

La investigación reportada en esta tesis es parte de los programas de investigación del CICESE (Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California).

La investigación fue financiada por el CONACYT (Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología).

Todo el material contenido en esta tesis está 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 o titular de los Derechos Autor.

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



---

**Maestría en Ciencias  
en Oceanografía Física**

---

**Análisis de eventos de precipitación extrema durante 2018 en  
la región oriental de México**

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

Presenta:

**Karen Marheng Solorza Nájera**

Ensenada, Baja California, México  
2023

Tesis defendida por  
**Karen Marlen Solorza Nájera**

y aprobada por el siguiente Comité

---

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

---

**Dr. José Abraham Torres Alavez**  
Codirector de tesis

**Dr. Cuauhtémoc Turrent Thompson**

**Dra. Patricia Juárez Camacho**



---

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

---

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

Resumen de la tesis que presenta **Karen Marlene Solorza Nájera** como requisito parcial para la obtención del grado de Maestra en Ciencias en Oceanografía Física.

### **Análisis de eventos de precipitación extrema durante 2018 en la región oriental de México**

Resumen aprobado por:

---

Dra. María Tereza Cavazos Pérez  
Codirectora de tesis

---

Dr. José Abraham Torres Alavez  
Codirector de tesis

Las tormentas convectivas que generan precipitación extrema en México pueden llegar a producir daños graves, por lo que es importante estudiar los procesos que las generan con observaciones y modelos. En este trabajo se analiza la precipitación horaria, estacional y extrema que ocurrió en el 2018 en la región oriental de México, año en el que no entraron ciclones tropicales. Se utilizaron observaciones de precipitación (CHIRPS y PERSIANN-CCS), y variables atmosféricas del reanálisis ERA5 y un modelo regional no hidrostático a 4.5 km de resolución, el cual resuelve explícitamente la convección, en modo climático (RegCM4-NH) y en modo pronóstico (RegCM4-NH\*). Los resultados muestran que todas las bases de datos producen un ciclo anual de precipitación con distribución bimodal y una canícula, con algunos sesgos entre ellas. A escala diurna, PERSIANN-CCS y ERA5 concuerdan en que la lluvia ocurre primero en las zonas de montaña en la tarde-noche, en la noche-madrugada en la costa y, en el océano en la madrugada-primeras horas del día, mientras que el RegCM4-NH sólo reproduce el ciclo diurno en la montaña. Se analizó la evolución de la circulación de dos eventos extremos diarios cuya precipitación (umbral  $P95 > 100 \text{ mm d}^{-1}$ ) fue capturada por todas las bases de datos. El primer evento se asoció a una inestabilidad anómala en los vientos alisios y fuerte circulación ciclónica que generó inundaciones y daños en la zona fronteriza de Tamaulipas/Nuevo León el 21 de junio. El segundo evento ocurrió el 17 de octubre y fue debido al paso del frente frío No. 6 y un evento norte sobre el Golfo de México. ERA5 identificó la zona de los dos extremos con la circulación en superficie y altura, mínimos en la radiación de onda larga saliente, alta humedad relativa, ascensos en la vertical y divergencia en altura. RegCM4-NH\* no fue capaz de simular adecuadamente la circulación ni la precipitación del primer evento. Durante el segundo evento, el RegCM4-NH\* capturó bien la circulación del evento norte pero no la precipitación. Los resultados del modelo indican que es necesario realizar nuevas simulaciones con el RegCM4-NH y RegCM4-NH\* para mejorar la representación asociada a la precipitación y tormentas convectivas.

**Palabras clave:** Eventos extremos, precipitación, ciclo diurno, RegCM4, convección, México, montañas

Abstract of the thesis presented by **Karen Marheng Solorza Nájera** as a partial requirement to obtain the Master of Science degree in Physical Oceanography.

### **Analysis of extreme precipitation during 2018 in eastern Mexico**

Abstract approved by:

---

Dra. María Tereza Cavazos Pérez  
Codirectora de tesis

---

Dr. José Abraham Torres Alavez  
Codirector de tesis

Convective storms that generate extreme precipitation in Mexico can produce flash floods, landslides, and serious damage to population, so it is critical to study the processes that precipitation during 2018 in the eastern region of Mexico, a year with no entrance of tropical cyclones. For this, precipitation observations (CHIRPS and PERSIANN-CCS) were used, as well as atmospheric variables from a reanalysis (ERA5) and a non-hydrostatic regional climate model at 4.5-km horizontal resolution, which explicitly resolves the convection, in climate (RegCM4-NH) and forecast (RegCM4-NH\*) modes. The results show that all the databases produce an annual precipitation cycle with a bimodal distribution and a midsummer drought, with some biases among them. On a diurnal scale, PERSIANN-CCS and ERA5 agree that rainfall occurs first in mountain areas in the evening-night, at night-early morning on the coast, and in the ocean in the early morning to early hours of the day, while RegCM4-NH only reproduces the diurnal cycle in the mountains. The circulation of two daily extreme events, whose precipitation (P95 threshold of approximately  $150 \text{ mm d}^{-1}$ ) was captured by all the databases, were analyzed in detail. The first event was associated with anomalous instability in the trade winds and strong cyclonic circulation that caused flooding and damage near the Tamaulipas/Nuevo León borderline on June 21. The second event occurred on October 17 and was due to the passage of cold front No. 6 and a Norte wind event over the Gulf of Mexico. ERA5 identified the region for the two extremes events with the circulation on the surface and mid-troposphere, minimum values in the outgoing long-wave radiation, high relative humidity, updrafts, and divergence in the upper troposphere. RegCM4-NH\* was not able to simulate the location of the circulation and neither the precipitation related to the storm during the first event. In contrast, during the second event, RegCM4-NH\* captured the North event circulation properly but not the precipitation. These results indicate that it is necessary to carry out new simulations with RegCM4-NH and RegCM4-NH\* in the region to improve the representation of the processes associated with precipitation and convective storms.

**Keywords:** Extreme events, precipitation, diurnal cycle, RegCM4, convection, Mexico, mountains

## Dedicatoria

A mis padres por siempre estar y alentarme a estudiar.

A Mike que desde que lo conocí siempre ha estado para mí.

## Agradecimientos

A la Dra. Tereza Cavazos por su apoyo, paciencia, enseñanza y dedicación a este trabajo; por las discusiones de grupo y las múltiples idas y venidas en las revisiones de la tesis, que me permitieron aprender más.

Al Dr. Abraham Torres por codirigir mi tesis y por su enseñanza en la modelación, por ayudarme con las simulaciones del modelo RegCM4 y por las múltiples discusiones de grupo y revisiones de la tesis.

Al Dr. Cuauhtémoc Turrent y a la Dra. Patricia Juárez por sus comentarios y observaciones acertadas que mejoraron mi tesis.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT) por el apoyo económico para realizar mis estudios de maestría (CVU: 893393).

A CICESE y al departamento de Oceanografía Física por darme un lugar en su instituto y por el apoyo económico, así como, al Dr. Miguel Tenreiro por los diversos apoyos económicos que recibí después de la terminación de mi beca CONACYT, los cuales me ayudaron para culminar mi proyecto de investigación y tesis.

A todos los investigadores del departamento de Oceanografía Física, por compartir sus conocimientos durante las materias y los seminarios.

A mi grupo de trabajo del laboratorio de clima: Gaby Colorado, Luisa Andrade y Rosy Luna, por su generosa disponibilidad a cualquier duda a lo largo de mi trabajo de investigación.

A mis padres; a mi papá por escucharme y darme buenos consejos, así como su apoyo incondicional. A mamá que siempre me alentó a no rendirme y a estudiar más, porque esto me llevaría lejos. A mi abuela que siempre ha estado para mis papás y para mí.

A Mike que a pesar de todo siempre me apoyó y nunca me dejó sola.

A Pedro por ayudarme a cualquier duda académica y por su gran amistad.

A mi roomie Viri por siempre estar, así como a mis compañeros y amigos del posgrado.

## Tabla de contenido

	Página
Resumen en español.....	ii
Resumen en inglés.....	iii
Dedicatoria .....	iv
Agradecimientos.....	v
Lista de figuras.....	viii
Lista de tablas .....	xii
<b>Capítulo 1. Introducción.....</b>	<b>1</b>
1.1 Zona de estudio.....	3
1.2 Condiciones sinópticas durante el verano 2018 .....	4
1.2.1 Ciclones tropicales.....	4
1.2.2 Ondas tropicales.....	5
1.2.3 Sistemas frontales .....	6
1.2.4 El Niño-Oscilación del Sur.....	7
1.3 Convección y eventos extremos.....	8
1.3.1 Índice de estabilidad .....	13
1.3.1.1 CAPE .....	13
1.4 Justificación .....	14
1.5 Objetivos .....	15
1.5.1 Objetivo general.....	15
1.5.2 Objetivos específicos.....	16
<b>Capítulo 2. Datos y metodología.....</b>	<b>17</b>
2.1 Datos .....	17
2.1.1 Observaciones .....	17
2.1.2 Reanálisis.....	17



2.1.3	Modelo RegCM4-NH .....	18
2.2	Metodología .....	19
2.2.1	Ciclo diurno de la precipitación.....	19
2.2.2	Colas de los extremos.....	19
2.2.3	Perfiles verticales durante eventos extremos.....	20
2.2.4	Evaluación del modelo RegCM4-NH .....	20
<b>Capítulo 3.</b>	<b>Resultados .....</b>	<b>21</b>
3.1	Análisis regional de la precipitación con observaciones, reanálisis y el modelo .....	21
3.2	Análisis espacial de la precipitación con observaciones, reanálisis y el modelo regional ....	26
3.3	Evaluación del ciclo diurno de la precipitación con observaciones, reanálisis y el modelo .	27
3.4	Análisis de CAPE con el reanálisis ERA5 .....	31
3.5	Análisis e identificación de eventos extremos con observaciones, reanálisis y el modelo ..	33
3.5.1	Evento extremo 1 (EE1).....	38
3.5.2	Evento extremo 2 (EE2).....	45
<b>Capítulo 4.</b>	<b>Discusión.....</b>	<b>51</b>
<b>Capítulo 5.</b>	<b>Conclusiones .....</b>	<b>55</b>
5.1	Trabajo Futuro.....	57
<b>Literatura citada .....</b>	<b>.....</b>	<b>58</b>

## Lista de figuras

Figura	Página
1. Topografía (m) del RegCM4-NH, región de estudio (rectángulo rojo), subregión norte (rectángulo blanco con línea punteada) y subregión sur (rectángulo negro con línea punteada). Los puntos elegidos (en la montaña, la costa y el océano) entre latitudes diferentes se muestran en el recuadro de la parte inferior izquierda.....	3
2. Trayectoria de ciclones tropicales durante el año 2018. La región de estudio se muestra con el rectángulo morado en la cual no arribaron CTs. La imagen se obtuvo de <a href="https://www.nhc.noaa.gov/data/tcr/index.php?season=2018&amp;basin=atl">https://www.nhc.noaa.gov/data/tcr/index.php?season=2018&amp;basin=atl</a> .....	5
3. Trayectoria de las ondas tropicales (OTs) desarrolladas o activas sobre la zona tropical del Océano Atlántico y Pacífico Oriental durante el año 2018. Nota: las trayectorias indican la ubicación del centro del eje de la OT a través de su avance hacia el oeste (CONAGUA, 2018b). .....	6
4. Mapa de distribución de la precipitación del 8 al 12 de septiembre 2018 (CONAGUA, 2018b). .....	7
5. Localización geográfica de las regiones de El Niño-Oscilación del Sur (CONAGUA, 2018b).....	8
6. Microfísica al interior de una nube convectiva. NCD: núcleos de condensación de la nube. Imagen tomada de <a href="https://slideplayer.com/slide/17630801/">https://slideplayer.com/slide/17630801/</a> .....	9
7. Temperatura en el tope de la nube (°C) proveniente de imágenes infrarrojas del GOES-15. Se observa un sistema convectivo de mesoescala al sur de Baja California Sur representado por la temperatura más fría (Farfán et al. 2020).....	10
8. Sistemas convectivos de mesoescala en las sierras de Baja California y en la zona del monzón el 25 de agosto de 2022 a las 16 HL. En la carretera de San Felipe, Baja California, se registraron inundaciones y deslaves. Imagen tomada de Zoom.Earth. ....	10
9. Representación de la convección profunda de acuerdo con el tamaño de las mallas de un modelo regional, la malla clásica (> 10 km) y la de convección permitida ( $\leq 4.5$ km) (Brisson et al. 2017).....	11
10. Precipitación mensual ( $\text{mm mes}^{-1}$ ) de las regiones norte y sur del Golfo de México con CHIRPS, PERSIANN-CCS, ERA5 y RegCM4-NH, respectivamente durante el año 2018. ....	22
11. Precipitación diaria ( $\text{mm día}^{-1}$ ) durante el 2018 promediada en las regiones norte y sur con CHIRPS, PERSIANN-CCS, ERA5. RegCM4-NH se incluye únicamente para comparar la distribución de lluvia. ....	24
12. Valores de CAPE (convection available potential energy) (a) mensuales y (b) diarios en las regiones norte y sur con ERA5 durante el año 2018. Nótese la diferencia de escalas del CAPE al pasar del mensual al diario.....	25

13. Precipitación promedio de verano (Jun – Oct) 2018 de la región de estudio con CHIRPS, PERSIANN-CCS, ERA5 y RegCM4-NH. .... 27
14. Ciclo diurno de la precipitación ( $\text{mm h}^{-1}$ ) con PERSIANN-CCS durante el año 2018 en tres latitudes de norte a sur (P1, P2, P3) de acuerdo con la región (montaña, costa y océano). .... 28
15. Ciclo diurno de la precipitación ( $\text{mm h}^{-1}$ ) con ERA5 durante el año 2018 en tres latitudes de norte a sur (P1, P2, P3) de acuerdo con la región (montaña, costa y océano). .... 29
16. Ciclo diurno promedio de precipitación durante el verano (Jun – Oct) de 2018 en tres latitudes de norte a sur (P1, P2, P3) de acuerdo con la región (montaña, costa y océano) con datos de PERSIANN-CCS, ERA5 y RegCM4-NH. La última columna es el promedio del ciclo diurno de las tres latitudes en cada región. .... 30
17. Distribución espacial de CAPE (convection available potential energy) en  $\text{J kg}^{-1}$  para el verano (Jun-Oct) de 2018 con ERA5 para la región de estudio. .... 31
18. Ciclo diurno de CAPE con ERA5 durante el año 2018 en tres latitudes de norte a sur (P1, P2, P3) de acuerdo con la región (montaña, costa y océano), similar a las Figuras 14 y 15. El rango de valores va acorde a la escala del potencial de CAPE que se observa en la Tabla 2. .... 32
19. Densidad de probabilidad de la precipitación diaria de las regiones norte y sur para el verano (Jun – Oct) 2018 con CHIRPS, PERSIANN-CCS, ERA5 y RegCM4-NH. .... 33
20. Climatología de P95 del umbral de precipitación de verano (1961-2008) para (a) Jun-Ago (JJA) y (b) Sep-Nov (SON). Imágenes tomadas de <http://clicom-mex.cicese.mx/malla/>. .... 35
21. Primera fila: Umbral P95 de la precipitación de verano (Jun-Ago) de 2018 con CHIRPS, PERSIANN-CCS y ERA5. Segunda fila: Precipitación espacial del día principal en que ocurrió el evento extremo EE1. El cuadro rojo es el área ( $0.5^\circ \times 0.5^\circ$  por lado) para los análisis puntuales de la circulación en la vertical asociados a este evento. .... 36
22. Primera fila: Umbral de P95 de la precipitación de verano (Sep-Oct) de 2018 con CHIRPS, PERSIANN-CCS y ERA5. Segunda fila: Precipitación espacial del día principal del EE2. El cuadro rojo es el área ( $0.5^\circ \times 0.5^\circ$  por lado) para los análisis puntuales de la circulación en la vertical asociados al evento extremo. .... 37
23. Áreas elegidas para el análisis semidiurno de dos eventos extremos de precipitación de 2018: Evento EE1 en la región norte (recuadro en verde) y en la región sur el EE2 (recuadro en morado). RegCM4-NH en modo pronóstico para el análisis de eventos extremos. .... 37
24. Esquema de inicialización del modelo RegCM4-NH\* de 24 a 72 hrs (tiempo en que se iniciaron las simulaciones; color azul) antes del máximo de precipitación de acuerdo con ERA5. .... 38
25. Evolución de la nubosidad asociada a una tormenta convectiva por inestabilidad en los vientos alisios desde el día 14 al 22 de junio de 2018. El día principal del EE1 fue el 21 de junio. Imágenes tomadas de <https://zoom.earth/>. .... 39
26. (a) Imagen infrarroja y análisis en superficie del 21 de junio de 2018 a las 13 HL donde se muestra el sistema de baja presión sobre el noreste de la República Mexicana y la nubosidad

- principal en color mostaza/café; (b) radiación de onda larga de salida (OLR) para el mismo día con ERA5 y RegCM4-NH\*. Imagen (a) tomada de [https://www.wpc.ncep.noaa.gov/archives/web\\_pages/sfc/sfc\\_archive.php](https://www.wpc.ncep.noaa.gov/archives/web_pages/sfc/sfc_archive.php). ..... 40
27. Temperatura superficial promedio del océano (SST) de ERA5 durante el 21 de junio de 2018 en la región de estudio..... 41
28. (a) Precipitación ( $\text{mm h}^{-1}$ ) y viento ( $\text{m s}^{-1}$ ) del 21 de junio de 2018 a las 13 HL con ERA5 y RegCM4-NH\*. (b) Análisis de superficie del día 21 de junio de 2018 a las 13 HL. Imagen (b) tomada de [https://www.wpc.ncep.noaa.gov/archives/web\\_pages/sfc/sfc\\_archive.php](https://www.wpc.ncep.noaa.gov/archives/web_pages/sfc/sfc_archive.php). ..... 42
29. Humedad relativa (%) y viento ( $\text{m s}^{-1}$ ) a 850 hPa el 21 de junio de 2018 a la hora del máximo de precipitación de acuerdo con ERA5 (13 HL) para comparar con RegCM4-NH\*..... 42
30. Corte vertical horario de la humedad relativa (HR) y viento horizontal, velocidad vertical ( $\omega$ ), energía potencial convectiva disponible (CAPE) y divergencia del viento (Div), así como la precipitación del ERA5 en un área pequeña ( $\sim 55.5 \text{ km}^2$ ) de la tormenta del 20 al 22 de junio de 2018..... 43
31. Corte vertical horario de la humedad relativa (HR) y viento horizontal, velocidad vertical ( $\omega$ ), energía potencial convectiva disponible (CAPE) y divergencia del viento (Div), así como la precipitación del modelo RegCM4-NH\* un área pequeña ( $\sim 55.5 \text{ km}^2$ ) del centro de la tormenta del 20 al 22 de junio de 2018. .... 44
32. Evolución de la nubosidad asociada al frente frío 6 y evento Norte del 14 al 18 de octubre de 2018. Imágenes tomadas de <https://zoom.earth/>. ..... 45
33. (a) Imagen infrarroja y análisis en superficie del 17 de octubre a las 13 HL donde se muestra el frente estacionario sobre el Golfo de México. (b) OLR del día principal de la tormenta (21 de junio de 2018) con ERA5 y RegCM4-NH\*. Imagen (a) tomada de [https://www.wpc.ncep.noaa.gov/archives/web\\_pages/sfc/sfc\\_archive.php](https://www.wpc.ncep.noaa.gov/archives/web_pages/sfc/sfc_archive.php). ..... 46
34. Temperatura superficial del océano (SST) durante el 17 de octubre de 2018 con ERA5 en la región de estudio. .... 47
35. (a) Precipitación y viento ( $\text{m s}^{-1}$ ) del 18 de octubre de 2018 a las 14 HL con ERA5 y RegCM4-NH\*. (b) Análisis de superficie del día 17 de octubre de 2018 a las 13 HL. Imagen (b) tomada de [https://www.wpc.ncep.noaa.gov/archives/web\\_pages/sfc/sfc\\_archive.php](https://www.wpc.ncep.noaa.gov/archives/web_pages/sfc/sfc_archive.php). ..... 48
36. Humedad relativa (%) y viento ( $\text{m s}^{-1}$ ) a 850 hPa el 17 de octubre de 2018 a la hora del máximo de precipitación de acuerdo con ERA5 (14 HL) para comparar con RegCM4-NH\*..... 48
37. Corte vertical horario de la humedad relativa (HR) y viento horizontal, velocidad vertical ( $\omega$ ), energía potencial convectiva disponible (CAPE) y divergencia del viento (Div), así como la precipitación del ERA5 en un área pequeña ( $\sim 55.5 \text{ km}^2$ ) del centro de la tormenta del 16 al 17 de octubre de 2018. .... 49
38. Corte vertical horario de la humedad relativa (HR) y viento horizontal, velocidad vertical ( $\omega$ ), energía potencial convectiva disponible (CAPE) y divergencia del viento (Div), así como la

precipitación del modelo RegCM4-NH* en un área pequeña (~ 55.5 km <sup>2</sup> ) de la tormenta del 16 al 17 de octubre de 2018. ....	50
39. Dominio propuesto para realizar las simulaciones con RegCM4-NH. ....	57

## Lista de tablas

Tabla	Página
1. Puntos elegidos sobre montaña, costa y océano por líneas de latitud para analizar el ciclo diurno de precipitación de 2018 con las bases de datos. ....	4
2. Valores de CAPE ( $J\ kg^{-1}$ ) y su potencial convectivo. ....	14
3. Configuración de las parametrizaciones físicas del RegCM4-NH usadas en el dominio de la Figura 1 para las simulaciones del 2018.....	19
4. Acumulado de precipitación anual (verano) del 2018 para las dos regiones norte y sur de la región oriental de México de acuerdo con CHIRPS, PERSIANN-CCS, ERA5 y el modelo regional RegCM4-NH.....	23
5. Umbrales promedio del percentil 95 ( $mm\ d^{-1}$ ) para el verano (Jun-Oct) 2018 con CHIRPS, PERSIANN-CCS, ERA5 y RegCM4-NH en la regiones norte y sur, y los promedios regionales de la precipitación diaria acumulada extrema (R95p; mm) y la contribución anual de R95p a la lluvia anual en %.....	34

## Capítulo 1. Introducción

---

Los fenómenos meteorológicos extremos como las tormentas y chubascos que dejan mucha precipitación suelen ser del orden de unos cuantos kilómetros, por lo que se necesitan datos o modelos de alta resolución espacial y temporal para poder monitorearlos y pronosticarlos mejor. La convección profunda derivada de nubes tipo cúmulos, asociada a lluvias torrenciales, domina la precipitación en muchas regiones del mundo, especialmente en el verano sobre los trópicos y en zonas con orografía compleja (Turrent y Cavazos, 2012; Prein et al. 2015; Coppola et al. 2020; Farfán et al. 2020; León-Cruz et al. 2021). México, por su ubicación geográfica se encuentra rodeado de dos océanos, además, por tener varias cordilleras se ve afectado por diversos fenómenos meteorológicos tropicales y de latitudes medias que pueden generar eventos extremos de precipitación convectiva a escala diaria y semidiaria. Algunos trabajos han estudiado la convección en México desde el punto de vista observacional de la precipitación y con datos de satélite (p.ej., Cavazos y Hastenrtah, 1990; Farfán y Zehnder, 1994; Johnson et al. 2010; Farfán et al. 2020; Valdés-Manzanilla, 2021) y con un modelo regional (Weather Research and Forecasting; WRF) en la zona del monzón de Norteamérica (Turrent y Cavazos, 2012). Estos últimos autores encontraron que la convección se inicia en la Sierra Madre Occidental en las horas de la tarde y luego se mueve hacia el Golfo de California en la tarde-noche, mientras que en la mañana la atmósfera es estable. Consistente con estos resultados derivados del WRF, Farfán et al. (2020) encontraron un ciclo diurno similar para los sistemas convectivos de mesoescala (SCM) en la región sur del monzón usando información del tope de nubes con datos de satélite.

Ramos-Pérez et al. (2022) indican que los SCM en el noroeste de México ocurren mayormente sobre la planicie costera al sur Sinaloa y sobre la ladera oeste de la Sierra Madre Occidental, siendo menores en la ladera este y al norte del estado. Asimismo, la convección profunda que generan estos sistemas se presenta después de las 15 hora local (HL), debido al mayor contenido de humedad y a los valores más altos de energía potencial convectiva disponible (CAPE). Los SCM durante el verano (junio-septiembre) en esta región son más frecuentes en julio y agosto con un promedio mensual (en el período 1995-2017) de 28 y 24 SCM, respectivamente. Los mismos autores encontraron que la actividad convectiva de verano en el noroeste de México se ha incrementado, lo que se traduce en más precipitación en estas regiones áridas y semiáridas, donde los veranos más activos del periodo fueron el 2000 y 2013. La aparición de los SCM ocurre entre 14-20 HL y se disipan entre 20-4 HL, en concordancia con lo que ocurre en otras regiones de México como en la Península de Yucatán (Valdés-Manzanilla, 2021).

Para la región oriental de México, Valdés-Manzanilla (2021) estudió las principales características de los SCM durante la estación de verano en la Península de Yucatán; encontró que los meses de menor incidencia fueron julio y agosto, durante la canícula, contrario a lo que encontraron Ramos-Pérez et al. (2022) para la región occidental de México. El mismo autor menciona que la formación de los SCM en Yucatán y la región sur del Golfo de México se debe generalmente al paso de vaguadas y en segundo lugar a ondas tropicales, mientras que los SCM tienden a inhibirse cuando la Corriente de Chorro de Bajo Nivel del Caribe (CLLJ, por sus siglas en inglés) es intensa. De igual modo, las brisas marinas contribuyen a la formación de los SCM. Pérez-Méndez et al. (2019) analizaron el ciclo diurno de la precipitación en la región central de Veracruz; ellos encontraron que la humedad proveniente del Golfo de México hacia la región costera interactúa con la Sierra Madre Oriental (SMO) generando forzamiento orográfico que provoca precipitaciones máximas durante la tarde a barlovento de la barrera orográfica y posteriormente en zonas costeras (que se llegan a extender hasta horas de la madrugada) por la interacción de los vientos del este con la brisa terrestre que proviene de la ladera oriental de la SMO.

Sobre la región centro-sur de México, León-Cruz et al. (2021) mostraron que la convección profunda y su asociada precipitación extrema tienen su origen en la interacción entre la orografía y el paso de ciclones tropicales, vaguadas, brisas y ondas del este. Es importante señalar que Veracruz y Tabasco son los estados más propensos a recibir lluvias extremas tanto de invierno como de verano, por lo que son los que tienen más declaratorias de emergencia y desastres en el país (Cavazos, 2015).

En México se han estudiado los eventos extremos de lluvia con observaciones (p.ej., Aguilar et al. 2005; Cavazos et al. 2008; Arriaga-Ramírez y Cavazos, 2010; Colorado-Ruiz y Cavazos, 2021). Desde el punto de vista de modelación, varios trabajos han analizado los procesos asociados a la precipitación (p.ej., Turrent y Cavazos, 2012; Fuentes-Franco et al. 2014, 2015; Cerezo-Mota et al. 2016; Cavazos et al. 2020; Colorado-Ruiz y Cavazos, 2021) con modelos climáticos regionales como el WRF, RegCM, RCA4, REMO y el PRECIS desde 5 a 50 km de resolución. Estos trabajos mostraron que los modelos regionales tienen grandes incertidumbres en zonas montañosas; pero Cavazos et. al. (2020) argumentan que una parte de esos sesgos podría deberse a la falta de datos observacionales en zonas de montaña.

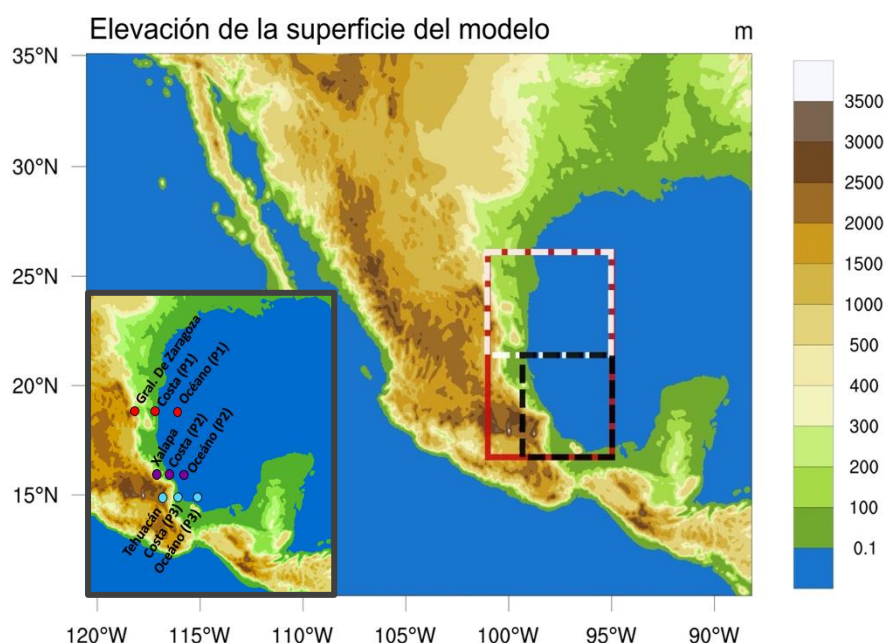
Los modelos regionales de pronóstico del tiempo y los modelos climáticos regionales (MCRs) a escalas mayores de 5 km utilizan esquemas de parametrización de convección de nubes para simular la precipitación, pero siguen siendo un reto aún a resoluciones espaciales del orden de 10-25 km (Colorado-Ruiz y Cavazos, 2021), ya que la convección ocurre a escalas espaciales más finas. Por lo tanto, en este trabajo se va a estudiar el comportamiento diurno y semi-diurno de la convección y la lluvia y,



particularmente de la lluvia extrema en la región oriental de México, así como los mecanismos que las generan desde el punto de vista observacional y con un modelo regional a escala fina (< 5 km) que permite resolver explícitamente la convección (convección permitida, CP). En este trabajo se investigan la lluvia y los eventos extremos del 2018, un año caracterizado por una fase neutral de El Niño/Oscilación del Sur (ENSO) y con un verano en el que no entraron ciclones tropicales a la región de estudio. Colorado-Ruiz (2022) encontraron que los veranos con ENSO neutral son los que contribuyen más a eventos extremos y no necesariamente se atribuyen a CTs en la región oriental de México. Por lo tanto, el análisis del 2018 va a permitir determinar más claramente las horas de ocurrencia de la convección y las lluvias convectivas debidas a factores locales, térmicos y regionales, diferentes a los asociados a CTs, así como analizar extremos de lluvias convectivas que no se asocian a CTs.

## 1.1 Zona de estudio

La orografía de la región de estudio (Figura 1) va desde zonas de planicie costera hasta regiones muy elevadas de la SMO, Sierra Madre del Sur (SMS) y el Eje Neovolcánico Transversal (ENT). La región oriental del Golfo de México es afectada por diferentes fenómenos meteorológicos tropicales y de latitudes medias que pueden generar eventos extremos de precipitación convectiva a escala diaria y semidiaria, que son el tema de interés en esta tesis.



**Figura 1.** Topografía (m) del RegCM4-NH, región de estudio (rectángulo rojo), subregión norte (rectángulo blanco con línea punteada) y subregión sur (rectángulo negro con línea punteada). Los puntos elegidos (en la montaña, la costa y el océano) entre latitudes diferentes se muestran en el recuadro de la parte inferior izquierda.

La región de estudio se dividió en dos subregiones: norte y sur, además se eligieron tres latitudes para estudiar el comportamiento de la precipitación semidiaria y la convección en puntos correspondientes a montaña, costa y océano en cada latitud (como se muestra en la esquina inferior izquierda de la Figura 1 y Tabla 1).

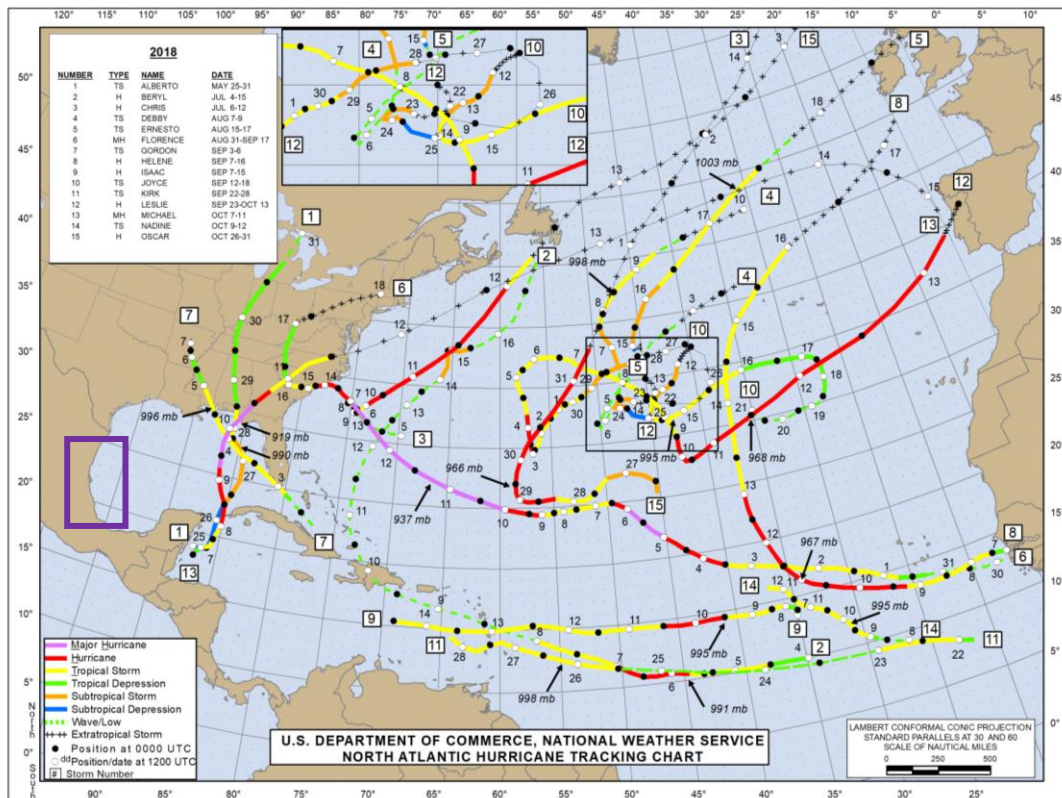
**Tabla 1.** Puntos elegidos sobre montaña, costa y océano por líneas de latitud para analizar el ciclo diurno de precipitación de 2018 con las bases de datos.

<b>MONTAÑA</b>	<b>COSTA</b>	<b>OCÉANO</b>
<b>Gral. de Zaragoza</b> 23.97°N, 99.76°W	<b>Costa (1)</b> 23.97°N, 97.88°W	<b>Océano (1)</b> 23.97°N, 96.46°W
<b>Xalapa</b> 19.54°N, 96.89°W	<b>Costa (2)</b> 19.54°N, 96.36°W	<b>Océano (2)</b> 19.54°N, 95.82°W
<b>Tehuacán</b> 18.47°N, 97.39°W	<b>Costa (3)</b> 18.47°N, 94.79°W	<b>Océano (3)</b> 18.47°N, 93.96°W

## 1.2 Condiciones sinópticas durante el verano 2018

### 1.2.1 Ciclones tropicales

Los ciclones tropicales (CTs) son sistemas de circulación cerradas que giran en sentido contrario a las manecillas del reloj en el hemisferio norte y contrario a estas en el hemisferio sur. Los CTs se desarrollan sobre el océano con temperaturas relativamente cálidas con una escala temporal que va de días a un par de semanas (Cavazos, 2015). Durante el año 2018, sobre el océano Atlántico se formaron 16 ciclones tropicales (Figura 2), de los cuales sólo 8 alcanzaron la categoría de huracán, además de 7 tormentas tropicales y 2 depresiones tropicales. En ese año, ningún ciclón tropical tocó tierra mexicana proveniente del Atlántico; sin embargo, 2 de ellos estuvieron cercanos a la costa de Quintana Roo generando lluvias importantes, por lo que se les consideró con efecto directo sobre México (CONAGUA, 2018a). Los ciclones tropicales que estuvieron frente a las costas de Quintana Roo fueron: la Tormenta Subtropical “Alberto” (25 de mayo al 29 de mayo) y el Huracán “Michael” (6-12 de octubre).



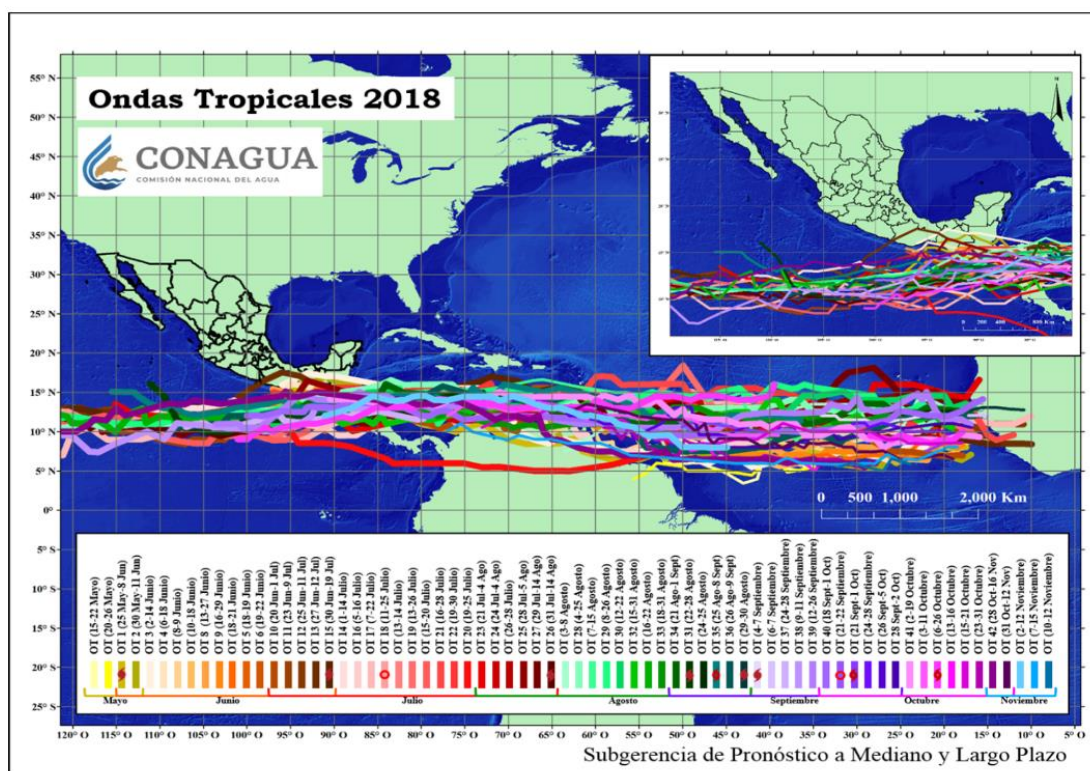
**Figura 2.** Trayectoria de ciclones tropicales durante el año 2018. La región de estudio se muestra con el rectángulo morado en la cual no arribaron CTs. La imagen se obtuvo de <https://www.nhc.noaa.gov/data/tcr/index.php?season=2018&basin=atl>.

### 1.2.2 Ondas tropicales

Las ondas tropicales (OTs) son sistemas sinópticos nubosos que se forman en la baja troposfera en el norte de África con una periodicidad de 3 a 5 días durante la época de verano (junio – octubre). Estas ondas del este se propagan hacia el oeste a través del Océano Atlántico y a su paso generan lluvias convectivas de gran impacto en la sociedad. Además, favorecen la formación de ciclones tropicales sobre la cuenca del Atlántico tropical y el Pacífico oriental (Burpee, 1974).

Durante el 2018, en México se presentaron un total de 42 OTs (Figura 3), estando por arriba del promedio (37 de acuerdo con la climatología 1995-2017 (CONAGUA, 2018b) del Servicio Meteorológico Nacional). Sin embargo, tomando en cuenta el centro del eje de la onda tropical, sólo 10 afectaron directamente a México especialmente el sureste mexicano, incluyendo partes de Veracruz y Tabasco de nuestra región de estudio. En junio se presentaron la mayoría de OTs; las que provocaron las mayores precipitaciones fueron: la onda tropical 4 (6-19 junio), la 24 (24 de julio al 4 de agosto) y la 25 (28 de julio al 5 de agosto)

(CONAGUA, 2018b). Los días de ocurrencia de estas OTs se analizaron con las diferentes bases de datos para encontrar la concordancia de la precipitación que generaron con cada una.



**Figura 3.** Trayectoria de las ondas tropicales (OTs) desarrolladas o activas sobre la zona tropical del Océano Atlántico y Pacífico Oriental durante el año 2018. Nota: las trayectorias indican la ubicación del centro del eje de la OT a través de su avance hacia el oeste (CONAGUA, 2018b).

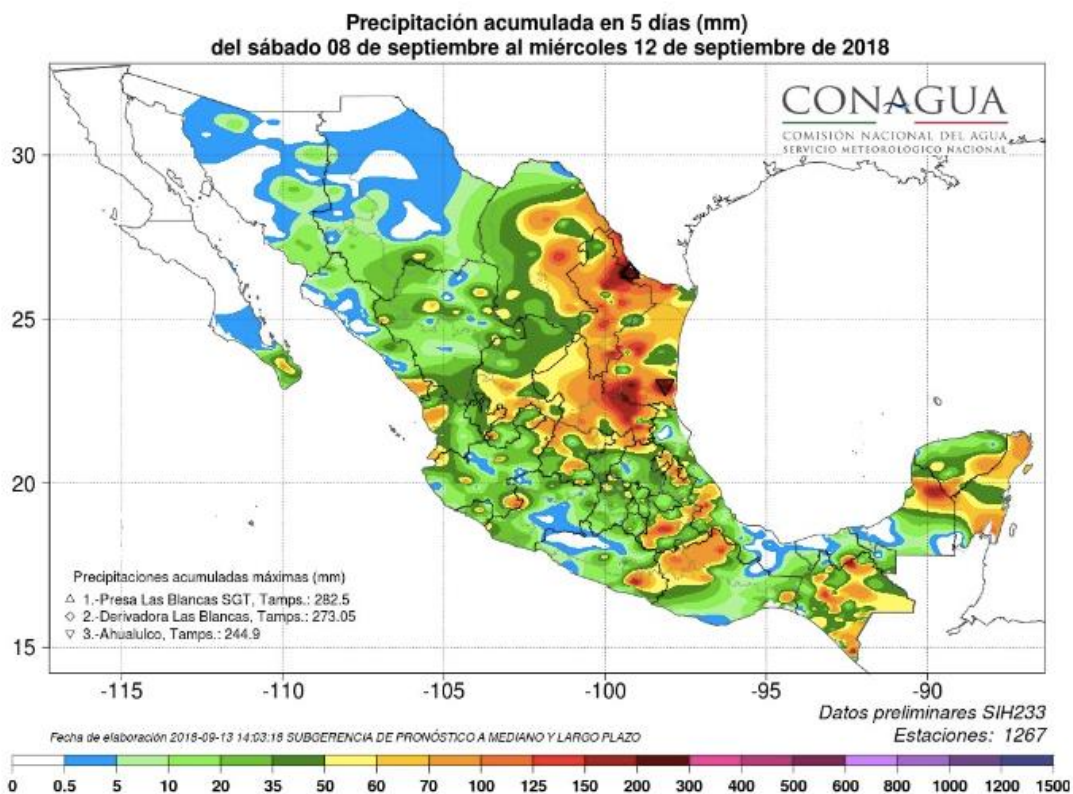
### 1.2.3 Sistemas frontales

Un sistema frontal es una zona de transición que divide dos masas de aire de diferentes características. Los sistemas frontales se dividen en fríos, cálidos, estacionarios, ocluidos, de superficie y en altura. En este trabajo son de interés los frentes fríos (FFs), los cuales se definen como una zona de transición que separa una masa de aire frío de una cálida (MetEd, 2014).

Durante los meses de septiembre y octubre 2018 ingresaron 8 FFs, de los cuales 3 se presentaron en el mes de septiembre, siendo el frente frío (FF) No. 1 (7 al 12 de septiembre) (Figura 4), el que más lluvias ocasionó con 165.1 mm registrados en Mier, Tamaulipas. En octubre ingresaron 5 FFs, siendo el FF No. 6 (15 al 20 de octubre) el de mayor precipitación en Veracruz, donde adquirió características estacionarias que favorecieron lluvias intensas, dejando inundaciones sobre el sur del estado, así como un marcado



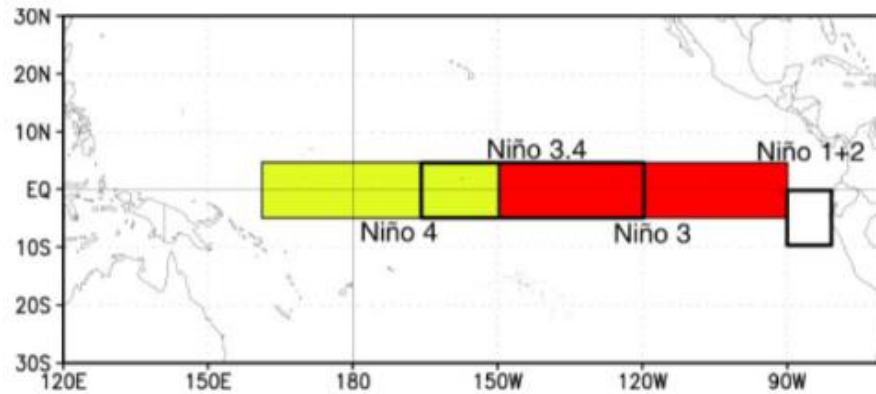
descenso térmico (CONAGUA, 2018b). En esta tesis se analizó la precipitación que generó el frente frío 6 con las bases de datos para determinar si se asociaron con lluvias convectivas y extremas.



**Figura 4.** Mapa de distribución de la precipitación del 8 al 12 de septiembre 2018 (CONAGUA, 2018b).

#### 1.2.4 El Niño-Oscilación del Sur

El fenómeno de El Niño-Oscilación del Sur (ENOS), se caracteriza por la variación a gran escala de las temperaturas superficiales del océano en la región central y oriental del Pacífico Ecuatorial y por cambios en la circulación atmosférica tropical (en variables como: viento, presión y precipitación). El fenómeno de El Niño (fase cálida del ENOS) generalmente alcanza su intensidad máxima durante el período de noviembre a enero y luego decae a lo largo de la primera mitad del año siguiente. La ocurrencia del ENOS no tiene una periodicidad establecida definitiva, pero es un fenómeno de escala interanual que puede suceder cada dos a siete años, con una duración de aproximadamente 18 meses. Las condiciones anómalas en los valores de la temperatura superficial del mar se refieren a las fases cálida y fría de ENOS, por arriba y por debajo de  $\pm 0.5$  °C, respectivamente. Para tomar esta condición como referencia, esta debe mantenerse por lo menos 5 trimestres consecutivos en la región Niño 3.4 (Figura 5) (OMM, 2014).



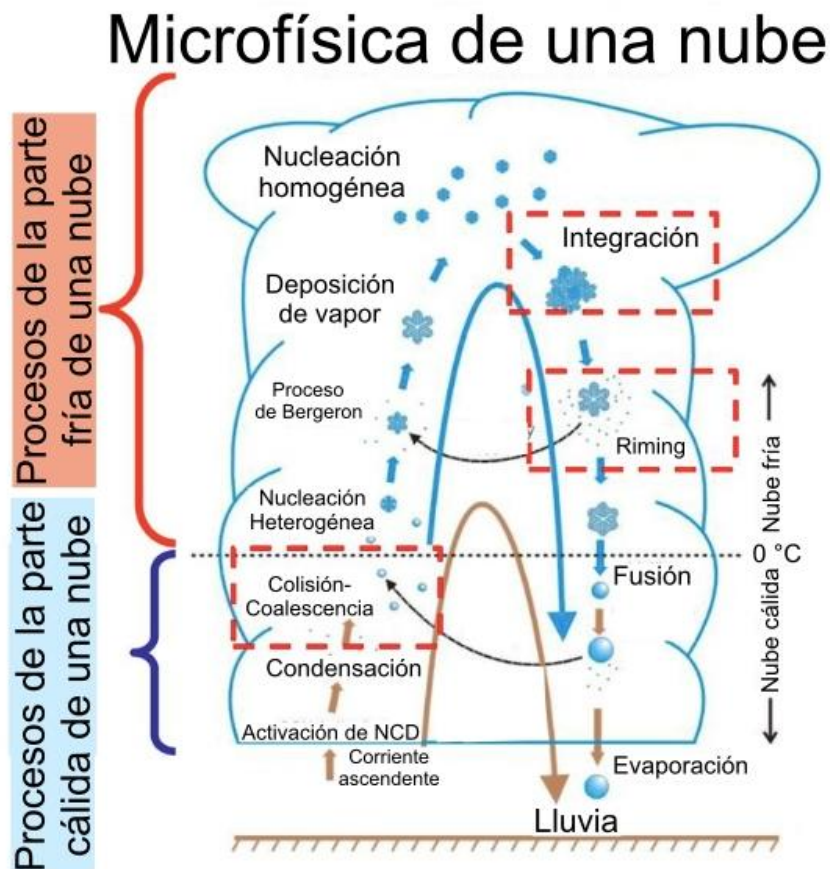
**Figura 5.** Localización geográfica de las regiones de El Niño-Oscilación del Sur (CONAGUA, 2018b).

Durante los primeros 3 meses del año 2018, en la región Niño 3.4 se presentó La Niña débil con valores de hasta  $-0.9$  std. Posteriormente, a mediados de abril se tornó hacia condiciones Neutrales, y para inicios de octubre transitó a condiciones de El Niño, de acuerdo con el Índice Oceánico El Niño (ONI, por sus siglas en inglés). Las condiciones Neutrales se mantuvieron a lo largo del 2018, por lo que los patrones atmosféricos de gran escala no indicaban un acoplamiento como usualmente lo haría en condiciones El Niño. Asimismo, la actividad convectiva más significativa se observó al oeste del Pacífico Central (CONAGUA, 2018b). Es importante resaltar que (Colorado-Ruiz (2022) encontró que climatológicamente en los veranos neutrales hay un mayor número de eventos extremos de precipitación por año en el Este de México que no se asocian principalmente a CTs.

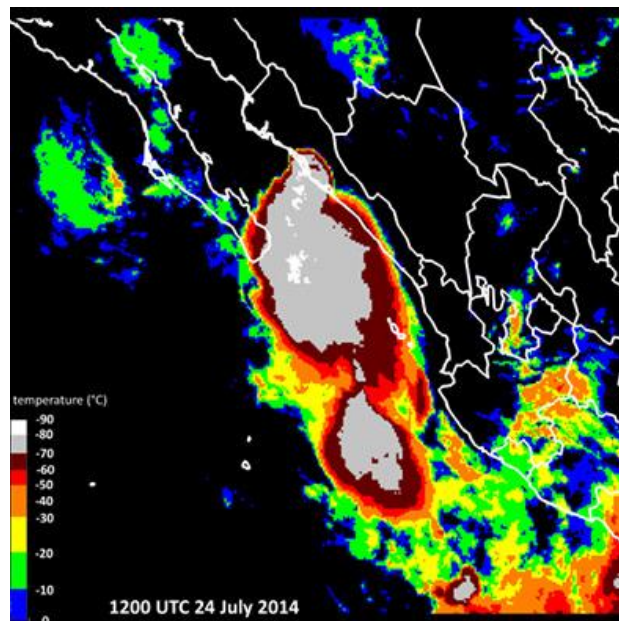
### 1.3 Convección y eventos extremos

La convección se origina a partir de la inestabilidad de una masa de aire húmeda más caliente que su alrededor. La masa de aire caliente asciende, se enfría, se condensa y forma la nubosidad de tipo cumuliforme (Figura 6), con precipitación en forma de chubascos o tormentas dependiendo de la humedad disponible. La Figura 6 muestra dos tipos de formación de nubes; en el océano tienden a ser nubes “calientes” porque no se elevan tanto como las nubes “frías” continentales; estas últimas necesitan mucho más humedad y ascenso vertical para que se lleve a cabo la condensación y nucleación, por lo que se elevan y enfrían más. El ascenso de la masa de aire se debe generalmente a un mayor calentamiento sobre la superficie y presencia de humedad en la capa vertical. Por otro lado, la lluvia orográfica es aquella que tiene origen en el ascenso de una masa de aire, forzado por una barrera orográfica o montañosa (Ahrens,

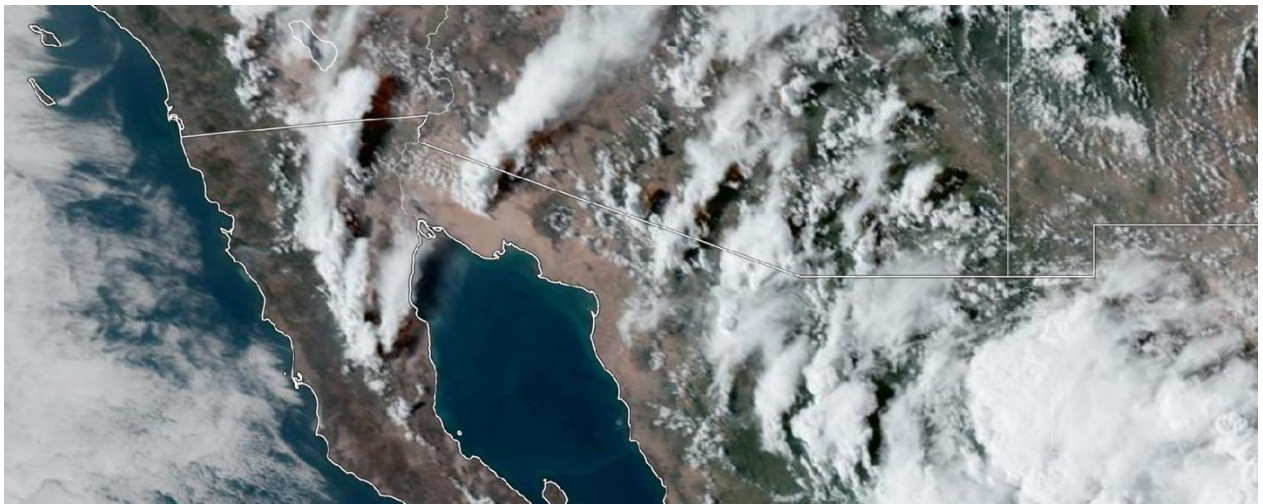
2009). Algunos mecanismos sinópticos y de mesoescala que generan los sistemas convectivos en México son las vaguadas, los ciclones tropicales, las brisas, los frentes y la interacción de las vaguadas con las montañas (Valdés-Manzanilla, 2021), como se muestra en las Figuras 7 y 8. En la Figura 8 se observan las típicas torres de cúmulos asociadas a los SCM que se generan por calentamiento y convección de humedad en las partes altas de las sierras, en este caso de Baja California. Es importante aclarar que la lluvia convectiva que se analiza en este trabajo es la considerada como extrema (arriba del percentil 95); la lluvia fina derivada de la influencia de gran escala de algunas etapas del paso de los frentes fríos por el este de México no se considera como convectiva.



**Figura 6.** Microfísica al interior de una nube convectiva. NCD: núcleos de condensación de la nube. Imagen tomada de <https://slideplayer.com/slide/17630801/>.



**Figura 7.** Temperatura en el tope de la nube (°C) proveniente de imágenes infrarrojas del GOES-15. Se observa un sistema convectivo de mesoescala al sur de Baja California Sur representado por la temperatura más fría (Farfán et al. 2020).

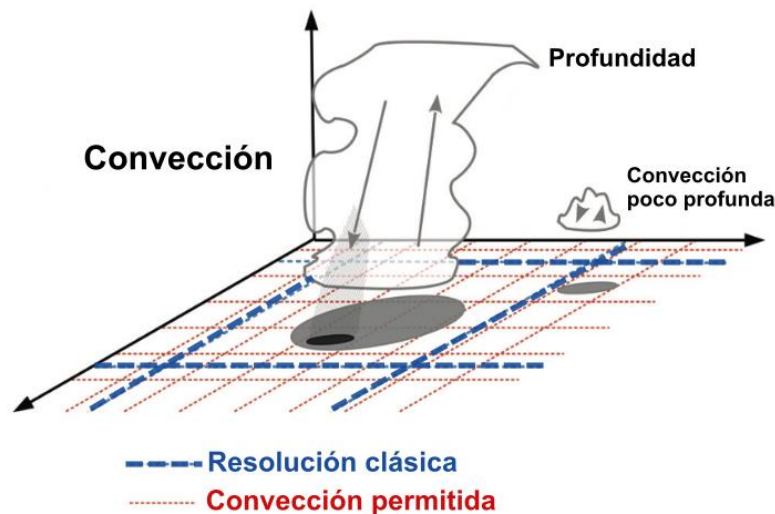


**Figura 8.** Sistemas convectivos de mesoescala en las sierras de Baja California y en la zona del monzón el 25 de agosto de 2022 a las 16 HL. En la carretera de San Felipe, Baja California, se registraron inundaciones y deslaves. Imagen tomada de Zoom.Earth.

Los modelos regionales con resoluciones mayores a 4.5 km no representan de forma apropiada la precipitación extrema porque la malla es más grande que la mayoría de los procesos físicos que las generan, como la convección profunda. Para determinar en forma explícita la convección, los modelos regionales se corren a una escala igual o menor a 4.5 km (Figura 9) y sin la parametrización de nubes, a lo



que se le conoce como convección permitida (CP) (Coppola et al. 2021). En años recientes se ha demostrado que el uso de modelos regionales con una resolución espacial horizontal menor o igual a 4.5 km, sin la ayuda de la parametrización de nubes (Prein et al. 2015; Piazza et al. 2019; Maurya et al. 2020), mejoran la simulación de precipitaciones extremas, particularmente a una escala de tiempo corta (Liu et al. 2016). Sun et al. (2016) usaron el modelo regional WRF con una malla de 4 km sin utilizar la parametrización cumulus para estudiar eventos extremos en las Grandes Llanuras de Estados Unidos. El WRF fue forzado con datos del Reanálisis Regional de América del Norte (NARR) a 32 km durante un período de 10 años en dos experimentos, uno a 4 km (con CP) y otro a 25 km con la parametrización de cumulus para poder compararlos. La corrida a 4 km reprodujo bien ciertas características observadas de las precipitaciones de mayo a agosto en las Grandes Llanuras. En particular, simuló mejor la magnitud de la precipitación extrema y el ciclo diurno de precipitación sobre la región de estudio que el experimento a 25 km. Además, simuló de manera más realista la corriente de chorro de bajos niveles de las Grandes Planicies de Estados Unidos y la circulación atmosférica que transporta y redistribuye la humedad proveniente del Golfo de México.



**Figura 9.** Representación de la convección profunda de acuerdo con el tamaño de las mallas de un modelo regional, la malla clásica ( $> 10$  km) y la de convección permitida ( $\leq 4.5$  km) (Brisson et al. 2017).

Como se sabe, los patrones de escala sinóptica y gran escala pueden favorecer precipitaciones extremas de corto plazo, debido a que proporcionan un entorno adecuado para que los factores de menor escala se puedan organizar y generar eventos de precipitación extrema. Entre los factores locales que favorecen la precipitación extrema se encuentra la humedad, que a su vez depende de los patrones meteorológicos de

gran escala de acuerdo con la región, la estación del año (Barlow et al. 2019) y la presencia de topografía compleja que favorece el ascenso de la humedad y la formación de nubes.

El transporte de humedad desde el océano, por ejemplo, del Atlántico, el Mar Caribe y el Golfo de México (cerca de nuestra zona de estudio) juegan un papel muy importante en la atmósfera; además, este transporte se relaciona con la variación de la evaporación superficial, la precipitación media y extrema, así como la nubosidad (Gimeno et al. 2016). En general, un cambio en el transporte de humedad sobre el continente puede ser consecuencia del aumento en la advección de humedad desde el océano debido al aumento en la temperatura superficial del mar (TSM) (Chadwick et al. 2016). Conocer el proceso físico/termodinámico que implica el cambio o aumento en el transporte de humedad puede mejorar el pronóstico a corto plazo en zonas donde ocurre la convección profunda. Una manera de detectar la convección tropical profunda es a través de la radiación de onda larga (OLR, por sus siglas en inglés), la cual se mide por medio de sensores satelitales (Sandeep y Stordal, 2013). Valores menores a  $200 \text{ W m}^{-2}$  o anomalías menores a  $12 \text{ W m}^{-2}$  son típicas de la convección profunda en zonas tropicales, las cuales se relacionan con nubes cúmulos de gran altura y frías en su tope. También se usan imágenes de satélite en donde se observa la temperatura del tope de la nube, como se ve en la Figura 7.

Sobre México, el trabajo de eventos extremos de precipitación diaria de Colorado-Ruiz y Cavazos (2021) mostró que el RegCM4.7 con núcleo hidrostático a 25 km de resolución reprodujo bien el ciclo anual de precipitación en gran parte del país, especialmente sobre el noroeste, incluso representó mejor los periodos secos que ocurren a mediados de verano en las regiones tropicales si se compara con versiones anteriores de este modelo. Además, encontraron que los eventos extremos de lluvia en nuestra región de estudio (la región oriental de México) han aumentado significativamente en los últimos 40 años, especialmente en el verano. Sin embargo, el RegCM4.7 simuló mejor los índices extremos de la lluvia invernal que los de verano en regiones subtropicales de México, mientras que los sesgos más grandes se obtuvieron en la zona del Golfo de México. Esto demuestra que el RegCM4.7 a 25 km tiene problemas para reproducir las lluvias extremas de verano en México, especialmente en las zonas más lluviosas.

En otro estudio, Luna-Niño y Cavazos (2017) encontraron que los frentes fríos y Nortes pueden generar lluvias intensas en la región de estudio, las cuales fueron simuladas muy bien por el modelo regional WRF (no hidrostático) a 4 km de resolución. Al comparar las simulaciones a 36, 12 y 4 km de resolución horizontal encontraron que la simulación a 4 km generó los mejores resultados y dio un valor agregado de los procesos físicos que ocurren a pequeña escala durante el paso de frentes fríos y Nortes. En sus resultados, el modelo WRF muestra dos máximos de precipitación en el centro y sur de Veracruz y Tabasco,

que, aunque se sobreestiman, la distribución espacial es consistente con las observaciones a 0.06° de resolución de CHIRPS y Livneh.

### 1.3.1 Índice de estabilidad

Las condiciones de inestabilidad en la atmósfera pueden analizarse desde diferentes perspectivas. La forma más común es a través de índices. Estos se definen utilizando ecuaciones simples a partir de la temperatura y contenido de humedad de las parcelas de aire a diferentes niveles de la atmósfera (e.g., Turrent y Cavazos 2012; Pineda-Martínez et al. 2020).

#### 1.3.1.1 CAPE

Una vez que se forma la nube, la precipitación se genera por ascenso de aire saturado; sin embargo, la precipitación convectiva necesita un parámetro adicional que es la inestabilidad. Después de que el aire se eleva hasta cierta altura por calentamiento adiabático, la parcela puede alcanzar el nivel de saturación si la razón de lapso adiabático cambia de seca a húmeda. Esto permite que la parcela de aire pueda seguir subiendo libremente por inestabilidad porque la parcela es más cálida que su medio ambiente. A esta boyancia positiva (o razón de aceleración ascendente) se le conoce como el parámetro termodinámico CAPE (convection available potential energy, por sus siglas en inglés). El CAPE describe la energía potencial convectiva disponible para las parcelas de aire ascendentes, y denota la inestabilidad de la parcela de aire en la tropósfera. La ecuación para calcular el CAPE es:

$$CAPE = g \int_{ZNCL}^{ZNE} \left( \frac{T'_v - T_v}{T_v} \right) dz,$$

donde  $g$  es la aceleración de la gravedad,  $ZNE$  es la altura del nivel de equilibrio,  $ZNCL$  es el nivel de convección libre,  $T'_v$  es la temperatura virtual de la parcela del aire y  $T_v$  es la temperatura virtual del ambiente (Blanchard, 1998). La Tabla 2 muestra los valores de CAPE y su potencial convectivo.

**Tabla 2.** Valores de CAPE ( $J\ kg^{-1}$ ) y su potencial convectivo.

<b>Valor de CAPE</b>	<b>Potencial convectivo</b>
<b>0</b>	Estable
<b>0-1000</b>	Marginalmente inestable
<b>1000-2500</b>	Moderadamente inestable
<b>2500-3500</b>	Muy inestable
<b>3500 o más</b>	Extremadamente inestable

## 1.4 Justificación

La región oriental de México es muy propensa a las lluvias extremas o continuas que provocan inundaciones, desbordamiento de ríos y presas, deslaves, daños agrícolas, así como declaratorias de desastres (Cavazos 2015; Barlow et al. 2019, León-Cruz et al. 2022); por lo que es de suma importancia investigar la precipitación semi-diaria y su comportamiento regional desde el océano hacia las montañas. En este trabajo se investiga la precipitación del 2018, un año en el que no entraron ciclones tropicales a la región de estudio; esto va a permitir identificar las horas de ocurrencia de las lluvias convectivas debido a factores locales y térmicos. Esto se analizará con observaciones satelitales (CHIRPS a escala diaria y PERSIANN-CCS a escala horaria), un reanálisis (ERA5) y el modelo regional no hidrostático (RegCM4-NH).

Los modelos climáticos globales y regionales tienen problemas para representar adecuadamente algunos elementos del ciclo hidrológico, especialmente la precipitación, debido al tamaño espacial de las mallas y al uso de parametrizaciones (Liu et al. 2016). Al utilizar una malla de resolución espacial fina (unos cuantos kilómetros) y con CP se espera encontrar mejoras con respecto a simulaciones de resolución espacial más burda, por ejemplo, una mejor representación del ciclo diario, de la intensidad de la precipitación por hora, así como de la circulación local y la distribución vertical de algunas variables de circulación. Adicionalmente, se puede obtener una representación fina de la interacción con la orografía compleja (Coppola et al. 2020) y en zonas donde hay contraste térmico (Coppola et al. 2021).

Por otra parte, se ha demostrado que los modelos con CP mejoran drásticamente los resultados al simular algunos procesos como la precipitación convectiva y orográfica, eventos de lluvia extrema,

retroalimentación suelo-atmósfera, y retroalimentación de radiación de nubes y nieve acumulada en las montañas (Prein et al. 2020). La precipitación convectiva puede generar desastres hidrometeorológicos que podrían prevenirse con un mejor entendimiento y pronóstico de los procesos físicos asociados a los eventos de lluvia extremos. Además, algunos estudios de proyecciones de calentamiento global han mostrado que el potencial de inestabilidad asociada a tormentas podría aumentar a finales de siglo en los subtrópicos y en los trópicos, incluyendo el Golfo de México (Singh et al. 2018; Glazer et al. 2021) a pesar de que la precipitación estacional podría disminuir (Colorado-Ruiz et al. 2018).

En esta tesis se analiza la precipitación extrema del verano de 2018 en la región oriental de México la cual se genera por procesos convectivos ya sea por ascenso térmico directo o por convección forzada por la orografía o por diversos fenómenos meteorológicos tales como inestabilidades en los vientos alisios, ondas tropicales y frentes fríos. Para esto se utilizó, además de las bases de datos observadas, el modelo regional RegCM4 no hidrostático (RegCM4-NH) a una resolución espacial de 4.5 km. Esta investigación es relevante porque casi no hay estudios sobre los procesos semi-diurnos asociados a la precipitación en la región oriental de México; se utiliza una base de datos horaria de precipitación medida por satélite (PERSIANN-CCS) que no se ha usado en el oriente de México. Además, se eligieron dos eventos extremos diarios con el umbral P95 de precipitación durante 2018 para analizarlos con el reanálisis ERA5 y el modelo en modo pronóstico (RegCM4-NH\*) centrado en los días en que ocurrieron los eventos. Los resultados permitirán entender mejor el comportamiento de la precipitación extrema para prevenir y reducir riesgos que afecten a la población en general.

## **1.5 Objetivos**

### **1.5.1 Objetivo general**

Analizar la lluvia horaria y los mecanismos físicos que generaron eventos extremos de precipitación durante el verano de 2018 en la región oriental de México.

### 1.5.2 Objetivos específicos

1. Analizar el comportamiento de la lluvia horaria, mensual y estacional del 2018 en la región oriental de México con observaciones (CHIRPS y PERSIANN-CCS), con el reanálisis ERA5 y el modelo RegCM4-NH.
2. Identificar los eventos extremos de precipitación en intensidad, escala y duración durante el 2018.
3. Analizar los factores que generaron dos eventos de precipitación extrema analizando su evolución temporal y espacial con diferentes variables atmosféricas y un índice de convektividad.
4. Analizar la temperatura superficial del mar (SST) del Océano Pacífico y el Golfo de México y la radiación de onda larga saliente (OLR) asociada a la convección durante los eventos de precipitación extrema. Estas variables permitirán ver la disponibilidad de energía para que ocurriera la convección asociada a los eventos extremos.
5. Evaluar la habilidad del modelo, mediante la comparación del RegCM4-NH en modo climático y modo pronóstico con las observaciones y el reanálisis.

## Capítulo 2. Datos y metodología

---

### 2.1 Datos

#### 2.1.1 Observaciones

Actualmente hay diversas bases de datos climáticas observados a escala global y regional con un post-procesamiento de estaciones meteorológicas y/o de satélite que permiten tener datos en malla a una escala espacial fina y con un control de calidad. En esta tesis se usaron dos de estas bases de datos:

1) La base de precipitación diaria de CHIRPS (Funk et al. 2015) sobre el continente a escala global a ~6.5 km de resolución que combina productos del análisis de precipitación multisatélite proveniente del Tropical Rainfall Measuring Mission (versión 7) y complementa algunos cálculos de lluvia con datos de reanálisis CFSR v2. Esta base está disponible en [ftp://ftp.chg.ucsb.edu/pub/org/chg/products/CHIRPS-2.0/global\\_daily/](ftp://ftp.chg.ucsb.edu/pub/org/chg/products/CHIRPS-2.0/global_daily/).

2) PERSIANN-Cloud Classification System (PERSIANN-CCS; Hong et al. 2004) contiene datos globales de precipitación multisatélite, a una resolución espacial de 4 km y a una resolución temporal horaria. Los datos están disponibles en <https://chrsdata.eng.uci.edu/>.

#### 2.1.2 Reanálisis

Los datos de reanálisis se utilizan para diferentes propósitos, uno de ellos es para forzar modelos de pronóstico o modelos climáticos y también para evaluar su desempeño en un periodo histórico; los reanálisis son salidas de pronóstico de un modelo regional o global que con asimilación de varias fuentes de observación (datos de estaciones, radares y satélites) que mejoran sus salidas y se pueden considerar como “observaciones”. Los datos de ERA5 son horarios y tri-horarios a una resolución espacial de 30 km en diferentes niveles en la vertical; están disponibles en: <https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/search?type=dataset>.

### 2.1.3 Modelo RegCM4-NH

El modelo climático regional RegCM4 contiene un código de fuente abierto; la versión 4 del RegCM ha sido mejorada desde la última década por la sección de Física del Sistema Terrestre del Centro Internacional de Física Teórica (ICTP) en Trieste, Italia. Originalmente, el núcleo dinámico del RegCM4 es hidrostático, con coordenadas verticales sigma-p, y puede ejecutarse de manera efectiva para espaciamentos de cuadrícula de ~10 km o más, en donde se hace válida la suposición hidrostática. Sin embargo, el núcleo dinámico del RegCM4 se ha actualizado para incluir una representación dinámica no-hidrostática (NH) utilizable para resoluciones espaciales más finas (unos cuantos kilómetros). El RegCM4-NH, se basa esencialmente en la implementación del núcleo dinámico no hidrostático del MM5, pero con un conjunto de modificaciones que mejoran su estabilidad y un par de nuevas parametrizaciones de microfísica. Las simulaciones a largo plazo llevadas a cabo a través de la nueva generación RegCM4-NH contribuyen a un proyecto amplio de CP dedicado al estudio del clima a escala de kilómetros (Coppola et al. 2021).

En este trabajo se utilizaron las salidas del RegCM4-NH con convección permitida (CP) obtenidas directamente del ICTP para el 2018. El modelo consta de 41 niveles en la vertical con mayor resolución en la capa límite planetaria (PBL) y tiene una resolución horizontal de 4.5 km. Las parametrizaciones que usa el RegCM4-NH se muestran en la Tabla 3; la parametrización de cúmulos no se utilizó para permitir la convección en forma explícita. El modelo se utilizó de dos maneras y con las mismas parametrizaciones (ambas fueron forzadas con ERA5): Modo climático (RegCM4-NH) y en modo pronóstico (RegCM4-NH\*), la diferencia es el tiempo de inicio de las simulaciones, ya que el modo pronóstico se inició 72 hrs antes del máximo de precipitación de acuerdo con ERA5. Aunque se analizaron las simulaciones en modo pronóstico a 48 y 72 horas, sólo se presentan los resultados del segundo experimento.

Las simulaciones se han realizado utilizando el anidamiento en un sólo sentido (one-way nesting), que consiste en la introducción de los campos del reanálisis ERA5 en el dominio a través de las fronteras, sin que los datos producidos por el modelo regional sean comunicados al reanálisis. En esta técnica, la asimilación de las variables atmosféricas en las fronteras del dominio se realiza cada 6 horas (0, 6, 12, 18 UTC). Las variables incorporadas del reanálisis son: temperatura, humedad específica, componente zonal y meridiana del viento. Estas simulaciones utilizan un paso de tiempo de 13 segundos y una zona de relajación lateral de cuarenta puntos de malla.



**Tabla 3.** Configuración de las parametrizaciones físicas del RegCM4-NH usadas en el dominio de la Figura 1 para las simulaciones del 2018.

Opciones físicas	Parametrización
Radiation scheme	NCAR CCM3 (Kiehl et al. 1996)
Land surface models	CLM (Oleson et al. 2008)
Microfísica	WSM5 (Skamarok et al. 2008)
Capa límite	Holtslag PBL (Holtslag et al. 1990)
Esquema de flujo oceánico	Zeng (Zeng et al. 1998)

## 2.2 Metodología

### 2.2.1 Ciclo diurno de la precipitación

Para entender la precipitación local y regional se hizo un análisis con diferentes métricas. A escala mensual, diaria y horaria se comparó la precipitación observada de CHIRPS (escala diaria) y PERSIANN-CCS (escala horaria), con la del reanálisis ERA5 y el modelo RegCM4-NH. Además, de hacer a las mismas escalas a CAPE con el reanálisis ERA5.

El ciclo diurno de la precipitación durante el verano y todo el 2018 se obtuvo primero con las observaciones de PERSIANN-CCS y ERA5; posteriormente se hizo la comparación con el RegCM4-NH. Asimismo, se incluye el ciclo diurno de CAPE con ERA5. Después se obtuvo el ciclo diurno con los compuestos de días con eventos extremos para dos casos de estudio durante el verano 2018 que se describen en la siguiente sección. Lo anterior se realizó sin una descomposición de Reynolds (que describe la variación en el tiempo y el espacio de una variable). Se usaron datos del Servicio Meteorológico Nacional para identificar los días con diferentes sistemas meteorológicos (CONAGUA, 2018a, b), como se describieron en la sección 1.2.

### 2.2.2 Colas de los extremos

Las colas de los extremos de precipitación diaria y la lluvia extrema acumulada (R95p) de las dos regiones de estudio se identificaron con el percentil 95 (P95; Colorado-Ruiz y Cavazos 2021). También se evaluaron

las funciones de densidad de probabilidad (PDF) para ver la probabilidad de ocurrencia de los eventos extremos y sus diferencias en la región norte y sur con las bases de datos (observaciones, reanálisis y el modelo RegCM4-NH) similar a lo que hizo Colorado-Ruiz y Cavazos (2021) en el noreste de México. En este trabajo se indica que el P95 climatológico (1981-2020) regional para el verano en el noreste de México es  $\sim 40 \text{ mm d}^{-1}$  y en el centro oriental de México puede ser mayor a  $60 \text{ mm d}^{-1}$ , con precipitaciones diarias de hasta  $100 \text{ mm d}^{-1}$ . A través del P95 de precipitación se identificaron dos casos de estudio: evento extremo 1 (EE1) asociado a una tormenta convectiva por inestabilidad de los vientos del este y el evento extremo 2 (EE2) generado por un frente frío y evento Norte. Los P95 de precipitación del 2018 también se compararon con una climatología observada de 1961-2008 de las bases de datos de CLICOM del SMN en la plataforma desarrollada en el CICESE en <http://clicom-mex.cicese.mx>.

### 2.2.3 Perfiles verticales durante eventos extremos

Para entender el comportamiento de los dos casos de estudio se obtuvieron perfiles verticales horarios sobre un área cuadrada de  $0.5^\circ$  de longitud y latitud para el viento, humedad, velocidad vertical ( $\omega$ ), CAPE y divergencia desde la superficie hasta la tropósfera media similar a lo realizado por Luna-Niño y Cavazos (2017), así como la precipitación asociada, un día antes, durante y después del día principal en que ocurrieron los eventos extremos de precipitación. También se hizo un análisis en superficie de la precipitación, viento, transporte de humedad, SST y OLR; un día antes, durante y un día después de cada evento realizado con ERA5 y RegCM4-NH\*.

### 2.2.4 Evaluación del modelo RegCM4-NH

Se evaluó la habilidad del modelo regional RegCM4-NH (en modo climático y pronóstico) con las observaciones diarias de CHIRPS y con datos horarios de precipitación de PERSIANN-CCS y con diferentes variables atmosféricas de ERA5 para entender el comportamiento de los eventos de precipitación extrema que se observaron durante el verano de 2018 en la región de estudio.

## Capítulo 3. Resultados

---

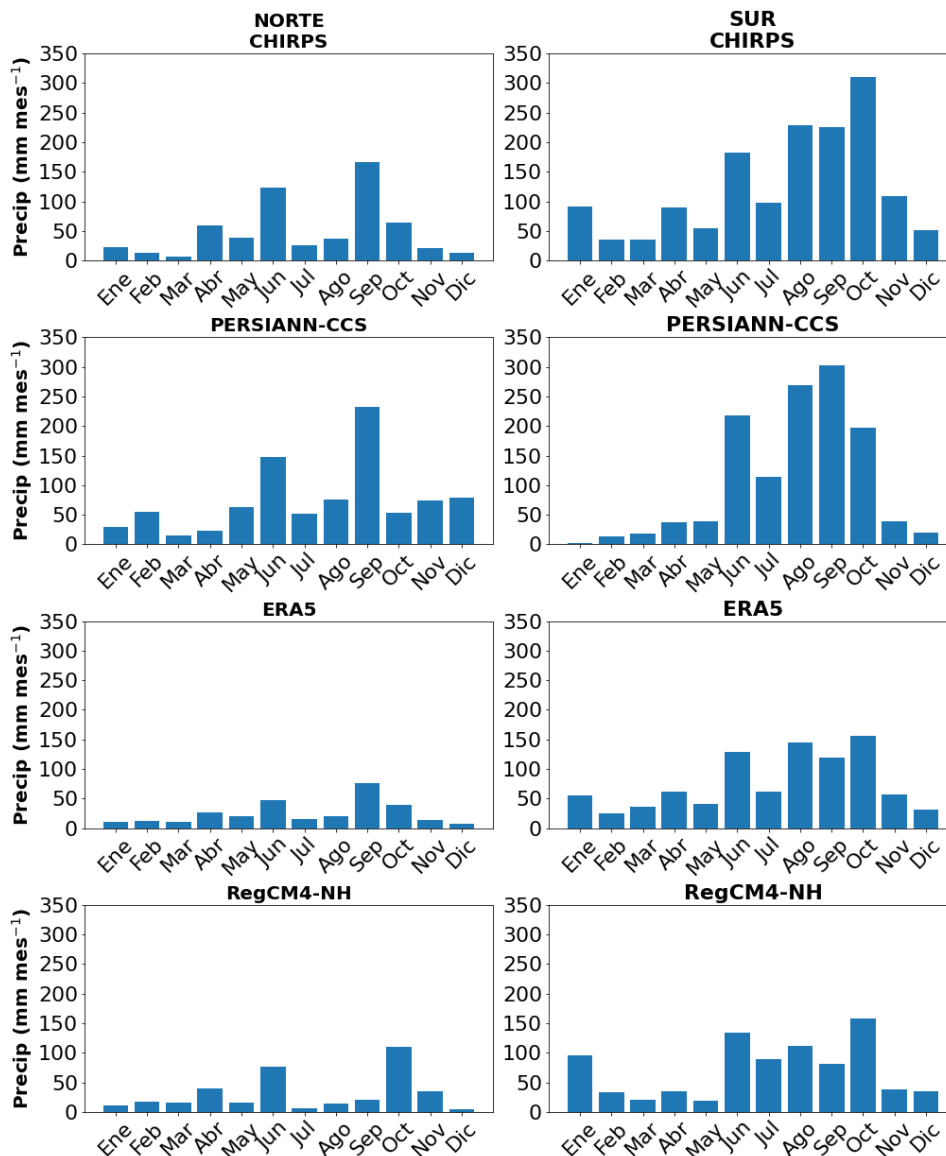
### 3.1 Análisis regional de la precipitación con observaciones, reanálisis y el modelo

En esta sección se hace un análisis de la precipitación anual (mensual y diaria) y de verano de 2018 en la región oriental de México con observaciones (CHIRPS y PERSIANN-CCS), un reanálisis (ERA5) y simulaciones horarias del modelo RegCM4-NH en modo climático, con la finalidad de identificar los principales eventos extremos. En el 2018 no entraron CTs a la región costera del Golfo de México, pero hubo otros sistemas meteorológicos que generaron lluvia y lluvia extrema asociada a sistemas convectivos, tales como, brisas, vientos alisios, ondas tropicales, vaguadas y sistemas frontales.

Se dividió a la región de estudio en dos regiones (Figura 1): norte (Tamaulipas y parte de Nuevo León) y sur (Veracruz y parte de Tabasco) para compararlas con las diferentes bases de datos. La Figura 10 muestra el ciclo anual de la precipitación; en general, la región norte presenta menos lluvia que la del sur y las dos muestran una distribución bimodal con una canícula de medio verano, más marcada en el norte entre julio y agosto, mientras que en el sur se observa sólo en julio. A pesar de mostrar algunos sesgos CHIRPS, PERSIANN-CCS y ERA5 capturan la canícula, mientras que el RegCM4-NH muestra una canícula más extendida (julio-septiembre). La distribución bimodal de la región norte tiene los dos picos principales de lluvia en junio y septiembre los cuales se observan en las tres primeras bases de datos (siendo mayor en septiembre). Sin embargo, RegCM4-NH presenta un retraso en el segundo pico, el cual ocurre hasta octubre. Los máximos de precipitación en la región sur con CHIRPS, ERA5 y RegCM4-NH ocurren en junio y octubre mientras que PERSIANN-CCS tiene el segundo máximo en septiembre. Por lo que hay una ligera discrepancia entre las dos bases observacionales. La climatología del ciclo anual de precipitación de largo período (1981-2020) de Colorado-Ruíz (2022) indica que los meses de máxima precipitación en las dos regiones son junio y septiembre.

La intercomparación de la lluvia anual en las dos regiones (Tabla 4) muestra un desacuerdo en las bases de datos, incluyendo las observaciones de CHIRPS y PERSIANN-CCS que utilizan diferentes métodos de observación de precipitación, por lo que ERA5 está dentro del rango de estas observaciones. RegCM4-NH muestra la menor precipitación en la región norte (365.8 mm) y PERSIANN-CCS la mayor (896.0 mm), mientras que ERA5 tiene la mayor precipitación en el sur (1648.9 mm) y nuevamente RegCM4-NH la menor con 850.4 mm. Por otro lado, la precipitación del verano (Jun-Oct) del 2018 (Tabla 4) en la región norte

con CHIRPS fue de 416.7mm, con PERSIANN-CCS de 559.5 mm, con ERA5 de 471.6mm y con RegCM4-NH de 228.2 mm. En la región sur PERSIANN-CCS (1101.8 mm) es la base de datos que muestra el mayor valor de precipitación, seguido de ERA5 (1098.7 mm), CHIRPS (1044.4) y RegCM4-NH (575.2 mm). De acuerdo con la climatología del periodo 1981-2020 (Colorado-Ruíz, 2022), la precipitación del verano (Jun – Oct) en la región norte fue de alrededor de 800 mm y en la sur mayores a los 2000 mm, por lo que el verano de 2018 fue menos lluvioso que la climatología; esto podría deberse en parte a la falta de entrada de ciclones tropicales a la región.



**Figura 10.** Precipitación mensual ( $\text{mm mes}^{-1}$ ) de las regiones norte y sur del Golfo de México con CHIRPS, PERSIANN-CCS, ERA5 y RegCM4-NH, respectivamente durante el año 2018.

**Tabla 4.** Acumulado de precipitación anual (verano) del 2018 para las dos regiones norte y sur de la región oriental de México de acuerdo con CHIRPS, PERSIANN-CCS, ERA5 y el modelo regional RegCM4-NH.

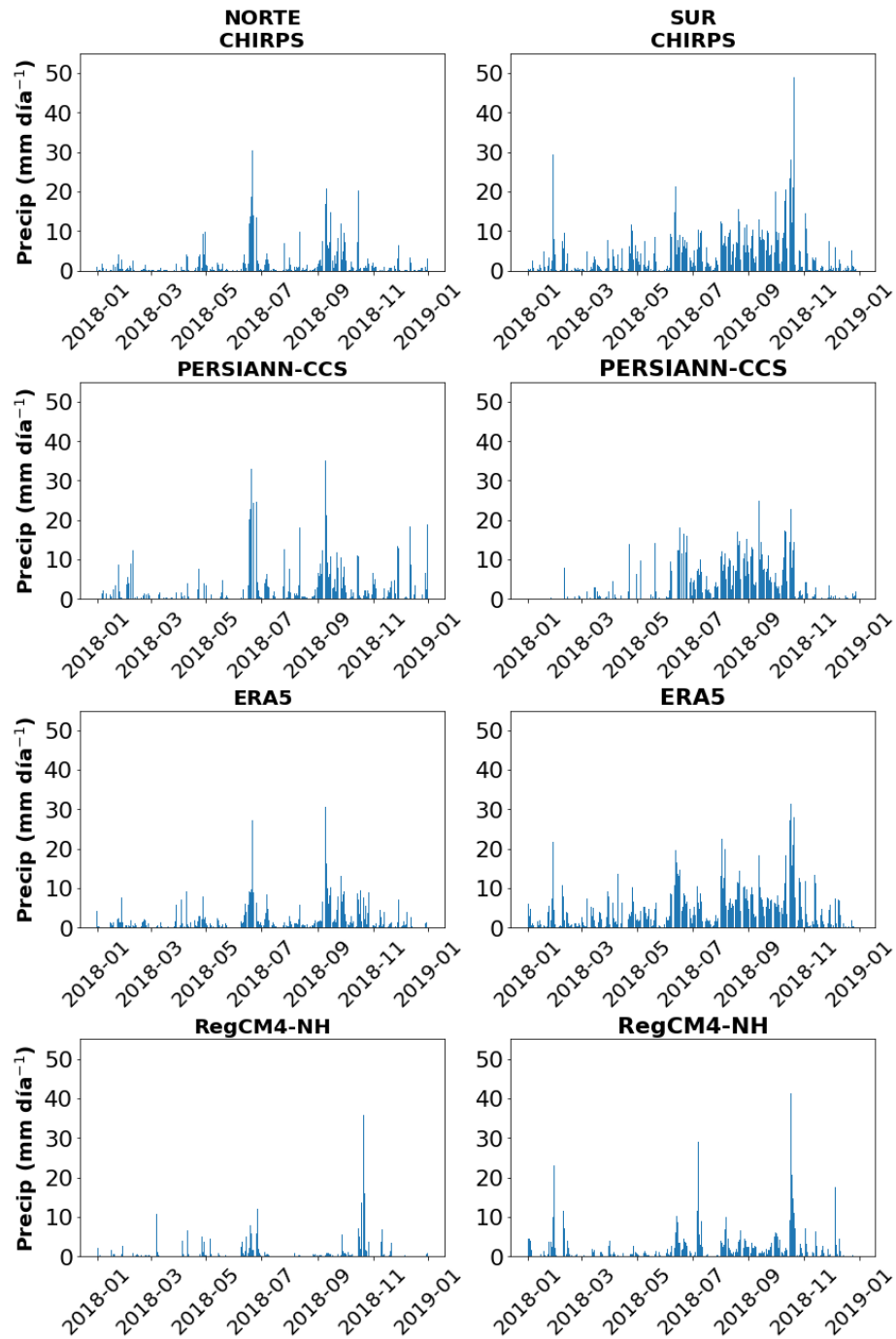
<b>Base de datos/región</b>	<b>Norte: anual (verano) (mm)</b>	<b>Sur: anual (verano) (mm)</b>
<b>CHIRPS</b>	589.9 (416.7)	1513.1 (1044.4)
<b>PERSIANN-CCS</b>	896.0 (559.5)	1271.0 (1101.8)
<b>ERA5</b>	712.3 (471.6)	1648.9 (1098.7)
<b>RegCM4-NH</b>	365.8 (228.2)	850.4 (575.2)

La Figura 11 muestra la precipitación diaria sobre las dos regiones para las cuatro bases de datos analizadas. En el norte, los valores más altos de precipitación diaria de verano se observan en los meses de junio y septiembre (similar al ciclo estacional), mientras que las de RegCM4-NH en junio y octubre. Los valores diarios más altos de esta región se observaron con PERSIANN-CCS y ERA5 en comparación con las otras bases de datos. En el sur, los máximos aparecen en junio, septiembre y octubre, con los valores de CHIRPS ligeramente superiores a los de PERSIANN-CCS. Es importante aclarar que no se espera que los eventos individuales de precipitación que se describen a continuación sean capturados por el modelo en modo climático; se incluyó la serie diaria en la Figura 11 para ver la habilidad promedio del modelo de simular la distribución e intensidad de los eventos. Es claro que el RegCM4-NH es mucho más seco que las observaciones en el norte que en el sur y genera menos eventos diarios de precipitación, lo cual sugiere que el modelo necesita mejorarse para esta región tropical.

Como se mencionó en la sección 1.2, las ondas tropicales (OTs) 4, 24 y 25 dejaron la mayor cantidad de precipitación en el sur México (CONAGUA, 2018b). Las fechas en que se presentó la OT 4 corresponden al primer evento relevante de precipitación del 2018 que se observó del 18 al 22 de junio en la región norte; alcanzando la mayor cantidad de precipitación (33.0 mm) en PERSIANN-CCS, seguido de CHIRPS con 30.3 mm y ERA5 con 27.3 mm. Mientras que, en la región sur el evento de precipitación se observó antes y duró más que el norte (del 12 al 28 de junio), con valores de precipitación de 34.1 mm con PERSIANN-CCS, 21.2 mm con CHIRPS y 19.7 mm con ERA5. El segundo evento de precipitación que se asocia a las OTs 24 y 25 ocurrió del 31 de julio al 12 de agosto en la región sur con valores de 22.5 mm con ERA5, 15.4 mm con PERSIANN-CCS y CHIRPS (la región norte no se vio afectada por estas OTs).

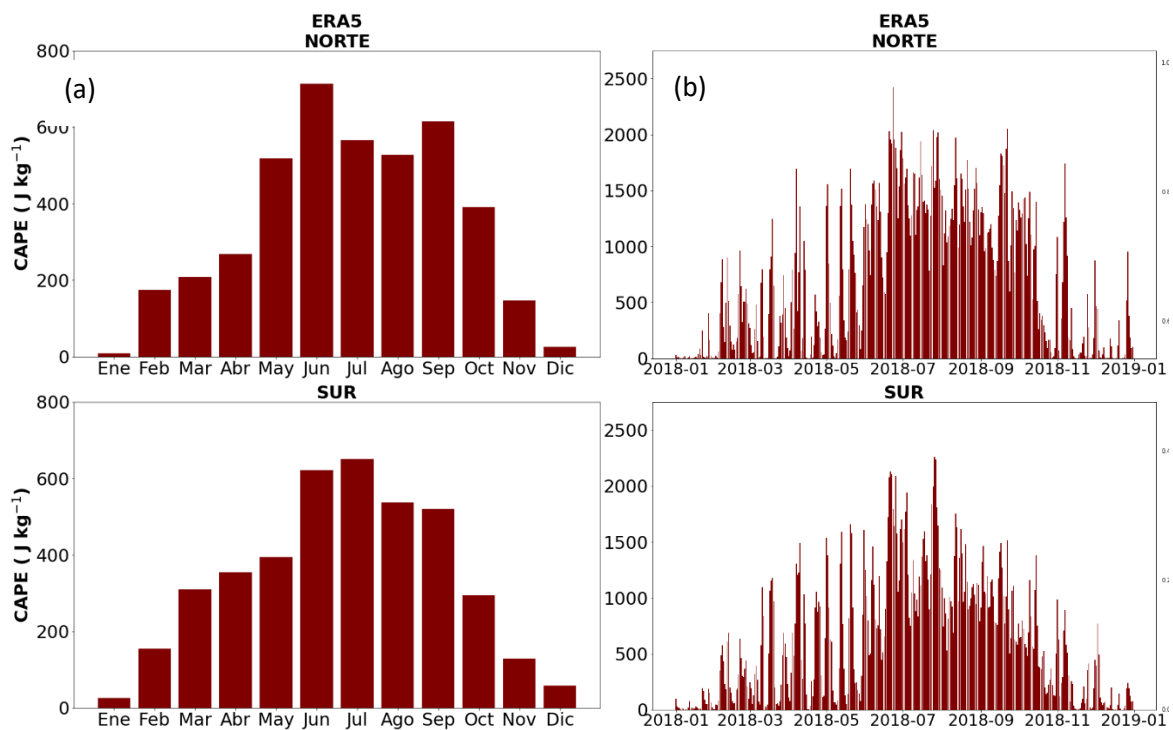
Al final del verano pasaron dos frentes fríos (FFs) por el Golfo de México que generaron lluvias en la región. El FF No. 1 que ocurrió entre el 7 y 12 de septiembre registró la mayor precipitación en la región norte;

PERSIANN-CCS registró 34.9 mm, ERA5 30.7 mm y CHIRPS 20.8 mm. En la región sur se observaron valores ligeramente menores con PERSIANN-CCS (32.3 mm), CHIRPS (21.8 mm) y ERA5 (18.2mm). Las precipitaciones que se asocian al paso del FF No. 6 ocurrido del 26 al 28 de septiembre fueron las que generaron más lluvia por frentes a finales del verano de 2018 sobre la región sur (CHIRPS con 49.0 mm, ERA5 con 31.4 mm y PERSIANN-CCS con 22.7 mm).



**Figura 11.** Precipitación diaria ( $\text{mm día}^{-1}$ ) durante el 2018 promediada en las regiones norte y sur con CHIRPS, PERSIANN-CCS, ERA5. RegCM4-NH se incluye únicamente para comparar la distribución de lluvia.

Como se describió en la sección 1.3, el CAPE describe la energía potencial convectiva disponible para las parcelas de aire ascendentes y denota la inestabilidad de la parcela de aire de la tropósfera, por lo que, a mayores valores, mayores probabilidades de lluvia convectiva. Figura 12 muestra el ciclo anual y datos diarios de CAPE del 2018 con el reanálisis ERA5 para las dos regiones analizadas. En la Figura 12(a) el CAPE muestra valores máximos durante la temporada de lluvias de verano y en la región norte también muestra una distribución bimodal con canícula como la precipitación (Figura 10), con máximos de CAPE también en junio y septiembre, con valores promedio mensuales entre 500 y 700  $\text{J kg}^{-1}$  (marginalmente inestable). Los valores de CAPE en la región sur varían entre 500 y 650  $\text{J kg}^{-1}$  (marginalmente inestable) para el mismo periodo, con máximos entre junio y septiembre. El mes con el máximo valor de CAPE en la región norte es junio (713.7  $\text{J kg}^{-1}$ ) y en la sur es julio (650.3  $\text{J kg}^{-1}$ ). Por otro lado, el valor promedio diario de CAPE sobre las regiones estudiadas se muestran en la Figura 12(b). El máximo valor diario durante el verano en la región norte se alcanza en junio (1537.3  $\text{J kg}^{-1}$ ) y en el sur en julio (1241.7  $\text{J kg}^{-1}$ ) con valores moderadamente inestables de CAPE (Tabla 1; Figura 12(b), consistente con el primer pico máximo de precipitación de cada región (Figura 11).



**Figura 12.** Valores de CAPE (convection available potential energy) (a) mensuales y (b) diarios en las regiones norte y sur con ERA5 durante el año 2018. Nótese la diferencia de escalas del CAPE al pasar del mensual al diario.

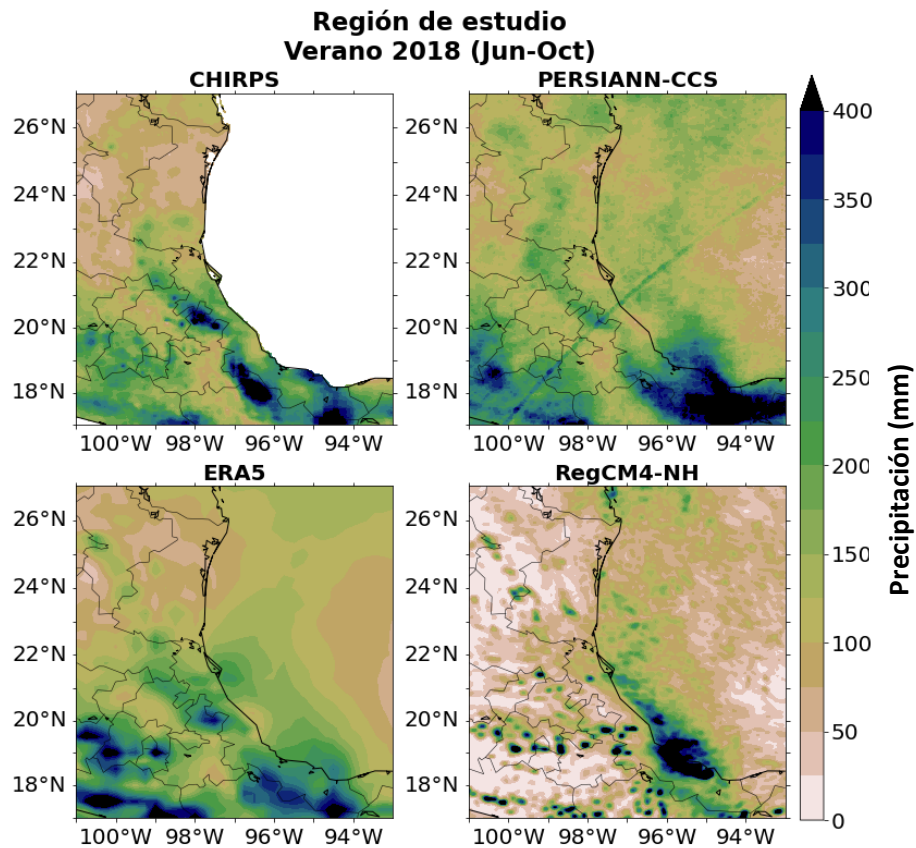
En resumen de esta sección, el ciclo anual de precipitación durante 2018 se caracterizó por una distribución bimodal, pero estuvo por debajo de la climatología de largo período (1981-2010)

documentada por Colorado-Ruiz (2022) con datos de CHIRPS. A pesar de que no entraron CTs al este de México, otros sistemas meteorológicos estuvieron presentes a lo largo de ese año. Asimismo, la precipitación de verano (ver Tabla 4) representa más de la mitad de la precipitación anual. Por otro lado, CAPE muestra similitud con la distribución de la precipitación sobre la región norte en 2018, siendo el verano donde este potencial convectivo es mayor. La simulación en modo climático del RegCM4-NH mostró un ciclo anual mucho más seco que lo observado en el norte y generó menos eventos extremos diarios de precipitación, lo cual sugiere que el modelo necesita mejorarse para esta región tropical. A pesar de no ser los resultados esperados con el modelo RegCM4-NH estos se incluyen debido a la intención de evaluar a un modelo regional con convección permitida esperando pudiera ser mejor que su forzante (ERA5), y poder abrir paso a la mejora de datos que se tienen sobre la región oriental de México, sin embargo, no fue posible en este trabajo de tesis. Los resultados aquí mostrados servirán para posteriores ajustes a las configuraciones e investigaciones del RegCM4-NH en la región oriental de México.

### **3.2 Análisis espacial de la precipitación con observaciones, reanálisis y el modelo regional**

Sabemos que llueve con diferente intensidad de acuerdo con la ubicación de un lugar, porque existen diferentes factores geográficos regionales y locales que influyen y modifican los procesos de lluvia y determinan el clima en general (latitud, altitud, orografía, cercanía al mar, etc). En esta sección, se analizó la precipitación en el área de estudio de forma espacial durante el verano (Jun – Oct) 2018 con CHIRPS, PERSIANN-CCS, ERA5 y RegCM4-NH (Figura 13). Las observaciones y ERA5 muestran valores máximos de precipitación sobre las regiones montañosas de la Sierra Madre Oriental (SMO) con valores mayores a 400 mm mes<sup>-1</sup>. Sin embargo, en comparación con las observaciones de CHIRPS, PERSIANN-CCS subestima la precipitación sobre las regiones más altas, y los valores máximos se observan sobre la zona sur de Veracruz y norte de Tabasco, donde CHIRPS también tiene un máximo. En el Golfo de México, ERA5 tiene máximos de precipitación frente a la costa centro y sur, mientras que PERSIANN-CCS y RegCM4-NH frente a la costa sur de Veracruz y norte de Tabasco con valores más grandes que ERA5. El RegCM4-NH también captura el máximo de precipitación observado al sur de Veracruz, pero no es capaz de producir máximos siguiendo a la SMO, como las otras bases de datos.



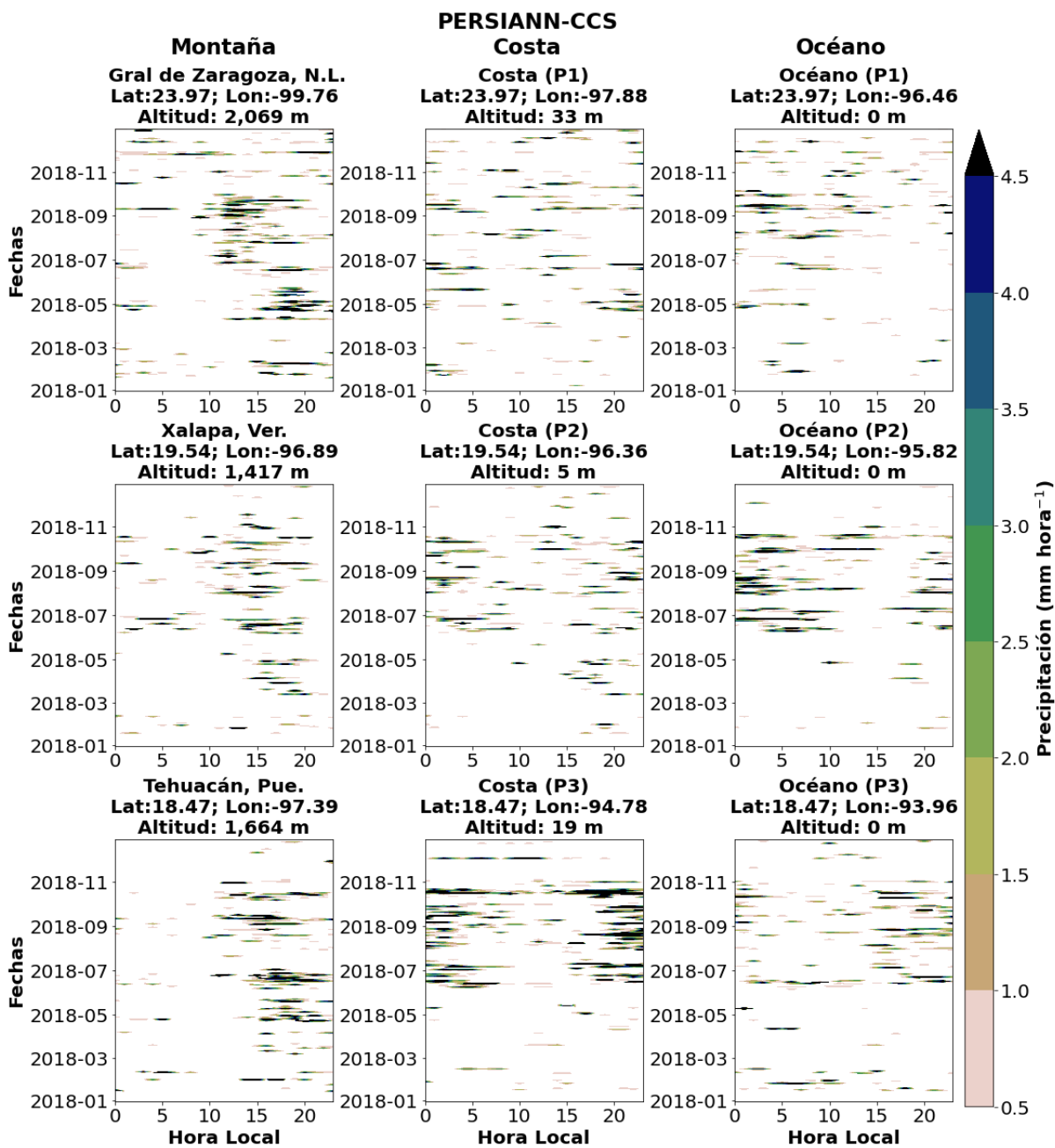


**Figura 13.** Precipitación promedio de verano (Jun – Oct) 2018 de la región de estudio con CHIRPS, PERSIANN-CCS, ERA5 y RegCM4-NH.

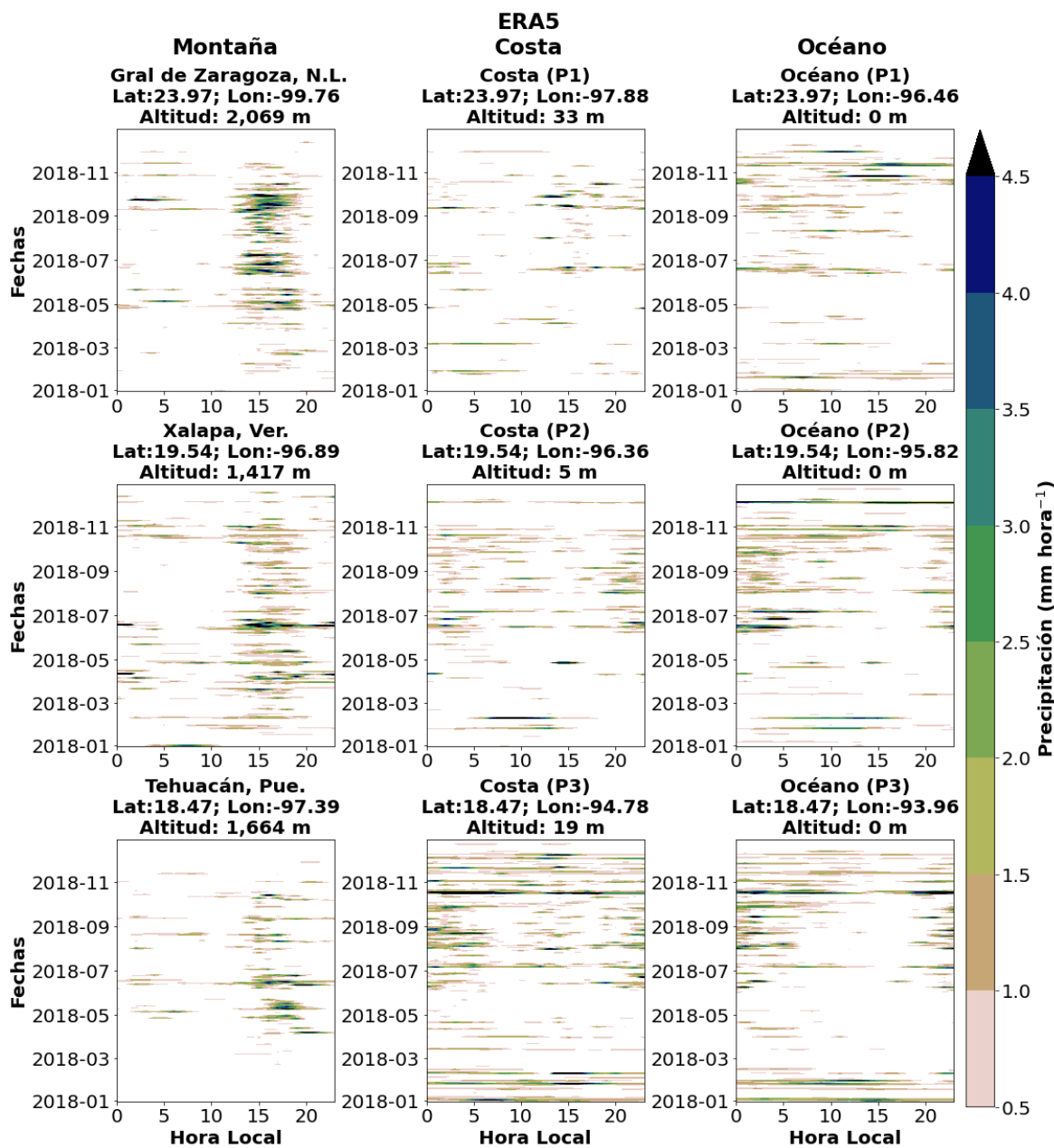
### 3.3 Evaluación del ciclo diurno de la precipitación con observaciones, reanálisis y el modelo

En regiones tropicales la convección, la formación de nubes y por lo tanto la precipitación local tienen un ciclo diurno de ocurrencia en horas preferentes, especialmente en ausencia de eventos sinópticos como ciclones tropicales. Para esto se analizó el ciclo diurno de precipitación con los datos horarios de PERSIANN-CCS (Figura 14) y ERA5 (Figura 15) para tres zonas: montaña, costa y océano y en tres latitudes del área de estudio durante el 2018. En este análisis no se incluyó a CHIRPS porque sólo tiene datos diarios y en el caso de RegCM4-NH, sólo se muestra su climatología promedio en la Figura 16. PERSIANN-CCS muestra menor número de eventos horarios, pero más intensos en comparación con el reanálisis ERA5. Además, las horas promedio en las que ocurre la precipitación son similares a las observadas en otras regiones; en zonas de montaña por la tarde-noche, y en la costa y océano por la noche-madrugada. Las precipitaciones ocurren primero en la montaña debido a que el continente se calienta más rápido que el océano y el aire al ser forzado a ascender orográficamente puede formar nubes y generar precipitación

antes que en las zonas más bajas a la misma latitud. El periodo en que la precipitación es más intensa difiere regionalmente en cuanto a la zona; en la montaña se observa de mayo a septiembre y en la costa y océano de junio a octubre durante la temporada principal de precipitación.



**Figura 14.** Ciclo diario de la precipitación (mm h<sup>-1</sup>) con PERSIANN-CCS durante el año 2018 en tres latitudes de norte a sur (P1, P2, P3) de acuerdo con la región (montaña, costa y océano).



**Figura 15.** Ciclo diario de la precipitación (mm h<sup>-1</sup>) con ERA5 durante el año 2018 en tres latitudes de norte a sur (P1, P2, P3) de acuerdo con la región (montaña, costa y océano).

El ciclo diario promedio de la precipitación de verano en los diferentes puntos y latitudes de las Figuras 14-15 se ve más claramente resumido en la Figura 16 con PERSIANN-CCS, ERA5 y el modelo RegCM4-NH. PERSIANN-CCS indica que sobre regiones de montaña la precipitación máxima ocurre entre las 13 y 21 hora local (HL). En la costa la precipitación se presenta entre las 20 y 04 HL y sobre el océano entre 17 y 05 HL. ERA5 muestra un ligero adelanto de la precipitación en las regiones montañosas, donde la precipitación máxima ocurre entre las 14 y 18 HL; en la costa y el océano la precipitación tiene un

comportamiento menos marcado, con máximos entre 22 y 05 HL. Por otra parte, el modelo RegCM4-NH captura muy bien las horas promedio de ocurrencia de la precipitación en regiones de montaña entre 13 y 21 HL, pero en la costa y océano la precipitación ocurre a cualquier hora del día, por lo que tiene problemas para mostrar un ciclo diurno definido en estas últimas dos regiones. En promedio, sobre la montaña las tres bases de datos muestran un comportamiento similar, pero el modelo muestra la menor precipitación. En el océano y costa PERSIANN-CCS y ERA5 muestran un acuerdo de ocurrencia entre la noche y la madrugada.

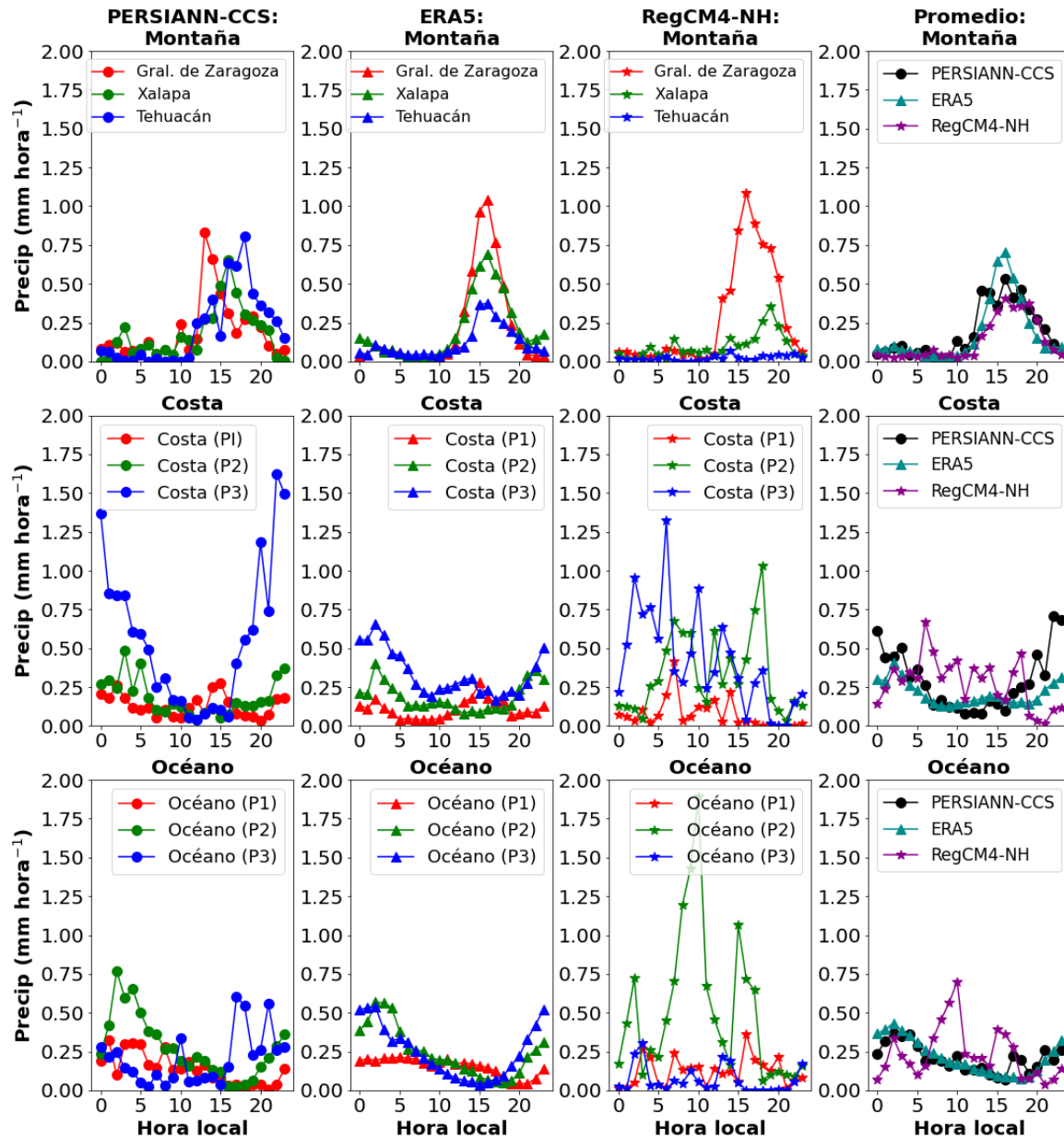
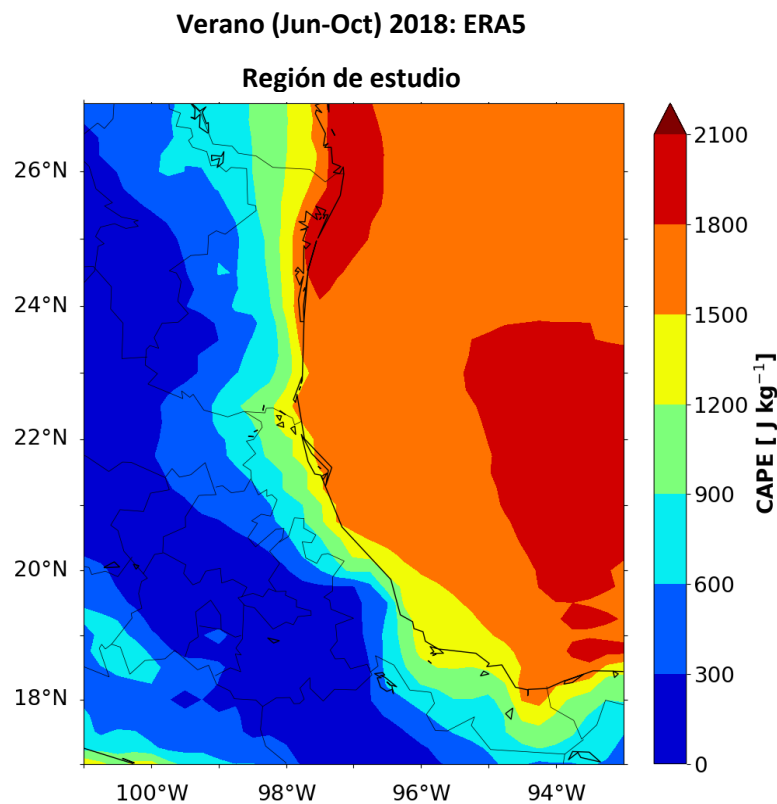


Figura 16. Ciclo diurno promedio de precipitación durante el verano (Jun – Oct) de 2018 en tres latitudes de norte a sur (P1, P2, P3) de acuerdo con la región (montaña, costa y océano) con datos de PERSIANN-CCS, ERA5 y RegCM4-NH. La última columna es el promedio del ciclo diurno de las tres latitudes en cada región.

### 3.4 Análisis de CAPE con el reanálisis ERA5

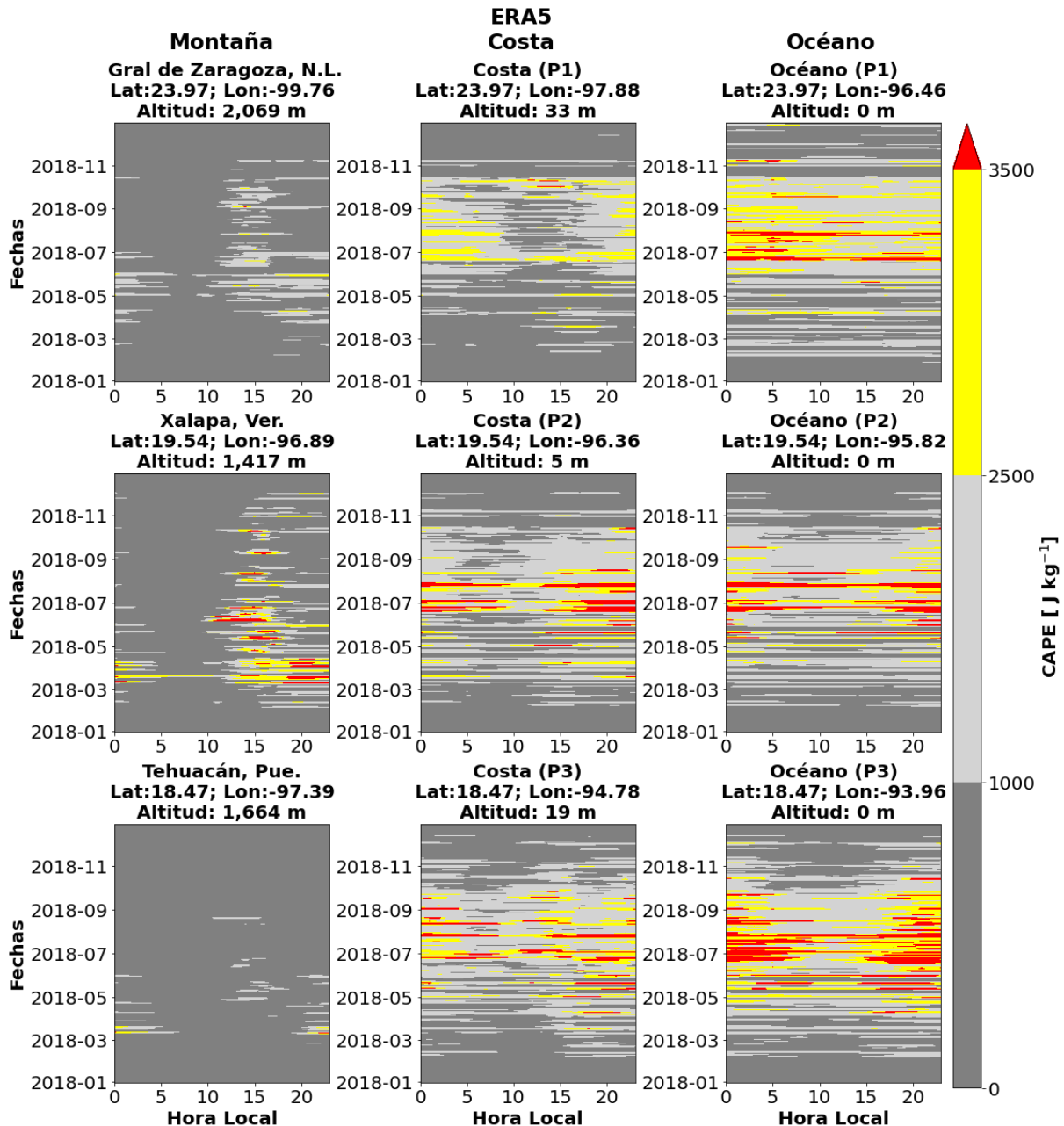
El CAPE es un índice de uso frecuente para entender los mecanismos meteorológicos que pueden desencadenar eventos extremos de precipitación (Gizaw et al. 2021). La Figura 17 muestra la distribución espacial promedio de los valores de CAPE (ver Tabla 1) para la región de estudio durante el verano (Jun – Oct) con ERA5, los cuales van de 0 a  $> 2100$ , donde el valor máximo es de  $2287.9 \text{ J kg}^{-1}$  (muy inestable). Además, la distribución con valores de CAPE de  $1000$  a  $2500 \text{ J kg}^{-1}$  se observan mayormente sobre regiones de planicie y océano, y de  $0$  a  $1000$  sobre regiones más elevadas. En este análisis espacial se esperaría que hubiera concordancia con la precipitación espacial de 2018, sin embargo, no fue así. Esto puede deberse a que en promedio la temperatura y humedad en regiones bajas es mayor en comparación con las de mayor altitud, elementos del clima que juegan un papel importante en el aumento de CAPE. En las zonas de montaña entran en juego otros factores dinámicos en la formación de nubes, como por ejemplo el ascenso orográfico.



**Figura 17.** Distribución espacial de CAPE (convection available potential energy) en  $\text{J kg}^{-1}$  para el verano (Jun-Oct) de 2018 con ERA5 para la región de estudio.

Para poder relacionar el índice de convectividad diurno con la precipitación en zonas de montaña, costa y océano, se obtuvo el ciclo horario de CAPE con ERA5 durante el 2018. En la Figura 18 se observa de forma

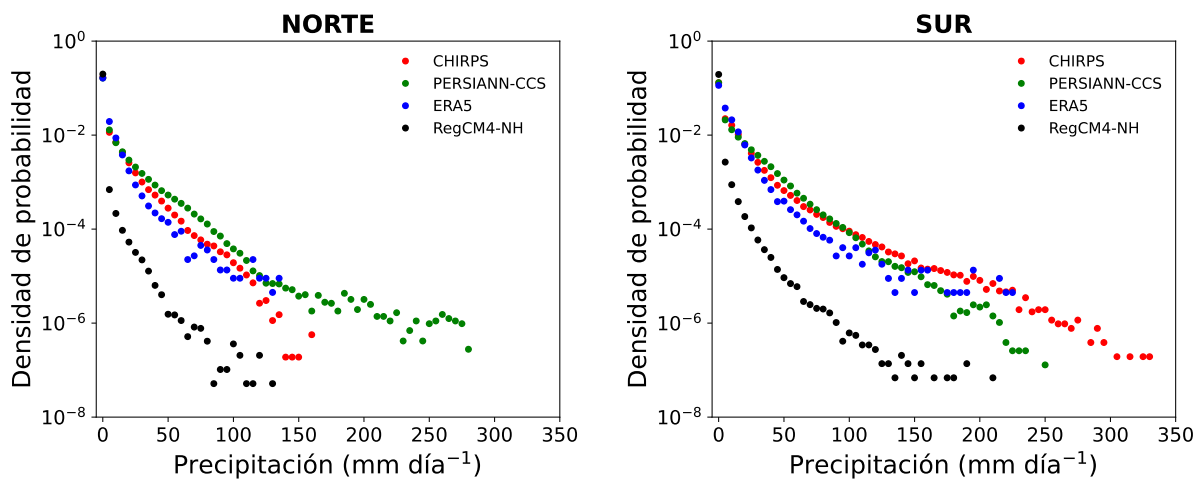
general que sobre regiones de montaña los valores máximos de CAPE ocurren de 12 HL a 00 HL (tarde-noche), mientras que en la costa y océano se observan de 16 HL a 5 HL (tarde-madrugada). De las tres latitudes analizadas, la zona de montaña más activa es la de Xalapa, con valores de CAPE  $> 2500 \text{ J kg}^{-1}$  (que corresponden de muy inestable a extremadamente inestable), los cuales se observan de abril a octubre. Para la costa y océano los máximos se observan entre junio y octubre, similar al ciclo diario de la precipitación de PERSIANN-CCS y ERA5 (Figuras 14 y 15, respectivamente). En el océano, las tres latitudes son las más activas ( $> 2500 \text{ J kg}^{-1}$ ) durante el verano, pero especialmente en julio.



**Figura 18.** Ciclo diario de CAPE con ERA5 durante el año 2018 en tres latitudes de norte a sur (P1, P2, P3) de acuerdo con la región (montaña, costa y océano), similar a las Figuras 14 y 15. El rango de valores va acorde a la escala del potencial de CAPE que se observa en la Tabla 2.

### 3.5 Análisis e identificación de eventos extremos con observaciones, reanálisis y el modelo

Después de estudiar la precipitación mensual, diaria, espacial y horaria de 2018, en este apartado se realiza el propósito de este trabajo de investigación que son los eventos extremos de precipitación en la región oriental de México durante el 2018. Para alcanzar este objetivo, el primer paso fue generar las funciones de densidad de probabilidad (PDF, por sus siglas en inglés) de la lluvia diaria de las regiones norte y sur para Jun – Oct con las diferentes bases de datos (Figura 19). Las dos bases observacionales y ERA5 muestran un buen acuerdo en las dos regiones con valores de hasta  $150 \text{ mm d}^{-1}$  en la región norte y hasta  $240 \text{ mm d}^{-1}$  en la sur, pero difieren en los valores más extremos. En la región norte PERSIANN-CCS muestra mayor número de eventos extremos diarios entre  $150$  y  $300 \text{ mm d}^{-1}$ , mientras que CHIRPS y ERA5 alcanzan valores de casi  $150 \text{ mm d}^{-1}$ . En el sur CHIRPS alcanza valores máximos de casi  $350 \text{ mm d}^{-1}$ , mientras PERSIANN-CCS muestra  $250 \text{ mm d}^{-1}$  y ERA5 casi llega a este valor. RegCM4-NH en modo climático se queda por debajo en comparación con las demás bases de datos; es decir, aunque muestra una forma similar de la distribución tiene un sesgo negativo en la densidad de probabilidad de los eventos; los valores máximos de precipitación en la región norte son de casi  $150 \text{ mm d}^{-1}$  y en el sur un poco más de  $200 \text{ mm d}^{-1}$ .



**Figura 19.** Densidad de probabilidad de la precipitación diaria de las regiones norte y sur para el verano (Jun – Oct) 2018 con CHIRPS, PERSIANN-CCS, ERA5 y RegCM4-NH.

Para determinar eventos extremos diarios de precipitación se utilizó el umbral del percentil 95 (P95) promedio de cada una de las dos regiones. Las PDFs de la Figura 19 incluyen los valores de precipitación



diaria de cada punto de malla en forma individual, mientras que el umbral del P95 es un promedio regional. Los umbrales del P95 con las cuatro bases de datos se muestran en la Tabla 5; PERSIANN-CCS y CHIRPS muestran los umbrales más altos en las dos regiones con un buen acuerdo (entre 18 y 24 mm d<sup>-1</sup>). En la región sur se observa una mejor consistencia entre los umbrales de estas dos bases y ERA5 (entre 18 y 21 mm d<sup>-1</sup>). Por otro lado, RegCM4-NH muestra un umbral mucho más bajo que las observaciones en la región sur (11 mm d<sup>-1</sup>). De acuerdo con la climatología (1981-2020) del umbral de P95 de la base de datos de CHIRPS (Colorado-Ruíz, 2022), los valores para la región norte y sur pueden llegar a tener más de 40 y 60 mm, respectivamente, por lo que el hecho de que 2018 sea más seco que la climatología se debe en parte a que se registraron eventos extremos menos lluviosos, como se ve en la Tabla 5; además, la contribución de los extremos de verano a la lluvia anual (R95p\_%) fue del orden de 9 a 14%, mientras que en la climatología de largo periodo de CHIRPS es de aproximadamente el doble (Colorado-Ruíz y Cavazos, 2021). Estos resultados indican la falta de la lluvia extrema asociada a CTs.

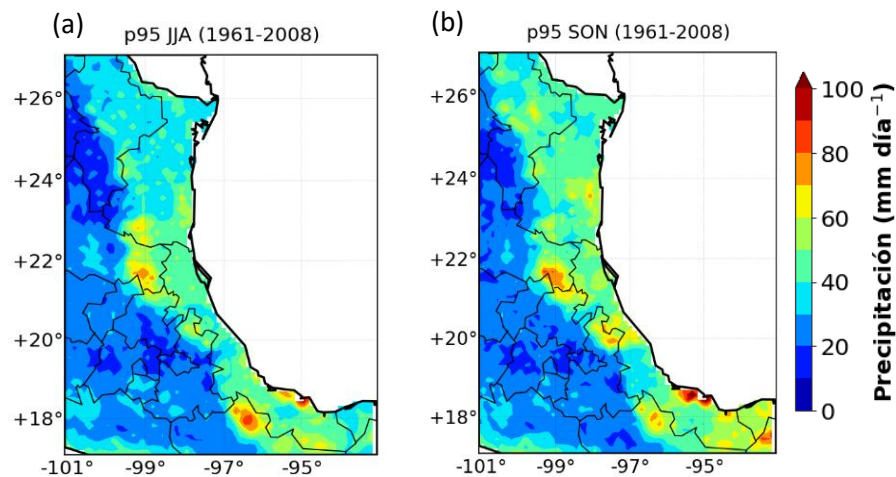
Tomando en cuenta los umbrales de P95 de CHIRPS (como referencia), se eligieron los eventos de precipitación de cada región de las series de tiempo diarias que aparecieran como extremos en CHIRPS, PERSIANN-CCS y ERA5 (Figura 11). Este requisito es necesario para tener un acuerdo con dos bases de datos observacionales, mientras que el ERA5 es para poder analizar la circulación asociada a los eventos. Sólo se pudieron seleccionar dos eventos extremos con estas características, porque el ERA5 no siempre capturó los extremos observados; el primer evento extremo (EE1), se observó en la región norte y se debió a una tormenta convectiva por inestabilidad en los vientos alisios el 21 de junio de 2018; el segundo evento extremo (EE2), ocurrió en la región sur y se asoció al paso de un frente frío sobre el Golfo de México que generó lluvia extrema, asimismo la masa de aire frío que empujaba a este sistema generó un evento de Norte durante el 17 de octubre a lo largo del estado de Veracruz, principalmente sobre la costa centro y sur.

**Tabla 5.** Umbrales promedio del percentil 95 (mm d<sup>-1</sup>) para el verano (Jun-Oct) 2018 con CHIRPS, PERSIANN-CCS, ERA5 y RegCM4-NH en la regiones norte y sur, y los promedios regionales de la precipitación diaria acumulada extrema (R95p; mm) y la contribución anual de R95p a la lluvia anual en %.

Región/Base de datos	CHIRPS P95 (R95p, R95p_%)	PERSIANN-CCS P95 (R95p, R95p_%)	ERA5 P95 (R95p, R95p_%)	RegCM4-NH P95 (R95p, R95p_%)
Norte	18.7 (71.4, 12%)	24.3 (92.5, 10%)	10.0 (97.5, 14%)	16.0 (35.6, 9%)
Sur	20.9 (179.0, 12%)	18.1 (161.3, 13%)	18.3 (169.7, 10%)	11.4 (105.5, 12%)

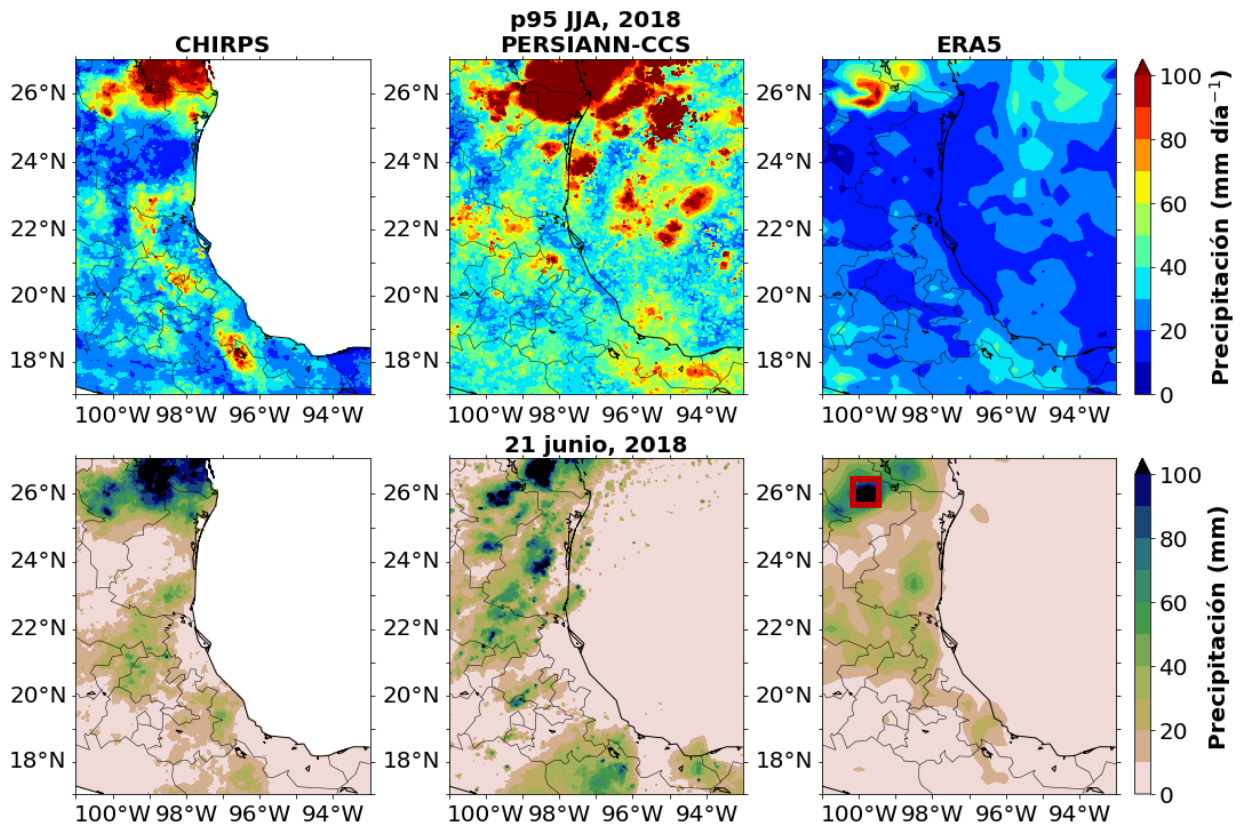


El siguiente paso del análisis fue determinar en qué áreas de las regiones ocurrieron los dos eventos extremos seleccionados. Para esto se utilizó una climatología de precipitación basada en estaciones climatológicas de México (CLICOM) para el periodo 1961-2008. De la plataforma desarrollada en CICESE ([clicom-mex.cicese.mx](http://clicom-mex.cicese.mx)) se obtuvieron directamente los umbrales P95 para Jun-Ago y Sep-Oct y se compararon con el umbral espacial del 2018 como se observa en las Figuras 20, 21 y 22.



**Figura 20.** Climatología de P95 del umbral de precipitación de verano (1961-2008) para (a) Jun-Ago (JJA) y (b) Sep-Nov (SON). Imágenes tomadas de <http://clicom-mex.cicese.mx/malla/>.

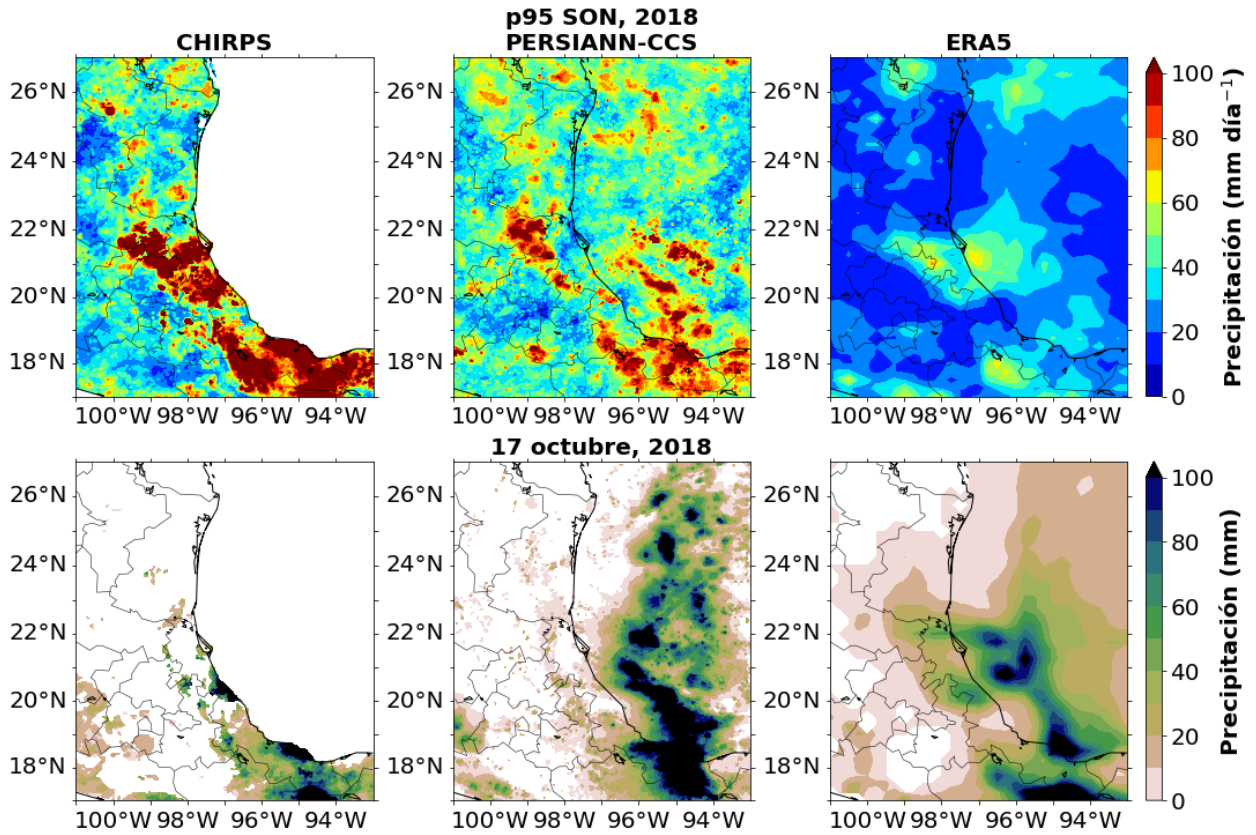
De acuerdo con la climatología de la Figura 20(a) los máximos valores del umbral P95 de JJA (1961-2008) se encuentran sobre las regiones de montaña (partes de la SMO) y sobre la región costera en el sur del estado de Veracruz con valores de 60 a  $> 100 \text{ mm d}^{-1}$  (Catemaco, San Andrés Tuxtla). Al comparar los umbrales máximos sobre las sierras observados en el P95 de JJA 2018 (Figura 21) de CHIRPS y PERSIANN-CCS concuerdan con la climatología (Figura 20a) con valores máximos en las sierras; sin embargo, ERA5 no tiene valores tan marcados sobre estas regiones, posiblemente en parte por su resolución espacial más baja. Por otra parte, es importante resaltar que, sobre la región norte, cerca de la zona fronteriza de Nuevo León, Tamaulipas y Texas, se observan umbrales mucho más altos en el verano de 2018 que los de la climatología en las tres bases de datos (CHIRPS, PERSIANN-CCS y ERA5); es decir que el 2018 se observaron eventos anómalos de lluvia extrema en esa región. Ahora observando la precipitación del 21 de junio (Figura 21) se nota claramente que la precipitación extrema del EE1 ocurrió precisamente en esa zona, en la región fronteriza con umbrales mayores a  $100 \text{ mm d}^{-1}$  en las tres bases de datos. De esta manera se tomó el área que muestra la mayor precipitación con ERA5 (recuadro en rojo), ya que es la base de datos que se comparará con el modelo en la siguiente sección.



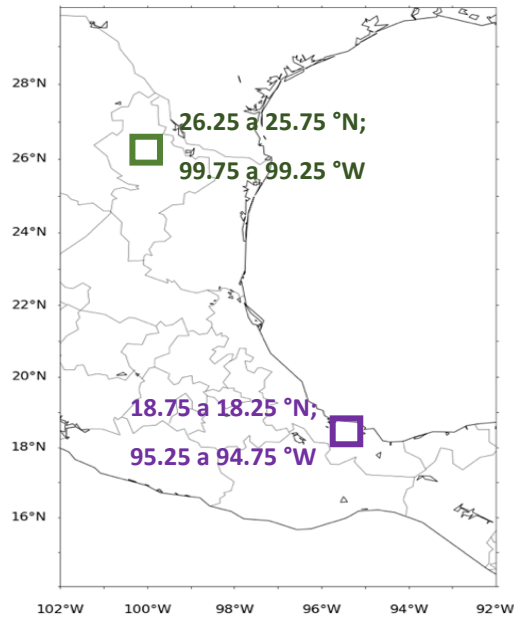
**Figura 21.** Primera fila: Umbral P95 de la precipitación de verano (Jun-Ago) de 2018 con CHIRPS, PERSIANN-CCS y ERA5. Segunda fila: Precipitación espacial del día principal en que ocurrió el evento extremo EE1. El cuadro rojo es el área ( $0.5^\circ \times 0.5^\circ$  por lado) para los análisis puntuales de la circulación en la vertical asociados a este evento.

En la Figura 20(b) los máximos valores del umbral P95 SON (1961-2008) se encuentran en las mismas regiones que en la Figura 20(a); sin embargo, los valores son más pronunciados. Al comparar con los umbrales del P95 SON de 2018 en la Figura 22, se ve que las regiones con los valores más altos se encuentran también en las regiones de montaña y en gran parte de Veracruz, siendo mucho menores con el ERA5. Al sur de Nuevo León y Tamaulipas, CHIRPS tiene más puntos de malla con umbrales arriba de  $90 \text{ mm d}^{-1}$  que PERSIANN-CCS.

En el día principal del EE2, el 17 de octubre, la mayor precipitación se observa al sur de Veracruz con valores mayores a los  $100 \text{ mm d}^{-1}$ , por lo cual, se seleccionó esta región para su estudio (recuadro en rojo). La Figura 23 muestra las dos áreas seleccionadas de los eventos extremos.



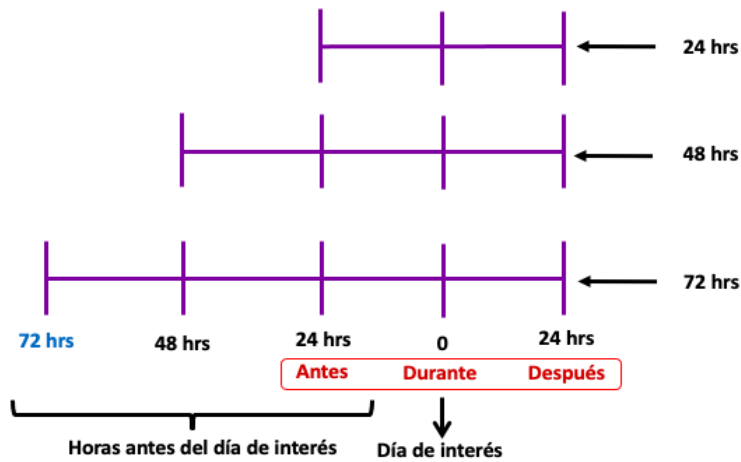
**Figura 22.** Primera fila: Umbral de P95 de la precipitación de verano (Sep-Oct) de 2018 con CHIRPS, PERSIANN-CCS y ERA5. Segunda fila: Precipitación espacial del día principal del EE2. El cuadro rojo es el área ( $0.5^\circ \times 0.5^\circ$  por lado) para los análisis puntuales de la circulación en la vertical asociados al evento extremo.



**Figura 23.** Áreas elegidas para el análisis semidiurno de dos eventos extremos de precipitación de 2018: Evento EE1 en la región norte (recuadro en verde) y en la región sur el EE2 (recuadro en morado). RegCM4-NH en modo pronóstico para el análisis de eventos extremos.

En la sección anterior se seleccionaron las áreas para realizar el análisis local de dos eventos extremos (EEs) ocurridos en 2018 con las observaciones, el reanálisis y con el modelo en modo climático. En esta sección se hará una comparación entre el reanálisis ERA5 que se utilizó de referencia como observación y el modelo RegCM4-NH en modo pronóstico (RegCM4-NH\*).

El RegCM4-NH\* también fue forzado con ERA5 (con datos cada 6 horas) y se inicializó 72 horas antes del máximo de precipitación del evento extremo (hora 0 en la Figura 24) de acuerdo con lo observado con ERA5. La simulación para estos pronóstico se hizo en el dominio de la Figura 23, utilizando las mismas parametrizaciones (Tabla 3) que con el modelo en modo climático. Aunque se hicieron dos simulaciones una iniciando 48 horas y otra 72 antes, sólo se presentan los resultados a 72 horas porque el anterior tuvo errores más grandes que los de 72 horas.



**Figura 24.** Esquema de inicialización del modelo RegCM4-NH\* de 24 a 72 hrs (tiempo en que se iniciaron las simulaciones; color azul) antes del máximo de precipitación de acuerdo con ERA5.

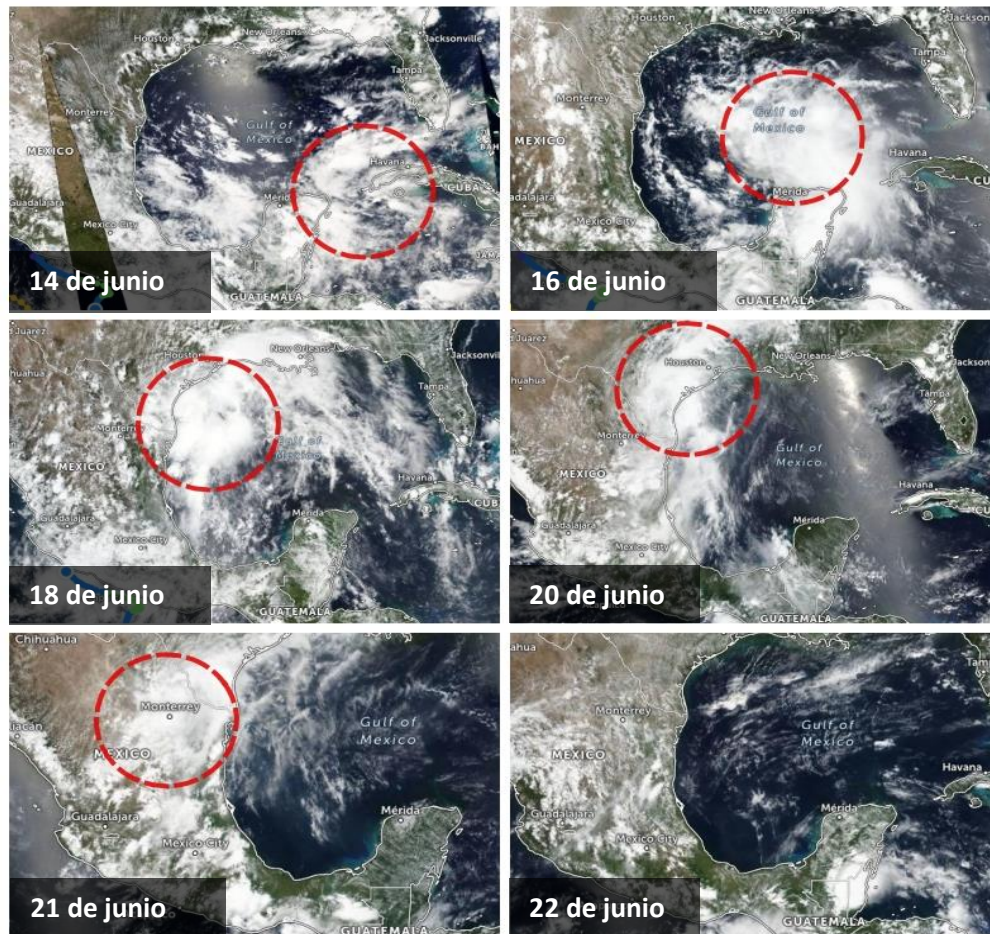
### 3.5.1 Evento extremo 1 (EE1)

En la Figura 25 se muestra la evolución de la nubosidad asociada al evento extremo EE1; el día principal de la tormenta convectiva en la región fronteriza de México-Estados Unidos ocurrió el 21 de junio de 2018. El 14 de junio se observa una gran nubosidad en el Caribe, entre Cuba y la Península de Yucatán; para el 16 de junio el sistema ya se encontraba en el centro del Golfo de México; en los siguientes cuatro días la nubosidad se alineó e invadió las regiones cercanas a la costa del Golfo desde Texas hasta Veracruz. El 21 de junio se adentró más a Nuevo León y Tamaulipas cerca de la frontera, cuando ocurrió la tormenta convectiva que generó fuertes inundaciones en Tamaulipas. Para el 22 de junio, el sistema nuboso ya se había disipado. La imagen de satélite infrarroja (IR) del 21 de junio (Figura 26a) muestra en color marrón

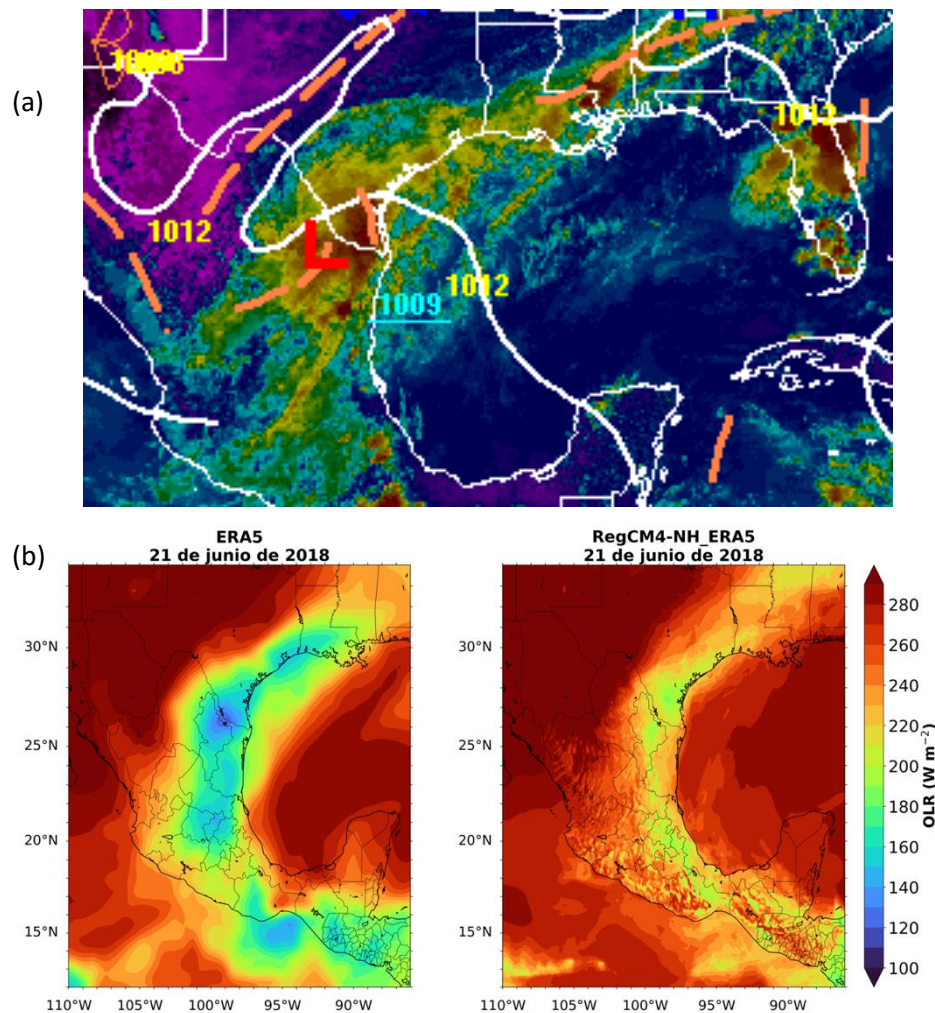


el área de menor temperatura de la cubierta nubosa, correspondiente al tope superior de la nube convectiva, el cual concuerda con el lugar donde ocurrió el EE1. Además, el análisis sinóptico muestra una baja presión 1009 mb.

Una variable asociada a la nubosidad y a la convección es la radiación de onda larga saliente (OLR, por sus siglas en inglés) en el tope de la atmósfera. Los valores más bajos de la OLR se asocian con mayor convectividad debido a que en nubes de mayor desarrollo vertical, como los cumulonimbus, la temperatura en el tope de la nube es menor. Para iniciar la comparación entre ERA5 y el modelo RegCM4-NH\*, la Figura 26b muestra la OLR del 21 de junio; los valores mínimos de OLR ( $120 \text{ W m}^{-2}$ ) de ERA5 se localizan exactamente donde ocurrió la tormenta. Aunque el modelo muestra un patrón espacial de OLR similar a ERA5, con valores mínimos a lo largo de la zona costera del Golfo de México y en el sureste del Pacífico, el modelo no captura los valores de OLR que se asocian con la tormenta convectiva, ya que en el lugar del evento muestra valores de  $200 \text{ W m}^{-2}$ .



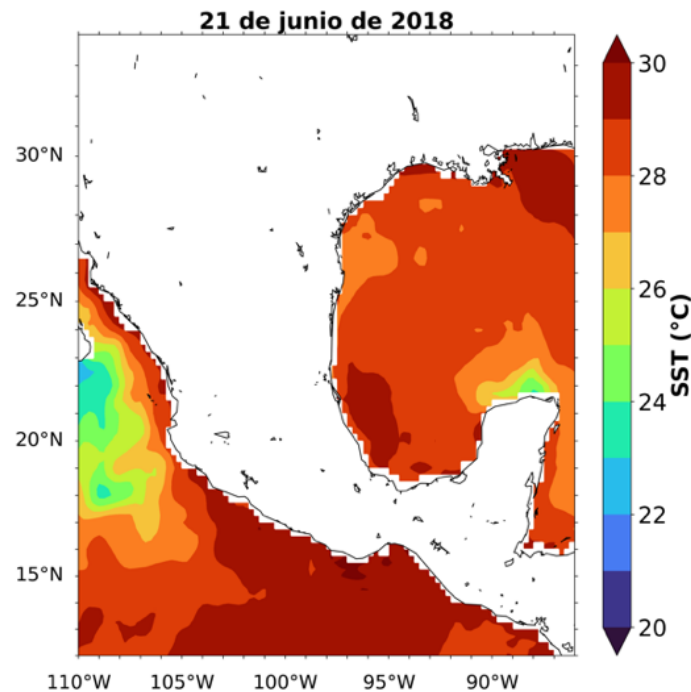
**Figura 25.** Evolución de la nubosidad asociada a una tormenta convectiva por inestabilidad en los vientos alisios desde el día 14 al 22 de junio de 2018. El día principal del EE1 fue el 21 de junio. Imágenes tomadas de <https://zoom.earth/>.



**Figura 26.** (a) Imagen infrarroja y análisis en superficie del 21 de junio de 2018 a las 13 HL donde se muestra el sistema de baja presión sobre el noreste de la República Mexicana y la nubosidad principal en color mostaza/café; (b) radiación de onda larga de salida (OLR) para el mismo día con ERA5 y RegCM4-NH\*. Imagen (a) tomada de [https://www.wpc.ncep.noaa.gov/archives/web\\_pages/sfc/sfc\\_archive.php](https://www.wpc.ncep.noaa.gov/archives/web_pages/sfc/sfc_archive.php).

Se sabe que el contraste térmico océano-continente es un factor que favorece las brisas marinas y la entrada de humedad al continente. La temperatura superficial del mar (SST) se tomó del día principal en que ocurrió cada evento extremo de precipitación con el reanálisis ERA5 ya que es similar al modelo (esto es porque la respuesta del océano al forzamiento de la atmósfera es muy pequeña). En el Golfo de México la SST en la Figura 27 tiene un rango entre 25 y > de 30 °C, siendo menores los valores frente a la costa norte oriental de México (27 °C) y al norte de la Península de Yucatán (24 a 27 °C). Los valores arriba de 27.5°C se asocian con una alberca de agua caliente (Wang y Enfield 2003; Martínez-Sánchez y Cavazos,

2014), por lo que durante la semana del evento, el Golfo de México, el Caribe y el Pacífico sur tuvieron condiciones favorables para la convección en el océano.

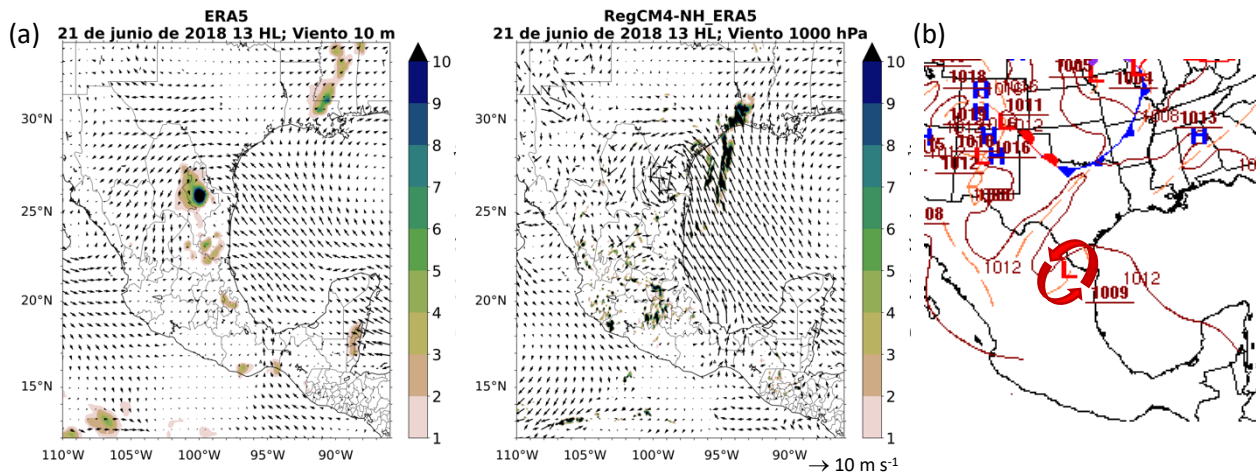


**Figura 27.** Temperatura superficial promedio del océano (SST) de ERA5 durante el 21 de junio de 2018 en la región de estudio.

En la Figura 28(a) se compara la circulación en superficie y la precipitación del ERA5 y el modelo a la hora del EE1 (a las 13 HL tomando en cuenta la referencia de ERA5); también se muestra el análisis sinóptico en superficie del Weather Prediction Center (WPC, por sus siglas en inglés). Tanto ERA5 como el modelo muestran una baja presión en la zona fronteriza, consistente con el análisis sinóptico, aunque la del modelo está ligeramente más al norte y más intensa. La baja se asocia con la región de máxima precipitación en ERA5 y aunque el modelo tiene una baja intensa no llueve, probablemente por un problema de parametrización en la condensación y formación de nubes, porque, como se verá más tarde (Figura 29), no fue un problema de humedad. ERA5 muestra viento de componente sur proveniente del Océano Pacífico y vientos alisios desde el Caribe hacia el oriente de México, con mayor intensidad hacia la zona de Tamaulipas. Asimismo, se observa un sistema de baja presión sobre el noreste de México (parte de Nuevo León y Tamaulipas) que concuerda con la precipitación asociada a este sistema. Por su parte, RegCM4-NH\* también mantiene la componente de viento del sur desde el Pacífico y los vientos alisios del Caribe, sin embargo, el viento es más intenso y la baja presión la ubica sobre el sur de Texas a esa misma hora, así como, la precipitación la mantiene lejos de esta zona. Al comparar lo ocurrido el día 21 de junio

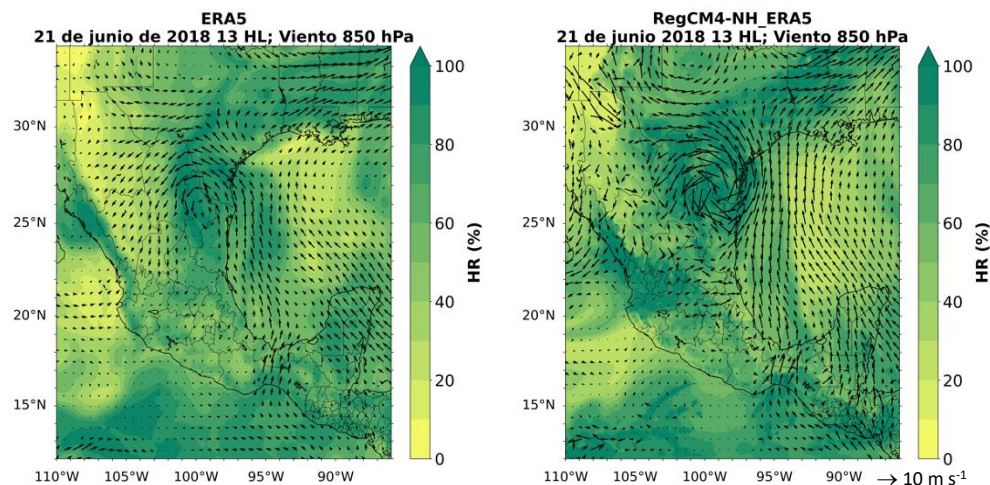


de 2018 (Figura 28b) con el análisis en superficie de la WPC, el centro de baja presión se encontraba sobre el norte de Nuevo León, concordando con ERA5.



**Figura 28.** (a) Precipitación ( $\text{mm h}^{-1}$ ) y viento ( $\text{m s}^{-1}$ ) del 21 de junio de 2018 a las 13 HL con ERA5 y RegCM4-NH\*. (b) Análisis de superficie del día 21 de junio de 2018 a las 13 HL. Imagen (b) tomada de [https://www.wpc.ncep.noaa.gov/archives/web\\_pages/sfc/sfc\\_archive.php](https://www.wpc.ncep.noaa.gov/archives/web_pages/sfc/sfc_archive.php).

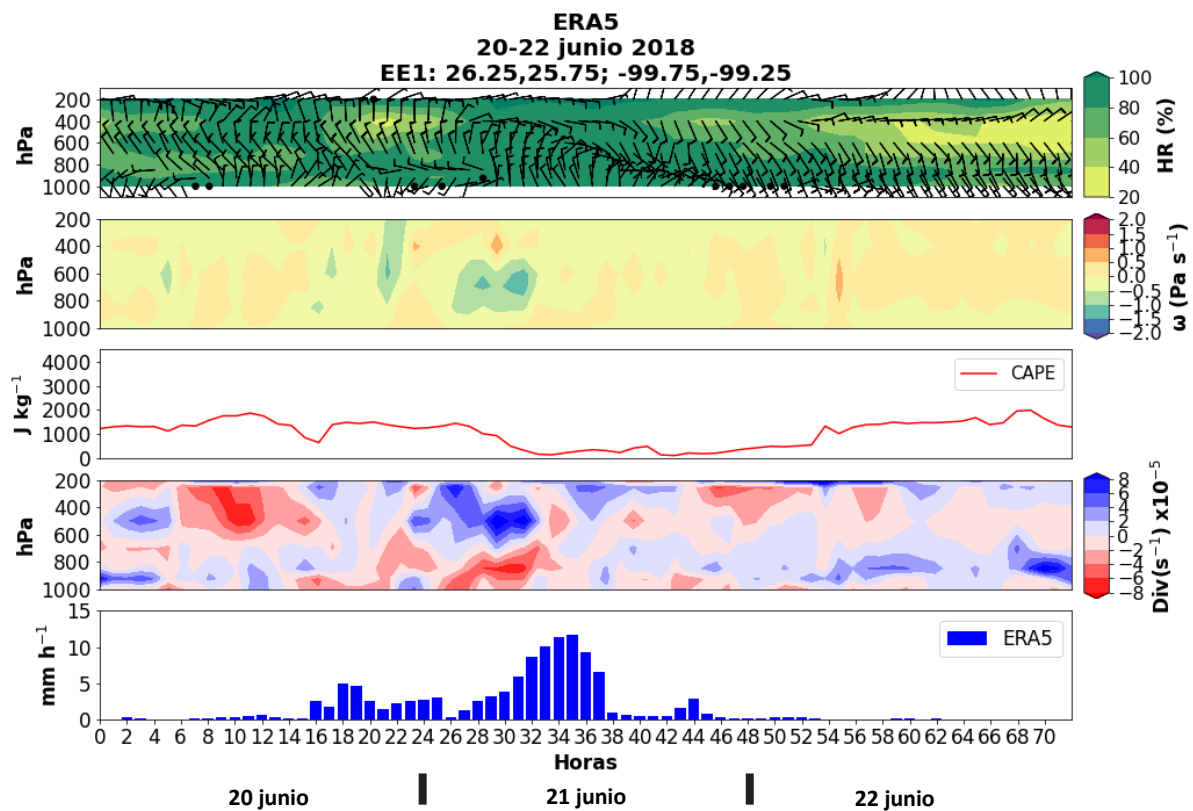
En la Figura 29 se muestra la HR y el viento a 850 hPa para el día 21 de junio a la hora del máximo de precipitación (13 HL). ERA5 muestra vientos del sur a lo largo de la zona costera del Golfo de México y valores de HR cercanos al 100% donde se ubica la circulación ciclónica con centro sobre el norte de Nuevo León; el modelo también simula vientos del sur y valores altos de humedad (> 80%) y una circulación ciclónica más intensa que ERA5.



**Figura 29.** Humedad relativa (%) y viento ( $\text{m s}^{-1}$ ) a 850 hPa el 21 de junio de 2018 a la hora del máximo de precipitación de acuerdo con ERA5 (13 HL) para comparar con RegCM4-NH\*.

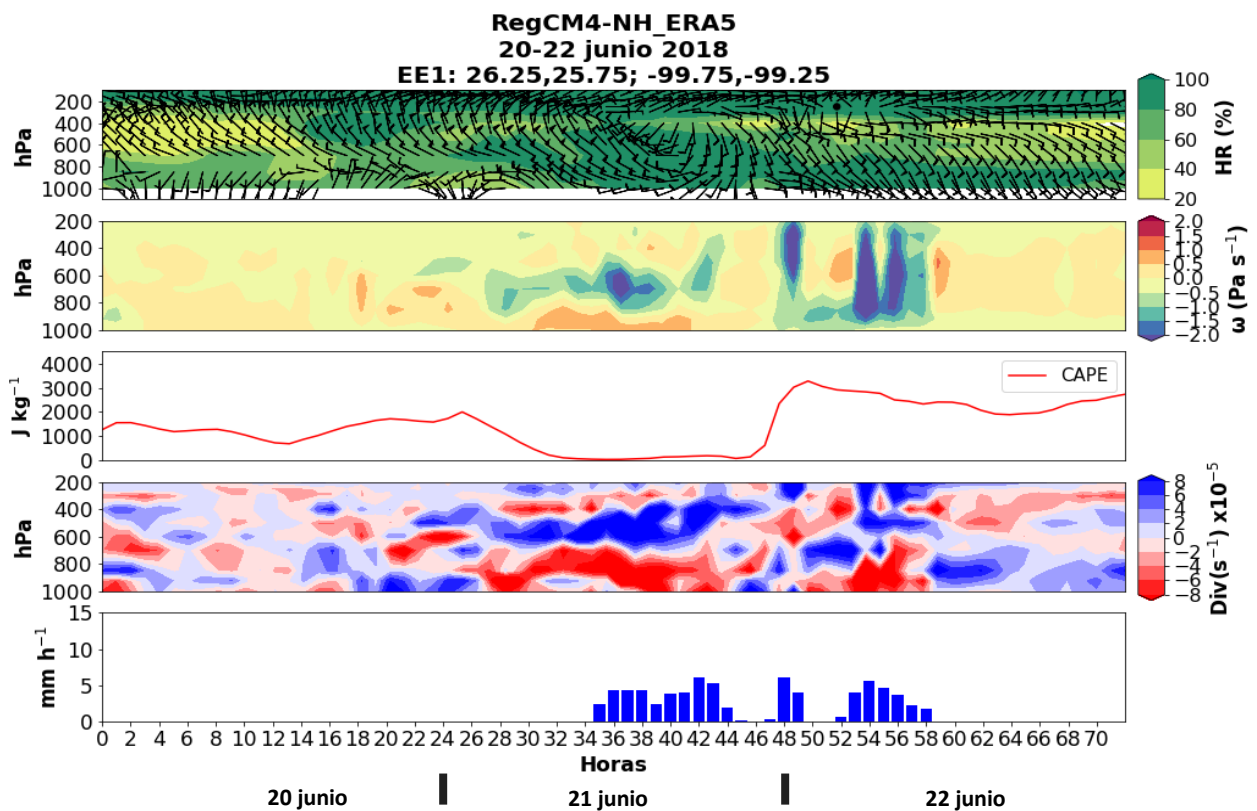


Para entender la evolución de la circulación asociada a los eventos extremos de acuerdo con ERA5 y el modelo, se analizaron dos cortes en la vertical de la componente horizontal del viento, humedad relativa, velocidad vertical ( $\omega$ ) y divergencia, además del CAPE y la precipitación durante y 24 horas antes y después de los dos eventos en las áreas marcadas en la Figura 23. El EE1 se localiza sobre la región de la Figura 23 que va de los 26.25 a 25.75 °N y de los 99.75 a 99.25 °W. La Figura 30 correspondiente a ERA5 muestra la humedad relativa (HR) durante el 21 de junio con valores altos, alcanzando el 100 % entre las 10 a 14 HL a lo largo de toda la capa en la vertical. Durante ese día el viento empieza del suroeste y a la hora de mayor HR hay un cambio en su dirección hacia el norte y noroeste. La velocidad vertical ( $\omega$ ) se mantiene con valores negativos (ascensos del viento) al inicio de este máximo de humedad y cambio del viento. El CAPE se mantiene con valores menores a 2000 J kg<sup>-1</sup>, que significa moderadamente inestable en la escala del potencial convectivo; por lo tanto, hay energía disponible para apoyar el desarrollo de convección, justo antes de la máxima velocidad vertical. Además, la divergencia del viento muestra convergencia en niveles bajos (valores negativos) y divergencia en niveles altos (valores positivos). Lo anterior, favorece a que ocurra el ascenso y la precipitación, la cual alcanzó valores de hasta 13 mm h<sup>-1</sup> a las 11 HL.



**Figura 30.** Corte vertical horario de la humedad relativa (HR) y viento horizontal, velocidad vertical ( $\omega$ ), energía potencial convectiva disponible (CAPE) y divergencia del viento (Div), así como la precipitación del ERA5 en un área pequeña ( $\sim 55.5$  km<sup>2</sup>) de la tormenta del 20 al 22 de junio de 2018.

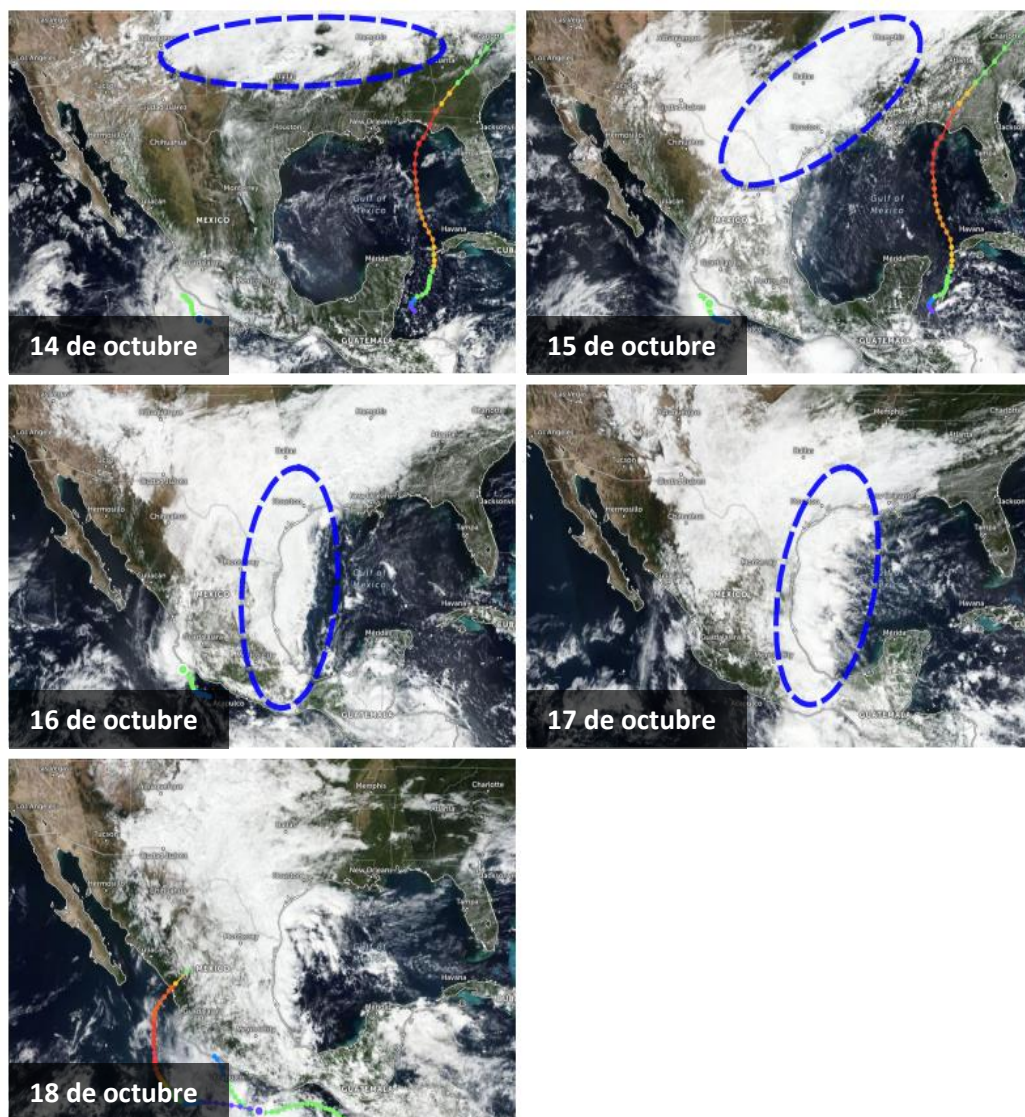
El modelo RegCM4-NH\* (Figura 31) en comparación con el reanálisis muestra menor HR el 21 de junio, la cual comienza a incrementarse alrededor de las 10 HL. Aunque los valores de velocidad vertical son mayores en el modelo que en ERA5, la baja humedad antes del inicio de la convección podría explicar la menor precipitación. El CAPE es moderadamente inestable antes de que comience la precipitación y decae justo al iniciar la precipitación. El modelo muestra mayores valores de convergencia en superficie apoyada por la divergencia en altura, pero la divergencia en altura no es tan profunda como en el ERA5, resultando en menor precipitación desde las 11 HL hasta las 20 HL del 21 de junio de 2018. De hecho, en ERA5 empieza a llover a las 16 HL del 20 de junio y termina un día después, mientras que el modelo empieza a llover a las 16 HL del 21 de junio. Esto muestra un retraso dinámico significativo del modelo, pero muestra consistencia en la circulación asociada con un fuerte ascenso vertical y divergencia en altura al momento de generar la lluvia (con varias horas de retraso).



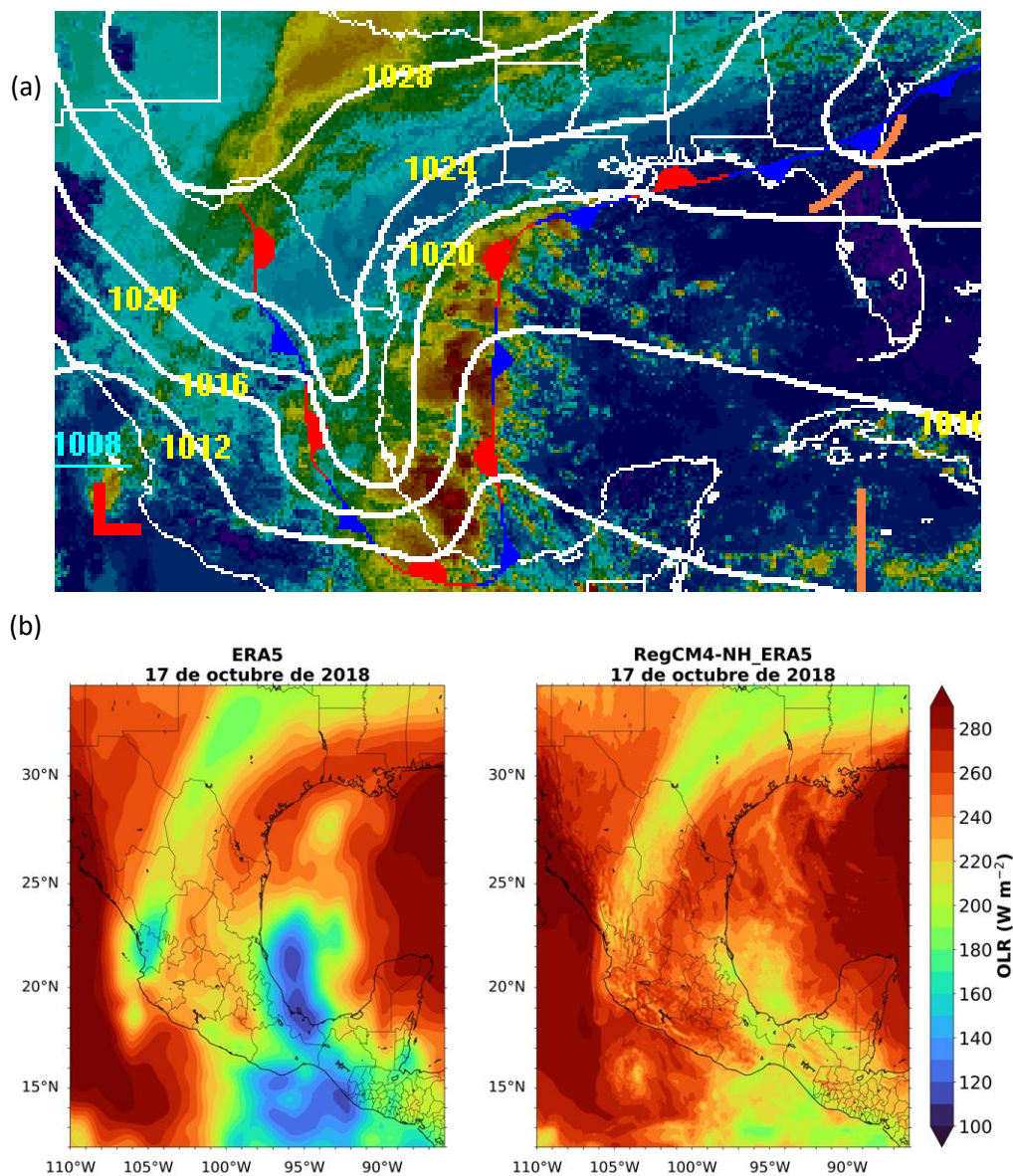
**Figura 31.** Corte vertical horario de la humedad relativa (HR) y viento horizontal, velocidad vertical ( $\omega$ ), energía potencial convectiva disponible (CAPE) y divergencia del viento (Div), así como la precipitación del modelo RegCM4-NH\* un área pequeña ( $\sim 55.5 \text{ km}^2$ ) del centro de la tormenta del 20 al 22 de junio de 2018.

### 3.5.2 Evento extremo 2 (EE2)

En la Figura 32 se muestra la nubosidad asociada al frente frío y evento Norte que generó al EE2; comenzó el 14 de octubre sobre el centro de los Estados Unidos, alcanzando el 15 de octubre el noreste de la República Mexicana, y para el 17 de octubre (Figura 33a, b) se ubicó sobre el suroeste del Golfo de México. Aunque mayormente la nubosidad fue de tipo estratiforme, hacia la región sur de Veracruz se muestra la mayor convectividad de acuerdo a la OLR (Figura 33b), con valores menores a  $120 \text{ W m}^{-2}$  con ERA5, mientras que el modelo, aunque detecta el patrón espacial donde se localizan los valores mínimos de OLR que muestra el ERA5, simula valores más altos (del orden de  $200 \text{ W m}^{-2}$ ), y por lo tanto menos convección.



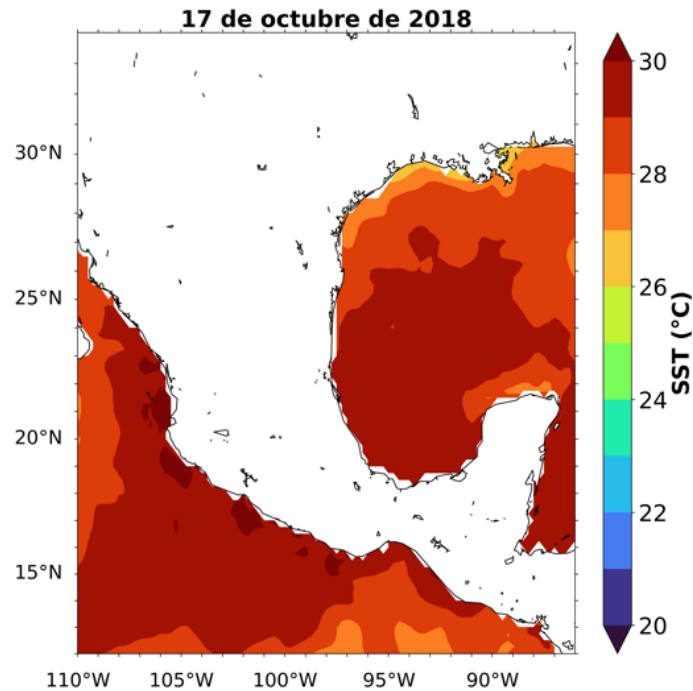
**Figura 32.** Evolución de la nubosidad asociada al frente frío 6 y evento Norte del 14 al 18 de octubre de 2018. Imágenes tomadas de <https://zoom.earth/>.



**Figura 33.** (a) Imagen infrarroja y análisis en superficie del 17 de octubre a las 13 HL donde se muestra el frente estacionario sobre el Golfo de México. (b) OLR del día principal de la tormenta (21 de junio de 2018) con ERA5 y RegCM4-NH\*. Imagen (a) tomada de [https://www.wpc.ncep.noaa.gov/archives/web\\_pages/sfc/sfc\\_archive.php](https://www.wpc.ncep.noaa.gov/archives/web_pages/sfc/sfc_archive.php).

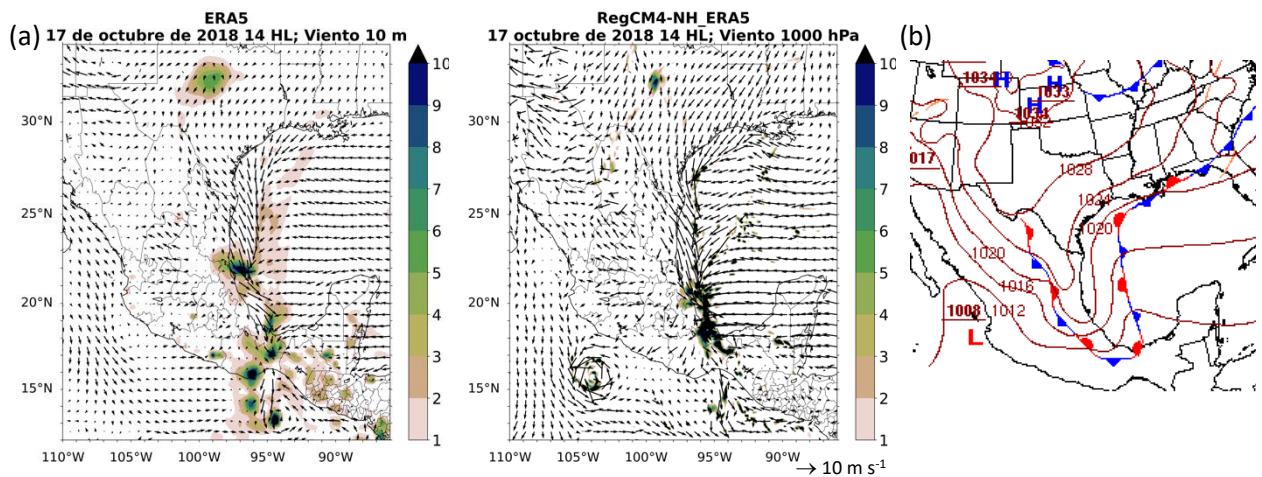
La SST durante el EE2 (Figura 34) en gran parte del Golfo de México, así como en el Pacífico mexicano, se mantuvo alrededor de los 28 °C. De acuerdo con las anomalías de la SST (1981-2010) de mayo a noviembre de 2018 (CONAGUA, 2018b), los valores estuvieron 1°C por arriba de lo normal sobre el Golfo de México y el este del Pacífico.





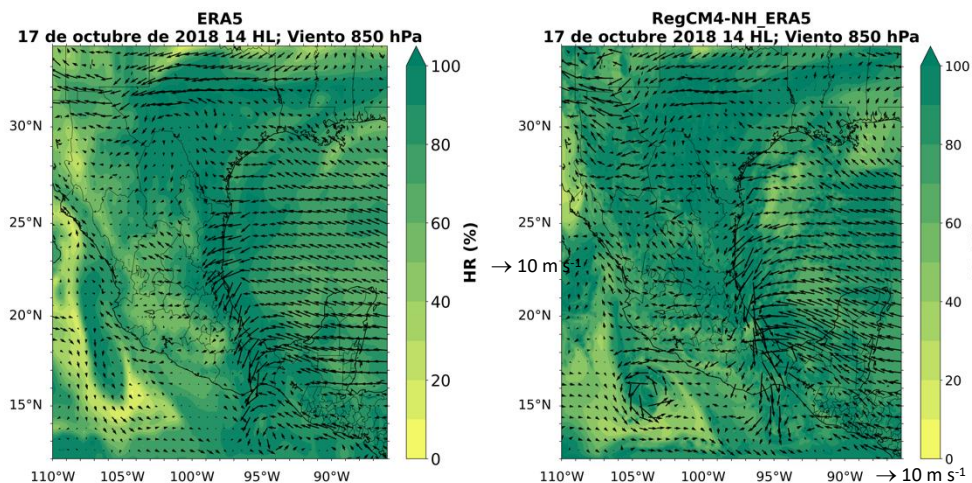
**Figura 34.** Temperatura superficial del océano (SST) durante el 17 de octubre de 2018 con ERA5 en la región de estudio.

En la Figura 35(a) la precipitación del 25 de octubre con ERA5 se observa mayormente hacia la zona costera norte y sur de Veracruz. Esta figura muestra la convergencia en superficie de los vientos del norte a la izquierda y los vientos alisios a la derecha formando el frente sobre el Golfo de México. También se ve claramente la formación del jet costero de montaña documentado por Luna-Niño y Cavazos (2018) en la costa del centro de Veracruz, el cual se asocia con una zona de subsidencia, mientras que al norte y sur del mismo se observa precipitación. Además, como resultado parcial del jet también y de la cuña de la alta presión (Figura 35b) al sur de Veracruz se observa la formación de los vientos Tehuanos. Por otro lado, RegCM4-NH\* muestra muy bien la zona de convergencia de vientos (frente), aunque más cercanos a la costa, por lo que no se ve la formación clara del jet costero, pero sí genera una pequeña zona de subsidencia costera (sin lluvia). El modelo genera mucha más precipitación sobre el centro y sur de Veracruz en comparación con ERA5 y en la hora del máximo de precipitación con ambas bases de datos (14 HL). En la Figura 35(b) se muestra al frente estacionario No. 6 de la temporada de sistemas frontales sobre el este de México, que el reanálisis y el modelo detectan en la misma zona.



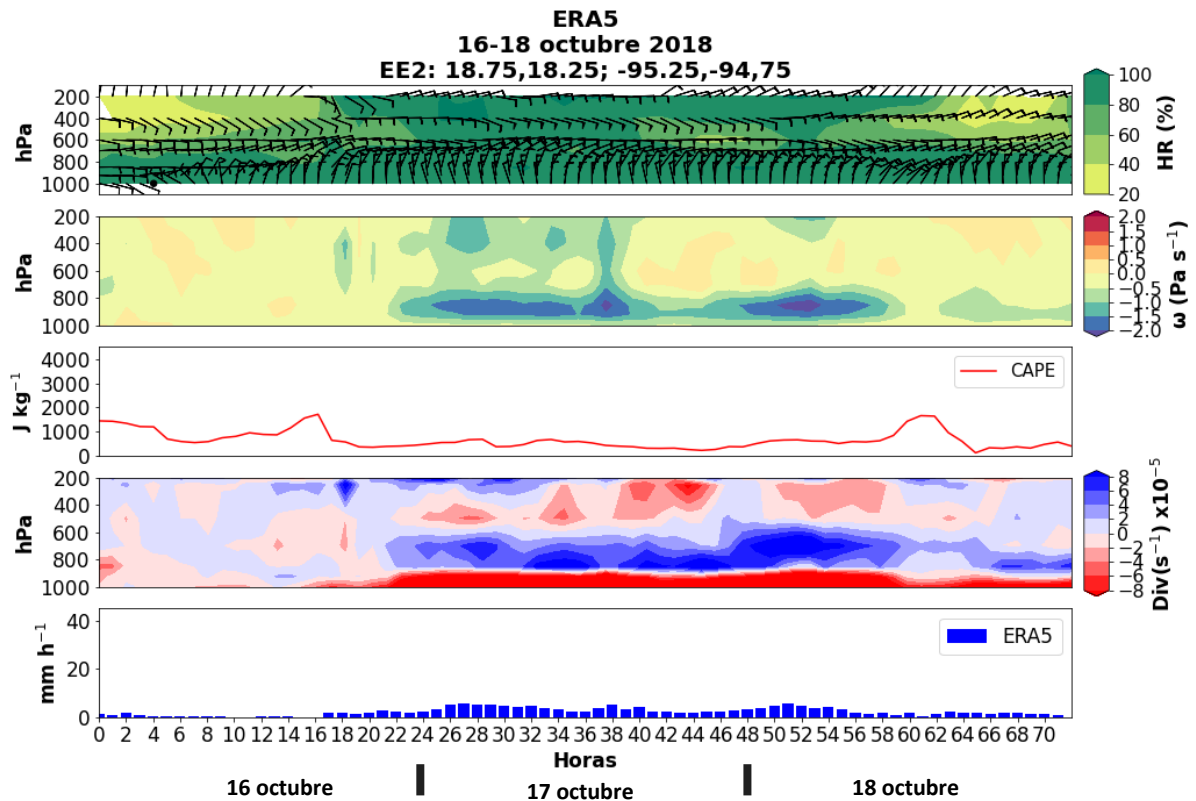
**Figura 35.** (a) Precipitación y viento ( $\text{m s}^{-1}$ ) del 18 de octubre de 2018 a las 14 HL con ERA5 y RegCM4-NH\*. (b) Análisis de superficie del día 17 de octubre de 2018 a las 13 HL. Imagen (b) tomada de [https://www.wpc.ncep.noaa.gov/archives/web\\_pages/sfc/sfc\\_archiv.php](https://www.wpc.ncep.noaa.gov/archives/web_pages/sfc/sfc_archiv.php).

La Figura 36 muestra la HR y los vientos a 850 hPa a la hora del máximo de precipitación (14 HL) el 17 de octubre de 2018 con el reanálisis y el modelo. ERA5 y RegCM4-NH\* muestran mayores valores de humedad sobre la vertiente oriental de México, donde los vientos del noreste (evento Norte) interactúan con la SMO y a esta altura todavía se detectan los vientos Tehuanos. Es interesante ver la diferencia entre la circulación a 10 m (Figura 35) en donde los vientos del norte (noroeste) convergen en el Golfo de México con los alisios, mientras que a este nivel los alisios y los vientos del noreste dominan hasta la SMO; esto indica la inclinación espacial del frente a lo largo de la zona costera del golfo. El RegCM-NH\* logra capturar la circulación promedio a este nivel, aunque con vientos más del noreste que del este.



**Figura 36.** Humedad relativa (%) y viento ( $\text{m s}^{-1}$ ) a 850 hPa el 17 de octubre de 2018 a la hora del máximo de precipitación de acuerdo con ERA5 (14 HL) para comparar con RegCM4-NH\*.

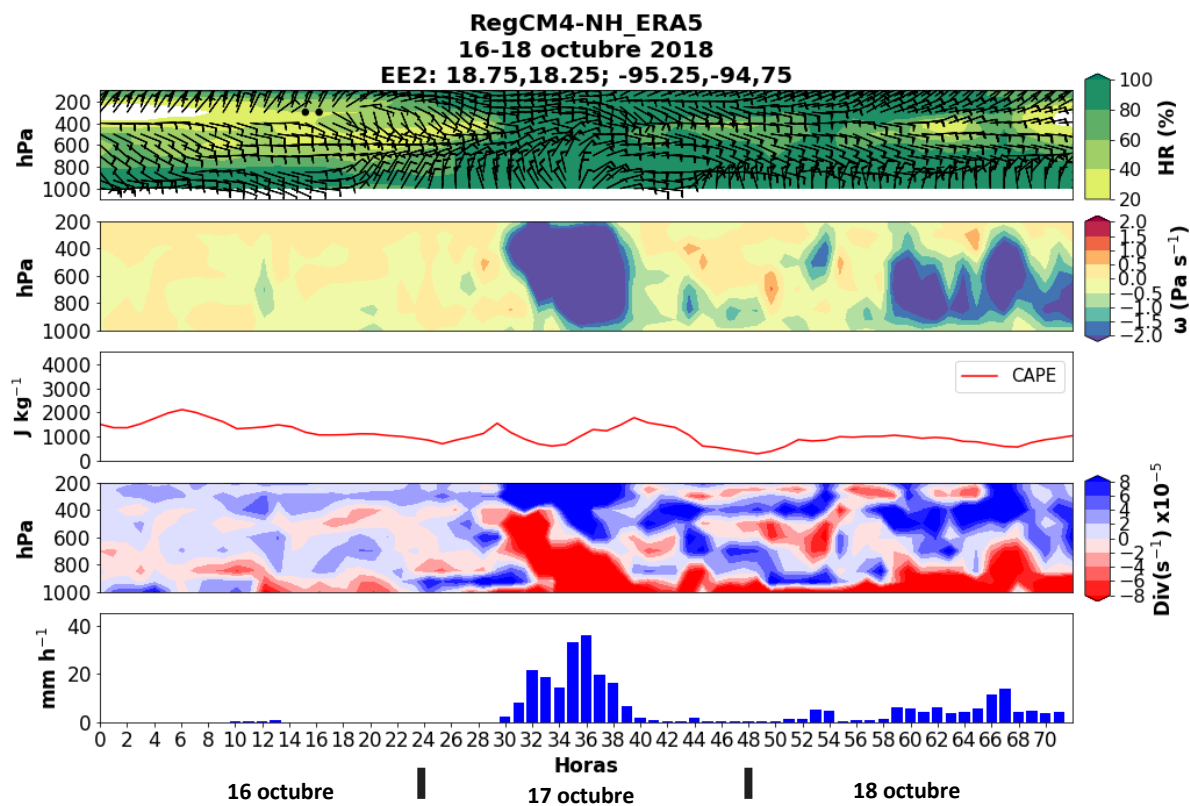
El corte vertical de diferentes variables del EE2 de la región entre 18.75 a 18.25 °N; 95.25 a 94.75 °W (Figura 23), con el ERA5 se muestra en la Figura 37. La HR mantuvo valores por arriba del 80% entre las 00 y las 16 HL del día 17 de octubre, combinado con ascensos verticales de aire, convergencia en superficie y divergencia en niveles medios favoreciendo la convección. Por otro lado, CAPE mantiene valores de casi 2000 J kg<sup>-1</sup> (moderadamente inestable) antes del incremento de la precipitación, la cual es prolongada por casi dos días y medio (como es típico durante eventos Norte) con valores máximos de casi 10 mm hr<sup>-1</sup>.



**Figura 37.** Corte vertical horario de la humedad relativa (HR) y viento horizontal, velocidad vertical ( $\omega$ ), energía potencial convectiva disponible (CAPE) y divergencia del viento (Div), así como la precipitación del ERA5 en un área pequeña ( $\sim 55.5$  km<sup>2</sup>) del centro de la tormenta del 16 al 17 de octubre de 2018.

El modelo RegCM4-NH\* (Figura 38) muestra HR y velocidad vertical con valores más elevados en un periodo más corto, desde las 06 a las 16 HL, en comparación con ERA5; lo anterior apoyado con convergencia en superficie hasta niveles medios y divergencia en altura, se traducen en precipitación con valores de hasta casi 40 mm hr<sup>-1</sup> a las 12HL, mientras el CAPE no muestra un patrón muy marcado. Los resultados de este trabajo muestran que ERA5 captura mejor los dos eventos extremos en comparación con el el RegCM4-NH\*, lo que implica que se le deben hacer ajustes físicos y experimentos con las

simulaciones del modelo para nuestra región de estudio para que sea capaz de capturar los procesos asociados con eventos extremos.



**Figura 38.** Corte vertical horario de la humedad relativa (HR) y viento horizontal, velocidad vertical ( $\omega$ ), energía potencial convectiva disponible (CAPE) y divergencia del viento (Div), así como la precipitación del modelo RegCM4-NH\* en un área pequeña ( $\sim 55.5 \text{ km}^2$ ) de la tormenta del 16 al 17 de octubre de 2018.



## Capítulo 4. Discusión

---

Los efectos negativos asociados a fenómenos hidrometeorológicos extremos van desde inundaciones, deslaves, afectaciones a cultivos y hasta fatalidades humanas (Catto y Pfahl, 2013; Sánchez-Rodríguez y Cavazos, 2015). Los eventos extremos que generan estos efectos se han incrementado en el mundo en los últimos años, incluyendo en algunas partes de México como nuestra región de estudio (Colorado-Ruiz y Cavazos, 2021), por lo que es muy relevante entenderlos mejor (Pendergrass, 2020). En la actualidad, las bases de datos de precipitación horaria de acceso libre, como PERSIANN-CCS, y los datos de circulación semidiurna del reanálisis ERA5, son una herramienta fundamental para entender los procesos físicos asociados a la precipitación extrema, los cuales no han sido estudiados a escala horaria en la región oriental de México. Además, la base de datos del PERSIANN-CCS tampoco ha sido utilizada en esta región, por lo que se comparó con CHIRPS a escala diaria y con ERA5 y el modelo RegCM4-NH a escala horaria. Por otra parte, en este trabajo se utilizó el RegCM4-NH en modo climático (para todo el 2018) y en modo pronóstico (RegCM4-NH\* inicializando 72 horas antes de los dos eventos extremos seleccionados) para evaluar su capacidad de reproducir la circulación y precipitación asociadas a las dos tormentas convectivas al utilizar la convección permitida.

Se analizó la precipitación anual, mensual, diaria, semidiurna y extrema del 2018 porque este año no entraron CTs a la región de estudio ni al oeste del Golfo de México, por lo que los eventos de lluvia y sus extremos se asociaron a otros fenómenos meteorológicos. Al no haber CTs, la lluvia de este año estuvo por debajo de la climatología de 1979-2010; sin embargo, se reportaron algunas tormentas convectivas que son de particular interés en esta tesis.

En general, las observaciones de CHIRPS y PERSIANN-CCS y el reanálisis ERA5 muestran consistencia en el ciclo anual de la precipitación en las dos regiones analizadas. Por otro lado, el RegCM4-NH capturó los patrones del ciclo anual, pero los valores de precipitación fueron mucho menores en comparación con las demás bases de datos, tanto en intensidad como en frecuencia. Debido a que el modelo tiene una resolución fina (4.5 km) se esperaba que reprodujera mejor la precipitación en comparación con las demás bases de datos, sin embargo, parece tener un problema en la configuración de las parametrizaciones para esta región tropical y montañosa.

El ciclo anual de precipitación de 2018 muestra una distribución bimodal, además de una disminución de la precipitación entre julio y agosto que corresponde a la canícula de medio verano como la describe

Magaña et al. (1999) y otros autores. En el noreste de México la canícula fue más marcada (en julio y agosto) que en el sur del Golfo de México (sólo en julio) tanto en las observaciones como en el reanálisis, mientras que en el modelo la canícula se extendió de julio a septiembre.

En el análisis del ciclo diurno, PERSIANN-CCS y ERA5 concuerdan en que el máximo de precipitación ocurre a diferentes horas según la región; en zonas de montaña llueve primero en la tarde-noche, luego en la costa durante la noche-madrugada y en el océano en la madrugada-primeras horas del día. Este ciclo se asocia con las brisas, con el contraste térmico océano-continente y con el ascenso orográfico. El ciclo diurno del CAPE mostró que la zona del Golfo de México es potencialmente más convectiva durante el verano, pero especialmente en julio, mientras que la zona potencialmente más convectiva en el continente fue en la región montañosa del sur de Veracruz, lo que concuerda con los máximos de precipitación en montaña. Los ciclos diurnos encontrados con estas bases de datos son consistentes con lo reportado por Pérez-Méndez et al. (2019) para el centro de Veracruz y con León-Cruz et al. (2021) para la zona montañosa centro-oriental de México; Turrent y Cavazos (2012) muestran algo similar para la zona del monzón de América del Norte. RegCM4-NH es consistente con las bases de datos en las regiones de montaña, pero muestra un retraso de aproximadamente 5 horas en la precipitación de la costa y el océano. A escala espacial y en comparación con CHIRPS, PERSIANN-CCS subestima la precipitación en las zonas de montaña, mientras que la sobrestima en regiones más bajas como costa y océano, esto concuerda con los resultados de Hong et al. (2007) para el noroeste de México.

La región sur es más lluviosa que el norte y esto se refleja en todas las métricas analizadas y bases de datos. El comportamiento de la distribución de la PDF de precipitación diaria en la región norte es similar a lo encontrado en la climatología (1981-2010) de Colorado-Ruiz (2022) con CHIRPS; sin embargo, los valores de distribución de la precipitación extrema diaria del 2018 estuvieron por debajo de la climatología, posiblemente porque no hubo entrada de ciclones tropicales. Hasta ciertos valores de precipitación (entre 150 y 200 mm d<sup>-1</sup>) las observaciones y ERA5 coinciden en la distribución de la lluvia diaria (las PDFs); sin embargo, PERSIANN-CCS muestra valores mayores de precipitación extrema en el norte, mientras que CHIRPS lo hace sobre la región sur. Por su parte, RegCM4-NH muestra un sesgo negativo en la distribución de la PDF, aunque sigue una forma parecida a las observaciones, además, genera menos eventos extremos en ambas regiones. Por lo tanto, el RegCM4-NH en modo climático tuvo problemas para generar precipitación diaria en general y simuló menos eventos extremos especialmente en las zonas montañosas, aunque pudo capturar la hora promedio de ocurrencia de la lluvia en esas zonas, pero no en las zonas costeras.

Se ha reportado que en la región oriental de México los extremos de lluvia que no se derivan de CTs durante veranos con ENSO neutral, como el 2018, en promedio contribuyen más a la lluvia estacional que los extremos que sí se asocian a CTs (Colorado-Ruíz 2022). Los resultados de esta tesis muestran que en general el 2018 fue más seco que la climatología, especialmente en la región sur, y que la contribución de los extremos a la lluvia anual fue 50% menor que lo que muestra la climatología de CHIRPS (Colorado-Ruíz y Cavazos 2021).

Se analizó la evolución de sólo dos eventos extremos (EEs), que fueron en los que hubo coincidencia en el lugar del máximo de precipitación en todas las bases de datos. Estos eventos generaron inundaciones con precipitaciones del orden de  $100 \text{ mm d}^{-1}$ , valores mucho más arriba que el umbral de P95 de las dos regiones. Tanto el CAPE como la OLR del ERA5 capturaron muy bien las regiones de las dos tormentas. El ERA5 y los datos de satélite muestran que el EE1 del 21 de junio de 2018 fue generado por una tormenta convectiva proveniente del Caribe que transportó humedad con los vientos alisios hacia el Golfo de México y luego se adentró hacia el norte de Nuevo León y Tamaulipas donde se generó una circulación ciclónica en superficie y a 850hPa. El RegCM4-NH\* (en modo pronóstico) simuló el sistema ciclónico mucho más intenso, pero con más influencia en el sur de Texas; en la región de estudio produjo lluvia con un retraso de varias horas, probablemente por un problema de parametrización en la condensación y formación de nubes (microfísica), porque no fue un problema de humedad. Además, el modelo tuvo problemas para generar las condiciones atmosféricas que disparan la convección en el lugar de la tormenta observada, porque produjo subsidencia en la parte baja de la atmósfera, lo que podría estar asociado con un problema de parametrización de la capa límite.

El EE2 se asoció al paso de un frente frío y un norte en el Golfo de México el 17 de octubre de 2018; el reanálisis capturó el jet de montaña al sur de la Sierra Madre Oriental (frente a la costa centro de Veracruz), tal como lo describe Luna-Niño y Cavazos (2017), mientras que el modelo lo hace en un área más pequeña. La circulación sinóptica y regional fue bien capturada por el modelo en superficie y a 850 hPa, aunque simuló el frente en superficie más cerca de la costa que el ERA5. Sin embargo, la convectividad generada (de acuerdo con la OLR) fue mucho menor en el modelo que lo que muestra ERA5 por lo que generó menos lluvia durante todas las horas del evento.

Los resultados obtenidos con el modelo, tanto en modo climático como en modo pronóstico, indican que es necesario realizar nuevas simulaciones para la región de estudio. Se sugiere cambiar las parametrizaciones de microfísica de nubes y capa límite planetaria porque el modelo no captura adecuadamente la frecuencia ni la distribución temporal y espacial de la lluvia ni los extremos en ambos

modos; es decir, el modelo no pudo resolver adecuadamente la convección de forma explícita sobre la zona oriental de México, como se ha mostrado en otros lugares (Park et al. 2013). Asimismo, la simulación de RegCM4-NH\* no captura adecuadamente los extremos de precipitación que es lo que se esperaba al tener una escala espacial y temporal más finas, contrario a lo encontrado por Liu et al. (2016), Coppola et al. (2020), Prein et al. (2020) y Coppola et al. (2021) para otras regiones del mundo.

Se esperaba tener mejores resultados con el modelo climático regional (MCR) en comparación con las observaciones y ERA5. El modelo muestra un retraso en la captura de la precipitación en verano y en invierno sobrestima estos valores. Esto concuerda con Colorado Ruíz (2022) que menciona en su trabajo de investigación que el RegCM4.7 tiene problemas en la detección de eventos extremos durante el verano, aunque ella utilizó una versión mucho más burda del modelo (25 km).

En esta tesis se incluyeron los resultados del modelo a pesar de no capturar adecuadamente la precipitación extrema durante el 2018, porque en un futuro se podrían hacer ajustes a las parametrizaciones con nuevas simulaciones y experimentos, en especial las relacionadas con la microfísica de nubes y la capa límite, porque se observó que el modelo simula parcialmente la circulación regional asociada a los eventos y la HR, pero no forma la suficiente nubosidad en las horas observadas de acuerdo a los resultados de radiación de onda larga saliente (OLR) y por lo tanto genera menos lluvia en los lugares y tiempos observados. Al generar menos nubosidad en ambos eventos de acuerdo con la OLR, también podría reflejar un problema en la parametrización de radiación.

Por último, como se trabajó con promedios (compuestos) de fenómenos turbulentos como la convección, el resultado necesariamente representa el fenómeno en menor magnitud; una alternativa es trabajar con cantidades derivadas de la descomposición de Reynolds usando una escala de tiempo apropiada para definir el flujo medio.

## Capítulo 5. Conclusiones

---

En este trabajo de investigación se analizó la precipitación anual, estacional, diaria y el ciclo diurno de la región oriental de México durante el 2018 con observaciones, el reanálisis ERA5 y el modelo RegCM4-NH. Además, se analizaron los eventos de precipitación extrema durante el verano de 2018 para la región norte y sur y se evaluaron con más detalle dos casos de estudio (uno para cada región) en los que hubo acuerdo en la precipitación extrema observada en todas las bases de datos. Para estos casos se analizaron los mecanismos físicos y los patrones de circulación sinóptica que generaron estos eventos con datos de ERA5 y el RegCM4-NH\* (en modo pronóstico). El 2018 fue un año en el que no entraron CTs al Golfo de México, por lo tanto, esto permitió aislar el ciclo diurno de la precipitación en diferentes regiones y algunos procesos asociados a eventos extremos diferente a los CTs. Las principales conclusiones de este trabajo son:

El ciclo anual de precipitación durante 2018 muestra valores mayores en la región sur del Golfo de México, consistente con la climatología de largo periodo (1981-2010). Por otro lado, la precipitación en ambas regiones también muestra una distribución bimodal y una canícula, siendo más marcada en la región norte (julio – agosto). Todas las bases de datos generan un ciclo anual similar, con algunos sesgos, especialmente con el modelo RegCM4-NH que fue más seco.

Debido a que el máximo calentamiento diurno ocurre primero en el continente y después en el océano, esto genera brisas en los vientos alisios y ascenso orográfico en la Sierra Madre Oriental. Por lo tanto, el ciclo horario de precipitación muestra que la lluvia ocurre primero en las zonas de montaña en la tarde-noche, en la costa se observa en la noche-madrugada y en el océano en la madrugada-primeras horas del día. Este patrón se ve con PERSIANN-CCS y ERA5, mientras que el RegCM4-NH sólo pudo simular bien el ciclo diurno de la montaña, y en zonas de costa y océano con unas horas de retraso.

El ciclo anual de CAPE de 2018 con ERA5, también muestra una distribución bimodal como la precipitación. Además, de tener concordancia con la región norte en los meses en que ocurre la canícula. De forma general, los máximos valores del ciclo diurno de CAPE con ERA5 se observan durante la tarde-noche en la montaña ( $> 2,500 \text{ J kg}^{-1}$ ), y en la tarde-madrugada en costa y océano, lo cual coincide aproximadamente con el ciclo horario de la precipitación. El máximo CAPE ( $> 2,500 \text{ J kg}^{-1}$ ) se observó en el Golfo de México en verano, especialmente en julio y en la zona montañosa del sur de Veracruz.

El EE1 fue un evento anómalo de precipitación ( $> 100 \text{ mm d}^{-1}$ ) en comparación con la climatología observada del umbral de P95 de Ju – Ago de CLICOM (1961-2008). Este evento se asoció a una tormenta convectiva en los vientos alisios que generó inundaciones en la zona fronteriza de Tamaulipas/Nuevo León. Durante el 21 de junio de 2018 las tres bases de datos muestran una consistencia sobre la ubicación del máximo de precipitación, sin embargo, CHIRPS registró menos precipitación en donde ocurrió la tormenta convectiva en comparación con PERSIANN-CCS y ERA5. RegCM4-NH\* no simuló adecuadamente el lugar ni la hora de esta tormenta, sino que generó la circulación y lluvia asociadas al evento extremo con varias horas de retraso.

Los umbrales máximos de P95 del otoño (SON) climatológico (1961-2008) de acuerdo con datos de CLICOM se concentraron sobre la región costera sur y zonas de montaña de la región de estudio. Esto concuerda con el umbral P95 de SON del 2018 y con el área elegida del máximo de precipitación para analizar el EE2 con las bases de datos ( $P95 > 100 \text{ mm d}^{-1}$ ). La precipitación del 17 de octubre de 2018 fue debida al paso del frente frío No. 6 y un evento norte. ERA5 muestra precipitación continua antes y después del día principal de la tormenta a diferencia de lo simulado con el RegCM4-NH\* que lo hace en un periodo corto y con una sobrestimación de la precipitación. RegCM4-NH\* simuló adecuadamente la circulación asociada al paso del evento norte y el frente frío, pero nuevamente la precipitación fue producida con varias horas de retraso.

En resumen, el reanálisis ERA5 (~30 km) fue mejor que el modelo climático regional con una resolución más fina. Los resultados con el RegCM4-NH (en modo climático) indican que sí captura los patrones de precipitación a escala regional, aunque con mucha menor intensidad y frecuencia. Por otra parte, la habilidad del modelo en modo de pronóstico no fue tan buena para simular la precipitación en ambos EEs, aunque sí captura parcialmente la circulación regional. Esto sugiere que el modelo tiene un problema al momento de generar la precipitación, o incluso al generar la nubosidad a la hora en que realmente ocurren los eventos. Por tanto, para trabajo futuro aún se deben hacer ajustes en las parametrizaciones del RegCM4-NH\* como se muestra en la siguiente sección, así como más experimentos con las simulaciones en la región oriental de México para que pueda capturar adecuadamente los procesos asociados con eventos extremos de precipitación diaria.

## 5.1 Trabajo Futuro

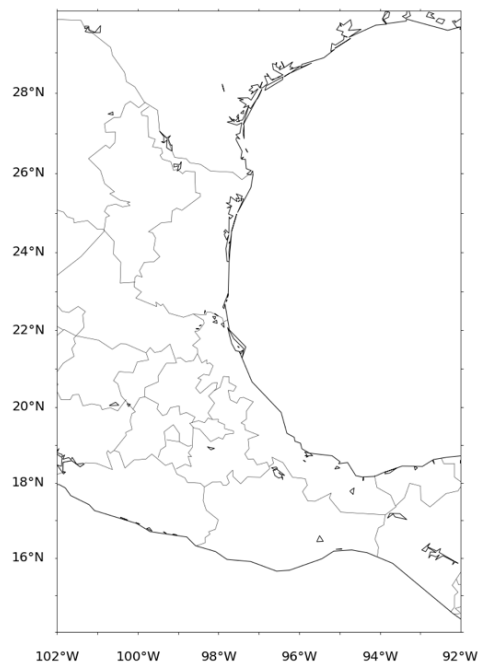
El RegCM4-NH en general no capturó adecuadamente la precipitación tanto en modo climático como en modo de pronóstico, se sugiere hacer un cambio en la inicialización del modelo o el cambio de dominio y parametrizaciones. A continuación, se muestran tres opciones para el modo pronóstico:

Acortar el tiempo de la simulación a 36 hrs. antes del máximo de precipitación con el mismo dominio.

Reducir el dominio e iniciar las simulaciones a 72 hrs. antes de los eventos extremos (Figura 38).

Probar otra parametrización de microfísica (humedad), capa límite atmosférica y parametrización de nubes bajas sobre el dominio (Figura 39).

También se podría utilizar la versión más reciente del modelo, RegCM5-NH, que ya está disponible en el ICTP y que utiliza un core dinámico diferente y más eficiente al del RegCM4-NH.



**Figura 39.** Dominio propuesto para realizar las simulaciones con RegCM4-NH.

## Literatura citada

---

- 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. and Mayorga, R. 2005. Changes in precipitation and temperature extremes in Central America and northern South America, 1961-2003. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 110(23), 1–15. <https://doi.org/10.1029/2005JD006119>
- Arriaga-Ramirez, S. and Cavazos, T. 2010. Regional trends of daily precipitation indices in Northwest Mexico and Southwest United States. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 115(14), 1–10. <https://doi.org/10.1029/2009JD013248>
- Barlow, M., Gutowski, W. J., Gyakum, J. R., Katz, R. W., Lim, Y. K., Schumacher, R. S., ... & Min, S. K. 2019. North American extreme precipitation events and related large-scale meteorological patterns: a review of statistical methods, dynamics, modeling, and trends. *Climate Dynamics*, 53(11), 6835-6875. <https://doi.org/10.1007/s00382-019-04958-z>
- Blanchard, D. O. 1998. Assessing the vertical distribution of convective available potential energy. *Weather and Forecasting*, 13(3), 870-877. [https://doi.org/10.1175/1520-0434\(1998\)013<0870:ATVDOC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0434(1998)013<0870:ATVDOC>2.0.CO;2)
- Brisson, E., Leps, N., & Ahrens, B. 2017. Konvektionserlaubende Klimamodellierung. Regionale Klimamodellierung I: Grundlagen, promet-Meteorologische Fortbildung, 99, 41-48. Consultado el 21 enero de 2022, de <https://d-nb.info/1156335728/34#page=43>
- 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. <https://doi.org/10.1002/joc.3370100405>
- 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). <https://doi.org/10.1029/2008GL035832>
- Cavazos T. (Ed.). 2015. Conviviendo con la naturaleza: El problema de los desastres asociados a fenómenos hidrometeorológicos y climáticos en México. REDES-Clim. Ediciones ILCSA, México, 143. Consultado el 03 de marzo de 2022, de [http://usuario.cicese.mx/~tcavazos/pdf/T\\_Cavazos\\_Libro\\_REDESClim\\_2015.pdf](http://usuario.cicese.mx/~tcavazos/pdf/T_Cavazos_Libro_REDESClim_2015.pdf)
- Cavazos, T., Luna-Niño, R., Cerezo-Mota, R., Fuentes-Franco, R., Méndez, M., Pineda Martinez, 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. <https://doi.org/10.1002/joc.6276>
- Catto, J. L., & Pfahl, S. 2013. The importance of fronts for extreme precipitation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 118(19), 10-791. <https://doi.org/10.1002/jgrd.50852>



- Chadwick, R., Good, P., & Willett, K. 2016. A simple moisture advection model of specific humidity change over land in response to SST warming. *Journal of Climate*, 29(21), 7613-7632. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0241.1>
- Cerezo-Mota, R., Cavazos, T., Arritt, R., Torres-Alavez, A., Sieck, K., Nikulin, G., Moufouma-Okia, W. y Salinas-Prieto, J.A. 2016. CORDEX-NA: factors inducing dry/wet years on the North American Monsoon region. *International Journal of Climatology*, 36(2), 824-836. <https://doi.org/10.1002/joc.4385>
- Colorado-Ruiz, G., Cavazos, T., Salinas, J. A., De Grau, P., & Ayala, R. 2018. Climate change projections from Coupled Model Intercomparison Project phase 5 multi-model weighted ensembles for Mexico, the North American monsoon, and the mid-summer drought region. *International Journal of Climatology*, 38(15), 5699-5716. <https://doi.org/10.1002/joc.5773>
- Colorado-Ruiz, G., & Cavazos, T. 2021. Trends of daily extreme and non-extreme rainfall indices and intercomparison with different gridded data sets over Mexico and the southern United States. *International Journal of Climatology*, 41(11), 5406-5430. <https://doi.org/10.1002/joc.7225>
- Colorado-Ruiz, G. 2022. Detección y atribución de eventos extremos de precipitación en México. Tesis de doctorado: Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California. 92 hojas.
- CONAGUA. 2018a. Resumen de la temporada de ciclones tropicales del año 2018. Comisión Nacional del Agua. 1-13. Consultado el 17 de febrero de 2022, de <https://smn.conagua.gob.mx/es/climatologia/diagnostico-climatico/reporte-del-clima-en-mexico>
- CONAGUA. 2018b. Reporte anual 2018. Reporte del clima en México, Comisión Nacional del Agua. 1-52. Consultado el 17 de febrero de 2022, de <https://smn.conagua.gob.mx/es/climatologia/diagnostico-climatico/reporte-del-clima-en-mexico>
- Coppola, E., Sobolowski, S., Pichelli, E., Raffaele, F., Ahrens, B., Anders, I., ... y Warrach-Sagi, K. 2020. A first-of-its-kind multi-model convection permitting ensemble for investigating convective phenomena over Europe and the Mediterranean. *Climate Dynamics*, 55(1), 3-34. <https://doi.org/10.1007/s00382-018-4521-8>
- Coppola, E., Stocchi, P., Pichelli, E., Torres Alavez, J. A., Glazer, R., Giuliani, G., Di Sante, F., Nogherotto, R., and Giorgi, F. 2021. Non-Hydrostatic RegCM4 (RegCM4-NH): Model description and case studies over multiple domains. *Geoscientific Model Development*, 14(12), 7705-7723. <https://doi.org/10.5194/gmd-14-7705-2021>
- Farfán, L. M., y Zehnder, J. A. 1994. Moving and stationary mesoscale convective systems over northwest Mexico during the Southwest Area Monsoon Project. *Weather and Forecasting*, 9(4), 630-639. [https://doi.org/10.1175/1520-0434\(1994\)009<0630:MAMCS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0434(1994)009<0630:MAMCS>2.0.CO;2)
- Fuentes-Franco, R., Coppola, E., Giorgi, F., Graef, F., & Pavia, E. G. 2014. Assessment of RegCM4 simulated inter-annual variability and daily-scale statistics of temperature and precipitation over Mexico. *Climate dynamics*, 42(3), 629-647. <https://doi.org/10.1007/s00382-013-1686-z>
- Fuentes-Franco, R., Coppola, E., Giorgi, F., Pavia, E.G., Diro, G.T., Graef, F. 2015. Inter-annual variability of precipitation over Southern Mexico and Central America and its relationship to sea surface

- temperature from a set of future projections from CMIP5 GCMs and RegCM4 CORDEX simulations. *Climate Dynamics*, 45(1), 425-440. <https://doi.org/10.1007/s00382-014-2258-6>
- Funk, C., Peterson, P., Landsfeld, M., Pedreros, D., Verdin, J., Shukla, S., ... & Michaelsen, J. 2015. The climate hazards infrared precipitation with stations—a new environmental record for monitoring extremes. *Scientific data*, 2(1), 1-21. <https://doi.org/10.1038/sdata.2015.66>
- Gimeno, L., Dominguez, F., Nieto, R., Trigo, R., Drumond, A., Reason, C. J., ... & Marengo, J. 2016. Major mechanisms of atmospheric moisture transport and their role in extreme precipitation events. *Annual Review of Environment and Resources*, 41, 117-141. <https://doi.org/10.1146/annurev-environ-110615-085558>
- Giorgi F., Coppola E., Solmon F., Mariotti L., Sylla, M. B., Bi, X., Elguindi, N., Diro, G. T., Nair, V., Giuliani, G., Turuncoglu, U. U., Cozzini, S., Güttler, I., O'Brien, T. A., Tawfik, A. B., Shalaby, A., Zakey, A. S., Steiner, A. L., Fstordal, ., Sloan, L. C., Brankovic, C. 2012. RegCM4: model description and preliminary tests over multiple CORDEX domains. *Climate Research*, 52, 7-29. <https://doi.org/10.3354/cr01018>
- Gizaw, M. S., Gan, T. Y., Yang, Y., y Gan, K. E. 2021. Changes to the 1979–2013 summer Convective Available Potential Energy (CAPE) and extreme precipitation over North America. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 123, 103047. <https://doi.org/10.1016/j.pce.2021.103047>
- Glazer, R. H., Torres-Alavez, J. A., Coppola, E. et al. 2020. Projected changes to severe thunderstorm environments as a result of twenty-first century warming from RegCM CORDEX-CORE simulations. *Climate Dynamics*, 57(5), 1595-1613. <https://doi.org/10.1007/s00382-020-05439-4>
- Holtslag A. A. M., Debruin E. I. F., Pan H. L. 1990. A high resolution air mass transformation model for short-range weather forecasting. *Monthly Weather Review*, 118(8), 1561-1575. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1990\)118<1561:AHRAMT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1990)118<1561:AHRAMT>2.0.CO;2)
- Hong, Y., Hsu, K., Sorooshian, S. y Gao, X. 2004. Precipitation estimation from remotely sensed imagery using an artificial neural network cloud classification system. *Journal of Applied Meteorology*, 43(12), 1834-1853. <https://doi.org/10.1175/JAM2173.1>
- Hong, Y., Gochis, D., Cheng, J. T., Hsu, K. L., y Sorooshian, S. 2007. Evaluation of PERSIANN-CCS rainfall measurement using the NAME event rain gauge network. *Journal of Hydrometeorology*, 8(3), 469-482. <https://doi.org/10.1175/JHM574.1>
- Johnson, R. H., Ciesielski, P. E., L'Ecuyer, T. S., y Newman, A. J. 2010. Diurnal Cycle of Convection during the 2004 North American Monsoon Experiment, *Journal of Climate*, 23(5), 1060-1078. <https://doi.org/10.1175/2009JCLI3275.1>
- Kendon, E. J., Ban, N., Roberts, N. M., Fowler, H. J., Roberts, M. J., Chan, S. C., Evans, J. P., Fosser, G., y Wilkinson, J. M. 2017. Do Convection-Permitting Regional Climate Models Improve Projections of Future Precipitation Change?. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 98(1), 79-93. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-15-0004.1>
- Kiehl, J. T., Hack, J. J., Bonan, G. B., Boville, B. A., Briegleb, B. P., Williamson, D. L., Rasch, P. J. 1996. Description of the NCAR Community climate model (CCM3) (No. NCAR/TN-420+STR). University Corporation for Atmospheric Research. <https://doi.org/10.5065/D6FF3Q99>

- León-Cruz, J. F., Carbajal Henken, C., Carbajal, N., y Fischer, J. 2021. Spatio-temporal distribution of deep convection observed along the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Remote Sensing*, 13(6), 1215. <https://doi.org/10.3390/rs13061215>
- León-Cruz, J. F., Luna Díaz-Peón, A., y Rodríguez-García, H. I. 2022. Eventos extremos de precipitación en Colima, México (1981-2018). *Investigaciones geográficas*, (107). <https://doi.org/10.14350/rig.60516>
- Liu, C., Ikeda, K., Rasmussen, R. Barlage, M., Newman, A. J., Prein, A. F., Chen, F., Chen, L., Clark, M., Dai, A., Dudhia, J., Eidhammer, T., Gochis, D., Gutmann, E., Kurkute, S., Li, Y., Thompson, G., Yates, D. 2016. Continental-scale convection-permitting modeling of the current and future climate of North America. *Climate Dynamics*, 49(1), 71-95. <https://doi.org/10.1007/s00382-016-3327-9>
- Luna-Niño, R., y Cavazos, T. 2018. Formation of a coastal barrier jet in the Gulf of Mexico due to the interaction of cold fronts with the Sierra Madre Oriental mountain range. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 144(710), 115-128. <https://doi.org/10.1002/qj.3188>
- Magaña V., Amador J. A. y Medina S. 1999. The midsummer drought over Mexico and Central America. *Journal of Climate*, 12(6), 1577-1588. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1999\)012<1577:TMDOMA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1999)012<1577:TMDOMA>2.0.CO;2)
- Martinez-Sanchez J. N. y Cavazos T. 2014. Eastern Tropical Pacific hurricane variability and landfalls on Mexican coasts. *Climate Research*, 58(3), 221-234. <https://doi.org/10.3354/cr01192>
- Maurya, R. K. S., Mohanty, M. R., Sinha, P., Mohanty, U. C. 2020. Performance of hydrostatic and non-hydrostatic dynamical cores in RegCM4. 6 for Indian summer monsoon simulation. *Meteorological Applications*, 27(3), e1915. <https://doi.org/10.1002/met.1915>
- MetEd. 2010. Evaluación de la estabilidad, Inhibición convectiva (CIN). MetEd. Consultado el 22 de mayo de 2022, de [https://www.meted.ucar.edu/mesoprim/skewt\\_es/navmenu.php?tab=2&page=5-2-0&type=flasht](https://www.meted.ucar.edu/mesoprim/skewt_es/navmenu.php?tab=2&page=5-2-0&type=flasht)
- MetEd. 2014. Glosario de términos meteorológicos. MetEd. Consultado el 26 de marzo de 2022, de [https://www.meted.ucar.edu/glossaries/mesogloss\\_es.htm#:~:text=cold%20front%20\(frente%20fr%C3%ADo\),que%20el%20aire%20que%20reemplaza.](https://www.meted.ucar.edu/glossaries/mesogloss_es.htm#:~:text=cold%20front%20(frente%20fr%C3%ADo),que%20el%20aire%20que%20reemplaza.)
- Müller, S. K., Glazer, R., y Coppola, E. 2020: Lake coupled convection permitting simulations over the Lake Victoria basin with RegCM4. 7: What is the benefit of permitting convection?. In EGU General Assembly Conference Abstracts (19343). <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu2020-19343>
- Nguyen-Xuan, T., Sze Lok, L.S., Giorgi, F., Coppola, E., Giuliani, G., Gao, X., Eun-Soon I. 2021. Evaluation of the performance of the non-hydrostatic RegCM4 (RegCM4-NH) over Southeastern China. *Climate Dynamics*. 58, 1419–1437. <https://doi.org/10.1007/s00382-021-05969-5>
- Oleson, K. W., et al. 2008. Improvements to the Community Land Model and their impact on the hydrological cycle, *Journal of Geophysical Research-Biogeosciences*, 113(G1). <https://doi.org/10.1029/2007JG000563>
- OMM. 2014. El Niño/Oscilación del Sur. *Tiempo, Clima y Agua*, 1145, 12. Consultado el 04 de mayo de 2022, de [https://library.wmo.int/doc\\_num.php?explnum\\_id=7889](https://library.wmo.int/doc_num.php?explnum_id=7889)

- Park, J.-H., Oh, S.-G., y Suh, M.-S. 2013. Impacts of boundary conditions on the precipitation simulation of RegCM4 in the CORDEX East Asia domain, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 118(4), 1652– 1667. <https://doi.org/10.1002/jgrd.50159>
- Piazza, M., Prein, F.A., Truhetz, H., Csaki, A. 2019. On the sensitivity of precipitation in convection-permitting climate simulations in the Eastern Alpine region. *Meteorologische Zeitschrift*, 28(4), 323-246. DOI 10.1127/metz/2019/0941
- Pendergrass, A. G. 2020. Changing degree of convective organization as a mechanism for dynamic changes in extreme precipitation. *Current climate change reports*, 6(2), 47-54. <https://doi.org/10.1007/s40641-020-00157-9>
- Pérez-Méndez, M., Tejeda-Martínez, A., Fitzjarrald, R.D. 2019. Diurnal Variation of Rainfall in a Tropical Coastal Region with Complex Orography. *Atmosphere*, 10(10), 604. doi:10.3390/atmos10100604
- Pineda-Martínez, L. F., León-Cruz, J.F., Carbajal, N. 2020. Análisis de tormentas severas y formación de tornados en la región norte de México. *Revista Bio Ciencias* 7, 1-15. <https://doi.org/10.15741/revbio.07.e885>
- Prein A., Gobiet A., Suklitsch M., Truhetz H., Awan N., Keuler K., Geor-gievski G. 2013a. Added value of convection permitting seasonal simulations. *Climate Dynamics*, 41(9), 2655-2677. <https://doi.org/10.1007/s00382-013-1744-6>
- Prein A. F., Holland G. J., Rasmussen R. M., Done J., Ikeda K., Clark M. P., Liu C. H. 2013b. Importance of regional climate model grid spacing for the simulation of heavy precipitation in the Colorado headwaters. *Journal of climate*, 26(13), 4848-4857. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00727.1>
- Prein, A. F., Langhans, W., Fosser, G., Ferrone, A., Ban, N., Goergen, K., ... y Leung, R. 2015. A review on regional convection-permitting climate modeling: Demonstrations, prospects, and challenges. *Reviews of geophysics*, 53(2), 323-361. doi:10.1002/2014RG000475
- Prein, A.F., Rasmussen, R., Castro, C.L., Dai, A., Minder, J. 2020. Special issue: Advances in convection-permitting climate modeling. *Climate Dynamics*, 55(1), 1-2. <https://doi.org/10.1007/s00382-020-05240-3>
- Ramos-Pérez, O.; Adams, D. K.; Ochoa-Moya, C.; Quintanar, A. I. 2022. A Climatology of Mesoscale Convective Systems in Northwest Mexico during the North American Monsoon. *Atmosphere*, 13(5), 665. <https://doi.org/10.3390/atmos13050665>
- Singha, S. M., Kuangb, Z., Maloneyc, D. E., Hannahd, M. W., Woldingc, O. B. 2018. Increasing potential for intense tropical and subtropical thunderstorms under global warming. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 114 (44), 11657–11662. DOI: 10.1073/pnas.1707603114
- Sun, X., M. Xue, J. Brotzge, R. A. McPherson, X.-M. Hu, and X.-Q. Yang. 2016. An evaluation of dynamical downscaling of Central Plains summer precipitation using a WRF-based regional climate model at a convection-permitting 4 km resolution. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 121(23), 13-801. doi:10.1002/ 2016JD024796
- Turrent, C., y Cavazos, T. 2012. A Numerical Investigation of Wet and Dry Onset Modes in the North American Monsoon Core Region. Part I: A Regional Mechanism for Interannual Variability, *Journal of Climate*, 25(11), 3953-3969. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00215.1>

- Valdés-Manzanilla, A. 2021. A provisional climatology of the mesoscale convective systems in the Yucatan Peninsula in summer. *Natural Hazards*, 110(1), 207-223. <https://doi.org/10.1007/s11069-021-04943-y>
- Wang, C., y Enfield, D. B. 2003. A further study of the tropical Western Hemisphere warm pool. *Journal of climate*, 16(10), 1476-1493. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2003\)016<1476:AFSOTT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2003)016<1476:AFSOTT>2.0.CO;2)
- Zeng X. B., Zhao M., Dickinson R. E. 1998. Intercomparison of bulk aerodynamic algorithms for the computation of sea surface fluxes using TOGA COARE and TAO data. *Journal of climate*, 11(10), 2628–2644. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1998\)011<2628:IOBAAF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1998)011<2628:IOBAAF>2.0.CO;2)