT está inversamente relacionado con ambos. Es decir, con eventos de la Niña (ONI-) se esperan lluvias extremas arriba de lo normal, en parte porque hay un mayor aporte de humedad del Pacífico con UZCIT arriba de lo normal y el CLLJ y el GPLLJ son más débiles, mientras que en un evento del Niño sería lo opuesto.

En el caso de la AMO tiene una correlación positiva y significativa con la lluvia en ambas regiones, con la UZCIT y la TG, mientras que se correlaciona negativamente con el CLLJ, GPLLJ y la PDO. Al remover la tendencia de las series de tiempo casi todas las correlaciones se mantienen, excepto la significancia de la AMO con la lluvia extrema de las dos regiones, lo cual puede ser debido al corto periodo considerado de 40 años, o bien que la tendencia positiva es la que se asocia a los extremos.

Las correlaciones de los SOMs húmedos (Som\_hum) y secos (Som\_dry) con los índices son más altas a escala mensual que estacional. Como era de esperarse, los SOMs húmedos tienen correlaciones positivas con la lluvia de ambas subregiones y con la UZCIT, y correlaciones negativas con el CLLJ, GPLLJ y la NASH, mientras que los secos muestran correlaciones opuestas.

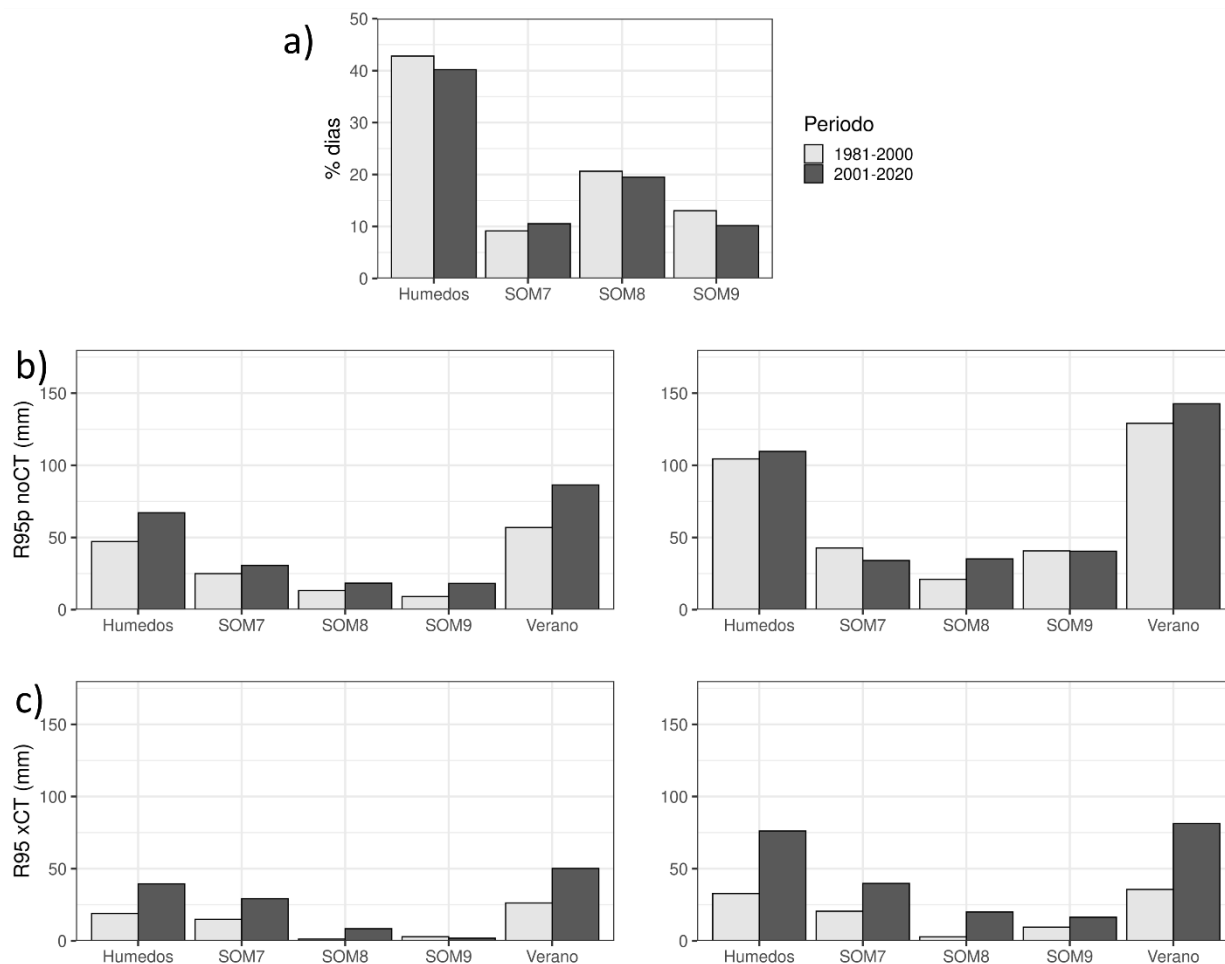
Respecto a su relación con ENOS, se observa que en el promedio estacional los SOMs\_hum tienen una correlación negativa y significativa y los secos muestran una correlación positiva y también significativa, pero no muestran correlación significativa con la AMO ni con la PDO.



**Figura 31.** a) Matriz de correlación (en colores) de los datos mensuales entre la Lluvia de las regiones norte y sur, los mecanismos regionales (CLLJ, GPLLJ, NASH, UZCIT y TG), los SOMs húmedos (som\_hum) y secos (som\_dry) y las oscilaciones climáticas (ONI, PDO y AMO) de 1982-2020. b) Matriz de correlación de los promedios de verano. Los valores de R95p son acumulados y de los demás son promedios. Los puntos indican significancia estadística al 90 (1 punto), 95 (2 puntos y 99 (tres puntos). Las elipses representan dos indicadores, la inclinación muestra el signo de la correlación (positiva inclinación hacia la derecha, negativa hacia la izquierda) y el ancho de la elipse y el color indican el valor de la correlación, entre más delgada y más fuerte el color mayor es la correlación.

Comparando la frecuencia de los SOMs durante los primeros 20 años (1981-2000) que se caracterizaron por una AMO generalmente negativa, con los últimos 20 años (2001-2020) que tuvieron una AMO+, vemos que no hay una diferencia significativa entre ambas bi-décadas (Figura 32). Solo el SOM7 presenta un pequeño incremento en el porcentaje de días de ocurrencia en el período reciente. Sin embargo, la lluvia extrema derivada de CTs y por otros procesos (R95pxCT y R95pxnoCT, respectivamente) sí muestra una gran diferencia de un período al otro en ambas regiones, con más extremos en el segundo período. En la región norte, la lluvia asociada a otros procesos diferentes a CTs muestra un incremento en todos los SOMs húmedos (7, 8 y 9) en el segundo período, mientras que la lluvia asociada con CTs muestra un incremento principalmente en el SOM7.

Para la región sur, la mayor diferencia entre R95pxnoCTs se observa en el SOM8, donde en el primer período recibió casi la mitad de lluvia comparado con el segundo período, mientras que al observar el R95pxCTs todos los SOMs muestran incremento en el segundo período, principalmente el SOM7 y SOM9.



**Figura 32.** a) Frecuencia de ocurrencia de los SOMs húmedos en porcentaje por día para dos sub-períodos. b) R95p promedio regional de verano derivado de procesos no relacionados con CTs por periodos de 20 años para la región norte (izquierda) y sur (derecha). c) lo mismo, pero para el R95p promedio derivado de CTs.

### 3.4. Conclusiones sobre atribución natural

- La técnica de los SOMs resultó una herramienta muy útil para clasificar los diferentes patrones meteorológicos y climáticos que afectan las costas del GoM y del Caribe, los cuales se generalizaron en 3 SOMs de transición, 3 secos y 3 húmedos
- Los SOMs de transición mostraron claramente el inicio y terminación del verano. En particular, en junio se observó el GPLLJ que genera lluvias en SUS, pero no en México; y en octubre la llegada del anticiclón continental típico de la entrada de frentes fríos.

- Con la intensificación y cercanía de la NASH al continente en la mitad del verano, los SOMs secos mostraron que el CLLJ también se intensifica, generando un jet hacia el norte, el GPLLJ, el cual varía de amplitud de acuerdo con la expansión o retracción de la NASH.
- Estos mecanismos se correlacionan inversamente con la lluvia en Veracruz y Tamaulipas. En particular, un GPLLJ intenso inhibe la formación de lluvia a inicios del verano y durante la MSD, pero puede generar lluvias en las costas caribeñas de Centro América.
- Los SOMs húmedos se asociaron con mecanismos regionales aproximadamente opuestos a los secos: la NASH, CLLJ y el GPLLJ son débiles, corte vertical del viento débil en el GoM, vorticidad positiva, alta HR y presencia de vientos contralisios en la ZCIT.
- A escala interanual y decenal se observó el mayor número de CTs por año en el GoM durante AMO+ y La Niña, seguido de AMO+ y ENOS Neutral.
- Las causas naturales de la tendencia positiva de la lluvia extrema en el este de México se explican parcialmente por el aumento en la ocurrencia de CTs en la región (33 %/dec), el aumento de la temperatura superficial del Golfo de México (GoM) de (0.25°C/dec) y la fase positiva de la Oscilación multidecenal del Atlántico (AMO+) de las últimas dos décadas. Sin embargo, el periodo estudiado no es suficiente para afirmar si esto es debido únicamente al cambio de fase de la AMO o si, además, hay una influencia antropogénica.
- Los SOMs “húmedos” mostraron incremento de la lluvia extrema en las últimas dos décadas, especialmente la de no-CTs que contribuyen ~70% a la lluvia de verano.



## Capítulo 4. Discusión general

---

En la última década ha habido un aumento en la disponibilidad de bases de datos de precipitación diaria en malla para América del Norte y Centro América. Esto es una ventana de oportunidad para investigar eventos extremos de lluvia con diferentes bases de datos, particularmente en México, donde hay una falta de estos estudios que cubran todo el país. Por tal motivo, en esta tesis se analizaron tres objetivos principales en relación con la lluvia extrema y no extrema en México y el sur de Estados Unidos: 1) detección de tendencias, 2) intercomparación de diferentes fuentes de información (dos bases de datos observacionales, cuatro reanálisis, un RCM y cuatro MCG) y, c) análisis de diferentes mecanismos y oscilaciones naturales que modulan la lluvia en una región con tendencias positivas y significativas (obtenida en el primer objetivo).

Las observaciones y los reanálisis (O&R) mostraron una alta consistencia en los patrones del ciclo anual de la lluvia en las regiones subtropicales, mientras que en las regiones más húmedas del dominio se observó la mayor dispersión entre los reanálisis y los modelos. Las correlaciones más bajas entre las observaciones de CHIRPS y Livneh (y en las otras bases de datos) ocurrieron en la región del monzón (MNZ) en la mayoría de los índices. Esto puede deberse en parte a la falta de datos, especialmente en la década de los 2000 (Livneh *et al.*, 2015). Durante el verano, las O&R tuvieron medianas y correlaciones similares ( $> 0.6$ ) en los índices de lluvia con base en las observaciones de CHIRPS en casi todas las regiones; las mayores diferencias observadas fueron en las regiones tropicales húmedas. El reanálisis de ERA5, seguido de MERRA2, tuvo el mejor desempeño en varias métricas de los índices regionales de precipitación (ciclos anuales, medianas, correlaciones, tendencias y EPDF), posiblemente por su alta resolución espacial ( $\sim 32$  km). En varias métricas, estos dos reanálisis mostraron un mejor acuerdo con Livneh, por tener precipitaciones de verano mayores que CHIRPS en algunas regiones. En contraste, el CFSR mostró los sesgos positivos más altos en casi todas las regiones e índices, mientras que ERAI tuvo los sesgos más secos en las zonas tropicales. La subestimación de CHIRPS es consistente con algunos estudios que han demostrado que los productos derivados de satélites tienden a subestimar las precipitaciones y los extremos, particularmente sobre topografía compleja, mientras que los sobreestiman durante los meses fríos (e.g. Aghakouchak *et al.*, 2011; Stampoulis y Anagnostou, 2012). Curiosamente, CHIRPS y Livneh mostraron mayores diferencias en invierno que en verano en la mayoría de los índices de la región sur del GoM (SEM y PYU); CHIRPS produjo valores más altos que Livneh en el invierno, lo cual también coincide con lo encontrado por (e.g. Aghakouchak *et al.*, 2011; Stampoulis y Anagnostou, 2012) en relación a las bases de satélite. Timmermans *et al.* (2019) también encontraron diferencias en invierno entre Livneh y

CHIRPS en Estados Unidos principalmente en regiones montañosas. Además, estas diferencias pueden deberse parcialmente a la poca frecuencia de algunos extremos invernales (Figura 4).

El patrón general de las tendencias diarias de precipitación de verano basadas en el ensamble promedio (EnsO&R) es que la mayoría de los índices diarios muestran disminuciones en el lado occidental (las regiones más secas) del dominio y tendencias positivas en el lado oriental (las regiones más húmedas), consistentes con Cavazos *et al.* (2020) para precipitaciones mensuales. Durante el invierno, que es la estación seca en la mayor parte del dominio, las tendencias de los índices son más débiles y mayoritariamente negativas, con excepción de la parte sur de las regiones costeras del GoM, que están influenciadas por el paso de frentes fríos. Aunque estos resultados parecen consistentes con la hipótesis de que las regiones secas se volverían más secas y las regiones húmedas más húmedas en condiciones más cálidas (Byrne y O’Gorman, 2015; Greve *et al.*, 2014; Sun *et al.*, 2012), las tendencias son no necesariamente significativas en todas las regiones. Todo el dominio ha experimentado tendencias de temperatura positivas en los últimos 35 años (Cavazos *et al.*, 2020), pero los cambios en los índices de precipitación extrema también pueden estar parcialmente asociados con la variabilidad natural, como se discute más adelante.

Las tendencias de verano de las O&R muestran importantes incrementos en la intensidad de varios índices en regiones afectadas por CTs y tormentas convectivas en las regiones del Pacífico (SBC) y del GoM (NEM y SUS). En concordancia con nuestros resultados, otros estudios también encontraron aumentos en las precipitaciones extremas en SBC (Arriaga-Ramirez y Cavazos, 2010; Gutiérrez-Ruacho *et al.*, 2010), parcialmente vinculados a los CTs y las fases positivas de ENOS y PDO. El SBC es particularmente propenso al impacto de los CTs; seis de los 10 principales huracanes en el Pacífico Oriental Tropical del período 1970-2010 afectaron esta región y todos ocurrieron durante El Niño (ENOS+) (Farfán *et al.*, 2013; Martínez-Sánchez y Cavazos, 2014). También se han encontrado tendencias positivas en las precipitaciones extremas en el sureste de Estados Unidos y la región del monzón (Curtis, 2008; Hu *et al.*, 2011; Huang *et al.*, 2018), y en el Caribe (Stephenson *et al.*, 2014); las cuales se han asociado a la AMO+.

Para la región del GoM, Dominguez y Magaña (2018) y Weinkle *et al.* (2012) reportaron una mayor actividad de CTs después del año 2000 en la cuenca del Atlántico en comparación con las décadas de los 80 y 90. La actividad de CTs del lado Atlántico se correlaciona negativamente con ENOS (por ejemplo: Dominguez y Magaña, 2018; Magaña *et al.*, 2003; Webster, 1994) y positivamente con la AMO (Klotzbach, 2011; Wang *et al.*, 2008). Por tal motivo, de las tres regiones con tendencias significativas de lluvia extrema de verano (SBC, NEM y SUS), se escogió el NEM y sus alrededores en el oeste del GoM (OGOM) para

investigar algunos mecanismos regionales y de gran escala que pudieran explicar las tendencias positivas observadas.

El invierno no muestra tendencias significativas, pero la mayoría de los índices tienen tendencias negativas en el noroeste de México y el suroeste de Estados Unidos (CA, DES, ANM, MNZ y HPL), mientras que las regiones más lluviosas del sur del GoM muestran tendencias positivas. La disminución en la acumulación estacional y eventos extremos en las Californias mediterráneas (CAs) también fue reportada en otros estudios (e.g. Arriaga-Ramirez y Cavazos, 2010; Cavazos *et al.*, 2020; Lehmann *et al.*, 2015). Los inviernos húmedos en las CAs comúnmente se relacionan con un ENOS+ fuerte; sin embargo, en los últimos 15 años esta relación ha disminuido (Pavia *et al.*, 2016). Gershunov *et al.*, (2019) analizaron las proyecciones de lluvias invernales para la segunda mitad del siglo XXI en el lado noroeste del dominio y encontraron una tendencia negativa que no se relaciona con los ríos atmosféricos, mientras que la lluvia extrema mostró una tendencia positiva debida a éstos.

En este trabajo sólo se evaluó un modelo regional, el RegCM4.7, el cual capturó bien el ciclo anual de la lluvia de la mayoría de las regiones, particularmente en el noroeste de México; también reprodujo mejor la sequía intraestival de verano en las regiones tropicales en comparación con versiones anteriores del modelo (Cavazos *et al.*, 2020; Fuentes-Franco *et al.*, 2014). La confiabilidad del RegCM4.7 en la reproducción de los índices extremos y sus tendencias fue mejor en invierno que en verano, especialmente en las regiones subtropicales del dominio, pero tuvo dificultades para reproducir la variabilidad interanual de verano de algunos índices, lo que sugiere que el modelo necesita modificaciones para capturar mejor las lluvias tropicales. El modelo no superó al ERAI (su forzante) en la simulación de índices extremos de precipitación.

Para el último objetivo de la tesis, sobre la atribución natural asociada a eventos extremos de lluvia, se escogió la región oriental de México (Veracruz y Tamaulipas) que mostró tendencia positiva y significativa. El factor más evidente que puede afectar a la lluvia extrema es la influencia de los CTs que afectaron al GoM y, en particular, a la región de estudio. Se encontró que la frecuencia de éstos se incrementó casi al doble en las últimas dos décadas (2001-2010 y 2011-2020) en comparación con la década de los 80s, aunque en la última década hubo menos CTs con categoría de huracán. Esto concuerda parcialmente con Weinkle *et al.* (2012) quienes encontraron tendencias positivas del número de CTs para el periodo 1970-2010. Es interesante resaltar que la contribución de los CTs a la lluvia estacional en la región de estudio es de sólo ~12%, similar a lo obtenido por Dominguez y Magaña (2018), mientras que la contribución de los CTs a la lluvia extrema es mayor, 25% en Tamaulipas y 21% en Veracruz. Sin embargo, estas contribuciones

menores o iguales al 25% resaltan que hay otros procesos que promueven la lluvia estacional y extrema en la región. Por ejemplo, Dominguez *et al.* (2020) indican que las ondas del este contribuyen entre 10% y 30% a la lluvia estacional de la región, aunque no mencionan su aporte a la lluvia extrema.

Los SOMs son una herramienta objetiva para la tipificación sinóptica del clima, además de ayudar a identificar modos de transición entre los patrones (Agel *et al.*, 2018; Gibson *et al.*, 2017; Loikith *et al.*, 2017; Sheridan y Lee, 2011). Para analizar los diferentes mecanismos y patrones de escala regional que modulan la lluvia en la costa oriental de México los SOMs se calcularon con las variables diarias de presión reducida a nivel del mar, humedad relativa a 850 mb y vorticidad a 925 mb. Con los SOMs se obtuvieron nueve patrones o mapas que capturan la variedad de procesos estacionales, intraestacionales y diarios que afectan a la región alrededor del GoM y que se relacionan con la lluvia de verano. Los dos primeros modos resultantes representaron la transición de la primavera al verano en junio (SOMs 1 y 2) y el SOM3 la transición al otoño y la llegada de los frentes fríos en octubre. Tres patrones “secos” (SOMs 4, 5 y 6) se asociaron a la sequía intraestival (MSD), mientras que los últimos tres (SOMs 7, 8 y 9) englobaron los días con mayor probabilidad de ocurrencia de lluvia en la región del GoM. Los patrones que más se han estudiado en la literatura y que concuerdan con nuestros resultados son los de la MSD; sin embargo, la novedad de nuestro trabajo es que se analizaron los compuestos diarios de varios índices climáticos regionales (NASH, CLLJ, GPLLJ, TG y UZCIT) y variables meteorológicas (humedad, vorticidad y corte de viento) asociadas a cada SOM para una región más grande. Esta combinación de mecanismos describe claramente la diferencia entre los SOMs y sus impactos en la lluvia desde Centro América y México hasta el sureste de Estados Unidos. Al inicio del verano, en junio, la NASH empieza a acercarse al Caribe y a la Península de Florida; su circulación abierta y débil en el GoM permite que los vientos alisios se curven en la frontera oeste del anticiclón (inhibiendo la lluvia en el litoral Mexicano) y, al entrar en forma perpendicular al sureste de Estados Unidos generan el GPLLJ y precipitación, consistente con otros estudios (Li *et al.*, 2012). En la mitad del verano, la cercanía de la NASH al Mar Caribe intensifica el CLLJ y hace que se divida en dos partes: una hacia el norte (que mantiene al GPLLJ) y la otra continúa hacia el oeste atravesando Centroamérica hasta llegar al Pacífico (Amador, 2008; Wang, 2007). Cuando los dos jets de bajos niveles y la NASH son intensos a mediados/finales de Julio y principios de agosto se presenta la MSD climatológica. Con el CLLJ y la NASH intensos se inhibe parcialmente la lluvia en las dos subregiones analizadas, como también lo han sugerido otros estudios (Díaz-Esteban y Raga, 2017; Méndez y Magaña, 2010; Wang, 2007). En contraste, durante la MSD la intensificación de la NASH y el CLLJ favorecen procesos convectivos frente a Costa Rica y Nicaragua (como lo muestra el SOM6), mientras que en las costas del Pacífico se inhibe la formación de lluvia parcialmente por la sombra orográfica similar a lo reportado por Hidalgo *et al.* (2015) y Alfaro (2002). Sin embargo, estos trabajos se obtuvieron

principalmente a escala mensual, pero al utilizar los SOMs se observa más a detalle la transición de los mecanismos y su influencia en la lluvia regional.

A finales de agosto y septiembre, cuando los SOMs húmedos son más frecuentes, comienza a disminuir la intensidad de la NASH y de ambos jets, dando lugar a un corte vertical débil del viento sobre el GoM y la intensificación de los contraalientos en el Pacífico (UZCIT+), lo cual propicia la advección de humedad hacia el GoM. Estas condiciones son favorables para la formación de lluvia convectiva a diferentes escalas (CT y noCT). Esto es similar a lo observado por Martínez *et al.* (2019) en las lluvias tardías del Caribe.

La lluvia de la región también es modulada por oscilaciones a escala interanual (ENOS) y decenal (AMO y PDO) como lo han mostrado diversos trabajos (Dominguez y Magaña, 2018; Méndez y Magaña, 2010; Pavia *et al.*, 2006; Curtis 2008; Cavazos *et al.*, 2020). Se encontró que durante eventos de El Niño el CLLJ se intensifica, aumentando el corte vertical del viento, lo cual reduce la actividad de las ondas del este y por ende inhibe la lluvia en la región. Sin embargo, no se había documentado que el GPLLJ también se intensifica y el UZCIT se debilita, disminuyendo el posible transporte de humedad del Pacífico al GoM y al este de México. Con respecto a la AMO, durante los 40 años analizados no hubo una combinación de eventos de La Niña y AMO-; por otro lado, se observó una ocurrencia mayor de CTs cuando hay eventos de La Niña o Neutral durante la AMO+, lo cual propicia una mayor contribución de los CTs a la lluvia extrema estacional. Mientras que en eventos Neutro y AMO- los extremos fueron principalmente debido a otros procesos (noCT). Además, una AMO+ se asocia a la presencia de contraalientos en el Pacífico (UZCIT+) y TG arriba de lo normal, mientras que el CLLJ se debilita consistente con Méndez y Magaña (2010). Al analizar las tendencias de los SOMs húmedos, no se encontraron tendencias significativas, sin embargo, las lluvias extremas obtenidas para el periodo 2000-2020 con una AMO+ son mucho mayores que en 1981-2000, tanto las debidas a CTs (como era de esperarse), pero principalmente a otros procesos, lo cual puede deberse al incremento de la TSM en el GoM durante la AMO+, la cual presentó una tendencia de 0.25°C/década. No obstante, el periodo analizado fue de 40 años y con datos de reanálisis, por lo que faltaría realizar un trabajo de atribución antropogénica con simulaciones numéricas que permitan investigar esta relación.

## Capítulo 5. Conclusiones generales

---

En este trabajo se analizaron las tendencias de lluvia extrema y no extrema con diferentes fuentes de información diaria (dos bases datos observacionales, cuatro reanálisis, un RCM y cuatro MCG) para México y el sur de Estados Unidos. Para la región costera del GoM (Veracruz y Tamaulipas) se analizaron diferentes mecanismos y patrones de gran escala que modulan la lluvia y la lluvia extrema con variables atmosféricas de ERA5. Las principales conclusiones son:

- Las regiones que mostraron tendencias significativas de lluvia extrema en el verano durante 1981-2010 fueron Sur de Baja California Sur (SBC), el noreste de México (NEM) y el sureste de Estados Unidos (SUS), regiones afectadas por CTs. Lo cual fue consistente en todas las bases de datos.
- Respecto a los dos reanálisis del ECMWF, ERA5 (~32 km) mostró un mejor desempeño de los índices y métricas de precipitación que el ERAI (~75 km), consistente con lo reportado por Tarek *et al.* (2020) para Estados Unidos; este resultado sugiere que la próxima generación de modelos CORDEX debiera ser forzada por ERA5, al menos en nuestro dominio, ya que el RegCM4.7 mostró errores grandes principalmente en verano.
- Las mayores diferencias entre las observaciones y los reanálisis (O&R) se observaron en los índices de lluvia más extremos (R99p y R99p\_cont) en ambas estaciones del año, posiblemente debido a la baja representación temporal y espacial de estos eventos.
- La técnica de los SOMs resultó una herramienta muy útil para clasificar los diferentes patrones meteorológicos y climáticos que afectan las costas del GoM y del Caribe, los cuales se generalizaron en 3 SOMs de transición, 3 secos y 3 húmedos
- Los SOMs de transición mostraron claramente el inicio y terminación del verano. En particular, en junio se observó el GPLLJ que genera lluvias en SUS, pero no en México; y en octubre la llegada del anticiclón continental típico de la entrada de frentes fríos.
- Con la intensificación y cercanía de la NASH al continente en la mitad del verano, los SOMs secos mostraron que el CLLJ también se intensifica, generado un jet hacia el norte, el GPLLJ, el cual varía de amplitud de acuerdo con la expansión o retracción de la NASH.

- Estos mecanismos se correlacionan inversamente con la lluvia en Veracruz y Tamaulipas. En particular, un GPLL intenso inhibe la formación de lluvia a inicios del verano y durante la MSD, pero puede generar lluvias en las costas caribeñas de Centro América.
- Los SOMs húmedos se asociaron con mecanismos regionales aproximadamente opuestos a los secos: la NASH, CLLJ y el GPLL son débiles, corte vertical del viento débil en el GoM, vorticidad positiva, alta HR y presencia de vientos contralisios en la ZCIT del Océano Pacífico.
- A escala interanual y decenal se observó el mayor número de CTs por año en el GoM durante AMO+ y La Niña, seguido de AMO+ y ENOS Neutral.
- Las causas naturales de la tendencia positiva de la lluvia extrema en el este de México se explican parcialmente por el aumento en la ocurrencia de CTs en la región (33 %/dec), el aumento de la temperatura superficial del Golfo de México (GoM) de (0.25°C/dec) y la fase positiva de la Oscilación multi-decenal del Atlántico (AMO+) de las últimas dos décadas. Sin embargo, el periodo estudiado no es suficiente para afirmar si esto es debido únicamente al cambio de fase de la AMO o si, además, hay una influencia antropogénica.
- Los SOMs “húmedos” mostraron incremento de la lluvia extrema en las últimas dos décadas, especialmente la de no-CTs que contribuyen ~70% a la lluvia de verano.

Debido a las discrepancias encontradas entre los O&R en algunas regiones (particularmente en las regiones más húmedas y regiones con topografía abrupta, como el NAM y el SEM), se recomienda hacer una selección cuidadosa de las bases de datos de referencia o considerar más de una base de datos de observación en cualquier evaluación de modelos, análisis de cambio climático o estudios de atribución, sugerencia dada también por otros autores (Angélil *et al.*, 2016; Donat *et al.*, 2014; Sillmann *et al.*, 2013).

Este trabajo es la primera intercomparación que evalúa varias bases de datos de precipitación diaria (observaciones, reanálisis y modelos climáticos regionales y globales) e índices de lluvia, incluidos los extremos, y sus tendencias en México, así como en aplicar los SOMs en la región del GoM con información de ERA5. Sin embargo, cuantificar la incertidumbre entre bases de datos sigue siendo un tema importante, especialmente como herramientas potenciales para las evaluaciones del cambio climático (Gelaro *et al.*, 2017). Varios trabajos también han reportado un aumento de las precipitaciones extremas en las grandes ciudades debido al efecto isla de calor urbano (Ali y Mishra, 2017; Jiang *et al.*, 2020; Magaña *et al.*, 2003;

Wu y Qian, 2017). El posible papel de la variabilidad natural (teleconexiones y CTs) y la atribución debida a forzamientos antropogénicos, como la urbanización, deforestación y el aumento de los gases de efecto invernadero, son temas esenciales de investigación futura en nuestra región de estudio para comprender mejor los cambios actuales y futuros de las precipitaciones extremas y sus impactos en la sociedad.

Los SOMs permitieron mejorar el entendimiento de los moduladores de la lluvia para la región continental alrededor del GoM, permitiendo identificar los mecanismos que entran en juego y su variabilidad intraestacional. Como esta fue una primera aproximación a la metodología, se utilizó la información de todo el verano. Sin embargo, para trabajos futuros se recomienda analizar los días asociados a los modos húmedos para separar mejor los procesos meteorológicos y así estudiar más en detalle los eventos extremos de lluvia. También es importante evaluar la contribución a la lluvia extrema de otros procesos convectivos como las ondas del este y lluvias orográficas, así como sus impactos locales para identificar las zonas con riesgos de impacto.



## Literatura citada

---

- Adams, D. K., Comrie, A. C. 1997. The North American Monsoon. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78(10), 2197–2213.
- Agel, L., Barlow, M., Feldstein, S. B., Gutowski, W. J. 2018. Identification of large-scale meteorological patterns associated with extreme precipitation in the US northeast. *Climate Dynamics*, 50(5–6), 1819–1839. doi:10.1007/s00382-017-3724-8
- Aghakouchak, A., Behrangi, A., Sorooshian, S., Hsu, K., Amitai, E. 2011. Evaluation of satellite-retrieved extreme precipitation rates across the central United States. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 116(2), D02115. doi:10.1029/2010JD014741
- Aguilar, E., Peterson, T. C., Obando, P. R., Frutos, R., Retana, J. A., Solera, M., Soley, J., García, I. G., Araujo, R. M., Santos, A. R., Valle, V. E., Brunet, M., Aguilar, L., Álvarez, L., Bautista, M., Castañón, C., Herrera, L., Ruano, E., ... Mayorga, R. 2005. Changes in precipitation and temperature extremes in Central America and northern South America, 1961–2003. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 110(23), 1–15. doi:10.1029/2005JD006119
- Alfaro, E. 2002. Some Characteristics of the Precipitation Annual Cycle in Central America And their Relationships with its Surrounding Tropical Oceans. *Top. Meteor. Oceanog*, 7(2), 99–115. from <https://www.researchgate.net/publication/254966754>
- Ali, H., Mishra, V. 2017. Contrasting response of rainfall extremes to increase in surface air and dewpoint temperatures at urban locations in India. *Scientific Reports*, 7(1), 1–15. doi:10.1038/s41598-017-01306-1
- Amador, J. A. 2008. The Intra-Americas Sea low-level jet: Overview and future research. *Annals of the New York Academy of Sciences*, 1146, 153–188. doi:10.1196/annals.1446.012
- Angélil, O., Perkins-Kirkpatrick, S., Alexander, L. V., Stone, D., Donat, M. G., Wehner, M., Shiogama, H., Ciavarella, A., Christidis, N. 2016. Comparing regional precipitation and temperature extremes in climate model and reanalysis products. *Weather and Climate Extremes*, 13, 35–43. doi:10.1016/j.wace.2016.07.001
- Appendini, C. M., Hernández-Lasheras, J., Meza-Padilla, R., Kurczyn, J. A. 2018. Effect of climate change on wind waves generated by anticyclonic cold front intrusions in the Gulf of Mexico. *Climate Dynamics*, 51(9–10), 3747–3763. doi:10.1007/s00382-018-4108-4
- Arriaga-Ramirez, S., Cavazos, T. 2010. Regional trends of daily precipitation indices in northwest Mexico and southwest United States. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 115(14), 1–10. doi:10.1029/2009JD013248
- Asadieh, B., Krakauer, N. Y. 2015. Global trends in extreme precipitation: Climate models versus observations. *Hydrology and Earth System Sciences*. doi:10.5194/hess-19-877-2015
- Brito-Castillo, L., Vivoni, E. R., Gochis, D. J., Filonov, A., Tereshchenko, I., Monzon, C. 2010. An anomaly in the occurrence of the month of maximum precipitation distribution in northwest Mexico. *Journal of Arid Environments*, 74(5), 531–539. doi:10.1016/j.jaridenv.2009.10.014

- Brito-Castillo, Luis, Douglas, A. V., Leyva-Contreras, A., Lluch-Belda, D. 2003. The effect of large-scale circulation on precipitation and streamflow in the Gulf of California continental watershed. *International Journal of Climatology*, 23(7), 751–768. doi:10.1002/joc.913
- Byrne, M. P., O’Gorman, P. A. 2015. The response of precipitation minus evapotranspiration to climate warming: Why the “Wet-get-wetter, dry-get-drier” scaling does not hold over land. *Journal of Climate*, 28(20), 8078–8092. doi:10.1175/JCLI-D-15-0369.1
- C3S. 2021. What are the changes from ERA-Interim to ERA5? - Copernicus Knowledge Base - ECMWF Confluence Wiki. Consultado February 9, 2021, from <https://confluence.ecmwf.int/pages/viewpage.action?pageId=74764925> website: <https://confluence.ecmwf.int/pages/viewpage.action?pageId=74764925>
- Cassano, E. N., Glisan, J. M., Cassano, J. J., Gutowski, W. J., Seefeldt, M. W. 2015. Self-organizing map analysis of widespread temperature extremes in Alaska and Canada. *Climate Research*, 62(3), 199–218. doi:10.3354/cr01274
- Cavazos, T. 1999. Large-scale circulation anomalies conducive to extreme precipitation events and derivation of daily rainfall in northeastern Mexico and southeastern Texas. *Journal of Climate*, 12(5 II), 1506–1523. doi:10.1175/1520-0442(1999)012<1506:LSCACT>2.0.CO;2
- Cavazos, T., Arriaga-Ramírez, S. 2012. Downscaled climate change scenarios for Baja California and the North American monsoon during the twenty-first century. *Journal of Climate*, 25(17), 5904–5915. doi:10.1175/JCLI-D-11-00425.1
- Cavazos, T., Luna-Nino, R., Cerezo-Mota, R., Fuentes-Franco, R., Mendez, M., L.F., P.-M. 2020. Intercomparison of regional Climate models and climatic trends in the Cordex CAM (Central America Caribbean and Mexico) domain. *International Journal of Climatology*, (July), 1–25. doi:10.1002/joc.6276
- Cavazos, T., Rivas, D. 2004. Variability of extreme precipitation events in. *Climate Research*, 25, 229–242. doi:10.2307/24868402
- Cavazos, T., Turrent, C., Lettenmaier, D. P. 2008. Extreme precipitation trends associated with tropical cyclones in the core of the North American monsoon. *Geophysical Research Letters*, 35(21), 1–5. doi:10.1029/2008GL035832
- Cayan, D. R., Redmond, K. T., Riddle, L. G. 1999. ENSO and Hydrologic Extremes in the Western United States\*. In *Journal of Climate* (Vol. 12). doi:10.1175/1520-0442(1999)012<2881:EAHEIT>2.0.CO;2
- Colorado-Ruiz, G., Cavazos, T., Salinas, J. A., De Grau, P., Ayala, R. 2018. Climate change projections from Coupled Model Intercomparison Project phase 5 multi-model weighted ensembles for Mexico, the North American monsoon, and the mid-summer drought region. *International Journal of Climatology*, 38(15), 5699–5716. doi:10.1002/joc.5773
- Colorado-Ruiz, G., Cavazos, T. 2021. Trends of daily extreme and non-extreme rainfall indices and intercomparison with different gridded data sets over Mexico and the southern United States. *International Journal of Climatology*, (October 2020), 1–25. doi:10.1002/joc.7225

- Comrie, A. C., Glenn, E. C. 1999. Principal components-based regionalization of precipitation regimes across the southwest United States and northern Mexico, with an application to monsoon precipitation variability. *Climate Research*, 10(3), 201–215. doi:10.3354/cr010201
- Curtis, S. 2008. The Atlantic multidecadal oscillation and extreme daily precipitation over the US and Mexico during the hurricane season. *Climate Dynamics*, 30(4), 343–351. doi:10.1007/s00382-007-0295-0
- Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M. A., Balsamo, G., Bauer, P., Bechtold, P., Beljaars, A. C. M., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Delsol, C., Dragani, R., Fuentes, M., ... Vitart, F. 2011. The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137(656), 553–597. doi:10.1002/qj.828
- Dettinger, M. D., Ralph, F. M., Das, T., Neiman, P. J., Cayan, D. R. 2011. Atmospheric Rivers, Floods and the Water Resources of California. *Water*, 3(2), 445–478. doi:10.3390/w3020445
- Díaz-Esteban, Y., Raga, G. B. 2017. Weather regimes associated with summer rainfall variability over southern Mexico. *International Journal of Climatology*, 186(June 2017), 169–186. doi:10.1002/joc.5168
- Dominguez, C., Done, J. M., Bruyère, C. L. 2020. Easterly wave contributions to seasonal rainfall over the tropical Americas in observations and a regional climate model. *Climate Dynamics*, 54(1–2), 191–209. doi:10.1007/s00382-019-04996-7
- Dominguez, C., Magaña, V. 2018. The role of tropical cyclones in precipitation over the tropical and subtropical North America. *Frontiers in Earth Science*, 6(March), 1–14. doi:10.3389/feart.2018.00019
- Donat, M. G., Sillmann, J., Wild, S., Alexander, L. V., Lippmann, T., Zwiers, F. W. 2014. Consistency of temperature and precipitation extremes across various global gridded in situ and reanalysis datasets. *Journal of Climate*, 27(13), 5019–5035. doi:10.1175/JCLI-D-13-00405.1
- Dunne, J. P., John, J. G., Adcroft, A. J., Griffies, S. M., Hallberg, R. W., Shevliakova, E., Stouffer, R. J., Cooke, W., Dunne, K. A., Harrison, M. J., Krasting, J. P., Malyshev, S. L., Milly, P. C. D., Philipps, P. J., Sentman, L. T., Samuels, B. L., Spelman, M. J., Winton, M., ... Zadeh, N. 2012. GFDL's ESM2 global coupled climate-carbon earth system models. Part I: Physical formulation and baseline simulation characteristics. *Journal of Climate*, 25(19), 6646–6665. doi:10.1175/JCLI-D-11-00560.1
- Easterling, D. R., Kunkel, K. E., Wehner, M. F., Sun, L. 2016. Detection and attribution of climate extremes in the observed record. *Weather and Climate Extremes*, 11, 17–27. doi:10.1016/j.wace.2016.01.001
- EM-DAT. 2011. EM-DAT. Consultado August 5, 2020, from The international disasters database website: <https://www.emdat.be/>
- Enfield, D. B., Mestas-Nuñez, A. M., Trimble, P. J. 2001. The Atlantic Multidecadal Oscillation and its relation to rainfall and river flows in the continental U.S. *Geophysical Research Letters*, 28(10), 2077–2080. doi:10.1029/2000GL012745
- Englehart, P. J., Douglas, A. 2002. Mexico's summer rainfall patterns: an analysis of regional modes and changes in their teleconnectivity. *Atmósfera*. pp. 147–164.

- Englehart, P. J., Douglas, A. V. 2004. Characterizing regional-scale variations in monthly and seasonal surface air temperature over Mexico. *International Journal of Climatology*, 24(15), 1897–1909. doi:10.1002/joc.1117
- Fan, F., Bradley, R. S., Rawlins, M. A. 2014. Climate change in the northeastern US: Regional climate model validation and climate change projections. *Climate Dynamics*, 43(1–2), 145–161. doi:10.1007/s00382-014-2198-1
- Farfán, L. M., Alfaro, E. J., Cavazos, T. 2013. Characteristics of tropical cyclones making landfall on the Pacific coast of Mexico: 1970–2010. *Atmosfera*, 26(2), 163–182. doi:10.1016/S0187-6236(13)71070-1
- Farfán, L. M., Zehnder, J. A. 1994. Moving and Stationary Mesoscale Convective Systems over Northwest Mexico during the Southwest Area Monsoon Project. In *Weather and Forecasting* (Vol. 9). doi:10.1175/1520-0434(1994)009<0630:MASMCS>2.0.CO;2
- Farfán, L., Prieto, R., Martínez, J., Padilla, R. 2015. Ciclones tropicales y su influencia en México. *Conviviendo Con La Naturaleza. El Problema de Los Desastres Asociados a Fenómenos Hidrometeorológicos y Climáticos En México.*, (September), 50–74. from <http://www2.inecc.gob.mx/publicaciones/download/721.pdf>
- Fovell, R. G. 1997. Consensus clustering of U.S. temperature and precipitation data. *Journal of Climate*, 10(6), 1405–1427. doi:10.1175/1520-0442(1997)010<1405:CCOUST>2.0.CO;2
- Fuentes-Franco, R., Coppola, E., Giorgi, F., Graef, F., Pavia, E. G. 2014. Assessment of RegCM4 simulated inter-annual variability and daily-scale statistics of temperature and precipitation over Mexico. *Climate Dynamics*, 42(3–4), 629–647. doi:10.1007/s00382-013-1686-z
- Funk, C., Peterson, P., Landsfeld, M., Pedreros, D., Verdin, J., Shukla, S., Husak, G., Rowland, J., Harrison, L., Hoell, A., Michaelsen, J. 2015. The climate hazards infrared precipitation with stations - A new environmental record for monitoring extremes. *Scientific Data*, 2, 1–21. doi:10.1038/sdata.2015.66
- García-Cueto, O. R., Santillán-Soto, N., López-Velázquez, E., Reyes-López, J., Cruz-Sotelo, S., Ojeda-Benítez, S. 2018. Trends of climate change indices in some Mexican cities from 1980 to 2010. *Theoretical and Applied Climatology*. doi:10.1007/s00704-018-2620-4
- García, E. 2003. Distribución de la precipitación en la República Mexicana. *Investigaciones Geográficas*, 50(50), 67–76.
- Gelaro, R., McCarty, W., Suárez, M. J., Todling, R., Molod, A., Takacs, L., Randles, C. A., Darmenov, A., Bosilovich, M. G., Reichle, R., Wargan, K., Coy, L., Cullather, R., Draper, C., Akella, S., Buchard, V., Conaty, A., da Silva, A. M., ... Zhao, B. 2017. The modern-era retrospective analysis for research and applications, version 2 (MERRA-2). *Journal of Climate*, 30(14), 5419–5454. doi:10.1175/JCLI-D-16-0758.1
- Gershunov, A., Shulgina, T., Clemesha, R. E. S., Guirguis, K., Pierce, D. W., Dettinger, M. D., Lavers, D. A., Cayan, D. R., Polade, S. D., Kalansky, J., Ralph, F. M. 2019. Precipitation regime change in Western North America: The role of Atmospheric Rivers. *Scientific Reports*, 9(1), 1–11. doi:10.1038/s41598-019-46169-w

- Gershunov, A., Shulgina, T., Ralph, F. M., Lavers, D. A., Rutz, J. J. 2017. Assessing the climate-scale variability of atmospheric rivers affecting western North America. *Geophysical Research Letters*, 44(15), 7900–7908. doi:10.1002/2017GL074175
- Gibson, P. B., Perkins-Kirkpatrick, S. E., Uotila, P., Pepler, A. S., Alexander, L. V. 2017. On the use of self-organizing maps for studying climate extremes. *Journal of Geophysical Research*, 122(7), 3891–3903. doi:10.1002/2016JD026256
- Giorgi, F., Coppola, E., Solmon, F., Mariotti, L., Sylla, M. B., Bi, X., Elguindi, N., Diro, G. T., Nair, V., Giuliani, G., Turuncoglu, U. U., Cozzini, S., Güttler, I., O'Brien, T. A., Tawfik, A. B., Shalaby, A., Zakey, A. S., Steiner, A. L., ... Brankovic, C. 2012. RegCM4: Model description and preliminary tests over multiple CORDEX domains. *Climate Research*, 52(1), 7–29. doi:10.3354/cr01018
- Giorgi, Filippo, Mearns, L. O. 2002. Calculation of average, uncertainty range, and reliability of regional climate changes from AOGCM simulations via the “Reliability Ensemble Averaging” (REA) method. *Journal of Climate*, 15(10), 1141–1158. doi:10.1175/1520-0442(2002)015<1141:COAURA>2.0.CO;2
- González, J. M., De Jesús, J., Cháidez, N., Ontiveros, V. G. 2008. Análisis de tendencias de precipitación (1920-2004) en México. Núm, 65(900), 188–4611. Recuperado el 12 diciembre de 2021 de: <http://www.ejournal.unam.mx/rig/RIG065/RIG000006503.pdf>
- Greve, P., Orłowsky, B., Mueller, B., Sheffield, J., Reichstein, M., Seneviratne, S. I. 2014. Global assessment of trends in wetting and drying over land. *Nature Geoscience*, 7(10), 716–721. doi:10.1038/NGEO2247
- Grotjahn, R., Black, R., Leung, R., Wehner, M. F., Barlow, M., Bosilovich, M., Gershunov, A., Gutowski, W. J., Gyakum, J. R., Katz, R. W., Lee, Y. Y., Lim, Y. K., Prabhat. 2016. North American extreme temperature events and related large scale meteorological patterns: a review of statistical methods, dynamics, modeling, and trends. In *Climate Dynamics* (Vol. 46). doi:10.1007/s00382-015-2638-6
- Gutiérrez-Ruacho, O., Brito-Castillo, L., Díaz-Castro, S., Watts, C. 2010. Trends in rainfall and extreme temperatures in northwestern Mexico. *Climate Research*, 42(2), 133–142. doi:10.3354/cr00874
- Harris, I., Jones, P. D., Osborn, T. J., Lister, D. H. 2014. Updated high-resolution grids of monthly climatic observations - the CRU TS3.10 Dataset. *International Journal of Climatology*, 34(3), 623–642. doi:10.1002/joc.3711
- Harris, Ian, Osborn, T. J., Jones, P., Lister, D. 2020. Version 4 of the CRU TS monthly high-resolution gridded multivariate climate dataset. *Scientific Data*, 7(1), 1–18. doi:10.1038/s41597-020-0453-3
- Hartigan, J. A., Wong, M. A. 1979. Algorithm AS 136: A K-Means Clustering Algorithm. *Applied Statistics*, 28(1), 100. doi:10.2307/2346830
- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Horányi, A., Sabater, J. M., Nicolas, J., Radu, R., Schepers, D., Simmons, A., Soci, C., Dee, D. 2019. Global reanalysis: goodbye ERA-Interim, hello ERA5. *ECMWF Newsletter*, (159), 17–24. doi:10.21957/vf291hehd7
- Hewitson, B. C., Crane, R. G. 2002. Self-organizing maps: Applications to synoptic climatology. *Climate Research*, 22(1), 13–26. doi:10.3354/cr022013

- Hidalgo, H. G., Alfaro, E. J., Amador, J. A., Bastidas, Á. 2019. Precursors of quasi-decadal dry-spells in the Central America Dry Corridor. *Climate Dynamics*, 53(3–4), 1307–1322. doi:10.1007/s00382-019-04638-y
- Hidalgo, H. G., Durán-Quesada, A. M., Amador, J. A., Alfaro, E. J. 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: Physical Geography*, 97(1), 41–59. doi:10.1111/geoa.12085
- Horton, D. E., Johnson, N. C., Singh, D., Swain, D. L., Rajaratnam, B., Diffenbaugh, N. S. 2015. Contribution of changes in atmospheric circulation patterns to extreme temperature trends. *Nature*, 522(7557), 465–469. doi:10.1038/nature14550
- Hu, Q., Feng, S., Oglesby, R. J. 2011. Variations in North American summer precipitation driven by the Atlantic multidecadal oscillation. *Journal of Climate*, 24(21), 5555–5570. doi:10.1175/2011JCLI4060.1
- Huang, B., Liu, C., Banzon, V., Freeman, E., Graham, G., Hankins, B., Smith, T., Zhang, H.-M. 2021. Improvements of the Daily Optimum Interpolation Sea Surface Temperature (DOISST) Version 2.1. *Journal of Climate*, 34(8), 2923–2939. doi:10.1175/JCLI-D-20-0166.1
- Huang, H., Winter, J. M., Osterberg, E. C. 2018. Mechanisms of Abrupt Extreme Precipitation Change Over the Northeastern United States. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 123(14), 7179–7192. doi:10.1029/2017JD028136
- Huth, R., Beck, C., Philipp, A., Demuzere, M., Ustrnul, Z., Cahynová, M., Kyselý, J., Tveito, O. E. 2008. Classifications of atmospheric circulation patterns: Recent advances and applications. *Annals of the New York Academy of Sciences*, 1146, 105–152. doi:10.1196/annals.1446.019
- Jáuregui E. 2003. Climatology of landfalling hurricanes and tropical storms in México. *Atmósfera*, 16(4), 193–204. from <http://revistas.unam.mx/index.php/atm/article/view/8516/7986>
- Jiang, X., Luo, Y., Zhang, D. L., Wu, M. 2020. Urbanization enhanced summertime extreme hourly precipitation over the yangtze river delta. *Journal of Climate*, 33(13), 5809–5826. doi:10.1175/JCLI-D-19-0884.1
- Jones, C., Carvalho, L. M. V. 2012. Spatial-intensity variations in extreme precipitation in the contiguous United States and the Madden-Julian Oscillation. *Journal of Climate*, 25(14), 4898–4913. doi:10.1175/JCLI-D-11-00278.1
- Jones, C. D., Hughes, J. K., Bellouin, N., Hardiman, S. C., Jones, G. S., Knight, J., Liddicoat, S., O’Connor, F. M., Andres, R. J., Bell, C., Boo, K. O., Bozzo, A., Butchart, N., Cadule, P., Corbin, K. D., Doutriaux-Boucher, M., Friedlingstein, P., Gornall, J., ... Zerroukat, M. 2011. The HadGEM2-ES implementation of CMIP5 centennial simulations. *Geoscientific Model Development*, 4(3), 543–570. doi:10.5194/gmd-4-543-2011
- Kassambara, A. 2015. *Multivariate Analysis 1: Practical Guide To Cluster Analysis in R (real version)*. Taylor & Francis Group, 1–187. from [https://pe56d.s3.amazonaws.com/o\\_1b64qp8fdsg81t4k1fongljq24m.pdf?AWSAccessKeyId=AKIAIP3NFJ5OR5FTFOQQ&Signature=ekwWQ2FpwaTjBwVMF20SsNGBSR4%3D&Expires=1522680996&response-content-disposition=inline;filename=%22preview.pdf%22&response-content-type=applicati](https://pe56d.s3.amazonaws.com/o_1b64qp8fdsg81t4k1fongljq24m.pdf?AWSAccessKeyId=AKIAIP3NFJ5OR5FTFOQQ&Signature=ekwWQ2FpwaTjBwVMF20SsNGBSR4%3D&Expires=1522680996&response-content-disposition=inline;filename=%22preview.pdf%22&response-content-type=applicati)

- Kendall, M. G. 1975. Rank Correlation Methods. (4th Editio). from [https://www.scirp.org/\(S\(351jmbntvnsjt1aadkposzje\)\)/reference/ReferencesPapers.aspx?Referenc eID=2099295](https://www.scirp.org/(S(351jmbntvnsjt1aadkposzje))/reference/ReferencesPapers.aspx?Referenc eID=2099295)
- Kharin, V. V., Zwiers, F. W., Zhang, X., Wehner, M. 2013. Changes in temperature and precipitation extremes in the CMIP5 ensemble. *Climatic Change*, 119(2), 345–357. doi:10.1007/s10584-013-0705-8
- Klotzbach, P. J. 2011. The influence of El Niño-Southern Oscillation and the Atlantic multidecadal Oscillation on Caribbean tropical cyclone activity. *Journal of Climate*, 24(3), 721–731. doi:10.1175/2010JCLI3705.1
- Knapp, Kenneth R.; Diamond, Howard J.; Kossin, James P.; Kruk, Michael C.; Schreck, C. J. I. 2018. International Best Track Archive for Climate Stewardship (IBTrACS) Project, Version 4. doi:<https://doi.org/10.25921/82ty-9e16> [2021-05-20]
- Knapp, K. R., Kruk, M. C., Levinson, D. H., Diamond, H. J., Neumann, C. J. 2010. The International Best Track Archive for Climate Stewardship (IBTrACS): Unifying Tropical Cyclone Data. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 91(3), 363–376. doi:10.1175/2009BAMS2755.1
- Kohonen, T. 1998a. The self-organizing map. *Neurocomputing*, Vol. 21. doi:10.1016/S0925-2312(98)00030-7
- Kohonen, T. 1998b. The self-organizing map. *Neurocomputing*, 21(1–3), 1–6. doi:10.1016/S0925-2312(98)00030-7
- Kohonen, T. 2001. *Self-Organizing Maps* (3rd ed.). doi:10.1007/978-3-642-56927-2
- Kohonen, T. 2013. Essentials of the self-organizing map. *Neural Networks*, 37, 52–65. doi:10.1016/j.neunet.2012.09.018
- Konrad, C. P., Dettinger, M. D. 2017. Flood Runoff in Relation to Water Vapor Transport by Atmospheric Rivers Over the Western United States, 1949–2015. *Geophysical Research Letters*, 44(22), 11,456–11,462. doi:10.1002/2017GL075399
- Krishnamurthy, L., Vecchi, G. A., Msadek, R., Wittenberg, A., Delworth, T. L., Zeng, F. 2015. The seasonality of the great plains low-level Jet and ENSO relationship. *Journal of Climate*, 28(11), 4525–4544. doi:10.1175/JCLI-D-14-00590.1
- Larson, J., Zhou, Y., Higgins, R. W. 2005. Characteristics of landfalling tropical cyclones in the United States and Mexico: Climatology and interannual variability. *Journal of Climate*, 18(8), 1247–1262. doi:10.1175/JCLI3317.1
- Lehmann, J., Coumou, D., Frieler, K. 2015. Increased record-breaking precipitation events under global warming. *Climatic Change*, 132(4), 501–515. doi:10.1007/s10584-015-1434-y
- Li, L., Li, W., Kushnir, Y. 2012. Variation of the North Atlantic subtropical high western ridge and its implication to Southeastern US summer precipitation. *Climate Dynamics*, 39(6), 1401–1412. doi:10.1007/s00382-011-1214-y

- Li, W., Li, L., Fu, R., Deng, Y., Wang, H. 2011. Changes to the North Atlantic subtropical high and its role in the intensification of summer rainfall variability in the southeastern United States. *Journal of Climate*, 24(5), 1499–1506. doi:10.1175/2010JCLI3829.1
- Livneh, B., Bohn, T. J., Pierce, D. W., Munoz-Arriola, F., Nijssen, B., Vose, R., Cayan, D. R., Brekke, L. 2015. A spatially comprehensive, hydrometeorological data set for Mexico, the U.S., and Southern Canada 1950–2013. *Scientific Data*, 2, 1–12. doi:10.1038/sdata.2015.42
- Loikith, P. C., Lintner, B. R., Sweeney, A. 2017. Characterizing large-scale meteorological patterns and associated temperature and precipitation extremes over the northwestern United States using self-organizing maps. *Journal of Climate*, 30(8), 2829–2847. doi:10.1175/JCLI-D-16-0670.1
- Luna-Niño, R., Cavazos, T., Torres-Alavez, J. A., Giorgi, F., Coppola, E. 2020. Interannual variability of the boreal winter subtropical jet stream and teleconnections over the CORDEX-CAM domain during 1980–2010. *Climate Dynamics*, (2006). doi:10.1007/s00382-020-05509-7
- MacQueen, J. 1967. Some methods for classification and analysis of multivariate observations. *Proceedings of the Fifth Berkeley Symposium on Mathematical Statistics and Probability*, 1(statistics), 281–297. from <https://projecteuclid.org/euclid.bsmmsp/1200512992>
- Magaña, V. O., Vázquez, J. L., Pérez, J. L., Pérez, J. B. 2003. Impact of El Niño on precipitation in Mexico Víctor. *Geofísica Internacional*, 42(3), 313–330. from <http://www.redalyc.org/articulo.oa?id=56842304>
- Magaña, V., Pérez, J., Méndez, M., Magana, V., Pérez, J., Méndez, M. 2003. Diagnosis and prognosis of extreme precipitation events in the Mexico city basin. *Geofísica Internacional*, 42(2), 247–259. doi:10.22201/igeof.00167169p.2003.42.2.269
- Mahlstein, I., Knutti, R. 2010. Regional climate change patterns identified by cluster analysis. *Climate Dynamics*, 35(4), 587–600. doi:10.1007/s00382-009-0654-0
- Mantua, N. J., Hare, S. R. 2002. The Pacific Decadal Oscillation. *Journal of Oceanography*, 58(1), 35–44. doi:10.1023/A:1015820616384
- Martinez-Sanchez, J. N., Cavazos, T. 2014. Eastern Tropical Pacific hurricane variability and landfalls on Mexican coasts. *Climate Research*, 58(3), 221–234. doi:10.3354/cr01192
- Martinez, C., Goddard, L., Kushnir, Y., Ting, M. 2019. Seasonal climatology and dynamical mechanisms of rainfall in the Caribbean. *Climate Dynamics*, 53(1–2), 825–846. doi:10.1007/s00382-019-04616-4
- Mateos, E., Santana, J. S., Montero-Martínez, M. J., Deeb, A., Grunwaldt, A. 2016. Possible climate change evidence in ten Mexican watersheds. *Physics and Chemistry of the Earth*, 91, 10–19. doi:10.1016/j.pce.2015.08.009
- Méndez, M., Magaña, V. 2010. Regional aspects of prolonged meteorological droughts over Mexico and central America. *Journal of Climate*, 23(5), 1175–1188. doi:10.1175/2009JCLI3080.1
- Mimmack, G. M., Mason, S. J., Galpin, J. S. 2001. Choice of distance matrices in cluster analysis: Defining regions. *Journal of Climate*, 14(12), 2790–2797. doi:10.1175/1520-0442(2001)014<2790:CODMIC>2.0.CO;2



- Min, S. K., Zhang, X., Zwiers, F. W., Hegerl, G. C. 2011. Human contribution to more-intense precipitation extremes. *Nature*, 470(7334), 378–381. doi:10.1038/nature09763
- Montero-Martínez, M. J., Santana-Sepúlveda, J. S., Pérez-Ortiz, N. I., Pita-Díaz, Ó., Castillo-Liñan, S. 2018. Comparing climate change indices between a northern (arid) and a southern (humid) basin in Mexico during the last decades. *Advances in Science and Research*, 15(2014), 231–237. doi:10.5194/asr-15-231-2018
- Ochoa-Moya, C. A., Cala-Pérez, Y. A., Díaz-Esteban, Y., Castro, C. L., Ordoñez-Peréz, P., Quintanar, A. I. 2020. Climatological large-scale circulation patterns over the Middle Americas Region. *Atmosphere*, 11(7), 1–17. doi:10.3390/atmos11070745
- Otto, F. E. L. 2017. Attribution of Weather and Climate Events. *Annual Review of Environment and Resources*, 42(1), 627–646. doi:10.1146/annurev-environ-102016-060847
- Pavia, E. G., Graef, F., Fuentes-Franco, R. 2016. Recent ENSO-PDO precipitation relationships in the Mediterranean California border region. *Atmospheric Science Letters*, 17(4), 280–285. doi:10.1002/asl.656
- Pérez-Morga, N., Kretschmar, T., Cavazos, T., Smith, S. V., Muñoz-Arriola, F. 2013. Variability of extreme precipitation in coastal river basins of the southern Mexican Pacific region. *Geofísica Internacional*, 52(3), 277–291. doi:10.1016/S0016-7169(13)71477-6
- Peterson, T. C., Zhang, X., Brunet-India, M., Vázquez-Aguirre, J. L. 2008. Changes in North American extremes derived from daily weather data. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 113(7), 1–9. doi:10.1029/2007JD009453
- Pita-Díaz, O., Ortega-Gaucin, D. 2020. Analysis of anomalies and trends of climate change indices in the state of Zacatecas, Mexico. [https://pd\(March\)](https://pd(March)), 1–35. doi:10.20944/preprints202003.0123.v1
- Pohlert, T. 2020. Trend package v1.1.4: Non-Parametric Trend Tests and Change-Point Detection. Rpackage. [Available at: <https://www.rdocumentation.org/packages/trend/versions/1.1.4>]. Consultado January 8, 2021, from <https://www.rdocumentation.org/packages/trend/versions/1.1.4>
- Pryor, S. C., Howe, J. A., Kunkel, K. E. 2009. How spatially coherent and statistically robust are temporal changes in extreme precipitation in the contiguous USA? *International Journal of Climatology*, 29(1), 31–45. doi:10.1002/joc.1696
- Reichle, R. H., Liu, Q., Koster, R. D., Draper, C. S., Mahanama, S. P. P., Partyka, G. S. 2017. Land Surface Precipitation in MERRA-2. *Journal of Climate*, 30(5), 1643–1664. doi:10.1175/JCLI-D-16-0570.1
- Reusch, D. B., Alley, R. B., Hewitson, B. C. 2005. Relative performance of self-organizing maps and principal component analysis in pattern extraction from synthetic climatological data. *Polar Geography*, 29(3), 188–212. doi:10.1080/789610199
- Rivera, E. R., Dominguez, F., Castro, C. L. 2014. Atmospheric rivers and cool season extreme precipitation events in the Verde River basin of Arizona. *Journal of Hydrometeorology*, 15(2), 813–829. doi:10.1175/JHM-D-12-0189.1
- Romero-Vadillo, E., Zaytsev, O., Morales-Pérez, R. 2007. Tropical cyclone statistics in the Northeastern Pacific. *Atmosfera*, 20(2), 197–213.

- Saha, S., Moorthi, S., Pan, H. L., Wu, X., Wang, J., Nadiga, S., Tripp, P., Kistler, R., Woollen, J., Behringer, D., Liu, H., Stokes, D., Grumbine, R., Gayno, G., Wang, J., Hou, Y. T., Chuang, H. Y., Juang, H. M. H., ... Goldberg, M. 2010. The NCEP climate forecast system reanalysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 91(8), 1015–1057. doi:10.1175/2010BAMS3001.1
- Sánchez-Rodríguez, R., Cavazos, T. 2015. Amenazas naturales, sociedad y desastres. In T. Cavazos (Ed.), *Conviviendo con la naturaleza. El problema de los desastres asociados a fenómenos hidrometeorológicos y climáticos en México*. (first). from <http://www2.inecc.gob.mx/publicaciones/download/721.pdf>
- Schultz, D. M., Keyser, D., Bosart, L. F. 1998. The Effect of Large-Scale Flow on Low-Level Frontal Structure and Evolution in Midlatitude Cyclones. *Monthly Weather Review*, 126(7), 1767–1791. doi:10.1175/1520-0493(1998)126<1767:TEOLSF>2.0.CO;2
- Sen, P. 1968. Estimates of the Regression Coefficient Based on Kendall's Tau. *Journal of the American Statistical Association*, 63(324), 1379–1389.
- Sheridan, S. C., Lee, C. C. 2011. The self-organizing map in synoptic climatological research. *Progress in Physical Geography*, 35(1), 109–119. doi:10.1177/0309133310397582
- Sillmann, J., Kharin, V. V., Zhang, X., Zwiers, F. W., Bronaugh, D. 2013. Climate extremes indices in the CMIP5 multimodel ensemble: Part 1. Model evaluation in the present climate. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 118(4), 1716–1733. doi:10.1002/jgrd.50203
- Spinoni, J., Barbosa, P., Bucchignani, E., Cassano, J., Cavazos, T., Christensen, J. H., Christensen, O. B., Coppola, E., Evans, J., Geyer, B., Giorgi, F., Hadjinicolaou, P., Jacob, D., Katzfey, J., Koenigk, T., Laprise, R., Lennard, C. J., Kurnaz, M. L., ... Dosio, A. 2020. Future global meteorological drought hot spots: A study based on CORDEX data. *Journal of Climate*, 33(9), 3635–3661. doi:10.1175/JCLI-D-19-0084.1
- Stampoulis, D., Anagnostou, E. 2012. Evaluation of global satellite rainfall products over Continental Europe. *Journal of Hydrometeorology*, 13(2), 588–603. doi:10.1175/JHM-D-11-086.1
- Stephenson, T. S., Vincent, L. A., Allen, T., Van Meerbeeck, C. J., Mclean, N., Peterson, T. C., Taylor, M. A., Aaron-Morrison, A. P., Auguste, T., Bernard, D., Boekhoudt, J. R. I., Blenman, R. C., Braithwaite, G. C., Brown, G., Butler, M., Cumberbatch, C. J. M., Etienne-Leblanc, S., Lake, D. E., ... Trotman, A. R. 2014. Changes in extreme temperature and precipitation in the Caribbean region, 1961–2010. *International Journal of Climatology*, 34(9), 2957–2971. doi:10.1002/joc.3889
- Stocker, T., Field, C., Dahe, Q., Barros, V., Plattner, G.-K., Tignor, M., Midgley, P., Ebi, K., Hegerl, G., Hoegh-Guldberg, O., Casassa, G., Hoerling, M., Kovats, S., Parmesan, C., Pierce, D., Stott, P. 2010. Good Practice Guidance Paper on Detection and Attribution Related to Anthropogenic Climate Change. Meeting Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change Expert Meeting on Detection and Attribution of Anthropogenic Climate Change, 1–9. from [http://nova.wh.who.edu/palit/Stocker et al\\_2009\\_Report\\_IPCC Expert Meeting on Detection and Attribution Related to Anthropogenic Climate Change](http://nova.wh.who.edu/palit/Stocker_et_al_2009_Report_IPCC_Expert_Meeting_on_Detection_and_Attribution_Related_to_Anthropogenic_Climate_Change)
- Sun, F., Roderick, M. L., Farquhar, G. D. 2012. Changes in the variability of global land precipitation. *Geophysical Research Letters*, 39(18). doi:10.1029/2012GL053369

- Tarek, M., Brissette, F. P., Arsenault, R. 2020. Evaluation of the ERA5 reanalysis as a potential reference dataset for hydrological modelling over North America. *Hydrology and Earth System Sciences*, 24(5), 2527–2544. doi:10.5194/hess-24-2527-2020
- Taylor, K. E. 2001. Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 106(D7), 7183–7192. doi:10.1029/2000JD900719
- Taylor, K. E., Stouffer, R. J., Meehl, G. A. 2012. An overview of CMIP5 and the experiment design. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93(4), 485–498. doi:10.1175/BAMS-D-11-00094.1
- Thomson, R. E., Emery, W. J. 2014. *Data Analysis Methods in Physical Oceanography: Third Edition*. In *Data Analysis Methods in Physical Oceanography: Third Edition*. doi:10.1016/C2010-0-66362-0
- Timmermans, B., Wehner, M., Cooley, D., O'Brien, T., Krishnan, H. 2019. An evaluation of the consistency of extremes in gridded precipitation data sets. *Climate Dynamics*, 52(11), 6651–6670. doi:10.1007/s00382-018-4537-0
- Torres-Alavez, J. A., Giorgi, F., Kucharski, F., Coppola, E., Castro-García, L. 2021. ENSO teleconnections in an ensemble of CORDEX-CORE regional simulations. *Climate Dynamics*, (0123456789). doi:10.1007/s00382-020-05594-8
- Trenberth, K. E. 2011. Changes in precipitation with climate change. *Climate Research*, 47, 123–138. doi:10.2307/24872346
- Trenberth, K. E., Dai, A., Rasmussen, R. M., Parsons, D. B. 2003. The changing character of precipitation. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 84(9), 1205–1217+1161. doi:10.1175/BAMS-84-9-1205
- Trenberth, K. E., Fasullo, J. T. 2012. Climate extremes and climate change: The Russian heat wave and other climate extremes of 2010. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 117(17), 1–12. doi:10.1029/2012JD018020
- Trenberth, K. E., Fasullo, J. T., Shepherd, T. G. 2015. Attribution of climate extreme events. *Nature Climate Change*, 5(8), 725–730. doi:10.1038/nclimate2657
- Vega-Camarena, J. P., Brito-Castillo, L., Farfán, L. M., Gochis, D. J., Pineda-Martínez, L. F., Díaz, S. C. 2018. Ocean–atmosphere conditions related to severe and persistent droughts in the Mexican Altiplano. *International Journal of Climatology*, 38(2), 853–866. doi:10.1002/joc.5215
- Vera, C., Higgins, W., Amador, J., Ambrizzi, T., Garreaud, R., Gochis, D., Gutzler, D., Lettenmaier, D., Marengo, J., Mechoso, C. R., Nogues-Paegle, J., Silva Dias, P. L., Zhang, C. 2006, October 15. Toward a unified view of the American monsoon systems. *Journal of Climate*, Vol. 19. doi:10.1175/JCLI3896.1
- Villarini, G., Smith, J. A., Baek, M. L., Vitolo, R., Stephenson, D. B., Krajewski, W. F. 2011. On the frequency of heavy rainfall for the Midwest of the United States. *Journal of Hydrology*, 400(1–2), 103–120. doi:10.1016/j.jhydrol.2011.01.027
- Voldoire, A., Sanchez-Gomez, E., Salas y Méliá, D., Decharme, B., Cassou, C., Sénési, S., Valcke, S., Beau, I., Alias, A., Chevallier, M., Déqué, M., Deshayes, J., Douville, H., Fernandez, E., Madec, G., Maisonnave, E., Moine, M. P., Planton, S., ... Chauvin, F. 2013. The CNRM-CM5.1 global climate model: Description and basic evaluation. *Climate Dynamics*, 40(9–10), 2091–2121. doi:10.1007/s00382-011-1259-y

- Wang, C. 2007. Variability of the Caribbean Low-Level Jet and its relations to climate. *Climate Dynamics*, 29(4), 411–422. doi:10.1007/s00382-007-0243-z
- Wang, C., Lee, S. K., Enfield, D. B. 2008. Atlantic warm pool acting as a link between atlantic multidecadal oscillation and atlantic tropical cyclone activity. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(5). doi:10.1029/2007GC001809
- Wang, F., Yang, S., Higgins, W., Li, Q., Zuo, Z. 2014. Long-term changes in total and extreme precipitation over China and the United States and their links to oceanic-atmospheric features. *International Journal of Climatology*, 34(2), 286–302. doi:10.1002/joc.3685
- Weaver, S. J., Schubert, S., Wang, H. 2009. Warm season variations in the low-level circulation and precipitation over the central United States in observations, AMIP simulations, and Idealized SST experiments. *Journal of Climate*, 22(20), 5401–5420. doi:10.1175/2009JCLI2984.1
- Webster, P. J. 1994. The role of hydrological processes in ocean-atmosphere interactions. *Reviews of Geophysics*, 32(4), 427. doi:10.1029/94RG01873
- Wehrens, R., Buydens, L. M. C. 2007. Self- and super-organizing maps in R: The kohonen package. *Journal of Statistical Software*, 21(5), 1–19. doi:10.18637/jss.v021.i05
- Weinkle, J., Maue, R., Pielke, R. 2012. Historical global tropical cyclone landfalls. *Journal of Climate*, 25(13), 4729–4735. doi:10.1175/JCLI-D-11-00719.1
- Westra, S., Alexander, L. V., Zwiers, F. W. 2013. Global increasing trends in annual maximum daily precipitation. *Journal of Climate*, 26(11), 3904–3918. doi:10.1175/JCLI-D-12-00502.1
- Wilks, D. S. 2011. *Statistical methods in the atmospheric sciences* (3rd ed., Vol. 100). doi:10.1016/S0074-6142(09)95010-0
- Wu, H., Qian, H. 2017. Innovative trend analysis of annual and seasonal rainfall and extreme values in Shaanxi, China, since the 1950s. *International Journal of Climatology*, 37(5), 2582–2592. doi:10.1002/joc.4866
- Yatheendradas, S., Wagener, T., Gupta, H., Unkrich, C., Goodrich, D., Schaffner, M., Stewart, A. 2008. Understanding uncertainty in distributed flash flood forecasting for semiarid regions. *Water Resources Research*, 44(5). doi:10.1029/2007WR005940
- Zhang, X., Alexander, L., Hegerl, G. C., Jones, P., Tank, A. K., Peterson, T. C., Trewin, B., Zwiers, F. W. 2011. Indices for monitoring changes in extremes based on daily temperature and precipitation data. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change*, 2(6), 851–870. doi:10.1002/wcc.147
- Zhao, H., Raga, G. B. 2015. On the distinct interannual variability of tropical cyclone activity over the eastern North Pacific. *Atmosfera*, 28(3), 161–178. doi:10.20937/ATM.2015.28.03.02
- Zolotokrylin, A. N., Titkova, T. B., Brito-Castillo, L. 2016. Wet and dry patterns associated with ENSO events in the Sonoran Desert from, 2000–2015. *Journal of Arid Environments*, 134, 21–32. doi:10.1016/j.jaridenv.2016.06.014

## Anexo A. Tablas de tendencias regionales

**Tabla 7.** Tendencias decenales de cinco índices de frecuencia de Lluvia para Verano (may-oct) en sus unidades originales de acuerdo con las bases de datos observacionales (CHIRPS and Livneh) y al ensamble de observaciones y reanálisis (EnsO&R) en las 13 regiones analizadas para el periodo 1981-2010. Valores en negritas son tendencias significativas al 90%. EnsO&R indica la tendencia promedio de más de 3(de 6) bases de datos con el mismo signo. Regiones sin valores indican que no hubo suficientes datos para calcular las tendencias.

Region	R95p_days (days/dec)			nr5d (events/dec)			R20 (days/dec)			CWD (days/dec)			CDD (days/dec)		
	CHIRPS	Livneh	EnsO&R	CHIRPS	Livneh	EnsO&R	CHIRPS	Livneh	EnsO&R	CHIRPS	Livneh	EnsO&R	CHIRPS	Livneh	EnsO&R
CAs	0.0	0.0	-0.2	-	-	-	-	0.1	-	-0.3	-0.3	-0.4	<b>8.1</b>	<b>10.0</b>	<b>9.8</b>
DES	<b>-0.7</b>	<b>-0.7</b>	<b>-0.6</b>	-	-	-	-	-0.1	-	<b>-0.6</b>	0.2	-0.8	1.8	2.1	4.5
ANM	-0.6	-0.4	-0.4	-	-0.2	-	-0.1	-	-	1.3	-1.1	-2.1	0.1	0.5	1.1
SBC	0.6	0.6	0.5	1.5	1.9	1.1	<b>0.3</b>	<b>0.7</b>	<b>0.4</b>	0.1	0.1	-	<b>4.7</b>	<b>4.8</b>	<b>4.5</b>
MNZ	-0.4	0.7	-0.2	0.2	<b>0.7</b>	-	0.0	0.0	0.1	3.5	-3.9	-5.4	-0.3	-0.1	-
HPL	0.1	-0.1	-0.4	-	-	-	-0.1	-	-	-1.0	1.0	-1.5	1.4	1.3	1.9
CWM	0.4	0.1	0.7	-1.0	0.0	-	0.1	-	-	-1.8	7.4	-5.7	0.1	0.6	1.0
SWM	1.4	1.5	1.8	5.3	3.5	3.8	1.0	0.8	1.0	4.8	5.7	4.1	0.9	-0.2	-
SEM	<b>1.5</b>	0.7	1.3	2.6	2.2	2.5	2.0	0.7	1.3	-1.9	-3.0	-5.5	1.4	0.6	0.6
PYU	0.7	-0.1	0.4	0.8	0.2	0.6	<b>1.0</b>	0.4	0.5	-3.2	-1.9	-4.5	0.4	0.4	0.4
NEM	<b>1.4</b>	<b>2.1</b>	<b>1.9</b>	<b>2.6</b>	<b>2.3</b>	2.4	<b>0.5</b>	<b>0.6</b>	<b>0.6</b>	-0.4	1.7	1.9	0.2	0.6	0.8
TEX	0.0	0.2	0.5	0.1	-0.1	0.3	0.2	-0.1	-0.1	0.5	1.8	1.2	-0.1	-0.4	-0.1
SUS	0.6	1.1	0.7	<b>2.1</b>	<b>2.5</b>	<b>1.9</b>	<b>0.6</b>	<b>0.6</b>	<b>0.6</b>	-1.9	-0.3	-2.0	-0.3	0.3	0.6

**Tabla 8.** Igual que la Tabla 7, pero para cinco índices de intensidad.

Region	acum (mm/dec)			R95p (mm/dec)			R95p_cont (%/dec)			rx1d (mm/dec)			rx5d (mm/dec)		
	CHIRPS	Livneh	EnsO&R	CHIRPS	Livneh	EnsO&R	CHIRPS	Livneh	EnsO&R	CHIRPS	Livneh	EnsO&R	CHIRPS	Livneh	EnsO&R
CAs	<b>-5.5</b>	<b>-10.9</b>	<b>-11.7</b>	0.4	2.0	-	0.1	0.5	-	<b>-0.2</b>	0.6	-1.5	-0.1	-0.9	-3.1
DES	<b>-9.0</b>	<b>-17.0</b>	<b>-17.9</b>	<b>-4.9</b>	-8.4	-6.7	<b>-3.0</b>	-3.9	-3.5	<b>-1.0</b>	<b>-2.2</b>	-1.8	-1.2	-3.8	-3.4
ANM	-10.6	-11.8	-19.6	<b>-7.7</b>	-4.8	-5.2	<b>-2.2</b>	-1.3	-1.4	-1.4	-1.0	-0.8	-1.9	-2.1	-1.3
SBC	0.4	19.0	13.0	<b>16.9</b>	27.2	<b>18.7</b>	<b>9.5</b>	12.8	<b>10.1</b>	<b>8.1</b>	<b>9.4</b>	6.9	<b>10.9</b>	19.6	11.2
MNZ	-1.8	9.6	-17.6	-4.9	10.4	4.8	-0.9	1.8	0.8	0.8	0.8	0.6	1.7	<b>3.1</b>	-
HPL	-3.2	2.8	-16.0	0.4	-0.9	-4.2	0.1	-0.2	-0.9	-1.1	0.5	-0.7	-0.6	0.0	0.7
CWM	9.4	28.7	24.6	4.8	1.9	14.3	0.5	0.2	1.4	-0.4	0.1	0.8	-1.9	-0.8	-
SWM	49.6	49.1	50.3	37.2	29.8	43.8	2.8	2.6	3.3	3.4	1.7	3.3	4.5	2.0	5.1
SEM	42.6	4.4	19.4	<b>67.7</b>	19.6	43.3	<b>3.4</b>	1.1	2.3	<b>9.3</b>	<b>3.3</b>	4.2	<b>17.0</b>	2.0	7.2
PYU	8.7	2.9	-	21.4	3.4	11.7	1.7	0.3	1.0	1.4	0.2	1.6	9.5	4.9	5.9
NEM	32.2	36.4	35.1	<b>28.9</b>	<b>37.0</b>	<b>37.6</b>	<b>4.9</b>	<b>6.1</b>	<b>5.5</b>	<b>3.1</b>	2.4	3.7	<b>5.7</b>	8.7	8.4
TEX	2.8	9.0	8.6	1.4	2.2	8.0	0.2	0.3	1.1	1.6	0.3	0.7	1.0	1.4	1.4
SUS	10.4	17.4	8.7	<b>20.9</b>	<b>27.1</b>	<b>22.5</b>	<b>1.5</b>	<b>1.9</b>	<b>1.6</b>	3.1	2.9	<b>3.3</b>	4.5	5.5	4.6

**Tabla 9.** Tendencias decenales de cinco índices de frecuencia de Lluvia para invierno (Nov-Apr) en sus unidades originales de acuerdo con las bases de datos observacionales (CHIRPS and Livneh) y al ensamble de observaciones y reanálisis (EnsO&R) en las 13 regiones analizadas para el periodo 1981-2010. Valores en negritas son tendencias significativas al 90%. EnsO&R indica la tendencia promedio de más de 3(de 6) bases de datos con el mismo signo. Regiones sin valores indican que no hubo suficientes datos para calcular las tendencias.

Region	R95p_days (days/dec)			nrx5d (events/dec)			r10 (days/dec)			CWD (days/dec)			CDD (days/dec)		
	CHIRPS	Livneh	EnsO&R	CHIRPS	Livneh	EnsO&R	CHIRPS	Livneh	EnsO&R	CHIRPS	Livneh	EnsO&R	CHIRPS	Livneh	EnsO&R
CAs	-0.3	-0.3	-	-0.4	-0.3	-	-0.9	-1.2	-0.6	0.3	-0.9	-0.7	0.1	1.3	1.7
DES	-0.4	-0.1	-0.2	-	0.2	0.2	-0.4	-0.4	-0.2	0.3	-0.5	-	-1.2	8.6	6.7
ANM	-0.3	-0.3	-0.4	-	-	-	-0.3	-0.1	-0.4	0	-0.1	-0.2	0	2.5	2.1
SBC	-0.4	-0.4	-0.3	-	-0.4	-	-0.3	-0.9	-0.5	0.3	-0.1	-0.3	4.7	15.2	9.4
MNZ	-0.8	-0.3	-0.5	-	-0.8	-0.8	-0.9	-1.3	-1.0	0	-0.5	-0.4	1	5.2	3.5
HPL	-0.3	-0.2	-0.4	-	-	-	0	-0.1	-0.2	0.2	0	-0.3	2	7.4	5.9
CWM	-0.4	0	-	-	0.3	0.3	-0.3	-0.2	-0.3	-0.2	-0.4	-0.7	-1.1	6.4	6.3
SWM	0.3	0.2	0.4	-	-	0.2	0.4	0.1	0.3	0.4	0.3	0.3	5.7	0.3	2.2
SEM	0.1	0.5	0.7	1.6	0.4	1.4	-1.7	0.4	0.5	0.2	1.0	-	0.1	1.5	0.6
PYU	0.1	-0.1	-0.3	0.3	0.3	-	-0.5	0	-0.3	-0.2	-0.3	-0.3	0.1	3.9	2.6
NEM	0.2	0.1	0.2	-	-	-	0.1	0	0.2	0.4	-0.6	-0.6	1.7	-0.7	2.3
TEX	0.2	0.7	0.3	0.5	0.4	0.3	0.1	0.5	0.5	-0.2	0.1	-0.1	1.1	1.1	1.1
SUS	0.3	-1.0	-0.5	-0.8	-1.3	-1.3	-1.4	-1.6	-1.4	0	-0.7	-0.8	1.2	1.2	0.9

**Tabla 10.** Igual que Tabla 9, pero para cinco índices de intensidad.

Region	acum (mm/dec)			R95p (mm/dec)			R95p_cont (%/dec)			rx1d (mm/dec)			rx5d (mm/dec)		
	CHIRPS	Livneh	EnsO&R	CHIRPS	Livneh	EnsO&R	CHIRPS	Livneh	EnsO&R	CHIRPS	Livneh	EnsO&R	CHIRPS	Livneh	EnsO&R
CAs	-21.4	-38.2	-22.2	-14.7	-11.5	-5.8	-5.1	-3.2	-1.9	-4.4	-3.2	-2.2	-7	-3.6	-
DES	-9.7	-16.8	-13.5	-5.6	-0.2	-2.3	-3.4	-0.1	-1.3	-1.4	0.7	1.0	-0.6	0.7	-0.2
ANM	-12.6	-18.5	-20.5	-3.2	-3.2	-4.5	-0.9	-0.8	-1.2	-0.4	-0.2	0.4	-0.3	-0.1	-0.5
SBC	-9.6	-22.6	-14.0	-5.0	-11.4	-6.6	-2.8	-5.3	-3.4	-1.9	-4.8	-3.2	-2.3	-7.0	-3.9
MNZ	-19.6	-28.7	-29.8	-13.2	-7.4	-8.9	-2.3	-1.3	-1.5	-2.7	-3	-2.7	-2.9	-6.3	-6.0
HPL	-5.9	-3.5	-9.6	-1.6	-1.2	-3.5	-0.4	-0.3	-0.8	-0.3	-0.5	-0.9	-0.2	-0.2	-1.1
CWM	-7.3	-2.1	-8.8	-3.8	3.6	2.1	-0.4	0.4	0.2	-0.8	1.5	1.1	-1.2	4.7	2.2
SWM	-0.9	-1.9	-	4.9	1.9	5.6	0.4	0.2	0.4	2.2	0.3	1.8	3.4	1.7	4.0
SEM	-2.4	1.8	-	16.6	7.5	17.9	0.8	0.4	0.9	7.7	-0.1	3.8	10.2	6.1	9.6
PYU	-12.9	-13.3	-20.9	1.5	-2.9	-11.9	0.1	-0.2	-1.0	-2.0	-1.5	-2.7	0.1	1.4	-
NEM	-3.0	-3.1	-9.1	2.4	1.4	2.9	0.4	0.2	0.4	-0.5	-0.4	-0.4	0.5	1.1	0.4
TEX	-2.5	-1.1	-8.8	7.0	12.0	5.9	0.9	1.5	0.7	1.5	1.7	-	4.1	4.3	3.8
SUS	-34.6	-35.5	-37.7	6.4	-25.1	-15.8	0.4	-1.7	-1.1	1.1	-0.5	-1.3	1.7	-3.6	-4.0

## Anexo B. Abreviaturas

---

ACPs	Análisis de componentes principales
Acum	Lluvia acumulada
Acum_cont	Contribución de la lluvia estacional a la lluvia acumulada anual
ALT	Altiplano de México y Estados Unidos
AMO	Oscilación multidecenal del Atlántico
ANM	Arizona y Nuevo México
AnPr	Acumulado anual promedio
CAs	Sur de California y noroeste de Baja California
CDD	Número de días consecutivos secos
CDF	Funciones de distribución empíricas acumulativas
CI	Índice del CLLJ
CLLJ	Jet de bajos niveles del Caribe
CMIP5	Proyecto de Inter-comparación de Modelos Acoplados fase 5
CTs	Ciclones tropicales
CRU	Unidad de Investigación Climática
CWD	Número de días consecutivos húmedos
CWM	Central Oeste de México
DES	Desierto de Sonora
ECMWF	Centro Europeo para pronósticos del tiempo de mediano plazo
ENOS	El Niño Oscilación del Sur
EnsMCG	Ensamble de Modelos de Circulación General
EnsO&R	Ensamble de Observaciones y reanálisis
ETCCDI	Grupo de Expertos en Detección de Cambio Climático e Índices
GoM	Golfo de México
GP	Índice del GPLLJ
GPLLJ	Jet de bajos niveles de las Grandes Planicies
HPL	Altiplano
HR	Humedad relativa
HR850	Humedad relativa a 850 mb
IBTRACs	Archivo Internacional de las Mejores Trayectorias para la Gestión Climática
IQR	Rango Intercuartil
MCG	Modelos de Circulación general

MNZ	Núcleo del Monzón de Norteamérica
mgp	metros geopotenciales
NA	Índice de la NASH
NASH	Alta Subtropical del Atlántico Norte
NEM	Noreste de México
nrx5d	Número de eventos rx5d
OBS	Observaciones
OGoM	Región occidental del Golfo de México
ONI	Índice oceánico del ENOS
O&R	Datos observacionales y reanálisis
p95	percentil 95
p99	percentil 99
PDF	Función de densidad de Probabilidad empíricas
PDO	Oscilación decenal del Pacífico
PNA	Patrón del Pacífico Norte Americano
pr	Precipitación
rx1d	Máximo de precipitación de un día
rx5d	Máximo de lluvia acumulada de cinco días
PYU	Península de Yucatán
R95p	Acumulado de Lluvia arriba del percentil 95
R95p_days	Número de días muy húmedos
R95p_SR	R95p de la subregión sur
R95p_NT	R95p de la subregión norte
R95p_cont	Contribución a la lluvia anual de días muy húmedos
R99p	Acumulado de Lluvia arriba del percentil 99
R99p_cont	Contribución a la lluvia anual de días extremadamente húmedos
RCM	Modelo de Circulación regional
r10	Número de días con lluvia intensa
r20	Número de días con lluvia muy intensa
rr1	Días húmedos
SBC	Baja California Sur
SEM	Sureste de México
SLP	Presión reducida a nivel del mar
Som_dry	SOMS secos



Som_hum	SOMs húmedos
SOMs	Mapas Autoorganizados
SUS	Sur de Estados Unidos de América
SWM	Suroeste de México
TEX	Texas
TG	Índice de la TSM del Golfo de México
TSM	Temperatura superficial del mar
PNA	Pacífico Norte Americano
$u$	velocidad zonal
UZCIT	Velocidad zonal promedio de la sección norte de la ZCIT del Pacífico, al sur de México
$v$	Velocidad meridional
VOR925	Vorticidad relativa a 925mb
Z850	Altura geopotencial a 850 mb
ZCIT	Zona de Convergencia Intertropical