

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



**Doctorado en Ciencias
en Oceanografía Física**

**Variabilidad intraestacional de la precipitación de
verano en México y Centroamérica**

Tesis

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

Presenta:

Arturo Corrales Suastegui

Ensenada, Baja California, México

2019

Tesis defendida por

Arturo Corrales Suastegui

y aprobada por el siguiente Comité

Dr. Edgar Gerardo Pavía López

Codirector de tesis

Dr. Ramón Fuentes Franco

Codirector de tesis

Dra. María Tereza Cavazos Pérez

Dr. Alejandro Francisco Parés Sierra

Dr. Alexander Gershunov

Dr. Filippo Giorgi



Dr. José Gómez Valdés

Coordinador del Posgrado en Oceanografía Física

Dra. Rufina Hernández Martínez

Directora de Estudios de Posgrado

Arturo Corrales Suastegui © 2019

Queda prohibida la reproducción parcial o total de esta obra sin el permiso formal y explícito del autor y director de la tesis

Resumen de la tesis que presenta Arturo Corrales Suastegui como requisito parcial para la obtención del grado de Doctor en Ciencias en Oceanografía Física.

Variabilidad intraestacional de la precipitación de verano en México y Centroamérica

Resumen aprobado por:

Dr. Edgar Gerardo Pavía López

Codirector de tesis

Dr. Ramón Fuentes Franco

Codirector de tesis

La región del sur de México y Centroamérica (SMCA) muestra un ciclo anual de precipitación dominante bien definido. La estación lluviosa comúnmente inicia en mayo y termina en octubre, con un periodo relativamente seco entre julio y agosto conocido como Sequía de Medio Verano (SMV). Sin embargo, existen notables excepciones como la costa caribeña de Honduras y Costa Rica. Se espera que la SMV sea afectada si la región experimenta un aumento en el calentamiento diferencial entre los océanos Pacífico (OP) y Atlántico (OA) (OP-OA) hacia finales del Siglo XXI. Estudios previos han sugerido que este calentamiento diferencial podría provocar un fortalecimiento del jet de bajo nivel del Caribe (CLLJ) hacia el oeste, y que este CLLJ fortalecido trasladaría las precipitaciones hacia el oeste, cayendo éstas sobre el OP en lugar de la parte continental de la SMCA, lo que causaría una sequía severa. En este trabajo examinamos este escenario con un nuevo modelo: el Modelo Climático Regional del Centro Rossby (RCA4), para el dominio de Centroamérica del COordinated Regional Climate Downscaling Experiment (CORDEX), forzado con diferentes Modelos de Circulación General (MCG) y para diferentes Trayectorias de Concentración Representativas (RCP) de gases de efecto de invernadero. Consideramos dos períodos de 25 años como “condiciones actuales” (1981-2005) y un “escenario futuro” (2071-2095), durante la temporada del “verano extendido” (mayo a octubre). Además, analizamos el efecto de la TSM y la deforestación en la intensidad, frecuencia y extensión espacial de la SMV. Para abordar este problema, realizamos tres experimentos de 5 años (1997-2001) con el Modelo Climático Regional (RegCM4) del Centro Internacional de Física Teórica. El dominio del modelo siguió las especificaciones de CORDEX para Centroamérica y fue forzado por el ERA-Interim 75. El primer experimento fue una corrida de control (CTL), el segundo experimento (RCP) consistió en agregar a la TSM observada, el diferencial que resulta del ensamble de TSM de 11 MCGs bajo el RCP8.5 hacia finales del Siglo XXI, y el último experimento (VGE) consistió en reemplazar árboles por pastizales en la región de estudio. Los resultados sugieren que en el futuro la extensión espacial de la SMV disminuirá, y que en ciertas áreas la SMV será más intensa pero menos frecuente en comparación con las condiciones actuales. También se verificó el calentamiento diferencial oceánico, la intensificación del CLLJ y la reducción de la precipitación regional en el escenario futuro, sugerido por trabajos anteriores. Finalmente, el experimento RCP sugiere que bajo este escenario la señal de la SMV ya no se observará en el ciclo anual promedio de la precipitación regional, ya que su extensión espacial disminuirá de ~82 % a ~48 %. Además, encontramos que en el escenario VGE la intensidad de la SMV aumentará a lo largo de la costa del Pacífico y Centroamérica, y su extensión espacial casi no cambiará.

Palabras clave: SMV, México, Centroamérica, Modelo Climático Regional, precipitación de verano, RCA4, RegCM4

Abstract of the thesis presented by Arturo Corrales Suastegui as a partial requirement to obtain the Doctor of Science degree in Physical Oceanography.

Intraseasonal variability of summer precipitation in Mexico and Central America

Abstract approved by:

Dr. Edgar Gerardo Pavía López

Thesis Co-Director

Dr. Ramón Fuentes Franco

Thesis Co-Director

The Southern Mexico and Central America region (SMCA) shows a dominant well-defined precipitation annual cycle. The rainy season usually begins in May and ends in October, with a relatively dry period in July and August known as the Mid-Summer Drought (MSD); notable exceptions are the Caribbean coast of Honduras and Costa Rica. This MSD phenomenon is expected to be affected as the SMCA experiences an enhanced differential warming between the Pacific (PO) and Atlantic Oceans (AO) (PO-AO) towards the end of the 21st Century. Previous studies have suggested that this differential warming will induce a strengthening of the westward Caribbean Low-Level Jet (CLLJ), and that this heightened CLLJ will shift precipitation westward, falling on the PO instead that within the SMCA region causing a severe drought. In this work we examine this scenario with a new model, the Rossby Center Regional Climate Model (RCA4), for the COordinated Regional climate Downscaling EXperiment (CORDEX) Central America domain, forced with different General Circulation Models (MCGs) and for different Representative Concentration Paths (RCPs). We consider 25-yr periods as “present conditions” (1981-2005) and “future scenario” (2071-2095), focusing on the “extended summer” season (May to October). Additionally, we analyzed the effect of the sea surface temperature (SST) and deforestation on the intensity, frequency and spatial extent of the MSD. To address these issues, we performed three 5-year (1997-2001) experiments with the International Centre for Theoretical Physics Regional Climate Model (RegCM4). The model domain followed the specifications of CORDEX and was driven by ERA-Interim 75. The first experiment was a control run (CTL), the second experiment (RCP) consisted in adding to the SST observations the differential of the reference SST and the resulting ensemble from 11 MCGs under RCP8.5 by the end of the 21st century. The last experiment (VGE) consisted in replacing trees with grassland in the region. Results suggest that in the future the spatial extension of the MSD will decrease and that in certain areas the MSD will be more intense but less frequent compared to present conditions. Also, the oceanic differential warming, the intensification of the CLLJ, and the reduction in regional precipitation in the future scenario, suggested by previous works, was verified in this study. Finally, the RCP experiment showed that under this scenario the MSD signal would not be observable in the regional annual cycle, as the spatial extent of the MSD will decrease from ~82 % to ~48 %. Also, we found under the VGE scenario that the MSD intensity will increase along the Pacific coast and Central America, and that the MSD spatial extent it remains almost the same.

Keywords: MSD, Mexico, Central America, Regional Climate Model, summer precipitation, RCA4, RegCM4

Dedicatoria

A mi hija Alexia Nirvana:

Mi linda niña, aún recuerdo la última vez que te escribí una dedicatoria de tesis, en aquella ocasión solo eras una pequeña de siete años, el tiempo pasa rápido y ahora ya eres una hermosa jovencita de 16 años, pero como te dije en aquella ocasión, no importa cuántos años tengas, siempre serás mi niñita y te apoyaré siempre.

A mi amor Natalia

A la memoria de mis seres queridos:

Arturo Corrales, Consuelo Fernández, Francisco Suástegui, Amelia Sánchez y Daniel Suástegui.

Agradecimientos

A mis padres Manuel Arturo y Angela Beatriz por todas sus enseñanzas, apoyo, consejos, ejemplo y ayuda que siempre me han dado para alcanzar todas mis metas y objetivos que me he propuesto y a superar momentos difíciles.

A mis hermanos Patricia, Fabiola Elizabeth y Víctor Manuel por su comprensión y compañía.

A mi amor Natalia Castillo por haber estado conmigo, apoyarme y aguantarme durante todos esos momentos de frustración que se dan durante la escritura de la tesis. Siempre juntos mor.

A mi tío Jaime por su apoyo incondicional.

Al Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada por haberme brindado la formación académica y las herramientas necesarias para cumplir con este objetivo.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT) por brindarme el apoyo económico para realizar mis estudios de doctorado. No. de becario: 213978

Al International Centre for Theoretical Physics (ICTP) y a la Atomic Energy Agency (IAEA) por la beca que me otorgaron a través del Sandwich Training Educational Programme (STEP) para realizar estancias académicas en el ICTP.

Al Swedish Meteorological and Hydrological Institute (SMHI) por las simulaciones del modelo RCA4 y por apoyarme durante mi visita ahí.

Al Instituto Nacional de Investigaciones Forestales, Agrícolas y Pecuarias (INIFAP) por el apoyo brindado durante mi llegada a Ensenada.

A mis Co-Directores el Dr. Edgar Pavia y el Dr. Ramón Fuentes Franco, por haberme orientado y apoyado durante el doctorado, con lo cual logré alcanzar las metas propuestas.

Al Dr. Giorgi por haberme dado la oportunidad de visitar el ICTP y trabajar con él y sus amplias ganas de colaboración.

A la Dra. Tere Cavazos por todas las sugerencias, correcciones y comentarios que me brindó durante todo el trabajo de doctorado.

Al Dr. Parés y Dr. Gershunov por sus orientaciones durante mi formación en el doctorado.

A Lenin Flores, René Navarro y Javier Ramirez por ser unos excelentes amigos y por todas esas largas charlas de Viernes en el Irish.

A todos los compañeros del ICTP y en especial de ESP por su ayuda, compañerismo y que lograron que mi estancia en Trieste fuera una de las mejores experiencias de mi vida.

A Abraham Torres Alavez por los gratos momentos en Trieste y por las corridas del periodo histórico con RegCM4.

A Lupita Pacheco por su gran ayuda y orientación en todos los trámites.

A mis profesores durante el doctorado por haberme formado y por su amplia disponibilidad y profesionalismo para atender mis dudas.

A todos los compañeros del CICESE, que hicieron de mi estancia en Ensenada una experiencia única.

Tabla de contenido

	Página
Resumen en español	ii
Resumen en inglés	iii
Dedicatoria	iv
Agradecimientos	v
Lista de figuras	ix
Lista de tablas	xiii
Capítulo 1. Introducción	
1.1. Antecedentes	1
1.2. Hipótesis	3
1.3. Objetivos	3
1.3.1. Objetivo general	3
1.3.2. Objetivos específicos	3
Capítulo 2. Proyecciones futuras de la SMV	
2.1. Metodología	4
2.1.1. Datos de precipitación	4
2.1.2. Modelo	4
2.1.2.1. Simulaciones	4
2.1.3. La SMV	6
2.1.4. Ensamblajes	7
2.2. Resultados	7
2.2.1. Periodo de referencia	7
2.2.1.1. Ciclo anual	7
2.2.1.2. Intensidad de la SMV	8
2.2.1.3. Frecuencia espacial y área de cobertura de la SMV	9
2.2.2. Periodo futuro	11
2.2.2.1. Ciclo anual	11
2.2.2.2. Intensidad de la SMV	12
2.2.2.3. Frecuencia espacial y área de cobertura de la SMV	13
2.3. Discusión	14
2.4. Conclusiones	17
Capítulo 3. El efecto de la TSM sobre la SMV	
3.1. Metodología	18
3.1.1. Datos	18
3.1.2. Modelo	19
3.1.2.1. Experimentos	19
3.1.3. La SMV	20
3.1.4. El viento zonal y la TSM	20
3.2. Resultados	20

Tabla de contenido (continuación)

3.2.1. Ciclo anual	20
3.2.2. Intensidad de la SMV	21
3.2.3. Frecuencia espacial y área de cobertura de la SMV	22
3.2.4. El cambio de la <i>I</i> y la <i>F</i> debido a la TSM	23
3.2.5. Precipitación intraestacional en la región SMCA	24
3.3. Discusión	25
3.4. Conclusiones	34

Capítulo 4. El efecto de la vegetación en la región de la SMV

4.1. Metodología	36
4.1.1. Datos	36
4.1.2. Modelo	36
4.1.2.1. Experimentos	37
4.1.3. La SMV	38
4.1.4. El viento zonal y la TSM	38
4.2. Resultados	39
4.2.1. Ciclo anual	39
4.2.2. Intensidad de la SMV	39
4.2.3. Frecuencia espacial y área de cobertura de la SMV	40
4.2.4. El cambio de la <i>I</i> y la <i>F</i> debido a la VGE	41
4.2.5. Precipitación intraestacional en la región SMCA	42
4.3. Discusión	43
4.4. Conclusiones	47

Capítulo 5. Conclusiones generales

Literatura citada	50
-----------------------------	----

Lista de figuras

Figura	Página
1. Dominio del modelo, topografía (m) y región estudio. Tomado de Corrales-Suastegui <i>et al.</i> (2019).	2
2. Ciclo anual para el período de referencia a partir de observaciones (CRU y CHIRPS) y diferentes simulaciones. El ciclo anual se calculó haciendo el promedio espacial de la precipitación mensual en toda la región de 7°N a 20°N y 77°W a 100°W. [En algunas subregiones, la SMV no es frecuente, pero su fuerte señal está presente en el ciclo anual.] Las líneas punteadas son el sesgo (modelo menos CRU) en el ciclo anual de la precipitación para M0, E_{ref} , M1, M2, M3 y M4, respectivamente. Tomado de Corrales-Suastegui <i>et al.</i> (2019).	8
3. La intensidad (I) durante el periodo de referencia: a) CRU, b) CHIRPS, c) M0, d) E_{ref} . e) La variabilidad de la intensidad promedio (\bar{I}) durante el periodo de referencia para CRU, CHIRPS y M0, calculada usando solo puntos de malla en los cuales hubieron al menos 14 años con condiciones SMV. Tomado de Corrales-Suastegui <i>et al.</i> (2019).	9
4. La frecuencia F durante el periodo de referencia: a) CRU, b) CHIRPS, c) M0, d) E_{ref} . e) El área (A_r) en el periodo de referencia para CRU, CHIRPS y M0, calculada usando solo puntos de malla en los cuales hubo al menos 14 años con condiciones SMV. Tomado de Corrales-Suastegui <i>et al.</i> (2019).	10
5. El ciclo anual para el periodo futuro. Las líneas sólidas en negro son los ensambles E_{ref} , $E_{rcp2.6}$, $E_{rcp4.5}$ y $E_{rcp8.5}$. Las líneas discontinuas en negro indican el cambio en el ciclo anual de la precipitación para $E_{rcp2.6}$, $E_{rcp4.5}$ y $E_{rcp8.5}$. Tomado de Corrales-Suastegui <i>et al.</i> (2019).	12
6. El cambio en la intensidad (I) durante 2071-2095: a) $E_{rcp2.6}$ menos E_{ref} , b) $E_{rcp4.5}$ menos E_{ref} , c) $E_{rcp8.5}$ menos E_{ref} . d) El cambio en la intensidad promedio \bar{I} calculado substrayendo el promedio de \bar{I} de E_{ref} a las series de tiempo de \bar{I} en el futuro para el $E_{rcp2.6}$, $E_{rcp4.5}$ y $E_{rcp8.5}$, calculado usando solo puntos de malla en los cuales hubo al menos 14 años con condiciones SMV. Tomado de Corrales-Suastegui <i>et al.</i> (2019).	13
7. El cambio en la frecuencia (F) durante 2071-2095: a) $E_{rcp2.6}$ menos E_{ref} , b) $E_{rcp4.5}$ menos E_{ref} , c) $E_{rcp8.5}$ menos E_{ref} . d) El cambio en A_r calculado substrayendo el promedio de A_r de E_{ref} a las series de tiempo de A_r en el futuro para el $E_{rcp2.6}$, $E_{rcp4.5}$ y $E_{rcp8.5}$, calculado usando solo puntos de malla en los cuales hubo al menos 14 años con condiciones SMV. Tomado de Corrales-Suastegui <i>et al.</i> (2019).	14
8. Correlación entre la intensidad y el promedio estacional del $iCLLJ$ e $iTAP$: a) $I-iCLLJ$ para el RCP2.6, c) igual que a) pero para el RCP4.5, y e) igual que a) pero para el RCP8.5. b) $I-iTAP$ para el RCP2.6, d) igual que b) pero para el RCP4.5, y f) igual que b) pero para el RCP8.5. Los contornos negros son el intervalo de confianza del 80 % de las correlaciones significativas. g) Las series de tiempo del $iTAP$ e $iCLLJ$ (intervalo de confianza del 95 % y $r = 0.75$). El lado izquierdo (derecho) de la línea discontinua muestra el período de referencia (futuro). Tomado de Corrales-Suastegui <i>et al.</i> (2019).	16

Lista de figuras (continuación)

Figura	Página
9. El ciclo anual de la Δ TSM ($TSM_{futuro} - TSM_{referencia}$) obtenido a partir de los ensambles de TSM de los modelos globales para los períodos de referencia y futuro.	20
10. Ciclo anual para el período de 1997-2001 a partir de observaciones (CRU y CHIRPS) y diferentes simulaciones (CTL y RCP). El ciclo anual se calculó haciendo el promedio espacial de la precipitación mensual en toda la región de 7°N a 20°N y 77°W a 100°W. [En algunas subregiones, la SMV no es frecuente, pero su fuerte está presente en el ciclo anual.]	21
11. Intensidad (I) de la SMV en por ciento para: a) CRU. b) CHIRPS. c) CTL y d) RCP durante el periodo 1997-2001.	22
12. La frecuencia (F) de la SMV en por ciento de años durante 1997-2001 para: a) CRU. b) CHIRPS. c) CTL y d) RCP.	23
13. El efecto de la TSM (RCP menos CTL) en la SMV durante 1997-2001. a) ΔI y b) ΔF . ΔI y ΔF están en %.	24
14. El cociente de variación de la precipitación de MJJASO filtrada de 20-80 días entre la desviación estándar sin filtrar. a) CHIRPS, b) CTL y c) RCP.	25
15. CLLJ para el experimento CTL. a) Velocidad del viento (m/s) en 925 hPa para la estación JJA del período 1997-2001. b) Ciclo anual del perfil vertical (1000-600 hPa) del vineto zonal (m/s). c) Velocidad del viento zonal (m/s) promediada entre 70W - 80W para la estación JJA del período 1997-2001. d) Velocidad del viento zonal (m/s) promediada entre 12.5N - 17.5N para la estación JJA del período 1997-2001.	27
16. CLLJ para el experimento RCP. a) Velocidad del viento (m/s) en 925 hPa para la estación JJA del período 1997-2001. b) Ciclo anual del perfil vertical (1000-600 hPa) del vineto zonal (m/s). c) Velocidad del viento zonal (m/s) promediada entre 70W - 80W para la estación JJA del período 1997-2001. d) Velocidad del viento zonal (m/s) promediada entre 12.5N - 17.5N para la estación JJA del período 1997-2001.	28
17. Correlación entre la precipitación mensual (mayo a octubre) y el iTAP para a) CHIRPS, b) CTL y c) RCP; d) a f) igual que a) a c) pero para el iCLLJ. Los contornos negros son el intervalo de confianza del 80 % de correlaciones significativas. g) Las series de tiempo del iTAP (rojo) y iCLLJ (azul) (r al 95 % de confianza para el RCP (CTL) es 0.51 (0.86)). Las líneas sólidas muestran al CTL y las líneas punteadas al experimento RCP.	29
18. Correlación entre la TSM mensual (mayo a octubre) y el iCLLJ durante 1997-2001 para a) EIN75, b) CTL y c) RCP. Los contornos negros son el intervalo de confianza del 99 % de correlaciones significativas.	30

Lista de figuras (continuación)

Figura	Página
19. Correlación entre la SLP mensual (mayo a octubre) y el iCLJJ para a) EIN75, b) CTL y c) RCP durante 1997-2001. Los contornos negros indican las correlaciones significativas para el intervalo de confianza del 99%.	31
20. La SLP (sombreado) estacional (hPa) y vectores de viento (ms^{-1}) en los 925-hPa para a) DJF, b) MAM, c) JJA y d) SON para el CTL. e) - h) similar a a) - d) pero para el RCP.	32
21. La TSM mensual de mayo a octubre para el CTL (primera fila), el RCP (segunda fila) y la ΔTSM (tercera fila). El contorno negro representa la isoterma de 28.5 °C.	33
22. Las diferencias de SLP (hPa) y vectores de viento (ms^{-1}) en 925 hPa entre el RCP y el CTL para JJA.	33
23. El promedio estacional de la ΔPr (mm/d).	34
24. Porcentaje de cobertura del tipo funcional de planta (PFT) para el CTL para a) Pasto. b) Árbol tropical de hoja perenne. c) Árbol tropical caducifolio. d) Árbol templado de hoja perenne. e) Árbol templado de hoja perenne y f) Árbol de hoja caduca templado.	37
25. Porcentaje de cobertura del tipo funcional de planta (PFT) para el VGE para a) Pasto. b) Árbol tropical de hoja perenne. c) Árbol tropical caducifolio. d) Árbol templado de hoja perenne. e) Árbol templado de hoja perenne y f) Árbol de hoja caduca templado.	38
26. Ciclo anual para el período de 1997-2001 a partir de observaciones (CRU y CHIRPS) y diferentes simulaciones (CTL y VGE). El ciclo anual se calculó haciendo el promedio espacial de la precipitación mensual en toda la región de 7°N a 20°N y 77°W a 100°W. [En algunas subregiones, la SMV no es frecuente, pero su fuerte está presente en el ciclo anual.]	39
27. La intensidad (I) de la SMV en porciento para: a) CRU. b) CHIRPS. c) CTL y d) VGE.	40
28. La frecuencia (F) de la SMV en porciento de años para: a) CRU. b) CHIRPS. c) CTL y d) VGE.	41
29. El efecto de los pastizales (VGE menos CTL) en la SMV. a) ΔI y b) ΔF . ΔI y ΔF están en %.	42
30. El cociente de variación de la precipitación de MJJASO filtrada de 20-80 días entre la desviación estándar sin filtrar. a) CHIRPS, b) CTL y c) VGE. . .	43

Lista de figuras (continuación)

Figura	Página
31. CLLJ para el experimento VGE. a) Velocidad del viento (m/s) en 925 hPa para la estación JJA del período 1997-2001. b) Ciclo anual del perfil vertical (1000-600 hPa) del viento zonal (m/s). c) Velocidad del viento zonal (m/s) promediada entre 70W - 80W para la estación JJA del período 1997-2001. d) Velocidad del viento zonal (m/s) promediada entre 12.5N - 17.5N para la estación JJA del período 1997-2001.	44
32. Correlación entre la precipitación mensual (mayo a octubre) y el iTAP para a) CHRIPS, b) CTL y c) VGE; d) a f) igual que a) a c) pero para el iCLLJ. Los contornos negros son el intervalo de confianza del 80 % de correlaciones significativas. g) Las series de tiempo del iTAP (rojo) y iCLLJ (azul) (r al 95 % de confianza para el VGE (CTL) es 0.84 (0.86)). Las líneas sólidas muestran al CTL y las líneas punteadas al experimento VGE.	45
33. Las diferencias de SLP (hPa) y vectores de viento (m/s) en 925 hPa entre el VGE y el CTL para JJA.	46
34. Las diferencias de magnitud de viento (m/s) y vectores de viento (m/s) en 925 hPa entre el VGE y el CTL para JJA.	46
35. Diferencias en temperatura (en °C) para el experimento VGE menos CTL para a) MAM, b) JJA y c) SON. Diferencias de precipitación (en mm/día) para d) MAM, e) JJA y f) SON.	47

Lista de tablas

Tabla	Página
1. Resumen de simulaciones realizadas para los periodos de referencia y futuro bajo diferentes RCPs. Las simulaciones M3 para el dominio de Centroamérica del CORDEX solo fueron realizadas para el periodo de referencia y el RCP2.6 y RCP8.5.	5
2. El promedio y desviación estándar de A_r para distintas bases de datos para el periodo de referencia calculados a partir de las series de tiempo en la Figura 4e. Tomado de Corrales-Suastegui <i>et al.</i> (2019).	11
3. La media y desviación estándar (std) de A_r para M1 a M4 y E_{rcp} para el periodo futuro bajo diferentes RCPs. La media y desviación estándar están relacionadas con las series de tiempo de la Figura 7d.	14
4. Los modelos del CMIP5 utilizados para los ensambles de TSM para los periodos de referencia (1995-2014) y futuro (2080-2099) siguiendo el RCP8.5.	19
5. Media (m_i) y desviación estándar (std_i) del $iTAP$ y $iCLLJ$ y su correlación (r) con intervalo de confianza del 95 % para CTL y RCP para el periodo 1997-2001.	26
6. Media (m_i) y desviación estándar (std_i) del $iTAP$ y $iCLLJ$ y su correlación (r) con intervalo de confianza del 95 % para CTL y VGE para el periodo 1997-2001.	43

Capítulo 1. Introducción

En este trabajo investigamos la variabilidad intraestacional de la precipitación de verano en la región del sur de México y Centroamérica (SMCA) bajo diferentes escenarios, en particular un fenómeno climatológico muy notorio: la llamada sequía de mediados de verano (SMV). La SMV es el período relativamente seco, típicamente en julio y agosto, entre los picos de lluvia de junio y septiembre (Magaña *et al.*, 1999). Sin embargo, en algunas regiones cercanas a la costa caribeña de Honduras, Costa Rica y Panamá, los dos máximos de precipitación ocurren en julio y noviembre (ver Alfaro (2002); Taylor y Alfaro (2005)). La SMV podría verse afectada por las condiciones climatológicas proyectadas para futuros escenarios regionales (Fuentes-Franco *et al.* (2015) y referencias). Por ejemplo, el aumento en el calentamiento diferencial entre los océanos Pacífico (OP) y Atlántico (OA) (OP-OA), hacia el final del presente siglo, podría causar un fortalecimiento del jet de bajo nivel del Caribe (CLLJ) hacia el oeste (Amador, 1998, 2008), lo que a su vez podría llevar las precipitaciones hacia el océano en lugar de la parte continental de la SMCA provocando una sequía severa en la región (Hidalgo *et al.*, 2015, 2019). En esta investigación usaremos dos modelos climáticos regionales para el dominio del COordinated Regional climate Downscaling EXperiment (CORDEX) para Centroamérica (Figura 1): i) el Modelo Climático Regional del Centro Rossby (RCA4), forzado con diferentes Modelos de Circulación General (MCG) y para diferentes Trayectorias de Concentración Representativas (RCP) y ii) el Modelo Climático Regional del International Centre for Theoretical Physics (ICTP) (RegCM4), forzado con el Era-Interim y para dos diferentes escenarios, uno de deforestación y el otro con un océano más cálido. Esperamos que al examinar los cambios en la intensidad, frecuencia y extensión espacial de la SMV, podamos contribuir al entendimiento de la sequía proyectada para finales del Siglo XXI en la región de estudio.

1.1. Antecedentes

Existen diversos estudios en los cuales se utilizaron datos observacionales, de reanálisis y salidas de modelos climáticos globales con el fin de proponer mecanismos forzantes de la SMV (Magaña *et al.* (1999); Amador *et al.* (2006); Small *et al.* (2007); entre otros); por ejemplo, Magaña *et al.* (1999) propone a la radiación de onda corta, la temperatura superficial del mar (TSM) y procesos convectivos. De manera

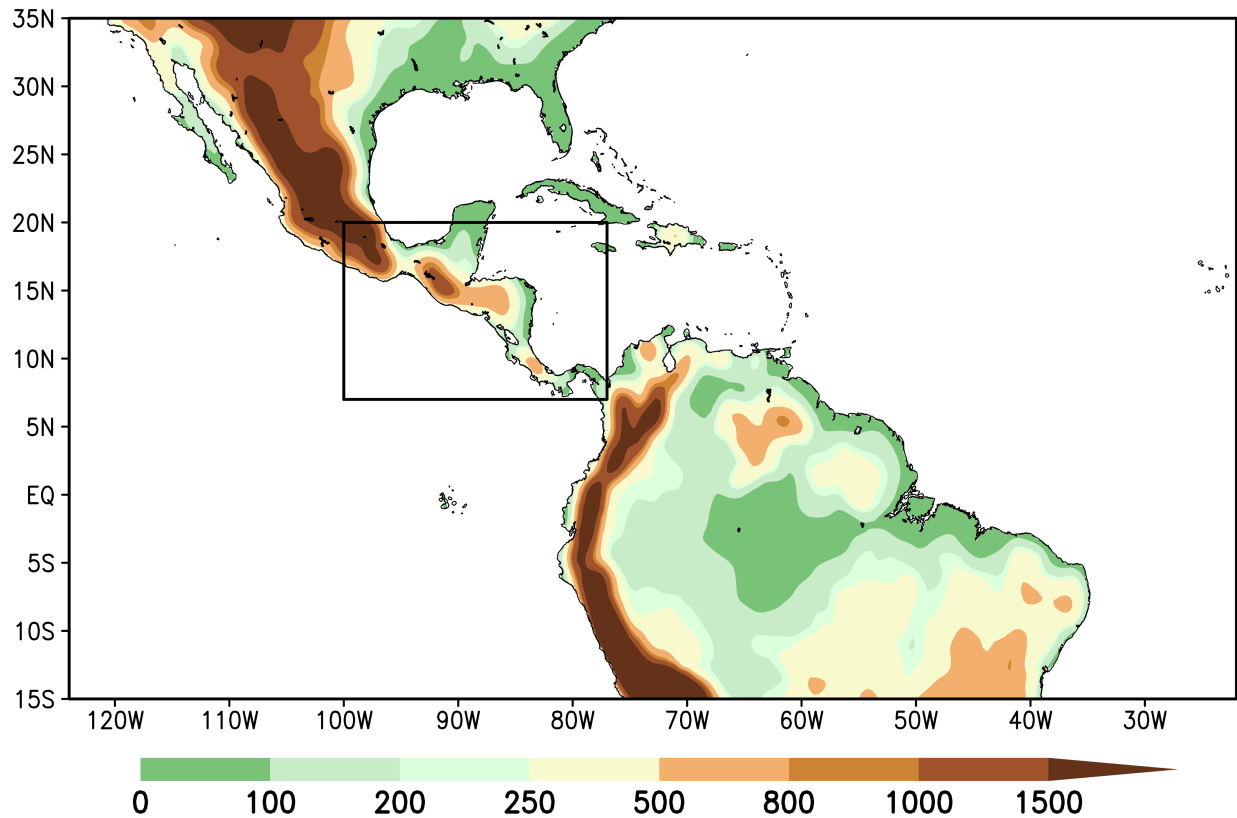


Figura 1. Dominio del modelo, topografía (m) y región estudio. Tomado de Corrales-Suastegui *et al.* (2019).

general, el desplazamiento hacia el norte de la Zona Intertropical de Convergencia (ZITC) genera un área de intensa convección sobre el Pacífico oriental durante mayo-junio, dando lugar al primer máximo en la precipitación. La nubosidad asociada a esta convección bloquea la entrada de radiación solar, provocando una disminución en la convección durante julio-agosto ocasionando la SMV. La poca nubosidad durante este periodo permite la entrada de radiación de onda corta, con lo cual se incrementa la TSM y como consecuencia aumenta la convección dando lugar al segundo máximo en la precipitación en septiembre-octubre (ver Magaña *et al.* (1999); Small *et al.* (2007); entre otros). Sin embargo, un experimento de campo realizado por Magaña y Caetano (2005) solo verificó de manera parcial los mecanismos anteriores: la TSM y la precipitación mostraron un comportamiento bimodal pero la radiación solar no disminuyó durante septiembre como se indicó en Magaña *et al.* (1999). Además, Mapes *et al.* (2005) encontraron que el desequilibrio térmico en el sistema tierra-atmósfera actúa para retrasar y limitar la amplitud de la SMV, así como la intrusión hacia el oeste de la Alta Subtropical del Atlántico Norte (NASH). La NASH podría estar vinculada a la SMV a través del CLLJ y de los vientos de brecha centroamericanos. Por otra parte, Rauscher

et al. (2008), utilizando un conjunto de 17 modelos del Proyecto de intercomparación de modelos acoplados (CMIP3), encontró que los modelos subestimaban la precipitación debido a la representación suavizada de la topografía de la región, y que solo la mitad de los modelos simulaban la SMV. Más recientemente, Imbach *et al.* (2018) utilizó el Modelo Climático Regional Eta de alta resolución espacial (8 km) para investigar períodos históricos (1961-1990) y futuros (2021-2050); encontraron que, en comparación con el período histórico, las simulaciones futuras para un RCP en particular mostraron un área de la SMV más grande, mayor intensidad de ésta y una reducción en la precipitación. Lo anterior sugiere que, aunque el escenario futuro seco parece ser robusto, el estado futuro de la SMV sigue siendo un tanto difícil de alcanzar. Por otra parte, Oglesby *et al.* (2010) mostraron que una completa deforestación sobre la región SMECA principalmente impacta en la precipitación (reduciéndola) y en la temperatura (incrementándola). Por lo tanto, para investigar más a fondo la SMV, usaremos el modelo RCA4 forzado con diferentes MCG y para diferentes RCP y de manera adicional, utilizaremos el RegCM4 para explorar el efecto de la TSM y la deforestación en la SMV, como se explica a continuación.

1.2. Hipótesis

La SMV se verá afectada por el posible aumento del calentamiento diferencial entre los Océanos Pacífico y Atlántico hacia el final del presente siglo en la SMCA.

1.3. Objetivos

1.3.1. Objetivo general

Investigar la variabilidad intraestacional de la precipitación en México y Centroamérica usando modelos climáticos regionales.

1.3.2. Objetivos específicos

1. Analizar proyecciones futuras de la SMV.
2. Entender el efecto de la TSM sobre la SMV.
3. Explorar el efecto de la vegetación en la región de la SMV mediante experimentos de deforestación.

Capítulo 2. Proyecciones futuras de la SMV

En este Capítulo analizaremos la SMV hacia finales del Siglo XXI. Como se mencionó en el Capítulo 1 usaremos el modelo RCA4 para el dominio del CORDEX para Centroamérica (ver Figura 1)), forzado con diferentes MCG y para diferentes RCPs. Para que este documento esté completo se presentan de forma breve la metodología, resultados, discusión y conclusiones, los cuales están ampliamente documentados en Corrales-Suastegui *et al.* (2019).

2.1. Metodología

2.1.1. Datos de precipitación

En este trabajo utilizamos campos mensuales de dos bases de datos: i) la Unidad de Investigación Climática de la Universidad de East Anglia (CRU) con resolución de 0.5°(Mitchell y Jones, 2005), (disponible en: <http://www.cru.uea.ac.uk/data>) y ii) el Grupo de Riesgos Climáticos de Precipitación Infrarroja con Datos de la Estación (CHIRPS) con resolución de 0.05°(Funk *et al.*, 2015), (disponible en: <ftp://ftp.chg.ucsb.edu/pub/org/chg/products/CHIRPS-2.0>).

2.1.2. Modelo

El modelo RCA4 es semi-lagrangiano, semi-implícito con difusión horizontal de sexto orden aplicado a las variables de pronóstico (Samuelsson *et al.*, 2011) ejecutado para el dominio inicial del CORDEX (Giorgi *et al.*, 2009; Giorgi y Gutowski, 2015), y programado para producir campos mensuales como salida.

2.1.2.1. Simulaciones

Definimos el periodo 1981-2005 como referencia para las "condiciones presentes" y similarmente el periodo 2071-2095 como representativo de las "condiciones futuras". Para el periodo de referencia hicimos una simulación (M0) forzada por el reanálisis ERA-Interim (Dee *et al.*, 2011) del European Centre for Medium-Range Weather Forecast

(ECMWF), disponible en: (<http://apps.ecmwf.int/datasets/>), como evaluación del modelo. También analizamos simulaciones forzadas por siete GCMs del Climate Model Intercomparison Project 5 (CMIP5) (Taylor *et al.*, 2012):

1. Met Office Hadley Centre MOHC-HadGEM2-ES (M1),
2. Max Planck Institute for Meteorology (MPI-M) M-MPI-ESM-LR (M2),
3. Model for Interdisciplinary Research On Climate MIROC-MIROC5 (M3),
4. European EC-Earth consortium ICHEC-EC-EARTH (M4),
5. NOAA-Geophysical Fluid Dynamics Laboratory NOAA-GFDL-ESM2M (M5),
6. Norwegian Climate Centre NCC-NorESM1-M (M6) and
7. Institut Pierre-Simon Laplace IPSL-CM5A-MR (M7).

Las simulaciones M5, M6 y M7 fueron descartadas ya que no reprodujeron el ciclo anual adecuadamente (ver Figura 2 en la sección 2.2.1.1). Las simulaciones M1, M2, M3 y M4 fueron realizadas para ambos periodos (referencia y futuro) bajo diferentes RCPs. Las simulaciones del RCA4 forzado por el MIROC5 (M3) para el dominio de Centroamérica del CORDEX solo se realizaron para el periodo de referencia y dos escenarios, RCP2.6 y RCP8.5 (ver Tabla 1). En este trabajo no hicimos corrección al sesgo. Para una descripción del conjunto completo de MCGs usados para forzar el RCA4 en este trabajo ver Hidalgo y Alfaro (2015).

Tabla 1. Resumen de simulaciones realizadas para los periodos de referencia y futuro bajo diferentes RCPs. Las simulaciones M3 para el dominio de Centroamérica del CORDEX solo fueron realizadas para el periodo de referencia y el RCP2.6 y RCP8.5.

	Reference	Future		
		RCP2.6	RCP4.5	RCP8.5
M1	x	x	x	x
M2	x	x	x	x
M3	x	x		x
M4	x	x	x	x

2.1.3. La SMV

Para decir si un año presentó o no condiciones SMV seguimos un criterio similar al de Karnauskas *et al.* (2013); esto es, considerando datos mensuales, decidimos una temporada fue de SMV cuando había dos picos de precipitación separados entre sí por uno a tres meses (los meses relativamente secos). Si hubo tres picos de precipitación (dos uno al lado del otro), el tercer pico de precipitación debería estar separado por al menos dos, y hasta cuatro meses, desde el primer pico; de lo contrario, el año se consideró como No-SMV.

Para la SMV definimos tres cantidades, las primeras dos se aplicaron a cada punto de malla. 1) La intensidad anual (I):

$$I_k = \begin{cases} 1 - \frac{2Pp_k^{min}}{mPp_k^{max}} & \text{para año SMV} \\ 0 & \text{para año No-SMV} \end{cases} \quad (1)$$

donde $k = 1, 2, \dots, 25$ es el año, $m = 1, 2, 3$, es la longitud del periodo relativamente seco, Pp_k^{max} es la suma de la precipitación de los dos picos que bordean los meses relativamente seco y Pp_k^{min} es la precipitación total durante los meses relativamente secos. 2) La frecuencia (F):

$$F = \frac{1}{25} \sum_{k=1}^{25} (Oc_k) * 100 \quad (2)$$

donde Oc_k es la ocurrencia en el año k ($Oc_k = 1$ para años SMV y $Oc_k = 0$ para años No-SMV). Y 3) el área de cobertura (Ar):

$$Ar_k = \frac{1}{p} \sum_{k=1}^p (Oc_k^i) * 100 \quad (3)$$

donde $i = 1, 2, \dots, p$ es el número de punto de malla, y p es el número total de puntos de malla.

Calculamos series de tiempo de Ar_k para el promedio espacial de I_k (\bar{I}) usando puntos de malla en los cuales hubo al menos 14 años con condiciones SMV.

2.1.4. Ensamblajes

Definimos ensambles de precipitación para los periodos de referencia (E_{ref}) y futuro ($E_{rcp2.6}$, $E_{rcp4.5}$ y $E_{rcp8.5}$) promediando el correspondiente campo mensual de las simulaciones en la Tabla 1. De los ensambles de precipitación calculamos el ciclo anual, I , F y Ar . Similarmente definimos ensambles de TSM y viento zonal en 850 hPa (u_{850}) pero solo son discutidos en la sección de Discusión.

2.2. Resultados

2.2.1. Periodo de referencia

Evaluamos el desempeño del modelo comparando M0 con CRU y CHIRPS y encontramos que el modelo y las observaciones tuvieron características similares.

2.2.1.1. Ciclo anual

El E_{ref} reprodujo el ciclo anual observado mejor que M1, M2, M3 y M4 (ver Figura 2).

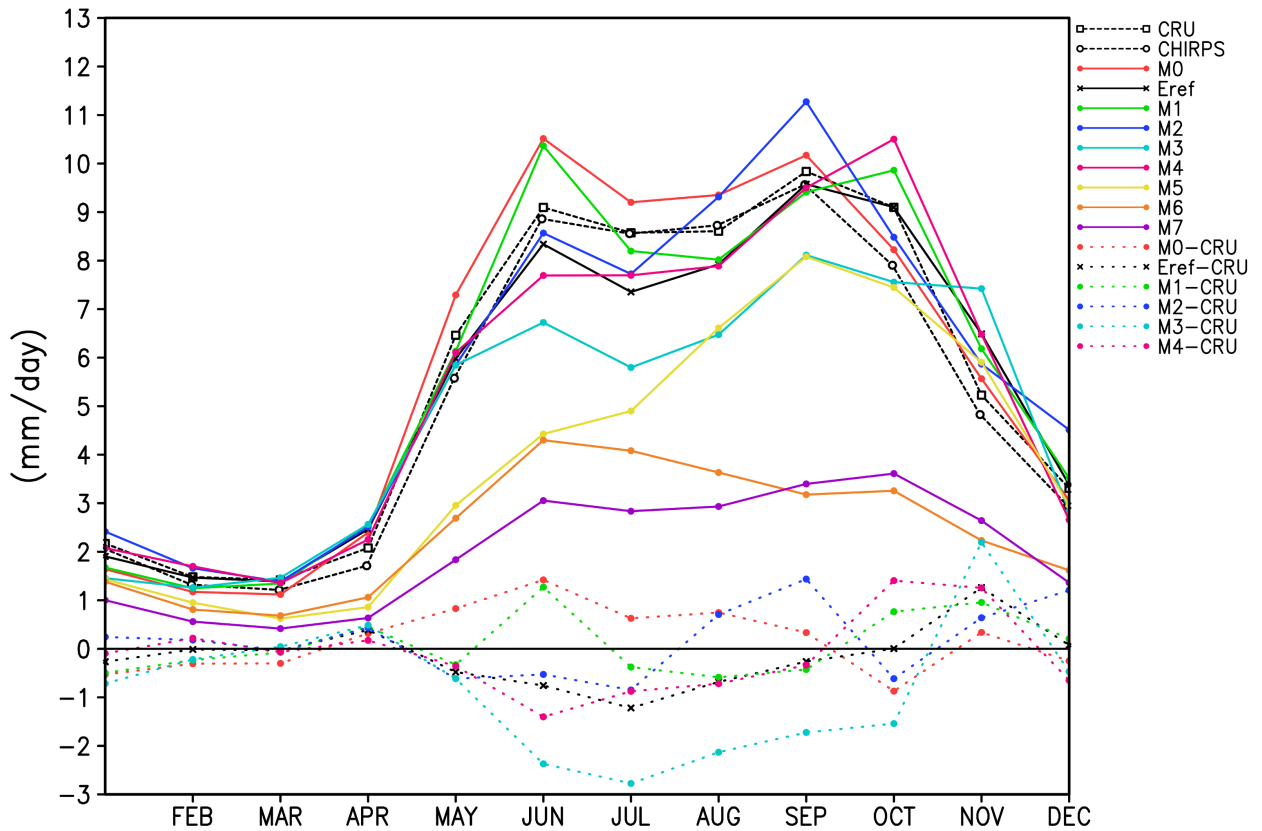


Figura 2. Ciclo anual para el período de referencia a partir de observaciones (CRU y CHIRPS) y diferentes simulaciones. El ciclo anual se calculó haciendo el promedio espacial de la precipitación mensual en toda la región de 7°N a 20°N y 77°W a 100°W. [En algunas subregiones, la SMV no es frecuente, pero su fuerte señal está presente en el ciclo anual.] Las líneas punteadas son el sesgo (modelo menos CRU) en el ciclo anual de la precipitación para M0, Eref, M1, M2, M3 y M4, respectivamente. Tomado de Corrales-Suastegui *et al.* (2019).

2.2.1.2. Intensidad de la SMV

Adicionalmente a las series de tiempo de \bar{I} construimos mapas calculando la intensidad (1) en cada punto de malla (ver Figura 3). Los valores más altos de I en CRU (Figura 3a) y CHIRPS (Figura 3b) se encontraron sobre la costa del Pacífico de Nicaragua y sobre Guatemala, Chiapas, la costa este de la Península de Yucatán, la costa de Oaxaca y algunas regiones del centro-sur de México. Estos resultados son de alguna manera similares a los de Perdigón-Morales *et al.* (2018). M0 (Figura 3c) muestra los valores más altos de $I > .30$ sobre Chiapas, las costas de Oaxaca, al sur del centro México, pero no reproduce la máxima intensidad encontrada sobre Nicaragua. Por otra parte, E_{ref} subestima de forma general la intensidad, no obstante el máximo también se encontró sobre Nicaragua, Chiapas y las costas de Oaxaca. Sin embargo, la variabilidad interanual de M0 (Figura 3e) está pobremente correlacionada con las ob-

servaciones.

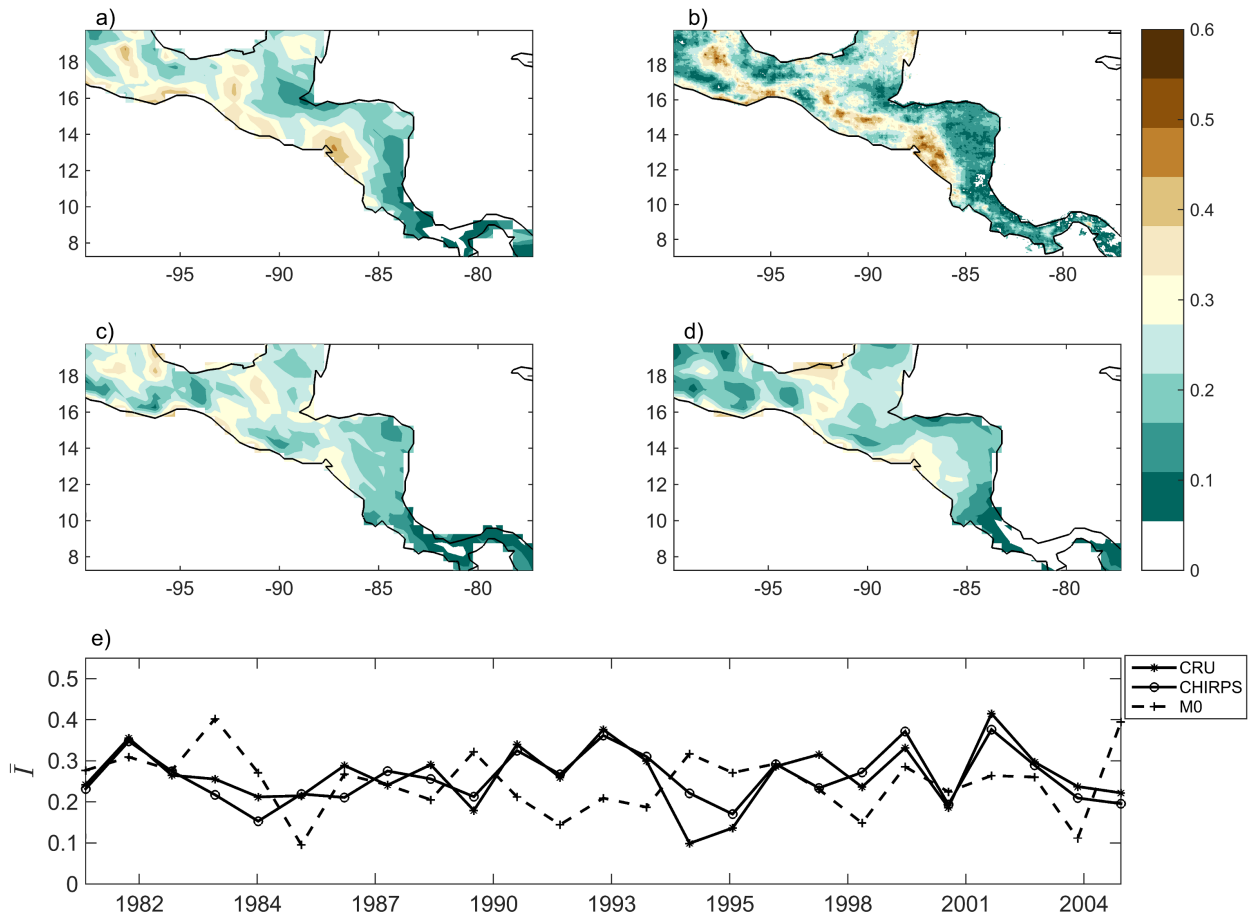


Figura 3. La intensidad (I) durante el periodo de referencia: a) CRU, b) CHIRPS, c) M0, d) E_{ref} . e) La variabilidad de la intensidad promedio (\bar{I}) durante el periodo de referencia para CRU, CHIRPS y M0, calculada usando solo puntos de malla en los cuales hubieron al menos 14 años con condiciones SMV. Tomado de Corrales-Suastegui *et al.* (2019).

2.2.1.3. Frecuencia espacial y área de cobertura de la SMV

De manera adicional a las series de tiempo de Ar (3) construimos mapas calculando la frecuencia (2) en cada punto de malla (ver Figura 4). La frecuencia es una medida de la ocurrencia de la condición de SMV. Las observaciones (4a,b) muestran los valores más altos de F ($\sim 100\%$) sobre Chiapas y Guatemala y valores altos de F que se extienden hacia el noroeste a lo largo de la costa del Pacífico.

La frecuencia fue subestimada a lo largo de toda la región SMV para M0 (Figura 4c). En cambio, E_{ref} (Figura 4d) reprodujo apropiadamente los lugares donde se dieron los valores máximos. La variabilidad interanual de Ar_k (3) se muestra en la (Figura 4e). La

correlación temporal entre M0 y CHIRPS es $r \sim 0.06$, y entre M0 y CRU es $r \sim 0.09$.

Los promedios (m_i) y desviaciones estándar (std_i) de las series de tiempo en la Figura 4e se presentan en la Tabla 2. CRU y CHIRPS tienen valores comparables de m_i ($\sim 74\%$ y $\sim 75\%$, respectivamente), sin embargo, M0 ($\sim 67\%$) subestimó m_i , pero E_{ref} ($\sim 73\%$) tiene un valor comparable. La std_i en M0 ($\sim 14\%$) estuvo cercana a CRU ($\sim 15\%$). La std_i para E_{ref} fue $\sim 15.48\%$, la cual es cercana a CRU y a M0.

Resumiendo los resultados principales del periodo de referencia, encontramos que E_{ref} reproduce bien el ciclo anual observado (Figura 2) (incluso mejor que la simulación M0); también E_{ref} reproduce bien la frecuencia (F) (ver Figura 4d) pero subestima la intensidad (I) (ver Figura 3d).

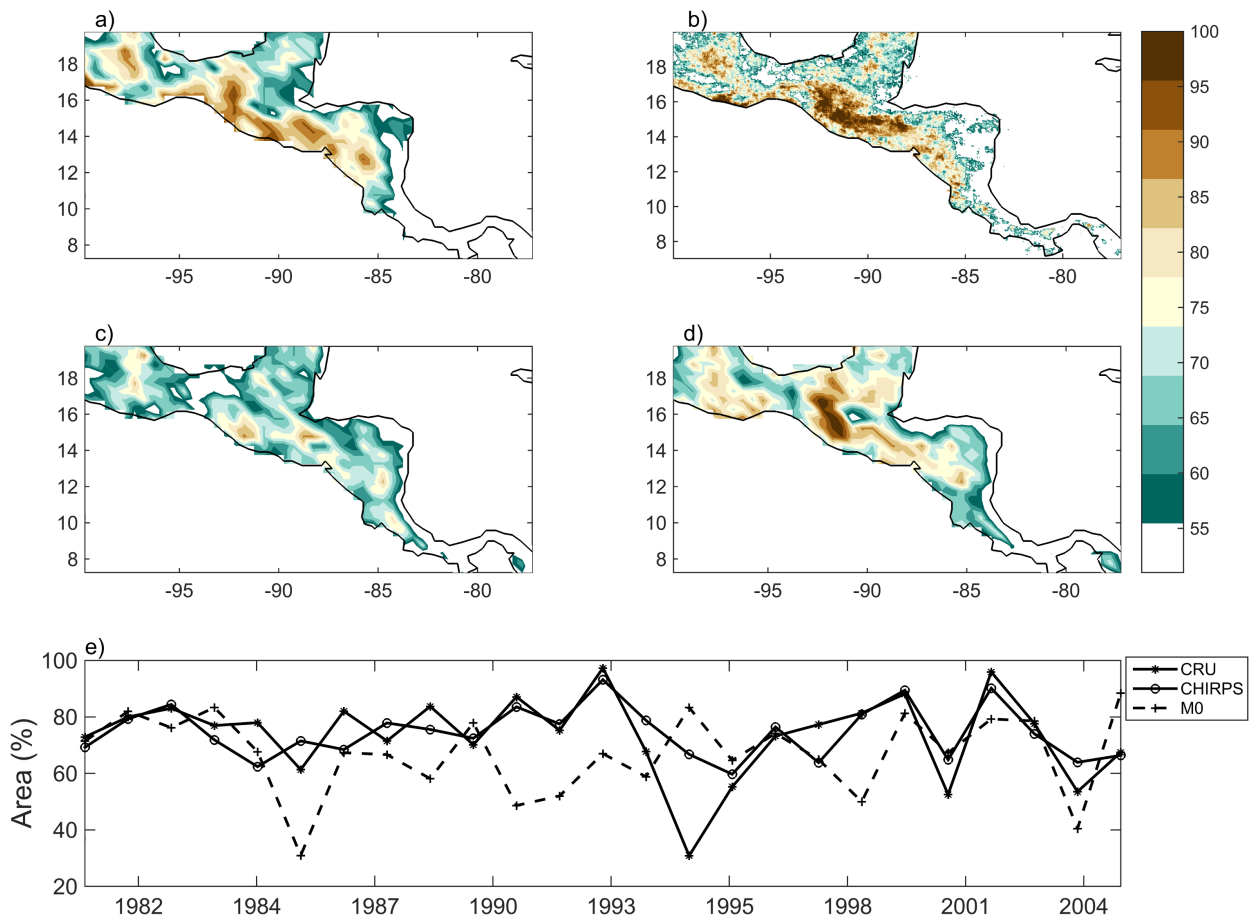


Figura 4. La frecuencia F durante el periodo de referencia: a) CRU, b) CHIRPS, c) M0, d) E_{ref} . e) El área (Ar) en el periodo de referencia para CRU, CHIRPS y M0, calculada usando solo puntos de malla en los cuales hubo al menos 14 años con condiciones SMV. Tomado de Corrales-Suastegui et al. (2019).

Tabla 2. El promedio y desviación estándar de A_r para distintas bases de datos para el periodo de referencia calculados a partir de las series de tiempo en la Figura 4e. Tomado de Corrales-Suastegui *et al.* (2019).

	CRU	CHIRPS	M0	M1	M2	M3	M4	E_{ref}
m_i	73.61	74.50	67.22	66.81	64.46	60.10	62.21	73.09
std_i	14.61	9.12	14.41	15.08	16.76	19.18	16.23	15.48

2.2.2. Periodo futuro

2.2.2.1. Ciclo anual

Calculamos el ciclo anual para todas las simulaciones y la diferencia entre la referencia y los escenarios futuros (Figura 5). También, de manera general, encontramos una extensión de la temporada de lluvias, algunos modelos incluso muestran un máximo en octubre. Encontramos más seco de junio a agosto, pero un octubre más húmedo. Este final tardío de la temporada de lluvias se reportó anteriormente en estudios que utilizaron MCGs del CMIP3 y CMIP5 (Rauscher *et al.*, 2008; Colorado-Ruiz *et al.*, 2018) (Figura 5).

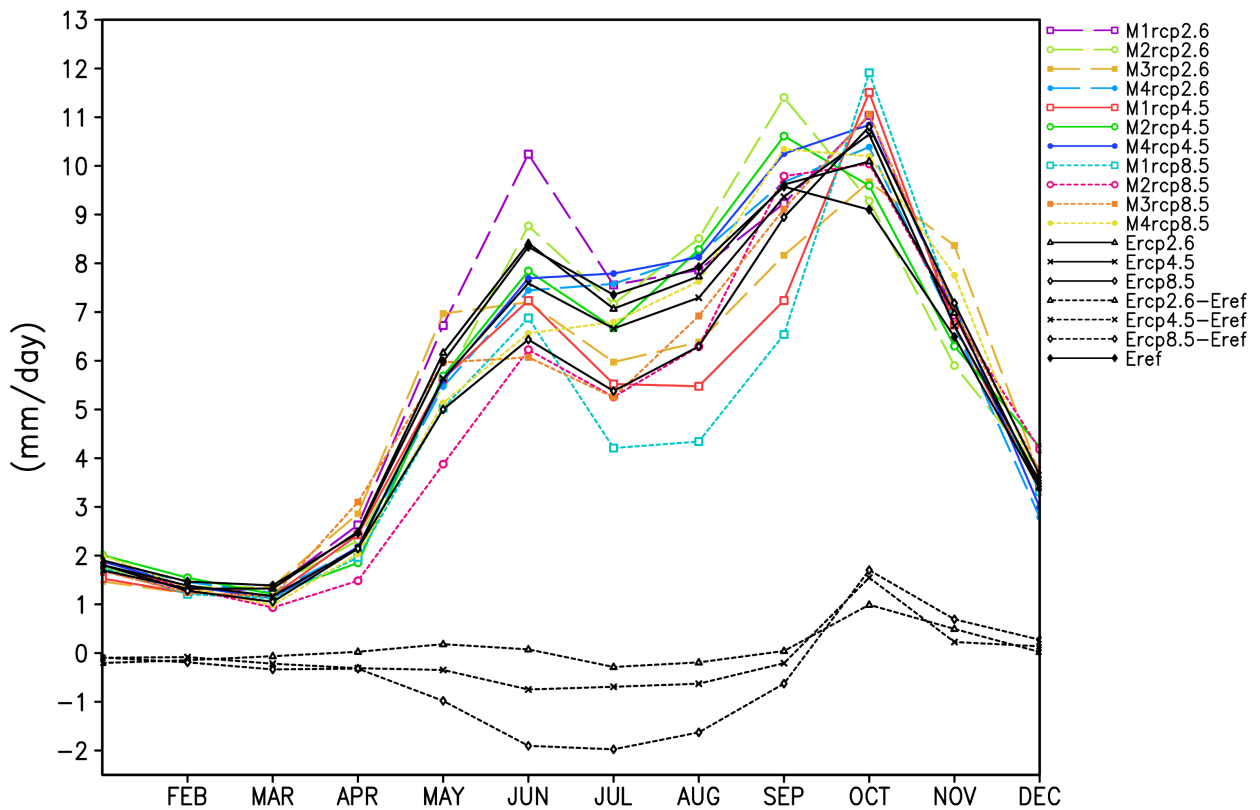


Figura 5. El ciclo anual para el periodo futuro. Las líneas sólidas en negro son los ensambles E_{ref} , $E_{rcp2.6}$, $E_{rcp4.5}$ y $E_{rcp8.5}$. Las líneas discontinuas en negro indican el cambio en el ciclo anual de la precipitación para $E_{rcp2.6}$, $E_{rcp4.5}$ y $E_{rcp8.5}$. Tomado de Corrales-Suastegui *et al.* (2019).

2.2.2.2. Intensidad de la SMV

En la Figura 6 mostramos el cambio de intensidad de la SMV ($\Delta I = I_{futuro} - I_{referencia}$). Las simulaciones revelan que la región de la costa del Pacífico muestra los valores más altos de ΔI (Figuras 6a, b, c), y que ciertas regiones muestran una intensificación (Figura 6b, c) coincidente con regiones que muestran una SMV más frecuente (Figuras 7b, c). La Figura 6d muestra que, aunque la variabilidad persiste en todos los escenarios RCP, existe un cambio hacia una mayor intensidad, que podría deberse al aumento de I a lo largo de la costa del Pacífico y en el centro-sur de México.

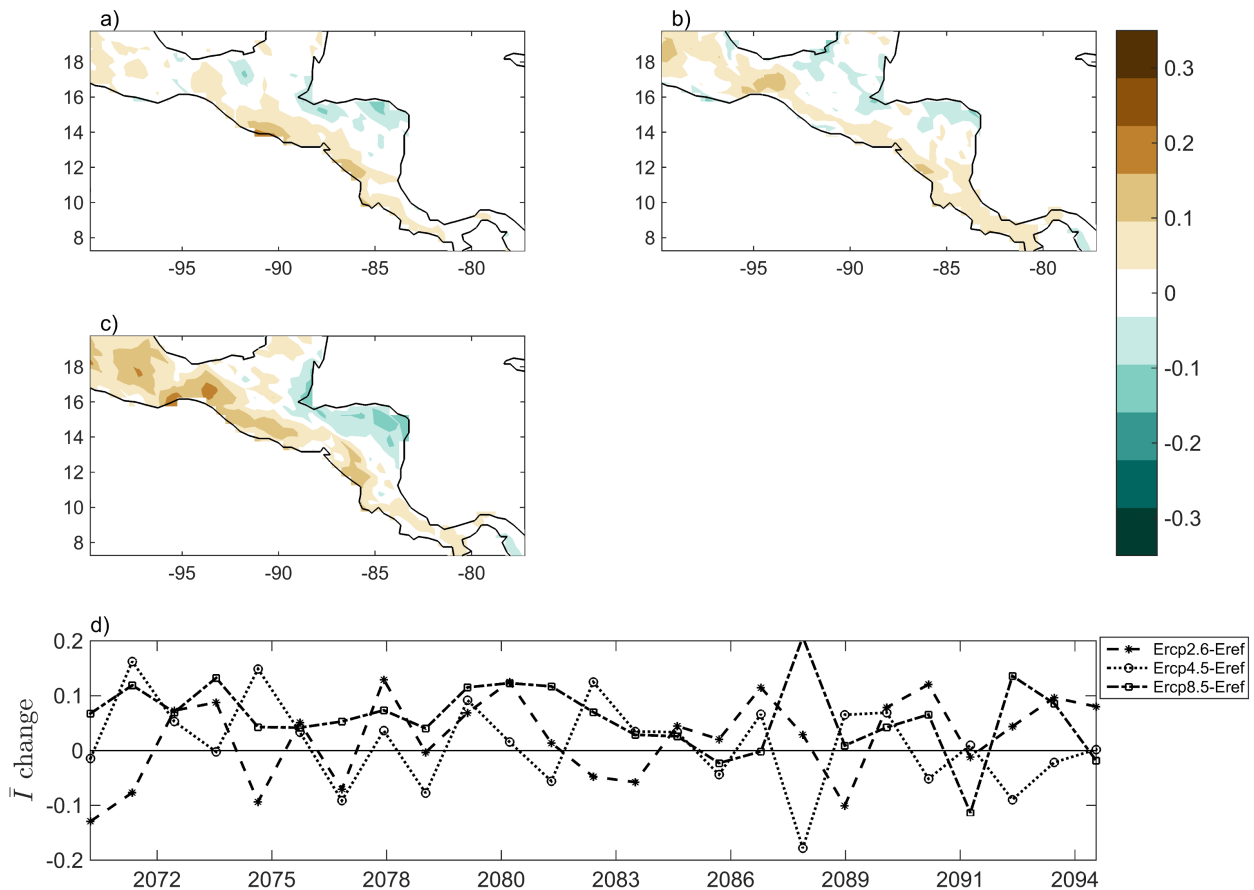


Figura 6. El cambio en la intensidad (I) durante 2071-2095: a) $E_{Rcp2.6}$ menos E_{ref} , b) $E_{Rcp4.5}$ menos E_{ref} , c) $E_{Rcp8.5}$ menos E_{ref} . d) El cambio en la intensidad promedio \bar{I} calculado substrayendo el promedio de \bar{I} de E_{ref} a las series de tiempo de \bar{I} en el futuro para el $E_{Rcp2.6}$, $E_{Rcp4.5}$ y $E_{Rcp8.5}$, calculado usando solo puntos de malla en los cuales hubo al menos 14 años con condiciones SMV. Tomado de Corrales-Suastegui *et al.* (2019).

2.2.2.3. Frecuencia espacial y área de cobertura de la SMV

En el ensamble de las simulaciones futuras encontramos valores positivos de $\Delta F = F_{futuro} - F_{referencia}$ a lo largo de la costa del Pacífico desde 86° a 94°W (Figura 7a,b,c). Una disminución de la F de la SMV en el centro de Chiapas, Belice, el este de Guatemala y la costa Atlántica de América Central (Figura 7a, b, c). Estos cambios son más intensos bajo el escenario RCP8.5 (Figura 7c). La variabilidad interanual de $\Delta Ar = Ar_{futuro} - Ar_{referencia}$ (Figura 7d) muestra que aunque hay regiones que exhiben una disminución de la F , en algunos años ΔAr es positivo, lo que muestra que ésta no cambia abruptamente. La Tabla 3 muestra la m_i y la std_i de la Ar . Una reducción en el Ar se encontró en todos los ensambles RCP (RCP8.5 $m_i \sim 73\%$, 4.5 $m_i \sim 71\%$, y 2.6 $m_i \sim 74\%$).

Tabla 3. La media y desviación estándar (std) de A_r para M1 a M4 y E_{rcp} para el periodo futuro bajo diferentes RCPs. La media y desviación estándar están relacionadas con las series de tiempo de la Figura 7d.

	RCP2.6		RCP4.5		RCP8.5	
	m_i	std_i	m_i	std_i	m_i	std_i
M1	64.17	19.70	67.18	18.00	65.84	19.32
M2	69.10	13.88	65.47	16.37	67.00	13.45
M3	59.32	19.40			58.45	18.07
M4	61.78	14.80	61.45	18.42	63.06	15.00
E_{rcp}	73.87	14.32	71.07	14.66	72.66	10.78

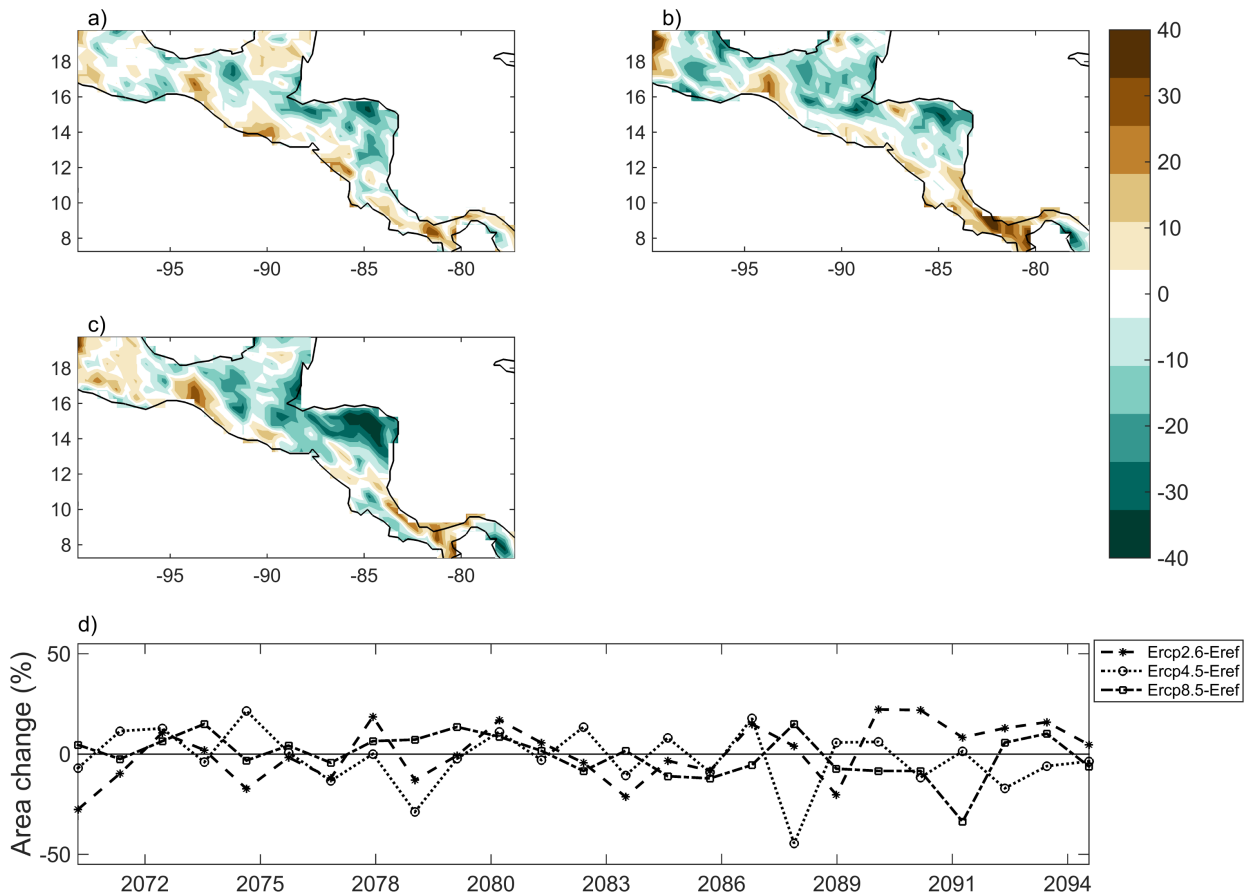


Figura 7. El cambio en la frecuencia (F) durante 2071-2095: a) $E_{rcp2.6}$ menos E_{ref} , b) $E_{rcp4.5}$ menos E_{ref} , c) $E_{rcp8.5}$ menos E_{ref} . d) El cambio en A_r calculado substrayendo el promedio de A_r de E_{ref} a las series de tiempo de A_r en el futuro para el $E_{rcp2.6}$, $E_{rcp4.5}$ y $E_{rcp8.5}$, calculado usando solo puntos de malla en los cuales hubo al menos 14 años con condiciones SMV. Tomado de Corrales-Suastegui *et al.* (2019).

2.3. Discusión

Nuestros resultados sugieren que el inicio y el final de la SMV serán los mismos para el período futuro que para el período de referencia, junio y septiembre, respectivamente.

te (ver Figura 5); lo que contrasta con los resultados de trabajos anteriores (Rauscher *et al.*, 2008). Sin embargo, la SMV será más intensa (ver Tabla 6 de Corrales-Suastegui *et al.* (2019)), principalmente debido a la reducción de la precipitación durante el verano (Figura 5), como en Imbach *et al.* (2018) para el RCP4.5. Aquí es aún más notable bajo el escenario RCP8.5 (ver Figura 6). La región donde la SMV muestra la mayor intensificación es a lo largo de la costa del Pacífico (Figura 6a, b, c), lo cual es consistente con Maloney *et al.* (2014) utilizando MCGs del CMIP5.

Como se mencionó anteriormente, los trabajos previos han explicado la fuerte reducción de la precipitación en la región SMCA en términos del fortalecimiento proyectado del CLLJ hacia el oeste (ver Fuentes-Franco *et al.* (2015) y referencias ahí), causado por el calentamiento diferencial de OP-OA (Enfield y Alfaro, 1999). En las costas de Costa Rica y Nicaragua se llevan a cabo procesos convectivos ascendentes fuertes durante el verano. Por encima de esta región convectiva, el patrón divergente en altura (cerca de 200 hPa) genera hundimiento con un proceso de secado atmosférico tanto en el Caribe como en el Pacífico tropical oriental Hidalgo *et al.* (2015). Por lo tanto, para evaluar los cambios en la TSM, restamos a cada ensamble de TSM (E_{rcp}) el ensamble de TSM para E_{ref} . Luego, siguiendo a Fuentes-Franco *et al.* (2015), calculamos un índice (iTAP) para la TSM dentro de la región del Mar Intramericano (IAS) (105°a 50°W y 0°a 35°N) (Amador, 2008). El iTAP (la diferencia entre las anomalías de OA TSM promediadas en la región entre 5 a 22°N y de 85 a 35°W, y las anomalías de OP SST promediadas en la región entre 9 a 27°N y de 110 a 90°W) indica un OP más caliente comparado con el OA en la región del IAS. Es decir, el iTAP es más negativo para todo el conjunto de modelos para todos los RCP considerados (ver Tabla 8 de Corrales-Suastegui *et al.* (2019)), lo cual es consistente con Fuentes-Franco *et al.* (2015).

De manera similar, calculamos también los cambios en el viento u850. Encontramos que el viento dentro de la región del CLLJ podría aumentar ligeramente ($\sim 0.5m/s$ durante los meses de junio, julio y agosto) para el RCP2.6, en contraste con el RCP4.5 para el cual prácticamente no se espera ningún cambio; sin embargo, para el RCP8.5 se espera que u850 se intensifique prácticamente en toda la región, pero principalmente para el CLLJ (hasta $\sim 1.5m/s$) y aún más para junio y julio (ver Figura 8 de Corrales-Suastegui *et al.* (2019)). Este último es consistente con un OP más cálido

comparado con el OA como en Fuentes-Franco *et al.* (2015); definiendo un índice para el CLLJ (*i*CLLJ) similar a Whyte *et al.* (2008), se correlaciona bien con el *i*TAP (ver Figura 8g). Un *i*TAP negativo más fuerte significa un OP más cálido que un OA, que controla la intensidad en el CLLJ y conduce a la reducción de la precipitación en aproximadamente 2mm/da en la región; sin embargo, esto no explica el aumento de la precipitación en octubre (ver Figura 5). Además de los ensambles, encontramos que la mayoría de los modelos muestran una ligera intensificación en *i*CLLJ bajo el RCP2.6 y RCP4.5, y una mayor intensificación para el RCP8.5 (ver Tabla 9 de Corrales-Suastegui *et al.* (2019)), para los últimos el *i*CLLJ y el *i*TAP están fuertemente correlacionados (Figura 8g).

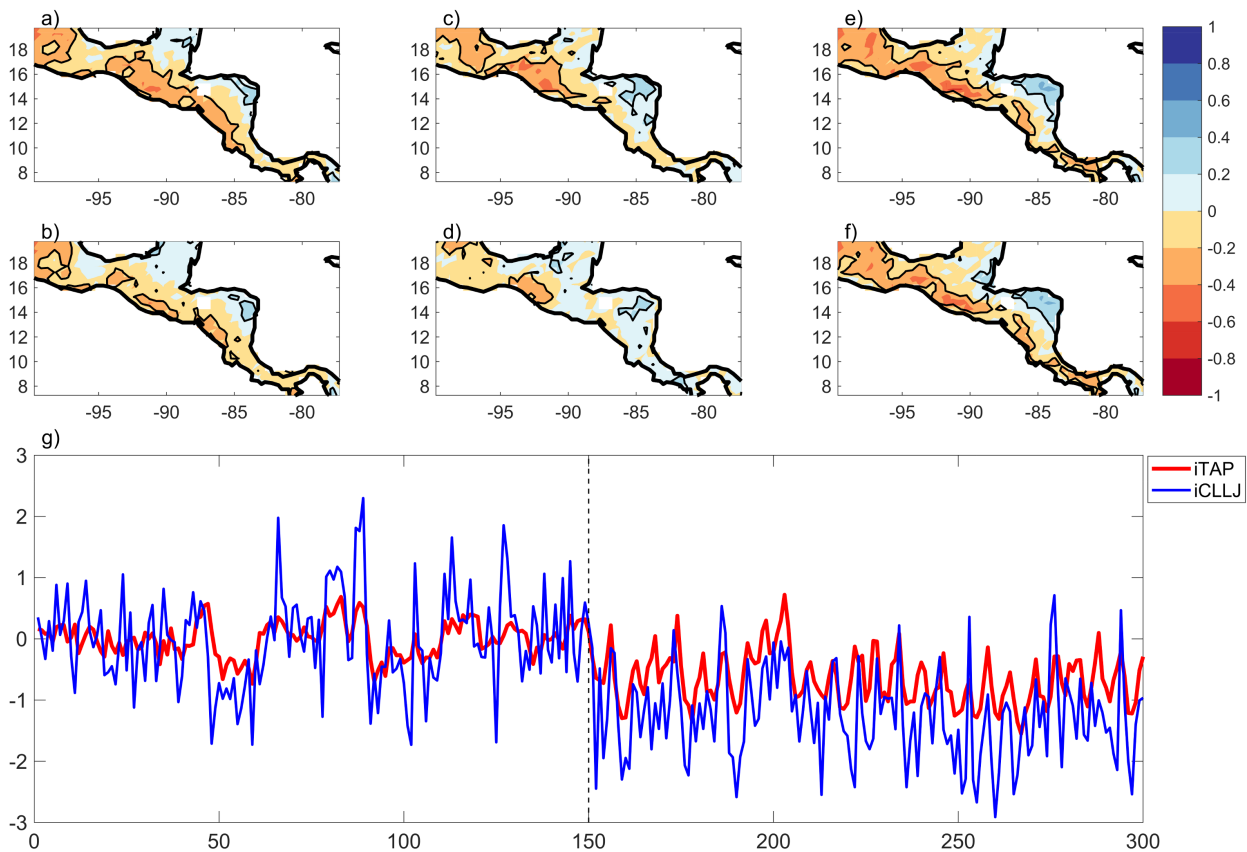


Figura 8. Correlación entre la intensidad y el promedio estacional del *i*CLLJ e *i*TAP: a) *I-i*CLLJ para el RCP2.6, c) igual que a) pero para el RCP4.5, y e) igual que a) pero para el RCP8.5. b) *I-i*TAP para el RCP2.6, d) igual que b) pero para el RCP4.5, y f) igual que b) pero para el RCP8.5. Los contornos negros son el intervalo de confianza del 80 % de las correlaciones significativas. g) Las series de tiempo del *i*TAP e *i*CLLJ (intervalo de confianza del 95 % y $r = 0.75$). El lado izquierdo (derecho) de la línea discontinua muestra el período de referencia (futuro). Tomado de Corrales-Suastegui *et al.* (2019).

Casi todo el conjunto de simulaciones muestra una fuerte correlación entre la precipitación estacional y tanto el *i*CLLJ como el *i*TAP. Las simulaciones revelan que a medida que el *i*TAP se intensifica hacia valores negativos, la precipitación disminuye

(correlación positiva). Por otro lado, las correlaciones entre la precipitación y el *iCLLJ* son muy similares a las mostradas con el *iTAP*, verificando que el *iTAP* controla la intensidad del *iCLLJ* (ver Tabla 10 de Corrales-Suastegui *et al.* (2019)).

La intensificación de la SMV también muestra una fuerte correlación con el *iCLLJ* y el *iTAP* (véanse las Figuras 8e y f); a medida que el Océano Pacífico se calienta (ver Figura 8g) y en consecuencia el CLLJ se intensifica (ver Figura 8 de Corrales-Suastegui *et al.* (2019)), conduce a una reducción de la precipitación durante la temporada de la SMV de acuerdo con trabajos anteriores (Amador (2008), Rauscher *et al.* (2008), Fuentes-Franco *et al.* (2015), Small *et al.* (2007) y Maldonado *et al.* (2016)). Para un CLLJ intensificado (debilitado) podríamos esperar un aumento (disminución) de la intensidad de la SMV. Para las regiones con una SMV intensificada, encontramos correlaciones negativas significativas (contornos negros en la Figura 8), lo que significa que para un *iTAP* más negativo tenemos un *iCLLJ* intensificado y con él podríamos esperar una SMV intensificada.

La disminución en *Ar* (Tabla 3) se debe principalmente al hecho de que la región de Yucatán muestra un ΔF negativo (ver Figura 7). Sin embargo, no está claro por qué ΔF podría ser negativo en esta región ya que r (no se muestra pero es similar a la Figura 8c, f) tanto para *iCLLJ* como para el *iTAP* fue baja y no-significativa para esta misma región.

2.4. Conclusiones

Encontramos que en el futuro, el inicio de la SMV estará marcado por el máximo de junio y el final de la SMV estará marcado por el pico de septiembre, así como en el periodo de referencia, lo que contrasta con trabajos previos. También encontramos que la precipitación del verano extendido sobre la región podría reducirse hasta 2mm/da durante los meses de junio, julio y agosto. Esta reducción está indicada por un *iTAP* más negativo en el futuro, ya que controla la intensidad del CLLJ y conduce a la sequía en la SMCA, esto verifica lo sugerido en trabajos previos. Encontramos que la SMV se intensificará y se hará más frecuente a lo largo de la costa del Pacífico y en algunas regiones será menos frecuente pero más intensa. El área de cobertura podría verse un poco reducida, debido a que en algunas porciones de la Península de Yucatán y hacia el este de la región SMCA se espera una SMV menos frecuente.

Capítulo 3. El efecto de la TSM sobre la SMV

En este capítulo analizaremos el efecto de la TSM en la intensidad, frecuencia y extensión espacial de la SMV. Para abordar este problema, realizamos dos experimentos cortos de 5 años (1997-2001) con el RegCM4. El dominio del modelo siguió las especificaciones del CORDEX para Centroamérica y fue forzado por el ERA-Interim 75 (EIN75). El primer experimento fue una corrida de control (CTL), el segundo experimento (RCP) consistió en agregar a la TSM observada el diferencial del ensamble de TSM de 11 MCGs bajo el RCP8.5 hacia fines del Siglo XXI y el ensamble de la TSM de referencia. A continuación se describirán la metodología, resultados, discusión y conclusiones de este capítulo.

3.1. Metodología

3.1.1. Datos

En este trabajo utilizamos tres conjuntos de datos: dos para la precipitación sobre tierra y uno para el viento zonal y la TSM.

a) Precipitación.

En este estudio utilizamos dos conjuntos de datos de precipitación: i) la Unidad de Investigación Climática de la Universidad de East Anglia (CRU) con resolución de 0.5° (Mitchell y Jones, 2005), (disponible en: <http://www.cru.uea.ac.uk/data>) y ii) los datos del Climate Hazards Group InfraRed Precipitation with Station data (CHIRPS) con resolución de 0.05° (Funk *et al.*, 2015), (disponible en: <ftp://ftp.chg.ucsb.edu/pub/org/chg/products/CHIRPS-2.0>);

b) Viento

Para el campo de viento (componentes u y v) usamos el reanálisis Era-Interim (Dee *et al.*, 2011) del European Centre for Medium-Range Weather Forecast (ECMWF), disponible: (<http://apps.ecmwf.int/datasets/>).

c) TSM Para la TSM utilizamos el reanálisis Era-Interim (Dee *et al.*, 2011), disponible en: (<http://apps.ecmwf.int/datasets/>).

3.1.2. Modelo

El RegCM4 es un modelo tridimensional hidrostático, compresible y se ejecuta en la malla Arakawa B (Giorgi *et al.*, 2012). Lo ejecutamos para el dominio CORDEX (Giorgi *et al.* (2009); Giorgi y Gutowski (2015)) a una resolución espacial de 25 km.

3.1.2.1. Experimentos

Realizamos dos simulaciones de 5 años (1997-2001) forzadas por EIN75. La primera fue una corrida de control (CTL) con los campos de TSM de EIN75 (TSM_{CTL}) de 6 horas, para el segundo experimento (RCP) hicimos un ensamble de los campos de TSM mensuales de 11 GCMs (Tabla 4) para los períodos de referencia (1995-2014) y futuro (2080-2099) bajo el RCP8.5. A partir de los ensambles de TSM obtuvimos el ciclo anual de la ΔTSM ($TSM_{futuro} - TSM_{referencia}$) (Figura 9) y lo agregamos a la TSM_{CTL} . El campo de $TSM_{RCP} = TSM_{CTL} + \Delta TSM$ resultante tiene variabilidad interanual. El RCP se realizó con los campos de TSM_{RCP} .

Tabla 4. Los modelos del CMIP5 utilizados para los ensambles de TSM para los períodos de referencia (1995-2014) y futuro (2080-2099) siguiendo el RCP8.5.

Grupos de modelado	ID del CMIP5
Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis	CanESM2
National Center for Atmospheric Research	CCSM4
Centre National de Recherches Météorologiques - Centre Européen de Recherche et de Formation Avancée en Calcul Scientifique	CNRM-CM5
CSIRO Atmospheric Research	CSIRO-MK3.6.0
EC-Earth	EC-EARTH
NOAA/Geophysical Fluid Dynamics Laboratory	GFDL-ESM2M
Met Office Hadley Centre	HadGEM2-ES
Institute Pierre Simon Laplace (IPSL)	IPSL-CM5A-MR
Center for Climate System Research (The University of Tokyo), National Institute for Environmental Studies, and Frontier Research Center for Global Change	MIROC5
Norwegian Climate Centre	NorESM1-M
Max-Planck-Institut für Meteorologie	MPI-ESM-MR

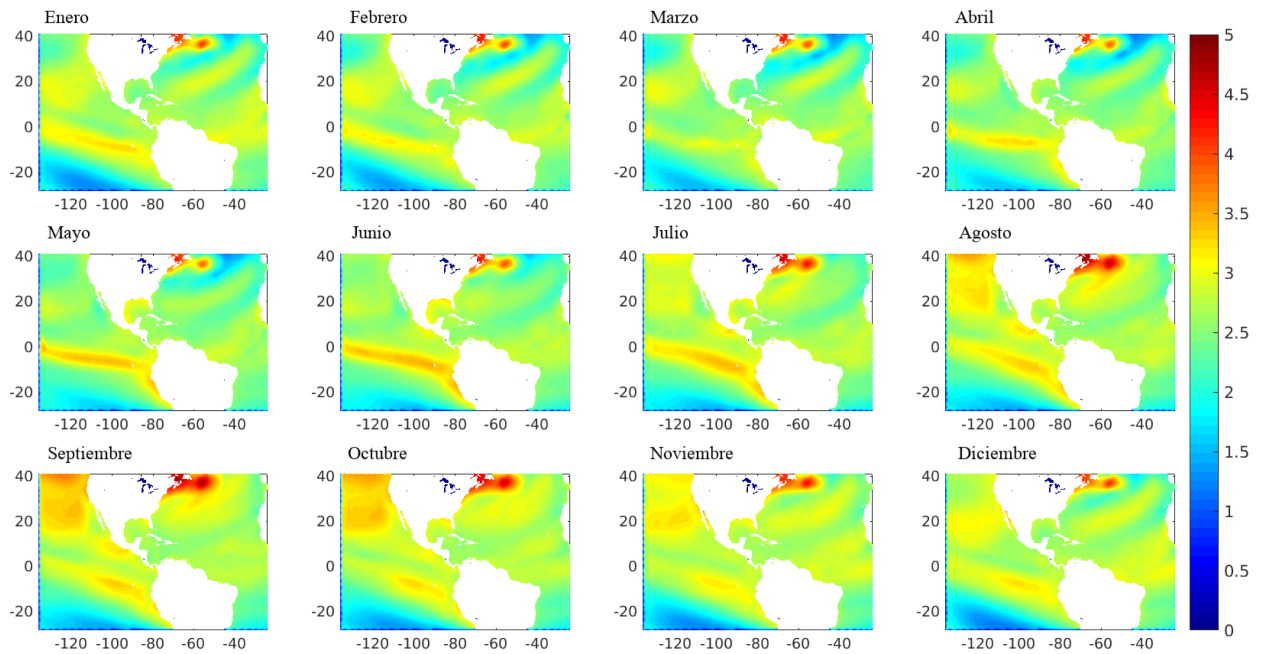


Figura 9. El ciclo anual de la ΔTSM ($TSM_{futuro} - TSM_{referencia}$) obtenido a partir de los ensambles de TSM de los modelos globales para los períodos de referencia y futuro.

3.1.3. La SMV

Para el CTL y RCP, calculamos la intensidad de la SMV (I), la frecuencia (F) y el área de cobertura (A_r) siguiendo la metodología presentada en (Corrales-Suastegui *et al.*, 2019).

3.1.4. El viento zonal y la TSM

También calculamos dos índices, uno para el CLLJ ($iCLLJ$) y otro para las diferencias en la TSM ($iTAP$) entre los océanos Pacífico (PO) y Atlántico (AO) (ver Corrales-Suastegui *et al.* (2019)).

3.2. Resultados

3.2.1. Ciclo anual

En la Figura 10 mostramos el ciclo anual de la precipitación. El CTL muestra un comportamiento bimodal, con el primer máximo en Junio y el segundo en Septiembre,

aún cuando es más húmedo comparado con el ciclo anual observado, la SMV está bien definida. Por otra parte, en el experimento RCP solo observamos un pico en Septiembre, lo que significa que la SMV ya no está presente, este resultado es de alguna forma similar a Rauscher *et al.* (2008).

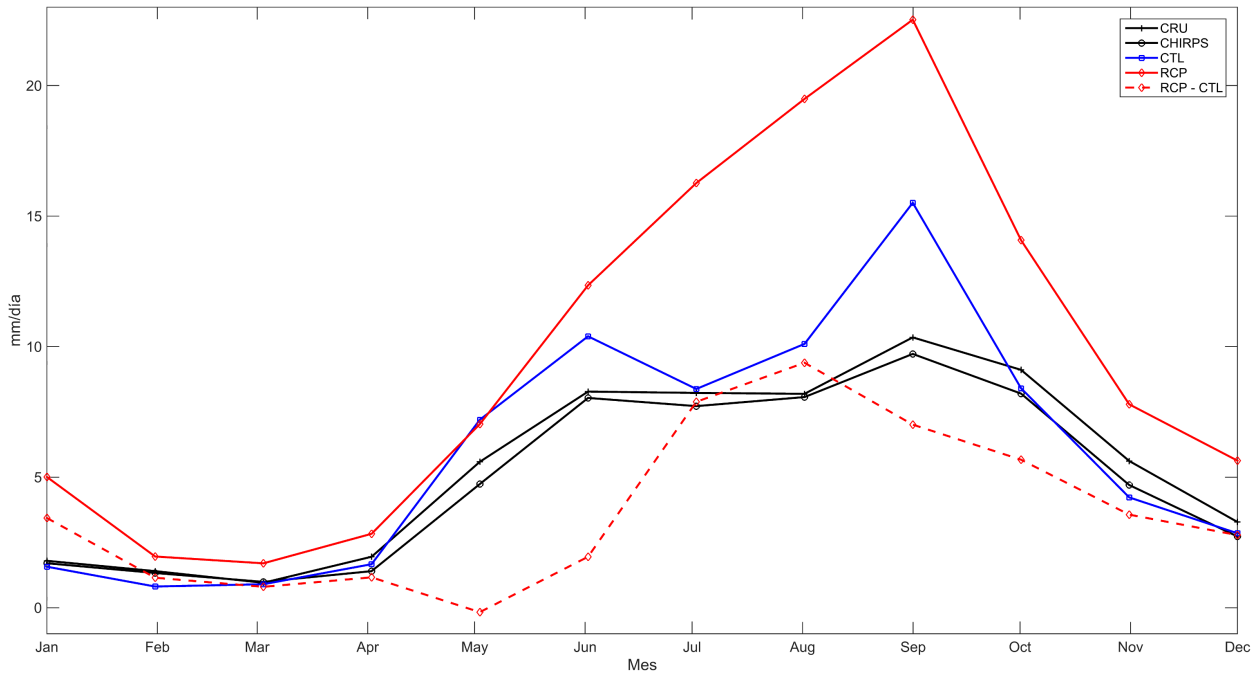


Figura 10. Ciclo anual para el período de 1997-2001 a partir de observaciones (CRU y CHIRPS) y diferentes simulaciones (CTL y RCP). El ciclo anual se calculó haciendo el promedio espacial de la precipitación mensual en toda la región de 7°N a 20°N y 77°W a 100°W. [En algunas subregiones, la SMV no es frecuente, pero su fuerte está presente en el ciclo anual.]

3.2.2. Intensidad de la SMV

La intensidad (I) de la SMV más alta en CRU (Figura 11a) y CHIRPS (Figura 11b) se encuentran sobre la costa del Pacífico de Nicaragua ($I > 45\%$), y sobre Guatemala, Chiapas, la costa oriental de la Península de Yucatán (CHIRPS), la costa de Oaxaca, y algunas regiones del centro-sur de México ($45\% > I > 35\%$). El CTL (Figura 11c) muestra las intensidades más altas ($I > 50\%$) sobre Chiapas, las costas de Oaxaca, el sur del centro de México y reproduce la máxima intensidad sobre Nicaragua, sin embargo, subestima sobre Yucatán y sobreestima a lo largo de la costa del Pacífico. El RCP (11d) muestra que la I es ~ 0 a lo largo de la costa del Pacífico y Centroamérica, esto es, la SMV ya no está, presente, solo en algunas regiones de Chiapas, Tabasco y el centro de México ($30\% < I < 55\%$).

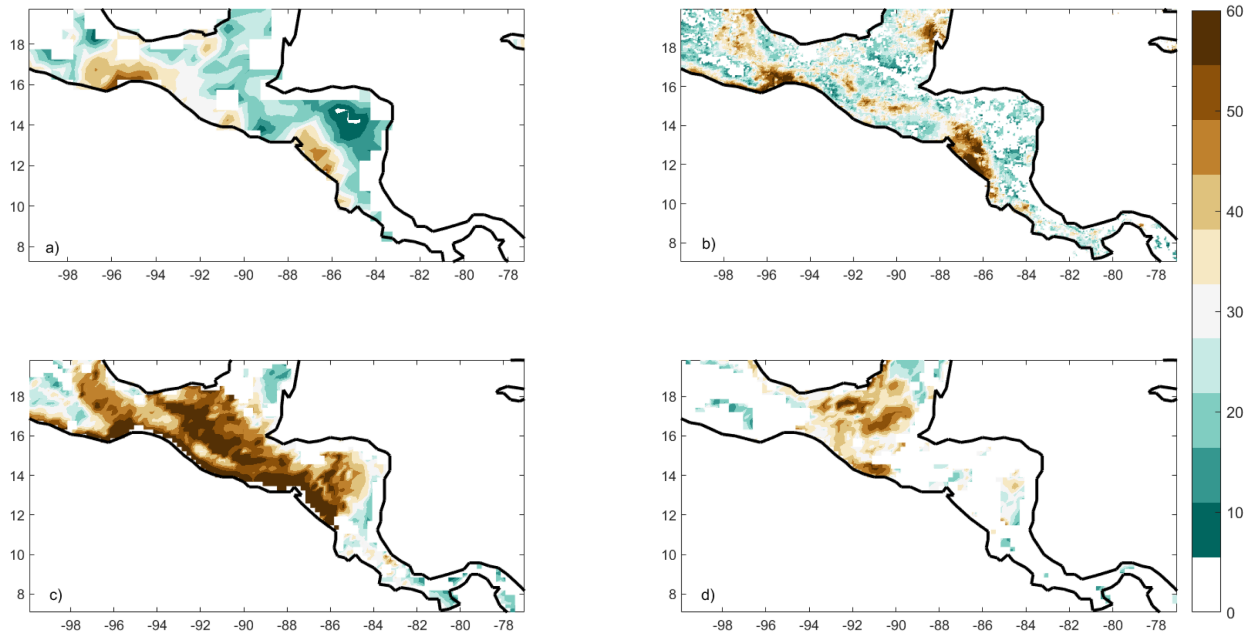


Figura 11. Intensidad (I) de la SMV en porcentaje para: a) CRU. b) CHIRPS. c) CTL y d) RCP durante el periodo 1997-2001.

3.2.3. Frecuencia espacial y área de cobertura de la SMV

Como mencionamos anteriormente, la frecuencia (F) es una medida de la ocurrencia de las condiciones de SMV. Las observaciones (Figuras 12a, b) muestran los valores más altos de F ($\sim 100\%$) sobre Oaxaca, Chiapas y Guatemala, y valores altos de F que se extienden hacia el noroeste a lo largo de la costa del Pacífico, Yucatán y Centroamérica en CHIRPS (12b). La frecuencia se subestimó en Yucatán ($F < 65\%$) para el CTL (Figura 12c) pero para el resto de la región es muy similar a las observaciones (Figura 12a y b). El experimento RCP (12d) muestra que la F es ~ 0 a lo largo de la costa del Pacífico y Centroamérica, lo cual es consistente con la I (11d). Los valores más altos de F los encontramos sobre algunas regiones de Chiapas, Tabasco y el centro de México ($85\% < F < 100\%$).

La media de 5 años (y desviación estándar) de las series de tiempo (no mostradas) del área (A_r) de la SMV fue $81.0\% (\pm 12.0\%)$, $78.0\% (\pm 9.5\%)$, $82.5\% (\pm 7.0\%)$, $48.5\% (\pm 7.0\%)$ para CRU, CHIRPS, CTL y RCP, respectivamente.

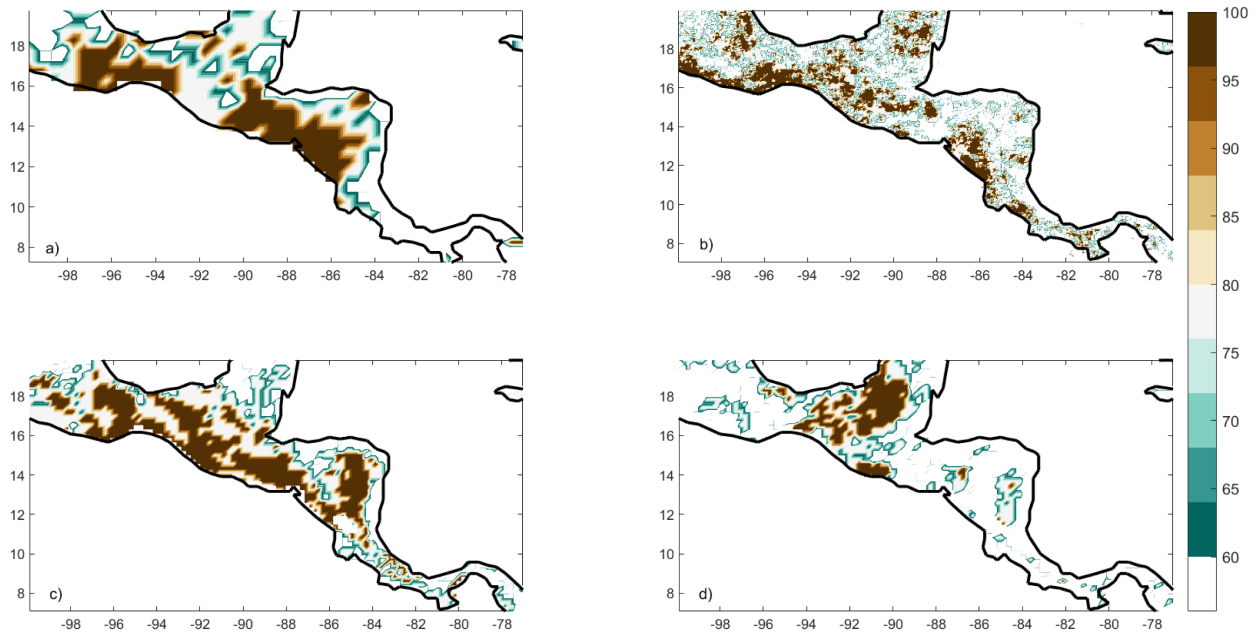


Figura 12. La frecuencia (F) de la SMV en por ciento de años durante 1997-2001 para: a) CRU. b) CHIRPS. c) CTL y d) RCP.

3.2.4. El cambio de la I y la F debido a la TSM

En la Figura 13 mostramos el cambio en la intensidad ($\Delta I = I_{RCP} - I_{CTL}$) (Figura 13a) y el cambio en la frecuencia ($\Delta F = F_{RCP} - F_{CTL}$) (Figura 13b) de la SMV debido a la TSM durante el periodo 1997-2001. Encontramos que la intensidad de la SMV podría debilitarse (Figura 13a) a lo largo de la costa mexicana del Pacífico, centro de México y Centroamérica, pero podría intensificarse en la Península de Yucatán. De igual manera, encontramos que los valores positivos para ΔF (Figura 13b) se encuentran sobre la Península de Yucatán y los valores negativos sobre Centroamérica, la costa del Pacífico y el centro de México.

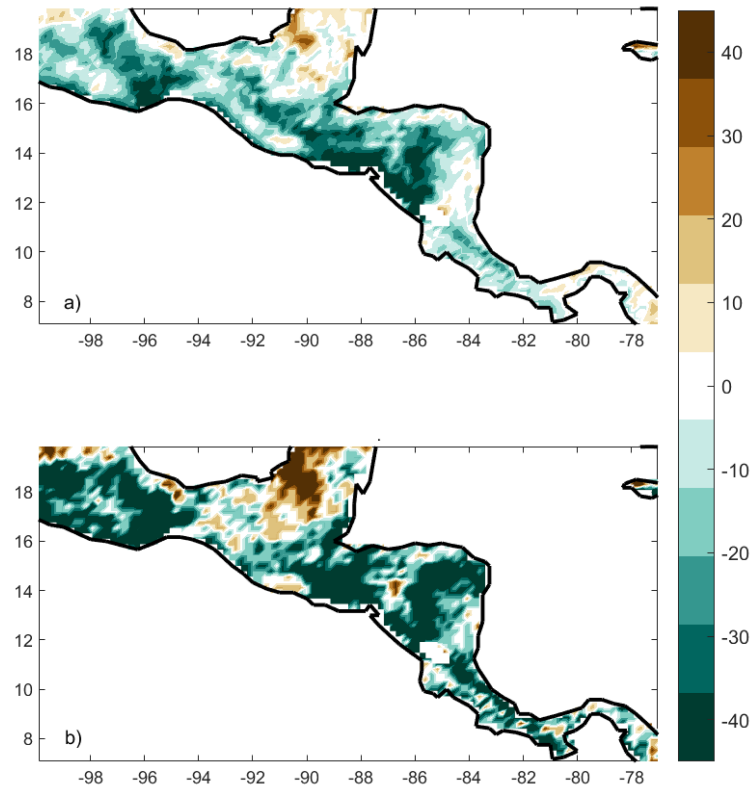


Figura 13. El efecto de la TSM (RCP menos CTL) en la SMV durante 1997-2001. a) ΔI y b) ΔF . ΔI y ΔF están en %.

3.2.5. Precipitación intraestacional en la región SMCA

En la Figura 14 mostramos el porcentaje de la variabilidad de la precipitación debida a la variabilidad intraestacional para el verano extendido (MJJASO). Las observaciones muestran (Figura 14a) que la variabilidad intraestacional de la precipitación representa casi el 40% de la variabilidad total a lo largo de la costa del Pacífico y algunas regiones del centro-sur de México y $\sim 30\%$ sobre la península de Yucatán y Costa Rica. El experimento CTL (Figura 14b) la variabilidad intraestacional de $\sim 32\%$ a $\sim 40\%$ la encontramos en las costas Oaxaca, Chiapas y Centroamérica siendo subestimada para el centro-sur de México ($\sim 26\%$). La simulación RCP (Figura 14c) revela que solo en Panamá, Costa Rica y la costa caribeña de Nicaragua la variabilidad de la precipitación debida a la variabilidad intraestacional de la precipitación es de $\sim 30\%$ a $\sim 40\%$.

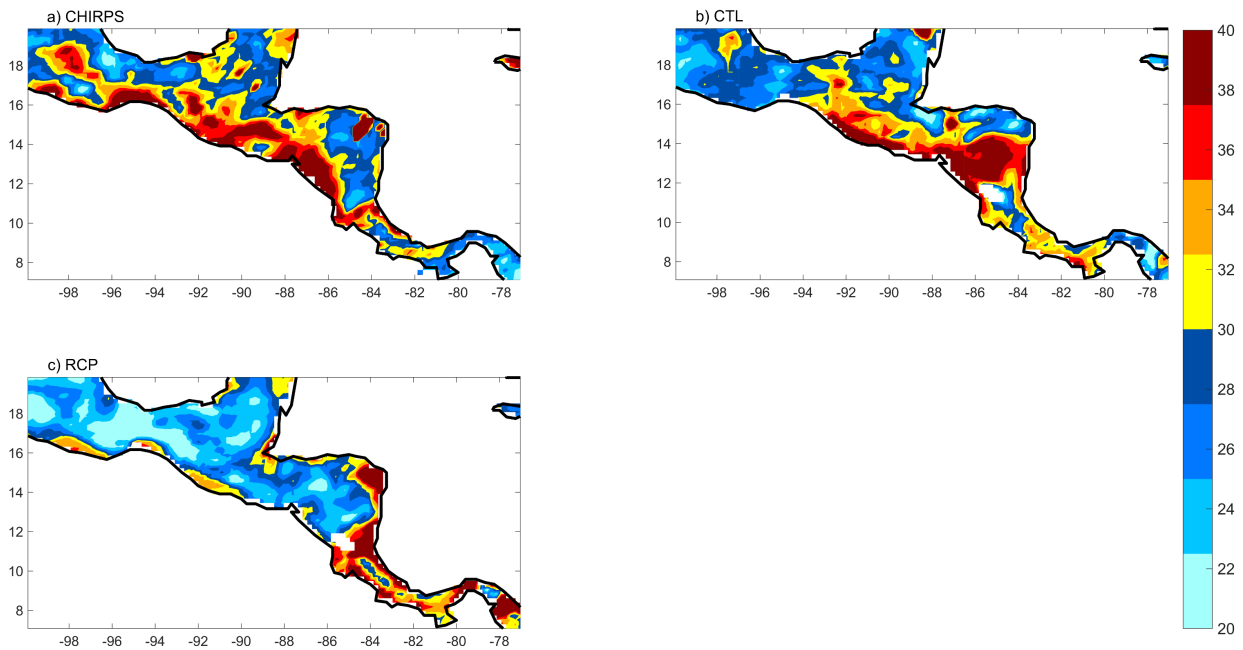


Figura 14. El cociente de variación de la precipitación de MJJASO filtrada de 20-80 días entre la desviación estándar sin filtrar. a) CHIRPS, b) CTL y c) RCP.

3.3. Discusión

Nuestros resultados sugieren que con un océano más caliente, la señal de la SMV ya no estará presente en el ciclo anual de la precipitación sobre la región SMCA (ver Figura 10), lo cual es de alguna manera consistente con lo encontrado en Rauscher *et al.* (2011) y Rauscher *et al.* (2008).

Como se mencionó en el capítulo 2, trabajos previos han explicado la reducción de la precipitación en la región SMCA en términos del fortalecimiento del CLLJ causado por el calentamiento diferencial entre el OP y el OA. Por lo tanto, para evaluar el efecto de la TSM, restamos a la TSM del RCP la TSM del CTL. Similarmente a como se describió en el capítulo 2, calculamos el índice *iTAP* para los experimentos CTL y RCP. Un *iTAP* negativo indica un PO más caliente comparado con el AO en la región el IAS (10°- 50°W y 0°- 35°N) (Amador, 2008) (ver Tabla 5).

Calculamos el viento medio en los 925 hPa para JJA para el CTL (ver Figura 15a) y el RCP (ver Figura 16a). Encontramos que la magnitud del viento dentro de la región del CLLJ (rectángulo negro en Figuras 15a y 16a) podría disminuir drásticamente (~ 4 m/s) durante JJA en el RCP (Figura 16a) comparado con el CTL (~ 10 m/s) en el mismo período (Figura 15a). Calculamos el ciclo anual del perfil vertical (1000-600 hPa) ha-

Tabla 5. Media (m_i) y desviación estándar (std_i) del $iTAP$ y $iCLLJ$ y su correlación (r) con intervalo de confianza del 95 % para CTL y RCP para el período 1997-2001.

	$iTAP$		$iCLJ$		r
	m_i	std_i	m_i	std_i	
CTL	0.00	0.41	0.00	1.90	0.86
RCP	-0.30	0.40	6.62	4.30	0.51

ciendo el promedio espacial del viento zonal en la región del CLLJ. Encontramos que el CLLJ podría debilitarse en toda la vertical y en el RCP solo estaría presente durante el máximo de Febrero (~ -8 m/s) (véase Figura 16b) comparado con el CTL (véase Figura 15b). En los perfiles zonales y meridionales del viento zonal en el RCP (ver Figura 16c y d), también encontramos un CLLJ débil (~ -4 m/s y ~ -2 m/s, respectivamente) comparado con el CTL (~ -10 m/s) (ver Figura 15c y d). Similarmente a como se describió en el capítulo 2, calculamos el índice $iCLLJ$ para los experimentos CTL y RCP y su correlación con el $iTAP$ (ver Figura 17g). En el RCP encontramos un $iTAP$ negativo (-0.30) y un $iCLLJ$ positivo (6.62 m/s) (ver Tabla 5), lo que implica un CLLJ completamente debilitado (ver Figura 16a-d), esto conduciría a un aumento de la precipitación en ~ 9 mm/día en la región (ver Figura 10).

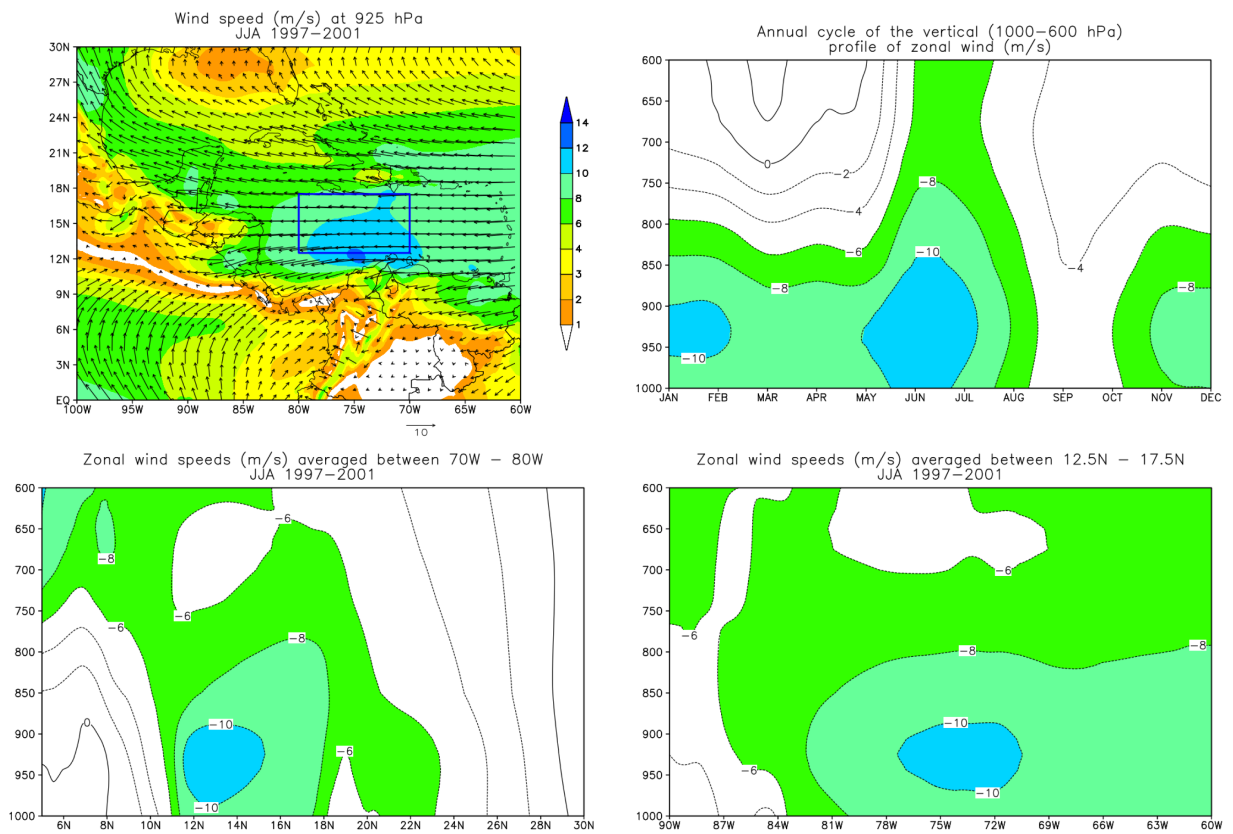


Figura 15. CLLJ para el experimento CTL. a) Velocidad del viento (m/s) en 925 hPa para la estación JJA del período 1997-2001. b) Ciclo anual del perfil vertical (1000-600 hPa) del viento zonal (m/s). c) Velocidad del viento zonal (m/s) promediada entre 70W - 80W para la estación JJA del período 1997-2001. d) Velocidad del viento zonal (m/s) promediada entre 12.5N - 17.5N para la estación JJA del período 1997-2001.

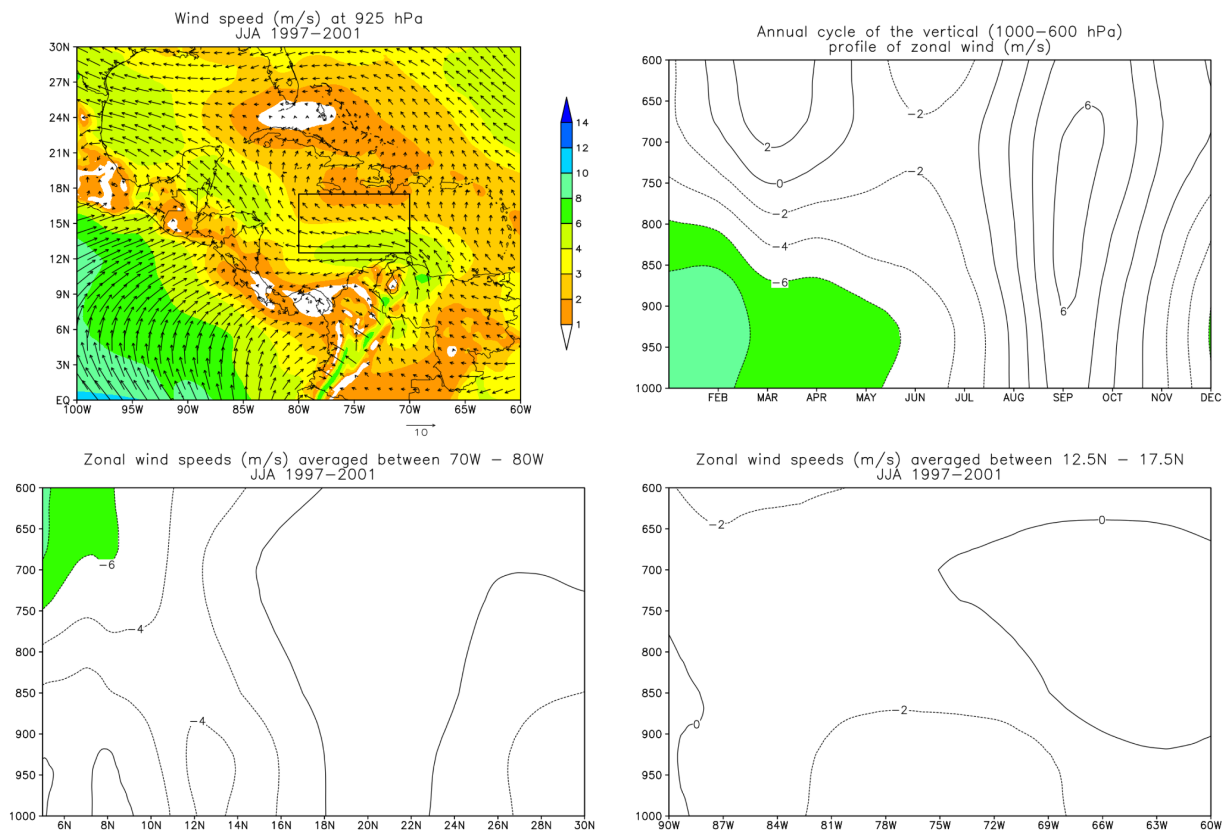


Figura 16. CLLJ para el experimento RCP. a) Velocidad del viento (m/s) en 925 hPa para la estación JJA del período 1997-2001. b) Ciclo anual del perfil vertical (1000-600 hPa) del viento zonal (m/s). c) Velocidad del viento zonal (m/s) promediada entre 70W - 80W para la estación JJA del período 1997-2001. d) Velocidad del viento zonal (m/s) promediada entre 12.5N - 17.5N para la estación JJA del período 1997-2001.

La SMV muestra una fuerte correlación con el *iTAP* y el *iCLLJ* para las observaciones (ver Figuras 17a y d) y el CTL (ver Figuras 17b y d) lo cual es consistente con trabajos previos (Fuentes-Franco *et al.*, 2015; Corrales-Suastegui *et al.*, 2019). Por otra parte, en el RCP, encontramos que la SMV solo muestra una fuerte correlación con el *iCLLJ* (ver Figura 17f).

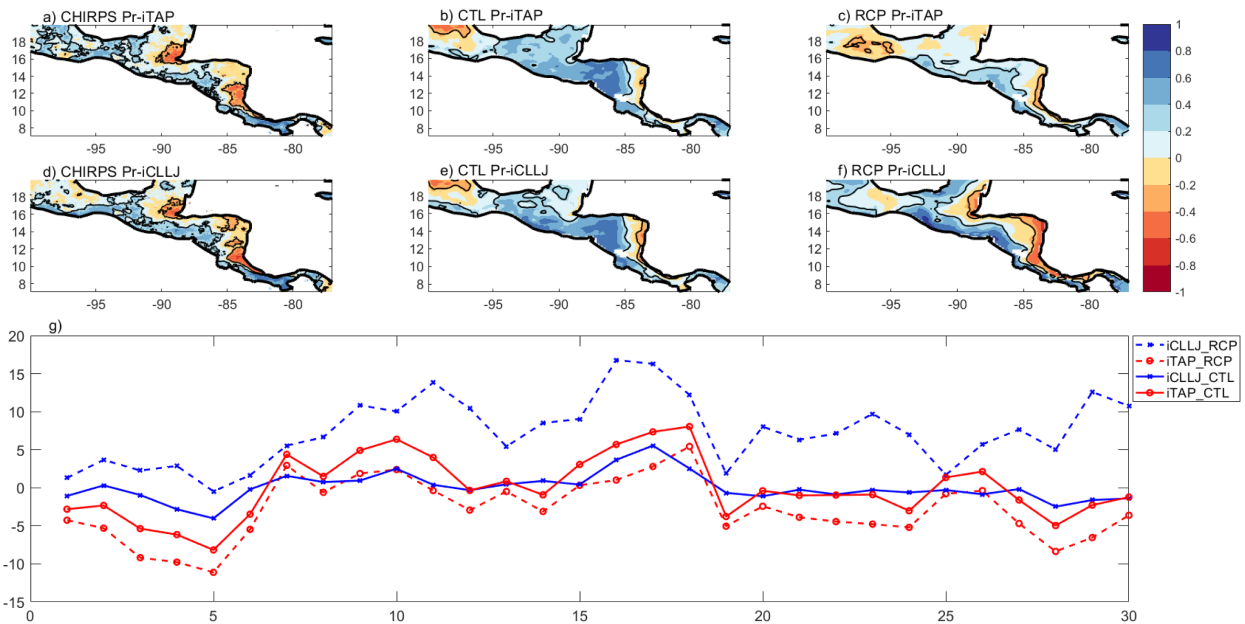


Figura 17. Correlación entre la precipitación mensual (mayo a octubre) y el iTAP para a) CHIRPS, b) CTL y c) RCP; d) a f) igual que a) a c) pero para el iCLLJ. Los contornos negros son el intervalo de confianza del 80% de correlaciones significativas. g) Las series de tiempo del iTAP (rojo) y iCLLJ (azul) (r al 95% de confianza para el RCP (CTL) es 0.51 (0.86)). Las líneas sólidas muestran al CTL y las líneas punteadas al experimento RCP.

El *iCLLJ* muestra una fuerte correlación con la TSM (ver Figura 18). Un AO caliente (frío) en la región del Caribe significa un CLLJ debilitado (fortalecido), las correlaciones negativas en el Pacífico tropical significan que conforme un PO más caliente (frío) el CLLJ es más fuerte (débil) (ver las Figuras 18a y b), lo cual es consistente con los resultados de Wang (2007). Por otra parte, encontramos que en el RCP la correlación con el AO en la región del Caribe prácticamente ya no está presente, no obstante hay una región de correlación positiva entre los 30°- 44°N y 30°- 70°W. En el lado del Pacífico la Figura 18c muestra que las anomalías cálidas(frías) de la TSM están asociadas a un CLLJ fuerte(débil), consistente con los resultados de Wang (2007).

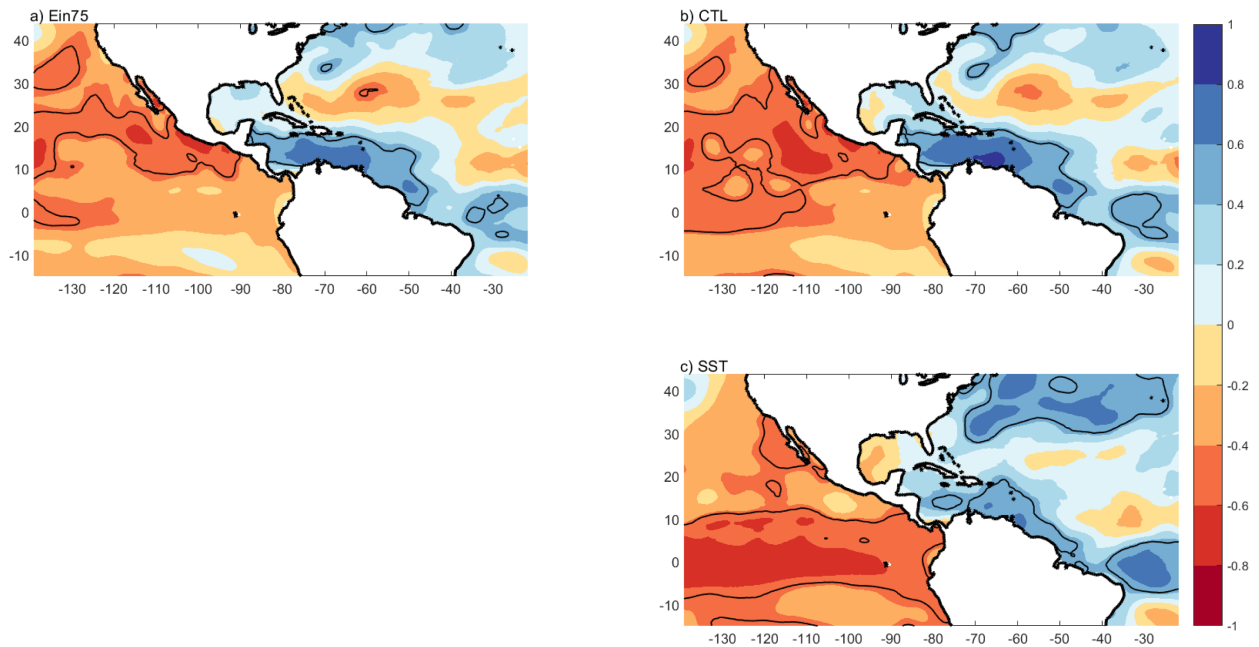


Figura 18. Correlación entre la TSM mensual (mayo a octubre) y el iCLJ durante 1997-2001 para a) EIN75, b) CTL y c) RCP. Los contornos negros son el intervalo de confianza del 99% de correlaciones significativas.

Por otra parte, un CLLJ fuerte(débil) corresponde a anomalías de la SLP positivas(negativas) (ver Figura 19), lo cual es consistente con Wang (2007). La SLP está debilitada durante todo el año, más notoriamente durante verano (ver Figura 20c) y otoño (ver Figura 20g) donde la NASH está contraída hacia el noreste causando el debilitamiento del CLLJ. El debilitamiento de la NASH es debido a que en el RCP el área de la Alberca de agua cálida del Atlántico (AWP, definida por la región encerrada por la isoterma de 28.5°(Wang y Lee, 2007; Misra *et al.*, 2014; Martinez Sanchez y Cavazos, 2014)) está expandida y presente durante todo el verano extendido (MJJASO) (ver Figura 21)g-l); esto es consistente con los resultados de trabajos previos (Wang y Lee, 2007; Wang, 2007). La base física de esta respuesta es la teoría de Gill (1980), la cual muestra a una onda de Rossby (con baja SLP) al noroeste del calentamiento en la atmósfera (Wang, 2007) (ver Figura 22).

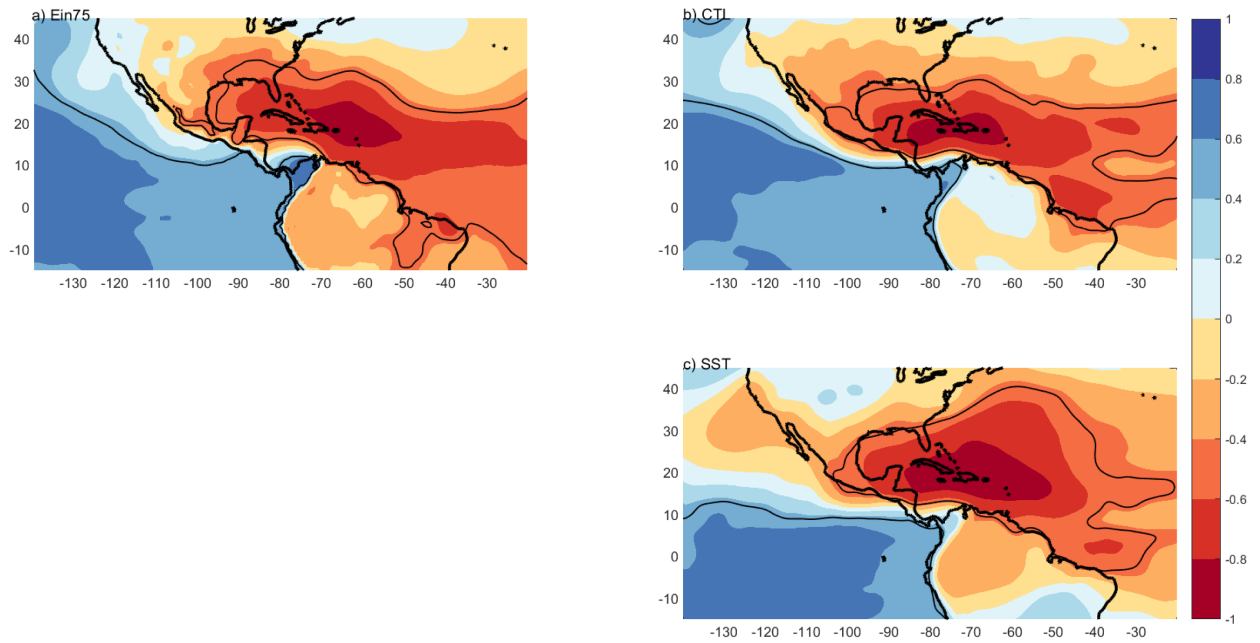


Figura 19. Correlación entre la SLP mensual (mayo a octubre) y el iCLJ para a) EIN75, b) CTL y c) RCP durante 1997-2001. Los contornos negros indican las correlaciones significativas para el intervalo de confianza del 99 %.

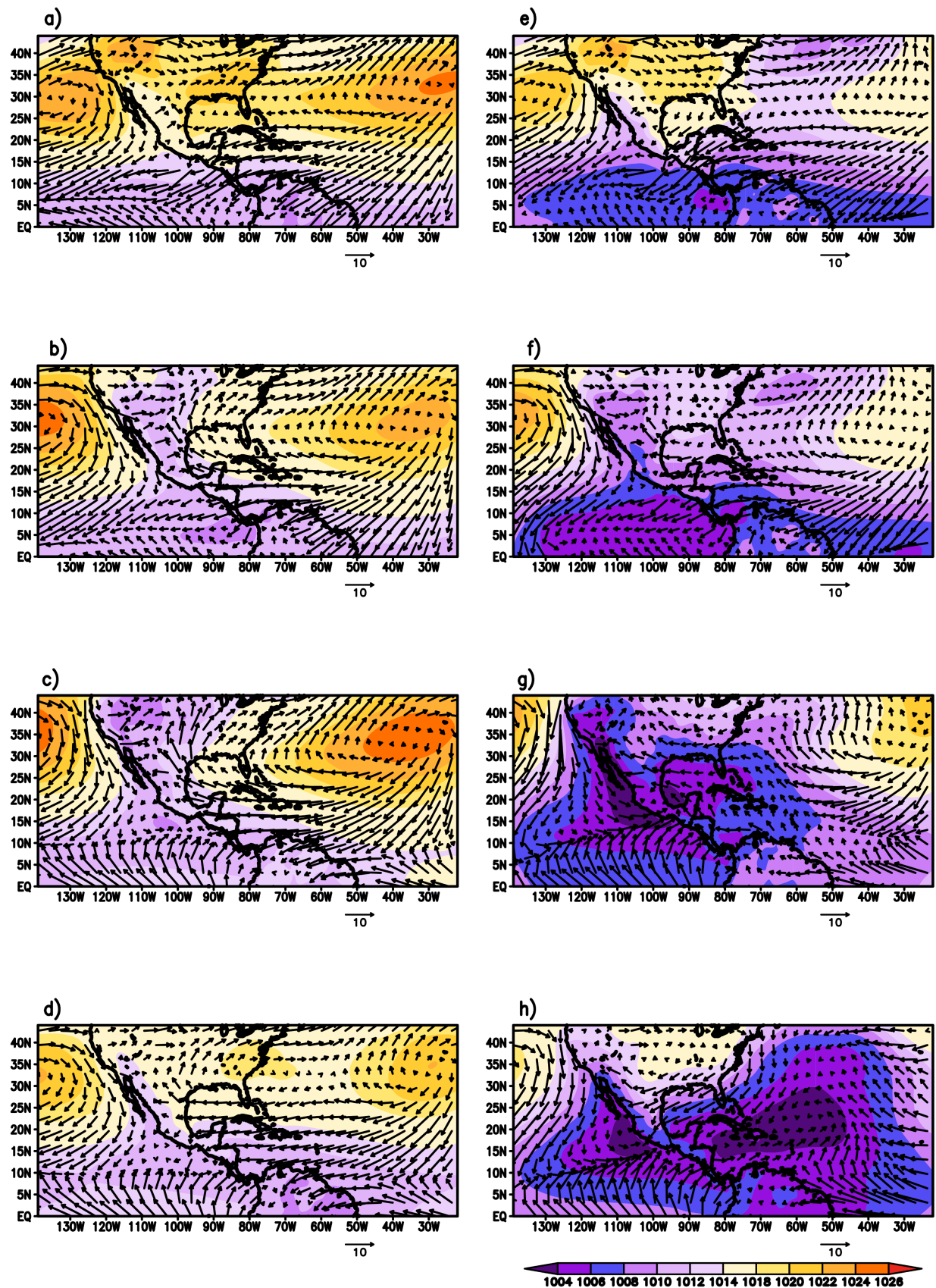


Figura 20. La SLP (sombreado) estacional (hPa) y vectores de viento (ms^{-1}) en los 925-hPa para a) DJF, b) MAM, c) JJA y d) SON para el CTL. e) - h) similar a a) - d) pero para el RCP.

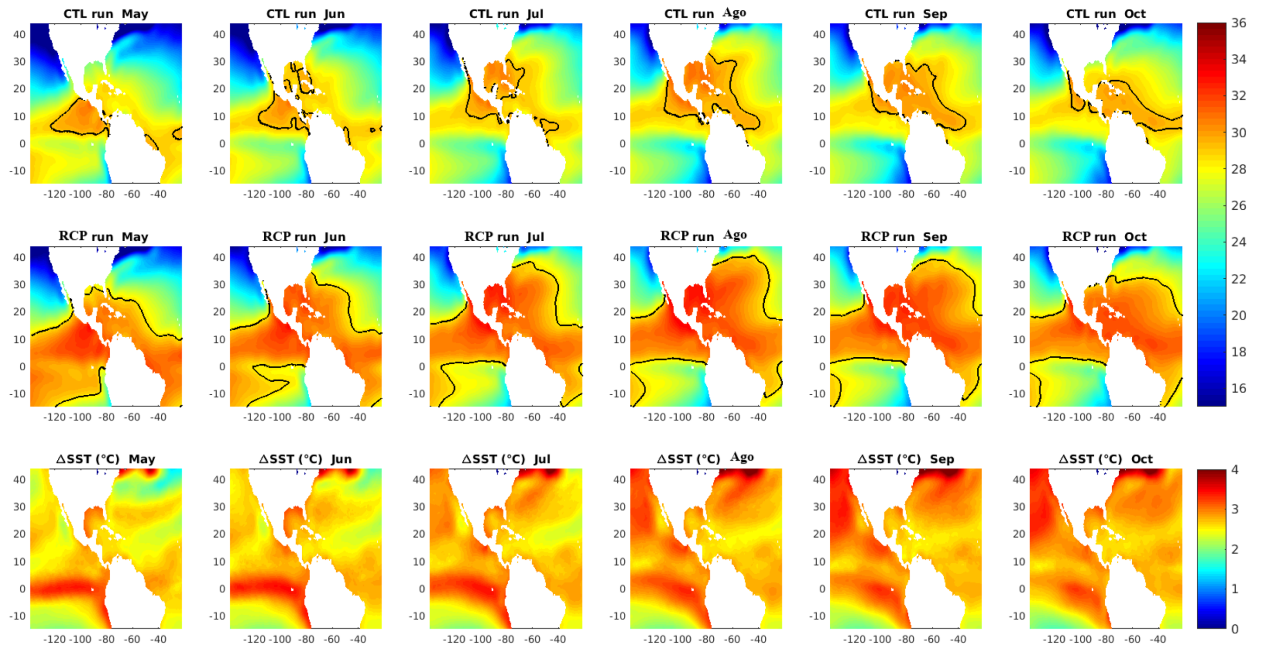


Figura 21. La TSM mensual de mayo a octubre para el CTL (primera fila), el RCP (segunda fila) y la ΔTSM (tercera fila). El contorno negro representa la isoterma de 28.5 °C.

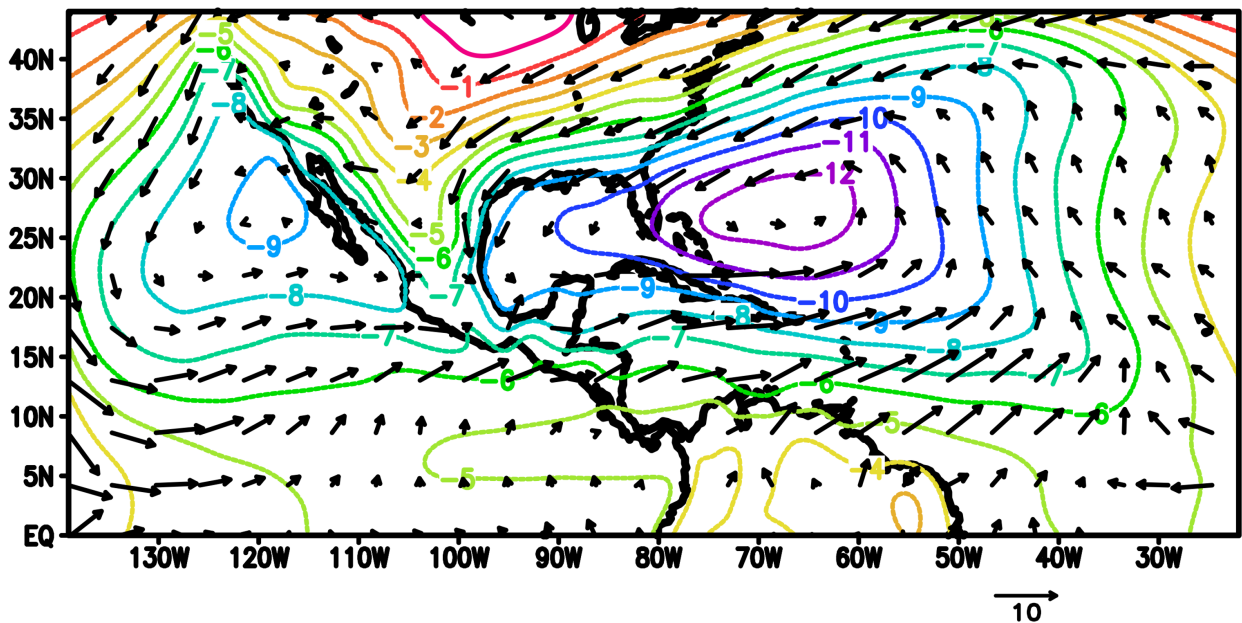


Figura 22. Las diferencias de SLP (hPa) y vectores de viento (ms^{-1}) en 925 hPa entre el RCP y el CTL para JJA.

Para evaluar los cambios en la precipitación calculamos la ΔPr ($Pr_{RCP} - Pr_{CTL}$) (ver Figura 23). El experimento RCP revela que durante el verano (ver Figura 23c) en la costa de Costa Rica-Nicaragua se reducirá la precipitación en ~ 7 mm/día y a lo largo

de la Costa del Pacífico se incrementará en ~ 10 mm/día. Lo anterior es consistente con el mecanismo propuesto por Hidalgo *et al.* (2015), ya que el CLLJ debilitado en el RCP (ver Figura 16), impide que se den los intensos procesos convectivos ascendentes en la costa de Costa Rica-Nicaragua, lo cual conduce a la reducción de la precipitación y al debilitamiento de la intensidad de la SMV (ver Figura 13a) en esta región. Además, el CLLJ debilitado ya no desplaza a la ITCZ hacia el sur y en consecuencia ésta se encuentra desplazada hacia el norte (ver Figuras 20g y 23c) conduciendo a un incremento en la precipitación a lo largo de la costa del Pacífico. Esto explica que la ΔI sea negativa a lo largo de la costa del Pacífico (ver Figura 13a) y que ΔF sea negativa (ver Figura 13b).

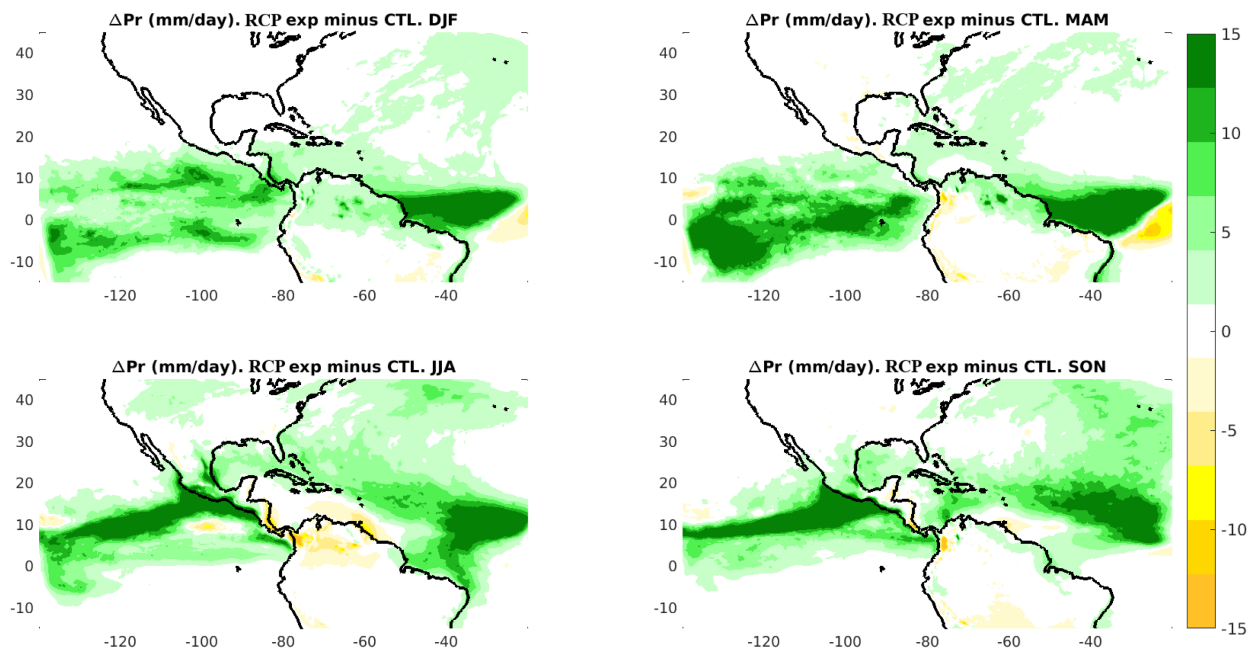


Figura 23. El promedio estacional de la ΔPr (mm/d).

3.4. Conclusiones

Los resultados sugieren principalmente que al calentar el océano de nuestro dominio de $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ a $4\text{ }^{\circ}\text{C}$, la fuerte señal de la SMV ya no estará presente en el ciclo anual de la región SMCA; además, la Ar se vería reducida en un 34 % comparado con la corrida control, lo anterior es porque bajo este escenario, la AWP intensificada debilita y contrae a la NASH hacia el noreste y por consecuencia se debilita el CLLJ significativamente durante el verano, esto conduce a una SMV debilitada en la costa del Pacífico y la región SMCA. Sin embargo, encontramos que bajo este escenario, la SMV se vol-

vería más frecuente e intensa sobre Yucatán, esto es consistente con los resultados de Corrales-Suastegui *et al.* (2019) para el RCP8.5, sin embargo, en ese trabajo los autores no encontraron correlaciones significativas entre la intensidad de la SMV y los índices iTAP y iCLLJ sobre esa región, lo que sugiere que la intensificación de la SMV sobre Yucatán podría deberse a otros procesos, por ejemplo, de acuerdo a Perdigón-Morales *et al.* (2019) algunas fases de la Oscilación Madden-Julian (MJO) favorecen condiciones secas sobre la Península de Yucatán.

Capítulo 4. El efecto de la vegetación en la región de la SMV

En este capítulo analizaremos el efecto de la vegetación en la intensidad, frecuencia y extensión espacial de la SMV. Para abordar este problema, realizamos dos experimentos de 5 años (1997-2001) con el RegCM4. El dominio del modelo siguió las especificaciones del CORDEX para Centroamérica y fue forzado por el ERA-Interim 75 (EIN75). El primer experimento fue una corrida de control (CTL), el segundo experimento (VGE) consistió en sustituir los árboles por pasto en la SMCA. A continuación se describirán la metodología, resultados, discusión y conclusiones de este capítulo.

4.1. Metodología

4.1.1. Datos

En este trabajo utilizamos tres conjuntos de datos: dos para la precipitación sobre tierra y una para el viento zonal y la TSM.

a) Precipitación.

En este estudio utilizamos dos conjuntos de datos de precipitación observada: i) CRU con resolución de 0.5° (Mitchell y Jones, 2005), (disponible en: <http://www.cru.uea.ac.uk/data>) y ii) los datos de CHIRPS (combinación de datos de satélite con estaciones) con resolución de 0.05° (Funk *et al.*, 2015), (disponible en: <ftp://ftp.chg.ucsb.edu/pub/org/chg/products/CHIRPS-2.0>).

b) Viento y TSM

Para el campo de viento (componentes u y v) y la TSM usamos el Era-Interim (Dee *et al.*, 2011), disponible: (<http://apps.ecmwf.int/datasets/>).

4.1.2. Modelo

El RegCM4 es un modelo tridimensional hidrostático, compresible y se ejecuta en la malla Arakawa B (Giorgi *et al.*, 2012). Lo ejecutamos para el dominio CORDEX (Giorgi *et al.* (2009); Giorgi y Gutowski (2015)) a una resolución espacial de 25 km.

4.1.2.1. Experimentos

Realizamos dos simulaciones de 5 años (1997-2001) forzadas por EIN75. La primera fue una corrida de control (CTL) con la vegetación prescrita dada (Figura 24), para el segundo experimento (VGE) sustituimos los árboles por pasto sobre el sur de México y Centroamérica (Figura 25).

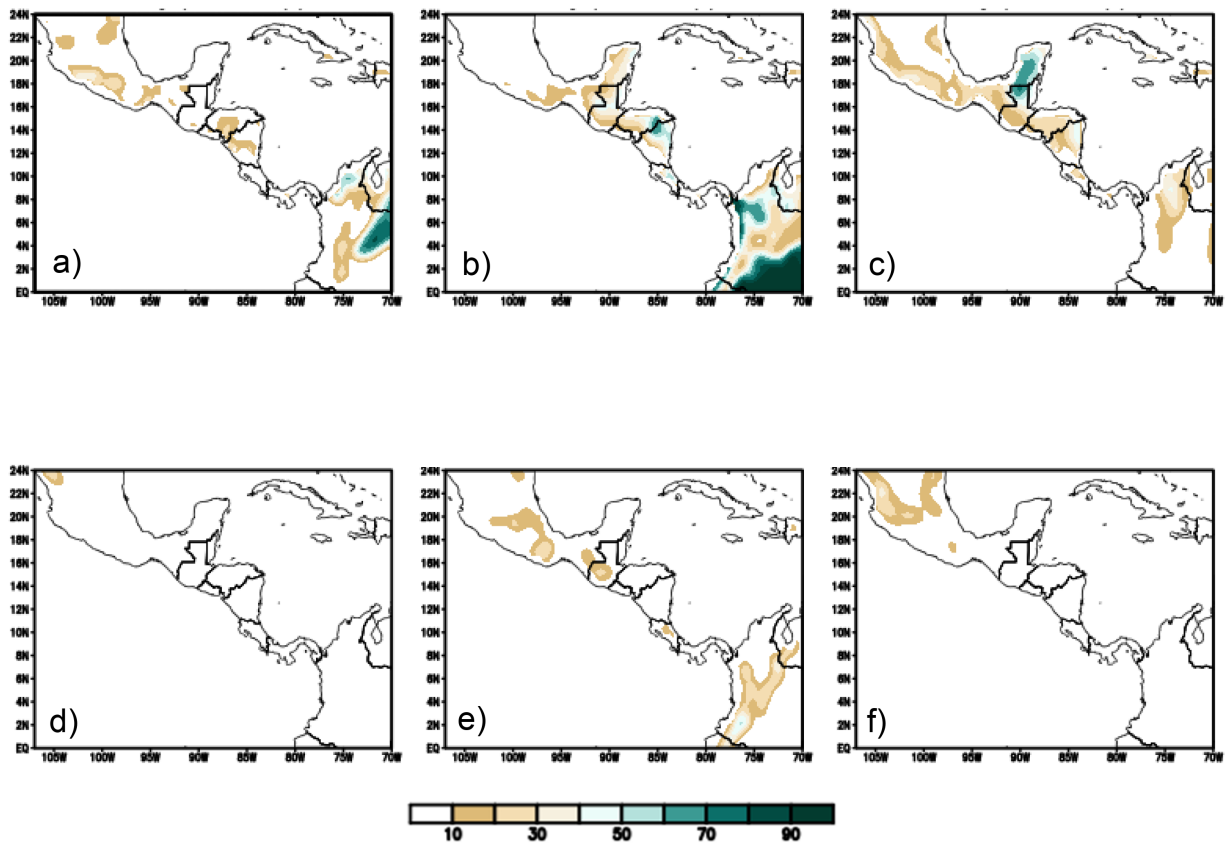


Figura 24. Porcentaje de cobertura del tipo funcional de planta (PFT) para el CTL para a) Pasto. b) Árbol tropical de hoja perenne. c) Árbol tropical caducifolio. d) Árbol templado de hoja perenne. e) Árbol templado de hoja perenne y f) Árbol de hoja caduca templado.

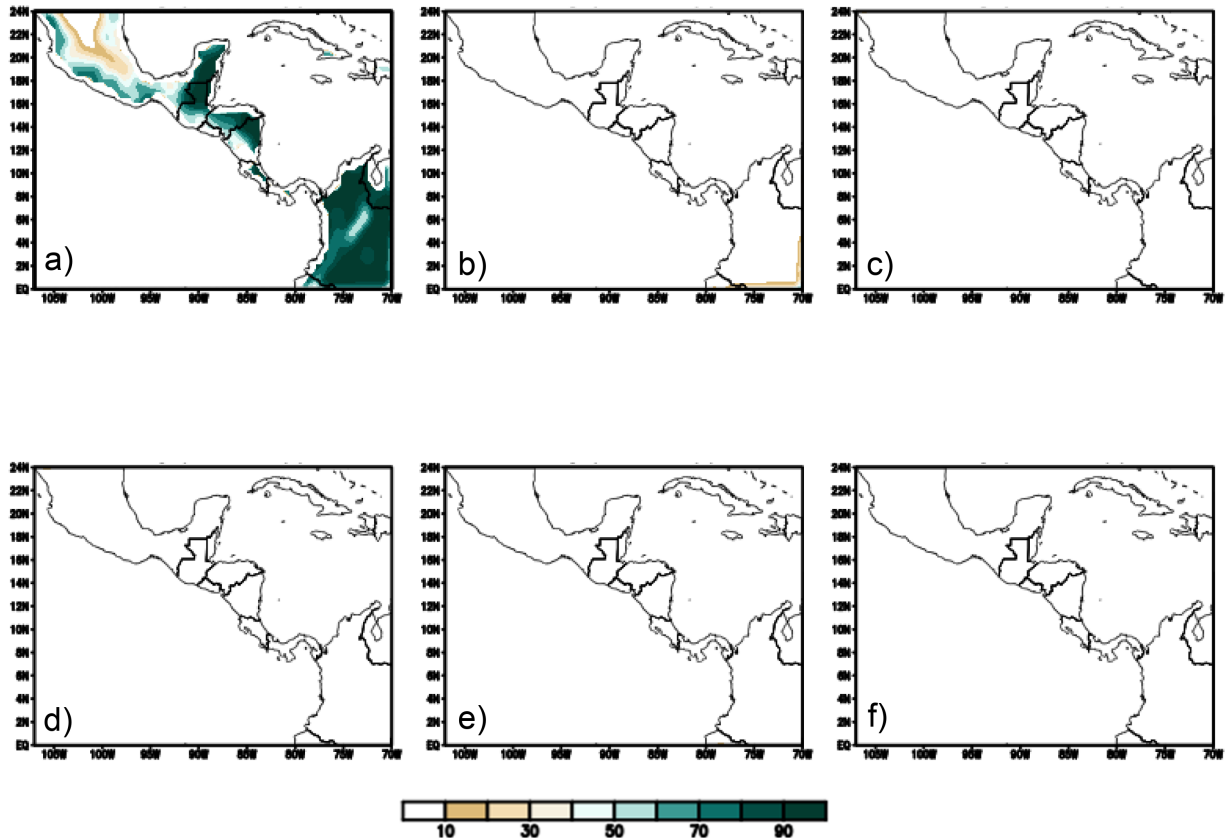


Figura 25. Porcentaje de cobertura del tipo funcional de planta (PFT) para el VGE para a) Pasto. b) Árbol tropical de hoja perenne. c) Árbol tropical caducifolio. d) Árbol templado de hoja perenne. e) Árbol templado de hoja perenne y f) Árbol de hoja caduca templado.

4.1.3. La SMV

Para el CTL y VGE, calculamos la intensidad de la SMV (I), la frecuencia (F) y el área de cobertura (Ar) siguiendo la metodología presentada en (Corrales-Suastegui *et al.*, 2019) y como se hizo en el capítulo 2.

4.1.4. El viento zonal y la TSM

Como en el capítulo 3, también calculamos dos índices, uno para el CLLJ ($iCLLJ$) y otro para las diferencias en la TSM ($iTAP$) entre los océanos Pacífico (PO) y Atlántico (AO) (ver Corrales-Suastegui *et al.* (2019)).

4.2. Resultados

4.2.1. Ciclo anual

En la Figura 26 se muestra el ciclo anual de la precipitación de los diferentes experimentos. El CTL muestra un comportamiento bimodal, con el primer máximo en junio y el segundo en septiembre, aun cuando es más húmedo comparado con el ciclo anual observado, la SMV está bien definida. Por otra parte, en el experimento VGE no se observa un cambio considerable. El principal impacto del cambio de uso de suelo no domina la precipitación total, lo cual es consistente con estudios previos (Winchester *et al.*, 2017; Oglesby *et al.*, 2010).

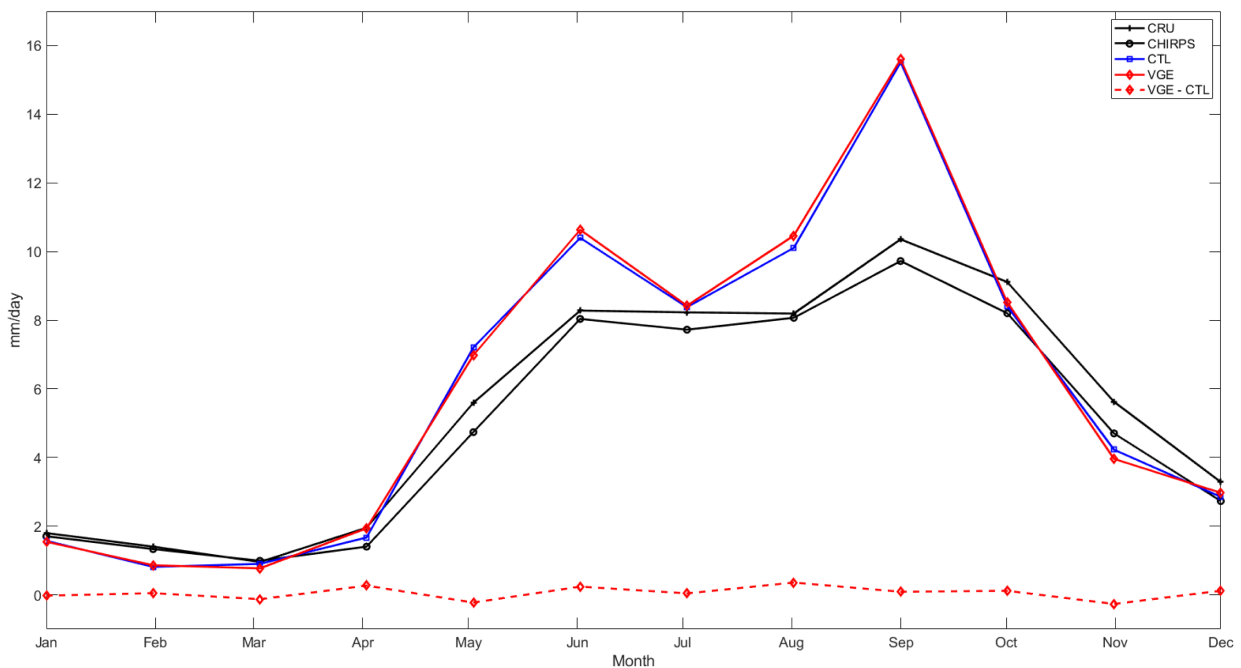


Figura 26. Ciclo anual para el período de 1997-2001 a partir de observaciones (CRU y CHIRPS) y diferentes simulaciones (CTL y VGE). El ciclo anual se calculó haciendo el promedio espacial de la precipitación mensual en toda la región de 7°N a 20°N y 77°W a 100°W. [En algunas subregiones, la SMV no es frecuente, pero su fuerte está presente en el ciclo anual.]

4.2.2. Intensidad de la SMV

La I más alta en CRU (Figura 27a) y CHIRPS (Figura 27b) se encuentran sobre la costa del Pacífico de Nicaragua ($I > 45\%$), y sobre Guatemala, Chiapas, la costa oriental de la Península de Yucatán (CHIRPS), la costa de Oaxaca, y algunas regiones del centro-sur de México ($45\% > I > 35\%$). El CTL (Figura 27c) muestra las intensidades

más altas ($I > 50\%$) sobre Chiapas, las costas de Oaxaca, el sur del centro de México y reproduce la máxima intensidad sobre Nicaragua, sin embargo, subestima sobre Yucatán y sobreestima a lo largo de la costa del Pacífico. El VGE (Figura 27d) muestra que la I es $\sim 60\%$ a lo largo de la costa del Pacífico y para el centro de México, por otra parte, sobre la costa del Caribe de Nicaragua encontramos valores de la I de $\sim 20\%$ a $\sim 30\%$.

Calculamos el promedio de las series de tiempo de \bar{I} (no se muestran) como se describió en Corrales-Suastegui *et al.* (2019). El promedio de \bar{I} para CRU, CHIRPS, CTL y VGE es 26 %, 28 %, 40 % y 41 %, respectivamente.

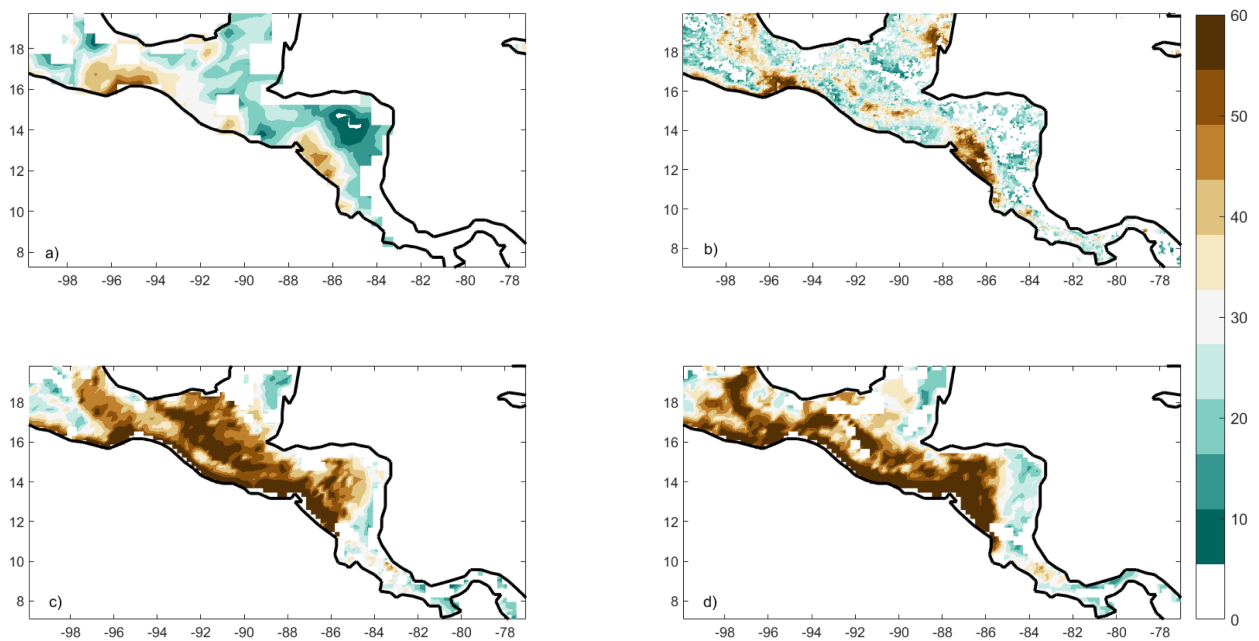


Figura 27. La intensidad (I) de la SMV en porcentaje para: a) CRU. b) CHIRPS. c) CTL y d) VGE.

4.2.3. Frecuencia espacial y área de cobertura de la SMV

Como mencionamos anteriormente, la frecuencia F es una medida de la ocurrencia de las condiciones de SMV. Las observaciones (Figuras 28a, b) muestran los valores más altos de F ($\sim 100\%$) sobre Oaxaca, Chiapas y Guatemala, y valores altos de F que se extienden hacia el noroeste a lo largo de la costa del Pacífico, Yucatán y para Centroamérica en CHIRPS (28b). La frecuencia se subestimó en Yucatán ($F < 65\%$) para el CTL (Figura 28c) pero para el resto de la región es muy similar a las observaciones (Figura 28a y b). El experimento VGE (28d) muestra que la F es ~ 100 a lo largo de la costa del Pacífico y en Centroamérica $F < 85\%$, lo cual es consistente

con la I (27d). Los valores más altos de F los encontramos sobre algunas regiones de Chiapas, Tabasco y el centro de México ($85\% < F < 100\%$).

La media de 5 años (y su desviación estándar) de las series de tiempo (no mostradas) del Ar fue 81.0% ($\pm 12.0\%$), 78.0% ($\pm 9.5\%$), 82.5% ($\pm 7.0\%$), 83.2% ($\pm 11.0\%$) para CRU, CHIRPS, CTL y VGE, respectivamente. El aumento en Ar de $\sim 82\%$ a $\sim 83\%$ representa el cambio de vegetación (árboles a pastizales) bajo este escenario.

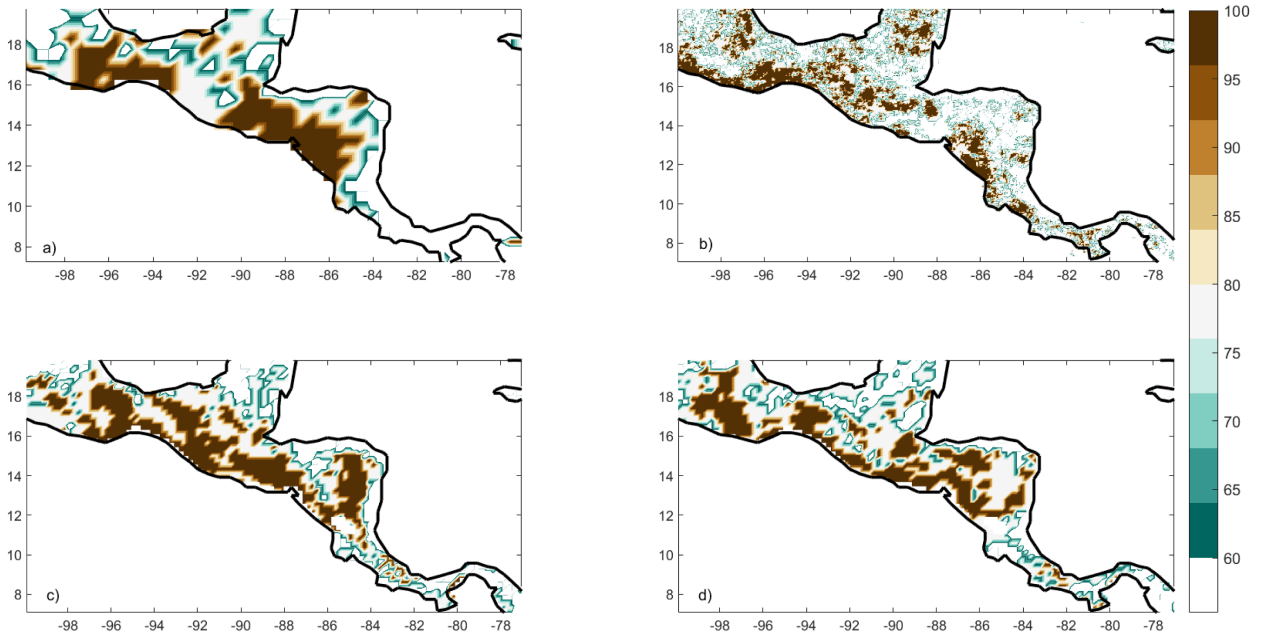


Figura 28. La frecuencia (F) de la SMV en porcentaje de años para: a) CRU. b) CHIRPS. c) CTL y d) VGE.

4.2.4. El cambio de la I y la F debido a la VGE

En la Figura 29 mostramos el cambio en la intensidad ($\Delta I = I_{VGE} - I_{CTL}$) (Figura 29a) y el cambio en la frecuencia ($\Delta F = F_{VGE} - F_{CTL}$) (Figura 29b) de la SMV debido al cambio a pastizales de la VGE. Encontramos que la intensidad de la SMV podría aumentar (Figura 29a) a lo largo de la costa mexicana del Pacífico, centro de México y Centroamérica; y lo opuesto podría ocurrir en Tabasco, Guatemala, Belice y en el centro de Nicaragua. De igual manera, encontramos que los valores positivos para ΔF (Figura 29b) se encuentran sobre la Península de Yucatán, centro de México y la costa caribeña de Centroamérica y valores negativos sobre Tabasco y el centro de Nicaragua principalmente.

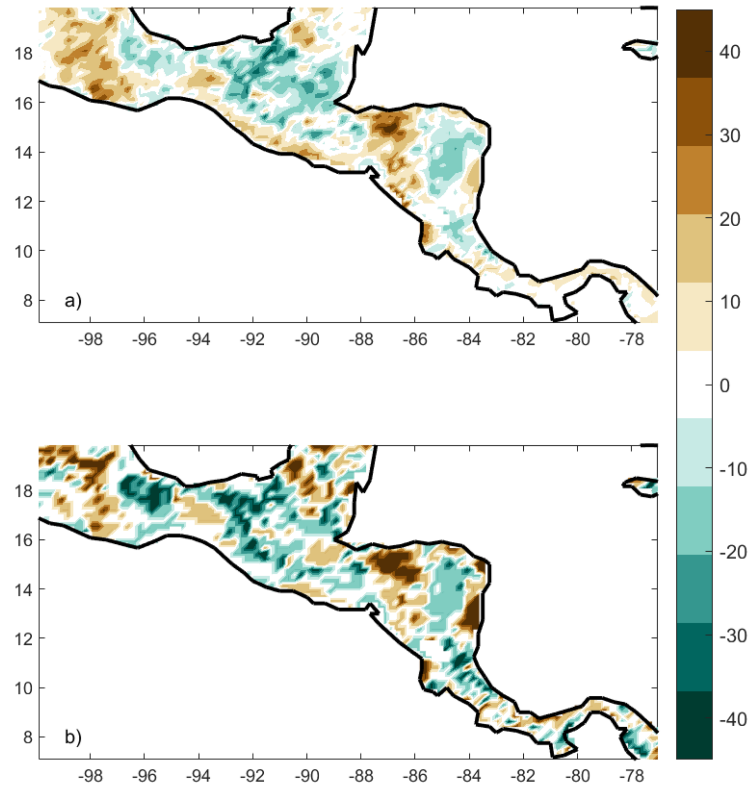


Figura 29. El efecto de los pastizales (VGE menos CTL) en la SMV. a) ΔI y b) ΔF . ΔI y ΔF están en %.

4.2.5. Precipitación intraestacional en la región SMCA

En la Figura 30 mostramos el porcentaje de la variabilidad de la precipitación debida a la variabilidad intraestacional de la precipitación para el verano extendido (MJJASO). Los resultados para las observaciones (Figura 30a) y para el CTL (Figura 30b) son los mismos que mostramos en la sección 3.2.5 (ver Figura 14a y b). Los retomamos en esta sección por motivos de comparación con el experimento VGE. La simulación VGE (Figura 30c) revela que sobre la costa caribeña de Panamá, Costa Rica Nicaragua la variabilidad de la precipitación debida a la variabilidad intraestacional de la precipitación es de $\sim 20\%$ a $\sim 30\%$, en el centro de México y Yucatán es de $\sim 30\%$.

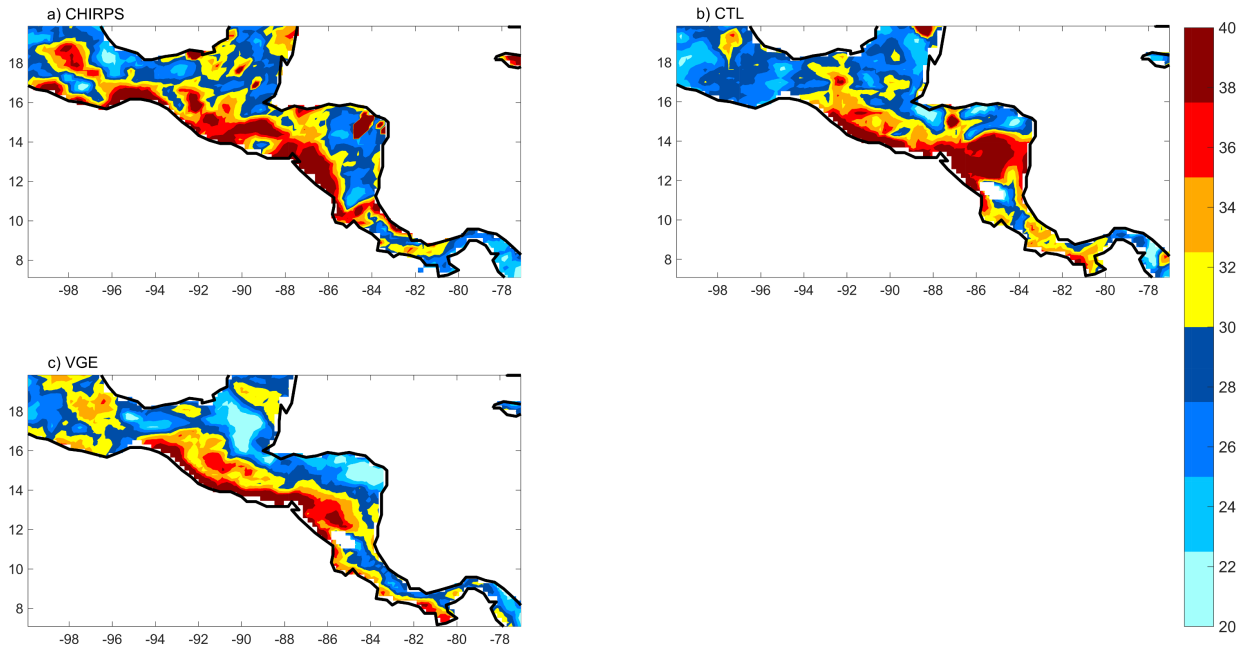


Figura 30. El cociente de variación de la precipitación de MJJASO filtrada de 20-80 días entre la desviación estándar sin filtrar. a) CHIRPS, b) CTL y c) VGE.

4.3. Discusión

Los resultados sugieren que al sustituir árboles por pasto, la señal de la SMV en el ciclo anual de la precipitación sobre la región SMCA (ver Figura 26) no presentaría grandes cambios, lo cual es consistente con los resultados de Winchester *et al.* (2017), los cuales sugieren que la vegetación produce cambios en la duración, posición y cantidad de la precipitación, pero no produce cambios considerables en la precipitación media.

Similarmente a los Capítulos 2 y 3, calculamos el iTAP para el CTL y VGE. El iTAP del experimento VGE no muestra cambios comparado con el iTAP del CTL (ver Tabla 6), ya que la TSM utilizada fue la misma para el CTL y VGE.

Tabla 6. Media (m_i) y desviación estándar (std_i) del iTAP y iCLJ y su correlación (r) con intervalo de confianza del 95 % para CTL y VGE para el período 1997-2001.

	iTAP		iCLJ		r
	m_i	std_i	m_i	std_i	
CTL	0.00	0.41	0.00	1.90	0.86
VGE	0.00	0.40	-0.16	2.00	0.84

De manera similar a la Sección 3.3 (ver Figura 15), calculamos el viento en los 925 hPa, el ciclo anual del perfil vertical (1000-600 hPa) y los perfiles zonales y meridionales del viento zonal en la región del CLLJ para JJA para el VGE (ver Figuras 31a, b, c y d). No encontramos cambios considerables comparados con el CLLJ del CTL (ver Figura 15). Similarmente a como se describió en el capítulo 2, calculamos el índice *i*CLLJ para los experimentos CTL y VGE y su correlación con el *i*TAP (ver Figura 32g).

En el VGE no encontramos cambios en el *i*TAP y encontramos un *i*CLLJ solo ligeramente más negativo (-0.16 m/s) (ver Tabla 6), lo que implica que no hay cambios significativos en el CLLJ (ver Figura 31a-d), esto conduciría a no encontrar grandes cambios en la precipitación sobre la región (ver Figura 26).

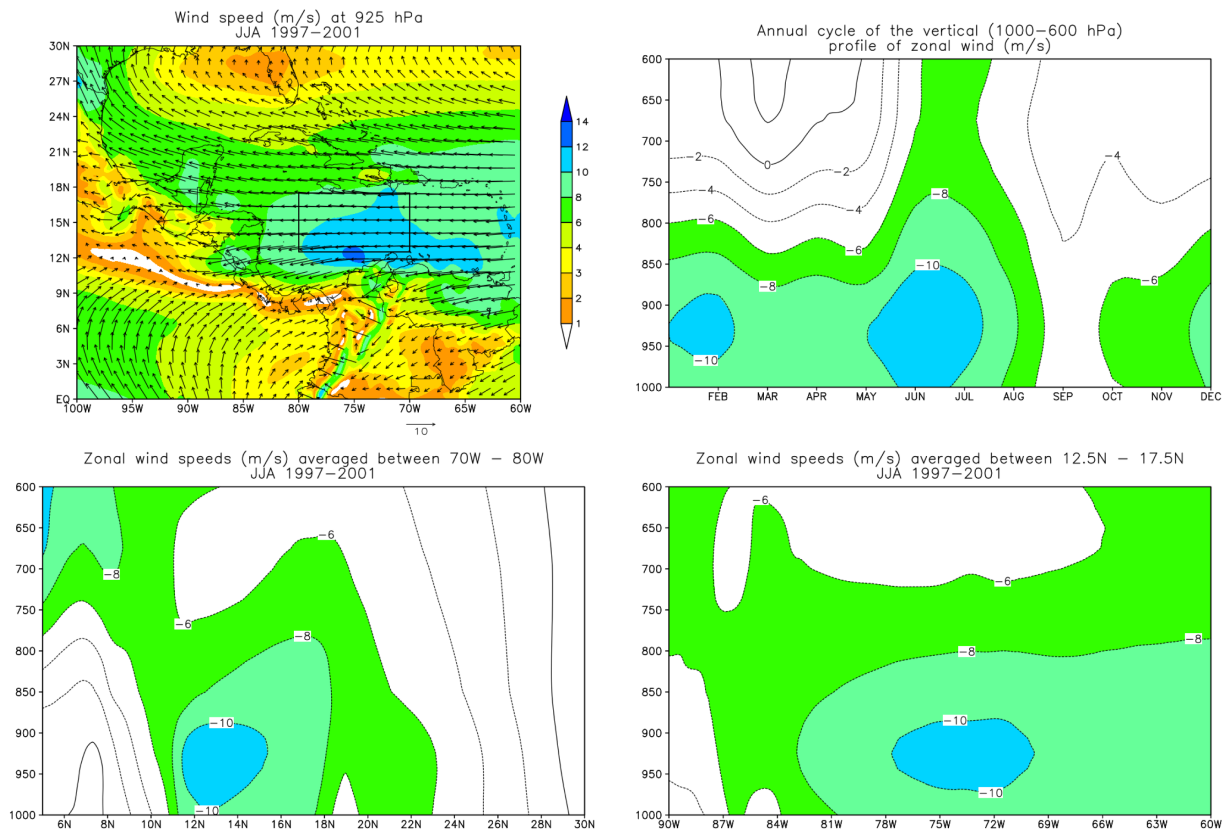


Figura 31. CLLJ para el experimento VGE. a) Velocidad del viento (m/s) en 925 hPa para la estación JJA del período 1997-2001. b) Ciclo anual del perfil vertical (1000-600 hPa) del viento zonal (m/s). c) Velocidad del viento zonal (m/s) promediada entre 70W - 80W para la estación JJA del período 1997-2001. d) Velocidad del viento zonal (m/s) promediada entre 12.5N - 17.5N para la estación JJA del período 1997-2001.

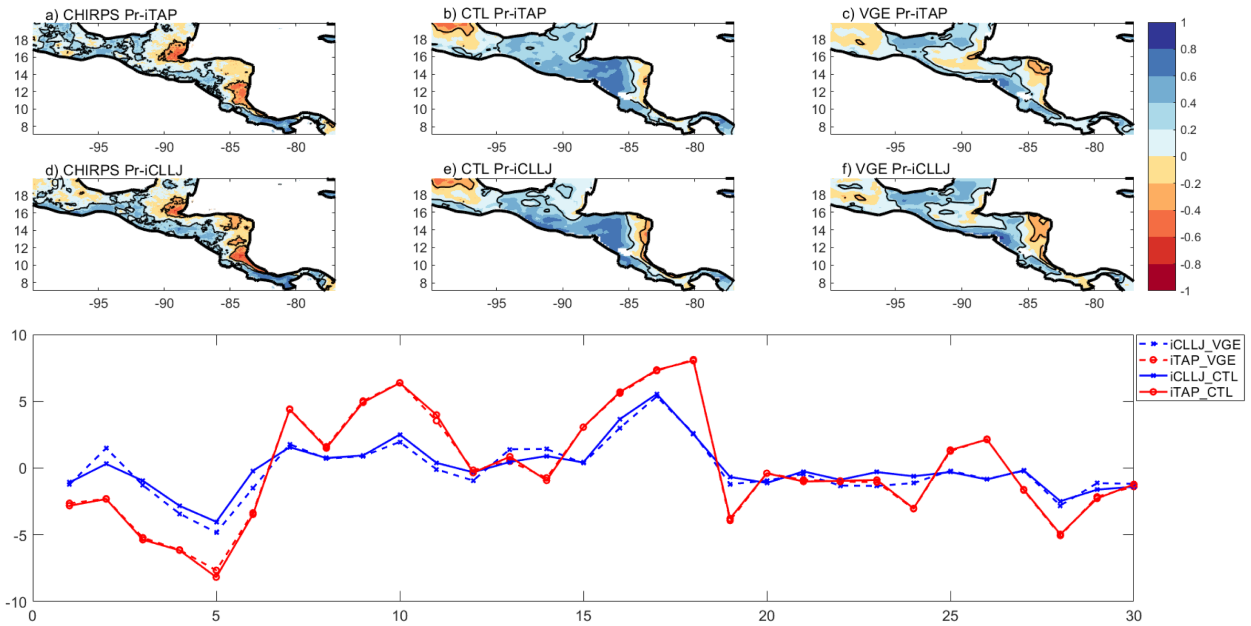


Figura 32. Correlación entre la precipitación mensual (mayo a octubre) y el iTAP para a) CHIRPS, b) CTL y c) VGE; d) a f) igual que a) a c) pero para el iCLLJ. Los contornos negros son el intervalo de confianza del 80 % de correlaciones significativas. g) Las series de tiempo del iTAP (rojo) y iCLLJ (azul) (r al 95 % de confianza para el VGE (CTL) es 0.84 (0.86)). Las líneas sólidas muestran al CTL y las líneas punteadas al experimento VGE.

Por otra parte, deforestar reduce la rugosidad de la superficie, lo cual afecta al viento (Ólafsson, 2005; Oglesby *et al.*, 2010) (ver Figuras 33 y 34). El impacto de la deforestación en el clima de la región está mostrado en la Figura 35. Reemplazar los árboles por pasto incrementa el albedo y reduce la evapotranspiración, estos procesos tienden a reducir la precipitación (Oglesby *et al.*, 2010; Oglesby y Erickson, 1989).

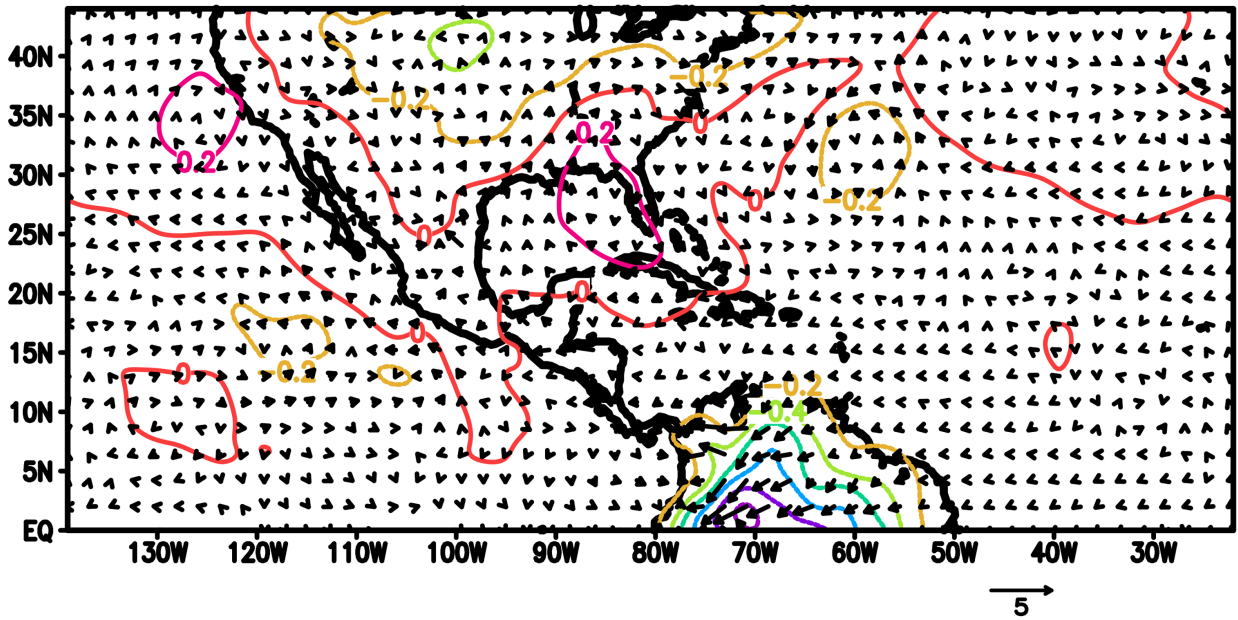


Figura 33. Las diferencias de SLP (hPa) y vectores de viento (m/s) en 925 hPa entre el VGE y el CTL para JJA.

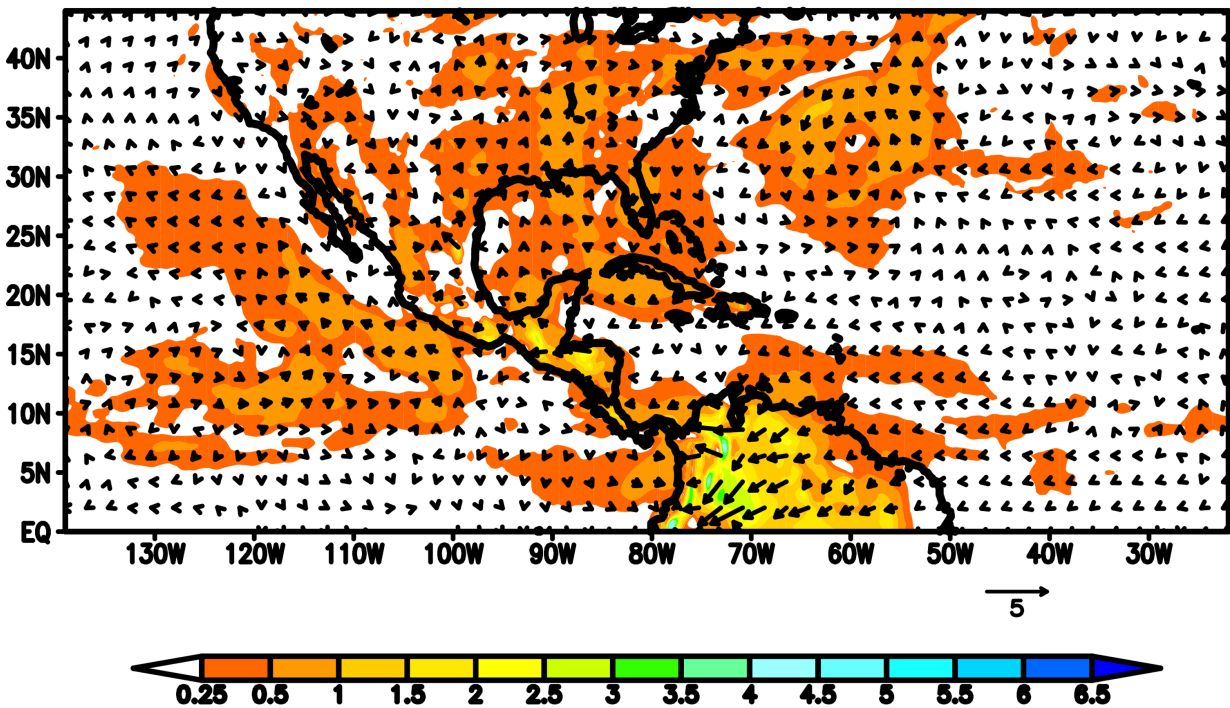


Figura 34. Las diferencias de magnitud de viento (m/s) y vectores de viento (m/s) en 925 hPa entre el VGE y el CTL para JJA.

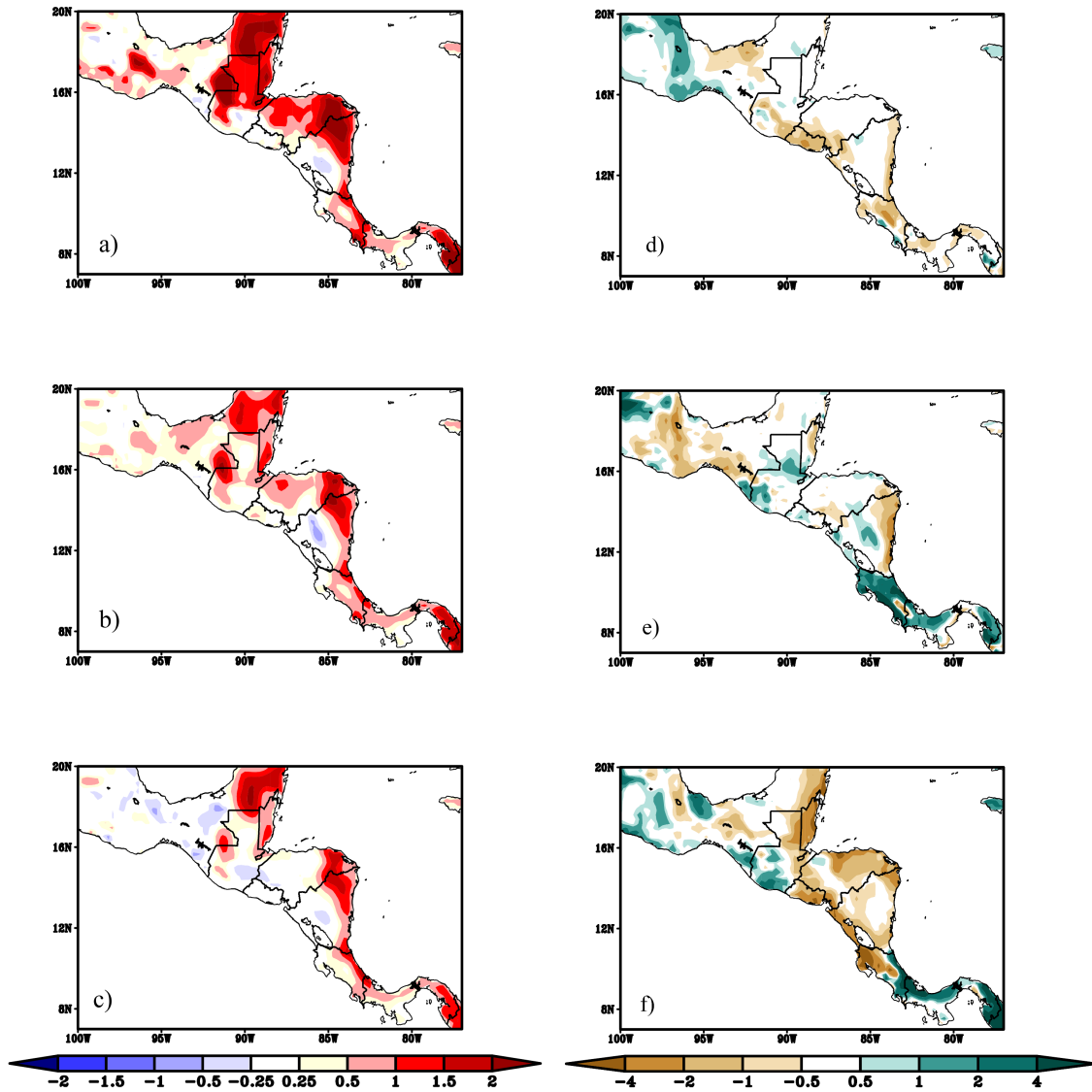


Figura 35. Diferencias en temperatura (en °C) para el experimento VGE menos CTL para a) MAM, b) JJA y c) SON. Diferencias de precipitación (en mm/día) para d) MAM, e) JJA y f) SON.

4.4. Conclusiones

Exploramos el efecto de la deforestación (cambio de árboles a pastizales) en la intensidad, frecuencia y área de cobertura de la SMV. Encontramos que bajo este escenario el Ar casi no cambiaría (aproximadamente un 1%) y se intensificaría y haría más frecuente a lo largo de la costa del Pacífico y Centroamérica. Encontramos que la deforestación no produciría cambios significativos en la precipitación de la temporada MJJASO sobre la región SMCA, lo cual es consistente con trabajos previos, esto explicaría por qué encontramos valores similares en \bar{I} para el CTL (40%) y para VGE (41%).

Capítulo 5. Conclusiones generales

En este trabajo utilizamos dos modelos climáticos regionales (RCA4 y RegCM4) para estudiar la variabilidad intraestacional de la precipitación de verano en la SMCA, en particular la intensidad, la frecuencia y el área de cobertura de la SMV.

Empezamos evaluando la habilidad del RCA4 en la simulación del ciclo anual de la precipitación, la intensidad, la frecuencia y el área de la SMV, además de las características dinámicas que afectan la variabilidad de la precipitación en la región. En esta evaluación, encontramos que la simulación M0 y el ensamble de referencia E_{ref} subestiman la intensidad de la SMV a lo largo de la costa del Pacífico. El ensamble de referencia mostró valores y patrones espaciales muy cercanos a las observaciones para la frecuencia. Encontramos que en el futuro (2071-2095) la precipitación del verano extendido en la región podría reducirse hasta 2 mm/día ante el escenario RCP8.5, principalmente durante los meses de junio, julio y agosto. Esta reducción está indicada por un iTAP más negativo, ya que controla la intensidad del CLLJ y conduce a la sequía en la región. Sin embargo, el inicio de la SMV estaría marcado por el pico de junio y el final de ésta por el pico de septiembre, como en el período de referencia y en contraste con trabajos anteriores (Rauscher *et al.*, 2008). Se espera que el CLLJ se intensifique significativamente durante los meses de junio, julio y agosto bajo la RCP8.5 (lo que lleva a una SMV intensificada en la costa del Pacífico y el oeste de la región SMCA), pero no bajo las RCP2.6 y RCP4.5. Encontramos que las regiones que muestran intensificaciones de la SMV son las mismas que las regiones donde la SMV se vuelve más frecuente; sin embargo, también encontramos regiones como Yucatán (bajo la RCP8.5) y Oaxaca y Veracruz (bajo la RCP4.5) donde los escenarios futuros muestran una SMV menos frecuente, pero más intensa. El cambio en la extensión espacial del área de la SMV parece estar un poco reducido ya que grandes porciones de la Península de Yucatán y el este de la región SMCA muestran una SMV menos frecuente.

Por otra parte utilizamos corridas cortas del modelo RegCM4 para analizar el efecto aislado de la TSM en la SMV. En este caso de océanos cálidos, la intensidad de la SMV a lo largo de la costa del Pacífico y Centroamérica se debilita (ver Figura 13a del Capítulo 3) y el área se reduce de $\sim 82\%$ a $\sim 48\%$. Esta reducción en área representa el debilitamiento del CLLJ bajo este escenario. Es decir, a pesar de un leve calentamiento diferencial positivo (OP-OA), el CLLJ se debilita y la precipitación del verano extendido

se incrementa aproximadamente 9 mm/día durante los meses de junio, julio y agosto. Además encontramos que la señal de la SMV ya no está presente en el ciclo anual (ver Figura 10 del Capítulo 3), lo que contrasta con trabajos anteriores (Rauscher *et al.*, 2008, 2011). Bajo este escenario, la AWP se intensifica y debilita y contrae al NASH hacia el noreste, por consecuencia se debilita el CLLJ significativamente durante los meses de junio, julio y agosto (lo que lleva a una SMV debilitada en la costa del Pacífico y la región SMCA). Este resultado confirma la relación entre el CLLJ y la intensidad de la SMV en SMCA encontrada en Corrales-Suastegui *et al.* (2019). Sin embargo, bajo este escenario, aún cuando el iTAP es ligeramente negativo, lo que implicaría un CLLJ intensificado (Corrales-Suastegui *et al.*, 2019; Fuentes-Franco *et al.*, 2015) sucede lo opuesto, el CLLJ se debilita, lo último pudiera ser explicado en términos de la correlación entre el iCLLJ y la TSM (ver Figura 18c del Capítulo 3), esto es, el iCLLJ no está correlacionado con la TSM en la región del OP que va de los 9°N a 27°N y de 110°W a 90°W (ver definición del iTAP en Corrales-Suastegui *et al.* (2019) y Fuentes-Franco *et al.* (2015)) y en consecuencia la fuerte correlación entre el iCLLJ y el iTAP disminuye (ver Tabla 5 del Capítulo 3).

También utilizamos corridas cortas (5 años) del RegCM4 para explorar el efecto de la deforestación (de árboles a pastos) en la SMV. En este caso encontramos que la intensidad de la SMV a lo largo de la costa del Pacífico y Centroamérica se intensifica, la frecuencia se incrementa (ver Figura 29 del Capítulo 4) y el área de cobertura de la SMV varía de ~ 82 % a ~ 83 %. Bajo este escenario de deforestación la precipitación del verano extendido no presentaría grandes cambios (ver Figura 26 del Capítulo 4), lo cual es consistente con otros estudios (Winchester *et al.*, 2017; Oglesby *et al.*, 2010), lo que explica que los valores en la intensidad promedio del CTL (40 %) y VGE (41 %) sean similares.

Literatura citada

- Alfaro, E. (2002). Some characteristics of the annual precipitation cycle in central america and their relationships with its surrounding tropical oceans. *Tópicos Meteorológicos y Oceanográficos*, **9**(2): 88–103.
- Amador, J. (1998). A climate feature of the tropical americas: the trade wind easterly jet. *Tópicos Meteorológicos y Oceanográficos*, **5**: 91–102.
- Amador, J. A. (2008). The intra-americas sea low-level jet. *Annals of the New York Academy of Sciences*, **1146**(1): 153–188.
- Amador, J. A., Alfaro, E. J., Lizano, O. G., y Magaña, V. O. (2006). Atmospheric forcing of the eastern tropical pacific: A review. *Progress in Oceanography*, **69**(2): 101 – 142. A Review of Eastern Tropical Pacific Oceanography.
- Colorado-Ruiz, G., Cavazos, T., Salinas, J. A., De Grau, P., y Ayala, R. (2018). Climate change projections from coupled model intercomparison project phase 5 multi-model weighted ensembles for mexico, the north american monsoon, and the mid-summer drought region. *International Journal of Climatology*, **38**(15): 5699–5716.
- Corrales-Suastegui, A., Fuentes-Franco, R., y Pavia, E. G. (2019). The mid-summer drought over mexico and central america in the 21st century. *International Journal of Climatology*, **0**(ja).
- Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M. A., Balsamo, G., Bauer, P., Bechtold, P., Beljaars, A. C. M., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Delsol, C., Dragani, R., Fuentes, M., Geer, A. J., Haimberger, L., Healy, S. B., Hersbach, H., Hólm, E. V., Isaksen, I., Kållberg, P., Köhler, M., Matricardi, M., McNally, A. P., Monge-Sanz, B. M., Morcrette, J.-J., Park, B.-K., Peubey, C., de Rosnay, P., Tavolato, C., Thépaut, J.-N., y 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.
- Enfield, D. B. y Alfaro, E. J. (1999). The dependence of caribbean rainfall on the interaction of the tropical atlantic and pacific oceans. *Journal of Climate*, **12**(7): 2093–2103.
- Fuentes-Franco, R., Coppola, E., Giorgi, F., Pavia, E. G., Diro, G. T., y Graef, F. (2015). Inter-annual variability of precipitation over southern mexico and central america and its relationship to sea surface temperature from a set of future projections from cmip5 gcms and regcm4 cordex simulations. *Climate Dynamics*, **45**(1): 425–440.
- Funk, C., Peterson, P., Landsfeld, M., Pedreros, D., Verdin, J., Shukla, S., Husak, G., Rowland, J., Harrison, L., Hoell, A., y Michaelsen, J. (2015). The climate hazards infrared precipitation with stations—a new environmental record for monitoring extremes. *Scientific Data*, **2**: 150066 EP –. Data Descriptor.
- Giorgi, F. y Gutowski, W. J. (2015). Regional dynamical downscaling and the cordex initiative. *Annual Review of Environment and Resources*, **40**(1): 467–490.
- Giorgi, F., Jones, C., y Asrar, G. R. (2009). Addressing climate information needs at the regional level: the cordex framework. *Bulletin - World Meteorological Organization*, **58**(3): 175–183.

- Giorgi, F., Coppola, E., Solmon, F., Mariotti, L., Sylla, M. B., Bi, X., Elguindi, N., Diro, G. T., Nair, V., Giuliani, G., Turuncoglu, U. U., Cozzini, S., Güttler, I., O'Brien, T. A., Tawfik, A. B., Shalaby, A., Zakey, A. S., Steiner, A. L., Stordal, F., Sloan, L. C., y Brankovic, C. (2012). RegCM4: model description and preliminary tests over multiple CORDEX domains F. *Climate Research*, **52**: 7–29.
- Hidalgo, H. G. y Alfaro, E. J. (2015). Skill of cmip5 climate models in reproducing 20th century basic climate features in central america. *International Journal of Climatology*, **35**(12): 3397–3421.
- Hidalgo, H. G., Durán-Quesada, A. M., Amador, J. A., y Alfaro, E. J. (2015). The caribbean low-level jet, the inter-tropical convergence zone and precipitation patterns in the intra-americas sea: A proposed dynamical mechanism. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, **97**(1): 41–59.
- Hidalgo, H. G., Alfaro, E. J., Amador, J. A., y Bastidas, Á. (2019). Precursors of quasi-decadal dry-spells in the central america dry corridor. *Climate Dynamics*, **53**(3): 1307–1322.
- Imbach, P., Chou, S. C., Lyra, A., Rodrigues, D., Rodriguez, D., Latinovic, D., Siqueira, G., Silva, A., Garofolo, L., y Georgiou, S. (2018). Future climate change scenarios in central america at high spatial resolution. *PLOS ONE*, **13**(4): 1–21.
- Karnauskas, K., Seager, R., Giannini, A., y Busalacchi, A. (2013). A simple mechanism for the climatological midsummer drought along the pacific coast of central america (edited by h. diaz). *Atmósfera*, **26**(2).
- Magaña, V. y Caetano, E. (2005). Temporal evolution of summer convective activity over the americas warm pools. *Geophysical Research Letters*, **32**(2): n/a–n/a. L02803.
- Magaña, V., Amador, J. A., y Medina, S. (1999). The midsummer drought over mexico and central america. *Journal of Climate*, **12**(6): 1577–1588.
- Maldonado, T., Rutgersson, A., Alfaro, E., Amador, J., y Claremar, B. (2016). Interannual variability of the midsummer drought in central america and the connection with sea surface temperatures. *Advances in Geosciences*, **42**: 35–50.
- Maloney, E. D., Camargo, S. J., Chang, E., Colle, B., Fu, R., Geil, K. L., Hu, Q., Jiang, X., Johnson, N., Karnauskas, K. B., Kinter, J., Kirtman, B., Kumar, S., Langenbrunner, B., Lombardo, K., Long, L. N., Mariotti, A., Meyerson, J. E., Mo, K. C., Neelin, J. D., Pan, Z., Seager, R., Serra, Y., Seth, A., Sheffield, J., Stroeve, J., Thibeault, J., Xie, S.-P., Wang, C., Wyman, B., y Zhao, M. (2014). North american climate in cmip5 experiments: Part iii: Assessment of twenty-first-century projections. *Journal of Climate*, **27**(6): 2230–2270.
- Mapes, B. E., Liu, P., y Buening, N. (2005). Indian monsoon onset and the americas midsummer drought: Out-of-equilibrium responses to smooth seasonal forcing. *Journal of climate*, **18**(7): 1109–1115.
- Martinez Sanchez, J. N. y Cavazos, T. (2014). Eastern tropical pacific hurricane variability and landfalls on mexican coasts. *Climate Research*, **58**: 221–234.

- Misra, V., Li, H., y Kozar, M. (2014). The precursors in the intra-americas seas to seasonal climate variations over north america. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **119**(5): 2938–2948.
- Mitchell, T. D. y Jones, P. D. (2005). An improved method of constructing a database of monthly climate observations and associated high-resolution grids. *International Journal of Climatology*, **25**(6): 693–712.
- Oglesby, R. J. y Erickson, D. J. (1989). Soil moisture and the persistence of north american drought. *Journal of Climate*, **2**(11): 1362–1380.
- Oglesby, R. J., Sever, T. L., Saturno, W., Erickson III, D. J., y Srikishen, J. (2010). Collapse of the maya: Could deforestation have contributed? *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **115**(D12).
- Perdigón-Morales, J., Romero-Centeno, R., Pérez, P. O., y Barrett, B. S. (2018). The mid-summer drought in mexico: perspectives on duration and intensity from the chirps precipitation database. *International Journal of Climatology*, **38**(5): 2174–2186.
- Perdigón-Morales, J., Romero-Centeno, R., Barrett, B. S., y Ordoñez, P. (2019). Intraseasonal variability of summer precipitation in mexico: Mjo influence on the midsummer drought. *Journal of Climate*, **32**(8): 2313–2327.
- Rauscher, S. A., Giorgi, F., Diffenbaugh, N. S., y Seth, A. (2008). Extension and intensification of the meso-american mid-summer drought in the twenty-first century. *Climate Dynamics*, **31**(5): 551–571.
- Rauscher, S. A., Kucharski, F., y Enfield, D. B. (2011). The role of regional sst warming variations in the drying of meso-america in future climate projections. *Journal of Climate*, **24**(7): 2003–2016.
- Samuelsson, P., Jones, C. G., Will´En, U., Ullerstig, A., Gollvik, S., Hansson, U., Jansson, E., Kjellstro¨M, C., Nikulin, G., y Wyser, K. (2011). The rossby centre regional climate model rca3: model description and performance. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, **63**(1): 4–23.
- Small, R. J. O., de Szoeki, S. P., y Xie, S.-P. (2007). The central american midsummer drought: Regional aspects and large-scale forcing. *Journal of Climate*, **20**(19): 4853–4873.
- Taylor, K. E., Stouffer, R. J., y Meehl, G. A. (2012). An overview of cmip5 and the experiment design. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **93**(4): 485–498.
- Taylor, M. A. y Alfaro, E. J. (2005). *Central America and the Caribbean, Climate of*, pp. 183–189. Springer Netherlands, Dordrecht.
- Wang, C. (2007). Variability of the caribbean low-level jet and its relations to climate. *Climate Dynamics*, **29**(4): 411–422.
- Wang, C. y Lee, S.-k. (2007). Atlantic warm pool, caribbean low-level jet, and their potential impact on atlantic hurricanes. *Geophysical Research Letters*, **34**(2).
- Whyte, F. S., Taylor, M. A., Stephenson, T. S., y Campbell, J. D. (2008). Features of the caribbean low level jet. *International Journal of Climatology*, **28**(1): 119–128.

Winchester, J., Mahmood, R., Rodgers, W., Hossain, F., Rappin, E., Durkee, J., y Chronis, T. (2017). A model-based assessment of potential impacts of man-made reservoirs on precipitation. *Earth Interactions*, **21**(9): 1–31.

Ólafsson, H. (2005). Surface roughness and local winds. *Croatian Meteorological Journal*, **40**(40): 709–712.