



**Universidad Nacional Autónoma de México**

Posgrado en Ciencias de la Tierra

**Impacto de la MJO sobre las precipitaciones extremas en  
el Valle de México**

**T E S I S**

que para optar por el grado de  
Maestra en Ciencias de la Tierra

PRESENTA:  
Liset Vázquez Proveyer

Tutor Principal:  
Dr. Alejandro Jaramillo Moreno  
Instituto de Ciencias de la Atmósfera y Cambio Climático

Ciudad Universitaria, CD.MX. Julio 2023.



Universidad Nacional  
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**Biblioteca Central**



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

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

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

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

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



---

Liset Vázquez Proveyer

*A mi pequeño astronauta.*



# Agradecimientos

Al Dr. Alejandro Jaramillo Moreno, por ser la piedra angular de todo este proyecto y mi mayor soporte. Gracias por tu apoyo incondicional y las palabras de aliento en los momentos difíciles, por todo el tiempo dedicado y los conocimientos compartidos, por la paciencia y la entrega, por aceptarme y creer en mí. Gracias por ser un excelente asesor y profesor, eres un ejemplo a seguir y es por tus consejos y enseñanzas que sé que hoy, soy una mejor investigadora.

A los miembros de mi comité tutorial: Dr. Ignacio Arturo Quintanar Isaías y Dra. Graciela Bini-melis de Raga; así como a los miembros de mi comité sinodal: Dr. David K. Adams, Dra. Christian Domínguez Sarmiento y Dr. Carlos A. Ochoa Moya, gracias por los consejos, los comentarios y el tiempo dedicado a la realización de este trabajo.

Al Posgrado en Ciencias de la Tierra, gracias por la oportunidad y por las herramientas brindadas para mi superación. A la Dra. Christina Siebe, por su apoyo siempre y los buenos consejos, gracias por creer en mí. A Araceli Chaman, gracias por todo tu tiempo, por siempre estar al pendiente, por tus consejos y por tu apoyo desde el comienzo.

Al Instituto de Ciencias de la Atmósfera y Cambio Climático y a la UNAM, gracias por la oportunidad de formar parte de su comunidad y por las herramientas y espacios que contribuyeron a mi formación y superación personal y profesional. A todos mis profesores a lo largo de estos dos años, gracias por las enseñanzas y recomendaciones.

Al Consejo Nacional de Ciencias y Tecnología (CONACyT), gracias por el apoyo económico a través de la beca académica para realizar mis estudios de maestría.

A Adolfo, Luis, Felipe, Shamed, Elizabeth, les agradezco muchísimo por hacerme sentir bienvenida, por la compañía y los momentos compartidos; en especial a Adolfo por las charlas, los consejos y por ser mi guía en todo este proceso. A Carla y Gustavo, por ser mi grupo de apoyo, por los esfuerzos en mexicanizarme, por las risas y los ánimos, y por el Jaramillo team.

A Regina, Rodrigo, Mariana, Jorge, León, Ana y Andrés, por haber comenzado este viaje juntos, gracias por el compañerismo y por todo lo compartido.

Quiero dedicar especialmente este trabajo a las personas que son mi motor impulsor y mis cimientos:

A mi familia, por el sacrificio, por el apoyo incondicional siempre y por impulsarme a ser la persona que soy. A Rafa, mi vida, para que sueñes en grande y veas que con esfuerzo podemos lograr lo que nos proponemos, eres mi fuente de luz incluso los días más grises. A mi mamá, porque sin tu sacrificio, sin tu apoyo, sin tu amor, no hubiera llegado a ser quien soy; te debo todo y te amo un mundo, este logro es tan tuyo como mío. A Jesu, gracias por apoyarme, por tus consejos, por ser incondicional y por ser mi mejor amigo y compañero, por todo el amor y por impulsarme siempre a ser mi mejor versión. A la familia de Niquero y a la de San Cristóbal, por todo el ánimo y todo el amor.

A Ramón y a Proveyer, gracias por el tiempo en que los tuve al alcance de un abrazo, por todo el amor y porque, aunque ya no estén, en todos los pasos que doy siempre los llevo conmigo y espero poder enorgulleclos.

A los tíos de Loma Hermosa, por mantener un poco de Cuba en CDMX, por todos los buenos momentos y por estar siempre ahí cuando los necesitamos, por querernos tanto.

Finalmente, a todos los amigos, a los que tengo cerca y a los que extraño de lejos; a todas las personas que han contribuido a concretar este sueño, GRACIAS.

*“Donde yo encuentro poesía mayor es en los libros de ciencia, en la vida del mundo,  
en el orden del mundo, ... — y en la unidad del universo —, que encierra  
tantas cosas diferentes, y es todo uno. . . ”*  
*José Martí*

*“The important thing is not to stop questioning. Curiosity has its own reason for existence.  
One cannot help but be in awe when he contemplates the mysteries of eternity,  
of life, of the marvelous structure of reality. It is enough if one tries  
merely to comprehend a little of this mystery each day.”*  
*Albert Einstein*

---

## Resumen

La Zona Metropolitana del Valle de México (ZMVM) es altamente vulnerable a los eventos de precipitaciones extremas y sus efectos, tales como inundaciones pluviales y deslizamientos. Por lo tanto, estudiar los fenómenos que modulan estos eventos extremos es fundamental para mejorar su predictibilidad y lograr una mejor gestión integral de riesgos. Esta investigación tiene como objetivo determinar la influencia de la oscilación Madden–Julian (MJO) en los eventos extremos de precipitación en la ZMVM. Se definen como *días con eventos extremos* aquellos cuyos acumulados diarios fueron superiores o iguales al percentil 95 de la distribución de días húmedos. Usando el Índice Multivariado en Tiempo Real (RMM) de la MJO, se observó un mayor número de eventos extremos de precipitación durante la fase activa de la oscilación, con un incremento entre un 40–46 % respecto a los días de la MJO inactiva. La mayor frecuencia de días con eventos extremos se obtuvo durante las fases 1 y 2 de la oscilación (fases húmedas), con la menor ocurrencia durante las fases 6, 7 y 8 (fases secas). En promedio, se observó un incremento aproximado del 130–212 % en el número de días extremos entre las fases de mínima (fases 7 y 8) y máxima (fase 1) frecuencia de ocurrencia. Estas frecuencias se asocian a anomalías positivas (negativas) de humedad en toda la columna atmosférica de la región de estudio durante las fases húmedas (secas). Se empleó un modelo de reciclaje dinámico para cuantificar las contribuciones relativas de diferentes regiones fuente a la humedad atmosférica en la ZMVM; obteniéndose las mayores contribuciones desde el mar Caribe, el golfo de México y la región central de México para todas las fases de la MJO. La interacción de un flujo húmedo desde el mar Caribe con los sistemas montañosos de la región juega un papel fundamental en la ocurrencia de la convección profunda, sobre todo en los meses de verano. Además, la formación de sistemas convectivos de mesoescala en la región central del territorio mexicano contribuye al contenido de humedad en el Valle. Durante las fases húmedas se observó un mayor contenido de agua precipitable en la atmósfera. En contraste, durante las fases restantes, el flujo húmedo del sudeste se debilita a medida que se intensifica el chorro de bajos niveles del Caribe, lo que provoca anomalías negativas de agua precipitable. En las fases 7 y 8, los sistemas montañosos que limitan el dominio de estudio constituyen barreras naturales al flujo de humedad más débil proveniente del Pacífico oriental.

**Palabras claves:** eventos extremos de precipitación, oscilación Madden–Julian, valle de México.

---

---

## Abstract

The Metropolitan Zone of the Valley of Mexico (ZMVM) is highly vulnerable to extreme precipitation events and their effects, such as pluvial floods and landslides. Therefore, studying the phenomena that modulate these extreme events is essential to improve their predictability and achieve better comprehensive risk management. This research aims to determine the influence of the Madden–Julian oscillation (MJO) on extreme precipitation events in the ZMVM. We define extreme precipitation events as those days with daily accumulated precipitation greater than or equal to the 95th percentile of the distribution of wet days. Using the Real–Time Multivariate MJO Index (RMM), a greater number of extreme precipitation events was observed during the active phase of the oscillation, with an increase between 40–46% compared to the days of the inactive MJO. The highest frequency of days with extreme events was obtained during phases 1 and 2 of the oscillation (wet phases), with the lowest occurrence during phases 6, 7 and 8 (dry phases). On average, an approximate increase of 130–212% was observed in the number of extreme days between the minimum (phases 7 and 8) and maximum (phase 1) frequency of occurrence phases. These frequencies are associated with positive (negative) humidity anomalies throughout the entire atmospheric column in the study region during the wet (dry) phases. A dynamic recycling model was used to quantify the relative contributions of different source regions to atmospheric moisture in the ZMVM; obtaining the largest contributions from the Caribbean Sea, the Gulf of Mexico and the central region of Mexico for all phases of the MJO. The interaction of a humid flow from the Caribbean Sea with the mountain systems of the region plays a fundamental role in the occurrence of deep convection, especially during the summer months. In addition, the formation of mesoscale convective systems in the central region of the Mexican territory contributes to the moisture content in the Valley. A higher content of precipitable water in the atmosphere was observed during the wet phases. In contrast, during the remaining phases, the southeastern wet flow weakens as the Caribbean low–level jet intensifies, causing negative precipitable water anomalies. In phases 7 and 8, the mountainous systems that limit the study domain constitute natural barriers to the weaker moisture flow from the eastern Pacific.

**Keywords:** extreme precipitation events, Madden–Julian oscillation, Valley of Mexico.

---

# Índice general

<b>Resumen</b>	<b>v</b>
<b>Abstract</b>	<b>vi</b>
<b>1. Introducción</b>	<b>1</b>
1.1. Características principales de la región tropical . . . . .	2
1.2. Precipitación en México . . . . .	4
1.2.1. Zona Metropolitana del Valle de México . . . . .	5
1.3. Eventos extremos de precipitación. Antecedentes en México . . . . .	7
1.4. La Oscilación de Madden–Julian . . . . .	10
1.4.1. Dinámica y estructura de la MJO . . . . .	11
1.4.2. Índice de la MJO . . . . .	14
1.4.3. Ciclo estacional y variabilidad interanual . . . . .	17
1.4.4. Papel modulador de la MJO . . . . .	19
1.5. Planteamiento del problema . . . . .	22
1.6. Justificación . . . . .	22
1.7. Hipótesis . . . . .	23
1.8. Objetivo general . . . . .	23
1.9. Objetivos específicos . . . . .	23
<b>2. Materiales y Métodos</b>	<b>24</b>
2.1. Estimación cuantitativa de la precipitación . . . . .	24
2.2. Base de datos . . . . .	26
2.2.1. CHIRPS . . . . .	26
2.2.2. IMERG . . . . .	28
2.2.3. ERA5 . . . . .	29
2.2.4. Estaciones . . . . .	31
2.3. Definición de eventos extremos de precipitación y dominio de estudio . . . . .	32
2.4. Índice multivariado en tiempo real de la MJO (RMM) . . . . .	33
2.5. Modelo dinámico de reciclaje . . . . .	34

2.6. Compuestos, anomalías y variables filtradas . . . . .	36
<b>3. Resultados y Discusión</b>	<b>37</b>
3.1. Análisis de datos de precipitación en ZMVM . . . . .	37
3.1.1. CHIRPS . . . . .	37
3.1.2. IMERG . . . . .	40
3.1.3. Verificación con estaciones . . . . .	41
3.2. Eventos extremos de precipitación . . . . .	44
3.3. Modulación de la MJO . . . . .	48
3.3.1. CHIRPS . . . . .	48
3.3.2. IMERG . . . . .	52
3.3.3. Estaciones . . . . .	56
3.4. Análisis de flujos de humedad durante eventos extremos . . . . .	59
3.4.1. Análisis de compuestos y variables filtradas . . . . .	63
<b>Conclusiones</b>	<b>74</b>
<b>Recomendaciones y Trabajo Futuro</b>	<b>75</b>
<b>Bibliografía</b>	<b>96</b>
<b>Anexos</b>	<b>97</b>
<b>A. Análisis de datos de precipitación de ERA5</b>	<b>97</b>
<b>B. Análisis empleando el P99 (CHIRPS)</b>	<b>102</b>
<b>C. Análisis empleando DRM</b>	<b>104</b>

# Índice de figuras

1.1.	<i>Zona Metropolitana del Valle de México . . . . .</i>	6
1.2.	<i>Corte transversal ecuatorial que ilustra las características fundamentales a gran escala de la MJO a lo largo de su ciclo de vida (de arriba a abajo). Las nubes representan el centro convectivo principal, las flechas indican la circulación zonal y vertical, y las curvas por encima y por debajo de la circulación representan perturbaciones en la tropósfera superior (tropopausa) y la presión a nivel del mar (Madden &amp; Julian, 1972). Uso con permiso de la ©American Meteorological Society. . . . .</i>	12
1.3.	<i>Representación circular de longitud–altura de la MJO. Los círculos centrales grises representan la sección transversal ecuatorial de la Tierra. Los colores azul y rojo son, respectivamente, los vientos atmosféricos del este y del oeste (m/s) desde la superficie hasta 22 km. Las líneas punteadas indican la ubicación aproximada de la tropopausa (100 hPa). Los vientos zonales se componen contra la precipitación TRMM (contornos negros alrededor de los círculos grises) entre 10° S y 10° N, para cada intervalo longitudinal de 10° entre los 80° y 150° E, con sus picos que representan los centros de convección MJO. Tomado de Kim &amp; Zhang (2021). Uso con permiso de la ©American Meteorological Society. . . . .</i>	13
1.4.	<i>Diagrama de fase–espacio del índice RMM que muestra fase diaria (cuadrante) y magnitud (distancia desde el centro) de la MJO desde el 1 de junio de 1974 hasta el 31 de marzo de 2014. Los colores indican umbrales de actividad: Inactivo (IA) (azul, <math>RMM &lt; 1.0</math>), Activo (A) (verde, <math>1.0 \leq RMM &lt; 1.5</math>), Muy activo (VA) (marrón, <math>1.5 \leq RMM &lt; 2.5</math>) y extremadamente activo (EA) (rojo, <math>RMM \geq 2.5</math>). Tomado de Lafleur et al. (2015). Uso con permiso de la ©American Meteorological Society. . . .</i>	15
1.5.	<i>Diferencia del promedio de lluvia para todos los eventos MJO de 1979 a 2012 para noviembre–marzo para las ocho fases descritas en el índice RMM. El sombreado verde indica precipitaciones por encima del promedio (extensión de la fase convectiva de la MJO) y el sombreado marrón muestra precipitaciones por debajo del promedio (extensión de la fase convectiva suprimida de la MJO). Tomado de Gottschalck (2021).</i>	16
2.1.	<i>Distribución geográfica de las 136 estaciones empleadas en la base de datos de López-Espinoza et al. (2022). . . . .</i>	31



2.2.	<i>Dominio de estudio y puntos de malla correspondientes a cada base de datos.</i> . . . . .	32
2.3.	<i>Máscara aplicada y puntos de malla correspondientes a la ZMVM en cada base de datos.</i> . . . . .	33
2.4.	<i>Regiones fuente definidas en el modelo DRM.</i> . . . . .	36
3.1.	<i>Patrón espacial del acumulado de precipitación a escala anual obtenido de CHIRPS, promediado en el período 1981–2021, para el dominio de estudio.</i> . . . . .	38
3.2.	<i>Ciclo anual de los acumulados de precipitación obtenidos de CHIRPS, para el período 1981–2021, en los puntos correspondientes a la ZMVM.</i> . . . . .	38
3.3.	<i>Patrón espacial del acumulado mensual medio multianual (1981–2021), durante los meses de verano, para el dominio de estudio (CHIRPS).</i> . . . . .	39
3.4.	<i>Patrón espacial de los acumulados de precipitación a escala anual obtenidos de IMERG, promediados en el período 2001–2020, para el dominio de estudio.</i> . . . . .	40
3.5.	<i>Ciclo anual de los acumulados de precipitación obtenidos de IMERG, para el período 2001–2020, en los puntos correspondientes a las ZMVM.</i> . . . . .	41
3.6.	<i>Patrón espacial del acumulado mensual medio multianual (2001–2020), durante los meses de verano, para los datos IMERG.</i> . . . . .	42
3.7.	<i>Ciclo anual de los acumulados de precipitación según registros de a) estaciones CLICOM y b) estaciones SACMEX. c) Acumulados mensuales promediados en el período correspondiente a cada base de datos.</i> . . . . .	43
3.8.	<i>Acumulado mensual medio multianual (1981–2015) obtenido de la base de datos de estaciones. Se incluyen los acumulados obtenidos en ambas estaciones CLICOM y SACMEX.</i> . . . . .	44
3.9.	<i>Distribución espacial del P95 correspondiente a los acumulados diarios de precipitación obtenidos de CHIRPS en cada punto de la malla para todo el período 1981–2021, considerando a) todos los meses y b) el período junio–octubre.</i> . . . . .	45
3.10.	<i>Distribución espacial del P95 de los acumulados diarios de precipitación registrados en los meses junio–octubre en las estaciones a) CLICOM (1981–2015) y b) SACMEX (1988–2015).</i> . . . . .	46
3.11.	<i>Distribución espacial del P95 correspondiente a los acumulados diarios de precipitación obtenidos de IMERG en cada punto de la malla para todo el período 2001–2020, considerando a) todos los meses y b) el período junio–octubre.</i> . . . . .	47
3.12.	<i>Tendencia promedio del número de días con eventos extremos de precipitación.</i> . . . . .	48
3.13.	<i>Número de días con eventos extremos de precipitación registrados con la MJO activa o no, para los datos CHIRPS en el período 1981–2021.</i> . . . . .	49
3.14.	<i>Número de días con eventos extremos de precipitación durante las 8 fases, considerando la MJO activa, para los datos CHIRPS en el período 1981–2021.</i> . . . . .	50

3.15. Valor $P$ de la prueba $K-S$ aplicada a las distribuciones correspondientes a las 8 fases (Figura 3.14). . . . .	50
3.16. Acumulados promedio durante días de eventos extremos de precipitación para cada fase de la MJO, según registros CHIRPS en el período 1981–2021. . . . .	51
3.17. Valor $P$ de la prueba $K-S$ aplicada a las distribuciones de acumulados promedio (Figura 3.16) correspondientes a las 8 fases y raíz del error cuadrático medio (mm). . . . .	52
3.18. Número de días con eventos extremos de precipitación registrados con la MJO activa o no, para los datos IMERG en el período 2001–2020. . . . .	53
3.19. Número de días con eventos extremos de precipitación durante las 8 fases, considerando la MJO activa, para los datos IMERG en el período 2001–2020. . . . .	54
3.20. Valor $P$ de la prueba $K-S$ aplicada a las distribuciones correspondientes a las 8 fases (Figura 3.19). . . . .	54
3.21. Acumulados promedio durante días de eventos extremos de precipitación para cada fase de la MJO, según registros IMERG en el período 2001–2020. . . . .	55
3.22. Valor $P$ de la prueba $K-S$ aplicada a las distribuciones de acumulados promedio (Figura 3.21) correspondientes a las 8 fases y raíz del error cuadrático medio (mm). . . . .	56
3.23. Número de días con eventos extremos de precipitación registrados con la MJO activa o no, para los datos de estaciones a) CLICOM (1981–2015) y b) SACMEX (1988–2015). . . . .	57
3.24. a) Porcentaje de días con registros de precipitación en la base de datos de estaciones CLICOM (1981–2015). b) Número de días con eventos extremos durante eventos de MJO no activa reportados por estaciones CLICOM (1981–2015). . . . .	57
3.25. Número de días con eventos extremos de precipitación durante las 8 fases, considerando la MJO activa, para las estaciones a) CLICOM (1981–2015) y b) SACMEX (1988–2015). . . . .	58
3.26. Valor $P$ de la prueba $K-S$ aplicada a las distribuciones correspondientes a las 8 fases (Figura 3.25). a) Estaciones CLICOM y b) Estaciones SACMEX. . . . .	59
3.27. Aporte promedio al contenido de humedad atmosférica en la ZMVM de las 8 regiones fuente durante el verano (1981–2021). Las barras de error representan el error estándar asociado al cálculo de la media. . . . .	60
3.28. Aportes medios mensuales al contenido de humedad atmosférica en la ZMVM, para las 8 regiones fuente en el período 1981–2021. . . . .	60
3.29. Compuestos de las anomalías de cantidad de agua precipitable para cada fase de la MJO, calculados en el período 1981–2021. . . . .	62
3.30. Aporte promedio de cada región al contenido de humedad en la ZMVM para cada fase de la MJO durante los meses junio–octubre del período 1981–2021. Las barras de error representan el error estándar asociado al cálculo de la media. . . . .	63

3.31. Compuestos de las anomalías intraestacionales de OLR en el período de estudio para cada fase de la MJO. . . . .	64
3.32. Compuestos de las anomalías intraestacionales de la divergencia del viento a 200 hPa en el período de estudio para cada fase de la MJO. . . . .	65
3.33. Compuestos de las anomalías intraestacionales del campo del viento a 700 hPa en el período de estudio para cada fase de la MJO. . . . .	66
3.34. Compuestos de las anomalías intraestacionales del campo del viento a 500 hPa en el período de estudio para cada fase de la MJO. . . . .	67
3.35. Compuestos de las anomalías intraestacionales del campo del viento a 200 hPa en el período de estudio para cada fase de la MJO. . . . .	68
3.36. Compuestos de velocidad y dirección del viento a 700 hPa para cada fase de la MJO.	69
3.37. Compuestos de velocidad y dirección del viento a 500 hPa para cada fase de la MJO.	69
3.38. Compuestos de velocidad y dirección del viento a 200 hPa para cada fase de la MJO.	70
3.39. Compuestos de las anomalías de humedad a 700 hPa en el período de estudio para cada fase de la MJO. . . . .	70
3.40. Compuestos de las anomalías de humedad a 500 hPa en el período de estudio para cada fase de la MJO. . . . .	71
3.41. Compuestos de las anomalías de humedad a 200 hPa en el período de estudio para cada fase de la MJO. . . . .	71
A.1. Patrón espacial del acumulado de precipitación a escala anual obtenido de ERA5, promediado en el período 1981–2021, para el dominio de estudio. . . . .	97
A.2. Ciclo anual de los acumulados de precipitación obtenidos de ERA5, para el período 1981–2021, en los puntos correspondientes a las ZMVM. . . . .	98
A.3. Acumulados mensuales promediados en el período correspondiente a cada base de datos. . . . .	98
A.4. Patrón espacial del acumulado mensual medio multianual (1981–2021), durante los meses de verano, para el dominio de estudio (ERA5). . . . .	99
A.5. Distribución espacial del P95 correspondiente a los acumulados diarios de precipitación obtenidos de ERA5 en cada punto de la malla para todo el período 1981–2021, considerando a) todos los meses y b) el período junio–octubre. . . . .	99
A.6. Número de días con eventos extremos de precipitación registrados con la MJO activa o no, para los datos ERA5 en el período 1981–2021. El valor $P$ de la prueba $K-S \sim 0$ ( $2.8 \cdot 10^{-06}$ ). . . . .	100
A.7. Número de días con eventos extremos de precipitación durante las 8 fases, considerando la MJO activa, para los datos ERA5 en el período 1981–2021. . . . .	100
B.1. Distribución espacial del P99 correspondiente a los acumulados diarios de precipitación obtenidos de CHIRPS en cada punto de la malla para todo el período 1981–2021.	102

B.2.	<i>Número de días con eventos extremos de precipitación registrados con la MJO activa o no, para los datos CHIRPS en el período 1981–2021. El valor <math>P</math> de la prueba <math>K-S \sim 0</math> (<math>5.6 \cdot 10^{-80}</math>).</i>	103
B.3.	<i>Número de días con eventos extremos de precipitación durante las 8 fases, considerando la MJO activa, para los datos CHIRPS en el período 1981–2021.</i>	103
C.1.	<i>Aportes mensuales al contenido de humedad atmosférica en la ZMVM, para las 8 regiones fuente en el período 1981-2021.</i>	104
C.2.	<i>Aporte promedio de cada región al contenido de humedad en la ZMVM para cada fase de la MJO durante los meses junio-octubre del año 2013 (condiciones normales, año neutro). Las barras de error representan el error estándar asociado al cálculo de la media.</i>	105
C.3.	<i>Aporte promedio de cada región al contenido de humedad en la ZMVM para cada fase de la MJO durante los meses junio-octubre del año 2015 (condiciones El Niño intenso). Las barras de error representan el error estándar asociado al cálculo de la media.</i>	106
C.4.	<i>Aporte promedio de cada región al contenido de humedad en la ZMVM para cada fase de la MJO durante los meses junio-octubre del año 2021 (condiciones La Niña fuerte). Las barras de error representan el error estándar asociado al cálculo de la media.</i>	107

# Capítulo 1

## Introducción

La precipitación es uno de los procesos que forman el ciclo hidrológico y es vital para la vida en la Tierra. Su estudio reviste gran importancia debido a su papel esencial en la determinación de la circulación general del planeta, para vincular el forzamiento radiativo externo y la circulación atmosférica; así como el suministro de humedad desde los trópicos a latitudes superiores (Aguado & Burt, 2015). Además, su estudio es crucial para el planeamiento de sistemas de drenaje, almacenaje y de infraestructura hidráulica en general, sobre todo en regiones urbanas y de gran densidad poblacional (Planos Gutiérrez, 2015). Los regímenes de precipitación también son determinantes en diversas actividades económicas como la agricultura, en la planificación de cosechas y del ciclo de determinados cultivos (Englehart & Douglas, 2000; Rogé et al., 2014), así como en la preservación y dinámica de diversos ecosistemas (Del-Toro-Guerrero et al., 2019; Verduzco et al., 2015). En cualquier región, es un elemento crítico del sistema climático de gran impacto en la sociedad por las implicaciones que trae su déficit u ocurrencia en exceso en cortos períodos de tiempo. Su escasez continua por tiempo prolongado (sequía meteorológica) es un reto para la disponibilidad de agua, fundamentalmente en regiones de clima seco (CONAGUA, 2019); mientras que los eventos intensos de precipitación pueden provocar inundaciones súbitas y deslizamientos de tierra (Tabari, 2020). Conocer su comportamiento y variabilidad en diferentes escalas espaciales y temporales, por tanto, permite tomar decisiones y aplicar políticas de gestión de riesgo ante desastres (CONAGUA, 2019).

De acuerdo con el Glosario de Meteorología de la Sociedad Meteorológica Americana (AMS, por sus siglas en inglés), se define como *precipitación* todos los hidrometeoros formados en la atmósfera en fase líquida, sólida o una combinación de ambos, que son lo suficientemente grandes para caer bajo el efecto de la gravedad (American Meteorological Society, 2021). En el presente trabajo, el término precipitación hará referencia a aquella que alcanza la superficie terrestre.

El estudio de la precipitación, así como de su distribución espacio-temporal, es muy complejo; ya que necesita considerar desde los procesos a escala planetaria (e.g., distribución de la energía

solar, circulación general de la atmósfera y circulación termohalina), los sistemas sinópticos y de mesoescala, los fenómenos locales relacionados con la orografía y los procesos de urbanización (e.g., isla de calor, cambios en los balances locales de energía); hasta el análisis de los diferentes procesos a escala microfísica en las nubes. La constante interacción y la retroalimentación entre todos estos procesos a diferentes escalas determinan la existencia de diferentes regímenes de precipitación a nivel global (Aguado & Burt, 2015; Watters et al., 2021).

Los primeros estudios globales sobre precipitación estuvieron condicionados por la poca disponibilidad de datos, fundamentalmente sobre los océanos (Hsu & Wallace, 1976; Kendrew, 1922, 1961). El desarrollo de nuevas herramientas de medición y mayor cobertura de datos observacionales, y el advenimiento de las tecnologías satelital, radar y lidar, han permitido un estudio más detallado de los fenómenos generadores de precipitación, así como de las principales características de los sistemas nubosos asociados al desarrollo de la misma (Arkin & Janowiak, 1991; Stephens et al., 2019).

## 1.1. Características principales de la región tropical

Alrededor del 56 % de la precipitación total en la Tierra cae en los trópicos, que comprenden la región entre el Trópico de Cáncer (23.5°N) y el Trópico de Capricornio (23.5°S) (Wang & Ding, 2008). En estas regiones, donde predominan las nubes calientes<sup>1</sup>, el proceso de colisión-coalescencia es el mecanismo primario para la ocurrencia de precipitación. Además, la temperatura del aire debajo de las nubes está muy por encima del punto de congelación, por lo que la lluvia no se congela después de dejar la base de la nube. Debido a esto, la precipitación en los trópicos ocurre mayormente en fase líquida (Aguado & Burt, 2015).

Stephens et al. (2019) mostraron que los sistemas nubosos tropicales se caracterizan por ser generalmente multicapas y presentar una distribución bimodal de la precipitación: un primer modo asociado a la convección profunda, que es máximo cuando se alcanza la tropósfera superior, y otro asociado a convección somera. El modo de precipitación asociado a sistemas someros, muy predominante sobre los océanos, es menos frecuente sobre tierra, donde son más comunes los sistemas de precipitación más profundos, así como las tormentas más intensas (Liu & Zipser, 2015; Takahashi et al., 2017). Esta distribución vertical y superposición de capas en los sistemas nubosos determinan tanto la magnitud, como el perfil vertical del calentamiento por radiación (Naegele & Randall, 2019; Stephens et al., 2002), que a su vez ejercen una influencia dominante en la circulación en la celda de Hadley (Jenney et al., 2020; Randall et al., 1989). En general, la convección atmosférica constituye el proceso principal de formación de nubes en las zonas tropicales y es responsable de

---

<sup>1</sup>Nube que se encuentra solo en fase líquida; no se observan temperaturas por debajo de 0°C (32°F) a ningún nivel y no hay hielo presente (American Meteorological Society, 2022).

la ocurrencia de la mayor parte de la precipitación (Amador et al., 2006; Betts & Jakob, 2002; Luo et al., 2017). La liberación de calor latente, principal fuente de energía en los trópicos, está asociada fundamentalmente al desarrollo de sistemas convectivos; donde mucha de la precipitación real cae desde nubes estratiformes (Jakob & Schumacher, 2008; Schumacher et al., 2004) y cuya proporción se asocia a variaciones en los perfiles verticales de calor latente y por ende, influye en la variabilidad de la circulación atmosférica en los trópicos y extratropicos (Ahmed et al., 2016; Liu et al., 2015; Schumacher et al., 2004). Por tanto, la ocurrencia de precipitación en los trópicos constituye un mecanismo importante de forzamiento para la circulación atmosférica a gran escala, así como es crucial en los balances de energía (Adler et al., 2003; Holton & Hakim, 2013; Houze Jr., 1997; Rasmusson & Arkin, 1993).

Wang & Ding (2008), empleando un análisis multivariado de Funciones Empíricas Ortogonales (EOF, por sus siglas en inglés), demostraron que las principales características climatológicas de la precipitación tropical pueden ser descritas con dos modos principales de variación anual, que denominaron como *modo solsticial* y *modo equinoccial asimétrico*. El patrón espacial del modo solsticial refleja el contraste entre los hemisferios norte y sur, con diferencias en las posiciones longitudinales de la precipitación debido a diferencias en la distribución de la tierra y la topografía. La componente principal de este primer modo muestra una variación anual con un máximo en julio–agosto y un mínimo en enero–febrero, con una inversión anual del patrón de flujo y reflejando el efecto asimétrico de la radiación solar. El modo equinoccial también tiene un período anual, pero los máximos y mínimos ocurren alrededor de abril y octubre, respectivamente; por lo tanto, la segunda EOF representa los patrones asimétricos entre las dos estaciones de transición, o la asimetría primavera–otoño (Wang & Ding, 2008).

Por su parte, se han identificado tres regímenes tropicales del ciclo diario de precipitación (continental, oceánico y costero), de acuerdo con las características de amplitud y tiempo en que se alcanza el máximo (pico) y la propagación de fase de la precipitación diaria (Kikuchi & Wang, 2008). Sobre tierra, el ciclo diario es más intenso y alcanza su pico en horas de la tarde (15 – 18 horas), siendo mayor su amplitud durante el verano respecto a los meses invernales (Kikuchi & Wang, 2008; Minobe et al., 2020; Watters & Battaglia, 2021; Watters et al., 2021). En contraste, sobre los océanos, el ciclo es menos fuerte y alcanza el pico en horas de la mañana. Debido a la gran complejidad de los procesos generadores de precipitación, dichas características pueden variar condicionadas por la existencia de una orografía compleja o el efecto de las brisas mar–tierra y las de valle–montaña, lo que provoca diferentes tipos de ciclos diarios según la región que se analice (Zermeño-Díaz, 2021).

## 1.2. Precipitación en México

Por su ubicación geográfica, entre los 14° y los 33° de latitud norte, México se encuentra en una zona de transición entre los trópicos y regiones subtropicales más templadas. Debido a esto, las condiciones meteorológicas y el clima de la región, y por ende, el comportamiento de las precipitaciones, están asociados tanto a procesos tropicales como extratropicales y presentan una gran variabilidad espacial y temporal (Cavazos & Hastenrath, 1990; García, 1965; Giddins et al., 2005; Vázquez Aguirre, 2007).

En general, el clima en la mayor parte de México exhibe dos estaciones bien diferenciadas: una cálida y húmeda entre los meses de mayo a octubre, con precipitación mayormente convectiva; y otra fría y seca de noviembre a abril, con precipitación en su mayoría de tipo frontal (advectiva) (Magaña et al., 1999; Mosiño & García, 1974; Vázquez Aguirre, 2007). Sin embargo, existen diferencias en los regímenes de precipitación a lo largo del territorio mexicano: una región de clima mediterráneo en el noroeste de la península de Baja California, con una estación lluviosa en invierno; una región de clima seco en la mitad norte de México y regímenes tropicales y subtropicales en más del 90 % del país (Cavazos & Hastenrath, 1990; García, 2003; Mosiño & García, 1974; Pavia et al., 2006). Entre los factores determinantes de estas diferencias están la latitud, los rasgos de la circulación atmosférica y la orografía de la región, esta última estrechamente ligada a la gran variabilidad temporal y espacial de este campo atmosférico (Englehart & Douglas, 2002; García, 1965; León-Cruz et al., 2021; Novo & Raga, 2013; Serra et al., 2016; Vázquez Aguirre, 2007; Vidal Zepeda, 2005).

El empleo de datos satelitales y una mayor cobertura espacial y temporal de las observaciones han permitido realizar diversos estudios para describir, con más detalle, el comportamiento de la precipitación sobre la región central y sur de México (Amador et al., 2006; Barrett & Esquivel Longoria, 2013; Magaña et al., 1999) y algunas regiones del norte del territorio (Curtis, 2004; Gochis et al., 2006; Perdígón-Morales et al., 2018; Vázquez Aguirre, 2007). Esto ha tributado al análisis de diferentes fenómenos; tales como, el Monzón de Norteamérica (NAM, por sus siglas en inglés), que controla el clima de la estación cálida en gran parte del noroeste y oeste de México y provoca intensas precipitaciones en el sur a finales de mayo o inicios de junio (Adams & Comrie, 1997; García Franco, 2021; Higgins et al., 2003; Serra et al., 2016).

El ciclo anual de precipitaciones en las regiones del centro y sur de México está caracterizado por un comportamiento bimodal: con máximos en mayo–junio y septiembre–octubre y un mínimo relativo en los meses de julio y agosto, al que se denomina *canícula* o *midsummer–drought* (MSD, por sus siglas en inglés). Durante la MSD, la precipitación se reduce en un 40 % en julio comparado con los meses de junio y septiembre (Curtis, 2004). Este fenómeno no presenta un comportamiento



homogéneo, según su duración e intensidad, en el territorio mexicano; siendo más intenso en la parte nordeste del país (Perdigón-Morales et al., 2018). La ocurrencia de la MSD se ha vinculado a interacciones locales en la interfase aire-mar, sobre todo en en la alberca de aguas calientes del Pacífico oriental; así como, a la estacionalidad de la radiación solar y el movimiento de la Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ, por sus siglas en inglés) (Hastenrath, 2002), y al comportamiento del chorro (o jet) de bajos niveles Inter-americano o del Caribe (CLLJ, por sus siglas en inglés) (Amador et al., 2006; Fuentes-Franco et al., 2018; Hidalgo et al., 2015; Magaña et al., 1999).

La precipitación en el centro-sur de México presenta un ciclo diurno pronunciado durante el verano (Curtis, 2004). Según datos horarios del satélite TRMM<sup>2</sup>, la convección sobre tierra comienza sobre las 12 y alcanza un pico a las 18–19 horas (hora local), mientras es forzada debido al calentamiento de la superficie; para luego disminuir rápidamente hasta las 6 de la mañana. La magnitud del ciclo diurno se reduce también en julio y agosto en comparación con los meses de junio y septiembre, lo que se asocia a la ocurrencia de la MSD (López-Bravo et al., 2018; Small et al., 2007).

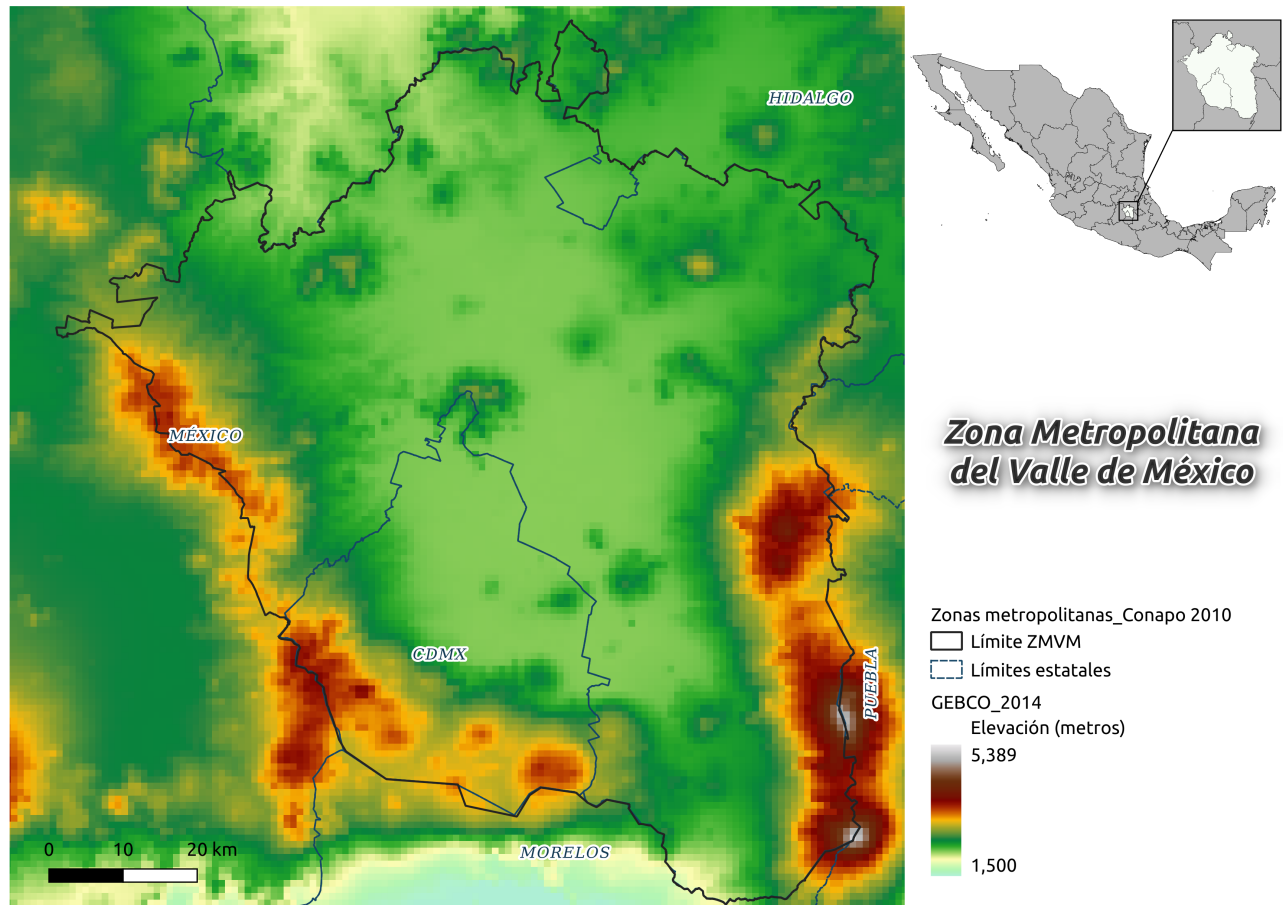
### 1.2.1. Zona Metropolitana del Valle de México

Se considera al valle de México como parte de la Cuenca de México, con una elevación promedio de 2240 msnm y una superficie de 9560 km<sup>2</sup>, limitado por sistemas montañosos al oeste, este y sur. La Zona Metropolitana del Valle de México (ZMVM) abarca alrededor de 7866 km<sup>2</sup> y comprende las 16 delegaciones de Ciudad de México, 59 municipios del estado de México y 1 municipio del estado de Hidalgo (Figura 1.1) (Jiménez et al., 1994; OECD, 2015). Caracterizada por una gran densidad poblacional, según el Censo de Población y Vivienda realizado en el año 2020, la ZMVM cuenta con una población de más de 21 millones de habitantes, siendo la zona más poblada del país. En la Ciudad de México se concentra aproximadamente el 42% de la población residente en el Valle, con más de 9 millones de habitantes (Instituto Nacional de Estadística y Geografía: INEGI, 2022).

La diferencia de alturas en la región hace que ocurra desde un clima húmedo, en la zona montañosa, hasta uno seco y caluroso en las zonas bajas del Valle. La precipitación media anual varía en un rango de 600 a 1500 mm, distribuyéndose generalmente en los meses de mayo a octubre (López López & Pedrozo-Acuña, 2020). En la planicie central y la región norte prevalece un clima semiárido con acumulados anuales de precipitación de aproximadamente 450–600 mm. Por su parte, en las regiones oeste, sudeste y sur predomina un clima más húmedo, con precipitaciones promedio de más de 1000 mm/año (González Moraga, 2020; Jáuregui, 2004; Jáuregui & Romales, 1996; Magaña et al., 2003; Ochoa et al., 2015).

---

<sup>2</sup>Tropical Rainfall Measuring Mission



**Figura 1.1:** Zona Metropolitana del Valle de México

Durante la temporada húmeda (mayo–octubre), la precipitación presenta un gradiente este–oeste y se produce predominantemente en grandes nubes convectivas, con una fuerte componente debido al forzamiento orográfico (Novo & Raga, 2013), y modulada por fenómenos tropicales sinópticos y de mesoescala. En estos meses predomina sobre la región el efecto de la corriente húmeda y profunda de los vientos alisios, cuya interacción con las montañas del sur y oeste provoca las precipitaciones más intensas y frecuentes en estas zonas de la cuenca (Magaña et al., 2003; Ochoa et al., 2015). Por otra parte, durante la temporada seca (noviembre–abril) la precipitación está asociada a sistemas frontales, con un predominio del flujo de los oestes de latitudes medias en la tropósfera superior, lo que provoca en la región vientos débiles y cielos despejados asociados a la influencia de circulaciones anticiclónicas (Jáuregui & Romales, 1996; Klaus et al., 1999; Magaña et al., 2003).

Uno de los factores que más ha influido en los cambios de los regímenes de precipitación en la ZMVM ha sido el acelerado proceso de urbanización, fundamentalmente en la Ciudad de México. La urbanización ha provocado modificaciones extremas en el uso del suelo y en los balances de energía, así como un aumento de la contaminación atmosférica; lo que ha causado el efecto de isla

de calor y variaciones en las características climáticas de la región (Jáuregui & Romales, 1996; Oke et al., 1999). Los principales cambios en el Valle asociados al uso del suelo han sido un aumento acelerado del área urbana, acoplado a una disminución drástica del sistema lacustre; que provocan a su vez cambios en la distribución superficial de la temperatura y los flujos de calor (Jazcilevich et al., 2000), una disminución de los acumulados diarios de precipitación y un ciclo diurno más marcado (mayor variabilidad), con el máximo en horas de la tarde (López-Espinoza et al., 2019). En general, las variaciones en el uso del suelo provocan una respuesta muy compleja en la circulación atmosférica, dentro y fuera de la zona afectada, que además es modificada por la orografía. Por otro lado, una atmósfera más contaminada, que se traduce en una mayor concentración de núcleos de condensación de nube (CCN, por sus siglas en inglés), se ha asociado a una disminución de los acumulados medios mensuales de precipitación, particularmente sobre las regiones montañosas (Ochoa et al., 2015).

Según el Sexto Informe de Evaluación del Panel Intergubernamental sobre Cambio Climático (IPCC, por sus siglas en Inglés), con respecto al período base 1850–1900, se proyecta un incremento de los acumulados medios anuales de precipitación en latitudes altas, el Pacífico ecuatorial y parte de las regiones con circulación de tipo monzón; y una disminución sobre partes de los subtropicos y áreas limitadas de los trópicos, entre ellas México; así como una intensificación y aumento en la frecuencia de los eventos de precipitación intensa (IPCC, 2021).

### 1.3. Eventos extremos de precipitación. Antecedentes en México

La definición de un evento extremo está sujeta a diferentes enfoques y depende del estudio que se realice. Puede definirse un evento como *extremo* en función de la frecuencia de ocurrencia o qué tan raro es, en función de su intensidad o de que exceda un determinado umbral, o según los impactos que tienen sobre sectores ambientales o económicos (Beniston & Stephenson, 2004; Kaper & Engler, 2013). Sin embargo, estos enfoques son muy subjetivos y su cuantificación depende del objeto de estudio y las características de la región a analizar. Por ejemplo, el impacto y la vulnerabilidad ante desastres relacionados con eventos extremos de precipitación dependen de las particularidades de cada área de estudio (eg., la topografía, el uso del suelo, la urbanización, la densidad poblacional, la infraestructura hidráulica, etc.), así como de la influencia de modos de variabilidad de diferentes escalas espacio–temporales; de ahí la importancia de su estudio en cualquier región (Magaña et al., 2003; Mautner et al., 2020; Zúñiga & Magaña, 2018).

Roca & Fiolleau (2020), empleando productos satelitales en el período 2012–2016, realizaron una caracterización de los eventos de precipitación en la zona tropical (30°S – 30°N). Según sus

datos, mostraron que la probabilidad de exceder un determinado umbral<sup>3</sup> disminuye gradualmente con el valor de dicho umbral y depende de si el evento ocurre en tierra o sobre el océano. Por encima de 20 mm/día y hasta el rango completo de tasa de precipitación considerada (275 mm/día), la probabilidad sobre el océano es sistemáticamente mayor que sobre tierra. El percentil 99.9 de la distribución corresponde aproximadamente a 85 mm/día y 150 mm/día sobre tierra y océano, respectivamente.

Sobre tierra, la determinación de un umbral para caracterizar un evento extremo de precipitación según su intensidad depende de diversos factores regionales y locales (Magaña et al., 2003; Zúñiga & Magaña, 2018). En el presente trabajo se emplea el enfoque de eventos extremos de precipitación según su intensidad, en el que juega un rol determinante el criterio de selección del umbral a partir del cual se considera un evento de precipitación como intenso.

México es vulnerable a la ocurrencia de extremos en la precipitación, tanto debido a un déficit prolongado como a la ocurrencia de precipitaciones intensas asociadas a tormentas severas (CONAGUA, 2019; Prieto et al., 2007). En las últimas décadas, en la mayor parte del territorio mexicano, se ha observado un aumento en la ocurrencia de tormentas severas y en el número de inundaciones, representando más del 50% de los desastres naturales ocurridos en el país; así como también ha aumentado la vulnerabilidad ante este tipo de desastres asociada al impacto de actividades humanas como la urbanización, la agricultura y la deforestación (López-Bravo et al., 2018; Zúñiga & Magaña, 2018). Estos eventos intensos de precipitación son más comunes en la temporada húmeda o lluviosa y son más frecuentes en la parte sur y central del país, donde también es mayor la frecuencia de ocurrencia de inundaciones asociadas (Aguilar et al., 2005; López-Bravo et al., 2018; Zúñiga & Magaña, 2018).

Varios estudios se han realizado para analizar el comportamiento e impacto de las precipitaciones intensas en la región, empleando diferentes criterios para definir precipitación extrema y diversas bases de datos (Cavazos et al., 2008; Medina Santos, 2018; Peña Aurquia, 2020; Saavedra Cárdenas, 2009). En particular, Zúñiga & Magaña (2018) analizaron las tendencias positivas de la ocurrencia de inundaciones pluviales y la mayor vulnerabilidad de las cuencas hidrográficas deterioradas debido a la deforestación, frente a la amenaza de lluvias intensas. Empleando datos climatológicos de estaciones en México, definieron como precipitación extrema los valores superiores o iguales al percentil 95 (P95) de los acumulados diarios de precipitación. De acuerdo con su análisis, los acumulados diarios de precipitación intensa son más frecuentes en la segunda mitad del verano, durante los meses de septiembre y octubre. Además, existe un gran contraste espacial

---

<sup>3</sup>Según Roca & Fiolleau (2020), se define esta probabilidad de exceder un determinado umbral como el número de casillas de la malla por encima de un umbral dado de intensidad de precipitación dividido por el número total de casillas de la malla.

en la magnitud del P95, con bajos valores en algunas regiones áridas y semiáridas ( $< 30$  mm/día) y los mayores valores ( $> 60$  mm/día) en áreas del sur de México, donde la influencia de los ciclones tropicales y el forzamiento orográfico provoca intensas precipitaciones. En la ZMVM definieron el umbral de eventos extremos para P95  $> 25$  mm/día.

Por su parte, empleando información de estaciones meteorológicas ubicadas en su mayoría en la Ciudad de México, Magaña et al. (2003) definieron como evento de precipitación extrema aquel donde los acumulados de precipitación en 24 horas están en el percentil correspondiente al área de probabilidad del 10 %, en el extremo derecho de la Función de Densidad de Probabilidad (PDF, por sus siglas en inglés) Gamma. Según este criterio, para que la precipitación intensa se considere un evento extremo debe superar un valor umbral mayor en las zonas sur y oeste de la Ciudad de México en comparación con los umbrales obtenidos al norte y al este. Esta distribución espacial la asociaron con la interacción de las montañas con el flujo dominante del este. Las regiones más densamente pobladas de la ciudad se encuentran en el centro y al norte, donde tasas de precipitación mayores a 15 mm/día constituyen un evento extremo, siendo las condiciones socioeconómicas otro factor determinante en la vulnerabilidad en la región (Magaña et al., 2003).

En la región del valle de México, según estudios anteriores, la mayoría de los eventos intensos de precipitación ocurren en el horario de la tarde-noche. En general, la precipitación en la tarde tiende a ocurrir alrededor de una hora antes en la parte este que en el oeste de la cuenca. La probabilidad de ocurrencia de tormentas severas ( $> 20$  mm/hr) es mayor después de las 16 horas (hora local) y estos eventos ocurren mayormente en la zona oeste del valle. Además, se ha observado la ocurrencia de precipitaciones en el horario de la mañana, alrededor de las 6 am, en algunas estaciones ubicadas en la zona montañosa al occidente de la cuenca (Magaña et al., 2003; Novo & Raga, 2013; Ochoa et al., 2015; Zúñiga & Magaña, 2018). Según datos de la Comisión Nacional del Agua de México, acumulados diarios superiores a 60 mm no son inusuales en la parte suroeste de la Ciudad de México (Magaña et al., 2003).

Adicionalmente, se ha observado, como en el resto del territorio mexicano, que en la región del Valle los eventos de precipitación extrema se han intensificado y ocurren con mayor frecuencia (López-Bravo et al., 2018). Jáuregui & Romales (1996), definiendo el umbral de precipitación intensa como aquellos eventos donde los acumulados sean mayores de 20 mm/h, observaron un incremento en la ocurrencia de estos eventos en la Ciudad de México en el período de 1939 a 1989 para los meses comprendidos entre mayo y octubre, volviéndose más frecuentes durante la tarde. Además, en la década de 1980 a 1990 se observó un incremento en la frecuencia de eventos de precipitación durante la noche (19–24 h, hora local). Por su parte, Ochoa et al. (2015), mostraron que en el período de 2003 a 2007 entre el 60 y el 70 % de los eventos extremos ocurren entre las 19 horas (tiempo local) y la medianoche. En este horario se observa un incremento de los eventos

extremos en el oeste y aún más notable en el sudeste de la región, en comparación con la década anterior. Estos cambios en la frecuencia e intensidad de los eventos de precipitación se asociaron al proceso de urbanización acelerado, fundamentalmente en la Ciudad de México, que provoca un retraso en el tiempo de ocurrencia de los eventos extremos (Jáuregui & Romales, 1996; Ochoa et al., 2015); así como, a los cambios en el uso del suelo, sobre todo en las zonas montañosas que rodean la cuenca, que han aumentado significativamente el volumen de escorrentía y la frecuencia de inundaciones urbanas (Zúñiga & Magaña, 2018). Además, una atmósfera más contaminada ha provocado que la tasa media de precipitación disminuya, fundamentalmente en las zonas montañosas, y que se alcance el pico de eventos extremos más temprano bajo estas condiciones de mayor concentración de aerosoles, que también provoca cambios en la circulación y una intensificación del vórtice ciclónico en la zona sudeste de la cuenca (Ochoa et al., 2015).

De acuerdo con la literatura consultada, la precipitación y su comportamiento extremo en esta región están modulados por diversos factores en diferentes escalas espacio-temporales. Su variabilidad depende de la influencia de sistemas sinópticos (ciclones tropicales, sistemas frontales) y mesoescalares, las variaciones en la temperatura superficial del mar, la circulación en superficie (fundamentalmente el comportamiento de los vientos alisios), la ITCZ, la concentración de aerosoles en la atmósfera; así como de condiciones locales tales como el uso del suelo y la orografía. Algunos de estos factores, a su vez, responden a modos de variabilidad a mayor escala, tales como El Niño–Oscilación del Sur (ENSO, por sus siglas en inglés), oscilaciones de baja frecuencia (decadales, multidecadales) y de variabilidad intraestacional, como lo es la Oscilación de Madden–Julian.

## 1.4. La Oscilación de Madden–Julian

Análisis espectrales realizados por Madden & Julian (1971, 1972) mostraron la existencia de una oscilación de baja frecuencia, verticalmente coherente y que abarca toda la tropósfera, en los campos del viento zonal, presión y temperatura. Según sus resultados, se trata de una característica estacional y de escala global restringida a los trópicos, que mostraba el comportamiento de una gran celda de circulación orientada en un plano zonal cerca del ecuador. Esta oscilación, denominada Oscilación de Madden–Julian (MJO, por sus siglas en inglés), constituye el modo de variabilidad intraestacional más importante en los trópicos. Con un período de 30 – 90 días, consiste en patrones acoplados a gran escala de la circulación atmosférica y convección profunda que se propagan lentamente (4 – 8 m/s) hacia el este sobre los océanos Índico ecuatorial y Pacífico central–oriental; se encuentra en constante interacción con el océano subyacente e influye en muchos sistemas meteorológicos y climáticos (Zhang, 2005, 2013). Aunque se le conoce como una “oscilación”, la MJO no oscila regularmente. El rango de su período local (30 – 90 días) sugiere que el intervalo entre dos eventos consecutivos es irregular y sus velocidades de propagación pueden variar (Hendon & Salby, 1994; Zhang, 2005).

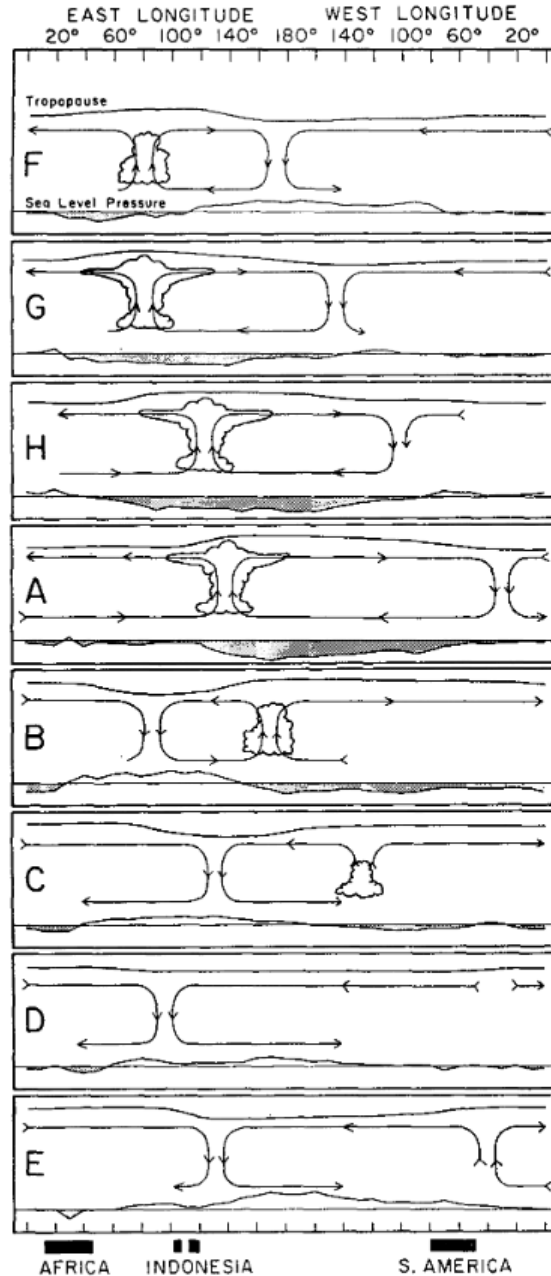
La MJO exhibe una estructura multiescala distintiva, preferencia geográfica, ciclo estacional y variabilidad interanual. La combinación de estas características primarias distingue a esta oscilación de otros tipos de fenómenos intraestacionales en los trópicos (Zhang, 2005).

### 1.4.1. Dinámica y estructura de la MJO

La Figura 1.2 muestra un esquema de la propagación de un evento de la MJO. En los océanos Índico ecuatorial y Pacífico occidental, un evento MJO presenta un centro de fuerte convección profunda y precipitación (“fase activa”) que se mueve hacia el este, con regiones de convección débil o suprimida (fases “inactivas” o “suprimidas”) al este y oeste. Las dos fases de la MJO, que le confieren las características de dipolo, están conectadas por circulaciones zonales que se extienden verticalmente a través de toda la tropósfera. En la tropósfera inferior (por debajo de 10 km, normalmente en el nivel de 1.5 km o 850 hPa) y cerca de la superficie, existen vientos del oeste anómalamente fuertes en y al oeste del centro convectivo e intensos vientos del este a la derecha, provocando convergencia superficial en la región de convección intensificada. Los vientos zonales invierten sus direcciones en la tropósfera superior (por encima de 10 km, normalmente en el nivel de 13 km o 200 hPa), provocando divergencia en la altura. Esta celda de circulación induce movimientos subsidentes en las regiones de convección suprimida o fase inactiva del dipolo (Madden & Julian, 1972; Zhang, 2005). Las anomalías de convección, confinadas en el hemisferio oriental, durante su propagación hacia el este evolucionan a través de un ciclo sistemático de intensificación y debilitamiento (Hendon & Salby, 1994). La estrecha asociación entre la circulación a gran escala y el centro convectivo, comúnmente conocida como el acoplamiento entre los dos, es fundamental para la dinámica de la MJO (Kim & Zhang, 2021; Zhang, 2005).

En un momento dado, en los trópicos solo existe un evento MJO completamente desarrollado. En ocasiones pueden coexistir dos centros convectivos con circulaciones débiles, uno recién iniciado en el océano Índico y el otro en descomposición en el Pacífico central (Wheeler & Hendon, 2004).

La anomalía de circulación muestra características tanto de una respuesta forzada, acoplada a la anomalía convectiva durante su propagación, como de una respuesta radiativa, que se propaga alejándose de la anomalía convectiva hacia el hemisferio occidental a unos 10 m/s. La respuesta forzada aparece como una onda ecuatorial acoplada de Rossby–Kelvin, mientras la respuesta radiativa muestra predominantemente características de una onda ecuatorial de Kelvin. El acoplamiento a una onda de Rossby en la respuesta forzada se relaciona con la existencia de giros ciclónicos al oeste del centro convectivo (Hendon & Salby, 1994). Sin embargo, las señales de ondas de Rossby también están presentes en eventos convectivos a gran escala que no son MJO sobre el océano Índico tropical (Ling et al., 2013); por lo que las observaciones de la existencia casi perpetua de las

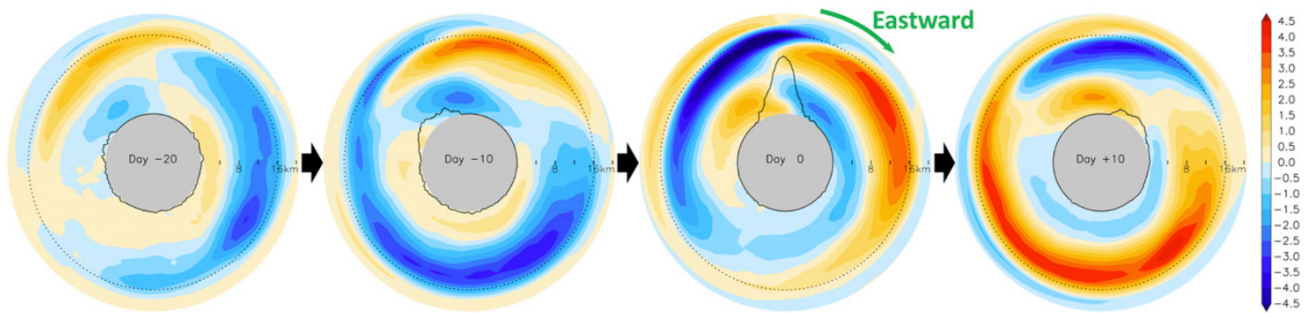


**Figura 1.2:** Corte transversal ecuatorial que ilustra las características fundamentales a gran escala de la MJO a lo largo de su ciclo de vida (de arriba a abajo). Las nubes representan el centro convectivo principal, las flechas indican la circulación zonal y vertical, y las curvas por encima y por debajo de la circulación representan perturbaciones en la tropósfera superior (tropopausa) y la presión a nivel del mar (Madden & Julian, 1972). Uso con permiso de la ©American Meteorological Society.

ondas ecuatoriales de Rossby asociadas con la MJO, por sí solas, son insuficientes para confirmar que estas ondas son un componente dinámico crítico de la MJO. Por esta razón, algunos estudios se han enfocado en explicar la MJO a partir de las ondas de Kelvin, incluyendo una componente de amortiguamiento en la teoría de Matsuno (1966) (Chang, 1977; Kim & Zhang, 2021).



Un primer enfoque para explicar la dinámica de la MJO se basa en aproximaciones, que aunque empleaban la convección atmosférica como una fuente de energía, eran esencialmente secas (Yang & Ingersoll, 2013, 2014; Yano & Tribbia, 2017). Sin embargo, en las observaciones, las señales de la MJO en la convección atmosférica y la precipitación no pueden separarse de las de sus circulaciones, al menos sobre la alberca cálida del Indo-Pacífico, donde se encuentran las señales de la MJO más fuertes (Kim & Zhang, 2021). La estrecha relación entre la humedad y la convección o la precipitación (Bretherton et al., 2004) ha llevado a considerar esta variable como parte del acoplamiento convección-circulación de la MJO en diversos estudios (Adames & Kim, 2016; Kim & Zhang, 2021; Wang et al., 2016). Debido al papel central de la convección atmosférica en la MJO y la evolución estructural observada de la humedad a lo largo de su ciclo de vida, esta oscilación se ha percibido como un modo de humedad, lo que implica que las variaciones temporales de la humedad son clave para la MJO (Zhang et al., 2020).



**Figura 1.3:** Representación circular de longitud-altura de la MJO. Los círculos centrales grises representan la sección transversal ecuatorial de la Tierra. Los colores azul y rojo son, respectivamente, los vientos atmosféricos del este y del oeste (m/s) desde la superficie hasta 22 km. Las líneas punteadas indican la ubicación aproximada de la tropopausa (100 hPa). Los vientos zonales se componen contra la precipitación TRMM (contornos negros alrededor de los círculos grises) entre  $10^\circ S$  y  $10^\circ N$ , para cada intervalo longitudinal de  $10^\circ$  entre los  $80^\circ$  y  $150^\circ E$ , con sus picos que representan los centros de convección MJO. Tomado de Kim & Zhang (2021). Uso con permiso de la ©American Meteorological Society.

La Figura 1.3 muestra esquemáticamente el comportamiento de la MJO en una secuencia de aproximadamente 40 días. El conjunto de vientos del este y del oeste se mueve hacia el este (en el sentido de las agujas del reloj) con la mayor precipitación el día 0; pero la señal del viento circunavega incluso durante períodos sin convección significativa, por ejemplo, de 20 a 10 días antes. El comportamiento de los vientos indica que la MJO es un fenómeno zonal de número de onda igual a 1 (de gran escala o escala planetaria), aunque su convección está localizada. Los patrones para los días -20 y +20 (no mostrados) son muy similares. El carácter global de las señales en el viento de la MJO es una característica única que no existe en otras perturbaciones que se propagan

zonalmente en la atmósfera de la Tierra. Estas estructuras de escala planetaria de la MJO, tanto en la tropósfera inferior como en la superior, están conectadas no solo en la región de convección de la MJO sino también en regiones alejadas al centro de convectivo (Kim & Zhang, 2021).

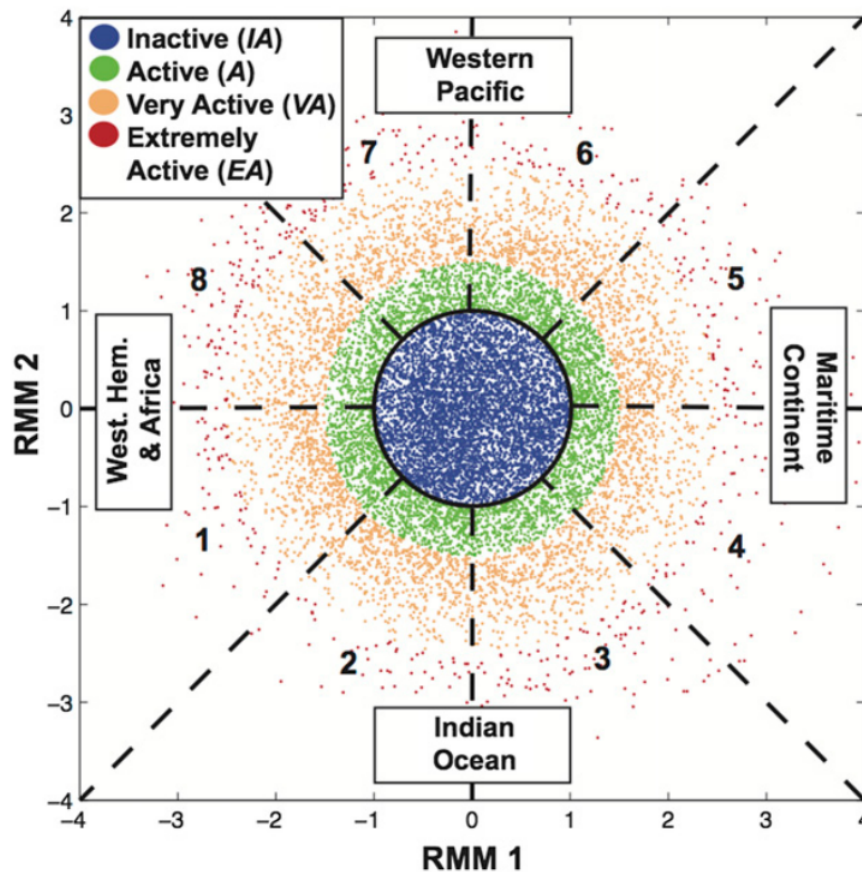
Otra característica de la MJO, que se ha usado para explicar su movimiento hacia el este (Sperber, 2003), es la existencia de una asimetría zonal de humedad observada en los bajos niveles de la tropósfera, con mayores valores de humedad al este del centro convectivo que al oeste (Adames & Kim, 2016; Kiladis et al., 2005). Esta asimetría, donde aumenta la humedad al este del centro de convección y decrece al oeste del mismo, se asocia a la asimetría debida a la existencia de una estructura de onda de Kelvin al este y de onda de Rossby al oeste de la convección (Kim & Zhang, 2021). Existen disímiles teorías sobre el porqué de la propagación de la MJO hacia el este, siendo esta una de las principales cuestiones en el estudio de este fenómeno, y que aún necesita analizarse más a fondo (Jiang et al., 2020).

### 1.4.2. Índice de la MJO

Los estudios acerca de la MJO han sido muchos en los últimos 50 años; no obstante, aún es un reto definir, cuantificar y monitorear esta oscilación, por lo que continúan desarrollándose nuevas teorías e índices para intentar caracterizarla (Zhang et al., 2020). Para identificar a la oscilación, estos índices pueden emplear la señal de la nubosidad, dinámica o una combinación de ambas. Sin embargo, no existe un consenso sobre cuál tipo de índice logra capturar más efectivamente los eventos de la MJO (Straub, 2013). Los resultados obtenidos con la mayoría de ellos, al analizar el comportamiento promedio en series de datos de varios años, son consistentes respecto a las características a gran escala de los eventos “maduros” de la oscilación; pero cuando se realizan comparaciones evento–evento, según cada índice, se observan diferencias significativas en su identificación (Kiladis et al., 2014; Straub, 2013). Esto se debe, en parte, a que la MJO está asociada a fuertes anomalías de la circulación planetaria; pero, en ocasiones, circulaciones similares no van acompañadas de una señal convectiva organizada (Weickmann & Berry, 2009). Por otro lado, cuando la señal convectiva está presente no es discreta, sino que en las imágenes satelitales se observa como una envolvente a escala planetaria de actividad convectiva intermitente de alta frecuencia, que no necesariamente está sistemáticamente organizada y que depende del ciclo estacional (Kiladis et al., 2014).

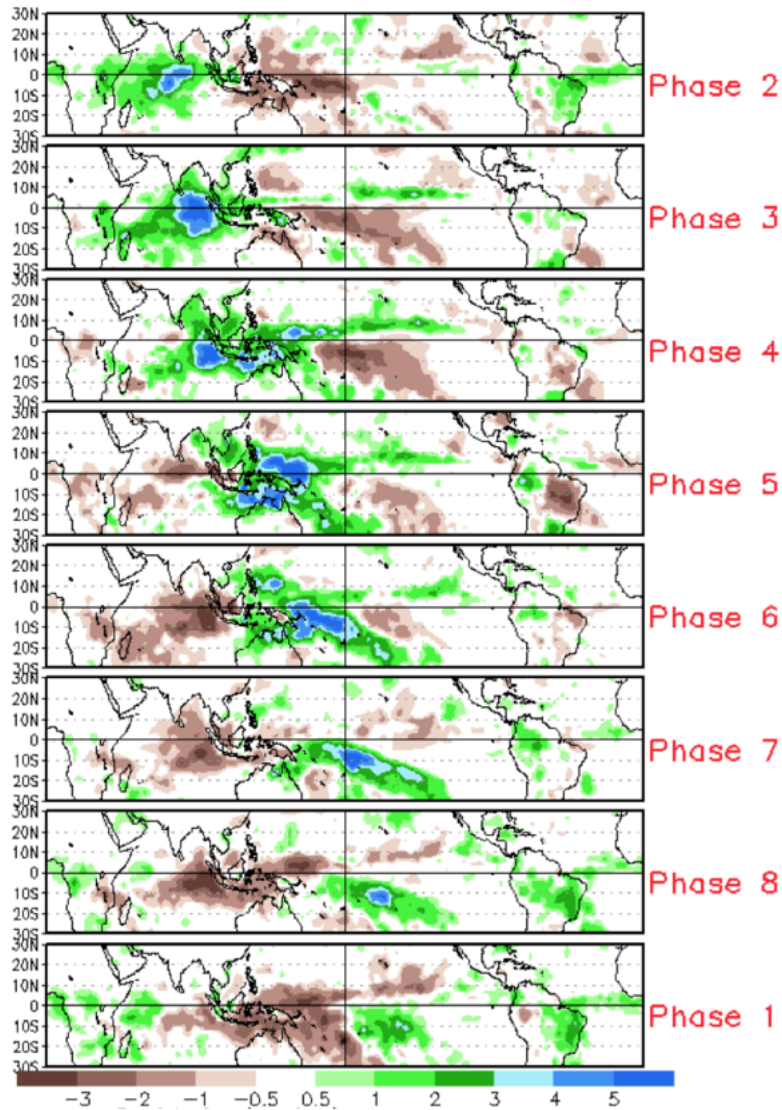
Uno de estos índices, desarrollado por Wheeler & Hendon (2004), se conoce como el Índice Multivariado en Tiempo Real de la MJO (RMM, por sus siglas en inglés) y se ha convertido en la herramienta estándar para monitorear el estado de esta oscilación en tiempo real y en los modelos (Kiladis et al., 2014), como lo demuestra su uso generalizado en observaciones, análisis de modelos

y las campañas de campo (Lafleur et al., 2015; Straub, 2013; Zhang, 2013). El índice RMM se basa en las dos primeras (principales) funciones empíricas ortogonales (EOF, por sus siglas en inglés) obtenidas de los campos combinados del viento zonal a 850 hPa y a 200 hPa y datos satelitales de radiación de onda larga (OLR, por sus siglas en inglés), cada uno promediado entre las latitudes de 15° S – 15° N. El par de EOF principales explican el 25% de la varianza de los campos atmosféricos originales y están bien separados de las restantes EOF obtenidas. La proyección de los datos diarios observados en las EOF multivariadas, con el ciclo anual y los componentes de la variabilidad interanual eliminados, produce series de tiempo de componentes principales (PC, por sus siglas en inglés) que varían fundamentalmente en la escala de tiempo intraestacional de la MJO (Wheeler & Hendon, 2004). Al ser multivariado, el RMM tiene en cuenta tanto la nubosidad como dos medidas de circulación, basándose en el efecto combinado de los factores dinámicos (circulación) y de nubosidad (OLR) para caracterizar los eventos de la MJO (Lafleur et al., 2015).



**Figura 1.4:** Diagrama de fase-espacio del índice RMM que muestra fase diaria (cuadrante) y magnitud (distancia desde el centro) de la MJO desde el 1 de junio de 1974 hasta el 31 de marzo de 2014. Los colores indican umbrales de actividad: Inactivo (IA) (azul,  $RMM < 1.0$ ), Activo (A) (verde,  $1.0 \leq RMM < 1.5$ ), Muy activo (VA) (marrón,  $1.5 \leq RMM < 2.5$ ) y extremadamente activo (EA) (rojo,  $RMM \geq 2.5$ ). Tomado de Lafleur et al. (2015). Uso con permiso de la ©American Meteorological Society.

En un diagrama de fase–espacio, las componentes principales de las dos primeras EOF (RMM1 y RMM2, respectivamente) sirven como ejes de abscisas (RMM1) y ordenadas (RMM2) (Figura 1.4). Uno de los beneficios del diagrama fase–espacio RMM es que indica claramente tanto la ubicación geográfica (fase) como la amplitud de la MJO, según el cuadrante y la distancia radial desde el centro hasta cada punto del diagrama. Específicamente, la amplitud del RMM viene dada por  $(RMM1^2+RMM2^2)^{1/2}$ . La progresión del tiempo a través del diagrama de fase–espacio es típicamente en sentido contrario a las agujas del reloj, lo que representa la propagación hacia el este de la MJO (Lafleur et al., 2015; Wheeler & Hendon, 2004) y que puede observarse en la Figura 1.5.



**Figura 1.5:** *Diferencia del promedio de lluvia para todos los eventos MJO de 1979 a 2012 para noviembre–marzo para las ocho fases descritas en el índice RMM. El sombreado verde indica precipitaciones por encima del promedio (extensión de la fase convectiva de la MJO) y el sombreado marrón muestra precipitaciones por debajo del promedio (extensión de la fase convectiva suprimida de la MJO). Tomado de Gottschalck (2021).*

Straub (2013) mostró que la circulación zonal a gran escala domina el índice RMM, por lo que la iniciación de un evento MJO en este índice no es una medida adecuada de la iniciación del centro convectivo. Según el RMM, una señal dinámica a gran escala puede preceder al inicio de la MJO primaria en al menos 10 días, de manera similar a los eventos sucesivos. Por lo que la iniciación de un evento primario de MJO no comienza con un estallido de convección profunda en el océano Índico; más bien, las anomalías locales del viento zonal del este (oeste) a 850 (200) hPa se acumulan sobre el océano Índico occidental en ausencia de una anomalía convectiva significativa durante al menos 10 días, luego se mueven hacia el este, hacia el Pacífico occidental, y crecen rápidamente en escala zonal mucho antes del inicio de la convección activa en el océano Índico. El crecimiento en la escala zonal permite que las anomalías del viento se proyecten efectivamente en el índice RMM y, por lo tanto, el índice aumenta rápidamente en amplitud (Straub, 2013). Liu et al. (2016) investigaron por qué la OLR tiene menor influencia en este índice. Según su estudio, al normalizar, con las desviaciones medias globales, las anomalías diarias de OLR y viento a 850 hPa y 200 hPa (U850, U200) en la matriz de covarianza, se suprime sustancialmente la contribución general de OLR, y esto provoca que el índice sea más dinámico y casi transparente al inicio convectivo de la MJO. Una matriz de covarianza que no usa anomalías normalizadas lleva al otro extremo, donde la OLR juega un papel dominante, mientras que las contribuciones de U850 y U200 son menores. Los autores plantean que una escala simple de las anomalías puede equilibrar mejor los roles de OLR y vientos (Liu et al., 2016).

### 1.4.3. Ciclo estacional y variabilidad interanual

La MJO presenta un marcado ciclo estacional tanto en su intensidad como en su ubicación latitudinal, alcanzando el pico en el hemisferio que se encuentra en verano (Hendon & Salby, 1994; Zhang et al., 2020). Alcanza un pico principal en el verano/otoño austral, cuando las señales MJO más intensas se encuentran inmediatamente al sur del ecuador; y un segundo pico en el verano boreal cuando sus señales más fuertes son al norte del ecuador. La temporada del pico principal en el verano austral está relacionada con el monzón de verano australiano, mientras que la temporada del pico secundario en el verano boreal está relacionada con el monzón de verano asiático. La migración estacional de la MJO en latitud es mucho más fuerte en el océano Pacífico occidental que en el océano Índico (Zhang, 2005).

También se ha observado la variación estacional en la amplitud de la MJO y se han encontrado máximos (mínimos) estacionales en el invierno boreal (verano) y la varianza más fuerte (más débil) se ha encontrado en marzo (agosto). Los eventos más activos de MJO ( $RMM > 2$ ) son más comunes en los meses de diciembre–febrero (DJF) y marzo–mayo (MAM), y las anomalías de MJO son más fuertes durante DJF y MAM, más débiles en junio–agosto (JJA), y aumentando en amplitud durante septiembre–noviembre (SON) (Lafleur et al., 2015; Wheeler & Hendon, 2004). Además, la

actividad convectiva tropical se ve más favorecida en el hemisferio occidental ecuatorial durante JJA que durante DJF, y en el Pacífico occidental ecuatorial durante DJF de lo que es durante JJA. Respecto a la ocurrencia de eventos extremadamente activos (EA) de la MJO (Figura 1.4), la mayor frecuencia se observa en MAM contrastando fuertemente con JJA, cuando apenas se observan días con eventos EA. La alta frecuencia relativa de días con eventos EA en MAM probablemente se deba a la pronunciada estacionalidad de la atmósfera tropical, ya que las anomalías convectivas asociadas con la MJO no solo migran hacia el hemisferio norte durante MAM, sino que también se intensifican, particularmente en el Pacífico oriental y central. Esto también sugiere que la respuesta global teleconectada<sup>4</sup> al calentamiento por convección tropical puede maximizarse en MAM, dado que la ocurrencia más frecuente de eventos EA de la MJO es en esa temporada (Lafleur et al., 2015).

Por otro lado, la ocurrencia regular de fuertes oscilaciones intraestacionales sobre el Pacífico occidental durante el inicio de los eventos de ENSO ha despertado interés en la posibilidad de una conexión física entre las dos frecuencias (Kessler, 2001). Se ha observado que eventos cálidos fuertes de ENSO (El Niño) son potenciados después de la ocurrencia de un evento MJO (Zhang, 2013; Zhang & Gottschalck, 2002). Además, la oscilación intraestacional puede contribuir en las anomalías de precipitación durante un evento ENSO, dependiendo de su intensidad y amplitud (Hoell et al., 2014). El ENSO, por su parte, modula el estado medio estacional a través del cual se propaga la MJO y su patrón de teleconexión (Lee et al., 2019). La modulación interanual de la circulación de Walker afecta si la MJO se inicia o no en el océano Índico y altera su velocidad de propagación; lo que significa que la representación adecuada de la variabilidad interanual del sistema acoplado atmósfera–océano conduce a una mejor predicción de la evolución de la oscilación intraestacional. Sin embargo, la variabilidad interanual forzada de la SST no determina completamente dónde se inicia la MJO, sino que modula su probabilidad (Takasuka & Satoh, 2021). Además, las anomalías en la temperatura de la superficie del mar del Pacífico pueden afectar la diversidad de eventos de MJO, al modificar la respuesta de la onda de Kelvin y su acoplamiento a la convección de esta oscilación (Wang et al., 2019). Tang & Yu (2008) encontraron que la relación MJO–ENSO es de naturaleza no lineal y tiene una variación decenal, siendo estadísticamente significativa entre la MJO en primavera–verano y ENSO en otoño–invierno.

La MJO y su patrón de teleconexiones también pueden intensificarse o debilitarse de acuerdo con la fase del ENSO (Moon et al., 2011). Dicha modulación es global y varía según la región en la que se analice el efecto de la oscilación. Analizando las regiones de México, América Central y el océano Pacífico nororiental, Olvera Lazcano (2022) obtuvo que las fases cálida y fría del ENSO inducen cambios en los patrones de precipitación asociados a la MJO, con mayores acumulados de precipitación bajo condiciones de El Niño; mientras que, durante la fase neutra del ENSO, el comportamiento es similar al observado durante el modo normal de la oscilación intraestacional.

---

<sup>4</sup>Relación de anomalías climáticas o meteorológicas a través de grandes distancias (Liu & Alexander, 2007).



#### 1.4.4. Papel modulador de la MJO

Conocer y entender las características de la MJO, así como su variabilidad y predictibilidad, es de suma importancia no solo en las regiones donde las variaciones en la convección y precipitación impactan directamente, sino también en aquellas influenciadas por la MJO a través de teleconexiones (Waliser et al., 2003). La predicción exitosa de la propagación de la MJO es de vital importancia para la predicción subestacional de ciclones tropicales (Jiang et al., 2018; Lee et al., 2018), las anomalías de circulación en latitudes medias durante el invierno y su influencia en las precipitaciones de la costa oeste de EE. UU., así como la variabilidad de las precipitaciones en verano en América del Sur (Waliser et al., 2003), eventos extremos (inundaciones, sequías, olas de calor, tormentas locales severas), monzones y el ENSO (Wang et al., 2019; Zhang, 2013). Los eventos MJO generalmente se asocian con fuertes vientos y oscilaciones de lluvia que afectan también el transporte de aerosoles y los procesos de deposición húmeda; y se ha mostrado que, por ejemplo, el transporte de polvo del Sahara ocurre principalmente en asociación con el flujo de bajos niveles del este de la MJO (Rosenfeld et al., 2014; Tian et al., 2008).

Por su parte, se han realizado varios estudios enfocados a analizar el papel modulador de la MJO sobre las condiciones meteorológicas y climáticas en el territorio mexicano y las cuencas oceánicas adyacentes (Perdigón-Morales et al., 2019). Maloney & Hartmann (2000b) mostraron que cuando las anomalías de los vientos asociados a un evento MJO en la tropósfera inferior del Pacífico oriental son del oeste, la génesis de huracanes en el golfo de México y el Caribe occidental es cuatro veces más probable que cuando los vientos son del este. Estas anomalías del flujo superficial intensifican, además, la actividad de tormentas tropicales y las precipitaciones en el Pacífico oriental (Maloney & Hartmann, 2000a). Este efecto en la intensidad y frecuencia de la actividad ciclónica en las cuencas oceánicas adyacentes a México tiene una influencia importante en las precipitaciones continentales, así como en la región caribeña (Martin & Schumacher, 2011).

En el Caribe, además, se ha observado la influencia de la MJO en el flujo de bajos niveles (925 hPa). Martin & Schumacher (2011) obtuvieron que durante las fases 1 y 2 (fases 5 y 6), las anomalías de los vientos asociados a la MJO actuaron para disminuir (aumentar) la fuerza de los vientos alisios predominantes del este, especialmente en la parte sur del Caribe. Los cambios máximos en la velocidad del viento se produjeron en la región del chorro de bajos niveles, siendo el CLLJ más lento (débil) en las fases 1 y 2 y más rápido (fuerte) en las fases 5 y 6. Estos cambios en la velocidad del CLLJ influyen en las anomalías de divergencia en niveles bajos, que conducen a cambios en la precipitación con las fases de la MJO.

También se ha estudiado el efecto de la MJO sobre las regiones monzónicas, entre ellas la correspondiente al Monzón de Norteamérica. Higgins & Shi (2001) obtuvieron una fuerte relación

entre la precipitación en la región del monzón y la propagación hacia el este de los eventos MJO, asociada a una intensificación en el patrón de precipitaciones en el Pacífico tropical oriental, sobre la alberca de aguas cálidas al oeste de México, en regiones de la costa occidental mexicana y el suroeste de Estados Unidos. Por su parte, Lorenz & Hartmann (2006) concluyeron que anomalías positivas de los vientos zonales en el Pacífico tropical oriental conducen a precipitaciones por encima de lo normal en el noroeste de México y Arizona desde varios días hasta más de una semana después. Este incremento en la precipitación monzónica puede estar asociado a un aumento en la actividad de las ondas del este en la región crítica para desencadenar el desarrollo de surgencia (*gulf surge*, según su definición en inglés) en el golfo de California y el transporte de humedad hacia el territorio mexicano.

Por otro lado, Barrett & Raga (2016), en un análisis de observaciones en 5 estaciones del área metropolitana de la Ciudad de México, mostraron que la MJO modula también la concentración del ozono superficial a través de la modulación de la tropósfera superior. Las concentraciones más altas de  $O_3$  superficial se encontraron con eventos activos de la MJO en fase 2 (convección sobre el océano Índico) durante el invierno y fase 6 (sobre el Pacífico occidental) en el verano. Por su parte, las concentraciones más bajas se encontraron para eventos MJO activos durante la fase 8 (sobre el Pacífico oriental) en invierno y durante la fase 1 (sobre el Atlántico) en los meses de verano. En las fases de MJO donde se encontraron las concentraciones más altas se observaron anomalías positivas de radiación UV-B y cobertura de nubes más baja, asociadas a anomalías de altura geopotencial a 250 hPa que favorecen la nubosidad reducida. Por su parte, las fases en las que se observó la menor concentración se caracterizaron por anomalías negativas de radiación UV-B, una fracción de cobertura de nubes más alta y anomalías de altura geopotencial a 250 hPa que favorecen una mayor nubosidad.

Perdigón-Morales et al. (2019), por su parte, mostraron que anomalías de precipitación estandarizadas positivas sobre México y sus costas del Pacífico y el golfo de México predominan cuando la señal del centro convectivo de la MJO se encuentra sobre el hemisferio occidental, África o el océano Índico durante el verano boreal; es decir, las fases 8, 1 y 2 según el índice RMM, a las que denominaron *fases húmedas*. Definieron como *fases secas* aquellas en las que la convección intensificada se encuentra sobre el Continente Marítimo o el Pacífico occidental (fases 4–6), a las que se asocia el predominio de anomalías negativas sobre las regiones de estudio. Las anomalías de las precipitaciones tienen una mayor variabilidad espacial cuando la MJO se encuentra en las fases 3 y 7, probablemente porque estas fases representan la transición entre condiciones húmedas y secas. Sobre la distribución bimodal de la precipitación en las regiones de ocurrencia de MSD, mostraron que las fases secas son las más frecuentes durante la ocurrencia del mínimo de precipitación en los meses de verano asociados a la canícula. Por otro lado, las fases húmedas tienen una mayor frecuencia durante el segundo pico de precipitación que se alcanza entre los meses de



septiembre y octubre, lo que puede estar asociado con la modulación de la actividad ciclónica. Respecto al primer máximo de precipitación (mayo–junio), los resultados sugieren que la MJO no favorece fuertemente la convección y la precipitación.

Durante las fases secas de la MJO, en los meses en que ocurre la MSD en el territorio mexicano, se han observado circulaciones anticiclónicas anómalas a 850 hPa y anomalías positivas de altura geopotencial a 500 hPa, lo que impone anomalías de viento del nordeste sobre el sur de México y un flujo hacia el oeste en niveles bajos sobre el Pacífico tropical oriental que restringe la advección de humedad hacia el territorio. Por el contrario, en los meses de septiembre–octubre durante las fases húmedas se observaron circulaciones ciclónicas anómalas a 850 hPa y anomalías negativas de altura geopotencial en la troposfera media, con anomalías de vientos del noroeste a 850 hPa sobre la península de Yucatán y anomalías de vientos del oeste y suroeste sobre el centro y sur de México, así como un flujo en niveles bajos hacia el este en el Pacífico tropical oriental. Este patrón de circulación atmosférica favorece la advección de humedad en niveles bajos hacia México y está asociado con las anomalías del viento del oeste de la MJO en la atmósfera inferior que transportan calor y humedad desde la alberca cálida del Pacífico oriental (Perdigón-Morales et al., 2019; Romero-Centeno et al., 2007). En general, las fases secas (húmedas) de la MJO fortalecen (debilitan) el patrón de circulación descrito anteriormente durante la ocurrencia de la canícula, mientras que las fases MJO húmedas (secas) fortalecen (debilitan) dicho patrón durante los meses de ocurrencia del segundo pico de precipitación (Perdigón-Morales et al., 2019).

Los grandes cambios en los regímenes de precipitación observados bajo la influencia de la MJO, así como en la actividad de tormentas tropicales, sugieren que los eventos extremos de precipitación pueden estar asociados también al comportamiento de la MJO. A escala global, los eventos de precipitaciones extremas durante los períodos activos de MJO (fases 1 a 8) son aproximadamente un 40 % más altos que en sus períodos de reposo o inactividad. El análisis de experimentos de previsibilidad indica un mayor éxito en la predicción de extremos durante eventos de MJO activos que en situaciones de reposo (Jones et al., 2004; Zhang, 2013). Se ha observado que en la región del Caribe, los eventos fuertes de la MJO afectan los patrones de convergencia y divergencia a gran escala, lo que contribuye a los eventos de lluvias extremas que ocurren con mayor frecuencia durante las fases 1 y 2. Analizando la ocurrencia de precipitación extrema sobre tierra durante eventos débiles (o inactivos) de MJO se ha observado que estos son comparables con los eventos ocurridos durante las fases 1 y 2. Es probable que estos eventos de precipitación extrema durante los eventos de MJO débiles ocurran debido a mecanismos localizados a menor escala como los efectos orográficos y ciclones tropicales (Martin & Schumacher, 2011).

Olvera Lazcano (2022) analizó los efectos de la MJO sobre la precipitación y la ocurrencia de eventos extremos sobre las costas del Pacífico mexicano en el período 1982–2018. Entre sus princi-

pales resultados, obtuvo que durante las fases húmedas de la MJO la existencia de un transporte de calor hacia las costas y movimientos ascendentes que producen precipitación sobre el continente aumentan la probabilidad de ocurrencia de eventos extremos. En las fases secas se invierten las condiciones atmosféricas, con movimientos descendentes que inhiben la precipitación y una menor probabilidad de ocurrencia de eventos extremos. Además, mostró que los eventos cálidos (fríos) del ENSO inducen un incremento (descenso) en el porcentaje de días con eventos extremos sobre las regiones oceánicas y continentales, especialmente durante las fases 2 y 5 de la MJO.

## 1.5. Planteamiento del problema

La Zona Metropolitana del Valle de México es una región altamente vulnerable a los eventos de precipitación extrema y los efectos que provocan, tales como las inundaciones pluviales y los deslizamientos de tierra. La alta vulnerabilidad de la región está asociada, entre otros factores, a su gran densidad poblacional y al acelerado proceso de urbanización que ha provocado grandes cambios en el uso del suelo (deforestación, deterioro del sistema lacustre, etc.), unido a sus características topográficas y la marcada influencia orográfica. Por lo que es fundamental estudiar los fenómenos que modulan estos eventos extremos en sus múltiples escalas espacio-temporales, que permitan mejorar su previsibilidad para lograr una mejor gestión de riesgo.

Con sus impactos de gran alcance en el clima global y los patrones meteorológicos, y su ocurrencia cuasiperiódica en escalas de tiempo intraestacionales, la MJO proporciona una fuente principal de previsibilidad para los pronósticos meteorológicos de rango extendido (de 2 a 6 semanas) y, por lo tanto, llena el vacío entre los pronósticos meteorológicos deterministas y la predicción climática (Jiang et al., 2020; Zhang, 2013). La modulación de los eventos de precipitación extrema por parte de la MJO puede desempeñar un papel esencial en la predicción de eventos extremos, debido a la previsibilidad de las fases de la MJO que, a su vez, podría mejorar la planificación y la preparación para tales eventos (Martin & Schumacher, 2011).

Esta propuesta busca realizar un estudio comparativo de la modulación de la MJO sobre los eventos extremos de precipitación en el valle de México, usando la información disponible sobre precipitación en diferentes bases de datos.

## 1.6. Justificación

La precipitación es un componente crítico del sistema climático, con un impacto notable en la sociedad y caracterizado por una alta variabilidad espacio-temporal que complejiza enormemente el estudio de su comportamiento. Se han realizado varios trabajos que han permitido identificar el

comportamiento bimodal anual de esta variable en gran parte del territorio mexicano, su distribución y cómo es influenciada por diferentes modos de variabilidad. Debido a las características de esta variable atmosférica, la ocurrencia de extremos impacta directa y enormemente a la sociedad, fundamentalmente en regiones de alta susceptibilidad debido a sus condiciones socioeconómicas, topográficas y climáticas.

Impulsar estudios que permitan profundizar en los mecanismos y fenómenos que rigen o modulan el comportamiento de estos eventos extremos es de vital importancia, sobre todo en regiones de alta vulnerabilidad como lo es el valle de México. En este trabajo se buscará generar un conocimiento con vistas a un mejor pronóstico de la precipitación — en particular, sobre los eventos extremos en el Valle —, que tribute a la obtención de información para la gestión integral del riesgo regional.

## 1.7. Hipótesis

La MJO modula las características de la actividad de eventos extremos de precipitación en el valle de México. Analizar esta modulación permitirá identificar las fases de la MJO que inhiben o aumentan las características de los eventos de precipitación que producen lluvia intensa en el valle de México.

## 1.8. Objetivo general

El objetivo general es determinar la influencia de la MJO en la ocurrencia de eventos extremos de precipitación en la Zona Metropolitana del Valle de México durante el período 1981–2021.

## 1.9. Objetivos específicos

Como objetivos específicos se plantean:

- determinar los días de ocurrencia de eventos extremos de precipitación en la ZMVM durante el período de estudio en las bases de datos CHIRPS, IMERG, ERA5 y estaciones;
- clasificar los días de ocurrencia de extremos de precipitación en función de la fase de la MJO;
- encontrar las características y diferencias en las condiciones meteorológicas durante la ocurrencia de eventos extremos para cada fase de la MJO.

# Capítulo 2

## Materiales y Métodos

### 2.1. Estimación cuantitativa de la precipitación

Contar con mediciones o estimaciones precisas de precipitación es de vital importancia en estudios de disponibilidad de recursos y en la modelación hidrológica y meteorológica, así como para la toma de decisiones y prevención de desastres asociados con eventos meteorológicos extremos (Hou et al., 2014; Morales-Velázquez et al., 2021; Sun et al., 2018). Sin embargo, los datos de precipitación a menudo no son lo suficientemente precisos o no están disponibles (Morales-Velázquez et al., 2021).

Adicionalmente, uno de los factores que complejizan el estudio de la precipitación es su gran variabilidad espacio-temporal, asociada a una constante interacción entre procesos desde la escala planetaria hasta la escala regional o local y la microescala (Tapiador et al., 2019). En México, como se mencionó anteriormente, el comportamiento de esta variable está fuertemente influenciado por la existencia de una orografía compleja a lo largo del territorio que determina los diferentes regímenes de precipitación (León-Cruz et al., 2021; Novo & Raga, 2013; Perdigón-Morales et al., 2018); por lo que es necesario el empleo de datos de una alta resolución espacio-temporal que permita una mejor caracterización y una representación más realista de la precipitación en el territorio.

En la actualidad, las estimaciones cuantitativas de precipitación pueden obtenerse mediante mediciones directas en estaciones pluviométricas o indirectamente, usando tecnologías de percepción remota, tales como los radares meteorológicos y los satélites (Shen et al., 2020). Los pluviómetros proporcionan información precisa en la escala puntual, pero presentan problemas de representatividad al estimar la precipitación en áreas extensas; por lo que su precisión en grandes áreas de estudio depende de qué tan densa sea la red pluviométrica empleada (Hou et al., 2014; Morales-Velázquez et al., 2021). Debido a esto, la cobertura espacial de la información obtenida mediante mediciones directas es muy limitada, sobre todo en regiones rurales donde es escaso el número de estaciones

pluviométricas (Climate Hazards Center & USAID, 2021). Por otro lado, durante eventos meteorológicos extremos, tales como los ciclones tropicales, los instrumentos de medición terrestres fallan o son destruidos; lo que conlleva a la carencia de registros durante la ocurrencia de estos eventos de alto impacto (Morales-Velázquez et al., 2021). Por su parte, los radares pueden proporcionar estimaciones de alta resolución y casi continuas, pero no están disponibles en muchas áreas y presentan grandes desafíos sobre todo en áreas montañosas (Morales-Velázquez et al., 2021; Rico-Ramirez et al., 2015; Shen et al., 2020); así como errores de propagación anómalos y relaciones imprecisas entre la retrodispersión y la tasa de lluvia (Hou et al., 2014). Adicionalmente, la detección de rayos, como técnica de percepción remota, se ha propuesto como una alternativa, o complemento, para estimar cuantitativamente la precipitación mediante la obtención de relaciones empíricas entre los rayos de nube a tierra (CG, cloud-to-ground) y la precipitación convectiva (Minjarez-Sosa et al., 2019, 2017); sin embargo, su empleo está sujeto a la disponibilidad de información de redes de detección de rayos y no permite estimar la precipitación estratiforme (Minjarez-Sosa et al., 2019).

El advenimiento de la tecnología satelital y el gran desarrollo computacional alcanzado en las últimas décadas han permitido a la comunidad científica acceder a fuentes de datos alternativas, diseñadas para mejorar la precisión en la medición de diferentes variables meteorológicas y climatológicas (Sun et al., 2018). Las principales ventajas de las bases de datos satelitales de precipitación son su alta resolución espacio-temporal, su gran cobertura espacial y su disponibilidad casi en tiempo real (Paredes Trejo et al., 2016); no obstante, su resolución temporal y latencia (de aproximadamente 15 minutos) las hacen útiles para la estimación y el pronóstico a corto plazo, pero no para el pronóstico inmediato (Minjarez-Sosa et al., 2019). Por otro lado, las estimaciones derivadas de datos satelitales constituyen promedios de área que a menudo presentan sesgos asociados a la existencia de una orografía compleja y tienden a subestimar la intensidad de los eventos de precipitación extrema (Climate Hazards Center & USAID, 2021; Watters et al., 2021). Además, las mediciones obtenidas usando instrumentos de microondas pasivos e infrarrojos tienen dificultades para representar las precipitaciones ocurridas en terreno elevado debido a su naturaleza somera y a la alta variabilidad de la dinámica en la micro- y la macroescala (Wright et al., 2017).

Debido a estas deficiencias, y en aras de mejorar su precisión, los productos de precipitación más recientes combinan la información de múltiples fuentes de datos satelitales acopladas con datos de estaciones pluviométricas y/o modelos numéricos (Climate Hazards Center & USAID, 2021; Paredes Trejo et al., 2016). Una combinación cuidadosa de los datos permite aprovechar y complementar las fortalezas de las estimaciones de precipitación basadas en estaciones, satélites y reanálisis (Beck et al., 2017). El incremento que se ha observado en la última década en la disponibilidad de este tipo de conjuntos de datos para América del Norte — en particular, a escala diaria — constituye una gran oportunidad para investigar eventos de precipitación extrema, sobre todo en México, donde este tipo de estudios son escasos (Colorado-Ruiz & Cavazos, 2021).

## 2.2. Base de datos

Para realizar este estudio se emplearon variables obtenidas de diferentes bases de datos cuyas principales características y descripción se presentan a continuación.

### 2.2.1. CHIRPS

La base de datos **C**limate **H**azards **G**roup **I**nfra**R**ed **P**recipitation with **S**tations (CHIRPS) fue creada por científicos de la Universidad de California–Santa Bárbara, en colaboración con investigadores del U.S. Geological Survey (USGS), con el objetivo de brindar conjuntos de datos completos, confiables y actualizados, con baja latencia; útiles para satisfacer una serie de objetivos de alerta temprana, como análisis de tendencias y monitoreo de sequías estacionales (Climate Hazards Center & USAID, 2021). Se trata de una base de datos cuasi–global (50° N–S), con una alta resolución espacial ( $0.05^\circ \sim 5.6$  km) y registros de datos de precipitación diaria, pentadal y mensual sobre tierra que se extienden desde 1981 hasta la actualidad (Funk et al., 2015).

Funk et al. (2015) explican que el proceso, a partir del cual se elabora esta base de datos, consta de tres componentes principales. En primer lugar, se obtiene el producto Climate Hazards group Precipitation climatology (CHPclim)<sup>5</sup>, que constituye una climatología global de precipitación mensual basada en información satelital y de estaciones. El segundo componente es el producto Climate Hazards group Infrared Precipitation (CHIRP), que emplea la versión 7 del producto Tropical Rainfall Measuring Mission Multi–satellite Precipitation Analysis (TMPA 3B42 v7) para calibrar las estimaciones globales de precipitación derivadas de la variable duración de la nube fría (cold cloud duration, CCD), cuyo análisis se basa en la temperatura del tope de las nubes<sup>6</sup>. Los datos CCD se utilizan para estimar variaciones (anomalías) alrededor de la media registrada en CHPclim y bajo esta premisa se construye CHIRP, en aras de reducir su sesgo sistemático. El tercer y último componente, CHIRPS, se obtiene al mezclar y corregir las estimaciones de precipitaciones obtenidas solo de fuentes satelitales en CHIRP con datos de observaciones terrestres. En el procesamiento del flujo de datos de estaciones en CHIRPS se incorporan registros de cinco

---

<sup>5</sup>Además de los indicadores fisiográficos típicos utilizados en la mayoría de las climatologías actuales (elevación, latitud y longitud), CHPclim también incluye información de campos medios mensuales a largo plazo de cuatro productos satelitales: estimaciones de precipitaciones mediante microondas derivadas de TRMM 2B31 (Huffman et al., 2007), estimaciones de precipitación obtenidas mediante el método CMORPH (Joyce et al., 2004), temperaturas de brillo medias mensuales obtenidas al combinar datos de infrarrojo de todos los satélites geoestacionarios disponibles (Janowiak et al., 2001) y estimaciones de temperatura de la superficie terrestre (Wan, 2008).

<sup>6</sup>La CCD se define como el período durante el cual una nube, cuyo tope tiene una temperatura por debajo de un umbral, se observa en un píxel dado. Para CHIRPS se define este umbral como 235 K. En esta metodología, se recibe una serie regular de imágenes infrarrojas térmicas (TIR) de un área. Los píxeles con temperaturas aparentes inferiores al umbral predeterminado se clasifican como “nube fría” y sus características se acumulan durante un período. El mapa resultante se convierte en una estimación de lluvia, posiblemente con la ayuda de información de otras fuentes que pueden ser otros sensores satelitales u observaciones de la superficie terrestre (Milford et al., 1996).

bases de datos públicas y varios archivos privados. Adicionalmente, los servicios meteorológicos nacionales proporcionan observaciones; principalmente en México, América Central, América del Sur y África subsahariana (Funk et al., 2015). Análisis globales muestran que las estimaciones de CHIRPS generalmente representan una mejora sustancial sobre CHIRP debido a la corrección de sesgo basada en estaciones (Shen et al., 2020).

Las estimaciones de CHIRPS han sido evaluadas en varias regiones del planeta (e.g., Baez-Villanueva et al., 2018; Bai et al., 2018; Katsanos et al., 2016; Paredes-Trejo et al., 2017; Rivera et al., 2018; Zambrano et al., 2017) y han mostrado un buen ajuste con las observaciones terrestres de las redes pluviométricas locales analizadas. Los estudios a nivel global muestran que CHIRPS presenta los mayores sesgos en regiones áridas y durante la ocurrencia de acumulados bajos de precipitación; además, tiende a subestimar el número anual de días secos (Beck et al., 2017). Con respecto a las estadísticas regionales, el análisis temporal y la distribución de la intensidad, las estimaciones de CHIRPS concuerdan bien con los datos del Centro Mundial de Climatología de las Precipitaciones (GPCC, por sus siglas en inglés) (Shen et al., 2020).

En México, estudios previos han evaluado el desempeño de esta base de datos para describir el comportamiento de la precipitación en todo el territorio nacional (e.g., Cavazos et al., 2020; Colorado-Ruiz & Cavazos, 2021; Olvera Lazcano, 2022; Perdigón-Morales et al., 2018; Rincón-Avalos et al., 2022), así como en análisis regionales (e.g., García-Franco et al., 2022; León-Cruz et al., 2021; Morales-Velázquez et al., 2021; Peña Aurquia, 2020), donde su alta resolución espacial ha permitido realizar caracterizaciones más detalladas de los regímenes de precipitación en el territorio. En general, CHIRPS ha mostrado un buen desempeño al reproducir tanto los valores climatológicos de los acumulados mensuales de precipitación en el territorio mexicano (Perdigón-Morales et al., 2018), como su comportamiento medio a escalas diaria y anual (Morales-Velázquez et al., 2021; Rincón-Avalos et al., 2022); presentando los mayores sesgos en regiones donde los acumulados anuales de precipitación tienden a ser más bajos, en presencia de orografía compleja y durante el período seco (Colorado-Ruiz & Cavazos, 2021; Peña Aurquia, 2020; Rincón-Avalos et al., 2022). Los datos de CHIRPS se han empleado, además, en el estudio de procesos de convección profunda y eventos extremos de precipitación en México (e.g., Colorado-Ruiz & Cavazos, 2021; León-Cruz et al., 2021; Olvera Lazcano, 2022; Peña Aurquia, 2020); así como en el análisis de tendencias de índices de precipitación extrema a escala diaria. Dada su gran refinamiento espacial y el proceso de control de calidad de los datos de estaciones, CHIRPS se ha usado como referencia (observaciones) en estudios comparativos para evaluar el desempeño de diferentes bases de datos de precipitación en la región (Colorado-Ruiz & Cavazos, 2021).

### 2.2.2. IMERG

El algoritmo **I**ntegrated **M**ulti-satellit**E** **R**etrievals for **G**PM (IMERG) combina información de la constelación de satélites de la misión Global Precipitation Measurement (GPM)<sup>7</sup> para estimar la precipitación cada media hora sobre una malla cuasi-global ( $\sim 60^\circ$  N-S) de  $0.1^\circ$  ( $\sim 11.1$  km) de resolución espacial (Huffman et al., 2020). Para este estudio se emplea la versión 06 de IMERG, en la cual el algoritmo fusiona las primeras estimaciones de precipitación recopiladas durante la operación del satélite TRMM (2000–2015) con estimaciones de precipitación más recientes recopiladas durante la operación del conjunto de satélites GPM (2014 – presente), lo que permite una recopilación de datos más integrada y estandarizada y un registro más extenso para estudios a largo plazo (Blumenfeld, 2015; GPM, 2022; Huffman et al., 2019).

El algoritmo IMERG está diseñado para inter-calibrar, fusionar e interpolar todas las estimaciones de precipitación disponibles, obtenidas de sensores pasivos de microondas e infrarrojos (IR) calibrados por microondas de la constelación de satélites GPM, análisis de pluviómetros, entre otras (Huffman et al., 2019); empleando los sensores a bordo del GPM Core Observatory como estándar de referencia para la calibración (Tan et al., 2019b). Se calcula tres veces para cada tiempo de observación y se realizan tres “ejecuciones”: Early (4 h después de la hora de observación), Late (14 h después de la hora de observación) y Final (3,5 meses después de la hora de observación). En un primer momento se calcula una estimación inicial de la precipitación a partir de los registros satelitales de temperatura de brillo y luego, sucesivamente, se obtienen mejores estimaciones a medida que llegan más datos. Para el producto final se realiza un análisis uniforme de los registros pluviométricos a escala mensual del GPCC<sup>8</sup> para controlar los sesgos que suelen contener las estimaciones satelitales de precipitación (Huffman et al., 2020). Esta base de datos se usa para complementar el estudio comparativo que se realiza empleando los datos CHIRPS, para el período 2001–2020.

Se han realizado varios estudios para evaluar qué tan buenos son los registros IMERG (producto Final), en sus diferentes versiones, para la caracterización de la precipitación en diversas partes del mundo (e.g., Beck et al., 2019; Benkirane et al., 2022; Manz et al., 2017; Retalis et al., 2020; Satgé et al., 2017; Tan et al., 2019a; Tang et al., 2020). IMERG ha demostrado un muy buen desempeño a escala diaria comparado con otras bases de datos satelitales y corregidas por estaciones, incluido su predecesor TMPA<sup>9</sup>; lo que sorprende ya que se emplean datos mensuales y no diarios de las estaciones pluviométricas, evidenciándose la calidad del algoritmo de recuperación

<sup>7</sup>Misión conjunta de la Administración Nacional de Aeronáutica y del Espacio (NASA, por sus siglas en inglés) y la Agencia Japonesa de Exploración Aeroespacial (JAXA, por sus siglas en inglés), para proporcionar observaciones de precipitaciones y nevadas a partir de sensores de microondas operativos y de investigación (Hou et al., 2014).

<sup>8</sup>Se emplea la versión 5 del Producto de Monitoreo del GPCC de Deutscher Wetterdienst (DWD) hasta marzo de 2018, y la versión 6 a partir de esa fecha (Huffman et al., 2020).

<sup>9</sup>TRMM Multi-satellite Precipitation Analysis (TMPA)



empleado (Beck et al., 2019). Además, se ha percibido una mejora en la discretización de los días lluviosos y no lluviosos (Satgé et al., 2017), aunque en algunas regiones se ha constatado una ligera subestimación en los acumulados de precipitación durante el período lluvioso (Retalis et al., 2020) y en la detección de eventos extremos (Benkirane et al., 2022). Por su parte, la versión 6 introduce una mejora general en el campo de la precipitación (Tan et al., 2019b). Al igual que la mayoría de las bases de datos satelitales, IMERG presenta un peor desempeño en el período seco (invierno), que en el húmedo (verano), y en regiones de orografía compleja (Beck et al., 2019; Pradhan et al., 2022; Satgé et al., 2017).

Esta base de datos se ha evaluado, además, en diversas escalas temporales sobre el territorio mexicano y ha mostrado altos valores de correlación con los registros de estaciones pluviométricas en las escalas diaria y estacional, con un desempeño más pobre a escala horaria, y una subestimación de los eventos extremos, incluidos análisis de la precipitación asociada a ciclones tropicales (Mayor et al., 2017; Rincón-Avalos et al., 2022; Yuan et al., 2021). Respecto a su relación con la orografía, IMERG tiende a mejorar la detección de precipitaciones y a disminuir los errores de magnitud sobre las regiones más elevadas de México (Mayor et al., 2017); aunque, como se observó en estudios globales, presenta dificultades en regiones de orografía compleja (Rincón-Avalos et al., 2022). Los datos IMERG se han empleado también para la modelación hidrológica basada en imágenes satelitales y han mostrado buenos resultados (Espinosa-López et al., 2020).

### 2.2.3. ERA5

En general, los reanálisis proporcionan registros multivariados, espacialmente completos y coherentes de la circulación atmosférica y oceánica global (Morales-Velázquez et al., 2021). Dentro del Servicio de Cambio Climático de Copernicus (Copernicus Climate Change Service, C3S), el Centro Europeo de Previsiones Meteorológicas a Medio Plazo (European Centre for Medium-range Weather Forecast, ECMWF) produce la base de datos de reanálisis ERA5 (ECMWF Re-Analysis, quinta generación); que incorpora un registro detallado de la atmósfera global, la superficie terrestre y las ondas oceánicas desde 1950 hasta la actualidad, con una resolución horizontal de  $0.25^\circ$  ( $\sim 31$  km) para la atmósfera, salida de datos horarios y una estimación de la incertidumbre cada 3 horas con una resolución de  $0.5^\circ$  (Hersbach et al., 2020, 2018). Se trata de un producto operativo que se actualiza diariamente con una latencia de unos 5 días, disponibilidad que, en combinación con un registro climático largo y consistente, hace de esta base de datos una herramienta de gran utilidad en la realización de estudios meteorológicos y climatológicos (Hersbach et al., 2018).

ERA5 se basa en el Sistema de Pronóstico Integrado (IFS, por sus siglas en inglés), ciclo 41r2 (Cy41r2), que estuvo operativo en 2016; beneficiándose de una década de desarrollos en física de modelos, dinámica y asimilación de datos, incluyendo una nueva metodología basada en el método

de conjunto o ensamble<sup>10</sup> (Hersbach et al., 2020). El reanálisis combina salidas del modelo con observaciones de todo el mundo (terrestres, datos de satélite, radar, aeronaves, radiosondeos) en una base de datos consistente y de cobertura global empleando un sistema híbrido variacional de 4 dimensiones de asimilación de datos (4D-Var<sup>10</sup>, por sus siglas en inglés) y un esquema variacional de corrección de sesgo (Bell et al., 2021; Hersbach et al., 2020).

Definir qué tan bueno es el desempeño de los datos de reanálisis, debido a su resolución espacial, depende mucho de la región que se quiera analizar y qué tan bien capte las particularidades de cada zona (urbanización, orografía, etc.), sobre todo al analizar el campo de precipitación (Lavers et al., 2022; Tarek et al., 2020). Aunque los datos de precipitación de ERA5 se usan ampliamente como un indicador para el monitoreo hidrológico, se recomienda su uso principalmente para el monitoreo de precipitaciones extratropicales y, al contrario de las bases de datos satelitales analizadas anteriormente, generalmente tiene un mejor desempeño durante el invierno (Beck et al., 2019; Lavers et al., 2022), presentando los mayores sesgos en las regiones tropicales y de clima más húmedo (Jiang et al., 2021; Lavers et al., 2022). En México, los datos de precipitación de ERA5 han sido evaluados en la región sur y han mostrado un buen desempeño a escalas diaria y anual y en la representación de la distribución climatológica de la precipitación sobre tierra (García-Franco et al., 2022; Morales-Velázquez et al., 2021), aunque tiende a subestimar (sobrestimar) los eventos de precipitación intensa (débil) (Morales-Velázquez et al., 2021). Al analizar todo el territorio mexicano, ERA5 presenta valores bajos de correlación con datos de estaciones, sobre todo en las zonas de mayor altitud (Rincón-Avalos et al., 2022).

Aunque los resultados del estudio del campo de precipitaciones y eventos extremos obtenidos de los datos de reanálisis se anexan al final de este trabajo, esta base de datos se emplea principalmente como fuente complementaria de información a escala sinóptica para los análisis de flujos de humedad que se realizan; así como en el cálculo de compuestos y anomalías de variables como la humedad específica, velocidad y dirección del viento, cantidad de agua precipitable y divergencia a diferentes niveles de la atmósfera, en aras de identificar las características meteorológicas presentes durante cada fase de la MJO.

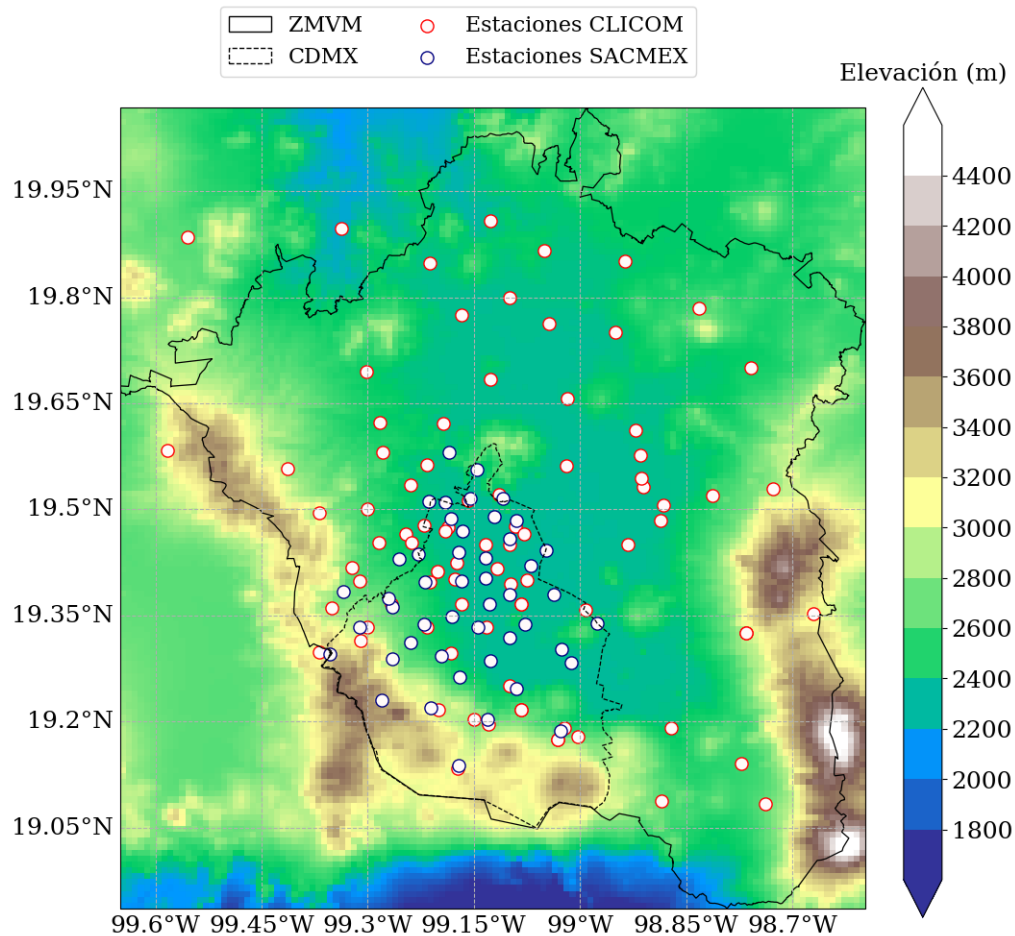
---

<sup>10</sup>Conjunto de 10 miembros con una resolución horizontal reducida, denominado Ensemble of Data Assimilations (EDA), que proporciona estimaciones de error para el sistema de asimilación de datos 4D-Var determinista de alta resolución (HRES) y como subproducto proporciona una estimación de la incertidumbre aleatoria relativa (Hersbach et al., 2018).

<sup>10</sup>Técnica de asimilación de datos variacional de 4 dimensiones que busca un conjunto óptimo de parámetros del modelo que minimiza las discrepancias entre el pronóstico numérico y las observaciones, logrando un ajuste óptimo de la solución numérica con las observaciones durante un período de asimilación (Rihan et al., 2005)

### 2.2.4. Estaciones

Con el objetivo de tributar a una mayor disponibilidad de datos para estudios hidrometeorológicos en la ZMVM, López-Espinoza et al. (2022) construyeron una base de datos de acumulados diarios de precipitación, empleando registros de 136 estaciones en los meses junio–octubre del período 1930–2015 (Figura 2.1). Para su construcción, se emplearon estaciones que tuvieran al menos 20 años de datos y se realizó un control de calidad a los datos para verificar la consistencia de los registros diarios de precipitación (López-Espinoza et al., 2022). Esta base de datos se emplea para evaluar el desempeño de los datos satelitales y de reanálisis.



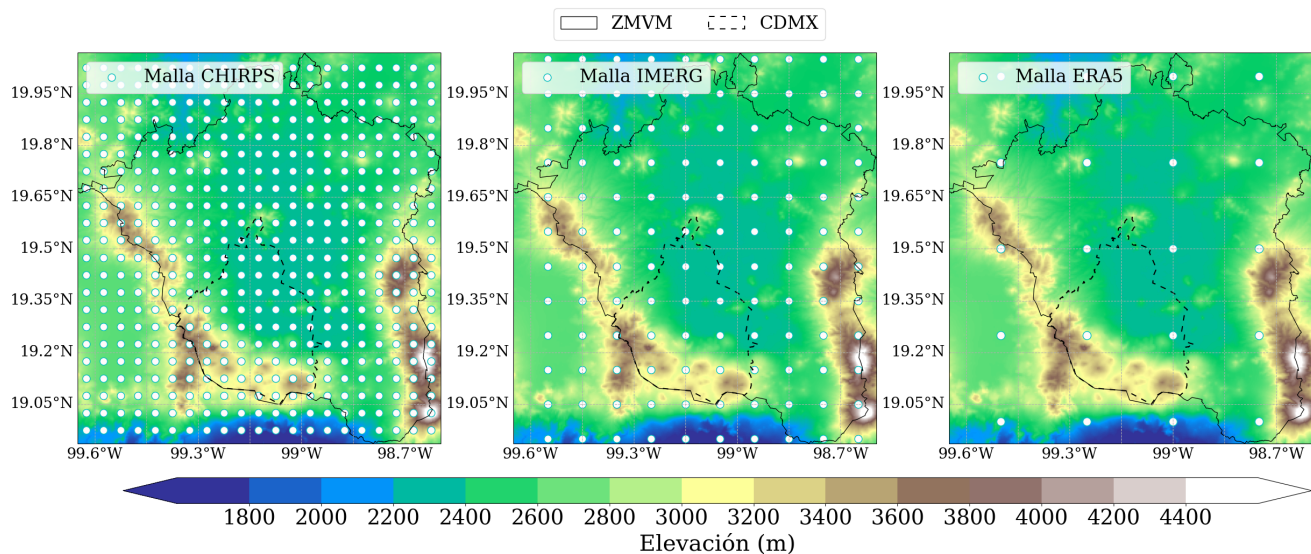
**Figura 2.1:** Distribución geográfica de las 136 estaciones empleadas en la base de datos de López-Espinoza et al. (2022).

Del total de estaciones, 89 corresponden al proyecto CLImate COMputing (CLICOM) dirigido por el Servicio Meteorológico Nacional, con registros comprendidos entre 1930–2015. Las restantes 47 estaciones corresponden a la red pluviométrica del Sistema de Aguas de la Ciudad de México (SACMEX), cuyos reportes comprenden el período 1988–2015. En ambos casos, los registros de precipitación corresponden a los acumulados en 24 horas, cubriendo desde las 8:00 a.m. a las 8:00 a.m. del siguiente día en las estaciones CLICOM, y de 6:00 a.m. a 6:00 a.m. en las SACMEX

(López-Espinoza et al., 2022).

### 2.3. Definición de eventos extremos de precipitación y dominio de estudio

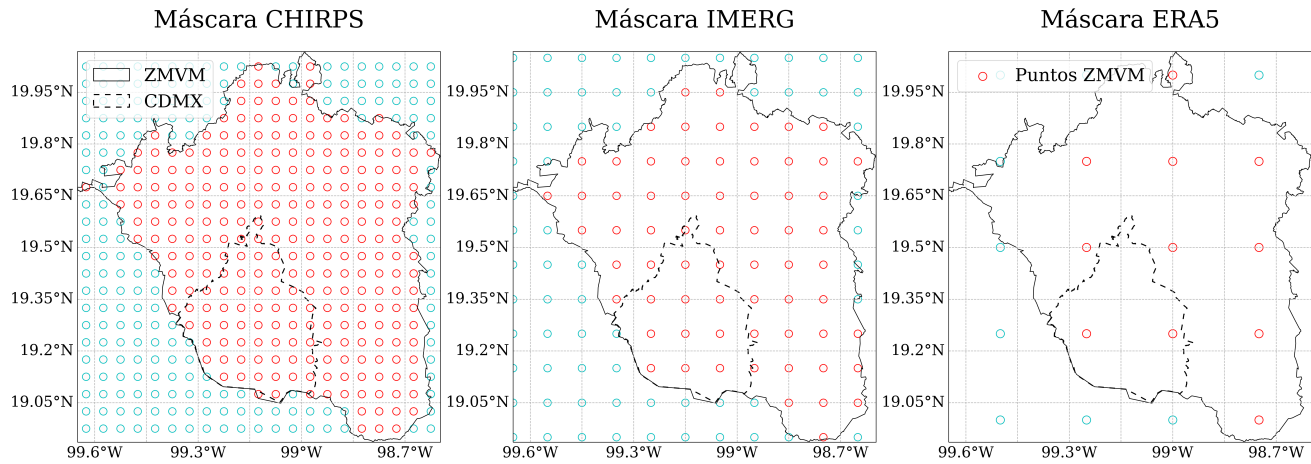
Como se mencionó anteriormente, para definir un evento extremo según su intensidad, el criterio de selección del umbral es fundamental y está estrechamente relacionado con su probabilidad de ocurrencia (Beniston & Stephenson, 2004). Un evento extremo puede definirse dentro de los valores más grandes o más pequeños de una distribución de datos (cola de la distribución), asociados a una baja probabilidad de ocurrencia. Dividiendo la distribución en percentiles, se puede considerar, por ejemplo, que los valores de precipitación por encima de un cierto umbral tienen solo un 5% o un 1% de probabilidad de ocurrir. En el presente estudio, el criterio para definir un evento de precipitación extrema es que los acumulados diarios de precipitación sean iguales o superiores al percentil 95 (P95), correspondiente al área de probabilidad del 5% en el extremo derecho de la función empírica de densidad de probabilidad (PDF, por sus siglas en inglés) (Wilks, 2019). En las regiones donde es común que ocurran mayores acumulados de precipitación se obtendrán mayores valores de umbral que en las regiones donde la precipitación es relativamente débil. Los resultados para una metodología más restrictiva de selección del umbral empleando el percentil 99 (área de probabilidad del 1% en el extremo derecho de la PDF) se incluyen en el Anexo B.



**Figura 2.2:** Dominio de estudio y puntos de malla correspondientes a cada base de datos.

Para el análisis de los eventos extremos de precipitación se definió como dominio de estudio la región comprendida entre los  $18,9^\circ$  y  $20,07^\circ$  de latitud norte y los  $98,6^\circ$  y  $99,6^\circ$  de longitud oeste (Figura 2.2). Con el objetivo de centrar el análisis en la ZMVM se aplicó una máscara (Figura

2.3) a los registros obtenidos de cada base de datos, lo que reduce el número de puntos a tener en cuenta dentro de la muestra de datos de interés. Los análisis estadísticos que se presentan en este estudio se realizaron con los puntos de malla ubicados dentro de la ZMVM.



**Figura 2.3:** Máscara aplicada y puntos de malla correspondientes a la ZMVM en cada base de datos.

## 2.4. Índice multivariado en tiempo real de la MJO (RMM)

Para caracterizar los eventos MJO se emplearon los datos del índice RMM (Wheeler & Hendon, 2004) disponibles en el sitio oficial del Centro de Investigación del Servicio Meteorológico Australiano (<http://www.bom.gov.au/climate/mjo/>). La información disponible incluye los valores diarios de las dos EOF principales (RMM1 y RMM2), así como la fase y la amplitud de los eventos MJO desde 1974 hasta la actualidad. En la presente investigación se emplean los datos de amplitud para caracterizar los eventos MJO como activos (amplitud mayor o igual a 1) o inactivos (amplitud menor que 1). Las fechas identificadas con eventos activos de la oscilación se agrupan de la fase 1 a la 8 según la posición del centro convectivo principal (Figura 1.4).

Luego de definirse las fechas de ocurrencia de eventos extremos para cada base de datos, estas se cotejaron con las correspondientes a eventos activos o inactivos de la oscilación según la información obtenida del índice RMM y, posteriormente, las asociadas a eventos activos se agruparon por fases. Las distribuciones obtenidas se emplearon para comparar y cuantificar la influencia de la oscilación en la frecuencia e intensidad de los eventos extremos. En las bases de datos satelitales, este análisis se realizó contemplando solo los puntos de malla contenidos dentro de la ZMVM (Figura 2.3).

Con el objetivo de analizar si las distribuciones son iguales o si las diferencias entre ellas son estadísticamente significativas, se empleó la prueba de hipótesis de Kolmogorov–Smirnov (K–S)

(Berger & Zhou, 2014). Se definió como hipótesis nula que las dos distribuciones son idénticas:  $F(x)=G(x)$ , para todo  $x$ ; y como alternativa, que estas no son iguales. Se define como estadístico de prueba la máxima diferencia absoluta entre las funciones de distribución empírica de las muestras; si este es grande, esto puede tomarse como evidencia en contra de la hipótesis nula y a favor de la alternativa. Se define el valor  $P$  como la probabilidad de aceptar la hipótesis nula siendo cierta; por tanto, mientras más pequeño sea su valor, más significativas serán las diferencias entre las muestras (Hodges, 1958; Virtanen et al., 2020).

## 2.5. Modelo dinámico de reciclaje

Para complementar los análisis estadísticos, se empleó el Modelo Dinámico de Reciclaje (DRM, por sus siglas en inglés). Se trata de un modelo analítico de reciclaje de precipitaciones derivado de la ecuación de conservación del vapor de agua atmosférico (Ecuación 2.1), en la que se desprecia la difusión molecular y se considera toda la columna atmosférica como una sola capa desde la superficie hasta el tope de la atmósfera (Dominguez et al., 2006).

$$\frac{\partial(\omega)}{\partial t} + \frac{\partial(\omega u)}{\partial x} + \frac{\partial(\omega v)}{\partial y} = E - P \quad (2.1)$$

Definiendo:

$$\begin{aligned} \omega &= \int_0^{p_0} q \left( \frac{dp}{g} \right) \\ u &= \left( \frac{1}{\omega} \right) \int_0^{p_0} q \hat{u} \left( \frac{dp}{g} \right) \\ v &= \left( \frac{1}{\omega} \right) \int_0^{p_0} q \hat{v} \left( \frac{dp}{g} \right) \end{aligned} \quad (2.2)$$

Donde  $\omega$  es la cantidad de vapor de agua contenido en la columna atmosférica (agua precipitable),  $E$  representa la evaporación;  $P$ , la precipitación;  $q$ , la humedad específica;  $p$ , la presión y  $g$ , la aceleración de la gravedad. En la Ecuación 2.1,  $u$  y  $v$  son las componentes de la velocidad del viento integradas verticalmente y ponderadas por la humedad; mientras que en las ecuaciones 2.3,  $\hat{u}$  y  $\hat{v}$  representan las componentes horizontales de la velocidad del viento. Según Dominguez et al. (2006), considerando solo la componente reciclada de la Ecuación 2.1, una atmósfera bien mezclada y definiendo la razón de reciclaje como  $\rho = \omega_m/\omega = P_m/P$ <sup>11</sup>; el modelo DRM se define,

<sup>11</sup>El subíndice  $m$  se emplea para identificar la componente reciclada de cada variable

en términos del diferencial total, como:

$$\frac{d\rho}{dt} = \frac{E(1 - \rho)}{\omega} \quad (2.3)$$

Este modelo se emplea para explorar la variabilidad espacial y temporal de la razón de reciclaje, y determinar la proporción de agua precipitable contenida en una determinada región que es de origen reciclado o advectivo (Dominguez et al., 2006; Hoyos et al., 2018). Con el objetivo de cuantificar las contribuciones relativas de diferentes regiones fuente a la humedad atmosférica sobre una región dada, se emplea el método descrito por Martinez & Dominguez (2014), que proporciona una estimación de la fracción de humedad en cada celda de la malla que se originó como evaporación en algún lugar de cada una de las regiones fuente que se definen durante la inicialización del DRM.

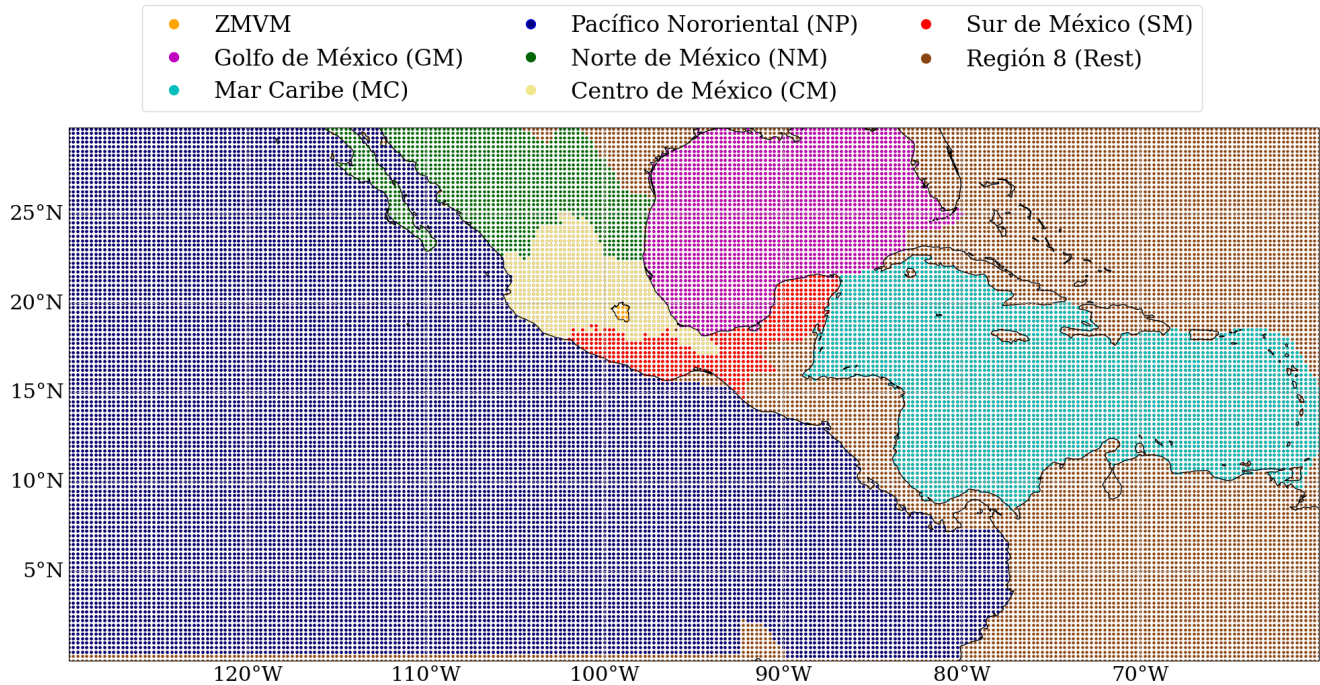
Para inicializar el modelo se emplean los campos derivados del reanálisis:

- contenido total de vapor de agua en la columna atmosférica o cantidad de agua precipitable ( $\text{kg}/\text{m}^2$ );
- precipitación total (mm);
- evapotranspiración (mm);
- integral vertical del flujo zonal de vapor de agua ( $\text{kg}/\text{ms}$ );
- integral vertical del flujo meridional de vapor de agua ( $\text{kg}/\text{ms}$ ).

Se realizaron corridas para el período de 1981–2021, para los meses de junio a octubre, y se calcularon los aportes relativos a la humedad atmosférica observada en la ZMVM de diferentes regiones fuente (Figura 2.4). Siendo el agua evaporada de los océanos una fuente fundamental de humedad para la precipitación continental (Gimeno et al., 2012, 2019), como parte de las regiones se seleccionaron primeramente las cuencas oceánicas adyacentes a México, separando las regiones del mar Caribe y el golfo de México que han mostrado diferencias en análisis anteriores (Perdigón-Morales et al., 2021). Con el objetivo de ganar en precisión sobre tierra, el territorio mexicano se dividió en 3 regiones: norte, centro y sur de México. Adicionalmente, se incluye la ZMVM como séptima región fuente, en aras de estudiar qué parte de la cantidad de agua precipitable es reciclada.

Basados en las componentes ponderadas por la humedad del viento, se estimaron las trayectorias hacia atrás de la humedad advectada en la ZMVM, por un máximo de 15 días o hasta que las trayectorias salieran del dominio de estudio. Una vez definidos los aportes diarios de cada región, con el objetivo de estudiar las contribuciones a la humedad atmosférica de la ZMVM bajo la influencia de la oscilación intraestacional, se analizaron estos aportes separando los días correspondientes a cada fase de la MJO según los registros del índice RMM.





**Figura 2.4:** *Regiones fuente definidas en el modelo DRM.*

## 2.6. Compuestos, anomalías y variables filtradas

En aras de analizar las condiciones sinópticas características de cada fase de la MJO, se calcularon los compuestos de diferentes variables meteorológicas obtenidas de la base de datos ERA5 y sus anomalías, para el período 1981–2021. Se definen como compuestos los campos promedio de cada variable durante el período analizado, para los días correspondientes a cada una de las fases definidas según el índice RMM. Además, se agregó una Fase 0 para identificar los días con eventos de MJO débiles, o días en que la MJO se considera inactiva (amplitud del índice RMM menor que 1). Por su parte, se define como anomalía de los campos meteorológicos analizados a la diferencia entre los registros diarios en cada punto de malla con respecto a la media climatológica calculada para todo el período de estudio (Kaper & Engler, 2013).

Adicionalmente, se aplicó la técnica de filtrado de ondas Wheeler–Kiladis a los campos meteorológicos analizados (Wheeler & Kiladis, 1999). Partiendo de la teoría de ondas propuesta por Matsuno (1966), de las soluciones del sistema de ecuaciones de aguas someras se obtiene una relación entre la frecuencia, el número de onda zonal y la relación de dispersión horizontal de las ondas. La Transformada de Fourier se emplea para extraer frecuencias específicas de la serie temporal y visualizarlas como ondas sinusoidales a través del análisis espectral (Kaper & Engler, 2013); para luego aplicar el filtro pasa-banda de Lanczos, que define los umbrales de alta y baja frecuencias de 20 a 100 días y, por lo tanto, puede extraer la información de la escala intraestacional.



# Capítulo 3

## Resultados y Discusión

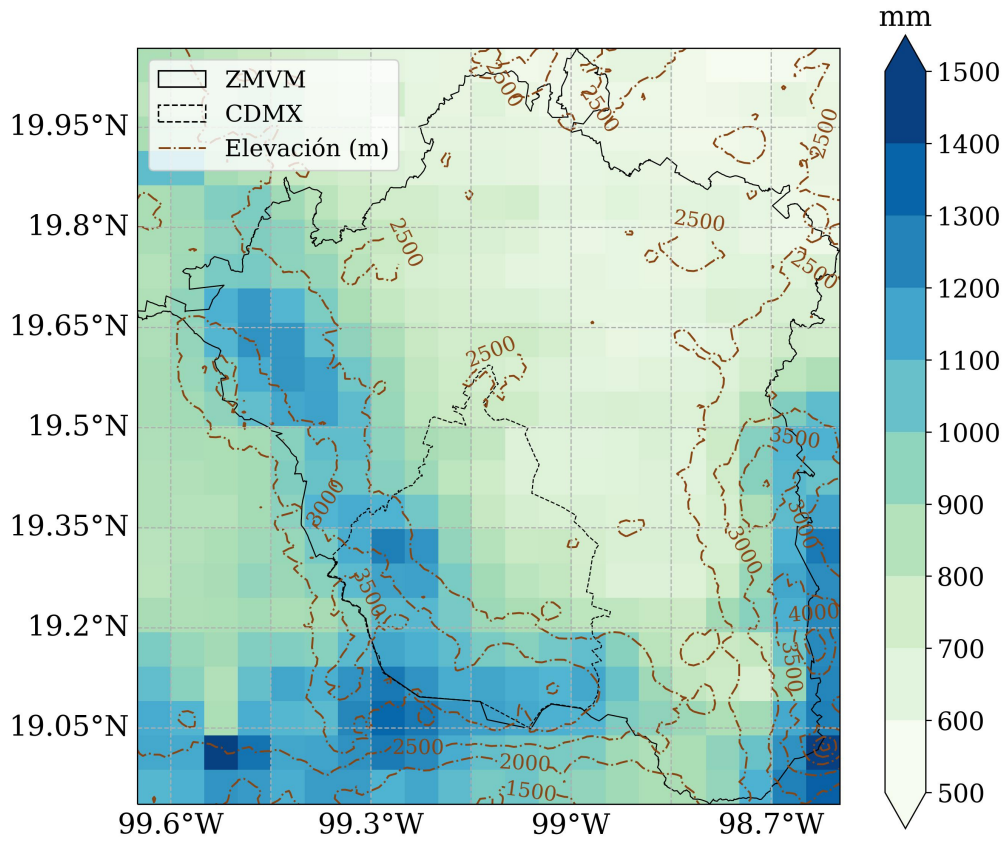
### 3.1. Análisis de datos de precipitación en ZMVM

Empleando los registros diarios de precipitación extraídos de las bases de datos antes mencionadas, se realizó una primera caracterización de esta variable en el dominio de estudio. La evaluación realizada para los datos de precipitación derivados de la base de datos ERA5 se presenta en el Anexo A.

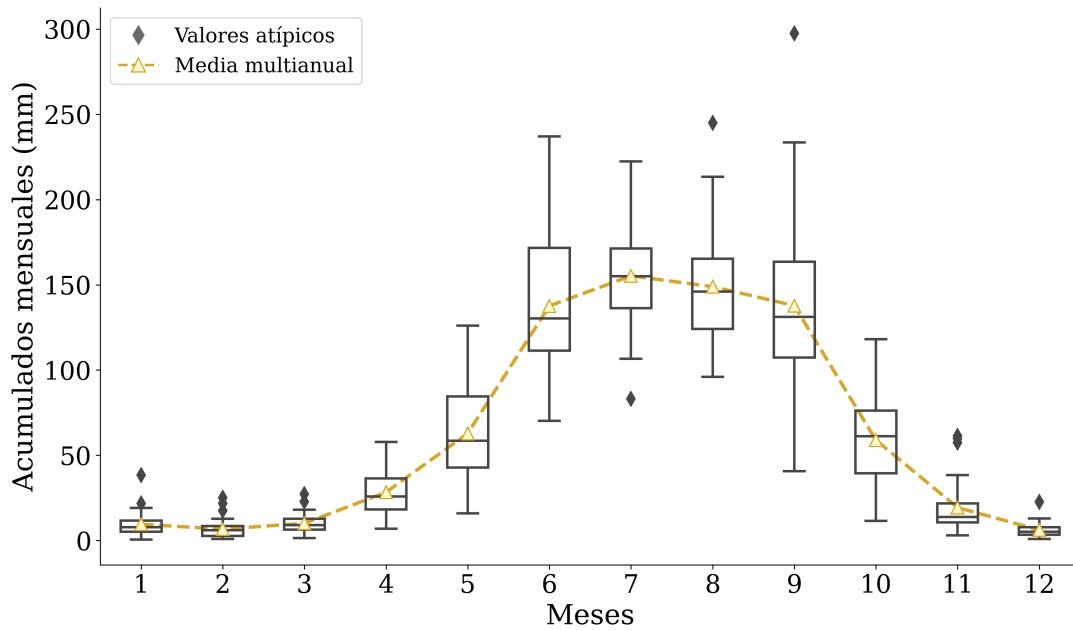
#### 3.1.1. CHIRPS

La Figura 3.1 muestra el acumulado anual medio multianual de precipitación para cada punto de malla, calculado para el período 1981–2021, en todo el dominio de estudio. Como se observó en estudios anteriores, existe una estrecha relación entre la topografía y la precipitación, siendo la componente asociada al forzamiento orográfico una importante contribución a los acumulados anuales obtenidos a partir de esta base de datos. Los registros más elevados se observan a barlovento de las regiones montañosas, con acumulados entre 900 y 1350 mm. La parte centro y norte, zonas más bajas, presenta acumulados en el rango de 450 – 750 mm.

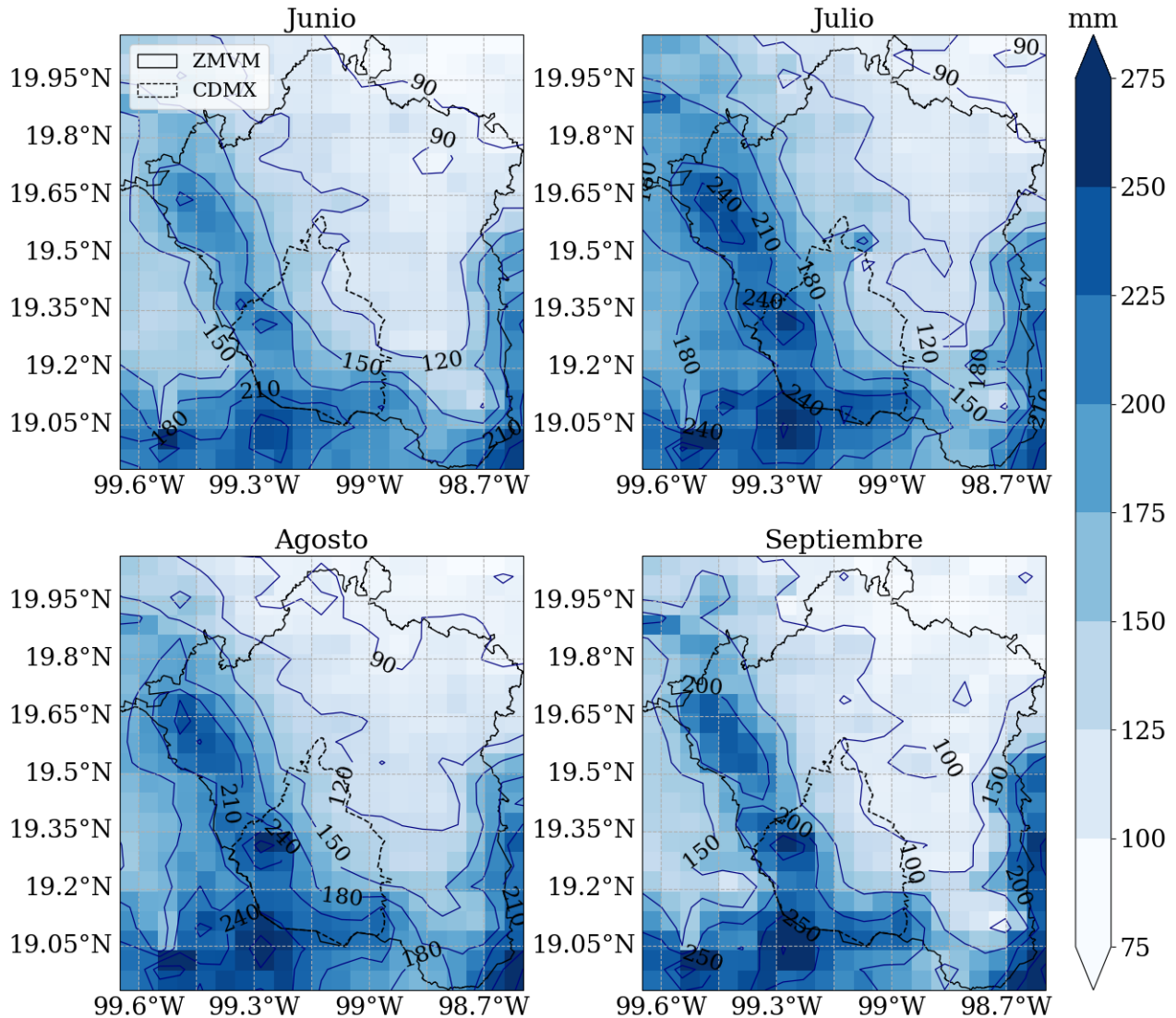
Haciendo un análisis de la estacionalidad de la precipitación dentro de la ZMVM, el ciclo anual en el período de estudio (Figura 3.2) muestra las dos estaciones características de la región. Una estación húmeda en la que se registran los mayores acumulados durante el año, entre los meses de mayo a octubre; y una estación seca correspondiente al período noviembre–abril. La MSD no se observa para los datos analizados, lo que es consistente con estudios anteriores que caracterizan este fenómeno como intermitente y de muy poca intensidad para la región donde se localiza el dominio de estudio (Perdigón-Morales et al., 2018).



**Figura 3.1:** Patrón espacial del acumulado de precipitación a escala anual obtenido de CHIRPS, promediado en el período 1981–2021, para el dominio de estudio.



**Figura 3.2:** Ciclo anual de los acumulados de precipitación obtenidos de CHIRPS, para el período 1981–2021, en los puntos correspondientes a la ZMVM.



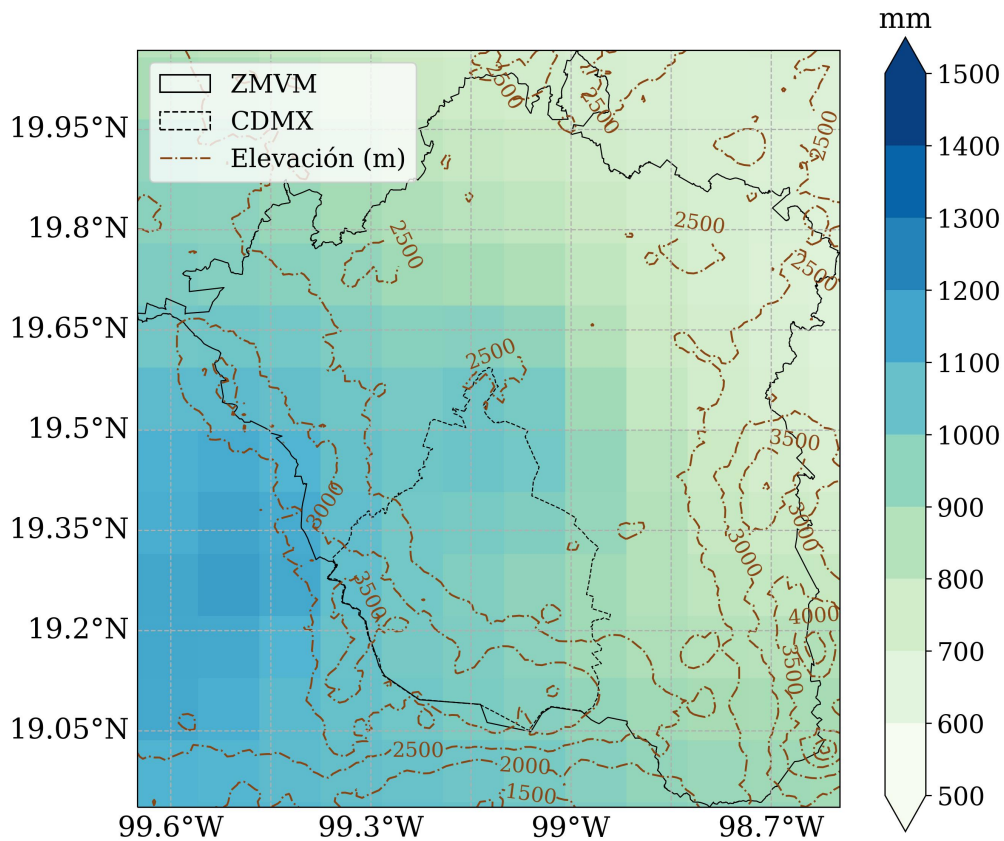
**Figura 3.3:** Patrón espacial del acumulado mensual medio multianual (1981–2021), durante los meses de verano, para el dominio de estudio (CHIRPS).

Durante la temporada húmeda, particularmente en los meses de verano (junio–septiembre), se registran los valores más elevados de precipitación en todo el dominio (Figura 3.3), con los máximos acumulados en el mes de julio y mostrando un patrón espacial similar al observado a escala anual (Figura 3.1), influenciado por el relieve.

Para los puntos de malla ubicados dentro de la ZMVM los mayores acumulados de precipitación a escalas anual y mensual se observan en la región oeste y sur (Figuras 3.1 y 3.3), donde la ocurrencia de precipitación y el desarrollo de convección profunda se han asociado a la interacción de los vientos alisios con los sistemas montañosos característicos de esa zona, sobre todo en los meses de verano (Magaña et al., 2003; Novo & Raga, 2013).

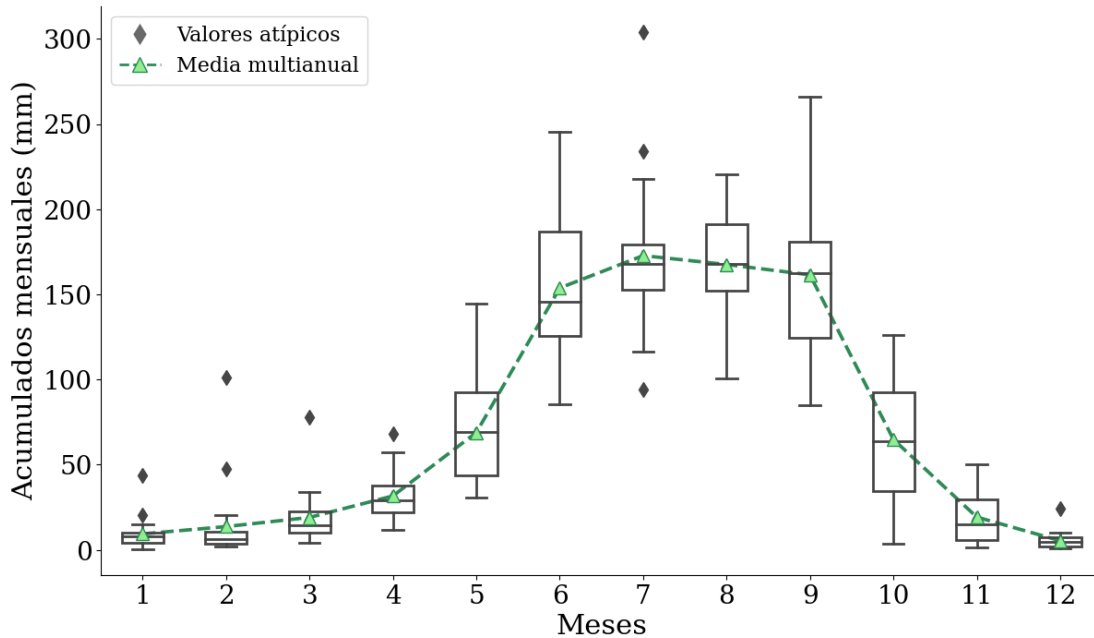
### 3.1.2. IMERG

A partir de los registros derivados de la base de datos IMERG, la Figura 3.4 muestra el acumulado anual de precipitación promedio para el período 2001–2020, calculado en cada punto del dominio de estudio. El patrón que se obtiene se caracteriza por presentar un marcado gradiente este–oeste, cuyo vector está orientado en la dirección suroeste–noroeste, con los mayores acumulados en las regiones sur y central de la mitad occidental de la malla y la región más seca ubicada en la parte nororiental. La relación de la orografía con la precipitación no es tan evidente, sobre todo en la parte sudeste del dominio, donde los acumulados se quedan por debajo de los observados en estudios anteriores.



**Figura 3.4:** Patrón espacial de los acumulados de precipitación a escala anual obtenidos de IMERG, promediados en el período 2001–2020, para el dominio de estudio.

En general, los acumulados con IMERG subestiman los observados con CHIRPS en las zonas más húmedas y los sobreestiman en las regiones más secas del dominio, tanto a escala anual como mensual (Figura 3.6); donde también se observa el gradiente SW–NE que se caracteriza por un patrón espacial más suavizado y sin la marcada influencia del relieve que se evidencia con los datos CHIRPS. Sin embargo, reproduce bien la estacionalidad observada en la base de datos analizada anteriormente (Figura 3.5), con los mayores acumulados mensuales de precipitación en julio y agosto, siendo ligeramente superiores en el mes de julio.

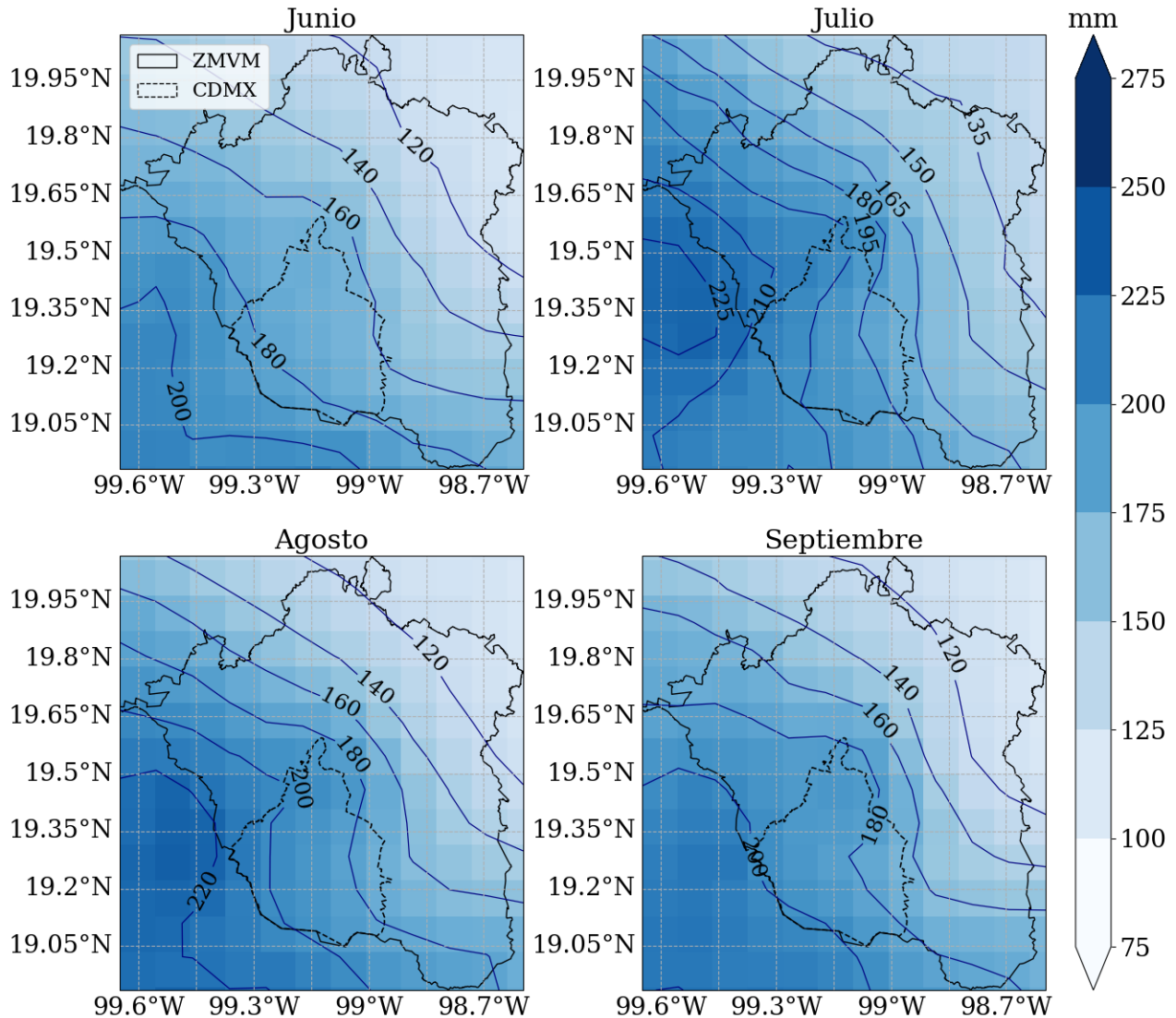


**Figura 3.5:** *Ciclo anual de los acumulados de precipitación obtenidos de IMERG, para el período 2001–2020, en los puntos correspondientes a las ZMVM.*

### 3.1.3. Verificación con estaciones

Para evaluar el desempeño de las bases de datos satelitales en la caracterización de la precipitación en el dominio de estudio, se emplearon los datos de las estaciones CLICOM y SACMEX registrados en los períodos 1981–2015 y 1988–2015 respectivamente. Los registros obtenidos de las estaciones SACMEX, con menos del 10 % de datos faltantes para todo el período de estudio, permiten una caracterización del área correspondiente a la Ciudad de México. Por su parte, las estaciones CLICOM permiten una mayor cobertura espacial dentro del valle, pero se caracterizan por un porcentaje alto de días sin registros, fundamentalmente a partir de 1990, con valores que pueden oscilar entre el 31 % y 80 % de días faltantes para la mitad de las estaciones incluidas en la base de datos. De la forma en que está concebida la base de datos, los registros CLICOM son más abundantes en el período 1950–1990 que en el período que se analiza en el presente estudio, por lo que es importante tener en cuenta los faltantes de datos en los análisis que se realizan.

Analizando los registros de estaciones para los meses en que no hubo faltantes, se obtiene un perfil del ciclo anual similar al obtenido mediante los datos CHIRPS e IMERG (Figura 3.7). Según el comportamiento promedio, los máximos acumulados se registran en los meses de julio y agosto, siendo ligeramente superiores en julio, tanto para las estaciones CLICOM como en las SACMEX (Figura 3.7, a y b). En ambos casos, al igual que al emplear los datos satelitales, la canícula no se evidencia.



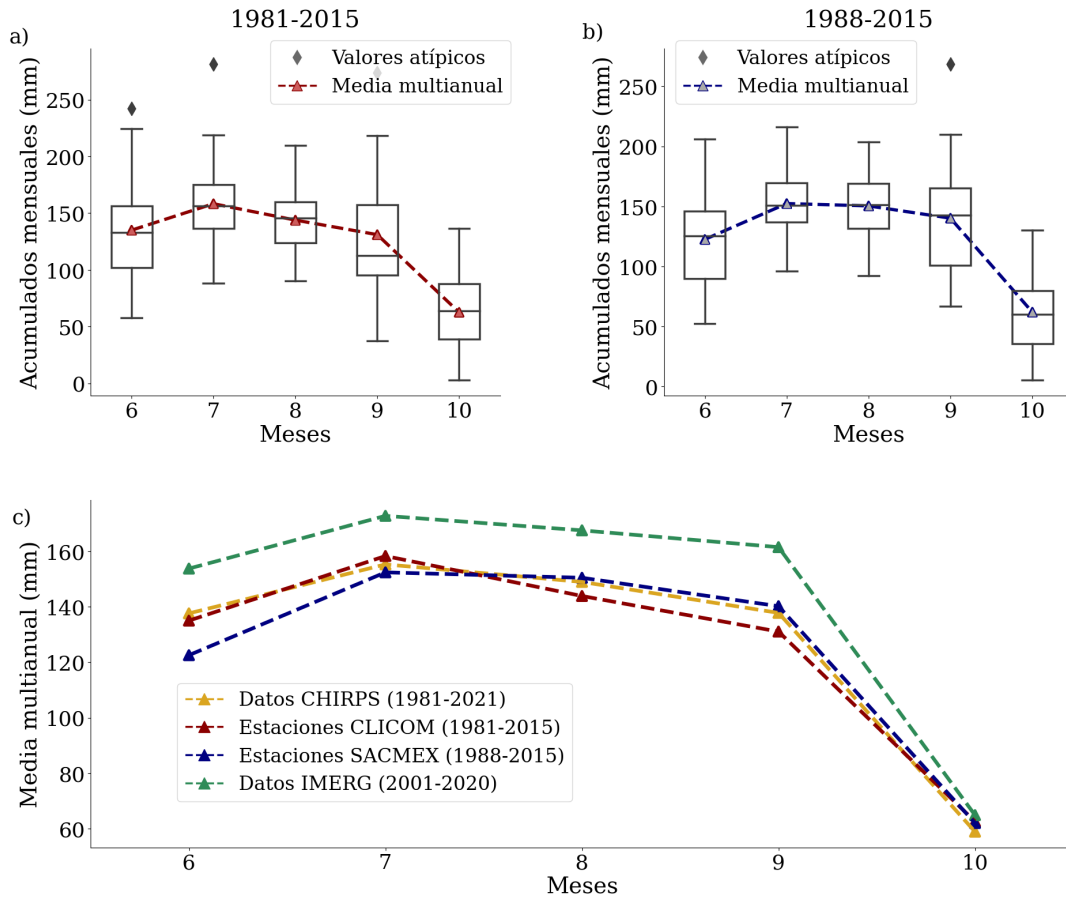
**Figura 3.6:** Patrón espacial del acumulado mensual medio multianual (2001–2020), durante los meses de verano, para los datos IMERG.

En general, ambas bases de datos satelitales reproducen bien la estacionalidad de los datos obtenidos de las observaciones. Por su parte, las estaciones SACMEX registraron los acumulados más bajos de las tres bases de datos analizadas en los meses de junio y julio, mientras los registros CLICOM son los más bajos para los meses de agosto y septiembre.

En la Figura 3.7c, se observa que la media multianual de los acumulados mensuales obtenida de fuentes satelitales tiende a sobreestimar los acumulados registrados en las estaciones; mientras IMERG registra los acumulados mensuales más elevados para todo el período, CHIRPS sobreestima los registros más bajos de SACMEX en los meses de junio y julio y los de CLICOM en agosto y septiembre. La base de datos IMERG tiende a sobreestimar considerablemente los acumulados de precipitación en las zonas más secas de la ZMVM y, por tanto, se obtiene una media mensual

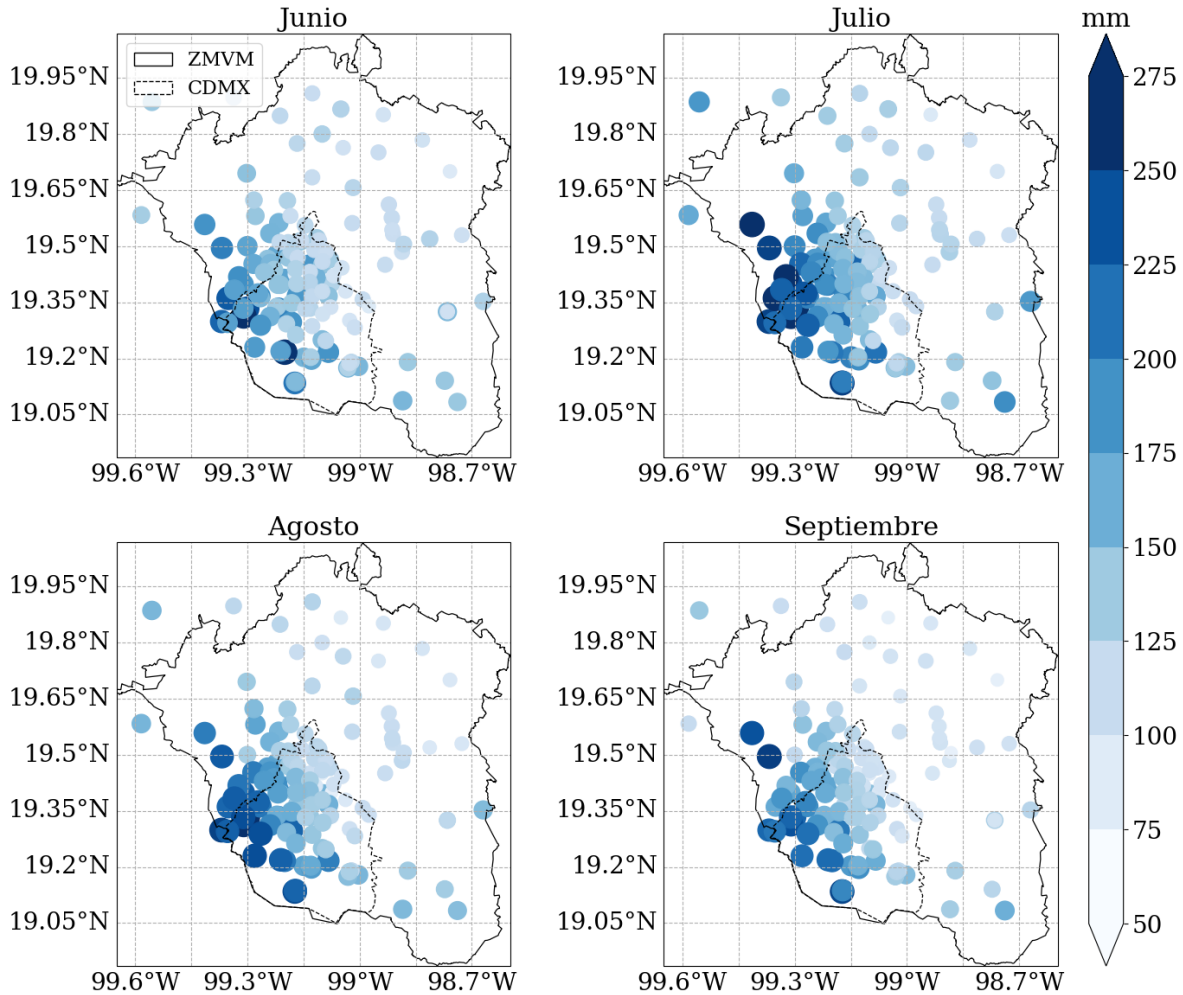


multianual superior al resto de las bases de datos. Por su parte, CHIRPS, aunque tiende a subestimar ligeramente en las regiones más secas, reproduce bastante bien el ciclo anual obtenido a partir de los registros de estaciones.



**Figura 3.7:** Ciclo anual de los acumulados de precipitación según registros de a) estaciones CLICOM y b) estaciones SACMEX. c) Acumulados mensuales promediados en el período correspondiente a cada base de datos.

El patrón espacial derivado de los acumulados mensuales de precipitación, promediados sobre todo el período de registros de estaciones, se muestra en la Figura 3.8. Con los mayores acumulados en los puntos más elevados de la ZMVM, y las zonas más secas en la parte central y norte del dominio, los regímenes de precipitación que se observan se asemejan a los derivados de la base de datos CHIRPS (Figura 3.3), tanto cuantitativa como cualitativamente. Sin embargo, en la región montañosa del sudeste de la ZMVM, donde se registran acumulados elevados en CHIRPS, no hay suficientes observaciones debido a la ausencia de estaciones. Por su parte, el patrón observado con IMERG no reproduce bien el obtenido mediante los datos de estaciones.



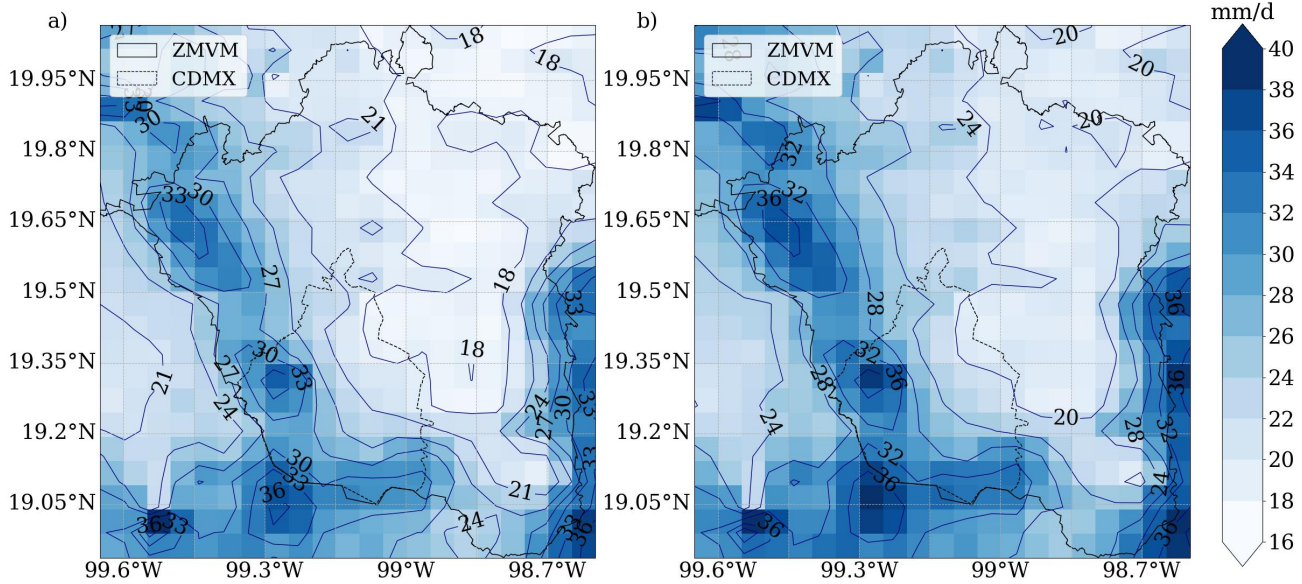
**Figura 3.8:** *Acumulado mensual medio multianual (1981–2015) obtenido de la base de datos de estaciones. Se incluyen los acumulados obtenidos en ambas estaciones CLICOM y SACMEX.*

## 3.2. Eventos extremos de precipitación

Aplicando la metodología explicada en el capítulo anterior, se estimó el percentil 95 (P95) de las series temporales correspondientes a cada base de datos, en cada punto del dominio de estudio. Para este análisis se filtraron los datos de cada serie y se consideran solamente los días en que se reportaron acumulados de precipitación, de ahora en adelante definidos como días húmedos, para construir la PDF.

A partir de las series temporales de días húmedos, el patrón espacial del P95 obtenido para los datos CHIRPS se muestra en la Figura 3.9. Siendo coherente con lo observado en el análisis de la precipitación del epígrafe anterior, los valores más elevados del P95 se observan en el límite oeste, sur y sudeste del dominio, donde se reportaron los mayores acumulados de precipitación y donde se ubican las zonas de mayor elevación de la región; evidenciándose la necesidad de considerar el efecto de la topografía en el estudio y caracterización de eventos extremos.





**Figura 3.9:** Distribución espacial del P95 correspondiente a los acumulados diarios de precipitación obtenidos de CHIRPS en cada punto de la malla para todo el período 1981–2021, considerando a) todos los meses y b) el período junio–octubre.

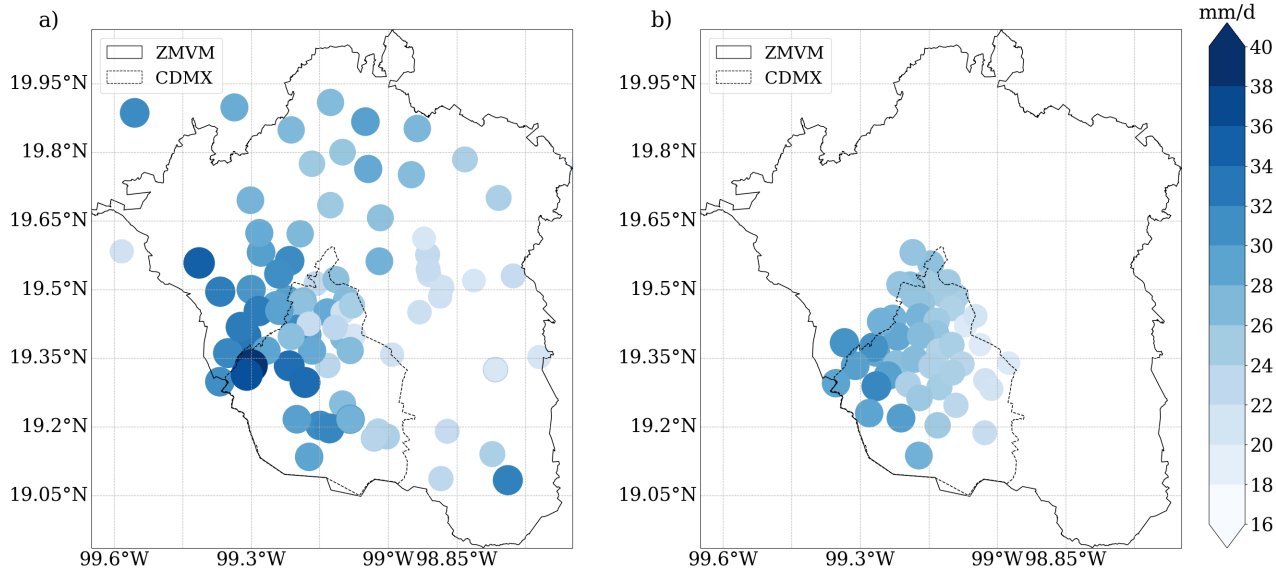
Las zonas centro y norte del dominio de estudio, donde se observan los umbrales más bajos entre 21 y 18 mm/día (Figura 3.9a), son además las más densamente pobladas de la región y donde más impacto socioeconómico tiene la ocurrencia de eventos extremos de precipitación. De ahí la necesidad de fomentar estudios de vulnerabilidad y riesgo en los que se tome en cuenta un patrón espacial más detallado como el observado en la Figura 3.9, complementado con el análisis de la infraestructura hidráulica propia de cada zona.

Para evaluar los resultados obtenidos con esta metodología en CHIRPS, y siendo consecuentes con la disponibilidad de datos de estaciones, se estimó el P95 considerando las distribuciones de días húmedos registrados entre los meses de junio–octubre (Figura 3.9b). Siendo estos meses los de mayores acumulados de precipitación, y al eliminar de las series de datos los valores más bajos reportados en la estación seca, los valores del P95 son ligeramente superiores a los observados al considerar todos los meses del año, con un incremento que oscila entre 1–3 mm.

El P95 de las distribuciones de días húmedos obtenidas en cada estación se muestran en la Figura 3.10. De forma general, la distribución espacial se caracteriza por presentar valores del umbral más altos en las estaciones localizadas en zonas más elevadas, y valores más bajos en el centro y norte de la región de estudio.

Las estaciones CLICOM, al cubrir un área mayor, permiten una caracterización más completa del dominio de estudio; aunque, como se mencionó anteriormente, las series temporales obtenidas

están influenciadas cuantitativamente por un mayor número de datos faltantes a partir de la década de los 90. Estos registros faltantes influyen en las diferencias que se observan en los valores de umbrales obtenidos para las estaciones CLICOM y SACMEX ubicadas dentro de la Ciudad de México (CDMX), ya que los acumulados registrados a partir de 1990 tienden a ser más bajos que los reportados anteriormente, lo que se traduce en umbrales más bajos en SACMEX.

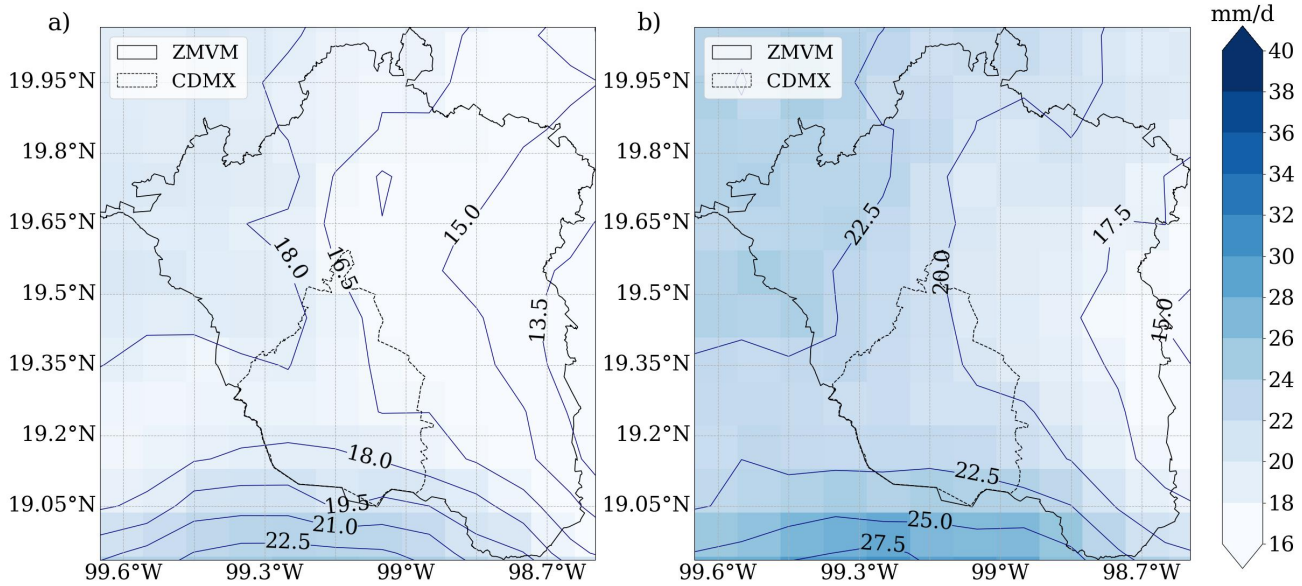


**Figura 3.10:** Distribución espacial del P95 de los acumulados diarios de precipitación registrados en los meses junio–octubre en las estaciones a) CLICOM (1981–2015) y b) SACMEX (1988–2015).

Los valores de umbral obtenidos a partir de los datos CHIRPS (Figura 3.9b) se ajustan al rango y patrón espacial que muestran los obtenidos a partir de los registros de estaciones. El patrón espacial se caracteriza por umbrales superiores a 30 mm/día en las zonas montañosas al oeste y sur, y valores inferiores en el resto del dominio, siendo mínimos ( $< 20$  mm/día) en la parte centro/centro–oriental de la ZMVM. En el caso de las estaciones SACMEX se obtienen valores inferiores a 20 mm/día en la parte centro/centro–oriental de la CDMX, que son sobreestimados por CHIRPS.

Por su parte, la Figura 3.11 muestra el patrón espacial del P95 obtenido para los datos IMERG. A esta base de datos se le aplicó la misma metodología que a CHIRPS, para evaluar su desempeño y comparar con los registros de estaciones. IMERG no reproduce bien la distribución espacial y subestima los valores de umbral observados en las otras bases de datos en todo el dominio de estudio, con valores del P95 que no sobrepasan los 23 mm/día al analizar todos los meses (Figura 3.11a), ni los 28 mm/día contemplando solo el período junio–octubre (Figura 20b).

A partir del umbral calculado para cada base de datos se filtraron las series temporales de días húmedos para analizar solo aquellos donde se reportaron eventos extremos de precipitación, defini-



**Figura 3.11:** Distribución espacial del P95 correspondiente a los acumulados diarios de precipitación obtenidos de IMERG en cada punto de la malla para todo el período 2001–2020, considerando a) todos los meses y b) el período junio–octubre.

dos como los acumulados diarios de precipitación que fueron superiores o iguales al P95 obtenido para cada punto de la malla. La Figura 3.12 muestra la tendencia promedio del número de días con eventos extremos de precipitación observada en cada base de datos para los meses junio–octubre, período en el que se registró la mayor frecuencia de eventos extremos; lo que responde al hecho de ser el período donde ocurren los mayores acumulados de precipitación. Mientras que para CHIRPS en el mes de septiembre se registra la mayor frecuencia, para las estaciones CLICOM e IMERG esto ocurre en julio, mientras para SACMEX la diferencia en el trimestre julio–septiembre no es significativa, con aproximadamente 12 eventos extremos como promedio cada mes. Para entender mejor estas diferencias, en la estacionalidad obtenida a partir de cada base de datos, es necesario analizar la influencia que pueden tener en estos promedios los faltantes de datos existentes fundamentalmente en los registros CLICOM. Gran parte de las estaciones con mayor número de registros disponibles para el período analizado están localizadas en las regiones más secas y con valores bajos del P95 (Figuras 3.10a y 3.24), lo que puede tributar a la obtención de un mayor número de días con eventos extremos al calcular el promedio.

Tanto IMERG como CHIRPS subestiman el número de eventos extremos de precipitación en la región; característica que ha sido observada en otros estudios donde se emplean bases de datos derivadas de información satelital (Climate Hazards Center & USAID, 2021; Mayor et al., 2017; Watters et al., 2021). Sin embargo, a partir de los datos IMERG al subestimar el umbral de eventos extremos en todo el dominio, el número de días con eventos de lluvia intensa es mayor que en CHIRPS, donde los umbrales son superiores. Aunque los datos IMERG parecen tener una

mejor correspondencia con la tendencia que muestran las estaciones, no constituyen una opción muy acertada para el estudio de eventos extremos en la región de estudio, ya que parten de una caracterización espacial que no reproduce los patrones observados a partir de los registros de estaciones. En este sentido, CHIRPS presenta un mejor desempeño.

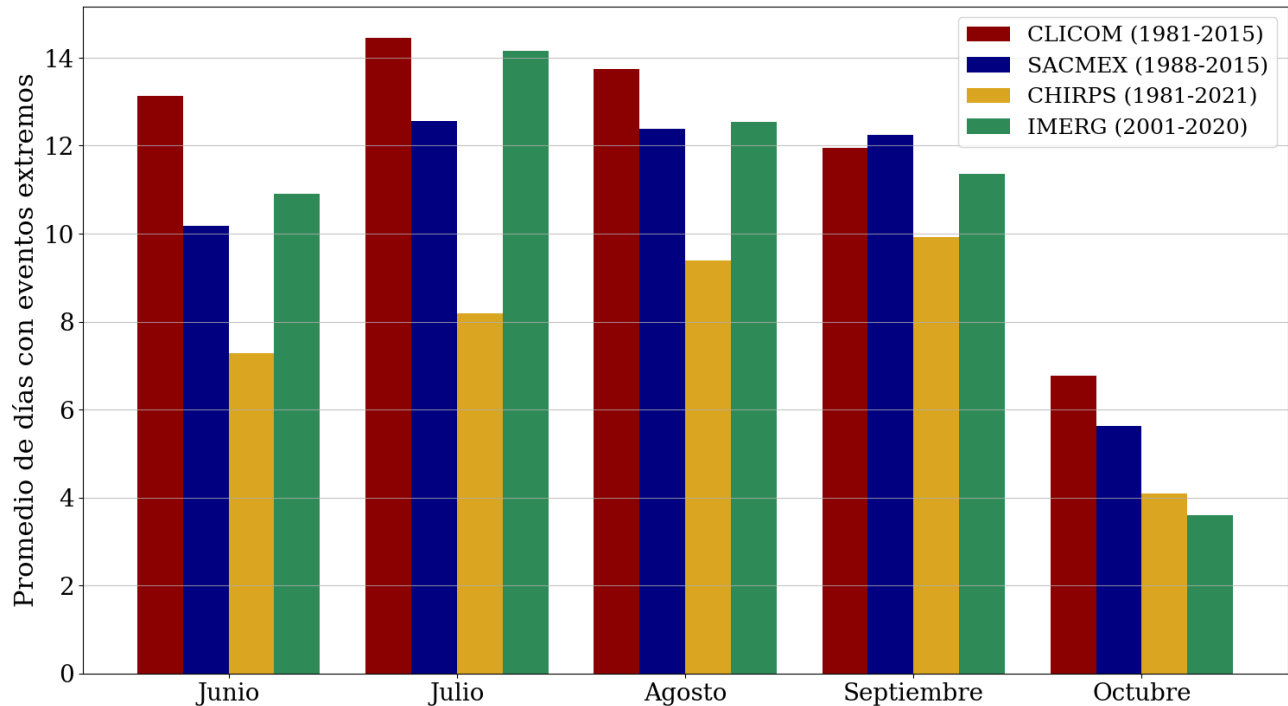


Figura 3.12: Tendencia promedio del número de días con eventos extremos de precipitación.

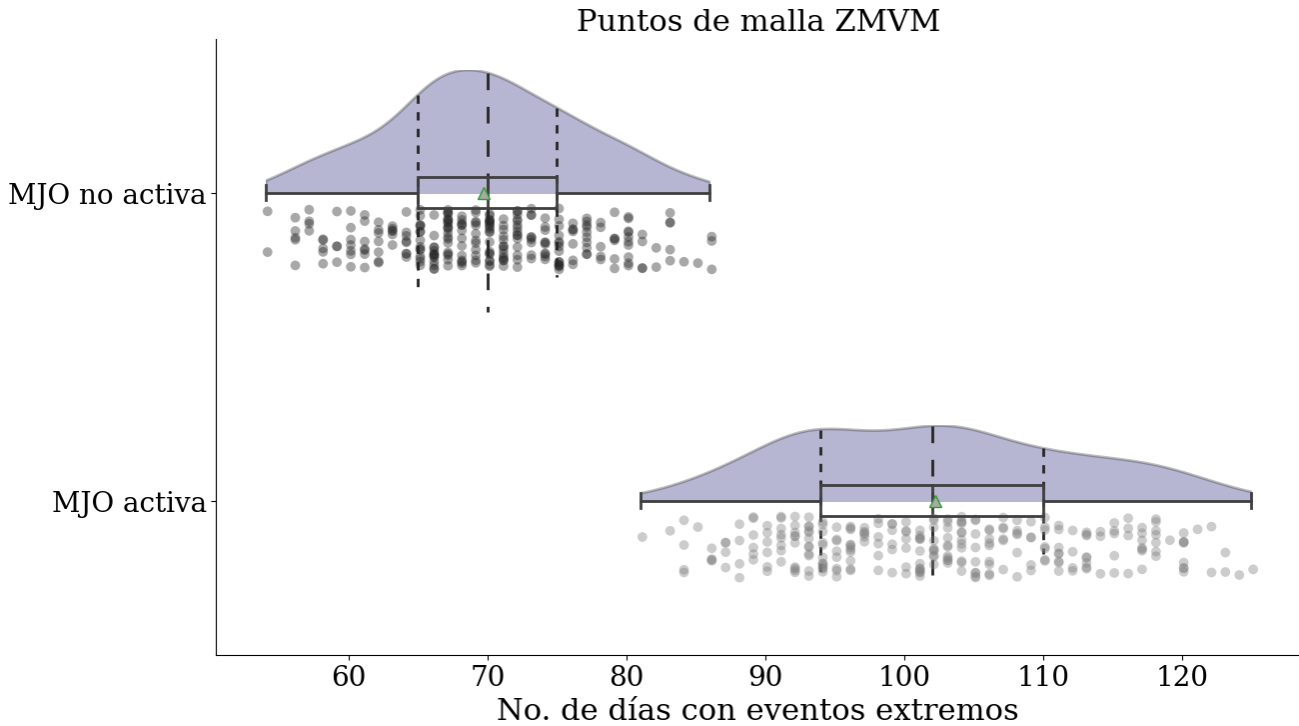
### 3.3. Modulación de la MJO

Una vez definidos los días en los que ocurrieron eventos extremos de precipitación para cada base de datos, se analizó la influencia de la MJO empleando la información derivada del índice RMM.

#### 3.3.1. CHIRPS

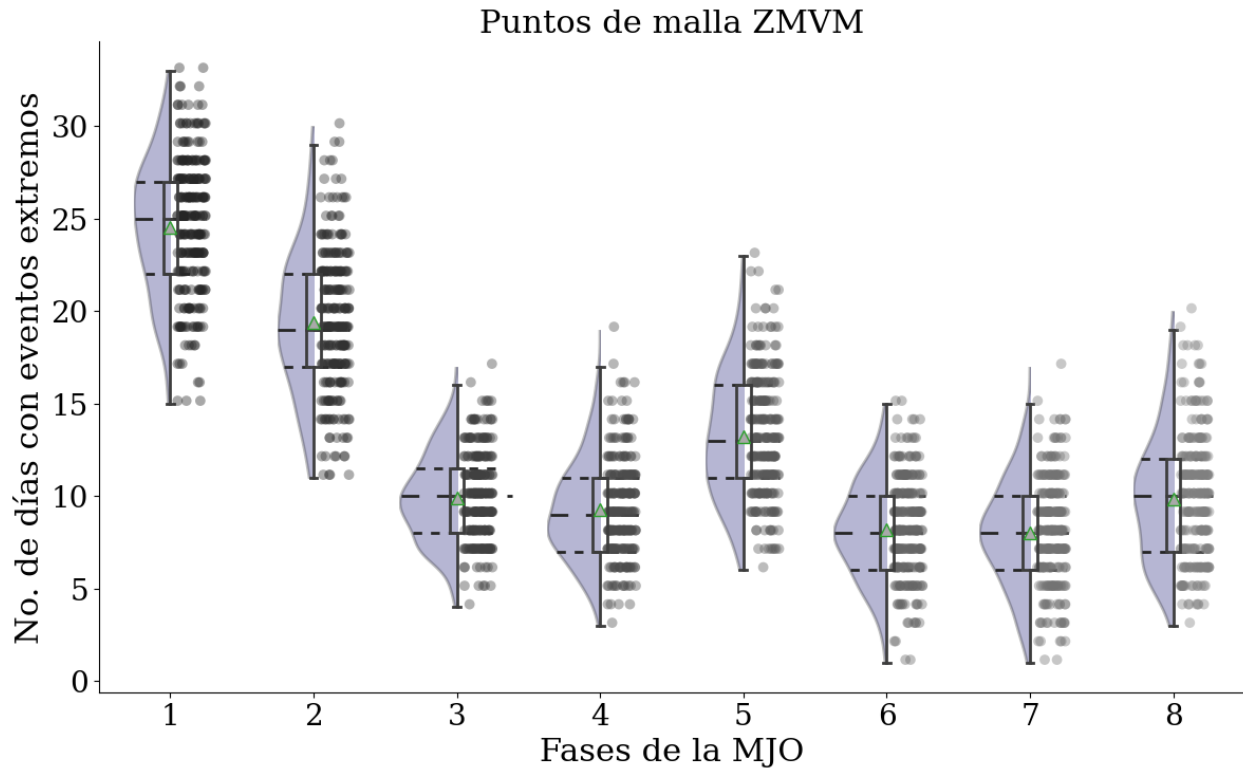
La Figura 3.13 muestra la frecuencia de ocurrencia de días con eventos extremos de precipitación para la MJO activa y no activa, según los registros CHIRPS. El número de días con eventos extremos es mayor cuando la oscilación está activa, siendo superior a 80 en todos los puntos de malla contenidos en la ZMVM. En promedio, durante la fase activa de la MJO ocurrieron 102 días con eventos extremos, mientras que en la no activa se obtuvieron 70 días extremos; observándose un incremento de un 46% aproximadamente en el número de días con eventos intensos de precipitación. Se aplicó la prueba K-S para comparar las dos muestras, obteniéndose un valor

$P \sim 0$  ( $2.4 \cdot 10^{-144}$ ), lo que indica que existe suficiente evidencia estadística para afirmar que las muestras son diferentes; y, por tanto, podemos decir que la MJO influye de forma positiva en qué tan frecuentes son los días con eventos extremos de precipitación.



**Figura 3.13:** Número de días con eventos extremos de precipitación registrados con la MJO activa o no, para los datos CHIRPS en el período 1981–2021.

Analizando por fases, considerando la MJO activa (Figura 3.14), durante las fases 1 y 2 es cuando se registra el mayor número de días con eventos extremos, con la mínima ocurrencia durante las fases 6 y 7. Si se analiza el comportamiento medio, durante la fase 7 (frecuencia mínima) se obtuvieron aproximadamente 8 días extremos y 25 días en la fase 1 (frecuencia máxima), triplicando la frecuencia de ocurrencia y mostrando un incremento del 212%. En estudios regionales realizados anteriormente sobre territorio mexicano se definieron las fases 1, 2 y 8 como fases húmedas, aquellas en las que se han registrado anomalías positivas en los acumulados de precipitación y se asocian con una mayor probabilidad de ocurrencia de eventos extremos (Olvera Lazcano, 2022; Perdigón-Morales et al., 2019). Sin embargo, es relevante señalar que para la ZMVM durante la fase 8 no parece haber una contribución significativa a la ocurrencia de eventos de precipitación intensa, de hecho el comportamiento de los eventos extremos durante la misma se asemeja a lo ocurrido durante las fases de menor frecuencia (fases 6 y 7).



**Figura 3.14:** Número de días con eventos extremos de precipitación durante las 8 fases, considerando la MJO activa, para los datos CHIRPS en el período 1981–2021.

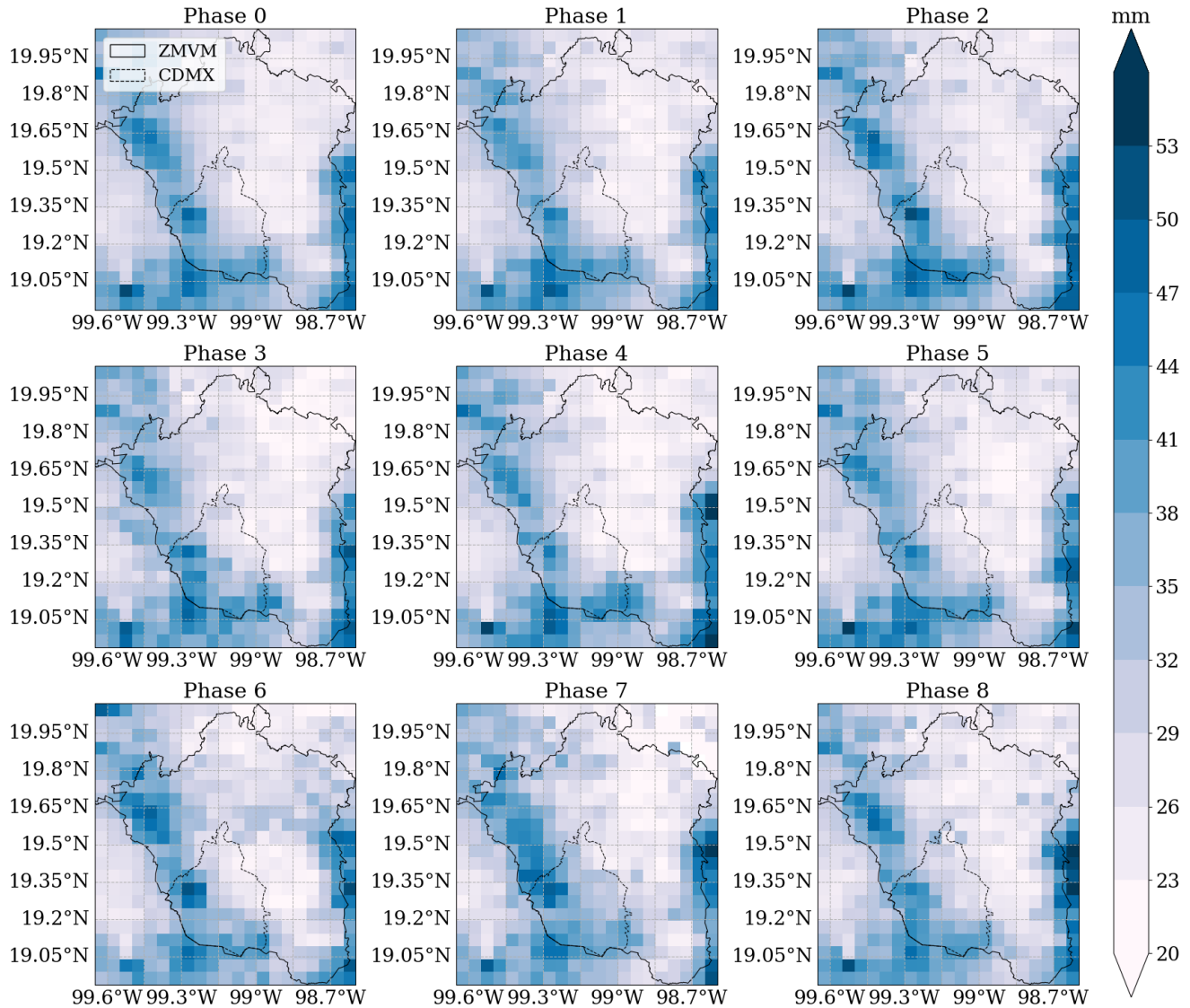
<b>1</b>	<b>1</b>							
<b>2</b>	$\sim 10^{-34}$	<b>1</b>						
<b>3</b>	$\sim 10^{-148}$	$\sim 10^{-103}$	<b>1</b>					
<b>4</b>	$\sim 10^{-144}$	$\sim 10^{-103}$	$4.9 \cdot 10^{-3}$	<b>1</b>				
<b>5</b>	$\sim 10^{-112}$	$\sim 10^{-44}$	$\sim 10^{-20}$	$\sim 10^{-28}$	<b>1</b>			
<b>6</b>	$\sim 10^{-154}$	$\sim 10^{-121}$	$\sim 10^{-9}$	$1.6 \cdot 10^{-2}$	$\sim 10^{-39}$	<b>1</b>		
<b>7</b>	$\sim 10^{-154}$	$\sim 10^{-118}$	$\sim 10^{-10}$	$1.4 \cdot 10^{-3}$	$\sim 10^{-42}$	0.998	<b>1</b>	
<b>8</b>	$\sim 10^{-132}$	$\sim 10^{-88}$	$6.6 \cdot 10^{-3}$	$5.5 \cdot 10^{-2}$	$\sim 10^{-17}$	$\sim 10^{-6}$	$\sim 10^{-8}$	<b>1</b>
Fases MJO	<b>1</b>	<b>2</b>	<b>3</b>	<b>4</b>	<b>5</b>	<b>6</b>	<b>7</b>	<b>8</b>

$p > 0.05$ 
  $10^{-3} \leq p \leq 0.05$ 
  $p < 10^{-3}$

**Figura 3.15:** Valor  $P$  de la prueba  $K-S$  aplicada a las distribuciones correspondientes a las 8 fases (Figura 3.14).



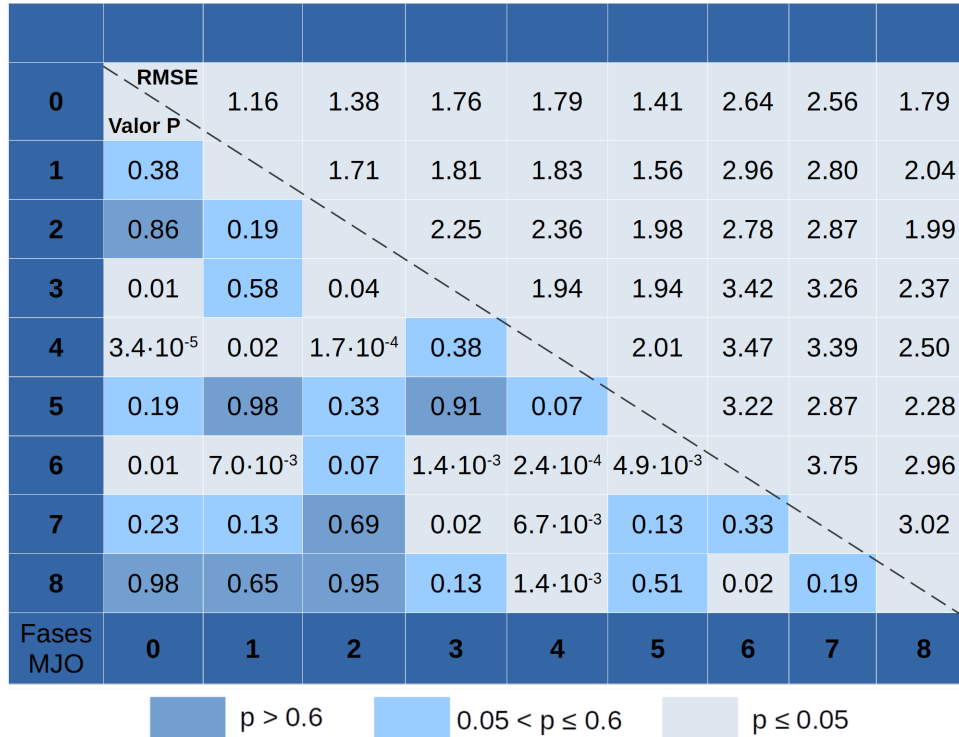
Se empleó de igual forma la prueba K-S para comparar las muestras de datos correspondientes a cada fase (Figura 3.14). El valor P de la prueba K-S es aproximadamente 0 en la mayoría de las pruebas de hipótesis realizadas (Figura 3.15), excepto al comparar las fases 6 y 7 cuyo valor es 0.998; por lo que podemos decir que contamos con evidencia estadística suficiente para afirmar que ambas muestras son iguales. En lo adelante, en este trabajo, estas fases se definirán como fases secas.



**Figura 3.16:** Acumulados promedio durante días de eventos extremos de precipitación para cada fase de la MJO, según registros CHIRPS en el período 1981–2021.

Los acumulados de precipitación promedio observados, para cada punto de la malla CHIRPS, en cada fase de la MJO se muestran en la Figura 3.16, con un patrón muy similar en todas las fases. Comparando las distribuciones de acumulados de precipitación promedio de cada fase se obtienen valores P superiores a 0.05 (nivel de significancia para una confianza del 95 %) excepto en las fases 3,4 y 6 (Figura 3.17); por lo que la diferencia entre las muestras no es estadísticamente

significativa, a excepción de los 3 casos mencionados. Para realizar un análisis espacial se calculó la raíz del error cuadrático medio (RMSE, por sus siglas en inglés) cuyos valores se encuentran entre 1.16 y 3.75 mm aproximadamente (Figura 3.17), valores pequeños comparados con el rango en que oscilan los acumulados de precipitación promedio que se analizan. En general, el patrón espacial obtenido está modulado fundamentalmente por la orografía, con los eventos más intensos en las zonas más altas del Valle.



**Figura 3.17:** Valor P de la prueba K-S aplicada a las distribuciones de acumulados promedio (Figura 3.16) correspondientes a las 8 fases y raíz del error cuadrático medio (mm).

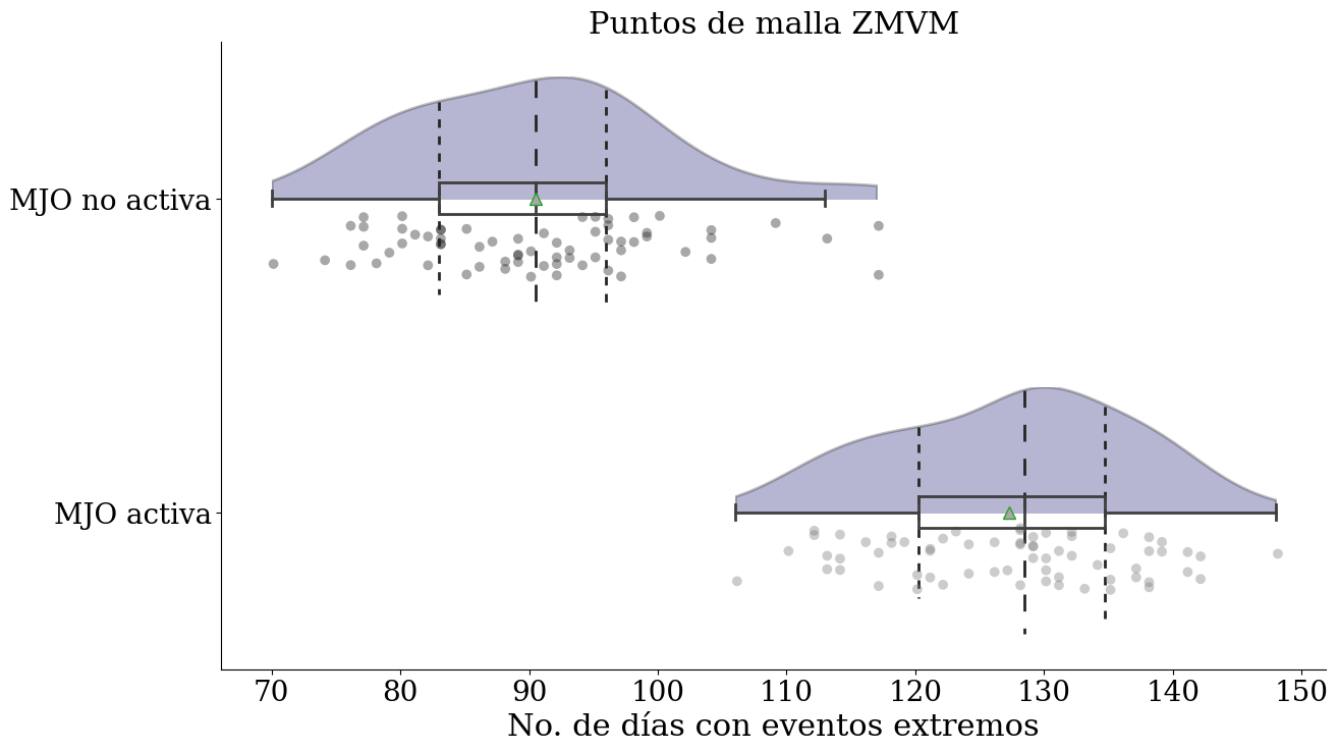
Empleando el P99 para definir el umbral a partir del cual se consideran eventos extremos de precipitación diaria, se obtuvieron resultados similares a los obtenidos empleando el P95 pero con una dispersión superior. La mayor frecuencia de ocurrencia de eventos extremos se obtuvo para las fases 1 y 2, y la menor frecuencia se registró en las fases 3, 4, 6 y 8 (Anexo B).

### 3.3.2. IMERG

La Figura 3.18 muestra la frecuencia de ocurrencia de días con eventos extremos de precipitación para la MJO activa y no activa, según los registros IMERG. El número de días con eventos extremos es mayor cuando la oscilación está activa, siendo superior a lo observado con CHIRPS, como se observó en el epígrafe 3.2, lo que está relacionado con valores de umbral (P95) menores en IMERG.



En promedio se obtuvieron aproximadamente 91 días con eventos extremos para MJO no activa y 127 cuando la MJO está activa, para un incremento del 40 %.

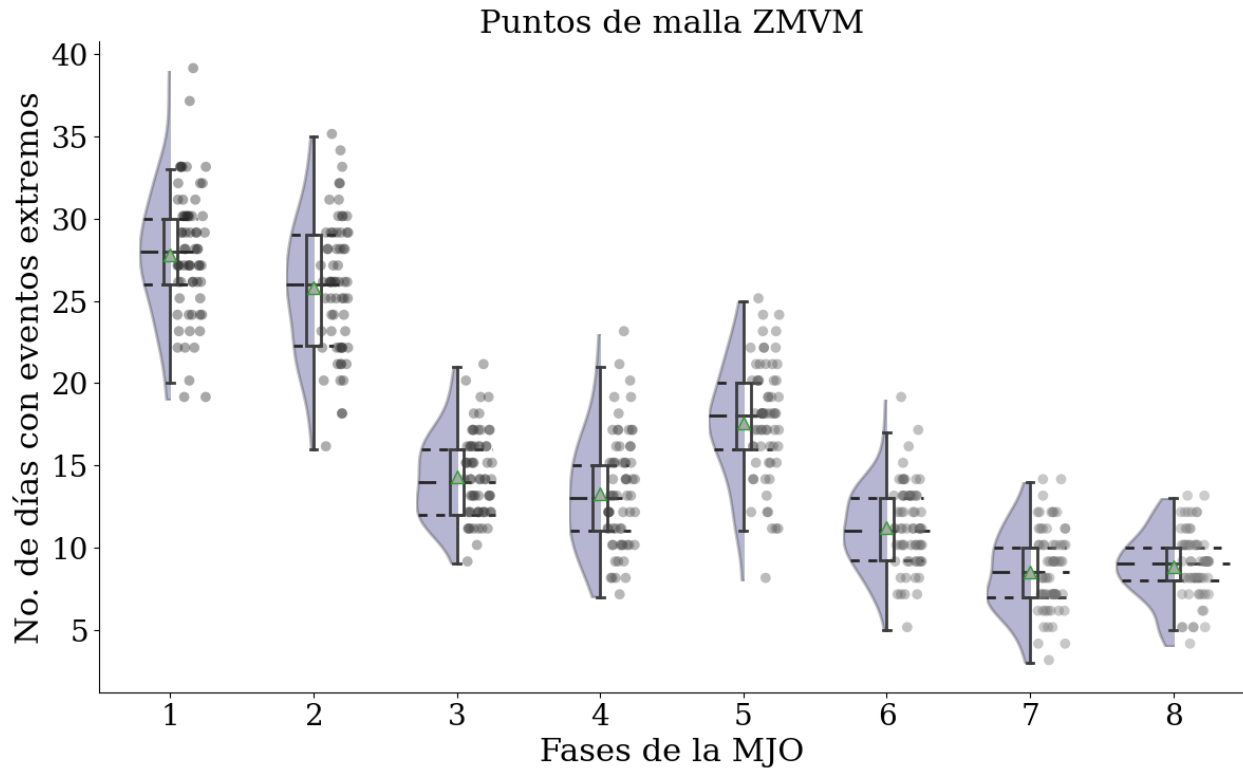


**Figura 3.18:** Número de días con eventos extremos de precipitación registrados con la MJO activa o no, para los datos IMERG en el período 2001–2020.

Se aplicó la prueba K–S para comparar las dos muestras, obteniéndose un valor  $P \sim 0$  ( $6.4 \cdot 10^{-32}$ ), lo que indica que existe suficiente evidencia estadística para afirmar que las muestras son diferentes; y por tanto, al igual que para CHIRPS, podemos decir que la MJO influye de forma positiva en qué tan frecuentes son los días con eventos extremos de precipitación.

Realizando el análisis por fases, considerando la MJO activa, en la Figura 3.19 se observa que la mayor frecuencia de días extremos se registran durante las fases húmedas de la oscilación (fases 1 y 2), con las frecuencias más bajas durante las fases 6, 7 y 8. Según el comportamiento medio, ocurrieron 9 días extremos aproximadamente durante la fase 7 (mínima frecuencia) y 28 durante la fase 1 (máxima frecuencia), triplicando la frecuencia de ocurrencia y representando un incremento aproximado del 211 %.

La Figura 3.20 muestra los valores P (prueba K–S) obtenidos al comparar las muestras correspondientes a cada fase (Figura 3.19). En la mayor parte de los casos, al comparar las fases el valor  $P \sim 0$ , por lo que tenemos suficiente evidencia estadística para considerar que las muestras analizadas son diferentes; excepto al comparar las fases 3–4 y 7–8 donde, dado que el valor P es

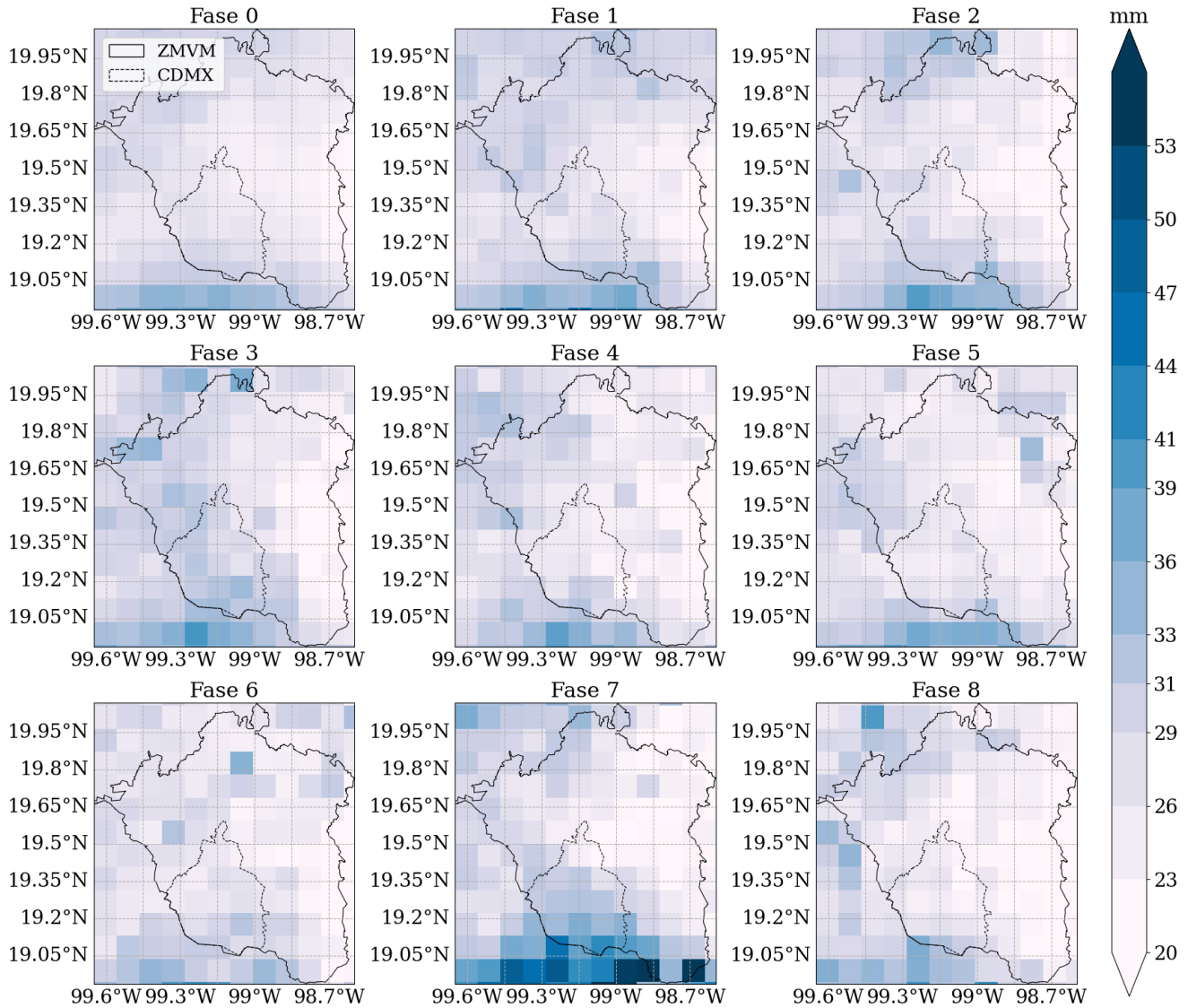


**Figura 3.19:** Número de días con eventos extremos de precipitación durante las 8 fases, considerando la MJO activa, para los datos IMERG en el período 2001–2020.

<b>1</b>	<b>1</b>							
<b>2</b>	$2.5 \cdot 10^{-2}$	<b>1</b>						
<b>3</b>	$\sim 10^{-33}$	$\sim 10^{-30}$	<b>1</b>					
<b>4</b>	$\sim 10^{-32}$	$\sim 10^{-29}$	0.1	<b>1</b>				
<b>5</b>	$\sim 10^{-23}$	$\sim 10^{-16}$	$\sim 10^{-7}$	$\sim 10^{-8}$	<b>1</b>			
<b>6</b>	$\sim 10^{-37}$	$\sim 10^{-35}$	$\sim 10^{-6}$	$4.4 \cdot 10^{-3}$	$\sim 10^{-19}$	<b>1</b>		
<b>7</b>	$\sim 10^{-39}$	$\sim 10^{-39}$	$\sim 10^{-18}$	$10^{-9}$	$\sim 10^{-24}$	$\sim 10^{-4}$	<b>1</b>	
<b>8</b>	$\sim 10^{-39}$	$\sim 10^{-39}$	$\sim 10^{-19}$	$10^{-10}$	$\sim 10^{-27}$	$\sim 10^{-5}$	0.16	<b>1</b>
Fases MJO	<b>1</b>	<b>2</b>	<b>3</b>	<b>4</b>	<b>5</b>	<b>6</b>	<b>7</b>	<b>8</b>

$p > 0.05$ 
  $10^{-3} \leq p \leq 0.05$ 
  $p < 10^{-3}$

**Figura 3.20:** Valor  $P$  de la prueba  $K-S$  aplicada a las distribuciones correspondientes a las 8 fases (Figura 3.19).



**Figura 3.21:** *Acumulados promedio durante días de eventos extremos de precipitación para cada fase de la MJO, según registros IMERG en el período 2001–2020.*

superior al nivel de significancia (0.05), podemos afirmar que las diferencias entre ellas no son estadísticamente significativas.

Siguiendo la metodología aplicada a los datos CHIRPS, se analizan los acumulados de precipitación medios durante eventos extremos para cada fase de la MJO. En la Figura 3.21 se observa que los acumulados medios en todas las fases de la MJO para esta base de datos son inferiores a los observados para CHIRPS (Figura 3.16), lo que se asocia al hecho de que el umbral a partir del cual se definen los eventos extremos de precipitación es mucho menor.

Al comparar las distribuciones de los acumulados medios de precipitación durante días de ocurrencia de eventos extremos de precipitación para cada fase, solo considerando los puntos interiores

a la ZMVM, el valor P de la prueba K–S es más variable que el observado con CHIRPS. En general, se observa una mayor variabilidad del campo de acumulados medios en la Figura 3.21, sobre todo durante la fase 8 donde se obtienen los menores valores en toda la ZMVM. Los valores de la RMSE obtenidos para el patrón espacial oscilan entre 1.2 y 3.7 mm (Figura 3.22), valores pequeños comparados con el rango en que oscilan los acumulados promedio que se analizan.

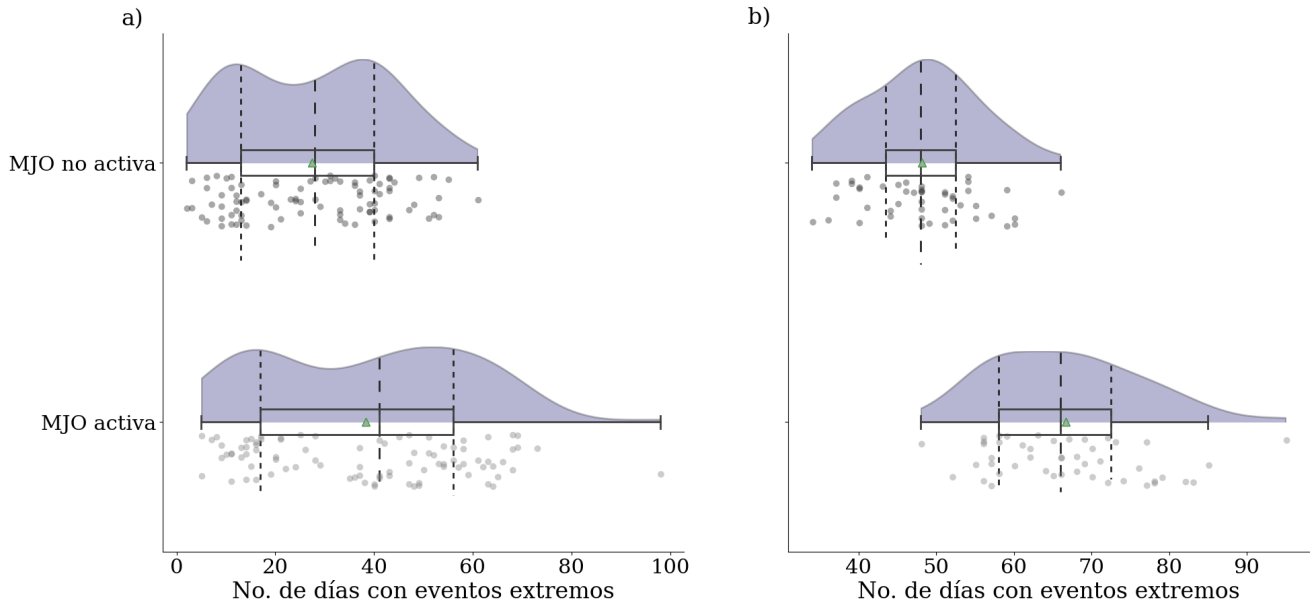
<b>0</b>	RMSE	1.61	1.23	2.42	1.76	1.83	2.22	2.87	1.80
	Valor P								
<b>1</b>	$1.4 \cdot 10^{-2}$		1.96	2.32	2.32	2.92	2.37	3.19	2.83
<b>2</b>	0.43	0.01		2.47	2.28	2.36	2.67	2.81	2.02
<b>3</b>	$2.4 \cdot 10^{-3}$	0.32	0.01		2.81	2.96	2.96	2.99	3.23
<b>4</b>	0.32	$1.2 \cdot 10^{-3}$	0.58	$2.4 \cdot 10^{-3}$		2.23	2.43	3.60	1.96
<b>5</b>	0.72	$5.9 \cdot 10^{-4}$	0.32	$5.9 \cdot 10^{-4}$	0.86		2.44	3.71	2.41
<b>6</b>	0.95	0.02	0.85	$4.4 \cdot 10^{-3}$	0.58	0.44		3.51	2.88
<b>7</b>	0.01	0.1	0.1	0.32	0.07	0.01	0.04		3.89
<b>8</b>	$1.2 \cdot 10^{-3}$	$5.9 \cdot 10^{-7}$	$1.2 \cdot 10^{-3}$	$4.1 \cdot 10^{-6}$	0.02	0.01	0.01	$1.2 \cdot 10^{-3}$	
Fases MJO	<b>0</b>	<b>1</b>	<b>2</b>	<b>3</b>	<b>4</b>	<b>5</b>	<b>6</b>	<b>7</b>	<b>8</b>

$p > 0.6$ 
  $0.05 < p \leq 0.6$ 
  $p \leq 0.05$

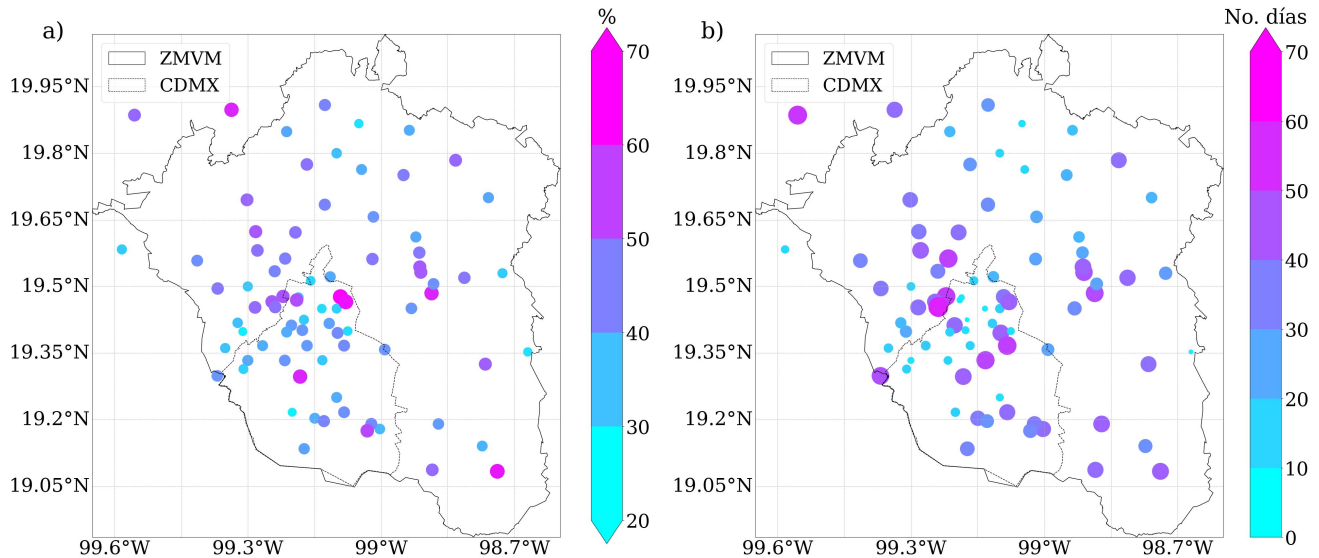
**Figura 3.22:** Valor P de la prueba K–S aplicada a las distribuciones de acumulados promedio (Figura 3.21) correspondientes a las 8 fases y raíz del error cuadrático medio (mm).

### 3.3.3. Estaciones

Analizando la base de datos de estaciones se observa una mayor dispersión en las distribuciones del número de días con eventos extremos asociados a las diferentes fases de la MJO. La Figura 3.23 muestra las distribuciones de días extremos durante eventos de la oscilación activa y no activa. En particular, las distribuciones obtenidas para los datos CLICOM presentan un carácter bimodal que se asocia a la poca disponibilidad de registros diarios en algunas de las estaciones que componen esta base de datos. De las 89 estaciones CLICOM, solo 49 presentan entre un 40 % y 69 % de días con registros en el período 1981–2015 (Figura 3.24a). En las estaciones restantes, al tener menos del 40 % de registros válidos (más del 60 % de datos faltantes), el número de días con eventos extremos que se obtiene es menor, oscilando entre 10 y 20 días extremos aproximadamente (3.24b); lo que provoca la aparición del primer pico en las distribuciones.



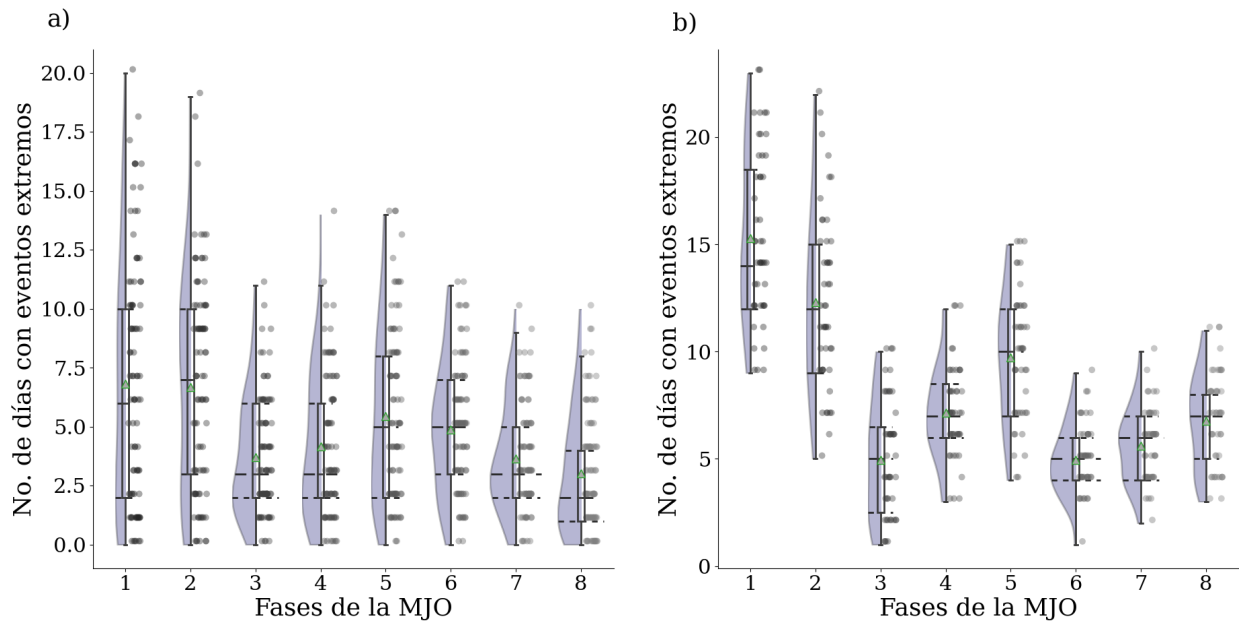
**Figura 3.23:** Número de días con eventos extremos de precipitación registrados con la MJO activa o no, para los datos de estaciones a) CLICOM (1981–2015) y b) SACMEX (1988–2015).



**Figura 3.24:** a) Porcentaje de días con registros de precipitación en la base de datos de estaciones CLICOM (1981–2015). b) Número de días con eventos extremos durante eventos de MJO no activa reportados por estaciones CLICOM (1981–2015).

Al aplicar la prueba de K-S de bondad de ajuste para dos muestras a las distribuciones obtenidas en la Figura 3.23, se obtiene un valor P del orden de  $10^{-4}$  para CLICOM y de  $10^{-15}$  para SACMEX. En ambos casos el valor  $P \sim 0$  por lo que podemos afirmar que las diferencias entre las muestras son estadísticamente significativas y sí se observa una modulación de la MJO sobre los eventos extremos según los registros de estaciones. Durante eventos de la MJO activa se obtuvieron un mayor número de días con eventos extremos de precipitación, reportándose un

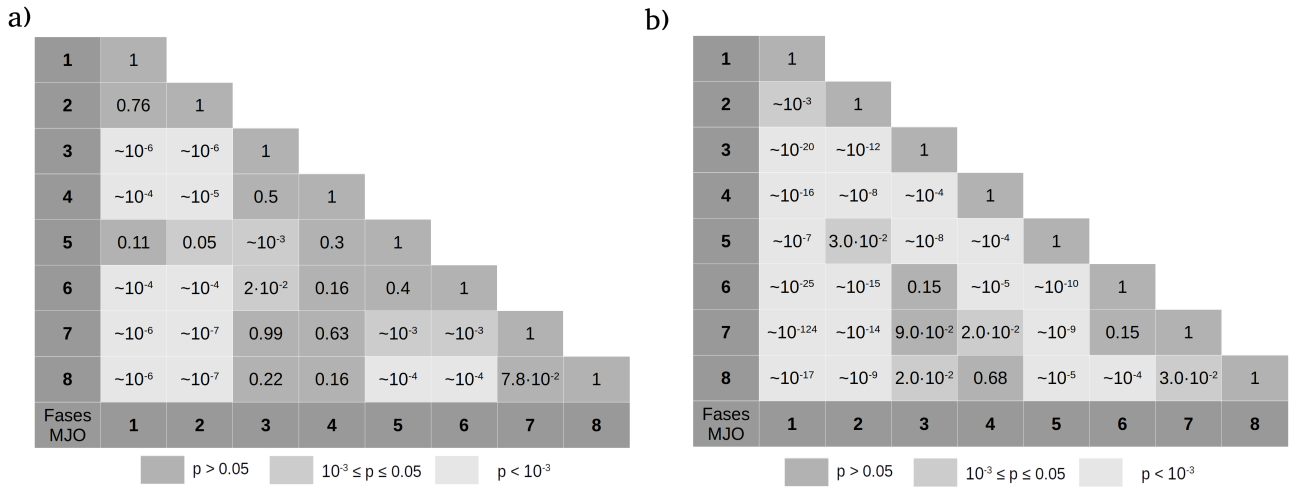
promedio de 67 días para las estaciones SACMEX y 38 para las CLICOM. Para la MJO no activa, se obtuvieron como media 48 días extremos según los registros SACMEX y 27 según CLICOM, para un incremento en el número de días extremos de aproximadamente un 40 % según los registros de estaciones.



**Figura 3.25:** Número de días con eventos extremos de precipitación durante las 8 fases, considerando la MJO activa, para las estaciones a) CLICOM (1981–2015) y b) SACMEX (1988–2015).

Realizando el análisis por fases, la Figura 3.25 muestra la frecuencia de días con eventos extremos de precipitación obtenidos a partir de los registros de todas las estaciones. De manera análoga a lo observado con los datos satelitales, durante las fases 1 y 2 es donde mayor número de días extremos se reportan, con las menores frecuencias durante las fases 3, 7 y 8 para CLICOM, y 3, 6 y 7 para SACMEX. En las estaciones SACMEX, como promedio, se observaron aproximadamente 5 días extremos durante la fase 6 (mínima frecuencia) y 15 durante la fase 1 (máxima frecuencia), triplicando también la frecuencia de ocurrencia y registrándose un incremento aproximado del 200 %.

Para los registros CLICOM, el cálculo de promedios se ve influenciado por aquellas estaciones cuya disponibilidad de datos es baja. Analizando las 89 estaciones, como media se observaron aproximadamente 3 días extremos durante la fase 8 (mínima frecuencia) y 7 durante la fase 1 (máxima frecuencia), para un incremento aproximado del 133 %. Por su parte, si solo se analizan las 49 estaciones que cuentan con más del 40 % de datos disponibles, como media se obtienen 4 días con eventos extremos durante la fase 8 y 10 durante la fase 1, para un incremento aproximado del 150 %. Siendo consecuentes con todo lo analizado para cada una de las bases de datos podemos afirmar que la fase 8, para la ZMVM, se considera una fase seca.



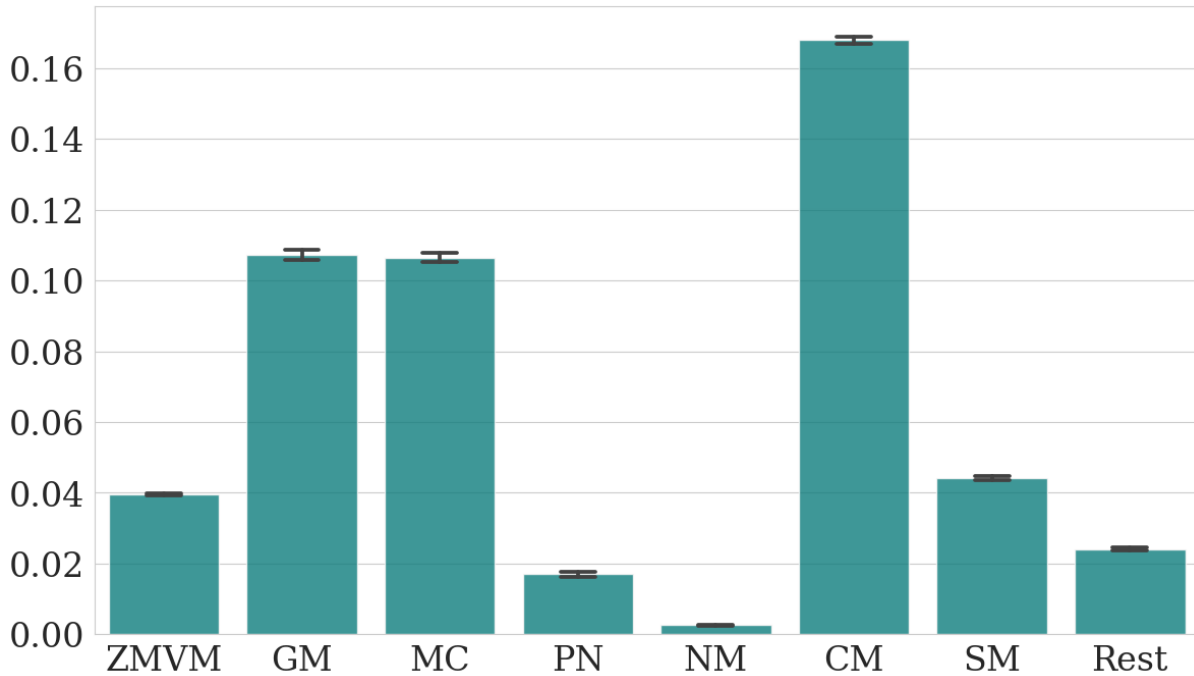
**Figura 3.26:** Valor P de la prueba K–S aplicada a las distribuciones correspondientes a las 8 fases (Figura 3.25). a) Estaciones CLICOM y b) Estaciones SACMEX.

La Figura 3.26 muestra los valores P obtenidos luego de aplicar la prueba K–S a las distribuciones obtenidas por fase para cada grupo de estaciones (Figura 3.25). En este caso se observa una mayor correspondencia entre fases, con valores P superiores al nivel de significancia 0.05. De acuerdo con estos resultados, para CLICOM las diferencias entre las muestras no son estadísticamente significativas para las fases húmedas (1 y 2), ni para las fases donde se reportan las menores frecuencias de ocurrencia de días con eventos extremos (fases 3 y 4, con las fases 6, 7 y 8). A partir de los registros de las estaciones SACMEX, no se observan diferencias estadísticas importantes entre las fases 3, 4, 6 y 7, y entre la 4 y la 8.

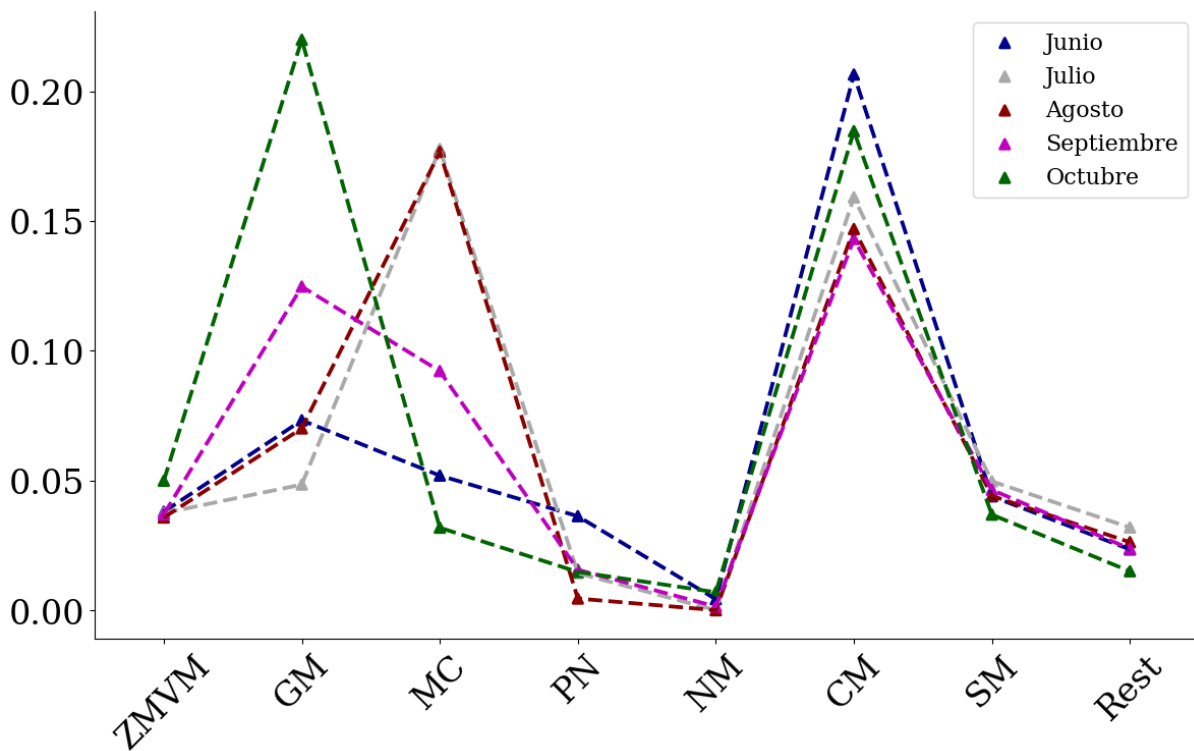
### 3.4. Análisis de flujos de humedad durante eventos extremos

De los resultados obtenidos en el epígrafe 3.3 se observó que la MJO modula la frecuencia de ocurrencia de eventos extremos de precipitación en la ZMVM, y en menor medida la intensidad de esos eventos, que está fuertemente influenciada por la orografía. Se definieron como fases húmedas aquellas en las que se observaron mayor número de días extremos (fases 1 y 2) y fases secas (fases 6 – 8) aquellas donde la ocurrencia de estos eventos fue menor. Además, durante los meses junio–octubre es cuando ocurre el mayor porcentaje de eventos extremos para todas las bases de datos analizadas, por lo que los análisis que se realizan a continuación se centrarán en este período.





**Figura 3.27:** Aporte promedio al contenido de humedad atmosférica en la ZMVM de las 8 regiones fuente durante el verano (1981–2021). Las barras de error representan el error estándar asociado al cálculo de la media.



**Figura 3.28:** Aportes medios mensuales al contenido de humedad atmosférica en la ZMVM, para las 8 regiones fuente en el período 1981–2021.



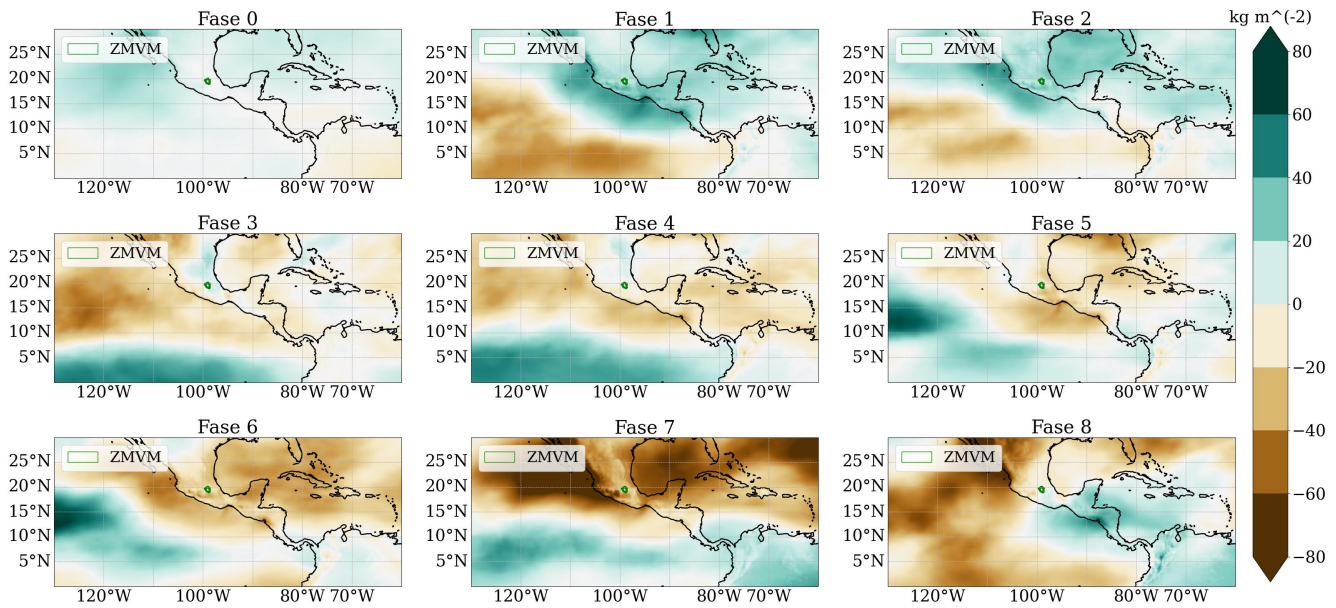
De acuerdo con la literatura consultada en la sección 1.4.4, los flujos de humedad y las condiciones sinópticas imperantes en cada fase de la MJO contribuyen a la ocurrencia de anomalías en los regímenes de precipitación y por tanto, en los eventos extremos. Basados en esta premisa, se empleó el modelo DRM para estudiar los flujos de humedad durante los meses junio–octubre y el aporte de las 8 regiones fuente a la ZMVM (Figura 2.4), con el objetivo de complementar los resultados estadísticos obtenidos en el epígrafe 3.3 y analizar si la humedad atmosférica disponible en el Valle es de origen reciclado o advectivo.

Para el período de estudio (1981–2021), las mayores contribuciones a la humedad atmosférica en el verano para la ZMVM provienen del golfo de México, el mar Caribe y la región central de México (Figura 3.27). Durante el verano, la influencia del flujo húmedo del este y de sistemas tropicales se refleja en mayores contribuciones observadas desde el golfo de México y el mar Caribe; mientras los grandes sistemas montañosos que limitan al valle puede que actúen como barreras naturales para el flujo proveniente del océano Pacífico. Por otra parte, el aporte significativo de la región central de México pudiera estar asociado a sistemas convectivos de mesoescala formados sobre el continente y que contribuyen al contenido de humedad en el valle de México, así como a la ocurrencia de precipitaciones durante estos meses.

Se analizaron además las contribuciones mensuales (Figura C.1) para el período de estudio y el comportamiento medio mensual (Figura 3.28). En el mes de junio, la fuente principal de humedad en el Valle es el centro de México; contribución que disminuye de julio a septiembre, comparado con los meses de junio y octubre, reflejando la ocurrencia de la canícula. Por su parte, la cantidad de humedad advectada desde el golfo de México es máxima en los meses de septiembre y octubre, que se caracterizan por una marcada influencia de los sistemas tropicales; mientras que en los meses de julio y agosto se observan los mayores aportes desde el mar Caribe.

Para analizar el comportamiento de los aportes de cada región fuente por fases de la MJO, se calcularon los compuestos de las anomalías de cantidad de agua precipitable disponible para cada fase de la oscilación (Figura 3.29). Durante las fases húmedas se encontraron anomalías positivas sobre todo el territorio mexicano y la región del golfo de México y el mar Caribe. En las fases 3 y 4 se observan ligeras anomalías positivas al este de México, predominando anomalías negativas en el resto de las fases. Durante las fases 6, 7 y 8 se observan las condiciones más secas en la mayor parte de México y las cuencas oceánicas adyacentes, aunque en la fase 8 predominan anomalías positivas en el sur del territorio mexicano y el mar Caribe.

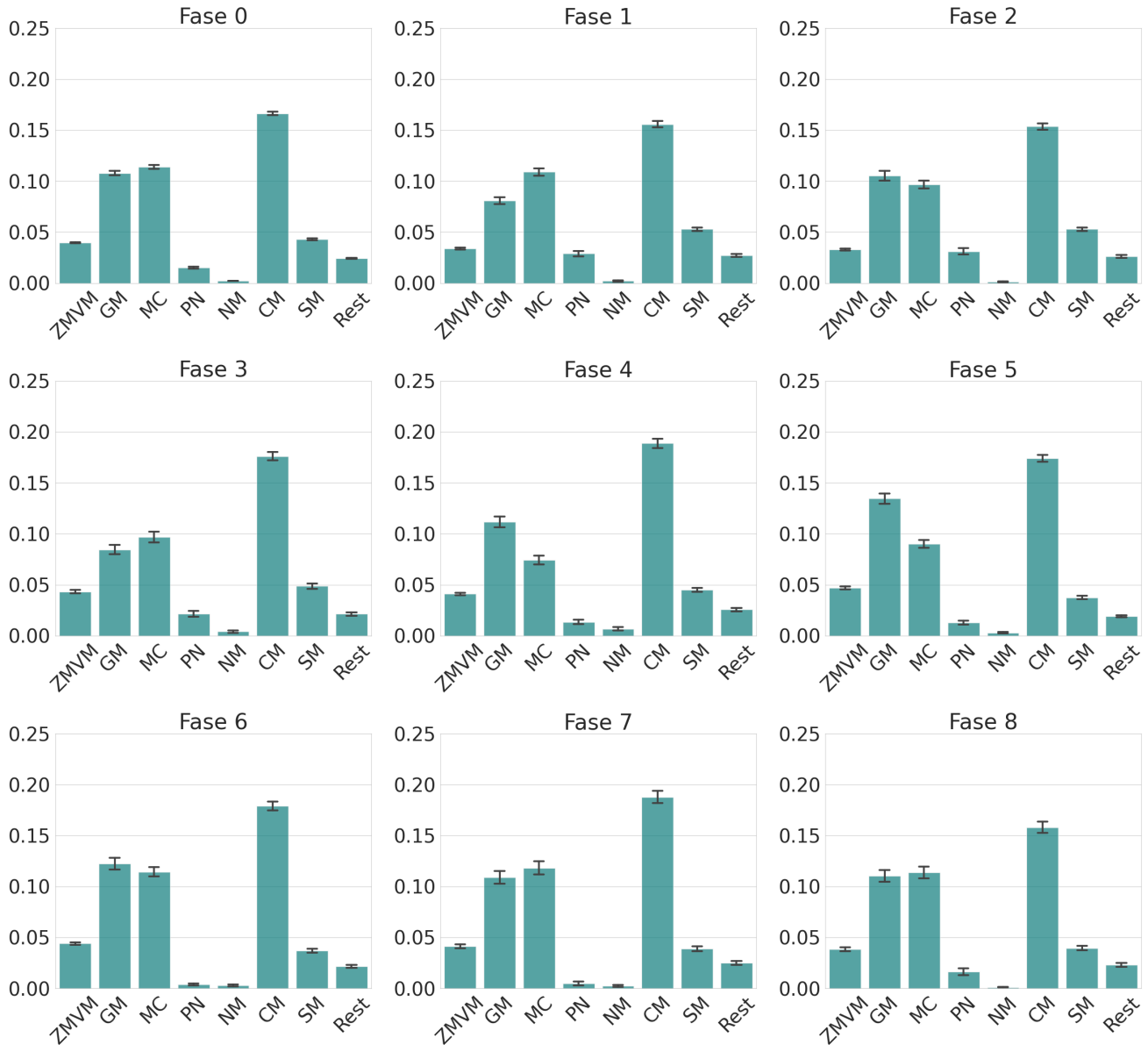
La Figura 3.30 muestra los aportes promedio para cada región fuente, obtenidos con el modelo DRM, en cada fase de la MJO. Para todas las fases, aunque presentan ligeras variaciones al analizar el comportamiento medio, las mayores contribuciones al contenido de humedad en la ZMVM se



**Figura 3.29:** Compuestos de las anomalías de cantidad de agua precipitable para cada fase de la MJO, calculados en el período 1981–2021.

obtienen para el golfo de México, el mar Caribe y el centro de México; por lo que no se observa un comportamiento diferenciado en la proporción en que las regiones fuente contribuyen a la cantidad de agua precipitable por fases. Sin embargo, se observa la influencia de la oscilación en la cantidad de humedad advectada desde dichas regiones; siendo superior durante las fases húmedas en las que el contenido de agua precipitable en las tres principales regiones fuente es mayor (Figura 3.29). Mientras, en las fases secas, la cantidad de agua precipitable es menor y, por tanto, lo es también la cantidad de humedad advectada desde las diferentes regiones.

Sin embargo, si se analizan las corridas del DRM para cada año de forma independiente se observan comportamientos particulares para cada uno (Figuras C.2–C.4), asociados a cambios en la intensidad de los eventos MJO. En años en que la oscilación fue menos intensa y la mayor parte de los días analizados se consideran en Fase 0 (MJO no activa), algunas fases de la MJO pueden no tener registros, o los aportes observados se verán influenciados por el menor número de días asociados a dichas fases; y por tanto, ciertas regiones fuente pueden ser más importantes que las 3 mencionadas anteriormente. Esta variabilidad interanual en la intensidad de la oscilación se puede asociar a la influencia del ENSO, fenómeno que además afecta el comportamiento e intensidad de las teleconexiones asociadas a la MJO (Moon et al., 2011; Olvera Lazcano, 2022). La relación con el ENSO no se analiza en esta investigación, pero queda como recomendación para trabajos posteriores.

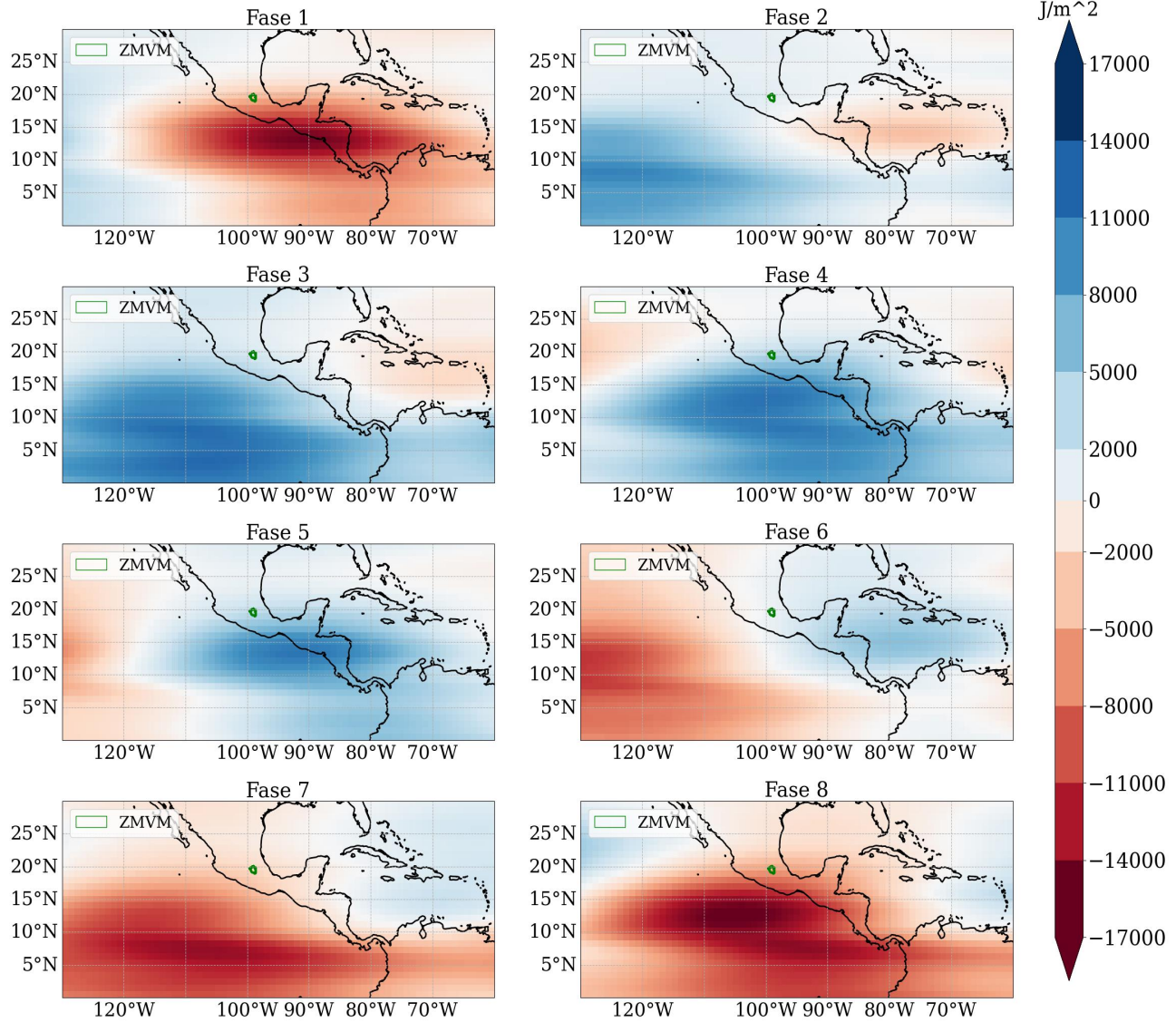


**Figura 3.30:** Aporte promedio de cada región al contenido de humedad en la ZMVM para cada fase de la MJO durante los meses junio–octubre del período 1981–2021. Las barras de error representan el error estándar asociado al cálculo de la media.

### 3.4.1. Análisis de compuestos y variables filtradas

Una vez identificadas las regiones que contribuyen con los aportes más significativos de humedad en la ZMVM, se emplea el análisis de compuestos y variables filtradas para determinar los principales patrones a escala sinóptica presentes en cada fase de la oscilación. Filtrando las series de tiempo para las frecuencias y números de onda de la MJO, similar a la técnica de filtrado de ondas empleada por Wheeler & Kiladis (1999), se calcularon los compuestos de las anomalías filtradas en la escala intraestacional del campo del viento y la radiación de onda larga (OLR), ya que estas dos variables permiten una buena caracterización del patrón atmosférico acoplado

(dinámico–radiativo) de la MJO en sus diferentes fases. La existencia de nubosidad, asociada a movimientos ascendentes (convección), provoca la disminución de la OLR; por lo que la subsidencia se asocia con el aumento del flujo radiativo. Adicionalmente, se aplicó el filtro al campo de la divergencia del viento.

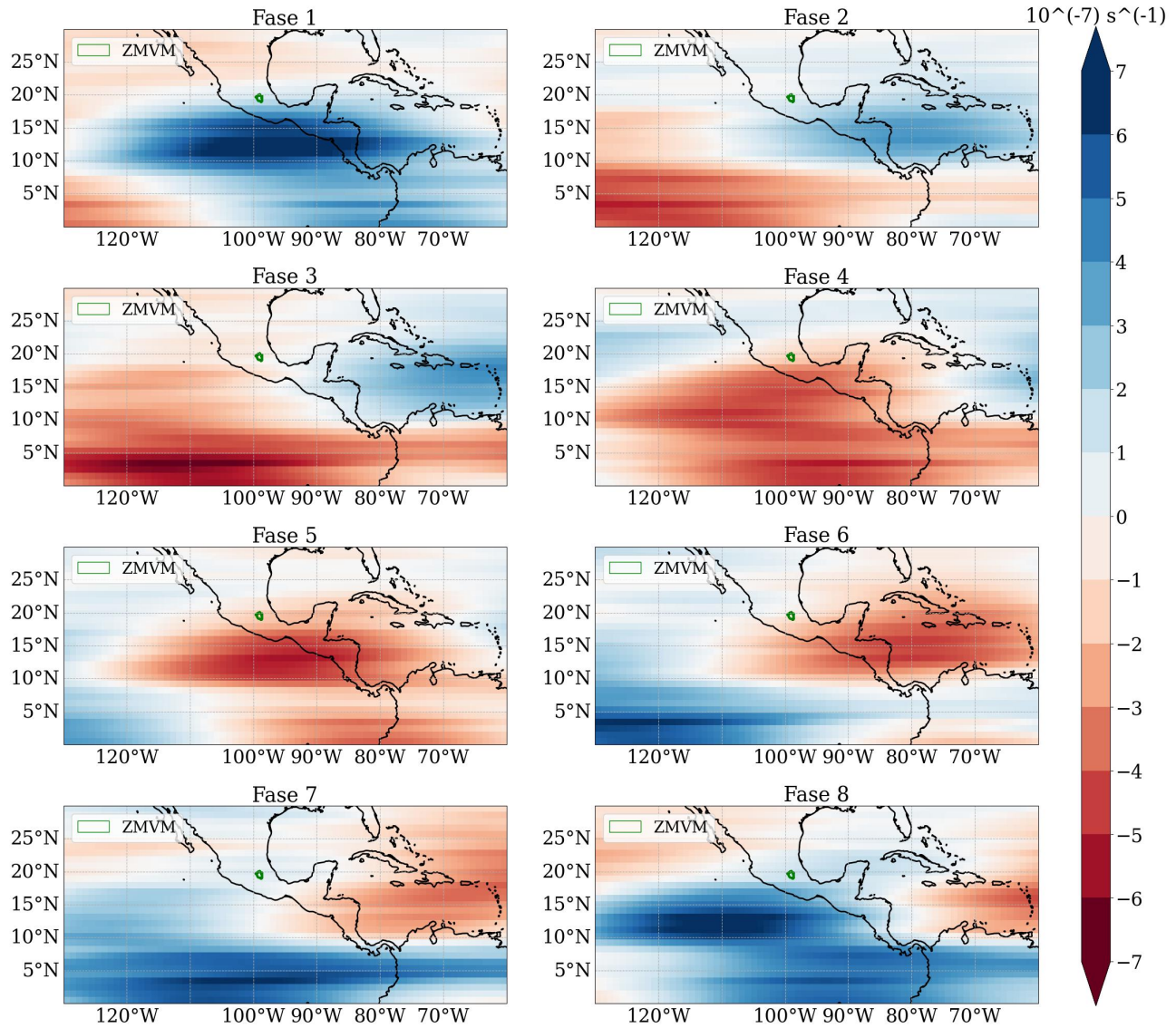


**Figura 3.31:** *Compuestos de las anomalías intraestacionales de OLR en el período de estudio para cada fase de la MJO.*

La Figura 3.31 muestra las anomalías filtradas de OLR para cada fase de la oscilación en la región estudiada. Durante las fases 1 y 8, se observan fuertes anomalías negativas sobre el sur de México y América Central, con el centro de las anomalías más intensas localizado sobre el Pacífico oriental en la fase 8 y sobre el continente en la fase 1. En la fase 2 existen ligeras anomalías negativas sobre la región del mar Caribe, y sobre el Pacífico en las fases 6 y 7. Sin embargo, las fases 3, 4 y 5 se caracterizan por anomalías positivas de OLR sobre la mayor parte de la región de interés. En general, durante las fases 1, 2, 7 y 8 se observan anomalías negativas de OLR en



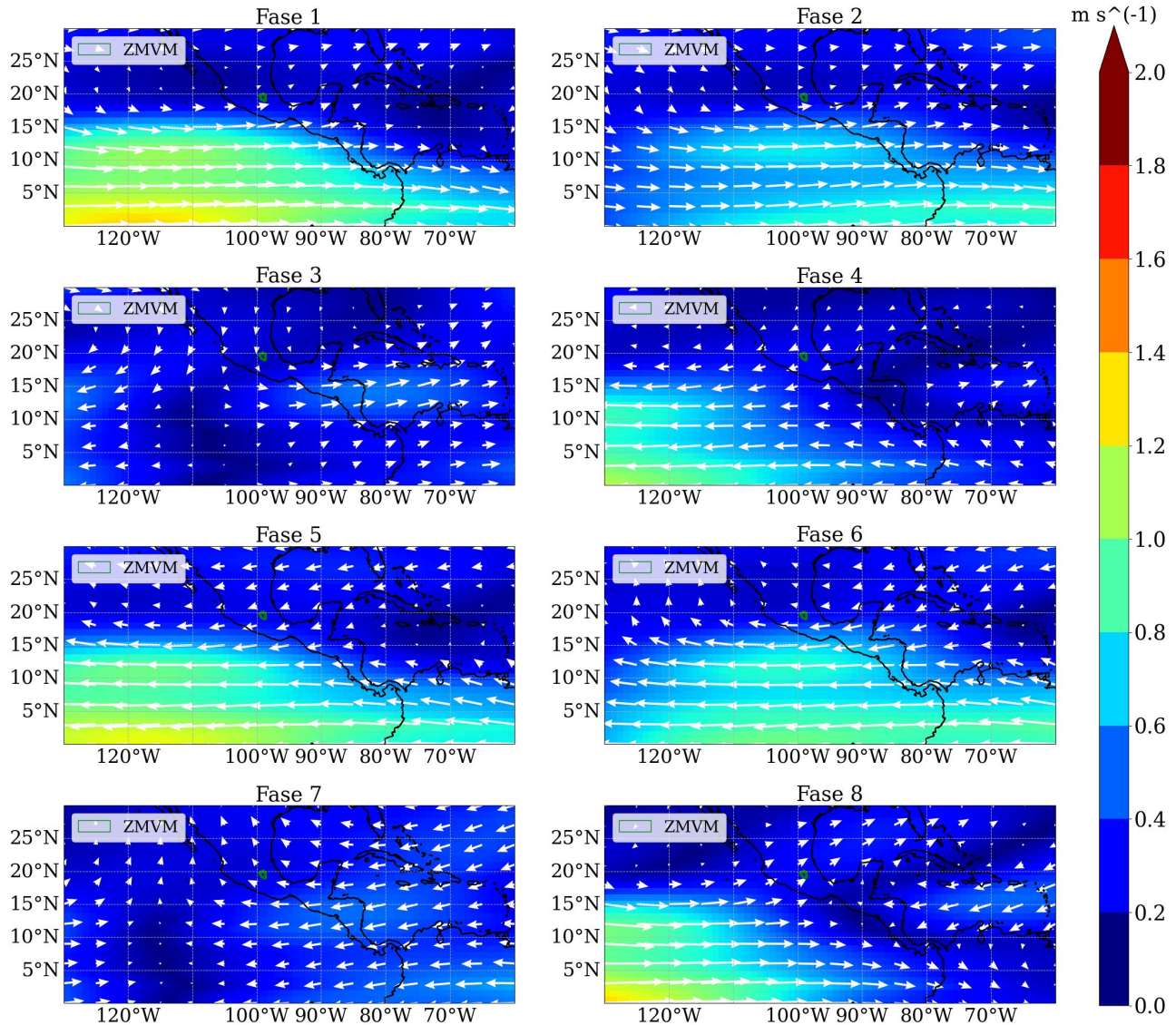
alguna de las regiones fuente de mayor aporte de humedad sobre la ZMVM, lo que se asocia a la presencia de nubes y procesos convectivos en estas regiones.



**Figura 3.32:** *Compuestos de las anomalías intraestacionales de la divergencia del viento a 200 hPa en el período de estudio para cada fase de la MJO.*

Por otro lado, se filtraron las anomalías asociadas a la MJO del campo de divergencia del viento en 700, 500 y 200 hPa. En niveles medios y bajos, los campos anómalos obtenidos se caracterizan por tener demasiado ruido; obteniéndose una señal más clara para los 200 hPa. A partir del campo de anomalías asociadas a la MJO (Figura 3.32) se observa divergencia en altura sobre el centro y sur de México en las fases 1, 2, 7 y 8, sobre el mar Caribe en las fases 1, 2, 3 y 8, y sobre el golfo de México en las fases 2, 4, 7 y 8. Si se comparan estos patrones en altura con lo observado en la Figura 3.31, en las fases 1 y 8 se observan los patrones acoplados más intensos de movimientos ascendentes y convergencia en superficie (anomalías negativas de OLR) con divergencia en altura sobre la parte centro y sur de México, aunque en la fase 8 este patrón es más intenso en la región

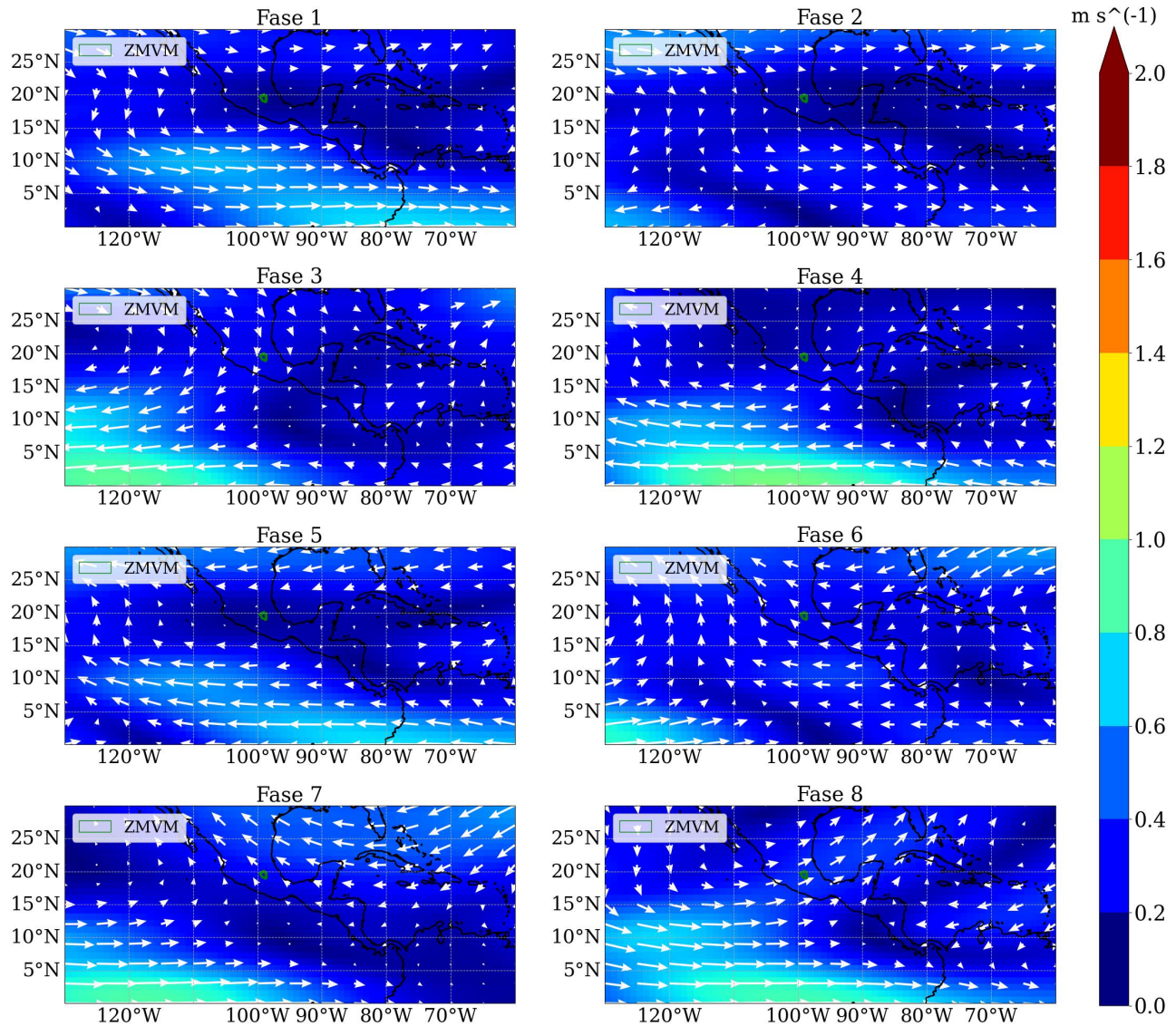
sur y sobre el Pacífico oriental. Durante la fase 2 también se observa este patrón en la vertical sobre el mar Caribe. Por lo que, en primera instancia, el análisis de los patrones acoplados en la vertical obtenidos muestran que durante las fases 1, 2 y 8 existen condiciones favorables que tributan a la ocurrencia de convección en las regiones fuente de mayor aporte de humedad a la ZMVM.



**Figura 3.33:** *Compuestos de las anomalías intraestacionales del campo del viento a 700 hPa en el período de estudio para cada fase de la MJO.*

Analizando las anomalías filtradas de velocidad y dirección del viento se observa que durante las fases 1 y 2 predomina un fuerte flujo desde el oeste en el nivel de 700 hPa (Figura 3.33), que se debilita en la fase 3. En las fases 4–7 predomina un flujo desde el este, y en la fase 8 se observan flujos del oeste sobre el Pacífico y del este sobre el mar Caribe que convergen al sur de México. En la troposfera media (Figura 3.34) se observa un patrón similar al de niveles bajos, pero con un campo de anomalías del viento más debilitado.

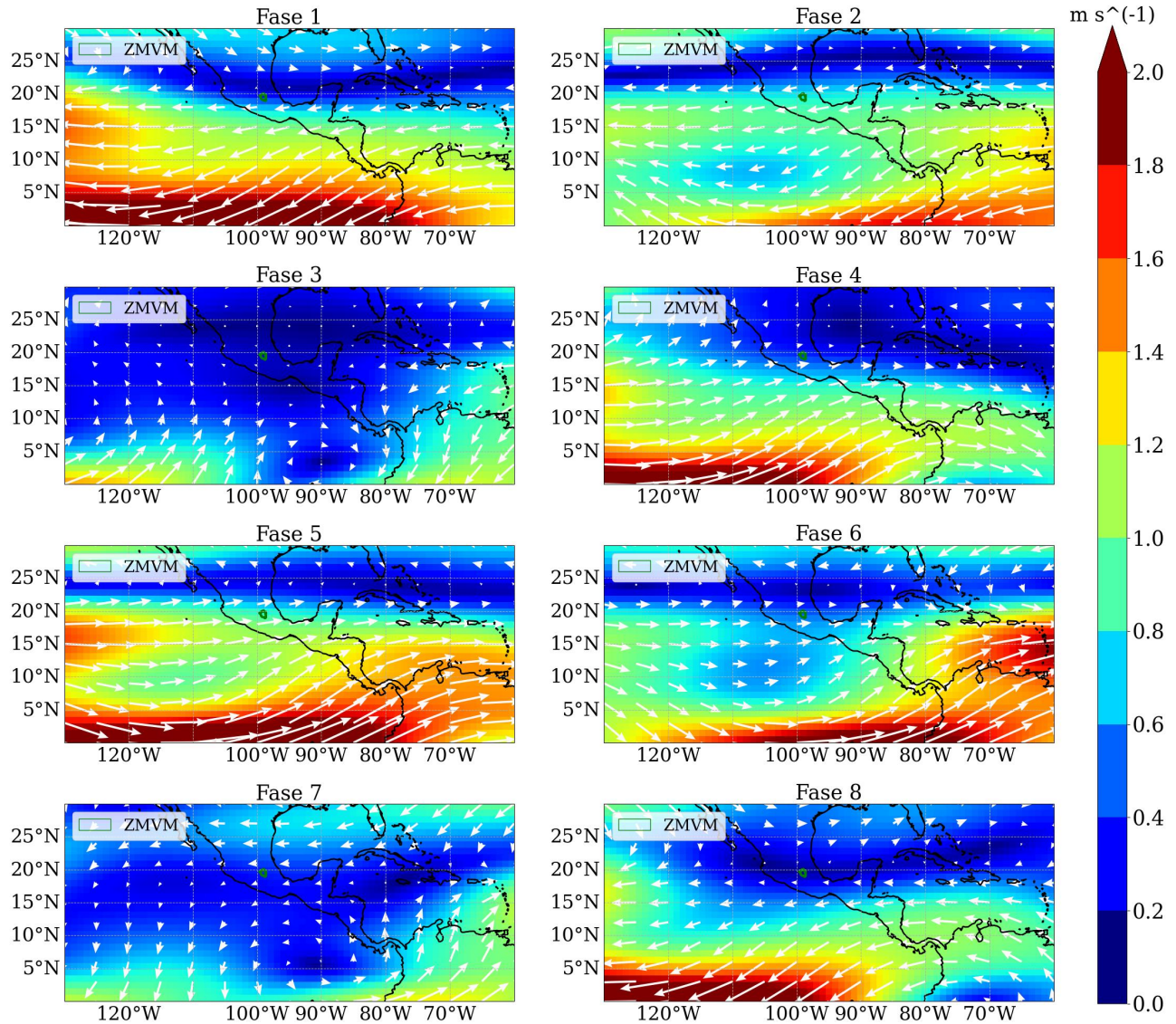




**Figura 3.34:** *Compuestos de las anomalías intraestacionales del campo del viento a 500 hPa en el período de estudio para cada fase de la MJO.*

En los niveles altos (Figura 3.35), se obtienen las mayores anomalías intraestacionales del campo de vientos. En las fases 1 y 2 predomina un fuerte flujo anómalo del este sobre la mayor parte de la región, que se invierte hacia el este en las fases 4–6. En las fases 3 y 7 se observa un flujo mucho más débil sobre la mayor parte del mar Caribe, el océano Pacífico, la zona centro-sur de México y América Central. En la fase 8 predomina también un fuerte flujo de vientos anómalos desde el este, pero localizado más al sur del territorio mexicano.

Con el objetivo de analizar cómo estas anomalías a escala intraestacional del campo del viento influyen en el patrón del flujo sinóptico observado para cada fase, se muestran los compuestos de velocidad y dirección del viento en los niveles de 700, 500 y 200 hPa. En niveles bajos (Figura



**Figura 3.35:** *Compuestos de las anomalías intraestacionales del campo del viento a 200 hPa en el período de estudio para cada fase de la MJO.*

3.36), durante los meses estudiados se observa el predominio de un flujo del este proveniente del mar Caribe y que penetra en el continente. Este flujo se observa también en niveles medios y se mantiene hasta aproximadamente los 400–350 hPa, mientras que en niveles altos predominan sobre la región de estudio vientos fuertes del oeste (Figura 3.38).

Durante las fases húmedas, el flujo del este que predomina hasta niveles medios presenta una ligera componente hacia el noroeste que favorece la advección de humedad dentro del Valle y la región central de México, sobre todo desde el mar Caribe, región en la que se observaron condiciones favorables para la ocurrencia de convección y una mayor cantidad de agua precipitable disponible en las fases 1 y 2. A partir de la fase 3 se ve una intensificación de los vientos en la región correspondiente al chorro de bajos niveles del Caribe que debilita la componente al noroeste



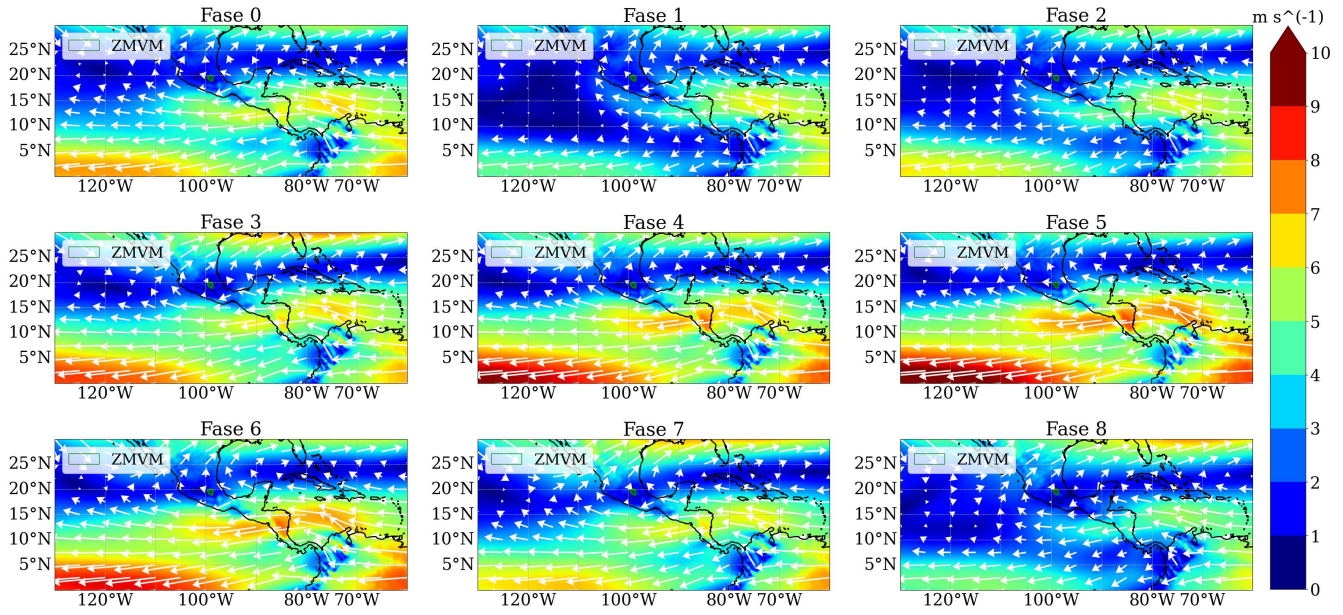


Figura 3.36: Compuestos de velocidad y dirección del viento a 700 hPa para cada fase de la MJO.

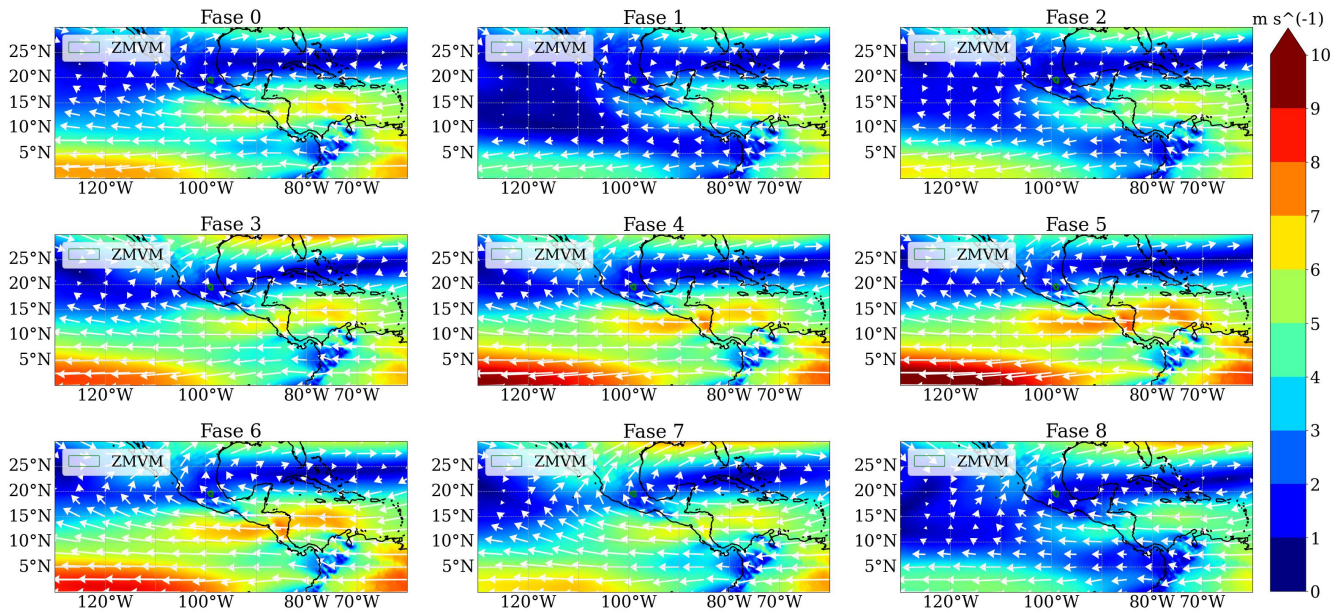


Figura 3.37: Compuestos de velocidad y dirección del viento a 500 hPa para cada fase de la MJO.

observada anteriormente, por lo que la mayor parte de la humedad a niveles bajos y medios es adveccionada por un flujo más fuerte al sur del territorio mexicano. Esta intensificación (debilitamiento) del chorro de bajos niveles se ve influenciada por las anomalías intraestacionales del viento con componente del este (oeste) que predominan fundamentalmente durante las fases secas (húmedas). El comportamiento del chorro de bajos niveles resulta un componente clave en la intensidad de los flujos de humedad que penetran en territorio mexicano provenientes del mar Caribe, lo que está en concordancia con resultados obtenidos en estudios anteriores (Perdigón-Morales et al., 2019,



2021). Durante la fase 8 se observan vientos más débiles en la región del mar Caribe, y la cantidad de humedad advectada es mayor al sur del territorio mexicano; mientras la convección más intensa ocurre sobre el Pacífico y el flujo de humedad que proviene de esta región pudiera verse interrumpido por los sistemas montañosos que limitan la ZMVM por el oeste y sur.

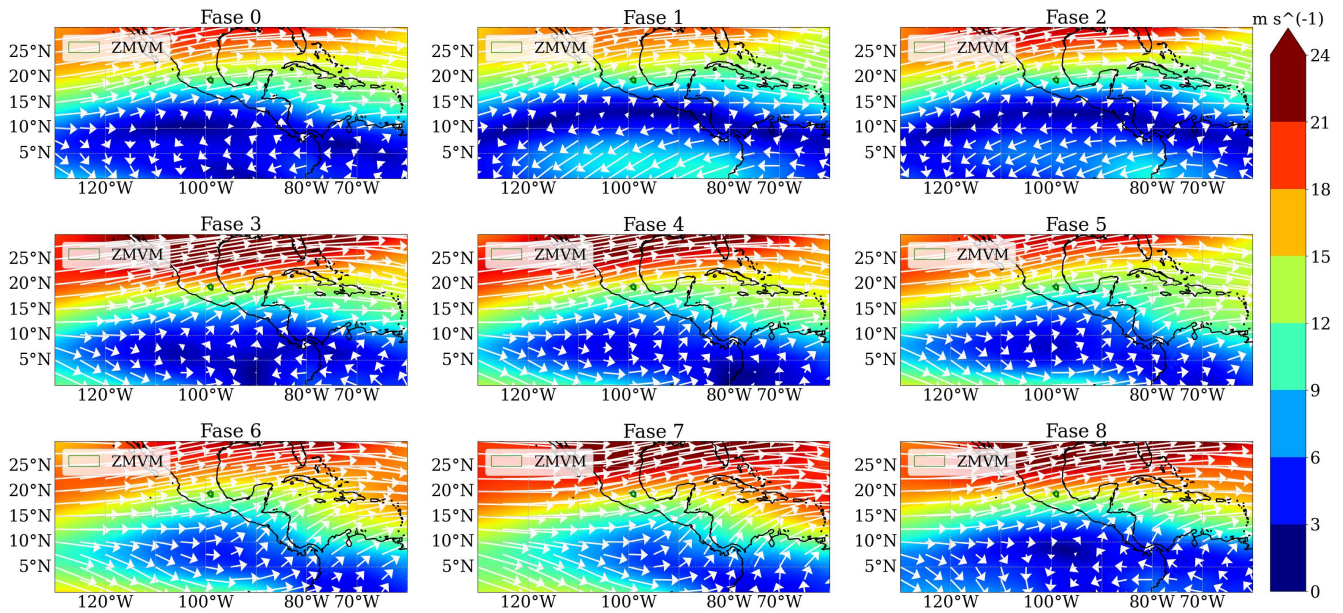


Figura 3.38: Compuestos de velocidad y dirección del viento a 200 hPa para cada fase de la MJO.

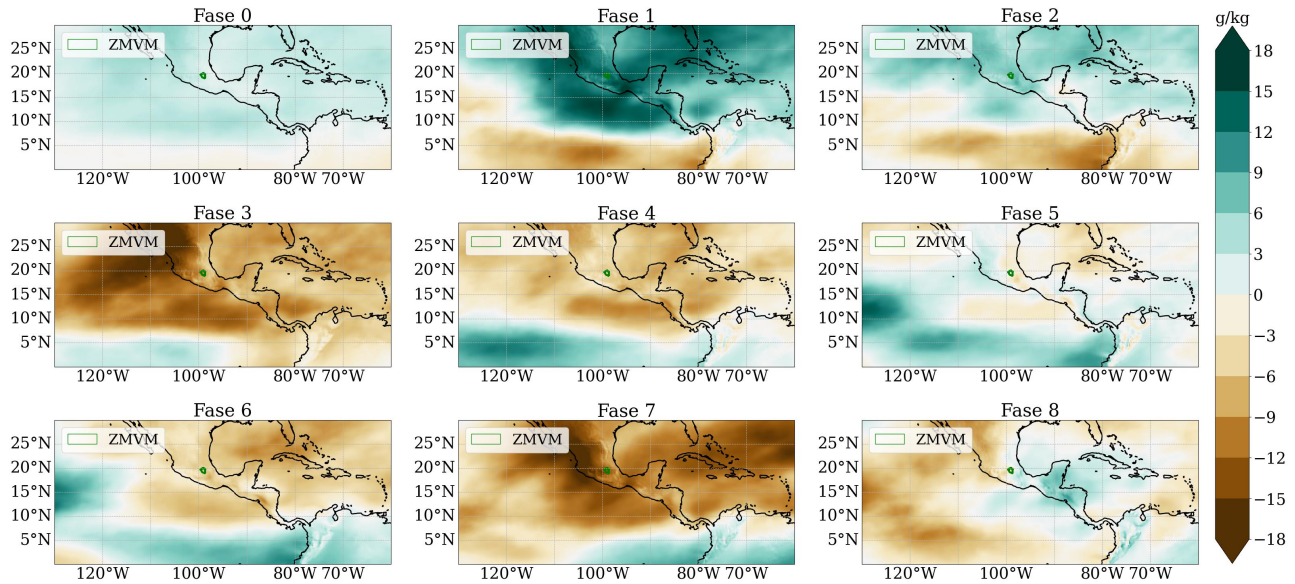
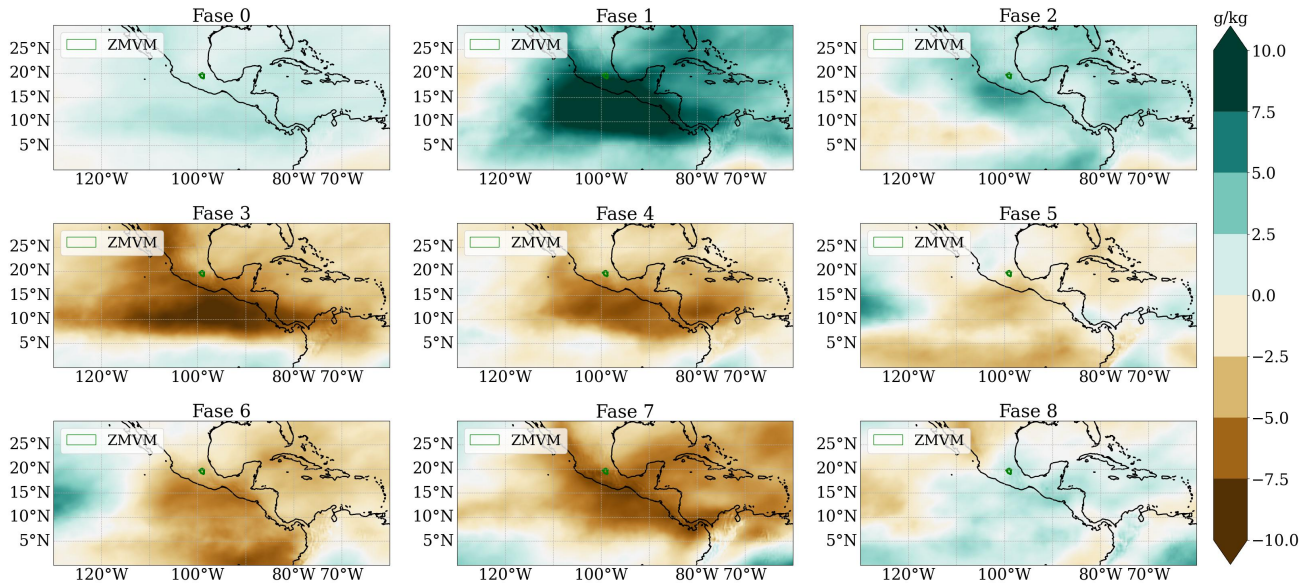


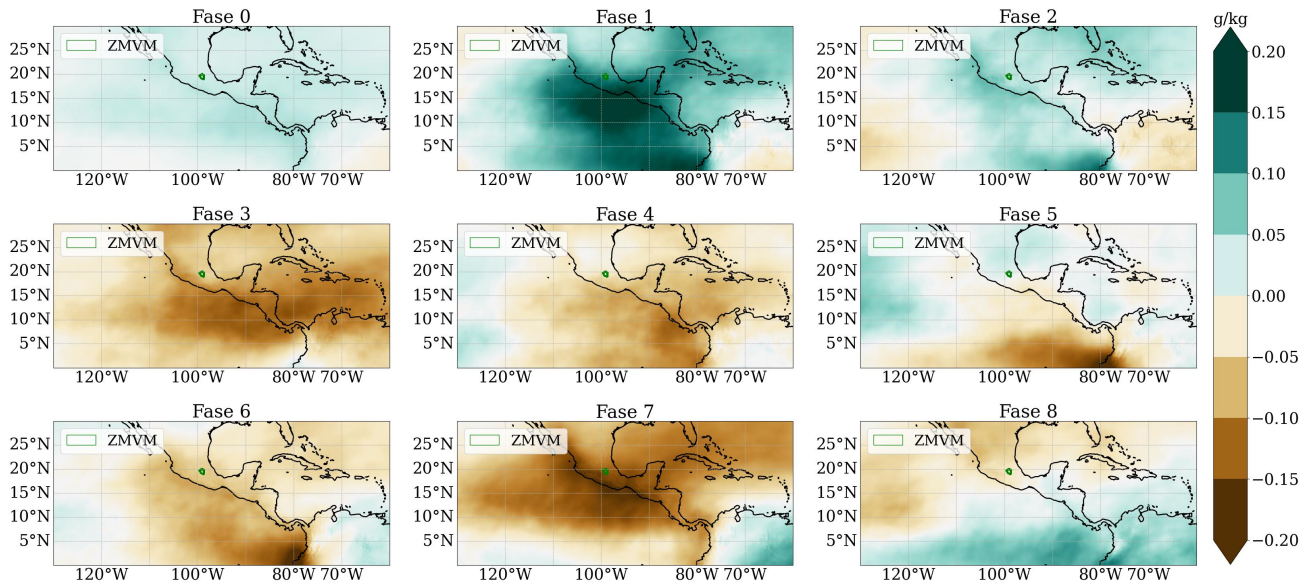
Figura 3.39: Compuestos de las anomalías de humedad a 700 hPa en el período de estudio para cada fase de la MJO.

En la troposfera superior (Figura 3.38), se observa un flujo muy intenso del oeste sobre la mayor parte del territorio mexicano, el golfo de México y el mar Caribe, que tiende a ser más débil en

las fases 1 y 2. La existencia de vientos fuertes en la altura inhibe el crecimiento de los sistemas convectivos. Por lo que durante las fases 1 y 2, al existir un flujo menos intenso (menor cizalladura del viento) las condiciones para el desarrollo convectivo son más favorables, fundamentalmente sobre el centro-sur de México y el mar Caribe.



**Figura 3.40:** *Compuestos de las anomalías de humedad a 500 hPa en el período de estudio para cada fase de la MJO.*



**Figura 3.41:** *Compuestos de las anomalías de humedad a 200 hPa en el período de estudio para cada fase de la MJO.*

Las Figuras 3.39, 3.40 y 3.41 muestran los compuestos de las anomalías de humedad en los niveles de 700, 500 y 200 hPa, respectivamente, para cada fase de la oscilación. Para todos los

niveles analizados, el contenido de humedad es mayor durante las fases húmedas de la MJO sobre el territorio mexicano y las cuencas oceánicas adyacentes. La existencia de mayor contenido de vapor en la columna atmosférica y baja cizalladura del viento se asocia a condiciones propicias para el desarrollo de convección profunda y formación de sistemas convectivos. Estas condiciones favorecen los desarrollos convectivos sobre el continente y un mayor aporte de humedad al Valle desde la región central de México durante las fases 1 y 2. Por su parte, el desarrollo de convección profunda está estrechamente vinculado a la ocurrencia de eventos extremos de precipitación, por lo que durante estas fases las condiciones son más favorables para la ocurrencia de lluvias intensas en la zona de estudio.

En niveles altos, el flujo del oeste que predomina sobre el territorio mexicano trae humedad advectada desde el Pacífico oriental (Figura 3.41), pero estudiar su contribución requiere el empleo de un modelo de reciclaje que permita analizar la atmósfera por capas y se propone para un estudio posterior.



# Conclusiones

En el presente trabajo se analizó la influencia de la oscilación Madden–Julian (MJO) en los eventos extremos de precipitación en la ZMVM. Para ello se emplearon varias bases de datos satelitales, de reanálisis y de estaciones con el objetivo de caracterizar el campo de las precipitaciones en el dominio de estudio, definir el umbral para considerar eventos extremos y analizar la modulación de dichos eventos por la MJO.

Al comparar con las observaciones, la base de datos CHIRPS tuvo un mejor desempeño reproduciendo el patrón espacial de los acumulados de precipitación en la ZMVM a escalas anual y mensual, donde el forzamiento orográfico juega un rol fundamental en la determinación de los diferentes regímenes de precipitación.

El umbral para definir eventos extremos de precipitación presenta un patrón espacial similar, con los mayores valores en las regiones más altas del Valle, donde ocurren los mayores acumulados de precipitación. En el centro y norte de la ZMVM, el clima es más seco y los umbrales son menores. Para todo el período analizado (1981–2021), el mayor número de eventos diarios de precipitación extrema ocurrió en el período de junio a octubre.

Para todas las bases de datos analizadas, el mayor número de eventos extremos se reportó durante eventos activos de la MJO, observándose un incremento entre el 40–46 % en el número de días con eventos de precipitación intensa respecto a los días de MJO no activa; por lo que sí existe una modulación de dicha oscilación. Durante las fases húmedas (fases 1 y 2) se observó la mayor frecuencia de ocurrencia de extremos, siendo mínima durante las fases 6, 7 y 8, definidas como las fases secas. En promedio, se registró un incremento aproximado del 130–212 % en el número de días extremos en la fase de máxima frecuencia de ocurrencia en comparación con la fase de mínima ocurrencia. Se analizó, además, el comportamiento promedio de los acumulados de precipitación durante eventos extremos, para cada fase de la oscilación, y no se observaron diferencias estadísticamente significativas entre ellos. De acuerdo con estos resultados, se concluye que la MJO influye en la frecuencia en que ocurren dichos eventos, pero no tanto en su intensidad, cuyo modulador principal es la orografía. Aunque existieron deficiencias en las bases de datos analizadas, los resultados obtenidos son consistentes.

Empleando el modelo DRM, se analizaron los flujos y aportes de humedad de diferentes regiones fuente en el contenido de agua precipitable en la ZMVM durante los meses de junio a octubre. De forma general, y para todas las fases de la MJO, los aportes más significativos de humedad provienen del centro de México, el mar Caribe y el golfo de México. Sin embargo, aunque la proporción en que contribuyen dichas regiones no presenta diferencias entre fases, la cantidad total de agua precipitable contenida en la columna atmosférica es mayor durante las fases húmedas de la oscilación, por lo que las contribuciones de dichas regiones al Valle son superiores en las fases 1 y 2.

Analizando las anomalías intraestacionales del campo de viento y OLR, así como de la divergencia del viento, las condiciones más favorables para la ocurrencia de convección profunda se observaron durante las fases 1 y 2 de la oscilación; siendo el campo de las anomalías más intenso, y la señal intraestacional más clara, en niveles altos que en la troposfera media y baja.

En los meses de verano, el flujo húmedo del este observado durante las fases 1 y 2, con cierta componente al noroeste, y su interacción con los sistemas montañosos de la región juegan un papel importante en la ocurrencia de convección en la zona del Valle. Además, este flujo del este, unido a un mayor contenido de humedad atmosférica y menor cizalladura del viento, contribuye al desarrollo de sistemas convectivos en la zona central de México, que tributan también al contenido de humedad dentro de la ZMVM.

Durante las fases secas ocurre un fortalecimiento de los vientos en la región del chorro de bajos niveles del Caribe, que intensifica la advección de humedad al sur de México. Además, durante estas fases, se observan anomalías negativas de la cantidad de agua precipitable disponible sobre la mayor parte del territorio mexicano y las cuencas oceánicas adyacentes. En particular, durante las fases 7 y 8, la convección más fuerte se localiza sobre el océano Pacífico oriental y parte del flujo hacia el Valle proviene del oeste, el que pudiera verse interrumpido por los grandes sistemas montañosos que limitan y actúan como barreras naturales al oeste y sur de la ZMVM.

# Recomendaciones y Trabajo Futuro

El análisis de los flujos de humedad realizado empleando el DRM mostró que existe una variabilidad interanual en los aportes de humedad de las diferentes regiones fuente. Esto se puede asociar a la influencia del ENOS en la intensidad de los eventos MJO y su patrón de teleconexiones, por lo que se recomienda realizar un análisis más detallado de esta variabilidad a escala interanual y la influencia de las condiciones El Niño/La Niña en los flujos de humedad.

Por otro lado, una de las deficiencias del DRM es que no permite analizar el efecto de la cizalladura del viento, ya que considera toda la columna atmosférica como una sola capa y emplea las integrales verticales de las variables atmosféricas (Dominguez et al., 2006). Debido a esto, en regiones donde existe una influencia importante de la cizalladura del viento no se cumplen los supuestos de mezclamiento vertical y los modelos tienden a estimar incorrectamente la dirección de origen del flujo de humedad; siendo esta la mayor fuente de error para los modelos simples (Dominguez et al., 2020). Según Dominguez et al. (2020), agregar una capa a estos esquemas simples atenúa significativamente el problema, por lo que desarrollaron el modelo de 2 capas 2L-DRM. Para dar continuidad a los análisis realizados en esta investigación, se propone, como trabajo futuro, emplear el 2L-DRM para reproducir las corridas que se llevaron a cabo con el DRM para el período 1981–2021, con el objetivo de comparar los resultados obtenidos con ambos modelos y analizar si existen cambios significativos en los flujos y aportes de humedad para la ZMVM desde las diferentes regiones fuente.

# Bibliografía

- Adames, A. F. & Kim, D. (2016). The MJO as a Dispersive, Convectively Coupled Moisture Wave: Theory and Observations. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 73(3):913–941. ISSN: 0022-4928, 1520-0469. DOI: 10.1175/JAS-D-15-0170.1.
- Adams, D. K. & Comrie, A. C. (1997). The North American Monsoon. *Cover Bulletin of the American Meteorological Society Bulletin of the American Meteorological Society*, 78(10):2197–2214. DOI: 10.1175/1520-0477(1997)078%3C2197:TNAM%3E2.0.CO;2.
- Adler, R. F.; Huffman, G. J.; Chang, A.; Ferraro, R.; Xie, P. P.; Janowiak, J.; Rudolf, B.; Schneider, U.; Curtis, S.; Bolvin, D.; Gruber, A.; Susskind, J.; Arkin, P.; & Nelkin, E. (2003). The version-2 global precipitation climatology project (GPCP) monthly precipitation analysis (1979–present). *Journal of Hydrometeorology*, 4(6):1147–1167. ISSN: 1525755X. DOI: 10.1175/1525-7541(2003)004<1147:TVGPCP>2.0.CO;2.
- Aguado, E. & Burt, J. E. (2015). *Understanding Weather and Climate*. Pearson, seventh edition. ISBN: 978-0-321-98730-3.
- 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.; Sinay, J. J.; Sánchez, E.; Oviedo, G. I. H.; Obed, F.; Salgado, J. E.; Vázquez, J. L.; Baca, M.; Gutiérrez, M.; Centella, C.; Espinosa, J.; Martínez, D.; Olmedo, B.; Espinoza, C. E. O.; Núñez, R.; Haylock, M.; Benavides, H.; & Mayorga, R. (2005). Changes in Precipitation and Temperature Extremes in Central America and Northern South America, 1961–2003. *Journal of Geophysical Research*, 110(D23):D23107. ISSN: 0148-0227. DOI: 10.1029/2005JD006119.
- Ahmed, F.; Schumacher, C.; Feng, Z.; & Hagos, S. (2016). A retrieval of tropical latent heating using the 3D structure of precipitation features. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 55(4):1965–1982. ISSN: 15588432. DOI: 10.1175/JAMC-D-15-0038.1.
- Amador, J. A.; Alfaro, E. J.; Lizano, O. G.; & Magaña, V. O. (2006). Atmospheric Forcing of the Eastern Tropical Pacific: A Review. *Progress in Oceanography*, 69(2-4):101–142. ISSN: 00796611. DOI: 10.1016/j.pocean.2006.03.007.



- American Meteorological Society (2021). Precipitation. URL <https://glossary.ametsoc.org/wiki/Precipitation>. Fecha de acceso: 2022-09-05.
- American Meteorological Society (2022). Warm cloud. URL [https://glossary.ametsoc.org/wiki/Warm\\_cloud](https://glossary.ametsoc.org/wiki/Warm_cloud). Fecha de acceso: 2022-09-05.
- Arkin, P. & Janowiak, J. (1991). Analyses of the Global Distribution of Precipitation. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 16(1-2):5–16. ISSN: 03770265. DOI: 10.1016/0377-0265(91)90009-5.
- Baez-Villanueva, O. M.; Zambrano-Bigiarini, M.; Ribbe, L.; Nauditt, A.; Giraldo-Osorio, J. D.; & Thinh, N. X. (2018). Temporal and Spatial Evaluation of Satellite Rainfall Estimates over Different Regions in Latin-America. *Atmospheric Research*, 213:34–50. ISSN: 01698095. DOI: 10.1016/j.atmosres.2018.05.011.
- Bai, L.; Shi, C.; Li, L.; Yang, Y.; & Wu, J. (2018). Accuracy of CHIRPS Satellite-Rainfall Products over Mainland China. *Remote Sensing*, 10(3):362. ISSN: 2072-4292. DOI: 10.3390/rs10030362.
- Barrett, B. S. & Esquivel Longoria, M. I. (2013). Variability of precipitation and temperature in Guanajuato, Mexico. *Atmósfera*, 26(4):521–536. DOI: 10.1016/S0187-6236(13)71093-2.
- Barrett, B. S. & Raga, G. B. (2016). Variability of winter and summer surface ozone in Mexico City on the intraseasonal timescale. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 16(23):15359–15370. ISSN: 1680-7324. DOI: 10.5194/acp-16-15359-2016.
- Beck, H. E.; Pan, M.; Roy, T.; Weedon, G. P.; Pappenberger, F.; van Dijk, A. I. J. M.; Huffman, G. J.; Adler, R. F.; & Wood, E. F. (2019). Daily evaluation of 26 precipitation datasets Using Stage-IV gauge-radar data for the CONUS. *Hydrology and Earth System Sciences*, 23(1):207–224. ISSN: 1607-7938. DOI: 10.5194/hess-23-207-2019.
- Beck, H. E.; Vergopolan, N.; Pan, M.; Levizzani, V.; van Dijk, A. I. J. M.; Weedon, G. P.; Brocca, L.; Pappenberger, F.; Huffman, G. J.; & Wood, E. F. (2017). Global-scale evaluation of 22 precipitation datasets using gauge observations and hydrological modeling. *Hydrology and Earth System Sciences*, 21(12):6201–6217. ISSN: 1607-7938. DOI: 10.5194/hess-21-6201-2017.
- Bell, B.; Hersbach, H.; Simmons, A.; Berrisford, P.; Dahlgren, P.; Horányi, A.; Muñoz-Sabater, J.; Nicolas, J.; Radu, R.; Schepers, D.; Soci, C.; Villaume, S.; Bidlot, J.; Haimberger, L.; Woollen, J.; Buontempo, C.; & Thépaut, J. (2021). The ERA5 global reanalysis: Preliminary extension to 1950. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 147(741):4186–4227. ISSN: 0035-9009, 1477-870X. DOI: 10.1002/qj.4174.
- Beniston, M. & Stephenson, D. B. (2004). Extreme climatic events and their evolution under changing climatic conditions. *Global and Planetary Change*, 44(1-4):1–9. ISSN: 09218181. DOI: 10.1016/j.gloplacha.2004.06.001.

- Benkirane, M.; Laftouhi, N.-E.; Khabba, S.; & de la Hera-Portillo, Á. (2022). Hydro Statistical Assessment of TRMM and GPM Precipitation Products against Ground Precipitation over a Mediterranean Mountainous Watershed (in the Moroccan High Atlas). *Applied Sciences*, 12(16):8309. ISSN: 2076-3417. DOI: 10.3390/app12168309.
- Berger, V. W. & Zhou, Y. (2014). Kolmogorov–Smirnov Test: Overview. In Balakrishnan, N.; Colton, T.; Everitt, B.; Piegorisch, W.; Ruggeri, F.; & Teugels, J. L., editors, *Wiley Stats-Ref: Statistics Reference Online*. Wiley, 1 edition. ISBN: 978-1-118-44511-2. URL <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/9781118445112.stat06558>.
- Betts, A. K. & Jakob, C. (2002). Study of diurnal cycle of convective precipitation over Amazonia using a single column model. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 107(D23):ACL 25–1–ACL 25–13. ISSN: 01480227. DOI: 10.1029/2002JD002264.
- Blumenfeld, J. (2015). From TRMM to GPM: The Evolution of NASA Precipitation Data | Earthdata. *EARTHDATA, NASA*.
- Bretherton, C. S.; Peters, M.; & Back, L. E. (2004). Relationships between Water Vapor Path and Precipitation over the Tropical Oceans. *Journal of Climate*, 17(7):1518–1528. DOI: 10.1175/1520-0442(2004)017%3C1517:RBWVPA%3E2.0.CO;2.
- Cavazos, T. & Hastenrath, S. (1990). Convection and rainfall over Mexico and their modulation by the Southern Oscillation. *International Journal of Climatology*, 10(4):377–386. ISSN: 08998418, 10970088. DOI: 10.1002/joc.3370100405.
- Cavazos, T.; Luna-Niño, R.; Cerezo-Mota, R.; Fuentes-Franco, R.; Méndez, M.; Pineda Martínez, L. F.; & Valenzuela, E. (2020). Climatic trends and regional climate models intercomparison over the CORDEX-CAM (Central America, Caribbean, and Mexico) domain. *International Journal of Climatology*, 40(3):1396–1420. ISSN: 0899-8418, 1097-0088. DOI: 10.1002/joc.6276.
- 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):L21703. ISSN: 0094-8276. DOI: 10.1029/2008GL035832.
- Chang, C.-P. (1977). Viscous Internal Gravity Waves and Low-Frequency Oscillations in the Tropics. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 34(6):901–910. DOI: 10.1175/1520-0469(1977)034%3C0901:VIGWAL%3E2.0.CO;2.
- Climate Hazards Center & USAID (2021). CHIRPS: Rainfall Estimates from Rain Gauge and Satellite Observations. URL <https://www.chc.ucsb.edu/data/chirps>. Fecha de acceso: 2022-10-11.

- 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*, 41(11):5406–5430. ISSN: 0899-8418, 1097-0088. DOI: 10.1002/joc.7225.
- CONAGUA (2019). *Estadísticas del Agua en México*. Sistema Nacional de Información sobre cantidad, calidad, usos y conservación del Agua (Sina), 20 edition. URL [http://sina.conagua.gob.mx/publicaciones/EAM\\_{\\_}2019.pdf](http://sina.conagua.gob.mx/publicaciones/EAM_{_}2019.pdf).
- Curtis, S. (2004). Diurnal cycle of rainfall and surface winds and the mid-summer drought of Mexico/Central America. *Climate Research*, 27(1):1–8.
- Del-Toro-Guerrero, F. J.; Kretzschmar, T.; & Bullock, S. H. (2019). Precipitation and topography modulate vegetation greenness in the mountains of Baja California, México. *International Journal of Biometeorology*, 63(10):1425–1435. ISSN: 0020-7128, 1432-1254. DOI: 10.1007/s00484-019-01763-5.
- Dominguez, F.; Hu, H.; & Martinez, J. A. (2020). Two-Layer Dynamic Recycling Model (2L-DRM): Learning from Moisture Tracking Models of Different Complexity. *Journal of Hydrometeorology*, 21(1):3–16. ISSN: 1525-755X, 1525-7541. DOI: 10.1175/JHM-D-19-0101.1.
- Dominguez, F.; Kumar, P.; Liang, X.-Z.; & Ting, M. (2006). Impact of Atmospheric Moisture Storage on Precipitation Recycling. *Journal of Climate*, 19(8):1513–1530. ISSN: 1520-0442, 0894-8755. DOI: 10.1175/JCLI3691.1.
- Englehart, P. J. & Douglas, A. V. (2000). Dissecting the Macro-scale Variations in Mexican Maize Yields (1961-1997). *Geographical and Environmental Modelling*, 4(1):65–81. ISSN: 1361-5939, 1469-8323. DOI: 10.1080/136159300111379.
- Englehart, P. J. & Douglas, A. V. (2002). Mexico’s summer rainfall patterns: an analysis of regional modes and changes in their teleconnectivity. *Atmósfera*, 15(3):147–164. ISSN: 0187-6236.
- Espinosa-López, J. A.; Ibáñez-Castillo, L. A.; Universidad Autónoma Chapingo, Texcoco, M.; Arteaga-Ramírez, R.; Universidad Autónoma Chapingo, Texcoco, M.; Galeana-Pizaña, J. M.; & Centro de Investigación en Geografía y Geomática “Ing. Jorge L. Tamayo”, Centro de Investigación en Ciencias de Información Espacial A. C. del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología, Ciudad de México, M. (2020). Modelo hidrológico distribuido con imágenes GPM-IMERG en la cuenca del río Huaynamota, Nayarit, México. *Tecnología y ciencias del agua*, 11(5):344–383. ISSN: 20072422. DOI: 10.24850/j-tyca-2020-05-09.
- Fuentes-Franco, R.; Giorgi, F.; Pavia, E. G.; Graef, F.; & Coppola, E. (2018). Seasonal precipitation forecast over Mexico based on a hybrid statistical-dynamical approach. *International Journal of Climatology*, 38(11):4051–4065. ISSN: 08998418. DOI: 10.1002/joc.5550.

- 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):150066. ISSN: 2052-4463. DOI: 10.1038/sdata.2015.66.
- García, E. (1965). Distribución de la precipitación en la República Mexicana. *Publicaciones del Instituto de Geografía, UNAM*, v. I:171–191.
- García, E. (2003). Distribución de la precipitación en la República Mexicana. *Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía, UNAM*, No. 50:67–76.
- García Franco, J. L. (2021). *The American Monsoon System: variability and teleconnections*. Tesis doctoral (Doctor of Philosophy), Wadham College, University of Oxford. URL <https://ora.ox.ac.uk/objects/uuid:3e73fe26-eb4b-419a-99de-748c64939bb3>.
- García-Franco, J. L.; Chadwick, R.; Gray, L. J.; Osprey, S.; & Adams, D. K. (2022). Revisiting mechanisms of the Mesoamerican Midsummer drought. *Climate Dynamics*. ISSN: 0930-7575, 1432-0894. DOI: 10.1007/s00382-022-06338-6.
- Giddins, L.; Soto, M.; Rutherford, B. M.; & Maarouf, A. (2005). Standardized Precipitation Index Zones for México. *Atmósfera*, pages 33–56.
- Gimeno, L.; Stohl, A.; Trigo, R. M.; Dominguez, F.; Yoshimura, K.; Yu, L.; Drumond, A.; Durán-Quesada, A. M.; & Nieto, R. (2012). Oceanic and terrestrial sources of continental precipitation. *Reviews of Geophysics*, 50(4):1–41. ISSN: 87551209. DOI: 10.1029/2012RG000389.
- Gimeno, L.; Vázquez, M.; Eiras-Barca, J.; Sorí, R.; Stojanovic, M.; Algarra, I.; Nieto, R.; Ramos, A. M.; Durán-Quesada, A. M.; & Dominguez, F. (2019). Recent progress on the sources of continental precipitation as revealed by moisture transport analysis. *Earth-Science Reviews*, 201:103070. ISSN: 00128252. DOI: 10.1016/j.earscirev.2019.103070.
- Gochis, D. J.; Brito-Castillo, L.; & Shuttleworth, W. J. (2006). Hydroclimatology of the North American Monsoon region in northwest Mexico. *Journal of Hydrology*, 316(1-4):53–70. ISSN: 00221694. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2005.04.021.
- González Moraga, G. J. (2020). La naturaleza intermitente de la precipitación en Ciudad de México. Tesis de maestría (Maestría en Ciencias de la Tierra). URL [132.248.9.195/ptd2020/octubre/0804629/Index.html](https://132.248.9.195/ptd2020/octubre/0804629/Index.html).
- Gottschalck, J. (2021). What is the MJO, and why do we care? URL <https://www.climate.gov/news-features/blogs/enso/what-mjo-and-why-do-we-care>. Fecha de acceso: 2022-10-10.

- GPM (2022). IMERG: Integrated Multi-satellitE Retrievals for GPM | NASA Global Precipitation Measurement Mission. URL <https://gpm.nasa.gov/data/imerg>. Fecha de acceso: 2022-11-08.
- Hastenrath, S. (2002). The intertropical convergence zone of the eastern Pacific revisited. *International Journal of Climatology*, 22(3):347–356. ISSN: 0899-8418, 1097-0088. DOI: 10.1002/joc.739.
- Hendon, H. H. & Salby, M. L. (1994). The Life Cycle of the Madden–Julian Oscillation. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 51(15):2225–2237. DOI: 10.1175/1520-0469(1994)051%3C2225:TLCOTM%3E2.0.CO;2.
- Hersbach, H.; Bell, B.; Berrisford, P.; Hirahara, S.; Horányi, A.; Muñoz-Sabater, J.; Nicolas, J.; Peubey, C.; Radu, R.; Schepers, D.; Simmons, A.; Soci, C.; Abdalla, S.; Abellan, X.; Balsamo, G.; Bechtold, P.; Biavati, G.; Bidlot, J.; Bonavita, M.; Chiara, G.; Dahlgren, P.; Dee, D.; Diamantakis, M.; Dragani, R.; Flemming, J.; Forbes, R.; Fuentes, M.; Geer, A.; Haimberger, L.; Healy, S.; Hogan, R. J.; Hólm, E.; Janisková, M.; Keeley, S.; Laloyaux, P.; Lopez, P.; Lupu, C.; Radnoti, G.; Rosnay, P.; Rozum, I.; Vamborg, F.; Villaume, S.; & Thépaut, J. (2020). The ERA5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 146(730):1999–2049. ISSN: 0035-9009, 1477-870X. DOI: 10.1002/qj.3803.
- Hersbach, H.; de Rosnay, P.; Bell, B.; Schepers, D.; Simmons, A.; Soci, C.; Abdalla, S.; Alonso-Balmaseda, M.; Balsamo, G.; Bechtold, P.; Berrisford, P.; Bidlot, J.-R.; de Boissésón, E.; Bonavita, M.; Browne, P.; Buizza, R.; Dahlgren, P.; Dee, D.; Dragani, R.; Diamantakis, M.; Flemming, J.; Forbes, R.; Geer, A.; Haiden, T.; Hólm, E.; Haimberger, L.; Hogan, R.; Horányi, A.; Janiskova, M.; Laloyaux, P.; Lopez, P.; Muñoz-Sabater, J.; Peubey, C.; Radu, R.; Richardson, D.; Thépaut, J.-N.; Vitart, F.; Yang, X.; Zsótér, E.; & Zuo, H. (2018). Operational global reanalysis: progress, future directions and synergies with NWP.
- 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. ISSN: 0435-3676, 1468-0459. DOI: 10.1111/geoa.12085.
- Higgins, R. W.; Douglas, A.; Hahmann, A.; Berbery, E. H.; Gutzler, D.; Shuttleworth, J.; Stensrud, D.; Amador, J. A.; Carbone, R.; Cortez, M.; Douglas, M.; Lobato, R.; Meitin, J.; Ropelewski, C.; Schemm, J.; Schubert, S.; & Zhang, C. (2003). Progress in Pan American CLIVAR Research: The North American Monsoon System. *Atmósfera*, 16(1):29–65. ISSN: 0187-6236.
- Higgins, R. W. & Shi, W. (2001). Intercomparison of the principal modes of interannual and intraseasonal variability of the North American Monsoon System. *Journal of Climate*, 14(3):403–417. ISSN: 08948755. DOI: 10.1175/1520-0442(2001)014<0403:IOTPMO>2.0.CO;2.

- Hodges, J. L. J. (1958). The Significance Probability of the Smirnov Two-Sample Test. *Arkiv für Matematik*, 3(43):469–486.
- Hoell, A.; Barlow, M.; Wheeler, M. C.; & Funk, C. (2014). Disruptions of El Niño-Southern Oscillation Teleconnections by the Madden-Julian Oscillation. *Geophysical Research Letters*, 41(3):998–1004. ISSN: 00948276. DOI: 10.1002/2013GL058648.
- Holton, J. R. & Hakim, G. J. (2013). *An Introduction to Dynamic Meteorology*. Academic Press, fifth edition. ISBN: 978-0-12-384866-6.
- Hou, A. Y.; Kakar, R. K.; Neeck, S.; Azarbarzin, A. A.; Kummerow, C. D.; Kojima, M.; Oki, R.; Nakamura, K.; & Iguchi, T. (2014). The Global Precipitation Measurement Mission. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 95(5):701–722. ISSN: 0003-0007, 1520-0477. DOI: 10.1175/BAMS-D-13-00164.1.
- Houze Jr., R. A. (1997). Stratiform Precipitation in Regions of Convection: A Meteorological Paradox? *Cover Bulletin of the American Meteorological Society Bulletin of the American Meteorological Society*, 78(10):2179–2196. DOI: 10.1175/1520-0477(1997)078%3C2179:SPIROC%3E2.0.CO;2.
- Hoyos, I.; Dominguez, F.; Cañón-Barriga, J.; Martínez, J. A.; Nieto, R.; Gimeno, L.; & Dirmeyer, P. A. (2018). Moisture origin and transport processes in Colombia, northern South America. *Climate Dynamics*, 50(3-4):971–990. ISSN: 14320894. DOI: 10.1007/s00382-017-3653-6.
- Hsu, C.-P. F. & Wallace, J. M. (1976). The Global Distribution of the Annual and Semianual Cycles in Precipitation. *Monthly Weather Review*, 104(9):1093–1101. DOI: 10.1175/1520-0493(1976)104%3C1093:TGDOTA%3E2.0.CO;2.
- Huffman, G. J.; Bolvin, D. T.; Braithwaite, D.; Hsu, K.-L.; Joyce, R. J.; Kidd, C.; Nelkin, E. J.; Sorooshian, S.; Stocker, E. F.; Tan, J.; Wolff, D. B.; & Xie, P. (2020). Integrated Multi-satellite Retrievals for the Global Precipitation Measurement (GPM) Mission (IMERG). In Levizzani, V.; Kidd, C.; Kirschbaum, D. B.; Kummerow, C. D.; Nakamura, K.; & Turk, F. J., editors, *Satellite Precipitation Measurement*, volume 67 of *Advances in {{Global Change Research}}*, pages 343–353. Springer International Publishing. ISBN: 978-3-030-24567-2 978-3-030-24568-9. URL [https://link.springer.com/10.1007/978-3-030-24568-9\\_19](https://link.springer.com/10.1007/978-3-030-24568-9_19).
- Huffman, G. J.; Bolvin, D. T.; Nelkin, E. J.; & Tan, J. (2019). Integrated Multi-satellite Retrievals for GPM (IMERG) Technical Documentation. URL [https://pmm.nasa.gov/sites/default/files/document\\_{\\_}files/IMERG\\_{\\_}doc\\_{\\_}190909.pdf](https://pmm.nasa.gov/sites/default/files/document_{_}files/IMERG_{_}doc_{_}190909.pdf).
- Huffman, G. J.; Bolvin, D. T.; Nelkin, E. J.; Wolff, D. B.; Adler, R. F.; Gu, G.; Hong, Y.; Bowman, K. P.; & Stocker, E. F. (2007). The TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA):

- Quasi-Global, Multiyear, Combined-Sensor Precipitation Estimates at Fine Scales. *Journal of Hydrometeorology*, 8(1):38–55. ISSN: 1525-7541, 1525-755X. DOI: 10.1175/JHM560.1.
- Instituto Nacional de Estadística y Geografía: INEGI (2022). Principales resultados del Censo de Población y Vivienda 2020. Estados Unidos Mexicanos. Technical report. URL [www.inegi.org.mx](http://www.inegi.org.mx).
- IPCC (2021). Climate Change 2021. The Physical Science Basis. Summary for Policymakers. URL ISBN978-92-9169-158-6.
- Jakob, C. & Schumacher, C. (2008). Precipitation and latent heating characteristics of the major tropical western Pacific cloud regimes. *Journal of Climate*, 21(17):4348–4364. ISSN: 08948755. DOI: 10.1175/2008JCLI2122.1.
- Janowiak, J. E.; Joyce, R. J.; & Yarosh, Y. (2001). A Real-Time Global Half-Hourly Pixel-Resolution Infrared Dataset and Its Applications. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 82:205–218. DOI: 10.1175/1520-0477(2001)082<0205:ARTGHH>2.3.CO;2.
- Jáuregui, E. (2004). Impact of land-use changes on the climate of the Mexico City Region. *Investigaciones Geográficas (Mx)*, 55:46–60. ISSN: 0188-4611.
- Jáuregui, E. & Romales, E. (1996). Urban effects on convective precipitation in Mexico city. *Atmospheric Environment*, 30(20):3383–3389. ISSN: 13522310. DOI: 10.1016/1352-2310(96)00041-6.
- Jazcilevich, A.; Fuentes, V.; Jáuregui, E.; & Luna, E. (2000). Simulated Urban Climate Response to Historical Land Use Modification in the Basin of Mexico. *Climatic Change*, 44(4):515–536. ISSN: 01650009. DOI: 10.1023/A:1005588919627.
- Jenney, A. M.; Randall, D. A.; & Branson, M. D. (2020). Understanding the Response of Tropical Ascent to Warming Using an Energy Balance Framework. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 12(6):1–21. ISSN: 19422466. DOI: 10.1029/2020MS002056.
- Jiang, Q.; Li, W.; Fan, Z.; He, X.; Sun, W.; Chen, S.; Wen, J.; Gao, J.; & Wang, J. (2021). Evaluation of the ERA5 reanalysis precipitation dataset over Chinese Mainland. *Journal of Hydrology*, 595:125660. ISSN: 00221694. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2020.125660.
- Jiang, X.; Adames, Á. F.; Kim, D.; Maloney, E. D.; Lin, H.; Kim, H.; Zhang, C.; DeMott, C. A.; & Klingaman, N. P. (2020). Fifty Years of Research on the Madden-Julian Oscillation: Recent Progress, Challenges, and Perspectives. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 125(17). ISSN: 2169-897X, 2169-8996. DOI: 10.1029/2019JD030911.

- Jiang, X.; Xiang, B.; Zhao, M.; Li, T.; Lin, S.-J.; Wang, Z.; & Chen, J.-H. (2018). Intraseasonal Tropical Cyclogenesis Prediction in a Global Coupled Model System. *Journal of Climate*, 31(15):6209–6227. ISSN: 0894-8755, 1520-0442. DOI: 10.1175/JCLI-D-17-0454.1.
- Jiménez , B.; Mazari, M.; Domínguez, R.; & Cifuentes, E. (1994). EL AGUA EN EL VALLE DE MÉXICO. In *El Agua en México vista desde la Academia*, pages 15–32. Academia Mexicana de Ciencias, jimenez b. edition.
- Jones, C.; Waliser, D. E.; Lau, K. M.; & Stern, W. (2004). Global Occurrences of Extreme Precipitation and the Madden–Julian Oscillation: Observations and Predictability. *Journal of Climate*, 17(23):4575–4589. ISSN: 1520-0442, 0894-8755. DOI: 10.1175/3238.1.
- Joyce, R. J.; Janowiak, J. E.; Arkin, P. A.; & Xie, P. (2004). CMORPH: A Method that Produces Global Precipitation Estimates from Passive Microwave and Infrared Data at High Spatial and Temporal Resolution. *Journal of Hydrometeorology*, 5(3):487–503. DOI: 10.1175/1525-7541(2004)005%3C0487:CAMTPG%3E2.0.CO;2.
- Kaper, H. & Engler, H. (2013). *Mathematics and Climate*. Society for Industrial and Applied Mathematics. ISBN: 978-1-61197-260-3 978-1-61197-261-0. DOI: 10.1137/1.9781611972610. URL <http://epubs.siam.org/doi/book/10.1137/1.9781611972610>.
- Katsanos, D.; Retalis, A.; & Michaelides, S. (2016). Validation of a high-resolution precipitation database (CHIRPS) over Cyprus for a 30-year period. *Atmospheric Research*, 169:459–464. ISSN: 01698095. DOI: 10.1016/j.atmosres.2015.05.015.
- Kendrew, W. (1922). *The climates of the continents*. Clarendon Press, 1 edition.
- Kendrew, W. G. (1961). *The Climates of the Continents*. Oxford University Press, 5 edition.
- Kessler, W. S. (2001). EOF Representations of the Madden–Julian Oscillation and Its Connection with ENSO. *Journal of Climate*, 14(13):3055–3061. DOI: 10.1175/1520-0442(2001)014%3C3055:EROTMJ%3E2.0.CO;2.
- Kikuchi, K. & Wang, B. (2008). Diurnal Precipitation Regimes in the Global Tropics. *Journal of Climate*, 21(11):2680–2696. ISSN: 1520-0442, 0894-8755. DOI: 10.1175/2007JCLI2051.1.
- Kiladis, G. N.; Dias, J.; Straub, K. H.; Wheeler, M. C.; Tulich, S. N.; Kikuchi, K.; Weickmann, K. M.; & Ventrice, M. J. (2014). A Comparison of OLR and Circulation-Based Indices for Tracking the MJO. *Monthly Weather Review*, 142(5):1697–1715. ISSN: 0027-0644, 1520-0493. DOI: 10.1175/MWR-D-13-00301.1.
- Kiladis, G. N.; Straub, K. H.; & Haertel, P. T. (2005). Zonal and Vertical Structure of the Madden–Julian Oscillation. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 62(8):2790–2809. ISSN: 1520-0469, 0022-4928. DOI: 10.1175/JAS3520.1.



- Kim, J.-E. & Zhang, C. (2021). Core Dynamics of the MJO. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 78(1):229–248. ISSN: 0022-4928, 1520-0469. DOI: 10.1175/JAS-D-20-0193.1.
- Klaus, D.; Jáuregui, E.; Poth, A.; Stein, G.; & Voss, M. (1999). Regular circulation structures in the tropical basin of Mexico City as a consequence of the urban heat island effect. *ERDKUNDE*, 53(3):231–243. ISSN: 00140015. DOI: 10.3112/erdkunde.1999.03.04.
- Lafleur, D. M.; Barrett, B. S.; & Henderson, G. R. (2015). Some Climatological Aspects of the Madden–Julian Oscillation (MJO). *Journal of Climate*, 28(15):6039–6053. ISSN: 0894-8755, 1520-0442. DOI: 10.1175/JCLI-D-14-00744.1.
- Lavers, D. A.; Simmons, A.; Vamborg, F.; & Rodwell, M. J. (2022). An evaluation of ERA5 precipitation for climate monitoring. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 148(748):3152–3165. ISSN: 0035-9009, 1477-870X. DOI: 10.1002/qj.4351.
- Lee; Woolnough, S. J.; Charlton-Perez, A. J.; & Vitart, F. (2019). ENSO Modulation of MJO Teleconnections to the North Atlantic and Europe. *Geophysical Research Letters*, 46(22):13535–13545. ISSN: 0094-8276, 1944-8007. DOI: 10.1029/2019GL084683.
- Lee, C.-Y.; Camargo, S. J.; Vitart, F.; Sobel, A. H.; & Tippett, M. K. (2018). Subseasonal Tropical Cyclone Genesis Prediction and MJO in the S2S Dataset. *Weather and Forecasting*, 33(4):967–988. ISSN: 0882-8156, 1520-0434. DOI: 10.1175/WAF-D-17-0165.1.
- León-Cruz, J. F.; Carbajal Henken, C.; Carbajal, N.; & Fischer, J. (2021). Spatio-Temporal Distribution of Deep Convection Observed along the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Remote Sensing*, 13(6):1215. ISSN: 2072-4292. DOI: 10.3390/rs13061215.
- Ling, J.; Zhang, C.; & Bechtold, P. (2013). Large-Scale Distinctions between MJO and Non-MJO Convective Initiation over the Tropical Indian Ocean. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 70(9):2696–2712. ISSN: 0022-4928, 1520-0469. DOI: 10.1175/JAS-D-13-029.1.
- Liu, C.; Shige, S.; Takayabu, Y. N.; & Zipser, E. (2015). Latent heating contribution from precipitation systems with different sizes, depths, and intensities in the tropics. *Journal of Climate*, 28(1):186–203. ISSN: 08948755. DOI: 10.1175/JCLI-D-14-00370.1.
- Liu, C. & Zipser, E. J. (2015). The global distribution of largest, deepest, and most intense precipitation systems. *Geophysical Research Letters*, 42(9):3591–3595. ISSN: 00948276. DOI: 10.1002/2015GL063776.
- Liu, P.; Zhang, Q.; Zhang, C.; Zhu, Y.; Khairoutdinov, M.; Kim, H.-M.; Schumacher, C.; & Zhang, M. (2016). A Revised Real-Time Multivariate MJO Index. *Monthly Weather Review*, 144(2):627–642. ISSN: 0027-0644, 1520-0493. DOI: 10.1175/MWR-D-15-0237.1.

- Liu, Z. & Alexander, M. (2007). Atmospheric bridge, oceanic tunnel, and global climatic teleconnections. *Reviews of Geophysics*, 45(2):RG2005. ISSN: 8755-1209. DOI: 10.1029/2005RG000172.
- López-Bravo, C.; Caetano, E.; & Magaña, V. (2018). Forecasting Summertime Surface Temperature and Precipitation in the Mexico City Metropolitan Area: Sensitivity of the WRF Model to Land Cover Changes. *Frontiers in Earth Science*, 6:6. ISSN: 2296-6463. DOI: 10.3389/feart.2018.00006.
- López-Espinoza, E.; Ruiz-Angulo, Á.; Zavala-Hidalgo, J.; Romero-Centeno, R.; & Escamilla-Salazar, J. (2019). Impacts of the Desiccated Lake System on Precipitation in the Basin of Mexico City. *Atmosphere*, 10(10):628. ISSN: 2073-4433. DOI: 10.3390/atmos10100628.
- López-Espinoza, E. D.; Fuentes-Mariles, O. A.; Herrera-Moro, D. R.; Gómez-Ramos, O.; Novelo-Casanova, D. A.; & Zavala-Hidalgo, J. (2022). Daily Precipitation Data for the Mexico City Metropolitan Area from 1930 to 2015. *Data*, 7(7):88. ISSN: 2306-5729. DOI: 10.3390/data7070088.
- López López, M. & Pedrozo-Acuña, A. (2020). Verification of Probabilistic Precipitation Forecasts in Metropolitan Zone of Valley of Mexico Using the ECMWF Ensemble Prediction System. In *22nd EGU General Assembly 2020*. URL [https://ui.adsabs.harvard.edu/link\\_gateway/2020EGUGA...2212046L/doi:10.5194/egusphere-egu2020-12046](https://ui.adsabs.harvard.edu/link_gateway/2020EGUGA...2212046L/doi:10.5194/egusphere-egu2020-12046).
- Lorenz, D. J. & Hartmann, D. L. (2006). The Effect of the MJO on the North American Monsoon. *Journal of Climate*, 19(3):333–343. ISSN: 1520-0442, 0894-8755. DOI: 10.1175/JCLI3684.1.
- Luo, Z. J.; Anderson, R. C.; Rossow, W. B.; & Takahashi, H. (2017). Tropical cloud and precipitation regimes as seen from near-simultaneous TRMM, cloudsat, and CALIPSO observations and comparison with ISCCP. *Journal of Geophysical Research*, 122(11):5988–6003. ISSN: 21562202. DOI: 10.1002/2017JD026569.
- Madden, R. A. & Julian, P. R. (1971). Detection of a 40–50 Day Oscillation in the Zonal Wind in the Tropical Pacific. *Cover Journal of the Atmospheric Sciences Journal of the Atmospheric Sciences*, 28(5):702–708. DOI: 10.1175/1520-0469(1971)028%3C0702:DOADOI%3E2.0.CO;2.
- Madden, R. A. & Julian, P. R. (1972). Description of Global-Scale Circulation Cells in the Tropics with a 40–50 Day Period. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 29(6):1109–1123. DOI: 10.1175/1520-0469(1972)029%3C1109:DOGSCC%3E2.0.CO;2.
- Magaña, V. O.; Amador, J. A.; & Medina, S. (1999). The Midsummer Drought over Mexico and Central America. *Journal of Climate*, 12(6):1577–1588. DOI: 10.1175/1520-0442(1999)012%3C1577:TMDOMA%3E2.0.CO;2.

- Magaña, V. O.; Méndez, M.; & Pérez, J. (2003). Diagnosis and prognosis of extreme precipitation events in the Mexico City Basin. *Geofísica Internacional*, 42(2):247–259. ISSN: 0016-7169.
- Maloney, E. D. & Hartmann, D. L. (2000a). Modulation of Eastern North Pacific Hurricanes by the Madden–Julian Oscillation. *Journal of Climate*, 13(9):1451–1460. DOI: 10.1175/1520-0442(2000)013%3C1451:MOENPH%3E2.0.CO;2.
- Maloney, E. D. & Hartmann, D. L. (2000b). Modulation of Hurricane Activity in the Gulf of Mexico by the Madden-Julian Oscillation. *Science*, 287(5460):2002–2004. ISSN: 0036-8075, 1095-9203. DOI: 10.1126/science.287.5460.2002.
- Manz, B.; Páez-Bimos, S.; Horna, N.; Buytaert, W.; Ochoa-Tocachi, B.; Lavado-Casimiro, W.; & Willems, B. (2017). Comparative Ground Validation of IMERG and TMPA at Variable Spatiotemporal Scales in the Tropical Andes. *Journal of Hydrometeorology*, 18(9):2469–2489. ISSN: 1525-755X, 1525-7541. DOI: 10.1175/JHM-D-16-0277.1.
- Martin, E. R. & Schumacher, C. (2011). Modulation of Caribbean Precipitation by the Madden–Julian Oscillation. *Journal of Climate*, 24(3):813–824. ISSN: 1520-0442, 0894-8755. DOI: 10.1175/2010JCLI3773.1.
- Martinez, J. A. & Dominguez, F. (2014). Sources of Atmospheric Moisture for the La Plata River Basin. *Journal of Climate*, 27(17):6737–6753. ISSN: 0894-8755, 1520-0442. DOI: 10.1175/JCLID-14-00022.1.
- Matsuno, T. (1966). Quasi-Geostrophic Motions in the Equatorial Area. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, 44(1):25–43. ISSN: 0026-1165, 2186-9057. DOI: 10.2151/jmsj1965.44.1\_25.
- Mautner, M. R. L.; Foglia, L.; Herrera, G. S.; Galán, R.; & Herman, J. D. (2020). Urban growth and groundwater sustainability: Evaluating spatially distributed recharge alternatives in the Mexico City Metropolitan Area. *Journal of Hydrology*, 586:124909. ISSN: 00221694. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2020.124909.
- Mayor, Y.; Tereshchenko, I.; Fonseca-Hernández, M.; Pantoja, D.; & Montes, J. (2017). Evaluation of Error in IMERG Precipitation Estimates under Different Topographic Conditions and Temporal Scales over Mexico. *Remote Sensing*, 9(5):503. ISSN: 2072-4292. DOI: 10.3390/rs9050503.
- Medina Santos, C. A. (2018). Análisis de tendencia de eventos extremos de precipitación en México. Tesis de maestría (Maestría en Ingeniería). URL [132.248.9.195/ptd2018/abril/0772349/Index.html](https://132.248.9.195/ptd2018/abril/0772349/Index.html).
- Milford, J. R.; McDougall, V. D.; & Dugdale, G. (1996). Rainfall estimation from cold cloud duration : experience of the TAMSAT group in West Africa. In *Problèmes de validation des*

- méthodes déstimation des précipitations par satellite en Afrique intertropicale*, pages 13–29. ORSTOM, guillot be edition. ISBN: 978-2-7099-1355-3.
- Minjarez-Sosa, C.; Waissman, J.; Castro, C. L.; & Adams, D. (2019). Algorithm for improved QPE over complex terrain using cloud-to-ground lightning occurrences. *Atmosphere*, 10(2):14–16. ISSN: 20734433. DOI: 10.3390/ATMOS10020085.
- Minjarez-Sosa, C. M.; Castro, C. L.; Cummins, K. L.; Waissmann, J.; & Adams, D. K. (2017). An improved QPE over complex terrain employing cloud-to-ground lightning occurrences. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 56(9):2489–2507. ISSN: 15588432. DOI: 10.1175/JAMC-D-16-0097.1.
- Minobe, S.; Park, J. H.; & Virts, K. S. (2020). Diurnal Cycles of Precipitation and Lightning in the Tropics Observed by TRMM3G68, GSMaP, LIS, and WWLLN. *Journal of Climate*, 33(10):4293–4313. ISSN: 0894-8755, 1520-0442. DOI: 10.1175/JCLI-D-19-0389.1.
- Moon, J.-Y.; Wang, B.; & Ha, K.-J. (2011). ENSO regulation of MJO teleconnection. *Climate Dynamics*, 37(5-6):1133–1149. ISSN: 0930-7575, 1432-0894. DOI: 10.1007/s00382-010-0902-3.
- Morales-Velázquez, M. I.; Herrera, G. d. S.; Aparicio, J.; Rafieeinassab, A.; & Lobato-Sánchez, R. (2021). Evaluating reanalysis and satellite-based precipitation at regional scale: A case study in southern Mexico. *Atmósfera*, 34(2):189–206. DOI: 10.20937/ATM.52789.
- Mosiño, P. A. & García, E. (1974). The climate of Mexico. World Survey of climatology. In *Climates of North America*, volume II, pages 345–404. Elsevier, bryson, r. edition.
- Naegele, A. C. & Randall, D. A. (2019). Geographical and Seasonal Variability of Cloud-Radiative Feedbacks on Precipitation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 124(2):684–699. ISSN: 21698996. DOI: 10.1029/2018JD029186.
- Novo, S. & Raga, G. B. (2013). The properties of convective storms in central Mexico: A radar and lightning approach. *Atmósfera*, 26(4):461–472. ISSN: 0187-6236.
- Ochoa, C. A.; Quintanar, A. I.; Raga, G. B.; & Baumgardner, D. (2015). Changes in Intense Precipitation Events in Mexico City. *Journal of Hydrometeorology*, 16(4):1804–1820. ISSN: 1525-755X, 1525-7541. DOI: 10.1175/JHM-D-14-0081.1.
- OECD (2015). *OECD Territorial Reviews: Valle de México, Mexico*. OECD Territorial Reviews. OECD. ISBN: 978-92-64-24516-7 978-92-64-24517-4. DOI: 10.1787/9789264245174-en. URL [https://www.oecd-ilibrary.org/urban-rural-and-regional-development/oecd-territorial-reviews-valle-de-mexico-mexico\\_{ }9789264245174-en](https://www.oecd-ilibrary.org/urban-rural-and-regional-development/oecd-territorial-reviews-valle-de-mexico-mexico_{ }9789264245174-en).

- Oke, T. R.; Spronken-Smith, R. A.; Jáuregui, E.; & Grimmond, C. S. B. (1999). The energy balance of central Mexico City during the dry season. *Atmospheric Environment*, 33(24-25):3919–3930. ISSN: 13522310. DOI: 10.1016/S1352-2310(99)00134-X.
- Olvera Lazcano, L. J. (2022). Influencia de la MJO en los eventos extremos de precipitación y su relación con la alberca de agua caliente sobre el Pacífico mexicano. Tesis de licenciatura (Licenciado en Ciencias de la Tierra). URL [132.248.9.195/ptd2022/mayo/0825130/Index.html](https://132.248.9.195/ptd2022/mayo/0825130/Index.html).
- Paredes Trejo, F. J.; Álvarez Barbosa, H.; Peñaloza-Murillo, M. A.; Moreno, M. A.; & Farias, A. (2016). Intercomparison of improved satellite rainfall estimation with CHIRPS gridded product and rain gauge data over Venezuela. *Atmósfera*, 29(4):323–342. DOI: 10.20937/ATM.2016.29.04.04.
- Paredes-Trejo, F. J.; Barbosa, H. A.; & Lakshmi Kumar, T. V. (2017). Validating CHIRPS-based satellite precipitation estimates in Northeast Brazil. *Journal of Arid Environments*, 139:26–40. ISSN: 01401963. DOI: 10.1016/j.jaridenv.2016.12.009.
- Pavia, E. G.; Graef, F.; & Reyes, J. (2006). PDO–ENSO Effects in the Climate of Mexico. *Journal of Climate*, 19(24):6433–6438. ISSN: 1520-0442, 0894-8755. DOI: 10.1175/JCLI4045.1.
- Peña Aurquia, O. (2020). Eventos extremos de precipitación en el noroeste de México. Tesis de maestría (Maestría en Ciencias de la Tierra). URL [132.248.9.195/ptd2020/enero/0799997/Index.html](https://132.248.9.195/ptd2020/enero/0799997/Index.html).
- Perdigón-Morales, J.; Romero-Centeno, R.; Barrett, B. S.; & Ordoñez, P. (2019). Intraseasonal Variability of Summer Precipitation in Mexico: MJO Influence on the Midsummer Drought. *Journal of Climate*, 32(8):2313–2327. ISSN: 0894-8755, 1520-0442. DOI: 10.1175/JCLI-D-18-0425.1.
- Perdigón-Morales, J.; Romero-Centeno, R.; Ordoñez, P.; Nieto, R.; Gimeno, L.; & Barrett, B. S. (2021). Influence of the Madden-Julian Oscillation on moisture transport by the Caribbean Low Level Jet during the Midsummer Drought in Mexico. *Atmospheric Research*, 248:105243. ISSN: 01698095. DOI: 10.1016/j.atmosres.2020.105243.
- Perdigón-Morales, J.; Romero-Centeno, R.; Pérez, P. O.; & Barrett, B. S. (2018). The Midsummer Drought in Mexico: perspectives on duration and intensity from the CHIRPS precipitation database. *International Journal of Climatology*, 38(5):2174–2186. ISSN: 08998418. DOI: 10.1002/joc.5322.
- Planos Gutiérrez, E. O. (2015). Influence of extreme rainfall in the annual water supply. *AQUALAC*, 7(2):38–48. DOI: <http://dx.doi.org/10.29104/phi-aqualac/2015-v7-2-05>.

- Pradhan, R. K.; Markonis, Y.; Vargas Godoy, M. R.; Villalba-Pradas, A.; Andreadis, K. M.; Nikolopoulos, E. I.; Papalexiou, S. M.; Rahim, A.; Tapiador, F. J.; & Hanel, M. (2022). Review of GPM IMERG performance: A global perspective. *Remote Sensing of Environment*, 268:112754. ISSN: 00344257. DOI: 10.1016/j.rse.2021.112754.
- Prieto, R.; Montero, M.; Sánchez, J.; & Ojeda, W. (2007). Determinación de períodos de sequía y lluvias intensas en diferentes regiones de México ante escenarios de cambio climático. Technical report, Número de Registro INE: INE/A1-056/2007. URL <https://docplayer.es/81396698-Determinacion-de-periodos-de-sequia-y-lluvia-intensa-en-diferentes-regiones-de-mexico-ante-escenarios-de-cambio-climatico.html>.
- Randall, D. A.; Harshvardhan; Dazlich, D. A.; & Corsetti, T. G. (1989). Interactions among Radiation, Convection, and Large-Scale Dynamics in a General Circulation Model. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 46(13):1943–1970. DOI: [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1989\)046<1943:IARCAL>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1989)046<1943:IARCAL>2.0.CO;2).
- Rasmusson, E. M. & Arkin, P. A. (1993). A Global View of Large-Scale Precipitation Variability. *Journal of Climate*, 6(8):1495–1522. DOI: 10.1175/1520-0442(1993)006%3C1495:AGVOLS%3E2.0.CO;2.
- Retalis, A.; Katsanos, D.; Tymvios, F.; & Michaelides, S. (2020). Comparison of GPM IMERG and TRMM 3B43 Products over Cyprus. *Remote Sensing*, 12(19):3212. ISSN: 2072-4292. DOI: 10.3390/rs12193212.
- Rico-Ramirez, M. A.; Liguori, S.; & Schellart, A. N. A. (2015). Quantifying radar-rainfall uncertainties in urban drainage flow modelling. *Journal of Hydrology*, 528:17–28. ISSN: 00221694. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2015.05.057.
- Rihan, F. A.; Collier, C. G.; & Roulstone, I. (2005). Four-dimensional variational data assimilation for Doppler radar wind data. *Journal of Computational and Applied Mathematics*, 176(1):15–34. ISSN: 03770427. DOI: 10.1016/j.cam.2004.07.003.
- Rincón-Avalos, P.; Khouakhi, A.; Mendoza-Cano, O.; la Cruz, J. L.-D.; & Paredes-Bonilla, K. M. (2022). Evaluation of satellite precipitation products over Mexico using Google Earth Engine. *Journal of Hydroinformatics*, 24(4):711–729. ISSN: 1464-7141, 1465-1734. DOI: 10.2166/hydro.2022.122.
- Rivera, J. A.; Marianetti, G.; & Hinrichs, S. (2018). Validation of CHIRPS precipitation dataset along the Central Andes of Argentina. *Atmospheric Research*, 213:437–449. ISSN: 01698095. DOI: 10.1016/j.atmosres.2018.06.023.

- Roca, R. & Fiolleau, T. (2020). Extreme precipitation in the tropics is closely associated with long-lived convective systems. *Communications Earth & Environment*, 1(1):18. ISSN: 2662-4435. DOI: 10.1038/s43247-020-00015-4.
- Rogé, P.; Friedman, A. R.; Astier, M.; & Altieri, M. A. (2014). Farmer Strategies for Dealing with Climatic Variability: A Case Study from the Mixteca Alta Region of Oaxaca, Mexico. *Agroecology and Sustainable Food Systems*, 38(7):786–811. ISSN: 2168-3565, 2168-3573. DOI: 10.1080/21683565.2014.900842.
- Romero-Centeno, R.; Zavala-Hidalgo, J.; & Raga, G. B. (2007). Midsummer Gap Winds and Low-Level Circulation over the Eastern Tropical Pacific. *Journal of Climate*, 20(15):3768–3784. ISSN: 1520-0442, 0894-8755. DOI: 10.1175/JCLI4220.1.
- Rosenfeld, D.; Andreae, M. O.; Asmi, A.; Chin, M.; de Leeuw, G.; Donovan, D. P.; Kahn, R.; Kinne, S.; Kivekäs, N.; Kulmala, M.; Lau, W.; Schmidt, K. S.; Suni, T.; Wagner, T.; Wild, M.; & Quaas, J. (2014). Global observations of aerosol-cloud-precipitation-climate interactions. *Reviews of Geophysics*, 52(4):750–808. ISSN: 87551209. DOI: 10.1002/2013RG000441.
- Saavedra Cárdenas, E. L. (2009). Evaluación de la precipitación y período de retorno de los eventos hidrometeorológicos extremos en la región Grijalva-Usumacinta. Tesis de licenciatura (Licenciado en Geografía). URL [132.248.9.195/ptd2009/diciembre/0652148/Index.html](http://132.248.9.195/ptd2009/diciembre/0652148/Index.html).
- Satgé, F.; Xavier, A.; Pillco Zolá, R.; Hussain, Y.; Timouk, F.; Garnier, J.; & Bonnet, M.-P. (2017). Comparative Assessments of the Latest GPM Mission’s Spatially Enhanced Satellite Rainfall Products over the Main Bolivian Watersheds. *Remote Sensing*, 9(4):369. ISSN: 2072-4292. DOI: 10.3390/rs9040369.
- Schumacher, C.; Houze, R. A.; & Kraucunas, I. (2004). The tropical dynamical response to latent heating estimates derived from the TRMM precipitation radar. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 61(12):1341–1358. ISSN: 00224928. DOI: 10.1175/1520-0469(2004)061<1341:TTDRTL>2.0.CO;2.
- Serra, Y. L.; Adams, D. K.; Minjarez-Sosa, C.; Moker, J. M.; Arellano, A. F.; Castro, C. L.; Quintanar, A. I.; Alatorre, L.; Granados, A.; Vazquez, G. E.; Holub, K.; & DeMets, C. (2016). The north American monsoon GPS transect experiment 2013. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 97(11):2103–2115. ISSN: 00030007. DOI: 10.1175/BAMS-D-14-00250.1.
- Shen, Z.; Yong, B.; Gourley, J. J.; Qi, W.; Lu, D.; Liu, J.; Ren, L.; Hong, Y.; & Zhang, J. (2020). Recent global performance of the Climate Hazards group Infrared Precipitation (CHIRP) with Stations (CHIRPS). *Journal of Hydrology*, 591:125284. ISSN: 00221694. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2020.125284.

- Small, R. J. O.; de Szoek, S. P.; & Xie, S.-P. (2007). The Central American Midsummer Drought: Regional Aspects and Large-Scale Forcing. *Journal of Climate*, 20(19):4853–4873. ISSN: 1520-0442, 0894-8755. DOI: 10.1175/JCLI4261.1.
- Sperber, K. R. (2003). Propagation and the Vertical Structure of the Madden–Julian Oscillation. *Monthly Weather Review*, 131(12):3018–3037. DOI: 10.1175/1520-0493(2003)131%3C3018:PATVSO%3E2.0.CO;2.
- Stephens, G. L.; Smalley, M. A.; & Lebsock, M. D. (2019). The Cloudy Nature of Tropical Rains. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 124:171–188. ISSN: 2169-897X, 2169-8996. DOI: 10.1029/2018JD029394.
- Stephens, G. L.; Vane, D. G.; Boain, R. J.; Mace, G. G.; Sassen, K.; Wang, Z.; Illingworth, A. J.; O’Connor, E. J.; Rossow, W. B.; Durden, S. L.; Miller, S. D.; Austin, R. T.; Benedetti, A.; Mitrescu, C.; & the CLOUDSAT Science Team (2002). THE CLOUDSAT MISSION AND THE A-TRAIN. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 83(12):1771–1790. DOI: 10.1175/BAMS-83-12-1771.
- Straub, K. H. (2013). MJO Initiation in the Real-Time Multivariate MJO Index. *Journal of Climate*, 26(4):1130–1151. ISSN: 0894-8755, 1520-0442. DOI: 10.1175/JCLI-D-12-00074.1.
- Sun, Q.; Miao, C.; Duan, Q.; Ashouri, H.; Sorooshian, S.; & Hsu, K. (2018). A Review of Global Precipitation Data Sets: Data Sources, Estimation, and Intercomparisons. *Reviews of Geophysics*, 56(1):79–107. ISSN: 8755-1209, 1944-9208. DOI: 10.1002/2017RG000574.
- Tabari, H. (2020). Climate change impact on flood and extreme precipitation increases with water availability. *Scientific Reports*, 10(1):13768. ISSN: 2045-2322. DOI: 10.1038/s41598-020-70816-2.
- Takahashi, H.; Suzuki, K.; & Stephens, G. (2017). Land–ocean differences in the warm-rain formation process in satellite and ground-based observations and model simulations. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 143(705):1804–1815. ISSN: 1477870X. DOI: 10.1002/qj.3042.
- Takasuka, D. & Satoh, M. (2021). Diversity of the Madden–Julian Oscillation: Initiation Region Modulated by the Interaction between the Intraseasonal and Interannual Variabilities. *Journal of Climate*, 34(6):2297–2318. ISSN: 0894-8755, 1520-0442. DOI: 10.1175/JCLI-D-20-0688.1.
- Tan, J.; Huffman, G. J.; Bolvin, D. T.; & Nelkin, E. J. (2019a). Diurnal Cycle of IMERG V06 Precipitation. *Geophysical Research Letters*, 46(22):13584–13592. ISSN: 0094-8276, 1944-8007. DOI: 10.1029/2019GL085395.
- Tan, J.; Huffman, G. J.; Bolvin, D. T.; & Nelkin, E. J. (2019b). IMERG V06: Changes to the Morphing Algorithm. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 36(12):2471–2482. ISSN: 0739-0572, 1520-0426. DOI: 10.1175/JTECH-D-19-0114.1.



- Tang, G.; Clark, M. P.; Papalexiou, S. M.; Ma, Z.; & Hong, Y. (2020). Have satellite precipitation products improved over last two decades? A comprehensive comparison of GPM IMERG with nine satellite and reanalysis datasets. *Remote Sensing of Environment*, 240:111697. ISSN: 00344257. DOI: 10.1016/j.rse.2020.111697.
- Tang, Y. & Yu, B. (2008). MJO and Its Relationship to ENSO. *Journal of Geophysical Research*, 113(D14):D14106. ISSN: 0148-0227. DOI: 10.1029/2007JD009230.
- Tapiador, F. J.; Roca, R.; Del Genio, A.; Dewitte, B.; Petersen, W.; & Zhang, F. (2019). Is Precipitation a Good Metric for Model Performance? *Bulletin of the American Meteorological Society*, 100(2):223–233. ISSN: 0003-0007, 1520-0477. DOI: 10.1175/BAMS-D-17-0218.1.
- 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. ISSN: 1607-7938. DOI: 10.5194/hess-24-2527-2020.
- Tian, B.; Waliser, D. E.; Kahn, R. A.; Li, Q.; Yung, Y. L.; Tyranowski, T.; Geogdzhayev, I. V.; Mishchenko, M. I.; Torres, O.; & Smirnov, A. (2008). Does the Madden-Julian Oscillation influence aerosol variability? *Journal of Geophysical Research*, 113(D12):D12215. ISSN: 0148-0227. DOI: 10.1029/2007JD009372.
- Vázquez Aguirre, J. L. (2007). Variabilidad de la precipitación en la República Mexicana. Tesis de maestría (Maestría en Ciencias de la Tierra). URL <http://132.248.9.195/pd2007/0620246/Index.html>.
- Verduzco, V. S.; Garatuza-Payán, J.; Yépez, E. A.; Watts, C. J.; Rodríguez, J. C.; Robles-Morua, A.; & Vivoni, E. R. (2015). Variations of net ecosystem production due to seasonal precipitation differences in a tropical dry forest of northwest Mexico: Carbon exchange at a tropical dry forest. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 120(10):2081–2094. ISSN: 21698953. DOI: 10.1002/2015JG003119.
- Vidal Zepeda, R. (2005). *Las regiones climáticas de México*. Colec. Temas Selectos de Geografía de México (I.2.2). ISBN: 970-32-2394-X.
- Virtanen, P.; Gommers, R.; Oliphant, T. E.; Haberland, M.; Reddy, T.; Cournapeau, D.; Burovski, E.; Peterson, P.; Weckesser, W.; Bright, J.; van der Walt, S. J.; Brett, M.; Wilson, J.; Millman, K. J.; Mayorov, N.; Nelson, A. R. J.; Jones, E.; Kern, R.; Larson, E.; Carey, C. J.; Polat, ; Feng, Y.; Moore, E. W.; VanderPlas, J.; Laxalde, D.; Perktold, J.; Cimrman, R.; Henriksen, I.; Quintero, E. A.; Harris, C. R.; Archibald, A. M.; Ribeiro, A. H.; Pedregosa, F.; van Mulbregt, P.; SciPy 1.0 Contributors; Vijaykumar, A.; Bardelli, A. P.; Rothberg, A.; Hilboll, A.; Kloeckner, A.; Scopatz, A.; Lee, A.; Rokem, A.; Woods, C. N.; Fulton, C.; Masson, C.; Häggström, C.; Fitzgerald, C.; Nicholson, D. A.; Hagen, D. R.; Pasechnik, D. V.; Olivetti, E.; Martin, E.; Wieser,

- E.; Silva, F.; Lenders, F.; Wilhelm, F.; Young, G.; Price, G. A.; Ingold, G.-L.; Allen, G. E.; Lee, G. R.; Audren, H.; Probst, I.; Dietrich, J. P.; Silterra, J.; Webber, J. T.; Slavič, J.; Nothman, J.; Buchner, J.; Kulick, J.; Schönberger, J. L.; de Miranda Cardoso, J. V.; Reimer, J.; Harrington, J.; Rodríguez, J. L. C.; Nunez-Iglesias, J.; Kuczynski, J.; Tritz, K.; Thoma, M.; Newville, M.; Kümmerer, M.; Bolingbroke, M.; Tartre, M.; Pak, M.; Smith, N. J.; Nowaczyk, N.; Shebanov, N.; Pavlyk, O.; Brodtkorb, P. A.; Lee, P.; McGibbon, R. T.; Feldbauer, R.; Lewis, S.; Tygier, S.; Sievert, S.; Vigna, S.; Peterson, S.; More, S.; Pudlik, T.; Oshima, T.; Pingel, T. J.; Robitaille, T. P.; Spura, T.; Jones, T. R.; Cera, T.; Leslie, T.; Zito, T.; Krauss, T.; Upadhyay, U.; Halchenko, Y. O.; & Vázquez-Baeza, Y. (2020). SciPy 1.0: fundamental algorithms for scientific computing in Python. *Nature Methods*, 17(3):261–272. ISSN: 1548-7091, 1548-7105. DOI: 10.1038/s41592-019-0686-2.
- Waliser, D. E.; Lau, K. M.; Stern, W.; & Jones, C. (2003). Potential Predictability of the Madden–Julian Oscillation. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 84(1):33–50. ISSN: 0003-0007, 1520-0477. DOI: 10.1175/BAMS-84-1-33.
- Wan, Z. (2008). New refinements and validation of the MODIS Land-Surface Temperature/Emissivity products. *Remote Sensing of Environment*, 112(1):59–74. ISSN: 00344257. DOI: 10.1016/j.rse.2006.06.026.
- Wang, B.; Chen, G.; & Liu, F. (2019). Diversity of the Madden–Julian Oscillation. *Science Advances*, 5(7):eaax0220. ISSN: 2375-2548. DOI: 10.1126/sciadv.aax0220.
- Wang, B. & Ding, Q. (2008). Global Monsoon: Dominant mode of annual variation in the tropics. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 44(3-4):165–183. ISSN: 03770265. DOI: 10.1016/j.dynatmoce.2007.05.002.
- Wang, B.; Liu, F.; & Chen, G. (2016). A trio-interaction theory for Madden–Julian Oscillation. *Geoscience Letters*, 3(1):34. ISSN: 2196-4092. DOI: 10.1186/s40562-016-0066-z.
- Watters, D. & Battaglia, A. (2021). The NASA-JAXA Global Precipitation Measurement Mission – Part I: New frontiers in precipitation. *Weather*, 76(2):41–44. ISSN: 0043-1656, 1477-8696. DOI: 10.1002/wea.3865.
- Watters, D.; Battaglia, A.; & Allan, R. P. (2021). The Diurnal Cycle of Precipitation According to Multiple Decades of Global Satellite Observations, Three CMIP6 Models, and the ECMWF Reanalysis. *Journal of Climate*, pages 1–58. ISSN: 0894-8755, 1520-0442. DOI: 10.1175/JCLI-D-20-0966.1.
- Weickmann, K. & Berry, E. (2009). The tropical Madden–Julian oscillation and the global wind oscillation. *Monthly Weather Review*, 137(5):1601–1614. ISSN: 00270644. DOI: 10.1175/2008MWR2686.1.

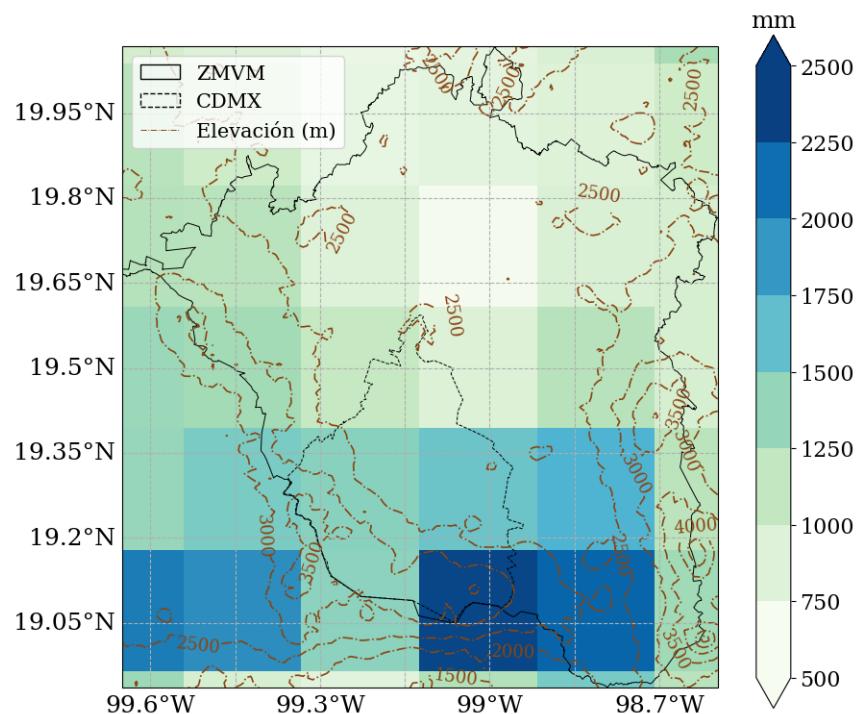
- Wheeler, M. & Kiladis, G. N. (1999). Convectively Coupled Equatorial Waves: Analysis of Clouds and Temperature in the Wavenumber–Frequency Domain. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 56(3):374–399. ISSN: 0022-4928, 1520-0469. DOI: 10.1175/1520-0469(1999)056<0374:CCEWAO>2.0.CO;2.
- Wheeler, M. C. & Hendon, H. H. (2004). An All-Season Real-Time Multivariate MJO Index: Development of an Index for Monitoring and Prediction. *Monthly Weather Review*, 132(8):1917–1932. DOI: 10.1175/1520-0493(2004)132%3C1917:AARMMI%3E2.0.CO;2.
- Wilks, D. S. (2019). *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*. Elsevier, fourth edition. ISBN: 978-0-12-815823-4.
- Wright, D. B.; Kirschbaum, D. B.; & Yatheendradas, S. (2017). Satellite Precipitation Characterization, Error Modeling, and Error Correction Using Censored Shifted Gamma Distributions. *Journal of Hydrometeorology*, 18(10):2801–2815. ISSN: 1525-755X, 1525-7541. DOI: 10.1175/JHM-D-17-0060.1.
- Yang, D. & Ingersoll, A. P. (2013). Triggered Convection, Gravity Waves, and the MJO: A Shallow-Water Model. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 70(8):2476–2486. ISSN: 0022-4928, 1520-0469. DOI: 10.1175/JAS-D-12-0255.1.
- Yang, D. & Ingersoll, A. P. (2014). A theory of the MJO horizontal scale. *Geophysical Research Letters*, 41(3):1059–1064. ISSN: 00948276. DOI: 10.1002/2013GL058542.
- Yano, J.-I. & Tribbia, J. J. (2017). Tropical Atmospheric Madden–Julian Oscillation: A Strongly Nonlinear Free Solitary Rossby Wave? *Journal of the Atmospheric Sciences*, 74(10):3473–3489. ISSN: 0022-4928, 1520-0469. DOI: 10.1175/JAS-D-16-0319.1.
- Yuan, S.; Zhu, L.; & Quiring, S. M. (2021). Comparison of Two Multisatellite Algorithms for Estimation of Tropical Cyclone Precipitation in the United States and Mexico: TMPA and IMERG. *Journal of Hydrometeorology*, 22(4):923–939. ISSN: 1525-755X, 1525-7541. DOI: 10.1175/JHM-D-19-0296.1.
- Zambrano, F.; Wardlow, B.; Tadesse, T.; Lillo-Saavedra, M.; & Lagos, O. (2017). Evaluating satellite-derived long-term historical precipitation datasets for drought monitoring in Chile. *Atmospheric Research*, 186:26–42. ISSN: 01698095. DOI: 10.1016/j.atmosres.2016.11.006.
- Zermeño-Díaz, D. M. (2021). Quantifying the effects of the diurnal cycle in the variability of rainfall. *International Journal of Climatology*, 41(9):4533–4547. ISSN: 0899-8418, 1097-0088. DOI: 10.1002/joc.7084.
- Zhang, C. (2005). Madden-Julian Oscillation. *Reviews of Geophysics*, 43(2). ISSN: 87551209. DOI: 10.1029/2004RG000158.

- Zhang, C. (2013). Madden–Julian Oscillation: Bridging Weather and Climate. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 94(12):1849–1870. ISSN: 0003-0007, 1520-0477. DOI: 10.1175/BAMS-D-12-00026.1.
- Zhang, C.; Adames, Á. F.; Khouider, B.; Wang, B.; & Yang, D. (2020). Four Theories of the Madden-Julian Oscillation. *Reviews of Geophysics*, 58(3). ISSN: 8755-1209, 1944-9208. DOI: 10.1029/2019RG000685.
- Zhang, C. & Gottschalck, J. (2002). SST Anomalies of ENSO and the Madden–Julian Oscillation in the Equatorial Pacific. *Journal of Climate*, 15(17):2429–2445. DOI: 10.1175/1520-0442(2002)015%3C2429:SAOEAT%3E2.0.CO;2.
- Zúñiga, A. E. & Magaña, V. O. (2018). Vulnerability and risk to intense rainfall in Mexico: The effect to land use cover change. *Investigaciones Geográficas*, (95). ISSN: 2448-7279, 0188-4611. DOI: 10.14350/rig.59465.

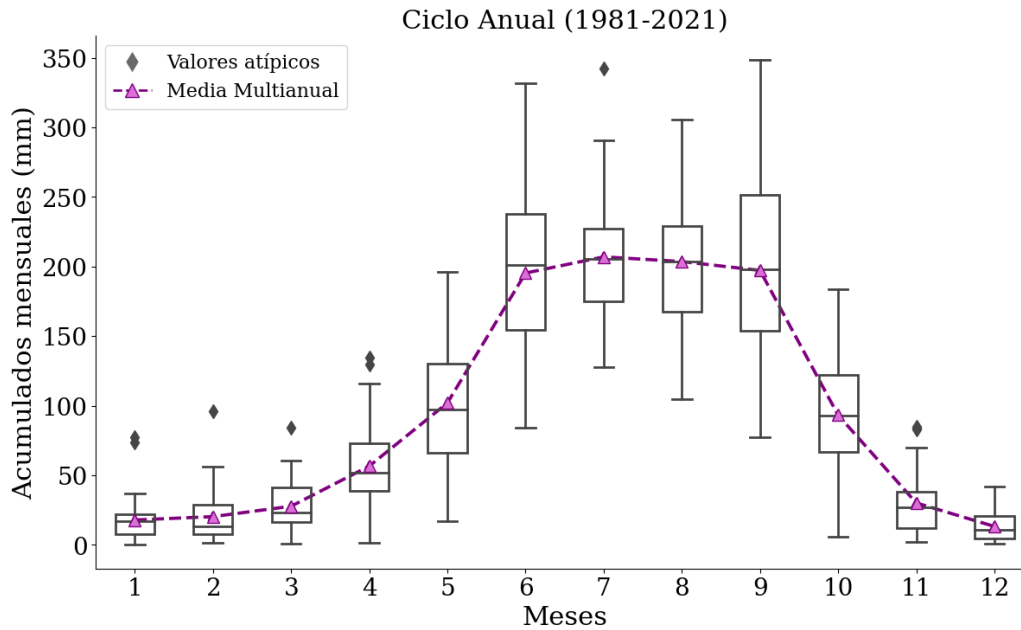
# Anexo A

## Análisis de datos de precipitación de ERA5

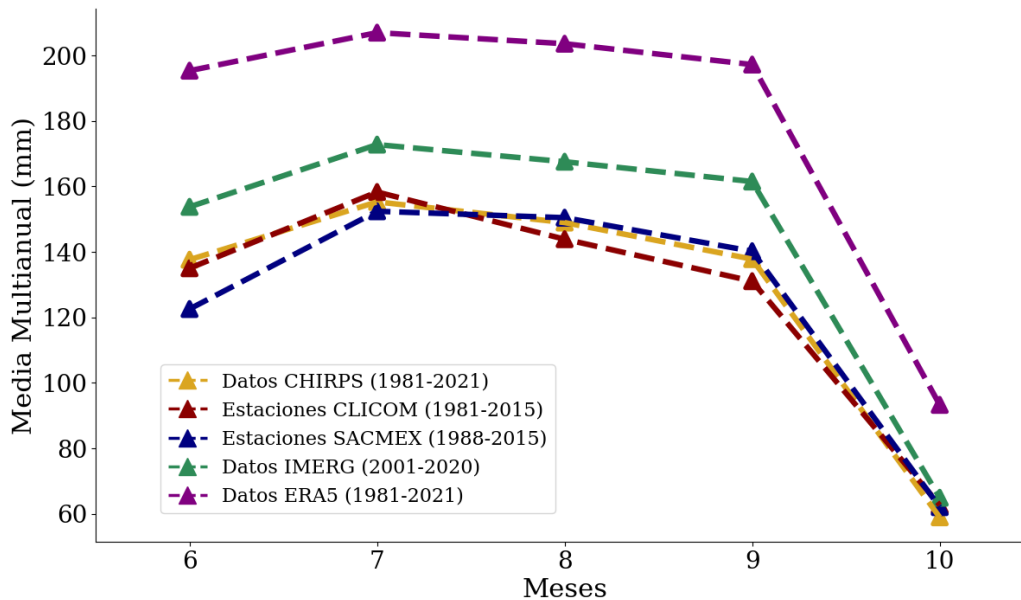
Al analizar los datos de precipitación de reanálisis, al tener una menor resolución espacial, la localización de los puntos de la malla ERA5 no permite captar el comportamiento en las zonas más altas, sobre todo en las regiones donde se localizan los grandes sistemas montañosos (Figuras 2.2 y 2.3); por lo que los patrones espaciales que se obtienen no reproducen bien los observados con datos de estaciones y CHIRPS.



**Figura A.1:** Patrón espacial del acumulado de precipitación a escala anual obtenido de ERA5, promediado en el período 1981–2021, para el dominio de estudio.

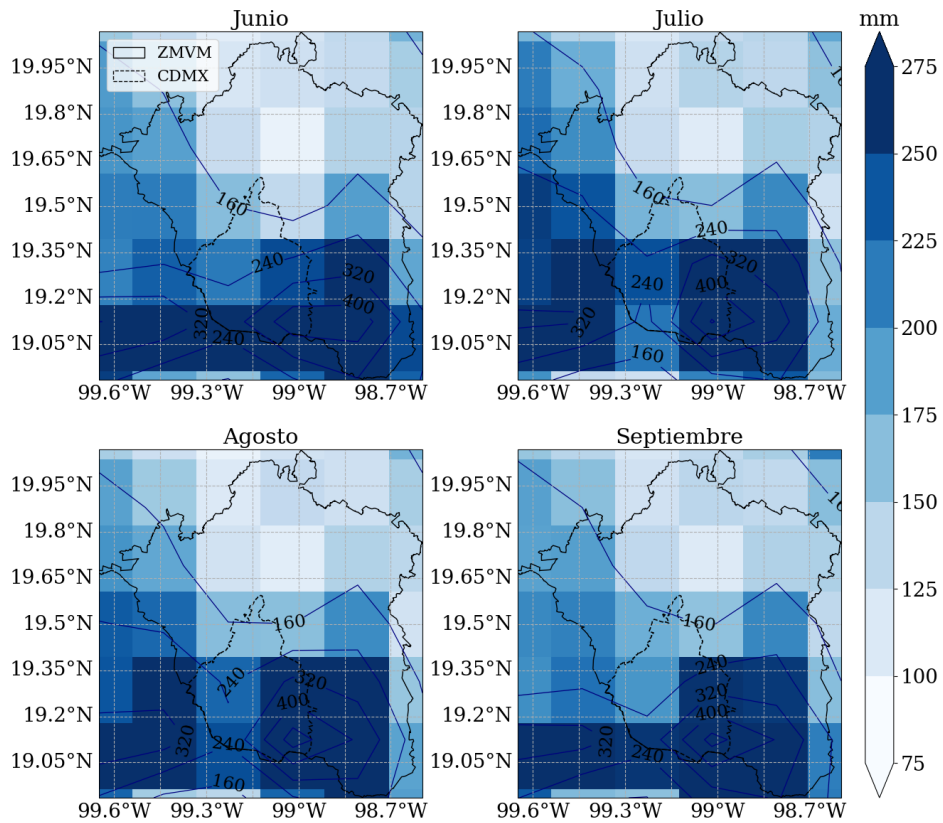


**Figura A.2:** Ciclo anual de los acumulados de precipitación obtenidos de ERA5, para el período 1981–2021, en los puntos correspondientes a las ZMVM.

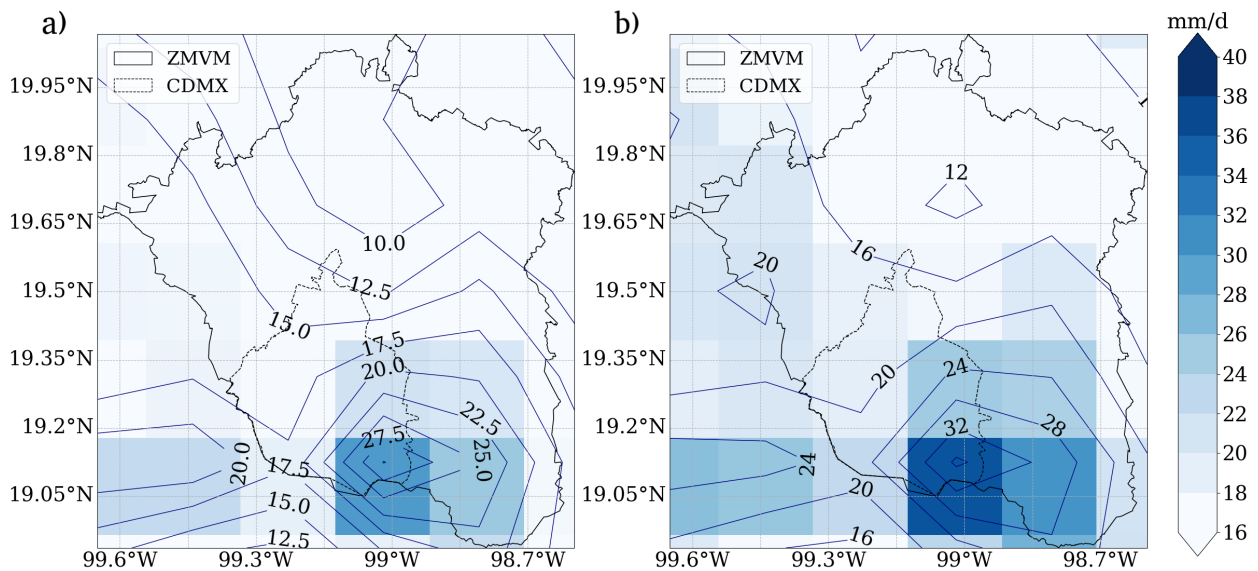


**Figura A.3:** Acumulados mensuales promediados en el período correspondiente a cada base de datos.

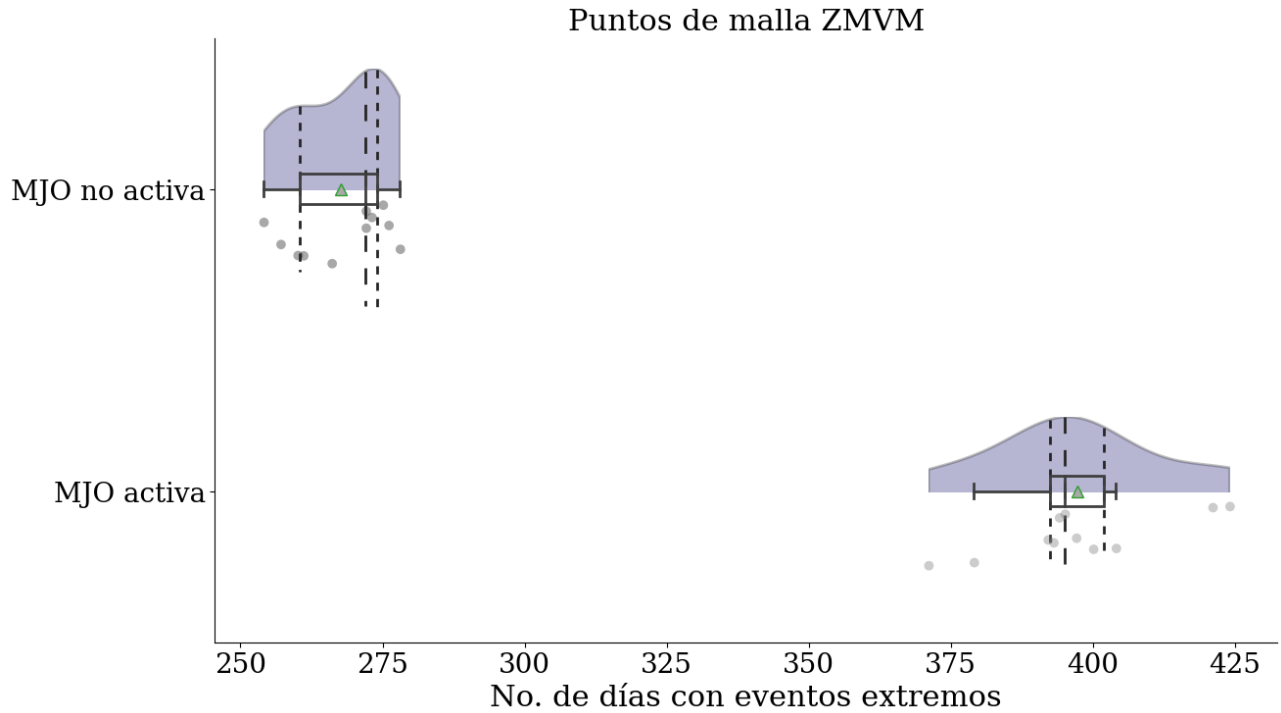
Los acumulados medios observados a escala anual y mensual con el reanálisis tienden a sobreestimar los observados con CHIRPS y con las estaciones (Figuras A.1 y A.4). Aunque la tendencia al analizar la estacionalidad es similar a la observada en las anteriores bases de datos (Figura A.2), la sobreestimación que se observa provoca que los acumulados mensuales sean superiores a los registrados en las otras bases de datos (Figura A.3).



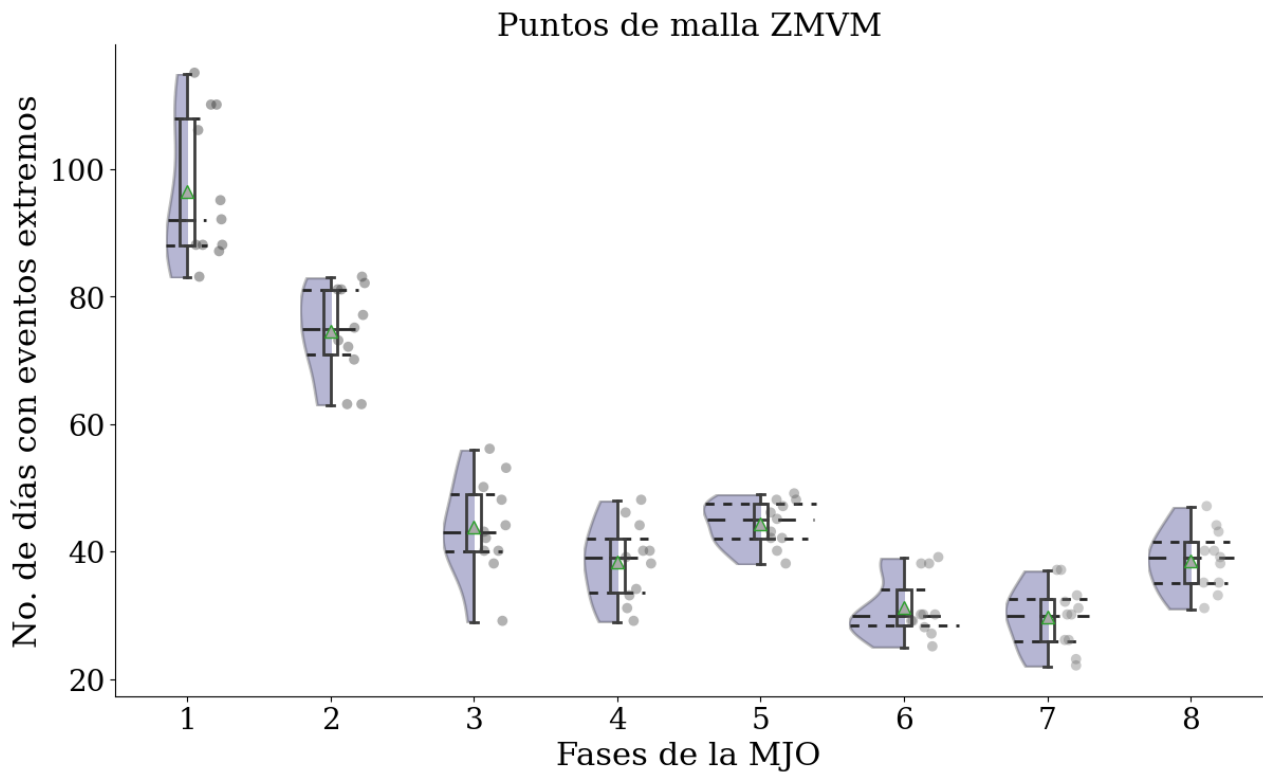
**Figura A.4:** Patrón espacial del acumulado mensual medio multianual (1981–2021), durante los meses de verano, para el dominio de estudio (ERA5).



**Figura A.5:** Distribución espacial del P95 correspondiente a los acumulados diarios de precipitación obtenidos de ERA5 en cada punto de la malla para todo el período 1981–2021, considerando a) todos los meses y b) el período junio–octubre.



**Figura A.6:** Número de días con eventos extremos de precipitación registrados con la MJO activa o no, para los datos ERA5 en el período 1981–2021. El valor  $P$  de la prueba  $K-S \sim 0$  ( $2.8 \cdot 10^{-06}$ ).



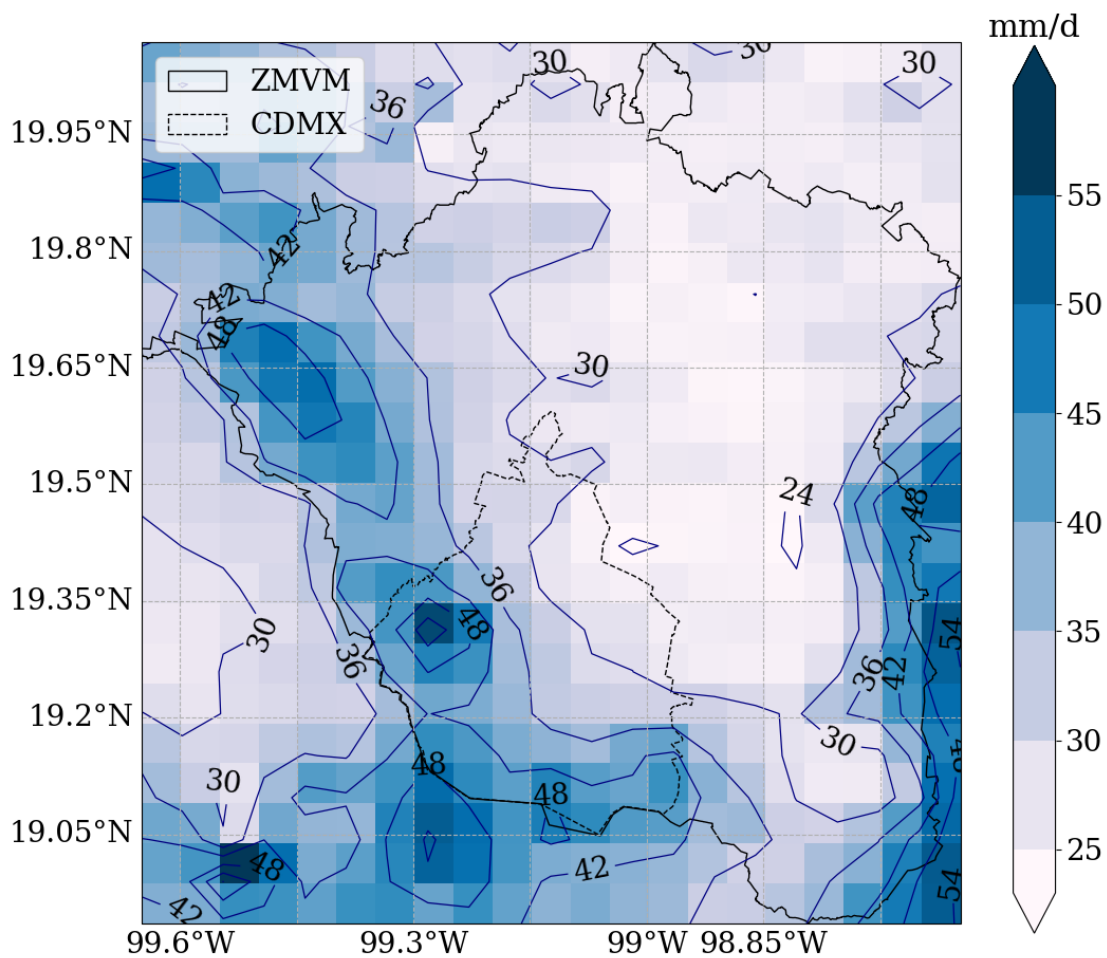
**Figura A.7:** Número de días con eventos extremos de precipitación durante las 8 fases, considerando la MJO activa, para los datos ERA5 en el período 1981–2021.



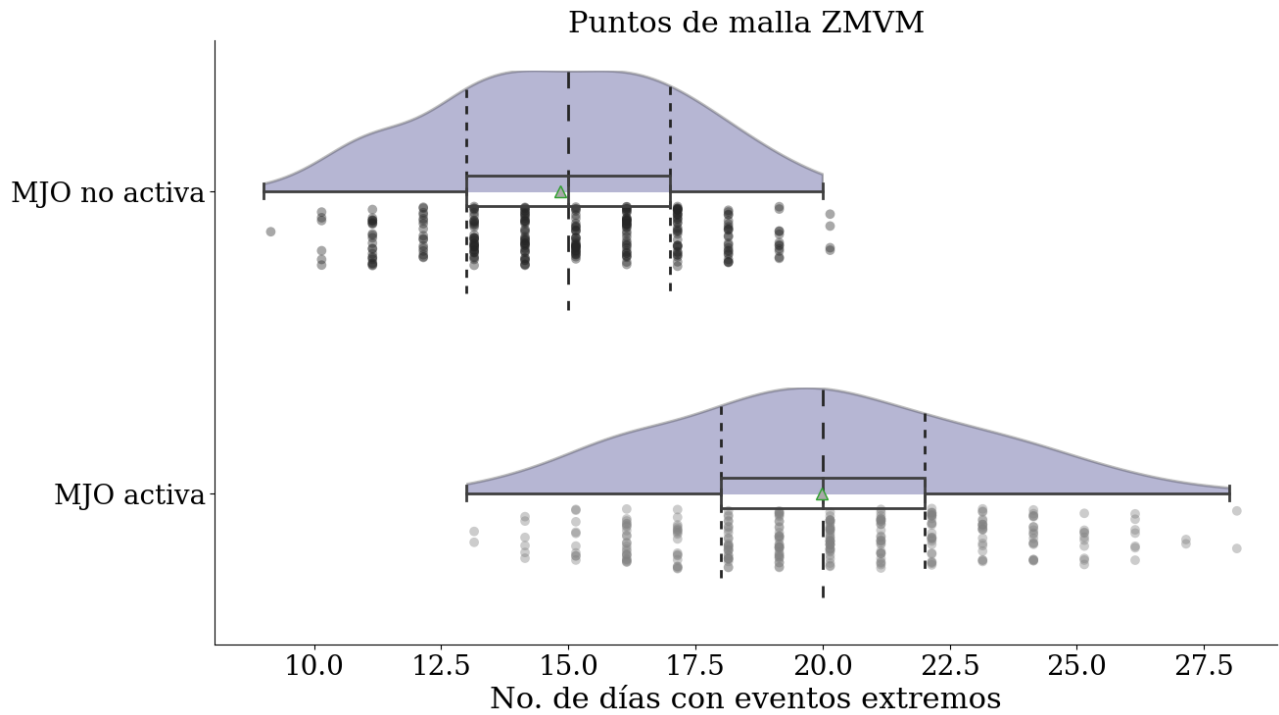
El patrón espacial del P95 (Figura A.5) no reproduce las características observadas y subestima el umbral para considerar eventos extremos estimado con las demás bases de datos. Por otro lado, sí se observa la modulación de la MJO con la mayor frecuencia de ocurrencia de eventos extremos en las fases húmedas de la oscilación (Figuras A.6 y A.7). Sin embargo, usar los datos ERA5 no son una buena opción, ya que al tener menos puntos para analizar dentro de la ZMVM, el aporte de información al análisis estadístico que se está realizando es mucho menor.

# Anexo B

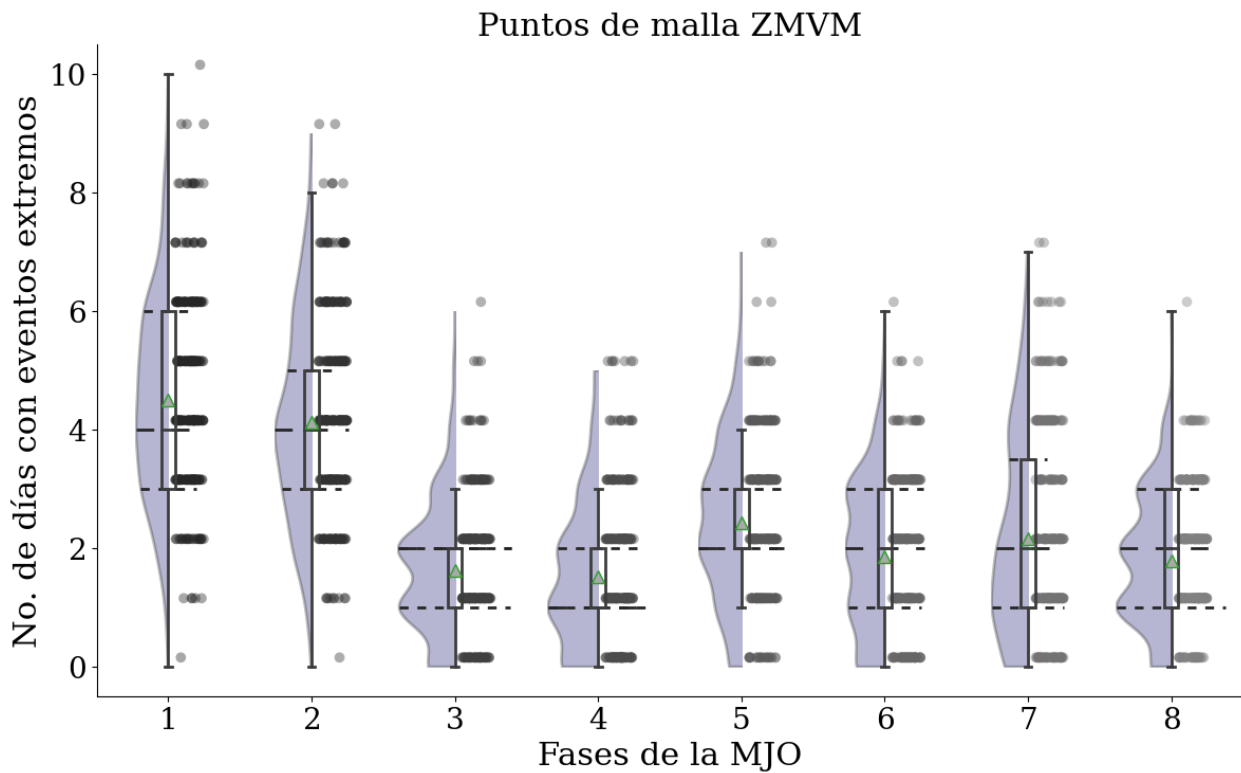
## Análisis empleando el P99 (CHIRPS)



**Figura B.1:** Distribución espacial del P99 correspondiente a los acumulados diarios de precipitación obtenidos de CHIRPS en cada punto de la malla para todo el período 1981–2021.



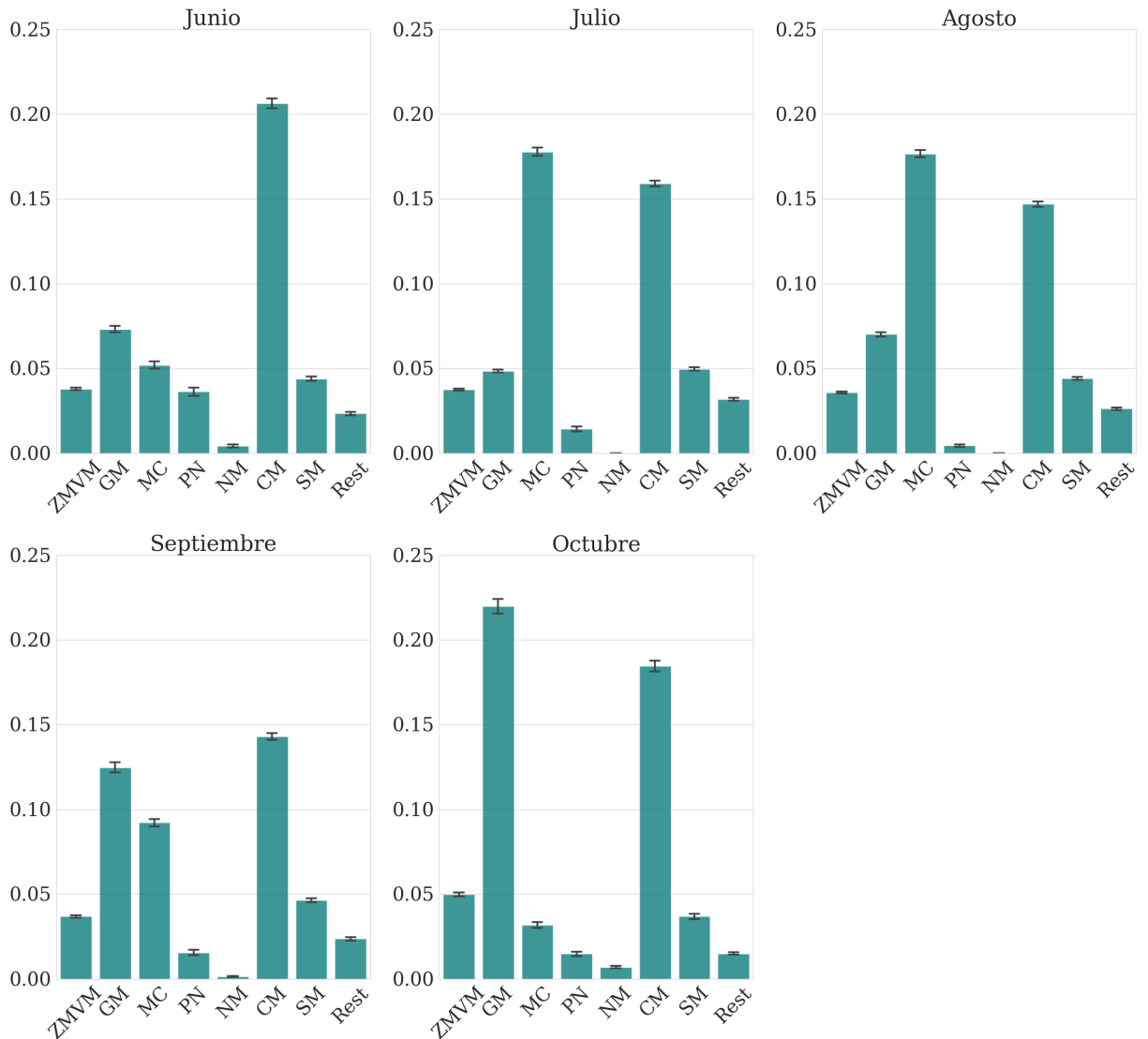
**Figura B.2:** Número de días con eventos extremos de precipitación registrados con la MJO activa o no, para los datos CHIRPS en el período 1981–2021. El valor  $P$  de la prueba  $K-S \sim 0$  ( $5.6 \cdot 10^{-80}$ ).



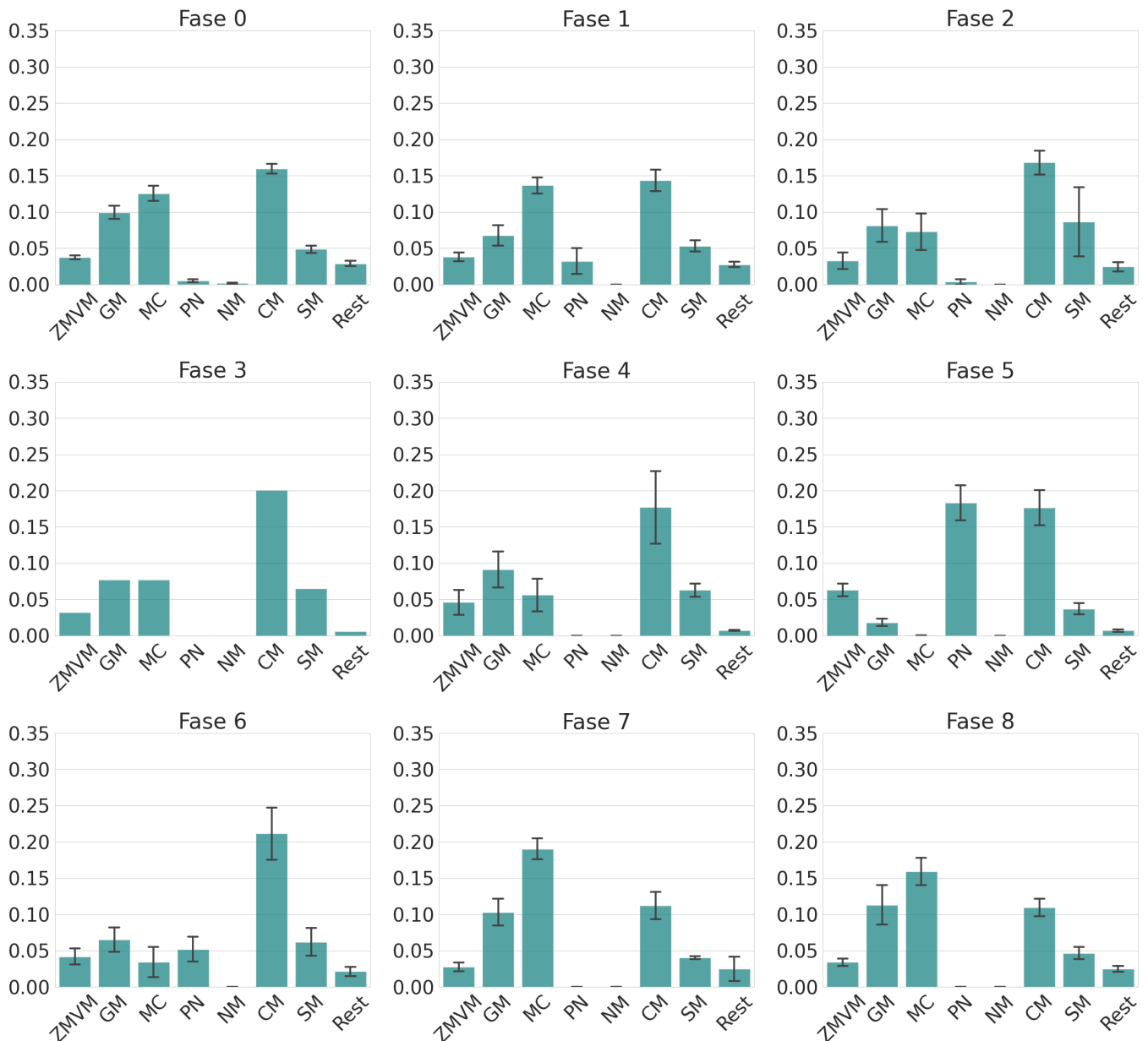
**Figura B.3:** Número de días con eventos extremos de precipitación durante las 8 fases, considerando la MJO activa, para los datos CHIRPS en el período 1981–2021.

# Anexo C

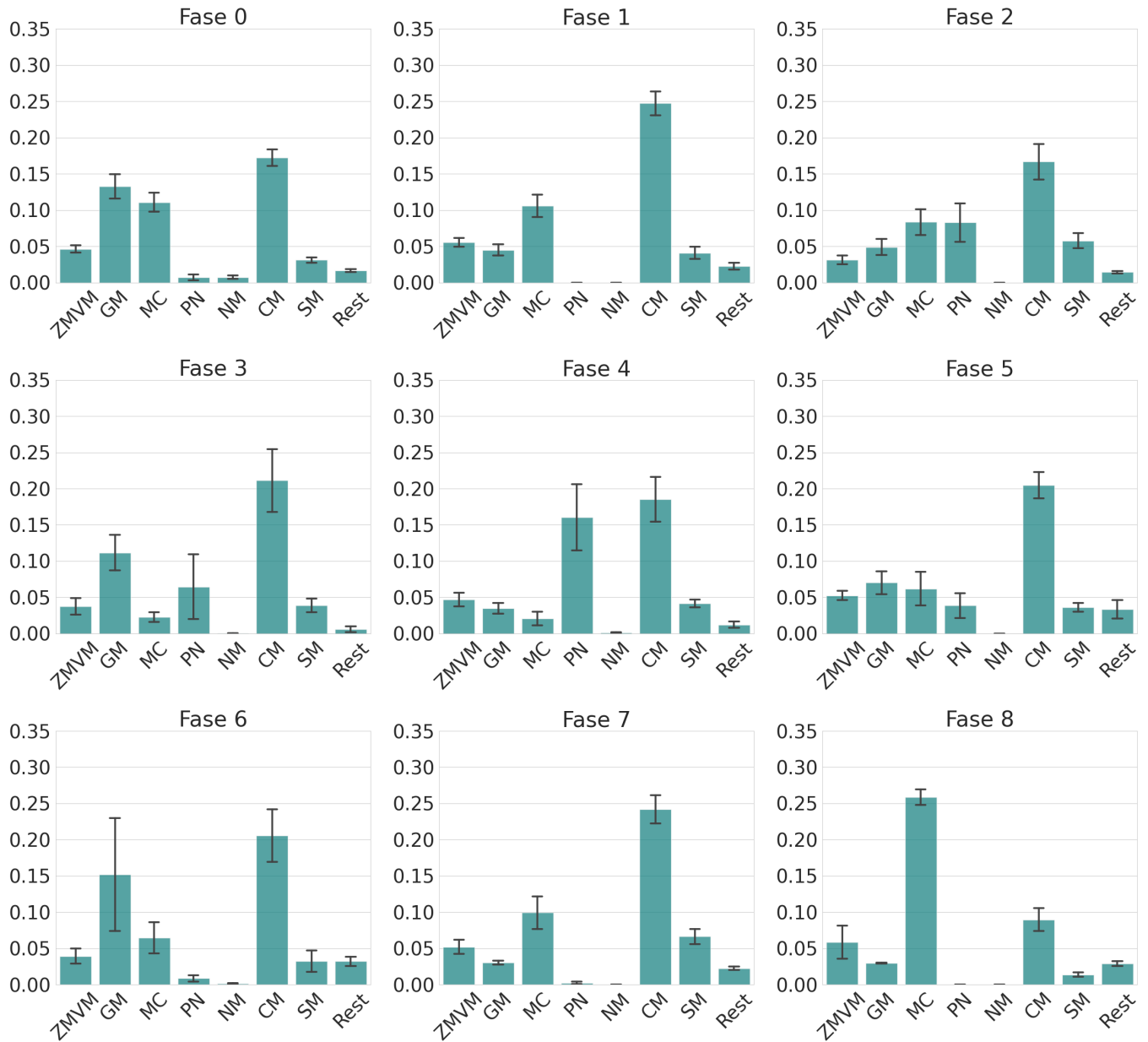
## Análisis empleando DRM



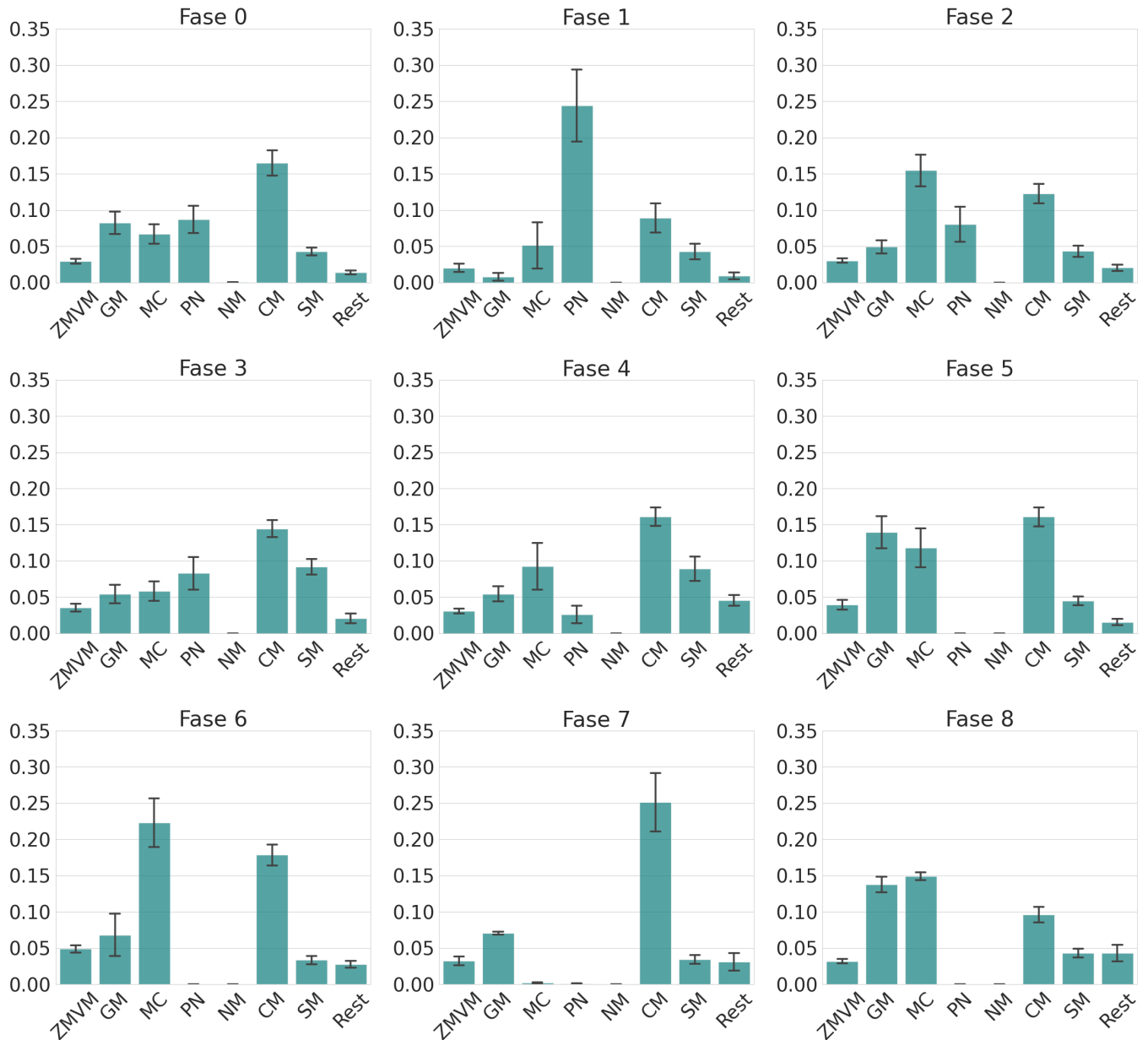
**Figura C.1:** Aportes mensuales al contenido de humedad atmosférica en la ZMVM, para las 8 regiones fuente en el período 1981-2021.



**Figura C.2:** Aporte promedio de cada región al contenido de humedad en la ZMVM para cada fase de la MJO durante los meses junio-octubre del año 2013 (condiciones normales, año neutro). Las barras de error representan el error estándar asociado al cálculo de la media.



**Figura C.3:** Aporte promedio de cada región al contenido de humedad en la ZMVM para cada fase de la MJO durante los meses junio-octubre del año 2015 (condiciones El Niño intenso). Las barras de error representan el error estándar asociado al cálculo de la media.



**Figura C.4:** Aporte promedio de cada región al contenido de humedad en la ZMVM para cada fase de la MJO durante los meses junio-octubre del año 2021 (condiciones La Niña fuerte). Las barras de error representan el error estándar asociado al cálculo de la media.