



# UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA  
INSTITUTO DE CIENCIAS DE LA  
ATMÓSFERA Y CAMBIO CLIMÁTICO

## **Definición de un índice objetivo para el cálculo del inicio y fin de la temporada de lluvias en la Cuenca del Valle de México**

T E S I S

Que para optar por el grado de:

**Maestro en Ciencias de la Tierra**

Presenta

**Rodrigo Muñoz Sánchez**

Tutora Principal:

Dra. Paulina Ordóñez Pérez

Instituto de Ciencias de la Atmósfera y Cambio Climático

Comité tutor:

Dr. Carlos Ochoa Moya

Instituto de Ciencias de la Atmósfera y Cambio Climático

Dr. David Gallego Puyol

Universidad Pablo de Olavide (Sevilla, España)



Universidad Nacional  
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**Biblioteca Central**



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

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

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

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

# Código de ética

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



---

Rodrigo Muñoz Sánchez

# Agradecimientos

En primer lugar, quiero agradecer a mi familia, que me han apoyado en todos los proyectos que he emprendido. Mis padres, Lucy y Gustavo, han sido una gran inspiración para siempre aspirar a más y para amar el conocimiento y la lectura. Ricardo, mi hermano, ha sido un faro al que seguir y admirar en la búsqueda de una carrera académica, y cuyas conversaciones y recomendaciones me han ayudado mucho en mi proyecto de investigación.

A Paulina, por ser una excelente tutora siempre dispuesta a escucharme y apoyarme en todo momento. Por otro lado, a Carlos, miembro de mi comité tutor, y a Pedro Ribera, q.e.p.d., que hicieron comentarios y aportaciones invaluableles al proyecto en cada ocasión que les presenté mis avances. Agradezco también a la Universidad Pablo de Olavide y a David, que me recibieron con los brazos abiertos en Sevilla y lograron que mi estancia fuera memorable y muy productiva.

A la Universidad Nacional Autónoma de México, que ha sido mi alma máter desde la licenciatura y cada año que pasa me siento más agradecido de poder ser parte de esta gran institución. Al ICAyCC, del cual me tocó ver su transformación de Centro a Instituto, y ha sido un entrañable lugar en el que he podido continuar mi crecimiento académico. Todos mis profesores y compañeros forjaron una duradera impresión en mí.

El apoyo PAEP de la Coordinación de Posgrado de la UNAM fue indispensable para poder realizar la estancia en España, y el CONACYT me ha apoyado durante toda la maestría y gracias a su beca me he podido dedicar totalmente a mi posgrado.

# Resumen

La Cuenca del Valle de México se encuentra en el centro del país y tiene más de 25 millones de habitantes. Tiene una precipitación media anual de 649 mm y cuenta con un régimen de lluvia estacional, concentrando más del 70% de la precipitación anual entre junio y septiembre.

En la presente tesis se crea un índice objetivo basado exclusivamente en la precipitación para determinar el inicio y fin de la temporada de lluvias para cada año en el periodo 1981-2020. El inicio se declara en el primer día, entre el 1° de mayo y el 15 de julio, de la primera racha de 20 días consecutivos con una precipitación de al menos 2.5 mm/día. El fin se declara en el último día, entre el 1° de septiembre y el 15 de noviembre, de la última racha de 20 días consecutivos con una precipitación de al menos 1.7 mm/día. En ambos casos, el umbral seleccionado logra maximizar la tasa de cambio de la precipitación diaria alrededor del día del inicio/fin. La fecha media de inicio es el 6 de junio; la fecha media de fin es el 15 de octubre; y la duración media de la temporada de lluvias es de 131 días. El índice es capaz de evitar inicios y fines falsos debidos a fenómenos sinópticos.

Los campos atmosféricos en los días anteriores y posteriores al inicio y fin muestran cambios considerables y consistentes con la llegada y retirada de la precipitación en la región. En particular, hay un ingreso (egreso) de humedad durante el inicio (fin) en la región de salida del núcleo de la corriente en chorro de niveles bajos del Caribe y en el Pacífico al sur de México hacia el Istmo de Tehuantepec. Las series de tiempo obtenidas muestran una importante variabilidad interanual y se encuentran correlaciones significativas con el índice de ENSO y el viento zonal en la región del núcleo de la corriente en chorro de niveles bajos del Caribe. Los posibles mecanismos climáticos que dan lugar a estas relaciones también se discuten.

# Índice de contenidos

<i>Código de ética</i> .....	<i>II</i>
<i>Agradecimientos</i> .....	<i>III</i>
<i>Resumen</i> .....	<i>IV</i>
<i>Tabla de acrónimos</i> .....	<i>VII</i>
<b>1. Introducción</b> .....	<b>1</b>
<b>1.1. Zona de estudio: Cuenca del Valle de México</b> .....	<b>1</b>
<b>1.2. Precipitación en la Cuenca del Valle de México</b> .....	<b>3</b>
1.2.1. Fenómenos responsables de la precipitación en la cuenca .....	3
1.2.2. Ciclo anual de precipitación .....	5
<b>1.3. Antecedentes</b> .....	<b>7</b>
1.3.1. Índices de inicio y fin de la temporada de lluvias .....	7
<b>1. 4. Objetivos</b> .....	<b>11</b>
<b>2. Datos y métodos</b> .....	<b>12</b>
<b>2.1. Datos</b> .....	<b>12</b>
<b>2.2. Métodos</b> .....	<b>17</b>
2.2.1. Índice de inicio y fin de la temporada de lluvias .....	17
2.2.2. Campos climatológicos antes y después del inicio y fin de la temporada de lluvias .....	20
<b>2.3. Tendencias y variabilidad interanual del inicio, fin y duración de la temporada lluviosa</b> .....	<b>20</b>
<b>3. Análisis y Resultados</b> .....	<b>22</b>
<b>3.1. Series de tiempo y estadísticas de inicio, fin, y duración</b> .....	<b>22</b>

<b>3.2. Evolución de campos climatológicos antes y después del inicio de la temporada de</b>	
<b>lluvias .....</b>	<b>28</b>
3.2.1. Viento .....	29
3.2.2. Flujo de humedad integrado en la vertical (VIMF).....	32
3.2.3. Altura Geopotencial.....	35
3.2.4. Temperatura superficial del océano (SST) .....	38
3.2.5. Radiación de onda larga saliente (OLR).....	40
<b>3.3. Evolución de campos atmosféricos antes y después del fin.....</b>	<b>40</b>
3.3.1. Viento .....	42
3.3.2. Flujo de vapor verticalmente integrado (VIMF) .....	45
3.3.3. Altura geopotencial.....	45
3.3.4. Temperatura superficial del del océano (SST) .....	47
3.3.5. Radiación de onda larga saliente (OLR).....	51
<b>3.4. Tendencias y variabilidad interanual .....</b>	<b>53</b>
<b><i>Discusión y conclusiones.....</i></b>	<b><i>56</i></b>
<b><i>Referencias.....</i></b>	<b><i>61</i></b>
<b><i>Apéndice A: Comportamiento anual de inicio, fin, y duración de la temporada lluviosa</i></b>	<b><i>68</i></b>
<b><i>Apéndice B: Campos climatológicos medios antes y después del inicio y fin .....</i></b>	<b><i>70</i></b>
<b><i>Apéndice C: Comportamiento anual del viento y el VIVF .....</i></b>	<b><i>74</i></b>

## Tabla de acrónimos

<b>Acrónimo</b>	<b>Nombre en inglés</b>	<b>Nombre en español</b>
<b>AMO</b>	Atlantic Multidecadal Oscillation	Oscilación Multidecadal del Atlántico
<b>CHIRPS</b>	Climate Hazards group InfraRed Precipitation with Stations	Precipitación infrarroja con información de estaciones meteorológicas del Grupo de Riesgos Climáticos
<b>CVM</b>	–	Cuenca del Valle de México
<b>CLLJ</b>	Caribbean Low Level Jet	Corriente en chorro de niveles bajos del Caribe
<b>CPC</b>	Climate Prediction Center	Centro de Predicción Climática
<b>ENSO</b>	El Niño – Southern Oscillation	El Niño – Oscilación del sur
<b>IMD</b>	Indian Meteorological Department	Departamento de meteorología de la India
<b>GPLL</b>	Great Plains Low Level Jet	Chorro de bajo nivel de las grandes llanuras de Estados Unidos
<b>ITCZ</b>	Intertropical Convergence Zone	Zona de convergencia intertropical
<b>MJO</b>	Madden Julian Oscillation	Oscilación de Madden Julian
<b>MSD</b>	Mid-Summer Drought	Sequía de medio verano; canícula
<b>MOK</b>	Monsoon Over Kerala	Monzón sobre Kerala
<b>NASH</b>	North Atlantic Subtropical High	Alta subtropical del Atlántico norte
<b>NOAA</b>	National Oceanic and Atmospheric Administration	Administración Oceánica y Atmosférica Nacional de Estados Unidos
<b>RHA</b>	–	Región Hidrológico Administrativa



<b>RMM</b>	Real Multivariate MJO index	Índice real multivariado de MJO
<b>SLP</b>	Sea Level Pressure	Presión a nivel del mar
<b>SST</b>	Sea Surface Temperature	Temperatura superficial del océano
<b>VIMF</b>	Vertically Integrated Moisture Flux	Flujo de humedad integrado en la vertical
<b>VIDMF</b>	Vertically Integrated Divergence of Moisture Flux	Divergencia del flujo de humedad integrado en la vertical

# 1. Introducción

## 1.1. Zona de estudio: Cuenca del Valle de México

México cuenta con 757 cuencas hidrológicas, que de manera administrativa se han agrupado en 37 regiones hidrológicas, y a su vez en 13 Regiones Hidrológico Administrativas (RHA) (CONAGUA, 2019a). Las RHA se han ajustado a los límites municipales, para facilitar el estudio conjunto con la información socioeconómica. Los nombres de las 13 RHA son: I. Península de Baja California, II. Noreste, III. Pacífico Norte, IV. Balsas, V. Pacífico Sur, VI. Río Bravo. VII. Cuencas Centrales del Norte, VIII. Lerma-Santiago Pacífico, IX. Golfo Norte, X. Golfo Centro, XI. Frontera Sur, XII, Península de Yucatán, y XIII. Aguas del Valle de México (Melgarejo, 2020).

En este trabajo se estudia la precipitación en la RHA XIII. Aguas del Valle de México, a partir de ahora denominada como Cuenca del Valle de México (CVM). La CVM se encuentra ubicada dentro de la caja comprendida por  $19.05^{\circ}$ – $20.78^{\circ}$ N y  $98.19^{\circ}$ – $99.75^{\circ}$ O (CONABIO, 2022). Colinda al sur con la RHA IV. Balsas, al este con la RHA X. Golfo Centro, al oeste con la RHA VIII. Lerma-Santiago-Pacífico, y al norte con la RHA IX. Golfo Norte (fig. 1.1.). La CVM, originalmente una cuenca endorreica, se encuentra conectada artificialmente con las últimas dos RHA mediante obras de abastecimiento de agua potable y de disposición de aguas residuales, respectivamente. Se tienen dos subregiones, la subregión Tula, de  $8,490 \text{ km}^2$  de extensión, y la subregión Valle de México, de  $9,248 \text{ km}^2$ . La extensión total de la cuenca es de  $17,738 \text{ km}^2$  (CONAGUA, 2013).

La zona de estudio comprende en su totalidad a la Ciudad de México, de manera parcial a los estados de México, Tlaxcala, e Hidalgo, y contiene 121 municipios. Cubre 3 zonas

## 1. Introducción



Fig. 1.1. Ubicación de la RHA XIII. Aguas del Valle de México (CONAGUA 2013).

metropolitanas: Pachuca, Valle de México, y Tula, y en 2017 contaba con una población de 25.4 millones. Tiene una precipitación anual media, calculada entre 1981 y 2010, de 649 mm, y en 2017 presentó un escurrimiento superficial de 1,106 hm<sup>3</sup>. La zona sur de la cuenca es más húmeda y fría que el norte. La región tiene un agua renovable de 3,401 hm<sup>3</sup>/año y un volumen de agua concesionado de 4,808 hm<sup>3</sup>/año. Debido a esto, tenía un grado de presión muy alto de 141.4% en 2017, proyectado a incrementarse a 148.2% en 2030. El 49% del uso consuntivo del agua en la CVM corresponde a un uso agrícola, mientras que el 44.5% al abastecimiento de agua potable; la industria autoabastecida y las centrales de energía no hidroeléctricas representan un porcentaje muy bajo. Es la tercera RHA con menos volumen de almacenamiento en presas con 394 m<sup>3</sup>, lo que indica que casi todo el riego es de temporal y depende fuertemente de la variabilidad de la temporada de lluvias. En volumen de almacenamiento se encuentra solo delante de Yucatán, cuya orografía no permite la construcción de obras hidráulicas, y de Baja California, donde salvo por el norte, es una región con orografía inadecuada y muy remota (CONAGUA, 2018).

## 1. Introducción

En 2009, la CVM era la RHA con menor disponibilidad natural media per cápita, con 164 m<sup>3</sup>/hab/año, y se tiene proyectado que en 2030 siga siendo la RHA con menor disponibilidad, de 148 m<sup>3</sup>/hab/año (CONAGUA 2011). De acuerdo con el índice global de vulnerabilidad por cambio climático desarrollado por el Instituto Mexicano de Tecnologías del Agua (IMTA), la CVM presenta un grado de vulnerabilidad muy alto en la parte sur, correspondiente a la Zona Metropolitana del Valle de México, y bajo en el resto de la cuenca (IMTA, 2015). Por otro lado, entre 2017 y 2030 más de la mitad del crecimiento poblacional del país se dará en las RHA IV. Balsas, VI. Río Bravo, VIII. Lerma-Santiago-Pacífico, y XIII. Aguas del Valle de México, poniendo mayor presión en el uso de abastecimiento (CONAGUA 2018). La baja disponibilidad de agua y el riesgo hidrológico crean una problemática que yace en la intersección de las políticas públicas, el desarrollo socioeconómico, y la degradación ambiental (Ávila García, 2008; Lerner et al., 2018)

## 1.2. Precipitación en la Cuenca del Valle de México

### 1.2.1. Fenómenos responsables de la precipitación en la cuenca

México tiene una extensión latitudinal que lo vuelve sujeto tanto a fenómenos tropicales como de latitudes medias (CONAGUA, 2019). Además, se encuentra flanqueado por la alberca cálida del mar Caribe en el este y en el oeste por la alberca cálida del Pacífico este, aunque en el extremo noroeste del país también es importante la influencia de las aguas más frías del Pacífico noreste. El país siente la influencia de múltiples fenómenos de circulación atmosférica (fig. 1.2.), como el alta subtropical del Atlántico (NASH, por sus siglas en inglés); el alta del Pacífico norte; la corriente en chorro de niveles bajos del Caribe (CLLJ, por sus siglas en inglés); la zona de convergencia intertropical (ITCZ, por sus siglas en inglés) y la rama descendiente de la celda de Hadley; la corriente en chorro subtropical; la corriente en chorro polar durante el invierno; frentes fríos en invierno; huracanes, ondas del este y el monzón de Norteamérica (NAMS, por sus siglas en inglés) en verano; y fenómenos de mesoescala de carácter más local como las brisas marinas y vientos canalizados como los Tehuanos en Oaxaca. Esta multitud de fenómenos, aunados a la compleja topografía del país, donde hay dos cordilleras que van de sur a norte y un altiplano entre ambas, hace que las fuentes de

## 1. Introducción

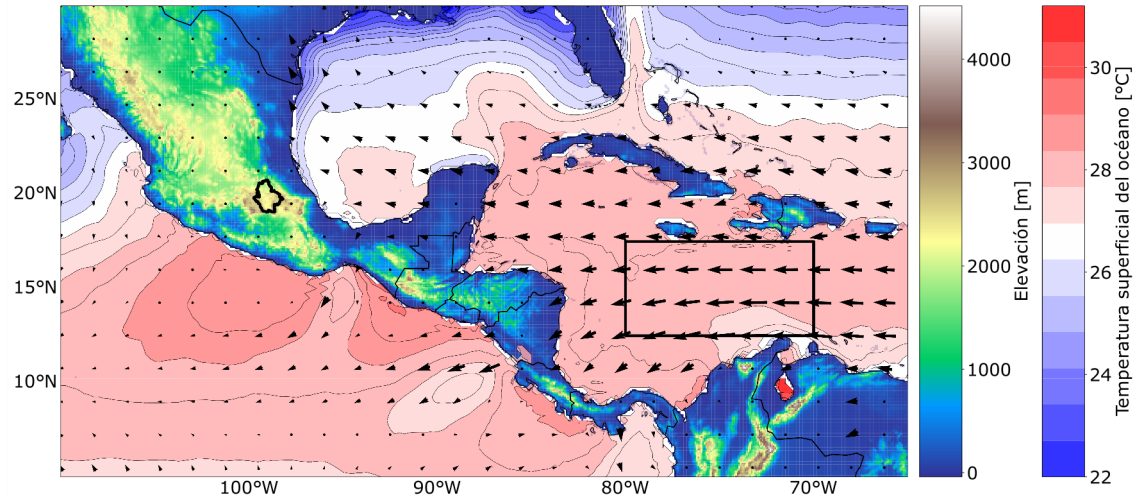


Fig. 1.2. Topografía, temperatura superficial del océano (SST) climatológica y vientos climatológicos en México y el Caribe. La caja negra en el Caribe muestra la extensión de la zona del núcleo del CLLJ, descrita en la sección 2.5.

humedad sean complejas y que puedan variar espacialmente (García, 1969; Wallen, 1955; Rzedowski, 2006).

En particular, la CVM se encuentra en la región central del país, por lo que tiene influencia tanto del Golfo de México como del océano Pacífico. Sin embargo, como se encuentra a una altitud considerable, las fuentes de humedad externas deben provenir de niveles medios y altos de la atmósfera, o haber sido levantadas orográficamente de manera previa ya sea en la Sierra Madre Occidental u Oriental. Los huracanes de ambos océanos aportan precipitación a la cuenca, así como las ondas del este, cuya influencia se alcanza a sentir en la cuenca. También es importante la lluvia orográfica, principalmente en el sur y poniente de la cuenca, así como los núcleos de tormenta que se forman en el verano, cuando la capa límite de la cuenca se vuelve inestable en las tardes y se favorece la convección. En años recientes se ha visto un incremento en las lluvias intensas vespertinas en la región, con evidencia que apunta hacia la isla de calor urbano (Jáuregui & Romales, 1998), y a los aerosoles antropogénicos y el cambio de uso de suelo (Ochoa et al., 2015).

Durante el invierno y la primavera, en la época de secas, se forma un anticiclón sobre la cuenca, que aunado a las altas montañas que rodean la cuenca y proveen una barrera natural a los vientos, y la isla urbana de calor, favorecen la formación de inversiones térmicas que

## 1. Introducción

traen cielos despejados y muy poca precipitación (Jáuregui, 1975). La principal fuente de precipitación en la cuenca durante esta temporada seca son los frentes fríos que alcanzan a bajar lo suficiente en el territorio mexicano para alcanzar el centro del país.

### 1.2.2. Ciclo anual de precipitación

El centro y sur de México presentan un régimen de precipitaciones con marcada estacionalidad. Se tiene un periodo de lluvias intensas durante el verano donde se concentra la gran mayoría de la precipitación, mientras que durante el resto del año se tiene un periodo prolongado de secas (CONAGUA 2018). El inicio de la temporada lluviosa está caracterizado por un incremento súbito y sostenido de la precipitación, que se inicia al sur de la República Mexicana entre mayo y junio y va progresando hacia el norte. El cese de la temporada húmeda suele ser, en cambio, más gradual. La principal razón para que exista una sola temporada de lluvias muy marcada es debido a la ubicación tropical del país, donde la zona de convergencia intertropical se acerca únicamente una vez al año, favoreciendo la inestabilidad y la convección.

El inicio y fin de la temporada de lluvias en la cuenca y el resto del país y su comportamiento también está asociado a otros cambios en la circulación general y en la temperatura de la superficie del mar (SST, por sus siglas en inglés). En abril y mayo, la SST alcanza más de 30°C en la alberca caliente del Pacífico Occidental. En junio la SST alcanza su valor máximo, lo que desencadena la temporada lluviosa en el sur del país (Magaña et al., 1999). Adicionalmente, la Alta Subtropical del Atlántico Norte (NASH, por sus siglas en inglés) se desplaza hacia el sur y hacia el oeste, lo que permite un mayor ingreso de humedad a partir de la corriente en chorro de niveles bajos del Caribe (CLLJ, por sus siglas en inglés). Además, se forma una zona de baja presión térmica sobre el Pacífico occidental, justo sobre la costa de Oaxaca y Guerrero. A esta baja superficial corresponde un anticiclón en niveles altos de la atmósfera, como es típico en un monzón. Conforme avanza el año, tanto la ITCZ y la celda de Hadley se desplazan hacia el norte debido al incremento de la declinación solar, y el anticiclón en altura se desplaza hacia el norte hasta encontrarse sobre el suroeste de Estados Unidos, en Arizona y Nuevo México. El anticiclón permanece en esta posición durante el

## 1. Introducción

monzón y hacia su fin empieza a desplazarse hacia el sur para desaparecer nuevamente (Ropelewski et al, 2004).

La zona del Caribe, y gran parte del centro-sur del país, experimentan un fenómeno conocido como la canícula, o sequía de medio verano (MSD, por sus siglas en inglés) La precipitación en estas regiones del país, entre las que se encuentra la CVM, tiene un comportamiento bimodal en verano, con un primer máximo de mayor intensidad a principios del verano y un segundo máximo, más débil, en septiembre. Entre ambos picos hay un periodo con una duración aproximada de treinta días donde las lluvias son escasas. Los factores que ocasionan la MSD son complejos y no se comprenden aún del todo. La explicación clásica consiste en que en primavera se forma una alberca de agua cálida que favorece la convección, hasta que el incremento de la nubosidad reduce lo suficiente la radiación solar en superficie, disminuyendo las SSTs, lo que baja la cantidad de humedad disponible. Como hay menos humedad, baja la nubosidad y eso permite que llegue más radiación a la superficie y vuelva a aumentar la SST, dando lugar al segundo máximo de la precipitación (Magaña et al., 1999). Por otro lado, el CLLJ tiene un comportamiento bimodal, con un máximo en verano y otro en invierno. El máximo en verano ha sido asociado con la MSD, debido a que al fortalecerse la corriente en chorro se incrementa a su vez la divergencia de humedad, hay menos transporte de vapor hacia México y baja la SST en el Golfo de México (Wang, 2007; Herrera et al., 2015). Adicionalmente, la MSD está modulada por la Oscilación de Madden-Julian (MJO, por sus siglas en inglés) (Perdigón-Morales et al., 2019; 2021).

La CVM concentra un 70.2% de la precipitación anual durante los meses de junio a septiembre, mientras que los meses más secos (noviembre a febrero) concentran únicamente un 7.2% de la precipitación total. Es útil entonces el tomar herramientas con las que se estudian las regiones monzónicas del planeta para mejorar la comprensión de la temporada de lluvias en la CVM. Una de tales herramientas es la definición de la fecha de inicio y fin de la época lluviosa en la región.

## 1. Introducción

### 1.3. Antecedentes

#### 1.3.1. Índices de inicio y fin de la temporada de lluvias

Para definir el inicio y el fin de la temporada de lluvias en diferentes partes del mundo, se han establecido diferentes índices que se centran en una multitud de variables meteorológicas. A continuación, se da una breve reseña de los métodos establecidos para diferentes zonas monzónicas en el mundo.

El monzón asiático-australiano tiene la mayor escala a nivel global de todas las regiones, y es en el único en el que claramente se ve la inversión estacional del viento en superficie (Ramage, 1971). A su vez, el monzón de la India es el más intenso y uno de los que más ha sido estudiado, y el Servicio Meteorológico de la India (IMD, por sus siglas en inglés) ha establecido año con año la fecha de inicio del monzón desde 1901. Convencionalmente, el análisis del inicio de las lluvias se ha centrado en el estudio de la evolución de los campos meteorológicos en el sur de la India, en la provincia de Kerala, lo que se conoce como monzón sobre Kerala (MOK, por sus siglas en inglés) (Wang, et al. 2009).

Hasta antes del 2006, el IMD determinaba el inicio del MOK como la primera fecha a partir del 10 de mayo en que al menos 5 de las 7 estaciones meteorológicas sobre Kerala reportaran una precipitación diaria acumulada igual o mayor a 1.0 mm durante 2 días consecutivos. Adicionalmente, el criterio establecía que los vientos del oeste sobre la región de Kerala debían ser fuertes y profundos, con una humedad relativa alta desde la superficie hasta niveles medios de la atmósfera (500 hPa). Estos últimos elementos, utilizados para distinguir los años en que un fenómeno sinóptico confundía la verdadera fecha de inicio, eventos conocidos como inicios falsos, constituían en la práctica una elección subjetiva por parte del pronosticador tras el estudio de las cartas sinópticas y radiosondeos (Ananthakrishnan et al., 1967). Por este motivo, a partir de 2006, el IMD, ajustó el criterio de inicio para que fuera completamente objetivo. Se determina la fecha de inicio cuando, después del 10 de mayo, el 60% de las 14 estaciones en Kerala reportan al menos 2.5 mm por 2 días consecutivos. Los vientos del oeste deben tener una profundidad hasta 600 hPa; a 925 hPa deberían tener una velocidad zonal de ~15-20 nudos; y la radiación de onda larga saliente (OLR, por sus siglas en inglés) ser menor a 200 W/m<sup>2</sup>. Estos valores se evalúan en la región contenida entre el



## 1. Introducción

Ecuador y 10°N, y 70-80°E de longitud. Pai y Rajeevan (2006) calcularon el nuevo índice del MOK para años anteriores a 2006 y lo compararon con el índice tradicional.

Ahmed y Karmakar (1993) calculan los índices de inicio y fin en Bangladesh y mencionan que el fin es menos obvio en Bangladesh, al igual que sucedía en Kerala. El criterio de inicio para Bangladesh es cuando se tienen tres días consecutivos con al menos 5 mm de precipitación cada uno, de manera similar al criterio básico del IMD para el MOK, mientras que el de fin se define únicamente de cómo los últimos tres días consecutivos de precipitación, sin especificar la cantidad acumulada.

Además de la precipitación, la variable más frecuentemente empleada para crear un índice es el viento. Joseph et al. (2006) crearon un índice en la India que contempla las variaciones en los campos del viento asociadas al inicio del monzón. Declararon el inicio cuando en la región comprendida entre 5–10°N y 70–85°E el viento zonal supera los 6 m/s arriba de 600 hPa, y además el viento en 850 hPa es fuerte y se tiene un bajo valor de OLR. Los últimos dos criterios permiten distinguir los años de inicios falsos. Wang et al. (2009) definieron a su vez la fecha de inicio en la India como la primera en la que el viento zonal en 850 hPa es mayor que 6.2 m/s en la región comprendida entre 5°–15°N y 40°–80°E durante 6 días consecutivos. Fasullo y Webster (2003) crearon un índice utilizando el transporte vertical integrado de humedad, normalizado de manera anual entre -1 y 1. El monzón empieza cuando el índice se vuelve positivo, y termina cuando se vuelve negativo.

Ordóñez et al. (2006) recrearon la serie de tiempo del MOK desde la época preinstrumental, de 1887 a 2013. Para este efecto, utilizaron los registros de dirección del viento de las rutas marítimas en la región al oeste de Kerala comprendida entre 7°–11°N y 60°–80°E. El inicio se declara el primer día cuando 33% de las mediciones indican un viento en dirección OSO durante 7 días consecutivos.

También existen estudios que establecen índices para las regiones monzónicas del oeste de África, Brasil, Australia y el este de Asia. En el Sahel, Fitzpatrick et al. (2015) hicieron una amplia revisión de los más de 18 índices locales y regionales que se han establecido. La mayoría de los índices locales utilizan umbrales fijos de precipitación, mientras que los índices regionales también utilizan la frecuencia de eventos de precipitación, los vientos zonales, la OLR, y la energía estática húmeda, entre otras variables. El inicio regional en el Sahel

## 1. Introducción

tiene poca variabilidad interanual, al contrario de los locales, y no hay mucha correlación entre las definiciones locales y regionales. Adicionalmente, Diaconescu et al. (2015) definieron una “función monzónica” basada en la precipitación, tal que el mínimo de la función es la fecha de inicio y el máximo es el fin.

Para la región de Australia, Zhang (2010) utilizaron el mismo índice que Zeng y Lu (2004), basado en el agua precipitable normalizada, pero además añadieron un índice de viento normalizado para evitar los inicios falsos. El criterio que utilizaron para el fin es el mismo que para el inicio. En el este de Asia, Tanaka (1992) escogieron un índice que depende de la cubierta de nubes altas. El inicio se declara en la primera de al menos tres pentadas consecutivas con una cubierta mayor al 30%, y el fin como la última de tres pentadas consecutivas con cubierta mayor al 30%. En Brasil, Marengo et al. (2001) escogieron un índice de inicio como la pentada donde la precipitación es mayor a 4 mm/día, dado que 6 de las 8 pentadas anteriores tengan precipitación menor a 3.5 mm/días y 6 de las 8 posteriores tengan precipitación mayor a 4.5 mm/día. Para el fin escogieron un criterio simétricamente opuesto. Sin embargo, múltiples regiones del Amazonas no tienen un inicio o fin definido en algunos años de acuerdo con el criterio utilizado.

A nivel mundial, Zeng y Lu (2004) crearon un índice que fuera válido para todos los monzones del planeta. Su índice utiliza el agua precipitable, normalizada entre 0 y 1, y se declara el inicio cuando el índice supera el valor de la razón áurea (0.618) durante tres días consecutivos en al menos 7 de las 9 celdas adyacentes a la celda en cuestión de la malla. El fin se declara cuando el índice disminuye de este valor. Este índice además les permite definir las regiones monzónicas a nivel global como aquellas regiones donde hay una sola fecha de inicio y fin. Janowiak y Xie (2003) definieron la variación espacial de la fecha de inicio y fin en todas las regiones monzónicas del planeta. El criterio para declarar el inicio es la primera pentada de 4 donde la precipitación acumulada de las 4 pentadas es el 33% de la precipitación climatológica de la época de lluvias. La pentada donde se baja del 33% es el fin.

En la región de América del Norte, se ha estudiado considerablemente menos el inicio de la temporada de lluvias, y la mayoría de los índices son univariados y utilizan ya sea la precipitación o la temperatura de rocío. En Phoenix, Arizona, la oficina del servicio meteorológico declara el inicio de la temporada de lluvias como el primero de 3 días consecutivos

## 1. Introducción

en los que la temperatura de rocío sea mayor a  $12.8^{\circ}\text{C}$ . Por su parte, en Tucson, Arizona, se toma como criterio la misma cantidad de días, pero con un umbral de temperatura de rocío de  $12.2^{\circ}\text{C}$  (Ellis et al, 2004). Higgins et. al (1999) determinaron la fecha de inicio de la temporada de lluvias para tres regiones de Norteamérica: Arizona y Nuevo México (AZNM), noroeste de México (NWMX), y el suroeste de México (SWMX). Para AZNM, se declara el inicio en una fecha a partir del 1 de mayo, en el primero de 3 días consecutivos con al menos una precipitación diaria acumulada, promediada en cinco días, de 0.5 mm. Para NWMX se establece un umbral de 1 mm/día durante 3 días consecutivos, y para SWMX el criterio es de 2 mm/día durante 5 días consecutivos.

En México se considera tradicionalmente que la temporada de lluvias coincide con las fechas de inicio de la temporada de huracanes, que climatológicamente es el 15 de mayo en el Pacífico y el 1 de junio en el Atlántico (CONAGUA, 2021). Sin embargo, las lluvias en México no están únicamente asociadas a los ciclones tropicales. Se ha estimado que en ciertas regiones de México los ciclones tropicales aportan hasta el 50% de la precipitación estival, (Domínguez y Magaña, 2018) mientras que las ondas tropicales pueden aportar entre el 20% y el 50% en el sur de México (Domínguez et al., 2020). Como hay factores adicionales que influyen en el total de precipitación, la fecha climatológica definida por CONAGUA para el inicio de la temporada de huracanes no necesariamente representa el inicio de la temporada de lluvias para todo el país. En la CVM no se han realizado aún estudios para definir una serie de tiempo del inicio y fin de la época húmeda. Únicamente Higgins et al. (1999) definieron la fecha media de inicio para regiones costeras del Pacífico en latitudes similares a la CVM, mientras que Janowiak y Xie (2003) calcularon la evolución espacial de la fecha media de inicio de la precipitación para el norte de Centroamérica, todo México, y el suroeste de Estados Unidos. Los primeros establecieron una fecha media de inicio en el punto analizado más cercano a la CVM de alrededor del 8 de junio, mientras que los segundos establecen el 12 de junio como el inicio y el 2 de octubre como el fin.

Se ha reconocido que ENSO (Bjerknes, 1969) tiene una influencia fundamental en el sistema monzónico global, desde la India (Fasullo & Webster, 2003) y Asia (Zhou & Chan, 2007) hasta América (Mechoso et al., 2004). En América del Norte, se ha notado que episodios el Niño están relacionados con sequías en América Central y en el centro-sur de México,

## 1. Introducción

mientras que episodios la Niña están asociados con condiciones húmedas en la región (Higgins et al., 1999).

En ciertas regiones monzónicas, como la India, se ha detectado también variabilidad intraestacional en el inicio y fin asociada a fenómenos transitorios como la oscilación de Madden-Julian (MJO, por sus siglas en inglés) (Flatau et al, 2001; Bhatla et al., 2016). Se ha encontrado evidencia de la influencia de la MJO en la fecha de inicio del monzón en la India (Taraphdar et al., 2018) y del monzón en el Mar del Sur de China (Wang et al., 2018). A su vez se ha visto que la precipitación en el centro de México, o la falta de ella, está asociada a la variabilidad intraestacional del CLLJ debida a la MJO (Perdigón-Morales et al., 2021). Como la MJO influye en múltiples fenómenos meteorológicos en el trópico norteamericano, se ha especulado sobre su influencia directa en la temporada de lluvias en México (Vera et al., 2006).

### 1. 4. Objetivos

El objetivo principal de esta tesis es proponer un índice objetivo que represente la fecha de inicio y otro para la fecha de fin de la temporada de lluvias en la CVM.

Para cumplir este objetivo principal el trabajo se articula en una serie de objetivos específicos:

- Diseñar una metodología de cálculo para identificar el inicio de la temporada de lluvias evitando los falsos inicios y diseñar la metodología para el fin de la temporada húmeda.
- Identificar los patrones sinópticos que originan el incremento estacional y el cese de la precipitación.
- Estudiar la variabilidad interanual del inicio y fin de la temporada de lluvias asociada a diversas oscilaciones climáticas.

## 2. Datos y métodos

### 2.1. Datos

La información de precipitación se obtuvo de dos bases de datos: la del Centro de Predicción Climática (CPC, por sus siglas en inglés) de la Administración Oceánica y Atmosférica Nacional de Estados Unidos (NOAA, por sus siglas en inglés), y la Precipitación Infra-roja con Información de Estaciones Meteorológicas del Centro de Riesgos Climáticos (CHIRPS, por sus siglas en inglés). CPC utiliza exclusivamente información de estaciones meteorológicas interpoladas mediante el método de interpolación óptima (Xie et al., 2007). La base de datos tiene un alcance global en regiones terrestres, una resolución diaria de  $0.5^\circ$  de latitud y longitud, y contiene información a partir de 1979. CHIRPS, por su parte, obtiene la media climatológica con las normales de las estaciones meteorológicas, información satelital, y la interpola con *splines* cúbicos naturales tomando en cuenta la topografía (Funk et al., 2015). En México se ha encontrado una buena correlación entre los datos de CHIRPS y la precipitación medida en las estaciones del Servicio Meteorológico Nacional (Perdigón-Morales et al., 2018). La base de datos cubre las regiones encontradas entre  $60^\circ$  de latitud norte y sur con una resolución de  $0.05^\circ$  de latitud y longitud.

En primer lugar, se utilizaron los datos de CPC, que tienen menor resolución espacial, para estimar si el comportamiento de la precipitación es homogéneo sobre la cuenca. Se escogieron 6 celdas, donde para cada celda más del 50% de su área estuviera dentro de la cuenca (fig. 2.1.), En la fig. 2.2. se puede observar la precipitación media anual en cada una de las

## 2. Datos y métodos

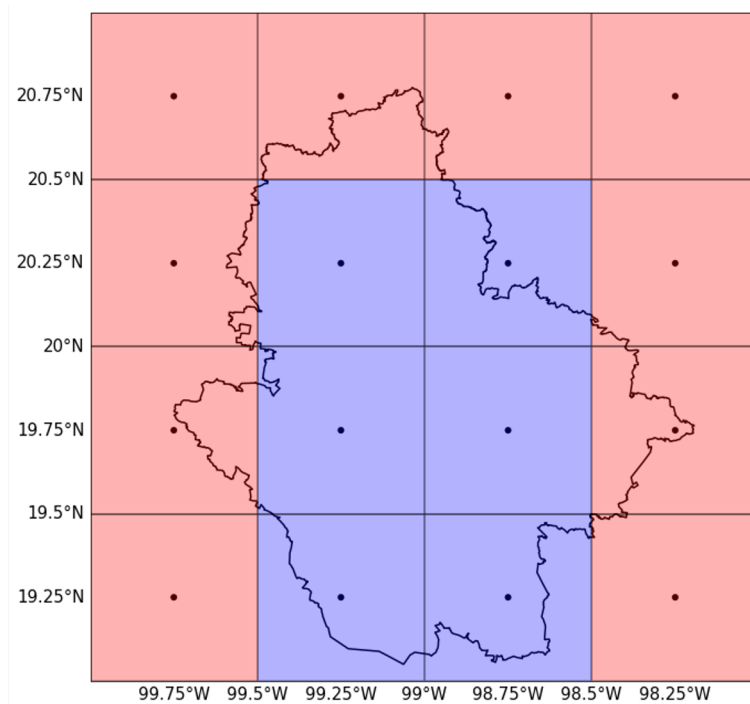


Fig. 2.1. Celdas de CPC utilizadas para estudiar la precipitación en la CVM.  
En azul están las celdas seleccionadas y en rojo las no utilizadas.

seis celdas, utilizando para cada día una media móvil centrada a 20 días. Como se verá más adelante, este método nos permite filtrar fenómenos sinópticos asociados a la variabilidad de más alta frecuencia. Es posible observar que, si bien la precipitación es algo mayor en el sur de la cuenca, el comportamiento anual de ésta es homogéneo en toda la CVM, por lo que es válido estudiar a la cuenca como una sola unidad. En la fig. 2.3. se puede apreciar la precipitación media del promedio de las 6 celdas de CPC, así como la precipitación media de la cuenca de acuerdo con CHIRPS. La precipitación se comporta de manera similar para la cuenca en ambas bases de datos, por lo que en esta tesis se realiza el análisis con la información de CHIRPS, que cubre con mucho más detalle el área de la CVM (fig. 2.4.) y ha demostrado funcionar bien sobre México (Perdigón-Morales et al., 2018). Para escoger las celdas de CHIRPS que cubran a la cuenca, se tomaron aquellas celdas cuyo centroide cayera dentro de la cuenca.

## 2. Datos y métodos

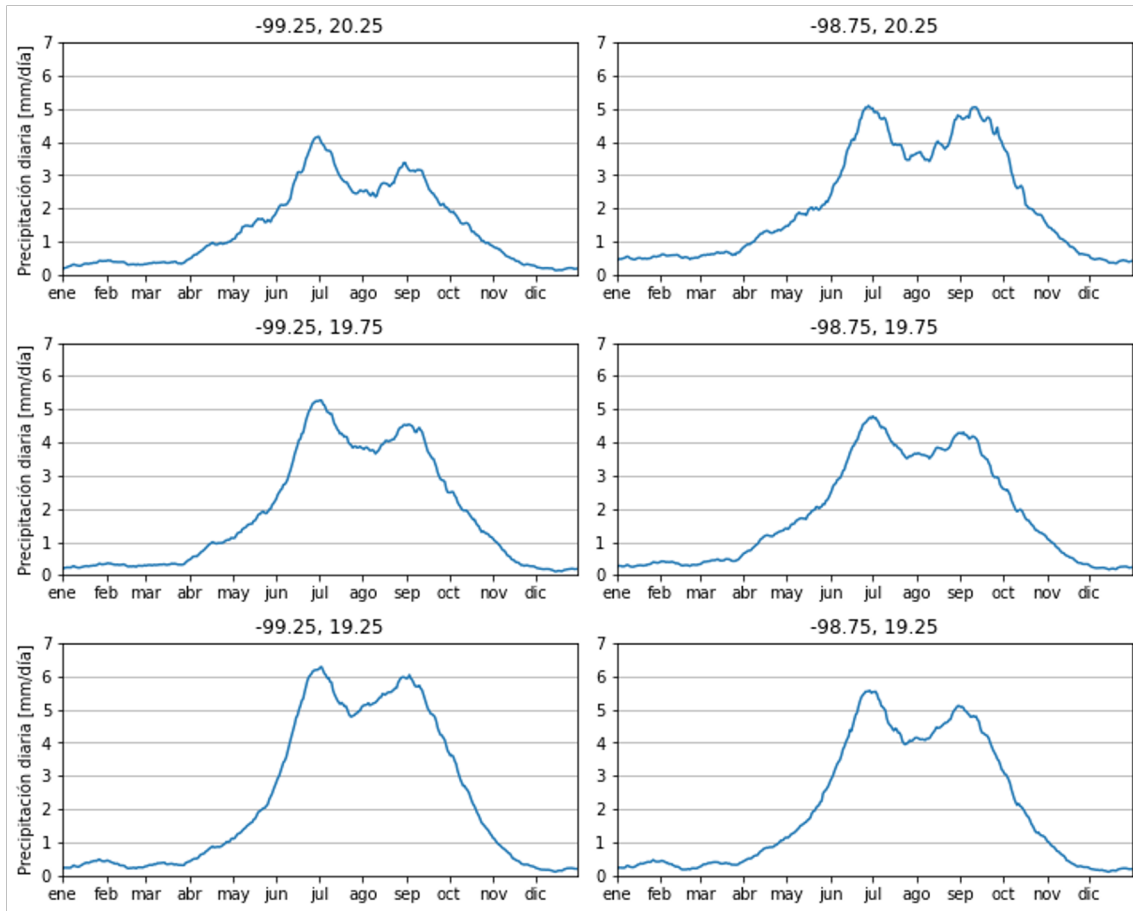


Fig. 2.2. Precipitación media, promediada a con una ventana móvil de 20 días, en cada celda de CPC correspondiente a la CVM.

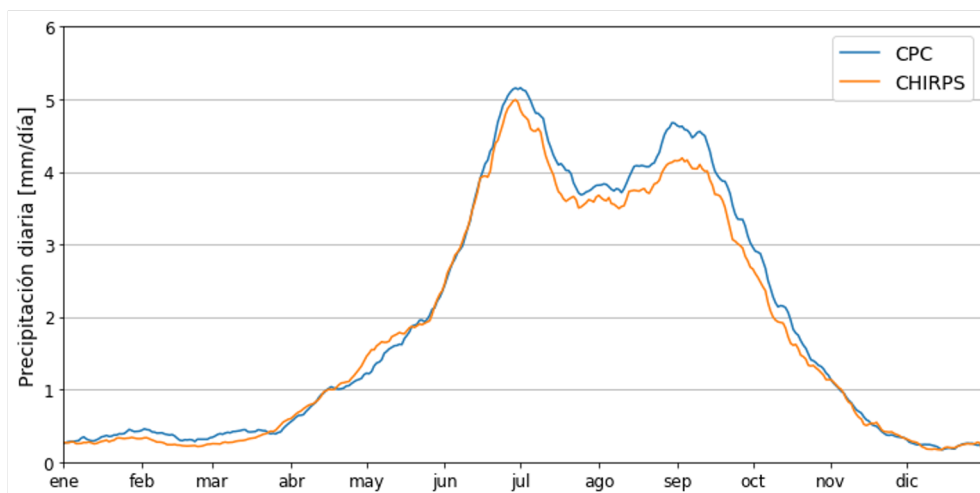


Fig. 2.3. Comparación entre precipitación anual en CPC (azul) y CHIRPS (naranja).

## 2. Datos y métodos

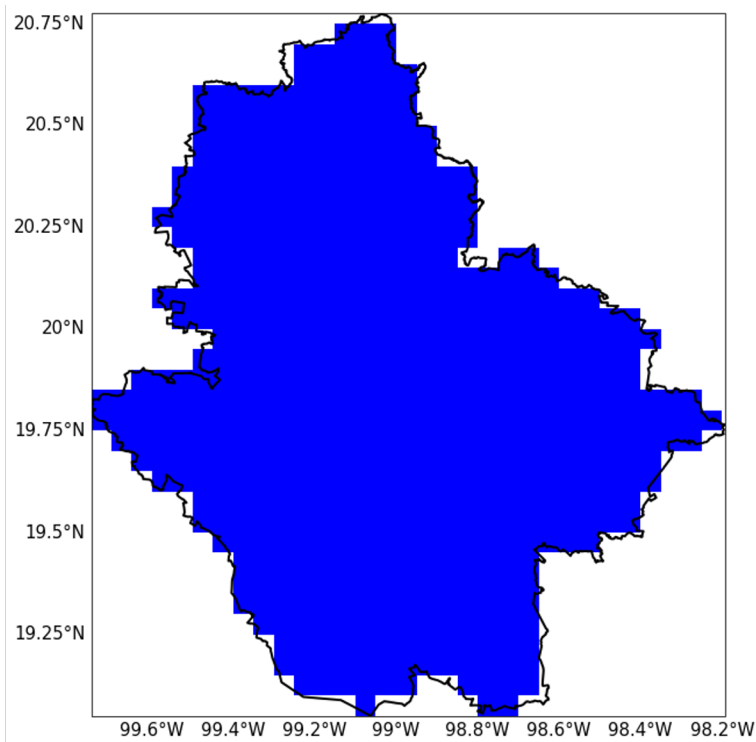


Fig. 2.4. Celdas de CHIRPS utilizadas para obtener la precipitación en la CVM.

Para entender la evolución de la circulación atmosférica y otros campos alrededor de la fecha de inicio y fin, se utilizó información del reanálisis ERA5 del Centro Europeo de Previsiones Meteorológicas a Plazo Medio (Hersbach et al., 2020). Este reanálisis tiene una resolución máxima de  $0.25^\circ$  tanto de latitud como de longitud, y tiene información horaria desde 1979 hasta la fecha. Se utilizó la información a partir de 1981 para que el periodo coincidiera con el de la base de datos de precipitación CHIRPS. Las variables extraídas del reanálisis fueron el viento y geopotencial en 925 y 200 hPa, la OLR, la presión a nivel del mar (SLP, por sus siglas en inglés), la SST, y el flujo de humedad integrado en la vertical desde la superficie hasta el tope de la atmósfera (VIMF, por sus siglas en inglés). Al igual que la precipitación, a cada variable se le aplicó una media móvil centrada de 20 días, para suavizar las series de tiempo y disminuir el efecto de fenómenos sinópticos.

Para estudiar las relaciones entre la temporada de lluvias en la CVM y ENSO, se comparó la serie de tiempo del inicio y el fin contra series de tiempo de índices de ENSO. El



## 2. Datos y métodos

índice NINO4 utiliza las anomalías estandarizadas de la SST en la del Pacífico ecuatorial occidental definida por 5°N–5°S y 170°W–120°O (NCEI, 2022).

Para evaluar la importancia del CLLJ en la temporada lluvias en la CVM se ha utilizado un índice climático construido a partir de las anomalías estandarizadas del promedio mensual del viento zonal en la región del núcleo del CLLJ, definida como la región entre 12.5°–17.5°N y 70°–80°O por Wang (2007). Éste índice de viento zonal es utilizado por Wang (2007) y Cook y Vizy (2010). La información del viento zonal se ha obtenido del reanálisis de ERA5 (Hersbach et al., 2020). Las anomalías estandarizadas se calculan de acuerdo con la siguiente fórmula:

$$CLLJ_{y,i} = \frac{u_{y,i} - \mu_i}{\sigma_i}$$

En la fórmula anterior,  $CLLJ_{y,i}$  representa el índice climático del viento zonal en la región del núcleo del CLLJ para el año  $y$  y el mes  $i$ ,  $u_{y,i}$  representa el promedio espacial del viento zonal en la zona del núcleo del CLLJ en el año  $y$  y el mes  $i$ ,  $\mu_i$  representa la media climatológica del viento zonal en la región del núcleo del CLLJ para el mes  $i$ , y  $\sigma_i$  representa la desviación estándar del viento zonal en la región del núcleo del CLLJ para el mes  $i$ .

Para poder discriminar entre la fecha real de inicio de la temporada de lluvias y una fecha tentativa falsa, se ha analizado el comportamiento de la MJO durante el año de interés. Wheeler y Hendon (2004) crearon el índice multivariado en tiempo real para la MJO (RMM, por sus siglas en inglés), que surge de la función empírica ortogonal del promedio en el ecuador de viento zonal a 200 hPa, 850 hPa, y la OLR. El índice se compone de dos variables ortogonales, RMM1 y RMM2, que permiten establecer una fase, que se refiere a la posición longitudinal de la MJO, y un valor de intensidad de la oscilación intraestacional.

## 2. Datos y métodos

### 2.2. Métodos

#### 2.2.1. Índice de inicio y fin de la temporada de lluvias

Como se mencionó con anterioridad, hay múltiples métodos y variables con las que se ha definido el inicio de la temporada lluviosa en diferentes partes del mundo. Para este estudio, se decidió utilizar en primera instancia un criterio basado únicamente en la precipitación. El criterio general para definir el inicio es el primer día de la primera racha de  $n$  días consecutiva donde se supera un umbral de  $u_i$  mm/día. El fin se define como el último día de la última racha de  $n$  días consecutivos donde se supera un umbral de  $u_f$  mm/día.

Para la creación de índices de inicio y fin usualmente se toma la media móvil de la variable a utilizar para filtrar la variabilidad sinóptica y evitar el diagnóstico de fechas falsas (Higgins et al., 1999; Fasullo & Webster, 2003; Fitzpatrick et al., 2015; Ordoñez et al., 2016) Se consideró la media móvil de la precipitación de 20 días centrada en el día de estudio y para escoger el criterio más adecuado de manera objetiva, se calculó una pseudo-derivada en el momento del inicio, de la siguiente manera:

$$m = \frac{p_{+1} - p_{-1}}{2}$$

Donde  $p_{+1}$  es la precipitación diaria un día después del inicio (mm/día),  $p_{-1}$  es la precipitación diaria un día antes del inicio (mm/día), y  $m$  es la pendiente o pseudo derivada alrededor del inicio (mm/día<sup>2</sup>). Se escogió como mejor criterio aquél que maximizara la pseudo derivada. Para el inicio, se probaron 2.3, y 2.5, y 2.7 mm/día de umbral. En la tabla 2.1. es posible observar los valores obtenidos para cada criterio evaluado. El criterio seleccionado para el inicio es el primer día, entre el 1° de mayo y el 20 de julio, de la primera racha de 20 días consecutivos con una precipitación de 2.5 mm/día, con una pendiente calculada de 0.371. mm/día<sup>2</sup>

Se escogió como fecha mínima de inicio el 1° de mayo y como máxima el 15 de julio, mientras que para el fin se tomó como fecha mínima el 1° de septiembre y como máximo el

## 2. Datos y métodos

Inicio			Fin		
Umbral (mm/día)	Días consecutivos	Pendiente (mm/día <sup>2</sup> )	Umbral (mm/día)	Días consecutivos	Pendiente (mm/día <sup>2</sup> )
2.3	20	0.312	1.5	20	0.501
2.5	20	0.371	1.7	20	0.512
2.7	20	0.358	1.9	20	0.479

Tabla 2.1. Diferentes criterios evaluados para el inicio y el fin.

15 de noviembre. La selección de fechas permite una amplitud máxima de 75 días en las fechas de inicio y fin, que como se verá más adelante, es considerablemente mayor a la amplitud real.

En la fig. 2.5.a) se puede apreciar la composición de la precipitación con respecto a la fecha de inicio para las 3 diferentes combinaciones de días consecutivos y de umbral de precipitación. En todos los casos se observa un incremento súbito en la precipitación alrededor de la fecha del inicio, desde 0.5 a–1.5 mm/día hasta 5–5.5 mm/día. Este incremento nos permite determinar que la CVM efectivamente cuenta con una fuerte transición entre la época seca y la lluviosa.

Aproximadamente 20 días después del inicio, hay un máximo de la precipitación diaria, y después se presenta un descenso gradual. Entre el mínimo local antes del inicio y el máximo local después del inicio hay aproximadamente 30 días, que coincide con el ciclo climatológico del primer pico de la precipitación antes de la sequía de medio verano en el régimen bimodal de precipitación en la CVM y en gran parte de México. Este comportamiento bimodal puede explicar el máximo y descenso gradual posterior al inicio.

Para decidir el criterio adecuado para el fin, se siguió un proceso similar a lo realizado en el inicio. El segundo pico del régimen bimodal de la precipitación tiene una intensidad menor, por lo que la precipitación alrededor del fin es menor que en el inicio. Las combinaciones de criterios probadas fueron de 20 días consecutivos y de 1.5, 1.7, y 1.9 mm/día (tabla 2.1). En la fig. 2.5. se grafican las composiciones para cada combinación de criterios. En este caso también hay una caída súbita de la precipitación, desde alrededor de 4 mm/día antes del fin hasta alrededor de 0.5 mm/día después. En general, la caída de la precipitación es más

## 2. Datos y métodos

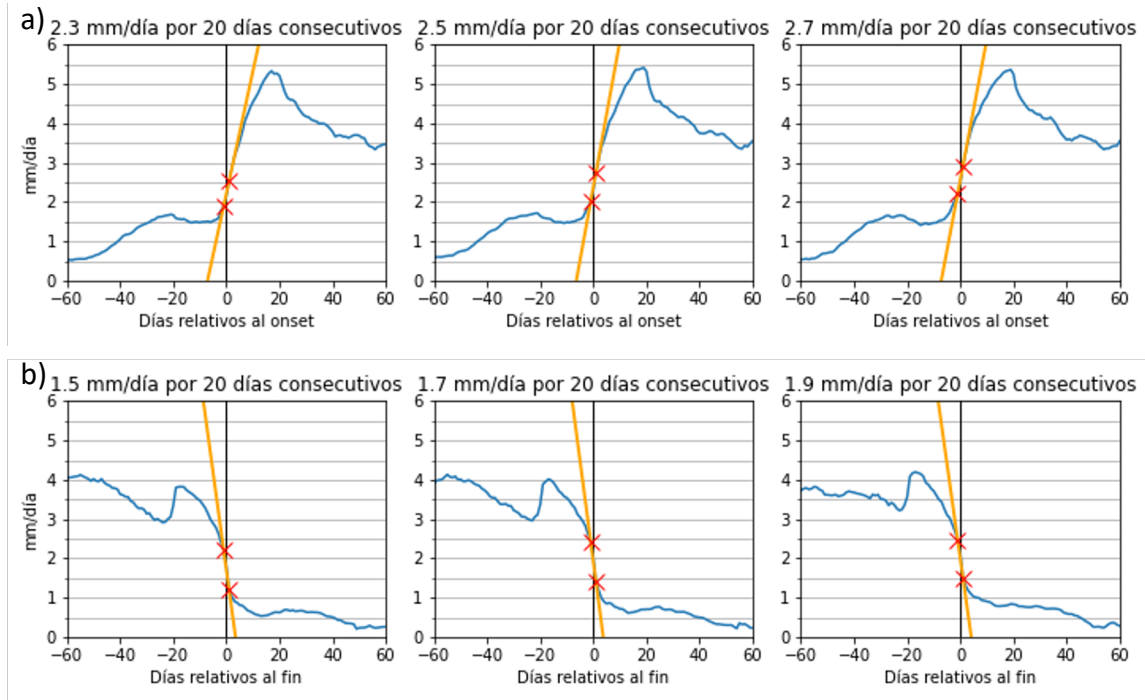


Fig. 2.5. Diferentes criterios evaluados para a) el inicio, y b) el fin.

La línea azul representa la composición de la precipitación, mientras que la línea naranja representa la pendiente, calculada con los valores de precipitación un día antes y uno después, marcados con cruces rojas.

súbita que el incremento en el inicio. Si bien la diferencia entre la precipitación antes y después es mayor en el inicio, el cambio se da en un periodo mucho más corto en el fin, lo que es evidenciado por el menor cambio absoluto de precipitación asociado a una mayor pendiente que en el inicio.

La selección objetiva del fin se realizó de la misma manera que para el inicio, multiplicando la pendiente obtenida por -1 para siempre tener un resultado positivo. Adicionalmente, se puso como restricción que la cantidad de días consecutivos fuese la misma tanto para el inicio como para el fin. El criterio seleccionado para el fin fue el último día, entre el 1° de septiembre y el 15 de noviembre, de la última racha de 20 días consecutivos con 1.7 mm/día, que tuvo una pendiente de 0.512 mm/día<sup>2</sup> (tabla 2.1). Adicionalmente se ha calculado la longitud de la temporada de lluvias como la resta entre la fecha de fin y la de inicio.

## 2. Datos y métodos

### 2.2.2. Campos climatológicos antes y después del inicio y fin de la temporada de lluvias

Para cada campo atmosférico se hizo una composición relativa a la fecha de inicio. La fecha de inicio se determinó como el día cero para cada año, con valores positivos después del inicio y negativos antes de éste. Posteriormente se alinearon todos los años (1981-2020) con respecto al día cero y se obtuvo el promedio, es decir, se promediaron todos los días cero entre sí, todos los días 1, los días 2, etc. Esto permitió graficar la evolución de los campos atmosféricos varios días antes y después del inicio. Esta transformación también se realizó para la distribución espacial de la precipitación, de acuerdo con la información de CHIRPS.

Adicionalmente, como las diferencias en los valores medios pueden ser sutiles y difíciles de determinar al observar las gráficas de los campos antes y después del inicio, se calcularon las anomalías con respecto al día cero de cada uno de los días de la composición.

Para representar las condiciones promedio antes y después del inicio, se promediaron grupos de tres días, por ejemplo, los días -3, -2, y -1 y por otro lado los días 1, 2, y 3. Las operaciones descritas para el inicio fueron repetidas con respecto a la serie de tiempo del fin para estudiar la evolución de los campos atmosféricos alrededor del fin de la temporada de lluvias.

### 2.3. Tendencias y variabilidad interanual del inicio, fin y duración de la temporada lluviosa

La posible existencia de tendencias se estudió en la serie de tiempo de la media móvil a 5 años de la serie de tiempo de inicio/fin. Se realizó un análisis de tendencia móvil utilizando una ventana de 20 años, y para cada subperiodo de 20 años se hizo una regresión lineal.

Para estudiar la correlación entre las series de tiempo, se calcula la correlación entre las fechas de inicio/fin y las series mensuales de los índices de ENSO y CLLJ. Esta correlación se calculará para el subconjunto de los valores correspondientes a cada mes de los índices climáticos. Por ejemplo, la serie de la fecha de inicio se correlacionará con la serie de los

## 2. Datos y métodos

valores de ENSO en mayo de cada año, y después se correlacionará con los valores en junio, con los de julio y así sucesivamente.

Para determinar la significancia de las correlaciones estudiadas, se utiliza el método denominado en inglés como *bootstrapping*. Este método permite construir intervalos de confianza en la distribución muestral de la correlación. Para construir la distribución muestral se toman  $n$  muestras con reemplazo de los pares de datos, para las cuales se calcula la correlación. El intervalo de confianza se construye entre los percentiles 2.5 y 97.5 de la distribución obtenida, con lo que se puede determinar la significancia de las correlaciones obtenidas. La hipótesis nula es que la correlación proviene de una distribución aleatoria, por lo que, si la correlación calculada se encuentra fuera del intervalo de confianza, entonces el resultado es significativo (Wilks, 2019).

# 3. Análisis y Resultados

## 3.1. Series de tiempo y estadísticas de inicio, fin, y duración

La fig. 3.1. representa las series de tiempo de inicio, fin, duración, y precipitación, respectivamente, y marca con una línea sólida la media (color azul) y con líneas punteadas las desviaciones estándar. Adicionalmente, se presenta la media móvil calculada con los 5 años anteriores (color naranja).

Se han definido los años anómalos para algún índice como aquellos en que éste se desvía de la media por más de una desviación estándar. Hay 8 años de inicio tempranos y los 7 de inicio tardíos (figura 3.1.a), 8 de fin tempranos y 8 tardíos (figura 3.1.b), 5 de duración corta y 8 de larga (figura 3.1.c), y 7 años secos y 5 húmedos (figura 3.1.d). En la serie de tiempo estudiada de 40 años muy pocos años son excepcionalmente anómalos, alejándose de la media por más de dos desviaciones estándar. Para el inicio no hay ningún año que cumpla con tal criterio (figura 3.1.a); para el fin de 1992 es un año excepcionalmente tardío (figura 3.1.b). Para la temporada de lluvias ese mismo año es excepcionalmente largo (figura 3.1.c), mientras que para la precipitación 1982 y 2005 son excepcionalmente secos, y 2018 es excepcionalmente húmedo (figura 3.1.d).

En la fig. A.1. del apéndice se puede observar el detalle de precipitación año con año. En todos los años el criterio empleado selecciona el inicio antes de un incremento súbito de la precipitación, que es seguido por un periodo de lluvias consistentemente altas, y que la fecha de fin marca un fin súbito de las lluvias. En varios años hay pequeños picos de precipitación antes y después de las fechas establecidas, aunque por la magnitud y duración de estos eventos lo más probable es que se trate de precipitación asociada a fenómenos

### 3. Análisis y resultados

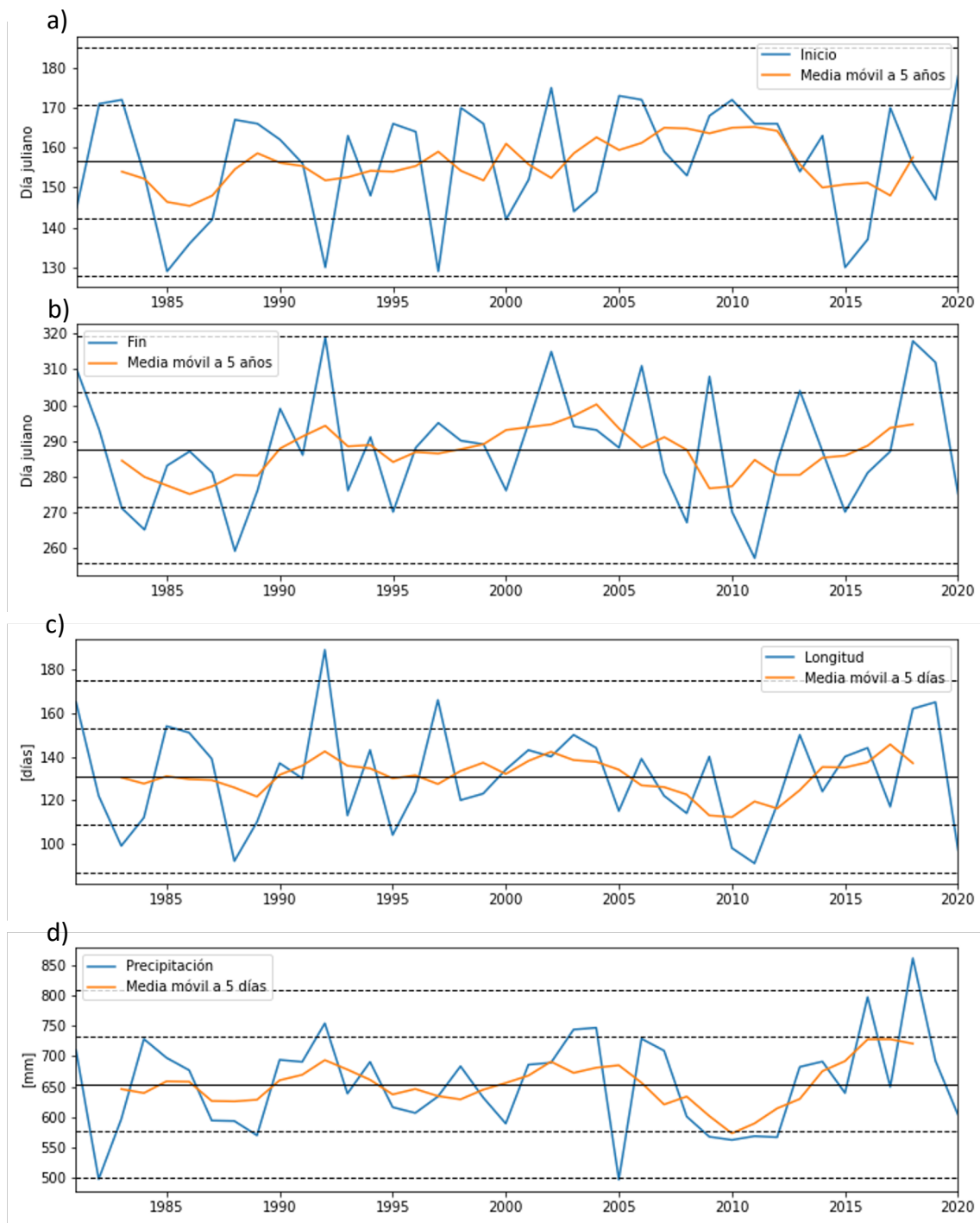


Fig. 3.1. Series de tiempo anuales (líneas azules) y medias móviles a 5 años (líneas naranjas) para a) inicio, b) fin, c) duración y d) precipitación.



### 3. Análisis y resultados

sinópticos. Adicionalmente, hay algunos años donde la precipitación sube y se mantiene durante varios días en una meseta baja y después hay un incremento súbito de la precipitación que empieza alrededor de la fecha del inicio. El criterio seleccionado escoge la fecha de inicio de manera consistente justo al inicio del incremento súbito, y deja a las mesetas de precipitación de corta duración y baja intensidad fuera de la temporada lluviosa. Un fenómeno análogo también se presenta en algunos años para el fin.

La fig. 3.2. muestra la composición de la precipitación promedio en toda la cuenca en torno a los días del inicio (fig. 3.2.a) y el fin (fig. 3.2.b). Como se ha mencionado con anterioridad, alrededor del inicio (fin) hay un incremento (decremento) súbito de la precipitación diaria y después (antes) del día cero hay un máximo local que probablemente esté asociado al comportamiento bimodal de la precipitación debido a la sequía de medio verano.

La tabla 3.1. presenta las estadísticas de los índices calculados, así como de la precipitación en la cuenca. La fecha media de *inicio* es el 6 de junio, con una desviación estándar de 14.3 días, una fecha mínima del 9 de mayo y una máxima del 26 de junio. El fin tiene una fecha media del 15 de octubre, una desviación estándar de 16.1 días, una fecha mínima del 14 de septiembre y una máxima del 14 de noviembre. La duración media de la temporada de lluvias es de 131 días, con una desviación estándar de 22.7, con un mínimo de duración de 91 días y un máximo de 192 días.

En general, el índice es resistente a la variabilidad intraestacional, y es capaz de escoger correctamente la fecha de inicio y de fin aún en la presencia de fenómenos sinópticos de fuerte intensidad, pero de poca persistencia. Como ejemplo se puede tomar el año de 1982, un año con poca y errática precipitación. El criterio ha seleccionado la fecha de inicio como el 20 de junio, aunque podría parecer también que el inicio en realidad se da el 10 de mayo (fig. 3.3).

Para determinar si el 20 de junio es la fecha correcta se hizo un diagrama de Hovmöller para la OLR. La fig. 3.4. muestra el promedio climatológico para la OLR (figura 3.4.a), así como su comportamiento durante 1982 (figura 3.4.b). En la climatología hay un decremento súbito de la OLR (incremento de la precipitación) inmediatamente después de la fecha media de inicio, y se mantiene consistentemente baja después del inicio. En 1982 hay un decremento súbito de la OLR después del 10 de mayo, pero a partir de inicios de junio hay un cese de las

### 3. Análisis y resultados

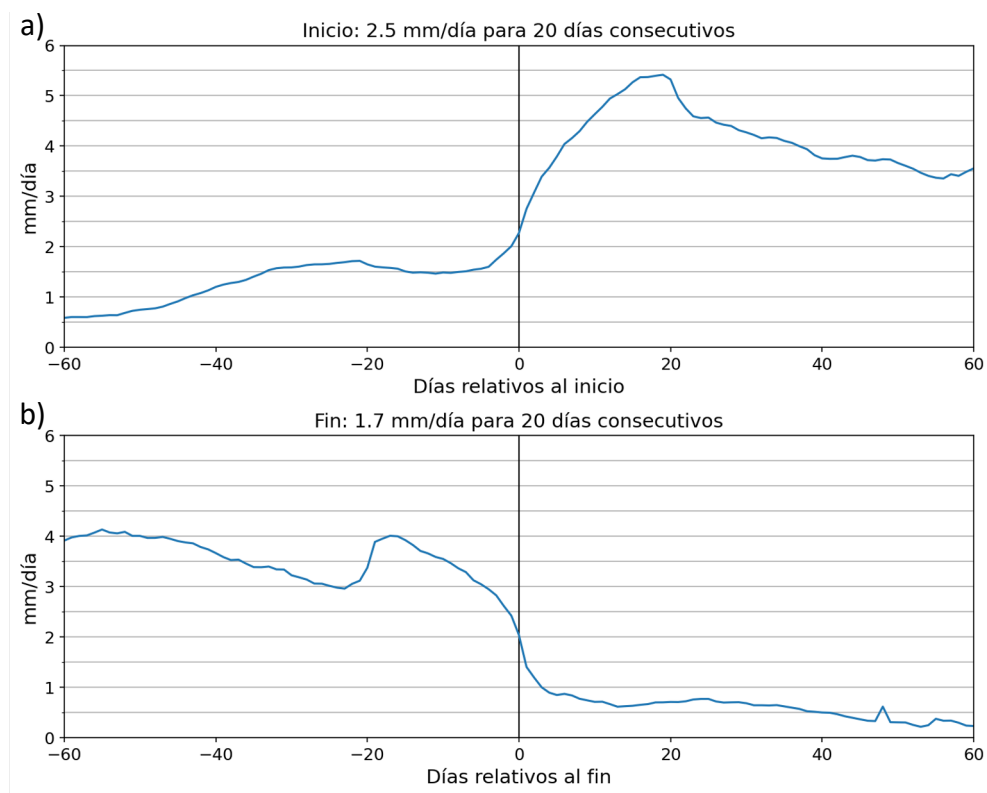


Fig. 3.2. Composición de la precipitación para el criterio seleccionado a) con respecto al inicio, y b) con respecto al final.

Estadístico	Inicio	Fin	Duración (días)	Precipitación (mm)
Media	06-06	15-10	131	654.5
Desviación estándar ( $\sigma$ )	14.3 días	16.1 días	22.9	77.1
Mínimo	10-05	15-09	91	497.4
Cuartil 1	27-05	04-10	114.8	596.3
Mediana	10-06	15-10	132	663.3
Cuartil 3	17-06	23-10	144	694.9
Máximo	28-06	19-11	192	860.7

Tabla. 3.1. Fechas de inicio, fin, y duración de la temporada de lluvias.

### 3. Análisis y resultados

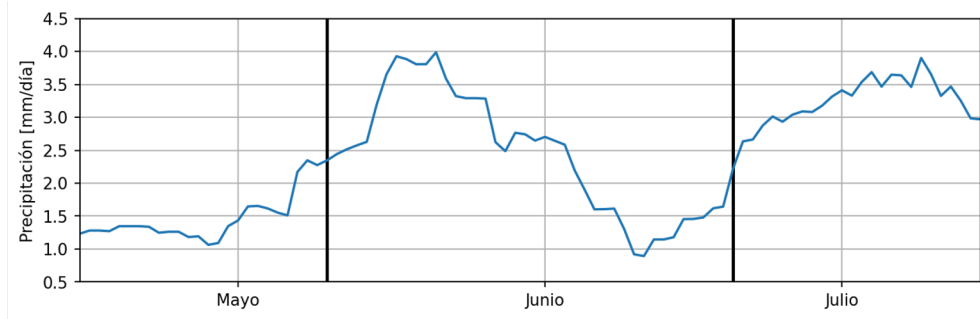


Fig. 3.3. Precipitación diaria promediada a 20 días para mayo y junio de 1982. La segunda línea vertical representa la fecha de inicio obtenida con el índice, y la primera es otra posibilidad.

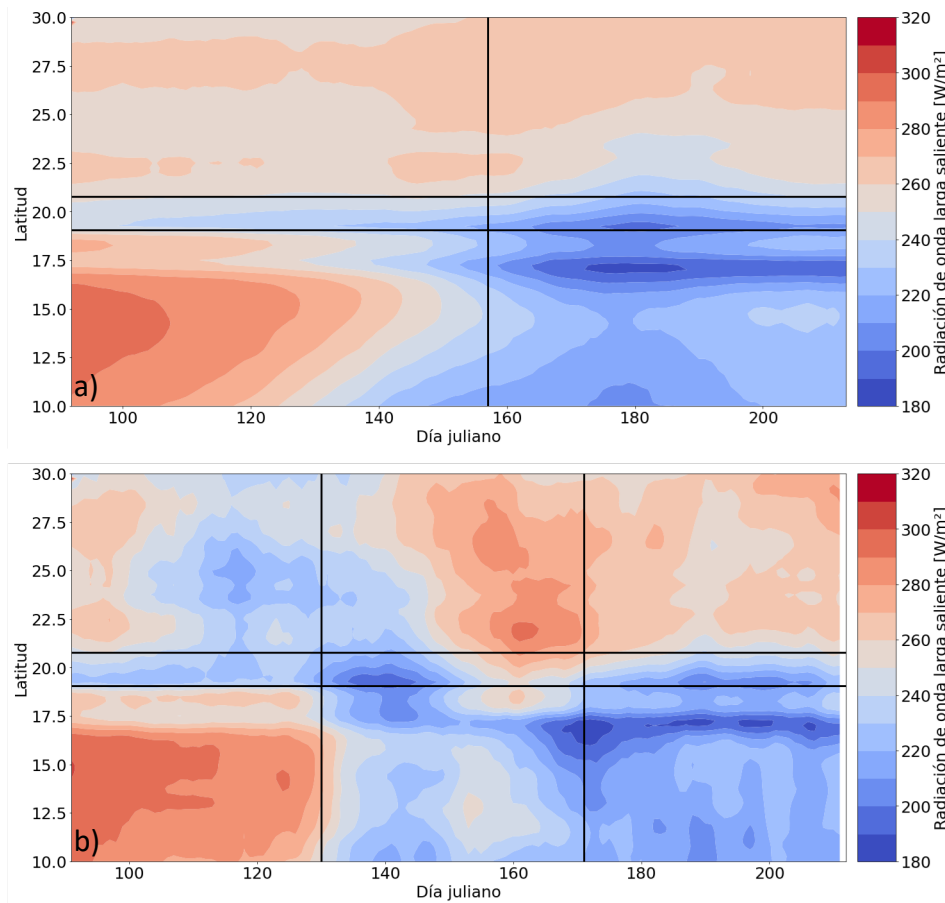


Fig. 3.4. Diagrama de Hovmöller para la OLR para a) media climatológica, y b) 1982. Las verticales representan las fechas de inicio en a) fecha media, y b) igual que en la fig. 3.3, y las horizontales representan la extensión latitudinal de la CVM. La OLR se ha promediado en la extensión longitudinal de la CVM.

### 3. Análisis y resultados

lluvias, incluso en latitudes inferiores donde su ubicaría la ITZC en caso de no aproximarse latitud de la CVM. A partir del 20 de junio, vuelve a haber un decremento en la OLR que se mantiene persistentemente baja. Esto sugiere que la fecha del 20 de junio es el inicio correcto, tal como fue escogido por el criterio utilizado. Adicionalmente, el índice de la MJO se encontraba en una fase activa, con una magnitud mayor a 2, y entre las fases 8 y 1 durante la segunda mitad de mayo de 1982. Es muy probable que el pico de la precipitación presentado en 1982 sea de naturaleza transitoria y esté asociada a la convección favorecida por la MJO. Es interesante notar que hay un aparente comportamiento bimodal de la OLR en la CVM y al sur de ésta (figura 3.4.a). Es probable que esto se deba a la orografía del Eje Neovolcánico transversal.

Para evaluar la validez de declarar un inicio y fin para toda la cuenca, se hizo una composición de la precipitación alrededor del inicio y del fin y se graficó espacialmente la precipitación por periodos de tres días (fig. 3.5 y fig. 3.6). Es posible observar que las regiones del sur de la cuenca reciben cierta precipitación antes del inicio (~4 mm/día), lo que probablemente es producto de la orografía en estas porciones de la cuenca (fig. 3.5.a y fig. 3.5.b). Después del inicio (fig. 3.5.c), la precipitación en el sur se intensifica (más de 6 mm/día) y todo el dominio de la CVM empieza a recibir una precipitación moderada. Varios días después del inicio (fig. 3.5.d) la precipitación sobre toda la cuenca aumenta.

Una retirada análoga de la precipitación durante el fin se puede observar en la fig. 3.6. Entre 1 y 6 días antes del fin de la temporada de lluvias sobre CVM, la precipitación está distribuida a lo largo de la cuenca con valores de 2 a más de 4 mm/día (fig. 3.6.a y fig. 3.6.b). Justo después del fin hay un decremento fuerte de la precipitación para llegar a valores de alrededor de 1 mm/día, con valores ligeramente mayores en la zona montañosa del sur de la cuenca. Varios días después del fin, la precipitación en toda la cuenca se mantiene en valores muy bajos (fig. 3.6.d).

### 3. Análisis y resultados

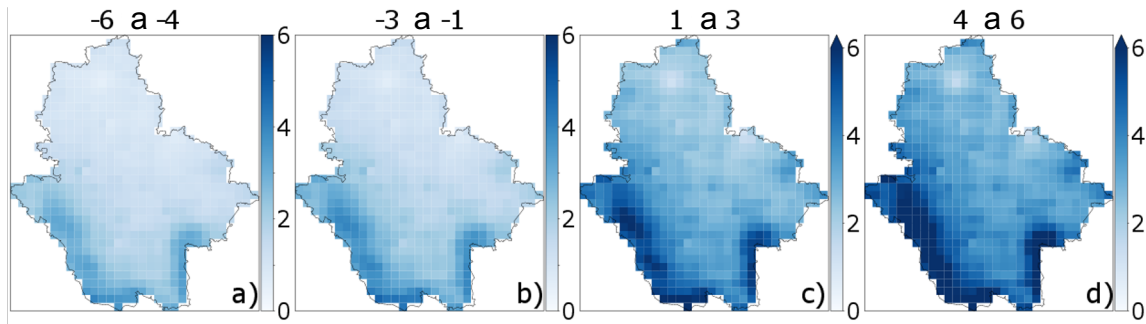


Fig. 3.5. Composición de la evolución de la distribución espacial de la precipitación alrededor del inicio; promedio de los días a) -6 a -4, b) -3 a -1, c) 1 a 3, y d) 4 a 6.

La barra de colores está en mm/día.

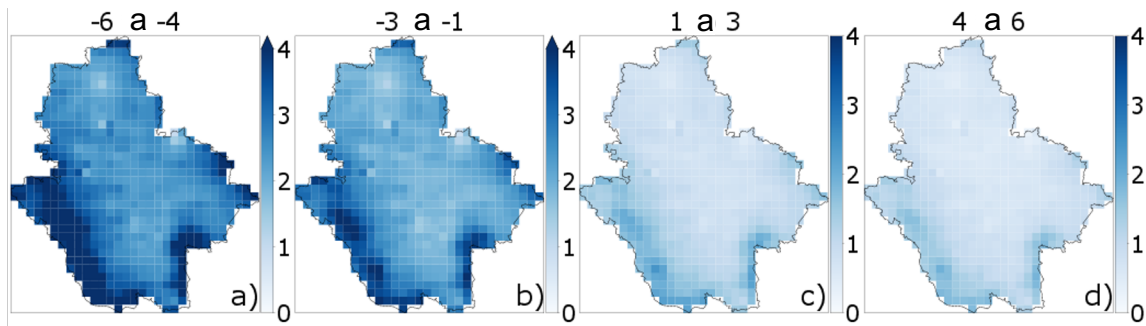


Fig. 3.6. Composición de la evolución de la distribución espacial de la precipitación alrededor del fin; promedio de los días a) -6 a -4, b) -3 a -1, c) 1 a 3, y d) 4 a 6.

La barra de colores está en mm/día.

### 3.2. Evolución de campos climatológicos antes y después del inicio de la temporada de lluvias

Para cada campo climatológico se realizó una composición con respecto al inicio, denominado como día 0, como se describe en el capítulo 2.3. A continuación se presentan las figuras de las anomalías de los días anteriores y posteriores con respecto al día cero, discutiendo la evolución de las anomalías de cada campo alrededor de la fecha de inicio. La composición de los campos medios antes y después del inicio se muestran en el apéndice B.

### 3. Análisis y resultados

#### 3.2.1. Viento

En las figuras se representa la diferencia para el viento en 200 y 925 hPa entre cada día previo al inicio y al fin menos el día del inicio (día cero). Se han considerado valores positivos (negativos) para anomalías del oeste (este), para facilitar la evaluación de los cambios en el viento zonal.

A 200 hPa de altitud (fig. 3.7), se observa una reducción marcada de los vientos del oeste en torno al disparo de la precipitación en la CVM, que se asocia con la reducción del gradiente de temperatura a la llegada del verano boreal. La reducción se presenta en toda la región de estudio al norte de 15°N, pero antes del inicio es especialmente marcada sobre la parte sur de Florida (fig. 3.7.a y fig. 3.7.b). También es posible ver una ligera migración hacia el norte de la región sin viento ubicada en 5-10°N en las longitudes de México, que representa la ITCZ (fig. B.1.a y fig. B.1.b.).

A 925 hPa, es posible ubicar un fortalecimiento del CLLJ (ver campos medios en la figura B.3), especialmente en la zona de su núcleo (marcada en la fig. 3.8. con un recuadro al sur de las Antillas Mayores). Este fortalecimiento de los vientos alisios se extiende hacia el este por todo el Caribe hasta el Atlántico. Así mismo, se fortalece hacia el noroeste por la vertiente del CLLJ que se extiende por el Golfo de México, que es especialmente visible por las anomalías antes del inicio (fig. 3.8.a y fig. 3.8.b). En la zona de la NASH se puede ver una anomalía ciclónica antes del inicio y una anticiclónica después de éste (fig. 3.8.a y fig. 3.8.c) que representa el fortalecimiento de la circulación anticiclónica alrededor de la NASH. Así mismo se observa un cambio en el sentido del viento antes y después del inicio en el Mar de Cortés.

### 3. Análisis y resultados

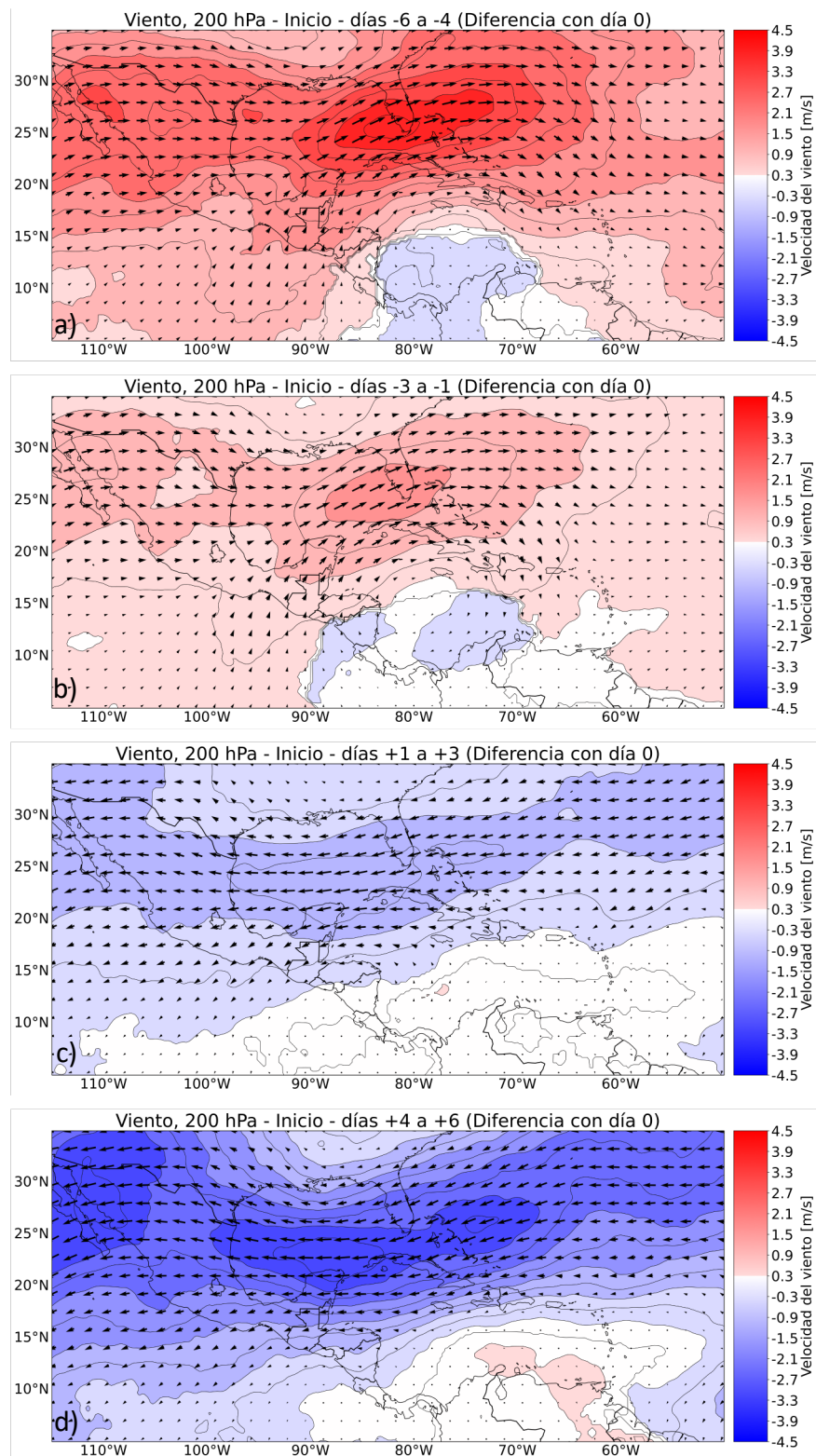


Fig. 3.7. Composición de la evolución del viento a 200 hPa alrededor del inicio, diferencia entre el día 0 y los días -6 a -4, -3 a -1, 1 a 3, y 4 a 6.

La barra de colores está en m/s e indica anomalías zonales positivas (rojo) y negativas (azules).

### 3. Análisis y resultados

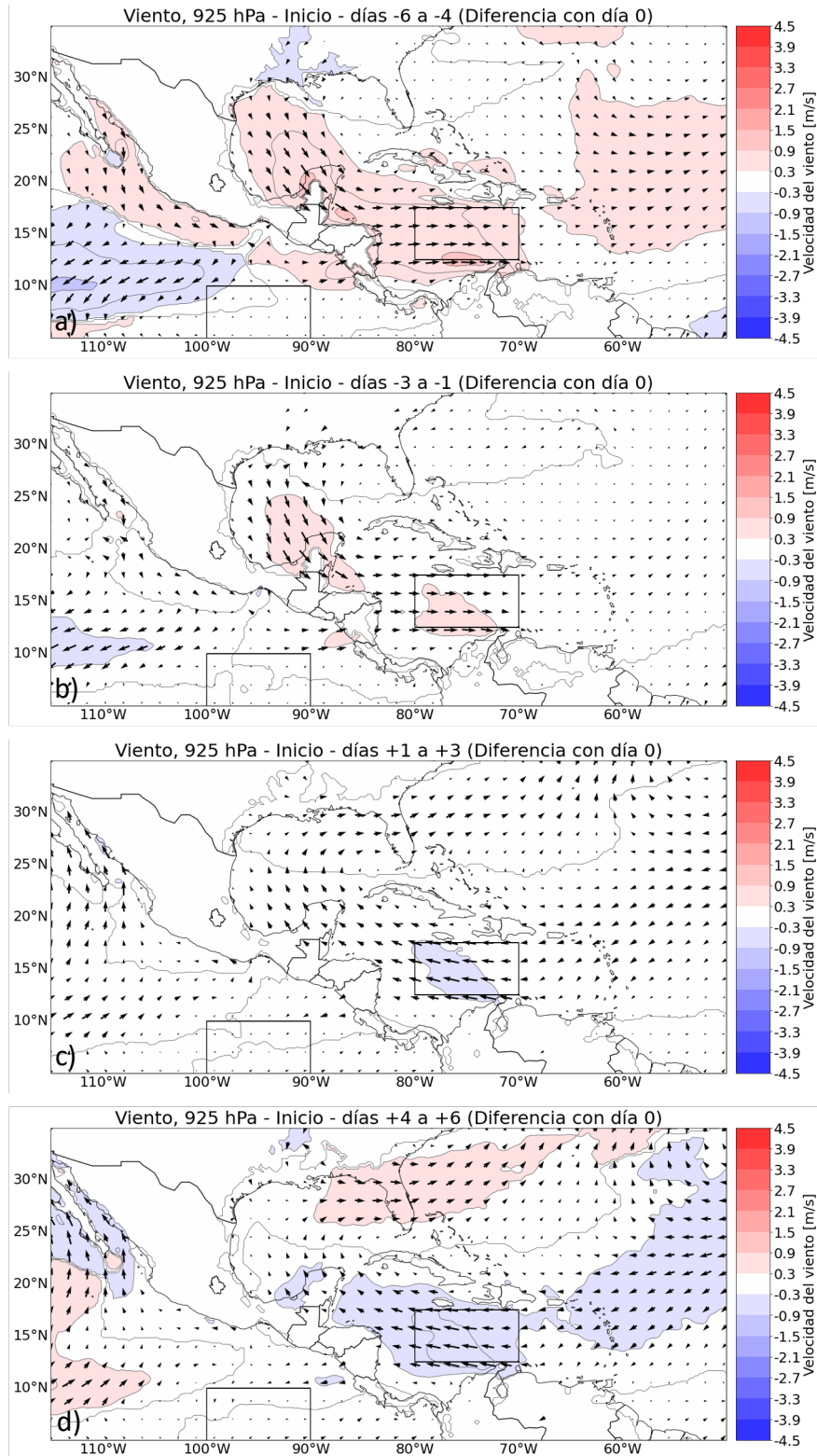


Fig. 3.8. Composición de la evolución del viento a 925 hPa alrededor del inicio, diferencia entre el día 0 y los días -6 a -4, -3 a -1, 1 a 3, y 4 a 6.

La barra de colores está en m/s e indica anomalías zonales positivas (rojo) y negativas (azules).



### 3. Análisis y resultados

#### 3.2.2. Flujo de humedad integrado en la vertical (VIMF)

El flujo de humedad integrado en la vertical desde la superficie hasta el tope de la atmósfera es mucho más fuerte sobre el Caribe y el Golfo de México que sobre el Pacífico (fig. B.2 del apéndice B), pero al analizar las diferencias con respecto al inicio, también salen a la luz cambios importantes en la estructura del flujo en el Pacífico alrededor del inicio (fig. 3.9). Por un lado, se refuerza el flujo del CLLJ que, desde la zona de la NASH, entra al Caribe por las Antillas Menores. Una vez en la zona del núcleo, el chorro de niveles bajos se divide en dos brazos como describen Schmitz y Mullen (1996), uno que continúa hacia el este y un segundo brazo que continúa por el Golfo de México hacia Estados Unidos que se ha denominado chorro de bajo nivel de las grandes llanuras (GPLLJ, en sus siglas en inglés). En el Pacífico al sur de México hay anomalías de flujo importantes de vapor de agua particularmente a  $10^{\circ}$ – $15^{\circ}$ N y  $115^{\circ}$ O. Como el flujo medio en esta zona es del este (fig. 1.2. y fig. B.2. del apéndice B), las anomalías del este antes del inicio y las del oeste después del inicio indican que hay un debilitamiento del flujo que sale de la costa de Oaxaca.

En la fig. 3.10. se puede ver el comportamiento climatológico del VIMF promediado en dos regiones seleccionadas, mostradas por rectángulos en la figura 3.9. La primera es la región del núcleo del CLLJ (Wang, 2007), llamada en este trabajo CLLJ (fig. 3.10.a), mientras que la segunda se encuentra en el Pacífico al sur de México, definida por  $0^{\circ}$ – $10^{\circ}$ N y  $90^{\circ}$ – $100^{\circ}$ O, llamada PACIFICO en este trabajo (fig. 3.10.b). Ambas regiones muestran un comportamiento bimodal, con un máximo de transporte zonal del oeste dentro de la temporada de lluvias. Para CLLJ, el inicio se alinea con el mayor fortalecimiento del flujo, mientras que el fin se alinea con el flujo mínimo. En PACIFICO tanto el fin como el inicio se alinean con los valores mínimos de flujo, y justo antes del inicio y del fin hay una inversión ligera en el flujo zonal.

El viento en estas regiones tiene un comportamiento similar (no mostrado). En CLLJ, el viento zonal tiene su valor más débil más cerca del inicio que con el VIMF, mientras que en PACIFICO la inversión del viento es de una magnitud mucho mayor que para el VIMF. Sin embargo, un análisis año por año (fig. C.1. y fig.C.2 del apéndice C.) demuestra que hay considerable ruido en las series de tiempo y que el comportamiento bimodal no siempre está presente o alineado con las fechas de inicio y de fin. Esto hace difícil el intentar predecir las

### 3. Análisis y resultados

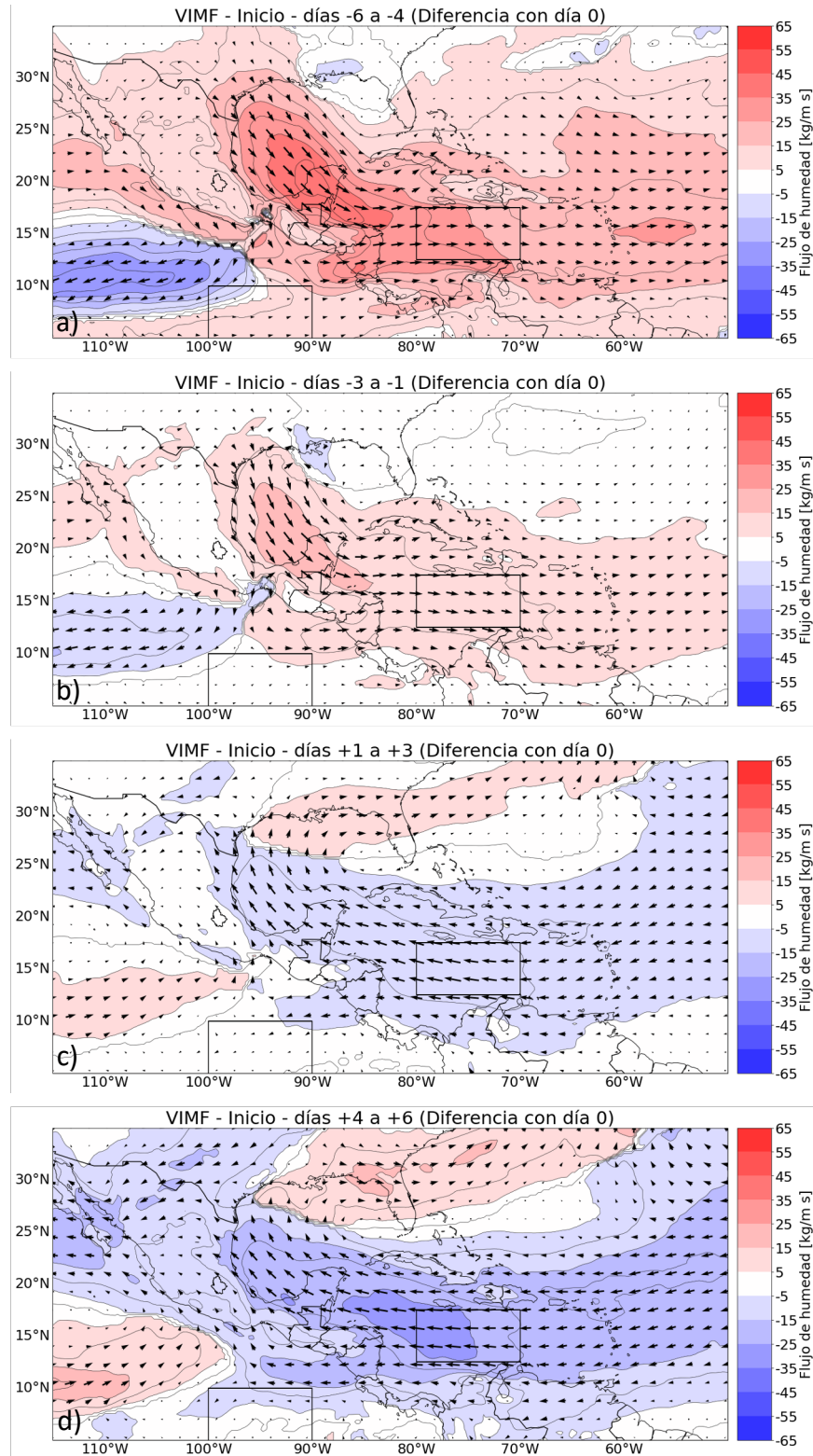


Fig. 3.9. Composición de la evolución del VIMF alrededor del inicio, diferencia entre el día 0 y los días -6 a -4, -3 a -1, 1 a 3, y 4 a 6.

La barra de colores está en kg/m s e indica anomalías zonales positivas (rojo) y negativas (azules).

### 3. Análisis y resultados

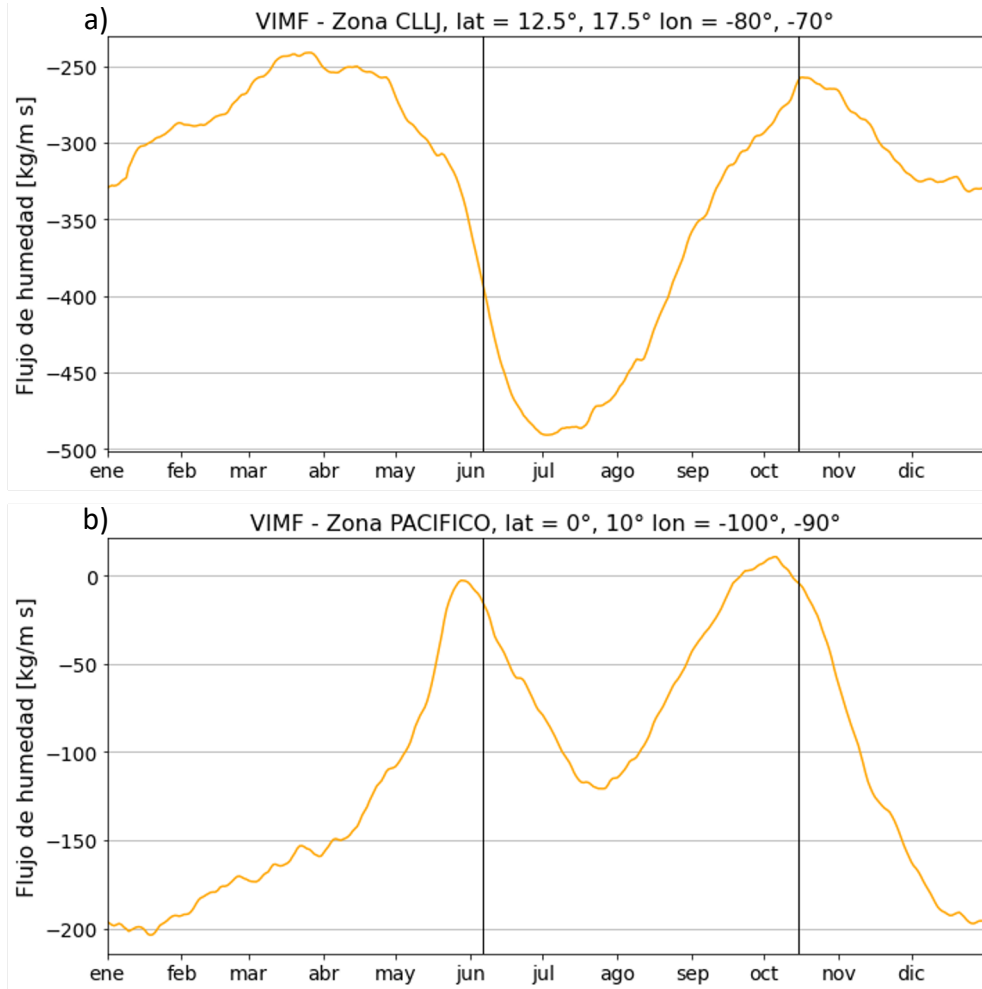


Fig. 3.10. Comportamiento medio anual del VIMF en las zonas del a) CLLJ, y b) PACIFICO.

Las líneas verticales negras representan la fecha media del inicio y el fin.

fechas de inicio y de fin utilizando exclusivamente el viento y hace patente que la temporada de lluvias en la CVM es multifactorial y no hay una sola o principal fuente de humedad.

Posteriores estudios podrían rastrear las fuentes de humedad de la cuenca para identificar regiones donde la evolución del viento sea relevante. La información de estas distintas regiones para el viento, el VIMF, y otros campos climatológicos se podría utilizar para intentar predecir el inicio y el fin tomando en cuenta múltiples factores y no solo la precipitación.

En la fig. 3.11. se puede apreciar el comportamiento en la CVM de la divergencia del flujo de humedad integrada en la vertical en toda la atmósfera (VIDMF, por sus siglas en inglés).

### 3. Análisis y resultados

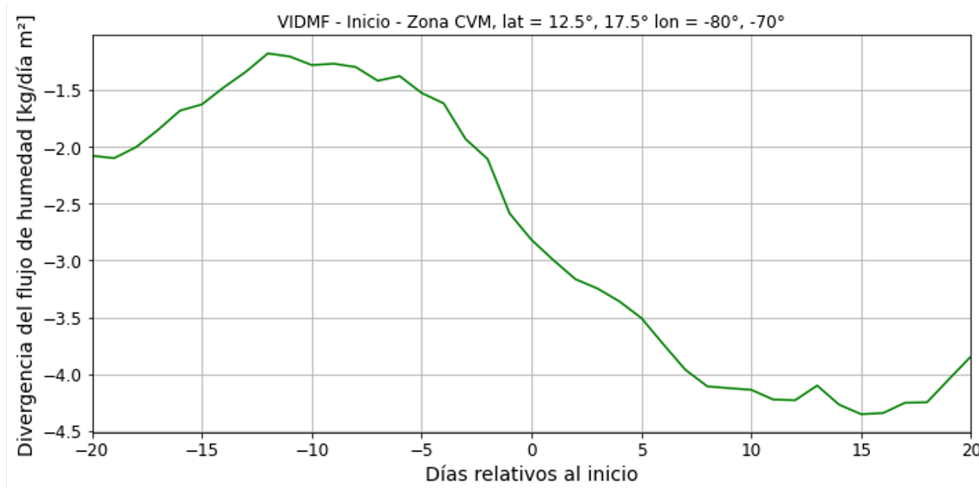


Fig. 3.11. Composición de la evolución de la VIDMF alrededor del inicio promediada en la zona de la CVM.

Estos valores tienen una buena correspondencia con la evolución de la precipitación diaria (fig. 3.2). Antes del inicio, la divergencia tiene un valor de  $-1.25 \text{ kg/m}^2 \text{ día}$ , que cambia a  $-4.25 \text{ kg/m}^2 \text{ día}$  después del inicio. Esta disponibilidad de humedad es consistente con la fig. 3.2, donde se puede apreciar que la precipitación promedio diaria antes del inicio es de alrededor de  $1.5 \text{ mm/día}$  y que se estabiliza a alrededor de  $4 \text{ mm/día}$  después del inicio.

#### 3.2.3. Altura Geopotencial

A 200 hPa (fig. 3.12), la altura geopotencial muestra una progresión constante hacia un incremento de las alturas conforme avanzan las fechas con respecto al inicio. El cambio es muy débil al sur de los  $20^\circ\text{N}$  y es más marcado al norte de esta latitud, disminuyendo el gradiente; el máximo valor se da sobre Estados Unidos y tiene una magnitud aproximada de 90 decámetros. Antes del inicio hay una pequeña región al sur de Cuba que muestra un decremento muy ligero en el geopotencial, y también hay una ligera dorsal al norte de Cuba (fig. 3.12.a) que desaparece tras el inicio.

A 925 hPa (fig. 3.13) es evidente la migración hacia el oeste de la NASH, ya que el mayor cambio en la altura geopotencial se da en el Atlántico y tiene una magnitud de alrededor de un decámetro. Este incremento se extiende, con menor intensidad hacia gran parte del Golfo de México. Gran parte del Pacífico al sur de México también muestra un incremento

### 3. Análisis y resultados

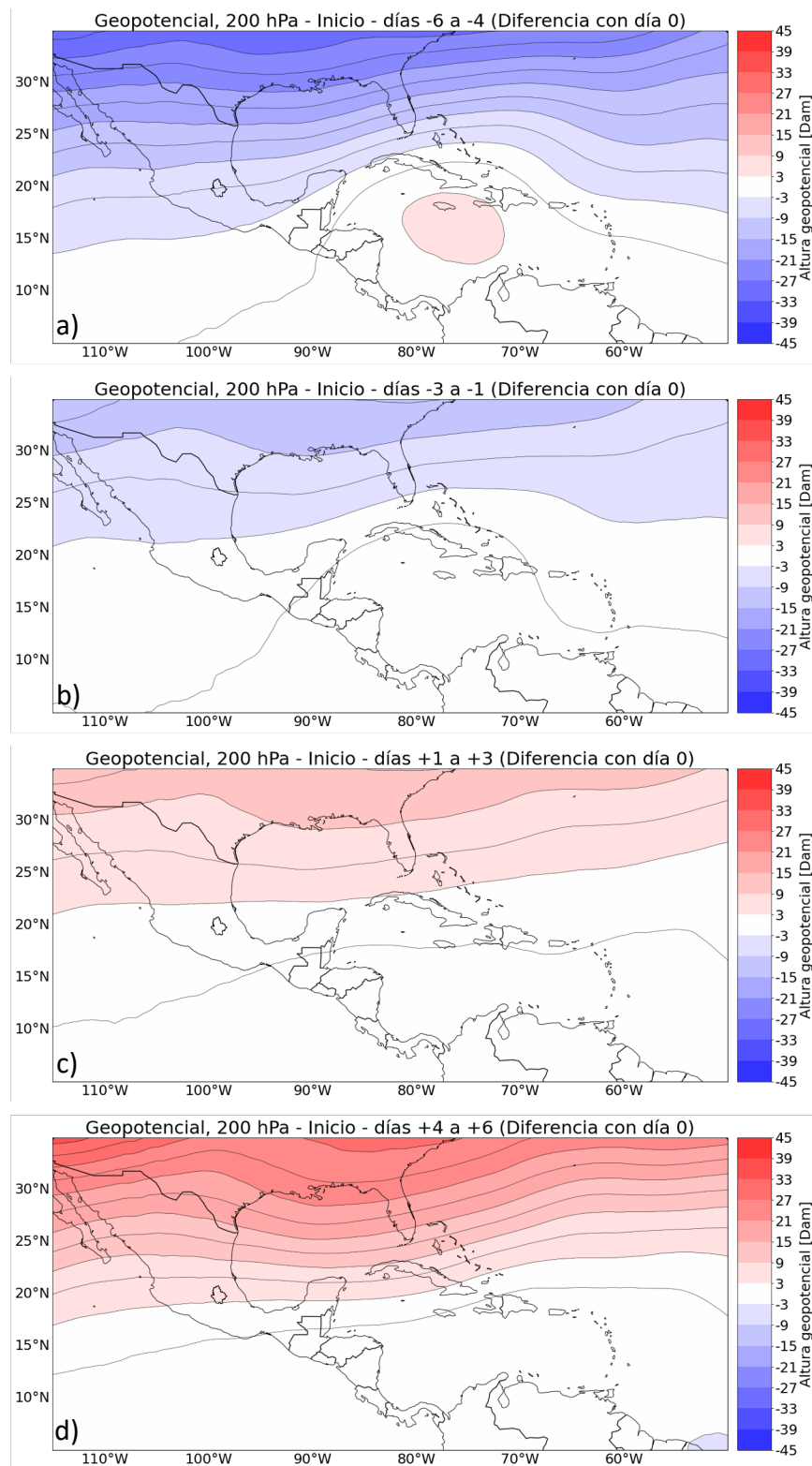


Fig. 3.12. Composición de la evolución del geopotencial a 200 hPa alrededor del inicio, diferencia entre el día 0 y los días -6 a -4, -3 a -1, 1 a 3, y 4 a 6.

### 3. Análisis y resultados

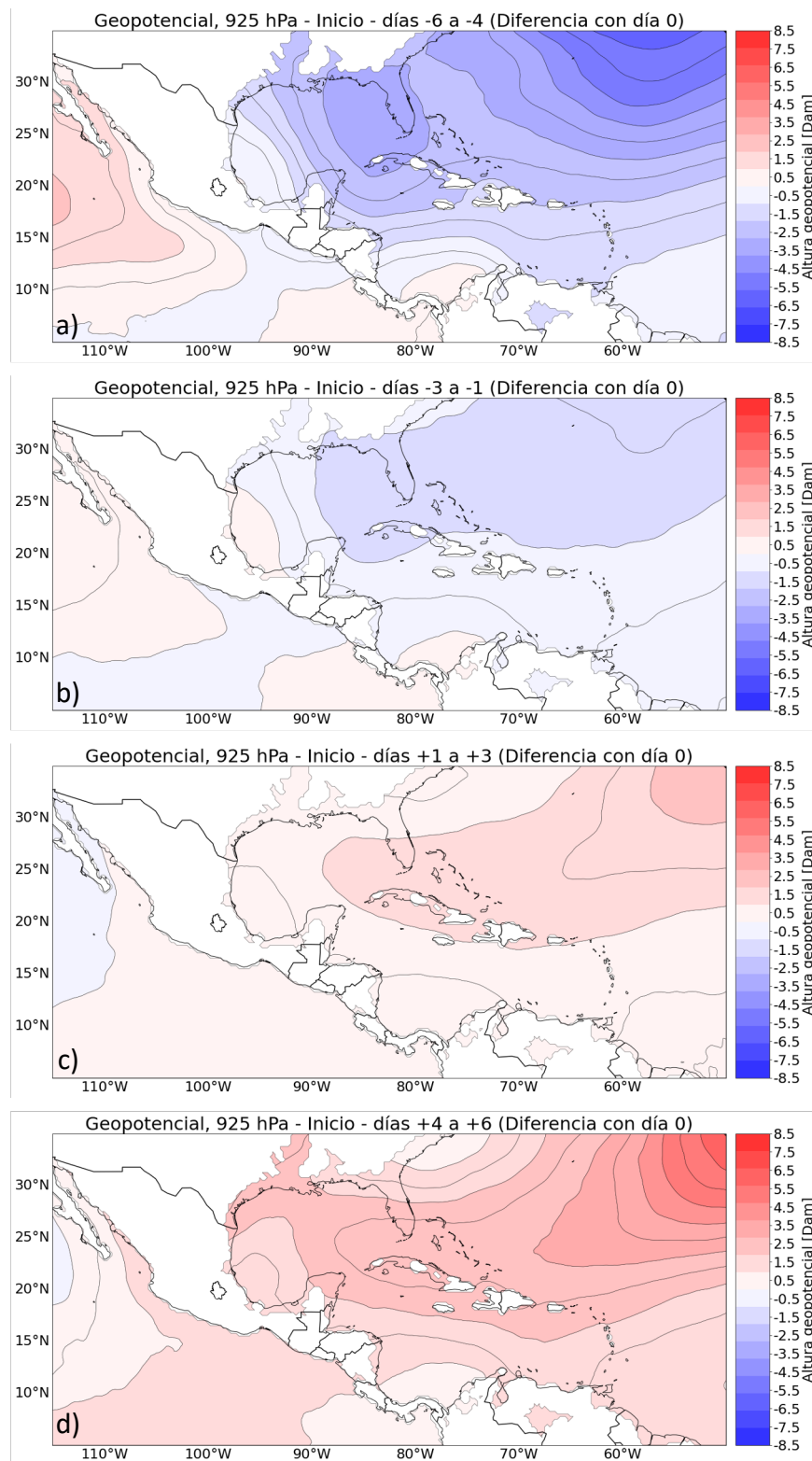


Fig. 3.13. Composición de la evolución del geopotencial a 925 hPa alrededor del inicio, diferencia entre el día 0 y los días -6 a -4, -3 a -1, 1 a 3, y 4 a 6.

Hay una máscara donde el geopotencial superficial es menor a 925 hPa.

### 3. Análisis y resultados

en la altura geopotencial. Antes del inicio, hay una caída en el geopotencial en el Pacífico al oeste de México, incluyendo a la costa de Sonora y la península de Baja California (fig. 3.13.a y fig. 3.13.b). Posterior al inicio, el cambio en esta región es mínimo.

#### 3.2.4. Temperatura superficial del océano (SST)

La fig. 3.14. representa la evolución de la SST alrededor de la fecha del inicio. A partir del paralelo  $15^{\circ}\text{N}$  en el Pacífico y de  $17.5^{\circ}\text{N}$  en el Atlántico, existe una progresión constante de calentamiento del océano conforme los días avanzan, apreciándose el gradiente latitudinal. El calentamiento es más acentuado en la parte norte del Golfo de Cortés, frente a Baja California y a Sonora, donde algunas zonas puntuales tienen un incremento de más de  $2.5^{\circ}\text{C}$  entre 6 días antes y 6 días después del inicio. Otras zonas son la franja costera en el norte del Golfo de México, y en el sur de la costa este de Estados Unidos. En el Atlántico oeste, más allá de la costa este de Estados Unidos, existe una región con un calentamiento más marcado.

En el Pacífico al sur de México y al oeste de Centroamérica se da un proceso inverso, donde la SST desciende conforme avanzan los días (fig. 3.14.a y fig. 3.14.d). La amplitud del cambio de temperatura, de alrededor de  $0.5^{\circ}\text{C}$  entre 6 días antes y 6 días después del inicio, es considerablemente menor que al norte del paralelo  $15^{\circ}\text{N}$ . Sin embargo, la región que presenta el cambio es de considerable extensión, ubicándose entre  $90\text{--}100^{\circ}\text{O}$  y  $5\text{--}15^{\circ}\text{N}$ . Esta región coincide con la alberca de agua caliente que se enfría al empezar la convección en la región, descrita por Magaña et al. (1999).

Por otro lado, en el mar Caribe, los cambios de temperatura son de muy baja magnitud, salvo por la zona delimitada entre el estrecho de Yucatán, la costa sur de Cuba, y Jamaica, que forman parte del comportamiento general al norte de los  $15^{\circ}$  de latitud.

### 3. Análisis y resultados

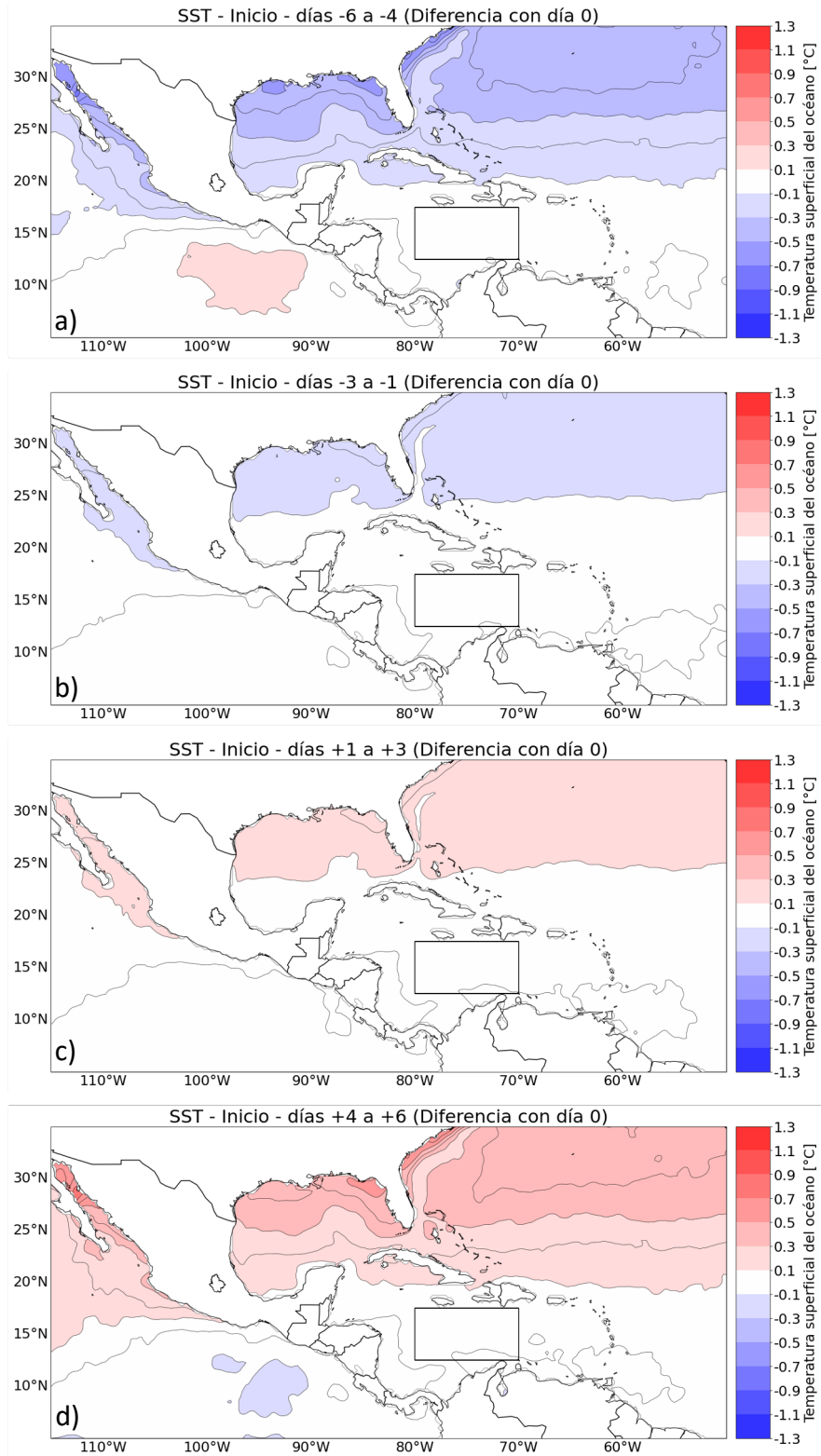


Fig. 3.14. Composición de la evolución de la SST alrededor del inicio, diferencia entre el día 0 y los días - 6 a -4, -3 a -1, 1 a 3, y 4 a 6.



### 3. Análisis y resultados

#### 3.2.5. Radiación de onda larga saliente (OLR)

Las anomalías de la OLR (fig. 3.15.) representan un aumento de la actividad convectiva en torno al inicio en la mayor parte del territorio mexicano, siendo este aumento especialmente acentuado en torno a la CVM. También puede distinguirse un aumento de la convección hacia el noroeste de México.

Como se ha mencionado, el mayor descenso en la OLR, de alrededor de  $40 \text{ W/m}^2$ , se da en la región central de México entre  $15^\circ\text{N}$  y  $20^\circ\text{N}$ . El mayor descenso no se encuentra centrado en la CVM, sino que ésta forma un valle entre dos regiones al suroeste y al noreste con mayores decrementos. Coincidentemente, estas dos regiones son más lluviosas que la CVM en sí.

En la CVM (fig. 3.16.), la OLR crece hasta 10 días antes del inicio, donde alcanza un máximo de  $242 \text{ W/m}^2$ , para posteriormente descender hasta alcanzar un mínimo de  $205 \text{ W/m}^2$  18 días después del inicio. El valor en el inicio es de  $234 \text{ W/m}^2$ .

### 3.3. Evolución de campos atmosféricos antes y después del fin

Para cada campo climatológico se realizó una composición con respecto al fin de la temporada lluviosa en la CVM, denominado como día 0, como se describe en el capítulo 2.3. A continuación se presentan y se discute la evolución de cada campo alrededor de la fecha del fin.

### 3. Análisis y resultados

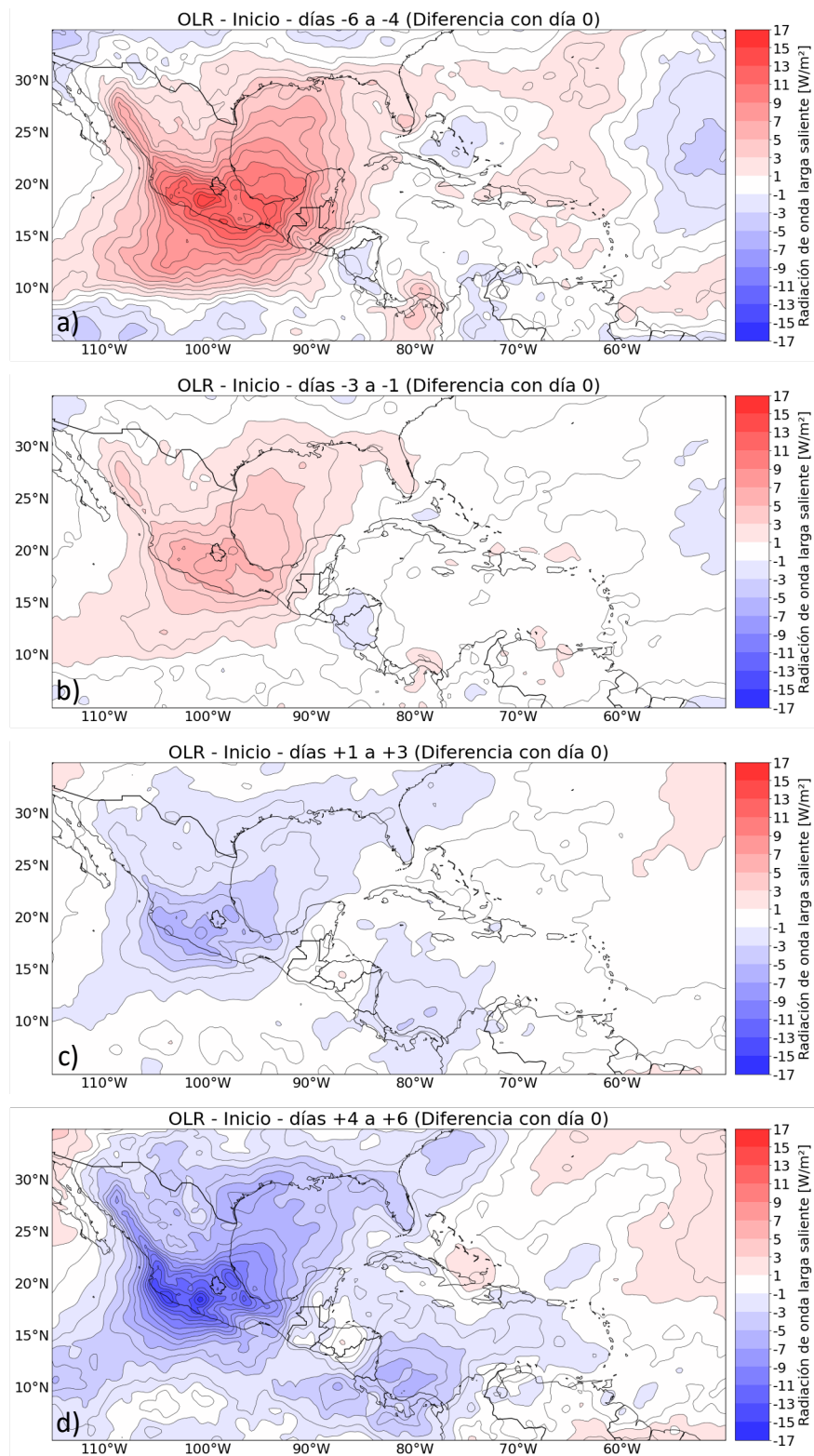


Fig. 3.15. Composición de la evolución de la OLR alrededor del inicio, diferencia entre el día 0 y los días -6 a -4, -3 a -1, 1 a 3, y 4 a 6. La barra de colores está en  $W/m^2$ .

### 3. Análisis y resultados

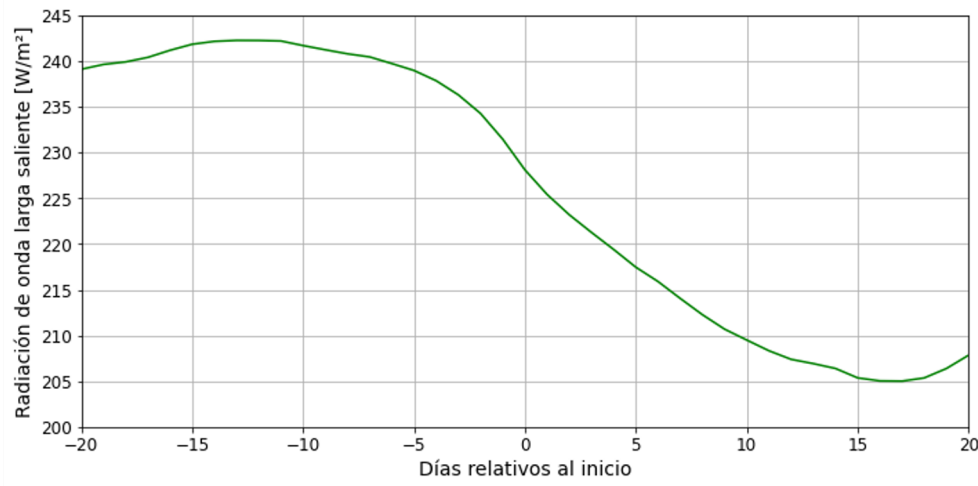


Fig. 3.16. Composición de la evolución de la OLR alrededor del inicio promediada en la zona de la CVM.

#### 3.3.1. Viento

El patrón del viento a 200 hPa (fig. 3.17) alrededor del fin es inverso a lo que sucede durante el inicio. Hay un fortalecimiento progresivo de los vientos del oeste, con incremento del gradiente latitudinal y un desplazamiento hacia el sur de la ITCZ (fig. B.4 del apéndice B). El mayor cambio se da sobre Cuba, Florida y hacia el este en el Atlántico, con diferencias de casi 10 m/s.

A 925 hPa (fig. 3.18), el viento que cruza el Istmo de Tehuantepec y sale hacia el Pacífico se fortalece considerablemente, mientras que el viento sobre el mar de Cortés se debilita. La componente meridional sobre la costa del Golfo de México se debilita hasta llegar a un mínimo en el día cero y luego vuelve a incrementarse ligeramente; en el Caribe en el este de Yucatán y el sur de Cuba se observa un continuo fortalecimiento de la componente del norte del viento. No hay un cambio evidente en la circulación anticiclónica alrededor de la NASH, y también el cambio de la componente zonal en el núcleo del CLLJ es mínimo.

### 3. Análisis y resultados

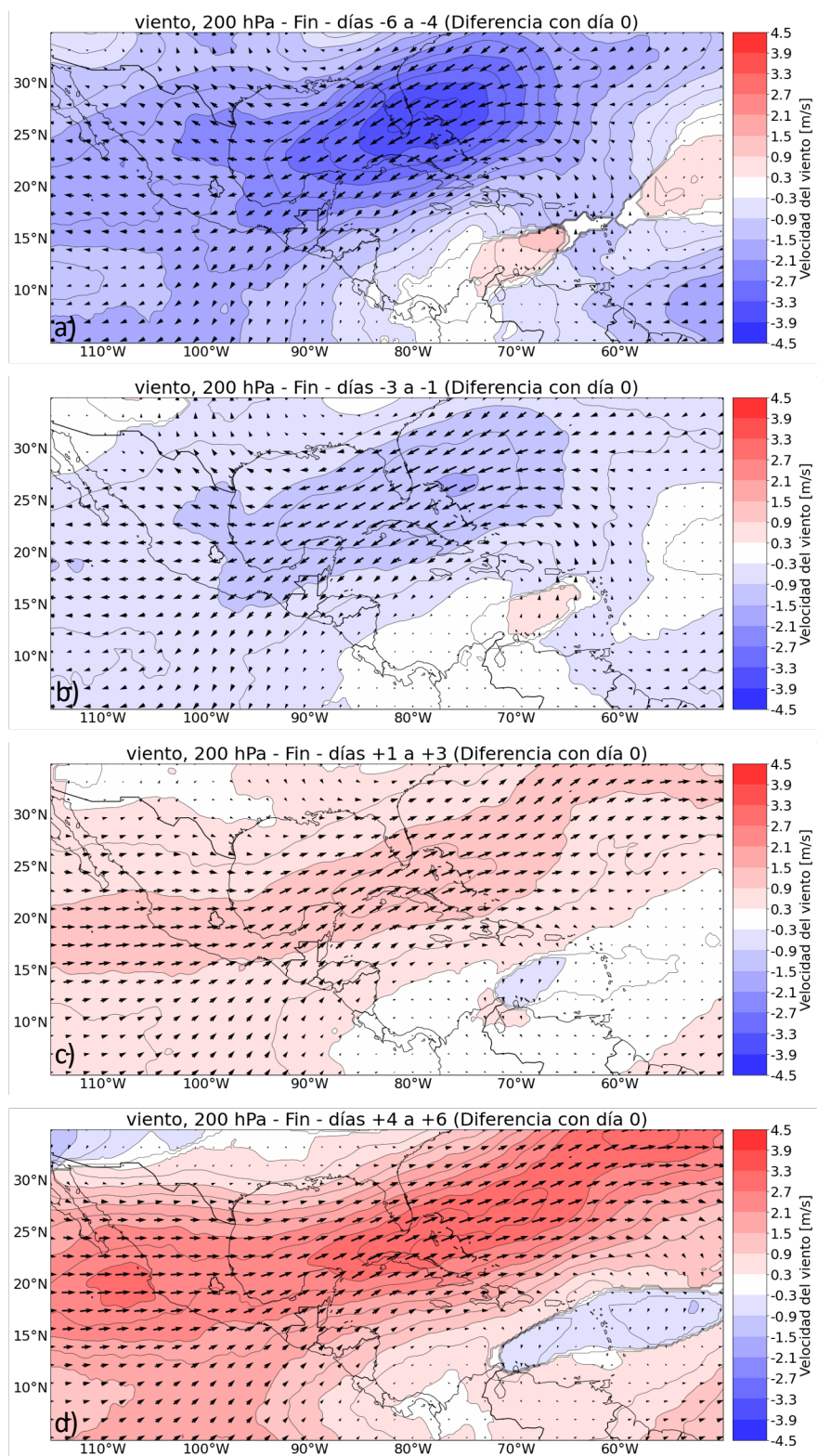


Fig. 3.17. Composición de la evolución del viento a 200 hPa alrededor del fin, diferencia entre el día 0 y los días -6 a -4, -3 a -1, 1 a 3, y 4 a 6.

La barra de colores está en m/s e indica anomalías zonales positivas (rojo) y negativas (azules).

### 3. Análisis y resultados

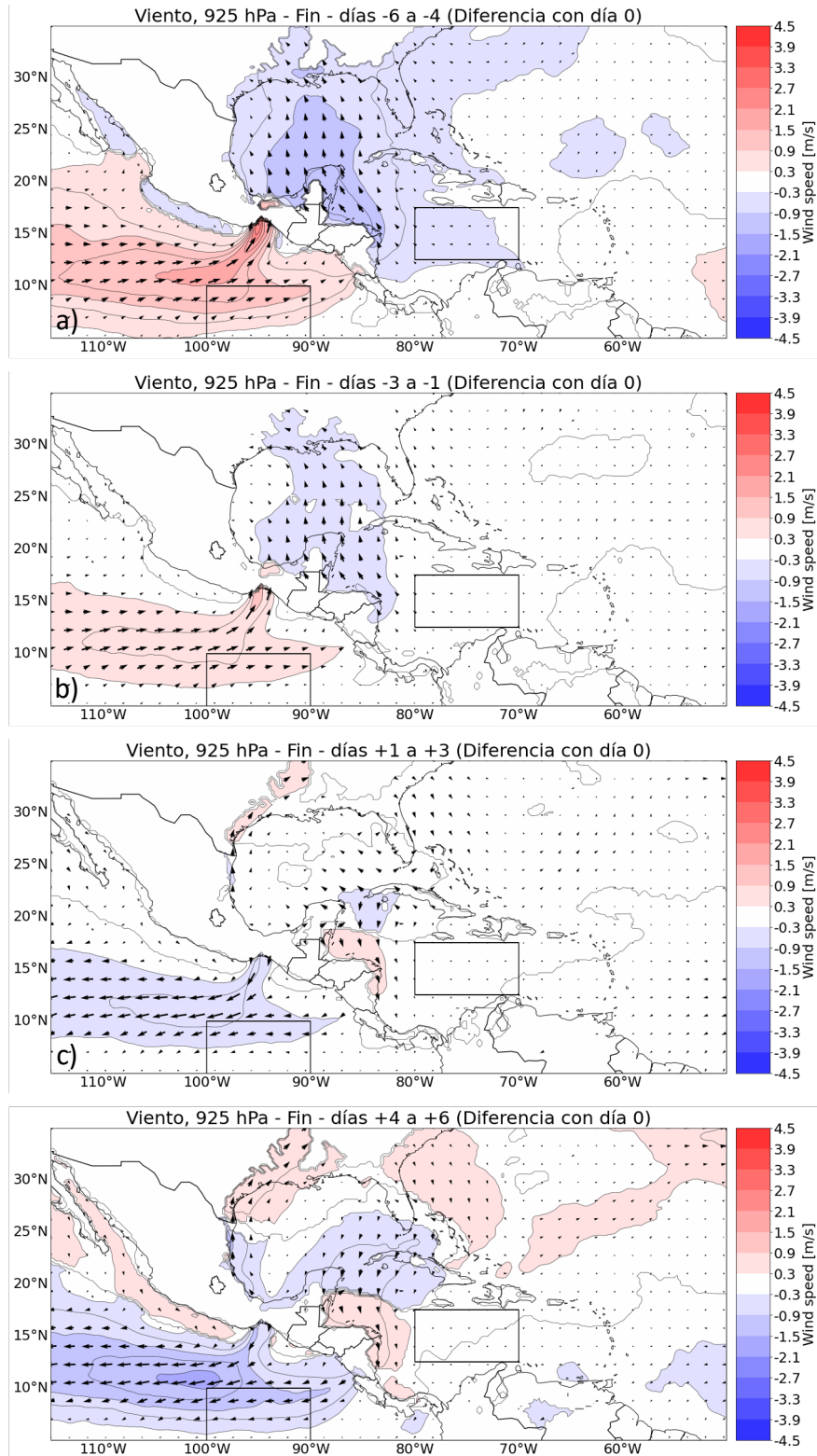


Fig. 3.18. Composición de la evolución del viento a 925 hPa alrededor del fin, diferencia entre el día 0 y los días -6 a -4, -3 a -1, 1 a 3, y 4 a 6.

La barra de colores está en m/s e indica anomalías zonales positivas (rojo) y negativas (azules).

### 3. Análisis y resultados

#### 3.3.2. Flujo de vapor verticalmente integrado (VIMF)

El mayor cambio que se nota en el VIMF (fig. 3.19) alrededor del fin es una lengua de vapor que sale del Istmo de Tehuantepec y sale hacia el Pacífico al sur de México, de manera similar al viento a 925 hPa, disminuyendo la convergencia de humedad sobre México. El flujo del este sobre Yucatán se debilita continuamente antes del final. Posterior al final, los patrones de las anomalías se desplazan y se vuelven algo ruidosos (fig. 3.19.d). La lengua de humedad que sale por el Pacífico ahora cruza sobre Nicaragua y Costa Rica, mientras que el debilitamiento sobre Yucatán es de menor intensidad. Antes del fin, hay un ligero debilitamiento del flujo sobre el mar de Cortés (fig. 3.19.a).

La VIDMF (fig. 3.20) tiene valores de alrededor de  $-3.5 \text{ kg/m}^2$  día antes del fin y cambia a  $-1.0 \text{ kg/m}^2$  día después de éste. Los valores de la precipitación antes y después del fin son de  $3.5 \text{ mm/día}$  y  $0.75 \text{ mm/día}$  (fig. 3.2), por lo que los cambios en ambas variables son de similar magnitud.

#### 3.3.3. Altura geopotencial

El geopotencial a 200 hPa (fig. 3.21) baja constantemente alrededor de la fecha del fin. El mayor decremento se ve sobre los estados americanos que bordean el Golfo de México y tiene una magnitud de casi 6 Dam. Al norte de las Antillas Menores se marca claramente una dorsal que persiste antes y después del fin (3.21.a y 3.21.d).

A 925 hPa (fig. 3.22), en la parte este hay un decremento en el geopotencial después del fin, que podría estar relacionado con el desplazamiento hacia el Atlántico este de la NASH. Por otro lado, todo el Golfo de México y el Pacífico tienen un incremento de la altura geopotencial. La zona de mayor incremento se encuentra sobre la costa de Veracruz.

### 3. Análisis y resultados

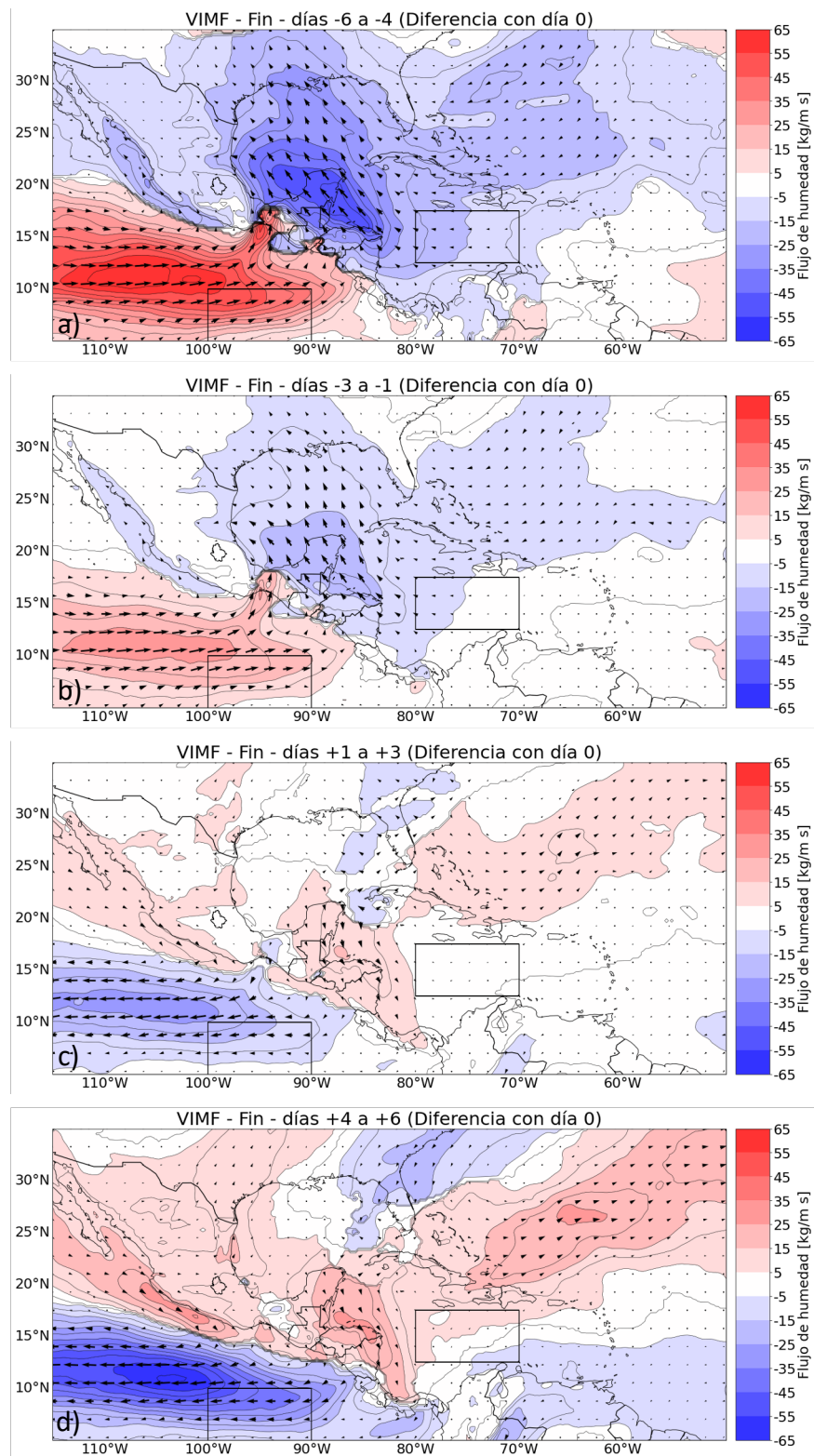


Fig. 3.19. Composición de la evolución del VIMF alrededor del fin, diferencia entre el día 0 y los días -6 a -4, -3 a -1, 1 a 3, y 4 a 6.

La barra de colores está en kg/m s e indica anomalías zonales positivas (rojo) y negativas (azules).

### 3. Análisis y resultados

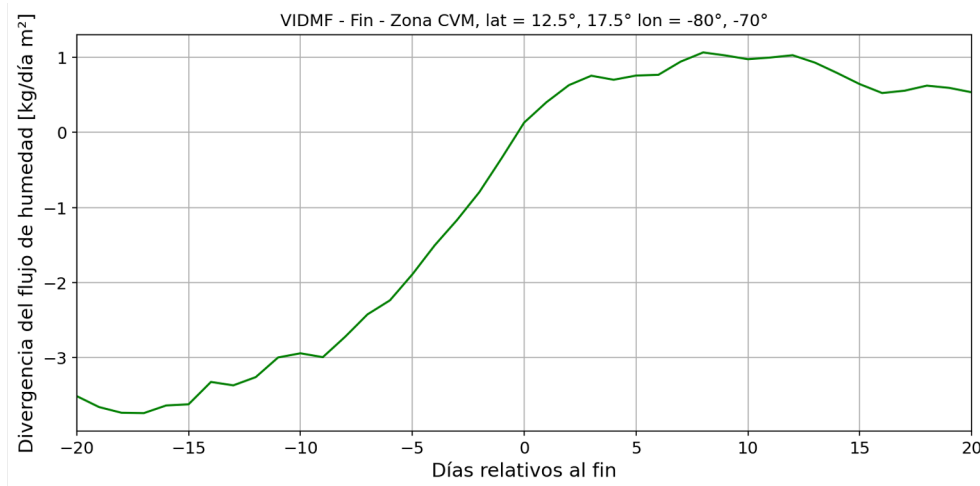


Fig. 3.20. Composición de la evolución de la VIDMF alrededor del fin promediada en la zona de la CVM.

#### 3.3.4. Temperatura superficial del del océano (SST)

Las regiones que demuestran una disminución de la SST (fig. 3.23.) son el océano Pacífico al norte de 20°N, con un mayor cambio en el norte del Golfo de Cortés, aunque sin ser de la magnitud del cambio observado en el inicio. En el Atlántico, la zona de enfriamiento es similar en extensión y magnitud a la de calentamiento presentada en el inicio, con la diferencia que, en el Caribe al sur de Cuba, el enfriamiento llega hasta la costa norte de Honduras y cubre una región que corresponde aproximadamente la zona económica exclusiva de Nicaragua, Honduras, y Panamá.

En el Pacífico hay una lengua de agua fría que se extiende a partir del Istmo de Tehuantepec hasta los 10°N. Esta región coincide con la zona de fortalecimiento de vientos descrita anteriormente.



### 3. Análisis y resultados

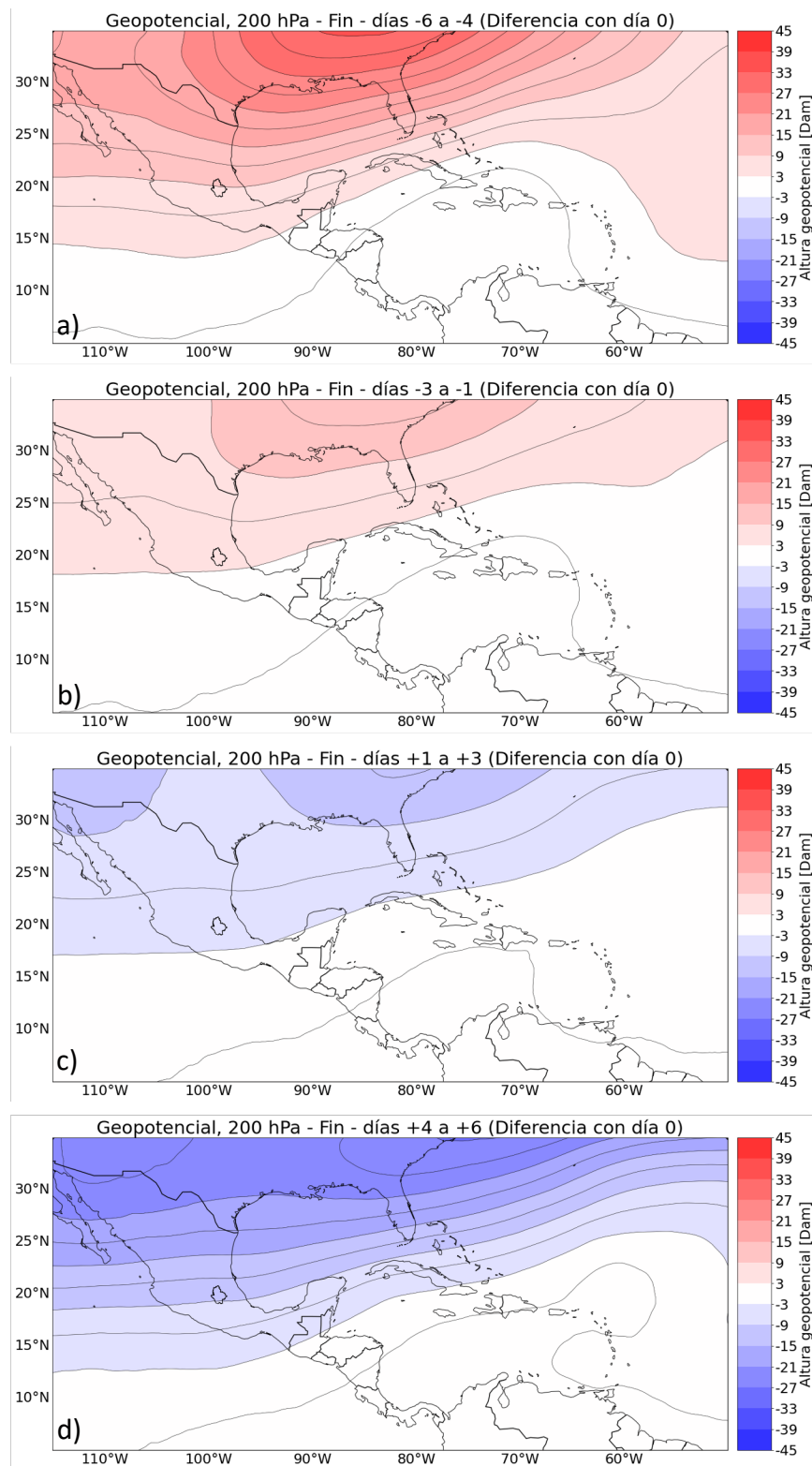


Fig. 3.21. Composición de la evolución del geopotencial a 200 hPa alrededor del fin, diferencia entre el día 0 y los días -6 a -4, -3 a -1, 1 a 3, y 4 a 6.

### 3. Análisis y resultados

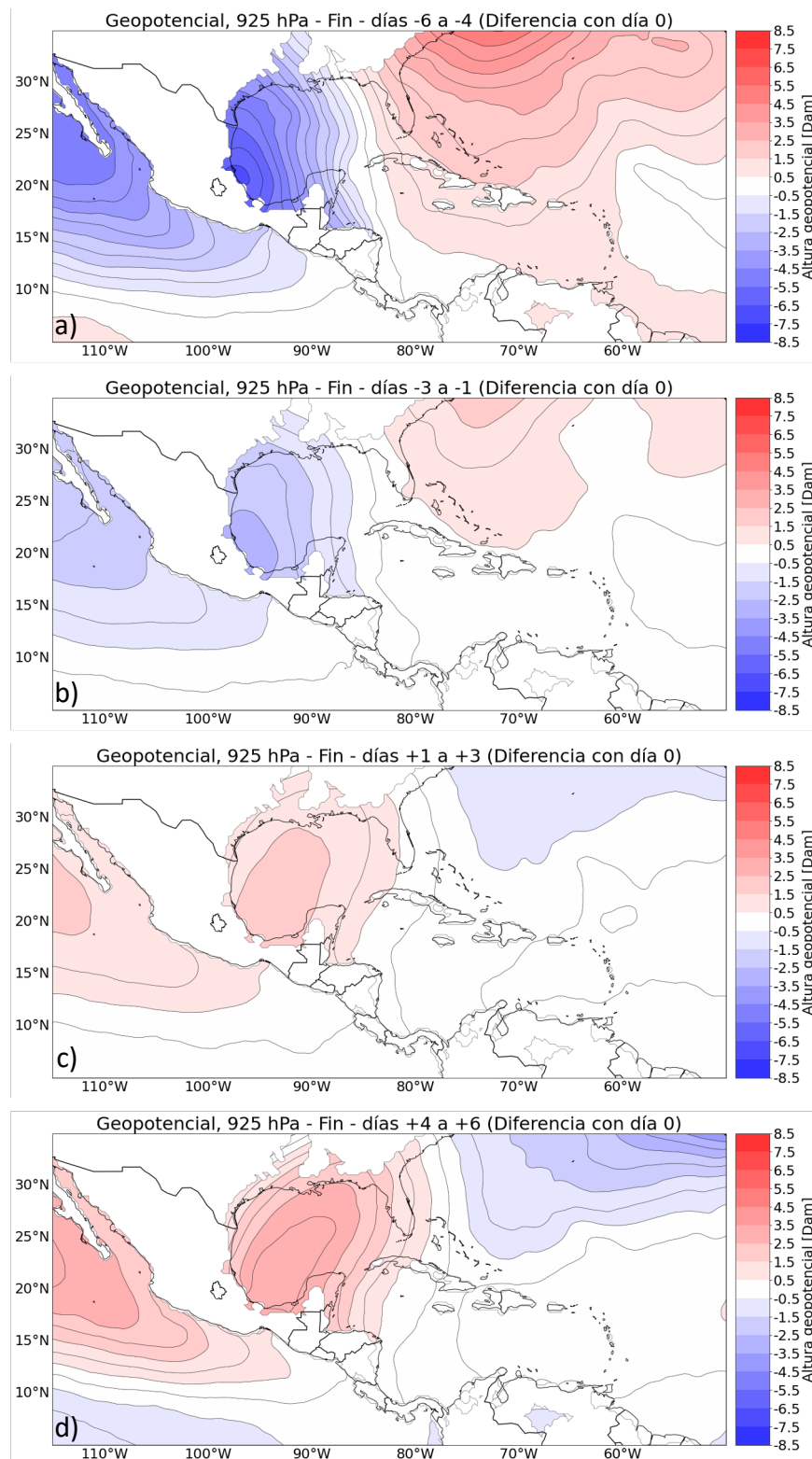


Fig. 3.22. Composición de la evolución del geopotencial a 925 hPa alrededor del fin, diferencia entre el día 0 y los días -6 a -4, -3 a -1, 1 a 3, y 4 a 6.

Hay una máscara donde el geopotencial superficial es menor a 925 hPa.

### 3. Análisis y resultados

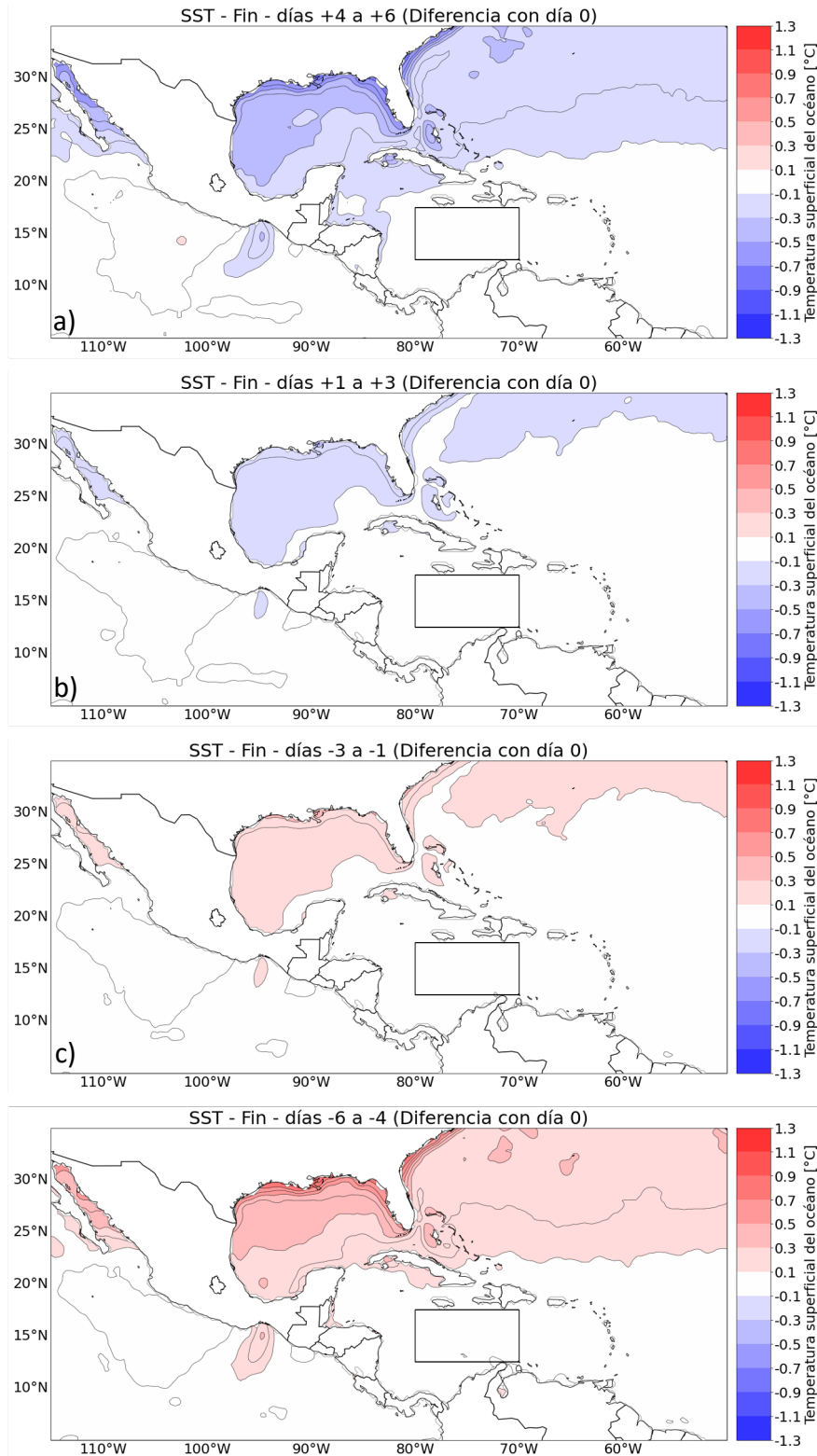


Fig. 3.23. Composición de la evolución de la SST alrededor del fin, diferencia entre el día 0 y los días -6 a -4, -3 a -1, 1 a 3, y 4 a 6.

### 3. Análisis y resultados

#### 3.3.5. Radiación de onda larga saliente (OLR)

En general, el comportamiento de la OLR (fig. 3.24) alrededor del fin es análogamente opuesto al presentado en el inicio, debilitándose la nubosidad después del fin.

La región de incremento de OLR en el centro y sur de México tiene una forma más homogénea y consolidada que su equivalente en el inicio. En este caso no se extiende más allá de  $112.5^{\circ}\text{O}$  y tiene una frontera mejor definida con un gradiente más fuerte, lo que implica que el incremento dentro de la región es mayor y más extendido. La lengua que se extiende por la costa Noroeste de México es de mucho menor longitud, apenas extendiéndose hasta Sinaloa.

El dipolo alrededor de la CVM también alcanza a vislumbrarse, aunque de manera mucho más difusa, mientras que las zonas de máximo incremento están mucho más extendidas a lo largo de toda la costa sur de México, desde Guatemala hasta Jalisco.

La OLR presenta también un comportamiento análogamente opuesto dentro de la CVM (fig. 3.25.), descendiendo hasta alcanzar un mínimo de  $220 \text{ W/m}^2$  15 días antes del fin, y creciendo hasta llegar a un máximo de  $250 \text{ W/m}^2$  después de éste. El valor en el día del fin es de aproximadamente  $232.5 \text{ W/m}^2$ .

### 3. Análisis y resultados

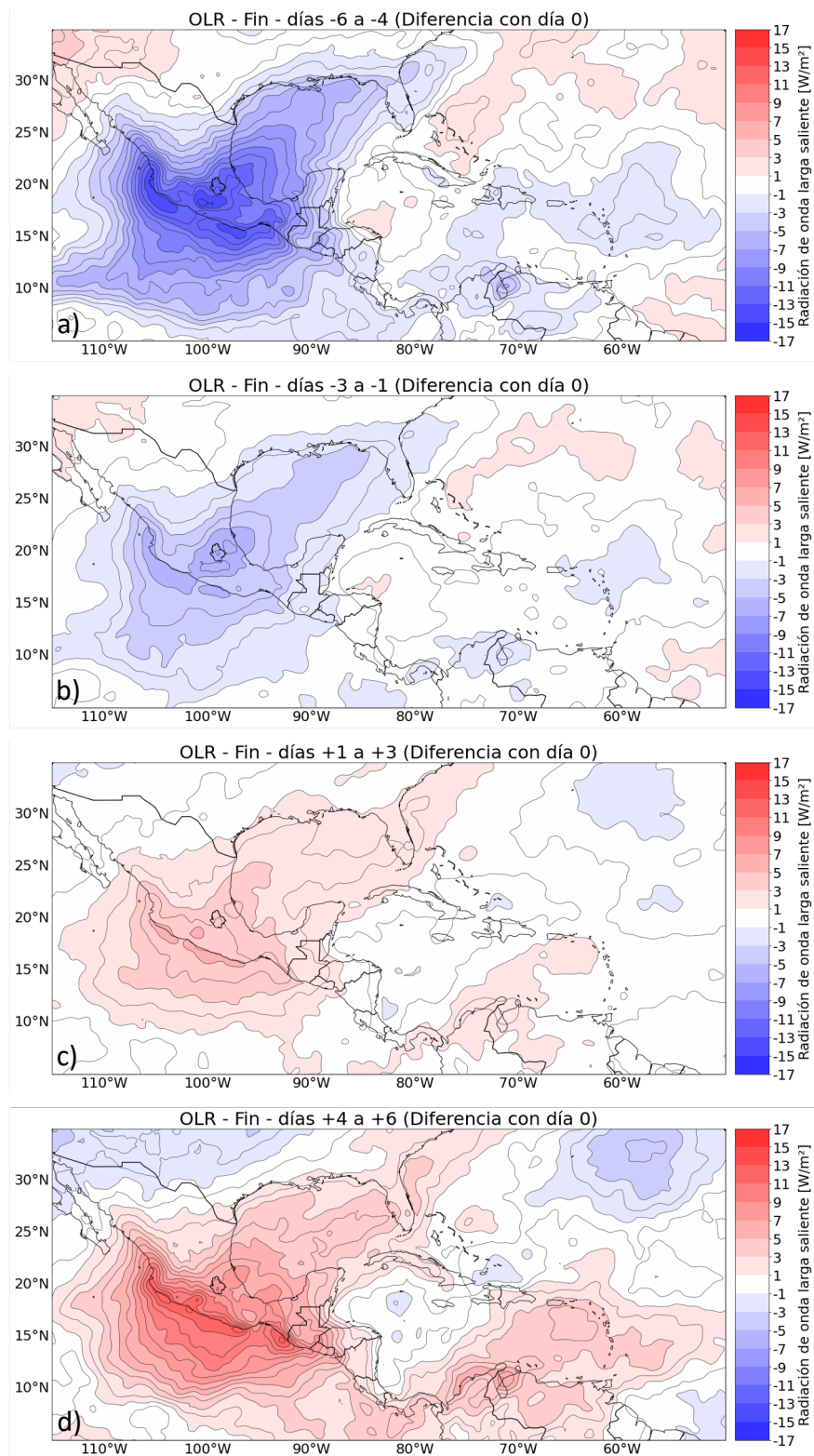


Fig. 3.24. Composición de la evolución de la OLR alrededor del fin, diferencia entre el día 0 y los días -6 a -4, -3 a -1, 1 a 3, y 4 a 6.

### 3. Análisis y resultados

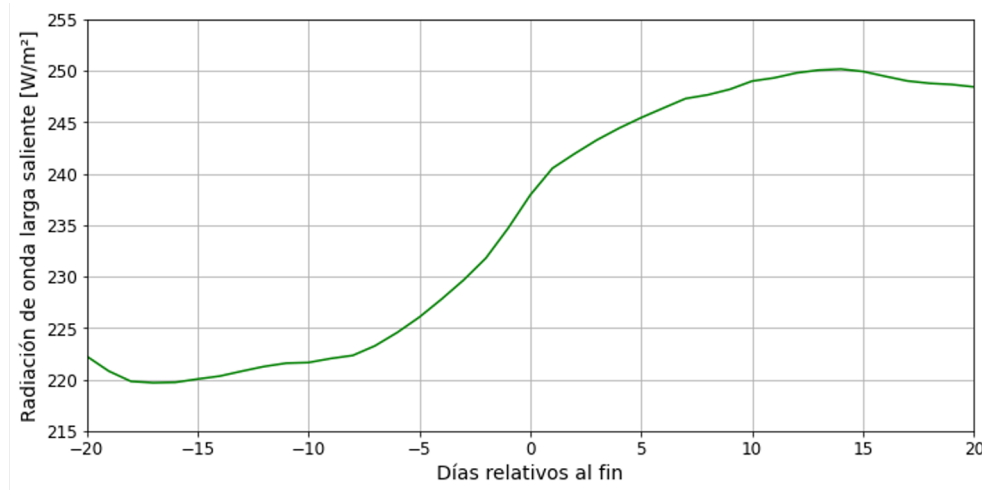


Fig. 3.25. Composición de la evolución de la OLR alrededor del fin promediada en la zona de la CVM.

#### 3.4. Tendencias y variabilidad interanual

Se estudiaron periodos de 20 años centrados en los años desde 1988 hasta 2004 para ver si existía alguna tendencia lineal. En la fig. 3.26. se pueden observar el valor de las pendientes observadas para cada periodo de 20 años; los años centrales marcados con una x son aquellos que tienen una pendiente significativa con un nivel de confianza de 0.95. Existe una tendencia a 20 años significativa de un incremento entre 0.3 y 0.7 días/año de la fecha de inicio para los años desde 1988 hasta 1999. La tendencia incrementa hasta alcanzar su máximo en 1997 y luego vuelve a descender. El fin tiene una tendencia que incrementa entre 0.4 y 1.0 días/año de 1988 a 1994, con un máximo en 1990. Posteriormente hay una tendencia de un decremento de aproximadamente 0.5 días/año en el periodo de 20 años centrado en 2002. La duración tiene una tendencia de incremento alrededor de 0.5 días/año de 1988 a 1991, y una tendencia de decremento entre 0.6 y 1.0 días/año desde 1996 hasta el año 2000, con un máximo en 1998. Por su parte, la precipitación tiene una tendencia de incremento de entre 2.5 y 3.0 mm/año en los periodos de 20 centrados desde 1988 hasta 1993, y una tendencia de decremento de alrededor de 3.0 mm/año desde 1997 hasta 1999.

En la fig. 3.27. se representa la correlación entre el inicio y fin de la temporada de lluvias y el índice NINO4. Los meses con correlación significativa con un nivel de confianza de 0.95, calculada mediante *bootstrapping*, tienen un marcador para resaltarlos. La intensidad del CLLJ ha demostrado ser relevante para la precipitación en el centro de México (Wang, 2007;

### 3. Análisis y resultados

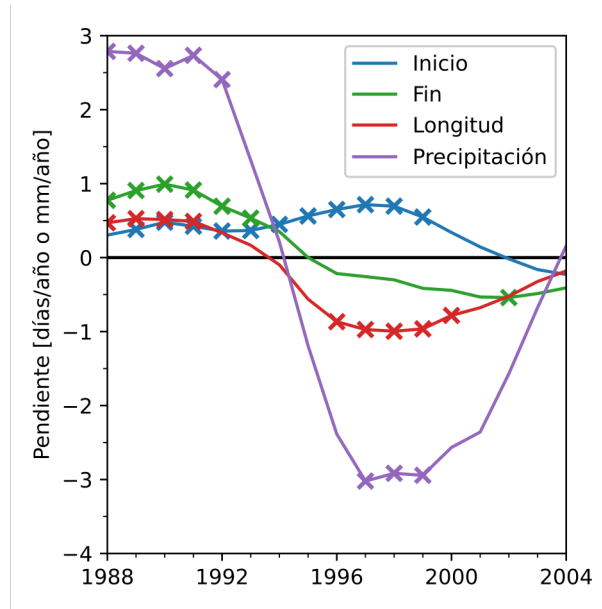


Fig. 3.26. Pendiente de las tendencias lineales a 20 años centradas en el año en cuestión. Los años centrales marcados con una x son aquellos con pendiente significativas al 95%.

Cook y Vizy, 2010; Perdigón-Morales et al., 2021), por lo que la correlación del inicio y fin también se ha evaluado con respecto al índice de viento del CLLJ, cuantificado como las anomalías estandarizadas de viento zonal en la región del núcleo del CLLJ, como se ha descrito en la metodología (capítulo 2.3). Las correlaciones desfasadas se han calculado entre la serie anual del inicio/fin y el subconjunto de los valores para el mes  $i$  (eje horizontal en la figura 3.27) para cada año de los índices NINO4 y CLLJ. Los resultados sugieren que ENSO tiene muy poca influencia en la fecha de inicio, ya que los valores de la correlación antes del inicio son casi nulos. Las correlaciones de la fecha de inicio con la intensidad del CLLJ son positivas y significativas alrededor de la fecha del inicio, sugiriendo que un CLLJ más fuerte está relacionado con un inicio ligeramente retrasado. Para el fin, las correlaciones con NINO4 son significativas con valores de alrededor 0.3 a 0.6 entre mayo y agosto, indicando que un calentamiento/enfriamiento de la región del Pacífico tropical durante los meses anteriores al fin están relacionadas con fechas tardías (tempranas). Con respecto al índice CLLJ, en general las correlaciones son negativas, aunque solo alcanzan la significatividad estadística en julio y agosto, antes de que se presente el fin ( $r = -0.40$  y  $r = -0.48$ , respectivamente).

### 3. Análisis y resultados

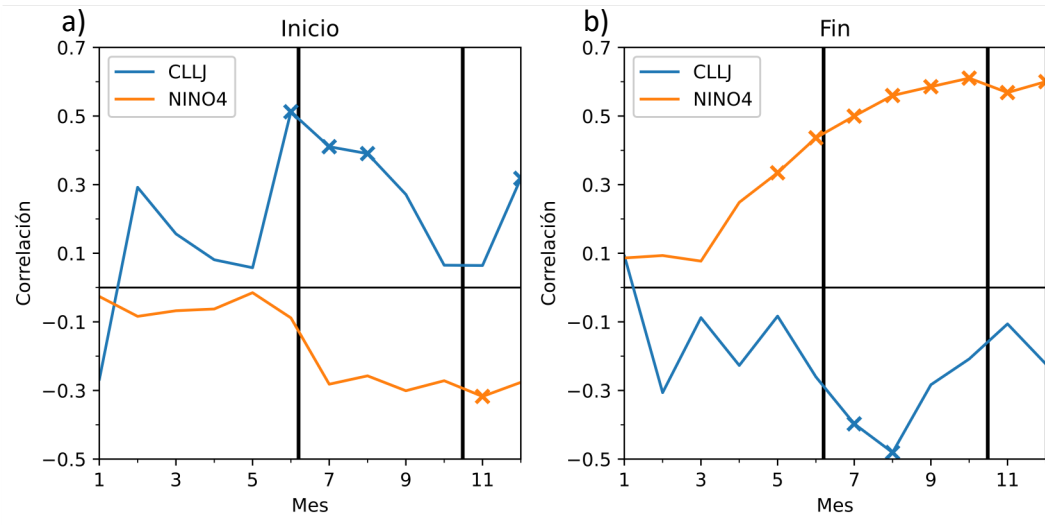


Fig. 3.27. Correlaciones con diferentes meses de retraso para múltiples índices de variabilidad climática, para a) inicio, b). fin.

Los años con una correlación significativa al 0.95 están marcados con una x.



# Discusión y conclusiones

La Cuenca del Valle de México (CVM) alberga a más de 25 millones de habitantes, quienes dependen fuertemente de la precipitación tanto para el consumo humano de agua como para la agricultura, por lo que la caracterización precisa de la precipitación, particularmente el inicio y el fin de la temporada de lluvias, es de suma importancia social.

En este trabajo, se ha demostrado que utilizando la precipitación de alta resolución de la base de datos CHIRPS, suavizada en el tiempo, es posible definir un índice de inicio de la temporada de lluvias para la CVM como el primer día de la primera racha de 20 días con precipitación de al menos 2.5 mm/día. Para el fin de la temporada de lluvias, se ha seguido un enfoque análogo, y se ha definido como el último día de la última racha de 20 días con precipitación de al menos 1.7 mm/día. Estos umbrales se eligieron tras un procedimiento de calibración destinado a maximizar la tasa de cambio de la precipitación en torno al inicio/fin. Cabe señalar que el uso de criterios duales basados no sólo en la precipitación sino también en la pendiente de la precipitación permite definir un método capaz de hacer frente a los relativamente frecuentes falsos inicios. Basándose en este método, se encontró que para el periodo 1981-2020 el inicio medio se produce el 6 de junio y el fin medio el 15 de octubre, lo que implica una duración típica de la estación lluviosa de 131 días.

Se muestra la capacidad de los índices de inicio y fin para caracterizar las variaciones de las precipitaciones. Los resultados muestran que tanto el inicio como el fin captan en buena medida el rápido aumento y disminución de las precipitaciones en toda la zona de estudio característico del inicio y final de la estación lluviosa. El análisis de los cambios en el flujo de humedad hacia la cuenca del Valle de México muestra que durante el inicio (fin) de la temporada lluviosa, hay un claro y rápido fortalecimiento (debilitamiento) del flujo de humedad a la salida de la región núcleo de la corriente en chorro de niveles bajos del Caribe

### 3. Análisis y resultados

(CLLJ), a través de la península de Yucatán, y hacia el centro de México. Esto concuerda con Cook y Vizy (2010), quienes encontraron que de mayo a septiembre la humedad se pierde en la cuenca del Caribe y es transportada por el flujo zonal hacia Centroamérica. El inicio del monzón coincide con un fuerte flujo de humedad hacia el interior desde el Océano Pacífico que converge en el Istmo de Tehuantepec, ubicado en la costa sur de México. Por el contrario, la retirada se asocia con un flujo de humedad hacia el exterior en esta zona. Esta característica dinámica no ha sido asociada antes con el momento del inicio/retiro de la estación húmeda en el centro de México y exige estudios adicionales sobre los mecanismos que la causan.

En la CVM, se ha cuantificado la importancia del Pacífico y el Golfo de México como fuentes de humedad (Melgarejo et al., 2021; Perdigón-Morales et al., 2021); sin embargo, no se ha esclarecido su influencia directa con el momento del inicio y el fin de la temporada de lluvias. Tanto la región núcleo del CLLJ como el Pacífico al sur de México exhiben un comportamiento bimodal en el viento y el flujo de vapor verticalmente integrado (VIMF) y las fechas climatológicas están aproximadamente alineadas con el inicio y el retiro climatológicos. Esto sugiere que cualquier esfuerzo para predecir tanto el inicio como la retirada se podría abordar adoptando un enfoque multivariable, utilizando el viento y otras variables de múltiples regiones como predictores.

Si bien los cambios más notables alrededor del inicio/fin de la temporada de lluvias se dan en el flujo de humedad y en el viento, hay también cambios consistentes a largo de otros campos climatológicos. Alrededor del inicio (fin), la altura geopotencial a 200 hPa aumenta (disminuye) en el centro del país, la altura geopotencial a 925 hPa muestra un desplazamiento hacia el oeste (este) de la NASH, la OLR aumenta (disminuye) en el centro y sur del país, y la SST aumenta (disminuye) en el Pacífico y el Golfo de México. Por otro lado, tanto en el inicio como en el fin, la SST muestra un decremento en una región del Pacífico al sur de Oaxaca, lo que parece estar asociado a los cambios del viento en esta región.

Tanto el inicio como el fin muestran una gran variabilidad interanual en la cuenca del Valle de México. Entre 1981 y 2020, los inicios más tempranos se produjeron el 9 de mayo (1985, 1997) y el más tardío el 26 de junio (2020). El rango de fechas para el fin también es bastante amplio. En 2011 se produjo el más temprano del periodo de estudio, el 14 de

### 3. Análisis y resultados

septiembre, mientras que, en 1992, el final de la estación lluviosa no se produjo hasta el 14 de noviembre. No hay una tendencia significativa en las fechas de inicio/retirada a lo largo de todo el periodo de estudio. Sin embargo, un análisis de tendencias en periodos de 20 años revela que las fechas de retirada se retrasaron ligera pero significativamente entre 1988 y 1994 a un ritmo de alrededor de 1 día por año, mientras que entre 1995 y 2002 se produjo un cambio en el signo de la tendencia, con una pequeña tendencia hacia retiradas más tempranas. En el caso del inicio, en general, se encuentran tendencias significativas positivas durante casi todo el periodo de estudio (es decir, una tendencia a inicios más tardíos) que fue mayor durante 1995-2002, alcanzando valores de alrededor de 0,5 días por año.

Debido a las tendencias en las fechas de inicio y fin, la duración de la temporada de lluvias en la Cuenca del Valle de México osciló significativamente durante el periodo de estudio. Esto se evidencia por las tendencias positivas en la duración de la temporada de lluvias entre 1988 y 1994, seguidas por una tendencia negativa significativa en la duración entre 1994 y 2002. En el caso del primer periodo, el aumento de la duración de la estación lluviosa se debió a un retraso en la retirada de la temporada de lluvias. En el caso del segundo periodo, la disminución de la duración de la estación lluviosa se debió tanto a unos inicios más tardíos como a unos fines más tempranos. Las tendencias en la precipitación de la estación lluviosa siguen de cerca las de la duración de la estación lluviosa, lo que sugiere que una parte de los cambios en la precipitación total de la cuenca del Valle de México pudiera relacionarse con la variabilidad de su inicio y fin.

El uso de series temporales de precipitación más largas podría ser útil para predecir el inicio y el fin de las precipitaciones. Usar series más largas permitiría detectar tendencias a más largo plazo y establecer correlaciones con oscilaciones climáticas de baja frecuencia, como la Oscilación Multidecadal del Atlántico (AMO). Varios autores han ampliado las series temporales de inicio y fin de la temporada de lluvias a la era preinstrumental en varias regiones del planeta (Ordoñez et al., 2016; Gallego et al., 2015), lo que permite aplicar este tipo de estudios. Sin embargo, esos métodos se han basado en la dirección del viento, y como región de la CVM no muestra una inversión estacional del viento habría que desarrollar nuevas estrategias para crear una serie temporal de más de cien años.

### 3. Análisis y resultados

La influencia de ENSO sobre las precipitaciones de la CVM es compleja ya que en ella interfieren varios sistemas climáticos y se complica más por la abrupta orografía, pero se considera que ENSO modula significativamente la precipitación de esta región (Jáuregui, 1995; Jáuregui, 1997; Melgarejo et al., 2017). Los mecanismos y efectos de El Niño en el centro de México aún no se conocen en su totalidad; sin embargo, las condiciones de La Niña/El Niño tienen, en general, el efecto de aumentar/disminuir la precipitación durante el verano en el centro de México (Magaña et al., 1999; Magaña, 2003; Mendoza et al, 2004; Bravo et al., 2010), parcialmente a través del calentamiento de la atmósfera a nivel tropical en verano, lo que aumenta la estabilidad y favorece la subsidencia (Giannini et al., 2001), así como un fortalecimiento del CLLJ, lo que aumenta la cizalla e inhibe a los ciclones tropicales en el Caribe (Magaña, 2003).

Se encontraron correlaciones positivas y significativas entre el índice NINO4 y la fecha de fin desde el mes de mayo anterior al fin. En contraste, no se presentaron correlaciones significativas entre el inicio de la temporada lluviosa y ENSO. La correlación positiva con el fin implica que las temperaturas más cálidas sobre el Pacífico tropical en verano (condiciones de desarrollo de El Niño) están relacionadas con un fin tardío y viceversa. Así, las condiciones de El Niño favorecen una estación de lluvias más larga que se extiende hasta bien entrado el otoño.

Las anomalías de precipitación asociadas a ENSO tardan entre 3 y 6 meses en llegar al continente americano. Este fenómeno se conoce como la teoría del puente atmosférico (Alexander et al., 2002), que estableció una clara conexión en las anomalías de la SST en el Pacífico ecuatorial y aquellas en el Atlántico tropical, las cuales se presentan aproximadamente 3 a 6 meses después del pico de las anomalías en el Pacífico. Uno de los mecanismos propuestos para la teleconexión es que, durante los eventos de El Niño, se produce una migración hacia el sur de la ITCZ, lo que provoca un debilitamiento de los vientos alisios sobre el Atlántico Norte tropical y el Caribe, reduciendo la evaporación en superficie y provocando un aumento de las temperaturas superficiales del océano (SST) (Klein et al, 1998; Giannini et al, 2001). Por tanto, el retraso en la correlación concuerda con la teoría del puente atmosférico.

### 3. Análisis y resultados

Dentro de los múltiples factores que determinan la fuerza del CLLJ, Wang (2007) identificó el mecanismo por medio del cual la SST modula el viento zonal del CLLJ. En un mecanismo clásico de Gill un calentamiento diabático en una región tropical fuera del Ecuador genera una circulación ciclónica al noroeste de la anomalía de calentamiento (Gill, 1980), que disminuye la fuerza del Alta Subtropical del Atlántico Norte (NASH), debilitando el CLLJ (Wang, 2007; Wang y Lee, 2007; Wang et al., 2007). Adicionalmente, Wang (2007) encontró correlaciones entre el viento y la precipitación que determinan que un incremento en la divergencia del flujo de humedad (VIDMF) en la región de salida del núcleo del CLLJ generan una reducción en la convección en el centro de México y viceversa. En consecuencia, las condiciones de El Niño (La Niña) en verano se propagarían (a través del puente atmosférico) durante 3 a 6 meses y causarían anomalías negativas (positivas) de la SST en el Caribe, lo que llevaría a un fortalecimiento (debilitamiento) del CLLJ alrededor de octubre y noviembre, que a su vez aumenta (suprime) la precipitación en el centro de México y retrasa (adelanta) la retirada en la CVM.

También se encontraron cambios significativos en la duración de la temporada de lluvias directamente relacionados con la variabilidad del viento en la región núcleo del CLLJ. La fecha de retirada está correlacionada negativamente con el CLLJ de verano. Por lo tanto, un CLLJ débil (fuerte) en verano provoca un fin tardío (temprano), lo que es consistente con supresión de la precipitación debida a un CLLJ fuerte en verano, a través del incremento de la divergencia de humedad. Para el inicio, un CLLJ fuerte (débil) causa un inicio tardío (temprano). En este caso, un CLLJ fuerte durante Agosto conlleva a mayor divergencia de humedad a la salida del CLLJ, lo que podría desencadenar un fin temprano en septiembre, modulando la fecha de fin y la longitud de la temporada de lluvias.

En este trabajo se ha encontrado que las fechas de inicio y fin de la temporada de lluvias en la CVM pueden determinarse objetivamente basándose únicamente en los datos de precipitación. Los resultados indican que una parte significativa de los cambios observados en la precipitación de una zona tan poblada podría estar directamente relacionada con la variabilidad del inicio y fin de la estación lluviosa de la CVM.

# Referencias

1. Adams, D. K., & Comrie, A. C. (1997). The North American Monsoon. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78(10), 2197–2214.  
[https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1997\)078<2197:TNAM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1997)078<2197:TNAM>2.0.CO;2)
2. Ahmed, R., & Karmakar, S. (1993). Arrival and withdrawal dates of the summer monsoon in Bangladesh. *International Journal of Climatology*, 13(7), 727–740.  
<https://doi.org/10.1002/joc.3370130703>
3. Ananthakrishnan R., Acharya U. R., and Ramakrishnan A. R. (1967). Forecasting Manual on the criteria for declaring the onset of the southwest monsoon over Kerala. Forecasting Manual. FMU Report No. IV-18.1, India Meteorological Department.
4. Ávila García, P (2008). Vulnerabilidad socioambiental, seguridad hídrica y escenarios de crisis por el agua en México. *Ciencias*, 90, 46-57. Universidad Nacional Autónoma de México.
5. Bravo Cabrera, J. L., Azpra Romero, E., Zarraluqui Such, V., Gay García, C., & Estrada Porrúa, F.. (2010). Significance tests for the relationship between "El Niño" phenomenon and precipitation in Mexico. *Geofísica internacional*, 49(4), 245-261.
6. Bhatla, R., Singh, M., & Pattanaik, D. R. (2017). Impact of Madden-Julian oscillation on onset of summer monsoon over India. *Theoretical and Applied Climatology*, 128(1–2), 381–391.  
<https://doi.org/10.1007/s00704-015-1715-4>
7. CONABIO (2022). Portal de Geoinformación 2022.  
<http://www.conabio.gob.mx/informacion/gis/>
8. CONAGUA (2011). Atlas del agua en México 2011.  
<http://www.conagua.gob.mx/conagua07/publicaciones/publicaciones/sgp-18-11.pdf>
9. CONAGUA (2013). Estadísticas del Agua de la Región Hidrológico-Administrativa XIII.  
[https://www.gob.mx/cms/uploads/attachment/file/624777/Estadisticas\\_Agua\\_RHA\\_XIII\\_Aguas\\_del\\_Valle\\_de\\_Mexico\\_Edicion\\_2013.pdf](https://www.gob.mx/cms/uploads/attachment/file/624777/Estadisticas_Agua_RHA_XIII_Aguas_del_Valle_de_Mexico_Edicion_2013.pdf)
10. CONAGUA (2017). ¿Sabes qué son los frentes fríos?  
<https://www.gob.mx/conagua/articulos/sabes-que-son-los-frentes-frios-abrigate-bien-en-esta-epoca-de-cembrina>
11. CONAGUA (2018). Estadísticas del agua en México.  
[http://sina.conagua.gob.mx/publicaciones/EAM\\_2018.pdf](http://sina.conagua.gob.mx/publicaciones/EAM_2018.pdf)

## Bibliografía

12. CONAGUA (2019a). Situación de los recursos hídricos.  
<https://www.gob.mx/conagua/acciones-y-programas/situacion-de-los-recursos-hidricos>
13. CONAGUA (2019b). Reporte del Clima en México, 2018.  
<https://smn.conagua.gob.mx/tools/DATA/Climatolog%C3%ADa/Diagn%C3%B3stico%20Atmosf%C3%A9rico/Reporte%20del%20Clima%20en%20M%C3%A9xico/Anual2019.pdf>
14. CONAGUA (2021). Reporte del Clima en México, 2020.  
<https://smn.conagua.gob.mx/tools/DATA/Climatolog%C3%ADa/Diagn%C3%B3stico%20Atmosf%C3%A9rico/Reporte%20del%20Clima%20en%20M%C3%A9xico/Anual2020.pdf>
15. Cook, K. H., & Vizy, E. K. (2010). Hydrodynamics of the Caribbean Low-Level Jet and Its Relationship to Precipitation. *Journal of Climate*, 23(6), 1477–1494.  
<https://doi.org/10.1175/2009JCLI3210.1>
16. Diaconescu, E. P., Gachon, P., Scinocca, J., & Laprise, R. (2015). Evaluation of daily precipitation statistics and monsoon onset/retreat over western Sahel in multiple data sets. *Climate Dynamics*, 45(5–6), 1325–1354.  
<https://doi.org/10.1007/s00382-014-2383-2>
17. Dominguez, C., & Magaña, V. (2018). The Role of Tropical Cyclones in Precipitation Over the Tropical and Subtropical North America. *Frontiers in Earth Science*, 6, 19.  
<https://doi.org/10.3389/feart.2018.00019>
18. Dominguez, C., Done, J. M., & Bruyère, C. L. (2020). Easterly wave contributions to seasonal rainfall over the tropical Americas in observations and a regional climate model. *Climate Dynamics*, 54(1–2), 191–209.  
<https://doi.org/10.1007/s00382-019-04996-7>
19. Douglas, M. W., Maddox, R. A., Howard, K., & Reyes, S. (1993). The Mexican Monsoon. *Journal of Climate*, 6(8), 1665–1677.  
[https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1993\)006<1665:TMM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1993)006<1665:TMM>2.0.CO;2)
20. Ellis, A. W., Saffell, E. M., & Hawkins, T. W. (2004). A method for defining monsoon onset and demise in the southwestern USA. *International Journal of Climatology*, 24(2), 247–265.  
<https://doi.org/10.1002/joc.996>
21. Enfield, D. B., Mestas-Núñez, A. M., & Trimble, P. J. (2001). The Atlantic Multidecadal Oscillation and its relation to rainfall and river flows in the continental U.S. *Geophysical Research Letters*, 28(10), 2077–2080.  
<https://doi.org/10.1029/2000GL012745>
22. Fasullo, J., & Webster, P. J. (2003). A Hydrological Definition of Indian Monsoon Onset and Withdrawal. *Journal of Climate*, 16(19), 3200–3211.  
[https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2003\)016<3200a:AHDOIM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2003)016<3200a:AHDOIM>2.0.CO;2)
23. Flatau, M. K., Flatau, P. J., & Rudnick, D. (2001). The Dynamics of Double Monsoon Onsets. *Journal of Climate*, 14(21), 4130–4146.  
[https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2001\)014<4130:TDODMO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2001)014<4130:TDODMO>2.0.CO;2)

## Bibliografía

24. Funk, C., Peterson, P., Landsfeld, M., Pedreros, D., Verdin, J., Shukla, S., Husak, G., Rowland, J., Harrison, L., Hoell, A., & Michaelsen, J. (2015). The climate hazards infrared precipitation with stations—A new environmental record for monitoring extremes. *Scientific Data*, 2(1), 150066.  
<https://doi.org/10.1038/sdata.2015.66>
25. Gallego, D., Garcia-Herrera, R., Calvo, N., & Ribera, P. (2007). A new meteorological record for Cádiz (Spain) 1806–1852: Implications for climatic reconstructions. *Journal of Geophysical Research*, 112(D12), D12108.  
<https://doi.org/10.1029/2007JD008517>
26. García, E. (1969). Distribución de la precipitación de la República Mexicana. *Revista Investigaciones Geográficas*, 1, 2-30  
[http://www.igeograf.unam.mx/Geodig/antologia/index.html/pdf/1\\_garcia.pdf](http://www.igeograf.unam.mx/Geodig/antologia/index.html/pdf/1_garcia.pdf)
27. Giannini, A., Kushnir, Y., & Cane, M. A. (2000). Interannual Variability of Caribbean Rainfall, ENSO, and the Atlantic Ocean. *Journal of Climate*, 13(2), 297–311.  
[https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2000\)013<0297:IVOCRE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2000)013<0297:IVOCRE>2.0.CO;2)
28. Gill, A. E. (1980). Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 106(449), 447–462.  
<https://doi.org/10.1002/qj.49710644905>
29. Herrera, E., Magaña, V., & Caetano, E. (2015). Air-sea interactions and dynamical processes associated with the midsummer drought. *International Journal of Climatology*, 35(7), 1569–1578.  
<https://doi.org/10.1002/joc.4077>
30. Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Schepers, D., Simmons, A., Soci, C., Abdalla, S., Abellan, X., Balsamo, G., Bechtold, P., Biavati, G., Bidlot, J., Bonavita, M., ... Thépaut, J. (2020). The ERA5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 146(730), 1999–2049.  
<https://doi.org/10.1002/qj.3803>
31. Higgins, R. W., Chen, Y., & Douglas, A. V. (1999). Interannual Variability of the North American Warm Season Precipitation Regime. *Journal of Climate*, 12(3), 653–680.  
[https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1999\)012<0653:IVOTNA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1999)012<0653:IVOTNA>2.0.CO;2)
32. IMTA (2015). Atlas de vulnerabilidad hídrica en México ante el cambio climático.  
[https://www.imta.gob.mx/biblioteca/libros\\_html/atlas-2016/files/assets/common/downloads/publication.pdf](https://www.imta.gob.mx/biblioteca/libros_html/atlas-2016/files/assets/common/downloads/publication.pdf)
33. Janowiak, J. E., & Xie, P. (2003). A Global-Scale Examination of Monsoon-Related Precipitation. *Journal of Climate*, 16(24), 4121–4133.  
[https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2003\)016<4121:AGEOMP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2003)016<4121:AGEOMP>2.0.CO;2)
34. Jáuregui, E. (1995). Rainfall fluctuations and tropical storm activity in Mexico. *Erdkunde*, 49, 39–48.
35. Jauregui, E., & Romales, E. (1996). Urban effects on convective precipitation in Mexico city. *Atmospheric Environment*, 30(20), 3383–3389.  
[https://doi.org/10.1016/1352-2310\(96\)00041-6](https://doi.org/10.1016/1352-2310(96)00041-6)



## Bibliografía

36. Jáuregui, E. (1997). Climate variability and climate change in Mexico: A review. *Geofísica Internacional*, 36 (3), 201-205.
37. Johnson, Z. F., Chikamoto, Y., Wang, S.-Y. S., McPhaden, M. J., & Mochizuki, T. (2020). Pacific decadal oscillation remotely forced by the equatorial Pacific and the Atlantic Oceans. *Climate Dynamics*, 55(3–4), 789–811.  
<https://doi.org/10.1007/s00382-020-05295-2>
38. Joseph, P. V., Sooraj, K. P., & Rajan, C. K. (2006). The summer monsoon onset process over South Asia and an objective method for the date of monsoon onset over Kerala. *International Journal of Climatology*, 26(13), 1871-1893.  
<https://doi.org/10.1002/joc.1340>
39. Klein, S. A., Soden, B. J., & Lau, N.-C. (1999). Remote Sea Surface Temperature Variations during ENSO: Evidence for a Tropical Atmospheric Bridge. *Journal of Climate*, 12(4), 917–932.  
[https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1999\)012<0917:RSSTVD>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1999)012<0917:RSSTVD>2.0.CO;2)
40. Lerner, A. M., Eakin, H. C., Tellman, E., Bausch, J. C., & Hernández Aguilar, B. (2018). Governing the gaps in water governance and land-use planning in a megacity: The example of hydrological risk in Mexico City. *Cities*, 83, 61–70.  
<https://doi.org/10.1016/j.cities.2018.06.009>
41. Magaña, V., Amador, J. A., & 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)
42. Magaña, V., Vázquez, J., Pérez, J. & Pérez, J. (2003). Impact of El Niño on precipitation in Mexico. *Geofísica internacional*, 42(3), 313-330.
43. Marengo, J. A., Liebmann, B., Kousky, V. E., Filizola, N. P., & Wainer, I. C. (2001). Onset and End of the Rainy Season in the Brazilian Amazon Basin. *Journal of Climate*, 14(5), 833–852.  
[https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2001\)014<0833:OAEOTR>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2001)014<0833:OAEOTR>2.0.CO;2)
44. Mechoso, C. R., Robertson, A. W., Ropelewski, C. F., & Grimm, A. M. (2004). The American Monsoon Systems: An Introduction. *The Global Monsoon System: Research and Forecast*.
45. Melgarejo A. (2020). Estudio de sequías en la Cuenca Hidrológica del río Balsas. Tesis de maestría en Ciencias de la Tierra, CCA UNAM.
46. Melgarejo, A., Ordoñez, P., Nieto, R., Gimeno, L., & Ribera, P. (2017). Moisture transport related to the ENSO effects in the Mexican precipitation. *Proceedings of First International Electronic Conference on the Hydrological Cycle*, 4884.  
<https://doi.org/10.3390/CHyCle-2017-04884>
47. Melgarejo, A. E., Ordoñez, P., Nieto, R., Peña-Ortiz, C., García-Herrera, R., & Gimeno, L. (2021). Mechanisms for Severe Drought Occurrence in the Balsas River Basin (Mexico). *Atmosphere*, 12(3), 368.  
<https://doi.org/10.3390/atmos12030368>

## Bibliografía

48. Mendoza, B., Jáuregui, E., Diaz-Sandoval, R., García-Acosta, V., Velasco, V., & Cordero, G. (2005). Historical Droughts in Central Mexico and Their Relation with El Niño. *Journal of Applied Meteorology*, 44(5), 709–716.  
<https://doi.org/10.1175/JAM2210.1>
49. NCEI (2022). Equatorial Pacific Sea Surface Temperatures.  
<https://www.ncei.noaa.gov/access/monitoring/enso/sst/>
50. Ochoa, C. A., Quintanar, A. I., Raga, G. B., & Baumgardner, D. (2015). Changes in Intense Precipitation Events in Mexico City. *Journal of Hydrometeorology*, 16(4), 1804–1820.  
<https://doi.org/10.1175/JHM-D-14-0081.1>
51. Ordoñez, P., Gallego, D., Ribera, P., Peña-Ortiz, C., & García-Herrera, R. (2016). Tracking the Indian Summer Monsoon Onset Back to the Preinstrument Period. *Journal of Climate*, 29(22), 8115–8127.  
<https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0788.1>
52. Pai, M. N., & Rajeevan, M. N. (2007). Summer monsoon onset over Kerala: New definition and prediction. *JOURNAL OF EARTH SYSTEM SCIENCE*.
53. Parthasarathy, B., Munot, A. A., & Kothawale, D. R. (1994). All-India monthly and seasonal rainfall series: 1871-1993. *Theoretical and Applied Climatology*, 49(4), 217–224.  
<https://doi.org/10.1007/BF00867461>
54. Perdigón-Morales, J., Romero-Centeno, R., Pérez, P. O., & Barrett, B. S. (2018). The midsummer drought in Mexico: Perspectives on duration and intensity from the CHIRPS precipitation database. *International Journal of Climatology*, 38(5), 2174–2186.  
<https://doi.org/10.1002/joc.5322>
55. Perdigón-Morales, J., Romero-Centeno, R., Ordoñez, P., Nieto, R., Gimeno, L., & Barrett, B. S. (2021). Influence of the Madden-Julian Oscillation on moisture transport by the Caribbean Low Level Jet during the Midsummer Drought in Mexico. *Atmospheric Research*, 248, 105243.  
<https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2020.105243>
56. Ramage, C. (1971). *Monsoon Meteorology*. International Geophysics Series, Vol. 15, Academic Press, 296 pp.
57. Rzedowski, J., 2006. *Vegetación de México*. 1ra. Edición digital, Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad, México, 504 pp.  
<https://bioteca.biodiversidad.gob.mx/janium/Documentos/7369.pdf>
58. Schmitz, J. T., & Mullen, S. L. (1996). Water Vapor Transport Associated with the Summertime North American Monsoon as Depicted by ECMWF Analyses. *Journal of Climate*, 9(7), 1621–1634.  
[https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1996\)009<1621:WVTAWT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1996)009<1621:WVTAWT>2.0.CO;2)
59. Sutton, R. T., & Hodson, D. L. R. (2005). Atlantic Ocean Forcing of North American and European Summer Climate. *Science*, 309(5731), 115–118.  
<https://doi.org/10.1126/science.1109496>

## Bibliografia

60. Tanaka, M. (1992). Intraseasonal Oscillation and the Onset and Retreat Dates of the Summer Monsoon over East, Southeast Asia and the Western Pacific Region using GMS High Cloud Amount Data. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, 70(1B), 613–629.  
[https://doi.org/10.2151/jmsj1965.70.1B\\_613](https://doi.org/10.2151/jmsj1965.70.1B_613)
61. Taraphdar, S., Zhang, F., Leung, L. R., Chen, X., & Pauluis, O. M. (2018). MJO Affects the Monsoon Onset Timing Over the Indian Region. *Geophysical Research Letters*, 45(18), 10011–10018.  
<https://doi.org/10.1029/2018GL078804>
62. Vera, C., Higgins, W., Amador, J., Ambrizzi, T., Garreaud, R., Gochis, D., Gutzler, D., Lettenmaier, D., Marengo, J., Mechoso, C. R., Noguez-Paegle, J., Dias, P. L. S., & Zhang, C. (2006). Toward a Unified View of the American Monsoon Systems. *Journal of Climate*, 19(20), 4977–5000.  
<https://doi.org/10.1175/JCLI3896.1>
63. Wang, B., Ding, Q., & Joseph, P. V. (2009). Objective Definition of the Indian Summer Monsoon Onset. *Journal of Climate*, 22(12), 3303–3316.  
<https://doi.org/10.1175/2008JCLI2675.1>
64. Wang, C. (2007). Variability of the Caribbean Low-Level Jet and its relations to climate. *Climate Dynamics*, 29(4), 411–422.  
<https://doi.org/10.1007/s00382-007-0243-z>
65. Wang, C., & Lee, S. (2007). Atlantic warm pool, Caribbean low-level jet, and their potential impact on Atlantic hurricanes. *Geophysical Research Letters*, 34(2), L02703.  
<https://doi.org/10.1029/2006GL028579>
66. Wang, C., Lee, S., & Enfield, D. B. (2007). Impact of the Atlantic Warm Pool on the Summer Climate of the Western Hemisphere. *Journal of Climate*, 20(20), 5021–5040.  
<https://doi.org/10.1175/JCLI4304.1>
67. Wang, H., Liu, F., Wang, B., & Li, T. (2018). Effects of intraseasonal oscillation on South China Sea summer monsoon onset. *Climate Dynamics*, 51(7–8), 2543–2558.  
<https://doi.org/10.1007/s00382-017-4027-9>
68. Wallén, C. C. (1955). Some Characteristics of Precipitation in Mexico. *Geografiska Annaler*, 37(1–2), 51–85.  
<https://doi.org/10.1080/20014422.1955.11880870>
69. Wheeler, M. C., & Hendon, H. H. (2004). An All-Season Real-Time Multivariate MJO Index: Development of an Index for Monitoring and Prediction. *Monthly Weather Review*, 132(8), 1917–1932.  
[https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2004\)132<1917:AARMMI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2004)132<1917:AARMMI>2.0.CO;2)
70. Wilks, D. S. (2019). *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*. Elsevier.  
<https://doi.org/10.1016/C2017-0-03921-6>
71. Wolter, K., & Timlin, M. S. (2011). El Niño/Southern Oscillation behaviour since 1871 as diagnosed in an extended multivariate ENSO index (MEI.ext): EL NIÑO/SOUTHERN OSCILLATION BEHAVIOUR SINCE 1871. *International Journal of Climatology*, 31(7), 1074–1087.  
<https://doi.org/10.1002/joc.2336>

## Bibliografia

72. Xie, P., Chen, M., Yang, S., Yatagai, A., Hayasaka, T., Fukushima, Y., & Liu, C. (2007). A Gauge-Based Analysis of Daily Precipitation over East Asia. *Journal of Hydrometeorology*, 8(3), 607–626.  
<https://doi.org/10.1175/JHM583.1>
73. Zeng, X., & Lu, E. (2004). Globally Unified Monsoon Onset and Retreat Indexes. *Journal of Climate*, 17(11), 2241-2248.  
[https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2004\)017<2241:GUMOAR>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017<2241:GUMOAR>2.0.CO;2)
74. Zhang, H. (2010). Diagnosing Australia-Asian monsoon onset/retreat using large-scale wind and moisture indices. *Climate Dynamics*, 35(4), 601–618.  
<https://doi.org/10.1007/s00382-009-0620-x>
75. Zhou, W., & Chan, J. C. L. (2007). ENSO and the South China Sea summer monsoon onset. *International Journal of Climatology*, 27(2), 157–167.  
<https://doi.org/10.1002/joc.1380>

## Apéndice A: Comportamiento anual de inicio, fin, y duración de la temporada lluviosa

<b>Año</b>	<b>Inicio</b>	<b>Fin</b>	<b>Duración (días)</b>	<b>Año</b>	<b>Inicio</b>	<b>Fin</b>	<b>Duración (días)</b>
1981	25-05	06-11	165	2001	01-06	22-10	143
1982	20-06	20-10	122	2002	24-06	11-11	140
1983	21-06	28-09	99	2003	24-05	21-10	150
1984	01-06	21-09	112	2004	28-05	19-10	144
1985	09-05	10-10	154	2005	22-06	15-10	115
1986	16-05	14-10	151	2006	21-06	07-11	139
1987	22-05	08-10	139	2007	08-06	08-10	122
1988	15-06	15-09	92	2008	01-06	23-09	114
1989	15-06	03-10	110	2009	17-06	04-11	140
1990	11-06	26-10	137	2010	21-06	27-09	98
1991	05-06	13-10	130	2011	15-06	14-09	91
1992	09-05	17-11	192	2012	14-06	10-10	118
1993	12-06	03-10	113	2013	03-06	31-10	150
1994	28-05	18-10	143	2014	12-06	14-10	124
1995	15-06	27-09	104	2015	10-05	27-09	140
1996	12-06	14-10	124	2016	16-05	07-10	144
1997	09-05	22-10	166	2017	19-06	14-10	117
1998	19-06	17-10	120	2018	05-06	14-11	162
1999	15-06	16-10	123	2019	27-05	08-11	165
2000	21-05	02-10	134	2020	26-06	01-10	97

Tabla. A.1. Fechas de inicio, fin, y duración de la temporada de lluvias.

## Apéndice A

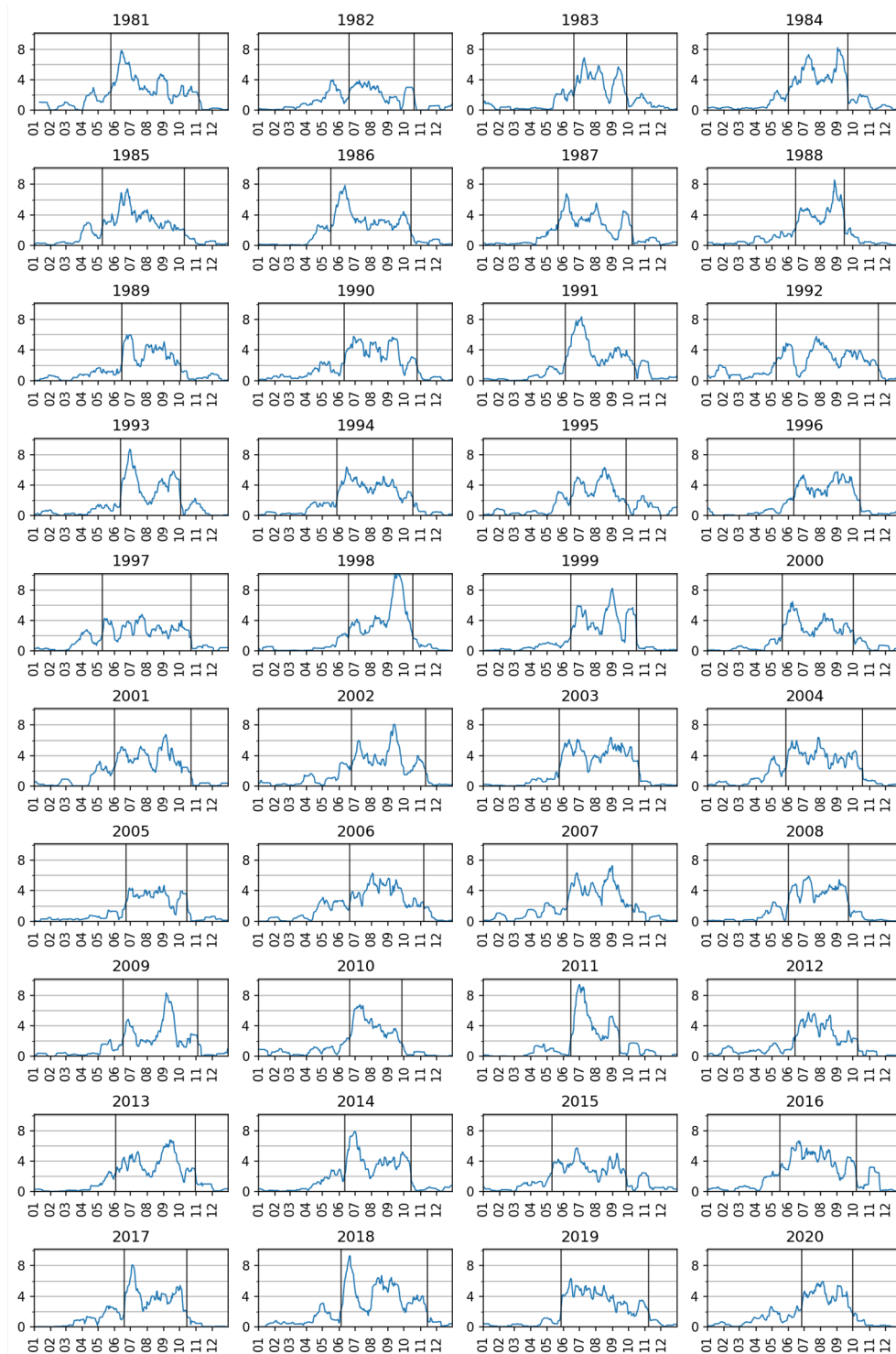


Fig. A.1. Precipitación con media móvil centrada de 20 días (líneas azules) y fechas de inicio y fin (líneas negras) para cada año estudiado.

## Apéndice B: Campos climatológicos medios antes y después del inicio y fin

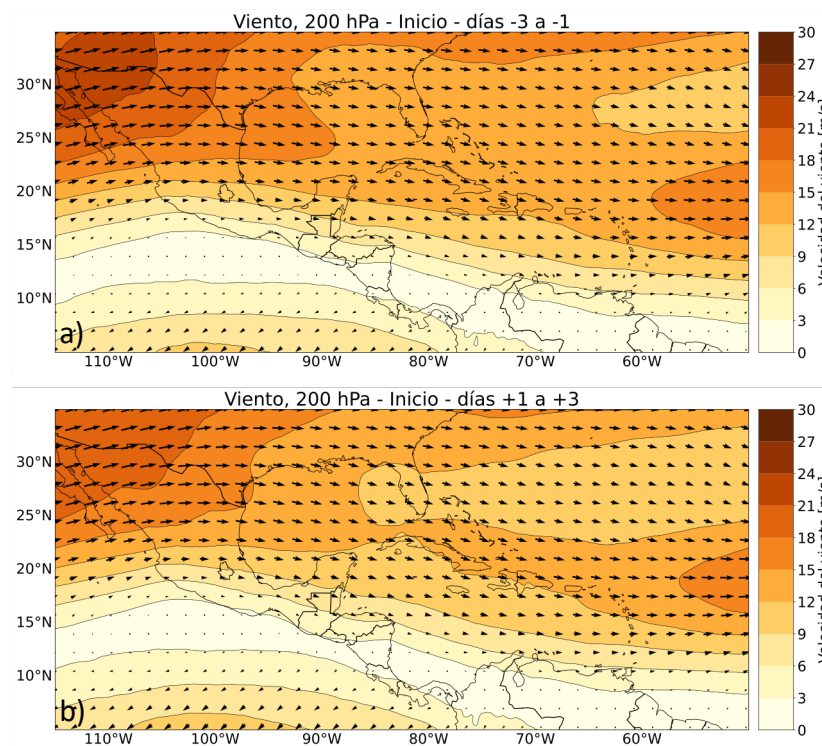


Fig. B.1. Composición de la evolución del viento a 200 hPa alrededor del inicio, días -3 a -1 y 1 a 3.

La barra de colores está en m/s

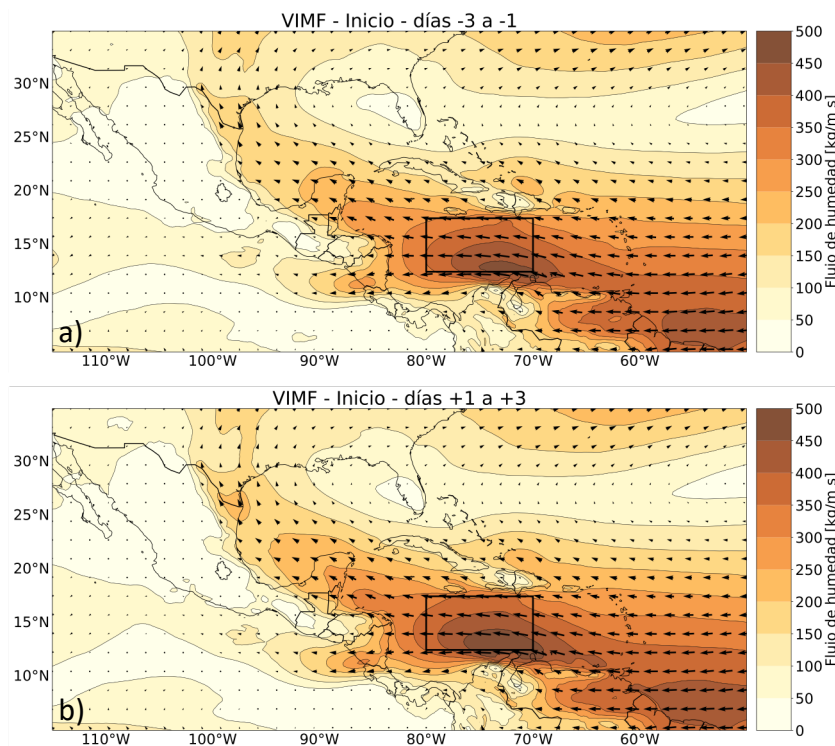


Fig. B.2. Composición de la evolución del VIMF alrededor del inicio, días  $-3$  a  $-1$  y  $1$  a  $3$ .

La barra de colores está en kg/m s

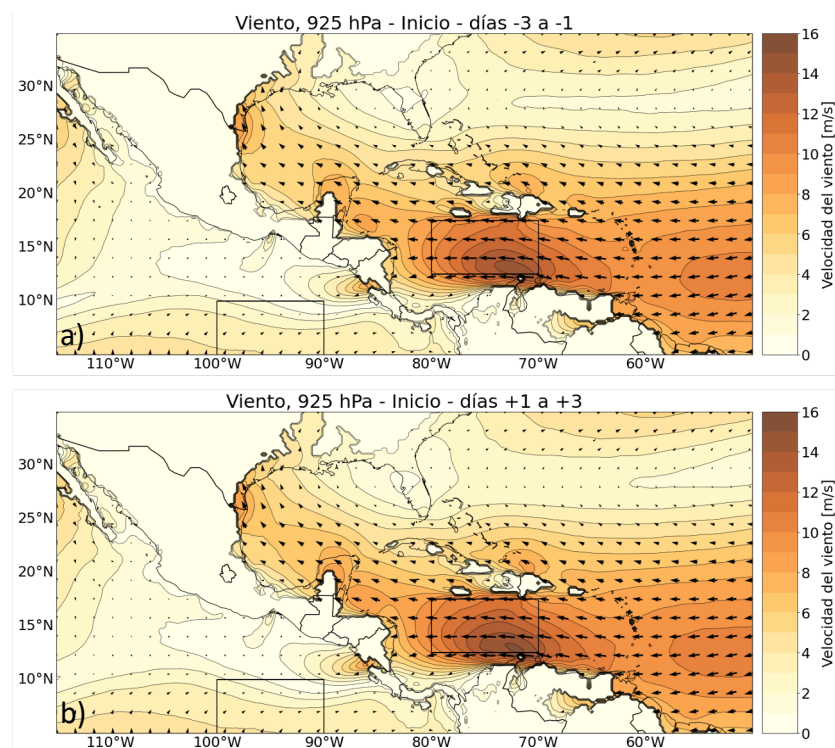


Fig. B.3. Composición de la evolución del viento a 925 hPa alrededor del inicio, días  $-3$  a  $-1$  y  $1$  a  $3$ .

Hay una máscara donde el geopotencial superficial es menor a 925 hPa, la barra de colores está en m/s.



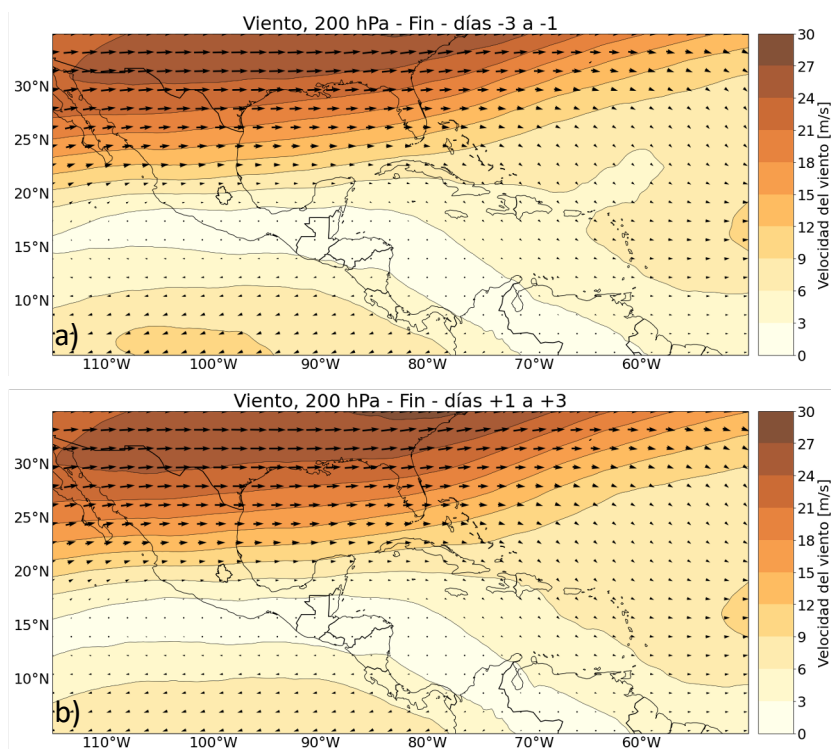


Fig. B.4. Composición de la evolución del viento a 200 hPa alrededor del fin, días -3 a -1 y 1 a 3.

La barra de colores está en m/s

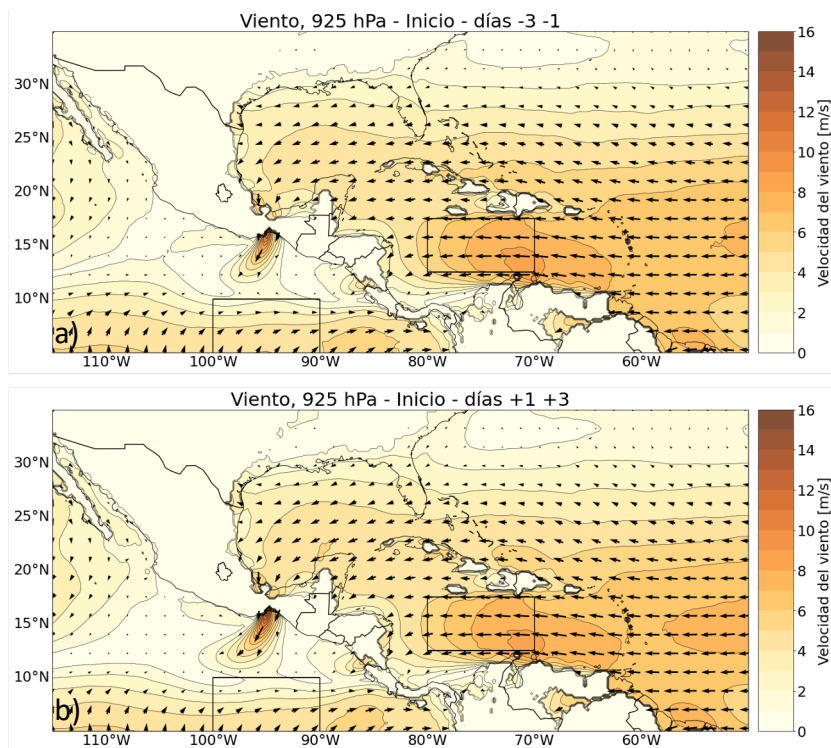


Fig. B.5. Composición de la evolución del viento a 925 hPa alrededor del fin, días -3 a -1 y 1 a 3.

Hay una máscara donde el geopotencial superficial es menor a 925 hPa, la barra de colores está en m/s.

## Apéndice B

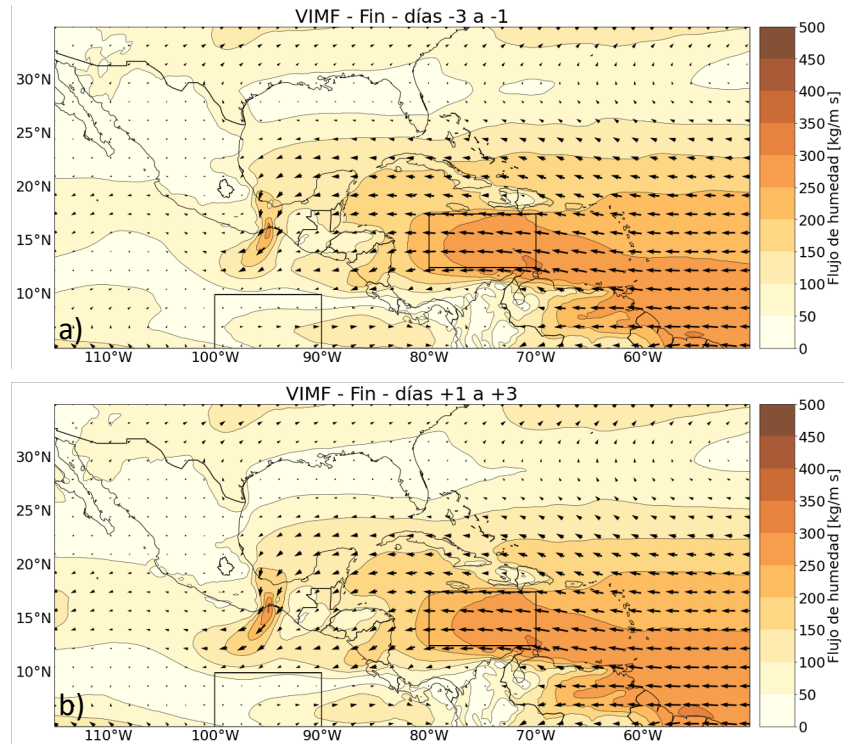


Fig. B.6. Composición de la evolución del VIMF alrededor del fin, días -3 a -1 y 1 a 3.

La barra de colores está en kg/m s

# Apéndice C: Comportamiento anual del viento y el VIVF

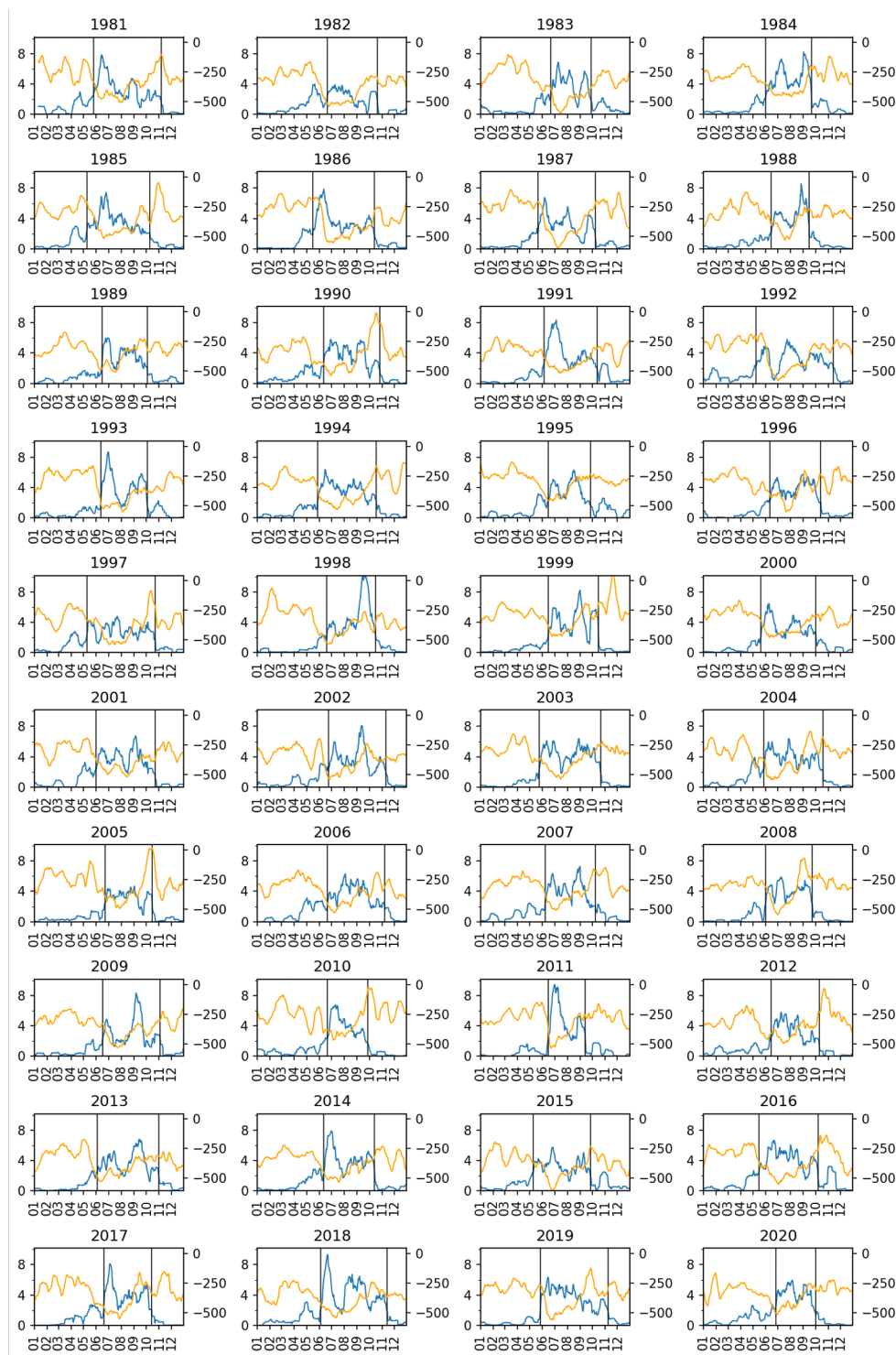


Fig. C.1. Comportamiento anual de la precipitación (azul) y del VIVF (naranja) en la zona del CLLJ.

Las líneas verticales negras representan la fecha del inicio y el fin.

## Apéndice C

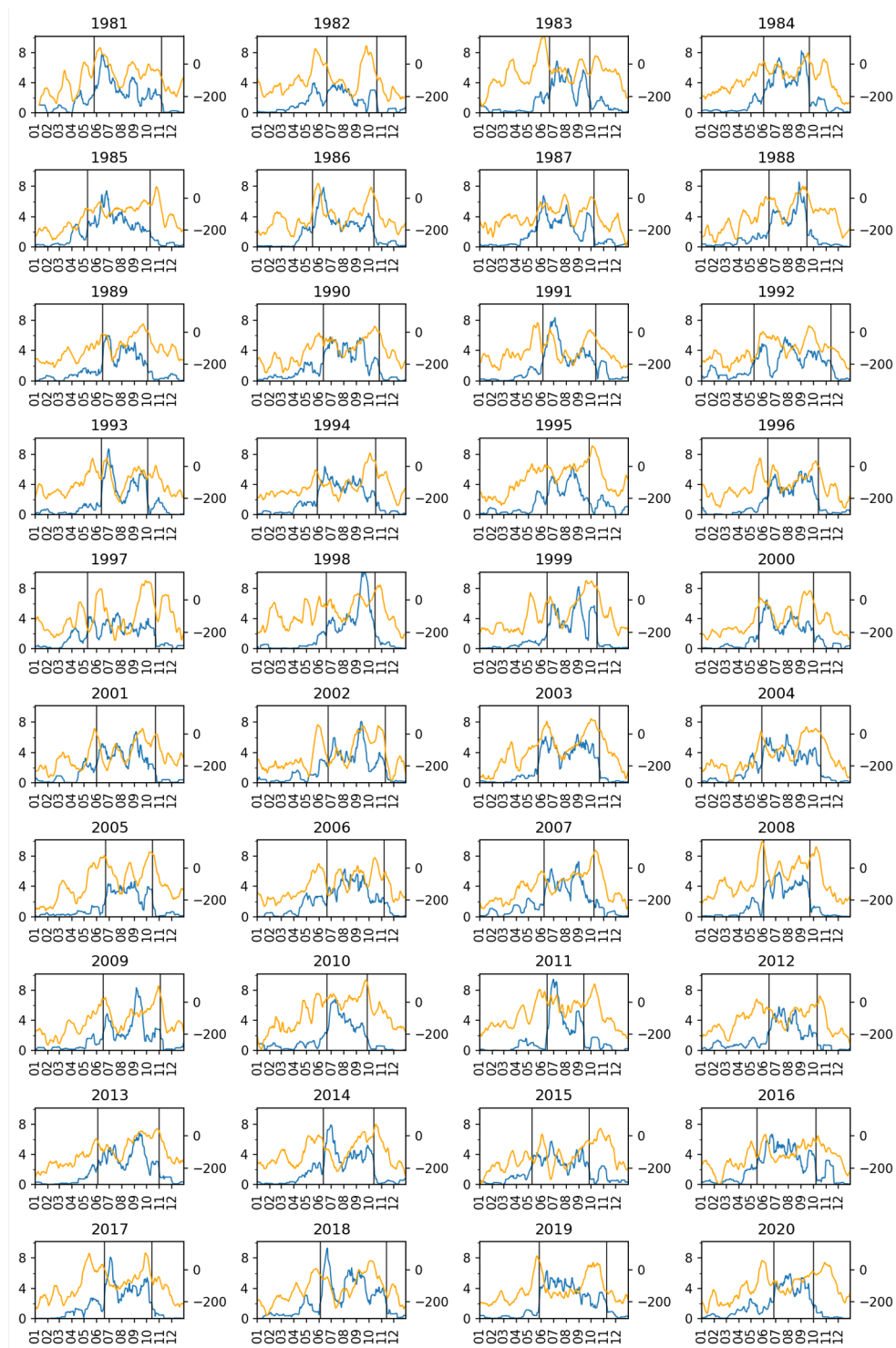


Fig. C.2. Comportamiento anual de la precipitación (azul) y del VIMF (naranja) en la zona PACIFICO.

Las líneas verticales negras representan la fecha del inicio y el fin.