



Universidad Nacional Autónoma de México

Posgrado en Ciencias de la Tierra

Variabilidad interanual de la precipitación de verano en el sur de México y su relación con variables oceánicas y atmosféricas de gran escala

T E S I S

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

PRESENTA:
Alejandra Elodia Straffon Díaz

Tutor:
Dr. Jorge Zavala Hidalgo, Instituto de Ciencias de la Atmósfera y Cambio Climático

Ciudad Universitaria, CDMX, diciembre de 2022.

Índice general

1. Introducción y marco teórico	6
1.1. Respuesta hidroclimática global y modos de variabilidad climática . . .	7
1.1.1. Escenarios asociados con el cambio climático	7
1.1.2. Variabilidad oceánica y precipitación	10
1.2. La precipitación en el sureste de México	13
1.2.1. Cambios observados y potenciales de la precipitación en México	14
1.3. Procesos físicos involucrados en la sequía de medio verano en el sureste de México y Centro América	21
2. Datos y métodos	30
2.1. Datos	30
2.2. Delimitación espacial y temporal	30
2.3. Metodología	31
2.3.1. Variabilidad intraestacional e interanual de la precipitación . . .	33
2.3.2. Mapas de correlación	34
2.3.3. Modelos de regresión multilínea	35
2.3.4. Análisis de sensibilidad	36
2.3.5. Reconstrucción de las anomalías de precipitación	37
2.3.6. Patrones de anomalía y procesos	37
3. Resultados	38
3.1. Variabilidad intraestacional e interanual de la precipitación	38
3.2. Mapas de correlación	41
3.3. Modelos de regresión multilínea	45
3.4. Análisis de sensibilidad	46
3.5. Reconstrucción de las anomalías de precipitación	48
4. Discusión	52
4.1. Fase 1	52
4.2. Fase 2	55
4.3. Fase 3	57
5. Conclusiones	60

Índice de figuras

1.1.	Patrón espacial de la duración de la sequía de medio verano en México de acuerdo a la base de datos de alta resolución CHIRPS para el periodo 1981-2010. Figura tomada de Perdigón-Morales et al. (2018).	22
1.2.	Esquema de la dinámica de la sequía de medio verano. Figura tomada de Magaña et al. (1999).	23
1.3.	Patrones de precipitación (mm/día) asociados con eventos de vientos del este (arriba) y oeste (abajo) sobre el PTN durante el verano. Los vectores representan el campo de viento promedio correspondiente. Figuras tomadas de Romero-Centeno R., et al. (2007).	25
1.4.	Anomalías de años con sequía de medio verano de: a) precipitación, b) presión atmosférica reducida al nivel del mar y c) vientos. Figura tomada de García-Martínez (2015).	27
1.5.	Gráficos de tiempo - latitud del promedio climatológico (1979-1990) usando medias móviles de 31 días para a) precipitación (mm/día) y b) frecuencia de precipitación (1/31 días) a lo largo de la costa del Pacífico de Centro América y el sureste de México considerando las 20 estaciones del estudio. El ángulo de declinación solar se muestra con la línea negra. Figura tomada de Karnauskas et al. (2012).	28
1.6.	Diagrama esquemático del mecanismo que relaciona la MJO con la sequía de medio verano en México basado en la acción combinada de la MJO y el CLLJ. Las elipses verdes indican las regiones donde la evaporación excede a la precipitación, mientras que la curva negra, lo contrario. El tamaño de las flechas indica las anomalías del CLLJ asociadas con la MJO. Figura tomada de Perdigón-Morales et al. (2021).	29
2.1.	Precipitación acumulada media de mayo a octubre usando datos del CFSR de 1979 a 2015. El rectángulo negro muestra la región de estudio, las líneas punteadas indican el ecuador y el paralelo 10 S. El resto de la figura muestra el dominio.	32

2.2.	Climatología de la precipitación diaria (CFSR) y sus anomalías en la región de estudio durante 1979-2015 (<i>rojo</i>), filtro paso bajo de 10 días (<i>negro</i>) y una desviación estándar (<i>sombreado gris</i>). El eje vertical izquierdo presenta anomalías y eje vertical derecho variaciones absolutas. Líneas verticales azules indican el inicio (fin) de la fase 1 (fase 3). Línea horizontal azul indica el valor del mínimo relativo de acuerdo al filtro paso bajo y las líneas verticales magenta indican el inicio y fin de la fase 2.	33
2.3.	Esquema anual que muestra las fases de la temporada de lluvias y los periodos previos de información para cada fase.	34
3.1.	Climatología de anomalías de precipitación intraestacional relativas al promedio del periodo del 24 de mayo al 22 de octubre durante 1979-2015 para (a) fase 1 (24 de mayo al 6 de julio), (b) fase 2 (7 de julio al 24 de agosto) y (c) fase 3 (25 de agosto al 22 de octubre). La región de estudio se indica en el rectángulo negro. Las líneas punteadas son el ecuador y el paralelo de 10°N.	39
3.2.	Anomalías anuales de precipitación para cada fase en la región de estudio: fase 1 (<i>azul</i>), fase 2 (<i>rojo</i>) y fase 3 (<i>verde</i>).	40
3.3.	Mapas de correlación entre las anomalías de precipitación de la fase 1 en la región de estudio y las anomalías de otras variables (considerando información del periodo 60-31 días antes del inicio de la fase) que tuvieron al menos una región de significancia estadística en los modelos de regresión multilineal. Cada caja indica una región con alta correlación (<i>rojo</i>) o anticorrelación (<i>azul</i>). La región de estudio se indica con un rectángulo negro.	42
3.4.	Mapas de correlación entre las anomalías de precipitación de la fase 2 en la región de estudio y las anomalías de otras variables (considerando información del periodo 60-31 días antes del inicio de la fase) que tuvieron al menos una región de significancia estadística en los modelos de regresión multilineal. Cada caja indica una región con alta correlación (<i>rojo</i>) o anticorrelación (<i>azul</i>). La región de estudio se indica con un rectángulo negro.	43
3.5.	Mapas de correlación entre las anomalías de precipitación de la fase 3 en la región de estudio y las anomalías de otras variables (considerando información del periodo 60-31 días antes del inicio de la fase) que tuvieron al menos una región de significancia estadística en los modelos de regresión multilineal. Cada caja indica una región con alta correlación (<i>rojo</i>) o anticorrelación (<i>azul</i>). La región de estudio se indica con un rectángulo negro.	44

3.6.	Diagrama de dispersión entre los coeficientes de las regresiones lineales múltiples de la series completas de 37 años y los correspondientes a las series reconstruidas con información de 36 años, para todos los modelos de cada fase (<i>puntos rojos</i>) y el ajuste lineal (<i>línea negra</i>) con la ecuación correspondiente.	47
3.7.	Diagrama de dispersión entre los coeficientes de las regresiones lineales múltiples de la series completas de 37 años y los correspondientes a las series de la primera mitad (<i>puntos rojos</i>) y la segunda (<i>puntos azules</i>) con las ecuaciones correspondientes.	48
3.8.	Comparación de anomalías de precipitación (mm/día) entre datos de CFSR (<i>negro</i>) y los promedios de modelos de regresión multilínea para los 3 casos: usando la serie completa de 37 años (<i>magenta</i>), usando la serie de 36 años (<i>azul</i>) y usando la primera mitad de la serie para estimar la otra y viceversa (<i>verde</i>) para las fases 1, 2 y 3 (a, c y e), respectivamente. Ensamble de modelos de regresión multilínea (<i>sombreado gris</i>). Comparación de errores absolutos entre los datos de CFSR y el promedio de los tres casos de regresiones para las fases 1, 2 y 3 (b, d y f), respectivamente y desviación estándar de la serie de tiempo del CFSR (<i>sombreado gris</i>).	49
4.1.	Promedio de precipitación (<i>primer renglón</i>) y promedios de anomalía (<i>segundo a quinto renglón</i>) de los 6 años con la mayor (<i>izquierda</i>) y menor (<i>derecha</i>) anomalía de precipitación en la región de estudio (<i>rectángulo negro de línea gruesa</i>) para las variables más significativas (<i>las cajas indican las regiones de mayor correlación interanual</i>) en los modelos de regresión multilínea durante los 60-31 días antes del inicio de la fase 1.	53
4.2.	Promedio de precipitación (<i>primer renglón</i>) y promedios de anomalía (<i>segundo a quinto renglón</i>) de los 6 años con la mayor (<i>izquierda</i>) y menor (<i>derecha</i>) anomalía de precipitación en la región de estudio (<i>rectángulo negro de línea gruesa</i>) para las variables más significativas (<i>las cajas indican las regiones de mayor correlación interanual</i>) en los modelos de regresión multilínea durante la fase 1.	54
4.3.	Promedio de precipitación (<i>primer renglón</i>) y promedios de anomalía (<i>segundo a quinto renglón</i>) de los 6 años con la mayor (<i>izquierda</i>) y menor (<i>derecha</i>) anomalía de precipitación en la región de estudio (<i>rectángulo negro de línea gruesa</i>) para las variables más significativas (<i>las cajas indican las regiones de mayor correlación interanual</i>) en los modelos de regresión multilínea durante los 60-31 días antes del inicio de la fase 2.	55

4.4.	Promedio de precipitación (<i>primer renglón</i>) y promedios de anomalía (<i>segundo a quinto renglón</i>) de los 6 años con la mayor (<i>izquierda</i>) y menor (<i>derecha</i>) anomalía de precipitación en la región de estudio (<i>rectángulo negro de línea gruesa</i>) para las variables más significativas (<i>las cajas indican las regiones de mayor correlación interanual</i>) en los modelos de regresión multilínea durante la fase 2.	56
4.5.	Promedio de precipitación (<i>primer renglón</i>) y promedios de anomalía (<i>segundo a quinto renglón</i>) de los 6 años con la mayor (<i>izquierda</i>) y menor (<i>derecha</i>) anomalía de precipitación en la región de estudio (<i>rectángulo negro de línea gruesa</i>) para las variables más significativas (<i>las cajas indican las regiones de mayor correlación interanual</i>) en los modelos de regresión multilínea durante los 60-31 días antes del inicio de la fase 3.	58
4.6.	Promedio de precipitación (<i>primer renglón</i>) y promedios de anomalía (<i>segundo a quinto renglón</i>) de los 6 años con la mayor (<i>izquierda</i>) y menor (<i>derecha</i>) anomalía de precipitación en la región de estudio (<i>rectángulo negro de línea gruesa</i>) para las variables más significativas (<i>las cajas indican las regiones de mayor correlación interanual</i>) en los modelos de regresión multilínea durante la fase 1.	59

Capítulo 1

Introducción y marco teórico

La presente investigación busca profundizar en la comprensión de los fenómenos físicos asociados a la variabilidad interanual de la precipitación en el sureste Mexicano, región en la cual se presenta un fenómeno climatológico conocido como sequía de medio verano. Para ello se desarrolló una metodología que analiza la covariabilidad de variables atmosféricas y oceánicas de gran escala. Por sus características y alcance, este trabajo se enmarca en los estudios de climatología regional, y sus resultados contribuyen a la generación de un pronóstico estacional.

El objetivo general y la hipótesis del estudio se enuncian a continuación:

Objetivo:

Analizar la relación entre la variabilidad interanual de la precipitación en el sur de México durante la temporada de lluvias de primavera-verano con la de variables atmosféricas y oceánicas de gran escala.

Objetivos particulares:

- Definir periodos de precipitación de verano en el sur de México con base en su variabilidad climática y la evolución de las variables oceánicas y atmosféricas de gran escala.
- Analizar la covariabilidad entre la precipitación y otras variables oceánicas y atmosféricas de gran escala.
- Analizar la variabilidad de la precipitación de verano en el sur de México en tres periodos: las lluvias tempranas de mayo, junio y parte de julio; el periodo de sequía de medio verano y las lluvias de agosto a octubre.

Hipótesis:

Las anomalías intraestacionales de la precipitación en el sur de México son precedidas por anomalías en variables atmosféricas y oceánicas, en regiones y con desfases específicos para cada variable. Por lo tanto, es posible hacer un pronóstico de las anomalías de la precipitación para el periodo de lluvias con base a la covariabilidad de la precipitación y otras variables, y los procesos físicos asociados a ellas.

Para alcanzar el objetivo planteado, en este capítulo se presenta el marco teórico y el estado del arte que permiten enmarcar en una visión más amplia este estudio regional. Se inicia con una revisión de los cambios en el ciclo hidrológico, con énfasis en la precipitación global derivados del fenómeno del cambio climático y las tendencias esperadas a escala global, así como algunos modos de variabilidad climática que influyen en el estado del tiempo y la precipitación. Posteriormente, se resume de manera muy sucinta a los estudios sobre la precipitación en México, en especial aquellos que explican el fenómeno de la sequía de medio verano en el sureste del país.

1.1. Respuesta hidroclimática global y modos de variabilidad climática

1.1.1. Escenarios asociados con el cambio climático

A escala planetaria, se espera que el calentamiento global favorezca un incremento en la precipitación como respuesta al incremento en la evaporación superficial, la evidencia científica indica que el ciclo del agua a nivel global se ha intensificado al menos desde 1980 (nivel de confianza alto) (IPCC, 2021; IPCC *et al.*, 2007), sin embargo, este incremento puede tener asociado diferentes características que varían localmente, por lo que algunas regiones estarían presenciando incrementos o decrementos en la precipitación y cambios en sus características de frecuencia e intensidad. Lo anterior tiene fuertes implicaciones en la disponibilidad y manejo de los recursos hídricos. En el informe más reciente del Panel Intergubernamental de Expertos en Cambio Climático (IPCC, por sus siglas en inglés), en congruencia con informes previos, los datos mostraron que la precipitación media global (principalmente en los continentes) ha incrementado en aproximadamente 2-3 % por cada grado kelvin que aumenta la temperatura media global desde el inicio del siglo XX, aunque este incremento es estadísticamente significativo, no es espacial ni temporalmente uniforme (IPCC, 2021; IPCC *et al.*, 2001).

La variabilidad del ciclo hidrológico y su relación con los eventos extremos en la mayor parte de las regiones del planeta, están proyectadas a aumentar de manera más acelerada que los cambios promedios considerando cualquiera de los escenarios de emisiones (nivel alto de confianza). En lo que respecta a la variabilidad interanual de la precipitación se prevé que ésta incremente más rápidamente que en los cambios medios estacionales de la precipitación (nivel de confianza medio) (IPCC, 2021), esta tendencia ya había sido identificada, por ejemplo por Pall *et al.* (2007) quien ya identificaba que los incrementos en eventos de precipitación extrema parecen ser mayores a los incrementos medios de la precipitación bajo el forzamiento de los Gases de Efecto Invernadero (GEI) tanto a nivel global como regional.

Tendencias en humedad y eventos de precipitación extremos

El contenido total de vapor de agua en la columna atmosférica a nivel global ha aumentado, así como la humedad específica cerca de la superficie del océano y de los continentes. La evaporación se ha incrementado sobre los océanos y la evapotranspiración sobre los continentes (IPCC, 2021). Dentro del más reciente reporte del IPCC de 2021 se identifica otra tendencia relevante, un menor número de días con lluvia, aunado a una mayor intensidad en la precipitación diaria promedio sobre la mayor parte de las regiones del planeta (alta confianza). Mientras que los eventos extremos en precipitación aumentarán, incluidos los asociados a ciclones tropicales y extra tropicales, incluso cuando la precipitación media a escala estacional disminuya (alta confianza).

Diversos estudios previos mostraban un incremento en el vapor de agua total en la atmósfera, principalmente en la tropósfera baja. Held & Soden (2006) encontraron que en múltiples regiones del planeta, la mayor parte de este aumento está relacionado con la temperatura y la capacidad de la atmósfera de retener vapor de agua. De acuerdo a Trenberth *et al.* (2003), en el hemisferio norte el promedio anual de agua precipitable por debajo de 500mb se ha incrementado sobre los Estados Unidos, el Caribe y Hawaii en cerca de 5% por década, con una tendencia estadísticamente significativa desde 1973, estos incrementos se corresponden con incrementos significativos de 2 a 3% por década en la humedad relativa sobre el Caribe y el Pacífico subtropical.

Por otro lado, un valor muy bien determinado es el cambio en la capacidad de retención de agua de la atmósfera, gobernado por la relación de Clausius-Clapeyron¹ de 7% K⁻¹ (Trenberth *et al.*, 2003).

Es importante mencionar que el balance entre el promedio global de precipitación (P) y el de evaporación (E), término conocido como la intensidad (*strength*) del ciclo hidrológico ($P - E$), no escala como la ecuación de Clausius-Clapeyron (7% K⁻¹). Si bien la intensidad del ciclo hidrológico aumenta con el incremento de temperatura global, esta es constreñida por el balance de los pequeños cambios en los flujos radiativos, la sensibilidad que muestran los modelos es del orden de 2% K⁻¹, como lo refiere (Held & Soden, 2006) y referencias ahí incluidas.

Dentro de las respuestas globales robustas, que son consecuencia del aumento en el vapor de agua de la atmósfera baja, de los modelos climáticos utilizados por el Cuarto Informe de Evaluación del IPCC, se han reportado las siguientes (Held & Soden, 2006):

- Disminución en los flujos de masa convectivos. El intercambio promedio de masa en la vertical entre la capa de mezcla y la tropósfera libre disminuye.
- Incremento en el transporte horizontal de humedad.

¹La ecuación de Clausius-Clapeyron puede escribirse como $\frac{de_s}{e_s} = \frac{LdT}{RT^2}$, donde e_s es la presión de saturación del vapor de agua a temperatura T , L es el calor latente de vaporización y R es la constante de los gases. Considerando que las temperaturas medias globales en 850 y 700 mb son de 7.5°C y 0°C, la capacidad de retención de agua aumenta entre 6% K⁻¹ a 300K a 7.4% K⁻¹ a 270K, por lo que 7% K⁻¹ es una aproximación razonable.

- Reforzamiento del patrón $E - P$. Las regiones secas tenderán a serlo más y las húmedas a ser más húmedas.
- Disminución en el transporte horizontal de calor en los extratropicos, derivado de la reducción en el gradiente de temperatura media zonal en niveles bajos (mayor calentamiento en los polos).

Una investigación reciente de Giorgi y colaboradores (2014) analiza las tendencias de 6 índices basados en la precipitación para un ensamble de 10 modelos de circulación general dentro del *Coupled Model Intercomparison Project Phase 5* (CMIP5) para el siglo XX y proyecciones para el siglo XXI, suponiendo un incremento de GEI descrito por la vía de concentración representativa 8.5 ((Representative Concentration Pathways (RCP), por sus siglas en inglés), encuentra que todos los índices tanto para el siglo XX como para el XXI proporcionan información consistente (robusta) respecto a un desplazamiento en el que predomina un régimen hidroclimático con eventos de precipitación más intensos, cortos, menos frecuentes y menos extendidos como respuesta al calentamiento global inducido por los GEI. Adicionalmente, este grupo de investigadores encuentra que las tendencias son mayores y más consistentes espacialmente sobre las regiones tropicales y extratropicales (30S-30N), lo que indica la importancia de la convección tropical en la respuesta hidroclimática global (Giorgi *et al.*, 2014).

Los procesos físicos que explican los resultados anteriores implican que el aumento en la intensidad de los eventos de precipitación está asociado al incremento en el vapor de agua disponible en la atmósfera. La relación de Clausius-Clapeyron proporciona una restricción para los cambios de los últimos cuartiles de la distribución de precipitación (Pall *et al.*, 2007).

En respuesta al incremento de temperatura inducido por el aumento de gases de efecto invernadero, los modelos climáticos predicen que la intensidad del ciclo hidrológico se incrementará entre 1-3 % K^{-1} , cantidad que es significativamente menor que el 7 % K^{-1} que se incrementa el vapor de agua atmosférico como resultado de la ecuación de Clausius-Clapeyron. Esta disparidad ha llegado a explicar aspectos importantes de la respuesta del clima, incluyendo una disminución de la circulación atmosférica como en Held & Soden (2006), o el incremento en la frecuencia e intensidad de las inundaciones y sequías, identificado por Allen & Ingram (2002).

Un modo de evaluar qué tan bien los modelos logran reproducir las características de la precipitación, es examinando el momento y duración de los eventos de precipitación como función del ciclo diario. Diversas investigaciones reportan que los modelos pueden simular algunos, pero no todos los patrones del ciclo diario, por ejemplo, los modelos tienden a producir la máxima precipitación en el medio día local, lo cual se anticipa entre 2 y 4 horas a lo que de hecho ocurre en la naturaleza, de acuerdo a Trenberth *et al.* (2003) y las referencias ahí incluidas. Estos sesgos en los modelos indican que aún falta mejorar mucho los esquemas de convección, los modelos de transporte de vapor de agua y de cobertura de nubes que permitan modelar la precipitación de manera más realista (Trenberth *et al.*, 2003; Pall *et al.*, 2007).

Una parcela de aire se eleva y se expande en una baja presión, se enfría y después se condensa el vapor de agua contenido en ella produciendo nubes y, posteriormente lluvia, o en algunos casos nieve. Un elemento clave de este proceso es que el aire se eleve, ya sea por forzamiento orográfico o por inestabilidades atmosféricas. Aunado a lo anterior, los mecanismos involucrados en los procesos de condensación, así como la microfísica de las gotas de lluvia son relevantes. Otro ingrediente principal es la presencia de vapor de agua o humedad relativa alta, el carácter de la precipitación depende no sólo de la naturaleza de la tormenta, sino también de la humedad disponible. Las características de la precipitación tales como la frecuencia y la intensidad son tan relevantes como la cantidad de agua precipitada, tanto para los ecosistemas como para el uso humano.

El agua precipitable, entendida como la cantidad de vapor de agua integrada en una columna atmosférica, es típicamente de 25 mm en latitudes medias, mientras que la eficiencia de los mecanismos de precipitación es de aproximadamente 30 %, por lo que es claro que no todo el vapor es convertido en precipitación (sólo 7.5 mm). Sin embargo, la tasa de lluvia promedio a nivel mundial es cerca de 45 mm/día cuando llueve (Trenberth *et al.*, 2003), es decir, en un día puede llover hasta 6 veces más que la humedad disponible localmente. Por otro lado, la tasa global de evaporación es de 2.8 mm/día (pudiendo llegar a 5 mm/día en verano), por lo que el abastecimiento de humedad para lluvias moderadas o intensas no proviene de la evaporación local, sino del transporte (Trenberth *et al.*, 2003). La proporción entre el agua precipitada que proviene de la evaporación y la que proviene de la advección, se conoce como coeficiente de reciclado de agua, Trenberth y colégas (1999) estimaron coeficientes de reciclado de agua sobre continente a nivel global de entre 8 y 20 % (para escalas de 1000 km) (Trenberth, 1999). Más recientemente, Van der Ent *et al.* (2014) estimó un 2 % de reciclado de agua evaporada dentro de los 100 km a la redonda del punto de evaporación para la mayor parte del planeta, con excepción de los desiertos que tienen mayores distancias para el reciclado.

Por todo lo anterior y a manera de resumen de este apartado, la mayor cantidad de vapor de agua atmosférica implica un incremento de las lluvias intensas desde la escala diurna hasta la estacional, incrementando con ello la severidad de riesgo por inundaciones (nivel de confianza alto) (IPCC, 2021).

1.1.2. Variabilidad oceánica y precipitación

Para poder explicar la variabilidad del océano en distintas escalas temporales (estacional, interanual y decadal) se vuelve necesario interrelacionar los fenómenos climáticos que en su conjunto la modulan. La variabilidad oceánica está asociada a cambios en la temperatura sobre los continentes, cambios en la precipitación y eventos extremos (Hurrell *et al.*, 2006).

Para el caso del océano Atlántico, el Centro de Investigación en la Variabilidad Climática y Predictibilidad del Atlántico (CLIVAR, por sus siglas en inglés), ha encontrado que existen 3 fenómenos fundamentales para explicar la variabilidad del Atlántico: 1) la variabilidad tropical del Atlántico (TAV, por sus siglas en inglés), 2) la Oscilación

del Atlántico Norte (NAO, por sus siglas en inglés) y, 3) la Circulación Meridional de Retorno del Atlántico (MOC, por sus siglas en inglés).

La más reciente revisión del estado del conocimiento acerca de la variabilidad del Atlántico y su relación con los patrones de precipitación muestra que cambios en la temperatura superficial del mar (TSM) en el Atlántico tropical controlan el sistema de monzón del África sub-Sahariana, mientras que del lado de América, las variaciones en MOC conducen a la Oscilación Multidecadal del Atlántico (AMO, por sus siglas en inglés), esta última está asociada a la sequía de baja frecuencia en Norte América. Por otro lado, se conoce como “modo meridional” el desplazamiento en la distribución de lluvia hacia el hemisferio norte con anomalías positivas en la temperatura superficial del mar, este desplazamiento meridional de la Zona Intertropical de Convergencia (ZITC o ITCZ, por sus sigla en inglés) es más pronunciado durante la primavera boreal, cuando la ZITC se encuentra en su latitud más al sur y el gradiente de temperatura superficial del mar es mínimo (Hurrell *et al.*, 2006).

El amplio rango de los resultados de modelación indica una incertidumbre sustancial para proyectar la respuesta del sistema climático del Atlántico ante un incremento en las emisiones de gases de efecto invernadero (GEI). Por ejemplo, la mayoría de los modelos indican un debilitamiento de la MOC al reducirse los gradientes de densidad meridionales (mediante freshening) y verticales (mediante calentamiento) en el Atlántico norte; por otro lado, Latif y su equipo (2000) no encontraron cambio en la intensidad de la MOC ante un aumento de concentraciones de GEI y proponen un mecanismo de estabilización que involucra el calentamiento en el Pacífico tropical del este, cuyo calentamiento reduce la precipitación sobre el Amazonas. Esto, reduce el flujo de agua fresca proveniente de ríos hacia el Atlántico y con ello la salinidad (y densidad) del Atlántico se incrementa, lo que permite que la subsidencia de agua permanezca inalterada (Latif *et al.*, 2000).

Otra oscilación muy enigmática relacionada con la MOC es la Oscilación Multidecadal del Atlántico (AMO, por sus siglas en inglés), la cual ha sido identificada como un patrón coherente de cambios oscilatorios en las temperaturas superficiales del Atlántico norte con un periodo que va de 60 a 90 años. Evidencia basada en información de proxys climáticos y modelos sugiere que las variaciones en la TSM asociadas a AMO modulan los patrones climáticos y de precipitación de Norte América, las sequías en la región africana del Sahel, la variabilidad de lluvia en el noreste de Brasil y la frecuencia e intensidad de los huracanes tropicales. En particular, la fase caliente de AMO está asociada con una anomalía positiva de precipitación sobre el Sahel, mientras que con una anomalía negativa en precipitación en la Península de Yucatán en México. La AMO ha sido reconocida como una oscilación cuasi-persistente al menos durante los últimos 8,000 años (Knudsen *et al.*, 2011). Recientemente Martínez-Lopez *et al.* (2018), identificaron que la variabilidad de la precipitación de la Ciudad de México está altamente correlacionada con la AMO, lo anterior confirma la importancia de las modulaciones oceánicas en la TSM para regulación de la precipitación en vastas regiones.

Importancia de la capa superior oceánica

La temperatura superficial del mar (TSM) es un factor determinante, aunque no el único, para la ocurrencia de convección sobre los océanos y la posterior precipitación sobre los mismos o sobre los continentes. Diversos autores coinciden en señalar que además de la TSM, la estructura térmica de la capa superficial del océano contiene la memoria del sistema climático, en particular el contenido de calor oceánico (CCO) es una variable más persistente y robusta que la TSM (McPhaden, 2003). Adicionalmente, está claro que la TSM y variables asociadas a la energía contenida en la capa superior del océano evolucionan con trayectorias semejantes, teniendo estas últimas una señal que precede a la TSM (McPhaden, 2003; Hasegawa & Hanawa, 2003), este resultado ampliamente conocido ha sido parte fundamental de diversas explicaciones para el fenómeno de El Niño-Oscilación del Sur (ENSO, por sus siglas en inglés) tales como el modelo de oscilador retardado (Battisti, 1998) y el oscilador recargado (Jin, 1997).

Adicionalmente, se ha reportado que el océano mundial almacena más del 80% de la energía del sistema climático, misma que se ha venido incrementando por los forzamientos de origen antropogénico, por ello entender los ciclos anuales del contenido de calor oceánico y sus tendencias en las últimas décadas es relevante para estudios de cambio climático.

El estudio que Levitus et al. (2012) hecho con datos de temperatura oceánica muestra que el contenido de calor en el océano mundial se ha incrementado durante los últimos cincuenta y cinco años y que todas las cuencas oceánicas se han calentado en prácticamente todas las latitudes, este calentamiento neto ha ocurrido a pesar de las variaciones interanuales y decadales asociadas a ENSO, a la Oscilación Decadal del Pacífico, a la Oscilación del Atlántico Norte, entre otras (Levitus *et al.*, 2012). Durante la década que abarca el estudio (2000-2010) cerca del 30% del calentamiento de los océanos ha ocurrido por debajo de los 700m, por lo que el océano profundo sigue calentándose pese a la pausa en el calentamiento que indican datos recientes de la superficie del océano (Balmaseda *et al.*, 2013). Está ampliamente reportado en la literatura que el CCO, más apropiadamente, la energía interna que contiene el océano presenta un marcado ciclo anual. El océano almacena energía durante los meses de verano y la libera a lo largo del año, con un pico de pérdidas a finales del otoño e inicios del invierno (Chambers *et al.*, 1997).

McPhaden (2003) estudió la persistencia² de la anomalía de la temperatura superficial del mar y de las variaciones en el contenido de calor oceánico con datos del Pacífico tropical y mostró que las habilidades para pronosticar un evento ENSO aumentan si se consideran las variaciones en el contenido de calor oceánico y no sólo la temperatura superficial del mar, que además presenta una "barrera de primavera", momento en que se reduce la persistencia de las anomalías y con ello la habilidad de predicción. La persistencia de las anomalías de CCO es más fuerte en el inicio del año que coincide con la fase positiva de ENSO, mientras que las anomalías de SST son débiles.

²La persistencia se define en términos de los coeficientes de autocorrelación y al hecho de que éstos permanezcan en niveles significativamente altos (0.7) durante tiempos considerables para un sistema

1.2. La precipitación en el sureste de México

La distribución geográfica de la precipitación en México está tan íntimamente ligada a la orografía como a los rasgos más prominentes de la circulación atmosférica en superficie y en altura (García, 2005). Las montañas actúan como barreras que impiden la penetración al interior del país, de todo el vapor de agua transportado por los vientos de las capas bajas de la atmósfera, provocando aumentos en la cantidad de lluvia en las vertientes expuestas a vientos húmedos, así como en las partes más elevadas del interior del país. Enriqueta García y Mosiño concuerdan en que si bien la orografía es un factor determinante para entender la distribución de la precipitación, "las configuraciones del flujo aéreo en escala sinóptica, tales como frentes, vaguadas, ondas, etc., deben ser causa, al menos en parte, de la distribución de la precipitación observada" (Mosiño & García, 2005).

El territorio mexicano se extiende dentro de las zonas tropical y subtropical del hemisferio norte, así que mientras la parte sur está de la zona dominada por los vientos alisios, la parte norte se localiza dentro de la faja subtropical de alta presión dominada por los anticiclones oceánicos del Atlántico norte y del Pacífico norte con un régimen de vientos predominantes del oeste.

En México la precipitación es más abundante, en general, del lado del Golfo de México que del lado del Pacífico (Wallen, 1955; García, 2005). La zona más lluviosa del país, con precipitaciones superiores a 1500 mm/año comprende las pendientes montañosas de las porciones centrales y sur del país que se inclinan hacia el Golfo de México y que se encuentran directamente expuestas a los vientos húmedos del mar, asociados con los alisios, los nortes y los ciclones tropicales (García, 2005).

En la mayor parte de México la temporada lluviosa se presenta en la mitad del año en que se encuentra el verano, es decir, de mayo a octubre, excepto una pequeña región del noroeste en donde predomina el clima con lluvias en invierno (García, 2005).

La intensidad máxima de la alta presión de Azores Bermudas (AAB) en julio coincide con el desplazamiento máximo de su centro hacia el oeste sobre el Atlántico. El centro de los anticiclones subtropicales también sufre desplazamientos meridionales a lo largo del año, el desplazamiento máximo hacia el norte de la alta presión del Pacífico Norte (APN) (38°- 39°N) se observa durante Julio-Agosto-Septiembre, mientras que en invierno su centro está desplazado hacia el sur alcanzando los 29°N en Diciembre (Romero-Centeno, 2007).

Sin duda, la entrada más relevante de agua en el balance hídrico la constituye la precipitación y por ello la importancia de entender los procesos asociados a ella en el territorio mexicano. El 68 % de la precipitación promedio mensual cae entre los meses de junio y septiembre, es decir, en México predominan las lluvias en verano, salvo en el norte de la república, en donde llueve también en invierno. Las lluvias predominantes en el verano son el resultado de la cercanía de la Zona Inter Tropical de Convergencia, que alcanza latitudes que la posicionan sobre territorio nacional durante el verano. La ZITC representa el ecuador térmico del planeta, siendo la zona de mayor humedad

atmosférica y generando las condiciones para precipitaciones intensas.

1.2.1. Cambios observados y potenciales de la precipitación en México

Los climas regionales son el resultado de complejos de procesos físicos que varían de acuerdo a las características locales y que responden a fenómenos de mesoescala, sinópticos y de gran escala tales como El Niño-Oscilación del Sur (ENSO, por sus siglas en inglés) y otros modos de variabilidad climática. La dinámica de los climas regionales está determinada por la interacción de la topografía compleja y los mares adyacentes con los sistemas meteorológicos locales que controlan el transporte neto de calor, vapor de agua y momento (Stocker *et al.*, 2013). De aquí la importancia de estudiar y entender el clima con base en consideraciones regionales y locales.

La República Mexicana se localiza entre el trópico y el subtropico y está inmersa en la denominada región de los mares intra-americanos (RMIA), la cual abarca masas oceánicas como el Golfo de México, el Mar Caribe y el Pacífico tropical nororiental, así como las regiones continentales adyacentes. Una variedad de fenómenos meteorológicos representativos de latitudes medias y de los trópicos afectan la región, como por ejemplo los frentes fríos y nortes, los ciclones tropicales y las ondas del este. Corrientes en chorro de niveles bajos, la Zona Intertropical de Convergencia (ZITC) y las ondas planetarias, son sólo algunos de los sistemas que afectan a la región en la escala intraestacional. Forzantes de baja frecuencia como ENSO, la Oscilación Decadal del Pacífico o la Oscilación Multidecadal del Atlántico modulan la variabilidad interanual del clima en la región, incluyendo las sequías

Recientemente un amplio grupo de científicos mexicanos se dió a la tarea de compilar toda la información acerca del cambio climático y México en lo que se ha llamado el *Reporte Mexicano de Cambio Climático*. La presente sección se basó en el esfuerzo de un equipo de científicos que trabajaron en el Capítulo 12, del primer libro del Reporte, coordinado por la Dra. Rosario Romero que se titula "*Fenómenos climáticos y su relevancia para el cambio climático regional futuro*", dado que mucha de la información de este capítulo habla de la precipitación en el país, hemos tomado lo que se refiere a esta variable y lo sistematizamos en la Tabla 1.1.

Tabla 1.1: Resumen de los cambios observados en la precipitación de México y sus posibles modificaciones ante el cambio climático. Tomado del Capítulo 12 del Reporte Mexicano de Cambio Climático, Grupo I (Romero-Centeno, 2015).

<i>Fenómeno Climático</i>	<i>Cambios observados</i>	<i>Cambios futuros</i>
Monzón de Norteamérica (NAM)	<p>-La posición e intensidad de la dorsal subtropical explica gran parte de la variabilidad interanual de las precipitaciones del NAM (Adams & Comrie, 1997).</p> <p>-La precipitación asociada al NAM ha mostrado una relación fuera de fase con la precipitación de verano en el noroeste y centro de los EU (Higgins <i>et al.</i>, 1998; Higgins & Shi, 2000; Byerle & Paegle, 2003; Zhu <i>et al.</i>, 2005; Hu & Feng, 2008).</p>	<p>-Global: Las proyecciones de modelos globales más recientes sugieren que la precipitación al comienzo del monzón disminuirá, mientras que al final de la temporada aumentará (IPCC <i>et al.</i>, 2013).</p> <p>-Noroeste de México: Diversos estudios basados en proyecciones del CMIP3, indican que las zonas semi-áridas de esta región se podrían volver más áridas (Seager <i>et al.</i>, 2007; Cavazos & Arriaga-Ramírez, 2012). Sin embargo, la confianza en las proyecciones de cambios de precipitación es actualmente baja en los modelos del CMIP5.</p>

Continúa en la siguiente página

Tabla 1.1 – *Continúa de la página anterior*

<i>Fenómeno Climático</i>	<i>Cambios observados</i>	<i>Cambios futuros</i>
<p>El Niño-Oscilación del Sur (ENSO)</p>	<p>-Noroeste de México: Durante el invierno eventos El Niño favorecen precipitaciones por arriba de lo normal y los eventos La Niña por debajo de lo normal; sin embargo, al parecer esta relación se ha debilitado recientemente (Pavia & Badan, 1998; Pavia, 2009).</p> <p>-Sur de México y Centroamérica: Señal robusta del reforzamiento de la CCC durante los veranos, con la consecuente disminución de precipitación pluvial.</p> <p>-República Mexicana: Evidencia de ocurrencia de sequía en el verano del año precedente al máximo de anomalías positivas de la TSM en el Pacífico central oriental, así como en la primavera del año siguiente a estas anomalías (Bhattacharya & Chiang, 2014).</p> <p>-Ciclones tropicales: El número de CTs y el número de días con huracán en el Atlántico norte disminuye sustancialmente en condiciones de un evento tipo El Niño moderado a intenso, mientras que en el Pacífico nororiental se ha observado un efecto opuesto (Amador <i>et al.</i>, 2010).</p>	<p>-Noroeste de México: Proyecciones de modelos climáticos indican la posible presencia de una fase de El Niño de larga duración hacia finales del siglo 21, lo cual podría favorecer las lluvias de invierno en esta región (Fuentes-Franco <i>et al.</i>, 2015).</p> <p>-Pacífico ecuatorial oriental: Modelos climáticos del CMIP3 y CMIP5 muestran posible duplicación en la ocurrencia futura de eventos El Niño como respuesta al calentamiento por gases de efecto invernadero (GEI) (Cai <i>et al.</i>, 2014) y anomalías positivas de la temperatura superficial del mar (TSM) (Steinhoff <i>et al.</i>, 2015).</p> <p>-Sur de México y Centroamérica: Proyecciones del modelo climático regional RegCM4 indican disminución significativa de la precipitación pluvial (entre 33% y 65%) debido a cambios en la CCC al transportar humedad hacia el Pacífico lejos del continente (Hidalgo <i>et al.</i>, 2013). Hay indicios de una Centroamérica más seca (Mendoza <i>et al.</i>, 2014), en donde la sequía sería más intensa en los países del norte de con respecto a los del sur (Costa Rica y Panamá) (IPCC <i>et al.</i>, 2013).</p>

Continúa en la siguiente página

Tabla 1.1 – *Continúa de la página anterior*

<i>Fenómeno Climático</i>	<i>Cambios observados</i>	<i>Cambios futuros</i>
Oscilación Decadal del Pacífico (PDO)	-República Mexicana: Precipitaciones por arriba (abajo) de lo normal son características de PDO+ (PDO-), con base en resultados del Modelo Termodinámico del Clima (MTC).	-No se ha observado que la PDO exhiba una tendencia de largo plazo y, según los modelos del CMIP3, no muestra cambios importantes en las características espaciales y temporales para el próximo medio siglo, aunque algunos modelos indican una débil tendencia hacia más ocurrencias de PDO- para finales del siglo 21.
Relación ENSO-PDO	-República Mexicana: Mayor incidencia de eventos de El Niño durante PDO+ y mayor incidencia de La Niña durante PDO- (Mendoza <i>et al.</i> , 2014), El Niño favorece condiciones húmedas en los veranos de PDO- y en los inviernos de PDO+ (Pavia <i>et al.</i> , 2006).	
Oscilación Multi-decadal del Atlántico (AMO)	-Península de Yucatán: La precipitación en esta región parece estar anti correlacionada con la AMO (Knudsen <i>et al.</i> , 2011).	
Relación PDO-AMO	-Norte de México: Sequías prolongadas asociadas temporalmente con PDO- y AMO+ (mayor actividad de ondas del este y una CCC más débil durante la fase negativa de la PDO) (Mendez & Magaña, 2010). -Centro y sur de México: Sequías prolongadas asociadas temporalmente con PDO+ y AMO- (Mendez & Magaña, 2010).	

Continúa en la siguiente página

Tabla 1.1 – *Continúa de la página anterior*

<i>Fenómeno Climático</i>	<i>Cambios observados</i>	<i>Cambios futuros</i>
Ciclones tropicales	<p>-Global: Permanece incierto si los cambios pasados en la actividad de CTs han excedido la variabilidad esperada por causas naturales y actualmente no es posible identificar, de manera concluyente, señales antropogénicas en los registros históricos de Cts (Knutson <i>et al.</i>, 2008).</p> <p>-Cuenca del Pacífico: Un análisis sobre la variabilidad de los huracanes en el PTO en el período 1970-2010, muestra que la TSM en la región principal de desarrollo de CTs en esta cuenca experimentó un incremento estadísticamente significativo de 0.57°C, pero la frecuencia de huracanes de categoría mayor (HUR4-5) no mostró una tendencia significativa, mientras que la de huracanes menos intensos (HUR1-3) disminuyó significativamente (-0.95%/año). Los autores indican que esta tendencia está asociada a períodos activos e inactivos de ocurrencia de huracanes, los cuales están relacionados inversamente con la AMO y directamente con la PDO (Martínez-Sánchez & Cavazos, 2014).</p>	<p>-Global: Proyecciones a futuro basadas en la teoría y en modelos dinámicos de alta resolución indican consistentemente que el calentamiento por GEI provocará que la intensidad de los CTs, promediada globalmente, se desplace hacia tormentas más intensas, con incrementos del 2% al 11% para el 2100. Al mismo tiempo, las modelaciones existentes también proyectan consistentemente disminuciones en la frecuencia promedio global de CTs, entre 6% y 34%. Las modelaciones con mayor resolución proyectan aumentos sustanciales en la frecuencia de los CTs más intensos e incrementos del orden del 20% en la tasa de precipitación dentro de los 100 km del centro de la tormenta. Los cambios proyectados en cuencas individuales muestran grandes variaciones entre los diferentes estudios de modelación (Knutson <i>et al.</i>, 2010).</p>

Continúa en la siguiente página

Tabla 1.1 – *Continúa de la página anterior*

<i>Fenómeno Climático</i>	<i>Cambios observados</i>	<i>Cambios futuros</i>
Ciclones tropicales		<p>-República Mexicana: Proyecciones del modelo regional RegCM4 indican que la frecuencia de CTs en el futuro disminuye sobre las zonas costeras del Atlántico tropical y el Pacífico tropical oriental. También muestran un incremento en la frecuencia de CTs intensos y de mayor duración, así como un desplazamiento hacia el norte de las trayectorias sobre el Atlántico (Diro <i>et al.</i>, 2014), lo que implicaría que el número de tormentas que entran a tierra en puede reducirse como consecuencia del desplazamiento de las regiones de ciclo-génesis (Murakami & Wang, 2010; Knutson <i>et al.</i>, 2010).</p> <p>-Cuenca del Pacífico: Diversas simulaciones numéricas muestran consistentemente un posible incremento en su intensidad, particularmente de las tormentas más intensas (McDonald <i>et al.</i>, 2005; Ouchi <i>et al.</i>, 2006; Vecchi & Soden, 2007).</p>

Continúa en la siguiente página

Tabla 1.1 – *Continúa de la página anterior*

<i>Fenómeno Climático</i>	<i>Cambios observados</i>	<i>Cambios futuros</i>
Sequía de medio verano		-Sureste de México: Un ensamble estadístico promedio de 15 GCMs del CMIP5 para finales del siglo 21 indica reducciones en la precipitación, especialmente en el verano (Cavazos <i>et al.</i> , 2013) , lo anterior coincide con diversos estudios (Cavazos & De Grau, 2014; Fuentes-Franco <i>et al.</i> , 2014, 2015; Torres-Alavez <i>et al.</i> , 2014). Resultados del CMIP3 sugieren que la reducción en la precipitación se asocia con una intensificación y un inicio más temprano de la sequía de medio verano, que depende parcialmente de la temperatura superficial de los océanos (Rauscher <i>et al.</i> , 2008, 2011).
Nortes	-República Mexicana: Durante eventos tipo El Niño (La Niña), ocurre un número mayor (menor) de nortes (Romero-Centeno <i>et al.</i> , 2003). Los nortes con velocidades de fase más altas pueden provocar anomalías negativas en la precipitación durante el invierno en el Hemisferio Norte sobre el sureste de México. Los nortes mas lentos (mayor longitud de onda) producen precipitaciones de mayor duración (Magaña <i>et al.</i> , 2012).	- República Mexicana: Expectativa de una mayor frecuencia de ocurrencia de nortes que se propagan más rápido, decremento en la duración de la precipitación de invierno y, por lo tanto, los inviernos serían más secos en la parte sur del GM (Magaña <i>et al.</i> , 2012).

La información de la Tabla 1.1 coincide con lo referido en la sección anterior acerca de la respuesta planetaria, pero ubica a nivel regional los cambios observados y los futuros.

En términos generales, y de acuerdo con la integración del Reporte Mexicano de Cambio Climático (2015) las proyecciones a futuro apuntan hacia: 1) una posible presencia de larga duración del fenómeno de El Niño que pudiera favorecer las lluvias de invierno en el noroeste de México; 2) un retraso en el pico principal de las lluvias durante el monzón y un retraso en su terminación; 3) *una disminución significativa*

de la precipitación pluvial en el sur de México debido a cambios en la corriente en chorro del Caribe; 4) una disminución en la frecuencia promedio global de ocurrencia de ciclones tropicales, en particular sobre las zonas costeras del Atlántico y el Pacífico oriental, pero con un incremento en la frecuencia de ciclones más intensos y de mayor duración; 5) un desplazamiento hacia el norte de las regiones de ciclogénesis sobre el Atlántico tropical, que implicaría una reducción en el número de tormentas que entran a territorio mexicano por el Golfo de México y Mar Caribe; 6) una intensificación y un inicio más temprano de la sequía de medio verano (o canícula), y 7) una mayor frecuencia de ocurrencia de nortes que se propagan más rápido, lo que redundaría en un decremento en la duración de los eventos de precipitación de invierno en la parte sur del Golfo de México.

1.3. Procesos físicos involucrados en la sequía de medio verano en el sureste de México y Centro América

La sequía de medio verano (MSD, por sus siglas en inglés) también conocida como *canícula* es una disminución en la cantidad de precipitación a la mitad de la estación de lluvias (verano) en el sureste mexicano y Centroamérica, así como en las regiones oceánicas adyacentes tales como El Caribe, el Golfo de México y el Pacífico Tropical Nororiental (PTN). Esta disminución relativa da lugar a una distribución bimodal en el ciclo anual de la precipitación, con máximos en junio y septiembre, y con un mínimo relativo entre julio y agosto, la reducción puede ser de hasta 40% en la cantidad de lluvia (Curtis, 2002; Small *et al.*, 2007; Romero-Centeno *et al.*, 2007).

Dependiendo de la metodología para cuantificar la intensidad de la sequía de medio verano, algunos autores han encontrado que la costa oeste del Sureste de México y Centroamérica presenta la reducción en la precipitación más intensa en todo el mundo (Curtis, 2002), mientras que en otro estudio la destaca como la de mayor coherencia y escala espacial, aunque no la de mayor intensidad (Karnauskas *et al.*, 2013). Asimismo, la canícula presenta una gran variabilidad interanual en intensidad, duración y fecha de ocurrencia (Magaña *et al.*, 1999; Small *et al.*, 2007; García-Martínez, 2015).

El estudio más reciente en México acerca de las características espaciales y temporales de la sequía de medio verano es el de Perdigón-Morales y coautores (2018), los cuáles identificaron 4 tipos de sequía de medio verano, de acuerdo a lo siguiente: 1) las fechas del primer y segundo máximos de precipitación y, 2) su duración. Los primeros 2 tipos de sequía de medio verano incluyen los casos en que el déficit de precipitación dura un mes (julio o agosto), el tercer tipo es cuando dura 2 meses (julio y agosto) y el cuarto tipo es cuando dura 3 meses (de junio a agosto). La distribución espacial de estos tipos de sequía de medio verano se muestra en la Figura 1.1.

El patrón promedio de precipitación de verano (JJAS) sobre Mesoamérica y océanos adyacentes es dominado por lluvias intensas en la Zona Intertropical de Convergencia

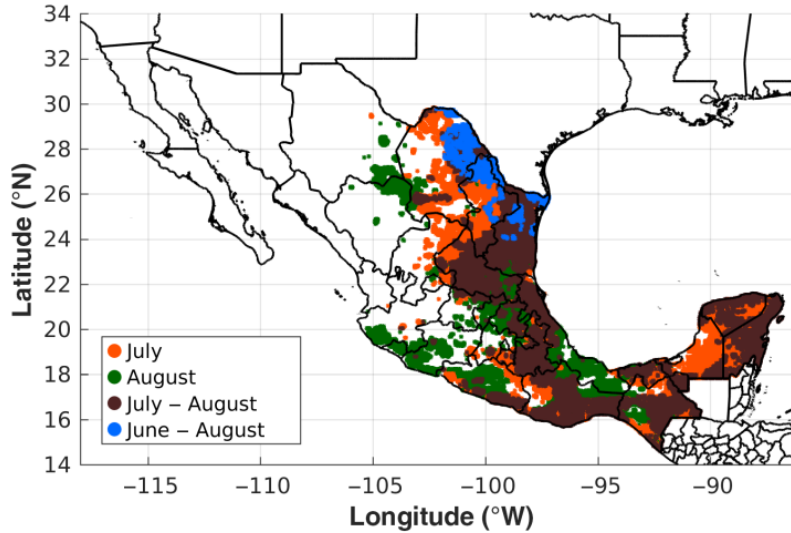


Figura 1.1: Patrón espacial de la duración de la sequía de medio verano en México de acuerdo a la base de datos de alta resolución CHIRPS para el periodo 1981-2010. Figura tomada de Perdígón-Morales et al. (2018).

(ZITC) sobre el PTN centradas en 10°N . La lluvia sobre el continente es generalmente menor que en el océano. El lado del Atlántico recibe considerablemente menos precipitación en verano en comparación con el Pacífico, debido, en gran parte a la posición de la ZITC. La distribución de la TSM muestra que la alberca caliente del Pacífico en la zona de la ZITC tiene temperaturas de entre 27°C y 30°C , siendo más caliente la zona adyacente a la costa de América, las mayores precipitaciones de la región no se localizan exactamente sobre las mayores TSM. Del lado del Atlántico la TSM del Mar Caribe es mayor a 27°C y la del Golfo de México aún mayor ($>29^{\circ}\text{C}$), aunque la precipitación es mucho menor. Lo anterior sugiere que la sequía de medio verano debe ser influenciada por más factores que la TSM regional (Small *et al.*, 2007).

Magaña y colaboradores (1999), retomando el trabajo pionero en el tema de P. A. Mosiño y E. García del año 1966 (Mosiño & García, 2005), proponen una hipótesis para explicar la canícula con base en procesos locales de iteración en la interfaz del océano y la atmósfera para la alberca caliente del PTN. Según esta hipótesis, las interacciones aire-mar controlan las fluctuaciones de la TSM, lo que a su vez modula la actividad convectiva de la ZITC en esta región. Antes del inicio de la temporada de lluvias, la TSM en el PTN alcanza un máximo de cerca de 30°C , posteriormente durante junio, la TSM disminuye (28°C) debido a la reducción en radiación solar por la nubosidad en la ZITC además de vientos intensos (evaporación) y precipitación. Lo anterior produce condiciones menos favorables para la actividad convectiva intensa y con ello un mínimo relativo en precipitación a lo largo de la costa del Pacífico de Mesoamérica. Una menor nubosidad a mitad del verano permite que más radiación solar alcance la superficie del mar incrementando la TSM por arriba de los 28°C para el mes de septiembre,

lo que causa un segundo máximo en la actividad convectiva y por consiguiente en la precipitación (Magaña *et al.*, 1999), ver Figura 1.2.

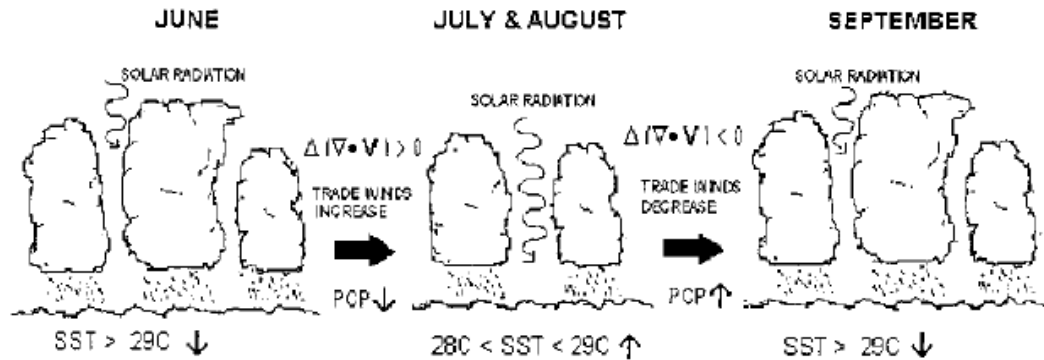


Figura 1.2: Esquema de la dinámica de la sequía de medio verano. Figura tomada de Magaña *et al.* (1999).

Si bien es cierto que el mecanismo propuesto en la Figura 1.2 está vigente, éste solo describe parcialmente lo observado durante la canícula. El mismo grupo de investigación evaluó la hipótesis anterior con mediciones directas durante el verano de 2001 en el experimento conocido como *Experimento Climático en las Albercas de Agua Caliente de las Américas* (ECAC) (Ambrizzi & Magaña, 2003), en el cual encontraron que si bien la precipitación y la TSM sobre el PTN tienen una estructura bimodal, la radiación solar no mostró la disminución esperada para el mes de septiembre (Magaña & Caetano, 2005). Mientras que Small y colaboradores (2007) sostienen la hipótesis de que la variabilidad de la TSM no es esencial para explicar la sequía de medio verano, pues anomalías negativas de TSM (calculadas respecto al promedio de junio-septiembre) sólo se observan en pequeñas regiones de toda la zona en la que se presenta la canícula (Small *et al.*, 2007).

En 2014 Magaña y colaboradores encontraron que la evolución temporal de la precipitación de verano sobre el PTN y sobre los mares intra-americanos (el Golfo de México y el Mar Caribe) está relacionada, pero no es resultado del mismo proceso. En la alberca de agua caliente del Pacífico, la evolución temporal de la actividad convectiva parece estar estrechamente relacionada con las variaciones de la TSM. Mientras que en los mares intra-americanos la intensificación del Jet de niveles bajos del Caribe (CLLJ, por sus siglas en inglés) durante julio parece ser el factor clave (Herrera *et al.*, 2015). Es sabido que la convergencia de viento sobre los océanos tropicales es influenciada por la distribución de TSM sobre esas regiones. En particular, pequeñas anomalías de TSM en regiones de agua caliente ($TSM > 27^\circ\text{C}$) pueden ocasionar cambios en la actividad convectiva tropical, debido a la naturaleza no lineal que relaciona ambas variables a través de la ecuación de Clausius-Clapeyron (Webster, 1994; Zhang, 1993). Para el caso del PTN se alcanzan las máximas temperaturas en junio, seguidas por

una disminución del orden de 1°C durante julio-agosto, para posteriormente volver a incrementarse en 0.5°C a finales de agosto y septiembre, decreciendo nuevamente en octubre con la entrada del otoño.

Un análisis hecho por Small *et al.* (2007) con los datos obtenidos con el experimento *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM, por sus siglas en inglés) en la región donde se observa la sequía de medio verano ($10\text{-}20^{\circ}\text{N}$ y $85\text{-}100^{\circ}\text{W}$), para el periodo de 8 años que va de 1998 a 2005, indica que en la mayoría de los años la serie de tiempo de anomalías de TSM es seguida por la serie de anomalías de lluvia del mismo signo de 1 a 3 semanas, las series fueron suavizadas a 35 días. Sin embargo, esta relación no es lineal, ni generalizable y depende fuertemente de la metodología para calcular anomalías, ya que durante la canícula hay regiones oceánicas (Golfo de México y Canal de Yucatán, por ejemplo) que presentan anomalías positivas en la TSM y negativas en precipitación, contrariamente el suroeste del Mar Caribe presenta anomalías negativas de TSM, con anomalías positivas en precipitación (Small *et al.*, 2007).

A pesar de que en los años con MSD se observan estas anomalías negativas de temperaturas superficiales, en general, durante esta fase se alcanza un máximo climatológico de TSM y de la extensión de la alberca de agua caliente sobre el Atlántico y el Pacífico, factores que favorecen la formación de ciclones tropicales. Diversos autores documentan un aumento en la frecuencia de huracanes durante septiembre en el Atlántico (Inoue *et al.*, 2002) y el Pacífico (Curtis, 2002), respectivamente. Por esta razón, es posible considerar que un alto porcentaje de la precipitación, así como las intensas anomalías de superficie observadas sobre estas cuencas durante la última parte de la temporada de lluvias, son resultado del paso de estos fenómenos transitorios.

Por otro lado, los mecanismos dinámicos resultado de la consideración de factores remotos de gran escala, tales como los cambios en la posición de la ZITC y el centro de alta presión subtropical del Atlántico (NASH, por sus siglas en inglés), muestran su relevancia para la comprensión del fenómeno. La combinación del desplazamiento al norte de la ZITC en el Pacífico y la extensión hacia el oeste de la NASH genera aumentos en el gradiente meridional de presión en el Istmo de Tehuantepec y el Caribe occidental los cuales generan vientos relativamente intensos (*jets* de Tehuantepec y Papagayo), este patrón de presión a nivel del mar (PNM) favorece el desarrollo de vientos dirigidos hacia el oeste sobre la parte central del PTN, desplazando el centro convectivo (asociado a la ZITC) lejos del continente, estableciendo así las condiciones para el inicio de la sequía de medio verano (Romero-Centeno *et al.*, 2007). Diversos autores han reportado un máximo del CLLJ en julio que es causado parcialmente por un aumento en el gradiente de temperatura superficial del mar entre el Pacífico y el Atlántico, y que a su vez causa una intensificación en la circulación de la NASH (Small *et al.*, 2007; Fuentes-Franco *et al.*, 2014).

La importancia de la dirección e intensidad de los vientos en la región es incuestionable. Desde 1999 Magaña y colaboradores detectaron que las transiciones de intensa a débil (débil a intensa) actividad convectiva en el PTN están asociadas a una intensificación (debilitamiento) de los vientos del este sobre el Caribe, esta aceleración es

la respuesta dinámica de la atmósfera de niveles bajos a la magnitud del forzamiento convectivo en la ZITC. La intensificación de los alisios durante julio y agosto y el forzamiento orográfico de las montañas de Centroamérica resultan en un máximo de precipitación a lo largo de la costa del Caribe y en un mínimo de precipitación a lo largo de la costa del Pacífico de Centroamérica (Magaña *et al.*, 1999). Romero-Centeno, et al. en 2007 también encontraron una correlación alta entre la dirección de los vientos zonales en el PTN y la precipitación sobre el sureste de México y Centroamérica ($R^2 = 0.71$ con un filtro paso bajo de 30 días) (Romero-Centeno *et al.*, 2007), tal y como puede verse en la Figura 1.3, también es detectable el máximo en precipitación en el Caribe durante julio-agosto, correspondiente a los eventos de viento del este (panel superior de la Figura 1.3) que al encontrarse con las laderas occidentales provocan movimientos ascendentes, actividad convectiva intensa y posteriormente, precipitación (Magaña *et al.*, 1999).

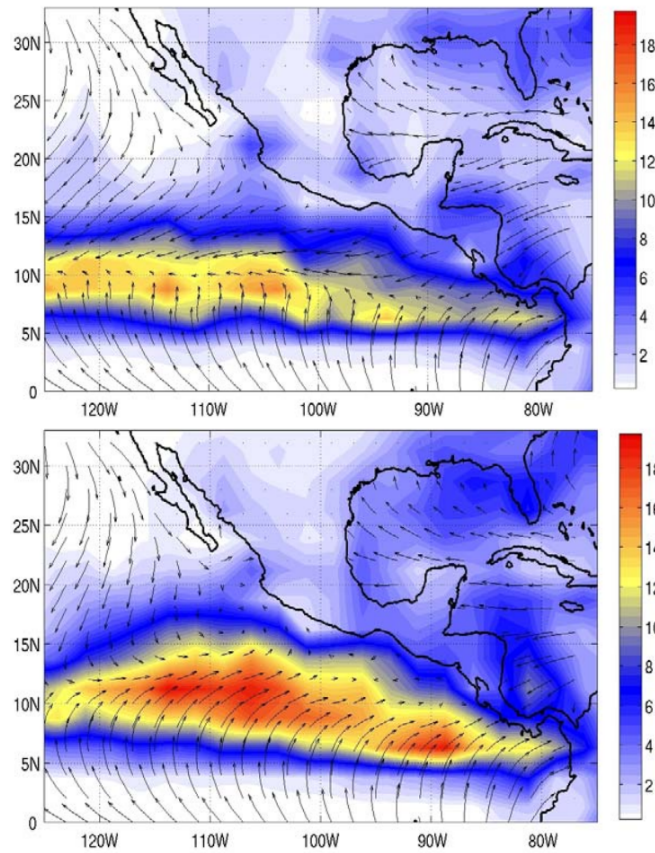


Figura 1.3: Patrones de precipitación (mm/día) asociados con eventos de vientos del este (arriba) y oeste (abajo) sobre el PTN durante el verano. Los vectores representan el campo de viento promedio correspondiente. Figuras tomadas de Romero-Centeno R., et al. (2007).

Más recientemente, se ha contribuido a la comprensión de la sequía de medio verano mediante la propuesta de una nueva metodología para calcular las anomalías asociadas a este fenómeno. Utilizando datos del más reciente reanálisis acoplado de alta resolución CFSR v1 entre 1979 y 2010, García-Martínez (2015) propone una división para la temporada de lluvias (considerada de mayo a octubre) en tres fases, así como la determinación de años con canícula intensa y débil. La fase 1 corresponde al periodo antes del primer máximo de precipitación de la temporada, la fase 2 a la sequía de medio verano y la fase 3 del segundo máximo en adelante. Se divide el periodo de 32 años (1979-2010) en dos grupos de datos: 1) años con canícula intensa y 2) años sin canícula o con canícula débil. Son parte del primer grupo los años en que se localiza el primer (y segundo) máximo de precipitación entre mayo y julio (agosto y octubre), si no se encuentra un máximo en este periodo se clasifica como año de no canícula. Posteriormente, se calculan las anomalías para los años definidos con canícula para cada una de las tres fases (restando al promedio de años con canícula el promedio de los 32 años) encontrando anomalías de precipitación en las fases 1 y 3 de la temporada de lluvias —a diferencia de la metodología tradicional en la que se generan patrones de anomalías aparentemente opuestos, entre las fases 1 y 3— ; la justificación para lo anterior consiste en que el cálculo tradicional de anomalías deja a éstas como señales del ciclo estacional, por lo que esta metodología construye anomalías asociadas específicamente con la canícula (García-Martínez, 2015).

La Figura 1.4 muestra las anomalías de la precipitación, la presión atmosférica y los vientos para cada una de las fases de la temporada de lluvias, es claro que durante la fase 2 las anomalías son cercanas a cero en todas las variables analizadas. Esto implica que los patrones observados en los años con canícula, son similares a los que se observan en julio-agosto cuando no se presenta una canícula intensa.

Un resultado importante es que un alto porcentaje de los años en que se presenta la canícula (76 %), la precipitación promedio de verano es mayor que la climatológica, al menos en dos de las tres fases. Esto significa que no necesariamente tiene que disminuir la precipitación de julio-agosto para que se presente la canícula. Lo anterior señala la posibilidad de que la canícula no se deba a un mecanismo supresor de la precipitación (como ha sido considerado hasta ahora), sino más bien sea el resultado del reforzamiento de la precipitación que ocurre al inicio y al fin del verano. Adicionalmente otra evidencia de que la canícula puede deber su estructura bimodal a un aumento de la precipitación al inicio y fin del verano es que la precipitación en las regiones adyacentes, es del mismo orden en julio-agosto y menor en junio y septiembre, exceptuando la ZITC (García-Martínez, 2015).

Con base en lo anterior, García-Martínez (2015) sustenta la idea de que lo anómalo durante la temporada de lluvias de verano es el aumento de precipitación al inicio y al final del verano, lo que genera dos máximos que le dan el carácter bimodal al ciclo estacional de precipitación, definiendo la canícula.

Retomando la idea de que durante el verano lo anómalo son las lluvias intensas de inicio y fin de la temporada, una contribución importante para la comprensión

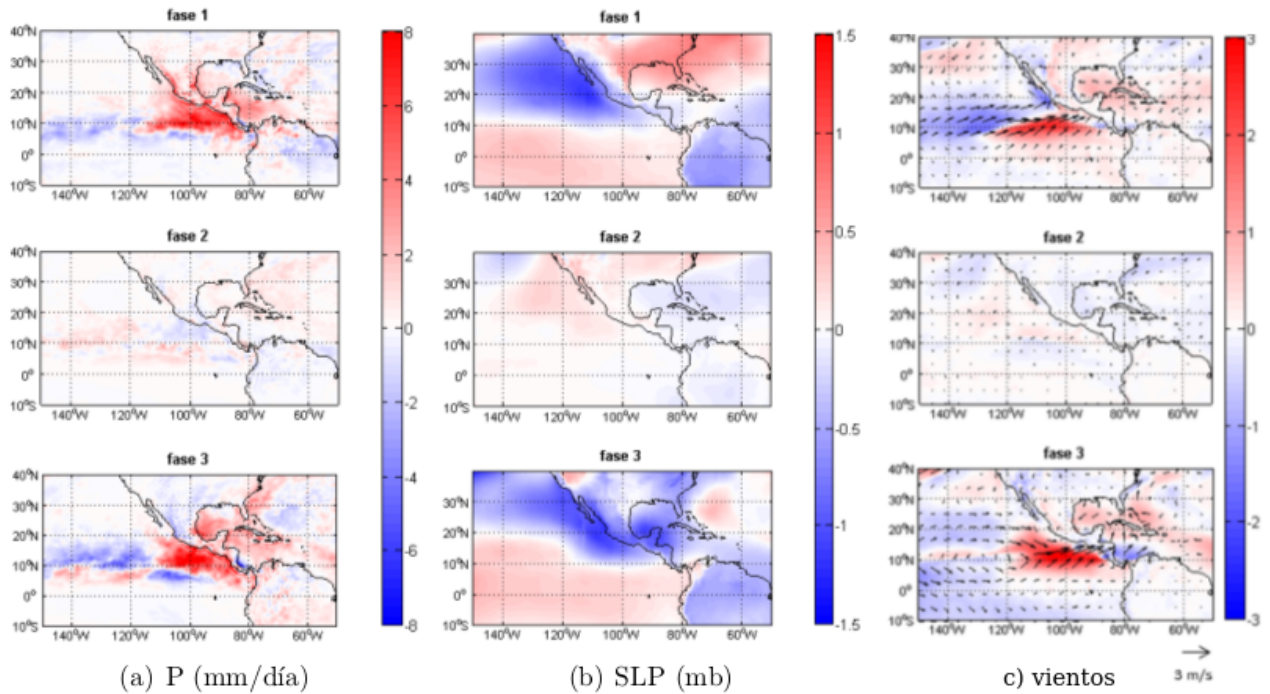


Figura 1.4: Anomalías de años con sequía de medio verano de: a) precipitación, b) presión atmosférica reducida al nivel del mar y c) vientos. Figura tomada de García-Martínez (2015).

de los forzantes externos, es lo propuesto por Karnauskas y colaboradores (2012), ellos proponen un mecanismo local que relaciona la dependencia latitudinal de los dos máximos climatológicos de precipitación con el doble cruce anual del ángulo de declinación solar, lo cual determina la presencia de dos picos de inestabilidad convectiva y por lo tanto de lluvias, ver Figura 1.5. En consecuencia el inicio y duración de la canícula dependen fuertemente del ángulo de declinación solar que es función de la latitud. El desfase entre el ángulo de declinación solar y los máximos de precipitación es de entre 30 y 50 días, asociado al tiempo de respuesta del océano en el sistema climático, en particular la temperatura superficial del mar tiene un papel importante en la termodinámica del sistema, propiciando un aumento en la energía interna e inestabilidades en la columna atmosférica, que derivan en convección y precipitación. Sin embargo, este mecanismo no explica las sequías de medio verano de latitudes extra tropicales.

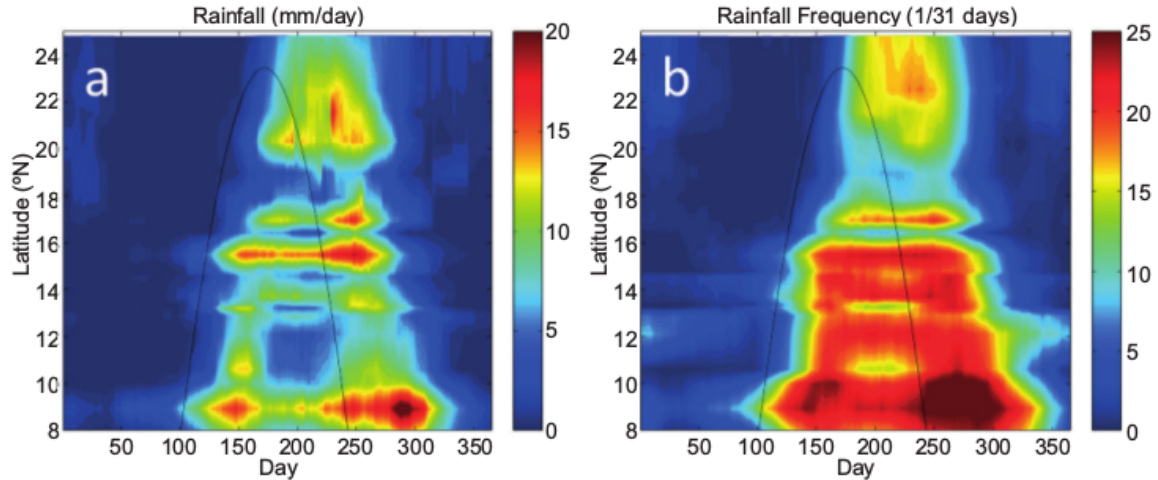


Figura 1.5: Gráficos de tiempo - latitud del promedio climatológico (1979-1990) usando medias móviles de 31 días para a) precipitación (mm/día) y b) frecuencia de precipitación (1/31 días) a lo largo de la costa del Pacífico de Centro América y el sureste de México considerando las 20 estaciones del estudio. El ángulo de declinación solar se muestra con la línea negra. Figura tomada de Karneck et al. (2012).

Se cuenta con una serie de estudios recientes que muestran la modulación de la Oscilación Madden-Julian (MJO, por sus siglas en inglés) a la precipitación de verano en México (Perdigón-Morales *et al.*, 2019, 2021), particularmente en el sureste del país donde se ubica la región de este estudio. La MJO es el modo dominante de la variabilidad tropical intraestacional, se caracteriza por la propagación ecuatorial hacia el este del acoplamiento a gran escala entre la circulación atmosférica y la convección profunda, con un periodo de entre 30 y 60 días (Madden & Julian, 2021).

Perdigón-Morales *et al.* (2019) mostraron que la MJO tiene influencia en el patrón bimodal de precipitación en México, mediante la inhibición de la convección y la precipitación durante la sequía de medio verano, pero también favoreciendo estos procesos durante el segundo máximo de la temporada. Lo anterior indica que a nivel local hay fases secas (fases 4, 5 y 6) y húmedas (fases 8, 1 y 2), respectivamente. La MJO modula la corriente en chorro del Caribe (Caribbean low-level jet, CLLJ por sus siglas en inglés) disminuyendo (aumentando) el transporte de humedad hacia la región continental durante la sequía de medio verano (máximos relativos de precipitación), como se muestra de manera conceptual en la figura 1.6 (Perdigón-Morales *et al.*, 2021).

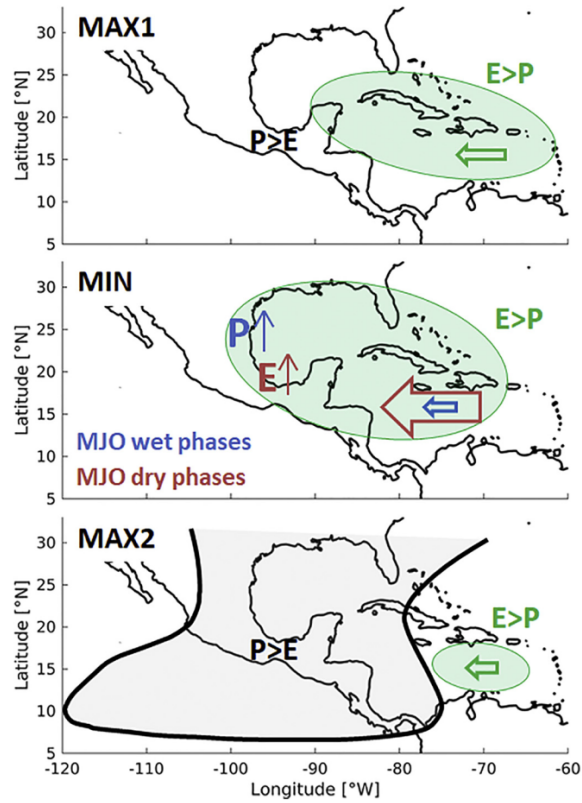


Figura 1.6: Diagrama esquemático del mecanismo que relaciona la MJO con la sequía de medio verano en México basado en la acción combinada de la MJO y el CLLJ. Las elipses verdes indican las regiones donde la evaporación excede a la precipitación, mientras que la curva negra, lo contrario. El tamaño de las flechas indica las anomalías del CLLJ asociadas con la MJO. Figura tomada de Perdigón-Morales et al. (2021).

Capítulo 2

Datos y métodos

2.1. Datos

Se emplearon datos de 10 variables (2 oceánicas y 8 atmosféricas) que se muestran en la Tabla 2.1. Diez de las variables fueron tomadas del más reciente reanálisis generado por el National Centers for Environmental Prediction (NCEP) conocido como Climate Forecast System Reanalysis (CFSR), el cual cuenta con datos desde 1979 hasta la fecha. Dicho producto ha demostrado ser superior a reanálisis previos además de permitir una mejor resolución de las variables meteorológicas e incluir un modelo acoplado océano-atmósfera Saha *et al.* (2010).

Se consideraron datos desde el año 1979 hasta el año 2015, para todas las variables. El CFSR tiene dos versiones, la primera de 1979 a 2010 y la segunda de 2011 en adelante. La diferencia entre versiones no modificó la resolución espacial ni temporal, excepto en el caso de *precipitation rate*, la cual pasó de una resolución espacial global de una malla de 1152 x 576 a una de 1760 x 880 para representar las condiciones del planeta.

La resolución de cada una de las variables de entrada se indica en la Tabla 2.1. Para todas las variables se realizó una interpolación (en caso de ser necesaria) de los datos originales a una malla de 500 x 100 puntos con una resolución de 0.5° lon/lat para la región de estudio y con una resolución temporal diaria.

2.2. Delimitación espacial y temporal

El análisis subsecuente se centra en la región de estudio comprendida entre 10°-18°N y 100°-85°W y la región más amplia o dominio comprendida entre 10°S-40°N y 100°E-170°W (Figura 2.1). La región de estudio cubre regiones del sur de México, del noroeste de Centroamérica y la parte oriental del Pacífico tropical nororiental (PTN) en las cuales ocurre (no de manera exclusiva) el fenómeno de la canícula o sequía de medio verano (Romero-Centeno *et al.*, 2007), además de ser parte de la región de influencia del Jet de niveles bajos del Caribe (Caribbean Low Level Jet, CLLJ) de

<i>Variable (Abreviatura)</i>	<i>Resolución espacial</i>	<i>Resolución temporal</i>	<i>Fuente</i>	<i>Periodo</i>
Tasa de precipitación (PRATE)	0.3125° lon/lat (v1) 0.2045° lon/lat (v2)	6 horas	CFSR (v1 y v2)	1979-2015
Contenido de calor oceánico (OCNHEAT)	0.5° lon/lat	6 horas	CFSR (v1 y v2)	1979-2015
Temperatura superficial del mar (OCNSST)	0.5° lon/lat	6 horas	CFSR (v1 y v2)	1979-2015
Presión a nivel del mar (PRMSL)	0.5° lon/lat	6 horas	CFSR (v1 y v2)	1979-2015
Componentes zonal y meridional viento a 10m (U10 - V10)	0.5° lon/lat	6 horas	CFSR (v1 y v2)	1979-2015
Componentes zonal y meridional viento a 850mb (U850 - V850)	0.5° lon/lat	6 horas	CFSR (v1 y v2)	1979-2015
Componentes zonal y meridional viento a 200mb (U200 - V200)	0.5° lon/lat	6 horas	CFSR (v1 y v2)	1979-2015

Tabla 2.1: Variables consideradas en el estudio.

acuerdo con Hidalgo *et al.* (2019). La región de influencia se extiende sobre los océanos que circundan México, con el fin de mostrar la evolución de las variables en ambas cuencas oceánicas. Para captar la dinámica ecuatorial se considera una latitud mínima de 10°S. El análisis de la temporada de lluvias incluye 184 días que cubren el periodo del 1° de mayo al 31 de octubre (6 meses).

2.3. Metodología

La metodología para cuantificar y anticipar la variabilidad interanual de las anomalías de precipitación se resume en los siguientes pasos, cada uno de los cuales se detalla en apartados posteriores.

1. La temporada de verano sobre la región de estudio fue dividida en tres fases de acuerdo a su climatología, estas fases corresponden a periodos antes, durante y después de la MSD (apartado 2.3.1).

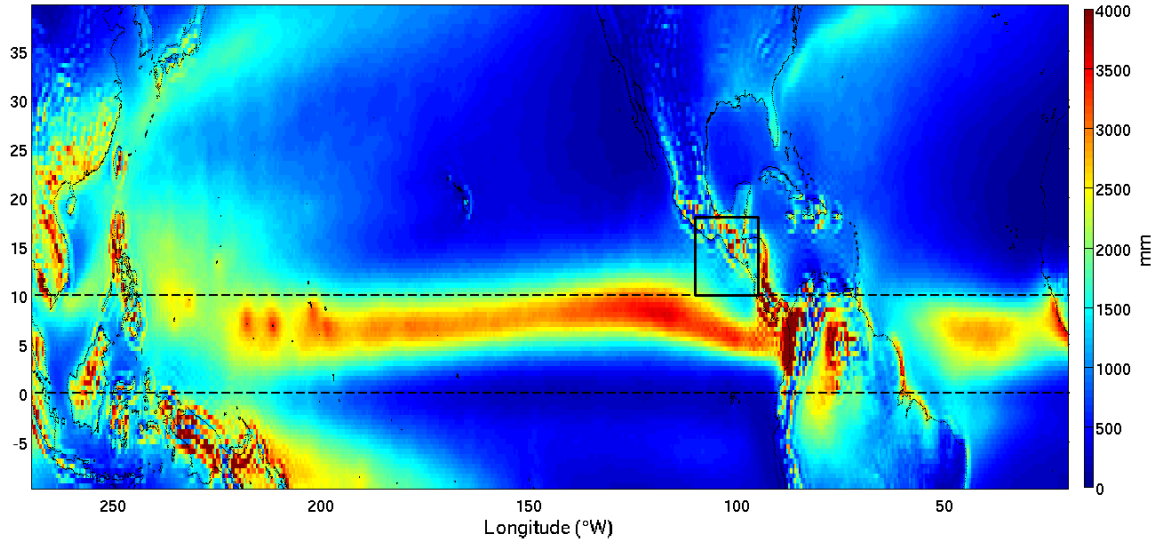


Figura 2.1: Precipitación acumulada media de mayo a octubre usando datos del CFSR de 1979 a 2015. El rectángulo negro muestra la región de estudio, las líneas punteadas indican el ecuador y el paralelo 10 S. El resto de la figura muestra el dominio.

2. Mapas de correlación entre las anomalías de precipitación y anomalías previas de las otras variables oceánicas y atmosféricas. A partir de estos mapas se determinaron regiones (cajas) de alta correlación/anticorrelación anual entre la precipitación y cada variable, considerando datos de 60-31 días previos al inicio de cada fase. El promedio de esos 30 días fue calculado para filtrar la variabilidad de alta frecuencia. Se calcularon series de tiempo anuales para cada variable dentro de cada región (caja) para cada una de las fases (apartado 2.3.2).
3. Modelos de regresión lineal fueron desarrollados considerando todas las posibles combinaciones entre cajas. Para el análisis posterior, solo se consideraron los modelos que satisficieron el conjunto de pruebas estadísticas y mostraron significancia estadística a un nivel de 5%. Se identifican las variables y regiones que presentaron anomalías con mayor frecuencia para cada fase. Mediante la comparación del porcentaje de varianza explicado se concluye que el número óptimo de variables (cajas) en los modelos de regresión lineal múltiple es 3 (apartado 2.3.3).
4. La robustez de los modelos de regresión lineal ante los datos de entrada es evaluada considerando 3 casos: con la serie temporal completa, removiendo un año y dividiéndola en mitades (apartado 2.3.4).
5. Las anomalías de precipitación respecto a la climatología del reanálisis CFSR de 1979 a 2015 (la Fig. 2.2), se predicen para los 3 casos mencionados en el numeral anterior y se comparan con los datos del reanálisis (apartado 2.3.5).

6. Los patrones de anomalías y procesos físicos involucrados antes y durante cada fase son discutidos (apartado 2.3.6).

2.3.1. Variabilidad intraestacional e interanual de la precipitación

Para analizar la variabilidad intraestacional de la precipitación sobre la región de estudio, la temporada de lluvias fue dividida en tres fases: la precipitación de mayo-junio, la MSD y la precipitación de fines de agosto a octubre, como se muestra en la Figura 2.2.

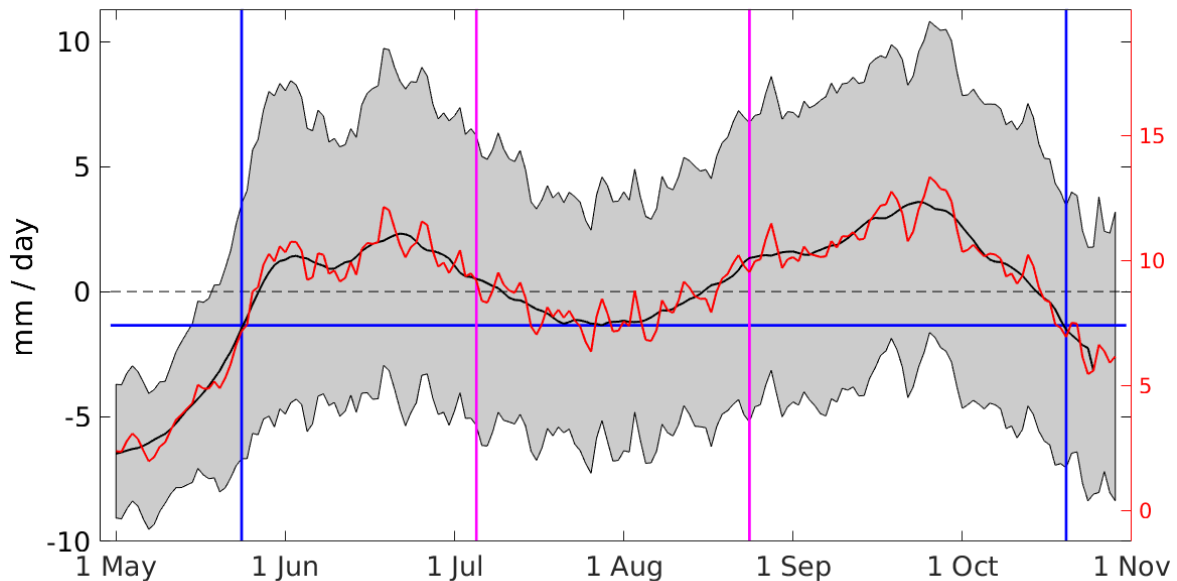


Figura 2.2: Climatología de la precipitación diaria (CFSR) y sus anomalías en la región de estudio durante 1979-2015 (*rojo*), filtro paso bajo de 10 días (*negro*) y una desviación estándar (*sombreado gris*). El eje vertical izquierdo presenta anomalías y eje vertical derecho variaciones absolutas. Líneas verticales azules indican el inicio (fin) de la fase 1 (fase 3). Línea horizontal azul indica el valor del mínimo relativo de acuerdo al filtro paso bajo y las líneas verticales magenta indican el inicio y fin de la fase 2.

La división en fases se hizo considerando la climatología diaria, sobre la cual se construyó un filtro paso bajo de 10 días, mismo que suaviza la climatología al eliminar las altas frecuencias. Se localizaron los dos máximos y el mínimo relativo de la serie con filtro a 10 días en la región de estudio. El primer máximo se encuentra el día 22 de junio y el segundo el 26 de septiembre, mientras que el mínimo relativo el 22 de julio.

Para fijar la separación entre las fases 1 y 2 y la 2 y 3, se dividió entre dos la diferencia en precipitación entre el mínimo y cada uno de los máximos, y en el punto (día) más cercano a esta altura media se trazó la línea divisoria. Para definir el inicio

de la fase 1 y el fin de la fase 3, se trazó una línea horizontal del mismo valor que el mínimo relativo de medio verano y se encontraron las intersecciones de la serie con filtro de 10 días, estas intersecciones definen el inicio de la fase 1 y el final de la fase 3.

Con este criterio, los periodos de cada una de las fases quedan de la siguiente manera:

- Fase 1: Del 24 de mayo al 6 de julio (44 días).
- Fase 2: Del 7 de julio al 24 de agosto (49 días).
- Fase 3: Del 25 de agosto al 22 de octubre (59 días).

La Figura 2.3 muestra las fases en las que se ha dividido la temporada de lluvias de cada año, y los periodos de 30 días de información que se han analizado para explicar la variabilidad interanual de la precipitación.

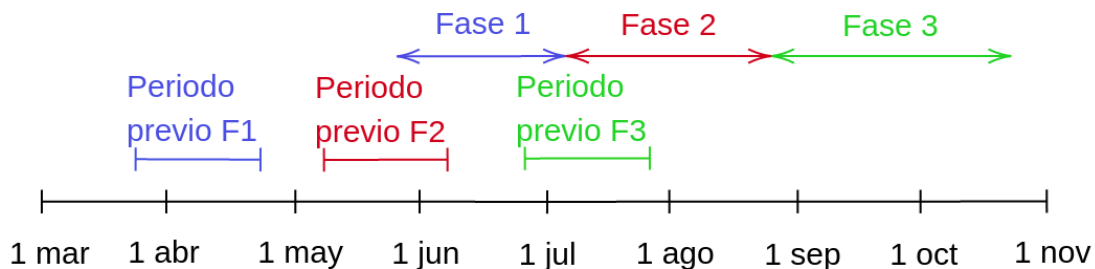


Figura 2.3: Esquema anual que muestra las fases de la temporada de lluvias y los periodos previos de información para cada fase.

La precipitación promedio durante la temporada, considerando el periodo que incluye a las tres fases, a lo largo de 37 años de datos es equivalente a 8.7 mm/día (línea negra punteada en la Fig. 2.2).

2.3.2. Mapas de correlación

Se elaboraron mapas de correlación como herramienta gráfica que permite mostrar espacialmente la relación existente entre dos series de tiempo de anomalías, así como cuantificar la intensidad de dicha relación. El tipo de correlación puede ser positiva, cuando la variación de una de las series de tiempo tiene asociado una variación del mismo signo en la segunda, y por el contrario puede ser negativa (anticorrelación), si la variación es de signo opuesto entre ambas series.

Por criterios de robustez y persistencia, se decidió trabajar con series promedio durante periodos en lugar de hacerlo con series de días fijos, en particular se escogió correlacionar a las series anuales de anomalías promedio de precipitación en la región de estudio de la Figura 3.2 con las series anuales de anomalías promedio para un periodo previo en cada punto del dominio de las otras variables.

La metodología que se siguió para construir las series anuales de anomalías promedio de las otras variables, consistió en hacer un promedio de 30 días que terminara un mes antes (30 días) del inicio de cada fase, de manera que con información de al menos 30 días antes del inicio de cada fase, es posible hacer una reconstrucción de la anomalía de precipitación durante la fase en cuestión. Con el criterio anterior, los periodos de análisis de las distintas variables atmosféricas y oceánicas que no son la precipitación, las fases quedan de la siguiente manera:

- Fase 1: Del 24 de mayo al 6 de julio; para los cálculos de correlación se analizan datos del 25 de marzo al 23 de abril.
- Fase 2: Del 7 de julio al 24 de agosto; para los cálculos de correlación se analizan datos del 8 de mayo al 6 de junio.
- Fase 3: Del 25 de agosto al 22 de octubre; para los cálculos de correlación se analizan datos del 26 de junio al 25 de julio.

2.3.3. Modelos de regresión multilineal

La alta correlación/anticorrelación obtenida para algunas regiones de las variables respecto a las anomalías de la precipitación, sugiere que las anomalías de precipitación en la región de estudio (Figura 2.1) pueden ser modeladas mediante una regresión lineal múltiple

$$P_{a,B}^{\vec{}} = \begin{pmatrix} P_{a,B}^{1979} \\ \vdots \\ P_{a,B}^{2015} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 1 & OCNSST_{a,x}^{1979} & U10_{a,y}^{1979} & \dots \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ 1 & OCNSST_{a,x}^{2015} & U10_{a,y}^{2015} & \dots \end{pmatrix} \begin{pmatrix} a_0 \\ a_1 \\ a_2 \\ \vdots \\ a_n \end{pmatrix}, \quad (2.1)$$

donde la letra mayúscula es el nombre de la variable (P , precipitación; $OCNSST$, temperatura superficial del mar; $U10$, vientos zonales a 10m sobre superficie, por mencionar algunas de las variables involucradas), el sufijo a denota que es una anomalía interanual en la caja B o región de estudio (la región de estudio de esta investigación coincide con la denominada caja B en el estudio de Romero-Centeno *et al.* (2007)) en el caso de la precipitación, pero en regiones específicas (cajas) para cada variable x, y, \dots , y n es el número de cajas que se utilizan para la regresión múltiple. La ecuación anterior es de la forma:

$$\vec{P}_a = \mathbf{A}\vec{a}, \quad (2.2)$$

en la que el vector de anomalías de precipitación a lo largo de 37 años (\vec{P}_a) es igual al producto de una matriz de anomalías de otras variables (\mathbf{A}) por un vector de coeficientes (\vec{a}) que se determina de la siguiente manera:

$$\vec{a} = (\mathbf{A}^t \mathbf{A})^{-1} \mathbf{A}^t \vec{P}_a. \quad (2.3)$$

De la ecuación 2.2, se deduce que la anomalía de precipitación en un año y fase determinados (P_t) sobre la región de estudio puede representarse, en general, como una combinación lineal de las anomalías de otras variables (en una o más cajas) durante ese mismo año,

$$P_t = a_0 + a_1(Var_1^x) + a_2(Var_2^y) + \dots + a_n(Var_n^z) + e, \quad (2.4)$$

donde $Var_i, \in \{1, \dots, n\}$, son las anomalías estandarizadas de las distintas variables oceánicas y atmosféricas promediadas sobre las cajas x , y y z (puede haber más de una caja para una misma variable). Los coeficientes a_i son estimados de acuerdo al método de mínimos cuadrados ordinarios (ordinary least squares, OLS por sus siglas en inglés) y e es el componente de ruido Gaussiano con promedio cero y varianza constante.

Se trabajó con anomalías estandarizadas (dividiendo entre la desviación estándar de la serie) para todas las variables, para garantizar la comparabilidad entre magnitudes en los coeficientes de la regresión lineal.

A continuación se enlistan los supuestos estadísticos que fueron evaluados en cada una de las regresiones lineales múltiples y entre paréntesis se indica la prueba estadística empleada, todas ellas con un nivel de confianza del 95% ¹:

1. Forma funcional (Prueba Ramsey Reset).
2. No autocorrelación (Prueba Durbin-Watson).
3. Normalidad (Prueba Jarque-Bera).
4. Homocedasticidad (Prueba White).
5. Permanencia estructural (Prueba Quandt-Andrews).
6. No multicolinealidad (Prueba VIF, Variance Inflation Factor).

Las pruebas estadísticas anteriores permiten evaluar la idoneidad de representar los datos mediante un modelo de regresión lineal.

2.3.4. Análisis de sensibilidad

La sensibilidad de los modelos de regresión multilineal ante la cantidad de datos fue evaluada. Se reconstruyeron las anomalías de precipitación anuales (ecuación 2.2) usando los coeficientes de las regresiones lineales (obtenidos mediante la ecuación 2.3) para 3 distintos casos:

1. Considerando la serie completa y original de datos del CFSR para el periodo 1979-2015 (37 años).

¹El análisis estadístico fue realizado con el software de libre descarga EViews 9.5 Student Version Lite, descargable en el sitio: <http://www.eviews.com/EViews9/EViews9SV/evstud9.html>

2. Considerando una nueva serie anual en la que el valor de cada año se estima con la información de los restantes 36 años (out-of-sample forecast).
3. Considerando los datos de CFSR de la primera mitad del periodo que va de 1979 a 1997 (19 años) para estimar la segunda mitad que va de 1998 a 2015 (18 años) y viceversa.

Lo deseable para los diagramas de dispersión será que los puntos se encuentren en torno a la recta identidad, ya que se espera una variación mínima entre los coeficientes obtenidos de las distintas series de tiempo.

2.3.5. Reconstrucción de las anomalías de precipitación

Una vez que se identifica la forma específica de la ecuación 2.4 para los datos analizados y se valida que los modelos de regresión multilineal son robustos ante la cantidad de datos de entrada, se reconstruyen las anomalías de precipitación anuales y por fase en la región de estudio y se compara con los datos del reanálisis. Este paso de la metodología es equiparable a la generación de un pronóstico.

De especial interés será evaluar el desempeño de la reconstrucción en el caso 2 en que se desconoce la información de solo un año, ya que esto es equivalente a las condiciones de generar un pronóstico para el siguiente año. Cuantificar el porcentaje de años en los que la reconstrucción atina en el signo de la anomalía, la magnitud de esta anomalía respecto a la observada, así como la frecuencia y el tamaño de los errores son parámetros relevantes para esta evaluación.

2.3.6. Patrones de anomalía y procesos

Para finalizar este estudio, es conveniente visitar a la luz de los pasos anteriores, los patrones espaciales de gran escala de la precipitación y de las otras variables oceánicas y atmosféricas para identificar los procesos físicos y diferentes mecanismos que modulan la precipitación en particular en la región de estudio.

De especial interés será indagar acerca de las similitudes y diferencias entre las tres fases en las que se dividió la temporada de lluvias, en particular entre la primera y tercer fases en las que se encuentran los máximos de precipitación de la distribución.

Los mapas de correlación y la importancia relativa de las distintas variables en los modelos de regresión multilineal serán elementos indicativos de los procesos involucrados.

También la generación de compuestos que agrupen a los años con mayor o menor precipitación en la región de estudio serán de utilidad para identificar el comportamiento espacio-temporal de las variables restantes.

Capítulo 3

Resultados

3.1. Variabilidad intraestacional e interanual de la precipitación

Una vez definidas las fases de la temporada de lluvias, se construyeron mapas de anomalías de precipitación para cada fase respecto a la media del periodo que va del 24 de mayo (inicio de la fase 1) al 22 de octubre (término de la fase 3), mismos que se ilustran en la Figura 3.1.

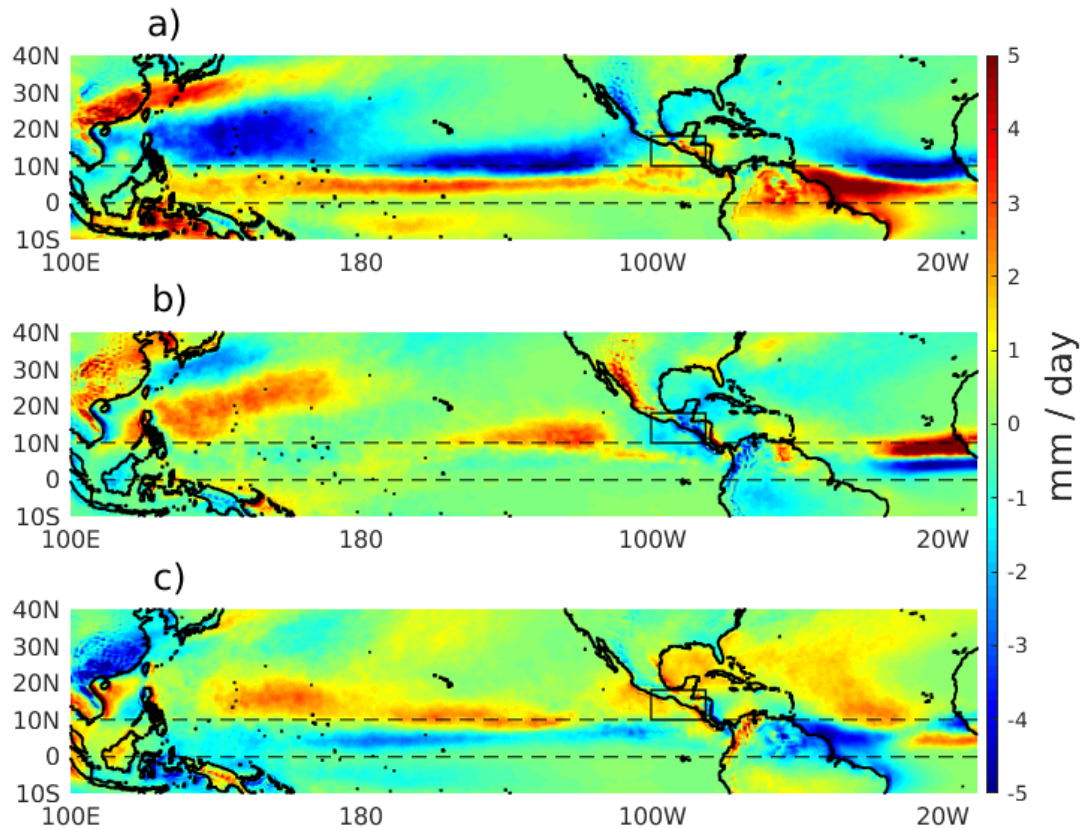


Figura 3.1: Climatología de anomalías de precipitación intraestacional relativas al promedio del periodo del 24 de mayo al 22 de octubre durante 1979-2015 para (a) fase 1 (24 de mayo al 6 de julio), (b) fase 2 (7 de julio al 24 de agosto) y (c) fase 3 (25 de agosto al 22 de octubre). La región de estudio se indica en el rectángulo negro. Las líneas punteadas son el ecuador y el paralelo de 10°N.

Las diferencias entre las tres fases mostradas en la Figura 3.1 son notorias en el Pacífico ecuatorial y tropical, el Atlántico tropical central, el Golfo de México, el noroeste de México y en la región de estudio.

El desplazamiento meridional de la ZITC durante la temporada de lluvias de verano puede identificarse como la anomalía positiva de precipitación situada entre 0 y 10 N sobre el Pacífico ecuatorial durante la fase 1, misma que disminuye durante la fase 2 y se vuelve negativa en la fase 3. O bien, la anomalía positiva se ha desplazado hacia el norte por arriba de 10 N, después de la fase 1 (Figura 3.1). Durante la fase 2, las regiones de precipitación asociadas con la convergencia del viento de niveles bajos sobre el Pacífico tropical nororiental (PTNE) son desplazadas lejos de las costas del Pacífico mexicano, debido a una intensificación de los vientos que soplan a través del Istmo

de Tehuantepec y el Golfo de Papagayo (Romero-Centeno *et al.*, 2007). Durante la fase 3, se presentan anomalías positivas de precipitación sobre el Golfo de México y el PTNE. Las diferencias a escala global en los patrones de precipitación de las tres fases presentadas, sugieren que la precipitación en la región de estudio (rectángulo negro en la Figura 3.1) podría ser causada por distintos procesos de gran escala. Es relevante mencionar que los mapas de anomalías durante las fases de máximos en precipitación (fases 1 y 3) son notablemente diferentes entre sí, lo que apoya la idea de separarlos para estudiar la precipitación.

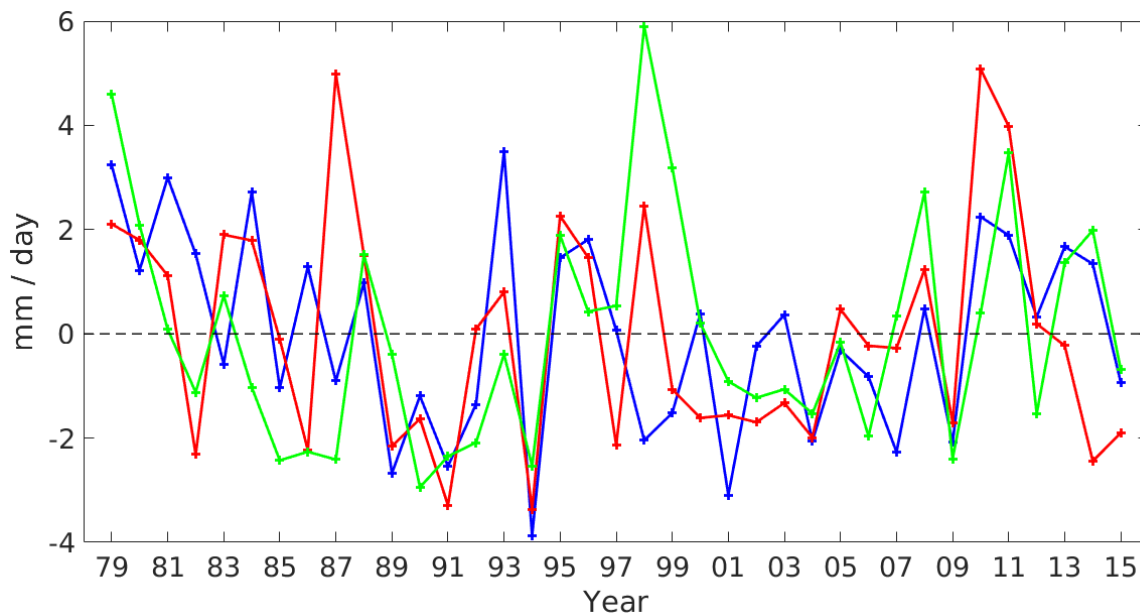


Figura 3.2: Anomalías anuales de precipitación para cada fase en la región de estudio: fase 1 (*azul*), fase 2 (*rojo*) y fase 3 (*verde*).

La variabilidad interanual de la precipitación en la región de estudio fue estudiada considerando la serie anual de la anomalía de precipitación para cada fase, ver Figura 3.2. Las series anuales de anomalías de las distintas fases están correlacionadas entre sí de manera estadísticamente significativa, esta correlación decrece entre fases 1 y 3, lo que indica una memoria de corto plazo para este sistema (ver Tabla 3.1). Lo anterior no implica que no haya años en los cuales el signo de la anomalía pueda ser distinto entre fases consecutivas.

Tabla 3.1: Coeficientes de determinación (R^2) y coeficientes Pearson y Spearman entre las series anuales de anomalías de precipitación entre las distintas fases. (**indica significancia estadística a un nivel de 5%*).

	R^2	<i>Corr.</i> (<i>Pearson</i>)	<i>Corr.</i> (<i>Spearman</i>)
<i>Fase 1-2</i>	0,23	0,48*	0,47*
<i>Fase 2-3</i>	0,19	0,44*	0,48*
<i>Fase 1-3</i>	0,12	0,34*	0,43*

3.2. Mapas de correlación

Las Figuras 3.3 a 3.5 muestran los mapas de correlación obtenidos entre la precipitación de cada fase y las variables (en un periodo previo) que tuvieron alguna región de relevancia estadística en los modelos descritos en el apartado 2.3.3, aunque fueron calculados un total de 9 mapas para cada fase (uno para cada una de las 9 variables de la Tabla 2.1) en las fases 1 y 2, solo resultaron con significancia estadística 6 variables, mientras que en la fase 2, fueron todas.

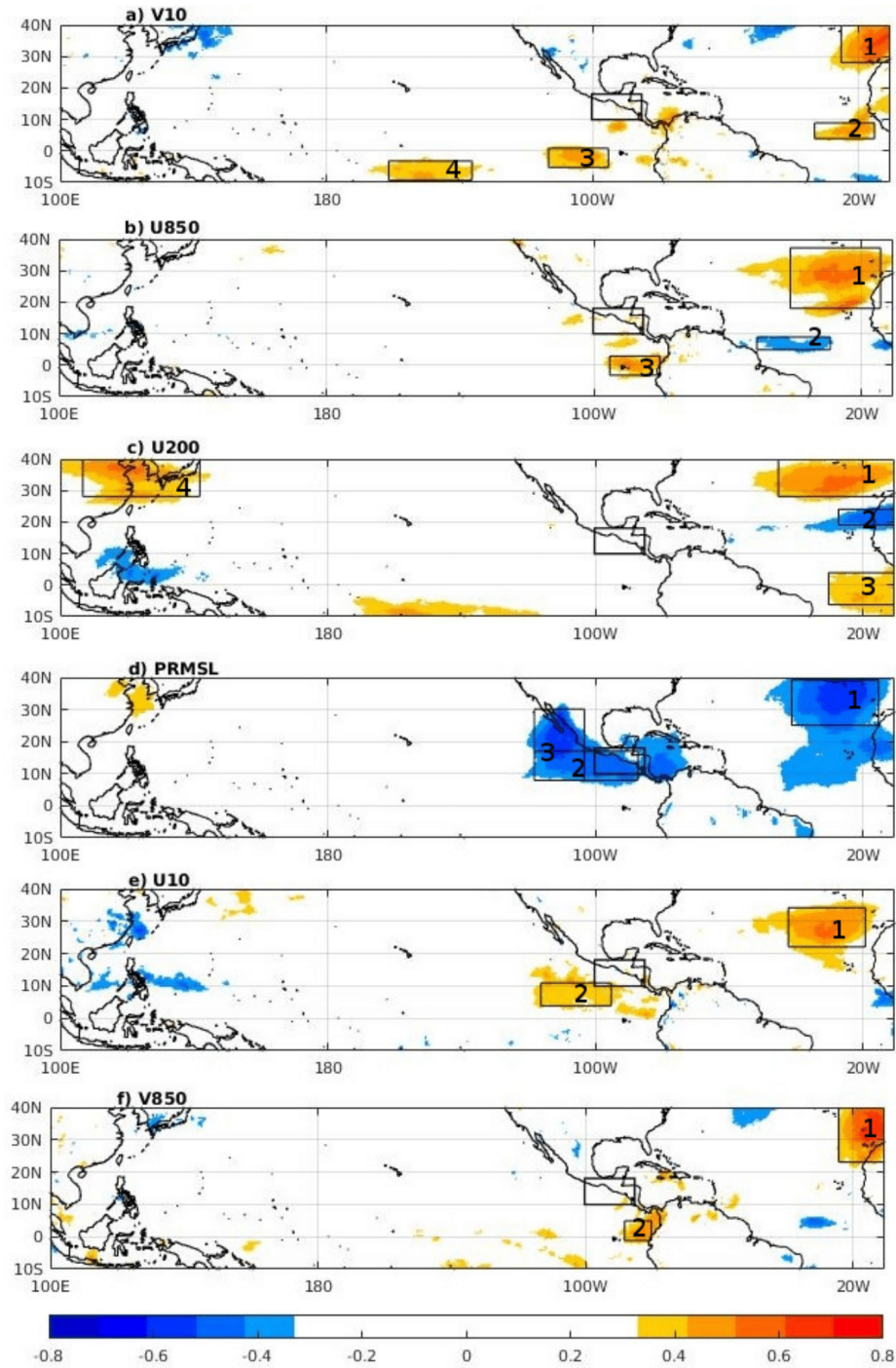


Figura 3.3: Mapas de correlación entre las anomalías de precipitación de la fase 1 en la región de estudio y las anomalías de otras variables (considerando información del periodo 60-31 días antes del inicio de la fase) que tuvieron al menos una región de significancia estadística en los modelos de regresión multilineal. Cada caja indica una región con alta correlación (*rojo*) o anticorrelación (*azul*). La región de estudio se indica con un rectángulo negro.

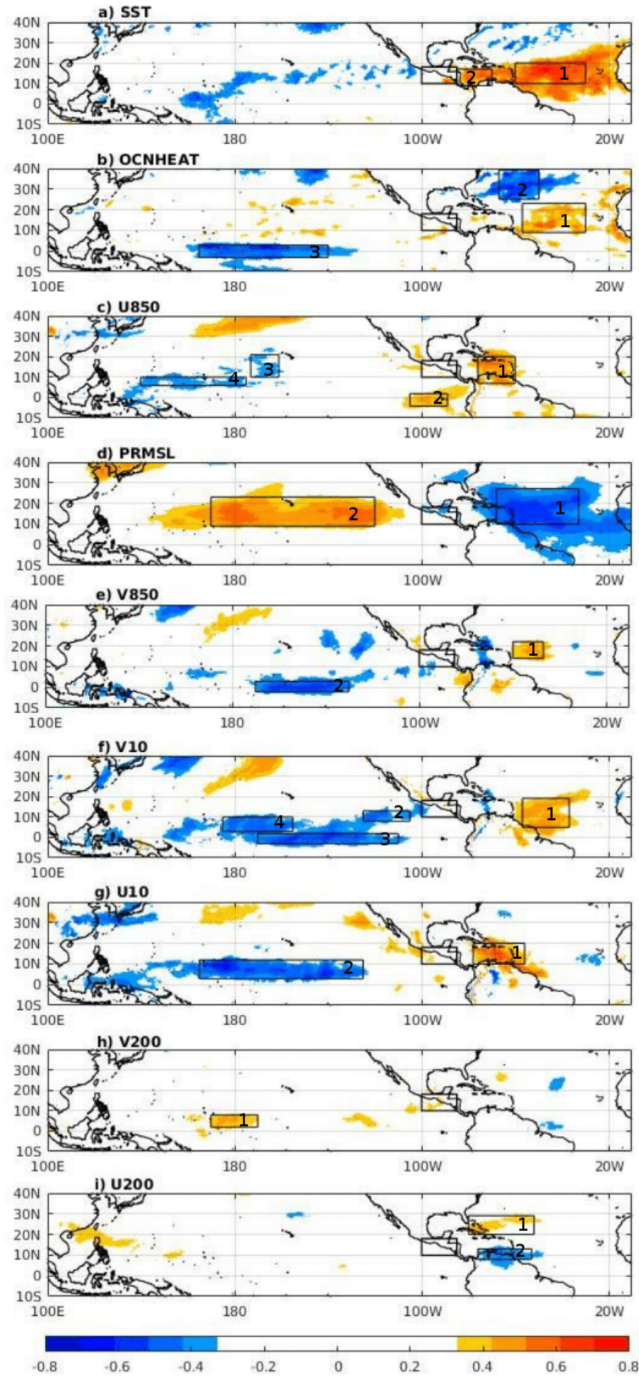


Figura 3.4: Mapas de correlación entre las anomalías de precipitación de la fase 2 en la región de estudio y las anomalías de otras variables (considerando información del periodo 60-31 días antes del inicio de la fase) que tuvieron al menos una región de significancia estadística en los modelos de regresión multilineal. Cada caja indica una región con alta correlación (*rojo*) o anticorrelación (*azul*). La región de estudio se indica con un rectángulo negro.

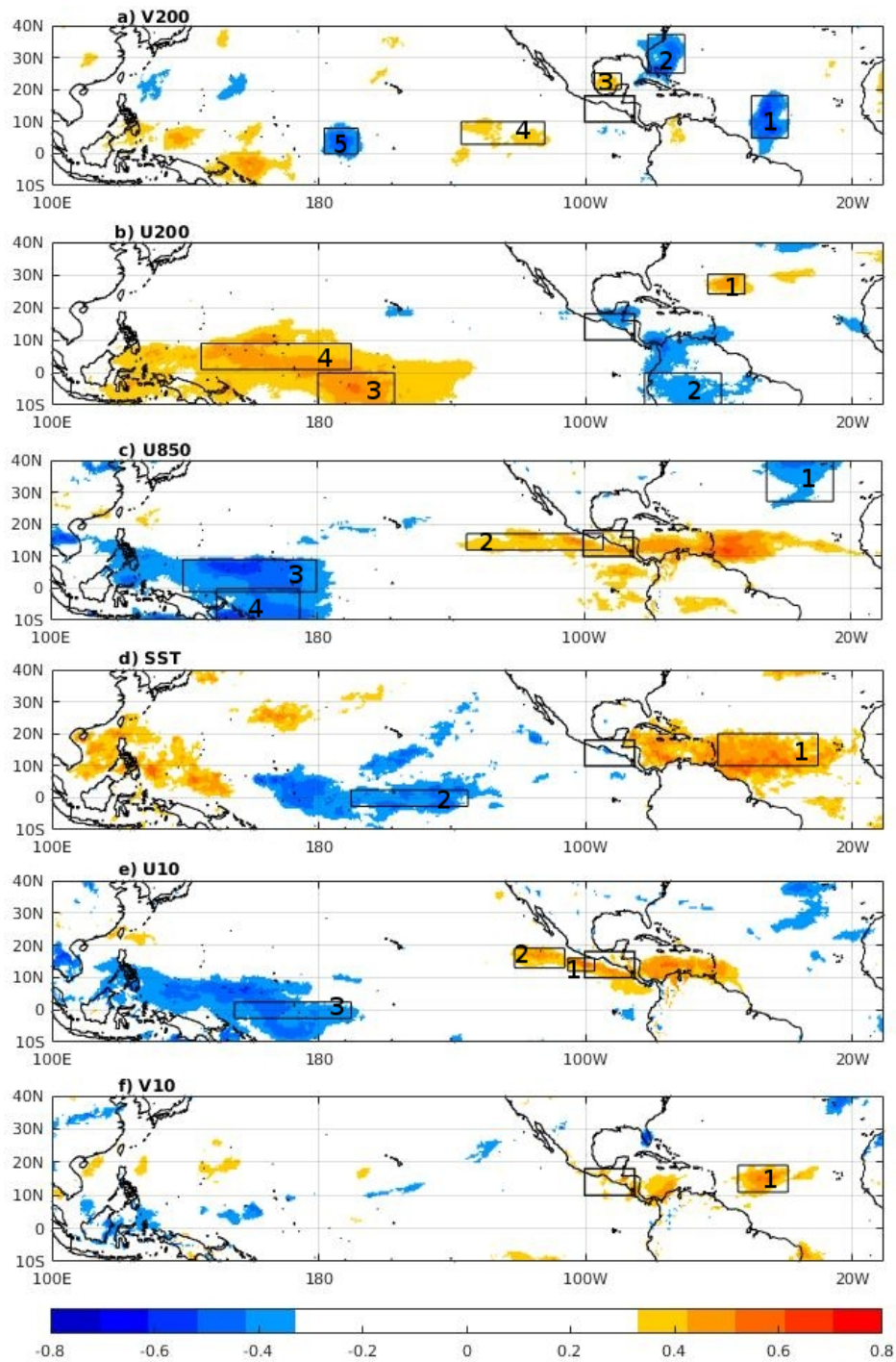


Figura 3.5: Mapas de correlación entre las anomalías de precipitación de la fase 3 en la región de estudio y las anomalías de otras variables (considerando información del periodo 60-31 días antes del inicio de la fase) que tuvieron al menos una región de significancia estadística en los modelos de regresión multilineal. Cada caja indica una región con alta correlación (*rojo*) o anticorrelación (*azul*). La región de estudio se indica con un rectángulo negro.

Es notorio el hecho de que mientras que para las fases 1 y 3 se encontraron solo 6 variables con regiones (cajas) de correlación/anticorrelación que tendrán una participación en los modelos de regresión multilínea descritos en el apartado 2.3.3, en la fase 2, todas las variables de este estudio (9) fueron estadísticamente relevantes para los fines de este trabajo. Lo anterior indica una mayor covariabilidad o conexión entre las variables durante la fase relativa a la sequía de medio verano.

Cabe señalar que en el desarrollo de la presente investigación se exploraron otros mapas de correlación, por ejemplo entre la precipitación y el campo de divergencia; o bien, la comparación de los mapas de correlación entre 1993-2015 (23 años) y los de 1979-2015 (37 años). De dichos ejercicios no se identificó que aportaran información adicional para los fines de esta investigación y por lo tanto no se incluyeron.

3.3. Modelos de regresión multilínea

Se construyeron modelos de regresión multilínea para reconstruir las anomalías de precipitación en cada fase de la temporada de lluvias, considerando las anomalías de las variables oceánicas y atmosféricas promediadas sobre las cajas definidas en la sección 2.3.2 (ver Figuras 3.3-3.5). Para cada fase se asignaron números de identificación a cada caja, nótese que una misma variable puede no tener ninguna caja asociada, puede tener una sola o puede tener varias, lo anterior en función de las regiones de correlación/anticorrelación asociadas a las anomalías de precipitación. Se estudiaron todas las combinaciones posibles considerando dos y tres variables. La inclusión de más de tres variables en los modelos tuvo como resultado una disminución del coeficiente de determinación ajustado (R_{adj}^2), que penaliza la inclusión de variables. Se consideró un nivel de significancia estadística del 5% para todas las variables involucradas en las regresiones lineales. A cada regresión se le aplicaron 6 pruebas estadísticas que se describen más adelante, para el análisis posterior, solo se consideraron las regresiones que cumplieron todas las pruebas y cuyas variables mostraron significancia estadística (5%). Se llevaron a cabo pruebas con series de tiempo de distinta longitud. Con la extensión de la serie de tiempo desde 1979, a diferencia de series más cortas, se logra una mayor cantidad de regresiones lineales múltiples de 2 y 3 variables, que satisfacen todos los supuestos y con significancia estadística. Sin embargo, los porcentajes de varianza explicada (R^2) son en promedio menores a los obtenidos con series de tiempo más cortas. Lo anterior significa que contamos con conjuntos de regresiones lineales por fase (ensambles) más grandes, pero menos correlacionados. La Tabla 3.2 muestra el número de modelos de regresión lineal que cumplieron los criterios estadísticos con su coeficiente de determinación (R^2) promedio de acuerdo al número de variables consideradas. El grupo de 2 y 3 variables considera su suma, sin embargo, la varianza explicada de este grupo, es menor en todas las fases a la encontrada en el grupo de 3 variables. Por lo que, un número mayor de modelos no implica un aumento en la varianza explicada promedio.

Tabla 3.2: Comparación del número de modelos de regresión lineal múltiple y coeficientes de determinación (R^2) promedio considerando distinto número de variables. En negritas la mayor R^2 .

<i>Fase</i>	<i>No.</i> <i>(2 var)</i>	<i>R</i> ²	<i>No.</i> <i>(3 var)</i>	<i>R</i> ²	<i>No.</i> <i>(2ℰ3 var)</i>	<i>R</i> ²
1	44	0.57	53	0.60	97	0.60
2	91	0.65	61	0.71	152	0.68
3	56	0.56	38	0.59	94	0.58

Con base en los resultados de la Tabla 3.2, en lo sucesivo solo se consideraron modelos de regresión lineal de tres variables, por ser el grupo que maximiza R^2 . Entonces la ecuación 2.4 queda de la siguiente forma

$$P_t = a_0 + a_1(Var_1^x) + a_2(Var_2^y) + a_3(Var_3^z) + e. \quad (3.1)$$

Cabe señalar que el promedio de los modelos de tres variables explica entre el 59 y 71 % de la variabilidad interanual de las anomalías de precipitación sobre la región de estudio, considerando la serie de tiempo completa (37 años).

3.4. Análisis de sensibilidad

Los diagramas de dispersión entre los coeficientes a_i de la ecuación 3.3, de la serie original de 37 años, y los obtenidos con la información de los 36 años restantes (casos 1 y 2 arriba enunciados), indican un modelo robusto, con muy poca variación entre coeficientes. Las rectas de ajuste son cercanas a la función identidad para las tres fases (ver la Figura 3.6). Las desviaciones estándar promedio son 0.0216, 0.0244 and 0.0242, para las fases 1, 2 y 3, respectivamente. Los coeficientes no se encuentran distribuidos de manera regular sobre los ejes y para todas las fases el a_0 es cero en promedio porque las anomalías están normalizadas y se les removió la media.

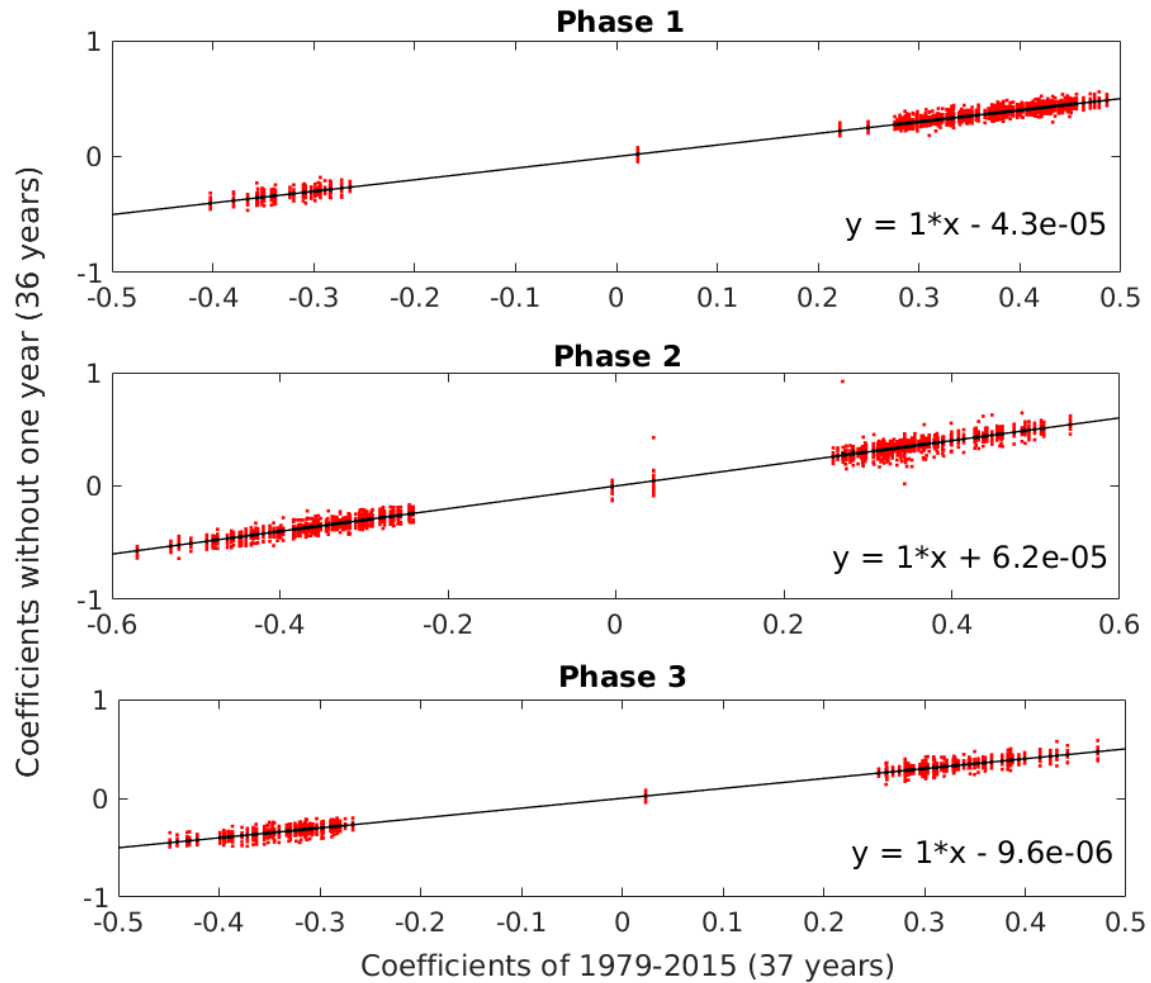


Figura 3.6: Diagrama de dispersión entre los coeficientes de las regresiones lineales múltiples de la series completas de 37 años y los correspondientes a las series reconstruidas con información de 36 años, para todos los modelos de cada fase (*puntos rojos*) y el ajuste lineal (*línea negra*) con la ecuación correspondiente.

Líneas arriba se evaluó la sensibilidad entre los casos 1 y 2 enunciados previamente, a continuación se presentan los resultados de la comparación entre los casos 1 y 3.

Cuando se considera la mitad de años de las series de tiempo (caso 3), los diagramas de dispersión muestran un ajuste lineal con pendiente diferente para cada mitad (Figura 3.7). En todas las fases, los ajustes lineales de la primera mitad (1979-1997) tienen una pendiente por encima o igual a uno, lo que indica que los coeficientes de la primera mitad son ligeramente mayores que los de la serie de tiempo completa. Por el contrario, los coeficientes de la segunda mitad (1998-2015) ajustan linealmente con una pendiente menor a uno.

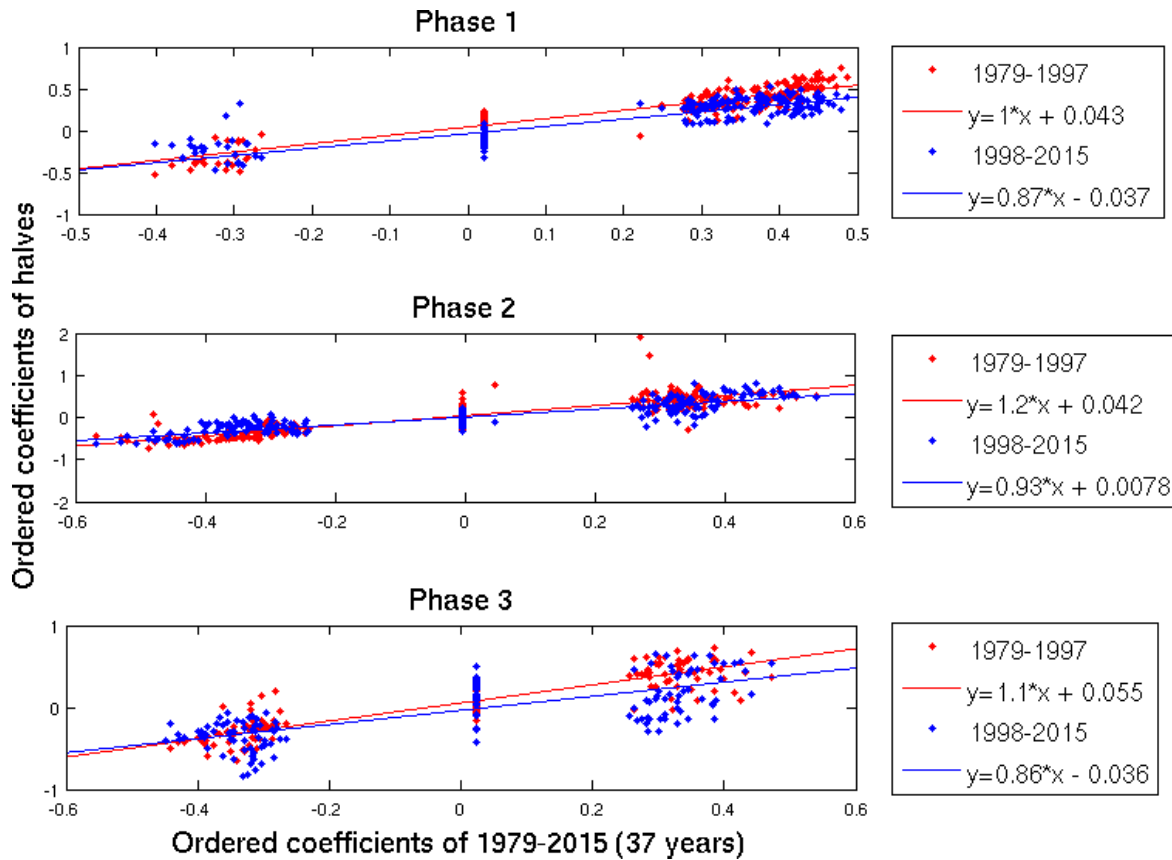


Figura 3.7: Diagrama de dispersión entre los coeficientes de las regresiones lineales múltiples de la series completas de 37 años y los correspondientes a las series de la primera mitad (*puntos rojos*) y la segunda (*puntos azules*) con las ecuaciones correspondientes.

La dispersión entre los coeficientes de las series de tiempo completas (caso 1) es menor con las series de tiempo sin la información de 1 año (caso 2) que con las series de tiempo por mitades (caso 3). El análisis de sensibilidad indica que la reconstrucción de cada regresión lineal es adecuada incluso cuando sólo se utiliza solo la mitad de la información, sin embargo, las mejores estimaciones se obtienen de las series de tiempo más largas.

3.5. Reconstrucción de las anomalías de precipitación

Para cada uno de los casos descritos en el apartado 2.3.4 se reconstruyeron las anomalías de precipitación en la región de estudio y se compararon con los datos del reanálisis.

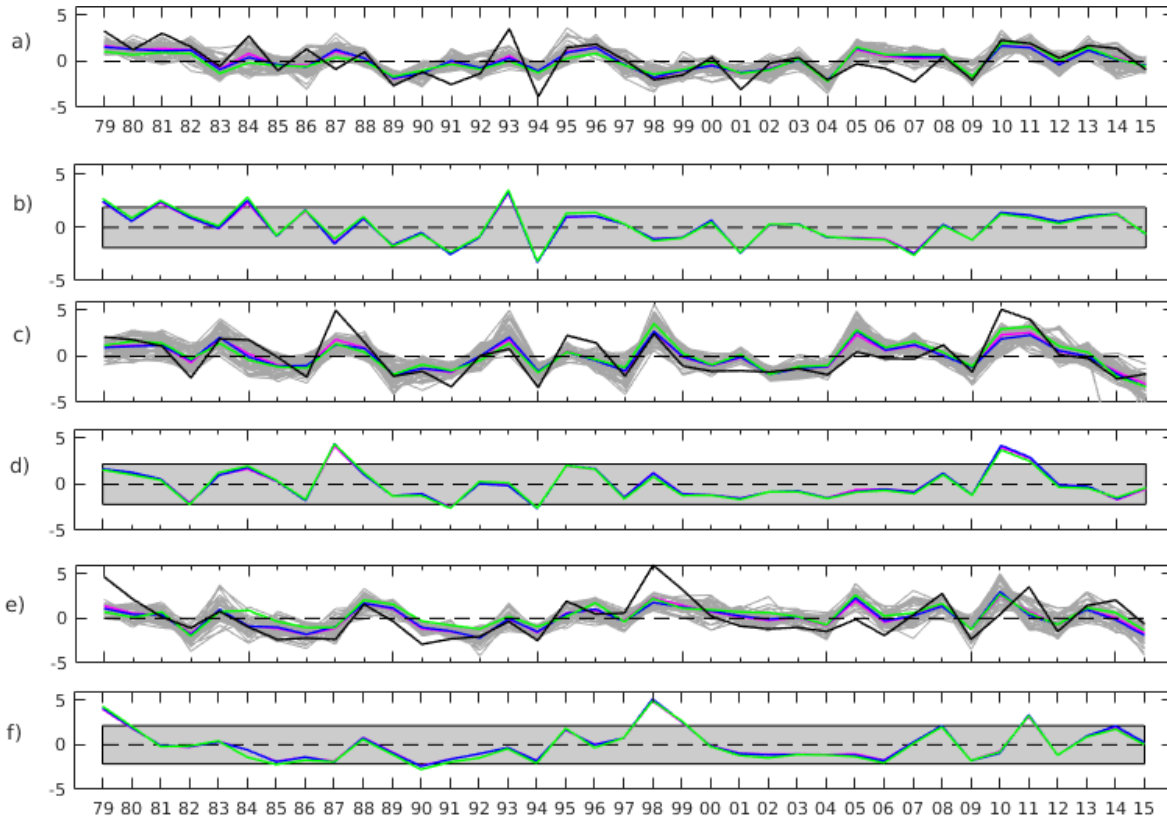


Figura 3.8: Comparación de anomalías de precipitación (mm/día) entre datos de CFSR (*negro*) y los promedios de modelos de regresión multilínea para los 3 casos: usando la serie completa de 37 años (*magenta*), usando la serie de 36 años (*azul*) y usando la primera mitad de la serie para estimar la otra y viceversa (*verde*) para las fases 1, 2 y 3 (a, c y e), respectivamente. Ensamble de modelos de regresión multilínea (*sombreado gris*). Comparación de errores absolutos entre los datos de CFSR y el promedio de los tres casos de regresiones para las fases 1, 2 y 3 (b, d y f), respectivamente y desviación estándar de la serie de tiempo del CFSR (*sombreado gris*).

En términos generales y considerando los 3 distintos casos, el signo de las anomalías de precipitación obtenido es el mismo, aunque el promedio de los modelos de regresión multilínea no reproduce la amplitud de la variabilidad de la precipitación de los datos del CFSR, quedándose en lo general por debajo del reanálisis. Lo anterior es esperable debido a que los modelos de regresión lineal están dirigidos a estimar el promedio condicional (ver Figura 3.8a, 3.8c y 3.8e). Este comportamiento fue similar para las tres fases.

Tabla 3.3: Desviación estándar (SD) y coeficientes de determinación (R^2) de las series de tiempo anuales de anomalías de precipitación respecto de los datos de CFSR.

	<i>Datos CFSR</i>	<i>Serie de tiempo completa</i>		<i>Serie de tiempo quitando un año</i>		<i>Serie de tiempo en mitades</i>	
	SD	SD	R^2	SD	R^2	SD	R^2
<i>Fase 1</i>	1,88	0,60	0,60	0,57	0,49	0,55	0,45
<i>Fase 2</i>	2,16	0,67	0,71	0,67	0,60	0,74	0,60
<i>Fase 3</i>	2,12	0,57	0,59	0,58	0,55	0,56	0,35

La Tabla 3.3 muestra los valores de la desviación estándar como una medida de la dispersión de los datos y la varianza explicada (medida por R^2) de las series de tiempo reconstruidas. Los valores de la desviación estándar no dependen de la cantidad de información, mientras que R^2 si. Por ejemplo, la fase 2 presenta un valor máximo en la desviación estándar usando la series de tiempo con la mitad de los años.

El porcentaje de los años en los cuáles el signo de la anomalía reconstruida es correcto (respecto al reanálisis) es mayor al 75 % para la fase 1 y mucho mayor para las otras 2 fases. Además, el número de años con errores absolutos de precipitación mayores al valor de una desviación estándar de la serie de tiempo del reanálisis, es de poco menos del doble para la fase 1 que para las otras 2 fases (ver Tabla 3.4). Para los años con las más grandes anomalías, se obtuvo el signo correcto de las mismas aunque con grandes errores, como lo muestra la Figura 3.8.

De lo anterior, se deduce que la fase que tuvo mayor error en el pronóstico, fue la fase 1, acertando en el signo en 76 % de los años, que representa el inicio de la temporada de lluvias de verano en la región de estudio. Mientras que la fase 2 correspondiente a la sequía de medio verano fue la fase de mejores resultados, acertando en el signo de la anomalía en el 89 % de los años.

Tabla 3.4: Número de años con el signo de la anomalía de precipitación correcto y con errores $> 1 SD$, para el caso en que se omite la información del año que se estima.

	Años con el signo correcto		Años con errores $> 1 SD$	
	<i>Nº</i>	%	<i>Nº</i>	%
	<i>Fase 1</i>	28	76	8
<i>Fase 2</i>	33	89	5	14
<i>Fase 3</i>	31	84	5	14

Se identificaron las variables más significativas para cada fase de la temporada de lluvias con base al número de regresiones lineales en las que forman parte, considerando

el conjunto de regresiones de 3 variables (que es el de mayor R^2 , de acuerdo a los resultados de la Tabla 3.2). La lista de estas variables y el número de modelos de regresión lineal en el que participan se muestra en la Tabla 3.5, cabe mencionar que para algunas fases, más de una región o caja de una misma variable tuvo relevancia en el análisis.

<i>Fase</i>	<i>No. RL's</i>	<i>Variable</i>	<i>No. RL's</i>	<i>Variable</i>	<i>No. RL's</i>	<i>Variable</i>
1	41	V10 (caja 4)	14	U850 (caja 3)	11	U200 (caja 3)
2	22 14	OCNSST (caja 1) OCNSST (caja 2)	22	OCNHEAT (caja 1)	14	PRMSL (caja 1)
3	19 14	V200 (caja 5) V200 (caja 1)	14	U200 (caja 1)	5 4	OCNSST (caja 1) OCNSST (caja 2)

Tabla 3.5: Variables más representativas para cada fase de acuerdo al número de regresiones lineales en las que participan considerando el conjunto de 3 variables (organizadas en importancia de izquierda a derecha).

Capítulo 4

Discusión

El capítulo de resultados presentó la aplicación de la metodología propuesta en este trabajo, que derivó en la posibilidad de reconstruir las anomalías de precipitación en la región de estudio (sección 3.5) con base en las anomalías previas de otras variables.

En este capítulo y a manera de integrar la generalidad de los procesos físicos de gran escala que están asociados a la precipitación en el sureste de México y sus océanos adyacentes, se generaron los mapas promedio de los 6 años que para cada fase tuvieron las mayores o menores anomalías de precipitación en la región de estudio (compuestos) entre 1979 y 2015; luego para esos mismos conjuntos de años, que variaron en cada fase, se calcularon los promedios de anomalía de las variables estadísticamente más relevantes.

Se considera que este análisis, permite entender de manera más completa los fenómenos físicos que regulan de manera predominante la precipitación en cada fase.

4.1. Fase 1

Durante la fase 1 (mayo y junio), que contiene el primer máximo relativo de precipitación, el modelo de regresión multilineal logró explicar el 49% de la varianza y acertar en el 76% de los años en el signo de las anomalías de precipitación. Para esta fase las variables más relevantes con información previa altamente correlacionada son los vientos de niveles bajos (V10 y U850, el viento zonal en altura (U200) y la presión a nivel del mar (PRMSL), de acuerdo a la tabla 3.5. Cabe señalar que la mayoría de las regiones (cajas) altamente correlacionadas se localizan sobre el océano Atlántico como lo muestra la Figura 3.3.

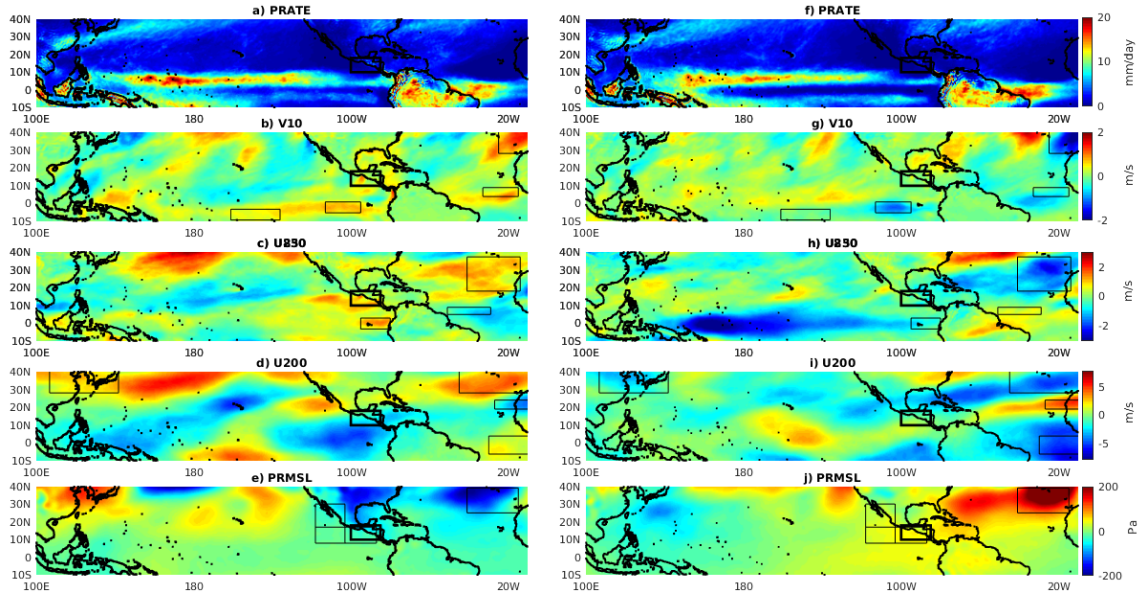


Figura 4.1: Promedio de precipitación (*primer renglón*) y promedios de anomalía (*segundo a quinto renglón*) de los 6 años con la mayor (*izquierda*) y menor (*derecha*) anomalía de precipitación en la región de estudio (*rectángulo negro de línea gruesa*) para las variables más significativas (*las cajas indican las regiones de mayor correlación interanual*) en los modelos de regresión multilineal durante los 60-31 días antes del inicio de la fase 1.

Previo a la fase 1, los patrones espaciales de precipitación de los años lluviosos y secos son bastante similares (Figura 4.1a y 4.1f). Para los promedios de años lluviosos (lado izquierdo de la Figura 4.1), se observa una reducción de la circulación anticiclónica sobre el Atlántico norte por el debilitamiento de los vientos del oeste en latitudes medias y los vientos del este debajo de ellos (Figura 4.1c). Del mismo modo se muestra un debilitamiento de la PRMSL sobre el Atlántico (Figura 4.1e), particularmente sobre el Golfo de México y el Mar Caribe el gradiente de presión con respecto a la cuenca de océano Pacífico, se reduce y con ello se reduce también la canalización de los vientos del este a través del Istmo de Tehuantepec y las tierras bajas de Papagayo. Esta señal es evidente en las anomalías de vientos del niveles bajos del sur (oeste) sobre la costa del Pacífico en frente de Istmo de Tehuantepec (tierras bajas de Papagayo) en las Figuras 4.1b and 4.1c. Mientras que los vientos zonales a 200mb tienden a presentar mayores magnitudes hacia el este sobre el Pacífico tropical, particularmente sobre el Pacífico tropical nororiental (Figura.4.1d). Los patrones opuestos ocurren para los promedios de los años secos.

Adicionalmente, para los promedios de años con precipitación alta, se identifican anomalías positivas previas de V10 sobre el Pacífico ecuatorial (Figura 4.1b) que se asocia a un mayor desplazamiento al norte de la ZITC (que será visible durante el desarrollo de la fase 1) proporcionando convección intensa cerca de la región de estudio. Lo opuesto ocurre para los años con precipitación por debajo de la media, cuando un

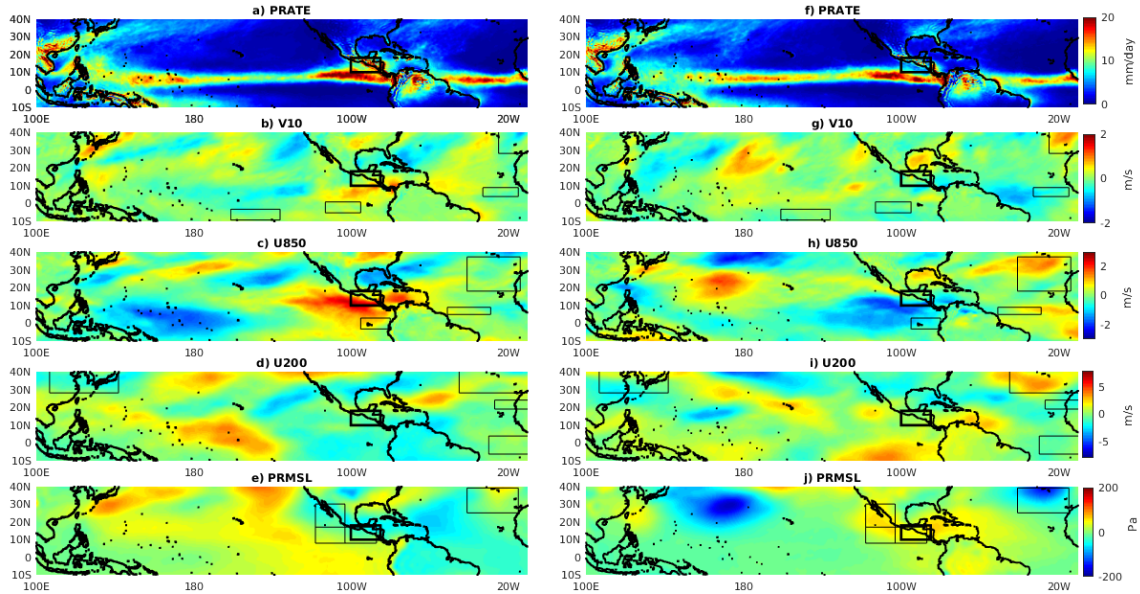


Figura 4.2: Promedio de precipitación (*primer renglón*) y promedios de anomalía (*segundo a quinto renglón*) de los 6 años con la mayor (*izquierda*) y menor (*derecha*) anomalía de precipitación en la región de estudio (*rectángulo negro de línea gruesa*) para las variables más significativas (*las cajas indican las regiones de mayor correlación interanual*) en los modelos de regresión multilínea durante la fase 1.

debilitamiento de V10 sobre el Pacífico ecuatorial (Figura 4.1g) desplaza la posición de la ZITC más al sur de lo normal como se aprecia en las figuras 4.2a y 4.2f.

La combinación de las variables de vientos zonales y meridionales en superficie en el Pacífico ecuatorial y nortropical tiene el efecto neto de reforzar la ZITC y desplazarla anómalamente hacia el norte o sur, pero también transportar la humedad lejos o no del continente, lo cual tiene importantes implicaciones para la precipitación en el sureste mexicano donde se ubica la región de estudio, previamente y durante la primera fase de la temporada de lluvias.

Si bien es cierto que los vientos zonales en altura (U200) son relevantes de acuerdo al método estadístico desarrollado, no se encontró ningún patrón espacial en los compuestos en parte debido a la alta variabilidad interanual.

Durante la fase 1 (Figura 4.2), los patrones de gran escala observados entre los 60-31 días antes del inicio de la fase 1 se mantienen, aunque las anomalías son de menor magnitud. La región de anomalías de PRMSL sobre Norte América y los océanos adyacentes reduce su área y su magnitud (Figuras 4.2e y 4.2j); sin embargo, anomalías positivas en los vientos del oeste (este) en el promedio de los años lluviosos (secos) (Figuras 4.2c and 4.2h), están asociados con la variabilidad interanual del Jet de Niveles Bajos del Caribe localizado en el Pacífico tropical nororiental.

En suma, anomalías negativas de PRMSL sobre el Atlántico norte están asociadas con un debilitamiento de la circulación anticiclónica de niveles bajos. Estas condiciones

mantienen las áreas de convergencia cerca de las costas del Pacífico durante la fase (Fig. 4.2a) en comparación con el promedio de años secos (Fig. 4.2f).

4.2. Fase 2

Durante la fase 2, que involucra la sequía de medio verano en la región de estudio (julio y agosto), el modelo de regresión multilínea logró explicar el 60 % de la varianza y acertar en el 89 % de los años en el signo de las anomalías de precipitación, siendo la fase con mejores resultados. Para esta fase, las variables oceánicas de SST y OCNHEAT, así como las meteorológicas de U850 y PRMSL, fueron las estadísticamente más relevantes en anticipar la variabilidad de precipitación (Figura 3.4). Cabe mencionar que los promedios de precipitación para los años lluviosos y secos son muy semejantes antes de esta fase (Figuras 4.3a y 4.3f), aunque muy diferentes durante la misma (Figuras 4.4a y 4.3f).

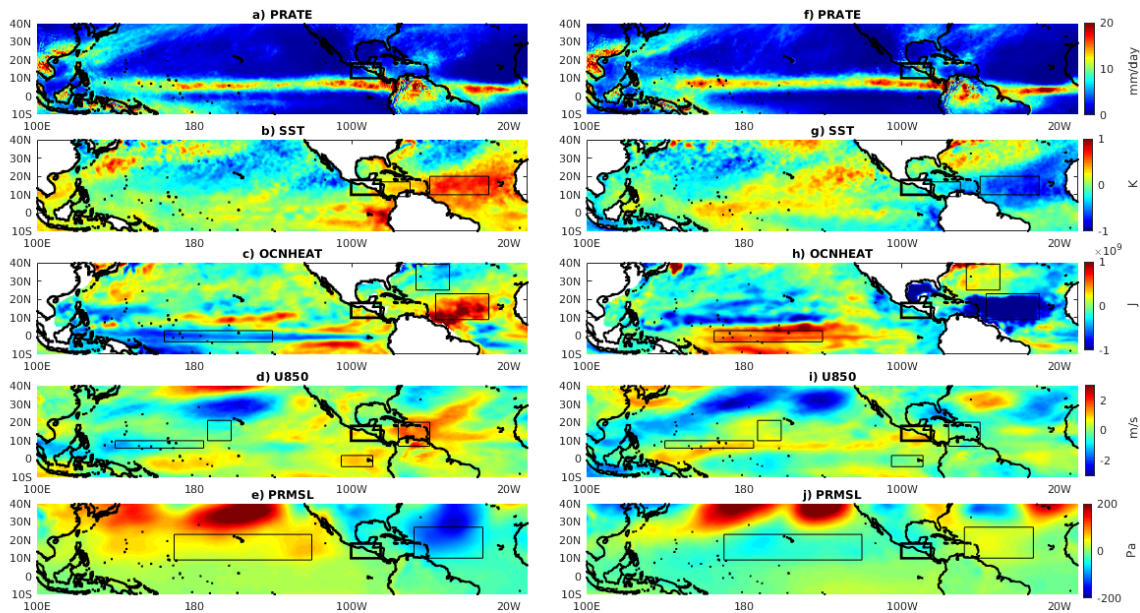


Figura 4.3: Promedio de precipitación (*primer renglón*) y promedios de anomalía (*segundo a quinto renglón*) de los 6 años con la mayor (*izquierda*) y menor (*derecha*) anomalía de precipitación en la región de estudio (*rectángulo negro de línea gruesa*) para las variables más significativas (*las cajas indican las regiones de mayor correlación interanual*) en los modelos de regresión multilínea durante los 60-31 días antes del inicio de la fase 2.

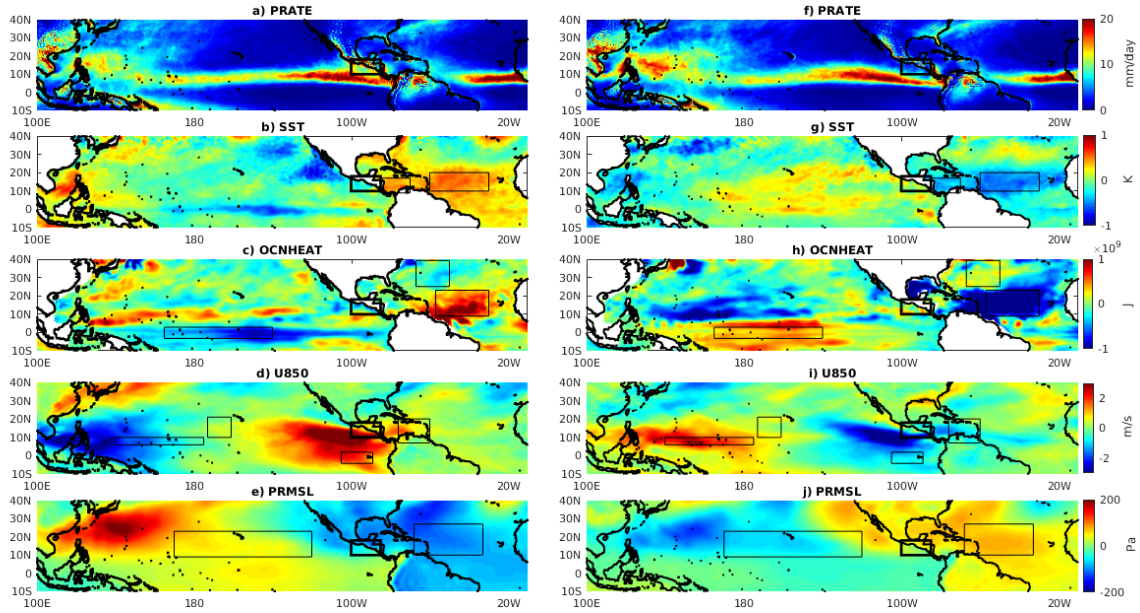


Figura 4.4: Promedio de precipitación (*primer renglón*) y promedios de anomalía (*segundo a quinto renglón*) de los 6 años con la mayor (*izquierda*) y menor (*derecha*) anomalía de precipitación en la región de estudio (*rectángulo negro de línea gruesa*) para las variables más significativas (*las cajas indican las regiones de mayor correlación interanual*) en los modelos de regresión multilínea durante la fase 2.

El mapa promedio de los 6 años de mayor precipitación en la región de estudio muestra anomalías positivas de SST (1 K por arriba del promedio de 1979-2015) previo al inicio de la fase en el Atlántico tropical, excepto en el Golfo de México y más al norte de 20N. Además las anomalías positivas de SST se encuentran en el Pacífico ecuatorial frente a las costas de América del Sur (Figura. 4.3b). Wang (2005) ha explicado las anomalías positivas de SST sobre el Atlántico tropical norte en la primavera como resultado de una disminución en la subsidencia sobre la misma región y un debilitamiento de los vientos del este provenientes de África. Los patrones espaciales de OCNHEAT (Figuras. 4.3c y 4.3h) son muy similares a los asociados con SST; con la diferencia de la lengua fría frente a las costas ecuatoriales del Pacífico que aparece durante los años más lluviosos. Para el caso de OCNHEAT, es también notorio que en la mayoría de los años de mayor anomalía positiva de precipitación, se observa un dipolo intenso entre el Pacífico asiático tropical (en colores azules) y el PTN (en rojos), los años de estos eventos son 1979, 1983, 1987, 1998, todos ellos años en los que ENSO se encontraba cerca del máximo de su fase cálida, de acuerdo a los índices multivariado y SOI que describen a esta oscilación.

El promedio de años lluviosos muestra un debilitamiento de los vientos del este (U850) sobre el Mar Caribe y el norte de Venezuela debido a una anomalía negativa de PRMSL sobre la misma región (Figuras 4.3d y 4.3e). Esta anomalía negativa en el viento de niveles bajos, tiende a reducir la velocidad del viento sobre el Mar Caribe

y con ello la intensidad del Jet del Caribe de niveles bajos. La configuración de las anomalías atmosféricas y oceánicas es consistente con las observadas durante la fase 1.

Durante la fase 2 (Figura 4.4), las variables oceánicas y la PRMSL mantienen casi los mismos patrones que los que tuvieron entre 60-31 días antes de inicio de la fase. Sin embargo, las anomalías de PRMSL presentan un corrimiento hacia el oeste y una mayor extensión superficial (todo el continente americano entre 10S y 40N, así como casi todo el océano Atlántico y a lo largo de las costas del Pacífico de América del norte) como resultado del desplazamiento y penetración de la NASH. En el promedio de PRMSL (Figuras 4.4d and 4.4h) estas grandes regiones de anomalías se organizan como un dipolo de gran escala; para el promedio de años lluviosos, la región del Atlántico, el continente americano e incluso frente a las costas del Pacífico americano, tienen anomalías negativas, mientras que el Pacífico central y el extremo oeste del Pacífico tropical presentan anomalías positivas. El patrón opuesto se observa en los promedios de años con precipitación más escasa.

Como en la fase 1, durante la fase 2 se observan intensas anomalías positivas (negativas) de vientos del oeste (este) de bajos niveles sobre el Pacífico tropical nororiental y con ello una reducción (incremento) del desplazamiento de las áreas de convergencia lejos de las costas del Pacífico y de la región de estudio (Figuras 4.4d y 4.4i).

4.3. Fase 3

Para el segundo máximo relativo de la temporada de lluvias en la región de estudio que va de finales de agosto hasta finales de octubre, el modelo de regresión multilineal logró explicar el 55 % de la varianza y acertar en el 84 % de los años en el signo de las anomalías de precipitación. Los vientos en altura (U200 y V200), así como el viento zonal de niveles bajos (U850) y la temperatura superficial del mar (SST) fueron las variables más relevantes, de acuerdo a la metodología empleada, para anticipar las anomalías de precipitación del segundo máximo relativo de la temporada de lluvias (Figura 3.5). Esta fase se caracteriza porque incluir vientos zonales y meridionales a 200 mb, variables de una naturaleza espacialmente más ruidosa y con una gran variabilidad interanual.

En contraste con las fases anteriores, durante los 60 a 31 días previos a la fase 3, los promedios de los 6 años más y menos lluviosos muestran una señal diferente sobre la región de estudio (Figuras 4.5a y 4.5f) asociada con anomalías de vientos del oeste (este) en 850 mb sobre el Pacífico tropical nororiental, ver Figuras 4.5d y 4.5i, respectivamente. Adicionalmente, los promedios para esta fase muestran la importante influencia de la cuenca del Pacífico sobre la precipitación en la región de estudio al predominar las regiones (cajas) sobre este océano.

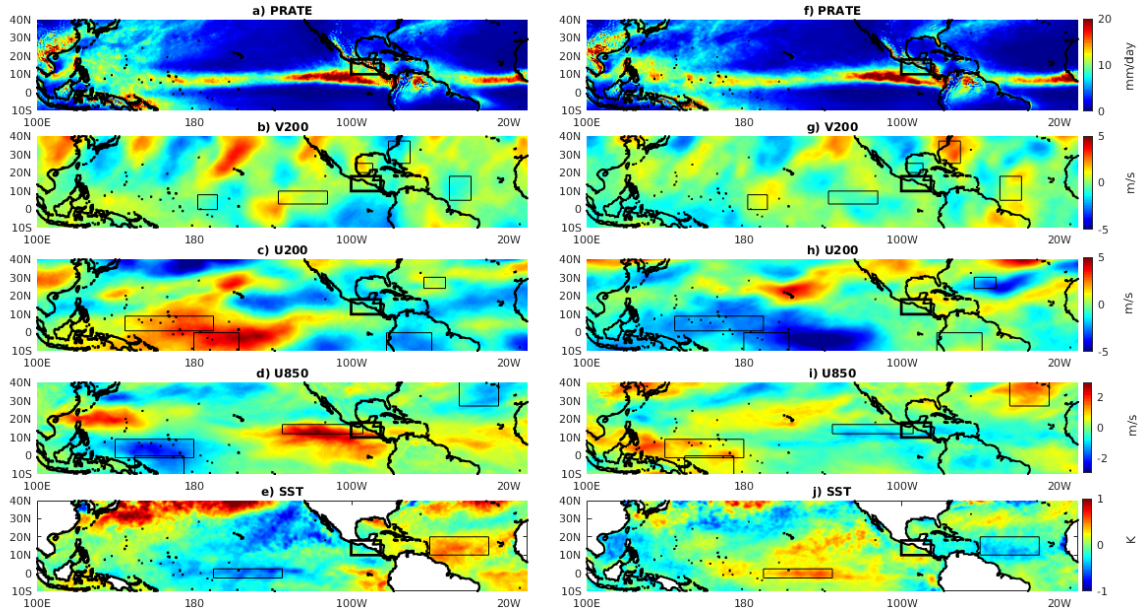


Figura 4.5: Promedio de precipitación (*primer renglón*) y promedios de anomalía (*segundo a quinto renglón*) de los 6 años con la mayor (*izquierda*) y menor (*derecha*) anomalía de precipitación en la región de estudio (*rectángulo negro de línea gruesa*) para las variables más significativas (*las cajas indican las regiones de mayor correlación interanual*) en los modelos de regresión multilineal durante los 60-31 días antes del inicio de la fase 3.

Para el promedio de años lluviosos, se deduce una progresiva intensificación de la circulación de Walker sobre el Pacífico occidental derivada de los patrones de anomalía de U200 y U850. Vientos del este en niveles bajos anómalamente intensos en los alrededores de 150E (Figura 4.5d), asociados con vientos del oeste a 200 mb (Figura 4.5c), producen una intensificación sobre el lado occidental de la celda de Walker, una señal característica de eventos La Niña (Wang, 2005). Además de un incremento en la divergencia de los vientos zonales en 850 mb sobre el Pacífico central tropical (entre 170W y 140W) y la correspondiente convergencia en altura (a 200 mb) están asociados con reducciones en la SST en esa región para los años con lluvias por encima de lo normal en la región de estudio (ver Figuras 4.5d, 4.5c y 4.5e, respectivamente). El patrón opuesto se observa para los años secos.

En la cuenca del Atlántico tropical, para los años lluviosos se observan SST cálidas, aunque, su magnitud se reduce respecto a lo observado en fases previas (Figura 4.5e).

Durante la fase 3 (Figura 4.6) para el promedio de los años con precipitación arriba del promedio, los patrones asociados con una intensificación de la celda de Walker incrementan su señal sobre el Pacífico tropical (Figuras 4.6c y 4.6d). Mientras que una región sobre el Pacífico tropical (170E-100W) de mayor área que previo a la fase, muestra anomalías negativas de SST (Figura 4.6e).

Como en la fases previas, para los años lluviosos, durante esta fase las anomalías

de vientos del oeste de niveles bajos aumentan sobre el Pacífico tropical nororiental, el Mar Caribe y las masas continentales entre ellos (Figura 4.6d), esta configuración del viento de niveles bajos tiende a mantener las áreas de convergencia cerca de la región de estudio. Lo opuesto ocurre con los años secos-

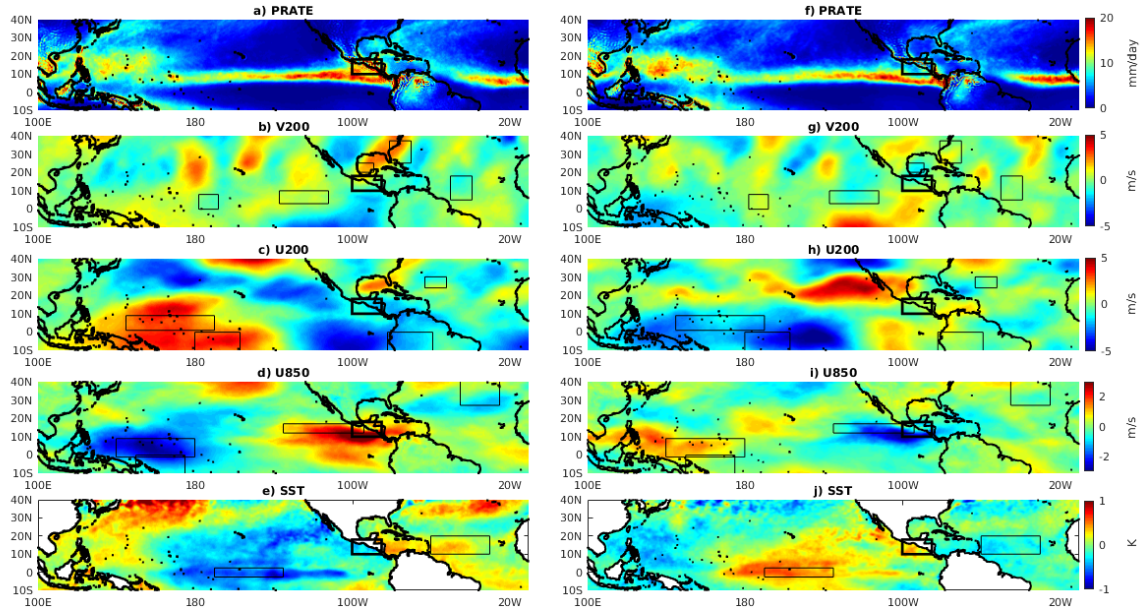


Figura 4.6: Promedio de precipitación (*primer renglón*) y promedios de anomalía (*segundo a quinto renglón*) de los 6 años con la mayor (*izquierda*) y menor (*derecha*) anomalía de precipitación en la región de estudio (*rectángulo negro de línea gruesa*) para las variables más significativas (*las cajas indican las regiones de mayor correlación interanual*) en los modelos de regresión multilínea durante la fase 1.

Capítulo 5

Conclusiones

La mayoría de los estudios previos sobre la distribución bimodal de la precipitación en la región de estudio y sus alrededores se han enfocado en la temporada de verano completa o bien, sólo en la sequía de medio verano. La correlación entre las series interanuales de cada fase es baja, pero estadísticamente significativa, por lo que el análisis por separado es adecuado e implica que la memoria de la precipitación promediada en la región de estudio es corta.

El análisis de los compuestos de las anomalías de las variables más significativas sugiere la relevancia de algunos procesos físicos asociados al desarrollo de las anomalías de precipitación para cada una de las fases.

Los procesos físicos asociados a los fenómenos observados durante los años húmedos, por lo general, pueden resumirse de la manera siguiente: la Zona Intertropical de Convergencia (ZITC) tiene un desplazamiento meridional hacia el norte mayor a lo normal (Hidalgo *et al.* (2015)) que puede observarse desde el inicio de la fase 1 y está asociado a una lengua fría en el Pacífico ecuatorial (patrón característico de La Niña). Hidalgo *et al.* (2019) mostró una fuerte correlación entre El Niño-Oscilación del Sur (ENOS), la variabilidad del Jet de bajos niveles del Caribe (CLLJ) y la precipitación en el noroeste de América Central, que es consistente con los estudios previos y los resultados de este estudio. Wang (2005) explicó las anomalías positivas de la temperatura superficial del mar sobre el Atlántico tropical y la región de la alberca caliente, como un resultado asociado a la disminución de la subsidencia y un debilitamiento de los vientos del este provenientes de África, los que en su conjunto contribuyen a una intensificación progresiva de la circulación de Walker sobre el Pacífico tropical occidental. Lo opuesto ocurre en la mayoría de los años secos.

Los resultados presentados en este estudio indican la especial importancia de variables y regiones particulares para anticipar las anomalías de precipitación sobre la región de estudio, para cada fase de la temporada de lluvias. La señal interanual de la precipitación en el sur de México se encuentra con anterioridad en variables atmosféricas y oceánicas, en regiones y con desfases específicos para cada variable. Lo anterior permite construir un pronóstico para las anomalías de precipitación.

La variabilidad interanual de la Alta Subtropical del Atlántico Norte (NASH, por

sus siglas en inglés) y sus implicaciones son determinantes para las fases 1 y 2. Anomalías positivas de presión a nivel del mar sobre el Atlántico tropical y subtropical están asociadas con una intensificación de la circulación anticiclónica a niveles bajos. Esta intensificación de la velocidad de los vientos en niveles bajos tiende a incrementar la evaporación y a reducir la temperatura superficial del mar sobre el Atlántico, lo cual tiene el efecto de aumentar el gradiente de presión con respecto a la cuenca vecina del Pacífico. Esta configuración está asociada con el desplazamiento hacia el oeste de las áreas de convergencia, alejándolas de las costas del Pacífico americano y por lo tanto, reduciendo la precipitación sobre la región de estudio. Hidalgo et al (2019) encontró patrones de anomalías positivas de temperatura superficial del mar (TSM) y de presión a nivel del mar (PNM) en el Atlántico tropical para episodios de sequía en las laderas del Pacífico de Centro América, asociadas a un flujo anómalamente intenso de vientos del este, así como del Jet de niveles bajos del Caribe, que son consistentes con los resultados presentados en este estudio. Durante la fase 3, la TSM muestra un patrón similar al mostrado durante la fase 2, pero con anomalías menores. Durante todas las fases, los compuestos de años con precipitación por encima (por debajo) de lo normal implican una configuración de gran escala que está asociada con un debilitamiento (intensificación) de los vientos del este sobre la región de estudio y sus océanos adyacentes.

Es importante señalar que diferentes subconjuntos de información, es decir, las series de tiempo de 37 años, 36 años y las mitades de la serie, reproducen de manera similar las anomalías de precipitación para cada una de las fases de la temporada de lluvias, aunque el porcentaje de varianza explicada, medido con R^2 , se reduzca cuando la cantidad de la información de entrada disminuye (ver Tabla 3.3). Los errores entre los pronósticos de los 3 subconjuntos son indistinguibles, lo que implica que los coeficientes de la regresión lineal son robustos ante cambios en los datos con los que se generan.

Al extender los datos para el periodo 1979-2015 se encontró que: disminuyen los coeficientes de determinación y correlación, series de tiempo más largas satisfacen mejor los supuestos estadísticos, al tener mayor número de regresiones, los promedios de los conjuntos son considerablemente mejores y el conjunto de regresiones de 3 variables tiene el mejor desempeño.

Cuando se considera un pronóstico out-of-sample, es decir, que se obtiene un pronóstico con base en el resto de datos, el promedio del grupo de modelos de regresión lineal obtenido para cada fase es 49, 60 y 55 % de la varianza explicada en cada una de las respectivas fases. Sin embargo, las diferencias entre los coeficientes de la primera y segunda mitad de las series de tiempo, están probablemente relacionados con la variabilidad multidecadal y/o el cambio climático. Es deseable usar la metodología propuesta para futuros estudios y hacer una comparación entre reanálisis, pronósticos estacionales y datos de observaciones.

En 76, 89 y 84 % de todos los casos, las anomalías de precipitación estimadas tienen el signo correcto para las tres fases, respectivamente (considerando el pronóstico out-of-sample), aunque también para la mayoría de los casos, la amplitud de las mismas

fue subestimada, independientemente del signo de la anomalía, como se espera de un modelo de regresión que busca estimar el promedio condicional. El periodo de sequía de medio verano (fase 2) tuvo el mayor número de años con el pronóstico de signo correcto y el menor número de años con errores mayores a una desviación estándar. Es decir, la fase 2 es la mejor pronosticada por el método propuesto en esta investigación.

Previo a la fase 1, las condiciones atmosféricas del Atlántico Norte fueron más relevantes en el análisis estadístico que las de la cuenca del Pacífico. Lo anterior aplica en ambos casos, cuando la precipitación fue anómalamente alta o baja. En contraste, para la fase 3, las anomalías previas en el Océano Pacífico, principalmente en la región ecuatorial, fueron las de mayor influencia en el análisis estadístico, indicando una precipitación mayor (menor) en el área de estudio cuando patrones tipo La Niña (El Niño) estaban presentes. Sin embargo, las anomalías de TSM en el Atlántico tropical son también relevantes para la fase 3.

En el caso de la fase 2, las anomalías previas de otras variables que son estadísticamente significativas, están distribuidas en las cuencas del Pacífico y el Atlántico. Las anomalías de TSM y de contenido de calor del océano en la cuenca del Atlántico, así como el contenido de calor oceánico en el Pacífico son de especial importancia, así como los vientos zonales de niveles bajos en el Mar Caribe y en el Pacífico occidental (entre 5 - 10° N) y en el oriental (2° S - 4° N).

En general, los mecanismos que explican las anomalías de precipitación, tanto positivas como negativas, son los mismos durante las fases de la temporada de verano. Por ejemplo, para años húmedos, las anomalías positivas de vientos del oeste (o el debilitamiento de los vientos del este) de bajos niveles sobre el Pacífico nororiental, el Mar Caribe y las masas continentales entre ellos.

Bibliografía

- ADAMS, D. K. & COMRIE, A. 1997 The North American monsoon. *Bull. Am. Meteor. Soc.* **78**, 2197–2214.
- ALLEN, M. R. & INGRAM, W. J. 2002 Constrains on future changes in climate and the hydrologic cycle. *Nature* **419**, 224:232.
- AMADOR, J. A., ALFARO, E. J., RIVERA, E. J. & CALDERÓN, B. 2010 *Climatic features and their relationship with tropical cyclones over the Intra-Americas Seas. En: Hurricanes and Climate Change.*, pp. 149–173. J. Elsner, R. Hodges, J. Malms-tadt, K. Scheitlin (Eds.).
- AMBRIZZI, T. & MAGAÑA, V. 2003 Experimento climático nas águas quentes da América Central. *Bol. Soc. Brasil. Meteorol.* **26** (3031), 6–12.
- BALMASEDA, M. A., TRENBERTH, K. E. & KÄLLÉN, E. 2013 Distinctive climate signals in reanalysis of global ocean heat content. *Geophys. Res. Lett.* **40**, 1754:1759.
- BATTISTI, D. S. 1998 Dynamics and thermodynamics of a warming event in a coupled atmosphere-ocean model. *J. Atmos. Sci.* **45**, 2889–2919.
- BHATTACHARYA, T. & CHIANG, J. C. H. 2014 Spatial variability and mechanisms underlying El Niño-induced droughts in Mexico. *Clim. Dyn.* **43**, 3309–3326.
- BYERLE, L. A. & PAEGLE, J. 2003 Modulation of the Great Plains low-level jet and moisture transports by orography and large scale circulations. *J. Geophys. Res.* **108** (D16), 8611.
- CAI, W., BORLACE, S., LENGAINNE, M., VAN RENSCH, P., COLLINS, M., VECCHI, G., TIMMERMANN, A., SANTOSO, A., MCPHADEN, M. J., WU, L., ENGLAND, M. H., WANG, G., GUILYARDI, E. & JIN, F. F. 2014 Increasing frequency of extreme El Niño events due to greenhouse warming. *Nat. Clim. Change.* **4**, 111–116.
- CAVAZOS, T. & ARRIAGA-RAMÍREZ, S. 2012 Downscaled climate change scenarios for Baja California and the North American Monsoon during the twenty-first century. *J. Climate* **25**, 5904–5915.

- CAVAZOS, T. & DE GRAU, P. 2014 *Parte I: Análisis de variables atmosféricas (históricas y de escenarios de cambio climático)*. En T. Cavazos, *Reporte Final: Estudio para la incorporación de nuevas variables en los escenarios de cambio climático para México utilizados en la Quinta Comunicación Nacional.*, p. 58. INECC, México.
- CAVAZOS, T., SALINAS, J. A., MARTÍNEZ, B., COLORADO, G., DE GRAU, P., PRIETO, R. & BRAVO, M. E. 2013 *Actualización de escenarios de cambio climático para México como parte de los productos de la Quinta Comunicación Nacional*, p. 150. Informe Final del Proyecto al INECC.
- CHAMBERS, D. P., TAPLEY, B. D. & STEWART, R. H. 1997 Long-period ocean heat storage rates and basin-scale heat fluxes from TOPEX. *J. Geophys. Res.* **102** (10).
- CURTIS, S. 2002 Interannual variability of the bimodal distribution of summertime rainfall over Central America and tropical storm activity in the far-eastern Pacific. *Clim. Res.* **22**, 141–146.
- DIRO, G. T., GIORGI, F., FUENTES-FRANCO, F., WALSH, K. J. E., GIULIANI, G. & COPPOLA, E. 2014 Tropical cyclones in a regional climate change projection with RegCM4 over the CORDEX Central America domain. *Climatic Change* **125**, 79–94.
- VAN DER ENT, R., WANG-ERLANDSSON, L., KEYS, P. & SAVENIJE, H. 2014 Contrasting roles of interception and transpiration in the hydrological cycle - part 2: Moisture recycling. *Earth System Dynamics* **5**.
- FUENTES-FRANCO, R., E., C., GIORGI, F., GRAEF, F. & PAVIA, E. 2014 Assessment of RegCM4 simulated inter-annual variability and daily-scale statistics of temperature and precipitation over Mexico. *Clim Dyn* **42**, 629–647.
- FUENTES-FRANCO, R., E., C., GIORGI, F., GRAEF, F., PAVIA, E., DIRO, G. T. & GRAEF, F. 2015 Inter-annual variability of precipitation over Southern Mexico and Central America and its relationship to sea surface temperature from a set of future projections from CMIP5 GCMs and RegCM4 CORDEX simulations. *Clim. Dyn.* **45**, 425–440.
- GARCÍA, E. 2005 *Distribución de la precipitación en la República Mexicana*. En: *Enriqueta García, Antología.*, pp. 27–40. Orellana y Vidal Eds.
- GARCÍA-MARTÍNEZ, I. M. 2015 Variabilidad océano-atmósfera asociada a la sequía intraestival en el reanálisis CFSR. Master's thesis, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California.
- GIORGI, F., COPPOLA, E. & RAFFAELE, F. 2014 A consistent picture of the hydroclimatic response to global warming from multiple indices: Models and observations. *J. Geophys. Res. Atmos.* **119**, 11695.11708.

- HASEGAWA, T. & HANAWA, K. 2003 Heat content related to ENSO variability in the Pacific. *J. Phys. Oceanogr* **33**, 407–421.
- HELD, I. M. & SODEN, B. J. 2006 Robust Responses of the Hydrological Cycle to Global Warming. *J. Climate* pp. 5686–5699.
- HERRERA, E., MAGAÑA, V. & CAETANO, E. 2015 Air–sea interactions and dynamical processes associated with the midsummer drought. *Int. J. Climatol.* **35**, 1569–1578.
- HIDALGO, H. G., ALFARO, E. J., AMADOR, J. A. & BASTIDAS, A. 2019 Precursors of quasi-decadal dry-spells in the Central America Dry Corridor. *Clim. Dyn.* .
- HIDALGO, H. G., AMADOR, J. A., ALFARO, E. J. & QUESADA, B. 2013 Hydrological climate change projections for Central America. *J. Hydrology* **495**, 94–112.
- HIDALGO, H. G., DURÁN-QUESADA, A. M., AMADOR, J. A. & ALFARO, E. J. 2015 The Caribbean Low-Level Jet, the Inter-Tropical Convergence Zone and Precipitation Patterns in the Intra-Americas Sea: A Proposed Dynamical Mechanism. *Geogr. Ann. A* **97**, 41–59.
- HIGGINS, R. W., MO, K. C. & YAO, Y. 1998 Influence of the North American monsoon system on the U.S. summer precipitation regime. *J. Climate* **11**, 2582–2606.
- HIGGINS, R. W. & SHI, W. 2000 Dominant factors responsible for the interannual variability of the Summer Monsoon in the Southwestern United States. *J. Climate* **13**, 759–776.
- HU, Q. & FENG, S. 2008 Variation of the North American Summer Monsoon Regimes and the Atlantic Multidecadal Oscillation. *J. Climate* **21**, 2371–2383.
- HURREL, W. J., VISBECK, M., BUSALACCHI, A., CLARKE, R. A., DELWORTH, T. L., DICKSON, R. R. & JOHNS, W. E. 2006 Atlantic Climate Variability and Predictability: A CLIVAR Perspective. *Journal of Climate-Special Section* **19**, 5100:5121.
- INOUE, M., C. HANDOH, I. & R. BIGG, G. 2002 Bimodal distribution of tropical cyclogenesis in the Caribbean: Characteristics and environmental factors. *J. Climate* **15**, 2897–2905.
- IPCC 2021 *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, , vol. In Press. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press.

- IPCC, HOUGHTON, J., DING, Y., GRIGGS, D., NOGUER, M., VAN DER LINDEN, P., DAI, X., MASKELL, M. & JOHNSON, C. 2001 *Climate Change 2001: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, p. 881. Cambridge University Press.
- IPCC, SOLOMON, S., QIN, D., MANNING, M., CHEN, Z., MARQUIS, M., AVERY, K., M. TIGNOR & MILLER, H. E. 2007 *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Working Group I Contribution to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, p. 996. Cambridge University Press.
- IPCC, STOCKER, T. F., QIN, D., PLATTNER, G. K., TIGNOR, M., ALLEN, S. K., BOSCHUNG, J., NAUELS, A., XIA, Y., BEX, V. & MIDGLEY, P. M. 2013 *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the IPCC*, p. 1535. Cambridge University Press.
- JIN, F. F. 1997 An equatorial recharge paradigm for ENSO. part I: Conceptual model. *J. Atmos. Sci.* **54**, 811 – 829.
- KARNAUSKAS, K. B., SEAGER, R., GIANNINI, A. & J. BUSALACCHI, A. 2013 A simple mechanism for the climatological midsummer drought along the Pacific coast of Central America. *Atmósfera* **26** (25), 261–281.
- KNUDSEN, M. F., SEIDENKRANTZ, M., JACOBSEN, B. H. & KUIJPERS, A. 2011 Tracking the Atlantic Multidecadal Oscillation through the last 8,000 years. *Nat. Commun.* **2** (178).
- KNUTSON, T. R., MCBRIDE, J. L., CHAN, J., EMANUEL, K., HOLLAND, G., LANDSEA, C., HELD, I., KOSSIN, J. P., SRIVASTAVA, A. K. & SUGI, M. 2010 Tropical cyclones and climate change. *Nat. Geosci.* **3** (3), 157–163.
- KNUTSON, T. R., SIRUTIS, J. J., GARNER, S. T., VECCHI, G. A. & HELD, I. M. 2008 Simulated reduction in Atlantic hurricane frequency under twenty-first century warming conditions. *Nat. Geosci.* **1**, 359–364.
- LATIF, M., ROECKNER, E., MIKOLAJEWICZ, U. & R., V. 2000 Tropical stabilization of the thermohaline circulation in a greenhouse warming simulation. *J. Climate* **13**, 1809–1813.
- LEVITUS, S., ANTONOV, J. I., BOYER, T. P., BARANOVA, O. K., GARCÍA, H. E., LOCARNINI, R. A. & MISHONOV, A. V. 2012 World ocean heat content and thermoclinic sea level change (0–2000 m), 1995–2010. *Geophys. Res. Lett.* **39** (L10603).
- MADDEN, R. & JULIAN, P. 2021 Observations of the 40–50 day tropical oscillation—a review. *Mon. Weather Rev.* **122**, 814–837.

- MAGAÑA, V., A. AMADOR, J. & MEDINA, S. 1999 The Midsummer Drought over Mexico and Central America. *J. Climate* **12**, 1577–1588.
- MAGAÑA, V. & CAETANO, E. 2005 Temporal evolution of summer convective activity over the Americas warm pools. *Geophys. Res. Lett.* **32** (L02803).
- MAGAÑA, V. O., ZERMEÑO, D. & NERI, C. 2012 Climate change scenarios and potential impacts on water availability in northern Mexico. *Clim. Res.* **51**, 171–184.
- MARTINEZ-LOPEZ, B., QUINTANAR, A. I., CABOS-NARVAEZ, W. D., GAY-GARCIA, C. & SEIN, D. V. 2018 Nonlinear trends and nonstationary oscillations as extracted from annual accumulated precipitation at Mexico City. *Earth and Space Science* **5**, 473–485.
- MARTÍNEZ-SANCHEZ, J. N. & CAVAZOS, T. 2014 Eastern Tropical Pacific hurricane variability and landfalls on Mexican coasts. *Climate Res.* **58**, 221–234.
- MCDONALD, R. E., BLEAKEN, D. G., CRESSWELL, D. R., POPE, V. D. & SENIOR, C. A. 2005 Tropical storms: representation and diagnosis in climate models and the impacts of climate change. *Clim. Dynam.* **25**, 19–36.
- MCPHADEN, M. J. 2003 Tropical Pacific Ocean heat content variations and ENSO persistence barriers. *Geophys. Res. Lett.* **30**(9) (1480).
- MENDEZ, M. & MAGAÑA, V. M. 2010 Regional Aspects of Prolonged Meteorological Droughts over Mexico and Central America. *J. Climate* **23**, 1175–1188.
- MENDOZA, V. M., ODA, B., GARDUNO, R., VILLANUEVA, E. E. & ADEM, J. 2014 Simulation of the PDO effect on the North America summer climate with emphasis on Mexico. *Atm. Res* **137**, 228–244.
- MOSIÑO, P. & GARCÍA, E. 2005 *Evaluación de la sequía intraestival en la República Mexicana. En: Enriqueta García, Antología.*, pp. 59–74. Orellana y Vidal Eds.
- MURAKAMI, H. & WANG, B. 2010 Future change of North Atlantic tropical cyclone tracks: Projection by a 20-km-mesh Global Atmospheric Model. *J. Climate* **23**, 2699–2721.
- OUCHI, K. J., YOSHIMURA, H., MIZUTA, R., KUSUNOKI, S. & NODA, A. 2006 Tropical cyclone climatology in a global-warming climate as simulated in a 20 km-mesh Global Atmospheric Model: Frequency and wind intensity analyses. *J. Meteorol. Soc. Jpn.* **84** (2), 259–276.
- PALL, P., ALLEN, R. & STONE, D. A. 2007 Testing the Clausius-Clapeyron constraint on changes in extreme precipitation under CO₂ warming. *Clim Dyn* **284**, 351–363.

- PAVIA, E. G. 2009 The relationship between Pacific Decadal and Southern Oscillations: Implications for the climate of northwestern Baja California. *Geofísica Internacional* **48** (4), 385–389.
- PAVIA, E. G. & BADAN, A. 1998 ENSO modulates rainfall in the Mediterranean Californias. *Geophys. Res. Lett.* **25** (20), 3855–3858.
- PAVIA, E. J., GRAEF, F. & REYES, J. 2006 PDO-ENSO effects in the climate of Mexico. *J. Climate* **19**, 6433–6438.
- PERDIGÓ-MORALES, J., ROMERO-CENTENO, R., BARRETT, B. & ORDÓÑEZ, P. 2019 Intraseasonal variability of summer precipitation in Mexico: MJO influence on the midsummer drought. *J. Clim.* **32**, 2313–2327.
- PERDIGÓ-MORALES, J., ROMERO-CENTENO, R., ORDÓÑEZ, P., NIETO, R., GIMENO, L. & BARRETT, B. 2021 Influence of the Madden-Julian Oscillation on moisture transport by the Caribbean Low Level Jet during the Midsummer Drought in Mexico. *Atmos. Res.* **248**, 105243.
- RAUSCHER, S. A., GIORGI, F., DIFFENBAUGH, N. S. & SETH, A. 2008 Extension and intensification of the Meso-American mid-summer drought in the twenty-first century. *Clim. Dynam.* **31** (5), 551–571.
- RAUSCHER, S. A., KUCHARSKO, F., ENFIELD, D. B. & SETH, A. 2011 The role of regional SST warming variations in the drying of Meso-America in future climate projections. *J. Climate* **24** (7), 2003–2016.
- ROMERO-CENTENO, R. 2007 Variabilidad de parámetros meteorológicos en distintas escalas espacio Temporales en el Pacífico Tropical Nororiental. PhD thesis, UNAM.
- ROMERO-CENTENO, R., ZAVALA-HIDALGO, J. & G. B., R. 2007 Midsummer gap winds and low-level circulation over the eastern Tropical Pacific. *J. Climate* **20**, 3768–3784.
- ROMERO-CENTENO, R., ZAVALA-HIDALGO, J., GALLEGOS, A. & O'BRIEN, J. J. 2003 Isthmus of Tehuantepec wind climatology and ENSO signal. *J. Climate* **16**, 2628–2639.
- ROMERO-CENTENO, R. C. 2015 *Fenómenos climáticos y su relevancia para el cambio climático regional futuro*. Universidad Nacional Autónoma de México, Programa de Investigación en Cambio Climático.
- SAHA, S., MOORTHY, S., PAN, H., WU, X., WANG, J., NADIGA, S. & TRIPP, P. 2010 The NCEP Climate Forecast System Reanalysis. *Bull. Am. Met. Soc* pp. 1015–1057.

- SEAGER, R., TING, M., HELD, I., KUSHNIR, Y., LU, J., VECCHI, G., HUANG, H. P. & NAIK, N. 2007 Model projections of an imminent transition to a more arid climate in southwestern North America. *Science* **316**, 1181–1184.
- SMALL, R. J. O., SZOEKE, S. P. D. & XIE, S.-P. 2007 The Central American Midsummer Drought: Regional Aspects and Large-Scale Forcing. *J. Climate* **20**, 4853–4873.
- STEINHOFF, D. F., MONAGHAM, A. J. & CLARK, M. P. 2015 Projected impact of twenty-first century ENSO changes on rainfall over Central America and northwest South America from CMIP5 AOGCMs. *Clim. Dyn.* **44**, 1329–1349.
- STOCKER, T. F., QIN, D., PLATTNER, G. K., TIGNOR, M., ALLEN, S. K., BOSCHUNG, J., NAUELS, A., XIA, Y., BEX, V. & (EDS.), P. M. M. 2013 *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, p. 1535. Cambridge University Press, UK.
- TORRES-ALAVEZ, A., CAVAZOS, T. & TURRENT, C. 2014 Land-sea thermal contrast and intensity of the North American Monsoon under climate change conditions. *J. Climate* **27** (12), 4566–4580.
- TRENBERTH, K. E. 1999 Conceptual framework for changes of extremes of the hydrological cycle with climate change. *Climate Change* **42**, 327–339.
- TRENBERTH, K. E., DAI, A., RASMUSSEN, R. M. & PARSONS, D. B. 2003 The changing character of precipitation. *Bull. Am. Met. Soc.* pp. 1205–1217.
- VECCHI, G. A. & SODEN, B. J. 2007 Effect of remote sea surface temperature change on tropical cyclone potential intensity. *Nature* **450**, 1066–1070.
- WALLEN, C. 1955 Some Characteristics of Precipitation in Mexico. *Geografiska Annaler* **37** (1/2), 51–85.
- WANG, C. 2005 ENSO, Atlantic Climate Variability, and the Walker and Hadley Circulations. In *In: Diaz H.F., Bradley R.S. (eds) The Hadley Circulation: Present, Past and Future, Advances in Global Change Research*, vol. 21, pp. 173–202. Springer, Dordrecht.
- WEBSTER, P. 1994 The role of hydrological processes in ocean– atmosphere interactions. *Rev. Geophys* **32**, 427–476.
- ZHANG, C. 1993 Large-scale variability of atmospheric deep convection in relation to sea surface temperature in the tropics. *J. Climate* pp. 1898–1913.
- ZHU, C., LETTENMAIER, D. P. & CAVAZOS, T. 2005 Role of Antecedent Land Surface Conditions on North American Monsoon Rainfall Variability. *J. Climate* **20**, 1774–1791.