



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

---

FACULTAD DE CIENCIAS

INFLUENCIA DE LA MJO EN LOS EVENTOS EXTREMOS  
DE PRECIPITACIÓN Y SU RELACIÓN CON LA ALBERCA DE  
AGUA CALIENTE SOBRE EL PACÍFICO MEXICANO

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

LICENCIADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA:

LUIS JESÚS OLVERA LAZCANO

TUTORA:

DRA. CHRISTIAN DOMÍNGUEZ SARMIENTO

Ciudad de México, mayo 2022





Universidad Nacional  
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**Biblioteca Central**



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

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

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

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

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

A handwritten signature in red ink, consisting of several overlapping, stylized loops and lines, positioned centrally on the page.

Luis Jesús Olvera Lazcano

# Agradecimientos

A mi tutora, Dra. Christian Domínguez Sarmiento, por paciencia y por todo el apoyo que me proporcionó desde antes de comenzar la tesis. Por ser la mejor tutora que pude tener y motivarme incondicionalmente durante todo el proceso de realización de la presente tesis, la cual no podría haber sido lo que es de no ser por ella. Además, por motivarme para enfocarme en el área de la meteorología.

Al Dr. Dante Jaime Morán Centeno, por su pasión e interés que dejaba en sus clases, las cuales fueron parte esencial en mi formación durante la licenciatura.

A la Dra. Elsa Arellano Torres, porque además de ser parte de mi comité sinodal, me dio clases extremadamente valiosas que marcaron un antes y un después en mi licenciatura, por su enseñanza sobre la redacción que me formó me dio las herramientas necesarias que me sirven ahora y me servirán en el futuro.

A mis sinodales, Dr. Ignacio Arturo Quintanar Isaías, Dr. Carlos Abraham Ochoa Moya, Dra. Marni Margarita Pazos Espejel, por sus consejos y valiosos comentarios que ayudaron a perfeccionar esta tesis.

A la Dra. María Silvia Iriarte Vivar Balderrama, con quien descubrí por primera vez mi interés en las teleconexiones y me motivó con su apasionada forma de dar clases.

Al Dr. Alejandro Jaramillo, por facilitarme el filtro Lanczos necesario para la realización de este proyecto.

Al Mto. Héctor Jesús Díaz Jiménez, por ser uno de los grandes profesores que tuve en la carrera y también un buen amigo.

A mi amiga Vivian (Vivi). Por ser una de las personas principales con quien compartí la carrera, la cual no habría sido la misma sin ella. Gracias por apoyarme a lo largo de nuestra licenciatura, y gracias por ser mi amiga.

A mi amiga Diana, con la que compartí prácticamente toda la carrera y a quien le tengo infinito cariño. Gracias por entrar en mi vida a partir de una gran casualidad, gracias por complementarla de una manera tan única como solo tú sabes hacerlo, y ser uno de los apoyos más grandes que podría tener.

A mis amigos André, Mauricio, Diego, Gerardo y Alfonso, porque forman parte de mi vida desde hace más de diez años y he sentido su cariño, hermandad y apoyo en todo momento. Porque han sido parte fundamental de mi vida y lo seguirán siendo.

A Alfonso Durán Preciado, por apoyarme con consejos en la tesis, los cuales me ayudaron a mejorarla.

A la Universidad Nacional Autónoma de México, por darme la oportunidad de formar parte de ella, y a la Facultad de Ciencias, que fue el lugar donde realicé mi licenciatura y me formó en el ámbito científico.

Esta investigación fue realizada gracias al Programa de Apoyo a Proyectos de Investigación e Innovación Tecnológica (PAPIIT) “Eventos extremos de precipitación producidos por fenómenos tropicales” con número de expediente IA100620. Agradezco a la DGAPA-UNAM la beca recibida durante once meses.

*Dedicatoria*

*A mi mamá. Porque no puede haber otra persona a la cual dedicarle este logro. Gracias por estar siempre conmigo, motivarme para seguir adelante en todo momento. Gracias a ti soy la persona que soy en este momento, y me siento afortunado de tenerte cerca. Te quiero infinito.*

# Resumen

La Oscilación de Madden-Julian (MJO) es el modo de variabilidad principal de la escala intraestacional, caracterizado por su dipolo de convección profunda/supresión que surge sobre el Océano Índico y se propaga hacia el este, con impactos a nivel global. El presente trabajo se enfoca en los efectos de la MJO sobre las costas del Pacífico Mexicano en el periodo de 1982-2018. Se obtuvieron los compuestos de precipitación, temperatura superficial del mar (SST), contenido de calor oceánico (OHC), viento a 10 m a partir del Modo Multivariado en Tiempo Real de la MJO (RMM). Adicionalmente, se hicieron compuestos divididos en las fases de ENSO: Niño, Niña y Neutro. De manera general, las fases 3 a 7 muestran una expansión de la alberca de agua caliente y disminución de la precipitación sobre las costas mexicanas. En contraste, las fases 8, 1 y 2 exhiben temperaturas menores y un aumento de la precipitación. La MJO en conjunto con el Niño poseen los vectores de viento superficial de mayor magnitud, mientras que durante La Niña y la MJO, la mayoría de las fases poseen vientos oceánicos  $<1$  m/s. La fase neutral de ENSO comparte mayores similitudes con la fase Niño que con La Niña, siendo esta última la que exhibe menor expansión de la alberca de agua caliente y un decremento/aumento de la precipitación más intenso. Los eventos extremos de precipitación ocurren mayormente durante las fases de SST menores (8, 1 y 2). Sin embargo, el incremento de temperatura —en la superficie oceánica y en la columna de agua— y los eventos de precipitación no ocurren de manera simultánea, por lo tanto, la inducción de la convección profunda puede ocurrir por un calentamiento superficial de días anteriores.

Los resultados del presente trabajo dan a conocer las variaciones de las lluvias del país debido a la MJO y cómo en conjunto con ENSO, modulan las SSTs del Pacífico mexicano. Esto conduce a confirmar que ENSO es el principal modo de variabilidad sobre el océano, asimismo, la MJO afecta fuertemente a la precipitación y a la ocurrencia de días con eventos extremos.

# Índice general

<b>Agradecimientos</b>	<b>II</b>
<b>Resumen</b>	<b>v</b>
<b>1 Introducción</b>	<b>1</b>
§1.1 Eventos climáticos extremos . . . . .	1
§1.2 Alberca de agua caliente y su relación con el clima de México . . . . .	2
§1.3 La Oscilación de Madden-Julian . . . . .	4
§1.3.1 Dinámica . . . . .	5
§1.3.2 Teleconexiones . . . . .	9
<i>Teleconexiones en verano</i> . . . . .	10
<i>Teleconexiones en invierno</i> . . . . .	11
§1.3.3 Efectos de la MJO en el mundo . . . . .	12
§1.4 La relación del ENSO con la MJO . . . . .	13
§1.5 La MJO en México . . . . .	16
§1.5.1 Comportamiento de la precipitación durante fases de la MJO . . . . .	16
§1.5.2 Comportamiento de los ciclones tropicales en diferentes fases de la MJO .	16
§1.5.3 Comportamiento de la sequía de medio verano en diferentes fases de la MJO . . . . .	17
§1.6 Planteamiento del problema . . . . .	18
§1.7 Motivación . . . . .	18
§1.8 Hipótesis . . . . .	19
§1.9 Objetivos . . . . .	19
§1.10 Estructura de la tesis . . . . .	20

<b>2</b>	<b>Datos y Métodos</b>	<b>21</b>
§2.1	Reanálisis ERA-5 . . . . .	21
§2.2	Datos de precipitación CHIRPS . . . . .	23
§2.3	Temperatura de la superficie del mar de la NOAA . . . . .	25
§2.4	Contenido de Calor Oceánico . . . . .	28
§2.5	Índice ONI . . . . .	30
§2.6	Radiación de onda larga de la NOAA . . . . .	31
§2.7	Técnica de filtrado de ondas Wheeler-Kiladis . . . . .	32
§2.8	Índice Multivariado de la MJO en Tiempo Real . . . . .	35
§2.9	Compuestos y Anomalías . . . . .	37
<b>3</b>	<b>Resultados</b>	<b>39</b>
§3.1	Patrones atmosféricos y oceánicos durante las fases de la MJO . . . . .	39
§3.1.1	OLR y viento a los niveles de 850 mb y 200 mb . . . . .	39
§3.1.2	Respuesta atmosférica de la MJO . . . . .	41
<i>Precipitación diaria</i> . . . . .	41	
<i>Velocidad vertical y humedad específica</i> . . . . .	44	
<i>Eventos extremos de precipitación</i> . . . . .	45	
§3.1.3	Respuesta oceánica de la MJO . . . . .	47
<i>Temperatura superficial del mar</i> . . . . .	47	
§3.1.4	Relación de la alberca de agua caliente con los eventos extremos de precipitación sobre océano y continente . . . . .	53
§3.2	Patrones atmosféricos y oceánicos durante las fases de la MJO y fases de ENSO . . . . .	55
§3.2.1	Respuesta atmosférica a la combinación de la MJO con ENSO . . . . .	56
§3.2.2	Respuesta oceánica a la combinación de las fases de la MJO con el ENSO . . . . .	69
§3.2.3	Relación de la alberca de agua caliente con los eventos extremos de precipitación sobre océano y continente durante las fases de la MJO y ENSO . . . . .	81
<b>4</b>	<b>Conclusiones y trabajo futuro</b>	<b>88</b>
§4.1	La importancia de la MJO en los eventos extremos de precipitación en la costa del Pacífico mexicano . . . . .	88

§4.2 La modulación del ENSO en las fases de la MJO . . . . .	89
§4.3 Impacto de la MJO sobre el océano: influencia en los ecosistemas marinos y las actividades pesqueras . . . . .	90
§4.4 Trabajo Futuro . . . . .	91
Referencias . . . . .	92
<b>Anexo A Precipitación diaria y anomalías</b>	<b>101</b>
<b>Anexo B Anomalías de la Alberca de Agua Caliente</b>	<b>104</b>
<b>Anexo C Compuestos de SSTs durante 1996-2012</b>	<b>108</b>

# Índice de figuras

1.1	Distribución de las SSTs durante los meses de marzo a octubre . . . . .	3
1.2	Precipitación global durante el verano boreal del periodo de 1979-2006 . . . . .	4
1.3	Descripción del comportamiento de la oscilación Madden-Julian . . . . .	5
1.4	Perfiles horizontales del comportamiento de la MJO a distintas alturas . . . . .	6
1.5	Sección vertical de compuestos de la MJO . . . . .	7
1.6	Anomalías de velocidad de viento y altura según dos índices de precipitación . . . . .	11
2.1	Promedio anual de días extremos de precipitación durante el periodo 1982-2018. Base ERA5 . . . . .	23
2.2	Promedio anual de días extremos de precipitación durante el periodo 1982-2018. Base CHIRPS . . . . .	24
2.3	Promedio mensual de SSTs en el periodo 1982-2019 . . . . .	26
2.4	Dominio del análisis de la WHWP y la precipitación extrema . . . . .	27
2.5	Promedio mensual del OHC de 1996 a 2012 . . . . .	30
2.6	Promedio mensual de la OLR durante el periodo de 1982-2018 . . . . .	32
2.7	Espectro obtenido por medio de datos satelitales . . . . .	34
2.8	Componentes Principales RMM1 y RMM2 . . . . .	36
2.9	Número de días de cada fase de la MJO fuerte . . . . .	37
3.1	Anomalías filtradas de viento a 200 <i>mb</i> y OLR en las fases de la MJO . . . . .	40
3.2	Anomalías filtradas de viento a 850 <i>mb</i> y OLR en las fases de la MJO . . . . .	41
3.3	Compuestos de precipitación (mm/día) durante las fases de la MJO . . . . .	42
3.4	Anomalías porcentuales de precipitación diaria (%) durante las fases de la MJO . . . . .	43
3.5	Perfiles verticales de $\Omega$ y $q$ durante las fases de la MJO . . . . .	45
3.6	Porcentaje de días con eventos extremos durante las fases de la MJO . . . . .	46

3.7	Temperatura promedio de la superficie del mar ( $^{\circ}C$ ) durante las fases de la MJO	47
3.8	Anomalías estandarizadas de SSTs ( $^{\circ}C$ ) y viento a 10 m filtrado ( $m/s$ ) durante las fases de la MJO . . . . .	49
3.9	Contenido de Calor Oceánico promedio ( $kJ/cm^2$ ) durante las fases de la MJO .	51
3.10	Anomalías estandarizadas de OHC( $kJ/cm^2$ ) durante las fases de la MJO . . . . .	52
3.11	Gráficos de dispersión de SST vs. eventos extremos sobre el continente durante las fases de la MJO . . . . .	55
3.12	Compuestos de precipitación (mm/día) durante las fases de la MJO bajo condiciones El Niño . . . . .	56
3.13	Compuestos de precipitación (mm/día) durante las fases de la MJO bajo condiciones La Niña . . . . .	57
3.14	Compuestos de precipitación (mm/día) durante las fases de la MJO bajo condiciones neutrales . . . . .	58
3.15	Anomalías porcentuales de precipitación diaria (%) durante las fases de la MJO bajo condiciones El Niño . . . . .	59
3.16	Anomalías porcentuales de precipitación diaria (%) durante las fases de la MJO bajo condiciones La Niña . . . . .	60
3.17	Anomalías porcentuales de precipitación diaria (%) durante las fases de la MJO bajo condiciones neutrales . . . . .	61
3.18	Perfiles verticales de $\Omega$ y $q$ durante las fases de la MJO bajo condiciones de El Niño . . . . .	63
3.19	Perfiles verticales de $\Omega$ y $q$ durante las fases de la MJO bajo condiciones de La Niña . . . . .	64
3.20	Perfiles verticales de $\Omega$ y $q$ durante las fases de la MJO bajo condiciones neutrales	65
3.21	Porcentaje de días con eventos extremos durante las fases de la MJO bajo condiciones El Niño . . . . .	66
3.22	Porcentaje de días con eventos extremos durante las fases de la MJO bajo condiciones La Niña. . . . .	67
3.23	Porcentaje de días con eventos extremos durante las fases de la MJO bajo condiciones neutrales . . . . .	68

3.24	Temperatura promedio de la superficie del mar ( $^{\circ}C$ ) durante las fases de la MJO bajo condiciones El Niño . . . . .	69
3.25	Temperatura promedio de la superficie del mar ( $^{\circ}C$ ) durante las fases de la MJO bajo condiciones La Niña . . . . .	70
3.26	Temperatura promedio de la superficie del mar ( $^{\circ}C$ ) durante las fases de la MJO bajo condiciones neutrales . . . . .	71
3.27	Anomalías estandarizadas de SSTs ( $^{\circ}C$ ) y viento a 10 m ( $m/s$ ) durante las fases de la MJO bajo condiciones El Niño . . . . .	72
3.28	Anomalías estandarizadas de SSTs ( $^{\circ}C$ ) y viento a 10 m ( $m/s$ ) durante las fases de la MJO bajo condiciones La Niña . . . . .	73
3.29	Anomalías estandarizadas de SSTs ( $^{\circ}C$ ) y viento a 10 m ( $m/s$ ) durante las fases de la MJO bajo condiciones neutrales . . . . .	75
3.30	Contenido de Calor Oceánico promedio ( $kJ/cm^2$ ) durante las fases de la MJO bajo condiciones El Niño . . . . .	76
3.31	Contenido de Calor Oceánico promedio ( $kJ/cm^2$ ) durante las fases de la MJO bajo condiciones La Niña . . . . .	77
3.32	Contenido de Calor Oceánico promedio ( $kJ/cm^2$ ) durante las fases de la MJO bajo condiciones neutrales . . . . .	78
3.33	Anomalías estandarizadas de OHC ( $kJ/cm^2$ ) durante las fases de la MJO bajo condiciones El Niño . . . . .	79
3.34	Anomalías estandarizadas de OHC ( $kJ/cm^2$ ) durante las fases de la MJO bajo condiciones La Niña . . . . .	80
3.35	Anomalías estandarizadas de OHC ( $kJ/cm^2$ ) durante las fases de la MJO bajo condiciones neutrales . . . . .	81
3.36	Gráficos de dispersión de SST promedio vs. No. de eventos extremos durante los días de las fases MJO y El Niño . . . . .	83
3.37	Gráficos de dispersión de SST promedio vs. No. de eventos extremos durante los días de las fases MJO y La Niña . . . . .	84
3.38	Gráficos de dispersión de SST promedio vs. No. de eventos extremos durante los días de las fases MJO y la fase Neutro . . . . .	85

A.1	Compuestos de precipitación (mm/día) durante las fases de la MJO de la base de datos CHIRPS. . . . .	101
A.2	Número de eventos extremos durante las fases de la MJO de la base de datos ERA5 . . . . .	102
A.3	Número de eventos extremos durante las fases de la MJO de la base de datos CHIRPS . . . . .	103
B.1	Anomalías promedio de la temperatura de la Alberca de Agua Caliente (°C) durante las fases de la MJO . . . . .	104
B.2	Anomalías promedio de la temperatura de la Alberca de Agua Caliente (°C) durante las fases de la MJO bajo condiciones El Niño . . . . .	105
B.3	Anomalías promedio de la temperatura de la Alberca de Agua Caliente (°C) durante las fases de la MJO bajo condiciones La Niña . . . . .	106
B.4	Anomalías promedio de la temperatura de la Alberca de Agua Caliente (°C) durante las fases de la MJO bajo condiciones neutrales . . . . .	107
C.1	Temperatura promedio de la superficie del mar (°C) durante las fases de la MJO para el periodo 1996-2012 . . . . .	108
C.2	Anomalías estandarizadas de la temperatura de la superficie del mar (°C) durante las fases de la MJO en el periodo 1996-2012 . . . . .	109

# Índice de tablas

2.1	Tabla de años con condiciones de ENSO El Niño, Neutro, y La Niña . . . . .	31
3.1	Tabla de relaciones entre la alberca de agua caliente y los eventos extremos de precipitación sobre el océano durante las fases de la MJO . . . . .	54
3.2	Tabla de relaciones entre la alberca de agua caliente y los eventos extremos de precipitación sobre el océano durante las fases de la MJO bajo diferentes fases del ENSO. . . . .	82

# Capítulo 1

## Introducción

### 1.1. Eventos climáticos extremos

El clima es un conjunto de estadísticas del estado atmosférico en un intervalo de tiempo definido ([E. N. Lorenz, 1975](#)). A través de la recopilación de las variables climáticas en una serie de tiempo (de 20 a 50 años) se puede describir el clima. Los cambios que ocurren en él son modulados de acuerdo con la variabilidad climática natural ([von Storch & Navarra, 1999](#)) a través de diversas escalas temporales: multidecadal, decadal, interanual e intraestacional. Ésta última se encuentra en la brecha del tiempo atmosférico y el clima ([Zhang, 2013](#)) y es observada a través de distintos modos atmosféricos.

([Beniston & Stephenson, 2004](#)) determinan los eventos climáticos extremos como aquellos valores máximos y mínimos dentro de una base de datos de un parámetro de tiempo atmosférico con un intervalo temporal largo. Dichos extremos pueden ser de temperatura o de precipitación. Estos valores son de suma importancia a nivel socioeconómico, dado que se asocian a desastres. De acuerdo con el 5° Informe del Panel Intergubernamental de Cambio Climático (IPCC por sus siglas en inglés), la ocurrencia e intensidad de los eventos extremos de precipitación<sup>1</sup> aumentarán en latitudes medias y tropicales para el final del siglo XXI ([Intergovernmental Panel on Climate Change, 2014](#)).

---

<sup>1</sup>La definición de los eventos extremos de precipitación varía dependiendo de cada estudio. En la presente tesis se define en la sección 2 de Datos y Métodos.

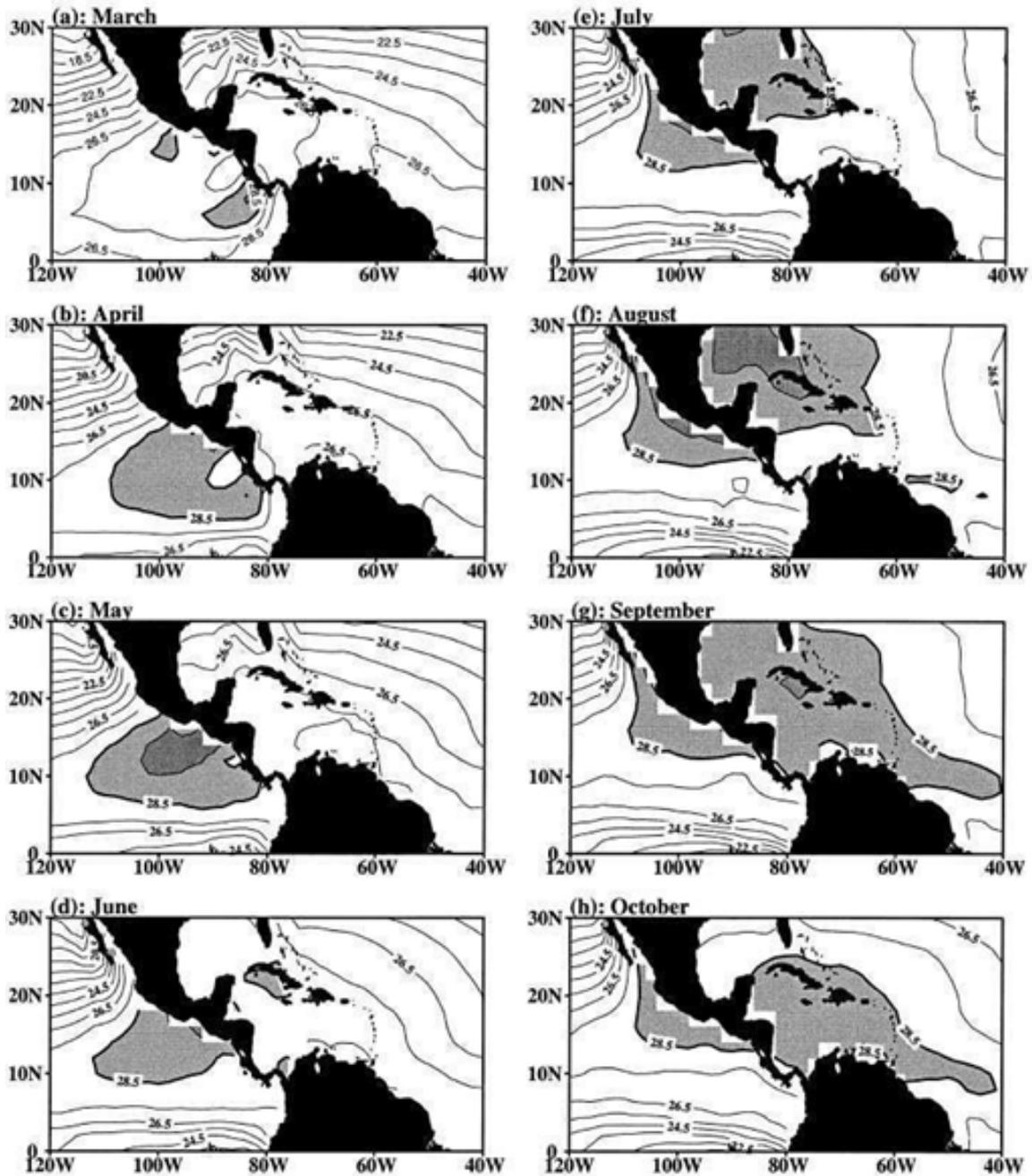
## 1.2. Alberca de agua caliente y su relación con el clima de México

La región que comprende el Pacífico Ecuatorial del noreste, Golfo de México y Mar Caribe (PEGC) tiene altas tasas de precipitación anual. Lo anterior está influenciado, principalmente, por la alberca de agua caliente y la Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ, por sus siglas en inglés). La alberca de agua caliente es una región donde la temperatura superficial del océano (SST, por sus siglas en inglés) es mayor o igual a  $28.5\text{ }^{\circ}\text{C}$  (Da Silva et al., 1994). De acuerdo con Graham y Barnett (1987), estas temperaturas tienen repercusiones significativas en la convección tropical. Por lo anterior, incrementa la nubosidad y la precipitación en las zonas donde prevalecen (C. Wang & Enfield, 2002). La región PEGC está situada en la alberca de agua caliente del hemisferio oeste —WHWP por sus siglas en inglés— (C. Wang & Enfield, 2002), cuya variabilidad es de escala estacional, teniendo su génesis durante la primavera boreal, mientras que los máximos de temperatura y área comienzan desde junio y culminan en septiembre (verano boreal) (Figura 1.1).

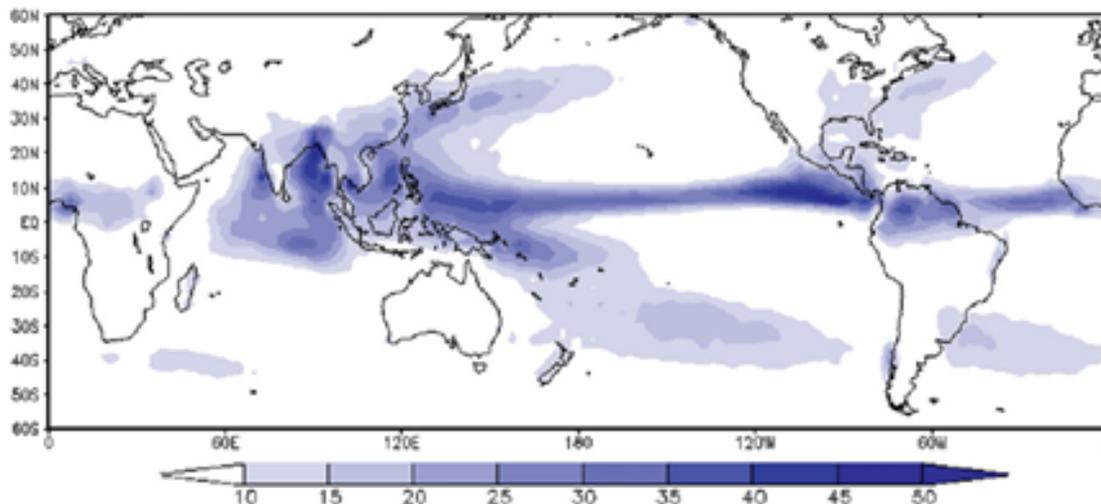
Por otro lado, la ITCZ es una banda situada en el Ecuador donde convergen los vientos alisios y se tienen los valores más altos de radiación solar incidente (C. Wang & Enfield, 2001). Sin embargo, su presencia no es estática, ya que se desplaza de acuerdo con la estacionalidad; posicionada al norte del Ecuador durante el verano boreal y al sur de este durante el verano austral, desplazando así la nubosidad y la precipitación (Figura 1.2). Consecuentemente, la región PEGC se convierte en la región tropical con las tasas más altas de precipitación durante el verano boreal debido a la concatenación del máximo de la WHWP con el desplazamiento de la ITCZ hacia el norte (Karnauskas & Busalacchi, 2009).

Las altas tasas de precipitación de la PEGC son similares a las de la alberca de agua caliente del Indo-Pacífico (IPWP, por sus siglas en inglés), localizada en latitudes tropicales (Figura 1.2). Roxy et al. (2019) encontraron que la IPWP ha aumentado en temperatura y extensión en los últimos 30 años, desarrollando un calentamiento tanto en la parte del océano Índico como en la porción de agua localizada sobre el continente Marítimo (que conforma las islas

del sudeste asiático, i.e., Indonesia y Filipinas), favoreciendo e intensificando la convección profunda. Asimismo, encontraron que el calentamiento progresivo de la IPWP ha modulado el comportamiento de la oscilación de Madden-Julian.



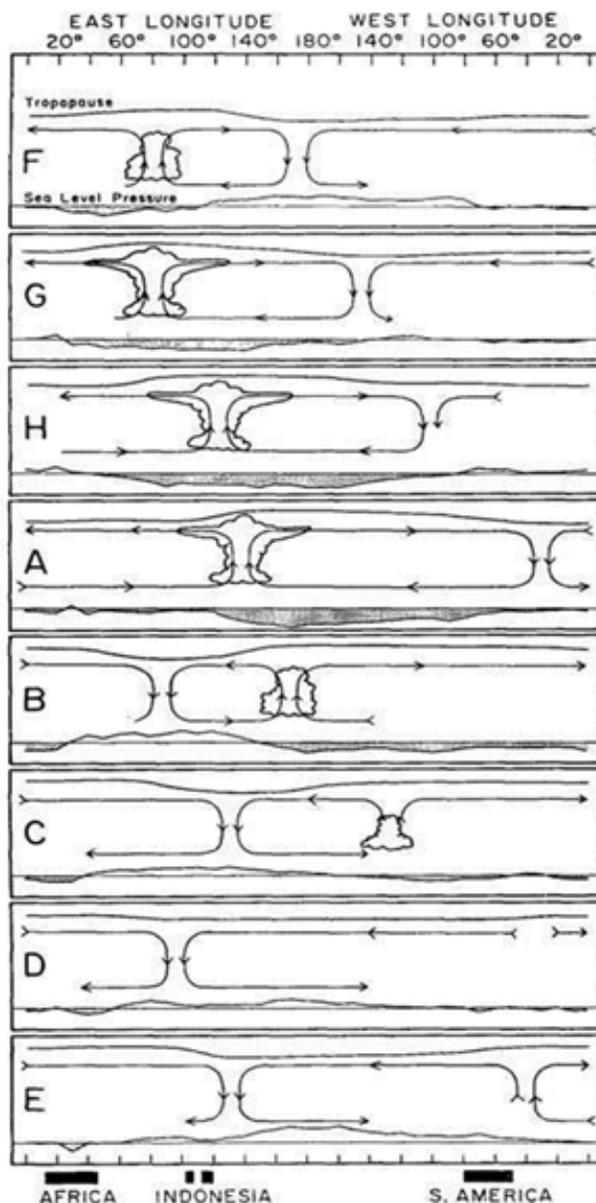
**Figura 1.1.** Distribución de las Temperaturas Superficiales del Mar (SSTs) durante los meses de marzo a octubre. Las líneas representan isotermas; los contornos señalan temperaturas mayores a 28.5 °C (C. Wang & Enfield, 2001).



**Figura 1.2.** *Precipitación global promedio durante el verano boreal del periodo de 1979-2006. La banda de precipitación se observa desplazada ligeramente hacia el norte, definiendo la ITCZ (Karnauskas & Busalacchi, 2009; Xie & Arkin, 1997).*

### 1.3. La Oscilación de Madden-Julian

La oscilación de Madden-Julian (MJO) —también denominada oscilación intraestacional o subestacional— es el modo más importante y predominante en la variabilidad de escala intraestacional y planetaria (Hendon & Salby, 1994). Surge en el océano Índico ecuatorial, manifestando fluctuaciones de la presión superficial del mar y de la estructura del viento (Krishnamurti et al., 2013), induciendo un centro de convección intensificado que simultáneamente produce una supresión al este de la convección. La alternancia de la supresión y convección amplificadas tiene una dirección de propagación hacia el este, con una periodicidad dentro de un intervalo de 10-90 días (Madden & Julian, 1972). En la figura 1.3 se observa el comportamiento de la MJO. Las regiones de supresión y de convección intensificada se denominan fase este y fase oeste, respectivamente.

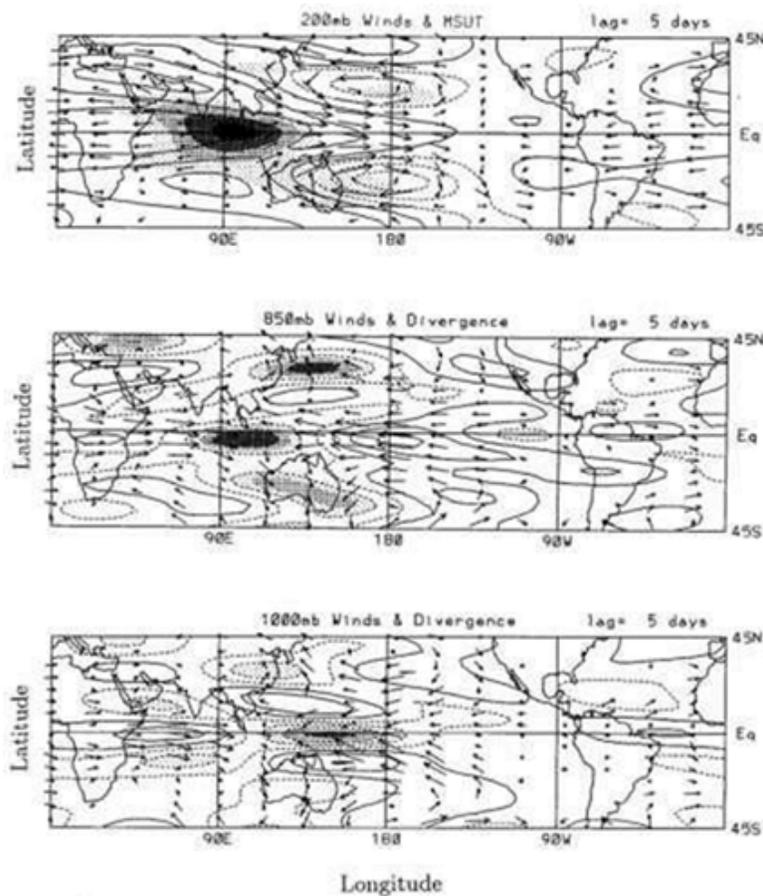


**Figura 1.3.** Descripción esquemática del comportamiento y dirección de propagación de la oscilación Madden-Julian en el plano ecuatorial. Las letras indican fechas en las que se captó la oscilación con la estación Canton, de acuerdo con el estudio de *Madden y Julian (1972)*. Tomado de *Madden y Julian (1972)*.

### 1.3.1. Dinámica

Hendon y Salby (1994) señalan cómo se comporta la oscilación en perfiles horizontales a distintas alturas de la atmósfera (Figura 1.4). En los perfiles, se grafican distintas variables atmosféricas que exhiben a detalle el comportamiento que caracteriza a la MJO. El cambio en

las direcciones del viento en las tres alturas determina que existe convergencia de los vientos en niveles bajos (desde 1000 mb hasta 850 mb) y divergencia en la tropósfera alta (200 mb). Los movimientos anteriores coinciden en la región de convección anómala de la MJO (Figura 1.3). Al oeste del centro de convección a un nivel de 850 mb, se distinguen dos giros ciclónicos en ambos lados del Ecuador, mientras que al este de la convección se encuentran los vientos del este, que poseen una magnitud mayor. Las características anteriores corresponden a un acoplamiento de ondas de Rossby<sup>2</sup> y Kelvin<sup>3</sup> ecuatoriales (Li et al., 2018).



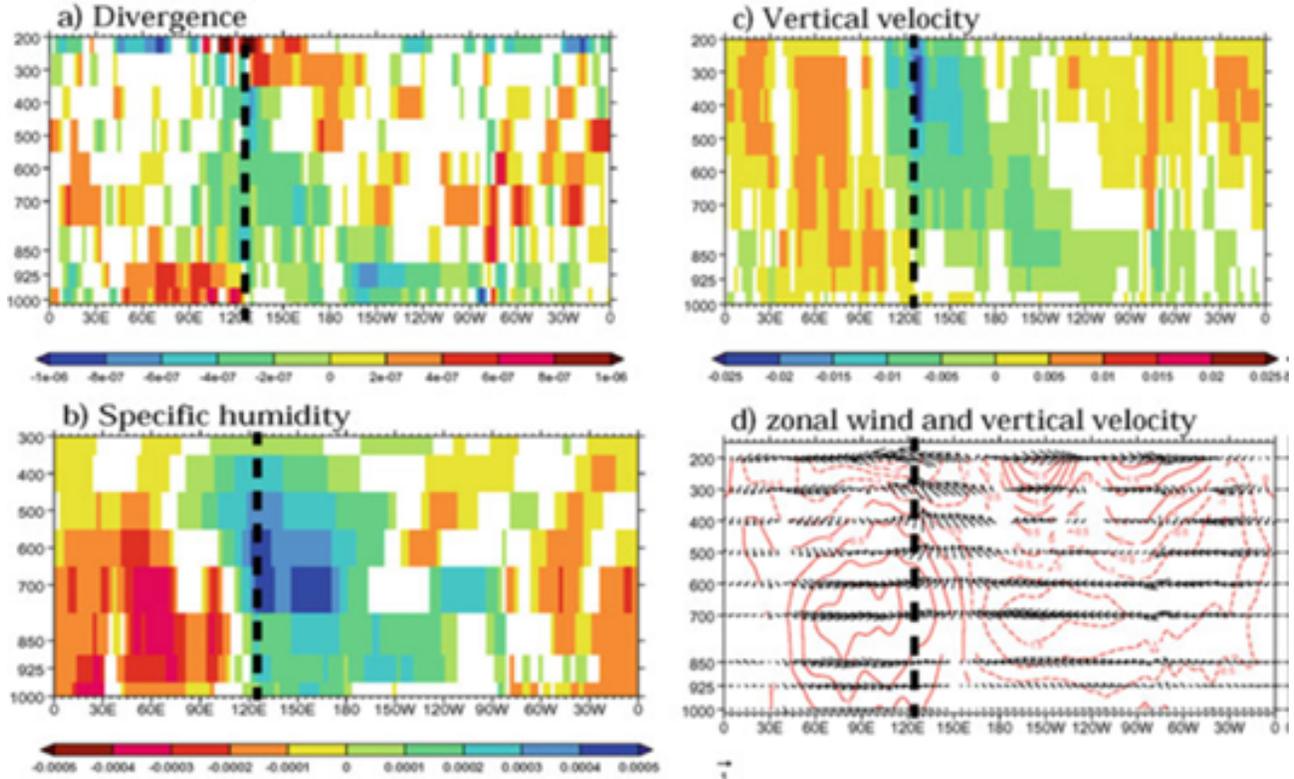
**Figura 1.4.** *Perfiles horizontales del comportamiento de la MJO a distintas alturas. De arriba hacia abajo: a) 200 mb. Patrones horizontales de viento (vectores), MSUT (contornos) y Radiación saliente de onda larga (OLR) (sombreado). b) 850 mb. Viento (vectores) y divergencia (contornos y regiones sombreadas). c) 1000 mb. Viento (vectores) y divergencia (contornos y regiones sombreadas). Tomado de (Hendon & Salby, 1994).*

<sup>2</sup>Las ondas de Rossby —también conocidas como ondas planetarias— son perturbaciones atmosféricas ocasionadas por la conservación de la vorticidad potencial. Existen ondas de Rossby ecuatoriales y extratropicales (Laing & Evans, 2016).

<sup>3</sup>Las ondas de Kelvin son perturbaciones con una propagación hacia el este, simétricas en ambos lados del Ecuador (Laing & Evans, 2016).

Las ondas de Rossby tienen una propagación hacia el oeste —razón por la cual se les asocia a la formación de giros ciclónicos al oeste del centro de convección— y las ondas de Kelvin tienen una propagación al este. Lo anterior sugiere que el comportamiento de la MJO tiene repercusiones más allá de los centros de generación de la convección/inhibición de la convección en el Ecuador.

A pesar de que el acoplamiento de las ondas Rossby-Kelvin está bien establecido, el comportamiento de la MJO aún no se comprende en su totalidad. A partir de un análisis del plano vertical de la oscilación, Sperber (2003) descubrió una asimetría hacia el este/oeste en los valores de humedad específica y velocidad vertical (Figura 1.5).



**Figura 1.5.** Sección vertical de los compuestos de: a) Divergencia ( $s/1$ ), b) humedad específica ( $kg/kg$ ), c) velocidad vertical ( $Pa/s$ ), d) viento zonal (contornos,  $0.5 m/s$ ) y velocidad vertical (vectores). La línea punteada indica el centro de convección de la MJO. Los compuestos fueron generados a partir de un filtro pasa-bandas de 30-100 días. Tomado de Sperber (2003).

Por un lado, la humedad específica es mayor al este del centro de convección en comparación con el oeste en niveles bajos (850 mb). Por otro lado, la velocidad vertical es positiva al oeste de la convección y negativa al este, el valor positivo indica descenso. La asimetría combinada de los parámetros anteriormente mencionados muestra que al este de la convección (en bajos niveles) existen vientos ascendentes y convergentes en conjunto con la alta humedad específica. De esta forma, el proceso de convección se favorece al este del centro de la MJO, mientras que al oeste ocurre subsidencia de vientos y supresión de convección.

Al igual que en la atmósfera, la MJO induce ondas de Kelvin oceánicas sobre el Pacífico ecuatorial (Seo & Xue, 2005). Estas ondas tienen una propagación hacia el este (partiendo del centro de convección de la MJO) con corrientes oceánicas ascendentes (descendentes) que inducen una disminución (aumento) de las SSTs del océano Pacífico, debido a la elevación de masas con temperatura fría.

El océano tiene una dinámica resultante del forzamiento de la MJO, además de la génesis de las ondas de Kelvin oceánicas. Sobre la zona de desarrollo del centro de convección de la oscilación, se observa la disminución de radiación solar entrante —por la presencia de nubosidad—, anomalías positivas de evaporación y de flujo de calor latente. Esto último conlleva a un enfriamiento progresivo de las SSTs, al mismo tiempo que los vientos zonales anómalos promueven la expansión vertical de la capa de mezcla oceánica<sup>4</sup> (Lau & Waliser, 2012). Por otro lado, al este del centro de convección aumenta la radiación solar entrante —debido a la ausencia de nubosidad—, y existe poca velocidad de los vientos zonales. Ambas características propician una capa de mezcla estable y el aumento de las SSTs. A pesar de dicho forzamiento, Rydbeck et al. (2019) encontraron que el contenido de calor oceánico (OHC, por sus siglas en inglés) aumenta en el centro de convección y disminuye al este, lo que es un suceso atípico tomando en cuenta la liberación de calor latente en la superficie de la atmósfera. Los autores atribuyen dicho comportamiento al forzamiento de ondas ecuatoriales oceánicas sobre las aguas sub-superficiales. Sin embargo, se requieren más investigaciones para definir la dinámica intra-estacional oceánica.

---

<sup>4</sup>Zonal: a lo largo de las líneas de latitud.

La incertidumbre acerca de la propagación hacia el este que posee la MJO, las descripciones de la asimetría y su estructura baroclínica<sup>5</sup> conllevó a la creación de modelos y teorías para entender su comportamiento (B. Wang, 1988; Emanuel, 1987; Neelin et al., 1987). La teoría más aceptada es la propuesta por B. Wang y Li (1994), quienes definieron la MJO como un acoplamiento de ondas Kelvin-Rossby, que a su vez se entrelaza con el efecto de fricción de la capa límite planetaria (PBL, por sus siglas en inglés). A través de un modelo que desprecia la variación vertical de la humedad específica, simularon una MJO que resultó tener una propagación mayor a la observada. Las dificultades para crear un modelo capaz de tomar en cuenta todos los parámetros y condiciones iniciales adecuadas hacen que el estudio de la MJO sea una tarea incompleta y, por lo tanto, representa un reto para el futuro entendimiento de la variabilidad intraestacional.

### 1.3.2. Teleconexiones

Se le denomina teleconexión a la relación de anomalías climáticas o meteorológicas a través de grandes distancias (Liu & Alexander, 2007). Diversos autores (Wallace & Gutzler, 1981; Liu & Alexander, 2007) han encontrado que la correlación entre dichos parámetros es un efecto remoto producido por un transporte de energía —tanto en la atmósfera como en el océano— a través de la propagación de ondas. Los modos de variabilidad climática producen efectos a escala global a través de las teleconexiones tanto meridionales<sup>6</sup> (relación trópicos-extratrópicos) como zonales (Wanner et al., 2001). Asimismo, las teleconexiones varían de acuerdo con la estacionalidad, especialmente aquellas con transporte de los trópicos a los extratrópicos, debido a la diferencia de la energía solar incidente de un hemisferio con respecto a otro durante los solsticios. Por ello, existe una variación de la radiación de energía solar de manera estacional, y consecuentemente, hay variaciones en el balance total de energía.

La MJO, a través de su generación/inhibición de la convección, modula los cambios en el tiempo meteorológico y clima en distintas partes del mundo (Zhang, 2013). Krishnamurti et al. (2013) mencionan que la MJO tiene una propagación intra-latitudinal por medio de las teleconexiones.

---

<sup>5</sup>Baroclínica: estructura cuyos movimientos horizontales varían dependiendo del nivel de presión atmosférico y del contraste de las masas de aire cálidas y frías (Laing & Evans, 2016).

<sup>6</sup>Meridional: patrones a lo largo de las líneas de longitud.

A pesar de tener una estructura baroclínica en los trópicos, la MJO presenta una estructura cuasi-barotrópica<sup>7</sup> en los extratropicos; es decir, conservación de la estructura horizontal a lo largo de la columna de aire, mostrando así las diferencias entre trópicos y extratropicos inducidas por la oscilación (Krishnamurti et al., 2013). Por otro lado, la MJO también produce teleconexiones específicas de acuerdo con la estacionalidad.

### Teleconexiones en verano

La MJO puede modular la actividad ciclónica tropical en varias cuencas oceánicas del mundo, así como al comportamiento de los eventos extremos de precipitación (Zhang, 2013). A lo largo de su propagación induce anomalías del viento en ambos lados del Ecuador. Dichas anomalías presentan una circulación ciclónica, particularmente en el periodo de inicio de la MJO en el océano Índico y sobre el oeste del océano Pacífico. A través de los vórtices ciclónicos en ambos lados de la propagación (como ondas de Rossby atmosféricas), la MJO puede favorecer la ciclogénesis tropical (Krishnamurti et al., 2013); es decir, la formación de ciclones tropicales (CTs).

Diversos estudios (Ho, Kim, Jeong, Kim, & Chen, 2006; Liebmann, Hendon, & Glick, 1994) han determinado que a través de las distintas fases de la MJO —fases determinadas por el índice Multivariado en Tiempo Real de la MJO (Índice RMM, por sus siglas en inglés)— se producen teleconexiones que son capaces de regular la ocurrencia de la ciclogénesis tropical en todo el mundo. Sin embargo, aún queda la interrogante de si esta oscilación puede modificar los campos de vientos en niveles bajos y medios que favorezcan la frecuencia de algún tipo de trayectoria específica en el océano Pacífico (Domínguez, 2012).

Además de su efecto en la ciclogénesis tropical, la oscilación puede modular la actividad monzónica<sup>8</sup> en distintas partes del mundo. D. J. Lorenz y Hartmann (2006) encontraron que la

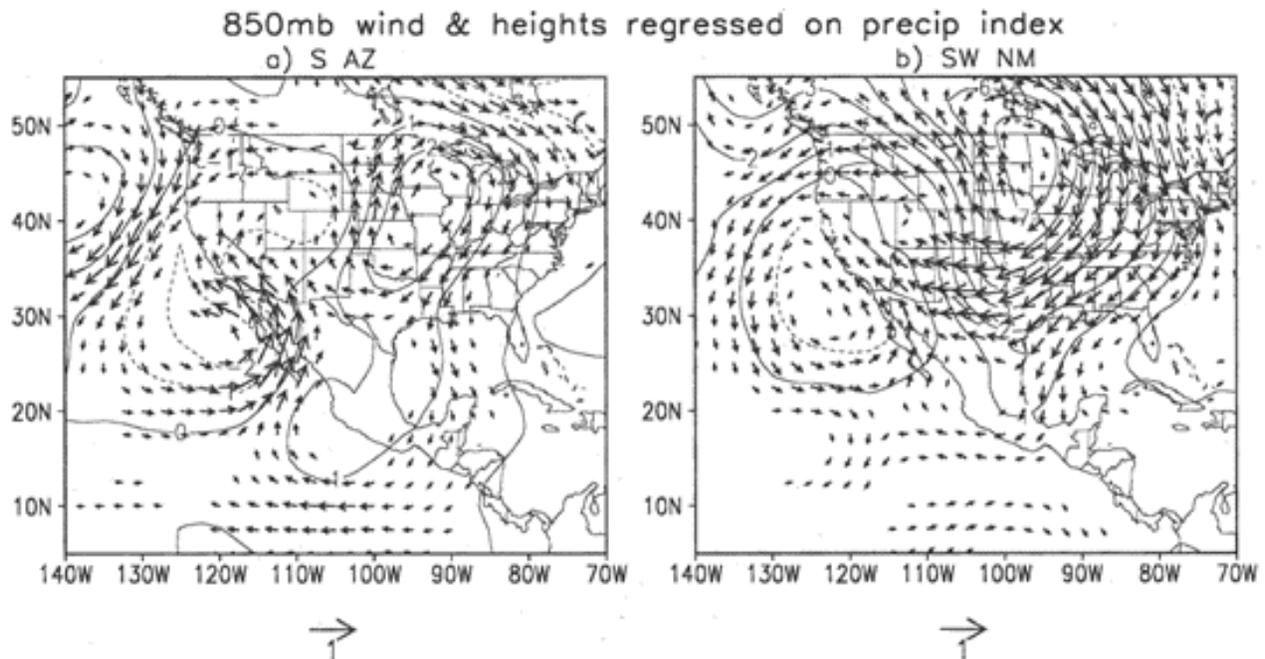
---

<sup>7</sup>Barotrópica: estructura cuyos movimientos horizontales son constantes en todos los niveles verticales, ya que el gradiente vertical de temperatura es mínimo (Laing & Evans, 2016).

<sup>8</sup>Monzón: del árabe mawsim (estación/temporada) y del hindi mausam es un fenómeno estacional que induce la inversión de corrientes de viento del mar hacia el continente, acarreado humedad a la superficie terrestre que favorece la precipitación (Laing & Evans, 2016). Se presenta en las regiones de la India, sudeste de Asia, África subsahariana, Sudamérica y Norteamérica.

oscilación incrementa la precipitación en la zona del Monzón de Norteamérica (NAM, por sus siglas en inglés) a través de la generación de anomalías positivas en el viento zonal que, al mismo tiempo, producen una surgencia sobre el mar de Cortés (Figura 1.6). Dicho movimiento de ascenso en el océano incrementa el transporte de humedad sobre el continente, lo que a su vez aumenta la precipitación monzónica.

En el monzón de Asia, la precipitación incrementa durante eventos MJO debido a una propagación dual de la convección: hacia el este —conforme se transporta el centro de convección— y hacia el norte. El incremento del viento en ambas direcciones propicia la ocurrencia de bajas presiones y mayores tasas de precipitación sobre el continente asiático que pueden causar inundaciones (Zhang, 2013; Goswami et al., 2007).



**Figura 1.6.** Anomalías de velocidad de viento (vectores,  $m s^{-1}$ ) a 850 mb y altura (contornos,  $m$ ) de acuerdo con dos índices de precipitación (dos bases de datos distintas). Obtenido de *D. J. Lorenz y Hartmann (2006)*.

### *Teleconexiones en invierno*

Durante el invierno boreal, los vientos del oeste son debilitados por medio de la propagación de las ondas de Rossby, ocasionando un bloqueo en el transporte de humedad hacia latitudes medias. Lo anterior ocasiona eventos extremos de precipitación sobre latitudes medias (Berggren,

Bolin, & Rossby, 1949; Henderson, Maloney, & Barnes, 2016). Además, Henderson et al. (2016) analizaron la relación entre la MJO y los bloqueos atmosféricos de latitudes altas. Los autores concluyeron que cuando el centro de convección de la MJO se encuentra en la región del Pacífico Central, refuerza los bloqueos por medio de la propagación de ondas de Rossby hacia latitudes altas. En el oeste de Estados Unidos, los eventos de precipitación extrema aumentan el doble cuando ocurren eventos MJO sobre el océano Índico y en el Pacífico oeste (Jones & Carvalho, 2012). De manera similar, en los valles del centro-norte de Chile, la precipitación de invierno incrementa por efectos de la MJO cuando se localiza sobre el Océano Índico y en el Pacífico Central (Juliá, Rahn, & Rutllant, 2012).

### 1.3.3. Efectos de la MJO en el mundo

Además de las teleconexiones estacionales, la MJO causa diversos fenómenos hidrometeorológicos conforme transporta su centro de convección. (Zhang, 2013) hizo una revisión bibliográfica de los efectos globales de la MJO que, si bien no son atribuidos directamente a la oscilación, tienen mayor ocurrencia durante eventos activos. Algunos de estos efectos se describen a continuación, con sus correspondientes referencias.

En primer lugar, de acuerdo con las investigaciones de Goswami et al. (2007) las inundaciones también pueden ser moduladas por el paso de la MJO, ya que ésta es capaz de intensificar las tasas de precipitación en una región determinada. Como ya se mencionó anteriormente, la intensificación de la precipitación monzónica en Asia debido a la MJO puede derivar en inundaciones sobre esta región (Goswami et al., 2007). Por otro lado, en Jakarta han ocurrido diversas inundaciones en la década de 2000-2010 asociadas a una precipitación intensa previo al medio día. La MJO es uno de los fenómenos de gran escala a los que se atribuyen las inundaciones, debido a que su centro de convección se ha localizado en el continente Marítimo durante las tres principales inundaciones, teniendo así un efecto directo en la región.

Otro fenómeno que puede ser afectado directamente por el paso de la MJO es la actividad eléctrica, especialmente sobre el Continente Marítimo. La actividad eléctrica puede intensificarse cuando disminuye el radio del centro de convección de la MJO, pero aumenta su desarrollo

vertical. Lo anterior ocurre cuando el centro de convección pasa sobre la porción continental y está aislado, de manera que no se desarrolla una extensión horizontal. En consecuencia, incrementa la convección profunda<sup>9</sup> (Zhang, 2013).

Adicionalmente, Thompson y Roundy (2013) demostraron la MJO es capaz de modular la ocurrencia de tornados en Estados Unidos a través de vientos anómalos tanto en la baja como en la alta atmósfera. Este ejemplo de modulación evidencia la capacidad de la MJO para causar anomalías a gran escala que favorezcan cambios en los patrones de viento de mesoescala y microescala.

La descripción de estos fenómenos ocasionados por la oscilación funciona enfatiza el potencial que tiene la MJO como modulador del clima y el tiempo en la escala global. A pesar de que existen otros fenómenos hidrometeorológicos cuya variabilidad puede depender de la MJO, se requiere de un entendimiento profundo de la dinámica intraestacional para poderlos relacionar de manera más robusta.

## 1.4. La relación del ENSO con la MJO

El Niño Oscilación del Sur (ENSO, por sus siglas en inglés) es un modo de variabilidad interanual que produce anomalías positivas/ negativas de las SSTs en la región del Pacífico Ecuatorial del Este. La fase positiva del ENSO, conocida como El Niño, causa una disminución del gradiente de temperatura zonal e induce un debilitamiento en la Celda de Walker<sup>10</sup>, por lo que la convección situada normalmente al este de Oceanía se desplaza hacia el Pacífico Central (McPhaden, 1999), además de que genera el hundimiento de la termoclina<sup>11</sup> en el Pacífico Ecuatorial Este. Inversamente, la fase negativa del ENSO, conocida como La Niña, se caracteriza por un aumento anómalo del gradiente de las SSTs. Por lo que la Celda de Walker se fortalece. Esto

---

<sup>9</sup>Convección profunda: proceso con el cual las nubes pueden presentar un desarrollo vertical de más de 10 km.

<sup>10</sup>Celda de Walker: circulación de viento zonal generada a lo largo del Ecuador ocasionada por el gradiente de temperatura superficial (Laing & Evans, 2016). Presenta zonas de convergencia y divergencia de los vientos superficiales.

<sup>11</sup>Termoclina: zona de máximo cambio de temperatura en el océano.

último ocasiona un aumento de la convección en el Pacífico Oeste y un ascenso en la termoclina del Pacífico Ecuatorial Este —fenómeno conocido como surgencia—.

A pesar de ser modos de variabilidad a distinta escala temporal, la MJO juega un papel fundamental como mecanismo de iniciación del ENSO (Moore & Kleeman, 1999; Zhang & Gottschalck, 2002; Krishnamurti et al., 2013). Por medio de observaciones y manejo de datos, se ha determinado que la ocurrencia de fenómenos El Niño intensos es potenciada después de un evento MJO (Zhang & Gottschalck, 2002), ya que la actividad de los vientos del oeste se intensifica y se propaga hacia el este.

El ENSO requiere de un mecanismo que origine los vientos del oeste en los trópicos, los cuales conduzcan a convección anómala en el Pacífico Central. También, la MJO es un modo acoplado océano-atmósfera que puede ocasionar variaciones en el comportamiento del ENSO (Eisenman et al., 2005; Perez et al., 2005; Gebbie & Tziperman, 2009; Jin et al., 2007). Así, la oscilación intraestacional puede contribuir en las anomalías de precipitación durante un evento ENSO, dependiendo de su intensidad y amplitud (Hoell, Barlow, Wheeler, & Funk, 2014).

La MJO no sólo funciona como mecanismo de iniciación de ENSO, también puede ser modulada por este, dependiendo de la fase (El Niño/La Niña) en la que se presente. Moon et al. (2011) encontraron que la MJO puede intensificarse o debilitarse según la fase del ENSO que se encuentre presente (El Niño o La Niña). Dicha modulación es global y varía según la región en la que se analice el efecto de la MJO.

La MJO influye el comportamiento de la precipitación y de la temperatura a nivel mundial durante el verano boreal. Por ejemplo, (Li et al., 2018) investigaron los impactos de la MJO y la fase El Niño sobre la sequía del 2015 en las Praderas Canadienses. Encontraron que las SSTs anómalas del Pacífico Central asociadas a la fase positiva de ENSO, junto con la MJO posicionada sobre el continente Marítimo, indujeron anomalías de precipitación sobre las Praderas Canadienses, por medio de una interacción trópicos-extratropicos, definida por las ondas de Rossby extratropicales que son excitadas por la convección del Pacífico Occidental y del

Continente Marítimo. El tren de las ondas de Rossby tiene una propagación hacia el noreste, propiciando convergencia anómala en la alta tropósfera e induciendo una divergencia superficial que suprime la precipitación. Esta interacción trópicos-extratrópicos ocasionó la sequía de las Praderas Canadienses.

Por su parte, [Shimizu et al. \(2017\)](#) encontraron que los eventos extremos de precipitación en Brasil están modulados por el acoplamiento de la MJO con el ENSO. A través de la formación de paquetes de ondas que viajan en fase con la propagación de la MJO y los patrones anómalos de la celda de Hadley<sup>12</sup> que son inducidos por el ENSO, los eventos extremos de precipitación (sequía) ocurren mayormente en periodos La Niña (El Niño) cuando el centro convectivo de la MJO se posiciona sobre el Continente Marítimo (océano Índico).

[Jones et al. \(2004\)](#) analizaron la ocurrencia de los eventos extremos de precipitación en distintos eventos de MJO. Con ello, determinaron que existe una relación estrecha entre las fases de la MJO y la ocurrencia de los eventos extremos de precipitación a escala global. Además, mediante los resultados de su modelación, la MJO demostró tener un papel determinante para la predictibilidad de los eventos extremos; ya que cuando la señal de la MJO está presente, los eventos extremos son mayormente pronosticables. Aunque existen implicaciones no naturales para el aumento en la frecuencia de los eventos extremos (ej. los cambios de uso de suelo, urbanización, etc.), la MJO y el ENSO modulan la frecuencia e intensidad de estos.

Hasta ahora, no se ha encontrado una relación entre el aumento de la frecuencia de los eventos extremos con la presencia de MJO y ENSO activos; sin embargo, el estudio de su relación con las características de los eventos extremos de precipitación es fundamental para producir una mejor comprensión de la dinámica de la variabilidad natural.

---

<sup>12</sup>Celda de Hadley: circulación meridional producto del calentamiento diferencial de la superficie por acción del Sol. Se genera en ambos hemisferios, comenzando por la convección de vientos superficiales sobre el Ecuador ([Laing & Evans, 2016](#)).

## 1.5. La MJO en México

A pesar del gran número de estudios que existen a nivel mundial sobre la modulación de la MJO sobre fenómenos de distintas escalas espaciales y temporales, México tienen un número escaso de estudios que muestren alguna influencia de esta oscilación sub-estacional en la precipitación del país.

### 1.5.1. Comportamiento de la precipitación durante fases de la MJO

El estudio de [Barlow y Salstein \(2006\)](#) es una de las primeras investigaciones enfocadas exclusivamente en el efecto de la MJO sobre México y Centroamérica. Investigaron la influencia de esta oscilación sobre las lluvias de verano por medio del uso de datos de precipitación de 222 estaciones. Por medio del cálculo de cambios porcentuales, los autores encontraron que, en 116 estaciones, la precipitación era 25 % mayor que la media en presencia de un evento MJO; mientras que en 45 estaciones la precipitación era 200 % mayor cuando sucedía la MJO. La intensificación de la precipitación durante esta oscilación se halló principalmente sobre las costas del norte del Golfo de México, centro-sur de México y la costa oeste de Centroamérica. En un estudio de menor escala espacial ([Barret & Longoria, 2013](#)), se confirmó la modulación de la precipitación en el Bajío de México (Guanajuato) en la escala sub-estacional debido a la MJO, resultando en anomalías positivas (negativas) sobre el estado cuando el centro convectivo de la MJO se localiza sobre el océano Índico (Continente Marítimo y Pacífico oeste).

### 1.5.2. Comportamiento de los ciclones tropicales en diferentes fases de la MJO

Debido a la creciente importancia de crear modelos predictivos de los CTs en la escala intraestacional, es importante analizar la relación entre la MJO y los extremos de precipitación asociados a los CTs. Usando modelos climáticos con los que se pueden simular condiciones atmosféricas históricas, es posible observar el potencial de predictibilidad de los CTs sobre el

Pacífico mexicano durante las fases<sup>13</sup> 1, 4, 5 y 8 de la MJO (Jiang et al., 2018). Así, la MJO es capaz de fungir como un factor de predictibilidad de los CTs.

### 1.5.3. Comportamiento de la sequía de medio verano en diferentes fases de la MJO

Perdigón-Morales et al. (2019) analizaron la relación entre la MJO y el ciclo anual de lluvias de México, el cual tiene dos picos de máxima precipitación, divididos por el periodo de supresión conocido como sequía de medio verano o canícula (MSD, por sus siglas en inglés). Esta investigación sugiere que el segundo máximo de lluvia (periodo de supresión) tiene una ocurrencia mayor cuando el centro de convección de la MJO se localiza en el océano Índico (Continente Marítimo), ya que se induce un movimiento ciclónico (anticiclónico) sobre el sureste de México, promoviendo un desarrollo (supresión) de la convección. Es necesario señalar que la modulación encontrada por Perdigón-Morales et al. (2019) coincide con los hallazgos de Barret y Longoria (2013).

Tomando en cuenta los efectos directos e indirectos de la MJO en distintas partes del mundo, el análisis acerca de sus posibles efectos en México es de suma importancia. El presente estudio se enfoca en la región del Pacífico Mexicano que comprende los estados de Baja California, Baja California Sur, Sonora, Sinaloa, Nayarit, Jalisco, Michoacán, Colima, Guerrero y Oaxaca. Con la finalidad de encontrar una relación de la MJO con las lluvias extremas y la alberca de agua caliente, se usarán los datos de SSTs<sup>14</sup> para definir la extensión de la alberca de agua caliente, la precipitación diaria y los patrones de circulación atmosférica en diferentes fases<sup>15</sup> de la MJO durante el periodo 1982-2018. Dicho intervalo de tiempo se debe a que la base de datos de SSTs comienza a partir de 1982.

---

<sup>13</sup>El número de fase está definido según la localización del centro de convección, de acuerdo con el índice RMM. Véase la figura 2.8 del capítulo 2.

<sup>14</sup>Estos son de diversas plataformas: satélites, boyas, buques oceanográficos. Ver la sección 2.3 para más detalles

<sup>15</sup>De acuerdo con el índice RMM. Véase la sección 2.8.

## 1.6. Planteamiento del problema

México posee una heterogeneidad de climas que son producto de su posición latitudinal, su amplia extensión y la topografía que caracterizan su paisaje. De manera general, el país tiene un ciclo de lluvias bimodal; es decir, tiene una temporada seca y una temporada húmeda. La temporada húmeda abarca dos periodos: mayo-junio, septiembre-octubre (Perdigón-Morales et al., 2019; Magaña, Amador, & Medina, 1999). El ciclo anual de lluvias de México se modula por diversos factores dinámicos: la migración de la ITCZ, la MSD, el monzón de Norteamérica (NAM), las ondas del Este y los CTs. Particularmente, las costas del Pacífico mexicano forman parte de una región del país donde convergen los factores del ciclo anual de lluvias mencionados anteriormente. Además, el océano Pacífico en esta región y en los meses de mayo-noviembre tiene una SST de más de  $28.5^{\circ}\text{C}$  (Da Silva et al., 1994); es decir, se presenta la alberca de agua caliente que forma parte de la WHWP.

Actualmente, no existen estudios en México que investiguen la modulación de la MJO en el comportamiento de los eventos extremos de precipitación sobre el Pacífico México. Por ello, sería ideal contar con resultados que muestren cuáles son las regiones en las que la MJO puede tener una influencia en el comportamiento de la precipitación. Aunado a esto, la investigación es importante porque existe una necesidad de los tomadores de decisiones por contar con información climática más confiable que los ayude a determinar donde se pueden presentar los eventos extremos de precipitación en las costas del Pacífico mexicano.

## 1.7. Motivación

En la región del Pacífico mexicano convergen los factores del ciclo anual de lluvias de México, los cuales presentan intensidades y frecuencias distintas a través del tiempo. Por un lado, la presencia de la alberca de agua caliente favorece la ciclogénesis tropical que puede culminar en eventos extremos de precipitación. Por otro lado, las condiciones de ENSO también tienen una repercusión en la generación dichos extremos, tanto en las anomalías negativas, como positivas. La frecuencia de eventos extremos, aunado a la vulnerabilidad, concluye en desastres.

El presente estudio es el primer trabajo que describe los efectos que tiene la oscilación de Madden-Julian sobre México y, al mismo tiempo, bosqueja la relación entre la temperatura del océano y la precipitación en las costas del Pacífico mexicano. Así, la motivación principal de esta tesis es que, tras la interpretación de la modulación de la MJO sobre las variables meteorológicas y oceánicas de México, se promueva la importancia de futuros estudios que analicen el comportamiento de la oscilación intraestacional sobre nuestro país.

## 1.8. Hipótesis

De acuerdo con la interacción océano-atmósfera que influencia las lluvias de la región del Pacífico Mexicano, las SSTs modulan las condiciones meteorológicas y que, a su vez, genera una retroalimentación en la atmósfera que propicia movimientos convectivos o subsidentes en gran parte de los estados del Pacífico mexicano. Por lo tanto, la MJO puede inducir anomalías en las SSTs y modificar el comportamiento de los eventos extremos de precipitación.

## 1.9. Objetivos

El objetivo general es determinar la influencia de la MJO en la generación de los eventos extremos de precipitación y su relación con la alberca de agua caliente en el Pacífico Mexicano durante el periodo 1982-2018. Los objetivos específicos son:

- (a) Encontrar una relación entre las fases de la MJO y los eventos extremos de precipitación en el Pacífico Mexicano.
- (b) Identificar las variaciones de las SSTs de la alberca de agua caliente durante el periodo 1982-2018 con la finalidad de asociar las anomalías de SSTs con los eventos extremos de precipitación en el Pacífico Mexicano.
- (c) Definir las circulaciones atmosféricas en varios niveles de la atmósfera que inducen la generación/inhibición de eventos extremos de precipitación.

## 1.10. Estructura de la tesis

La tesis consta de 4 capítulos:

En el primer capítulo se habla sobre el clima y los modos de variabilidad que influyen en él a distintas escalas espacio-temporales. Adicionalmente se definieron los eventos extremos de precipitación y la alberca de agua caliente. Posteriormente se habló de la dinámica de la oscilación de Madden-Julian, y se incluyeron ejemplos que destacan su influencia a escala global. Aunado a lo anterior, se discutió la relación que guarda con ENSO. Finalmente, los efectos que induce la MJO sobre México fueron descritos, haciendo énfasis en la importancia del presente estudio.

En el segundo capítulo se describen las bases de datos ERA5, CHIRPS y NOAA que se utilizan para descargar las variables meteorológicas y oceánicas analizadas. Se expone la importancia del índice ONI para clasificar los años de acuerdo con las fases de ENSO. Adicionalmente, se explican las bases del filtrado utilizado para definir MJO, y se exploran los principios de funcionamiento del Índice RMM. Al final, fueron descritas las características de los compuestos, anomalías y cálculos usados para analizar las variables en cuestión.

En el tercer capítulo se muestran los resultados del estudio. Se presentan las gráficas que describen la propagación de la MJO. Por otro lado, es discutida la ciclicidad de las variables, en términos de aumento/disminución de su magnitud y de su distribución espacial. Asimismo, se argumenta cómo existen diferencias del comportamiento de las fases de la MJO cuando son divididas según el tipo de fase de ENSO. Por último se presentan las tablas que describen las variaciones de las SSTs de la WHWP en conjunto con el número de eventos extremos de precipitación dependiendo de la fase MJO y de la fase ENSO.

En el cuarto capítulo se exponen las conclusiones de los efectos de la MJO sobre México. Es enfatizada la importancia de ENSO sobre las variaciones que tiene la MJO, y viceversa. Se destaca la importancia de generar nuevas bases de datos y extrapolar los efectos de la MJO hacia áreas como el riesgo y la pesca. Finalmente, se abre la pauta para futuros estudios en México que consideren a la MJO como uno de los mecanismos principales de variabilidad en el clima y tiempo.

# Capítulo 2

## Datos y Métodos

### 2.1. Reanálisis ERA-5

Los datos de reanálisis son aquellos obtenidos por medio del acoplamiento de un modelo atmosférico con los datos de estaciones, radares, boyas y el lanzamiento de radiosondeos. En otras palabras, el reanálisis es una combinación entre los modelos y los datos observados que con características espacio-temporales se producen datos mallados. En este estudio se utiliza la base de datos de quinta generación ERA-5, elaborada por Centro Europeo para Pronósticos Meteorológicos de Medio Plazo (ECMWF, por sus siglas en inglés). Precedida por ERA-INTERIM (Hersbach & Dee, 2016); (Dee et al., 2011), ERA5 dispone información desde 1979 hasta la actualidad (Hersbach et al., 2020), contemplando varias escalas de tiempo, desde la mensual hasta la horaria. Tiene una resolución espacial horizontal mínima de  $25\text{ km}$  ( $0.25^\circ$ ) y 137 niveles de presión.

Las variables de ERA-5 utilizadas en el presente estudio son las siguientes:

- Precipitación total: Es la cantidad total de agua precipitable (incluyendo la nieve) sobre la superficie terrestre. En dicho parámetro se toman en cuenta la lluvia de gran escala y de convección, ambas obtenidas a partir del Sistema de Predicción Integrado (IFS, por sus siglas en inglés) del ECMWF; tiene una resolución espacial de  $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ .

- Viento (u y v): tiene dos componentes de acuerdo con su dirección: zonal, cuyos valores positivos (negativos) indican dirección este (oeste), y meridional, cuyos valores positivos (negativos) indican dirección norte (sur). Con una resolución espacial de  $2^\circ \times 2^\circ$  y unidades de  $m/s$ , se utilizaron los datos de 3 niveles de presión: 850 mb, 250 mb, y 10 m.
- Humedad específica ( $q$ ): Es la razón de masa de vapor de agua con respecto a la masa de aire húmedo. Se estima a partir de la siguiente ecuación:

$$q = \frac{\rho_v}{\rho_a} = \frac{\rho_v}{\rho_v + \rho_d} \frac{kg}{kg} \quad (2.1)$$

Donde  $\rho_v$  es la densidad de vapor de agua,  $\rho_a$  es la densidad de aire húmedo y  $\rho_d$  densidad de aire seco; este último es un valor constante en la atmósfera, en la ecuación 2.1. La humedad específica  $q$  se expresa en  $kg/kg$ . Su resolución espacial es de  $2^\circ \times 2^\circ$ , y se tomó la variable en los niveles 1000 mb, 925 mb, 850 mb, 700 mb, 600 mb, 500 mb, 400 mb, 300 mb y 200 mb.

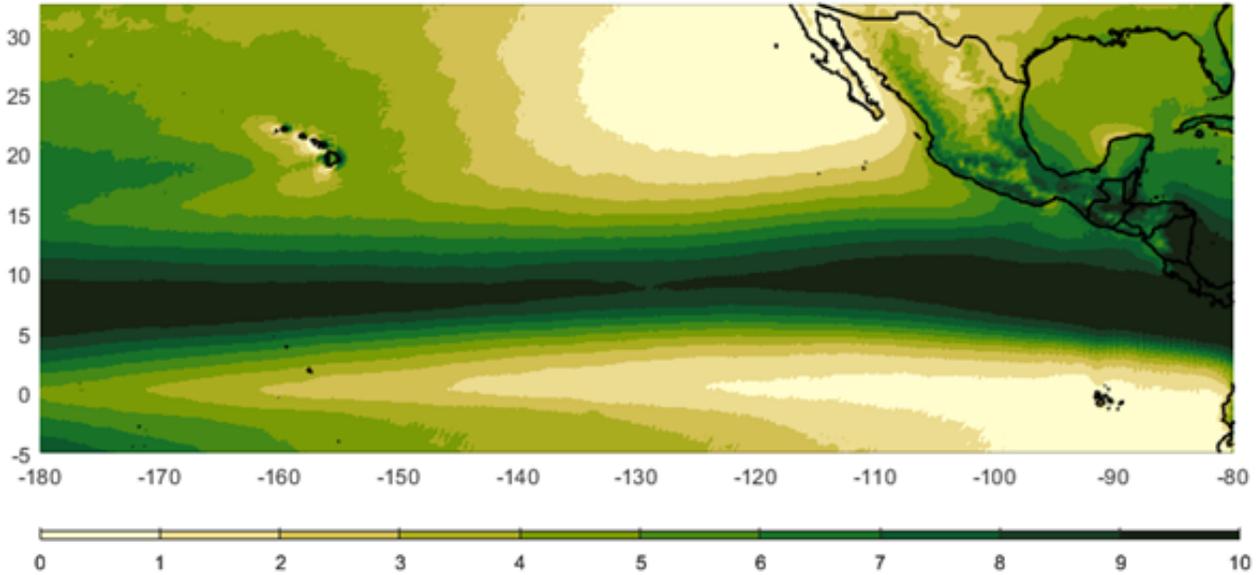
- Velocidad vertical ( $\omega$ ): Parámetro que indica los movimientos ascendentes o descendentes del viento. Sus unidades son  $Pa/s$ . Los valores negativos (positivos) de  $\omega$  indican viento ascendente (descendente). Con la misma resolución espacial que el viento y la humedad específica ( $2^\circ \times 2^\circ$ ), se utilizaron los datos de los mismos niveles que la humedad específica, es decir, 1000 mb, 925 mb, 850 mb, 700 mb, 600 mb, 500 mb, 400 mb, 300 mb y 200 mb.

Los datos atmosféricos de ERA-5 son indispensables para producir pronósticos probabilísticos, como el pronóstico de Índice de Extremos<sup>16</sup> (Hersbach et al., 2019). Se realizó un cambio de unidades de las variables de precipitación total y humedad específica, ya que sus unidades originales son  $m/hr$  y  $kg/kg$ , respectivamente. Esta conversión se realizó debido a que se requiere de una visualización de los datos de lluvia a nivel diario y en los parámetros de la elevación de la lámina de agua (milímetros); mientras que las unidades de la humedad específica tienen magnitudes de  $10^{-3}$ . Por lo cual, el cambio de su magnitud facilita su interpretación, la preci-

---

<sup>16</sup>El Índice de Extremos (EFI, por sus siglas en inglés) clasifica la diferencia entre la distribución de un pronóstico de ensamble y una distribución de referencia, es decir, un modelo climático. Así, se analiza para conocer que tan extremo puede ser un pronóstico de ensamble (Lalaurette, 2003).

pitación en mm y la humedad específica en  $kg * 1000/kg$ . Todos los análisis realizados con esta base de datos se llevaron a cabo con el periodo de 1982-2018.

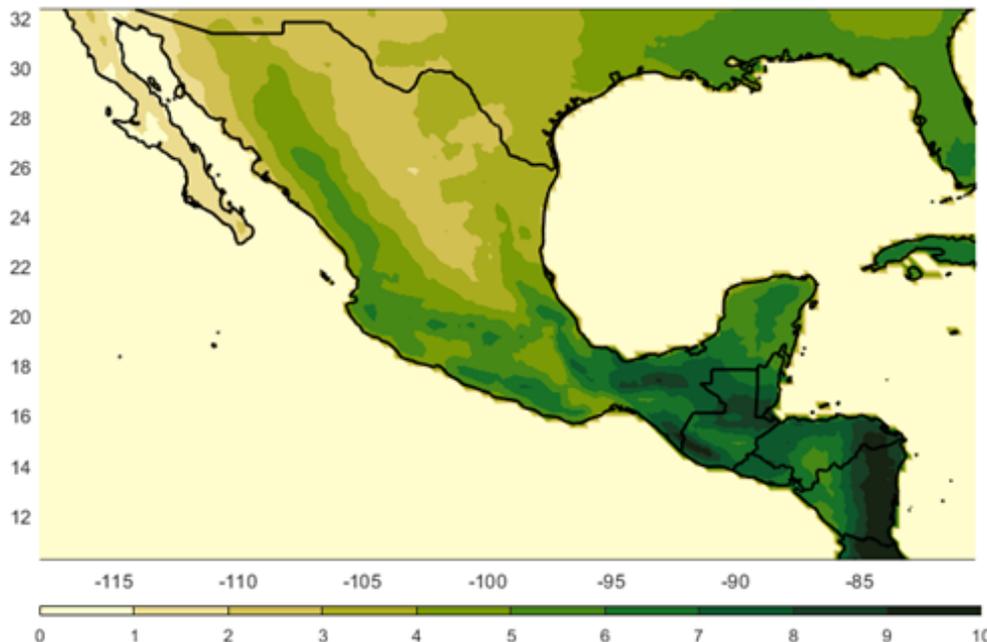


**Figura 2.1.** Promedio anual de días extremos de precipitación durante el periodo 1982-2018, calculados a partir de la base de datos ERA 5.

La variable de precipitación fue utilizada para realizar compuestos (ver sección 2.9) y calcular los eventos extremos. Estos últimos se definen como el 5% de los valores más altos que están registrados en una curva de distribución de precipitación. En otras palabras, se ordenaron los datos de forma ascendente y se extrajo el 5% de la cola superior. Este umbral es conocido como el percentil 95. La figura 2.1 muestra el número de días extremos promedio a lo largo de la región de estudio. Se tomará en cuenta la duración en días que tienen estos eventos extremos dependiendo de la fase de la MJO.

## 2.2. Datos de precipitación CHIRPS

“Precipitación Infrarroja con Estaciones del grupo de Riesgo Climático” (CHIRPS, por sus siglas en inglés) es una base de datos satelital que utiliza pluviómetros. CHIRPS contiene datos desde 1981 hasta el presente, con una cobertura cuasi-global ( $50^{\circ}\text{S}$ - $50^{\circ}\text{N}$ ), alta resolución espacial ( $0.05^{\circ}$ ), y genera datos diarios, pentadales y mensuales (Figura 2.2) (Funk et al., 2015).



**Figura 2.2.** Promedio anual de días extremos de precipitación durante el periodo 1982-2018, calculados a partir de la base de datos CHIRPS.

La generación de los datos de CHIRPS comprende la incorporación de dos productos: CHP-clim y CHIRP. El primero agrupa datos mensuales de las estaciones de la FAO (Organización de las Naciones Unidas para la Alimentación y la Agricultura), la Red Global Histórica Climática (GHCN, por sus siglas en inglés) junto con los productos satelitales Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM, por sus siglas en inglés) y CMORPH por medio de una interpolación que usa el método Inverso de Distancia Ponderada (IDW, por sus siglas en inglés) (Cuadros, 2020). CHIRP utiliza las medias de CHP-clim junto con la Duración de Nubes Frías (CCD, por sus siglas en inglés) por medio de sensores de Infrarrojo Térmico para obtener la precipitación en milímetros (Cuadros, 2020). Finalmente, se acoplan las estaciones con los productos CHIRP por medio de la interpolación IDW para obtener los datos de CHIRPS; y se hace un análisis de correlación y estimación del sesgo de los datos.

Funk et al. (2015) señalan que la base de datos CHIRPS está constantemente actualizada con el fin de obtener la mejor calidad de datos, los cuales suelen presentar un alto grado de correlación con los obtenidos en estaciones meteorológicas, aunque en ocasiones presenta una subestimación en dichos datos. La principal ventaja de CHIRPS es la obtención de datos inter-

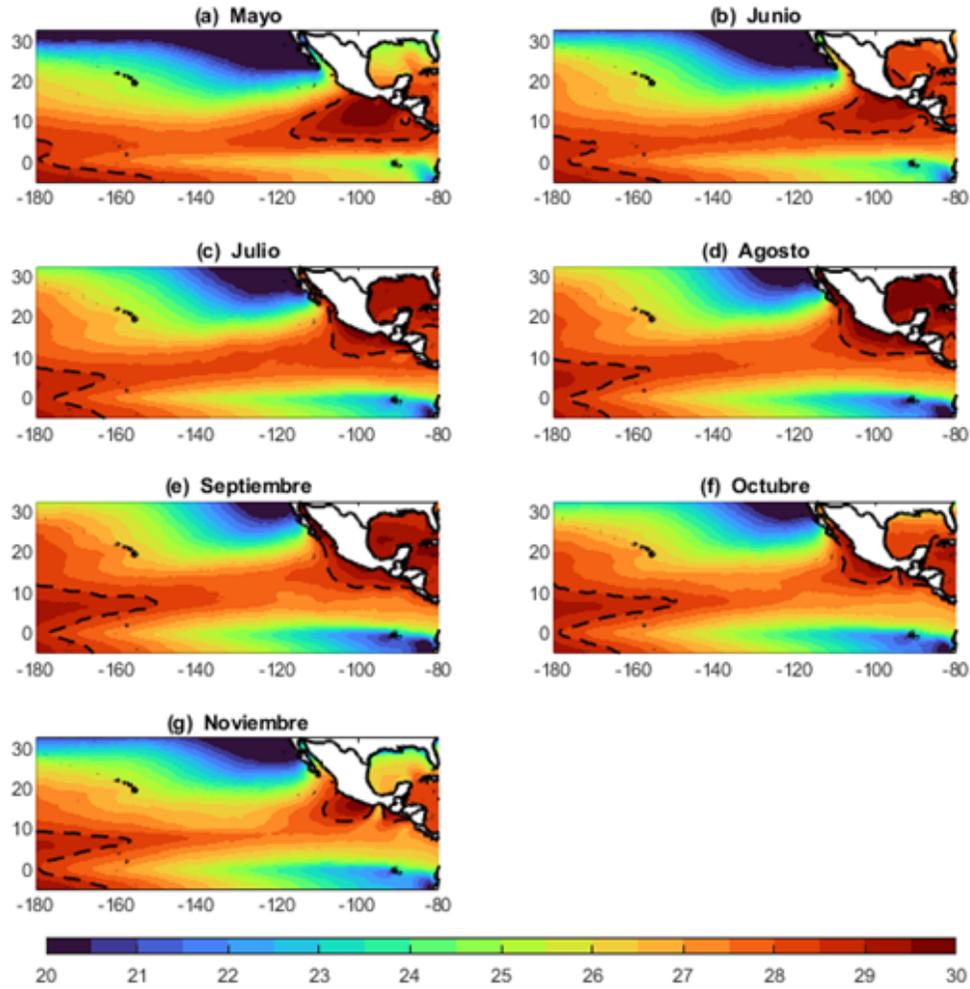
polados con el fin de eliminar datos nulos, puesto que una base de datos incompleta carece de valores altamente significativos, y su discontinuidad podría limitar la veracidad de los resultados.

Por otro lado, la red de monitoreo (estaciones meteorológicas) de la República Mexicana proporciona—junto con los datos satelitales de CCD— hace que CHIRPS sea una base de datos de precipitación robusta y confiable, con una menor cantidad de datos erróneos y, por lo tanto, sus datos en malla tienen resoluciones espaciales altas y temporalidades adecuadas. [Perdigón-Morales et al. \(2019\)](#) mencionan que CHIRPS tiene estimaciones correctas de la duración e intensidad de la precipitación, así como indicadores de la sequía de medio verano. Además, mencionan la ventaja de la resolución espacial detallada, aunque en algunas regiones está sobrestimada ([Funk et al., 2015](#)). Debido a lo anterior, los datos de CHIRPS se usaron para complementar los resultados obtenidos con la base de datos de ERA5; es decir, compuestos de precipitación y eventos extremos.

### 2.3. Temperatura de la superficie del mar de la NOAA

La base de datos de la SSTs utilizada en el trabajo, fue creada por la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica (NOAA, por sus siglas en inglés), utilizando radiómetros de alta resolución para estimar la temperatura del océano ([Reynolds et al., 2007](#)). Su resolución espacial es de  $0.25^\circ$  y su resolución temporal es diaria, iniciando desde septiembre de 1981 hasta la actualidad. Sin embargo, se utilizarán datos a partir del año de 1982 para poder utilizar años completos (Figura 2.3).

Las SSTs mayores a  $28.5^\circ C$  indican dónde podría existir la convección profunda y delimitan la región de WHWP ([C. Wang & Enfield, 2002](#)). Aunque la WHWP existe en el Golfo de México y a lo largo de océano Pacífico, únicamente se tomaran en cuenta los valores de las SSTs del Pacífico. Para el presente estudio, las SSTs son utilizadas para la creación de compuestos, el cálculo de anomalías estandarizadas y visualizar el comportamiento de la WHWP a partir de la isoterma  $28.5^\circ C$  que la define.

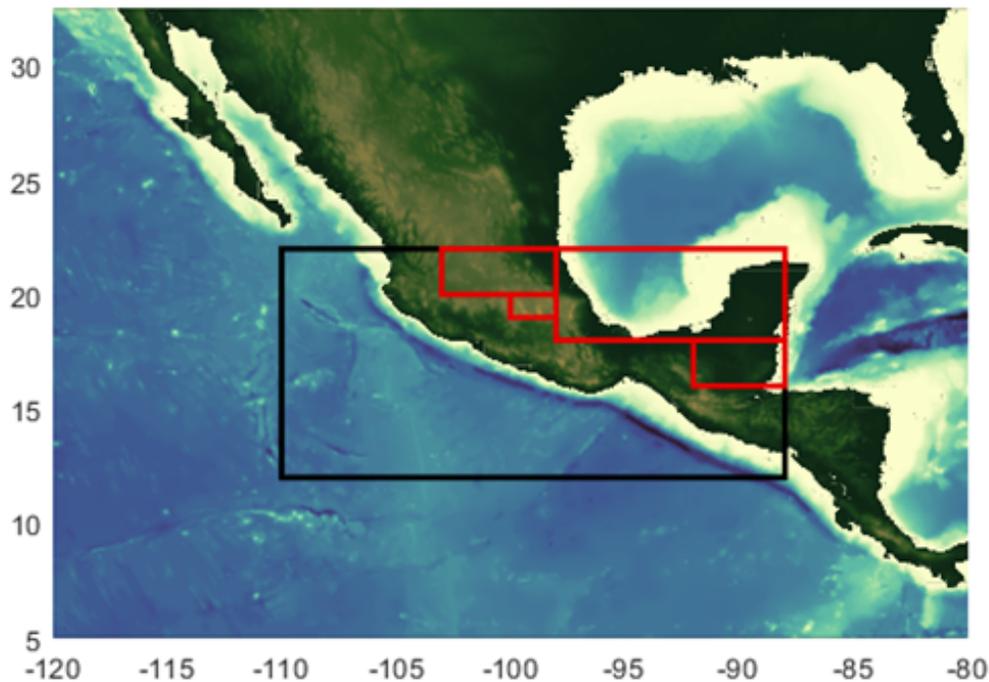


**Figura 2.3.** Promedio mensual de SSTs en el periodo 1982-2019. La línea punteada indica la isoterma  $28.5^{\circ}\text{C}$ .

Con la finalidad de relacionar la extensión de la WHWP con las regiones continentales cercanas al Pacífico y la precipitación extrema, se analizó el comportamiento de las SSTs y la lluvia en una región de  $-115^{\circ}\text{W}$  a  $-90^{\circ}\text{W}$  y de  $5^{\circ}\text{N}$  a  $25^{\circ}\text{N}$ , indicada por un cuadro negro en la figura 2.4. Se sumaron todos los puntos de malla de las SSTs mayores iguales a  $26.5^{\circ}\text{C}$  y a  $28.5^{\circ}\text{C}$  durante los días de las fases de la MJO; es decir, se utilizaron dos umbrales de SSTs. Una vez obtenido el número de puntos, se calculó la extensión total (en  $\text{km}^2$ ) de la porción del océano que cumple con las condiciones de ambos umbrales. La ecuación 2.2 realiza el cálculo del área tomando en cuenta que cada punto de malla tiene una resolución de  $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ :

$$A = P \cdot R \quad (2.2)$$

Donde  $P$  es el número de puntos de la malla cuyas SSTs son mayores o iguales a  $26.5\text{ }^{\circ}\text{C}$  y  $28.5\text{ }^{\circ}\text{C}$  y  $R$  es la resolución de la malla que equivale a  $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ . Dado que  $0.25^{\circ}$  equivale a  $\sim 27.8\text{ km}$ , la resolución es aproximadamente  $770\text{ km}^2$ . Posteriormente, sólo se usaron los datos de precipitación en donde las SSTs fueran iguales o mayores a los umbrales mencionados anteriormente. De esta manera, se obtuvieron datos diarios de la extensión total de la alberca de agua caliente usando dos umbrales ( $26.5\text{ }^{\circ}\text{C}$  y  $28.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) y el número diario de eventos extremos por fase.



**Figura 2.4.** Dominio del análisis de la relación entre la alberca de agua caliente del océano Pacífico y la precipitación extrema sobre continente y sobre océano (cuadro negro). Los cuadros rojos indican la porción del dominio que fue excluida del análisis.

La figura 2.4 también muestra la parte continental dentro del cuadro negro, la cual fue usada para relacionar los eventos extremos de precipitación sobre continente con la extensión de la WHWP, ya que se considera que se puede desarrollar convección sobre el océano Pacífico y que después, al adentrarse en el continente, puede ser intensificada por efectos orogénicos. En esta región se encuentra parte de la Sierra Madre del Sur y del Cinturón Volcánico de Centroamérica. Para analizar esta posible relación entre los eventos extremos de precipitación sobre continente y la extensión de la alberca de agua caliente, se utilizaron los compuestos diarios de las SSTs y

eventos extremos del continente. Una vez obtenidos, se calcularon los promedios para obtener un solo valor de SST y número de eventos extremos por cada día a partir de las siguientes ecuaciones:

$$P_{SST_{ij}} = \sum \frac{PM_{SST}}{N_{PM_{SST}}} \quad (2.3)$$

$$P_{ee_{ij}} = \sum \frac{PM_{ee}}{N_{PM_{ee}}} \quad (2.4)$$

Donde  $PM_{SST}$  son los  $n$  valores de SST de la malla y  $N_{PM_{SST}}$  el número total de puntos de la malla.;  $PM_{ee}$  son los  $n$  valores de eventos extremos de la malla y  $N_{PM_{ee}}$  el número total de puntos de la malla del continente. Así,  $P_{SST_{ij}}$  es el promedio de la SST del  $i$ -ésimo día de la fase  $j$  de la MJO, y  $P_{ee_{ij}}$  el promedio del número de eventos extremos. Estos se utilizaron durante cada fase de la MJO como ejes de referencia en las figuras 3.11, 3.36, 3.37 y 3.38.

## 2.4. Contenido de Calor Oceánico

Los océanos tropicales tienen altas tasas de precipitación anuales debido a la radiación de onda corta que promueve el calentamiento del aire y de la superficie oceánica y adicionalmente, aumenta el OHC. Este último se define en los trópicos como el almacén de calor que promueve la convección profunda y eventualmente la ciclogénesis.

Debido a la dependencia directa del OHC con la radiación de onda corta, sus valores son modulados por la oscilación intraestacional. Específicamente, la MJO disminuye el OHC con la intensificación de los vientos zonales que potencian la convección, mientras que, en la zona de supresión de la oscilación, el contenido de calor aumenta (Rydbeck et al., 2019). Dado que el OHC en los trópicos favorece la ciclogénesis, que a su vez se relaciona con la alberca de agua caliente —las temperaturas  $>26$  °C favorecen la formación de ciclones tropicales—, se analizarán los cambios de dicho parámetro debido a la oscilación intraestacional en la zona de estudio. Este análisis se llevó a cabo calculando el OHC con la temperatura oceánica a distintos niveles, obtenida de la base de datos de reanálisis HYCOM (Modelo Oceánico Híbrido Coordinado). Usando información batimétrica del Sistema de Reanálisis de Pronóstico Climático (CFSR) del Centro Nacional de Predicción Ambiental (NCEP) en conjunto variables medidas in situ y de

manera remota por el Sistema Naval de Asimilación de Información Oceánica (NCODA), HYCOM posee datos de temperatura en 41 niveles en coordenadas sigma (Cummings & Smedstad, 2013; Rydbeck et al., 2019); con una resolución espacial de  $0.08^\circ \times 0.08^\circ$ , resolución temporal diaria y una cobertura de  $-80.48^\circ$  S a  $80.84^\circ$  N en un intervalo temporal de 1995 a 2012 (Figura 2.5).

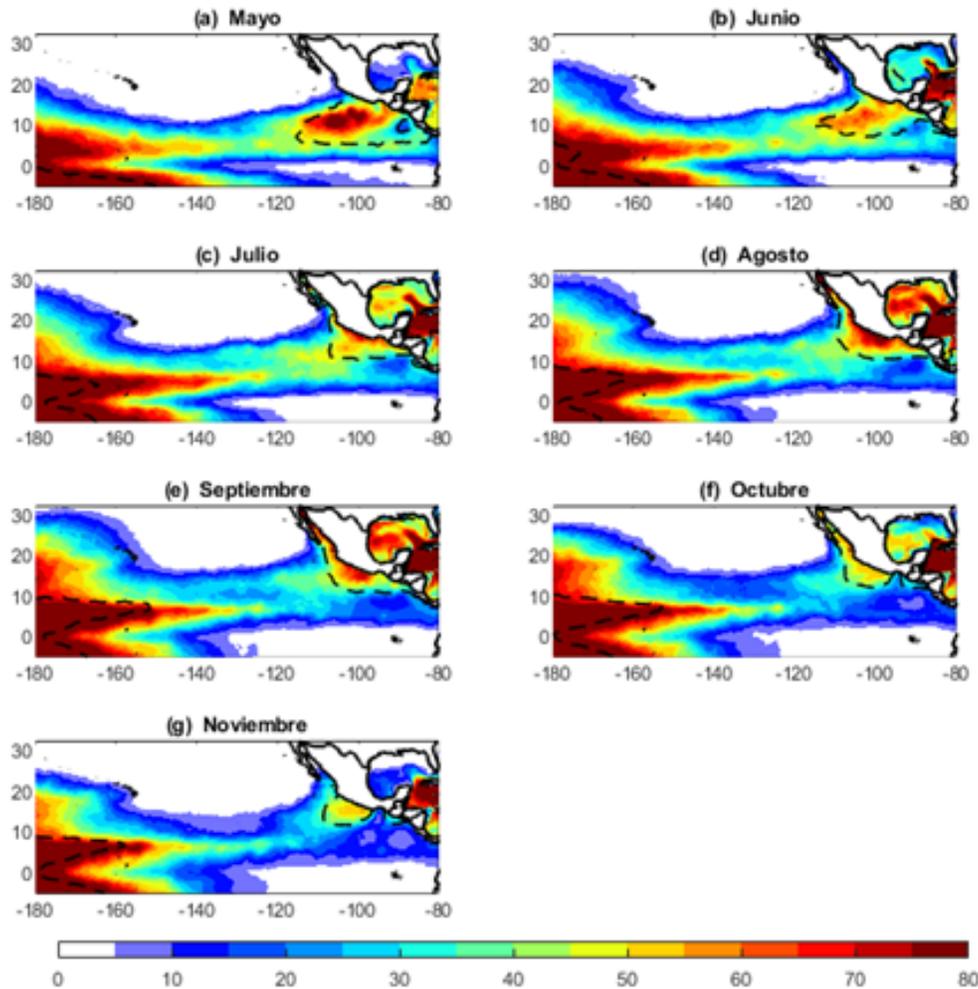
Debido al peso de los datos, se descargaron con una resolución de  $0.24^\circ \times 0.24^\circ$ . El OHC obtuvo por medio de la siguiente ecuación propuesta por Leipper y Volgenau (1972) específica para contenido de calor en trópicos (Rydbeck et al., 2019):

$$OHC = \rho C_p \int_{z_{26^\circ C}}^S (T(z) - 299.15 \text{ K}) dz \quad (kJ/cm^2) \quad (2.5)$$

Donde:

- $\rho$  es la densidad del agua marina ( $1027 \text{ kg/m}^3$ )
- $C_p$  el calor específico del agua ( $3986 \text{ J/kgK}$ ),
- $Z_{26^\circ C}$  la profundidad de la isoterma de  $26^\circ C$  ( $m$ )
- $S$  la superficie oceánica ( $m$ )
- $T(z)$  el perfil vertical de temperatura ( $K$ )

Así, el OHC es el almacén de energía del mar en campos con isotermas mayores o iguales a  $26^\circ C$ . Tanto el límite de la isoterma como la diferencia de  $299.15 \text{ K}$  (equivalente a  $26^\circ C$ ) lo establecieron Leipper y Volgenau (1972) para definir el calor potencial para la formación de ciclones tropicales. Por otro lado, Rydbeck et al. (2019) encontraron que la isoterma de  $26^\circ C$  tiene su mínimo aproximadamente a 84m por debajo de la superficie del mar. Dado lo anterior —y para asegurar la suma total de datos desde la isoterma  $26^\circ C$  a la superficie— la integral se resolvió de forma discreta a partir de datos de temperatura de 14 niveles (0 m, 4 m, 8 m, 12 m, 15 m, 20 m, 30 m, 35 m, 40 m, 45 m, 50 m, 60 m, 70 m, 80 m) de 1996 a 2012 —meses de mayo a noviembre—, con una malla de  $0.25^\circ$  de resolución y coordenadas  $-180^\circ W$  a  $-85^\circ W$ ,  $-5^\circ CS$  a  $32^\circ N$  (Figura 2.5).



**Figura 2.5.** Promedio mensual del OHC (integrado de 0m a 100m) de 1996 a 2012. La línea punteada indica la isoterma 28.5 °C dentro del mismo periodo de tiempo.

## 2.5. Índice ONI

El Índice Oceánico de El Niño (ONI, por sus siglas en inglés) de la NOAA es una media móvil de las anomalías de la temperatura del océano Pacífico Central en la región El Niño 3.4 (5°S–5°N, 120°–170°W) con la finalidad de definir la fase positiva o negativa del ENSO (Huang et al., 2016). Cuando las anomalías son mayores (menores) a 0.5°C (-0.5°C) existen condiciones de Niño (Niña), mientras que si las anomalías varían de -0.49°C a 0.49°C se considera como una fase neutra. En la tabla 2.1 se enlistan los años que corresponden a las fases del ENSO durante el periodo 1982-2019. Este índice fue utilizado para crear compuestos de la MJO divididos de

acuerdo con la fase de la oscilación interanual, y de esta manera, observar las diferencias entre los compuestos totales de la MJO y aquellos durante El Niño, La Niña, y la fase Neutral en conjunto con la oscilación intraestacional.

**Tabla 2.1.** Tabla de años con condiciones de ENSO El Niño, Neutro y La Niña. Los promedios se calcularon utilizando únicamente los valores del ONI de los meses de estudio.

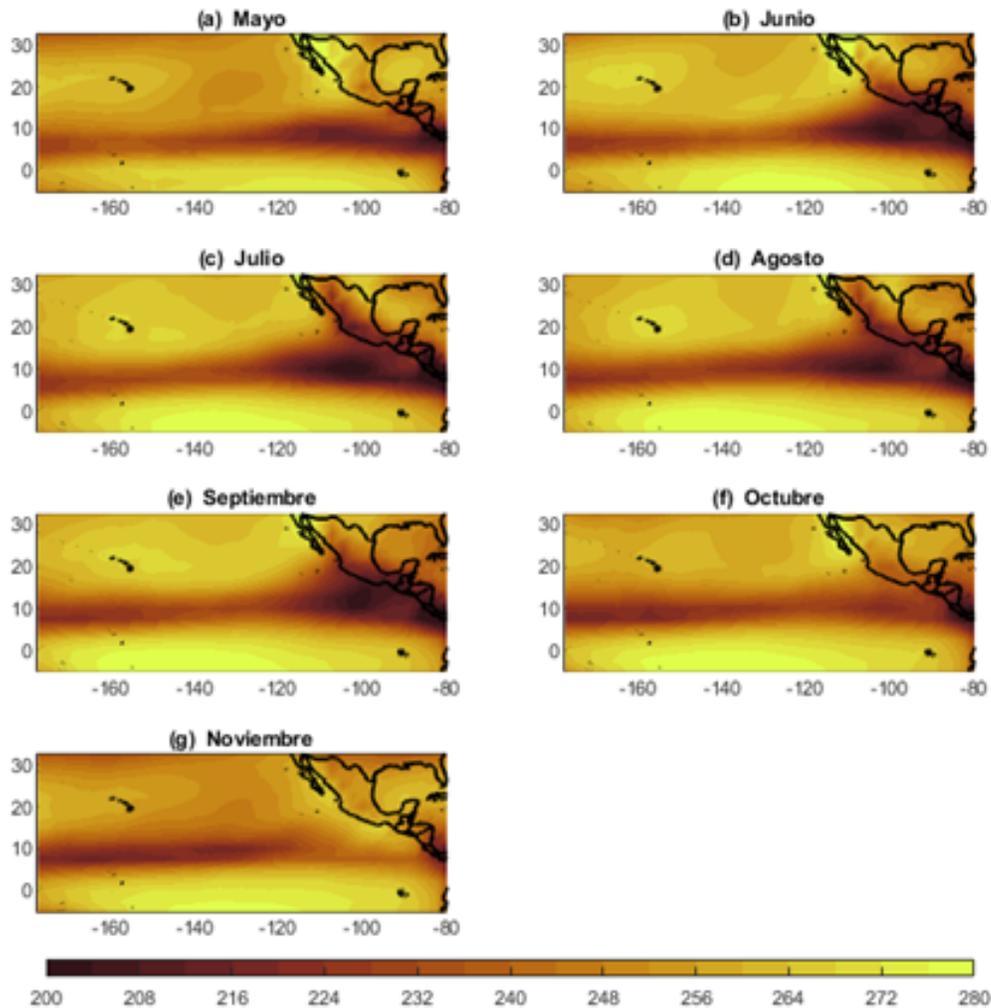
El Niño	Neutro	La Niña
1982	1983	2001
1987	1984	2003
1991	1985	2005
1997	1986	2006
2002	1989	2008
2004	1990	2012
2009	1992	2013
2015	1993	2014
	1994	2016
	1995	2017
	1996	2018

## 2.6. Radiación de onda larga de la NOAA

La radiación de onda larga (OLR, por sus siglas en inglés) es emitida por la superficie terrestre una vez que absorbe la radiación solar entrante y es registrada por los satélites geoes-tacionarios (i.e. satélites que se mantienen en un punto sobre una órbita de la Tierra específica) a través del registro de radiación de microondas en distintos estratos de la atmósfera. Si los valores de OLR disminuyen, significa un aumento en la nubosidad atmosférica. De esta manera, la OLR es un indicativo de la nubosidad presente, y su variación temporal tiene varios órdenes de magnitud. Los valores de OLR del reanálisis NCEP-NCAR tienen una resolución espacial de  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$  en una cobertura de  $90^\circ\text{N}$ - $90^\circ\text{S}$ ,  $0^\circ\text{E}$ - $357.5^\circ\text{E}$  y una resolución temporal diaria. Estos datos se encuentran disponibles desde 1981 hasta la actualidad ([Liebmann & Smith, 1996](#)).

Los datos de OLR servirán para obtener las variaciones espacio-temporales de la OLR en el Pacífico mexicano durante el periodo 1982-2018, la figura 2.6 ilustra la variación de la OLR a través de los meses mayo a noviembre, donde los valores bajos indican la cadena de nubosidad de la ITCZ además de las nubes generadas en la región de la WHWP. Su análisis ayudará

a determinar la posible influencia de la MJO sobre la convección profunda en las costas del Pacífico mexicano. El filtro pasa-banda (sección 2.7), que obtiene señales mayores a 30 días y menores a 120 días, será aplicado a los datos de la OLR para definir dónde se ubica la MJO. Para ello, es necesario realizar un análisis espectral georreferenciado y posteriormente, aislar la señal de acuerdo con el índice multivariado de la MJO.



**Figura 2.6.** Promedio mensual de la OLR ( $W/m^2$ ) del reanálisis NCEP-NCAR durante el periodo de 1982-2018.

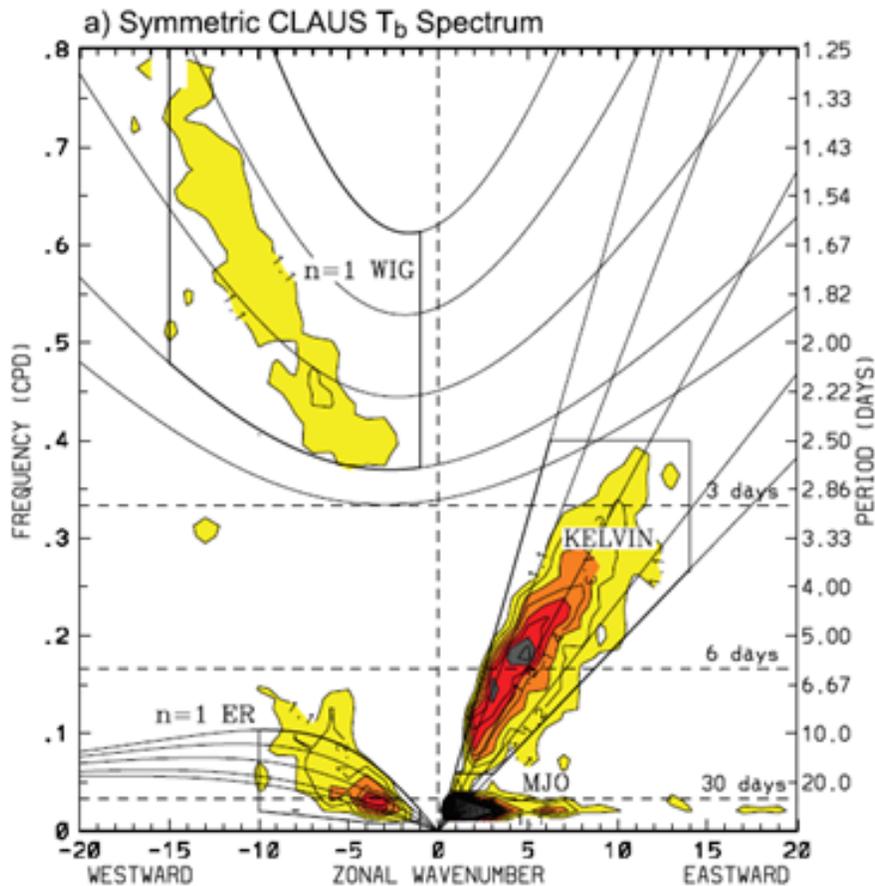
## 2.7. Técnica de filtrado de ondas Wheeler-Kiladis

Esta técnica fue desarrollada por [Wheeler y Kiladis \(1999\)](#). Sin embargo, tiene origen desde la teoría de ondas de [Matsuno \(1966\)](#). En ella, a partir de la resolución de las ecuaciones de

aguas someras —las cuales se utilizan en el plano beta, en donde el término de Coriolis es constante en una latitud cercana al ecuador— se obtiene una relación entre la frecuencia  $\omega$ , el número de onda zonal  $k$ , y  $n$ , este último definido como la relación de dispersión horizontal de las ondas. Los distintos valores de  $n$  dan como resultado las ondas ecuatoriales acopladas —i.e. ondas del Este, ondas de Kelvin, ondas de Rossby, ondas de Rossby gravedad mezclada y ondas inerciales de gravedad hacia el este u oeste— mostradas en un gráfico espectral (Figura 2.7). Este obtiene la periodicidad de todos los datos agrupados y la frecuencia de las periodicidades y posteriormente se sitúan espacialmente de acuerdo con el número de onda zonal, definido como el número de ondas que pueden viajar en una misma latitud, y la dirección en la cual viajan (de este a oeste o de oeste a este). En dicha imagen se aprecia que la MJO posee un número de onda —el cual está ligado con su velocidad de propagación— desde el uno hasta el 10 con un desplazamiento hacia el este y su señal aparece a partir de los 20 días; es decir, se destaca la duración mínima de la oscilación (Wheeler & Kiladis, 1999). Otro rasgo notable es que las ondas de Kelvin tienen una velocidad de propagación mayor y un rango de duración mucho más amplio, ocupando también el intervalo de tiempo de la MJO.

A partir del uso de las soluciones de las ecuaciones de aguas someras, las ondas ecuatoriales pueden observarse integrando los parámetros atmosféricos en dichas ecuaciones (Kiladis et al., 2009). La obtención de las características de las ondas ecuatoriales se consigue a través de la Transformada de Fourier. Esta herramienta matemática es la que permite extraer frecuencias específicas de una serie de tiempo y visualizarlas como ondas sinusoidales a través del análisis espectral (Kaper & Engler, 2013). Las ondas sinusoidales definen periodicidades; es decir, intervalos de tiempo en los cuales se da una repetición de las condiciones determinadas de la serie de tiempo. Así, el análisis espectral expone las frecuencias de las ondas sinusoidales, en otras palabras, la intensidad con la que las periodicidades modulan la serie de tiempo analizada. Conociendo la información del comportamiento periódico en distintas escalas, es posible extraer los datos de un periodo determinado; es decir, filtrar la serie de tiempo para obtener solamente el comportamiento ocasionado por una onda sinusoidal determinada. Esto se le conoce como filtrado, y los umbrales pueden ser: pasa-altas (extrayendo la periodicidad de alta frecuencia, como la escala diaria o el ciclo diurno), pasa-bajas (extrayendo la periodicidad de

baja frecuencia, como las variaciones estacionales o interanuales) y pasa-bandas (definiendo dos umbrales de baja y alta frecuencia) (Kaper & Engler, 2013). En este caso, se utilizó el filtro pasa-banda de Lanczos, que define los umbrales de 20 a 100 días y, por lo tanto, puede extraer la información de la escala intraestacional, i.e., de la MJO. El filtro fue aplicado para la OLR y los vientos a 850 *mb*, 200 *mb*, y 10 m. Las primeras tres variables describen fundamentalmente la propagación de la MJO a través de los trópicos; mientras que la última fue filtrada para obtener sus características de la escala intraestacional.



**Figura 2.7.** Espectro obtenido por medio de datos satelitales. El eje lateral izquierdo muestra la frecuencia en ciclos por día, el eje lateral derecho el periodo en días, mientras que el eje horizontal define el número de onda zonal. Se observan los valores de  $n$  (resolviendo la ecuación de aguas someras) asociados las ondas ecuatoriales de Rossby (ER) y de Inercio Gravedad del oeste (WIG). En números positivos de número de onda se observan las ondas de Kelvin y la MJO. Obtenido de Kiladis et al. (2009)

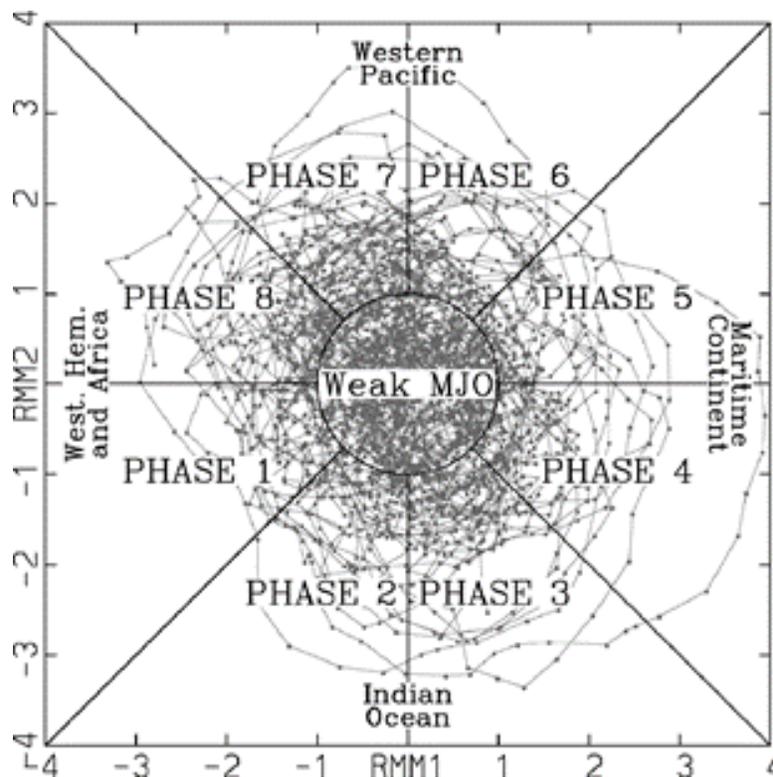
## 2.8. Índice Multivariado de la MJO en Tiempo Real

Los filtros que se usan para extraer los comportamientos de distintos modos de variabilidad están limitados a describir el comportamiento en series de tiempo bien establecidas; es decir, no logran analizar los modos de variabilidad en tiempo real. [Wheeler y Hendon \(2004\)](#) enfatizaron este problema, y como una alternativa a los filtros, crearon el Índice de Tiempo Real Multivariado de la MJO, RMM. Este fue creado a partir del cálculo de Funciones Empíricas Ortogonales (EOFs, por sus siglas en inglés) de las variables de viento zonal a 850 *mb*, a 200 *mb*, y OLR en el rango de latitudes 15°S-15°N. Las EOFs se utilizan para formar combinaciones lineales entre diversas variables y compactar la variabilidad de estas ([Méndez, 2006](#)). Además, las EOFs están directamente relacionadas con el análisis de Componentes Principales (PCA, por sus siglas en inglés), una herramienta estadística utilizada para definir la dirección de máxima variabilidad de un conjunto de datos.

Para poder realizar dichos análisis sobre los campos de las variables mencionadas, [Wheeler y Hendon \(2004\)](#) extrajeron la estacionalidad y la variabilidad interanual. De esta manera, obtuvieron dos componentes principales que definieron cómo la variabilidad intraestacional describe el 25 % de la varianza de dichos campos, en otras palabras, al extraer la estacionalidad y la escala de ENSO, la MJO resultó ser el modo dominante de la OLR y de los vientos a 850 *mb* y 200 *mb*. Las componentes principales mencionadas fueron llamadas RMM1 y RMM2, la primera corresponde al comportamiento de la MJO observado sobre la región denominada el Continente Marítimo (donde se localizan los países de Indonesia, Malasia y Papúa Nueva Guinea) y en el océano Índico; y la segunda describe el comportamiento de la MJO cuando su centro convectivo se posiciona sobre el Pacífico. El comportamiento de RMM1 y RMM2 se robusteció al observar que existía un desfase de 9 días de la RMM2 con respecto a la RMM1, lo cual sugiere una propagación de las condiciones hacia el este.

La RMM1 y RMM2 pueden graficarse de acuerdo con su espacio-fase (Figura 2.8) y desplegar los días de la serie de tiempo que se analizaron. [Wheeler y Hendon \(2004\)](#) observaron que el avance del tiempo denotaba un comportamiento ciclónico, lo cual concluyó de manera contun-

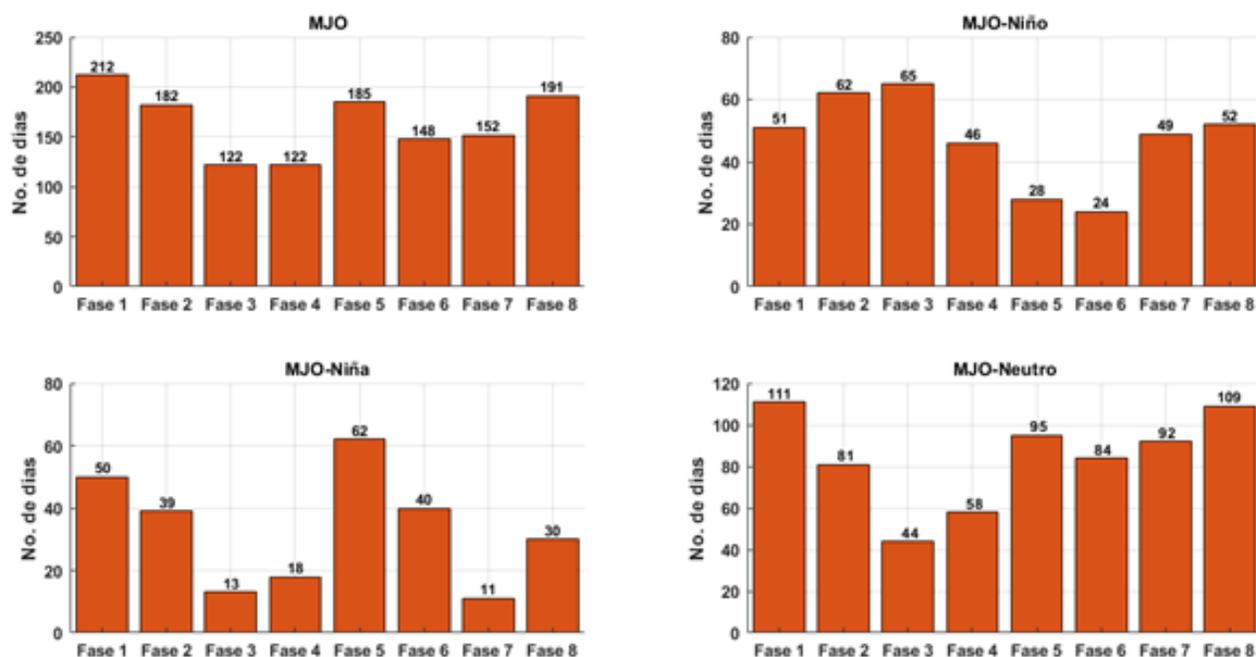
dente el éxito de la construcción del índice RMM, en conjunto con la realización de compuestos (ver sección 2.9) de las variables estudiadas que describieron el avance del centro convectivo partiendo del océano Índico. Finalmente, motivados por el análisis de compuestos, definieron las 8 fases en el espacio-fase, donde cada una determina el avance de la oscilación a través del Ecuador. Es importante mencionar que cuando las componentes RMM1 y RMM2 no describen mayoritariamente la varianza de los campos de las variables, su amplitud se reduce  $<1$ , lo cual indica que la MJO está débil, o inactiva, lo que también se le conoce como fase 0. Hoy en día, el Índice RMM es utilizado por la Oficina de Meteorología del Gobierno Australiano, y logra describir la aparición de eventos MJO y su propagación a través del océano tropical con una actualización cada tres días.



**Figura 2.8.** Componentes Principales RMM1 y RMM2 de los datos de OLR, viento zonal a 200 mb y 850 mb de los meses de diciembre, enero y febrero de 1974 a 2003. A partir de los valores de RMM1 y RMM2 se definen las fases de la MJO y su amplitud, teniendo una MJO débil cuando los valores de ambos ejes se aproximan a cero. Obtenido de [Wheeler y Hendon \(2004\)](#).

## 2.9. Compuestos y Anomalías

Los compuestos son promedios de las variables atmosféricas, extrayendo los días, meses y años de interés. Para este caso, se definieron días con MJO fuerte o débil, de acuerdo con la amplitud total de las MJO descrita en el RMM. Se considera que la MJO es fuerte si su magnitud es mayor a una desviación estándar de la media de la amplitud de la MJO. Este procedimiento está basado en el trabajo de Hoell et al. (2014). Así, se calcularon los promedios para todas las variables del presente estudio usando solamente los días en los que existió una MJO fuerte en sus diferentes fases. Estos promedios se hicieron para el análisis de todas las variables atmosféricas y oceánicas que fueron filtradas y que no fueron filtradas, así como para la clasificación de MJO fuerte durante años Niño, Neutro, y Niña (Tabla 2.1). La cantidad de días por fase de las combinaciones posibles entre MJO y ENSO se ilustra en la figura 2.9.



**Figura 2.9.** Número de días de cada fase de la MJO fuerte. El eje horizontal muestra el número de fases, el eje vertical el número de días.

Con el objetivo de visualizar la magnitud de los cambios de las variables mencionadas durante los días de la MJO fuerte con respecto a la climatología mensual del periodo de estudio, se realizó un análisis de anomalías para las SSTs, OHC, precipitación diaria y número de días

extremos de precipitación. Dicho de otro modo, se calcularon los compuestos de las anomalías de las variables atmosféricas y oceánicas durante la MJO y ENSO.

Para las SSTs y la OHC se utilizaron anomalías estandarizadas —también llamada unidad tipificada— cuya ecuación es:

$$z_i = \frac{x_i - \bar{x}}{S} \quad (2.6)$$

Donde  $x_i$  es el  $i$ -ésimo elemento de la variable  $x$  (OHC y SSTs),  $\bar{x}$  es la media climatológica (promedio) y  $S$  la desviación estándar de  $x$ . Por su parte,  $z_i$  es la anomalía estandarizada, que indica el número de desviaciones típicas positivas (negativas) que tiene la variable encima (debajo) de la media.

Para su obtención, se calcularon las climatologías y desviaciones típicas mensuales (mayo-noviembre) en el periodo de estudio. Posteriormente, se clasificaron los compuestos de SSTs y OHC por mes y se realizó el cálculo con la ecuación previamente mencionada. Una vez obtenidas las anomalías estandarizadas a nivel diario, se hizo un promedio mensual y total para obtener el estado promedio de las anomalías estandarizadas por cada fase de la MJO.

Por otro lado, la distribución de la precipitación no tiene un carácter normal —la mayoría de los datos se localizan sobre el extremo izquierdo de una curva de distribución, donde la magnitud de la precipitación es cercana a  $0 \text{ mm}$ —, por lo que el análisis de anomalías estandarizadas sobre la lluvia no es adecuado. Para poder visualizar los cambios en la precipitación durante la MJO con respecto a la climatología, se utilizó la anomalía porcentual. Esta es utilizada comúnmente para el monitoreo de sequías, así como para observar precipitación anómalamente grande que no necesariamente indica extremos de precipitación (Yang & Wu, 2010).

Su ecuación es la siguiente:

$$P_a = \frac{P - \bar{P}}{\bar{P}} \times 100\% \quad (2.7)$$

Donde  $P$  es el conjunto de datos de precipitación,  $\bar{P}$  es la climatología de la precipitación. En este caso, la climatología mensual refleja el acumulado diario promedio de cada mes, mientras que  $P$  es el conjunto de días de cada fase de la MJO. Como fue mencionado anteriormente, se utilizaron las bases de CHIRPS y ERA 5 para extraer la precipitación, por lo cual para ambas bases de datos se calcularon las anomalías porcentuales.

# Capítulo 3

## Resultados

### 3.1. Patrones atmosféricos y oceánicos durante las fases de la MJO

Las condiciones promedio de las distintas variables atmosféricas y oceánicas se analizaron durante los días correspondientes a las 8 fases de la MJO.

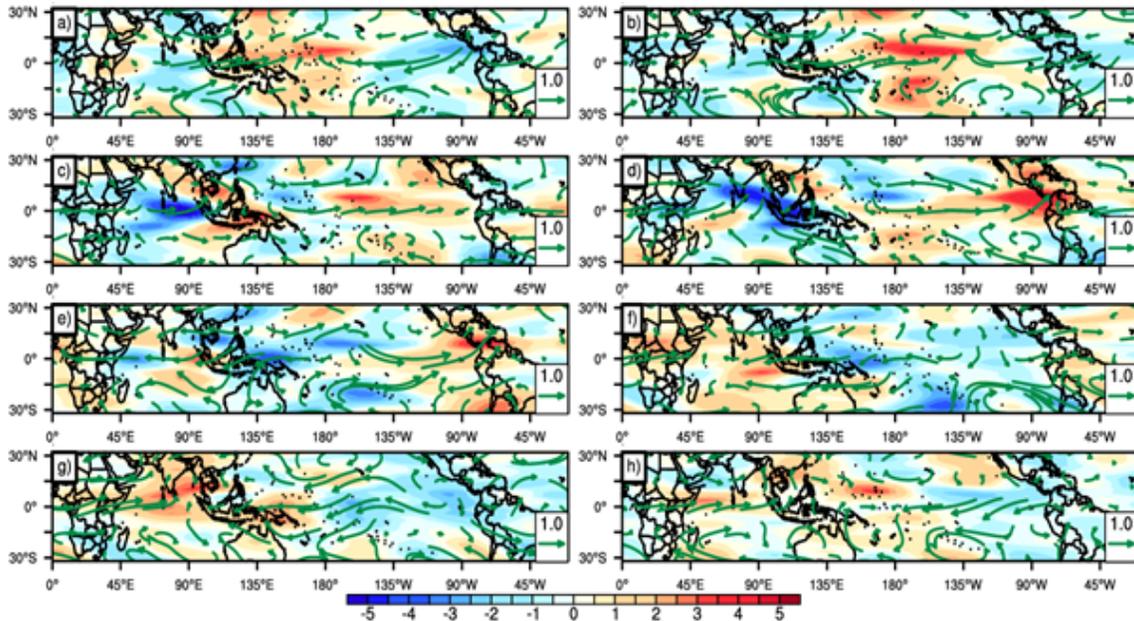
#### 3.1.1. OLR y viento a los niveles de 850 mb y 200 mb

Los valores de radiación de onda larga y viento fueron filtrados en un intervalo de 30 a 120 días, dado que estas variables son fundamentales para monitorear la MJO. Por medio del filtro, se obtuvieron las anomalías diarias de ambas variables, las cuales se promediaron para obtener los compuestos de las 8 fases.

La figura 3.1 muestra las anomalías del viento en la tropósfera alta (200 mb) y de OLR. El análisis de ambas variables se realiza en conjunto, dado que la convergencia (divergencia) de los vientos en altura indica una actividad de subsidencia (convección) que potencia la ausencia (presencia) de nubes y, por lo tanto, un aumento (decremento) de la OLR. Por otro lado, la figura 3.2 muestra la convergencia (divergencia) de vientos sobre la tropósfera baja (850 mb) potencia la convección (subsidencia) y presencia (ausencia) de nubes.

En las fases 1 y 2 existen anomalías positivas fuertes ( $>3 W/m^2$ ) de OLR junto con vientos convergentes en el Pacífico Ecuatorial Este. Por el contrario, los mínimos anómalos de OLR ( $<-$

$4 \text{ W/m}^2$ ) y fuerte divergencia se encuentran durante las fases 3 y 4 sobre el océano Índico. Los dipolos positivo-negativo de OLR y convergencia-divergencia continúan hacia el este, definiendo exitosamente la propagación este-ecuatorial de la MJO.



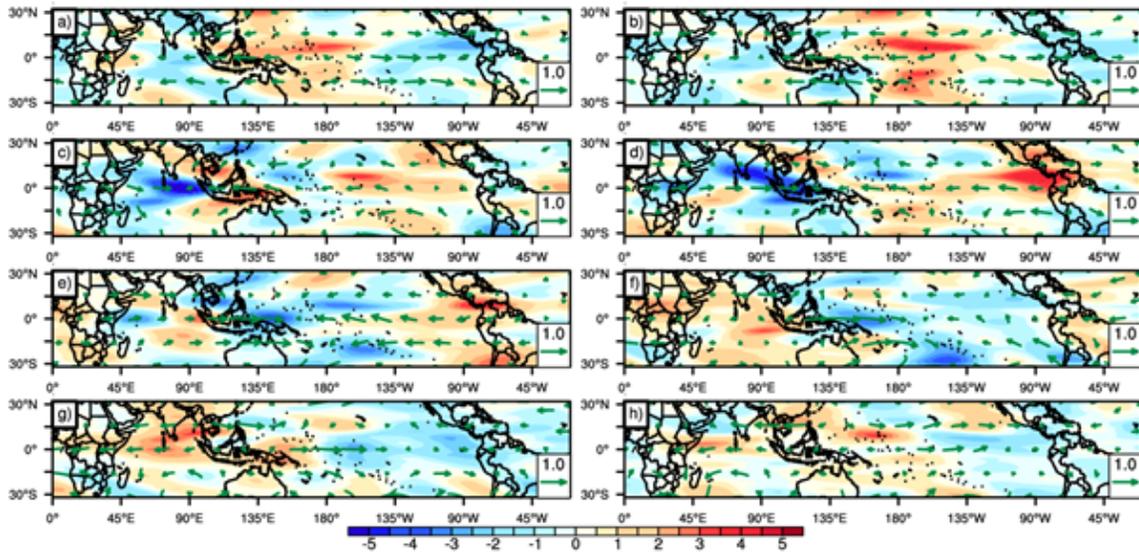
**Figura 3.1.** Anomalías filtradas de viento a 200 mb y OLR de acuerdo con las fases: a) 1, b) 2, c) 3, d) 4, e) 5, f) 6, g) 7, h) 8 de la MJO. Los vectores indican la magnitud y dirección de las anomalías de viento ( $m/s$ ); la barra de color indica la magnitud de las anomalías de OLR ( $W/m^2$ ).

Sobre la región de estudio, destacan anomalías positivas de OLR y la convergencia de vientos sobre el Pacífico mexicano durante las fases 3, 4 y 5, mientras que las anomalías negativas y la divergencia se encuentran en las fases 2, 6 y 7. En las fases 1 y 8 los valores anómalos de OLR y viento radican entre  $0-1 \text{ W/m}^2$  y  $<1 \text{ m/s}$ , respectivamente.

La relación convergencia-supresión en alta tropósfera se observa también en la fase 4 sobre Centroamérica y parte de la República Mexicana. De manera general, los vectores de viento tienen dirección hacia el este en las fases 3, 4, 5 y 6, convergiendo al Sur de México y parte de Centroamérica; mientras que en las fases 7, 8, 1 y 2 tienen dirección hacia el oeste, divergiendo sobre la misma zona.

La figura 3.2 complementa lo analizado en la figura 3.1, ya que muestra los vientos a 850 mb. La diferencia de magnitudes con respecto a la figura 3.1 está relacionada a la cercanía de la baja tropósfera con la superficie, ocasionando fricción y consecuentemente disminuyendo la

intensidad de los vientos anómalos. Adicionalmente, debido a la escala y a las grandes anomalías que se presentan en ambos lados del ecuador (relacionados a las anomalías en los vientos alisios) no se aprecian grandes magnitudes de anomalías de viento en la región del Pacífico mexicano. A pesar de lo anterior, se visualizan vientos convergentes ( $<1 \text{ m/s}$ ) durante las fases 1, 2, 6, 7 y 8 que concuerdan con anomalías negativas de la OLR.



**Figura 3.2.** Anomalías filtradas de OLR y viento igual que la figura 3.1, pero con vectores de las anomalías de viento ( $\text{m/s}$ ) a 850 mb.

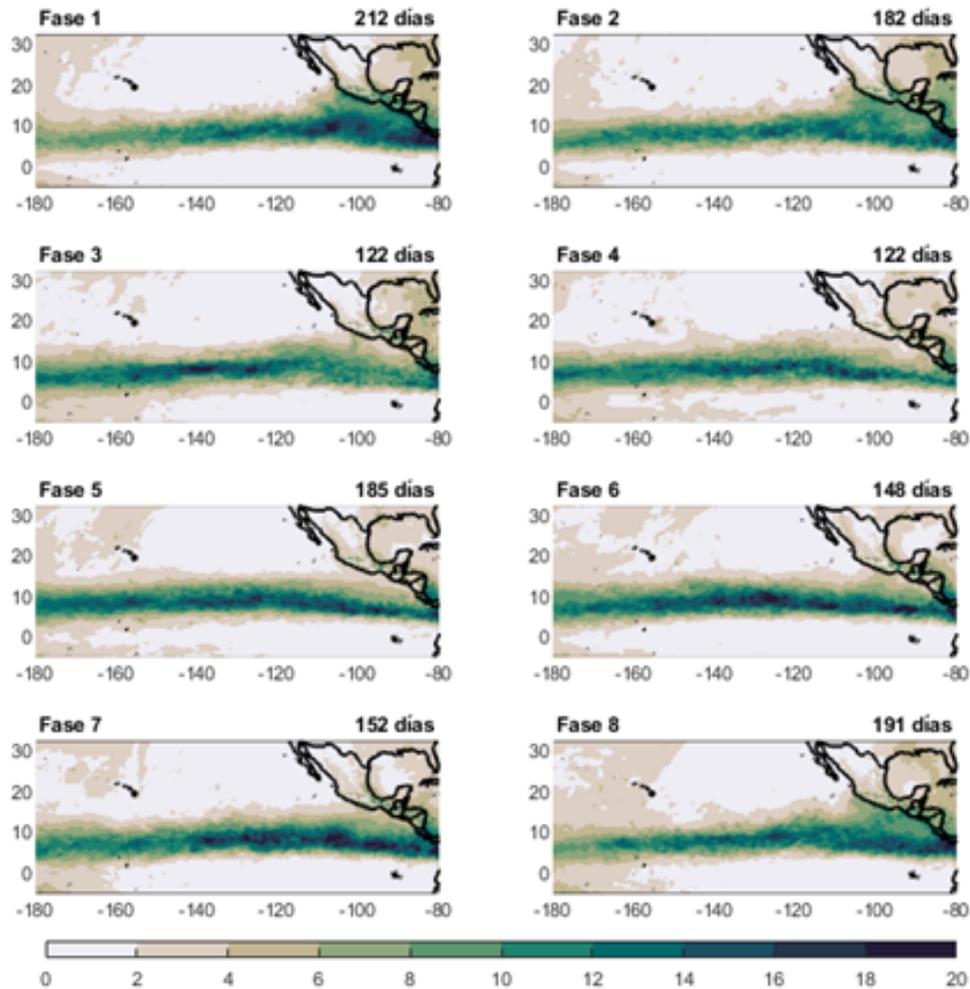
### 3.1.2. Respuesta atmosférica de la MJO

#### Precipitación diaria

Utilizando las bases de datos de ERA 5 y CHIRPS, se obtuvieron los compuestos de la precipitación diaria durante las fases de la MJO. Ambas bases de datos fueron utilizadas para poder robustecer los resultados de la lluvia, además de que CHIRPS posee únicamente datos de precipitación continentales y con mayor resolución que ERA 5. Los compuestos de la base de datos CHIRPS se observan en la figura A.1 del Anexo A.

En la figura 3.3, se observan los compuestos obtenidos de la base de datos de precipitación de ERA5. Dado que los meses analizados durante los años de estudio (1982-2018) fueron de mayo a noviembre en las 8 fases, la ITCZ está presente en el hemisferio norte. Sin embargo, en cada fase de la MJO es posible observar diferencias sutiles de la posición de la ITCZ. Durante las

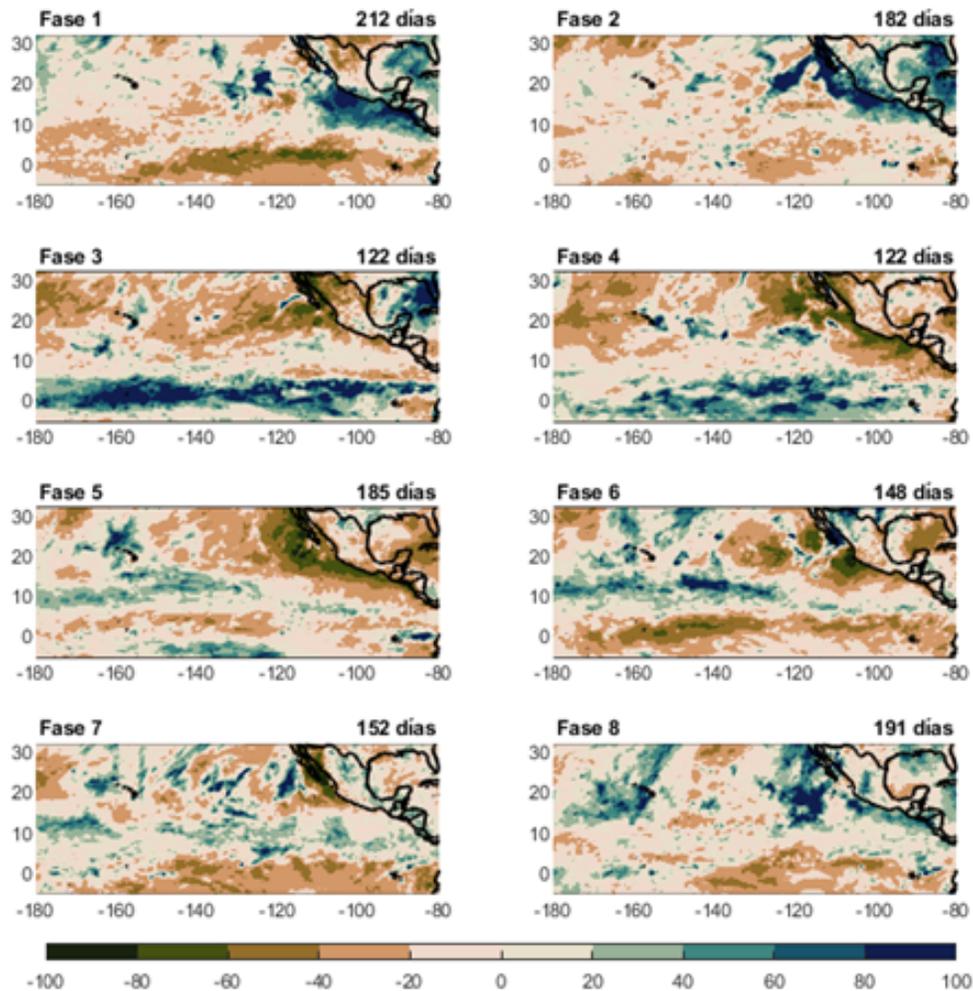
fases 8, 1 y 2, la franja de lluvias, ubicada de  $5^{\circ}\text{S}$  a  $10^{\circ}\text{N}$ , se extiende sobre las costas centro y sur del país ( $\sim 8\text{-}14$  mm/día), teniendo máximos de lluvias continentales sobre Centroamérica ( $>20$  mm/día). En cambio, en las fases 3 a 7, la franja de lluvias asociadas a la ITCZ se limita mayoritariamente de  $0^{\circ}$  a  $12^{\circ}\text{N}$ , con lluvias menores en los estados previamente mencionados ( $\sim 4\text{-}6$  mm/día) y sobre la región de Centroamérica ( $\sim 10\text{-}12$  mm/día). Adicionalmente, destacan los máximos de lluvia asociados a la ITCZ sobre el océano Pacífico con valores mayores a 20 mm/día durante las fases 1, 3, 5, 6 y 7.



**Figura 3.3.** *Compuestos de precipitación (mm/día) durante las fases de la MJO.*

Por su parte, las anomalías porcentuales de cada fase de la MJO con respecto a la media climatológica (Figura 3.4) muestran inhibición (anomalías negativas mostradas en color café) o favorecimiento de la formación de lluvia (anomalías positivas mostradas en color verde y

azul). Es importante mencionar que las anomalías alcanzan su mínimo en -100%, indicando una ausencia total de precipitación con respecto a la media climatológica.



**Figura 3.4.** Anomalías porcentuales de precipitación diaria (%) durante las fases de la MJO.

En las fases 8, 1 y 2, es evidente el aumento en la precipitación sobre las costas del Pacífico mexicano, e incluso sobre la región central del país. Durante la fase 1, las anomalías positivas de 100% se sitúan sobre las costas del centro-sur; mientras que la fase 2 tiene anomalías acentuadas adicionalmente sobre la península de Baja California, Sinaloa y Durango (~60-80%). Esto último también se presenta en la fase 8, pero con ausencia sobre las costas del centro-sur. Por otro lado, durante las fases 3 a 7, existen anomalías negativas sobre la mayor parte de las costas del Pacífico mexicano. La fase 3 tiene anomalías negativas sobre la Península de Baja California y la región noroeste del país. También, es notable la propagación de la supresión de las lluvias

hacia las costas del sur durante las fases 4 a 6, alcanzando su máximo en la fase 5. Finalmente, durante la fase 7, la supresión se centra nuevamente en la península de Baja California.

En las fases 8, 1 y 2 existe un aumento en la precipitación sobre la parte continental de México, mientras que en las fases 3 a 7 se observa la supresión. Es interesante mencionar que existen anomalías porcentuales positivas sobre la franja tropical durante las fases 3, 4, y tienden a desaparecer durante las fases 5 y 6. Los resultados indican que existen similitudes entre las fases 8, 1 y 2 y con las fases 3 a 7, mostrando una alternancia de supresión/intensificación de la convección que produce cambios en los patrones de precipitación.

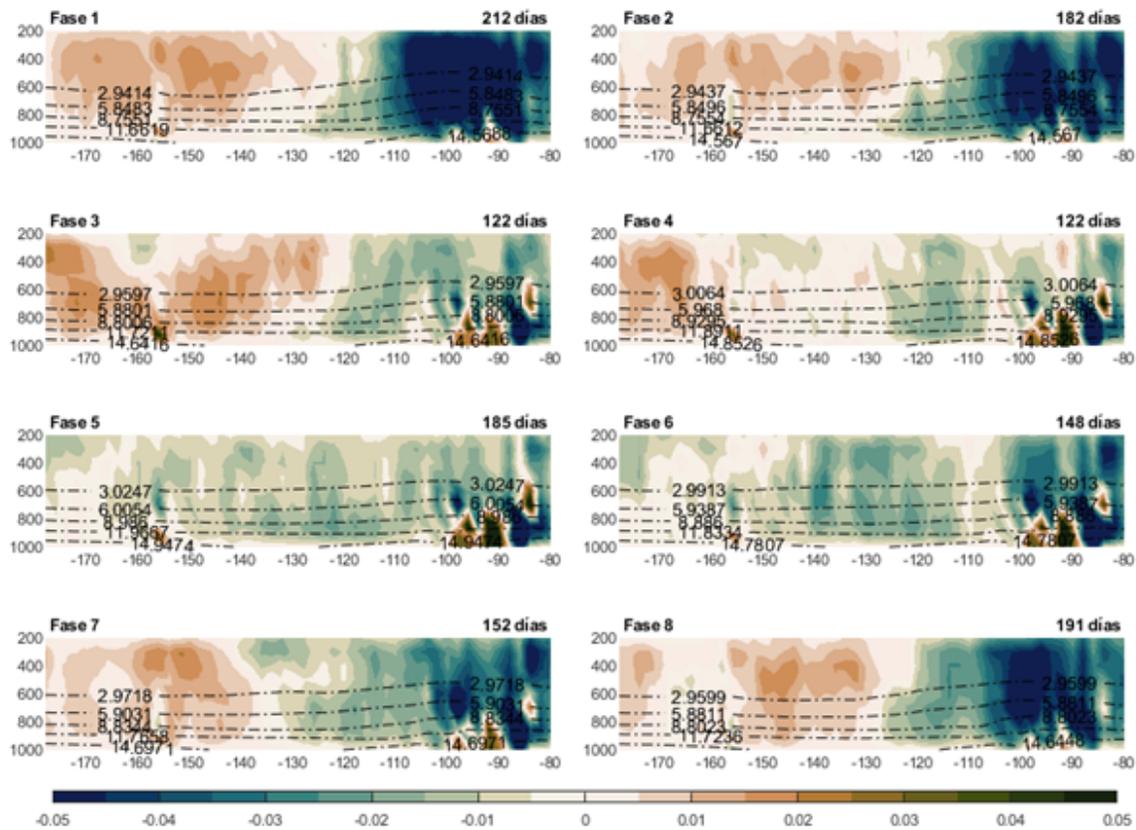
### Velocidad vertical y humedad específica

Con la finalidad de analizar las variaciones en la velocidad vertical ( $\Omega$ ) y la humedad específica producidas por las fases de la MJO, se obtuvo el perfil vertical del promedio del cinturón de latitudes  $0^{\circ}\text{N}$ - $120^{\circ}\text{N}$ . El perfil vertical tiene los siguientes niveles: 1000 mb, 925 mb, 850 mb, 700 mb, 600 mb, 500 mb, 400 mb, 300 mb y 200 mb. Dicho perfil se presenta en la figura 3.5.

La figura 3.5 muestra que existe un comportamiento dual entre el Pacífico Este Central ( $180^{\circ}\text{W}$ - $130^{\circ}\text{W}$ , región oeste) y el territorio costero y continental ( $120^{\circ}\text{W}$ - $80^{\circ}\text{W}$ , región este) durante la mayoría de las fases de la MJO. Durante las fases 8, 1 y 2, se presentan grandes movimientos ascendentes en la región de  $120^{\circ}\text{W}$ - $80^{\circ}\text{W}$  (induciendo condiciones ideales para la convección) y movimientos descendentes sobre la región del Pacífico Este Central ( $180^{\circ}\text{W}$ - $130^{\circ}\text{W}$ ), induciendo cielos despejados. La respuesta a los forzantes verticales inducidos puede ser vista en las anomalías porcentuales de la precipitación (Figura 3.4) Por ejemplo, durante estas fases 8, 1 y 2, domina la presencia de la precipitación sobre México y las regiones cercanas a la costa del Pacífico del Este. Durante las fases 3 y 4, estos movimientos ascendentes en la región  $120^{\circ}\text{W}$ - $80^{\circ}\text{W}$  se debilitan a partir de 600 mb hacia arriba. En cambio, durante las fases 5 y 6, los movimientos ascendentes dominan las longitudes de  $-180^{\circ}\text{W}$  a  $-80^{\circ}\text{W}$ . Posteriormente, durante la fase 7, los movimientos descendentes dominan las longitudes  $-180^{\circ}\text{W}$  a  $-140^{\circ}\text{W}$ , induciendo la subsidencia en esta región.

Los comportamientos de la velocidad ascendente y humedad específica se relacionan con la

precipitación y la convección profunda. Los presentes resultados pueden utilizarse en conjunto con las anomalías de precipitación –únicamente de  $10^{\circ}\text{N}$  a  $20^{\circ}\text{N}$  de la figura 3.4, denotando que las fases 3 a 7 que poseen las plumas descendentes, concuerdan con un decremento en la precipitación sobre la zona terrestre, y las fases 8 a 2 con amplios movimientos ascendentes se sintonizan con las anomalías positivas de precipitación.

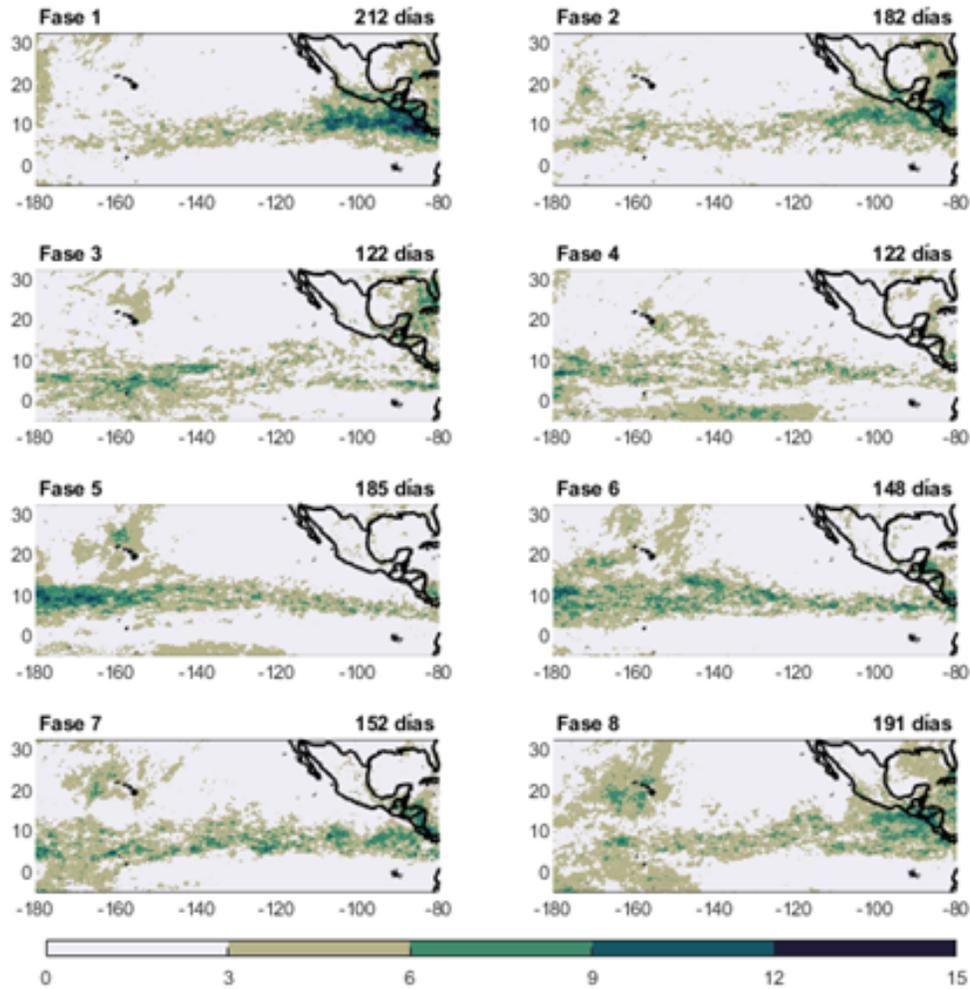


**Figura 3.5.** *Perfiles verticales del cinturón latitudinal ( $0^{\circ}$  -  $10^{\circ}\text{N}$ ) de la velocidad vertical ( $\text{Pa/s}$ , contornos sombreados) y la humedad específica (línea punteada) ( $\text{kg} * 1000/\text{kg}$ ) durante las fases de la MJO. Los valores negativos (positivos) de omega indican movimientos ascendentes (descendentes).*

### Eventos extremos de precipitación

Los eventos extremos de precipitación se obtuvieron por medio del uso del percentil 95 en los datos diarios de ERA5 y CHIRPS, considerando solamente los días en los que estuvo presente la MJO. De esta manera, se obtuvieron el número de días con eventos extremos de cada fase

(Figura A.2), y el porcentaje que representan (Figura 3.6). Se calculó el número de eventos extremos de cada fase con la base de datos CHIRPS, visible en la figura A.3.



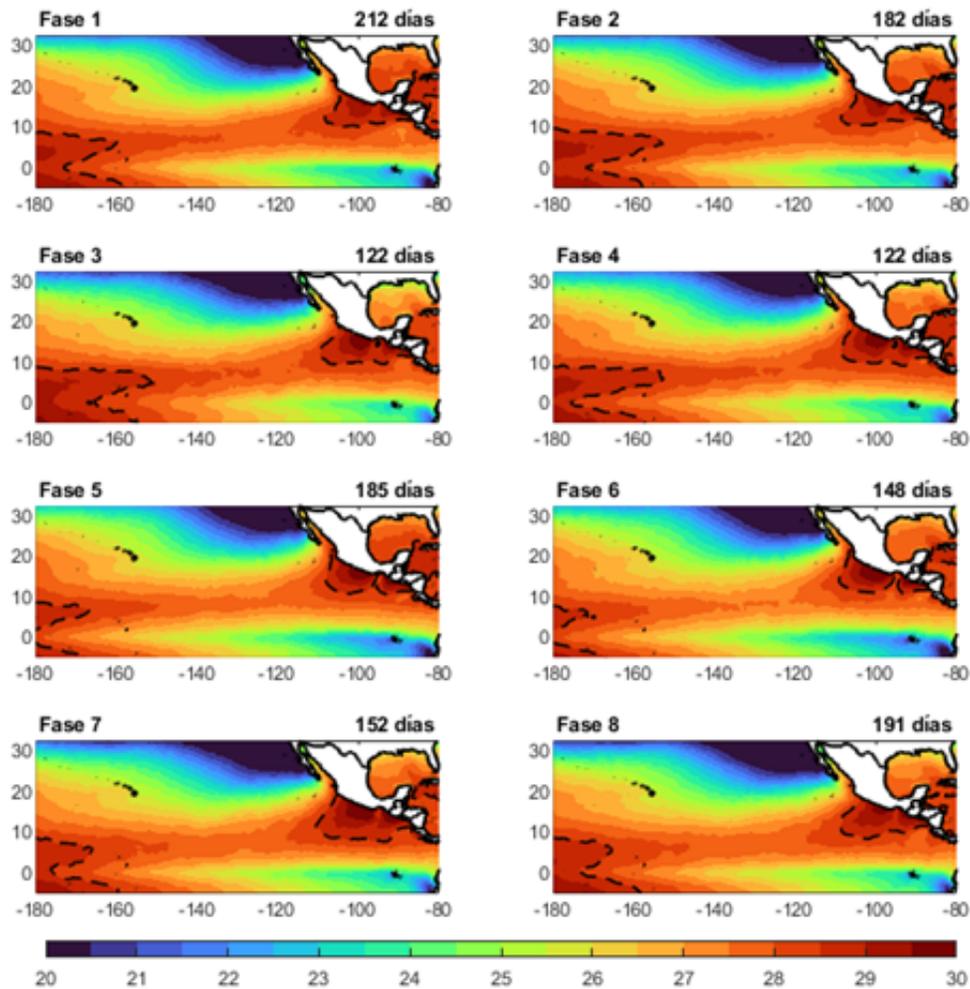
**Figura 3.6.** *Porcentaje (%) de días con eventos extremos definidos por el percentil 95 con respecto al número de días de cada fase de la MJO con ERA5.*

En la figura 3.6 es visible que una mayor probabilidad de eventos extremos ocurre sobre continente durante las fases 8, 1 y 2, mientras que un mayor porcentaje de eventos extremos ocurren sobre océano durante las fases 3,4,5, y 6. En la fase 7, los eventos extremos ocurren sobre Centroamérica, y parece definir una transición de la ocurrencia de eventos extremos del océano al continente. Es interesante mencionar que, durante la fase 8, las regiones que favorecen el desarrollo de eventos extremos crecen en comparación de la fase 7. También, estos resultados sobre el comportamiento de los eventos extremos pueden ser explicados utilizando

el comportamiento de los perfiles de humedad mostrados en la figura 3.5. Las fases 8, 1 y 2 producen las condiciones verticales necesarias para el desarrollo de la convección en las costas y el continente.

### 3.1.3. Respuesta oceánica de la MJO

#### Temperatura superficial del mar



**Figura 3.7.** *Temperatura promedio de la superficie del mar ( $^{\circ}\text{C}$ ) durante las fases de la MJO. La línea punteada representa la isoterma de  $28.5^{\circ}\text{C}$  que define la alberca de agua caliente del este (AACPE, lado izquierdo) y del oeste (WHWP, lado derecho).*

La figura 3.7 muestra el comportamiento de las SSTs durante las fases de la MJO en el océano Pacífico del Este y de las costas mexicanas. La línea punteada muestra la extensión de

la alberca de agua caliente en el Pacífico del este (AACPE<sup>17</sup>) en el extremo izquierdo de la malla y la WHWP en el extremo derecho.

Existen algunos cambios en el área de la AACPE y la intensidad de la WHWP dependiendo de la fase de la MJO (Figura 3.7). Durante las fases 1 a 4, existe una expansión constante de la AACPE en las longitudes  $-180^{\circ}\text{W}$  a  $-160^{\circ}\text{W}$ , mientras que en las fases 5 a 8 se puede observar una disminución del área. Por su parte en la WHWP, durante las fases 8, 1 y 2, la temperatura tiene un máximo de  $29^{\circ}\text{C}$ . Las fases 3 a 7 registran SSTs temperaturas promedio  $0.5^{\circ}\text{C}$  más cálidas que las fases 8, 1 y 2, particularmente en las costas de Guerrero y Oaxaca. Resulta interesante mencionar que la expansión de la AACPE sucede inversamente al calentamiento de la WHWP.

### Anomalías de la temperatura superficial del mar y viento a 10 m

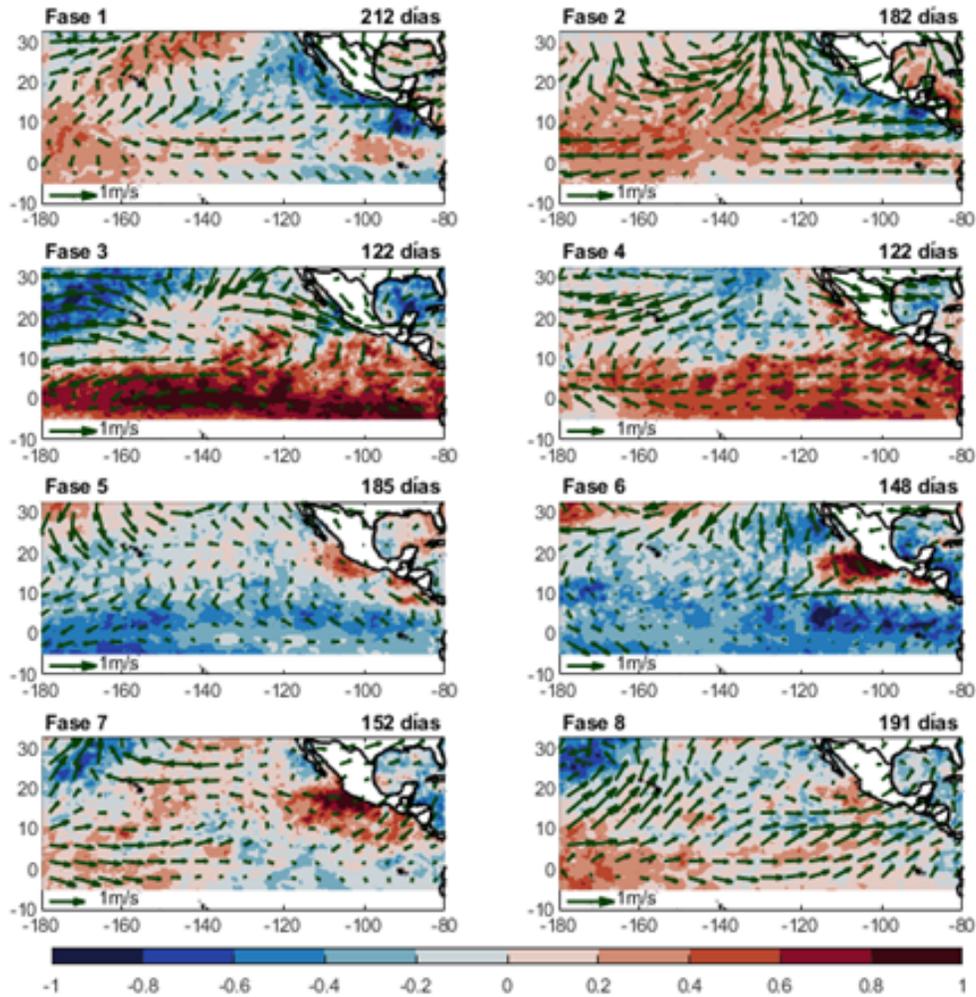
Con la finalidad de observar la intensidad promedio sobre la región de la alberca de agua caliente de mejor manera, se restó 28.5 a las SSTs mayores o iguales a dicha temperatura a nivel diario y posteriormente se calculó la media. De esta manera, se obtuvieron valores de  $0^{\circ}\text{C}$  a  $1.5^{\circ}\text{C}$  que indican cuánto aumenta la temperatura con respecto a  $28.5^{\circ}\text{C}$ , dentro del Anexo B (Figura B.1).

La figura 3.8 muestra las anomalías estandarizadas de SSTs en cada una de las fases de la MJO. Estas anomalías indican el número de desviaciones estándar ( $\sigma$ , en  $^{\circ}\text{C}$ ) que toma un valor positivo (negativo) por encima (debajo) de la media climatológica. Este tipo de anomalías son útiles para eliminar la dispersión de los datos (IRI, s.f.).

Durante las fases 1 y 2, las costas son cubiertas de anomalías negativas de SSTs (Figura 3.8). Este resultado podría ser explicado con base en la presencia de nubosidad que conduce a la presencia de precipitación cerca de las costas del Pacífico mexicano, como se muestra en las figuras 3.2, 3.3 y 3.4.

---

<sup>17</sup>Nótese que se diferencia la AACPE de la WHWP. La primera comienza a desarrollarse desde Indo-Pacífico, y se extiende hasta el Pacífico ecuatorial central (región izquierda de la malla utilizada), razón por la cual también se denomina Indo-Pacific Warm Pool (IPWP, por sus siglas en inglés) de acuerdo con Roxy et al. (2019). Por otro lado, la WHWP está limitada a las costas mexicanas. Para facilitar la explicación de los resultados, a partir de este punto ambas zonas se mencionarán con los acrónimos de AACPE y WHWP para referirse a la alberca de agua caliente del lado izquierdo y derecho, respectivamente



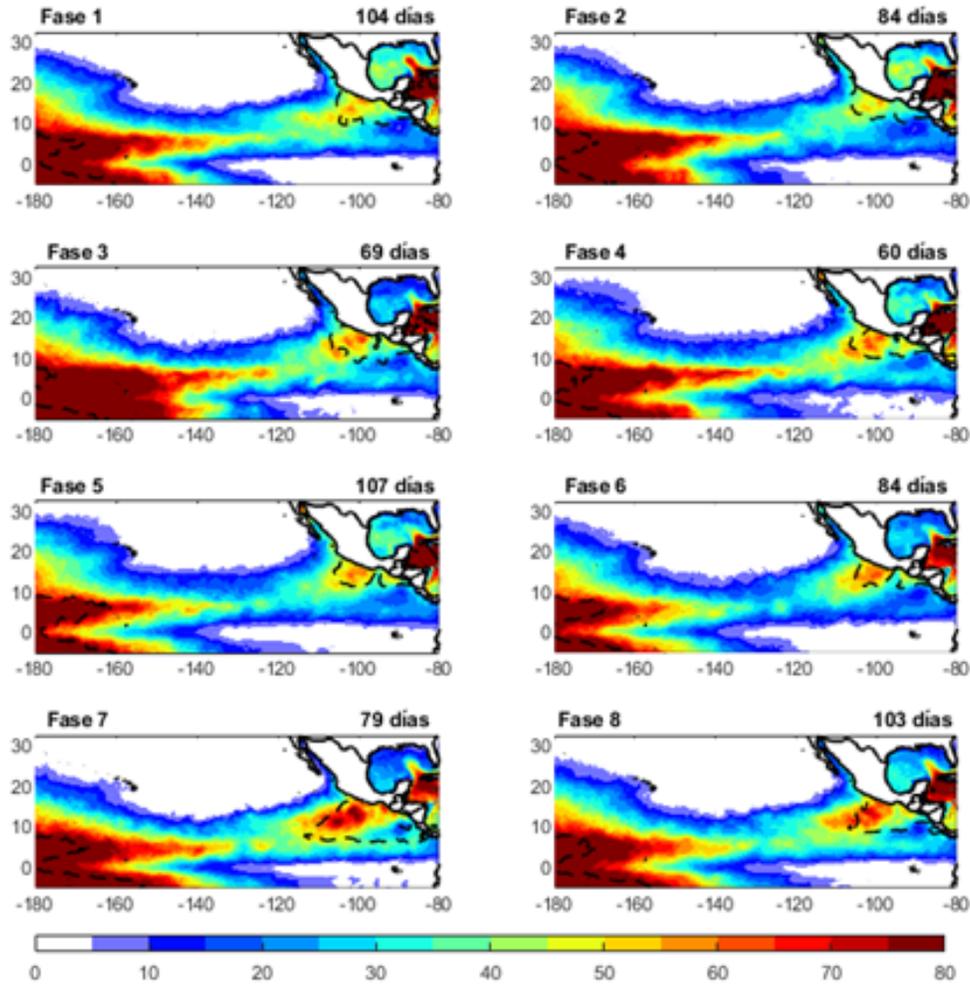
**Figura 3.8.** Anomalías estandarizadas de la temperatura de la superficie del mar ( $^{\circ}\text{C}$ ) y viento a 10 m filtrado ( $\text{m/s}$ ) durante las fases de la MJO. El tamaño del vector que se usa en todas las fases representa 1  $\text{m/s}$ .

Un rasgo notable es que las anomalías positivas de la OLR sobre las longitudes de  $-180^{\circ}\text{W}$  a  $-120^{\circ}\text{W}$  coinciden con la presencia de anomalías positivas de SST en la misma región. Posteriormente, las fases 3 y 4 se distinguen por un calentamiento de las SSTs en la región de la ITCZ, mientras al norte de esta región se mantienen anomalías negativas. El comportamiento atmosférico de estas fases muestra que existe una franja de lluvia desplazada hacia el sur y una elongación máxima de la AACPE en la región de  $-180^{\circ}\text{W}$  a  $-120^{\circ}\text{W}$  (Figuras 3.3, 3.4 y 3.7), en comparación con el comportamiento de las fases 1 y 2. Cabe resaltar que las anomalías positivas de la OLR indican cielos despejados, por lo que la radiación solar puede entrar de manera directa, favoreciendo el calentamiento oceánico superficial durante estas fases (Figura 3.2). En

las fases 5 y 6, las anomalías estandarizadas negativas ocurren en gran parte del Pacífico del este (Figura 3.8), lo que también coincide con la presencia de anomalías negativas de OLR que indican la presencia de nubosidad (Figura 3.2). Estas condiciones atmosféricas pueden conducir al enfriamiento oceánico durante estas fases de la MJO. Además, la extensión de la AACPE se reduce cerca de  $-160^{\circ}\text{W}$  durante estas fases (Figura 3.7). Finalmente, durante las fases 7 y 8, las anomalías positivas de SSTs existen cerca de la región costera, lo que coincide con anomalías débiles de la presencia de precipitación (Figura 3.4) y anomalías negativas de OLR (Figura 3.2). Los vientos filtrados a 10 m también se muestran en la figura 3.8. Estos vientos superficiales impactan en el comportamiento de las SSTs en latitudes medias y tropicales (O'Neill et al., 2010; Hayes et al., 1989), ya que forman parte fundamental de las corrientes oceánicas. Durante la fase 1, los vientos oceánicos predominan con dirección este —es decir, vientos provenientes del oeste— en las latitudes  $0^{\circ}\text{N}$ - $10^{\circ}\text{N}$ . En la fase 2, predomina una divergencia alrededor de  $-140^{\circ}\text{W}$ , lo que significa que las condiciones atmosféricas inhiben el desarrollo convectivo. Estas condiciones también se ven reflejadas en las anomalías positivas de la OLR (Figura 3.2). Durante las fases 3 y 4, los vientos del este dominan las latitudes de  $0^{\circ}\text{N}$ - $10^{\circ}\text{N}$ , mostrando anomalías positivas estandarizadas de SSTs (Figura 3.8), inhibiendo la nubosidad (Figura 3.2). En la fase 5, se observan regiones de convergencia débil a lo largo del cinturón de  $0^{\circ}\text{N}$ - $10^{\circ}\text{N}$  con anomalías muy frías en el océano. Específicamente, durante la fase 6, se distingue un movimiento ciclónico sobre México. En la fase 7, los vientos del oeste empiezan a dominar el cinturón tropical de  $0^{\circ}\text{N}$ - $10^{\circ}\text{N}$  y el ciclón que se encontraba sobre el país empieza debilitarse. Finalmente, durante la fase 8, los vientos del oeste dominan las longitudes de  $-180^{\circ}\text{W}$  a  $-80^{\circ}\text{W}$  en el cinturón tropical y un movimiento ciclónico en la zona norte del país.

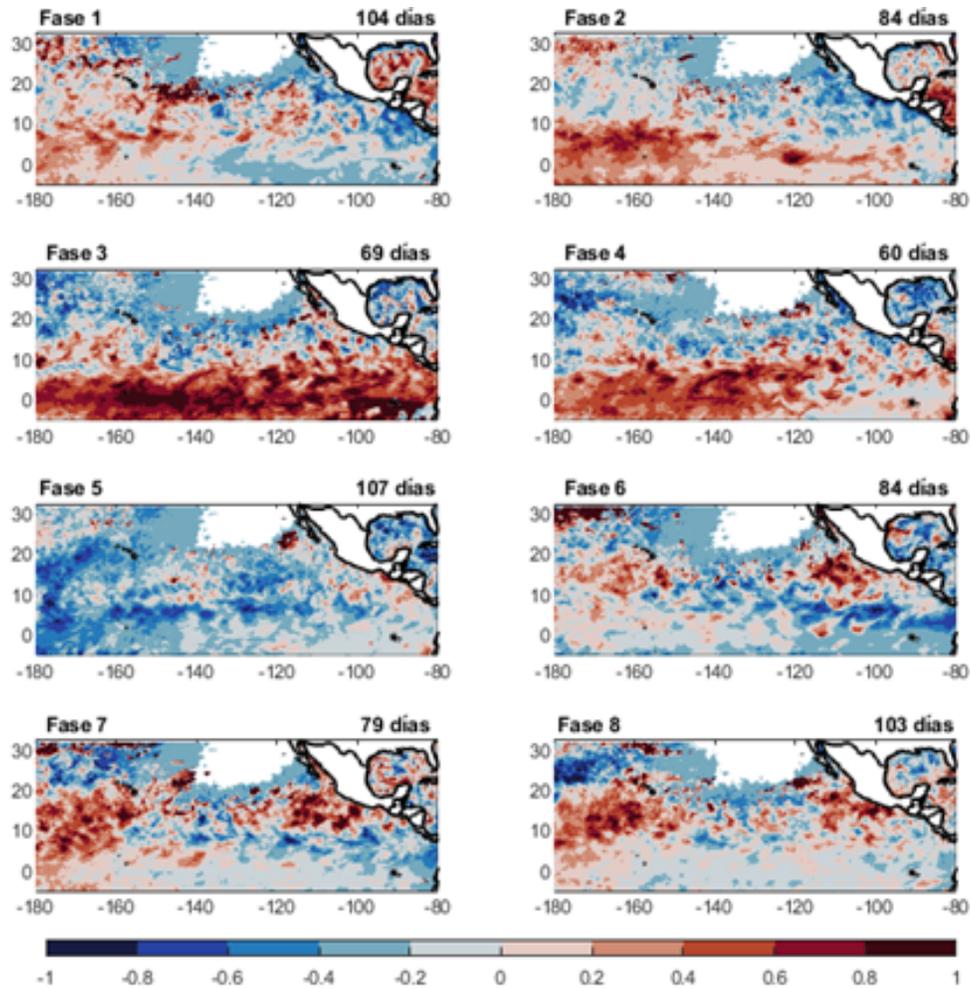
### Contenido de calor oceánico y sus anomalías

Por su parte, la figura 3.9 muestra los compuestos de la OHC desde 1996 hasta 2012 para cada una de las fases MJO, variando desde 0 a  $80 \text{ kJ/cm}^2$  (Figura 3.9). Esta misma muestra a su vez la isoterma de la  $28.5^{\circ}\text{C}$  con la finalidad de relacionar las magnitudes del OHC con las SSTs. Además, se graficaron los compuestos y anomalías estandarizadas de SSTs para el periodo 1996-2012 para complementar la información del OHC, dada la ausencia de datos más antiguos. Estos gráficos están en las figuras C.1 y C.2 del anexo C.



**Figura 3.9.** *Contenido de Calor Oceánico promedio ( $kJ/cm^2$ ) durante las fases de la MJO. La línea punteada representa la isoterma de  $28.5$  que define la alberca de agua caliente promedio de 1996-2012.*

El comportamiento del OHC muestra una ciclicidad en las fases de la MJO. Por ejemplo, durante la fase 2, el OHC alcanza valores de  $\sim 35-50 kJ/cm^2$  en la WHWP. Por su parte, durante las fases 3 y 4, aunque dominan SST positivas en gran parte del cinturón tropical, el OHC sobre la alberca de agua caliente tiene valores menores a  $70 kJ/cm^2$ . Esto podría estar vinculado con la presencia de vientos del este (Figura 3.8). Sin embargo, se considera como trabajo futuro el análisis de la presencia de ondas oceánicas acopladas con la señal atmosférica de la MJO. Por último, los valores de la OHC durante la fase 7 alcanzan  $\sim 60-80 kJ/cm^2$ , haciendo que en esta se encuentren los valores más altos de la OHC sobre la WHWP.



**Figura 3.10.** Anomalías estandarizadas de OHC ( $\text{kJ}/\text{cm}^2$ ) durante las fases de la MJO en el periodo 1996-2012. Las regiones en blanco pertenecen a la parte continente o cuyo OHC es igual a cero.

La figura 3.10 muestra las anomalías estandarizadas de la OHC, que se obtuvieron de la misma forma que las anomalías de las SSTs. En las fases 1 y 2, existe un dipolo en el comportamiento de las anomalías de las OHC. Durante las fases 3 y 4, el comportamiento de la OHC es similar al de las anomalías estandarizadas de la OHC, ya que es evidente la existencia de aguas calientes en gran parte del cinturón tropical ( $0^\circ\text{N}$ - $10^\circ\text{N}$ ). Por su parte, prevalece un mismo comportamiento de las SSTs en comparación de las anomalías estandarizadas de la OHC durante las fases 5 y 6, indicando la presencia de aguas frías que pueden predominar hasta los 84 m de profundidad. En las fases 7 y 8, las anomalías de OHC estandarizadas muestran valores positivos en las longitudes  $-180^\circ\text{W}$  a  $-160^\circ\text{W}$  y también cerca de las costas sur de México,

lo que coincide con la presencia de anomalías calientes de las SST en esta misma región. Las condiciones de la columna de agua tanto en las anomalías como en los compuestos reafirman el comportamiento inverso entre la región de la AACPE y la WHWP.

### 3.1.4. Relación de la alberca de agua caliente con los eventos extremos de precipitación sobre océano y continente

Con la finalidad de encontrar una relación clara entre la WHWP y los eventos extremos, se realizó un análisis de solamente estas dos variables durante las fases de la MJO. De acuerdo con la ecuación (2.2), se obtuvieron datos diarios de la extensión de la WHWP usando los umbrales de  $26.5\text{ }^{\circ}\text{C}$  y  $28.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ . La extensión del umbral de  $28.5\text{ }^{\circ}\text{C}$  (que caracteriza la alberca de agua caliente) fue dividida por la extensión total de las SSTs  $>26.5$  y esto después fue multiplicado por 100 para obtener el porcentaje, considerando sólo el dominio mostrado en la figura 2.5. Se realizó el mismo procedimiento para obtener el promedio de eventos extremos dentro de la alberca de agua caliente y se promediaron estos resultados entre el número de días por fase de la MJO. La Tabla 3.1 muestra estos resultados.

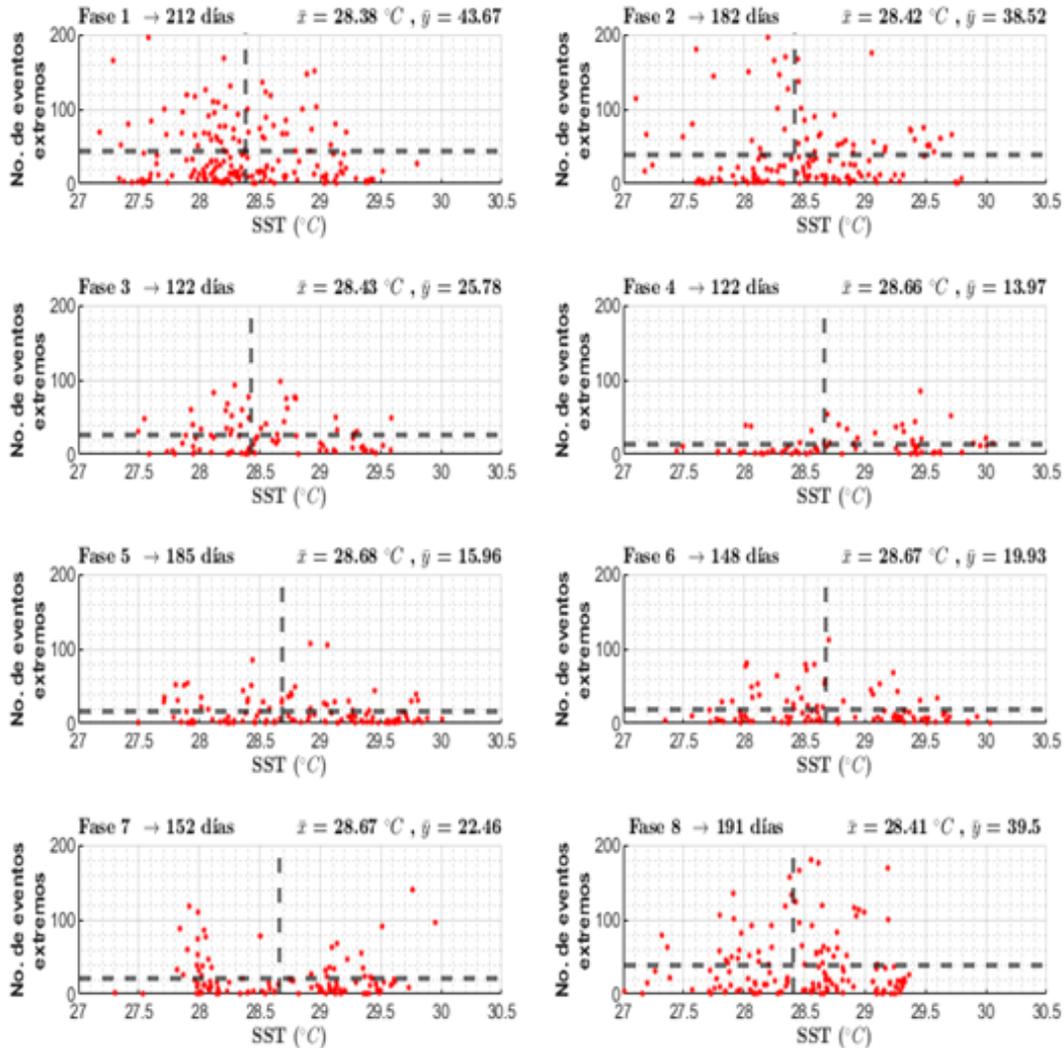
Es interesante notar que el menor porcentaje de área de la WHWP dentro de la isoterma  $26.5\text{ }^{\circ}\text{C}$  ocurre durante la fase 6 y, por el contrario, el mayor porcentaje de área se alcanza en la fase 7. Por otra parte, es posible observar que ocurre un aumento en la extensión de la WHWP durante las fases 3, 4 y 5, alcanzando su mayor extensión durante la fase 4, para disminuirla hacia la fase 6. Los resultados de los eventos extremos de precipitación sobre océano y cerca de las costas del Pacífico mexicano coinciden con los encontrados en la figura 3.6, ya que existe un gran número de eventos durante las fases 8, 1 y 2, pero éstos disminuyen durante las fases 3, 4 y 5. Además, es importante mencionar que los resultados muestran que el número de eventos extremos sobre océano decrecen, aunque la extensión del área de la WHWP aumenta durante las fases 3, 4, 5 y 6. Sin embargo, los resultados son diferentes durante las fases 7 y 8, ya que la extensión de la WHWP aumenta y también se incrementan los eventos extremos sobre océano. Por ello, se concluye que existen fases de la MJO en las que el acoplamiento entre la atmósfera y el océano es evidente, pero existen otras fases en las que este acoplamiento no es evidente.

Se requieren más estudios que analicen el comportamiento de las ondas oceánicas junto con las ondas atmosféricas inducidas por la MJO.

**Tabla 3.1.** Relaciones entre la alberca de agua caliente y los eventos extremos de precipitación sobre el océano durante las fases de la MJO. Los números en negritas denotan los valores máximos, los números subrayados indican los valores mínimos.

Fase de la MJO	Porcentaje promedio del área de las SSTs $\geq 26.5$ °C (%) que pertenecen a la WHWP	Área promedio de la WHWP dentro de SSTs $\geq 26.5$ °C en km <sup>2</sup>	Porcentaje promedio de los eventos extremos de SST $\geq 26.5$ (%) que pertenecen a la WHWP	Promedio de eventos extremos dentro del área de las SST $\geq 26.5$ °C
1	45.19	4.13	41.73	<b>305.8</b>
2	44.31	<u>4.09</u>	41.45	235.7
3	47.16	4.15	33.04	128.9
4	48.49	<b>4.3</b>	24.15	<u>121.9</u>
5	43.8	4.19	<u>22.58</u>	124.3
6	<u>42.7</u>	4.12	23.27	141.8
7	<b>54.52</b>	4.2	47.23	173.8
8	50.85	4.15	<b>50.2</b>	247.1

La figura 3.11 muestra los gráficos de dispersión entre el valor de las SSTs por cada fase de la MJO y el número de eventos extremos de precipitación sobre continente. Los resultados muestran que las fases 8, 1 y 2 producen el mayor número promedio de eventos extremos con SSTs que están ligeramente por debajo del umbral de la WHWP. Lo anterior también es apoyado por las condiciones atmosféricas verticales mostradas en la figura 3.5. Por otro lado, los eventos extremos de precipitación decrecen considerablemente durante las fases 3 y 4. Después, comienzan a incrementar cíclicamente desde la fase 5 hasta la 7 (Figura 3.11). Es interesante mencionar que el comportamiento de los eventos extremos sobre continente no está relacionado con las SSTs de la WHWP. Por esto, no se puede concluir que existe una relación. Se considera que en un futuro se deberían usar datos oceánicos cada 10 m con la finalidad de representar la influencia de las ondas oceánicas en el comportamiento de las SSTs y su posible impacto en la advección de la humedad atmosférica cerca de las costas del Pacífico mexicano.



**Figura 3.11.** Gráficos de dispersión de SST promedio vs. el número de eventos extremos de precipitación sobre continente durante los días de las fases MJO. La línea punteada horizontal  $\bar{x}$  representa el promedio total de las SSTs y la línea punteada vertical  $\bar{y}$  representa el promedio total de los eventos extremos de precipitación sobre continente.

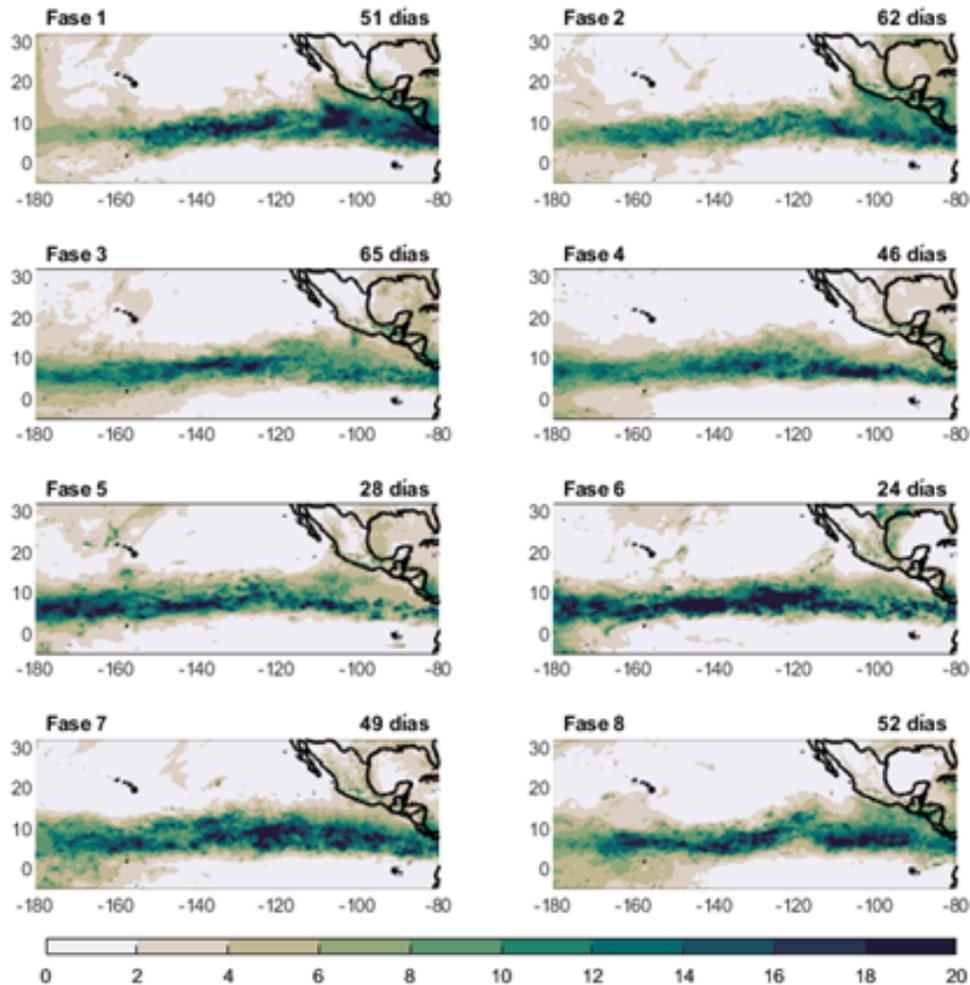
### 3.2. Patrones atmosféricos y oceánicos durante las fases de la MJO y fases de ENSO

Los impactos de la MJO —una oscilación subestacional—, en el clima estacional son variados dependiendo del modo climático interanual que persista. Por ello, se analizaron los patrones atmosféricos y oceánicos inducidos por la MJO bajo las diferentes fases de ENSO.

### 3.2.1. Respuesta atmosférica a la combinación de la MJO con ENSO

#### Precipitación diaria

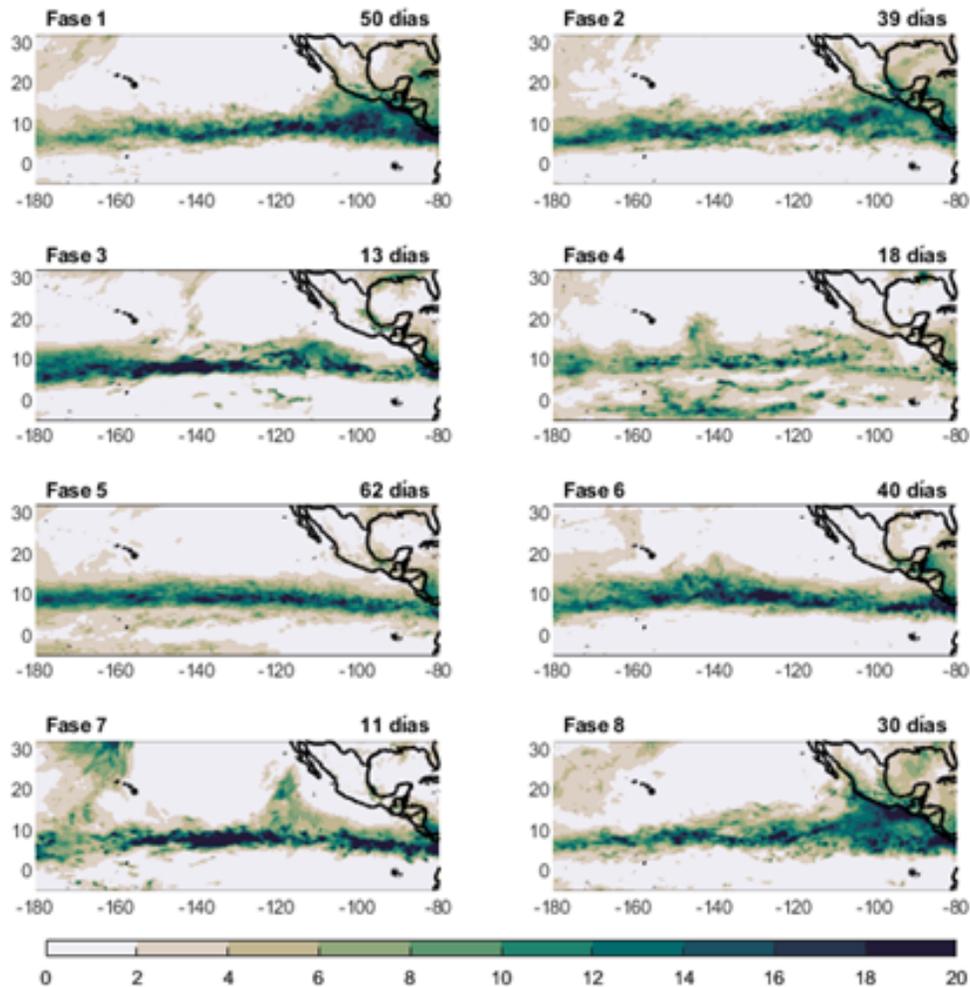
La figura 3.12 muestra los compuestos de la precipitación diaria durante las fases MJO bajo la influencia de El Niño.



**Figura 3.12.** *Compuestos de precipitación (mm/día) durante las fases de la MJO bajo condiciones El Niño.*

Aquí, el comportamiento de la precipitación en las diferentes fases de la MJO es muy similar al mostrado en la figura 3.3, pero con mayor precipitación sobre océano. Por ejemplo, la precipitación sobre el océano Pacífico aumenta sustancialmente durante las fases 1, 5, 6, 7 y 8. Sin embargo, la precipitación sobre el continente no cambia mucho. Lo anterior se debe proba-

blemente a la fuerte subsidencia que induce El Niño sobre el centro-sur de México (Dominguez, Jaramillo, & Cuéllar, 2021), a excepción de las fases 1 y 2.

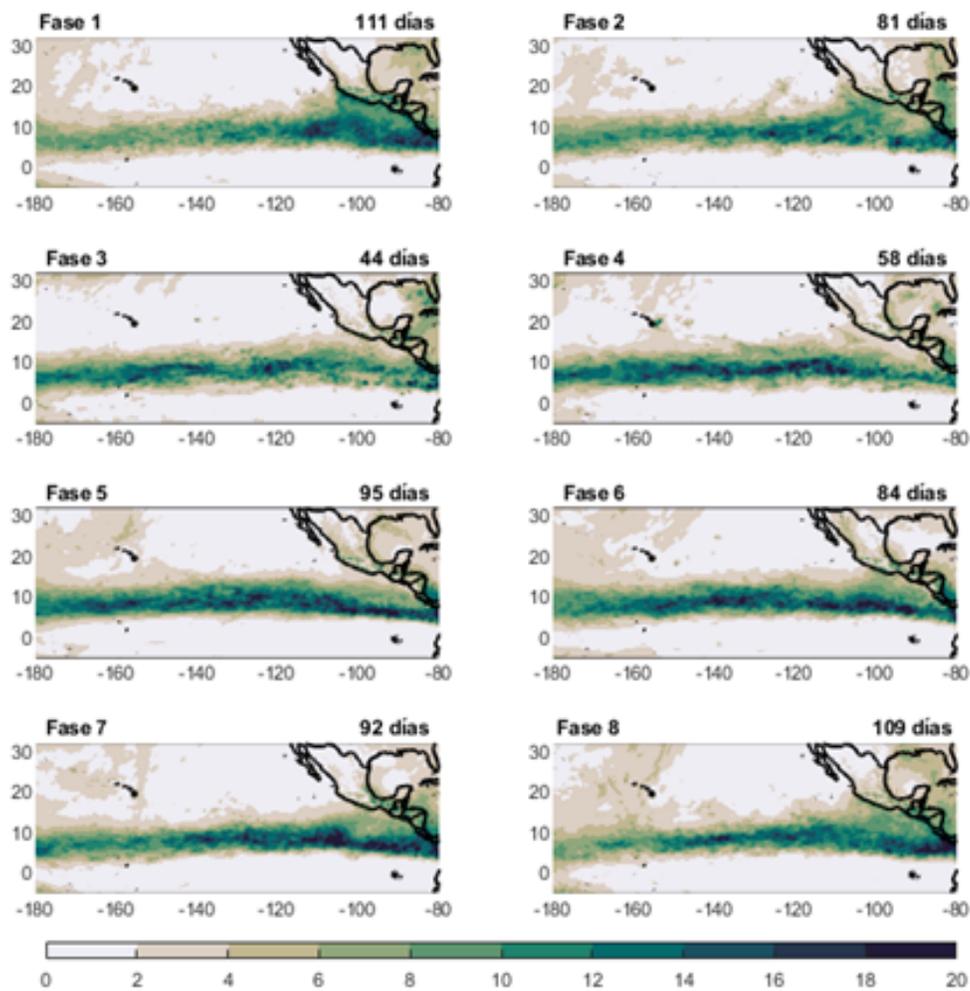


**Figura 3.13.** Como la figura 3.12, pero bajo condiciones La Niña.

Durante La Niña (Figura 3.13), la precipitación inducida durante las fases de la MJO se encuentra más delimitada dentro de  $5^{\circ}\text{N}$ - $15^{\circ}\text{N}$ , en comparación con el modo normal de la MJO (Figura 3.3). En las fases 1, 2 y 8, aumenta la precipitación sobre continente, principalmente sobre Centroamérica, en comparación con el modo normal. La lluvia durante las fases 1, 2 y 8 oscila de 12 a 20 mm/día en la parte continental. Por el contrario, durante las fases secas de la MJO, que son principalmente las fases 3, 4 y 5, no existe una precipitación mayor a 6 mm/día sobre continente. Lo anterior indica que las fases secas de la MJO en combinación con La Niña producen una menor lluvia en comparación con el modo normal.

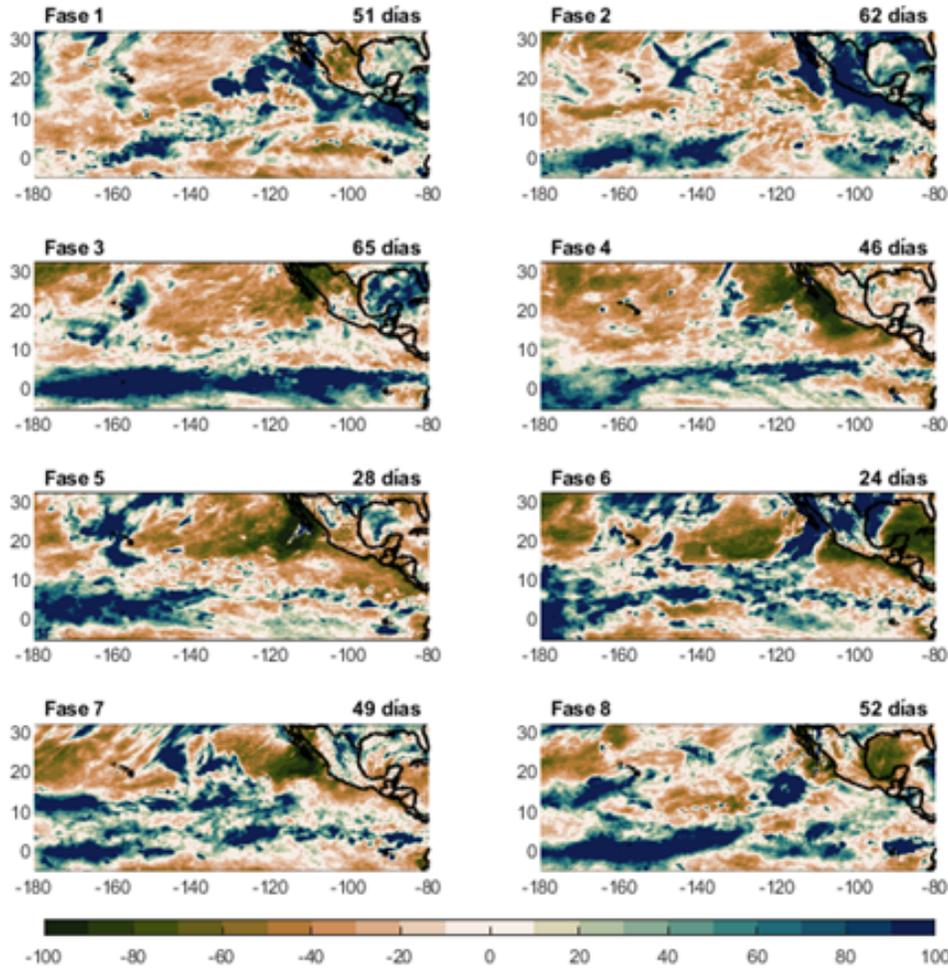
Por su parte, las fases de la MJO en combinación con la fase neutral del ENSO (Figura 3.14) muestra que el comportamiento es parecido al modo normal de la MJO (Figura 3.3) y de cierta manera parecido al comportamiento de la MJO + El Niño, pero con una menor intensidad en la precipitación diaria.

En resumen, El Niño y La Niña inducen cambios en los patrones normales de precipitación producida por la MJO, mientras que la fase neutral es muy parecida al modo normal de la MJO.



**Figura 3.14.** Como la figura 3.12, pero bajo condiciones neutrales.

Por otro lado, la figura 3.15 muestra las anomalías porcentuales de precipitación diaria durante la fase positiva del ENSO.

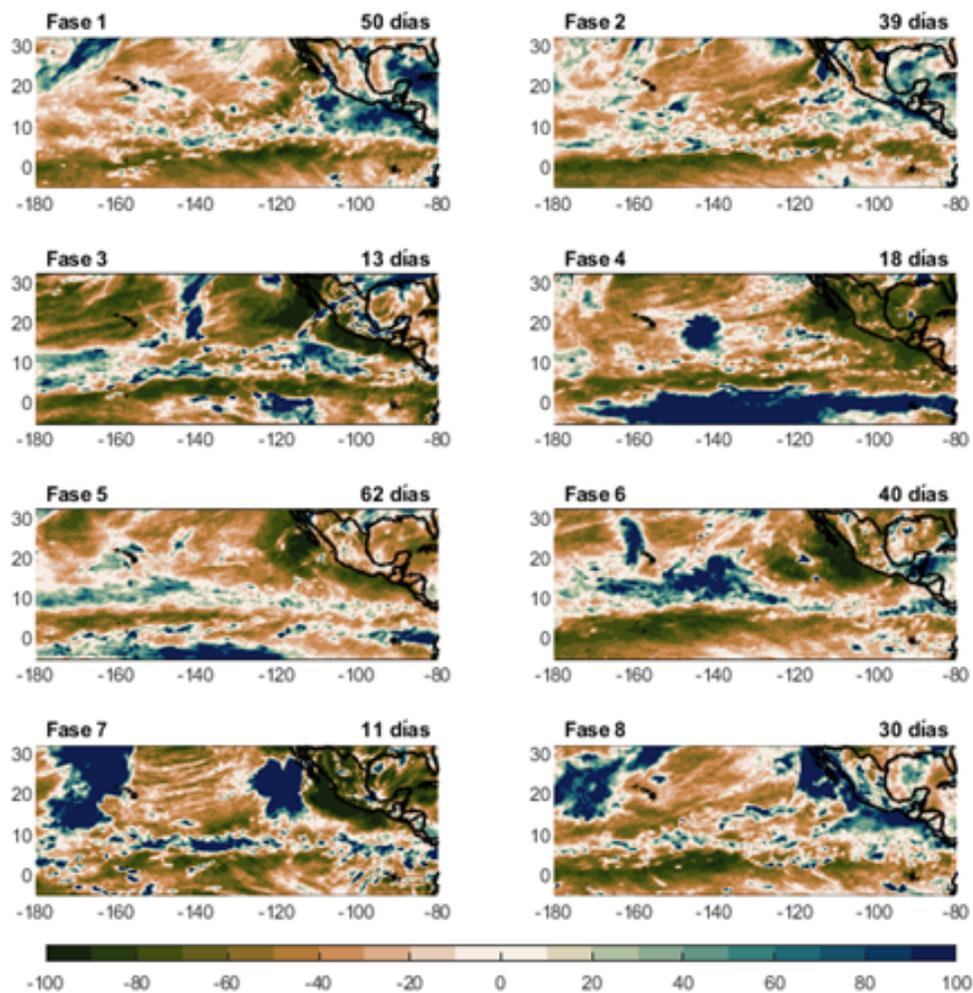


**Figura 3.15.** Anomalías porcentuales de precipitación diaria (%) durante las fases de la MJO bajo condiciones El Niño.

Durante las fases 1 y 2, las anomalías positivas de precipitación mayores a 100 % dominan sobre la parte oeste del país. Específicamente, durante la fase 2 de la MJO bajo condiciones de El Niño aumenta la precipitación en más del 100 % en casi todo el país, a excepción de Chihuahua y Sonora, en comparación del modo normal de la MJO (Figura 3.4). Durante la fase 3 de la MJO, inicia la transición hacia el predominio de la ausencia de la precipitación, debido a la existencia de las anomalías porcentuales negativas sobre el país. Durante las fases 4 y 5, continua la existencia de anomalías porcentuales negativas de precipitación, lo que podría conducir a la presencia de días muy contaminados (Barrett & Raga, 2016). Sin embargo, el comportamiento de las anomalías porcentuales cambia radicalmente durante la fase 6 bajo condiciones El Niño, en comparación del modo normal. Durante esta fase, existen anomalías porcentuales de más de

100 %, principalmente en el norte (latitudes mayores a 23° N). Durante la fase 7, únicamente el noreste del país tiene anomalías porcentuales positivas, que oscilan entre 80 % y 100 %.

Resulta interesante mencionar que estas anomalías son menores a 60 % sobre esta misma región en el modo normal, lo que indica que posiblemente El Niño induce circulaciones atmosféricas que favorecen la presencia de precipitación en el noreste. Durante la fase 8, las anomalías negativas se refuerzan sobre el Golfo de México y el centro-sur del país, en comparación con el modo normal de la MJO. En resumen, El Niño modifica el comportamiento de la precipitación en las diferentes fases de la MJO.



**Figura 3.16.** Como la figura 3.15, pero bajo condiciones La Niña.

La influencia de las fases de la MJO bajo condiciones de La Niña en la precipitación produce comportamientos más intensos (Figura 3.16); es decir, anomalías positivas y negativas más

fuertes sobre la mayor parte del país, en comparación con el modo normal de la MJO (Figura 3.4). Durante las fases 1 y 2, existen anomalías porcentuales positivas y negativas sobre el país. Es importante mencionar que las anomalías porcentuales son más intensas ( $>80\%$ ) en la Península de Yucatán durante la fase 1. La fase 2 también produce anomalías positivas sobre el sureste del país, así como anomalías negativas más intensas en comparación con el modo normal. Durante la fase 3, tanto las anomalías positivas como negativas son más intensas, existiendo mayor precipitación en los estados del Golfo de México. En las fases 4, 5, 6 y 7 (fases secas), dominan las anomalías porcentuales negativas sobre México menores a  $-60\%$ . La fase 8 produce anomalías porcentuales mayores a  $60\%$  en la costa oeste del país. Esta fase produce 40-60% más de lluvia que el modo normal. De acuerdo con lo anteriormente discutido, se puede concluir que La Niña + MJO induce anomalías más intensas sobre el país y en ciertas partes del océano.

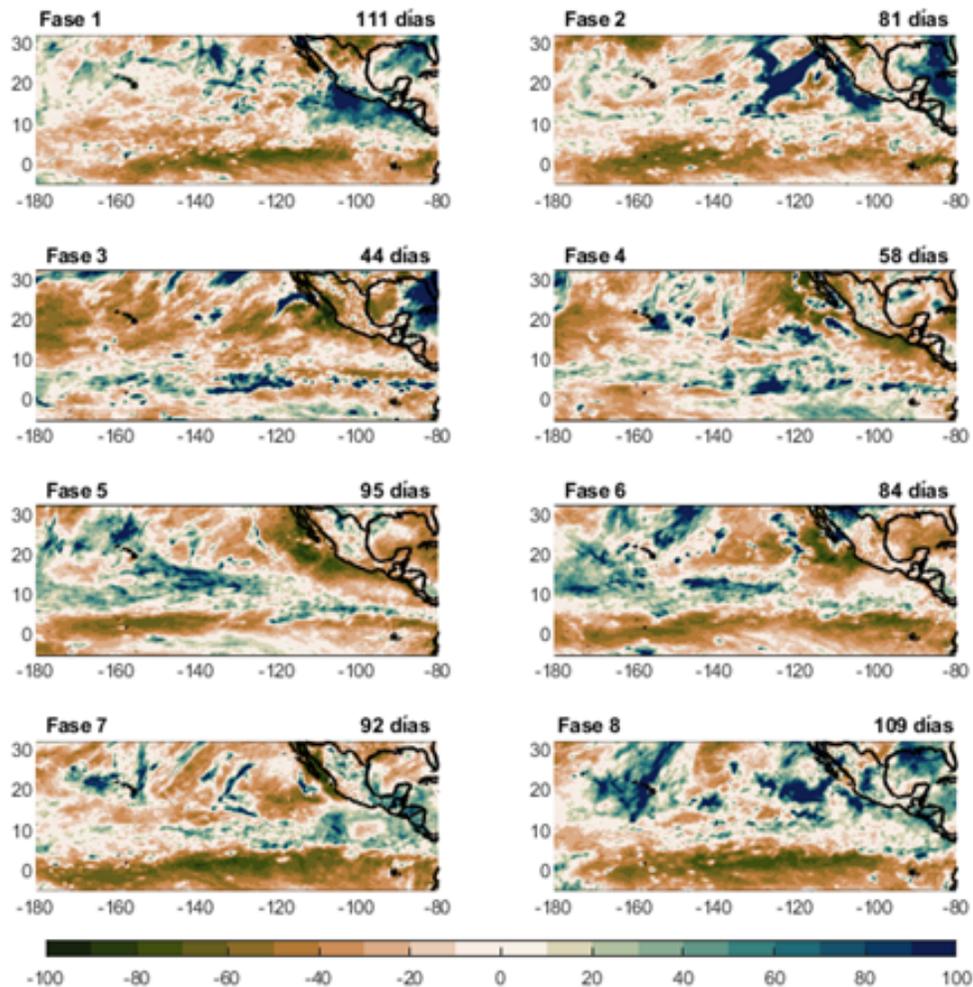


Figura 3.17. Como la figura 3.15, pero bajo condiciones neutrales.

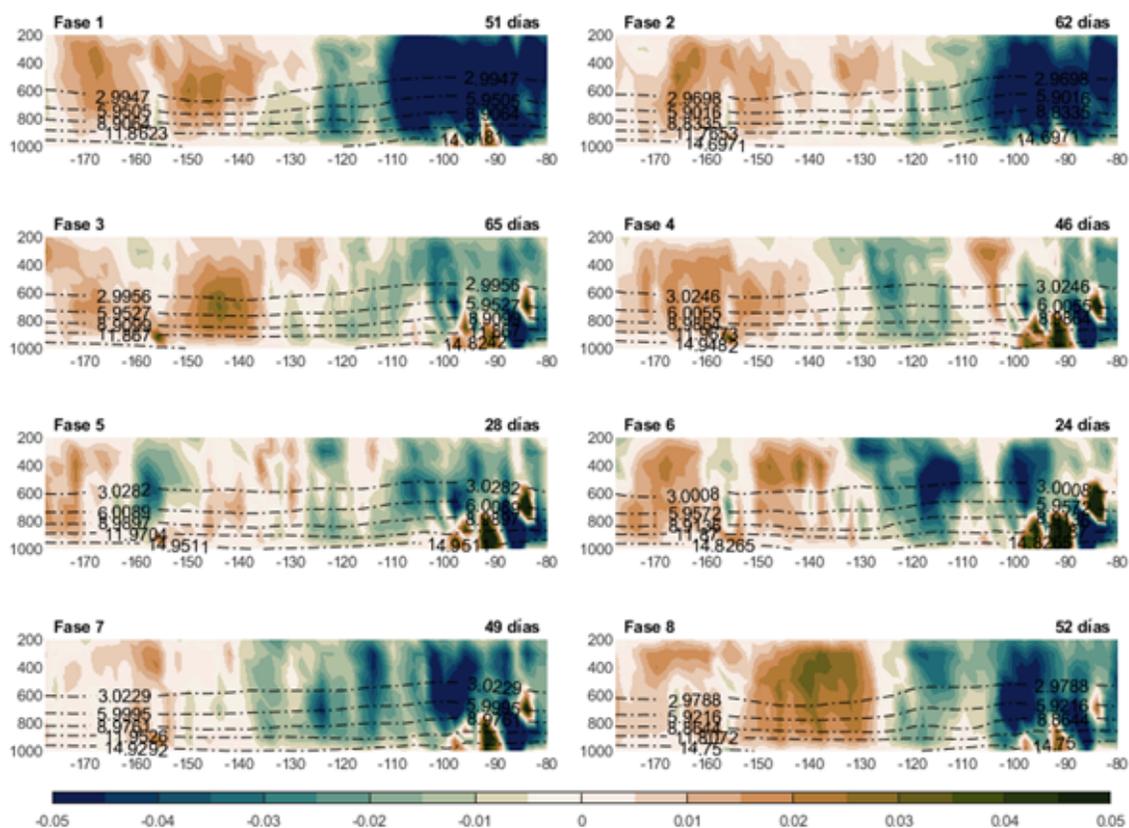
La fase neutral + la MJO se muestra en la figura 3.17. Aquí, los patrones de las anomalías porcentuales son parecidos a los descritos por el modo normal de la MJO (Figura 3.4), a excepción de la fase 2 que bajo condiciones neutrales del ENSO produce menos lluvia sobre la parte continental del país. También, es interesante mencionar que los patrones de las anomalías porcentuales para cada fase de la MJO entre condiciones El Niño y neutrales son similares, aunque la fase neutral induce anomalías menos intensas.

De manera general, las condiciones de El Niño, La Niña y neutrales tienen diferentes impactos en el comportamiento normal de la MJO. El Niño induce que algunas fases de la MJO sean más húmedas de lo normal. Por su parte, La Niña vuelve las anomalías porcentuales negativas y positivas mucho más intensas en comparación con el modo normal de la MJO, mientras que la fase neutral produce anomalías porcentuales parecidas al modo normal.

### **Velocidad vertical y humedad específica**

De la misma manera que se analizó un perfil vertical sobre el cinturón latitudinal de  $0^{\circ}\text{N}$  -  $10^{\circ}\text{N}$  (Figura 3.9), se realizó un análisis de los perfiles verticales de la velocidad vertical y la humedad específica para diferentes fases de la MJO bajo las tres fases del ENSO. De aquí en adelante, la zona de ascenso (región este) está ubicada en  $120^{\circ}\text{W}$ - $80^{\circ}\text{W}$  y la zona de descenso (región oeste) está ubicada en  $180^{\circ}\text{W}$ - $130^{\circ}\text{W}$ .

La estructura vertical de la atmósfera para las diferentes fases de la MJO bajo condiciones de El Niño (Figura 3.18) conserva el patrón observado en el modo normal de la MJO (Figura 3.9). Durante las fases 8, 1 y 2 permanecen movimientos ascendentes fuertes sobre la región este y movimientos descendentes intensos sobre la región oeste. Durante las fases 3 y 4, se fortalece la subsidencia (movimientos descendentes) sobre la región oeste. Sin embargo, durante las fases 5, 6 y 7, esta subsidencia se ve modificada, denotando que son fases de transición hacia regímenes pronunciados de ascensos y descensos en las regiones oeste y este, respectivamente.



**Figura 3.18.** *Perfiles verticales del cinturón latitudinal ( $0^\circ - 10^\circ N$ ) de la velocidad vertical ( $Pa/s$ , contornos sombreados) y la humedad específica (línea punteada) ( $kg * 1000/kg$ ) durante las fases de la MJO bajo condiciones de El Niño. Los valores negativos (positivos) de omega indican movimientos ascendentes (descendentes).*

Los compuestos de La Niña (Figura 3.19) muestran patrones de movimientos ascendentes (convección) y descendentes (subsistencia) más fuertes que el modo normal (Figura 3.9). Por ejemplo, las fases 8, 1 y 2, que producen más precipitación en continente durante el modo normal de la MJO, se caracterizan por tener subsistencia y convección más intensa bajo condiciones La Niña. Sin embargo, las fases 3, 4 y 5 presentan alternancias en los movimientos, denotando así la formación de celdas atmosféricas que pueden inhibir (movimientos descendentes) o favorecer (movimientos ascendentes) la convección. Este tipo de celdas no se observan en las fases 3 y 4 del modo normal de la MJO (Figura 3.9). Por su parte, la fase 6 produce una subsistencia bien delimitada en la región  $110^\circ W - 100^\circ W$ , que no existe durante el modo normal. Por último, durante la fase 7, existe una subsistencia anómala en la región  $160^\circ W - 130^\circ W$ , así como movimientos de convección en la región  $120^\circ W - 110^\circ W$ .

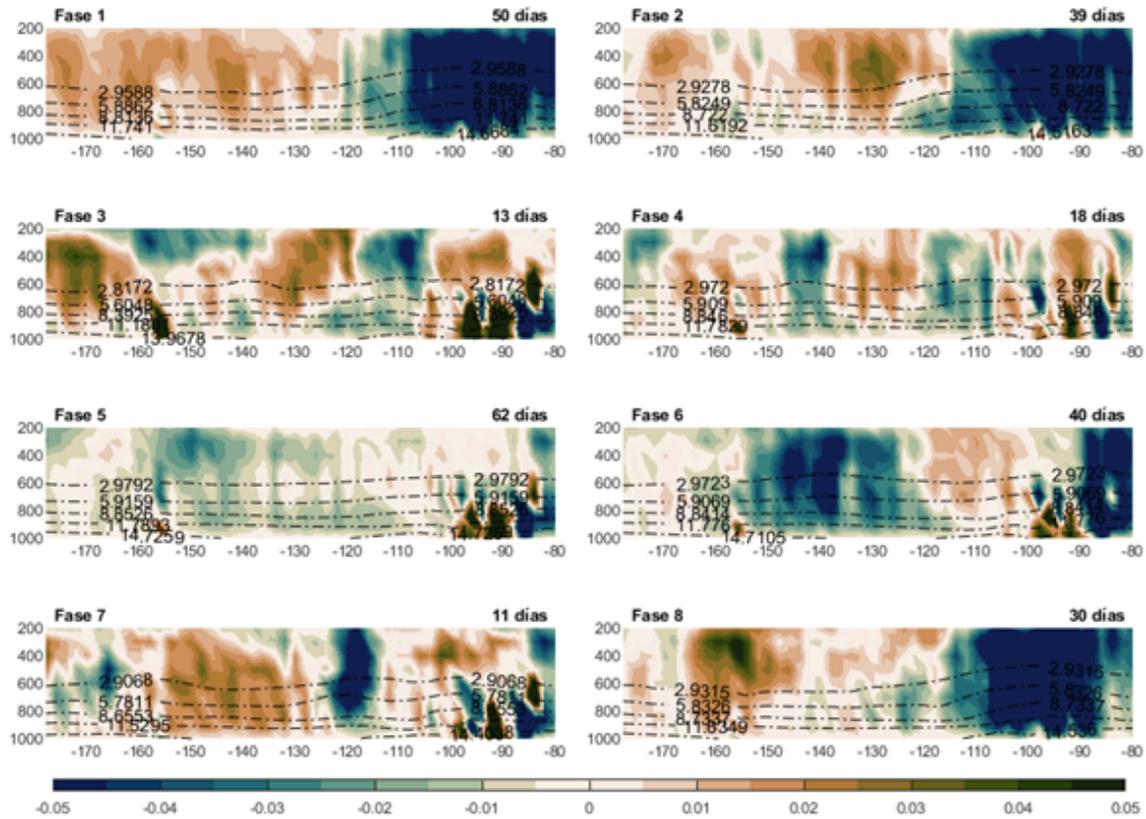


Figura 3.19. Como en la Figura 3.18 pero bajo condiciones de La Niña.

Bajo condiciones neutrales (Figura 3.20), los movimientos descendentes y ascendentes en la región oeste y este, respectivamente, conservan el mismo comportamiento observado en condiciones normales de la MJO (Figura 3.9), lo que también coincide con los resultados de las anomalías porcentuales de la precipitación diaria, pero para un dominio más grande.

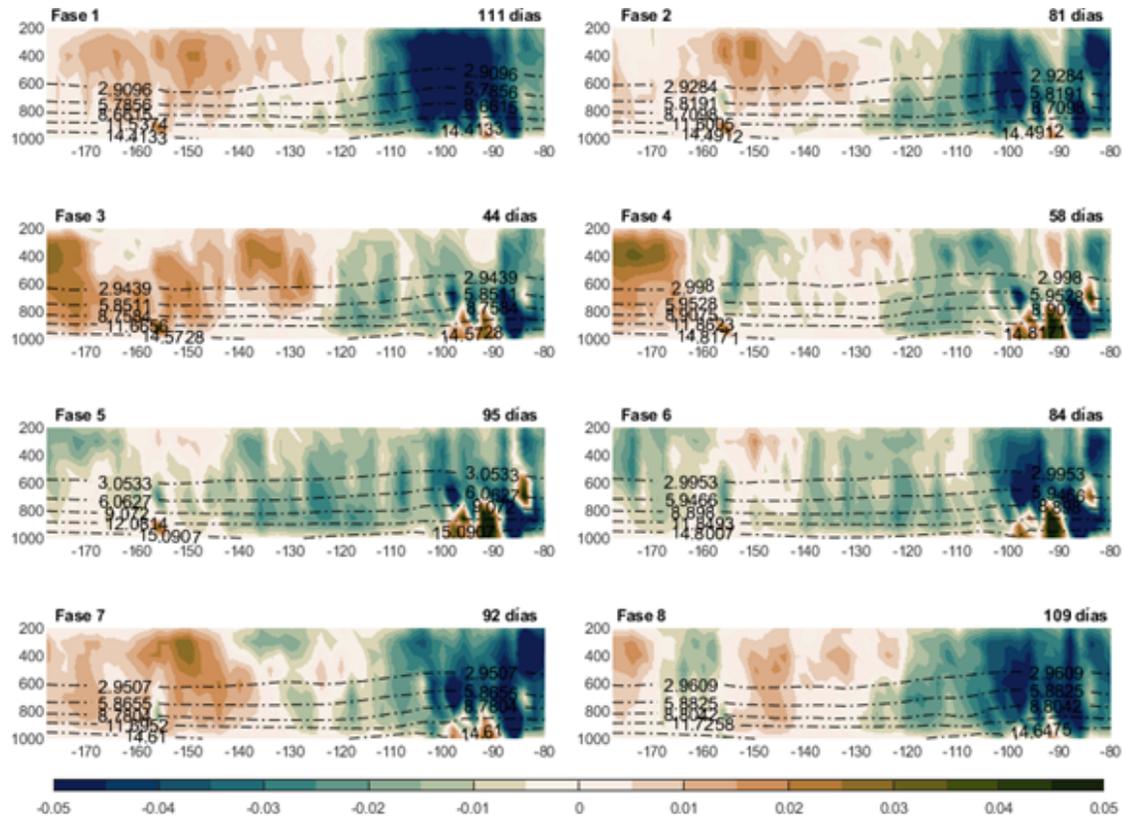


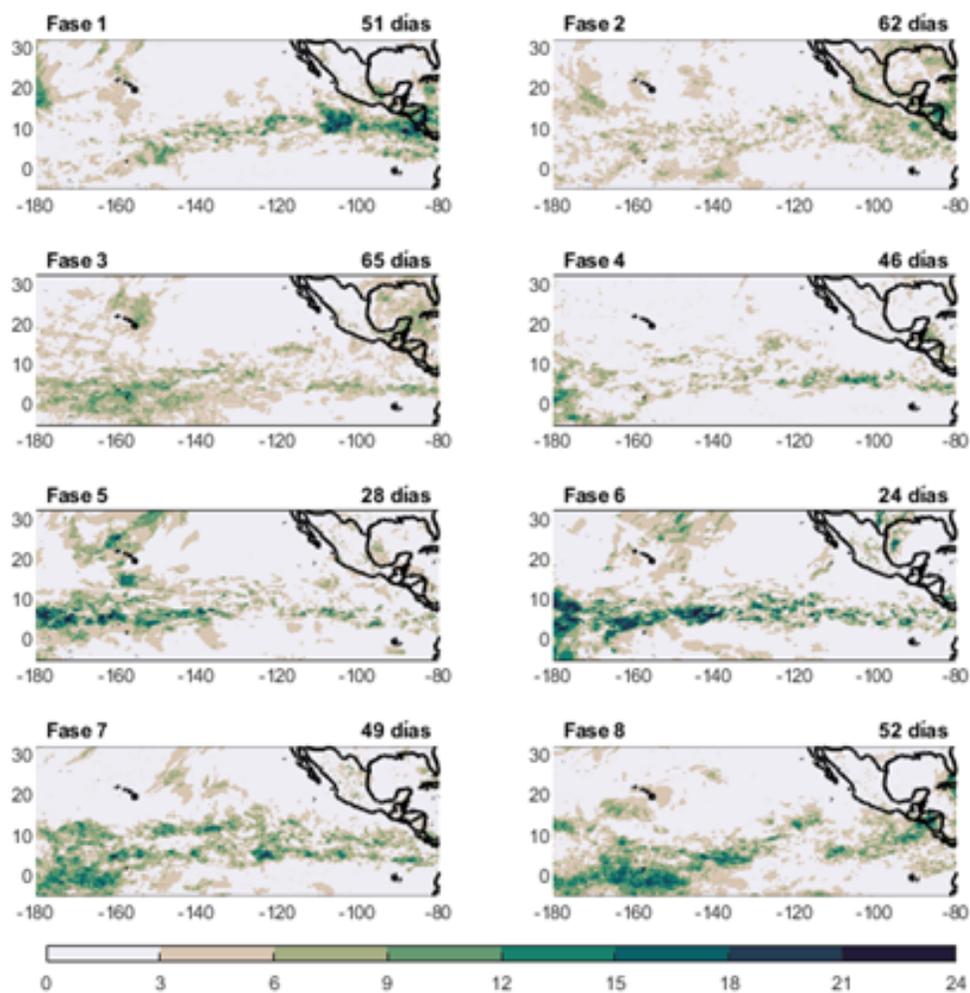
Figura 3.20. Como en la Figura 3.18 pero bajo condiciones neutrales.

### Eventos extremos de precipitación

En esta sección se muestran resultados del porcentaje de los días con eventos extremos de lluvia durante las fases de ENSO. Las figuras que contienen el número de eventos extremos se encuentran en el Anexo A.

Bajo condiciones El Niño (Figura 3.21), las fases 8 y 1 tienen hasta 18% de días extremos, definidos por los días que exceden el p95, sobre las costas del Pacífico mexicano y el Centroamérica. Por su parte, la fase 2 tiene un porcentaje de 3-6% de días extremos sobre las costas del Pacífico mexicano, mostrando una reducción de  $\sim 6\%$  de días extremos en esta misma región en condiciones normales de la MJO (Figura 3.10). Es interesante mencionar que, aunque las anomalías porcentuales de precipitación son mayores a 60% en esta región, existe en general una reducción en los porcentajes de días extremos en las fases 8, 1 y 2 bajo condiciones de El Niño. El resto de las fases poseen pocos o nulos días con eventos extremos cerca del continente.

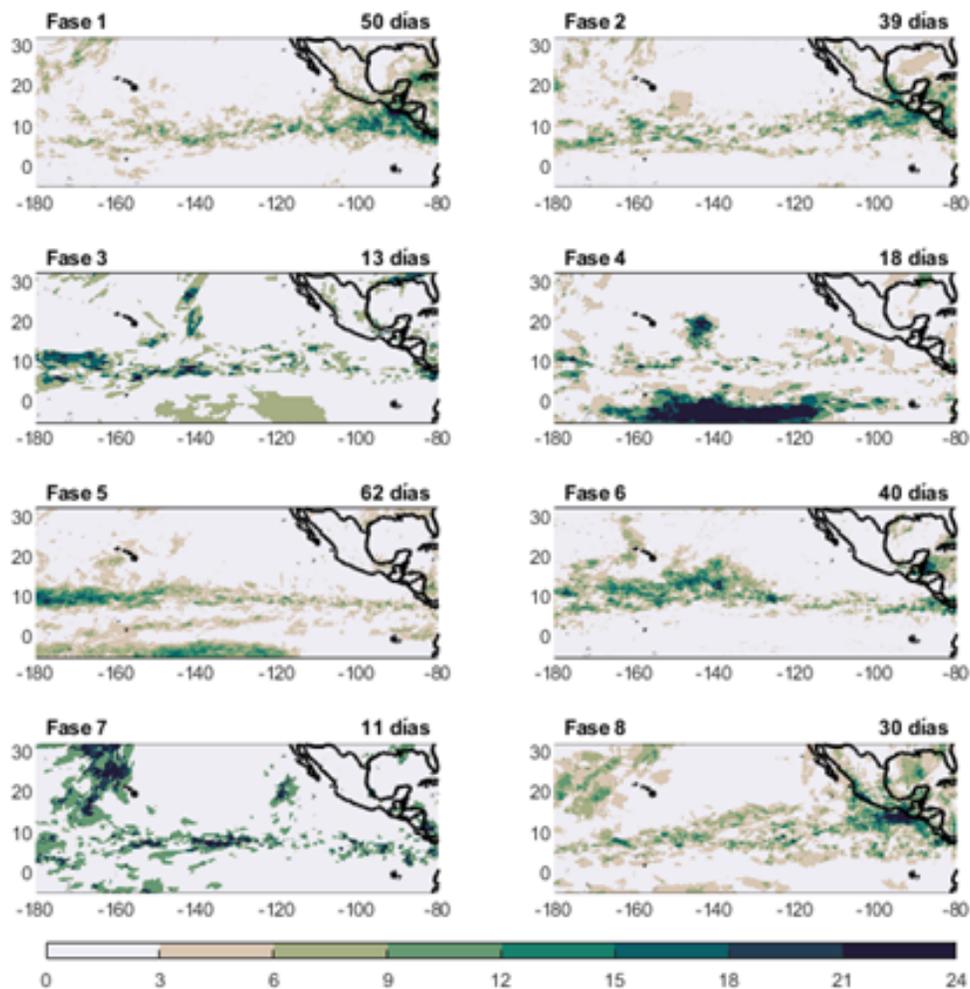
Por otro lado, el comportamiento sobre la franja tropical ( $0^{\circ}$ - $10^{\circ}$ N) cambia durante las fases 3, 5, 6, 7 y 8, en comparación con el modo normal de la MJO. La fase que tiene mayor porcentaje de eventos extremos es la fase 6, mientras que la mayor extensión de eventos extremos ocurre en la fase 8.



**Figura 3.21.** Porcentaje (%) de días con eventos extremos definidos por el percentil 95 con respecto al número de días de cada fase de la MJO bajo condiciones El Niño, con ERA5.

Bajo condiciones de La Niña (Figura 3.22), se tienden a producir más eventos extremos sobre la costa suroeste del país y sobre Centroamérica en las fases húmedas (8, 1 y 2). En comparación con el modo normal de la MJO (Figura 3.10), el número de días con precipitación extrema disminuye sobre estas regiones bajo condiciones La Niña. A partir de la fase 3, el porcentaje de los días con eventos extremos de lluvia tienden a distribuirse mayormente sobre

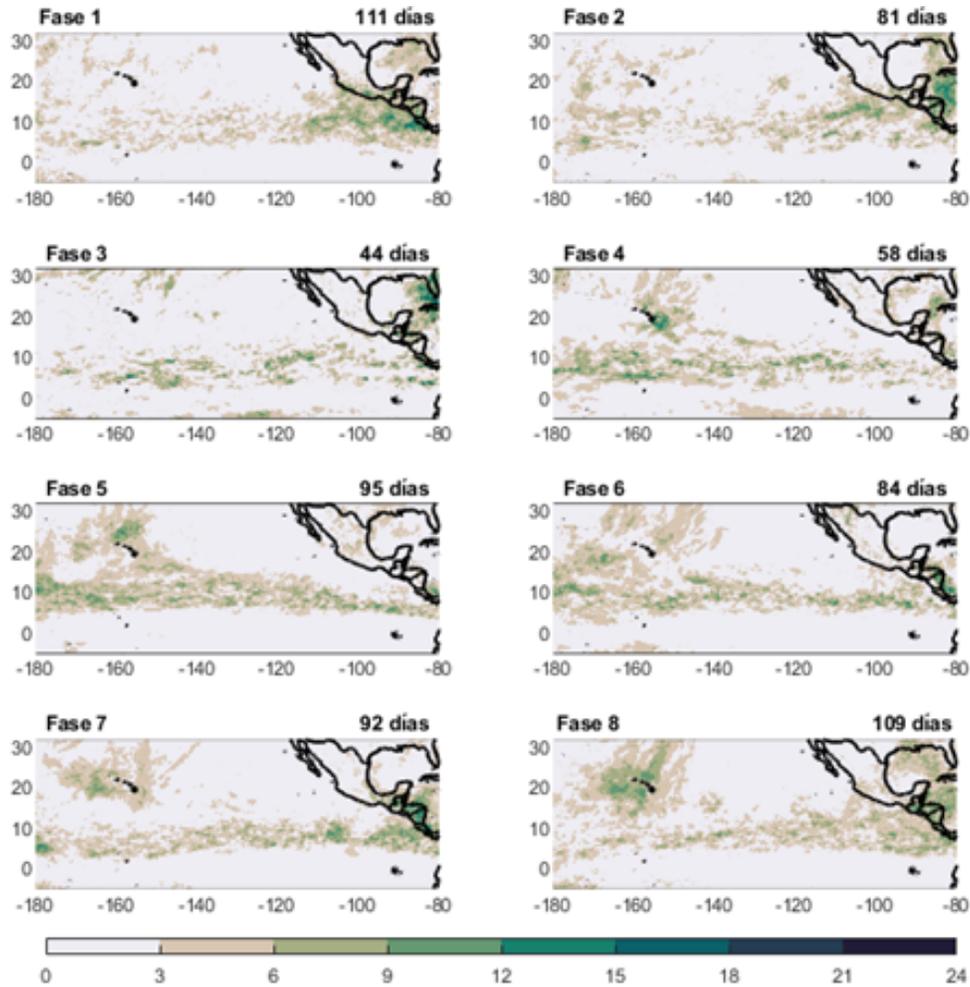
la franja tropical ( $0^{\circ}\text{N}$ - $10^{\circ}\text{N}$ ) y alcanzan su máximo en la fase 4. En general, La Niña induce un menor porcentaje de eventos extremos sobre el océano Pacífico y sobre la costa oeste del país y podría deberse a la presencia de aguas frías que no producen convección profunda sobre el océano, como se verá en la sección 3.2.2.



**Figura 3.22.** Como en la figura 3.21, pero bajo condiciones La Niña.

Bajo condiciones neutrales de ENSO (Figura 3.23), las fases 8, 1, 2 y 3 de la MJO continúan teniendo presencia de eventos extremos sobre las costas y el continente, ya que el 3 %-12 % de sus días son eventos extremos. Por su parte, las fases 4, 5, 6 y 7 describen una mayor actividad de eventos extremos sobre la franja tropical ( $0^{\circ}\text{N}$ - $10^{\circ}\text{N}$ ) y hacia al norte de esta franja. De manera general, el porcentaje de los eventos extremos de precipitación para cada fase de la MJO bajo condiciones neutrales se parece al modo normal de la MJO (Figura 3.10) —en términos de la

distribución de días extremos sobre la malla—, debido a que no existe ningún forzante interanual que modifique la señal intraestacional de la MJO.



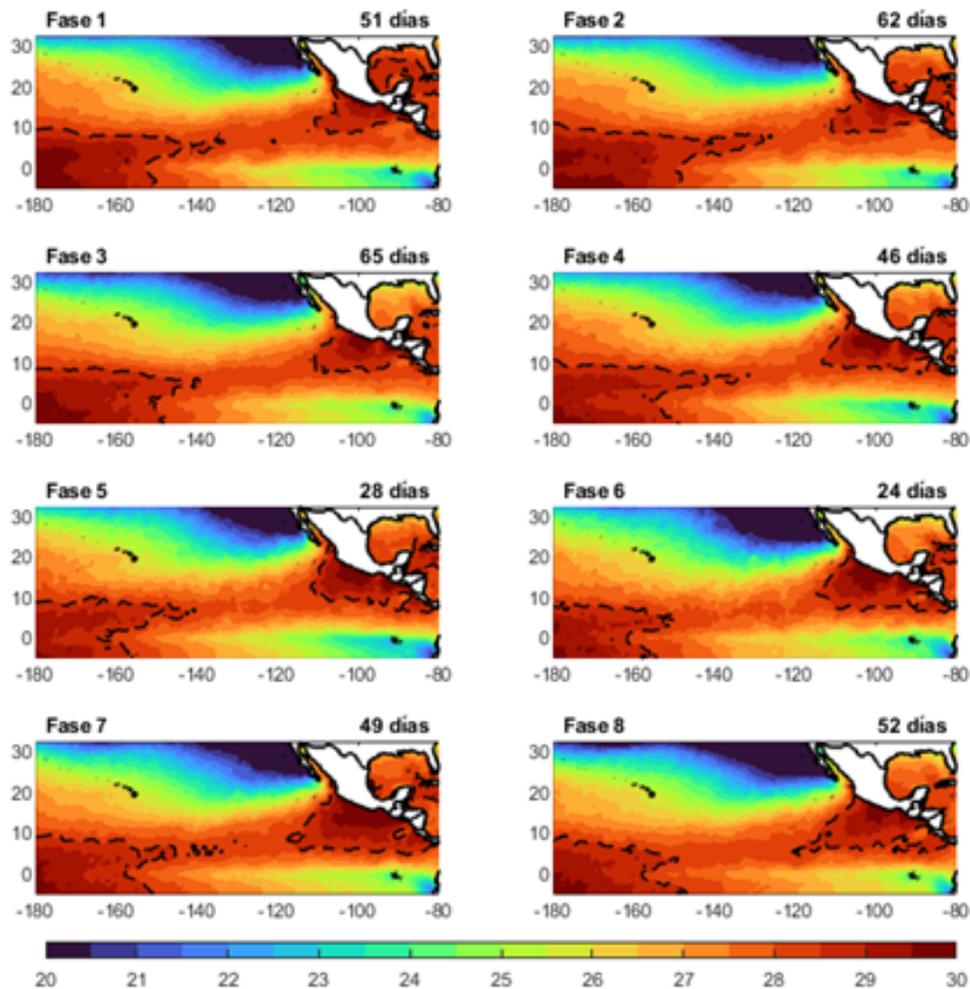
**Figura 3.23.** Como en la figura 3.21, pero bajo condiciones neutrales.

De manera general, El Niño produce porcentajes más grandes de eventos extremos de precipitación sobre las regiones oceánicas y continentales durante las fases 2 y 5, mientras que los porcentajes más grandes de eventos extremos sobre el océano (lejos de las costas) ocurren durante las fases 3 y 7. Bajo condiciones La Niña, existe un menor porcentaje de eventos extremos de precipitación en todas las fases, con respecto al modo normal (Figura 3.10). Finalmente, la fase Neutral es parecida al modo normal de la MJO.

### 3.2.2. Respuesta oceánica a la combinación de las fases de la MJO con el ENSO

En esta sección se discutirá la influencia del ENSO en el comportamiento intraestacional de la MJO, usando los compuestos de la temperatura superficial del mar, el contenido de calor oceánico y sus anomalías. El anexo B presenta las anomalías de la WHWP para cada fase de la MJO con el ENSO.

#### Temperatura superficial del mar



**Figura 3.24.** Temperatura promedio de la superficie del mar ( $^{\circ}\text{C}$ ) durante las fases de la MJO bajo condiciones de El Niño. La línea punteada representa la isoterma de  $28.5^{\circ}\text{C}$  que define la alberca de agua caliente del este (AACPE, lado izquierdo) y del oeste (WHWP, lado derecho).

Bajo condiciones de El Niño (Figura 3.24), existen temperaturas más cálidas en comparación del modo normal de la MJO, debido a las temperaturas cálidas inducidas por la señal de El Niño en el Pacífico tropical y, por lo tanto, las áreas de la WHWP y la AACPE son más grandes. Durante las fases 1 y 2, la WHWP tiene temperaturas de hasta  $29.5^{\circ}\text{C}$ , y comprende un área más grande que durante estas fases del modo normal de la MJO (Figura 3.5). Durante las fases 3 y 4, no se observa un cambio drástico en el área que comprende la WHWP. Sin embargo, en las fases 3 a 7 es posible observar que el área de la WHWP se expande, y aumentan sus temperaturas (SSTs  $>29^{\circ}\text{C}$ ). LA AACPE destaca un comportamiento inverso al de la WHWP.

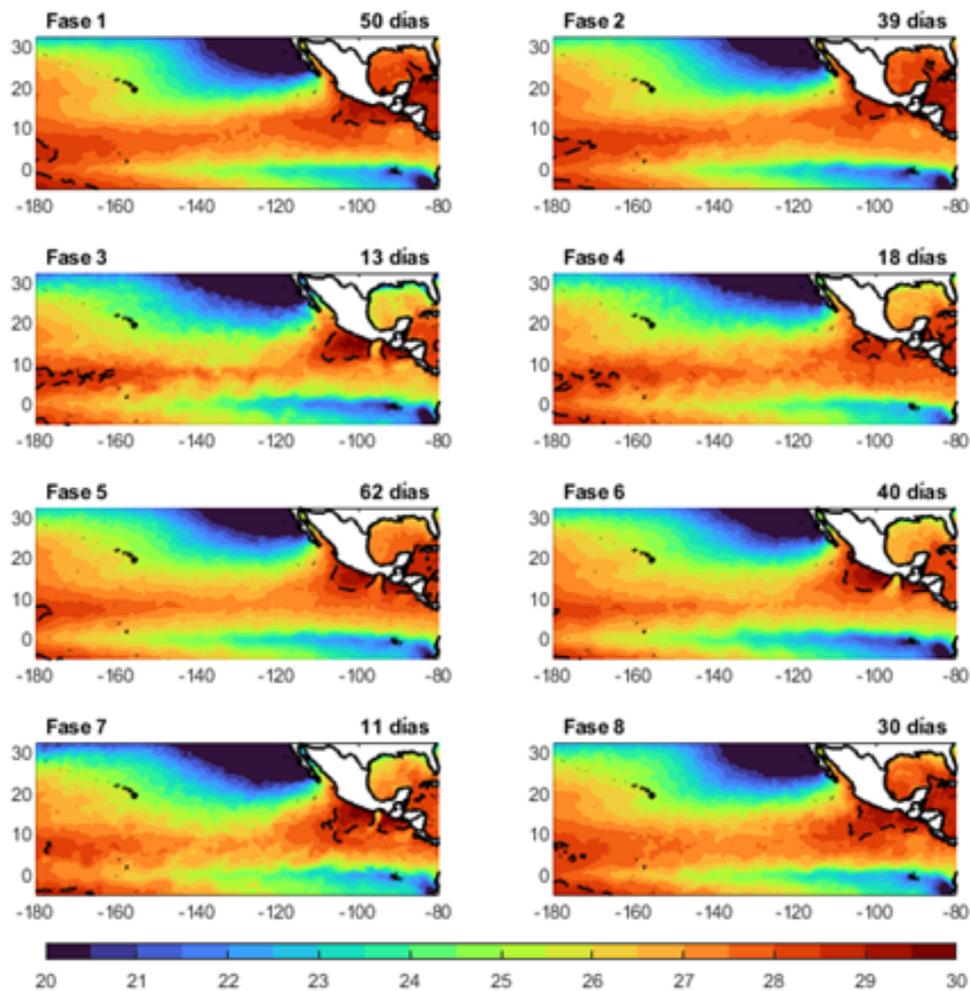


Figura 3.25. Como en la Figura 3.24, pero bajo condiciones de La Niña.

Bajo condiciones La Niña (Figura 3.25), las características de la WHWP cambian radicalmente en comparación con las condiciones El Niño (Figura 3.24) y el modo normal de la MJO

(Figura 3.5), ya las temperaturas que dominan el Pacífico Tropical son frías y esto repercute en la extensión de WHWP, posiblemente vinculado con ondas oceánicas que transportan aguas frías hacia las costas del Pacífico mexicano. Bajo condiciones neutrales (Figura 3.26), la WHWP no muestra cambios evidentes en comparación con el modo normal de la MJO.

En resumen, el ENSO influye la extensión de la WHWP y las SSTs de cada fase de la MJO. Bajo condiciones El Niño, las SSTs tienen valores altos, y aumenta la extensión de la WHWP. Por su parte, las condiciones La Niña hace que las SSTs sean más frías y se reduzca la extensión de la WHWP. Las condiciones neutrales, como se ha mencionado anteriormente sobre la respuesta atmosférica, son muy parecidas al modo normal de la MJO —en este caso conserva la distribución y evolución de la WHWP y AACPE a lo largo de las fases—, ya que no existe ningún forzante interanual que modifique la señal de la MJO.

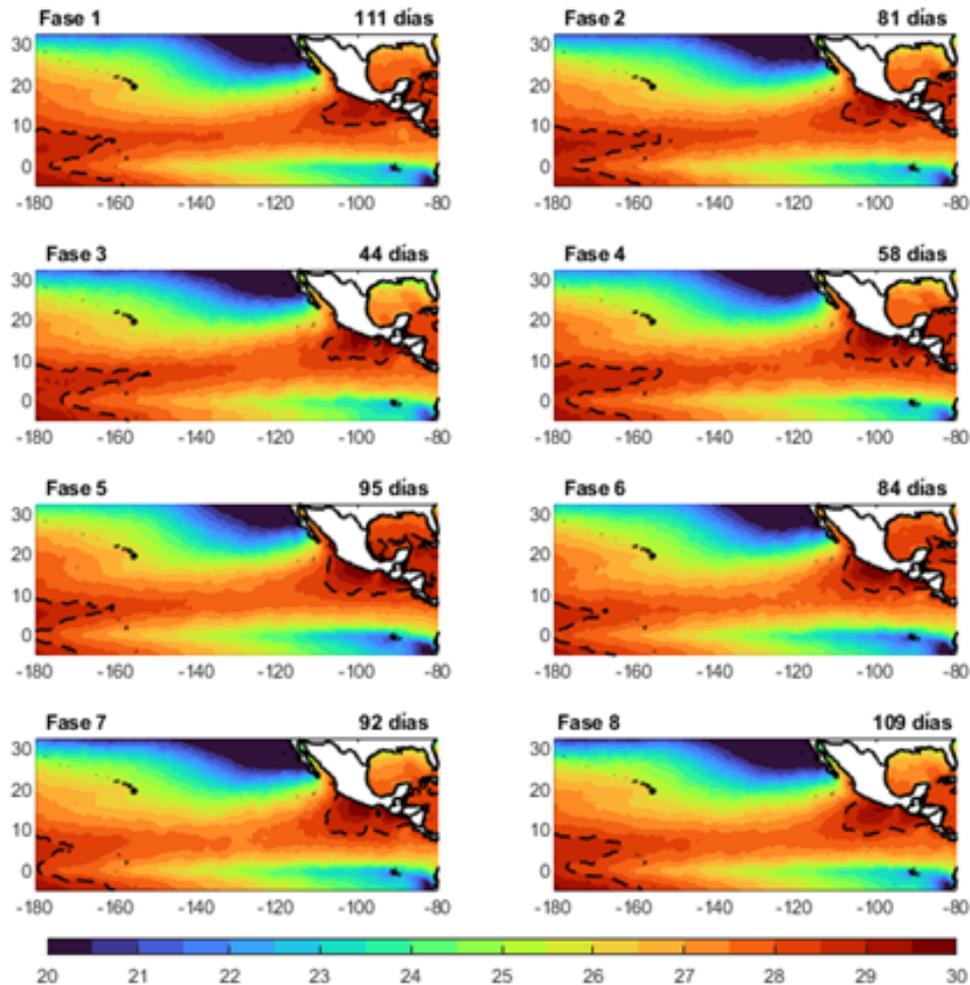
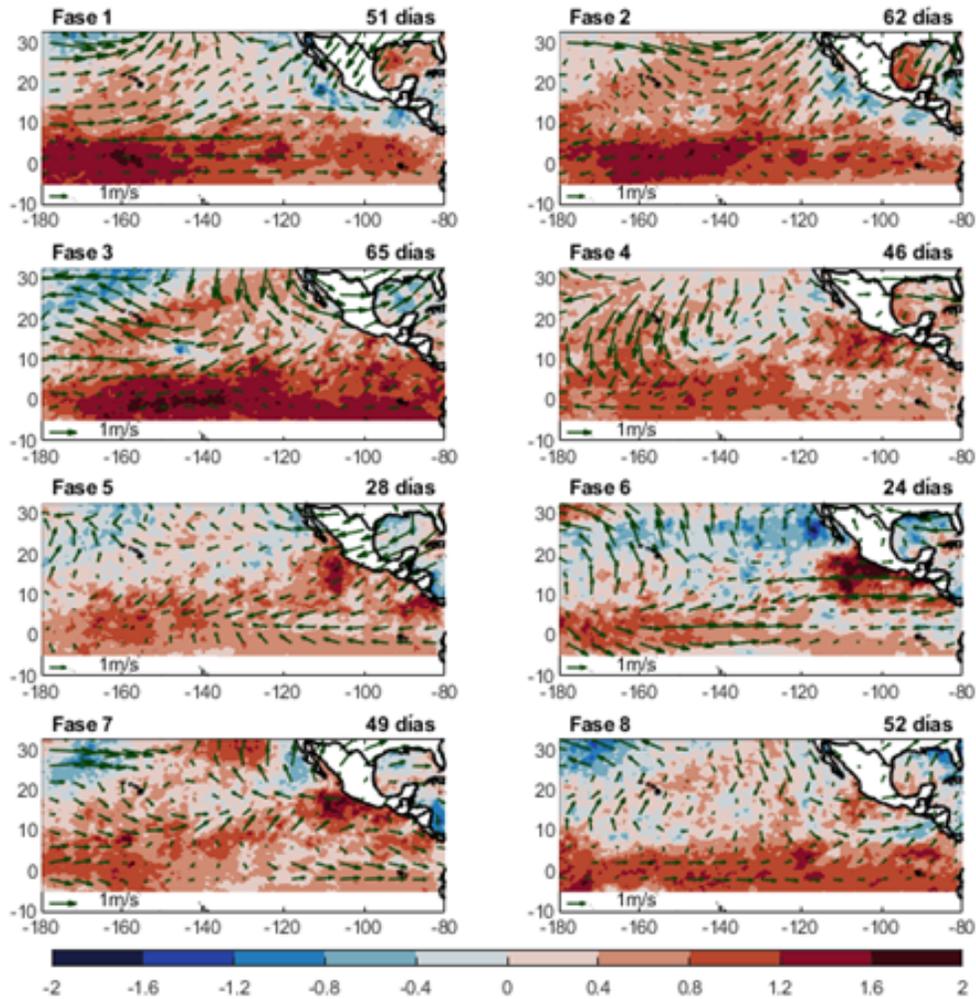


Figura 3.26. Como en la Figura 3.24, pero bajo condiciones neutrales.

### Anomalías de la temperatura superficial del mar y viento a 10 m

Las figuras 3.27, 3.28 y 3.29 contienen las anomalías estandarizadas por cada fase de ENSO, y los vientos a 10 m. Debido a la intensidad de las anomalías de las SSTs durante El Niño y La Niña, los intervalos oscilan de -2 a 2, a diferencia de las anomalías de las SSTs del modo normal de la MJO (Figura 3.6) que se graficaron de -1 a 1.



**Figura 3.27.** Anomalías estandarizadas de SSTs ( $^{\circ}\text{C}$ ) y viento a 10 m ( $\text{m/s}$ ) durante las fases de la MJO bajo condiciones El Niño. El tamaño del vector que se usa en todas las fases representa 1  $\text{m/s}$ .

Bajo condiciones de El Niño (Figura 3.27), las anomalías positivas estandarizadas de SSTs dominan sobre el océano Pacífico del este. Durante las fases 1 y 2, prevalecen anomalías negativas débiles sobre las costas, sin embargo, durante las fases 3-8, desaparecen. Es interesante mencionar que los vientos a 10 m durante las fases 1, 2, 3, 4, 7 y 8 están debilitados en compa-

ración del modo normal de la MJO. No obstante, el régimen de vientos cambia completamente durante la fase 5, ya que provienen del este, mientras que durante la fase 6 parece haber un “westerly wind burst” (Sullivan et al., 2021) —al igual que en las fases 1 y 2, pero de menor magnitud—, probablemente asociado a la circulación atmosférica del ENSO. En la última fase los vientos de la franja tropical permanecen hacia el este, sobre el país toman un comportamiento ciclónico y en  $140^{\circ}\text{W}$ - $120^{\circ}\text{W}$  y  $10^{\circ}\text{N}$ - $20^{\circ}\text{N}$  se manifiesta una zona de convergencia de baja magnitud. También, debido a la influencia de El Niño, existe una ciclicidad en la intensidad de las anomalías positivas estandarizadas de las SSTs en la franja de  $5^{\circ}\text{S}$ - $10^{\circ}\text{N}$ , teniendo máximos desde la fase 1 hasta la fase 3 y posteriormente, experimentan un debilitamiento desde la fase 4 a la fase 8.

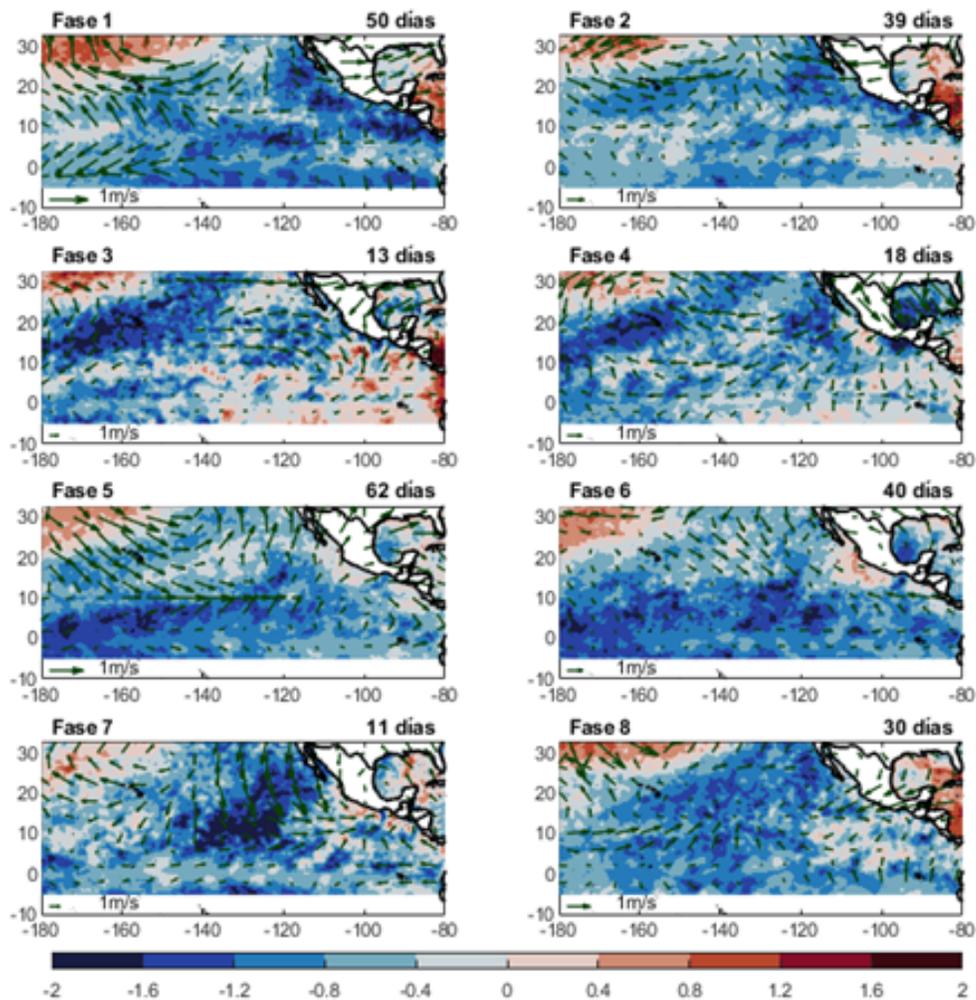


Figura 3.28. Como en la figura 3.27, pero bajo condiciones La Niña.

Bajo condiciones La Niña (Figura 3.28), de manera inversa a la señal de El Niño en las anomalías de las SSTs, dominan las temperaturas anómalamente frías en gran parte del océano Pacífico durante todas las fases de la MJO, debido a la influencia de la fase fría del ENSO. También, el régimen de vientos a 10 *m* para cada fase de la MJO es diferente en comparación del modo normal de la MJO. Por ejemplo, durante la fase 1, existe una inversión del patrón de los vientos en comparación del modo normal de la MJO. Principalmente, en la franja de 0°N-10°N existen vientos mayormente del este, lo que corresponde al fortalecimiento de los vientos alisios bajo condiciones de La Niña. En la fase 2, existen movimientos ciclónicos en las latitudes subtropicales (10°N -30°N) parecidos a la fase 2 del modo normal. Por su parte, durante la fase 3, existe un movimiento anticiclónico cercano a las costas de México en la franja de 10°N-30°N. Durante la fase 4, existen vientos alisios que tienen un régimen parecido al modo normal. Sin embargo, durante la fase 5, existen vientos anómalos del oeste, que no existen en el modo normal. La fase 6 mantiene vientos débiles sobre la franja tropical. Posteriormente, la fase 7 muestra vientos del norte que descienden sobre la parte oeste de México. Probablemente, tienen asociados masas de aire seco (en verano) para que existan anomalías negativas porcentuales de precipitación (Figura 3.15). Finalmente, durante la fase 8, existen vientos anómalos a 10 *m* que provienen del este sobre la franja de 10°N-20°N en México, en comparación con el modo normal. Es interesante mencionar que el régimen de vientos a 10 *m* sobre la región de 0°N-10°N y 180°W-140°W es similar al patrón de vientos del modo normal, por lo que pareciera indicar que los cambios en el régimen de vientos a 10 *m*, bajo condiciones La Niña, ocurren cerca de México en la mayoría de las fases de la MJO.

Bajo condiciones neutrales (Figura 3.29), las anomalías estandarizadas de las SSTs tienen el mismo patrón que el modo normal de la MJO. De la misma manera, los patrones de los vientos a 10 *m* son muy similares a los encontrados durante el modo normal (Figura 3.15).

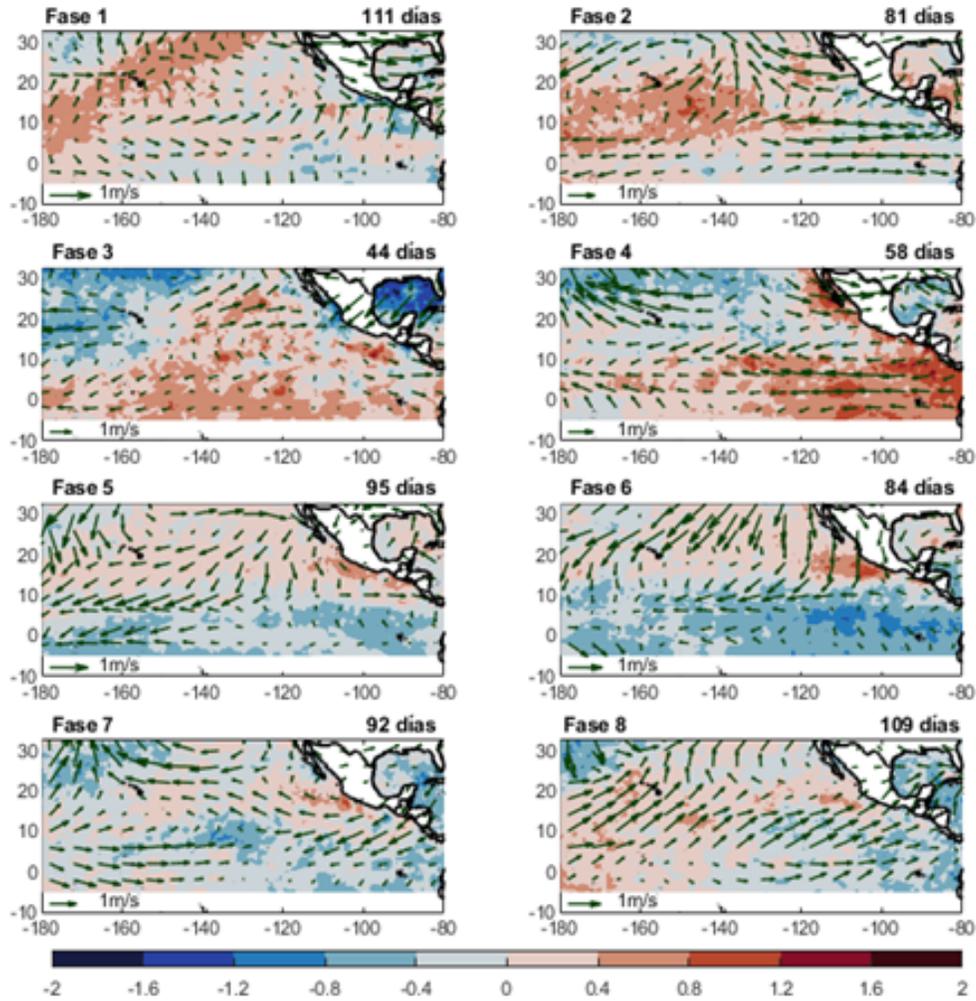


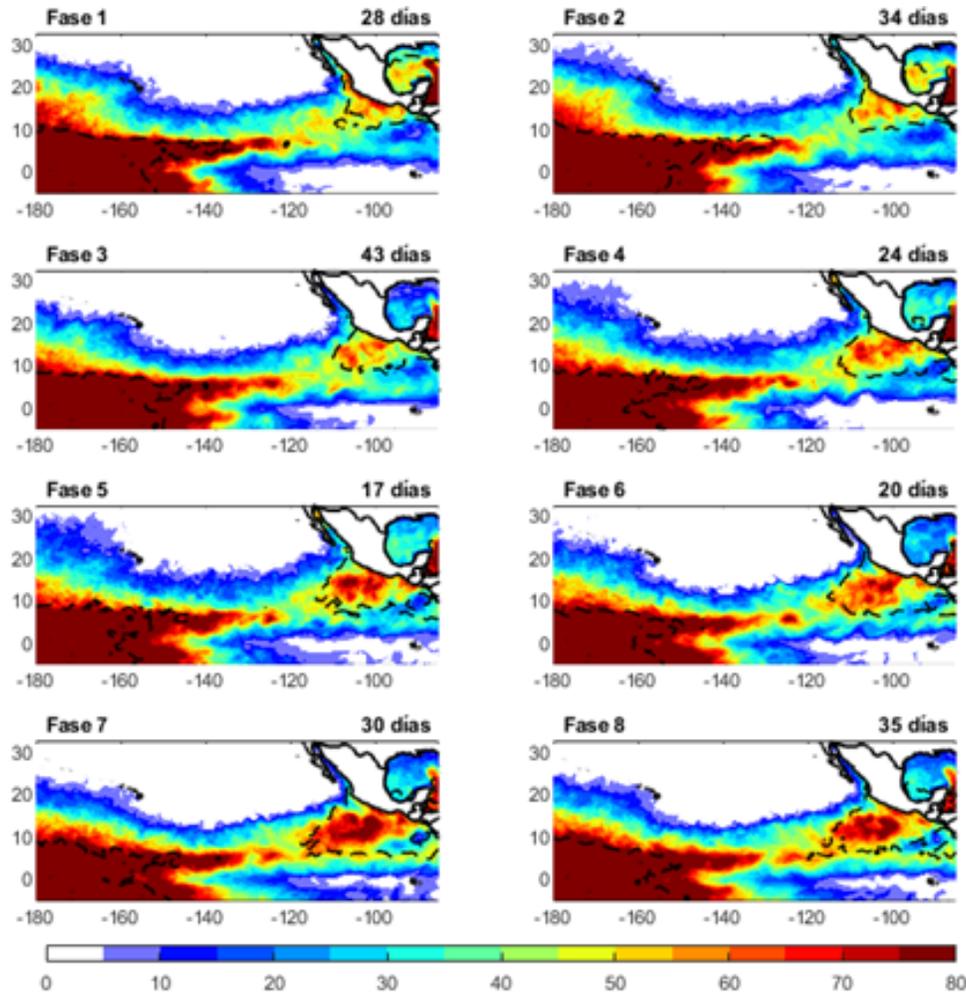
Figura 3.29. Como en la figura 3.27, pero bajo condiciones neutrales.

### Contenido de calor oceánico y sus anomalías

Bajo condiciones El Niño (Figura 3.30), el comportamiento del OHC es parecido al de las SSTs para cada fase de la MJO.

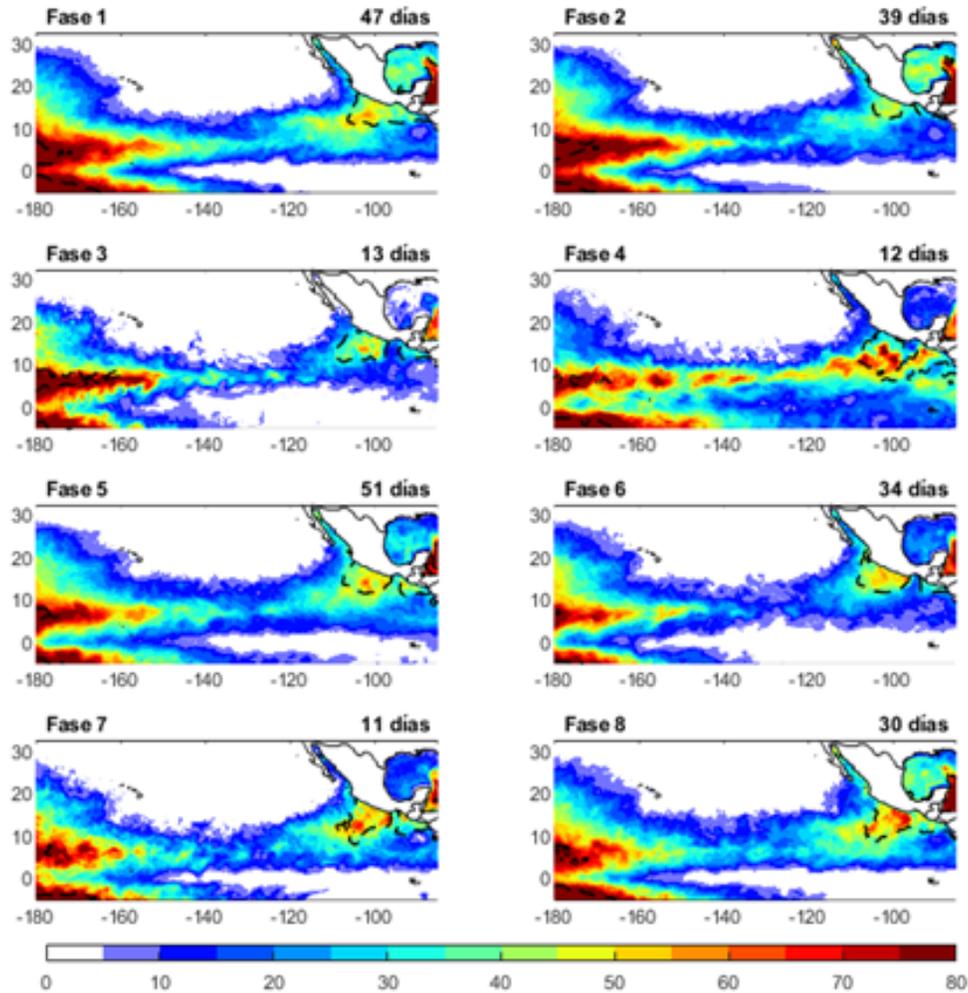
Se observa que la presencia de El Niño induce OHC superiores a  $60 \text{ kJ/cm}^2$ , en comparación con el comportamiento de las fases de la MJO en condiciones normales en el periodo 1996-2012 (Figura 3.7). Es importante mencionar que, aunque existe una influencia interanual en el comportamiento del OHC, es posible observar una ciclicidad en el OHC sobre la región de la WHWP. El ciclo empieza durante las fases 1 y 2, y aumenta con cada fase, alcanzando su

máximo ( $>80 \text{ kJ/cm}^2$ ) durante la fase 7 y disminuyendo hacia la fase 8. Por su parte, la región de la AACPE describe un comportamiento inverso con respecto a las costas mexicanas.



**Figura 3.30.** *Contenido de Calor Oceánico promedio ( $\text{kJ/cm}^2$ ) durante las fases de la MJO bajo condiciones El Niño. La línea punteada representa la isoterma de  $28.5^\circ\text{C}$  que define la alberca de agua caliente promedio de 1996-2012.*

Bajo condiciones La Niña (Figura 3.31), la respuesta oceánica de la OHC es similar a la mostrada en las SSTs para cada fase de la MJO (Figura 3.25). La Niña induce SSTs más frías y, por lo tanto, OHC menores a  $60 \text{ kJ/cm}^2$  dominan gran parte del océano Pacífico del este. Por otra parte, la WHWP sigue mostrando una ciclicidad en su tamaño, que es más pequeño durante las fases 1 a 4 y se expande durante las fases 5 a 8.



**Figura 3.31.** Como en la figura 3.30, pero bajo condiciones La Niña.

Bajo condiciones neutrales del ENSO (Figura 3.32), su comportamiento es similar al modo normal de la MJO (Figura 3.7). Del mismo modo que se presentó en las fases anteriores del ENSO, es posible observar una ciclicidad en el tamaño e intensidad en la región de la WHWP, junto con el comportamiento inverso de la AACPE.

En resumen, el ENSO cambia la respuesta oceánica durante las fases de la MJO (tanto en las SSTs como en el OHC). Además, la extensión de la WHWP también se ve alterada por la combinación de la MJO y el ENSO. Sería interesante que en un futuro se analizara cómo la distribución de peces —que a su vez influye en la eficiencia de la actividad pesquera— se ve afectada por esta combinación de variabilidades naturales.

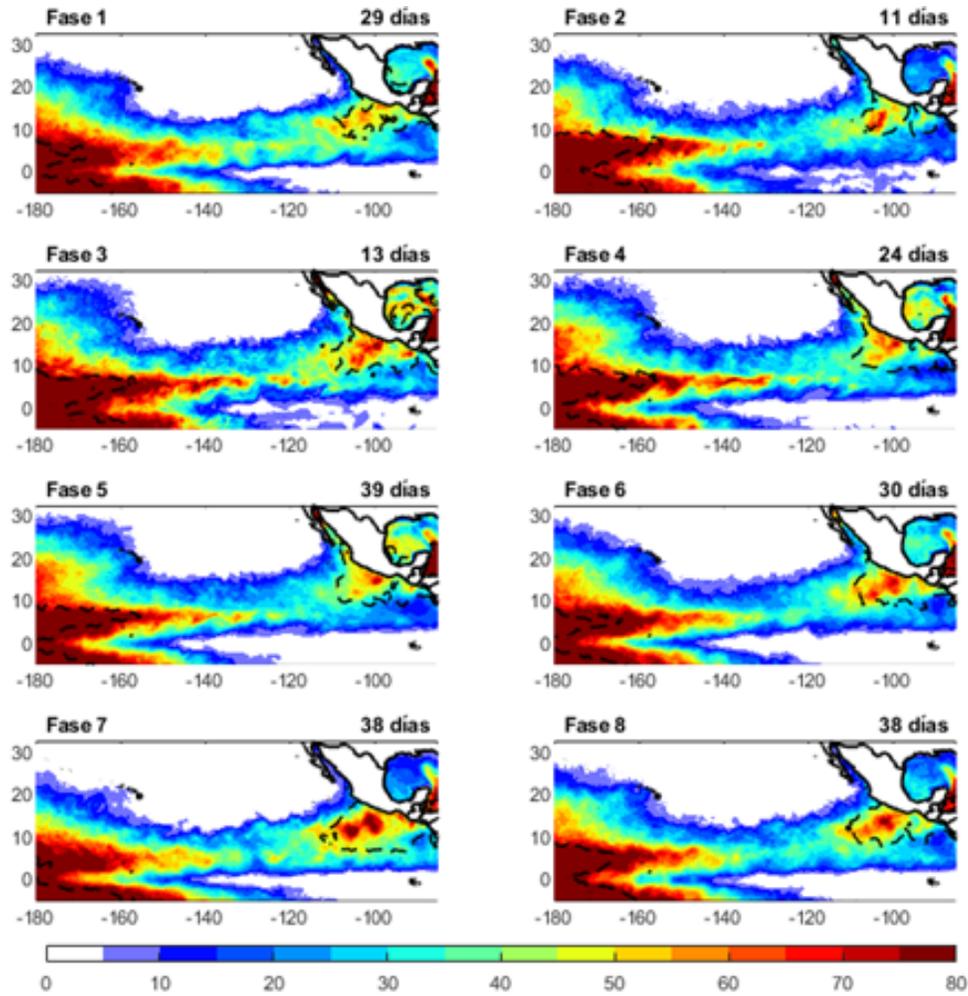
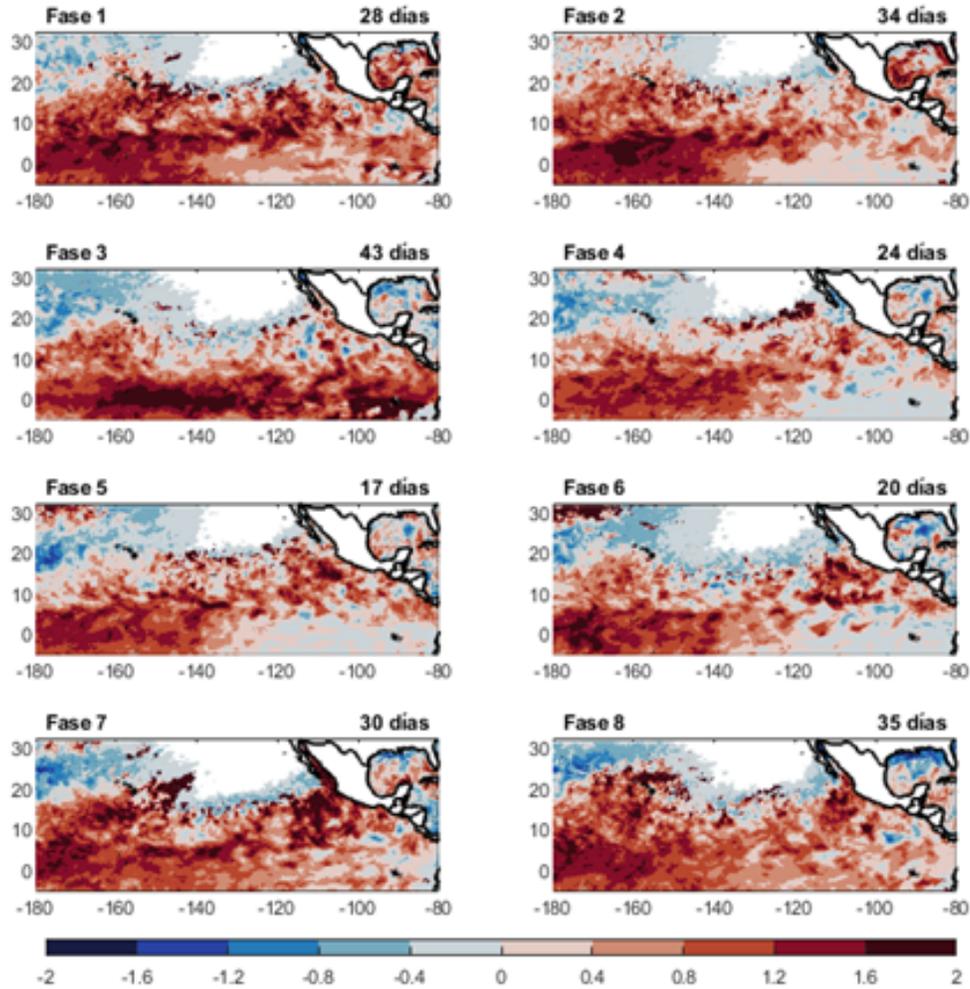


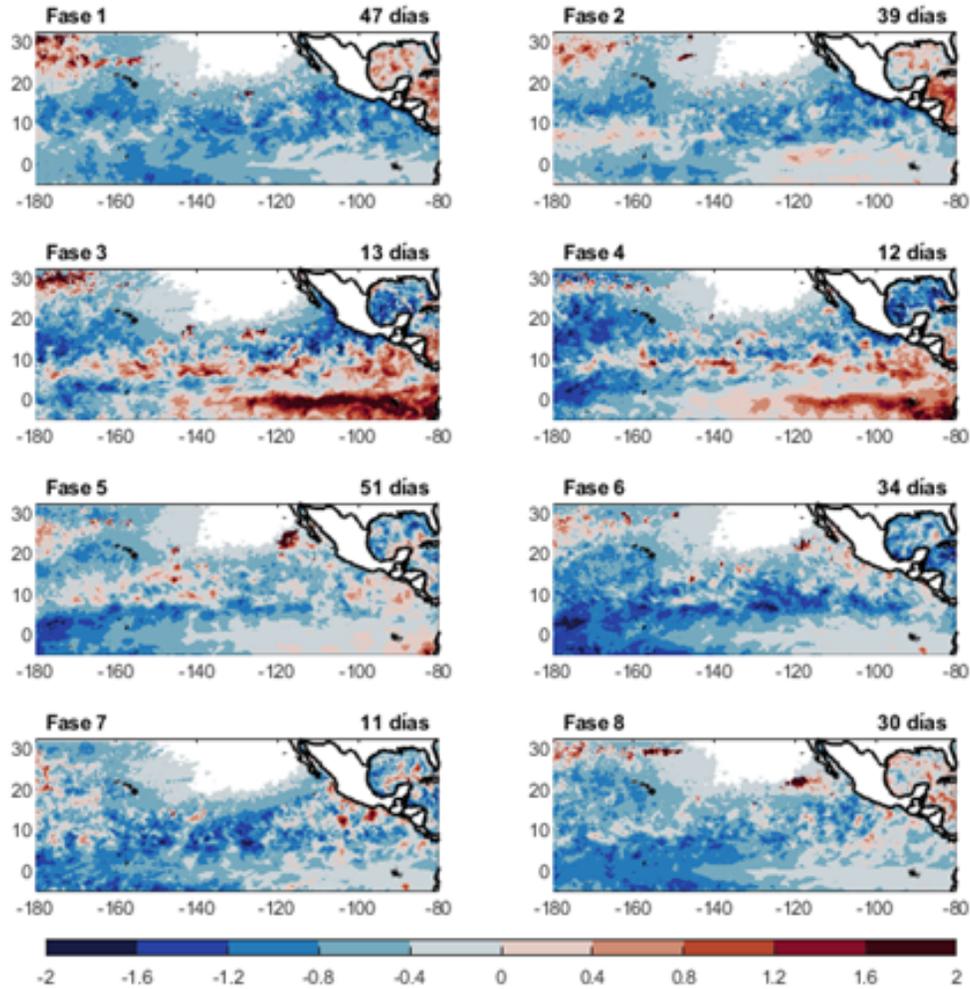
Figura 3.32. Como en la figura 3.30, pero bajo condiciones neutras.

La figura 3.33 muestra las anomalías del OHC durante las condiciones El Niño en el periodo 1996-2012. Durante esta fase del ENSO, existe un calentamiento intenso sobre toda la columna de agua sobre todo el océano Pacífico del este. Particularmente, durante la fase 7 de la MJO, es posible observar que existe un calentamiento anómalo de  $2 \text{ kJ/cm}^2$  en el OHC sobre el mar de Cortés y que se reduce en extensión hacia la fase 8 de la MJO.



**Figura 3.33.** Anomalías estandarizadas de OHC ( $\text{kJ}/\text{cm}^2$ ) durante las fases de la MJO bajo condiciones El Niño en el periodo 1996-2012. Las regiones que carecen de color rojo y azul son parte del continente, o zonas donde los valores de OHC son igual a cero.

Dicho calentamiento anómalo no existe bajo condiciones La Niña (Figura 3.34) y es posible observar que un enfriamiento anómalo de hasta  $-1.2 \text{ kJ}/\text{cm}^2$  domina el océano Pacífico del este, a excepción de las fases 3 y 4. Estas fases de la MJO se han caracterizado por ser las que más tiene contenido de calor oceánico, como se mostró en la figura 3.8.



**Figura 3.34.** Como en la figura 3.33, pero bajo condiciones La Niña

Bajo condiciones neutrales (Figura 3.35), existen anomalías débiles positivas y negativas del OHC en el océano Pacífico del este. Además, predominan anomalías positivas de OHC ( $>1.2 \text{ kJ}/\text{cm}^2$ ) en la región de  $5^\circ\text{N}$ - $20^\circ\text{N}$  y  $180^\circ\text{W}$ - $160^\circ\text{W}$ . El comportamiento de las anomalías del OHC durante esta fase del ENSO es más débil en comparación con las anomalías para cada fase de la MJO (Figura 3.8).

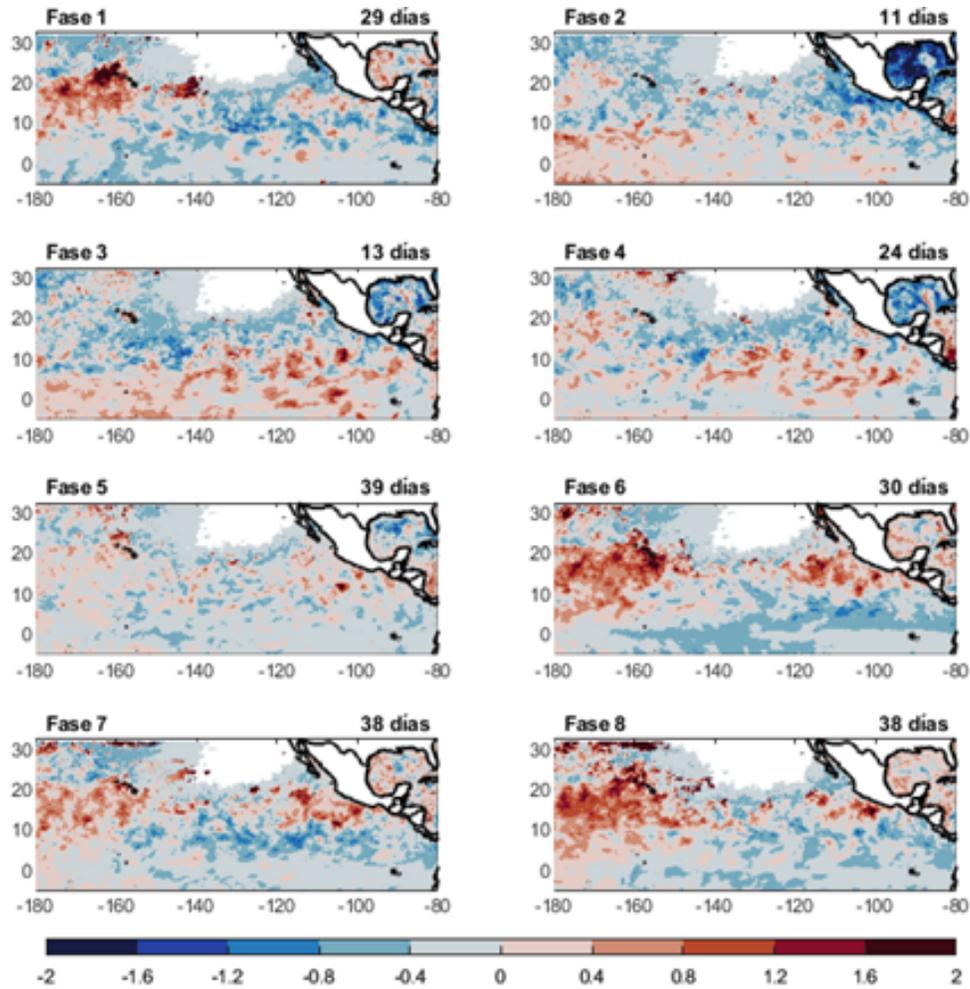


Figura 3.35. Como en la figura 3.33, pero bajo condiciones neutrales

### 3.2.3. Relación de la alberca de agua caliente con los eventos extremos de precipitación sobre océano y continente durante las fases de la MJO y ENSO

La comparación entre la extensión de la AACPE y los eventos extremos de precipitación sobre océano se presenta en la Tabla 3.2.

Comenzando por la comparación entre los porcentajes de la WHWP y los eventos extremos de precipitación congregados en la Tabla 3.2, es evidente la diferencia del porcentaje de área de la WHWP durante las fases de ENSO, teniendo valores máximos durante El Niño, y mínimos

durante La Niña. Lo anterior se complementa con el área promedio de la isoterma 26.5, con la cual se repite el mismo patrón, es decir, las temperaturas altas tienden a ocupar mayor (menor) área durante El Niño (La Niña). El porcentaje de eventos extremos dentro de la WHWP también es mayor durante El Niño (fases 7 y 8) y alcanza mínimos durante La Niña (fases 3 y 4); sin embargo, la situación es distinta para los eventos extremos totales de la isoterma 26.5, ya que La Niña es la fase de ENSO que posee los mínimos y máximos de eventos extremos.

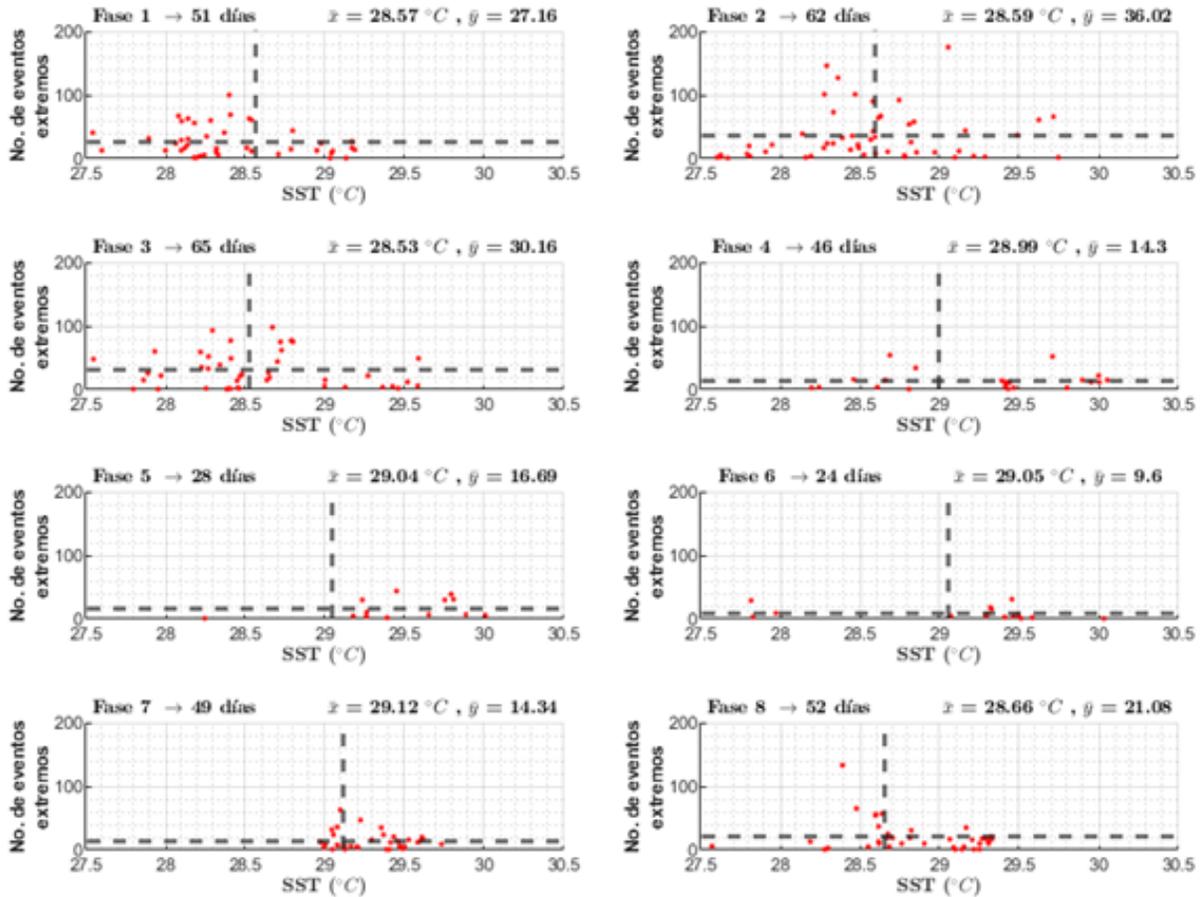
**Tabla 3.2.** Relaciones entre la alberca de agua caliente y los eventos extremos de precipitación sobre el océano durante las fases de la MJO bajo diferentes fases del ENSO. Los valores máximos (mínimos) por fase del ENSO están en negritas (subrayados).

Fase MJO	Porcentaje promedio del área de las SSTs $\geq 26.5$ °C (%) que pertenecen a la WHWP			Área promedio de la WHWP dentro de SSTs $\geq 26.5$ °C en km <sup>2</sup>			Porcentaje promedio de los eventos extremos de SST $\geq 26.5$ (%) que pertenecen a la WHWP			Promedio de eventos extremos dentro del área de las SST $\geq 26.5$ °C		
	Niño	Niña	Neutro	Niño	Niña	Neutro	Niño	Niña	Neutro	Niño	Niña	Neutro
1	46.47	<b>42.64</b>	45.74	4.34	3.96	4.19	34.62	41.44	45.04	<b>353.5</b>	320.2	<b>277.8</b>
2	49.19	31.02	46.97	4.36	3.66	4.08	41.18	32.02	<b>46.38</b>	229.7	274.1	221.2
3	52.38	<u>35.59</u>	42.86	4.29	<u>3.50</u>	4.13	34.64	<u>9.867</u>	37.57	129.9	88.67	139.3
4	55.94	37.44	<u>46.02</u>	<b>4.48</b>	3.62	4.3	<u>22.52</u>	18.38	27.01	<u>117.6</u>	119.3	<u>126.4</u>
5	<u>56.49</u>	37.97	43.86	4.44	3.78	<b>4.38</b>	33.45	20.19	<u>21.47</u>	144.4	<u>80.41</u>	147.1
6	<b>60.55</b>	32.86	42.28	4.39	3.64	4.28	35.72	13.69	24.47	124.9	83.29	175.9
7	71.86	40.23	<b>47</b>	4.43	3.93	4.19	<b>70.5</b>	33.65	36.32	186.2	83.4	177
8	62.51	40.28	48.2	4.30	<b>4.16</b>	<u>4.07</u>	65.73	<b>54.45</b>	41.95	248.5	<b>381.8</b>	208.3

A diferencia de los resultados de la MJO total, para este caso la relación entre el área de la WHWP y el no. de eventos extremos en el océano no es tan clara, a excepción de la fase positiva de ENSO, cuyos máximos de área de WHWP y eventos extremos suceden simultáneamente durante la fase 7. En otras palabras, la relación entre mayor área de la WHWP y mayor número de eventos extremos no sucede.

Con la tabla 3.2 se logra visualizar que las ciclicidades de aumento/reducción de área de la WHWP y eventos extremos de las fases de la MJO varían según la fase de ENSO. Por ejemplo, la expansión progresiva de la WHWP durante El Niño comienza en las fases 1 y 2 de la MJO, mientras que durante La Niña comienza a partir de las fases 7 y 8, y en la fase neutral no se distingue un aumento progresivo a lo largo de las fases de la MJO. Así, el comportamiento

de las lluvias y las SSTs durante la MJO depende fuertemente de la fase de ENSO, pero continúa presente la variabilidad de la MJO con el aumento (decremento) de lluvia y decremento (aumento) de SSTs en las fases 8 a 2 (fases 3 a 5).



**Figura 3.36.** Gráficos de dispersión de SST promedio vs. No. de eventos extremos durante los días de las Fases MJO y El Niño. La línea punteada horizontal " $\bar{x}$ " es el promedio total de las SST y la línea punteada vertical " $\bar{y}$ " es el promedio total de eventos extremos.

Finalmente, se presentan los resultados de la WHWP y la precipitación continental para lograr visualizar bajo qué valores de SSTs suceden la mayoría de los eventos extremos según la fase de ENSO. La fase Niño (Figura 3.36) muestra que la distribución de los eventos extremos se localiza mayoritariamente cuando las SSTs están en el umbral de la WHWP ( $>28.5^{\circ}C$ ). A diferencia de los eventos de precipitación oceánicos (donde la disminución comienza a partir de la fase 2 y alcanza el mínimo en la fase 4), durante El Niño, los eventos continentales comienzan a disminuir a partir de la fase 4 y alcanzan el mínimo en la fase 6. Durante esta disminución

el promedio de SST aumenta, alcanzando su máximo en la fase 7, cuando los eventos extremos comienzan a aumentar nuevamente; por otro lado, las SSTs de menor magnitud suceden cuando el número de eventos extremos aumenta.

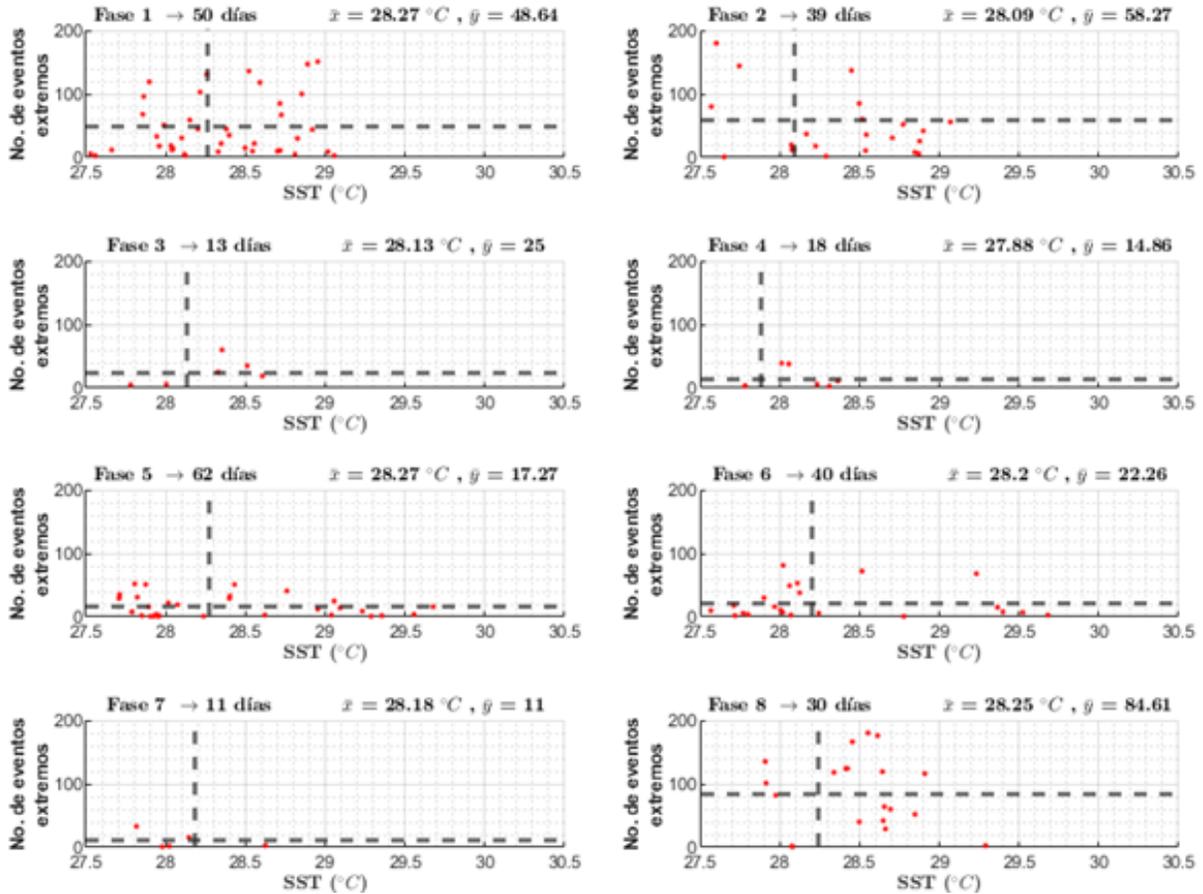


Figura 3.37. Como en la figura 3.36, pero bajo condiciones La Niña.

La Niña, por otro lado, contiene eventos extremos en torno a SSTs menores al umbral de la WHWP (Figura 3.37), al igual que sucedió con los eventos extremos oceánicos. Para este caso, existen dos momentos en los que disminuye la ocurrencia de eventos extremos, primero durante las fases 3 y 4, y posteriormente en la fase 7. A diferencia de lo que presenta El Niño, esta disminución sucede en conjunto con el decremento de las SSTs, y el promedio de eventos alcanza un valor de hasta 84.61 en la fase 8, más de dos veces el máximo de El Niño en la fase 2. Lo indica nuevamente que durante la fase de La Niña se alcanzan los mínimos y máximos de las tres fases de ENSO.

Las similitudes entre El Niño y la fase Neutral se vuelven a presentar de forma parcial para este análisis, ya que con la figura 3.38 se aprecia que la disminución de eventos extremos comienza en la fase 3, pero es hasta las fases 4 y 5 cuando la disminución sucede simultáneamente con el aumento de SSTs.

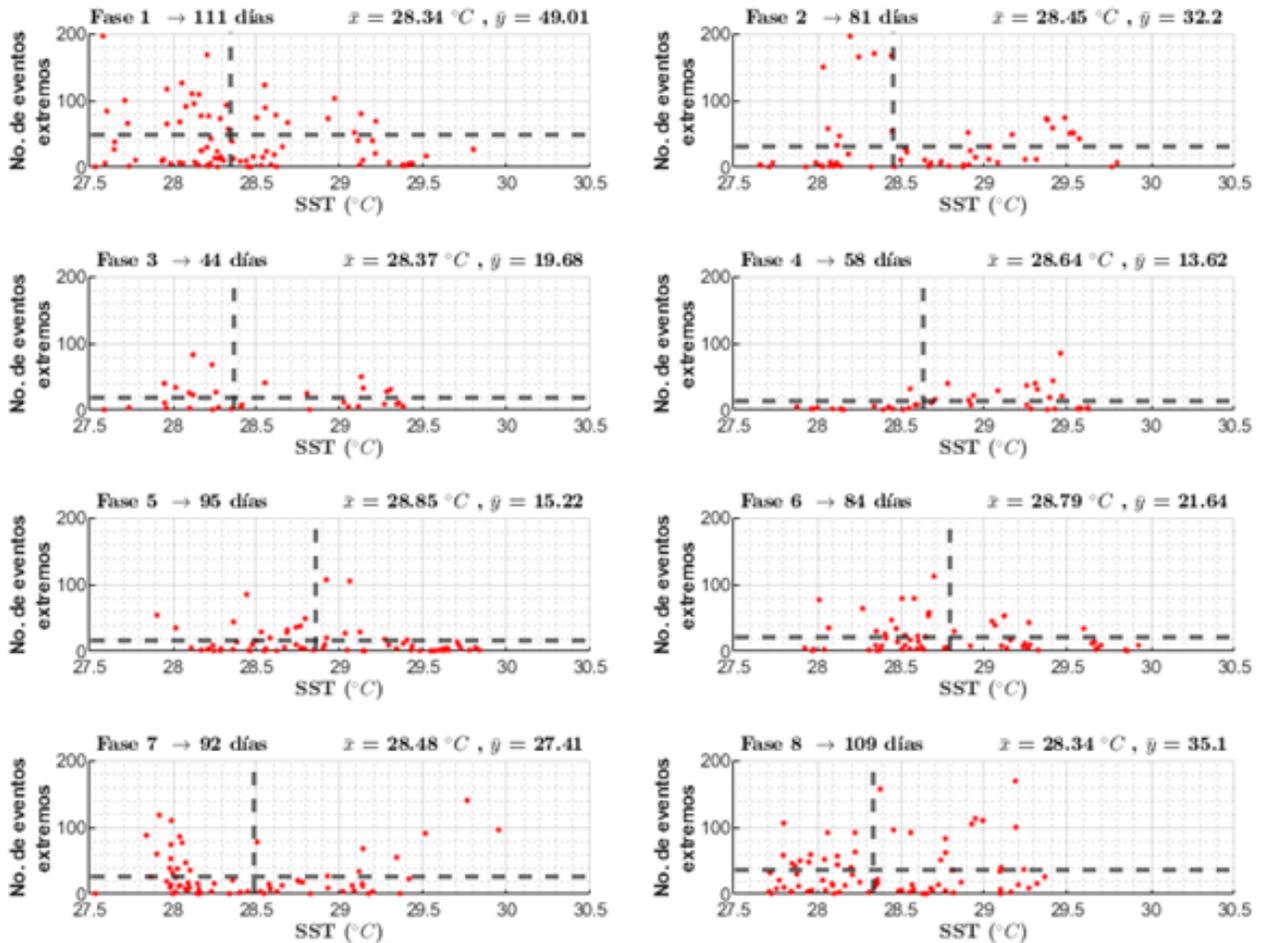


Figura 3.38. Como en la figura 3.36, pero bajo condiciones neutrales.

Además, el promedio de SSTs alcanza el umbral de la WHWP solamente en las fases 4 a 6. A pesar de que la fase neutral posee mayor cantidad de días, La Niña tiene el máximo de eventos extremos promedio durante la fase 8, así como el mínimo durante la fase 7. Los resultados finales reafirman la tendencia de La Niña a tener resultados más extremos, es decir, en las fases de la MJO con más precipitación (8 a 2) es aquella que tiene datos mayores de precipitación diaria y eventos extremos, y en las fases secas (3 a 7), el decremento de la lluvia y de los eventos extremos es máxima. También describe un ciclo de calentamiento oceánico totalmente

distinto al de El Niño y la fase Neutral, puesto que estas describen un incremento de temperatura a partir de la fase 3 y alcanzan el máximo en la fase 7; mientras que durante La Niña sucede en las fases 1, 5, 6 y 8, es decir, de forma intermitente. Además, las SSTs se mantienen en un rango más restringido y, por lo tanto, los incrementos de temperatura son de menor escala.

La relación entre la WHWP y los eventos extremos durante la MJO no describe un patrón claro, y tampoco linealidad. La variabilidad de la MJO describe un patrón de supresión/aumento de la precipitación durante las fases 3-7/8-2 permanece durante todo ENSO e influye en la ocurrencia de los eventos extremos; mientras que las SSTs y la WHWP dependen fuertemente de la fase de ENSO y a partir de ello se describe su ciclicidad durante las distintas fases de la MJO.

La MJO es una oscilación acoplada de la atmósfera con el océano. Por lo que, si la MJO induce cambios en el océano, deben inducir también cambios en la atmósfera. La MJO se puede agrupar en dos fases generales, de acuerdo con sus efectos en la precipitación: fase húmeda (fases 8, 1 y 2) y fase seca (fases 3 a 7). La fase húmeda se caracteriza por movimientos ascendentes, precipitación, SSTs relativamente frías y, por lo tanto, una WHWP que no es muy extensa. Durante la fase seca, los movimientos descendentes suprimen la precipitación, las SSTs en el océano Pacífico del este aumentan y la WHWP crece en extensión, así como son más altos sus valores de OHC. Por su parte, la respuesta oceánica de la MJO demuestra que existe una transferencia de calor desde el Pacífico Central hacia las costas del Pacífico mexicano —de la AACPE hacia la WHWP—. Por otro lado, algunas de las fases<sup>18</sup> de la MJO son dominadas por corrientes occidentales que inducen el descenso de la termoclina y, por lo tanto, ocasionan un aumento de las SSTs (Sullivan et al., 2021). Además, estas corrientes occidentales podrían acarrear masas de agua superficiales hacia las costas del Pacífico mexicano, donde prevalece la WHWP.

Los resultados anteriores sugieren que las SSTs y la WHWP guardan una relación inversa con la precipitación, que podría cambiar con la modulación del ENSO y la fase de la MJO.

---

<sup>18</sup>Las fases de la MJO que poseen corrientes occidentales varían según el modo normal y los modos acoplados con ENSO.

Además, los resultados indican que la lluvia disminuye al intensificarse la WHWP y aumentar las SSTs, dependiendo de la fase de la MJO, aunque se necesitan más estudios para analizar un posible desfase entre la lluvia y las SSTs. Es interesante mencionar que [Roxy \(2013\)](#) demostró que existe un desfase entre las SSTs y la precipitación sobre las cuencas monzónicas del continente asiático. Los resultados de dicho estudio muestran que la lluvia responde al aumento de las SSTs días posteriores al calentamiento de la alberca de agua caliente del océano Pacífico. Como se mencionó antes, posiblemente las ondas oceánicas juegan un papel importante en el comportamiento de la termoclina, las surgencias y las SSTs en las fases de la MJO. [Seo y Xue \(2005\)](#) mencionan la existencia de ondas de Kelvin oceánicas inducidas por la MJO y que su vez, pueden influir en los eventos de ENSO, pero este análisis se considera como trabajo futuro.

# Capítulo 4

## Conclusiones y trabajo futuro

### 4.1. La importancia de la MJO en los eventos extremos de precipitación en la costa del Pacífico mexicano

La oscilación de Madden-Julian es capaz de modular las condiciones atmosféricas y oceánicas del Pacífico mexicano a través de teleconexiones. Durante la fase húmeda de la MJO (fases 8, 1 y 2), existe un transporte de contenido de calor oceánico hacia las costas del Pacífico mexicano, además de movimientos ascendentes que producen precipitación sobre el continente y consecuentemente, las probabilidades de tener eventos extremos de precipitación sobre México aumentan. Posteriormente, la fase seca (fases 3 a 7), invierte las condiciones atmosféricas. Existe una disminución de la precipitación sobre el continente (así como las probabilidades de tener eventos extremos en México), movimientos descendentes que inhiben la precipitación y causan una disminución de eventos extremos, principalmente sobre la costa y el continente.

Con respecto al impacto de la MJO sobre las condiciones oceánicas, estos resultados muestran que la oscilación ocasiona variaciones en el área e intensidad de la WHWP. De manera general, durante la fase húmeda la WHWP es menor en área y temperatura (situándose entre  $28.5^{\circ}C$  y  $29^{\circ}C$ ); mientras que en la fase seca se expande y alcanza temperaturas  $>29^{\circ}C$ .

Como ya fue mencionado, el OHC se transporta hacia la zona de la WHWP durante la fase húmeda, alcanzando su máximo de área e intensidad al final de la fase seca (fase 7). El com-

portamiento anterior sugiere que durante las fases de la MJO, se propicia una transferencia de calor desde la AACPE hacia la WHWP, es decir, una propagación hacia el este.

Este es el primer estudio que expone a detalle los efectos de la MJO sobre las condiciones atmosféricas y oceánicas de México de acuerdo con el índice RMM. Así, los resultados de esta tesis destacan el potencial de la MJO para poder predecir el comportamiento de la precipitación y de los eventos extremos de precipitación sobre la costa del Pacífico mexicano con semanas de anticipación. Contar con esta información sería de utilidad para fomentar una adecuada gestión de riesgo, especialmente en temas de prevención, en lugar de la atención a las emergencias (respuesta reactiva de la gestión de riesgos).

## 4.2. La modulación del ENSO en las fases de la MJO

El ENSO es un modo de variabilidad climática que cambia la señal atmosférica y oceánica que normalmente se espera de las fases de la MJO, principalmente durante las condiciones El Niño y La Niña. La fase cálida (fría) del ENSO, ocasiona que SSTs calientes (frías), por encima (por debajo) de  $\sim 26^{\circ}C$ , y OHC altos (bajos), por encima (por debajo) de  $\sim 60 \text{ kJ/cm}^2$  dominen el océano Pacífico. Concretamente, la zona de la WHWP se ve aumentada (reducida) en intensidad y temperatura durante El Niño (La Niña).

Además, El Niño (La Niña) induce un incremento (descenso) en el porcentaje de días con eventos extremos de precipitación sobre las regiones oceánicas y continentales, especialmente durante las fases 2 y 5. Sin embargo, La Niña es la fase de ENSO que posee tanto los valores mínimos como máximos de precipitación en mm/día. Por otra parte, la MJO bajo condiciones neutrales tiene una estructura atmosférica y oceánica similar a las condiciones normales de la MJO, e incluso a las condiciones inducidas por El Niño, con la excepción de que la MJO en conjunto con el Niño, ocasiona mayor cantidad de precipitación, mayores SSTs y mayor expansión de la WHWP y la AACPE.

En conclusión, el ENSO ejerce una influencia en la señal atmosférica de las fases de la MJO sobre la precipitación y los días con eventos extremos de lluvia. También, puede modular la

extensión e intensidad de la alberca de agua caliente del océano Pacífico del este (AACPE). Sin embargo, la MJO también influencia la forma en la que ENSO modula las condiciones atmosféricas y climáticas a través de la ciclicidad a lo largo de sus fases. Lo anterior se comprueba con los resultados del presente estudio, que; independientemente de la fase de ENSO; todas las variables presentan una variación y una ciclicidad en sus magnitudes de acuerdo con fases de la MJO. En otras palabras, la MJO es capaz de modular la atmósfera y el océano aún teniendo un forzante interanual.

### **4.3. Impacto de la MJO sobre el océano: influencia en los ecosistemas marinos y las actividades pesqueras**

El patrón de los vientos a 10 *m* inducidos por la MJO es capaz de cambiar la estructura de las temperaturas en el océano. Este modo acoplado océano-atmósfera enfatiza la importancia de tener bases de datos oceánicos, ya que son fundamentales para comprender la transferencia de energía entre ambos componentes del sistema climático. Aunque el análisis del contenido de calor oceánico estuvo limitado por el periodo disponible de datos, fue posible observar que la MJO ocasiona variaciones espaciales del OHC sobre el océano Pacífico del este.

La modulación de la MJO en el calor que existe sobre una columna de agua puede tener impactos en los ecosistemas marítimos costeros. Por ejemplo, los arrecifes de coral son sensibles a los aumentos de temperatura y pueden presentar blanqueamiento en caso de presentarse temperaturas muy altas ( $>28^{\circ}C$ ), pudiendo llegar a su muerte. Además, el estrés del viento puede generar variaciones en las corrientes oceánicas, en los eventos de afloramiento de aguas frías ricas en nutrientes hacia la superficie, así como en la distribución y adaptación de las especies marinas. Otra relación importante para considerar en estudios futuros, puede ser la influencia de la MJO en la distribución de especies con importancia comercial dentro de los ecosistemas marinos circundantes.

## 4.4. Trabajo Futuro

A partir de los resultados de este estudio, surgen varias interrogantes que podrían desarrollarse como trabajo futuro. Por ejemplo, se podría analizar el desfase que existe entre las ondas oceánicas inducidas por la MJO con la señal atmosférica durante las diferentes fases, de acuerdo con [Roxy \(2013\)](#). Sería ideal contemplar en este análisis los compuestos de calor adiabático y estrés de viento que muestren cómo funciona la dinámica oceánica-atmosférica de la MJO cerca de las costas del Pacífico mexicano.

Asimismo, debe estudiarse la capacidad de los modelos climáticos de simular las señales observadas en el reanálisis, para poder evaluar (recordando lo mencionado por [Hersbach et al. \(2019\)](#) sobre el Pronóstico de Índice de Extremos) su habilidad para predecir los eventos extremos de precipitación y el comportamiento oceánico a una escala subestacional (semanas de anticipación). Dado que ENSO se considera el modo más dominante sobre el clima de México, está ampliamente estudiado desde las primeras investigaciones de [McPhaden \(1999\)](#); [Magaña \(1999\)](#) y es común que se haga un pronóstico de ENSO de forma por parte del Servicio Meteorológico Nacional. En contraste, los impactos de la MJO sobre el país no están suficientemente analizados, y no existe un pronóstico nacional que determine su fase y sus posibles efectos sobre el México. De esta manera, a partir del presente estudio se motivan futuras investigaciones en torno a la MJO y a la escala subestacional. Este tipo de estudios serían muy benéficos para el país, porque se fomentaría el desarrollo de la prevención y la disminución de los impactos socioeconómicos en el país.

## Referencias

- Barlow, M., & Salstein, D. (2006). Summertime influence of the madden-julian oscillation on daily rainfall over mexico and central america. *Geophysical research letters*, *33*(21). doi: <https://doi.org/10.1029/2006GL027738>
- Barret, S., B., & Longoria, E., M. (2013). Variability of precipitation and temperature in guanajuato, mexico. *Atmósfera*, *26*(4), 521–536. doi: [https://doi.org/10.1016/S0187-6236\(13\)71093-2](https://doi.org/10.1016/S0187-6236(13)71093-2)
- Barrett, B. S., & Raga, G. B. (2016). Variability of winter and summer surface ozone in mexico city on the intraseasonal timescale. *Atmospheric Chemistry and Physics*, *16*(23), 15359–15370. Descargado de <https://acp.copernicus.org/articles/16/15359/2016/> doi: [10.5194/acp-16-15359-2016](https://doi.org/10.5194/acp-16-15359-2016)
- Beniston, M., & Stephenson, B., D. (2004). Extreme climatic events and their evolution under changing climatic conditions. *Global and Planetary Change*, *44*(1–4), 1–9. doi: <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2004.06.001>
- Berggren, R., Bolin, B., & Rossby, G., C. (1949). An aerological study of zonal motion, its perturbations and break-down. *Tellus*, *1*(2), 14–37. doi: <https://doi.org/10.3402/tellusa.v1i2.8501>
- Cuadros, A., J. (2020). *Modelamiento hidrológico de la sub cuenca del río pachachaca con precipitación proveniente de satélite* Facultad de Agronomía, Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa. Descargado de <http://repositorio.unsa.edu.pe/handle/UNSA/11178>
- Cummings, A., James, & Smedstad, M., Ole. (2013). Variational data assimilation for the global ocean. En L. X. S. Park. (Ed.), *Data assimilation for atmospheric, oceanic and hydrologic applications (vol. ii)* (pp. 303–343). Springer-Verlag Berlin Heidelberg. doi: [https://doi.org/10.1007/978-3-642-35088-7\\_13](https://doi.org/10.1007/978-3-642-35088-7_13)
- Da Silva, A. M., Young, C. C., & Levitus, S. (1994). *Atlas of surface marine data 1994 vol. 1: Algorithms and procedures* (1.<sup>a</sup> ed.). USA: NOAA Atlas NESDIS.
- Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., . . . Vitart, F. (2011). The era-interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation

- system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137(656), 553–597. doi: <https://doi.org/10.1002/qj.828>
- Dominguez, C., Jaramillo, A., & Cuéllar, P. (2021). Are the socioeconomic impacts associated with tropical cyclones in Mexico exacerbated by local vulnerability and ENSO conditions? *International Journal of Climatology*, 41(S1), E3307–E3324. doi: <https://doi.org/10.1002/joc.6927>
- Domínguez, C. (2012). *El papel de los ciclones tropicales en el clima de México* (Tesis de Master, Centro de Ciencias de la Atmósfera, Universidad Nacional Autónoma de México). Descargado de <http://132.248.9.195/ptd2012/marzo/0677990/Index.html>
- Eisenman, I., Yu, L., & Tziperman, E. (2005, 12). Westerly wind bursts: ENSO's tail rather than the dog? *Journal of Climate*, 18. doi: <https://doi.org/10.1175/JCLI3588.1>
- Emanuel, K. A. (1987). An air-sea interaction model of intraseasonal oscillations in the tropics. *Journal of Atmospheric Sciences*, 44(16), 2324–2340. doi: [10.1175/1520-0469\(1987\)044<2324:AASIMO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1987)044<2324:AASIMO>2.0.CO;2)
- Funk, C., Peterson, P., Landsfeld, M., Pedreros, D., Verdin, J., Shukla, S., ... Michaelson, J. (2015, 12). The climate hazards infrared precipitation with stations - a new environmental record for monitoring extremes. *Scientific Data*, 2, 150066. doi: <https://doi.org/10.1038/sdata.2015.66>
- Gebbie, G., & Tziperman, E. (2009). Predictability of SST-modulated westerly wind bursts. *Journal of Climate*, 22(14), 3894–3909. doi: <https://doi.org/10.1175/2009JCLI2516.1>
- Goswami, B. N., Lau, W., & Waliser, D. (2007, 06). South Asian monsoon. En (p. 19-61). Descargado de <https://link.springer.com/book/10.1007/b138817>
- Graham, N. E., & Barnett, T. P. (1987). Sea surface temperature, surface wind divergence, and convection over tropical oceans. *Science*, 238(4827), 657–659. doi: [10.1126/science.238.4827.657](https://doi.org/10.1126/science.238.4827.657)
- Hayes, S. P., McPhaden, M. J., & Wallace, J. M. (1989). The influence of sea-surface temperature on surface wind in the eastern equatorial Pacific: Weekly to monthly variability. *Journal of Climate*, 2(12), 1500 - 1506. Descargado de [https://journals.ametsoc.org/view/journals/clim/2/12/1520-0442\\_1989\\_002\\_1500\\_tiosst\\_2\\_0\\_co\\_2.xml](https://journals.ametsoc.org/view/journals/clim/2/12/1520-0442_1989_002_1500_tiosst_2_0_co_2.xml) doi: [10.1175/1520-0442\(1989\)002<1500:TIOSST>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1989)002<1500:TIOSST>2.0.CO;2)

- Henderson, S. A., Maloney, E. D., & Barnes, E. A. (2016). The influence of the madden–julian oscillation on northern hemisphere winter blocking. *Journal of Climate*, *29*(12), 4597–4616. doi: <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0502.1>
- Hendon, H. H., & Salby, M. L. (1994). The life cycle of the madden–julian oscillation. *Journal of Atmospheric Sciences*, *51*(15), 2225–2237. doi: [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1994\)051%3C2225:TLCOTM%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1994)051%3C2225:TLCOTM%3E2.0.CO;2)
- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., . . . Thépaut, J.-N. (2020). The era5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *146*(730), 1999–2049. doi: <https://doi.org/10.1002/qj.3803>
- Hersbach, H., Bell, W., Berrisford, P., Horányi, A., J., M.-S., Nicolas, J., . . . Dee, D. (2019, 04). Global reanalysis: goodbye era-interim, hello era5. , 17-24. doi: [10.21957/vf291hehd7](https://doi.org/10.21957/vf291hehd7)
- Hersbach, H., & Dee, D. (2016). Era5 reanalysis is in production. *ECMWF newsletter*, *147*(7), 5–6.
- Ho, C.-H., Kim, J.-H., Jeong, J.-H., Kim, H.-S., & Chen, D.-Y. (2006, 11). Variation of tropical cyclone activity in the south indian ocean: El nino-southern oscillation and madden-julian oscillation effects. *Journal of Geophysical Research*, *111*. doi: <https://doi.org/10.1029/2006JD007289>
- Hoell, A., Barlow, M., Wheeler, M. C., & Funk, C. (2014). Disruptions of el niño–southern oscillation teleconnections by the madden–julian oscillation. *Geophysical Research Letters*, *41*(3), 998–1004. doi: <https://doi.org/10.1002/2013GL058648>
- Huang, B., L’Heureux, M., Hu, Z.-Z., & Zhang, H.-M. (2016). Ranking the strongest enso events while incorporating sst uncertainty. *Geophysical Research Letters*, *43*(17), 9165–9172. doi: <https://doi.org/10.1002/2016GL070888>
- Intergovernmental Panel on Climate Change. (2014). *Climate change 2013 – the physical science basis: Working group i contribution to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change*. Cambridge University Press. Descargado de <https://www.cambridge.org/core/books/climate-change-2013-the-physical-science-basis/BE9453E500DEF3640B383BADDC332C3E>

- IRI, C. D. L. (s.f.). *Climatologies and standardized anomalies*. Descargado 2021-10-30, de <http://iridl.ldeo.columbia.edu/dochelp/StatTutorial/Climatologies/index.html>
- Jiang, X., Xiang, B., Zhao, M., Li, T., Lin, S.-J., Wang, Z., & Chen, J.-H. (2018). Intraseasonal tropical cyclogenesis prediction in a global coupled model system. *Journal of Climate*, *31*(15), 6209–6227. doi: <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-17-0454.1>
- Jin, F.-F., Lin, L., Timmermann, A., & Zhao, J. (2007). Ensemble-mean dynamics of the enso recharge oscillator under state-dependent stochastic forcing. *Geophysical Research Letters*, *34*(3). doi: <https://doi.org/10.1029/2006GL027372>
- Jones, C., & Carvalho, L. M. V. (2012). Spatial–intensity variations in extreme precipitation in the contiguous united states and the madden–julian oscillation. *Journal of Climate*, *25*(14), 4898–4913. doi: <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00278.1>
- Jones, C., Waliser, D. E., Lau, K. M., & Stern, W. (2004). Global occurrences of extreme precipitation and the madden–julian oscillation: Observations and predictability. *Journal of Climate*, *17*(23), 4575–4589. doi: <https://doi.org/10.1175/3238.1>
- Juliá, C., Rahn, D. A., & Rutllant, J. A. (2012). Assessing the influence of the mjo on strong precipitation events in subtropical, semi-arid north-central chile (30°s). *Journal of Climate*, *25*(20), 7003–7013. doi: <https://journals.ametsoc.org/view/journals/clim/25/20/jcli-d-11-00679.1.xml>
- Kaper, H., & Engler, H. (2013). *Mathematics and climate*. Society for Industrial and Applied Mathematics. doi: <https://doi.org/10.1137/1.9781611972610>
- Karnauskas, K. B., & Busalacchi, A. J. (2009). The role of sst in the east pacific warm pool in the interannual variability of central american rainfall. *Journal of Climate*, *22*(10), 2605–2623. doi: <https://doi.org/10.1175/2008JCLI2468.1>
- Kiladis, G. N., Wheeler, M. C., Haertel, P. T., Straub, K. H., & Roundy, P. E. (2009). Convectively coupled equatorial waves. *Reviews of Geophysics*, *47*(2). doi: <https://doi.org/10.1029/2008RG000266>
- Krishnamurti, T., Stefanova, L., & Misra, V. (2013). *Tropical meteorology*. doi: <https://doi.org/10.1007/978-1-4614-7409-8>

- Laing, A., & Evans, J. (2016). *Introduction to tropical meteorology. a comprehensive online print textbook*. (2.<sup>a</sup> ed.). The COMET Program.
- Lalaurette, F. (2003, 10). Early detection of abnormal weather using a probabilistic extreme forecast index. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 129, 3037 - 3057. doi: [10.1256/qj.02.152](https://doi.org/10.1256/qj.02.152)
- Lau, W. K. M., & Waliser, D. E. (2012). El niño southern oscillation connection. En *Intraseasonal variability in the atmosphere-ocean climate system* (pp. 297–334). Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg. doi: [https://doi.org/10.1007/978-3-642-13914-7\\_9](https://doi.org/10.1007/978-3-642-13914-7_9)
- Leipper, D. F., & Volgenau, D. (1972). Hurricane heat potential of the gulf of mexico. *Journal of Physical Oceanography*, 2(3), 218 - 224. doi: [10.1175/1520-0485\(1972\)002<0218:HHPOTG>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1972)002<0218:HHPOTG>2.0.CO;2)
- Li, Z., Li, Y., Bonsal, B., Manson, A. H., & Scaff, L. (2018). Combined impacts of enso and mjo on the 2015 growing season drought on the canadian prairies. *Hydrology and Earth System Sciences*, 22(10), 5057–5067. doi: <https://doi.org/10.5194/hess-22-5057-2018>
- Liebmann, B., Hendon, H. H., & Glick, J. D. (1994). The relationship between tropical cyclones of the western pacific and indian oceans and the madden-julian oscillation. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, 72(3), 401–412. doi: [https://doi.org/10.2151/jmsj1965.72.3\\_401](https://doi.org/10.2151/jmsj1965.72.3_401)
- Liebmann, B., & Smith, C. A. (1996). Description of a complete (interpolated) outgoing longwave radiation dataset. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77(6), 1275–1277. Descargado de <http://www.jstor.org/stable/26233278>
- Liu, Z., & Alexander, M. (2007). Atmospheric bridge, oceanic tunnel, and global climatic teleconnections. *Reviews of Geophysics*, 45(2). doi: <https://doi.org/10.1029/2005RG000172>
- Lorenz, D. J., & Hartmann, D. L. (2006). The effect of the mjo on the north american monsoon. *Journal of Climate*, 19(3), 333–343. doi: [10.1175/JCLI3684.1](https://doi.org/10.1175/JCLI3684.1)
- Lorenz, E. N. (1975). Climatic predictability. the physical basis of climate and climate modeling. *GARP Publication Series, Vol. 16*, 132–136.
- Madden, R. A., & Julian, P. R. (1972). Description of global-scale circulation cells in the tropics with a 40-50 day period. *J. Atmos. Sci.*, 29, 1109–1123.

- Magaña, V. (Ed.). (1999). *Los impactos de el niño en México*. D.F., México: Universidad Nacional Autónoma de México/ Interamerican Institute for the Global Change Research/ Secretaría de Gobernación/ Secretaría de Educación Pública-Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología.
- Magaña, V., Amador, J. A., & Medina, S. (1999). The midsummer drought over Mexico and central America. *Journal of Climate*, *12*(6), 1577–1588. doi: [10.1175/1520-0442\(1999\)012<1577:TMDOMA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1999)012<1577:TMDOMA>2.0.CO;2)
- Matsuno, T. (1966). Quasi-geostrophic motions in the equatorial area. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, *44*, 25-43. doi: [https://doi.org/10.2151/jmsj1965.44.1\\_25](https://doi.org/10.2151/jmsj1965.44.1_25)
- McPhaden, M. J. (1999). Genesis and evolution of the 1997-98 El Niño. *Science*, *283*(5404), 950-954. Descargado de <https://science.sciencemag.org/content/283/5404/950> doi: [10.1126/science.283.5404.950](https://doi.org/10.1126/science.283.5404.950)
- Moon, J.-Y., Wang, B., & Ha, K.-J. (2011). ENSO regulation of MJO teleconnection. *Climate Dynamics*, *37*(5-6), 1133-1149. doi: [10.1007/s00382-010-0902-3](https://doi.org/10.1007/s00382-010-0902-3)
- Moore, A. M., & Kleeman, R. (1999). Stochastic forcing of ENSO by the intraseasonal oscillation. *Journal of Climate*, *12*(5), 1199–1220. doi: [10.1175/1520-0442\(1999\)012<1199:SFOEBT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1999)012<1199:SFOEBT>2.0.CO;2)
- Méndez, R. (2006). *Interpolación objetiva espacio-temporal de datos satelitales de nivel del mar utilizando funciones empíricas ortogonales complejas* Facultad de Estudios Superiores Acatlán, Universidad Nacional Autónoma de México. Descargado de <http://132.248.9.195/pd2006/0602505/Index.html>
- Neelin, J. D., Held, I. M., & Cook, K. H. (1987). Evaporation-wind feedback and low-frequency variability in the tropical atmosphere. *Journal of Atmospheric Sciences*, *44*(16), 2341–2348. doi: [10.1175/1520-0469\(1987\)044<2341:EWFALF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1987)044<2341:EWFALF>2.0.CO;2)
- O'Neill, L., Chelton, D., & Esbensen, S. (2010, 01). The effects of SST-induced surface wind speed and direction gradients on midlatitude surface vorticity and divergence. *Journal of Climate - J CLIMATE*, *23*. doi: [10.1175/2009JCLI2613.1](https://doi.org/10.1175/2009JCLI2613.1)
- Perdigón-Morales, J., Romero-Centeno, R., Barrett, B. S., & Ordoñez, P. (2019). Intraseasonal variability of summer precipitation in Mexico: MJO influence on the midsummer drought. *Journal of Climate*, *32*(8), 2313–2327. doi: [10.1175/JCLI-D-18-0425.1](https://doi.org/10.1175/JCLI-D-18-0425.1)

- Perez, C. L., Moore, A. M., Zavala-Garay, J., & Kleeman, R. (2005). A comparison of the influence of additive and multiplicative stochastic forcing on a coupled model of enso. *Journal of Climate*, *18*(23), 5066–5085. doi: [10.1175/JCLI3596.1](https://doi.org/10.1175/JCLI3596.1)
- Reynolds, R. W., Smith, T. M., Liu, C., Chelton, D. B., Casey, K. S., & Schlax, M. G. (2007). Daily high-resolution-blended analyses for sea surface temperature. *Journal of Climate*, *20*(22), 5473–5496. doi: [10.1175/2007JCLI1824.1](https://doi.org/10.1175/2007JCLI1824.1)
- Roxy, K. (2013, 07). Sensitivity of precipitation to sea surface temperature over the tropical summer monsoon region—and its quantification. *Climate Dynamics*, *43*. doi: [10.1007/s00382-013-1881-y](https://doi.org/10.1007/s00382-013-1881-y)
- Roxy, K., Dasgupta, P., McPhaden, M., Suematsu, T., Zhang, C., & Kim, D. (2019, 11). Twofold expansion of the indo-pacific warm pool warps the mjo life cycle. *Nature*, *575*, 647–651. doi: [10.1038/s41586-019-1764-4](https://doi.org/10.1038/s41586-019-1764-4)
- Rydbeck, A. V., Jensen, T. G., Smith, T. A., Flatau, M. K., Janiga, M. A., Reynolds, C. A., & Ridout, J. A. (2019). Ocean heat content and the intraseasonal oscillation. *Geophysical Research Letters*, *46*(24), 14558–14566. doi: <https://doi.org/10.1029/2019GL084974>
- Seo, K.-H., & Xue, Y. (2005, 04). Mjo-related oceanic kelvin waves and the enso cycle: A study with the ncep global ocean data assimilation system. *Geophys. Res. Lett*, *32*. doi: [10.1029/2005GL022511](https://doi.org/10.1029/2005GL022511)
- Shimizu, M. H., Ambrizzi, T., & Liebmann, B. (2017). Extreme precipitation events and their relationship with enso and mjo phases over northern south america. *International Journal of Climatology*, *37*(6), 2977–2989. doi: <https://doi.org/10.1002/joc.4893>
- Sperber, K. R. (2003). Propagation and the vertical structure of the madden-julian oscillation. *Monthly Weather Review*, *131*(12), 3018–3037. doi: [10.1175/1520-0493\(2003\)131<3018:PATVSO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2003)131<3018:PATVSO>2.0.CO;2)
- Sullivan, A., Zhong, W., Eusebi Borzelli, G. L., Geng, T., Mackallah, C., Ng, B., ... Bodman, R. (2021, 01). Generation of westerly wind bursts by forcing outside the tropics. *Scientific Reports*, *11*. doi: [10.1038/s41598-020-79655-7](https://doi.org/10.1038/s41598-020-79655-7)
- Thompson, D. B., & Roundy, P. E. (2013). The relationship between the madden-julian oscillation and u.s. violent tornado outbreaks in the spring. *Monthly Weather Review*, *141*(6), 2087–2095. doi: [10.1175/MWR-D-12-00173.1](https://doi.org/10.1175/MWR-D-12-00173.1)

- von Storch, H., & Navarra, A. (1999). *Analysis of climate variability* (2.<sup>a</sup> ed.). Springer-Verlag Berlin Heidelberg. doi: [10.1007/978-3-662-03744-7](https://doi.org/10.1007/978-3-662-03744-7)
- Wallace, J. M., & Gutzler, D. S. (1981). Teleconnections in the geopotential height field during the northern hemisphere winter. *Monthly Weather Review*, *109*(4), 784–812. doi: [10.1175/1520-0493\(1981\)109<0784:TITGHF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1981)109<0784:TITGHF>2.0.CO;2)
- Wang, B. (1988). Dynamics of tropical low-frequency waves: An analysis of the moist kelvin wave. *Journal of Atmospheric Sciences*, *45*(14), 2051–2065. doi: [10.1175/1520-0469\(1988\)045<2051:DOTLFW>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1988)045<2051:DOTLFW>2.0.CO;2)
- Wang, B., & Li, T. (1994). Convective interaction with boundary-layer dynamics in the development of a tropical intraseasonal system. *Journal of Atmospheric Sciences*, *51*(11), 1386–1400. doi: [10.1175/1520-0469\(1994\)051<1386:CIWBLD>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1994)051<1386:CIWBLD>2.0.CO;2)
- Wang, C., & Enfield, D. (2001). The tropical western hemisphere warm pool. *Geophysical Research Letters*, *28*(8), 1635–1638. doi: <https://doi.org/10.1029/2000GL011763>
- Wang, C., & Enfield, D. (2002). A further study of the tropical western hemisphere warm pool. *Journal of Climate*, *16*(10), 1476–1493. doi: [10.1175/1520-0442\(2003\)016<1476:AFSOTT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2003)016<1476:AFSOTT>2.0.CO;2)
- Wanner, H., Brönnimann, S., Casty, C., Gyalistras, D., Luterbacher, J., Schmutz, C., . . . Xoplaki, E. (2001, 01). North atlantic oscillation – concepts and studies. *Surveys in Geophysics*, *22*, 321–381. doi: [10.1023/A:1014217317898](https://doi.org/10.1023/A:1014217317898)
- Wheeler, M., & Hendon, H. H. (2004). An all-season real-time multivariate mjo index: Development of an index for monitoring and prediction. *Monthly Weather Review*, *132*(8), 1917–1932. doi: [10.1175/1520-0493\(2004\)132<1917:AARMMI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2004)132<1917:AARMMI>2.0.CO;2)
- Wheeler, M., & Kiladis, G. (1999). Convectively coupled equatorial waves: Analysis of clouds and temperature in the wavenumber–frequency domain. *Journal of the Atmospheric Sciences*, *56*(3), 374 - 399. doi: [10.1175/1520-0469\(1999\)056<0374:CCEWAO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1999)056<0374:CCEWAO>2.0.CO;2)
- Xie, P. P., & Arkin, P. (1997). Global precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs. *American Meteorological Society*, *78*, 2539–2558.

- Yang, S.-E., & Wu, B.-f. (2010, 01). Calculation of monthly precipitation anomaly percentage using web-serviced remote sensing data. *Proceedings - 2nd IEEE International Conference on Advanced Computer Control, ICACC 2010*, 5. doi: [10.1109/ICACC.2010.5486796](https://doi.org/10.1109/ICACC.2010.5486796)
- Zhang, C. (2013). Madden-Julian oscillation: Bridging weather and climate. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 94(12), 1849–1870. doi: [10.1175/BAMS-D-12-00026.1](https://doi.org/10.1175/BAMS-D-12-00026.1)
- Zhang, C., & Gottschalck, J. (2002). Sst anomalies of enso and the madden-julian oscillation in the equatorial pacific. *Journal of Climate*, 15(17), 2429–2445. doi: [10.1175/1520-0442\(2002\)015<2429:SAOEAT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2002)015<2429:SAOEAT>2.0.CO;2)

# Anexo A

## Precipitación diaria y anomalías

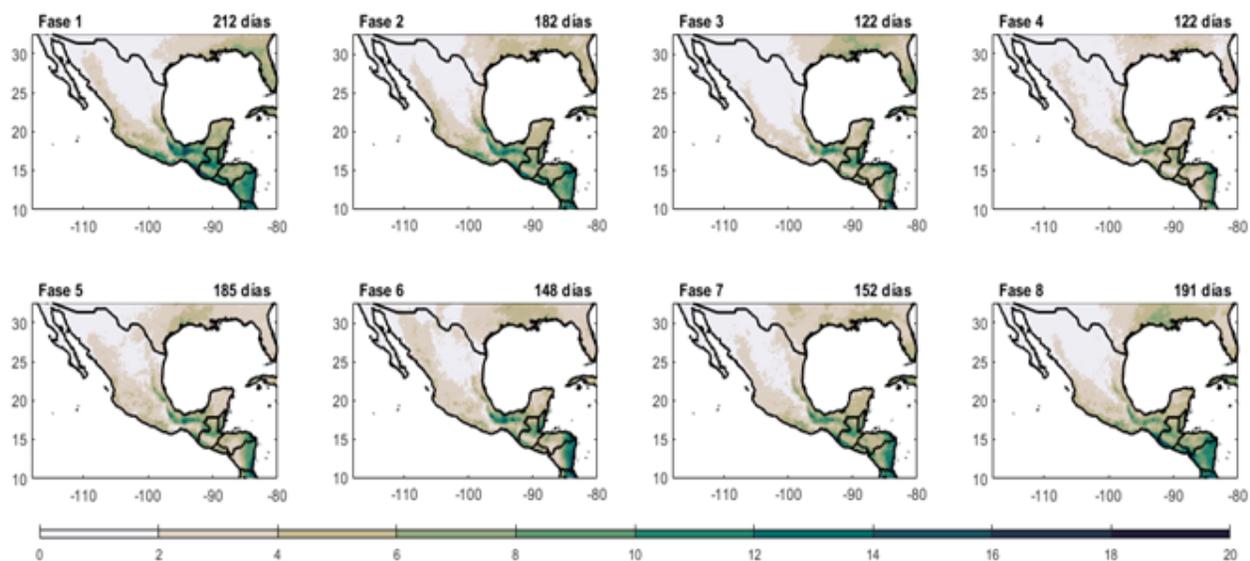


Figura A.1. Compuestos de precipitación (mm/día) durante las fases de la MJO de la base de datos CHIRPS.

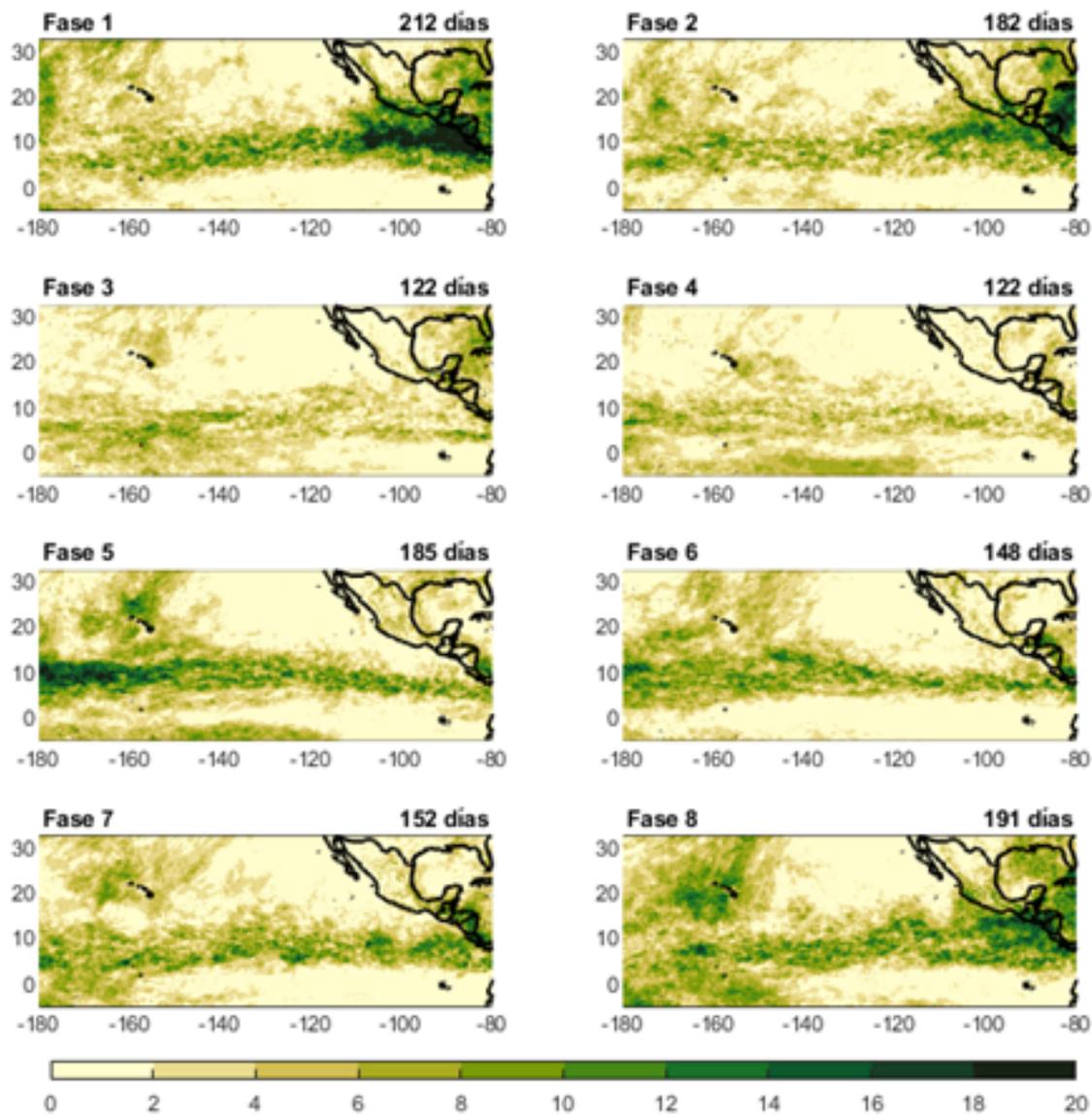
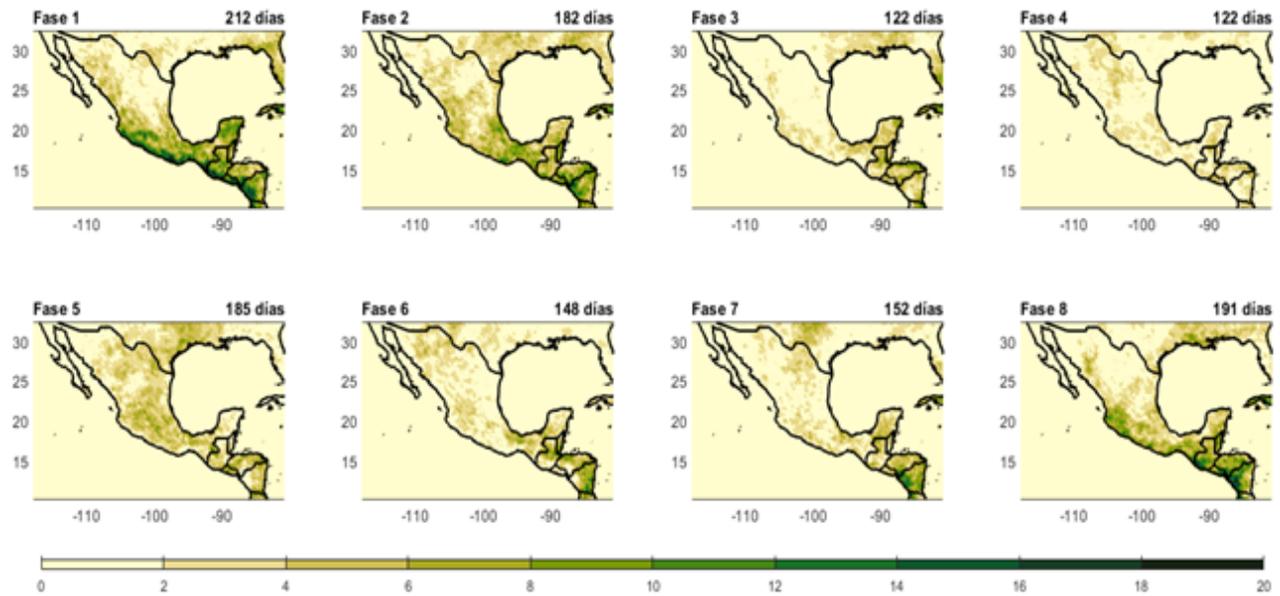


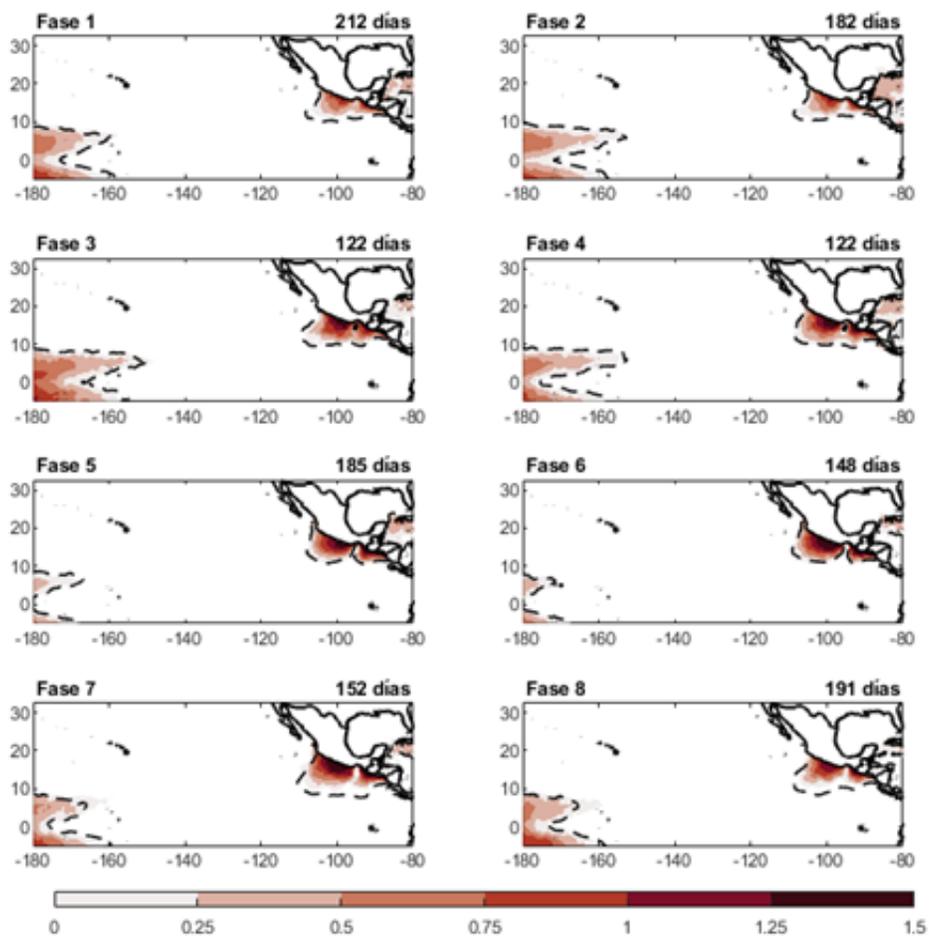
Figura A.2. Número de eventos extremos durante las fases de la MJO de la base de datos ERA5.



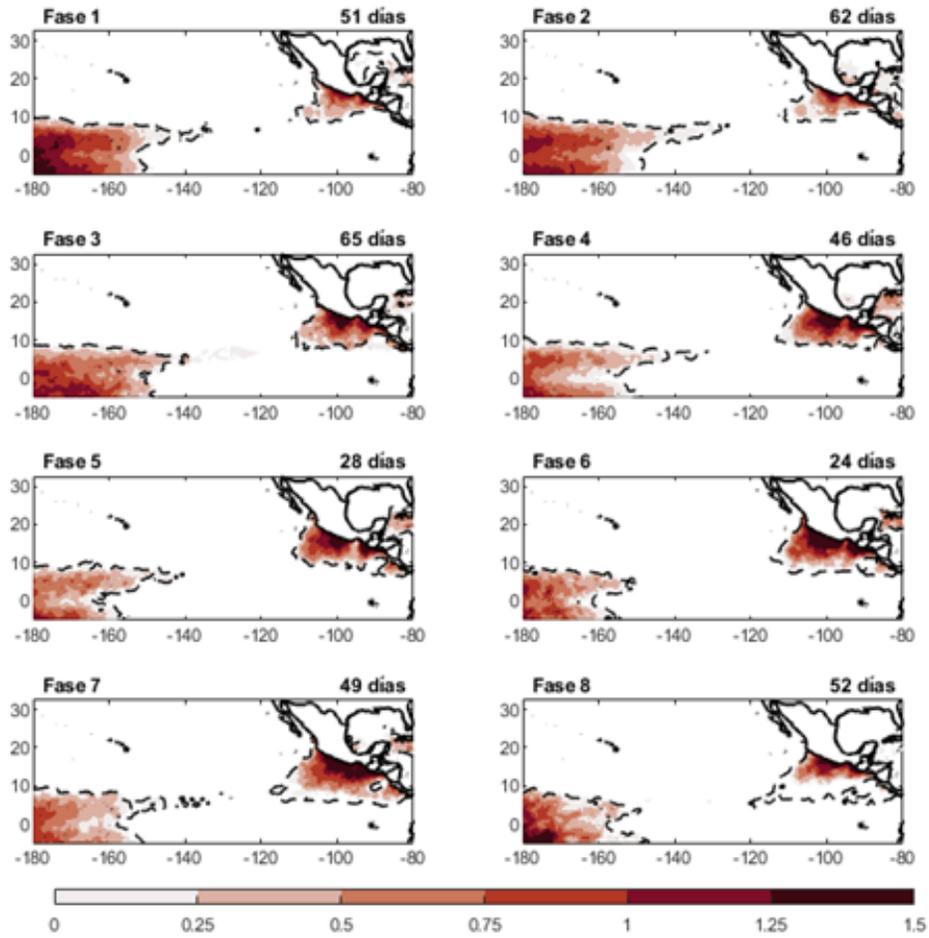
**Figura A.3.** Número de eventos extremos durante las fases de la MJO de la base de datos CHIRPS.

## Anexo B

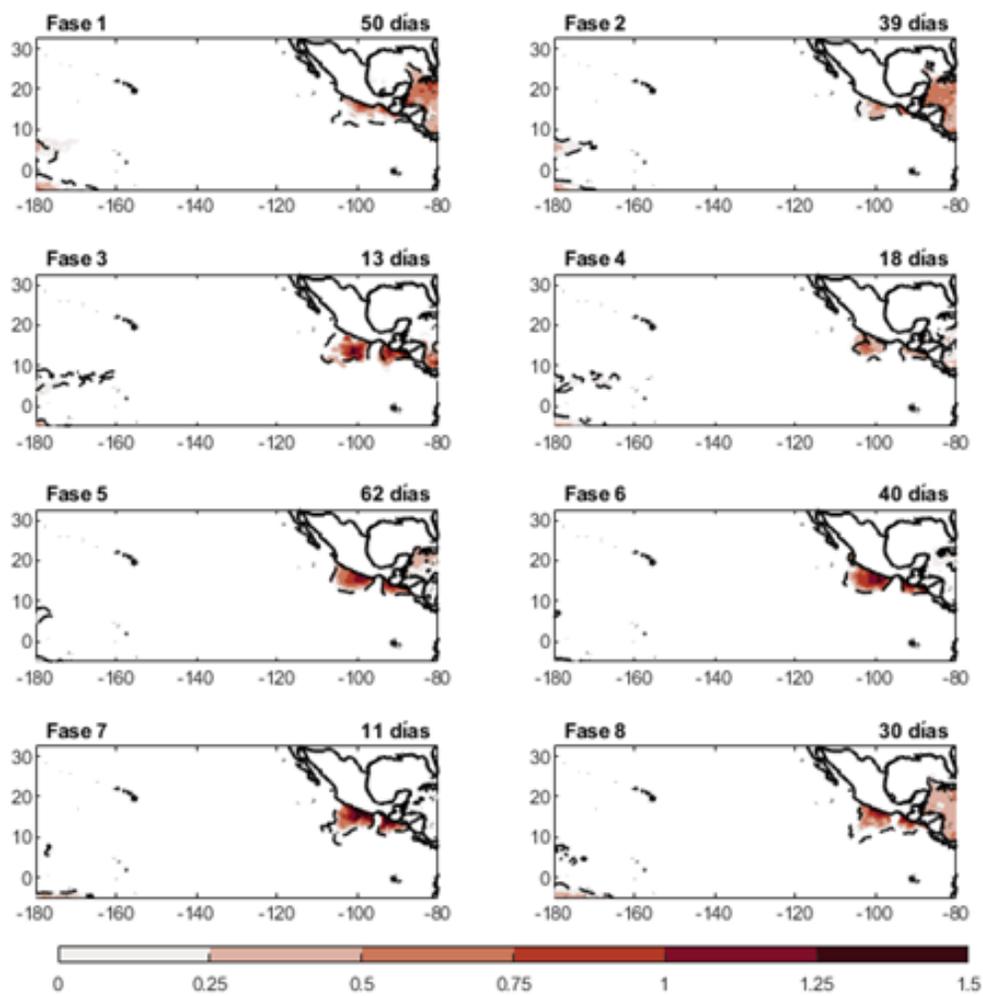
### Anomalías de la Alberca de Agua Caliente



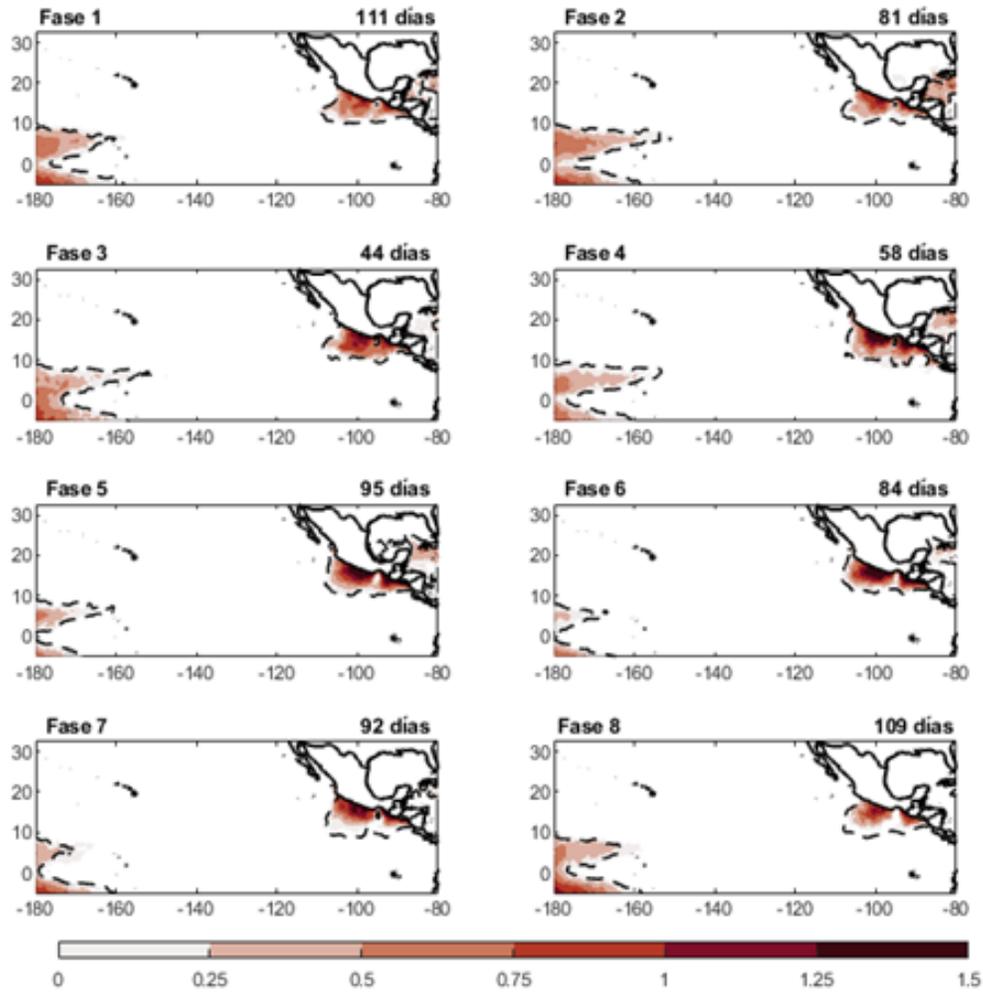
**Figura B.1.** Anomalías promedio de la temperatura de la Alberca de Agua Caliente ( $^{\circ}\text{C}$ ) durante las fases de la MJO. La línea punteada representa la isoterma de  $28.5$  que define la alberca de agua caliente.



**Figura B.2.** Anomalías promedio de la temperatura de la Alberca de Agua Caliente ( $^{\circ}\text{C}$ ) durante las fases de la MJO bajo condiciones El Niño. La línea punteada representa la isoterma de 28.5 que define la alberca de agua caliente.



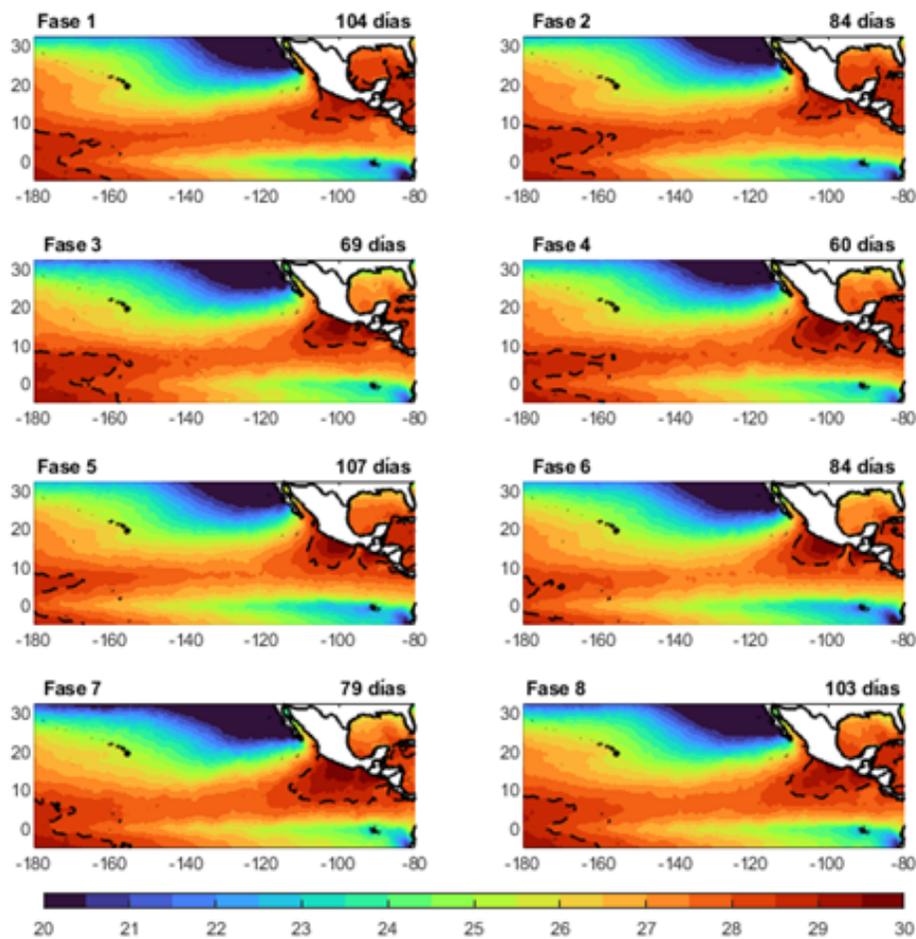
**Figura B.3.** Anomalías promedio de la temperatura de la Alberca de Agua Caliente ( $^{\circ}\text{C}$ ) durante las fases de la MJO bajo condiciones La Niña. La línea punteada representa la isoterma de 28.5 que define la alberca de agua caliente.



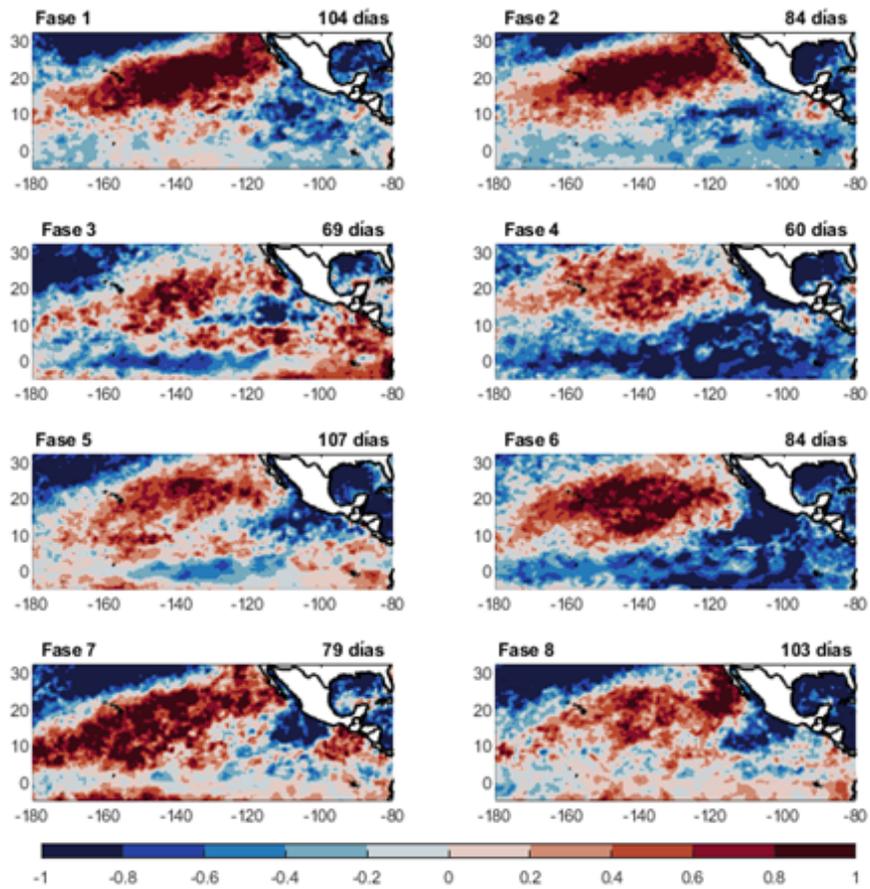
**Figura B.4.** Anomalías promedio de la temperatura de la Alberca de Agua Caliente ( $^{\circ}\text{C}$ ) durante las fases de la MJO bajo condiciones neutrales. La línea punteada representa la isoterma de 28.5 que define la alberca de agua caliente.

# Anexo C

## Compuestos de SSTs durante 1996-2012



**Figura C.1.** *Temperatura promedio de la superficie del mar (°C) durante las fases de la MJO para el periodo 1996-2012. La línea punteada representa la isoterma de 28.5 que define la alberca de agua caliente.*



**Figura C.2.** Anomalías estandarizadas de la temperatura de la superficie del mar ( $^{\circ}\text{C}$ ) durante las fases de la MJO en el periodo 1996-2012.