



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

---

---

FACULTAD DE CIENCIAS

ANÁLISIS DE LOS CAMBIOS EN LA ACTIVIDAD  
ELÉCTRICA EN MÉXICO BAJO ESCENARIOS DE  
CAMBIO CLIMÁTICO

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE:

LICENCIADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA  
(CIENCIAS ATMOSFÉRICAS)

P R E S E N T A :

BRIAN GUSTAVO PÉREZ JUÁREZ

DIRECTOR DE TESIS:

DR. ALEJANDRO JARAMILLO MORENO



CIUDAD UNIVERSITARIA, CD. MX., 2023



Universidad Nacional  
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**Biblioteca Central**



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

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

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

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

*A todos los amigos, familiares, conocidos y seres queridos que he conocido hasta este momento, tanto en mi vida personal y profesional, y quienes me han apoyado o motivado a seguir adelante en mi camino.*

# Agradecimientos

A mi asesor el Dr. Alejandro Jaramillo Moreno por todo el apoyo y paciencia que me brindó desde que lo conocí en el taller de investigación. Asimismo, en el desarrollo y revisión de esta tesis, la cual no habría podido realizar sin su ayuda. Además, de qué lo considero una gran persona, excelente académico y asesor que inspira a todos sus estudiantes, y a quién admiro y respeto mucho.

A todos los sinodales miembros del jurado, Dr. Ignacio Arturo Quintanar Isaías, Dr. Carlos Abraham Ochoa Moya, Dra. Paulina Ordóñez Pérez y Dr. Guillermo Montero Martínez, por sus valiosos comentarios, preguntas y sugerencias respecto a mi trabajo, los cuales me ayudaron a cuestionarme más cosas y mejorar mi trabajo.

A mis padres, hermana y Kiara que formaron parte importante para que lograré culminar mis estudios de Licenciatura.

A miembros del nuevo grupo de Hidroclimatología Tropical del ICAYCC, UNAM, tanto académicos como estudiantes. En especial a Liset y Adolfo por ayudarme cuando tuve dudas durante el proceso en que estaba haciendo la tesis.

A todos los docentes y ayudantes con quién alguna vez cursé una asignatura, porque aprendí de cada uno. Especialmente a Yoel por darme la oportunidad de ser ayudante de su materia y brindarme su ayuda cuando le pregunto de temas que desconozco.

A Noel Alejandro Hernández Baca (†) por haberme brindado siempre su apoyo incondicional y animarme a siempre seguir aprendiendo en muchos aspectos, pero principalmente en idiomas y programación, y a quién agradezco por haber formado parte muy importante de mi vida.

A mis amigos que hice durante la carrera, cuya amistad valoro mucho y con los que he compartido muchos momentos dentro y fuera de la Universidad.

A compañeros y compañeras de la carrera, con quienes compartí en algún momento algún trabajo en equipo, ya que, de otra forma, la carrera se hubiera hecho mucho más complicada.

A mis amigas de CCH; Nadia, Ana y Dariana, cuya amistad es muy valiosa, ya que las conozco desde hace muchos años, además de que me han apoyado y estado cerca en muchos momentos importantes.

Al grupo de Interacción Micro y Mesoescala, por los seminarios donde me incluyeron y pude aprender de las investigaciones en el área de atmósfera.

Al *Taller de Ciencia par Jóvenes 2016* (TCJ2016) del Centro de Geociencias de la UNAM (Proyecto PAPIME-PE100915 “Simiente de Investigadores”) por la gran experiencia y apoyo de orientación vocacional que me ayudó a confirmar mi futuro profesional y personal al convertirse en mi primer paso en acercarme al mundo de las Ciencias de la Tierra de manera más formal.

A todas las becas o apoyos económicos recibidos durante mi vida como estudiante que fueron parte importante para continuar mis estudios.

A la Universidad Nacional Autónoma de México y a la Facultad de Ciencias por ser el lugar donde me formé profesionalmente.

La investigación de esta tesis contó con apoyo del Programa de Apoyo a Proyectos de Investigación e Innovación Tecnológica (PAPIIT) de la UNAM, “*Evaluación de la actividad eléctrica en México bajo escenarios de cambio climático*” con clave IA103222. Agradezco a la DGAPA-UNAM por las dos becas recibidas durante cinco y tres meses, respectivamente.

# Índice general

<b>Agradecimientos</b>	<b>III</b>
<b>RESUMEN</b>	<b>1</b>
<b>1. INTRODUCCIÓN</b>	<b>2</b>
1.1. Convección y actividad de rayos en la atmósfera . . . . .	3
1.2. Actividad de rayos en México . . . . .	5
1.3. Parametrizaciones de la actividad de rayos . . . . .	8
1.4. El cambio climático y la actividad de rayos . . . . .	9
1.5. Justificación del problema . . . . .	11
1.6. Hipótesis de estudio . . . . .	12
1.7. Objetivos . . . . .	12
1.7.1. Objetivo general . . . . .	12
1.7.2. Objetivos particulares . . . . .	12
<b>2. DATOS Y METODOLOGÍA</b>	<b>13</b>
2.1. Región de estudio y período de análisis . . . . .	13
2.2. Reanálisis ERA5 . . . . .	15
2.3. Datos de detección de rayos . . . . .	16
2.4. Escenarios SSP del IPCC . . . . .	19
2.5. Modelos climáticos acoplados (CMIP6) . . . . .	21
2.6. Coeficientes de correlación estadística . . . . .	23
2.7. Análisis y parametrización de rayos en México . . . . .	25
<b>3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN</b>	<b>28</b>
3.1. Climatología de precipitación y CAPE en México (1980-2014) . . . . .	28
3.2. Actividad eléctrica en México (2010-2020) . . . . .	33
3.2.1. Días con rayos (2010-2020) . . . . .	35
3.3. Análisis de la actividad eléctrica y variables meteorológicas . . . . .	36
3.3.1. Parametrización para la actividad eléctrica (Reanálisis ERA5)	38
3.3.2. Eventos extremos de precipitación y la actividad eléctrica . . . . .	40
3.3.3. Parametrización de la actividad eléctrica (CMIP6) . . . . .	42
3.4. México: La actividad eléctrica bajo escenarios de cambio climático . . . . .	48
3.4.1. Proyección de precipitación bajo el escenario SSP5-8.5 . . . . .	48

3.4.2. Parametrización de la actividad eléctrica bajo el escenario SSP5-8.5 . . . . .	50
3.4.3. Proyecciones de la actividad eléctrica bajo el escenario SSP5-8.5	52
<b>4. CONCLUSIONES</b>	<b>59</b>
4.1. Trabajo futuro . . . . .	61
<b>Apéndice A. CAPE</b>	<b>62</b>
<b>Apéndice B. Período de 1980-2014</b>	<b>64</b>
<b>Apéndice C. Período de 2010-2014</b>	<b>77</b>
<b>Apéndice D. Período de 2010-2020</b>	<b>80</b>
<b>Apéndice E. Período de 2070-2100</b>	<b>83</b>
<b>Apéndice F. Regresión lineal</b>	<b>89</b>
F.1. Valores de pendiente y ordenada (Densidad de rayos) . . . . .	89
F.2. Valores de pendiente y ordenada (Días con rayos) . . . . .	90
<b>Bibliografía</b>	<b>92</b>

# Índice de figuras

1.1.	Variabilidad mensual de víctimas fatales por rayos en México (1979-2011)	2
1.2.	Tipos de Rayos . . . . .	3
1.3.	Distribución espacial de rayos CG para México en el periodo de 2005-2009	6
1.4.	Distribución anual de correlación entre lluvia y rayos para México en el periodo de 2005-2009 . . . . .	7
1.5.	Distribución promedio de la densidad de rayos CG por mes en México para el periodo de 2006-2012 . . . . .	7
1.6.	Distribución promedio de la densidad de rayos CG del 2006-2012 . . .	8
2.1.	Ubicación geográfica de México . . . . .	14
2.2.	Fisiografía (Relieve) de México . . . . .	15
2.3.	Ubicación de las estaciones de la WWLLN . . . . .	17
2.4.	Climatología promedio global de la densidad de rayos (2010-2020) de la base de datos WGLC. . . . .	17
2.5.	Climatología mensual de la densidad de rayos (2010-2020) de la base de datos WGLC. . . . .	18
2.6.	Panorama de los SSP del IPCC . . . . .	20
3.1.	Ciclo anual promedio de precipitación acumulada de ERA5 para el periodo de 1980-2014. . . . .	29
3.2.	Ciclo anual promedio de CAPE de ERA5 para el periodo de 1980-2014.	30
3.3.	Diagramas de Taylor para la precipitación (1980-2014). CMIP6 y ERA5	31
3.4.	Diagramas de Taylor para CAPE (1980-2014). CMIP6 y ERA5 . . . .	32
3.5.	Promedio de la densidad de rayos de 2010-2020 (mensual) . . . . .	33
3.6.	Promedio de la densidad de rayos de 2010-2020 (estacional) . . . . .	34
3.7.	Promedio de días con rayos de 2010-2020 (mensual) . . . . .	36
3.8.	Promedio de días con rayos de 2010-2020 (estacional) . . . . .	37
3.9.	Correlación de Pearson para la densidad de rayos (2010-2020) . . . .	37
3.10.	Correlación de Pearson para días con rayos (2010-2020) . . . . .	38
3.11.	Parametrización de CAPE*Prec vs. Densidad de rayos (Pearson) . . .	39
3.12.	Parametrización de CAPE*Prec vs. Días con rayos (Pearson) . . . . .	39
3.13.	Promedio de días con eventos extremo de precipitación (2010-2020). ERA5 . . . . .	41
3.14.	Correlación de Pearson para días extremos de precipitación y la actividad eléctrica (2010-2020) . . . . .	41

3.15. Correlación y parametrización de Pearson con la densidad de rayos (2010-2014) - ACCESS-ESM1-5 . . . . .	43
3.16. Correlación y parametrización de Pearson con los días con rayos (2010-2014) - ACCESS-ESM1-5 . . . . .	43
3.17. Correlación y parametrización de Pearson con la densidad de rayos (2010-2014) - CESM2-WACCM . . . . .	44
3.18. Correlación y parametrización de Pearson con días con rayos (2010-2014) - CESM2-WACCM . . . . .	45
3.19. Correlación y parametrización de Pearson con la densidad de rayos (2010-2014) - MPI-ESM1-2-LR . . . . .	46
3.20. Correlación y parametrización de Pearson con días con rayos (2010-2014) - MPI-ESM1-2-LR . . . . .	47
3.21. Diferencia mensual de precipitación ACCESS-ESM1-5 (2070-2100) y ERA5 (2010-2020) . . . . .	49
3.22. Diferencia mensual de precipitación CESM2-WACCM (2070-2100) y ERA5 (2010-2020) . . . . .	50
3.23. Diferencia multimensual de precipitación MPI-ESM1-2-LR (2070-2100) y ERA5 (2010-2020) . . . . .	51
3.24. Proyección promedio mensual de la densidad de rayos de 2070-2100. Modelos CMIP6 . . . . .	52
3.25. Proyección promedio mensual de días con rayos de 2070-2100. Modelos CMIP6 . . . . .	53
3.26. Número de modelos (CMIP6) que proyectan aumento menos el número de modelos que proyectan disminución (Densidad de rayos) . . . . .	54
3.27. Promedio de proyecciones de densidad de rayos de los modelos CMIP6 (2070-2100) y de la WGLC (2010-2020) . . . . .	56
3.28. Número de modelos (CMIP6) que proyectan aumento menos el número de modelos que proyectan disminución (Días con rayos). . . . .	57
3.29. Promedio de proyecciones de días con rayos de los modelos CMIP6 (2070-2100) y de la WGLC (2010-2020) . . . . .	58
A.1. Representación gráfica de CAPE en el termodiagrama . . . . .	62
B.1. Precipitación anual promedio de 1980-2014. ERA5 . . . . .	64
B.2. Precipitación estacional promedio de 1980-2014. ERA5 . . . . .	64
B.3. CAPE anual promedio de 1980-2014. ERA5 . . . . .	64
B.4. CAPE estacional promedio de 1980-2014. ERA5 . . . . .	64
B.5. Precipitación anual promedio de 1980-2014. ACCESS-ESM1-5 . . . . .	65
B.6. Precipitación estacional promedio de 1980-2014. ACCESS-ESM1-5 . . . . .	65
B.7. Precipitación mensual promedio de 1980-2014. ACCESS-ESM1-5 . . . . .	65
B.8. CAPE anual promedio de 1980-2014. ACCESS-ESM1-5 . . . . .	66
B.9. CAPE estacional promedio de 1980-2014. ACCESS-ESM1-5 . . . . .	66
B.10. CAPE mensual promedio de 1980-2014. ACCESS-ESM1-5 . . . . .	66
B.11. Precipitación anual promedio de 1980-2014. CESM2-WACCM . . . . .	67
B.12. Precipitación estacional promedio de 1980-2014. CESM2-WACCM . . . . .	67

B.13.Precipitación mensual promedio de 1980-2014. CESM2-WACCM . . .	67
B.14.CAPE anual promedio de 1980-2014. CESM2-WACCM . . . . .	68
B.15.CAPE estacional promedio de 1980-2014. CESM2-WACCM . . . . .	68
B.16.CAPE mensual promedio de 1980-2014. CESM2-WACCM . . . . .	68
B.17.Precipitación anual promedio de 1980-2014. MPI-ESM1-2-LR . . . . .	69
B.18.Precipitación estacional promedio de 1980-2014. MPI-ESM1-2-LR . .	69
B.19.Precipitación mensual promedio de 1980-2014. MPI-ESM1-2-LR . . .	69
B.20.CAPE anual promedio de 1980-2014. MPI-ESM1-2-LR . . . . .	70
B.21.CAPE estacional promedio de 1980-2014. MPI-ESM1-2-LR . . . . .	70
B.22.CAPE mensual promedio de 1980-2014. MPI-ESM1-2-LR . . . . .	70
B.23.Diferencia de precipitación estacional de 1980-2014. (ACCESS-ESM1-5 y ERA5) . . . . .	71
B.24.Diferencia de CAPE estacional de 1980-2014. (ACCESS-ESM1-5 y ERA5) . . . . .	72
B.25.Diferencia de precipitación estacional de 1980-2014. (CESM2-WACCM y ERA5) . . . . .	73
B.26.Diferencia de CAPE estacional de 1980-2014. (CESM2-WACCM y ERA5) . . . . .	74
B.27.Diferencia de precipitación estacional de 1980-2014. (MPI-ESM1-2-LR y ERA5) . . . . .	75
B.28.Diferencia de CAPE estacional de 1980-2014. (MPI-ESM1-2-LR y ERA5)	76
C.1. Correlación y parametrización de Spearman con la densidad de rayos (2010-2014) - ACCESS-ESM1-5 . . . . .	77
C.2. Correlación y parametrización de Spearman con días con rayos (2010-2014) - ACCESS-ESM1-5 . . . . .	77
C.3. Correlación y parametrización de Spearman con la densidad de rayos (2010-2014) - CESM2-WACCM . . . . .	78
C.4. Correlación y parametrización de Spearman con días con rayos (2010-2014) - CESM2-WACCM . . . . .	78
C.5. Correlación y parametrización de Spearman con la densidad de rayos (2010-2014) - MPI-ESM1-2-LR . . . . .	79
C.6. Correlación y parametrización de Spearman con días con rayos (2010-2014) - MPI-ESM1-2-LR . . . . .	79
D.1. Promedio de la densidad de rayos de 2010-2020 (anual) . . . . .	80
D.2. Correlación de Spearman para la densidad de rayos (2010-2020) . . .	80
D.3. Correlación de Spearman para días con rayos (2010-2020) . . . . .	81
D.4. Parametrización de CAPE*Prec vs. Densidad de rayos (Spearman) .	81
D.5. Parametrización de CAPE*Prec vs. Días con rayos (Spearman) . . .	81
D.6. Promedio anual de días con eventos extremo de precipitación (2010-2020). ERA5 . . . . .	82
D.7. Promedio estacional de días con eventos extremo de precipitación (2010-2020). ERA5 . . . . .	82

D.8. Correlación de Spearman para días extremos de precipitación y la actividad eléctrica (2010-2020) . . . . .	82
E.1. Precipitación anual promedio (2070-2100) - ACCESS-ESM1-5 . . . . .	83
E.2. Precipitación estacional promedio (2070-2100) - ACCESS-ESM1-5 . . . . .	83
E.3. Precipitación mensual promedio (2070-2100) - ACCESS-ESM1-5 . . . . .	83
E.4. Precipitación anual promedio (2070-2100) - CESM2-WACCM . . . . .	84
E.5. Precipitación estacional (2070-2100) - CESM2-WACCM . . . . .	84
E.6. Precipitación mensual promedio (2070-2100) - CESM2-WACCM . . . . .	84
E.7. Precipitación anual promedio (2070-2100) - MPI-ESM1-2-LR . . . . .	85
E.8. Precipitación estacional promedio (2070-2100) - MPI-ESM1-2-LR . . . . .	85
E.9. Precipitación mensual promedio (2070-2100) - MPI-ESM1-2-LR . . . . .	85
E.10. Proyección promedio anual de densidad de rayos (2070-2100) . . . . .	86
E.11. Proyección promedio estacional de densidad de rayos (2070-2100). . . . .	86
E.12. Proyección promedio anual de densidad de rayos (2070-2100). . . . .	86
E.13. Proyección promedio estacional de densidad de rayos (2070-2100). . . . .	86
E.14. Proyección promedio anual de densidad de rayos (2070-2100). . . . .	87
E.15. Proyección promedio estacional de densidad de rayos (2070-2100). . . . .	87
E.16. Proyección promedio anual de días con rayos (2070-2100) - ACCESS-ESM1-5. . . . .	87
E.17. Proyección promedio estacional de días con rayos (2070-2100). - ACCESS-ESM1-5. . . . .	87
E.18. Proyección promedio anual de días con rayos (2070-2100) - CESM2-WACCM. . . . .	88
E.19. Proyección promedio estacional de días con rayos (2070-2100). - CESM2-WACCM. . . . .	88
E.20. Proyección promedio anual de días con rayos (2070-2100) - MPI-ESM1-2-LR. . . . .	88
E.21. Proyección promedio estacional de días con rayos (2070-2100). - MPI-ESM1-2-LR. . . . .	88
F.1. Valores de la pendiente y ordenada usados con el modelo ACCESS-ESM1-5 para la densidad de rayos . . . . .	89
F.2. Valores de la pendiente y ordenada usados con el modelo CESM2-WACCM para la densidad de rayos . . . . .	89
F.3. Valores de la pendiente y ordenada usados con el modelo MPI-ESM1-2-LR para la densidad de rayos . . . . .	90
F.4. Valores de la pendiente y ordenada usados con el modelo ACCESS-ESM1-5 para días con rayos . . . . .	90
F.5. Valores de la pendiente y ordenada usados con el modelo CESM2-WACCM para días con rayos . . . . .	91
F.6. Valores de la pendiente y ordenada usados con el modelo MPI-ESM1-2-LR para días con rayos . . . . .	91

# Índice de tablas

1.1. Cambios futuros de diferentes variables meteorológicas y rayos sobre la región CONUS (Escenario RCP8-5) . . . . .	11
2.1. Aumentos en la temperatura media global de acuerdo con cinco escenarios SSP . . . . .	21
2.2. Información de los modelos atmosféricos y oceánicos que componen los modelos climáticos CMIP6 usados . . . . .	23
2.3. Valores de referencia para interpretar los coeficientes de correlación .	25
A.1. Valores de CAPE asociados a tipos de inestabilidades en la atmósfera	63



# RESUMEN

Los rayos son un fenómeno asociado a la convección profunda, con un impacto significativo en la química atmosférica, como precursor de incendios forestales no antropogénicos, además de su mortalidad y afectaciones en el sector agrícola y ganadero, así como en infraestructura. El cambio climático (CC) trae consigo importantes consecuencias sobre la convección profunda tropical y por lo tanto, sobre los rayos. Sin embargo, son pocos los estudios que han explorado los cambios que el CC traen sobre la actividad de rayos a nivel global o regional. Este trabajo constituye un primer estudio de los cambios en la actividad de rayos bajo CC sobre México.

Para este estudio, se utilizaron variables relacionadas con la precipitación y la convección profunda provenientes del reanálisis ERA5 y de una selección de modelos climáticos pertenecientes al CMIP6 (ACCESS-ESM1-5, CESM2-WACCM, MPI-ESM1-2-LR). También, se usó información de actividad de rayos observada de la Climatología Global de Rayos WWLLN (WGLC, por sus siglas en inglés). Se analizó la correlación estadística de estas variables con la actividad de rayos para el territorio mexicano. En general, se observaron correlaciones positivas ( $>0.5$ ) sobre la porción continental y oceánica en México; sin embargo, la precipitación mostró un mejor comportamiento de correlación en regiones del noroeste, occidente y la costa del pacífico sur de México. De los modelos CMIP6 seleccionados, se encontró que el modelo CESM2-WACCM, es el que mejor representa la precipitación en el periodo histórico, en contraste con el modelo MPI-ESM1-2-LR, que tiene el peor desempeño.

Usando datos de la precipitación y de la actividad de rayos, se construyó un modelo de regresión lineal para calcular las proyecciones de la actividad eléctrica para finales del siglo XXI (2070-2100), bajo el escenario SSP5-8.5 del IPCC. De las proyecciones obtenidas por los modelos climáticos, se encontró que, en promedio, la actividad eléctrica proyecta un decremento en la densidad de rayos en aproximadamente  $10 \text{ strokes km}^{-2} \text{ mes}^{-1}$ . También se encontró una disminución en el número de días con rayos  $\geq 10$  días, en las mismas regiones que mostraron las mejores correlaciones positivas, principalmente para los meses de verano (junio-septiembre).

# 1 INTRODUCCIÓN

El cambio climático es una de las problemáticas socio-ambientales de mayor relevancia a nivel mundial. En particular, según el quinto y sexto informe del Panel Intergubernamental sobre Cambio Climático (IPCC, por sus iniciales en inglés), se espera en las próximas décadas un aumento en las amenazas climáticas que conllevan a un riesgo, como el aumento de la frecuencia y gravedad de fenómenos extremos en América del Norte (Barros et al., 2014). En particular, un fenómeno meteorológico muy importante asociado a los fenómenos extremos son los rayos, estos juegan un papel importante en el balance energético terrestre; modifican la química atmosférica a través de la generación de óxidos de nitrógeno (Levy II et al., 1996; Grewe, 2007; Schumann and Huntrieser, 2007), son importantes en la iniciación de incendios forestales de origen natural (Bond and Keeley, 2005; Pausas and Keeley, 2009), también en su relación con la convección profunda y el transporte vapor de agua a la troposfera superior asociada a la convección, el cual tiene efectos directos como un gas de efecto invernadero y efectos indirectos a través de la interacción con las nubes y aerosoles (Price, 2000).

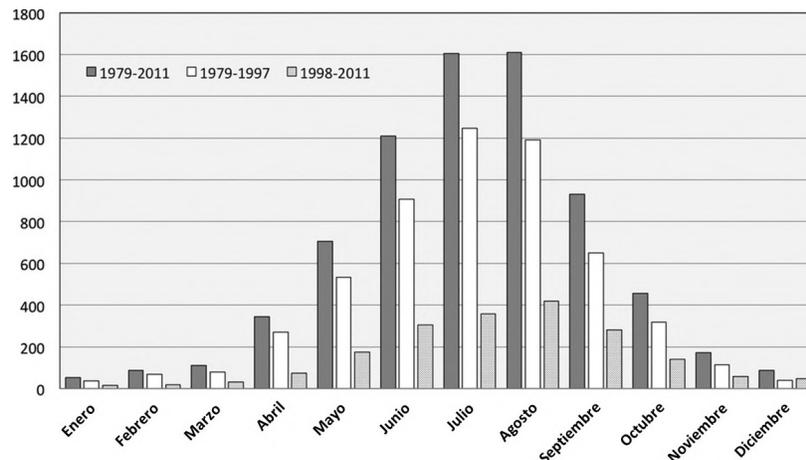


Figura 1.1: Variabilidad mensual de víctimas fatales por rayos reportadas para el periodo completo de 1979-2011 (barras grises oscuro), y para el segmento de años de 1979-97 (barras blancas) y 1998-2011 (barras grises claras.). Adaptada de: Raga et al. (2014). Uso con permiso de la ©American Meteorological Society.

A su vez, es bien reconocido que los rayos son un peligro meteorológico significativo, produciendo muertes y daños de forma rutinaria e interrumpiendo las

actividades económicas y sociales. Por ejemplo, Raga et al. (2014) muestran en la figura 1.1 el ciclo anual de las muertes asociadas a rayos en México para el periodo (1979-2011). Los rayos constituyen una amenaza natural real para las poblaciones en todas partes y en particular en México durante la temporada de lluvia (Raga et al., 2014, 2015).

## 1.1. Convección y actividad de rayos en la atmósfera

Los rayos son fenómenos fascinantes visualmente y de manera científica, pero son de los menos entendidos en la física de las nubes (Raga et al., 2014). Según la Royal Meteorological Society (RMS, por sus siglas en inglés) (Royal-Meteorological-Society, 2017), los rayos se pueden clasificar en rayos intra-nube, nube-nube, nube-tierra y nube-aire, los cuales se muestran en la figura 1.2. De esta clasificación se podría considerar como principales a los rayos intra-nube y los nube-tierra (De acuerdo con la National Weather Service, EEUU.: US Department of Commerce (sf), y definidos del igual forma que la RMS), A continuación se define cada uno de los tipos de rayos mencionados.

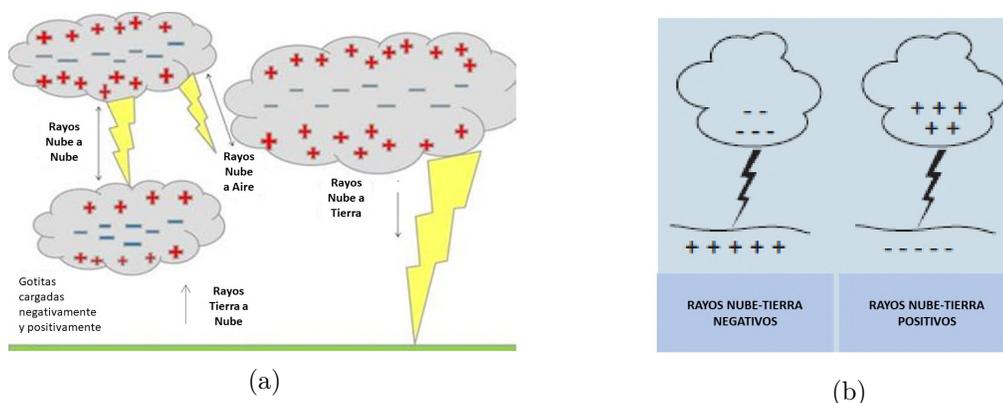


Figura 1.2: a) Tipos de rayos: Adaptado de la Royal Meteorological Society (2017). Fuente: <https://www.rmets.org/metmatters/types-lightning>; b) Tipos de rayos nube-tierra: Adaptado de Shivalli (2016).

- Los rayos intra-nube son el tipo de rayos más comunes de toda la clasificación, y se refiere a descargas eléctricas entre áreas con carga opuesta dentro de una misma nube de tormenta.
- Los rayos nube-nube o inter-nube son poco usuales en comparación a los otros tipos, y se refieren a rayos o descargas en horizontal que van de una nube a otra(s) nube(s), y a menudo se observan en la parte inferior de las nubes estratiformes de tormenta.
- Los rayos nube-tierra son descargas entre dos áreas o sitios con cargas opuestas en la nube y en la superficie/tierra. Hay dos tipos de rayos nube-tierra (figura 1.2b).

- Los rayos nube-tierra negativos ocurren entre cargas negativas en la nube y positivas en tierra, este tipo de rayos son los más comunes de los rayos nube-tierra, ya que su efecto es bajar la carga negativa neta de la nube a la superficie y se pueden identificar por una distintiva ramificación descendente.
- Los rayos nube-tierra positivos ocurren entre cargas positivas en la nube y negativas en tierra, estos son menos comunes a comparación de su análogo negativo y usualmente se asocian con superceldas y regiones de precipitación estratiforme que se encuentran detrás de las “squall lines”, algunas características por las que se identifican es que suelen ser muy brillantes y sin ramificaciones cerca de la tierra.
- Los rayos nube-aire consisten en descargas eléctricas que salen de una nube y terminan en el aire de forma abrupta. De hecho, cuando ocurren rayos nube-tierra, se pueden presentar rayos nube-aire como ramificaciones. Los casos más vistosos de este tipo de rayos ocurren cuando los rayos se extienden de los laterales de las nubes cumulonimbus.

De esta clasificación es importante destacar los rayos nube-tierra (rayos CG, por sus siglas en inglés), debido a su importancia científica y social en diferentes sectores. Por esta razón en este trabajo nos concentraremos en este tipo de rayos en particular.

A pesar de que no se ha llegado a un consenso respecto a los mecanismos responsables de como y porque ocurre la electrificación de las nubes, es claro que la presencia de un proceso intenso de precipitación basado en partículas de hielo y su importancia para la electrificación de las nubes está respaldada por trabajos experimentales que sugieren que ocurre una transferencia significativa de carga no inductiva entre partículas de hielo (granizo, graupel y pequeños cristales de hielo más en la fase mixta de las nubes) (e. g., Reynolds et al., 1957; Takahashi, 1978; Jayaratne et al., 1983; Saunders et al., 1991).

Además del requisito de grandes concentraciones de partículas de hielo, se debe tener cantidades suficientes de vapor de agua y agua líquida sobreenfriada (SLW, por sus siglas en inglés), y adicionalmente, una corriente ascendente que permita este crecimiento (Petersen and Rutledge, 1998). Para que una corriente ascendente se intensifique, debe estar acoplada de forma termodinámica a la flotabilidad térmica que tengan las parcelas que ascienden por la corriente vertical (Petersen and Rutledge, 1998). Para poder evaluar el potencial de que una corriente ascendente sea fuerte, se puede hacer mediante la medida de la distribución vertical y/o la cantidad integrada de la flotabilidad térmica (e. g., energía potencial disponible para la convección) disponible para una parcela de aire de la capa límite en relación con el entorno circundante (Petersen and Rutledge, 1998). Por lo anterior, es que se considera que el estudio de la actividad eléctrica se puede diferenciar en latitudes medias, tropicales, y si ocurre sobre continente u océano.

Al observar y describir como se comporta la distribución de la actividad eléctrica en las regiones tropicales, podemos percatarnos que la mayor densidad de rayos se concentra en las regiones continentales a diferencia de las zonas oceánicas (e. g.,

Orville and Henderson, 1986; Goodman and H. J., 1993). En las regiones tropicales, las celdas convectivas que se generan poseen diferentes características de acuerdo con los sitios donde se producen, es decir, en zonas oceánicas y continentales, dichas características reflejan si estas tormentas son capaces de generar actividad eléctrica y rayos.

Takayabu (2006) evaluó los rendimientos de lluvia por flashes o destellos (RPF, por sus siglas en inglés) en todos los trópicos, donde encontró que la diferencia en los valores de RPF entre la tierra y el océano era de aproximadamente un orden de magnitud mayor, aunque las cantidades de lluvia sobre las zonas oceánicas tropicales son similares a las del continente (Takayabu, 2006), la actividad de los rayos es mucho más débil en el régimen marítimo, lo que da como resultado un RPF más alto. El RPF se define como la cantidad de precipitación dividida por la frecuencia de rayos sobre un periodo de tiempo y área determinada (Takayabu, 2006; Williams, 1992).

Por su parte, Petersen and Rutledge (1998) calcularon valores de RPF basados en datos de rayos CG y encontraron que la diferencia entre RPF terrestre y oceánica tropical puede alcanzar dos órdenes de magnitud. Mientras, Zipser (1994) definió un índice similar al RPF, una relación lluvia-tormenta, y lo propuso como un indicador de la continentalidad de la lluvia convectiva.

En contraste a la convección generada sobre continentes, Petersen and Rutledge (1998) planteó la hipótesis de que la reducción combinada en la frecuencia de rayos, la intensidad de la corriente ascendente y la masa de hielo de precipitación que se encuentran en los regímenes convectivos oceánicos tropicales es producto de:

1. Una reducción general del valor de Energía potencial disponible para la convección (CAPE, Por sus siglas en inglés) de los entornos oceánicos tropicales en relación con lo observado sobre los continentes (e. g., Rutledge et al., 1992; Williams et al., 1992; Williams and Renno, 1993).
2. Un perfil de flotabilidad térmica "debil"verticalmente, característico de los ambientes oceánicos tropicales, lo que hace que los vientos ascendentes sean más susceptibles a cargar el agua y el "entrainment"(e. g., Lucas et al., 1994; Williams, 1995).

Si bien los factores responsables del contraste en la actividad de los rayos entre el continente y el océano no se conocen completamente, lo que si es claro, es que a escala mundial, los rayos sobre los océanos son mucho menos frecuentes que sobre la tierra (Williams and Stanfill, 2002). El contraste entre la densidad de rayos terrestres y oceánicos es tan significativo que puede usarse para identificar regímenes de precipitación (Kucienska et al., 2012). Sin embargo, existen regiones marítimas donde la actividad de los rayos parece ser de tipo continental (e. g., Kucienska et al., 2012; Williams and Stanfill, 2002).

## 1.2. Actividad de rayos en México

En cuanto a México, hay poca bibliografía disponible que analice esta variable. El trabajo de Kucienska et al. (2010) es, posiblemente, el primer estudio climatológico

de rayos sobre México y áreas oceánicas adyacentes. Kucienska et al. (2010) observó un muy alto número de flashes o destellos de rayos en nubes marítimas que se desarrollaron cerca de las costas mexicanas (entre 800-1000 km mar adentro) para el período 2005-2009, donde se mostró que la distribución espacial del promedio anual de rayos sobre la región continental de México tiene una influencia del forzamiento orográfico en el desarrollo de nubes convectivas con alta actividad de rayos (figura 1.3). Además, las zonas con una gran frecuencia y máximos de rayos (e. g. Tabasco y Chiapas) se les relaciona con las máximas climatológicas de precipitación para el país y pudiendo estar asociado con una región de persistente convergencia y convección en el extremo sur del Golfo de México (GoM) (Kucienska et al., 2010).

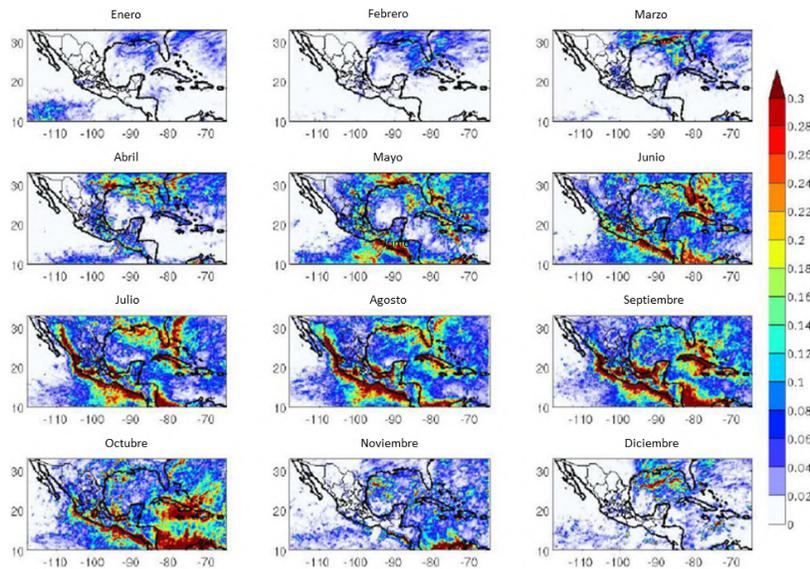


Figura 1.3: Distribución espacial de rayos CG x mes x km<sup>2</sup>, promedio del periodo de 5 años (2005-2009). Adaptado de: Kucienska et al. (2010). CC BY 3.0

Kucienska et al. (2010) muestran mapas de correlación entre la lluvia y los rayos, donde las nubes sobre el mar, cercanas a la costa, muestran propiedades similares a las nubes continentales, ya que producen una alta actividad de rayos (figura 1.4).

El trabajo de Raga et al. (2014) muestra que la distribución anual de los rayos CG, tienen una mayor frecuencia en los meses de julio, agosto y septiembre sobre la parte continental de México (figura 1.5), cuyo ciclo diurno muestra sus números máximos en el continente entre las 6 y 9 p.m. (Hora local).

Raga et al. (2014) también analizaron la distribución espacial de la actividad eléctrica para México. En la figura 1.6 se pueden identificar las áreas con los más altos “flashes” de densidad de rayos hacia el sur del GoM y otras regiones con máximos relacionados son observados en la costa del Pacífico y suroeste del estado de México, esta última región es donde de acuerdo con Novo and Raga (2013), se desarrollan tormentas de gran extensión.

Por otro lado, se puede encontrar el trabajo de Kucienska et al. (2012), cuyo objetivo fue estudiar las nubes marinas precipitantes que exhiben características

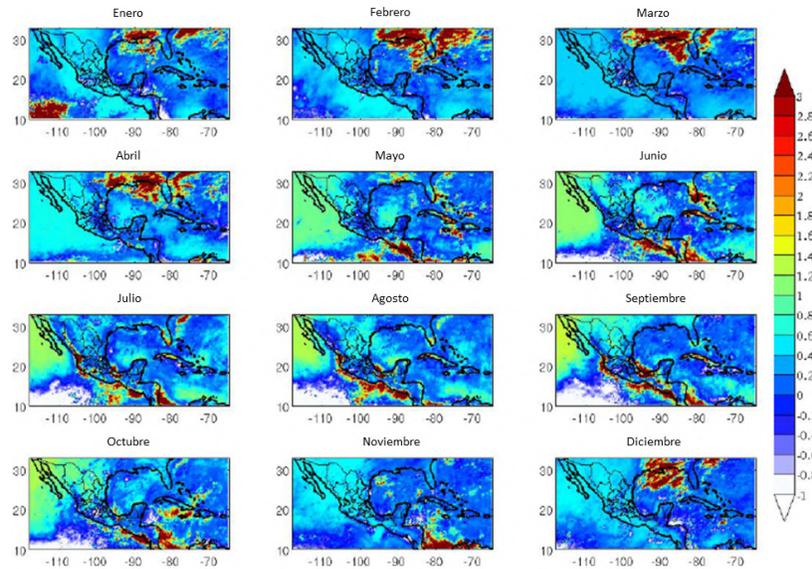


Figura 1.4: Distribución anual de la correlación espacial entre la lluvia y la actividad eléctrica. Adaptado de: Kucienska et al. (2010). CC BY 3.0

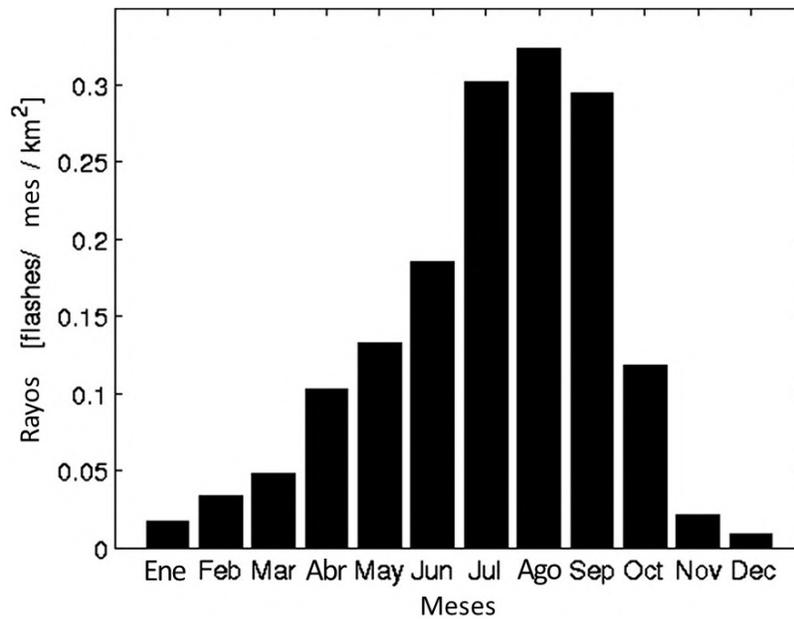


Figura 1.5: Distribución promedio anual de la densidad de rayos CG en flashes x kilómetro cuadrado x mes sobre México para el periodo de 2006-12. Adaptado de: Raga et al. (2014). Uso con permiso de la ©American Meteorological Society.

continentales, usando datos de la actividad de rayos detectada por la Red Mundial de Localización de Rayos (WWLLN, por sus siglas en inglés). Este trabajo encontró que las regiones oceánicas adyacentes a México suelen tener actividad de rayos tan alta (o mayor) como la observada sobre el continente (Kucienska et al., 2012). Además, el mayor número de destellos por lluvia se observa durante la temporada de quema de

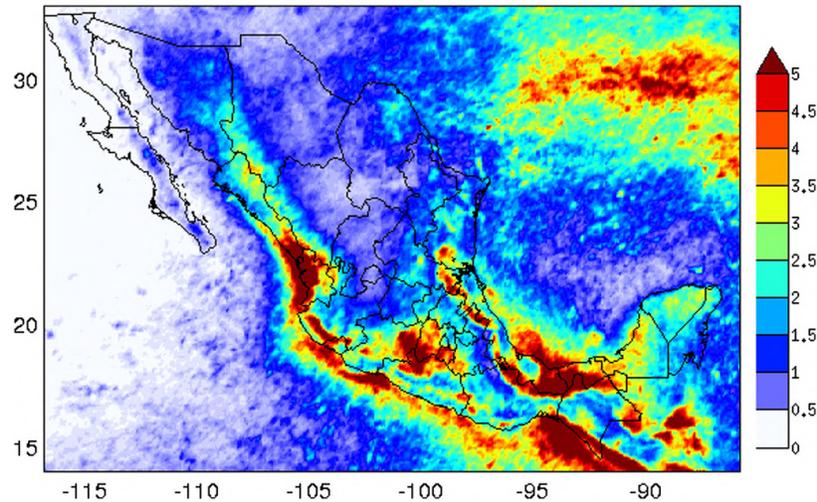


Figura 1.6: Distribución espacial promedio de densidad de rayos nube-tierra en flashes x kilómetro cuadrado x año para el periodo 2006-2012. Fuente Raga et al. (2014). Uso con permiso de la ©American Meteorological Society.

biomasa (Kucienska et al., 2012).

### 1.3. Parametrizaciones de la actividad de rayos

Dada la relevancia de conocer la actividad de rayos, se hace fundamental poder parametrizar esta actividad en función de variables relacionadas con la precipitación y la convección profunda. Por ejemplo, trabajos como Zipser (1994) y Petersen and Rutledge (1998), intentan describir una relación entre las tasas de precipitación y la actividad eléctrica. Petersen and Rutledge (1998) mostraron que existen correlaciones altas observadas entre rayos CG y lluvia convectiva para ubicaciones continentales de EE.UU. (latitudes medias al sur de  $40^{\circ}\text{N}$ ), junto con un valor relativamente estable de la cantidad de lluvia para determinados regímenes de lluvia en zonas tropicales de EE.UU.; Por otro lado, se concluyó que en los trópicos, las tasas de precipitación mensuales/estacionales también se encuentran relacionados con los rayos, pero de igual forma con una fuerte dependencia del régimen de precipitación (regímenes marítimos, oceánicos o tropicales y regímenes continentales de estación cálida en latitudes medias) en EE.UU. (Petersen and Rutledge, 1998).

Ávila et al. (2010) relacionó la actividad de rayos en las nubes convectivas profundas (DCC, por sus siglas en inglés) con la intensidad del movimiento vertical del aire, que está estrechamente relacionada con la altura de la tormenta, es decir, la relación entre las tasas de relámpagos y el tipo de tormenta. La altura de las DCC fue investigada también por Williams (1985), quién sugirió que la frecuencia de flashes de rayos es función de la quinta potencia de la altura de la tormenta sobre la base de la modificación de la ley de escala por Vonnegut (1963). Price and Rind (1992) consideraron la diferencia en las velocidades de corrientes ascendentes entre la tierra y el océano para mejorar la relación derivada por Williams (1985). Los resultados de

Ávila et al. (2010) muestran que la actividad eléctrica está asociada con las DCC, y que puede ser un buen indicador de actividad convectiva profunda.

Por otro lado, tenemos el estudio de Romps et al. (2014), el cual propone el producto de CAPE y la tasa de precipitación como un proxy simple para explicar la mayor parte de la varianza en los relámpagos sobre los Estados Unidos Contiguos (CONUS, por sus siglas en inglés). Esta combina la linealidad observada de la tasa de destellos en la tasa de precipitación (e. g., Battan, 1965; Petersen and Rutledge, 1998; Tapia et al., 1998; Meijer et al., 2001) con sugerencias de que los destellos están correlacionados positivamente con CAPE (e. g., Williams, 1992; Williams et al., 2002; Pawar et al., 2012; Murugavel et al., 2014), de acuerdo con la ecuación (1.1):

$$F = \frac{\eta}{E} * P * \text{CAPE} \quad (1.1)$$

Donde  $F$  es la tasa de relámpagos por unidad de área ( $\text{m}^{-2}\text{s}^{-1}$ ),  $P$  es la tasa de precipitación ( $\text{kg m}^{-2}\text{s}^{-1}$ ) y  $\text{CAPE}$  ( $\text{J kg}^{-1}$ ). Usando el producto de  $\text{CAPE}$  y  $P$  en unidades de  $\text{Wm}^{-2}$ . La constante de proporcionalidad,  $\eta/E$ , contiene la eficiencia de conversión adimensional  $\eta$  y la descarga de energía por destello  $E$  (en Julios) (Romps et al., 2014). La eficiencia  $\eta$  es una razón que mide la eficiencia en que  $\text{CAPE}$  se transforma en la energía del rayo (Romps et al., 2014).

Dentro de los resultados de Romps et al. (2014), se indica que el proxy propuesto para describir la variación de los rayos en CONUS, es bastante substancial en todas las temporadas del año, es decir, logra replicar la serie temporal de relámpagos observados. Usando  $E = 1 \text{ GJ}$ , para considerar la mejor estimación de la energía liberada por un rayo CG en latitudes medias, obtuvieron una eficiencia de  $\eta = 0.01$  (Romps et al., 2014). Resumiendo, el 1% de  $\text{CAPE}$  que teóricamente podría ser extraída por el agua (es decir,  $\text{CAPE}$  por la masa de agua) se convierte en energía potencial eléctrica que luego es descargada por rayos CG (Romps et al., 2014).

## 1.4. El cambio climático y la actividad de rayos

Las DCC son importantes en la regulación del clima del planeta mediante el transporte de calor, vapor de agua y de momento de la troposfera inferior a la superior (Ávila et al., 2010). De esta manera, la convección profunda es la fuente principal de vapor de agua para la troposfera superior en los trópicos, y al mismo tiempo un mecanismo de transporte de aerosoles desde la capa límite planetaria a la troposfera superior e incluso a la estratosfera inferior (Kulmala et al., 2006). Las DCC se asocian con intensas corrientes ascendentes, crecimiento de partículas en la fase sólida y producción del rayo, donde pequeños cambios en el vapor de agua de la troposfera superior tienen un impacto mucho mayor en el efecto invernadero que los pequeños cambios en el vapor de agua en la atmósfera inferior (Price, 2000). De esta manera, la variabilidad del vapor de agua en la tropósfera superior y sus impactos sobre el clima terrestre está estrechamente relacionada con la actividad global de rayos. Por lo tanto, las DCC juegan un papel importante dentro del balance energético terrestre, de ahí que el estudio de la actividad eléctrica podría ofrecer

nuevas perspectivas a los estudios sobre el cambio climático del planeta.

El cambio climático creará cambios importantes en la distribución de las DCC en los trópicos, creando contrastes marcados entre las regiones o estaciones húmedas y secas (Zhang and Fueglistaler, 2019). Existen distintos mecanismos que permiten tratar de explicar estos cambios. Por ejemplo, mecanismos como “Dry-get-drier, Wet-get-wetter” (Held and Soden, 2006); “Upped-ante” (Neelin et al., 2003); y “Rich-get-richer” (Chou and Neelin, 2004). Una explicación detallada de estos mecanismos queda por fuera de los objetivos del presente trabajo; sin embargo, estos mecanismos coinciden en explicar que cambios en la temperatura global generarán dinámicas que tenderán a concentrar las DCC y la precipitación asociada en las regiones en donde actualmente son más intensas, mientras que las regiones más secas seguirán la tendencia a secarse aún más (Zhang and Fueglistaler, 2019). Por ejemplo, Zhang and Fueglistaler (2019) analizaron la precipitación (promedio mensual) y la energía estática húmeda (MSE, por sus siglas en inglés) subnube de modelos climáticos globales de la fase 5 del Proyecto de Intercomparación de Modelos Acoplados (CMIP5, por sus siglas en inglés), cuyas características las describe Taylor et al. (2012), en el experimento idealizado de aumento de CO<sub>2</sub> (aumentando el CO<sub>2</sub> en un 1%). En su trabajo encontraron que las regiones húmedas actuales serán más competitivas para la convección en un mundo más cálido (Zhang and Fueglistaler, 2019).

Se esperaría que estos cambios en la distribución de las DCC generarán cambios en la actividad de rayos, en particular en las regiones tropicales. Diferentes estudios mencionan que el futuro aumento de las tasas de relámpagos será debido al calentamiento global; sin embargo, estas investigaciones son muy limitadas: Con estimaciones que oscilan entre el 5% y más del 100% por grado Celsius (°C) de aumento de la temperatura media global (e. g., Williams, 1992; Price and Rind, 1994; Michalon et al., 1999; Romps et al., 2014). Un ejemplo de estudio en latitudes medias es el estudio de Romps et al. (2014) que usando la parametrización dada por la ecuación (1.1), analizaron la salida de 11 modelos acoplados globales (GCM, por sus siglas en inglés) del CMIP5 (Taylor et al., 2012) y encontraron que los GCM estudiados predicen que la CAPE promedio sobre CONUS aumentaría durante el siglo XXI, con un aumento medio del 11.2% por °C de calentamiento global (Romps et al., 2014).

Por otro lado, existe una variación significativamente mayor en las predicciones de los GCM para las precipitaciones futuras con un aumento promedio del 1.5% por °C de calentamiento global, pero algunos modelos predicen una disminución de la precipitación sobre CONUS (Romps et al., 2014). Analizando el cambio porcentual en la tasa promedio anual de relámpagos, Romps et al. (2014) predicen que aumentará la frecuencia media anual de descargas de rayos en EE.UU., con un aumento promedio del 12% por °C [Tabla 1.1, columna 5].

La desviación estándar de las predicciones del conjunto es del 5% por °C; por lo tanto, Romps et al. (2014) concluyen que es probable que la tasa de descargas de rayos CG sobre CONUS aumente en función de la temperatura media global a una tasa de  $12 \pm 5\%$  por °C. En general, los GCM predicen un aumento de  $\sim 50\%$  en la tasa de rayos sobre CONUS durante el siglo XXI (Romps et al., 2014).

Una de las ventajas de la parametrización propuesta por Romps et al. (2014) es

Tabla 1.1: Cambios futuros del promedio de la temperatura media global ( $\Delta T$ ), y el porcentaje por cambios en  $^{\circ}C$  global promedio en la CAPE media anual ( $\Delta CAPE$ ), precipitación ( $\Delta Pr$ ) y tasa de rayos CG ( $\Delta CG$ ) en la región CONUS. Los cambios fueron calculados para los periodos de años 2079-2088 del escenario RCP8.5 en relación con los años 1996-2005 del experimentos histórico. Fuente: Romps et al. (2014)

GCM	$\Delta T$ ( $^{\circ}C$ )	$\Delta CAPE$ ( $\%^{\circ}C$ )	$\Delta Pr$ ( $\%^{\circ}C$ )	$\Delta CG$ ( $\%^{\circ}C$ )
BCC-CSM1.1	3.4	6.4	-0.6	3.4
BCC-CSM1.1(m)	3.1	8.8	-0.2	6.9
CanESM2	4.7	12.9	4.2	17.3
CCSM4	3.9	7.3	2.0	9.1
CNRM-CM5	3.9	9.9	2.6	12.2
FGOALS-g2	3.1	11.5	-1.8	7.0
GFDL-CM3	5.0	16.5	2.6	17.6
GFDL-ESM2M	2.5	13.4	2.7	15.9
MIROC5	3.4	15.1	0.3	16.3
MRI-CGCM3	3.4	12.5	3.0	14.7
NorESM1-M	3.6	8.5	1.4	10.3
Promedio:	3.6	11.2	1.5	11.9

que no depende del área (haciéndolo sensible al espaciado de la malla del GCM) o de la cantidad de actividad de la tormenta (haciéndolo insensible a la tasa de lluvia), a diferencia de otras parametrizaciones o proxys usados que utilizan temperatura o altura del tope de nube (Romps et al., 2014). Remarcando que los aumentos de CAPE no implica necesariamente aumentos en las tormentas o de rayos.

## 1.5. Justificación del problema

El futuro incremento de la tasa de rayos debido al calentamiento global, tanto en latitudes medias y tropicales, muestra un amplio rango de posibles valores (Romps et al., 2014). Gran parte del territorio Mexicano se encuentra por debajo de la latitud  $25^{\circ}N$  y parte de la porción norte por arriba de esta, por lo que México posee con una marcada temporada de lluvia en la que prevalecen grandes cúmulos. Estas nubes generan rayos que afectan a una gran fracción del territorio (e. g., Christian et al., 2003; Kucienska et al., 2010).

La existencia de una población vulnerable convierte al fenómeno de los rayos naturales en un riesgo importante (Wilches-Chaux, 1993). Como afectaciones en actividades agrícolas y ganaderas. En particular, es necesario realizar estudios que permitan explorar los efectos del cambio climático sobre la actividad de rayos. De esta manera, se podrá avanzar en conocimiento que permita hacer mejores estimaciones del riesgo bajo los diversos escenarios posibles del calentamiento global, considerando la estrecha relación que tienen los rayos CG con la precipitación y otras variables meteorológicas de interés científico y social.

## 1.6. Hipótesis de estudio

Se puede usar la relación existente entre la actividad de rayos, la precipitación y la convección profunda para construir aproximaciones que permitan estimar los cambios de la actividad de rayos CG en México, bajo escenarios de cambio climático, usando salidas de diferentes modelos climáticos para la región de estudio.

## 1.7. Objetivos

### 1.7.1. Objetivo general

El objetivo general es explorar los efectos del cambio climático sobre la actividad eléctrica en México, bajo un escenario pesimista de cambio climático (Escenario SSP5-8.5), usando variables producidas por diferentes modelos de circulación general que puedan usarse para parametrizar la actividad de rayos.

### 1.7.2. Objetivos particulares

Considerando el objetivo general de este trabajo, se pueden enlistar tres objetivos que se cumplieron.

1. Explorar aproximaciones a parametrizaciones para la actividad eléctrica sobre México usando información de reanálisis y observaciones.
2. Explorar las parametrizaciones para la actividad eléctrica sobre México usando información de salidas de algunos modelos climáticos CMIP.
3. Analizar los cambios en la actividad de rayos parametrizada en las proyecciones de algunos modelos CMIP bajo un escenario de cambio climático pesimista.

## 2 DATOS Y METODOLOGÍA

### 2.1. Región de estudio y período de análisis

México es un país que se localiza en el hemisferio norte y es cruzado por el trópico de cáncer en la latitud  $23.5^{\circ}\text{N}$ , por lo tanto, su territorio comprende latitudes subtropicales (Ver figura 2.1). México abarca una extensión territorial de  $1,964,375 \text{ km}^2$ , de los cuales  $1,959,248 \text{ km}^2$  son superficie continental y  $5,127 \text{ km}^2$  son superficie insular (Secretaria-Relaciones-Exteriores, sf). De acuerdo con datos de la Secretaría de Relaciones Exteriores de México y del Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI), las coordenadas extremas que enmarcan al territorio mexicano son:

- Norte:  $32^{\circ} 43' 06''$  latitud norte, en el Monumento 206, en la frontera con los EE.UU. (3 152.90 km).
- Sur:  $14^{\circ} 32' 27''$  latitud norte, en la desembocadura del río Suchiate, frontera con Guatemala (1 149.8 km).
- Este:  $86^{\circ} 42' 36''$  longitud oeste, en el extremo suroeste de la Isla Mujeres.
- Oeste:  $118^{\circ} 27' 24''$  longitud oeste, en la Punta Roca Elefante de la Isla de Guadalupe, en el Océano Pacífico.

La república mexicana cuenta con una orografía peculiar, la cual influencia la presencia de fenómenos convectivos atmosféricos y de tiempo severo. En la figura 2.2 se puede observar las características orográficas más importantes de todo el territorio.

De los aspectos orográficos más importantes, podemos destacar la Sierra Madre Occidental (SMO). Esta cordillera se extiende a lo largo de unos 1400 km desde la frontera norte hasta la parte central del país, su anchura media es de 150 km, con una altitud promedio superior a los 2000 m.s.n.m.<sup>1</sup>. Esta cordillera llega a alcanzar altitudes máximas de 3300 m.s.n.m. en el noroeste de México (en el Estado de Chihuahua) (SEMARNAT, 2010).

En el extremo noroeste, la península de Baja California posee un sistema montañoso de que lo atraviesa, cuya máxima altitud es de 3069 m.s.n.m., la altitud va disminuyendo hacia la porción central de la península y aumenta su altitud hacia el extremo sur en el estado de Baja California Sur (SEMARNAT, 2010). Esta península

---

<sup>1</sup>metros sobre el nivel del mar

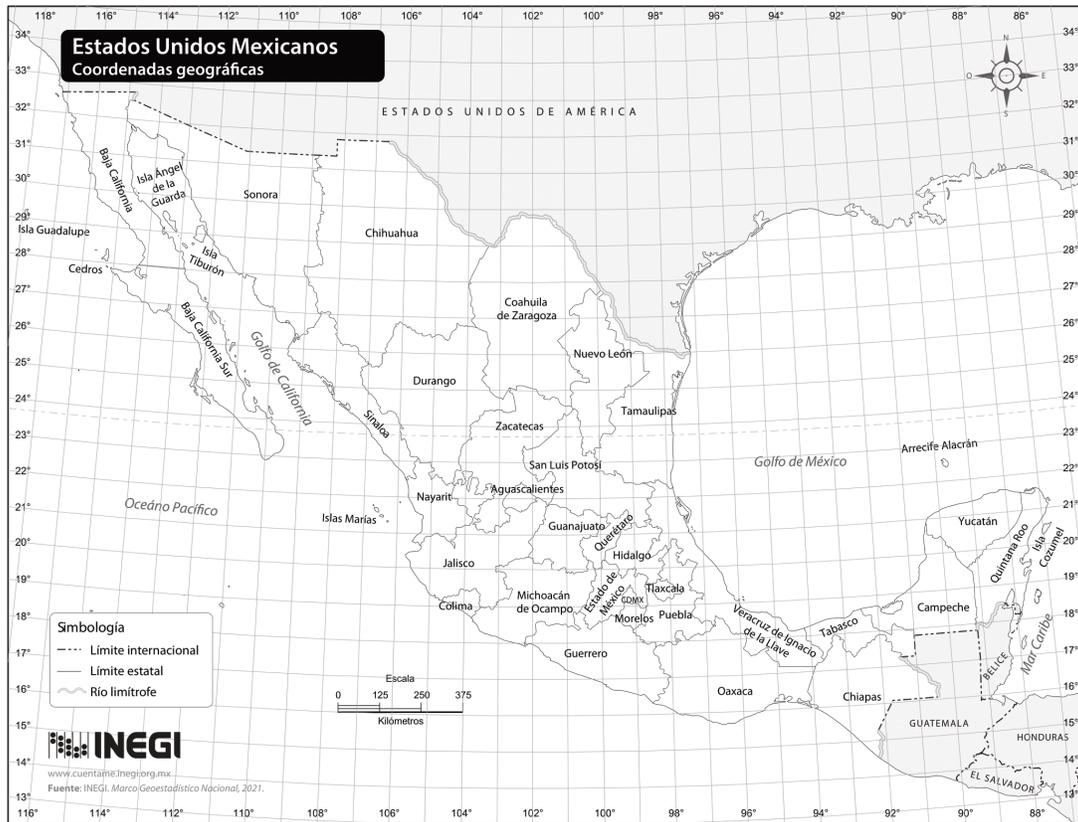


Figura 2.1: División política de los Estados Unidos Mexicanos. Fuente: INEGI (<https://cuentame.inegi.org.mx/mapas/nacional.aspx?tema=M>)

forma con el continente el Mar de Cortés o Golfo de California (GoC), en donde se encuentran grandes islas (SEMARNAT, 2010).

Otro rasgo distintivo de la orografía de México es el Cinturón Volcánico Transmexicano (o eje neovolcánico), que es una cadena de volcanes a lo largo del paralelo 19°N, y que va desde el Océano Pacífico hasta el litoral del Atlántico; en total tiene unos 850 km de largo por unos 150 km de amplitud media (SEMARNAT, 2010). Este sistema orográfico tiene sus mayores altitudes en: El Pico de Orizaba, Veracruz (5700 m.s.n.m.); el Iztaccíhuatl, entre el estado de Puebla y Estado de México (5326 m.s.n.m.), el Popocatepetl, entre el estado Puebla y Estado de México (5450 m.s.n.m.), y el Nevado de Toluca, Estado de México (4558 m.s.n.m.) (SEMARNAT, 2010). Ligada a este cinturón volcánico, se encuentra la Meseta central en el centro de México. Por otro lado, el Altiplano (una cuenca de unos 750 000 km<sup>2</sup>), se encuentra delimitado al oriente y al poniente por las dos Sierras Madre (Oriental y Occidental, respectivamente), y al norte limitada por el Río Bravo o Grande (Frontera México-EE.UU.). El Altiplano es cruzado por algunos sistemas montañosos, como la sierra del estado de Zacatecas y montañas que derivan de la Sierra Madre Oriental (SMOr) (SEMARNAT, 2010).

Hacia el sur se encuentra la Sierra Madre del Sur (SMS), cuya extensión es cerca de 1000 km a lo largo del litoral del Pacífico sur mexicano (SEMARNAT, 2010), desde los



Figura 2.2: Mapa orográfico de México, Fuente: INEGI

[https://cuentame.inegi.org.mx/mapas/pdf/nacional/relieve/nalrel\\_col\\_n.pdf](https://cuentame.inegi.org.mx/mapas/pdf/nacional/relieve/nalrel_col_n.pdf)

estados de Jalisco (Bahía de Banderas) hasta el Istmo de Tehuantepec, paralelo a la conocida Trinchera Mesoamericana. El Istmo de Tehuantepec, mide aproximadamente 214 km de norte a sur en línea recta y es donde termina la SMS, dando lugar a otro sistema montañoso ubicado en el estado de Chiapas (SEMARNAT, 2010).

## 2.2. Reanálisis ERA5

Un reanálisis es una base de datos que combina, de una forma estadísticamente óptima, resultados de un modelo numérico de la atmósfera con observaciones de todo el mundo; produciendo un conjunto de datos globales completo, espacial y temporalmente (Dee et al., 2011). El método utilizado para esta combinación se le conoce como asimilación de datos, y es utilizado por los centros encargados de la predicción meteorológica para producir una mejor estimación del estado de la atmósfera [Jeppesen (2020): <https://www.ecmwf.int/en/about/media-centre/focus/2020/fact-sheet-reanalysis>].

En este trabajo utilizamos el reanálisis atmosférico llamado ERA5. Este reanálisis constituye la 5ta generación del reanálisis atmosférico producido por el Centro Europeo de Previsión Meteorológica a Plazo Medio (ECMWF, por sus siglas en inglés). Una de las ventajas de ERA5 es que contiene un registro histórico de la posible

evolución de la atmósfera global desde 1950 y proporciona estimaciones horarias de un gran número de variables climáticas, atmosféricas, terrestres y oceánicas. Además, los datos cubren la Tierra en una cuadrícula de aproximadamente 30 km y resuelven la atmósfera utilizando 137 niveles en la vertical, desde la superficie hasta una altura de 80 km (Hersbach et al., 2020). De esta base de datos, utilizamos las variables CAPE y precipitación total (período de 1980-2020), las cuales están disponibles a una resolución de  $0.25^\circ \times 0.25^\circ$  (Hersbach et al., 2020); sin embargo, para este trabajo se descargaron los datos horarios de ERA5 en una resolución de lat-lon de  $1.5 \times 1.5$  grados para trabajar en una malla similar a la de los modelos climáticos que se describirán más adelante.

La variable de precipitación total se refiere al agua líquida y congelada acumulada en la superficie terrestre, es decir, la suma de la precipitación a gran escala y la precipitación convectiva. La variable CAPE corresponde a la Energía potencial disponible para la convección, como su nombre lo indica, esta variable es una medida de la cantidad de energía disponible que se liberaría en la convección, y que está directamente relacionada con la velocidad máxima potencial de una corriente ascendente dentro de una tormenta (Cerón Hernández and Domínguez, 2020). En el apéndice A se hace una breve descripción de esta variable.

El Sistema Integrado de Pronóstico (IFS CY41R2) del ECMWF, utilizado en ERA5, calcula el CAPE considerando parcelas de aire que parten a diferentes niveles del modelo por debajo del nivel de 350 hPa. Además, al calcular este parámetro se asume lo siguiente (Hersbach et al., 2018):

- La porción de aire no se mezcla con el aire circundante.
- El ascenso es pseudo-adiabático (es decir, toda el agua condensada precipita).
- Otras simplificaciones relacionadas con el calentamiento por condensación de fase mixta de las nubes.

### 2.3. Datos de detección de rayos

Una de las formas actuales utilizadas para la detección de rayos, en particular rayos CG, se basa en la capacidad de detectar la emisión de energía de radio VLF característica en el rango de 1 a 24 kHz de los rayos, y en la ubicación de los mismos para poder ubicarlos a través de la triangulación (e. g., Dowden et al., 2002; Rodger et al., 2004). Usando estos principios existen distintas bases de datos, de las cuales podemos destacar la WWLLN<sup>2</sup> (Holzworth et al., 2019). La WWLLN fue establecida en 2003 y desarrollada por la colaboración internacional, bajo la coordinación de la Universidad de Washington, en EE.UU. Actualmente, esta red tiene más de 70 estaciones detectoras participantes que monitorean las ondas de radio VLF en tiempo real, como se muestra en la figura 2.3.

Sabiendo de forma general como funciona la WWLLN, se puede argumentar que esta red tiene varias limitantes, tanto en localización espacial como temporalidad de

---

<sup>2</sup>World Wide Lightning Location Network

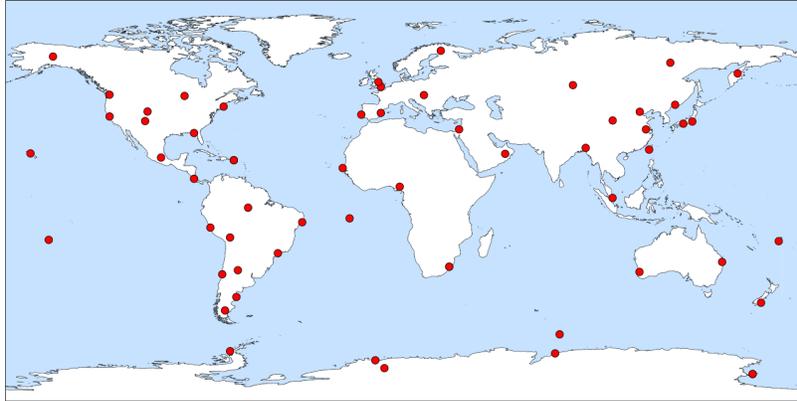


Figura 2.3: Red global de las estaciones detectoras de la WWLLN. Fuente: Kaplan and Lau (2021). CC BY 4.0

los datos disponibles, esto fue un motivo por el que Kaplan and Lau (2021) analizaron la actividad global de los rayos durante la segunda década del siglo XXI. Kaplan and Lau (2021) mallaron la información de WWLLN y evaluaron los campos resultantes con observaciones independientes de sensores en superficie y espaciales (Kaplan and Lau, 2021). Una conclusión importante de este trabajo, es que de manera general, en términos del número total de rayos detectados, la red WWLLN se estabilizó alrededor de 2014, pero con correcciones en la eficiencia de detección relativa, el conjunto de datos se puede utilizar hasta 2010 (puesto que el número total de rayos detectados aumento entre 2010 y 2014 debido a la mejora en cobertura espacial de la WWLLN) (Kaplan and Lau, 2021).

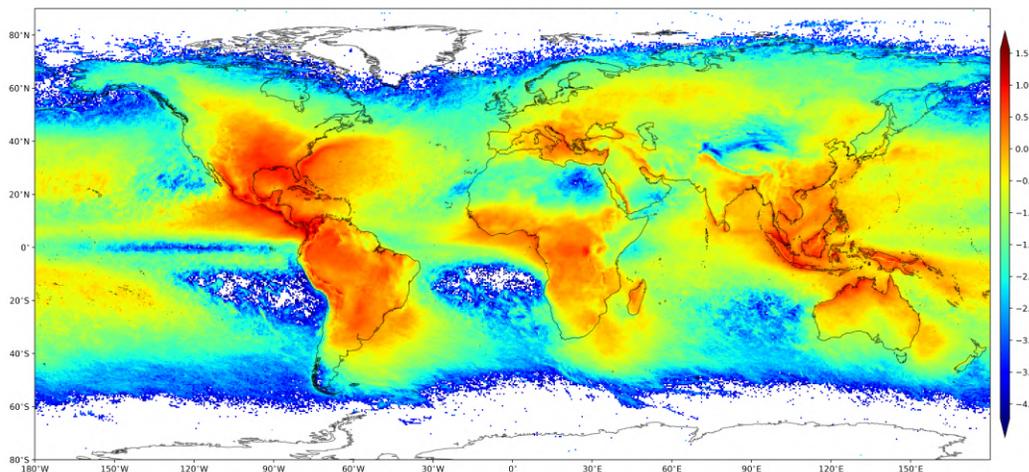


Figura 2.4: Climatología promedio global de la densidad de rayos (2010-2020) de la base de datos WGLC. Unidades de  $\text{strokes km}^{-2} \text{ día}^{-1}$ . Elaboración propia usando datos de WGLC

En este trabajo usaremos los datos en malla producidos por Kaplan and Lau (2021), conocida como la Climatología Global de Rayos WWLLN (WGLC, por sus siglas en inglés) (Kaplan and Lau, 2021). La WGLC, por lo tanto, cubre el periodo de 2010-2020, con una resolución espacial de  $0.5^\circ$ , 5 arcmin, y una resolución temporal

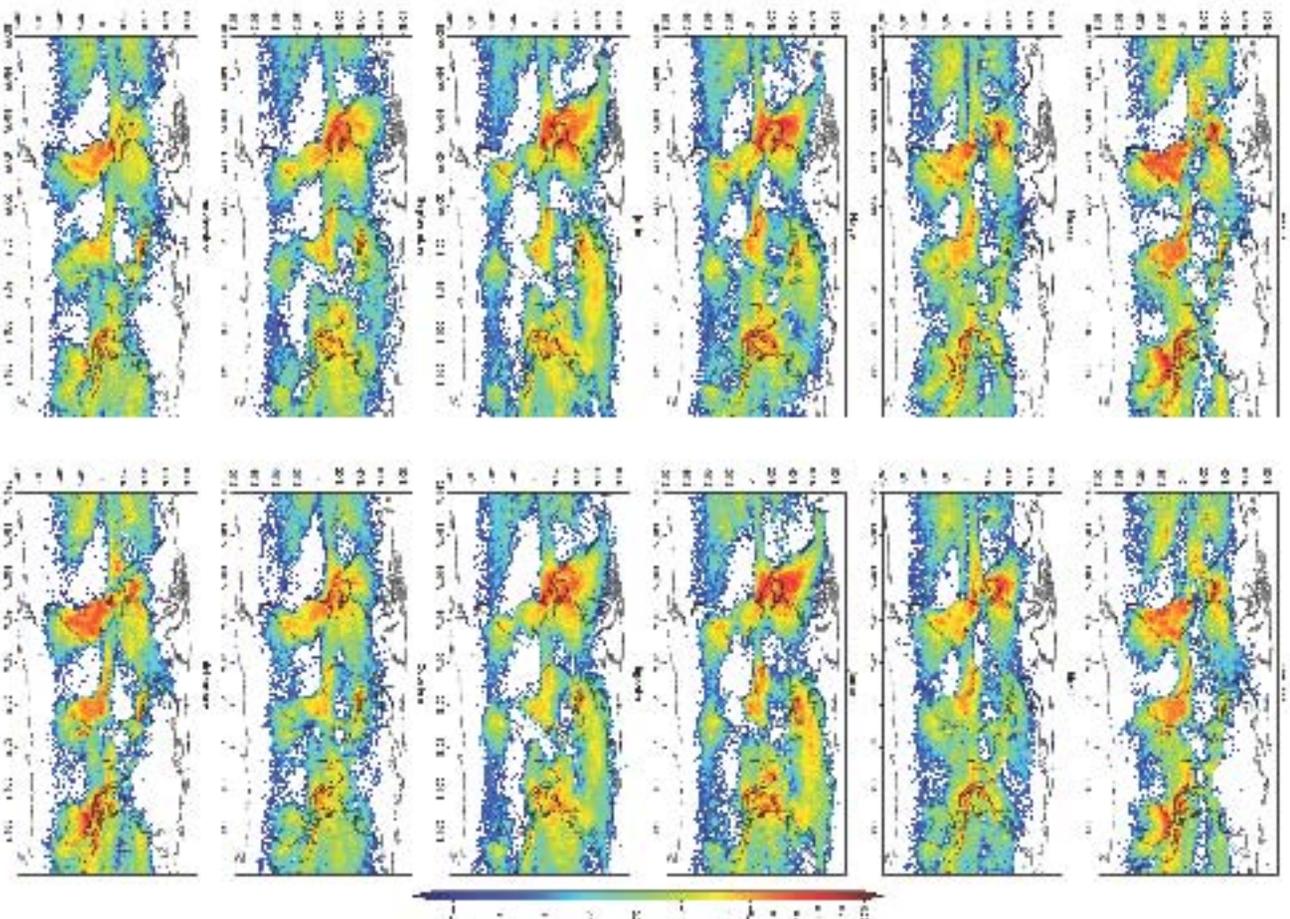


Figura 2.5: Climatología mensual de la densidad de rayos (2010-2020) de la base de datos WGLC. Unidades de strokes  $\text{km}^{-2} \text{día}^{-1}$ . Elaboración propia usando datos de WGLC

diaria y mensual (figura 2.4 y figura 2.5, respectivamente) con unidades de strokes (descargas de rayos o rayos de relámpagos) por  $\text{km}^{-2} \text{día}^{-1}$  (Kaplan and Lau, 2021) a las cuales se les aplico un logaritmo base 10 para poder visualizar de mejor forma la distribución de los datos. Para este trabajo, se realizó un remuestreo bilineal a una resolución de  $1.5^\circ \times 1.5^\circ$ , con operadores del software “Climate Data Operators” (CDO), para trabajar en una malla similar a la de los modelos climáticos que se describirán más adelante.

Aunque WGLC pueda tener sesgos en la detección de rayos, posee varias ventajas útiles para este trabajo, en comparación de otras bases de datos que tienen solo un periodo de datos, una resolución espacial y cobertura limitada, o no son gratuitos (Kaplan and Lau, 2021).

## 2.4. Escenarios SSP del IPCC

Para estudiar los posibles futuros impactos del cambio climático se usan modelos del sistema terrestre, que se corren usando distintas suposiciones sobre posibles futuros de crecimiento socioeconómico y de emisiones de gases de efecto invernadero (Jaramillo and Mendoza-Ponce, 2022). En su ultimo reporte, el IPCC incorporó las Trayectorias Socioeconómicas Compartidas (SSP, por sus siglas en inglés) como una forma de generar escenarios a futuro para nuestro planeta (Jaramillo and Mendoza-Ponce, 2022). Las SSP describen futuros alternativos de desarrollo socioeconómico y representan, a partir de una narrativa (e. g., Castillo et al., 2017; Jaramillo and Mendoza-Ponce, 2022) y de variables cuantitativas, cómo podría evolucionar el mundo en las décadas siguientes y qué desafíos suponen esos cambios para la mitigación y la adaptación. (e. g., Arnell et al., 2004; O'Neill et al., 2017; Ebi et al., 2014).

De acuerdo con Castillo et al. (2017) un componente esencial en la conceptualización de las SSP son las narrativas que acompañan a los escenarios y que se describen en dos dimensiones:

1. Los desafíos que las condiciones socioeconómicas representan para la adaptación.
2. Los retos que representarían para la mitigación.

En la figura 2.6 se ilustran cinco tipos de escenarios con desafíos que proyectan posibles mundos futuros, pero el número específico de escenarios posibles y dónde se ubiquen en esta figura puede variar (Castillo et al., 2017)

Dentro de los escenarios de las SSP, se pueden observar que los de la SSP1 indican un mensaje de “sustentabilidad”, puesto que asume un bajo crecimiento de la población, alto crecimiento económico, altos niveles de educación, gobernabilidad, una sociedad globalizada, cooperación internacional, desarrollo tecnológico y conciencia ambiental (e. g., Castillo et al., 2017; Jaramillo and Mendoza-Ponce, 2022). Por el contrario, los escenarios de la SSP3 se describen como de “fragmentación” (Castillo et al., 2017). Estos infieren un alto crecimiento poblacional, junto con un bajo desarrollo económico, niveles de educación inferiores, y una sociedad regionalizada con poca conciencia ambiental, por lo que representan un nivel alto de desafíos para la adaptación y la mitigación (Castillo et al., 2017).

De forma intermedia, entre el escenario SSP1 y SSP3 se encuentra el SSP2, el cual refleja una extensión de la experiencia histórica, indicando una adaptación y mitigación intermedia, particularmente en términos de energía y uso de carbón (Jaramillo and Mendoza-Ponce, 2022).

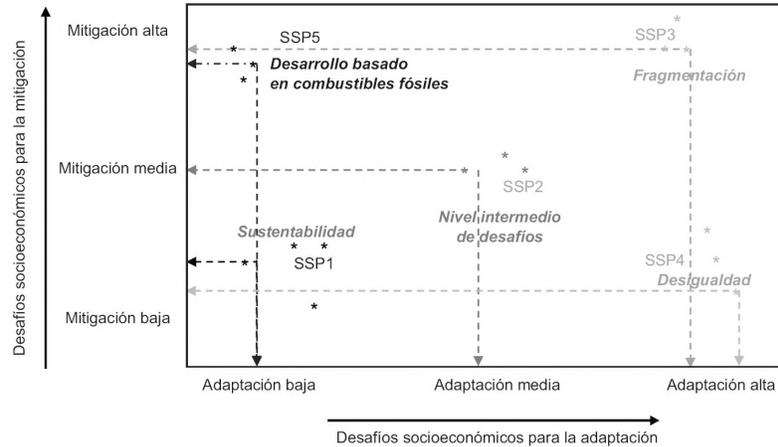


Figura 2.6: SSP: Escenarios con diferentes retos socioeconómicos de mitigación y adaptación. Fuente: O’Neill et al. (2017). CC BY-NC-ND 4.0

Por otra parte, los escenarios de la SSP4, describen una narrativa de “desigualdad” (Castillo et al., 2017), donde la tecnología avanza en los países desarrollados, pero no toda la población logra beneficiarse de ello, lo cual representa un nivel alto para la adaptación (Castillo et al., 2017). En contraste, los escenarios de la SSP5 asumen un elevado crecimiento económico y un alto desarrollo humano; no obstante, la conciencia ambiental es baja y la dependencia de los combustibles fósiles es muy alta (e. g., Castillo et al., 2017; Jaramillo and Mendoza-Ponce, 2022), por lo que representa un nivel alto de desafío para la mitigación. En resumen, las trayectorias SSP nos presentan posibles escenarios futuros, que engloban algunas áreas fundamentales (Castillo et al., 2017); sin embargo, para poder realizar un mejor estudio que enmarque aspectos sociales, económicos y climáticos, es necesario que las SSP se puedan combinar con los modelos climáticos asociados a diferentes niveles de forzamiento radiativo<sup>3</sup> como los “Representative Concentration Pathways” (RCP, por sus siglas en inglés) (Jaramillo and Mendoza-Ponce, 2022).

Los RCP abarcan series temporales de emisiones y concentraciones de la gama completa de Gases de efecto invernadero (GEI), aerosoles y gases químicamente activos, así como el uso del suelo y la cubierta terrestre (e. g., Krieglger et al., 2012; van Vuuren et al., 2014; Jaramillo and Mendoza-Ponce, 2022). Los RCP ayudan a representar la incertidumbre sobre los efectos climáticos que habrá en un futuro con respecto al incremento de temperatura, precipitación y otras variabilidades climáticas (e. g., Moss et al., 2008; Jaramillo and Mendoza-Ponce, 2022).

Las combinaciones posibles entre los RCP y las SSP dependen de la congruencia de los niveles de emisiones y el funcionamiento interno de las narrativas de los escenarios, pero al saber la descripción de esos posibles futuros, se pueden asociar a diferentes niveles de forzamiento radiativo que permitan describir ese futuro (e. g., Castillo et al., 2017; Jaramillo and Mendoza-Ponce, 2022). Por ejemplo, siguiendo la descripción

<sup>3</sup>Medida de la influencia que un factor (emisiones) tiene para alterar el equilibrio de la energía entrante y saliente en el sistema tierra-atmósfera, medida en unidades de (W/m<sup>2</sup>)

de escenarios de la SSP5 se pueden alcanzar niveles de forzamiento de  $8.5 \text{ W/m}^2$  (RCP8.5) o si a estos mismos escenarios se llegará con un forzamiento radiativo de  $4.5 \text{ W/m}^2$ , implicaría que ha habido un mayor esfuerzo de mitigación para dichos valores (Riahi et al., 2017).

Este trabajo se centró en el escenario SSP5-8.5, debido a que se asocia con trayectorias de aumento de la temperatura más altas que otros escenarios, tal como se observa en la Tabla 2.1, asumiendo el supuesto de un escenario que proyecta altas emisiones (RCP 8.5) generando un aumento de temperatura de entre  $2.6^\circ\text{C}$  a  $4.8^\circ\text{C}$  (Jaramillo and Mendoza-Ponce, 2022). Además, el escenario RCP8.5 indicaría que las latitudes altas y el pacífico ecuatorial experimentarían un crecimiento en la precipitación media anual (Jaramillo and Mendoza-Ponce, 2022). Sin embargo, en varias regiones subtropicales secas y de latitudes medias, la precipitación media disminuirá y aumentará en muchas regiones húmedas de latitudes medias (Jaramillo and Mendoza-Ponce, 2022). Adicionalmente, las precipitaciones extremas para la mayoría de las masas terrestres en latitudes medias y regiones tropicales húmedas serían más intensas y frecuentes (Jaramillo and Mendoza-Ponce, 2022).

Tabla 2.1: Aumentos en la temperatura media global para periodos de 20 años en cinco escenarios. Fuente: Herrera (2021). Sitio web: <https://creenergia.org/puntos-clave-de-1-reporte-del-grupo-de-trabajo-i-del-ipcc/>

Escenario	Corto plazo, 2021-2040		Mediano plazo, 2041-2060		Largo plazo, 2081-2100	
	Valor más probable ( $^\circ\text{C}$ )	Rango muy probable ( $^\circ\text{C}$ )	Valor más probable ( $^\circ\text{C}$ )	Rango muy probable ( $^\circ\text{C}$ )	Valor más probable ( $^\circ\text{C}$ )	Rango muy probable ( $^\circ\text{C}$ )
SSP1-1,9	1,5	1,2 a 1,7	1,6	1,2 a 2,0	1,4	1,0 a 1,8
SSP1-2,6	1,5	1,2 a 1,8	1,7	1,3 a 2,2	1,8	1,3 a 2,4
SSP2-4,5	1,5	1,2 a 1,8	2,0	1,6 a 2,5	2,7	2,1 a 3,5
SSP3-7,0	1,5	1,2 a 1,8	2,1	1,7 a 2,6	3,6	2,8 a 4,6
SSP5-8,5	1,6	1,3 a 1,9	2,4	1,9 a 3,0	4,4	3,3 a 5,7

## 2.5. Modelos climáticos acoplados (CMIP6)

Un modelo climático es una representación numérica del sistema climático basada en las propiedades físicas, químicas y biológicas de sus componentes, en sus interacciones, y en sus procesos de retroalimentación, además de recoger todas o algunas de sus propiedades conocidas ([https://meteoglosario.aemet.es/es/termino/454\\_modelo-climatico](https://meteoglosario.aemet.es/es/termino/454_modelo-climatico)).

El Proyecto de Intercomparación de Modelos Acoplados Versión 6 (CMIP6, por sus siglas en inglés) consiste en alrededor de 100 modelos climáticos distintos que se producen en 49 grupos diferentes de modelación alrededor del mundo. El objetivo de CMIP6 (así como sus fases anteriores) es comprender mejor los cambios climáticos pasados, presentes y futuros que surgen de la variabilidad natural no forzada o en respuesta a cambios en el forzamiento radiativo en un contexto de múltiples modelos, y dar respuesta a las preguntas como las siguientes (Buonocore, 2020):

- ¿Cómo responde el sistema terrestre al forzamiento?

- ¿Cuáles son los orígenes y las consecuencias de los sesgos del modelo sistemático?
- ¿Cómo podemos evaluar los cambios climáticos futuros dada la variabilidad climática interna, la previsibilidad y las incertidumbres en los escenarios?

Algunos elementos importantes que posee CMIP6 son (Eyring et al., 2016):

- Un grupo de experimentos comunes, el DECK (Diagnóstico, Evaluación y Caracterización de Klima) y las simulaciones históricas del CMIP (1850 - casi al presente) que mantendrán la continuidad y las características básicas de los modelos en las diferentes fases del CMIP;
- Estándares comunes, coordinación, infraestructura y documentación que facilitarán la distribución de los resultados del modelo y la caracterización del conjunto del modelo, y
- Es un conjunto de Proyectos de Intercomparación de Modelos (MIP) respaldados por CMIP que se basan en las simulaciones históricas de DECK y CMIP para abordar una amplia gama de preguntas específicas y llenar los vacíos científicos de las fases anteriores del CMIP.

Cada modelo que participa en CMIP6 contribuye con los resultados de los cuatro experimentos de DECK (piControl, AMIP, abrupt4xCO2 y 1pctCO2) y la simulación histórica de CMIP6 (Eyring et al., 2016).

En la Tabla 2.2 se enlista la información de los conjuntos de datos históricos de los modelos del CMIP6 usados, los cuales contaban con las variables disponibles y necesarias para el análisis. De todos los modelos, se obtuvieron datos de flujo de precipitación (incluye agua en estado líquido y sólido que precipita), temperatura del aire (en diferentes niveles de presión, de 1000 hPa a 1 hPa) y humedad relativa (en diferentes niveles de presión, de 1000 hPa a 1 hPa).

Es importante notar que los modelos climáticos seleccionados tienen altas resoluciones temporales-espaciales mensuales en comparación con otros modelos del CMIP6; De acuerdo con Díaz-Esteban et al. (2020) la alta resolución espacial es importante para resolver adecuadamente las características dinámicas y termodinámicas en las regiones costeras y la topografía compleja (como es el caso de la región de este estudio). En el caso de este trabajo se realizó un remalleo bilineal a los datos mensuales de los modelos CMIP6 usados a una resolución de  $1.5^{\circ} \times 1.5^{\circ}$ , con la librería CDO de Python, cuya finalidad fue para tener una malla común intermedia entre las que poseen los tres modelos seleccionados.

Para este trabajo, se usaron las variables ya mencionadas para las simulaciones históricas, del periodo de 1980-2014 bajo el experimento “Historical”. Este experimento simula el pasado reciente (1850 a 2014) e implica condiciones cambiantes (coherentes con las observaciones históricas), además se inicializa desde un punto antes de la ejecución de control preindustrial, es decir, que se forzaron con condiciones atmosféricas cambiantes prescritas (se refiere a concentración de gases de efecto invernadero bien mezclados, aerosoles volcánicos, forzamiento solar, uso de la tierra,

Tabla 2.2: Información de los modelos atmosféricos y oceánicos que componen los modelos climáticos CMIP6 usados.

Nombre	Organización	Res. Horizontal (Atmos. / Ocean.)	Res. Vertical (Atmos. / Ocean.)	Tipo de modelo	Referencia
ACCESS-ESM1-5	Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation, Aspendale, Victoria 3195, Australia (CSIRO)	HadGAM2: N96 1.25° x 1.875° / MOM5: 1°x 1°	38 niveles / 50 niveles	AOGCM <sup>a</sup>	Ziehn et al. (2020)
MPI-ESM1-2-LR	ETH Zurich, Switzerland; Max Planck Institut für Meteorologie, Germany; Forschungszentrum Jülich, Germany; University of Oxford, UK; Finnish Meteorological Institute, Finland; Leibniz Institute for Tropospheric Research, Germany; Center for Climate Systems Modeling (C2SM) at ETH Zurich, Switzerland (HAMMOZ-CONSORTIUM)	ECHAM6.3: T63 1.875°lon x 1.850°lat / MPIOM1.63: 1.5° X 1.5°	47 niveles / 40 niveles	AOGCM	Mauritsen et al. (2019)
CESM2-WACCM	National Center for Atmospheric Research, Climate and Global Dynamics Laboratory, 1850 Table Mesa Drive, Boulder, CO 80305, USA (NCAR)	WACCM6: 0.9°x1.25° / POP2 (320 x 384 lon/lat	70 niveles / 60 niveles	AOGCM	Danabasoglu (2019a)

<sup>a</sup>Modelo de Circulación General Atmósfera-Océano, por sus siglas en inglés

etc.). Por lo tanto, se obtuvieron datos de este experimento (“historical”) por cada modelo descrito en la Tabla 2.2 (e. g., Ziehn et al., 2019a; Wieners et al., 2019b; Danabasoglu, 2019a).

Para las proyecciones para finales del siglo XXI, se utilizaron los datos del experimento “ssp585”, el cual nos representa el escenario futuro basado en emisiones (RCP SSP5-8.5 basado en SSP, descrito en la sección apartado 2.4) hasta el año 2100. Incluye condiciones iniciales tomadas de la simulación histórica basada en emisiones. Y del mismo modo que para “Historical”, por cada modelo descrito en la Tabla 2.2 se usaron las mismas variables: flujo de precipitación, temperatura del aire y humedad relativa (Ziehn et al., 2019b; Wieners et al., 2019a; Danabasoglu, 2019b).

En cuanto al parámetro “Variant label”, se usó el miembro del conjunto r1i1p1f1, tanto para los datos “historical” y “ssp585”, cuya clave indica las características de las condiciones iniciales de los modelos (es decir, la física del modelo es la misma para todos los miembros del conjunto, pero los miembros se inicializaron a partir de diferentes condiciones iniciales fuera de la simulación de control).

## 2.6. Coeficientes de correlación estadística

La correlación es una medida de asociación y/o relación entre dos variables, es decir, que a medida que aumenta el valor de una variable, también aumenta o disminuye el valor de la otra. Por lo tanto, en los datos correlacionados, el cambio en la magnitud de una variable está asociado con un cambio en la magnitud de otra variable. En estadística, los dos coeficientes de correlación más comunes son los

coeficientes de Pearson y Spearman.

El coeficiente de correlación de Pearson ( $r$ ) es una medida adimensional de la covarianza de dos variables que nos da una interpretación de una asociación lineal entre las variables aleatorias que se distribuyen de forma normal, y que tratan de describir la fuerza y dirección de una asociación entre variables (Schober et al., 2018).

Para interpretar el coeficiente  $r$  se utiliza una escala de  $-1$  a  $+1$ , Donde el valor de  $+1$  representa una perfecta correlación, mientras que el  $-1$  una perfecta anticorrelación, y el valor de  $0$  una correlación nula entre las variables evaluadas. Los valores superiores a cero y cercanos a  $+1$  representan correlaciones positivas, y por otro lado, los valores inferiores a cero y aproximados a  $-1$  son correlaciones negativas. Para que el coeficiente  $r$  sea un dato representativo de nuestras variables de interés, ambas deben ser aleatorias, continuas, con una distribución normal bivariada, y si existe una relación, esta debe ser lineal (Se puede comprobar con una gráfica de dispersión de los datos) (Schober et al., 2018).

El coeficiente  $r$  se diferencia de una regresión lineal, ya que esta última solo es un ajuste de una recta a través de los puntos de datos en un diagrama de dispersión, lo que permite estimar valores de ambas variables, sin embargo, esta línea no proporciona información sobre la fuerza con la que se relacionan las variables, mientras que una correlación si lo hace, pero no necesariamente se ajusta a esa línea y no permite tales estimaciones de estimar valores de las variables (Schober et al., 2018).

Por otro lado, una correlación de Spearman no requiere datos normalmente distribuidos y puede usarse para analizar relaciones no lineales, es decir, crecientes (Schober et al., 2018) o decrecientes continuas. Para series con valores atípicos relevantes, se prefiere la correlación de Spearman, ya que tiende a ser relativamente sólida frente a los valores atípicos (Schober et al., 2018).

Un coeficiente de correlación de Spearman ( $r_s$ ) es calculado con los rangos de los valores de cada una de las dos variables en lugar de sus valores reales (Schober et al., 2018). Mediante el uso de rangos, el coeficiente  $r_s$  cuantifica las relaciones estrictamente monótonas entre 2 variables (la clasificación de los datos convierte una relación estrictamente monótona no lineal en una relación lineal) (Schober et al., 2018).

De manera análoga al coeficiente  $r$ , un coeficiente  $r_s$  también varía de  $-1$  a  $+1$ , y puede interpretarse de forma similar. Las consideraciones descritas en la Tabla 2.3 sirven para interpretar, un coeficiente  $r$  y  $r_s$  (Schober et al., 2018).

Algunos errores comunes que se deben tener en cuenta al momento de obtener correlaciones, es evitar inferir causalidades de los fenómenos, ver que nuestros datos posean una dispersión cercana a la lineal para que sea adecuado nuestro análisis, y precaver concluir que al obtener un coeficiente de correlación cercano a cero demuestra de manera directa que las variables involucradas no están relacionadas, sino tener en cuenta que ese coeficiente no necesariamente implica la realidad del fenómeno estudiado (Sedgwick, 2014; Schober et al., 2018).

En este trabajo, se utilizó un valor de  $0.001$  (99%) para evaluar los valores  $p$  y poder respaldar alguna de nuestras hipótesis de correlación (tanto de Pearson y Spearman) entre nuestras variables climáticas. Los valores  $p$  están asociados a una prueba de hipótesis estadística, la cual implica la declaración de una hipótesis nula y

Tabla 2.3: Ejemplo de la estratificación convencional para interpretar los coeficientes de correlación. (Diferentes estratificaciones han sido publicadas en diferentes referencias)

Fuente: Schober et al. (2018)

Magnitud absoluta de los coeficientes de correlación observados	Interpretación
0.00-0.10	Correlación despreciable.
0.10-0.39	Correlación débil.
0.49-0.69	Correlación moderada.
0.70-0.89	Correlación fuerte.
0.90-1.00	Correlación muy fuerte.

una alternativa. La prueba de hipótesis estadística tradicional comienza en la posición de equilibrio especificada por la hipótesis nula (Sedgwick, 2014). El valor  $p$  representa la fuerza de la evidencia en apoyo de la hipótesis nula. Un valor  $p$  grande sugiere que los datos de la muestra respaldan la hipótesis nula, mientras que un valor  $p$  pequeño sugiere que no (Sedgwick, 2014). El límite entre un valor  $p$  grande y uno pequeño se establece convencionalmente en 0.05 (5%), que se denomina nivel crítico de significancia (Sedgwick, 2014). Si el valor  $p$  es igual o mayor a 0.05, los datos muestrales no han aportado evidencia suficiente para rechazar la hipótesis nula, mientras que si es inferior a 0.05 (5%), la evidencia es suficiente para rechazar la hipótesis nula a favor de la alternativa (Sedgwick, 2014). El valor  $p$  a menudo se malinterpreta; por ejemplo, a menudo se piensa que el valor  $p$  es la probabilidad de que la hipótesis nula, o la hipótesis alternativa, sea verdadera o falsa, pero como se describió anteriormente, el valor  $p$  indica si los datos de la muestra respaldan la hipótesis nula o respaldan la alternativa (Sedgwick, 2014). Esta distinción es importante, porque teóricamente es difícil probar que una hipótesis es verdadera o falsa.

## 2.7. Análisis y parametrización de rayos en México

Para poder realizar el análisis de la actividad eléctrica sobre México, se hizo en cuatro diferentes etapas, o periodos de forma mensual, principalmente:

1. Período histórico (1980 a 2014).
2. Período reciente (2010 a 2020).
3. Período de 2010 a 2014
4. Proyecciones climáticas (2070 a 2100).

Primero, se realizó el análisis del período histórico o climatología histórica, de las variables de precipitación y CAPE tanto con datos de reanálisis ERA5 y de los modelos climáticos CMIP6. Es importante, remarcar que para tener datos de CAPE de los modelos CMIP6 se realizó el cálculo de esta usando las variables obtenidas de

los modelos, y fue con base en una relación análoga a la ecuación (A.2) (se usó la librería MetPy de Python). Igualmente, se contrastaron las variables de precipitación y CAPE de los modelos CMIP6 con los de reanálisis ERA5 mediante diagramas de Taylor para cada modelo CMIP6, con lo que se logró identificar sus limitantes o precisión en diferentes zonas de México.

Para el periodo reciente, se comprobó si las variables del reanálisis ERA5 tenían alguna relación con los datos disponibles de densidad de rayos (de WGLC) con CAPE, precipitación, y la parametrización CAPExpPrecipitación, al calcular los coeficientes  $r$  y  $r_s$ , e identificando los valores  $p$  más significativos (menor o igual a 0.001).

Adicionalmente, se construyó una nueva variable basada en los datos de la WGLC, denominada “Días con rayos”, cuya construcción se realizó únicamente con los valores distintos a cero para poder definir un día con rayos en cualquier punto de toda la región de estudio (es decir, México). Esta variable fue definida por la necesidad de contrarrestar, de alguna manera, las deficiencias que sufre la base de datos de la densidad de rayos WGLC, ya que como indican Kaplan and Lau (2021), se subestima la cantidad de rayos detectados, sumado a que aún no se poseen la suficiente cobertura de estaciones detectoras. Además de la variedad de la distribución de los datos de densidad de rayos.

Con los datos de días con rayos se realizó el mismo análisis de correlación para el periodo reciente (2010-2020). Se calculó la correlación  $r$  y  $r_s$  para las mismas variables y parametrización mencionada anteriormente.

Posteriormente, para el mismo periodo reciente (2010-2020), usando los datos de reanálisis de precipitación total y la definición estadística de eventos extremos (percentil 95) (Guillén-Oviedo et al., 2020), se realizó un análisis de correlación de Pearson entre el número de días con eventos extremos de precipitación con la densidad de rayos y con los días con rayos. De igual manera, se identificaron los puntos con valores  $p$  más significativos.

Para poder realizar la conexión de los análisis del periodo de la climatología o histórico con datos de los modelos climáticos CMIP6 y el disponible por la base de datos de densidad de rayos y días con rayos del periodo reciente, se usó el periodo de tiempo de 2010-2014, ya que es el lapso de tiempo en donde se tiene coincidencia de la disponibilidad de datos históricos de los modelos CMIP6 con los datos de rayos de la WGLC. Para ello se volvió a repetir el procedimiento de análisis de correlación con el coeficiente  $r$  aplicado en el periodo 2010-2020 con las mismas variables y parametrización propuesta. Una vez teniendo los mapas de correlación entre los datos de modelos del CMIP6 con la densidad de rayos, y días con rayos, se seleccionó (entre precipitación vs. Rayos o parametrización vs. Rayos) el que mostraba mejor correlación y valores significativos de  $p$ .

Después, con la mejor correlación, se realizó una regresión lineal para cada punto del dominio de estudio, de tal manera que la densidad de rayos y días con rayos funcionarán como variables dependientes. De esta forma se obtuvo una ecuación lineal que relacionó a los rayos con alguna variable o parametrización propuesta.

Usando los datos de proyecciones climáticas de los modelos CMIP6 (2070-2100) y las ecuaciones lineales para cada punto de la malla de estudio, se realizó una proyección de la densidad de rayos y días con rayos para el final del siglo XXI.

Finalmente, estos resultados de proyecciones de rayos se contrastaron con los datos de rayos disponibles del período o época reciente, con la meta de poder inferir el cambio de las tasas de densidad de rayos, días con rayos, y su conexión con otras variables meteorológicas de interés utilizadas en este trabajo.

Se debe resaltar que para todas las figuras que muestran distribución de la densidad de rayos en México, se aplicó un logaritmo base 10 para poder visualizar de mejor manera los contrastes de estos los datos.

# 3 RESULTADOS Y DISCUSIÓN

## 3.1. Climatología de precipitación y CAPE en México (1980-2014)

Con los datos de reanálisis de ERA5, se calculó la climatología del ciclo anual de la precipitación acumulada mensual en la región de estudio, la cual se muestra en figura 3.1. Se observa que la distribución muestra contrastes marcados entre las regiones norte y sur del territorio nacional. Del mismo modo, en el océano Pacífico mexicano (o Pacífico sur mexicano), cerca de la Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ) y en el extremo sur del GoM, se muestran los valores más altos de precipitación (superiores a 200 mm), en los meses de la temporada húmeda entre junio y septiembre.

También se calculó la climatología para la precipitación acumulada estacional y anual, cuyas figuras se muestran en el apéndice B (figura B.1, figura B.2). En ellas se puede observar que la precipitación muestra un patrón marcado por una estación húmeda y otra seca. La estación húmeda ocurre en los meses de verano, es decir, en junio, julio y agosto (JJA), seguido de los meses de septiembre, octubre y noviembre (SON), con valores que superan los 300 mm en los estados ubicados sobre la SMS, como: Guerrero, Oaxaca y Chiapas; además de Veracruz y Tabasco. Para el caso anual, estos mismos estados poseen los valores promedio más altos, superiores a los 1500 mm acumulados anuales (promedio anual). Lo anterior contrasta para los meses de la temporada seca, de diciembre, enero y febrero (DJF), y marzo, abril y mayo (MAM), correspondiendo a estos periodos los valores más bajos de precipitación acumulada promedio en todo México.

En la figura 3.2 se observa la climatología del ciclo anual para CAPE, de acuerdo con los datos de reanálisis ERA5. En ella se observa que los valores más altos de CAPE se concentran entre los meses de junio a agosto, en las zonas costeras del Pacífico mexicano, principalmente, lo que comprende el GoM y sus costas, alcanzando valores superiores a los  $1200 \text{ J kg}^{-1}$  en promedio. Para el mes de septiembre, también se presentaron valores altos, superando los  $1000 \text{ J kg}^{-1}$ ; sin embargo, los mayores valores marcados por ERA5 se localizan en el GoC y mar Caribe. En el continente, los valores promedio mensuales de CAPE se encuentran entre 0 y  $400 \text{ J kg}^{-1}$ , siendo los más bajos para el caso de todos meses (figura 3.2). Los meses de enero, febrero y marzo, son los que, de acuerdo con ERA5, poseen los valores menores de CAPE, tanto en el océano, como en continente, a comparación del resto de los meses.

Del mismo modo que con la variable de precipitación acumulada, se realizó la

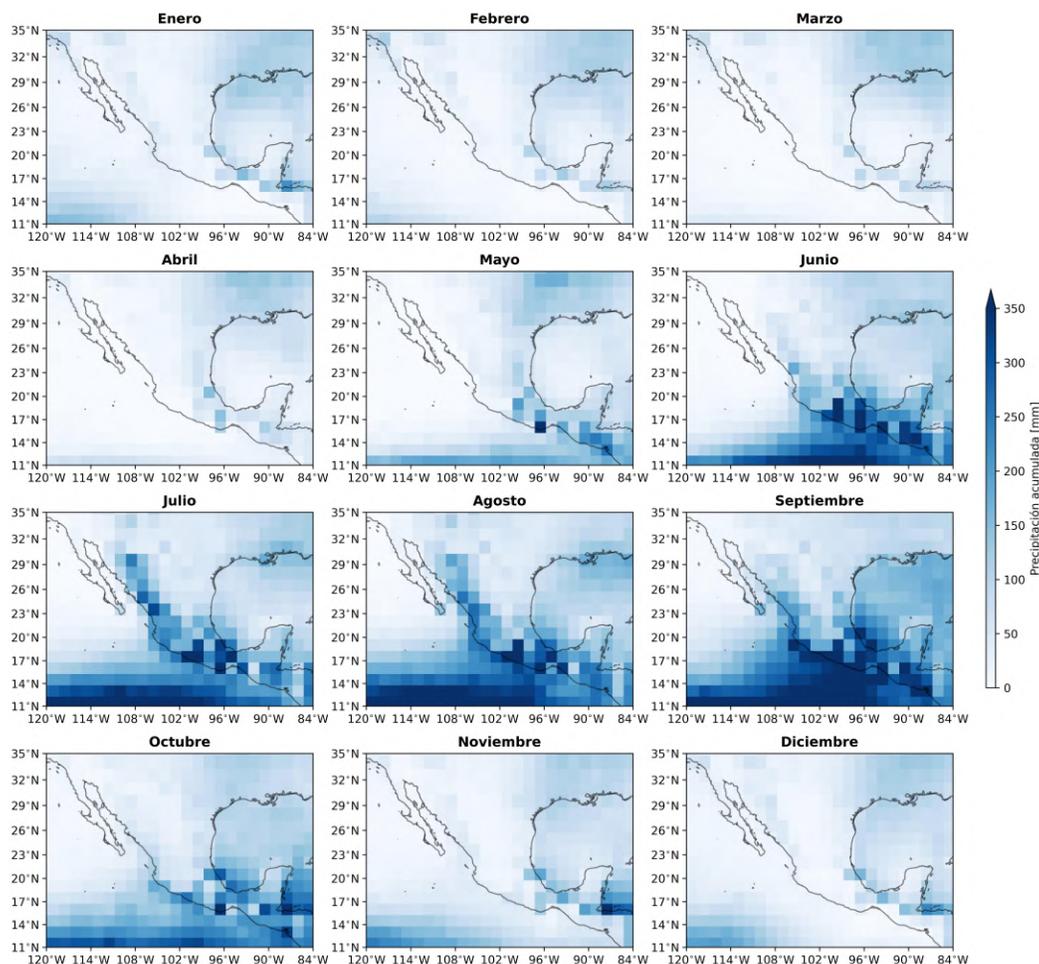


Figura 3.1: Ciclo anual promedio de precipitación acumulada de ERA5 para el periodo de 1980-2014.

climatología estacional y anual para CAPE (Veáse apéndice B: figura B.3 y figura B.4). En estas climatologías, se observa un comportamiento similar al descrito de forma mensual. Para el promedio anual, los valores más altos de CAPE se concentran en todo el GoM, a excepción de valores inferiores en el extremo norte del mismo, a comparación con la región oriental y sur. Además, se encuentran valores superiores a los  $800 \text{ J kg}^{-1}$  en todo el litoral del Pacífico mexicano, excepto en la costa occidental de la Península de Baja California.

Para los modelos seleccionados del CMIP6, se realizó el mismo análisis con sus datos históricos. Se construyeron su climatologías de forma mensual, estacional y anual, tanto para la variable de precipitación como de CAPE. Estas figuras se encuentran en el apéndice B para cada modelo. Sin embargo, para identificar de forma general que modelo está representando de mejor manera (más aproximado) a los datos de ERA5, se construyeron los correspondientes diagramas de Taylor. La figura 3.3 muestra los diagramas de Taylor para la precipitación. Se puede observar que tanto el modelo CESM2-WACCM como ACCESS-ESM1-5 muestran un mejor comportamiento al representar la precipitación sobre México, respecto a los datos de

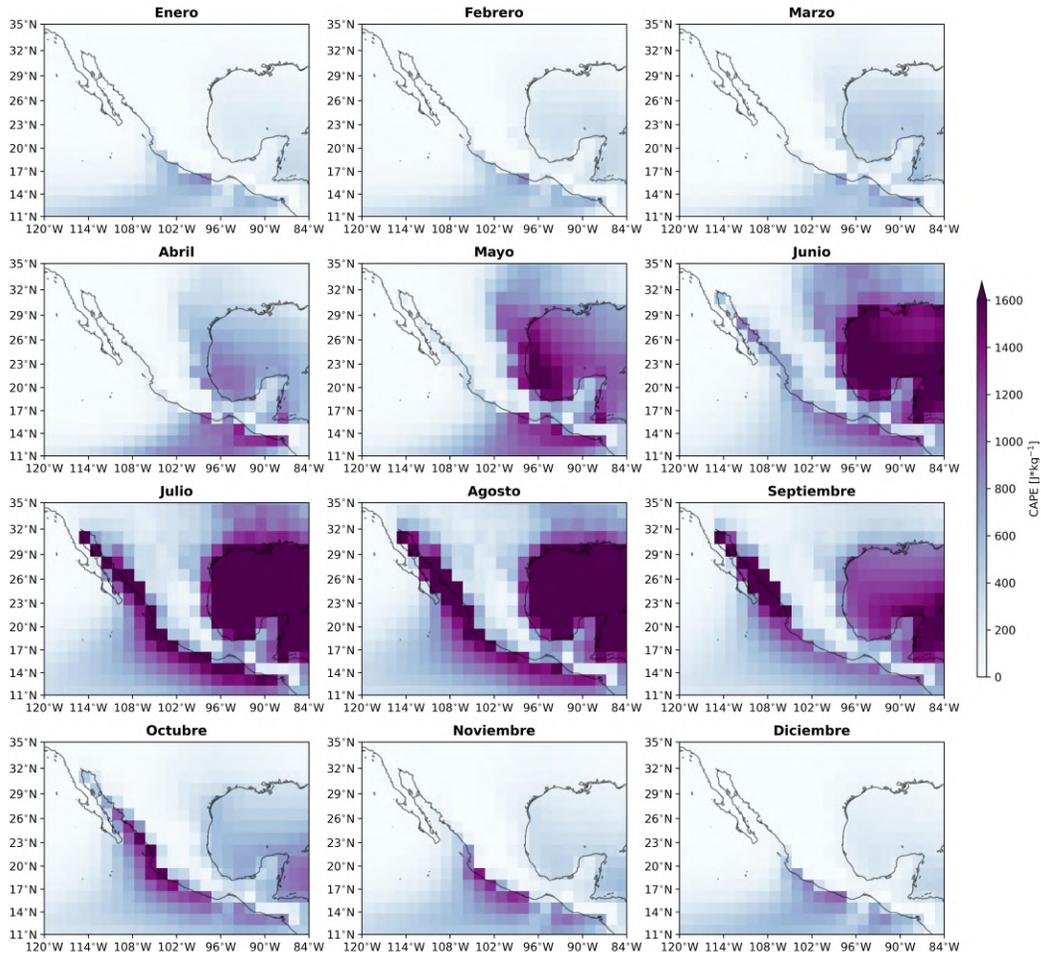


Figura 3.2: Ciclo anual promedio de CAPE de ERA5 para el periodo de 1980-2014.

ERA5, mientras que el modelo MPI-ESM1-2-LR es el peor a comparación de los otros dos, y respecto a ERA5.

La figura 3.4 muestra los diagramas de Taylor de la variable CAPE. Para esta variable, se observa que ninguno de los modelos seleccionados destaca en representar esta variable en comparación con ERA5. Para algunos meses, no se pudo calcular una desviación estándar y correlación, debido a valores nulos o bajos de CAPE en gran parte del centro de México. Por esta razón, no se graficaron los puntos en la figura 3.4.

En general, los tres modelos no se aproximan a los valores de CAPE registrados por ERA5. Para poder ver en que zonas los modelos marcan los mayores y menores valores de CAPE, se construyeron las climatologías mensual, estacional y anual para los tres modelos que se muestran en el apéndice B.

Adicionalmente, para identificar de forma general las diferencias entre los modelos y ERA5, se construyeron tres gráficas que comparan las diferencias punto por punto de la región de estudio, obteniendo las diferencias de las variables de los modelos con las de ERA5 (apéndice B: figura B.23, figura B.25 y figura B.27), donde los valores positivos (en color rojo) indican que el modelo usado está sobreestimando la precipitación. Por otra parte, los valores negativos (en color azul) indican que el

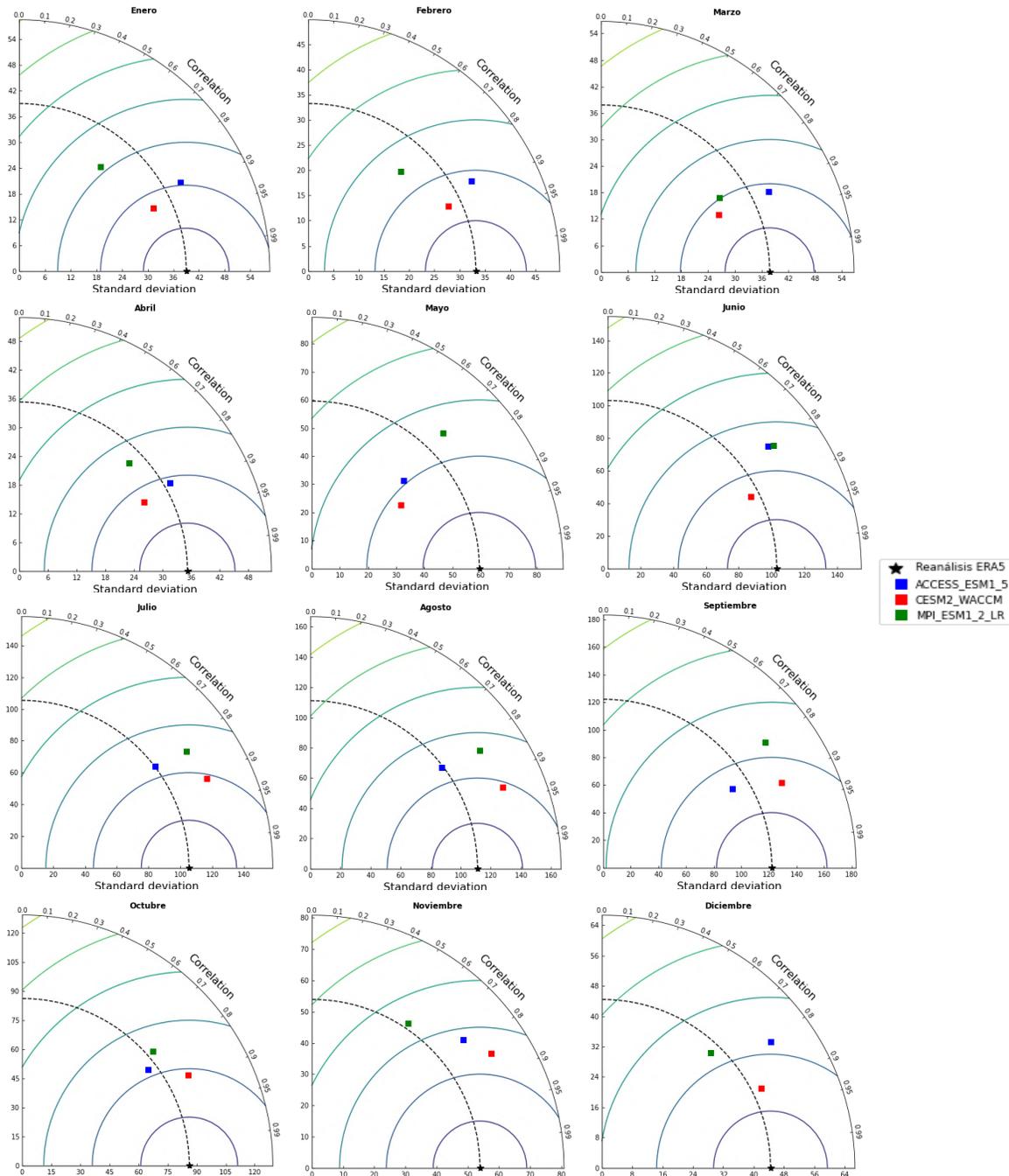


Figura 3.3: Diagramas de Taylor para la precipitación (1980-2014). CMIP6 y ERA5

modelo está subestimando los valores de precipitación.

Con ello, se logró identificar que los modelos CESM2-WACCM y MPI-ESM1-2-LR subestiman la precipitación para zonas del norte de México, mientras que en el sur y centro se sobreestiman, contrario a como lo muestra el modelo ACCESS-ESM1-5. En tanto, para CAPE (apéndice B: figura B.24, figura B.26 y figura B.28), al comparar los datos de los modelos con los de ERA5, se muestra que los modelos ACCESS-ESM1-5 y CESM2-WACCM lo sobreestiman en regiones del océano Pacífico, cercano a la

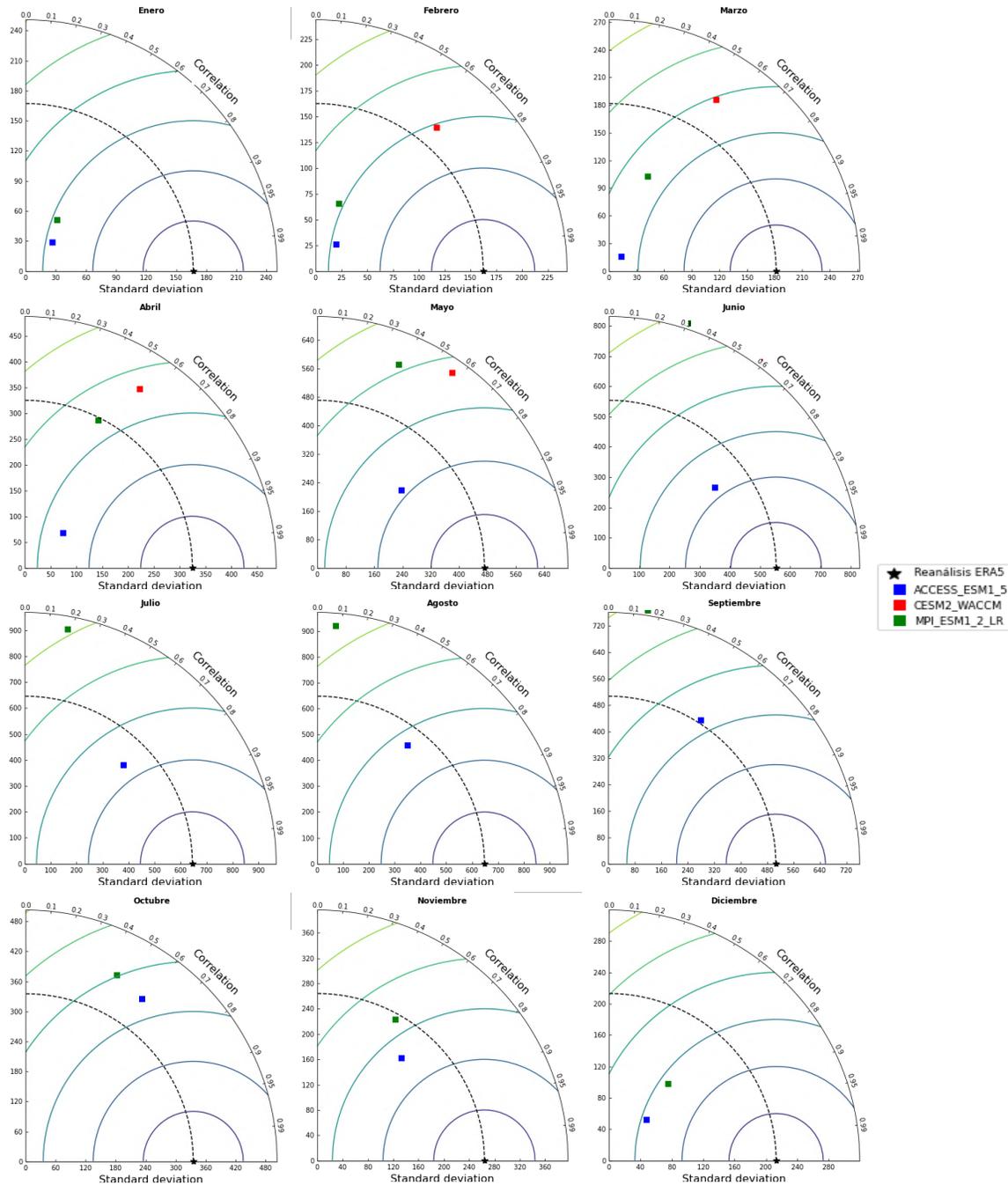


Figura 3.4: Diagramas de Taylor para CAPE (1980-2014). CMIP6 y ERA5

ITCZ. Lo mismo ocurre con el modelo MPI-ESM1-2-LR, al subestimar CAPE en zonas oceánicas, pero sobreestimando CAPE en las zonas continentales de México.

### 3.2. Actividad eléctrica en México (2010-2020)

Similar a los análisis de precipitación y CAPE, se construyeron tres figuras para la densidad de rayos en México; promedio anual, estacional y mensual durante el periodo del 2010 al 2020. En la figura 3.5 se muestra el ciclo anual promedio de la densidad a nivel mensual.

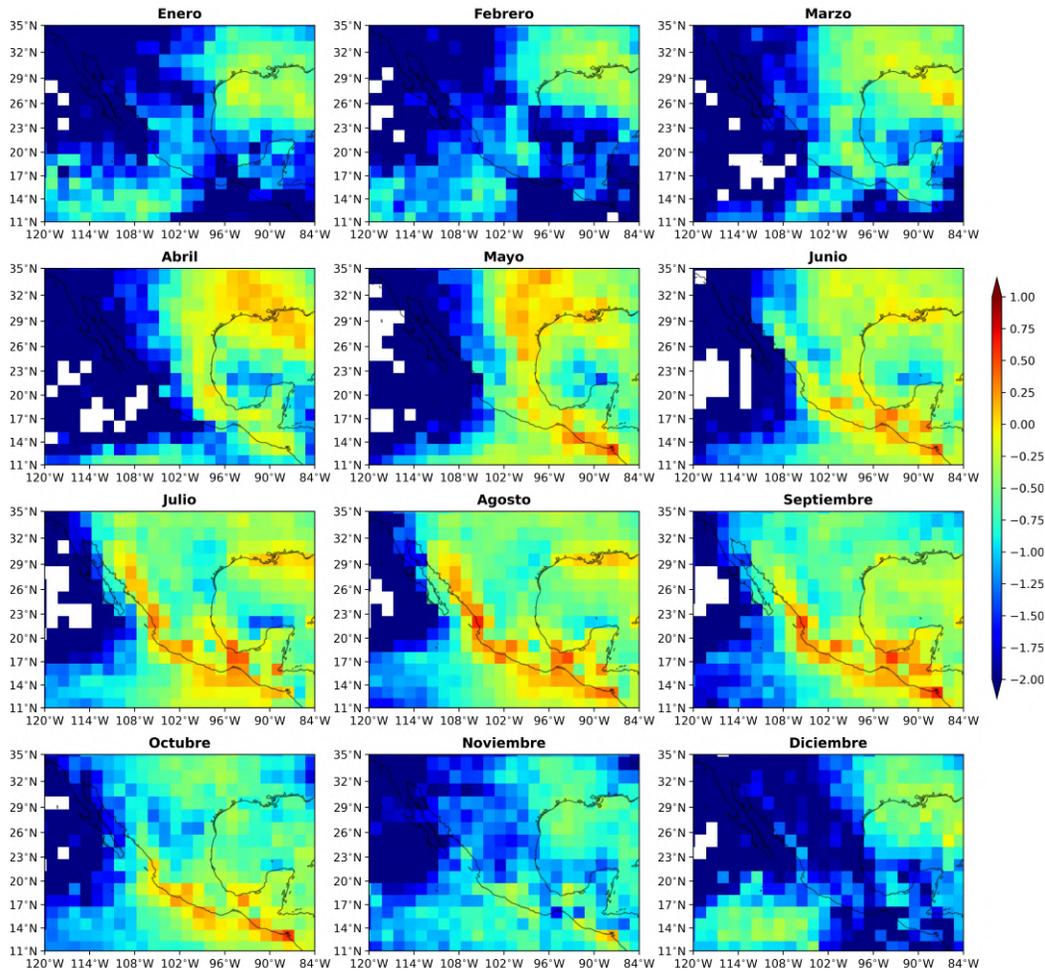


Figura 3.5: Promedio de la densidad de rayos de 2010-2020 (mensual). Unidades de  $\text{strokes km}^{-2} \text{mes}^{-1}$ . WGLC.

En la figura 3.5 se observa que los mayores valores de densidad de rayos coinciden con la temporada de lluvias (entre mayo y octubre) principalmente en las regiones costeras del sur (Golfo e Istmo de Tehuantepec), sureste de México, porciones del centro y el sur del GoM. De igual manera, en estados ubicados sobre la SMS, con valores superiores a 0.25 ( $>1.77 \text{ strokes km}^{-2} \text{mes}^{-1}$ ). También se encontró que a partir del mes de junio comienza a mostrarse un incremento de la densidad de rayos en el occidente y noroeste (correspondiente a la SMO), mientras que en la porción norte del GoM y noreste de México se registran los valores más altos de densidad de rayos entre los meses de transición de invierno a verano (marzo a junio). Lo obtenido

con los datos de la WGLC, concuerda con los resultados mostrados en el estudio de Kucienska et al. (2012) para un periodo de tiempo anterior al que se analizó aquí.

Los resultados para la actividad de rayos muestran similitudes con los patrones observados para la precipitación de ERA5, sin embargo, esto se discutirá de forma cuantitativa en secciones posteriores.

Algo que también se puede apreciar en la figura 3.5, es que durante la temporada de invierno, en los meses de DJF, se muestran los valores mas altos de densidad de rayos al norte del GoM, en contraste con el resto del país. Una hipótesis del porqué ocurre esto, ya la ha mencionado Kucienska et al. (2012) al indicar que durante esta temporada, las corrientes ascendentes son más fuertes, debido al paso de frentes fríos hacia latitudes bajas. Estas corrientes ascendentes generalmente conducen a mayores cantidades de hielo en las nubes, lo que sería una posible explicación del aumento de la densidad de rayos en esta región del GoM a comparación de áreas circundantes Kucienska et al. (2012).

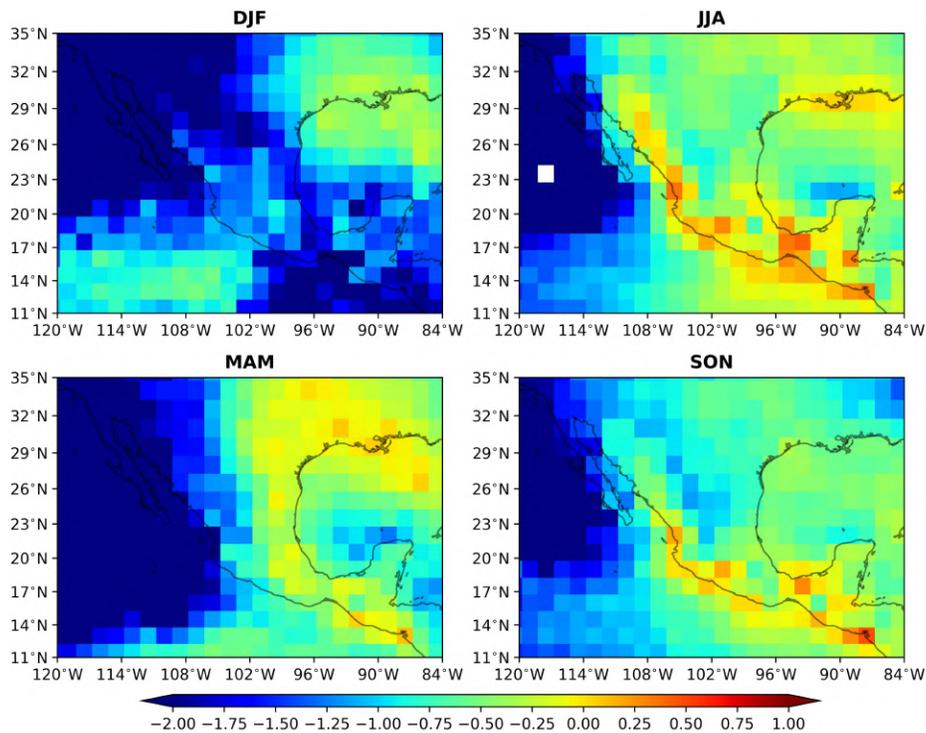


Figura 3.6: Promedio de la densidad de rayos de 2010-2020 (estacional). Unidades de strokes  $\text{km}^{-2} \text{mes}^{-1}$ . WGLC.

En cuanto al periodo de verano (estación húmeda) entre julio y septiembre, como se mencionó anteriormente, se observan altas concentraciones de densidad de rayos en la costa del Pacífico Mexicano. Esto se puede explicar, considerando la relación que tienen los rayos con la cantidad de hielo presentes en las nubes, además de las características orográficas de la región. Por ejemplo, la SMS se ubica muy cerca de la línea de costa, provocando un aumento de la precipitación orográfica (coincidente con lo visto en la figura 3.1). Además, la barrera montañosa impide que la precipitación se propague más allá de la SMS, lo cual tiene una relación cualitativa

con el comportamiento de la densidad de rayos en esa región del país (Kucienska et al., 2012). Por otra parte, la SMO no se encuentra tan próxima a la línea de costa, lo que se puede asociar a que la densidad de rayos se pueda propagar más adentro del continente (Kucienska et al., 2012), y se observa una relación con la ubicación de la precipitación en esa región (figura 3.1).

Referente a los promedios de la densidad de rayos anual (apéndice D: figura D.1) y estacional (figura 3.6), se puede observar algo similar a lo descrito para la figura 3.5, siendo las regiones de la SMO, SMS y SMO<sub>r</sub> las que presentan los mayores valores de un promedio multianual, al igual que los estados del sureste y sur del GoM, lo que contrasta con la región de la Península de Baja California, Altiplano central y/o meseta del centro.

### 3.2.1. Días con rayos (2010-2020)

Una variable importante para nuestro análisis fue días con rayos. Para poder representarla (como se describe en el apartado 2.7), se obtuvieron figuras para el promedio de días con rayos anual y mensual. Observando el promedio de días con rayos mensual (figura 3.7) se observa un comportamiento similar a la densidad de rayos (figura 3.5) en cuanto a las áreas y meses donde se concentra la mayor densidad de rayos. Sin embargo, es más marcado el contraste entre las temporadas seca y húmeda, en comparación con la densidad de rayos. Se observan promedios de días con rayos cercanos a 30 días en todas las zonas de la SMO, SMS, regiones del centro, sur (Golfo e Istmo de Tehuantepec), sureste y Península de Yucatán, entre los meses de junio-septiembre, principalmente.

Contrario a los meses con los mayores valores promedio de días con rayos, se tiene a los meses entre noviembre-marzo, cuyos valores oscilan entre 0-9 días. Sin embargo, para algunas porciones del océano Pacífico, cerca de la ITCZ, los valores son más altos, dentro del rango de 6 a 15 días con rayos. Este mismo rango de valores promedio, se observa para porciones de la mesa central, estados del centro de México en los meses de marzo y abril (figura 3.7), donde se muestra el comienzo de la intensificación de la actividad eléctrica y a la par coincide con el aumento de la precipitación (figura 3.1).

En la figura 3.8 se puede observar como es la distribución del promedio de días con rayos de forma estacional, donde a diferencia de como se comporta la densidad de rayos, el número de días con rayos concentra sus mayores valores en una sola estación dominante: JJA; con un rango de valores entre 24 a 30 días, en las mismas zonas observadas en la figura 3.7.

En cuanto a la temporada de MAM, los valores más altos de días con rayos se concentran en el centro y sureste de México (con 15-21 días). Para la estación SON, el promedio de días con rayos oscila entre 15-24, en los estados ubicados sobre la SMS, y al extremo sur, en el estado de Chiapas, con valores superiores a 24 días con rayos.

Es importante observar, tanto en las figuras de promedio mensuales y estacionales de densidad de rayos y días con rayos, que los valores más bajos, se continúan concentrando en la estación DJF, con 0-9 días con rayos, y de -2 a -1.5 de densidad de rayos ( $0.01$  a  $0.03$  strokes  $\text{km}^{-2}$  día $^{-1}$ ), fundamentalmente, en la Península de Baja California (figuras 3.5 a 3.8)

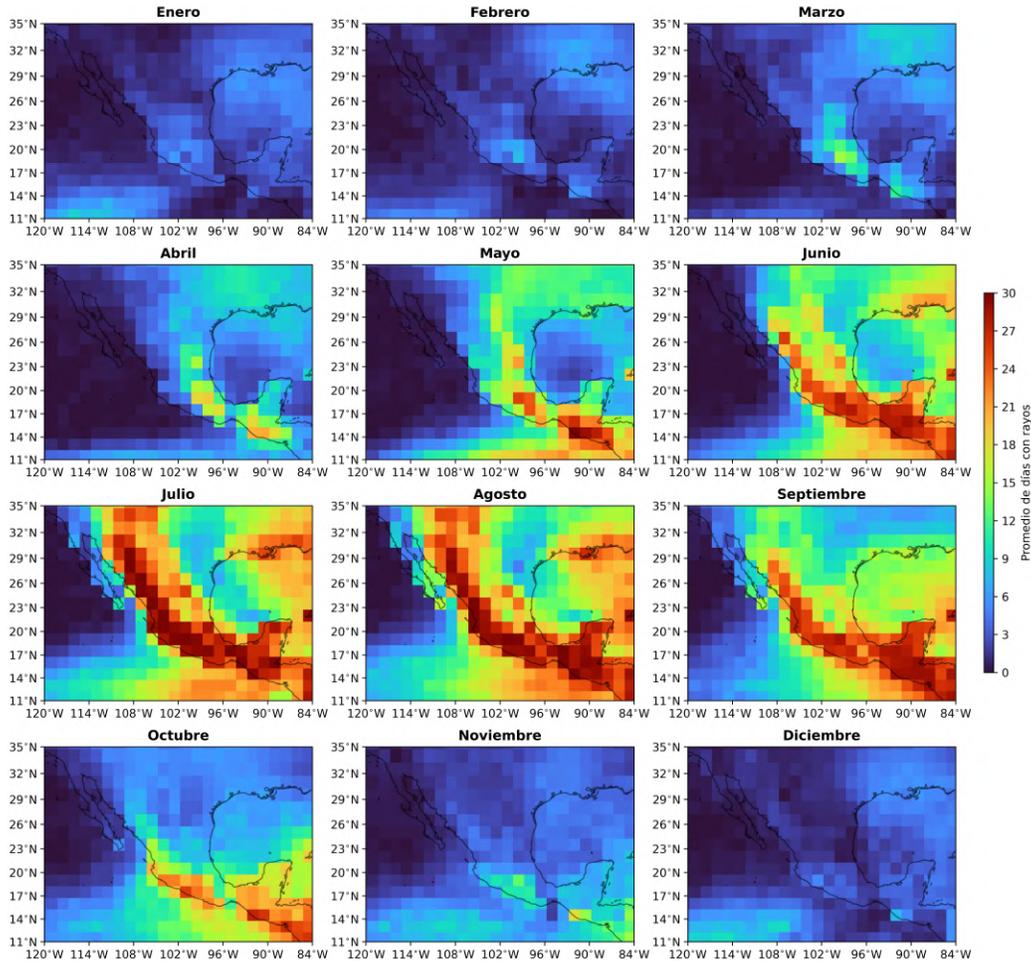


Figura 3.7: Promedio de días con rayos de 2010-2020 (mensual), WGLC.

### 3.3. Análisis de la actividad eléctrica y variables meteorológicas

Para poder dar un valor numérico de como se correlaciona las variables meteorológicas de precipitación y CAPE (obtenidas de ERA5) con la actividad eléctrica, respectivamente, se realizó el análisis de correlación de Pearson y Spearman.

Comenzando por la densidad de rayos, y su correlación con las variables meteorológicas, se logró obtener el coeficiente  $r$  (figura 3.9a). Se encontraron valores de correlación positivos, entre la precipitación y la densidad de rayos, con valores entre 0.75 y 1 (en color rojo) en la mayor parte de México, principalmente en la región noroeste, sobre la SMO, asimismo, en el occidente del país y SMS.

En cuanto a regiones oceánicas, como el océano Pacífico, cerca de la ITCZ y al oeste de la Península de Baja California, se obtuvieron valores negativos entre 0 y -0.25, indicando correlaciones bajas y negativas (figura 3.9b). Por otro lado, en cuanto a las áreas que comprende el GoM, Península de Yucatán, centro y norte de México, se observan correlaciones positivas en el rango de 0.25 a 0.75 (figura 3.9b).

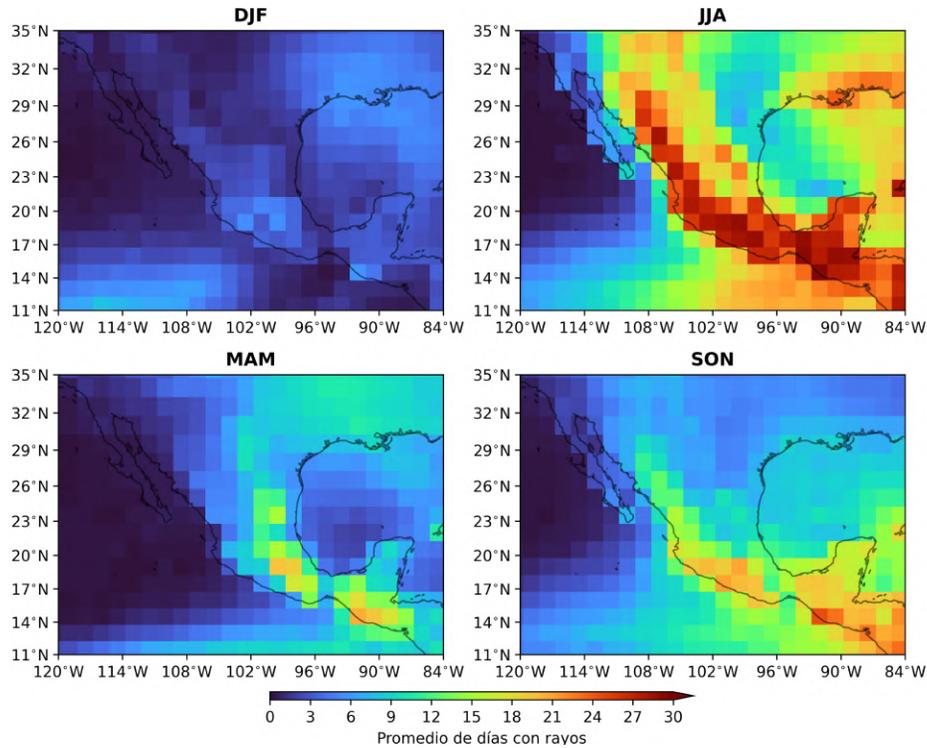


Figura 3.8: Promedio de días con rayos de 2010-2020 (estacional), WGLC.

Para la correlación calculada con CAPE y la densidad de rayos, se obtuvieron coeficientes  $r$  entre 0.75 y 1 para las mismas regiones del noroeste, sobre la SMO, SMS, y en algunas zonas ubicadas al sur de la Península de Baja California, y en el sureste y Península de Yucatán (figura 3.9b). No obstante, los valores sobre el GoM, a pesar de mostrar cifras altas de CAPE (figura 3.2), los coeficientes  $r$  son bajos y positivos, cercanos a cero. En cuanto al océano Pacífico, se calcularon coeficientes  $r$  que disminuyen conforme se alejan de la costa y se aproximan a la ITCZ (figura 3.9b).

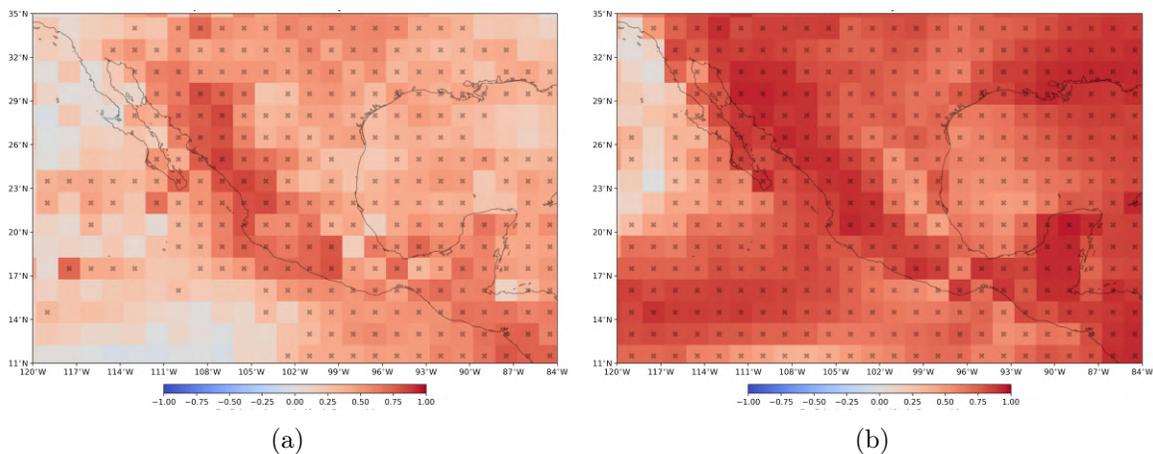


Figura 3.9: Correlación de Pearson con la densidad de rayos (2010-2020): a) Precipitación vs. Densidad de rayos, b) CAPE vs. Densidad de rayos.

En la figura 3.9 también se muestran con cruces los puntos donde el coeficiente  $r$ , está asociado con valores  $p$  significativos. Mostrando valores estadísticamente significativos para la gran parte de México, pero mostrando contrastes para las regiones oceánicas. Por ejemplo, en la correlación con la precipitación, se encuentran valores estadísticamente significativos en el GoM, Golfo e Istmo de Tehuantepec. Para la correlación con CAPE, los valores significativos se localizan en toda la región tropical del océano Pacífico, y solo al este y sur del GoM.

Las figuras correspondientes al análisis de correlación de Spearman para la densidad de rayos se encuentran en el apéndice D (figura D.2). Además, se muestra donde se tiene valores  $p$  que indican significancia estadística.

De igual forma, se realizó el análisis de correlación de Pearson para los días con rayos. Los resultados se muestran en la figura 3.10. Para la correlación de la precipitación, se tienen valores de coeficientes  $r$  superiores a 0.75 al sur de la Península de Baja California, porciones sobre la SMO, SMS, centro e Istmo de Tehuantepec. También, muestran valores  $p$  significativos (menores o iguales a 0.001) en gran parte del Océano Pacífico mexicano y sobre continente.

Los coeficientes  $r$  obtenidos para la correlación entre CAPE y los días con rayos, muestra valores positivos superiores a 0.75 para gran parte de las regiones continentales de México, al igual que áreas extensas sobre el Océano Pacífico (figura 3.10a).

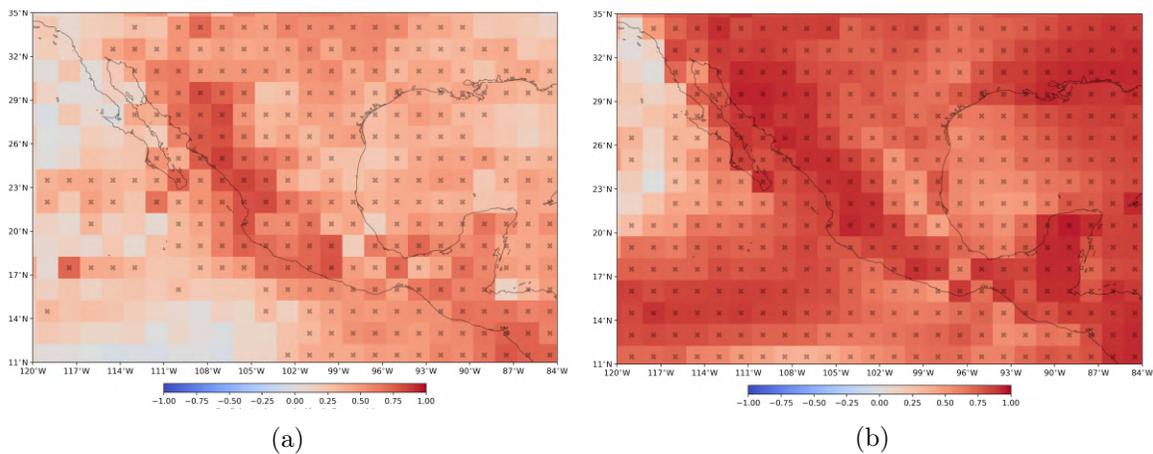


Figura 3.10: Correlación de Pearson para días con rayos (2010-2020): a) Precipitación vs. Días con rayos, b) CAPE vs. Días con rayos.

Del mismo modo de como se calculó las correlaciones Pearson, se realizó el proceso para el calcular las correlaciones de Spearman de las variables de precipitación y CAPE, con días con rayos (apéndice D: figura D.3).

### 3.3.1. Parametrización para la actividad eléctrica (Reanálisis ERA5)

La parametrización propuesta en este trabajo es el producto de las dos variables meteorológicas analizadas en secciones anteriores, tanto el promedio de la densidad

de rayos como el promedio de días con rayos. En la figura 3.11 se puede observar como se distribuyen los coeficientes  $r$ , mostrando las más altas correlaciones positivas en áreas sobre la SMO, al extremo sur de la Península de Baja California, en el noroeste y también en los estados con costa en el océano Pacífico. En áreas al interior del continente, como el eje neovolcánico, la meseta central, la SMS, estados del sur y sureste, sur del GoM, así como la Península de Yucatán, se muestran valores entre el rango de 0.25 y 0.75 de correlación positiva, asociados con valores  $p$  significativos.

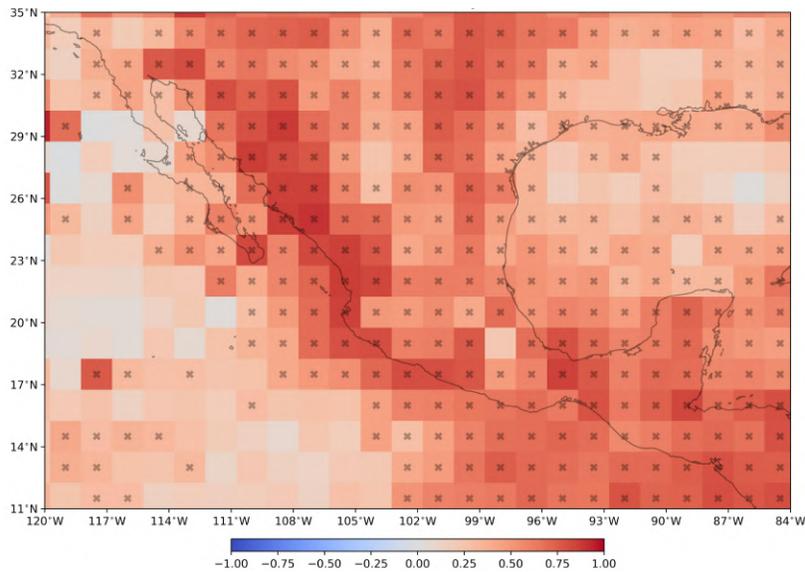


Figura 3.11: Parametrización de CAPE\*Prec vs. Densidad de rayos (Pearson)

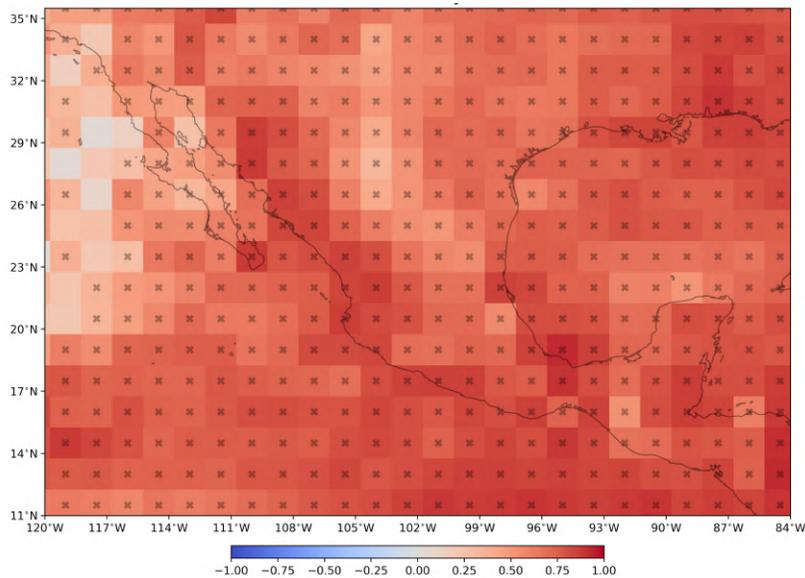


Figura 3.12: Parametrización de CAPE\*Prec vs. Días con rayos (Pearson)

La figura 3.12 muestra de forma clara correlaciones positivas con coeficientes  $r$  más cercanos a 1, a diferencia de lo observado en la figura 3.11. Sin embargo,

las correlaciones coincide en las mismas regiones en continente, pero se observa correlaciones positivas más fuertes sobre el océano Pacífico y GoM (figura 3.12).

Adicionalmente, se calculó la correlación de Spearman para la parametrización propuesta, cuyas figuras se pueden observar en el apéndice D (figura D.4 y figura D.5).

Los resultados obtenidos muestran que tanto las correlaciones de la actividad eléctrica con las variables estudiadas, así como con la parametrización propuesta, muestran coeficientes  $r$  mayores a 0.5, indicando una correlación positiva alta, para gran parte de la región de estudio. No obstante, para poder hacer la relación entre los datos de la actividad eléctrica, se hizo este mismo análisis de correlación de Pearson y Spearman con datos de modelos climáticos. Estos análisis se mostrará en secciones posteriores.

### 3.3.2. Eventos extremos de precipitación y la actividad eléctrica

Para el período de 2010 a 2020, se realizó un análisis adicional de correlación usando los datos de precipitación. Para ello, se calculó el percentil 95 (P95) de los datos disponibles en este período de tiempo de ERA5, con ellos, se definió como días con precipitación extrema a los que excedieran el valor obtenido para el P95. Con estos días se calculó el promedio de días con valores extremos de precipitación, y posteriormente, los promedios anuales, estacionales y mensuales de días de precipitación extrema.

En la figura 3.13 se observa como es la distribución del promedio mensual de días extremos de precipitación. En cuanto a las otras dos figuras (anual y estacional), se pueden encontrar en el apéndice D (figura D.6 y figura D.7).

Usando los datos de densidad de rayos con los datos de días de eventos extremos, se calculó el coeficiente  $r$ , estos datos se aprecian en figura 3.14a. Asimismo, se realizó este análisis, con la variable días con rayos (figura 3.14b). En la figura 3.14a, se obtuvieron correlaciones positivas con coeficientes superiores a 0.5 en algunas zonas de la SMO, al sur de la Península de Baja California y estados del occidente de México. Se observan valores  $p$  significativos que indican la existencia de una correlación entre la actividad eléctrica y la variable de días extremos de precipitación. Lo anterior, contrasta con algunos puntos en el centro y sur de México, indicando coeficientes  $r$  cercanos a cero, a la vez que en el océano Pacífico, alejado de continente, cerca de la ITCZ, se muestran coeficientes débiles de correlación negativa, sin valores  $p$  significativos.

En cuanto al mapa obtenido para los coeficientes de días con rayos (figura 3.14b), se obtuvieron correlaciones positivas en la región de estudio. Solo algunos puntos dispersos muestran coeficientes de correlación  $r$  negativos sobre el estado de Tabasco, y al norte de la Península de Baja California. Los sitios donde se encontraron coeficientes positivos más altos fue sobre el océano Pacífico Mexicano y al sur de la Península de Baja California (figura 3.14b).

Por otro lado, se realizaron los mapas análogos para la correlación de Spearman (apéndice D: figura D.8a y figura D.8b).

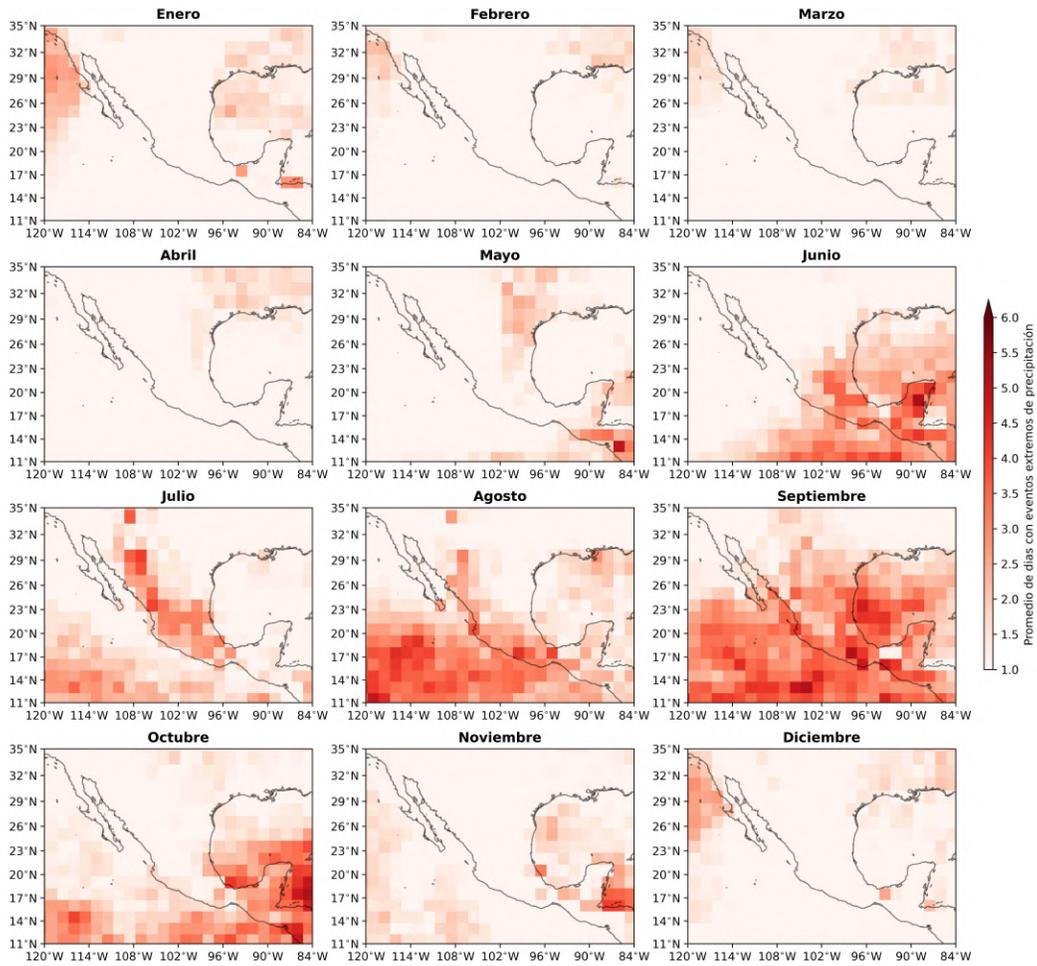


Figura 3.13: Promedio de días con eventos extremo de precipitación (2010-2020). ERA5

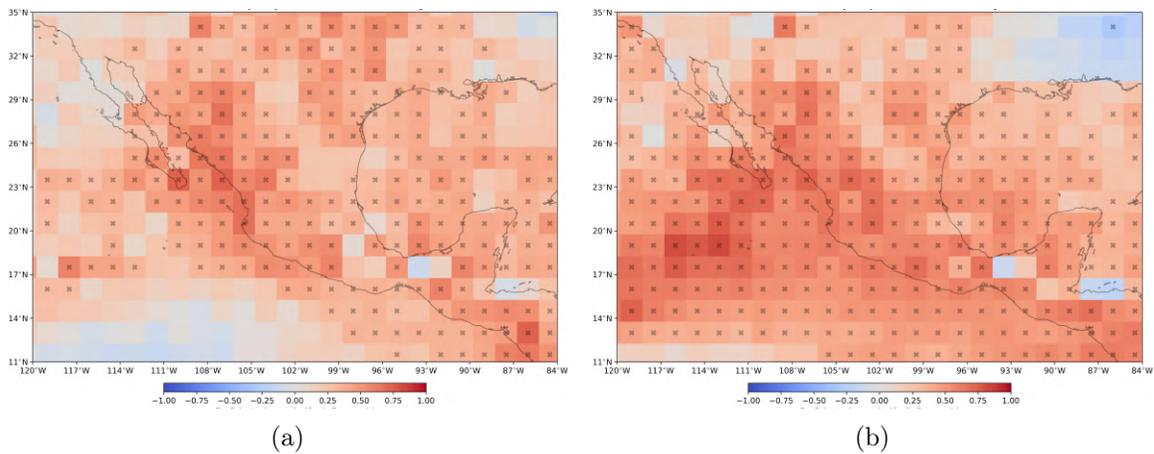


Figura 3.14: Correlación de Pearson para días extremos de precipitación y la actividad eléctrica (2010-2020): a) Días con eventos extremos de precipitación vs. Densidad de rayos, b) Días con eventos extremos de precipitación vs. Días con rayos.

### 3.3.3. Parametrización de la actividad eléctrica (CMIP6)

El análisis estadístico de la actividad eléctrica, con los datos de los tres modelos climáticos, se hizo únicamente en el período de 5 años (2010-2014), como se menciono anteriormente, esto se debe a que es el único periodo común entre la información de actividad de rayos de la WGLC y los datos disponibles de simulaciones del período histórico de los modelos CMIP6 seleccionados. Para este periodo se calcularon nuevamente las correlaciones tanto para cada variable, como para la parametrización propuesta de los tres modelos.

#### ACCESS-ESM1-5

En la figura 3.15a se observa el mapa de coeficientes  $r$  de los datos de precipitación del modelo ACCESS-ESM1-5 y la densidad de rayos de la WGLC, en tanto que en la figura 3.15b se aprecia la parametrización de  $CAPE \cdot Precipitación$  y la densidad de rayos. En esta figura se observan correlaciones altas en la zona noroeste de México. También se observan correlaciones altas, aunque de menor valor de correlación, para la región occidental y los estados ubicados sobre la SMS. Sin embargo, se debe recordar que el modelo ACCESS-ESM1-5 tiende a sobreestimar la precipitación en la región noroeste de México, mientras que la subestima en la región occidental del país (apéndice B: figura B.7). De manera contraria, al norte de la Península de Baja California y del estado de Sonora, la correlación entre la precipitación y la densidad de rayos es negativa, con valores entre -0.25 y -0.5 (figura 3.15a).

Para la parametrización y la densidad de rayos, tal como se graficó en la figura 3.15b, se aprecia que los valores de correlación positiva más altos se ubican en las mismas regiones que la correlación mostrada en la figura 3.15a. Sin embargo, para la mayor parte continental de México, no se logró establecer un valor de correlación entre la parametrización y la densidad de rayos, a excepción de las regiones ya antes mencionadas, como el noroeste, las costas de los estados del occidente, sur, y la Península de Yucatán. Para estos resultados de la parametrización, se tiene en cuenta que el modelo ACCESS-ESM1-5 subestima los valores de CAPE en todo el litoral del océano Pacífico mexicano, GoC, y en el extremo oriente del GoM. Por lo contrario, el modelo sobrestima el CAPE para los meses de verano o (temporada húmeda) al sur de México en el Golfo de Tehuantepec (apéndice B: figura B.10).

Para la figura hecha con la variable de días con rayos, (figura 3.16), las correlaciones positivas más cercanas a 1, se muestran de mejor manera sobre el noroeste, SMO, y occidente, a comparación de la figura 3.15a donde se usó a la densidad de rayos. Otro aspecto característico observado en la figura 3.16a es que sobre el centro del país, ya se muestran valores de correlación positivos, entre los valores superiores a 0.5, además, en los estados que comprenden la SMS (estados del sur) con valores de coeficientes  $r$  entre 0.25 y 0.5.

Por otro lado, al sur del GoM, se obtuvieron correlaciones superiores a 0.25, pero para la porción norte y centro, los coeficientes  $r$ , son negativos o cercanos a cero. En cuanto al océano Pacífico, hacia el Golfo de Tehuantepec, se tienen, valores altos de correlación, superiores a los 0.25, contrastante con la porción norte de este océano, al

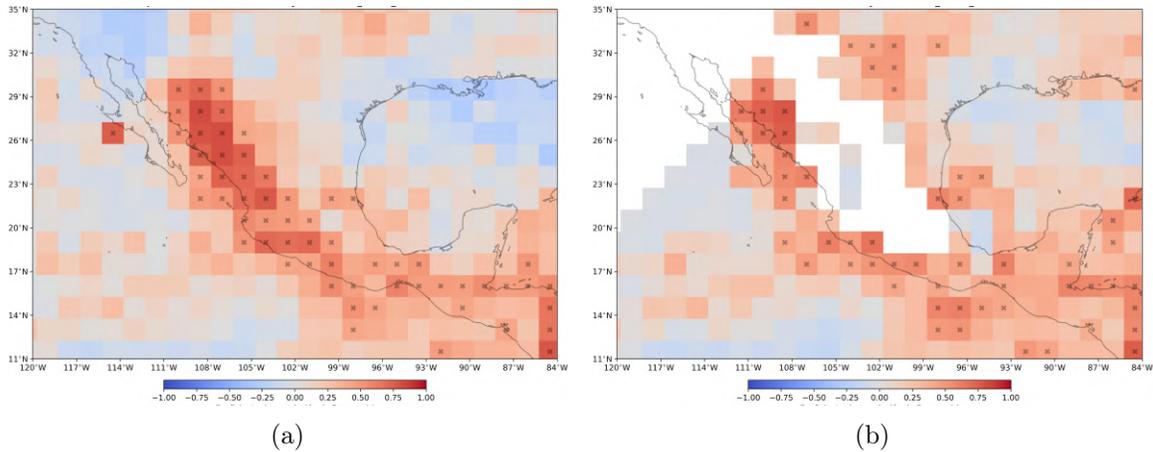


Figura 3.15: Correlación y parametrización (Pearson) con la densidad de rayos (2010-2014): a) precipitación vs. Densidad de rayos, b) CAPE\*Prec vs. Densidad de rayos. (ACCESS-ESM1-5)

oeste de la Península de Baja California (figura 3.16a).

Las correlaciones con la variable días con rayos muestran un patrón similar al interior de México, donde no se logró establecer valores de correlación. Sin embargo, se encontraron correlaciones positivas altas para las zonas del noroeste, y puntos costeros de los estados a lo largo de la SMS, sur y Península de Yucatán (figura 3.16b). También, se observan valores positivos de correlación hacia el noreste, sobre el estado de Tamaulipas (y hacia la porción costera del mismo), al este del GoM, así como en la región norte (figura 3.16b).

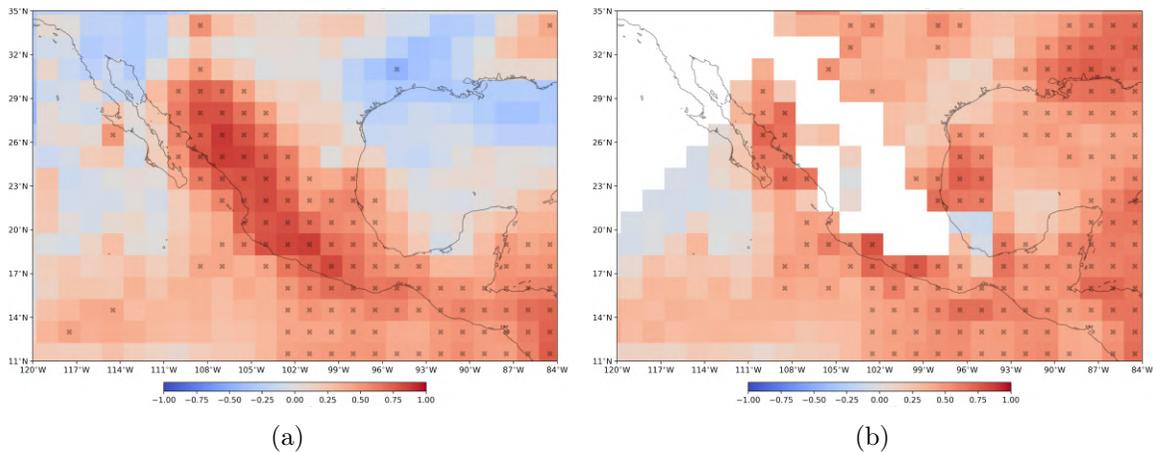


Figura 3.16: Correlación y parametrización (Pearson) con los días con rayos (2010-2014): a) precipitación vs. Días con rayos, b) CAPE\*Prec vs. Días con rayos. (ACCESS-ESM1-5)

### CESM2-WACCM

El modelo CESM2-WACCM muestra correlaciones similares a las encontradas con el modelo ACCESS-ESM1-5. Se observa que las correlaciones positivas más altas para

la precipitación y la densidad de rayos que se encuentran al sur de la SMO, estados del occidente, y porción oeste de la SMS, así como correlaciones con valores aproximados entre 0.25 en el Istmo y Golfo de Tehuantepec (figura 3.17a). Hay que recordar que para estas regiones (excepto el Istmo y Golfo de Tehuantepec), el modelo sobrestima la precipitación, mientras que la subestima en el Istmo y Golfo de Tehuantepec, como se muestra en el apéndice B (figura B.13). Para la región norte del GoM, se obtuvieron valores de correlación negativos, así como en algunas zonas del Océano Pacífico, cerca de la ITCZ y al oeste de la Península de Baja California.

Para la parametrización de  $CAPE^*Precipitación$  del modelo CESM2-WACCM con la densidad de rayos, mostrada en la figura 3.18b, se tienen valores de correlación aproximados a cero, en zonas de la meseta del centro y el eje neovolcánico. En cambio, las correlaciones positivas mayores se muestran hacia el occidente, sobre el estado de Nayarit, y en áreas dispersas de la SMO, y SMS, así como en estados del sur, como: Oaxaca, Tabasco y Chiapas; Golfo de Tehuantepec y sur del GoM.

El noreste de México muestra correlaciones positivas superiores a 0.5 para algunas zonas (figura 3.17b). Para esta última región, el modelo CESM2-WACCM subestima la precipitación en los meses de la temporada húmeda, contrario a lo que se observa en los meses de temporada seca (apéndice B: figura B.13). Se debe considerar también que el modelo CESM2-WACCM sobreestima  $CAPE$  para prácticamente todo el océano Pacífico por debajo de los  $23^{\circ}N$ , en los meses de la temporada húmeda, así como en el GoM. En contraste, el modelo subestima los valores de  $CAPE$  en las zonas costeras de México y GoC, esencialmente para este mismo periodo de meses (apéndice B: figura B.16).

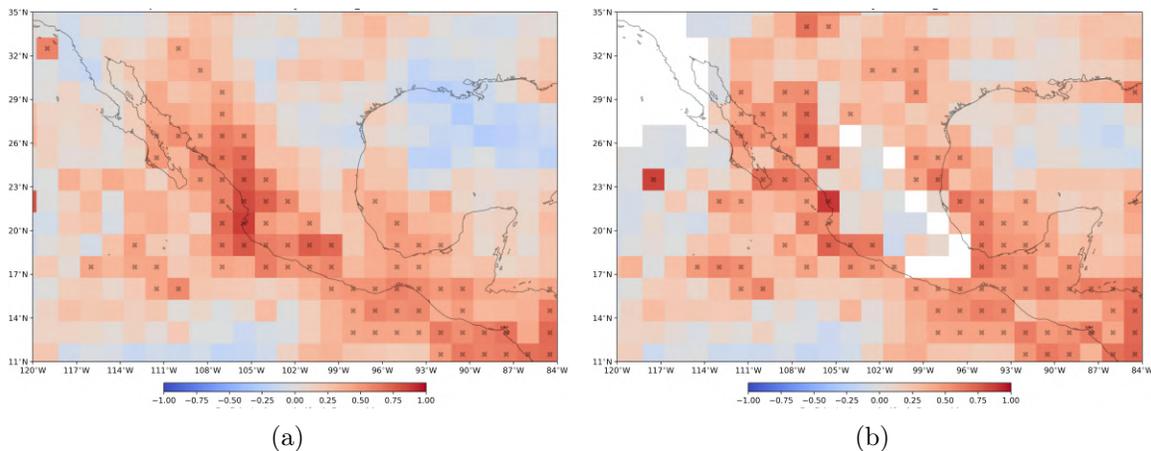


Figura 3.17: Correlación y parametrización (Pearson) con la densidad de rayos (2010-2014): a) precipitación vs. Densidad de rayos, b)  $CAPE^*Prec$  vs. Densidad de rayos.(CESM2-WACCM)

Para la variable de días con rayos, el modelo CESM2-WACCM muestra correlaciones positivas significativas entre precipitación y días con rayos en mayores áreas (figura 3.18a), a diferencia de lo mostrado en la figura 3.17a, siendo las zonas del noroeste y occidente con los coeficientes  $r$  positivos más altos (entre 0.75 y 1). Asimismo, se tiene valores de correlación positiva en estados sobre el eje neovolcánico,

SMS, sur del GoM e Istmo y Golfo de Tehuantepec; sin embargo, para el extremo norte del GoM, se remarca el contraste, al tener valores de correlación negativos, cercanos a 0.5, considerando que para esta zona, el modelo subestima la precipitación en prácticamente todos los meses (respecto a lo mostrado por ERA5).

Para la parametrización propuesta con los datos del modelo CESM2-WACCM y los días con rayos, se muestra que para las regiones centrales continentales de México, se calcularon coeficientes de correlación cercanos a cero. También se encontraron puntos donde no se logró calcular un coeficiente de correlación, todos dentro de continente, al extremo este de la SMS, al sur de la SMO<sub>r</sub> y sobre las sierras y llanuras del norte de México.

Por otro lado, en la figura 3.18b, se observan valores positivos en prácticamente todo el GoM, con valores p significativos, a diferencia de lo mostrado en la figura 3.17b con la densidad de rayos. Algo similar ocurre en el océano Pacífico, donde se observan correlación positivos superiores a 0.5, para los puntos por debajo de la latitud 14°N. En regiones costeras del noroeste, occidente, así como del sur de GoM, se tienen los mayores valores de correlación positiva de la figura 3.18b para toda la región de estudio, de esta parametrización con los días con rayos.

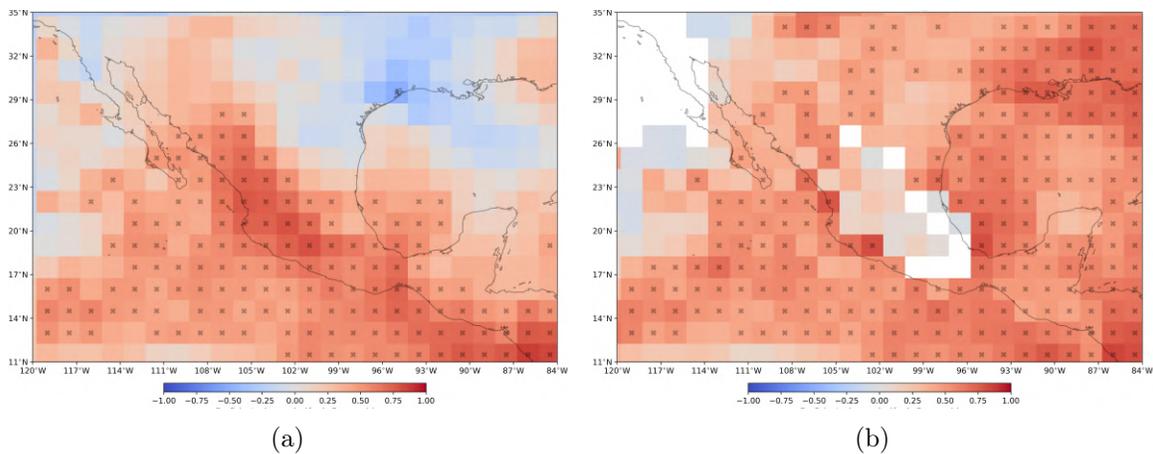


Figura 3.18: Correlación y parametrización (Pearson) con días con rayos (2010-2014): a) precipitación vs. Días con rayos, b) CAPE\*Prec vs. Días con rayos. (CESM2-WACCM)

El contraste entre las figura 3.17 y la figura 3.18 se observa principalmente en las porciones oceánicas del GoM y océano Pacífico, al mostrarse correlaciones positivas y estadísticamente significativas (en términos de valores p) en mayores áreas con la variable días con rayos que con la densidad de rayos; a diferencia de la porción central de México, donde el comportamiento es muy similar, tanto con densidad de rayos y días con rayos.

### MPI-ESM1-2-LR

Para el tercer modelo seleccionado (MPI-ESM1-2-LR), se obtuvieron resultados semejantes de correlación positiva alta (valores entre 0.5 y 1) entre la precipitación y la densidad de rayos (figura 3.19a), para los sectores que corresponden al noroeste de

México, como la SMO, occidente (estados de Jalisco, Nayarit y Michoacán). También, se tienen valores positivos superiores a 0.5 al extremo oeste del eje neovolcánico, en estados del sur, como Guerrero, Oaxaca, Chiapas y Tabasco, al sur del GoM e Istmo y Golfo de Tehuantepec. Asimismo, en la porción sur de la Península de Baja California (estado de Baja California Sur).

En el apéndice B (figura B.19), podemos ver que para las regiones donde se calculó valores más altos de correlación, el modelo MPI-ESM1-2-LR sobrestima los valores de precipitación acumulada mensual (respecto a los datos de ERA5), no obstante, para la porción sur del GoM e Istmo y Golfo de Tehuantepec el modelo subestima estos valores de precipitación, esencialmente, para los meses de la temporada húmeda o verano.

En cuanto al norte del GoM, se obtuvieron valores de correlación cercanos a cero, justo en áreas donde el modelo estudiado subestima los valores de precipitación en todos los meses (figura 3.19a). Lo mismo ocurre para el noreste de México, la Gran Llanura de Norteamérica, norte de la SMO y Sierras y Llanuras del norte, siendo esta última, donde el modelo MPI-ESM1-2-LR sobrestima la precipitación en los meses de temporada seca o invierno (figura 3.19a).

Ahora, en la figura 3.19b, con la parametrización propuesta con datos del modelo MPI-ESM1-2-LR y la densidad de rayos, se puede percatar que sobre el extremo occidental de la SMO, GoC, sur de la Península de Baja California, y occidente, se tienen los valores más altos de correlación positiva. De igual forma, se puede incluir un punto al este de la Península de Yucatán (en el estado de Yucatán). Igualmente, se observan valores positivos superiores a 0.5 sobre los estados ubicados en la SMS, sur del GoM e Istmo y Golfo de Tehuantepec (figura 3.19b), y valores entre 0.25 y 0.5 en áreas del eje neovolcánico y Península de Yucatán (figura 3.19b). En el océano Pacífico, se tienen, correlaciones negativas y cercanas a cero, hacia latitudes próximas a la ITCZ, y costa oeste de Baja California. De la misma manera, en el norte del GoM, se tienen valores cercanos a cero de correlación (figura 3.19b).

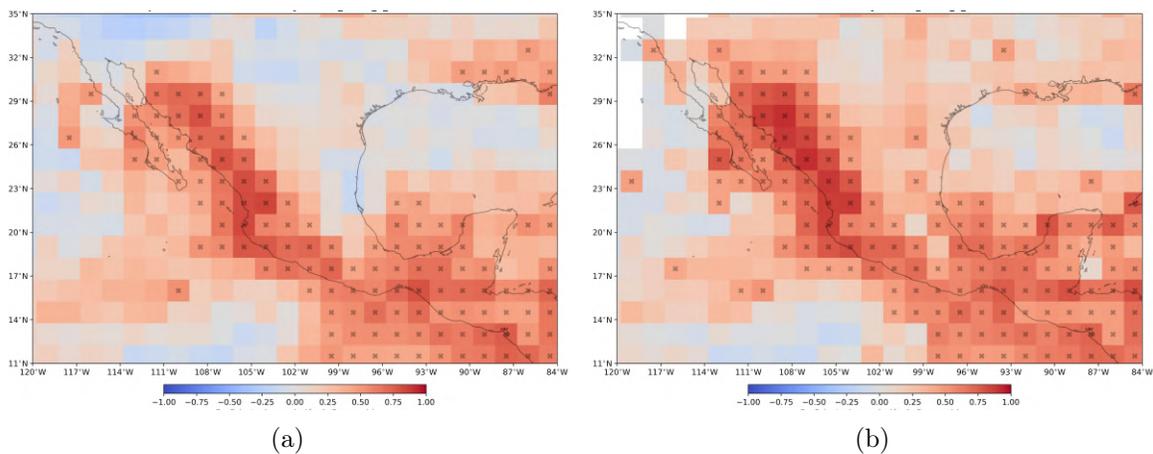


Figura 3.19: Correlación y parametrización (Pearson) con la densidad de rayos (2010-2014): a) precipitación vs. Densidad de rayos, b) CAPE\*Prec vs. Densidad de rayos. (MPI-ESM1-2-LR)

Por otro lado, la figura 3.20a muestra la correlación de la precipitación del modelo MPI-ESM1-2-LR con los días con rayos. Se puede observar dos regiones muy bien marcadas, una con correlación positiva y otra con negativa. Los valores de correlación positiva más altos se encuentran sobre todo el noroeste (SMO, y Baja California Sur), así como en el occidente, meseta central, eje neovolcánico, SMS, sur de México, sur del GoM e Istmo y Golfo de Tehuantepec (superiores a 0.5). En cambio, los valores más altos de correlación negativa (al rededor de -0.25) se ubican sobre la porción noreste de México, sobre la Llanura costera del Golfo de México (figura 3.20a).

En la figura 3.20b, correspondiente a la parametrización y los días con rayos, se puede apreciar que prácticamente todo el territorio Mexicano (continente y GoM) posee valores de correlación positiva superiores a 0.25, siendo en las zonas del noroeste, occidente, SMS e Istmo y Golfo de Tehuantepec, donde se tienen los valores más altos (superiores a 0.75). Sin embargo, no solo considerando como el modelo MPI-ESM1-2-LR representa la precipitación a diferencia de ERA5, también se consideró que el modelo sobrestima los valores de CAPE (respecto al reanálisis ERA5) en toda la parte continental de México, a diferencia de que subestima esta variable para todo el GoM (apéndice B: figura B.22).

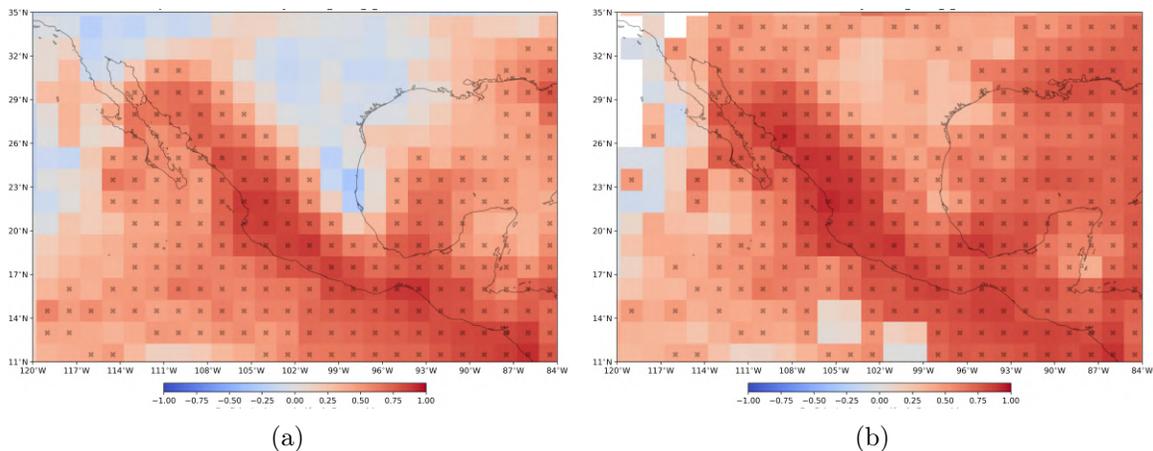


Figura 3.20: Correlación y parametrización (Pearson) con días con rayos (2010-2014): a) precipitación vs. Días con rayos, b) CAPE\*Prec vs. Días con rayos. (MPI-ESM1-2-LR)

Las diferencias que se pueden apreciar en la figura 3.19 y figura 3.20 donde se correlaciona a la densidad de rayos y los días con rayos, respectivamente, se distingue esencialmente en que al usar la variable días con rayos se obtienen correlaciones positivas estadísticamente significativas (con base en valores p) en mas puntos o áreas de México (regiones oceánicas y continentales), tanto para la correlación solo con precipitación y la parametrización; no obstante, las regiones noroeste y occidente del país, tanto con datos de densidad de rayos como de días con rayos mantienen los mayores valores de correlación (cercanos a 1).

Se realizaron los mapas de correlación iguales a los descritos en esta sección para la correlación de Spearman de cada modelo, y sus respectivas parametrizaciones. Estos mapas se pueden observar en el apéndice C.

## 3.4. México: La actividad eléctrica bajo escenarios de cambio climático

### 3.4.1. Proyección de precipitación bajo el escenario SSP5-8.5

Antes de realizar un modelo simple de proyección de la densidad de rayos y número de días con rayos para México a finales del siglo XXI, se analizó el comportamiento de la precipitación bajo el escenario SSP5-8.5. Los resultados en las secciones anteriores muestran la alta relación entre la actividad de rayos y precipitación, por lo que observar los cambios de esta última es un primer paso para comprender los posibles comportamientos de la actividad de rayos a futuro. No se hizo este análisis climático para CAPE, ya que como se observó en la apartado 3.3, los valores de CAPE calculados con los modelos estudiados en esta tesis, son muy diferentes a los mostrados por ERA5 (figura 3.4). En el apéndice E se puede observar las proyecciones de la precipitación para el periodo de 2070-2100 (promedios anual, estacional y mensual) para cada uno de los modelos CMIP6 usados.

La figura 3.21, figura 3.22 y figura 3.23 muestran la diferencia de lo que proyectan estos modelos contra los datos de la época reciente de ERA5 (2010-2020). Los colores en rojo, con valores negativos, nos indican un escenario de disminución de precipitación, llegando a valores de déficit superiores a los 60 mm, esto se muestra esencialmente en la temporada húmeda (junio-septiembre) en gran parte continental de México, Océano Pacífico y GoM. En particular, ACCESS-ESM1-5 proyecta un incremento de la precipitación en áreas del norte del GoM, para los meses de febrero, octubre y noviembre. Asimismo, para el norte de México en los meses de julio, agosto y septiembre. Y para el mes de octubre, un aumento de esta variable en la costa occidental de México y noreste (figura 3.21).

El modelo CESM2-WACCM, proyecta cambios de precipitación bastante similares para los mostrados por el modelo ACCESS-ESM1-5 (figura 3.21), mostrando regiones con un decremento en la precipitación entre los meses de junio-septiembre (figura 3.22); sin embargo, este déficit de precipitación se observa en regiones centrales de México, como la meseta central, desde el mes de marzo. También se proyecta una disminución de la precipitación para los meses de la temporada seca (diciembre-marzo), mostrando diferencias que rondan entre los 20-40 mm en todo México (figura 3.22).

Por otra parte, para el mes de octubre el modelo CESM2-WACCM, muestra un incremento de precipitación con valores superiores a los 60 mm sobre el océano Pacífico, SMS y eje neovolcánico, este comportamiento se extiende hasta el mes de noviembre, pero con valores de entre 20-40 mm en la SMS. Asimismo, entre los meses de mayo y junio, al norte del GoM y noreste de México se tienen valores positivos indicando un incremento de precipitación en estas zonas (figura 3.22).

El último modelo, MPI-ESM1-2-LR, muestran una disminución de la precipitación (respecto a los datos de ERA5) sobre el territorio Mexicano, principalmente en los meses de enero-mayo, julio, agosto, y diciembre (figura 3.23). En cuanto al mes de noviembre se obtuvieron valores negativos, indicando un decremento de la

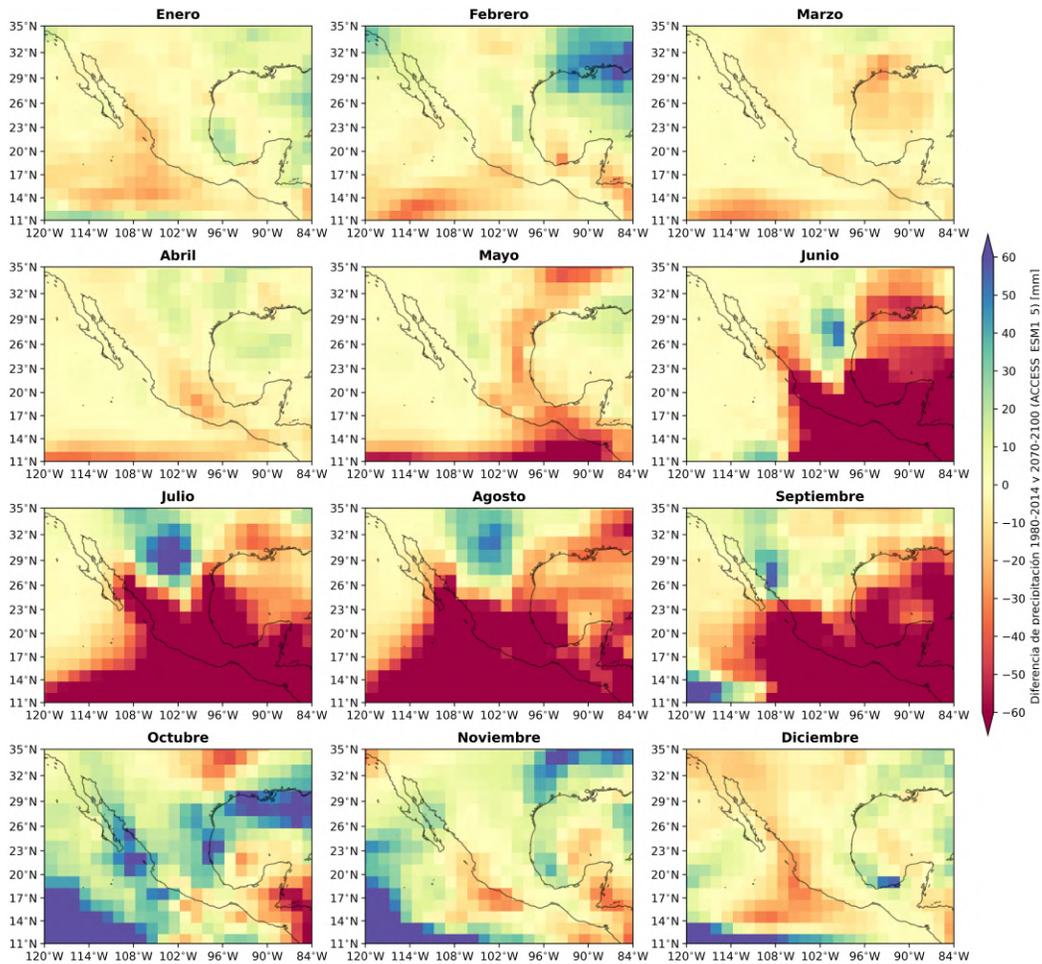


Figura 3.21: Diferencias del promedio mensual entre los valores de precipitación proyectada por el modelo ACCESS-ESM1-5 (2070-2100) y los datos de reanálisis ERA5 (2010-2020): disminución (rojo, valores negativos), aumento (azul, valores positivos).

precipitación en las regiones de la SMO, occidente y sur del GoC (figura 3.23). Asimismo, en el mes de septiembre, se observa detrimento de la precipitación al sur de la SMS, sobre el océano Pacífico (Golfo de Tehuantepec) con diferencias superiores a los 60 mm (figura 3.23). Algo similar ocurre para el mes de junio, en la porción del sur del GoM, y Península de Yucatán, con valores de negativos, indicando una disminución de la precipitación (figura 3.23).

Por otro lado, el mes de octubre, al igual que lo mostrado por los otros dos modelos, indica un incremento de la precipitación, principalmente en las regiones oceánicas de México y sus costas. Y hacia el océano Pacífico del sur mexicano en el mes de noviembre (figura 3.23). Igualmente, el norte del GoM, con colores azules (valores positivos) en los meses de mayo, junio, septiembre, octubre y noviembre (figura 3.23). Sin embargo, se debe recordar que el modelo MPI-ESM-1-2-LR, en base con los diagramas de Taylor de precipitación de los modelos CMIP6 (figura 3.3), es el modelo con el desempeño relativamente peor para representar la precipitación de los tres seleccionados.

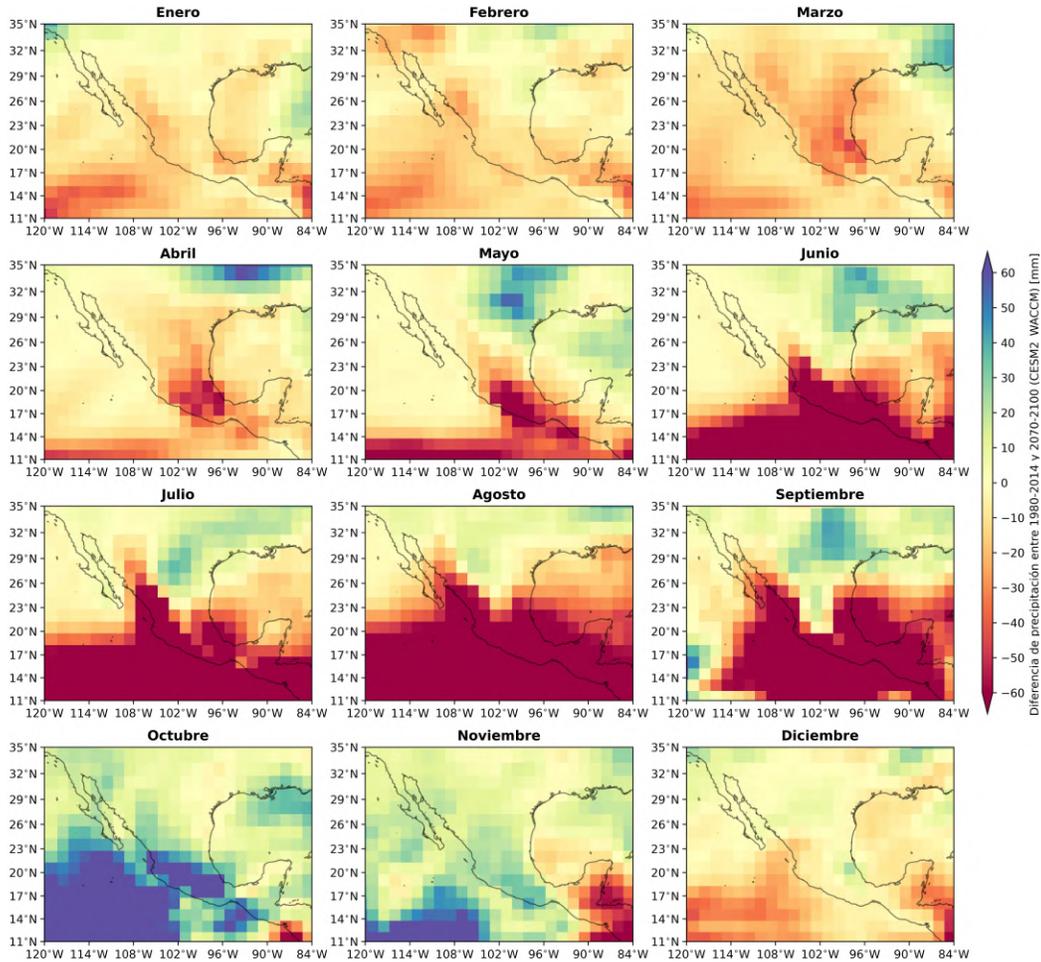


Figura 3.22: Diferencias del promedio mensual entre los valores de precipitación proyectada por el modelo CESM2-WACCM (2070-2100) y los datos de reanálisis ERA5 (2010-2020): disminución (rojo, valores negativos), aumento (azul, valores positivos).

### 3.4.2. Parametrización de la actividad eléctrica bajo el escenario SSP5-8.5

Para poder establecer un modelo que proyecte la densidad de rayos y número de días con rayos para finales del siglo XXI, se utilizaron los datos disponibles de los modelos CMIP6 y ERA5 en el período de 2010-2014, tomando en cuenta como se comporta las correlaciones de la precipitación y la actividad eléctrica en diferentes regiones de México, tanto en la parte oceánica como continental (descrito en la apartado 3.3.3).

Como una primera aproximación al problema, bajo los objetivos y limitaciones de este trabajo, se usó la ecuación para una regresión o ajuste lineal (ecuación (3.1)) con datos en el periodo de tiempo de 2010-2014, calculando la pendiente ( $m$ ) y ordenada al origen ( $b$ ), considerando a los datos de la actividad eléctrica (densidad de rayos y días con rayos) de la WGLC como la variable dependiente ( $y$ ) y a la precipitación histórica por cada modelo climático CMIP6 como la variable independiente ( $x$ ). Los

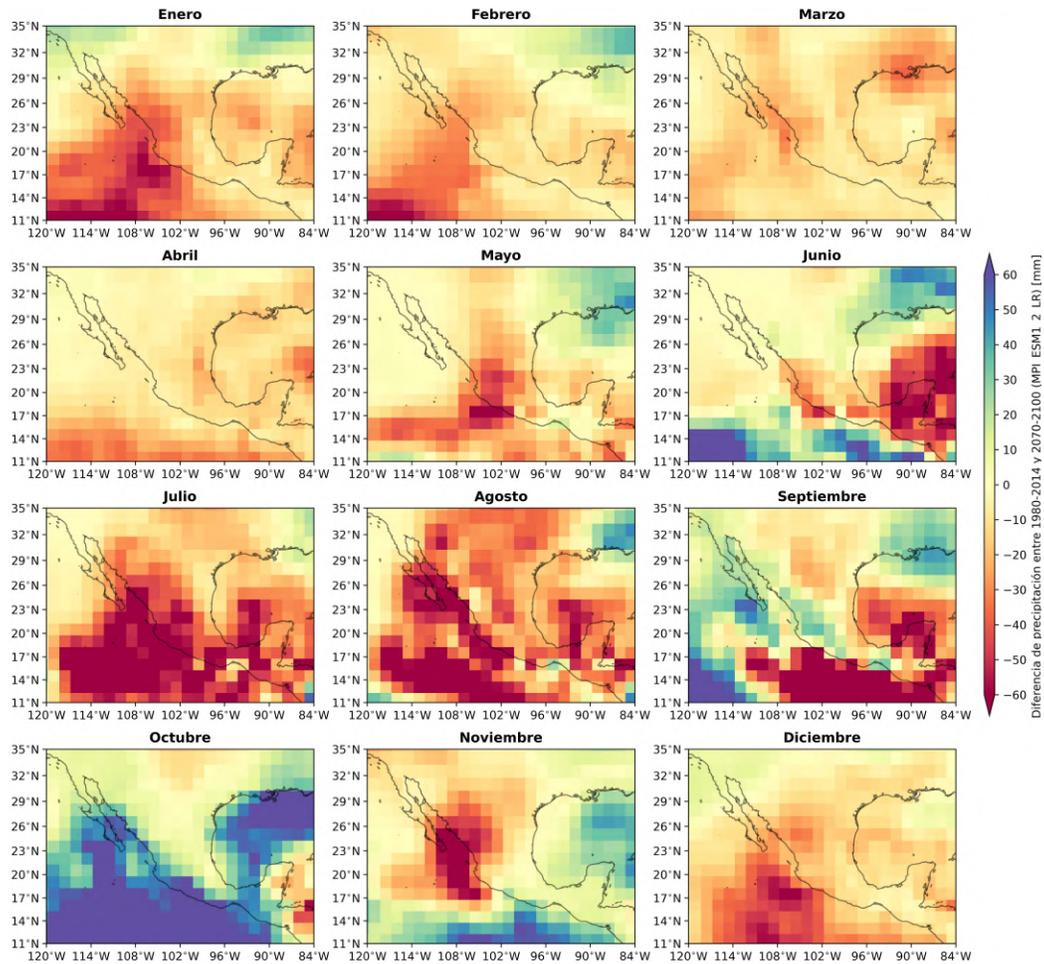


Figura 3.23: Diferencias del promedio multimensual entre los valores de precipitación proyectada por el modelo MPI-ESM1-2-LR (2070-2100) y los datos de reanálisis ERA5 (2010-2020): disminución (rojo, valores negativos), aumento (azul, valores positivos).

valores de  $m$  y  $b$  obtenidos y usados por cada modelos se pueden encontrar en el apéndice F donde se muestran tanto los calculados para la proyección de densidad de rayos (apéndice F.1), como para días con rayos (apéndice F.2).

$$y = mx + b \quad (3.1)$$

Una vez obtenido el modelo de ajuste lineal (valores  $m$  y  $b$ ) para cada punto de México, estos se usaron junto con los valores de precipitación proyectada por cada modelo CMIP6 para el lapso de tiempo de 2070-2100, y haciendo uso de la ecuación (3.1) se calculó la proyección de la densidad de rayos para el periodo de tiempo de 2070-2100. Se obtuvieron proyecciones de la densidad de rayos de forma promedio anual y estacional de cada modelo CMIP6 (apéndice E).

En la figura 3.24 se ilustra la proyección mensual promedio de la densidad de rayos para México (período de 2070-2100), con los valores más altos entre los meses de junio-octubre. No obstante, hay puntos dentro de la región de estudio, que se muestran en color blanco, donde se tienen valores de densidad de rayos negativos (son

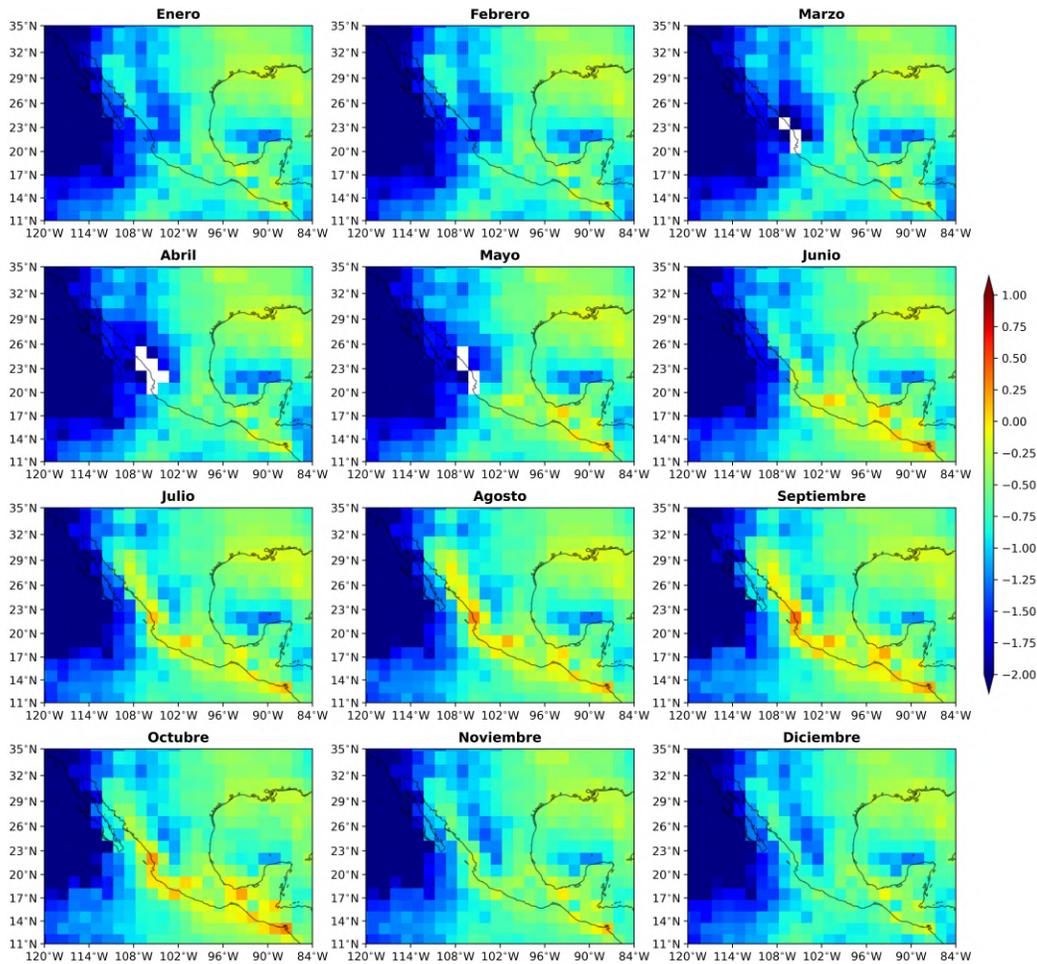


Figura 3.24: Proyección promedio de la densidad de rayos de 2070-2100 (mensual). Unidades de  $\text{strokes km}^{-2} \text{ día}^{-1}$ . Promedio de los tres modelos CMIP6.

de color blanco debido a que se le calculó a toda la malla de puntos el logaritmo base 10), principalmente en los meses de marzo-mayo sobre el sur de la SMO (figura 3.24).

Después se realizó la proyección de promedio mensual de número de días con rayos, basados en los datos obtenidos de densidad de rayos proyectada, la cual se observa en la figura 3.25. El número de días con rayos más alto, superior a 20 días, se proyectan en los meses entre junio-octubre. Mientras, en los meses entre diciembre-abril, se tienen los valores más bajos de días con rayos, inferiores a 8 días figura 3.25.

De igual forma que con la densidad de rayos, se graficó la media de las proyecciones anuales y estacionales de días con rayos para cada uno de los modelos CMIP6 (apéndice E).

### 3.4.3. Proyecciones de la actividad eléctrica bajo el escenario SSP5-8.5

De las proyecciones obtenidas con la regresión lineal para la densidad de rayos, se buscó estimar el consenso entre lo obtenido para cada modelo (para el periodo

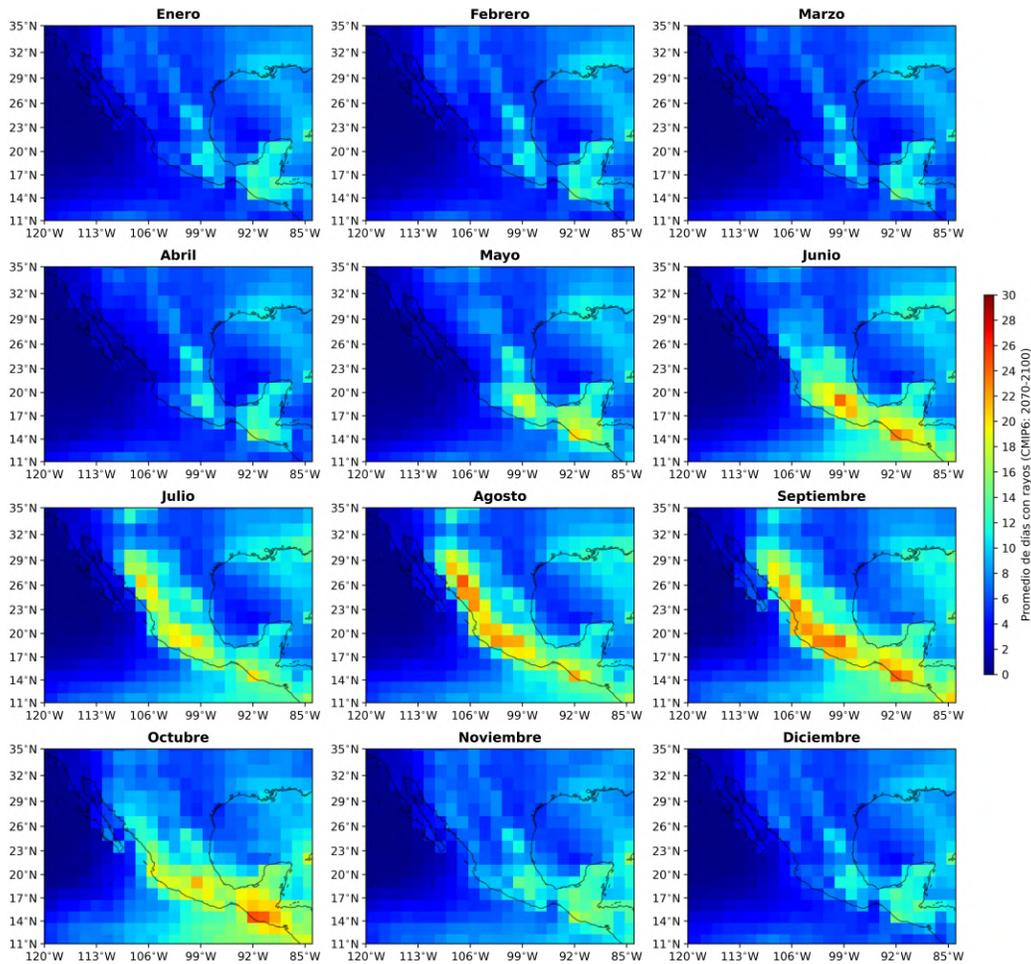


Figura 3.25: Proyección promedio de días con rayos de 2070-2100 (mensual). Promedio de los tres modelos CMIP6.

2070-2100) y lo mostrado por los datos de la WGLC (2010-2020) representado en la figura 3.5. Para ello se realizó la figura 3.26, en donde se muestra la diferencia entre el número de modelos que estiman un aumento en la densidad de rayos y el número de modelos que estiman una disminución. De esta forma, se tienen diferentes valores que van de números enteros de 3 a -3. Donde 3, con el color rojo más intenso, indica que los 3 modelos CMIP6 analizados estiman un aumento de la densidad de rayos a comparación de los datos de la WGLC, mientras que el valor de -3, es lo opuesto, indicando que los tres modelos proyectan una disminución de la densidad de rayos promedio mensual. Los otros dos casos de valores posibles, son 1 (rojo claro), el cual representa, que solo un modelo proyecta disminución de la densidad de rayos, mientras 2 modelos indican aumento. Por otro lado, tenemos el valor de -1 (azul claro), el cual significa que solo un modelo proyecta aumento de la densidad de rayos para ese punto, al mismo tiempo que dos modelos muestran lo contrario, una disminución de densidad de rayos.

En la figura 3.26 se observa un claro contraste del cómo se podría comportar la densidad de rayos en México, mostrando coincidencia entre los meses de

mayo-septiembre, al mostrar colores azul fuerte, indicando que los tres modelos CMIP6 utilizados proyectan una disminución de la densidad de rayos sobre la mayor parte continental del país y al sur de la SMS en el océano Pacífico. Contrario a esto, en los meses entre noviembre-febrero, los tres modelos proyectan de forma generalizada un aumento de la densidad de rayos, respecto a lo mostrada por la WGLC (figura 3.26). Es importante recordar que de acuerdo con Kaplan and Lau (2021) la base de datos está subestimada en cuanto a la cantidad de la densidad de rayos registrada a la que se presenta en la realidad.

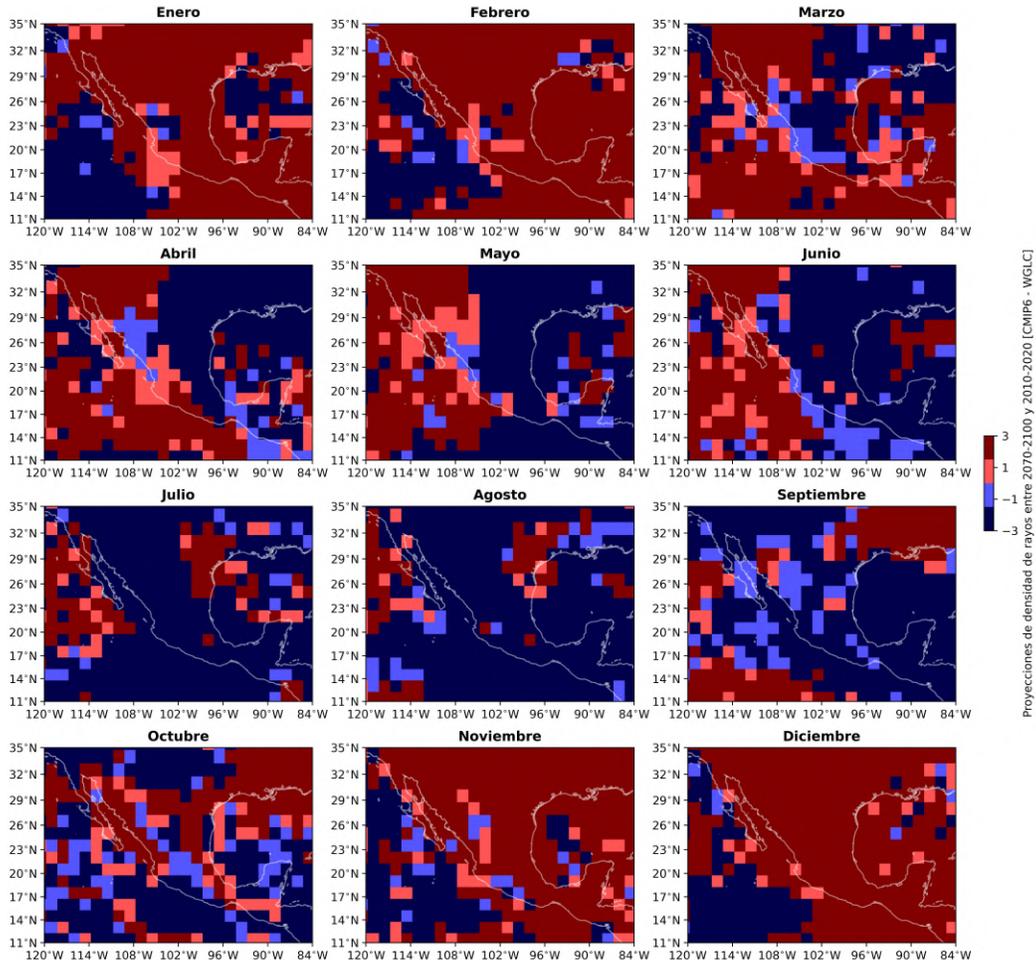


Figura 3.26: Número de modelos (CMIP6) que proyectan aumento menos el número de modelos que proyectan disminución (densidad de rayos) respecto a datos de la WGLC. Valores: todos los modelos proyectan un incremento (3), dos modelos indican un incremento y uno decremento (1), dos modelos proyectan decremento y uno incremento (-1), los tres modelos proyectan un decremento (-3).

En cuanto a los meses de marzo, abril y octubre, hay contrastes entre lo proyectado para la densidad de rayos, de acuerdo con los datos de los tres modelos CMIP6. En el mes de marzo, sobre la parte sur de la SMO, estados del occidente, meseta central y eje neovolcánico, al menos dos modelos del CMIP6, tienen escenarios de decremento de la densidad de rayos (valores de -3 y -1), en cambio, sobre el noroeste y sureste de

México, se tienen colores rojos (valores de 1, y 3) (figura 3.26). Por otra parte, para el mes de abril, hay regiones con valores de 3 y 1 en el occidente, SMS, y Península de Baja California, a diferencia de áreas en colores azul (valores de -3 y -1) sobre LA SMO, meseta central, Gran Llanura de Norteamericana, SMO<sub>r</sub> y Llanura costera del GoM. Para el mes de octubre, el patrón de proyecciones de aumento y disminución es diferente dentro de cada región de México (figura 3.26).

Sabiendo como es el comportamiento de las proyecciones de rayos con base en los datos de los modelos CMIP6 vistos en la figura 3.26, respecto a los datos de la WGLC, se calculó la media de la densidad de rayos mensual para los tres modelos y se volvió a comparar con los datos de la WGLC (2010-2020). En la figura 3.27 se muestra lo anterior mencionado, donde los valores negativos (en colores azules) indican una disminución de la densidad de rayos respecto a la WGLC, llegando a diferencias de cercanas o superiores a 1 ( $\sim 10$  strokes  $\text{km}^{-2}$  día $^{-1}$ ) en zonas al sur del GoM, Istmo y occidente de México, entre los meses de julio-septiembre. Por otro lado, para el rango de meses entre noviembre-febrero, se presentan colores en tonos rojos (positivos), indicando un aumento de la densidad de rayos en diferentes regiones de México y sur del océano Pacífico (figura 3.27).

Para las proyecciones de número de días con rayos, se realizó un análisis igual al realizado con la densidad de rayos, donde se puede apreciar los puntos de la región de estudio donde los modelos proyectan un descenso o incremento de días con rayos, y el promedio de todos los modelos CMIP6 comparada con los días con rayos (2010-2020) variable construida con base en los datos de la densidad de rayos de la WGLC. En la figura 3.28, se observan valores de -3 y -1 (tonos azul) en prácticamente todo el continente de México, desde el mes de junio-septiembre, excepto que para los meses de mayo y junio, donde en regiones del noroeste, como: la Península de Baja California, el estado de Sonora y Chihuahua, se aprecian tonos rojos (valores de 3 y 1) indicando un incremento de número de días con rayos. Ahora bien, el periodo de meses entre noviembre-febrero, todo México está cubierto con valores de 3 y 1, denotando proyecciones de incrementos en días con rayos (figura 3.28).

Finalmente, la figura 3.29 señala un mejor contraste entre los meses de la temporada seca y húmeda en México, comparado con la figura 3.27 como su análoga para la densidad de rayos. Para los meses entre junio-septiembre, se obtuvieron diferencias de hasta una disminución de 18 o más días con rayos en prácticamente todo el territorio Mexicano, tanto en el continente como el océano Pacífico y GoM.

Para el período de meses entre noviembre-marzo se tienen valores positivos (rojos) indicando un aumento de días con rayos, de acuerdo con la diferencia entre los datos de ERA5 y del promedio de todos los modelos CMIP6, llegando una diferencia calculada superior a los 10 días en regiones de la Llanura costera del Golfo sur y la Península de Yucatán (figura 3.29).

Otros meses, muestran más contraste entre los escenarios de menos o más días con rayos, respecto a los datos de días con rayos (2010-2020). Por ejemplo, los meses de abril y octubre muestran un panorama de menos días con rayos para el noreste y centro de México, así como el estado de Chiapas, al contrario del noroeste, Península de Baja California y SMS. Sobre el SMS y al sur de esta, y al este de la Península de Yucatán, se muestran una diferencia negativa que va de 4 a 6 días con menos rayos,

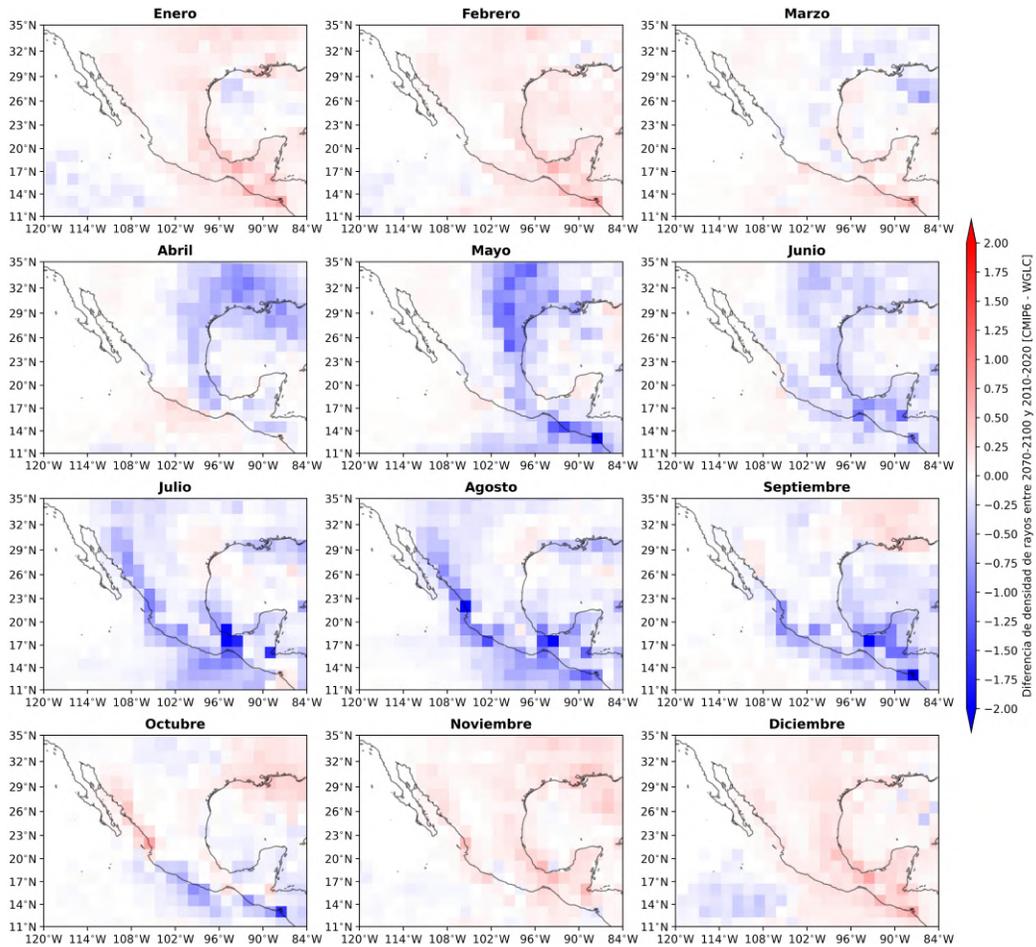


Figura 3.27: Promedio de proyecciones de densidad de rayos de los modelos CMIP6 (2070-2100) y de la WGLC (2010-2020). Unidades de  $\text{strokes km}^{-2} \text{ día}^{-1}$ .

en contraste con el resto de México (valores positivos, mostrando incremento de días con rayos) (figura 3.27).

Se puede decir que hay dos periodos marcados en México, donde se muestran panoramas de proyecciones de disminución y aumento de la densidad de rayos, y días con rayos. Asimismo, hay meses entre la temporada seca y húmeda (transición) que muestran contrastes de incremento y decremento de la actividad eléctrica variado en diferentes regiones de México (figura 3.27 y figura 3.29). Todo lo anterior correlacionado con el comportamiento de la precipitación de los modelos de CMIP6.

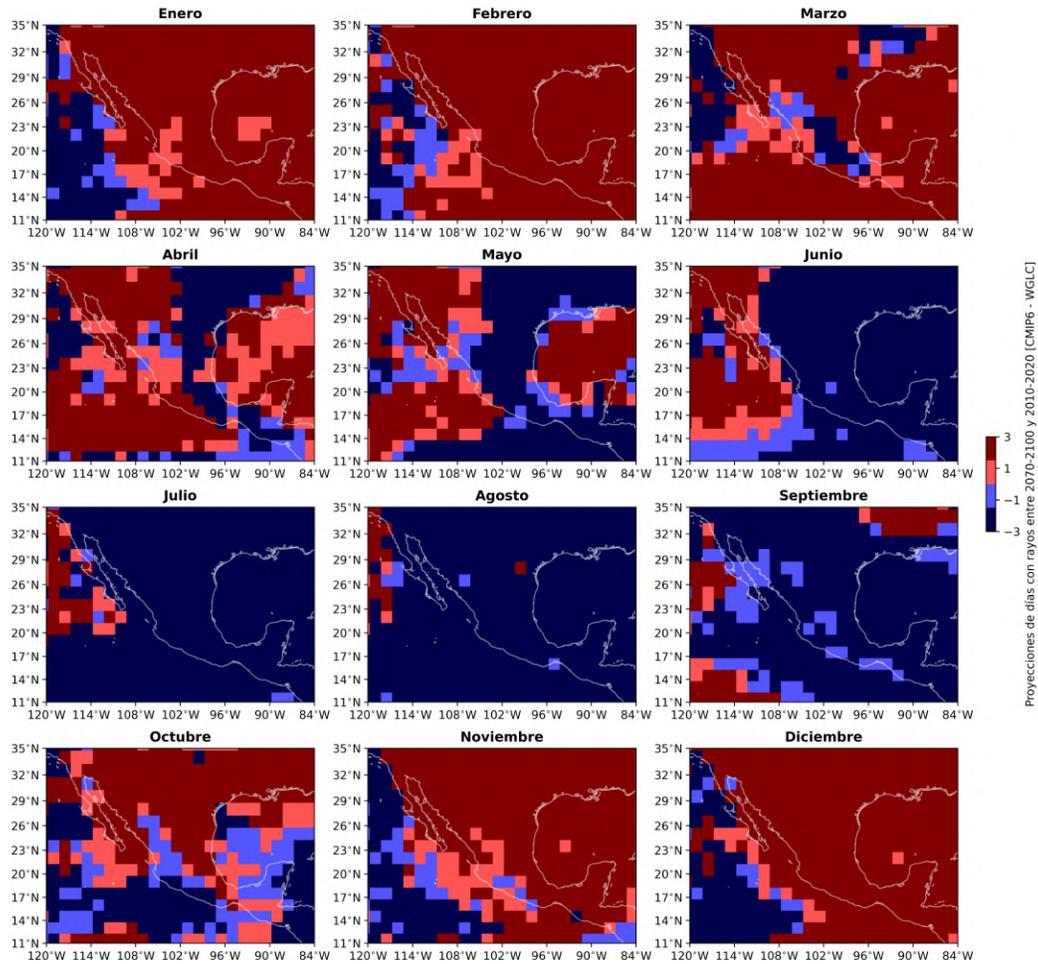


Figura 3.28: Número de modelos (CMIP6) que proyectan aumento menos el número de modelos que proyectan disminución (días con rayos) respecto a datos de la WGLC. Valores: todos los modelos proyectan un incremento (3), dos modelos indican un incremento y uno decremento (1), dos modelos proyectan decremento y uno incremento (-1), los tres modelos proyectan un decremento (-3).

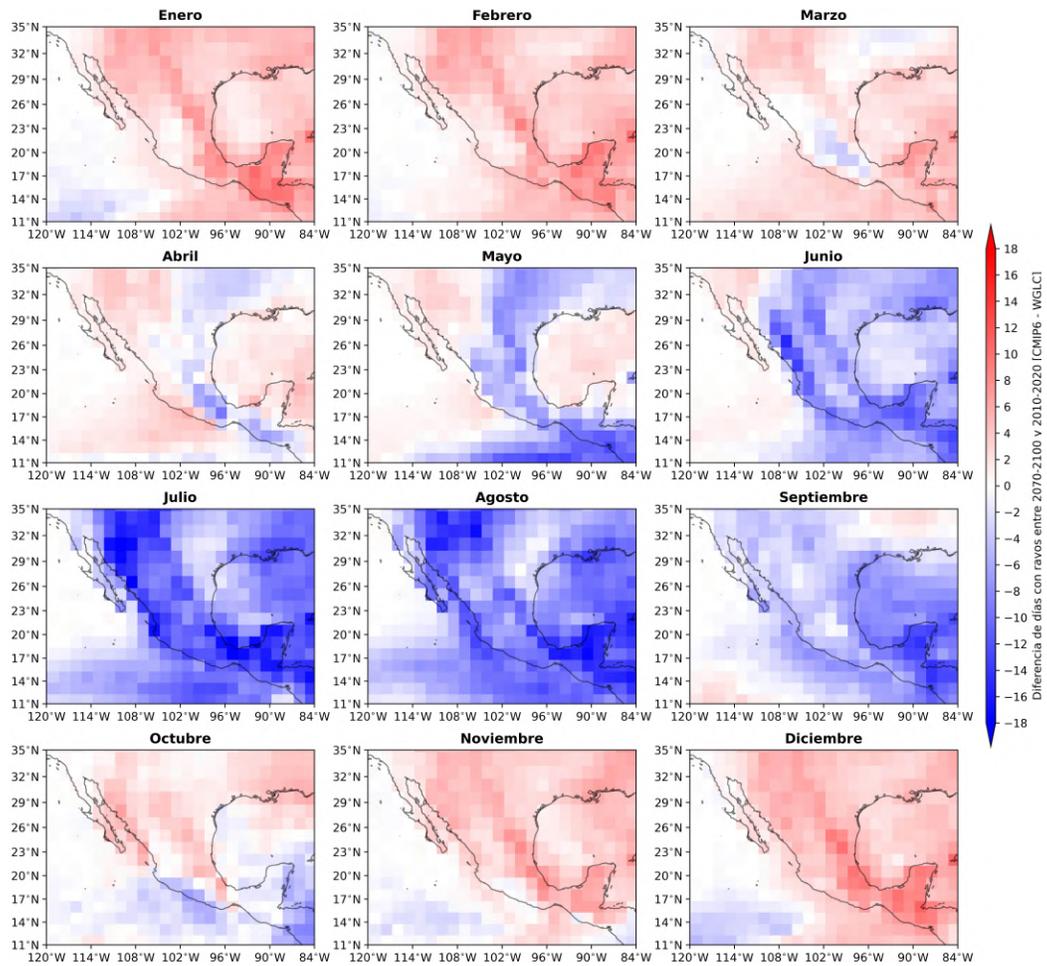


Figura 3.29: Promedio de proyecciones de días con rayos de los modelos CMIP6 (2070-2100) y de la WGLC (2010-2020).

## 4 CONCLUSIONES

El estudio del fenómeno de la actividad eléctrica es fundamental debido a las implicaciones que puede tener en diferentes sectores, como la industria, ganadería y agricultura (en especial los rayos de tipo nube-tierra) (Wilches-Chaux, 1993). Asimismo, el rol que juega en el número de muertes asociadas, e inició de incendios forestales (Bond and Keeley, 2005; Pausas and Keeley, 2009; Raga et al., 2014, 2015). Del mismo modo, la actividad eléctrica tiene influencia en la composición química atmosférica, y funciona como un indicador del cambio climático (Price, 2000; Levy II et al., 1996; Grewe, 2007; Schumann and Huntrieser, 2007). En México, los rayos son un fenómeno poco estudiado, ya que hay una limitante de datos observacionales disponibles. Dada la importancia de este fenómeno, se hace fundamental estudiarlo en México, para comprender sus relaciones con otras variables meteorológicas y el cambio climático.

Para el periodo histórico, se observó que de los tres modelos climáticos CMIP6 usados en este trabajo, el modelo CESM2-WACCM, es el que mejor logra representar a la precipitación en este periodo (1980-2014), seguido por el modelo ACCESS-ESM1-5, y siendo el modelo MPI-ESM1-2-LR el peor de los tres. Lo anterior se concluye de los diagramas de Taylor obtenidos donde se comparó datos de los modelos CMIP6 y de ERA5 en este mismo rango de tiempo.

Los modelos CMIP6, considerando sus datos históricos, lograron representar la precipitación (respecto a ERA5) mejor en algunas regiones a diferencias de otras, entre estas, las que más resaltan son donde al menos dos modelos sobrestimaron esta variable (en la mayoría de los meses), por ejemplo: en el centro, occidente, la parte central o mesa del centro, y en el océano pacífico. Mientras que las principales áreas donde al menos dos modelos subestimaron la precipitación (en la mayoría de los meses) fueron en el GoM, Península de Yucatán, noreste y estados del sur de México (sur del GoM y Golfo e Istmo de Tehuantepec).

Por otro lado, para la variable CAPE, los tres modelos no logran representar de buena manera esta variable para la región de estudio, de acuerdo con la comparación realizada de los datos históricos de los modelos con los históricos de reanálisis ERA5 mostrada en los diagramas de Taylor correspondientes.

Tomando en cuenta a la precipitación como la segunda variable fundamental de este trabajo, se encontró que posee correlación positiva significativa de los valores de precipitación de ERA5 con los valores de densidad de rayos y días con rayos estimados de la base de datos de rayos WGLC para el periodo reciente (2010-2020), principalmente para la porción noreste y occidental de México (contrastando con

resultados análogos obtenidos para la variable CAPE, incluso para la parametrización propuesta del producto de CAPE y precipitación). Por lo anterior se considera que la precipitación podría estar relacionada de forma importante con la actividad eléctrica en estas regiones de alta correlación. Hay que recordar, que dichas áreas de México, se caracterizan por sistemas orográficos de gran altitud, por ejemplo: la SMO y SMS.

Adicionalmente, a lo obtenido con la variable de precipitación, se calculó el correspondiente análisis de correlación con el número de días con eventos extremos de precipitación (2010-2020) y la actividad de rayos, cuyos resultados mostraron las más altas correlaciones positivas para las regiones del océano Pacífico, así como en el noroeste y occidente de México; mientras, que correlaciones negativas al norte del GoM y en la ITCZ del Pacífico. Lo anterior, ayuda a respaldar la hipótesis de que la precipitación sería un buen parámetro para representar la actividad de rayos en los modelos que se usan para ver proyecciones de escenarios de cambio climático, puesto a que ninguno de estos modelos posee actualmente proyecciones de la actividad eléctrica.

En cuanto a las proyecciones de los modelos climáticos, los tres modelos CMIP6 usados coinciden en sus proyecciones de precipitación, al mostrar que habría una disminución de la precipitación en gran parte de la temporada húmeda o de lluvias de México (junio-septiembre), en gran parte del territorio mexicano, tanto en continente como en océanos. Por otro lado, se muestran aumentos de precipitación en algunas áreas de México en el mes octubre, sin embargo, de una magnitud menor comparada con la disminución de la precipitación generalizada que se ha mencionado (comparado con datos de reanálisis de ERA5 de la época reciente).

Teniendo en cuenta el comportamiento de las proyecciones de la precipitación de los modelos de CMIP6 para finales del siglo XXI, la forma en que representan la precipitación para México en el período histórico, y el modelo propuesto de regresión lineal para la actividad eléctrica, es que se calcularon proyecciones de la actividad eléctrica para el escenario SSP5-8.5 en México, el cual constituye el escenario más pesimista.

Como se describió anteriormente, se debe remarcar que los principales meses donde los modelos climáticos proyectan un decremento de la precipitación, especialmente entre mayo y septiembre, y se observa de forma generalizada en todo el territorio mexicano (comparado respecto a los datos de ERA5 del periodo histórico). Por lo tanto, después de llevar a cabo la regresión lineal, resultó que para finales del siglo XXI se observan disminuciones de entre 1-2 strokes  $\text{km}^{-2} \text{año}^{-1}$  de densidad de rayos; o disminuciones de 18 o más días en los días con rayos.

En contraparte, la escenarios de precipitación a finales del siglo XXI mostraron un aumentos de esta variable en meses de seca o de invierno, y por lo tanto, la regresión lineal para la proyección de la actividad eléctrica dio como resultado futuros incrementos en los mismos meses meses de forma general para México del orden de 0.5 y 0.75 strokes  $\text{km}^{-2} \text{año}^{-1}$ ) de densidad de rayos, y de 6 a 10 días con más rayos, sin embargo, estas magnitudes son menores comparadas con los rangos de valores obtenido de disminución de la actividad eléctrica en meses de verano.

Finalmente, una variable fundamental en el análisis de datos a lo largo de este trabajo fue la creación de la variable Días con rayos, la cual tuvo un comportamiento

similar a la densidad de rayos, pero los valores de correlación fueron mejor definidos en las regiones donde se obtuvieron valores de correlación estadísticamente significativos, además de mostrar mejor los contrastes de la actividad eléctrica entre las regiones de México del 2010-2020. Lo anterior ayudó a contrarrestar las deficiencias o sesgos que vienen inherentes a la base de datos de densidad de rayos de la WGLC.

## 4.1. Trabajo futuro

Este trabajo es un primer paso en el estudio de los cambios de la actividad de rayos bajo escenarios de cambio climático en México. Con base en los resultados y conclusiones obtenidos, y considerando ampliar el conocimiento de la actividad eléctrica para México, se propone realizar el análisis de correlaciones y parametrizaciones para otras variables meteorológicas disponibles, tanto en datos de reanálisis ERA5 y de los modelos dentro de la CMIP6, por ejemplo: radiación de onda larga saliente (OLR), contenido de hielo en nubes, contenido de agua condensada y vapor de agua. Asimismo, realizarlo para una amplia gama de modelos disponibles en la CMIP6.

Todo lo anterior ayudaría a poder observar el desempeño de varios modelos climáticos para poder representar dichas variables sobre México, y describir los mejores para esta región del mundo. De igual manera, proporcionaría una mejor parametrización para los escenarios futuros de la actividad eléctrica bajo diferentes escenarios de cambio climático.

# A CAPE

La Energía potencial disponible para la convección (CAPE) es la medida de la cantidad de energía disponible que se liberaría en la convección, y que está directamente relacionada con la velocidad máxima potencial de una corriente ascendente dentro de una tormenta (Cerón Hernández and Domínguez, 2020). Tal relación se expresa con la ecuación (A.1):

$$V_{\text{máx}} = \sqrt{2 * \text{CAPE}} \quad (\text{A.1})$$

En donde CAPE está dado en unidades de  $\text{J kg}^{-1}$  y  $V_{\text{máx}}$  está en unidades de  $\text{m s}^{-1}$ . De manera gráfica, CAPE puede obtenerse de los termodiagramas como el diagrama oblicuo T - Log p, donde el área sombreada entre las líneas de temperatura ambiente (línea roja) y la línea de la adiabática saturada (representa la temperatura potencial equivalente constante) que se extienden desde el nivel de convección libre (NCL o LFC) hasta el nivel de equilibrio (NE o EL) (figura A.1)

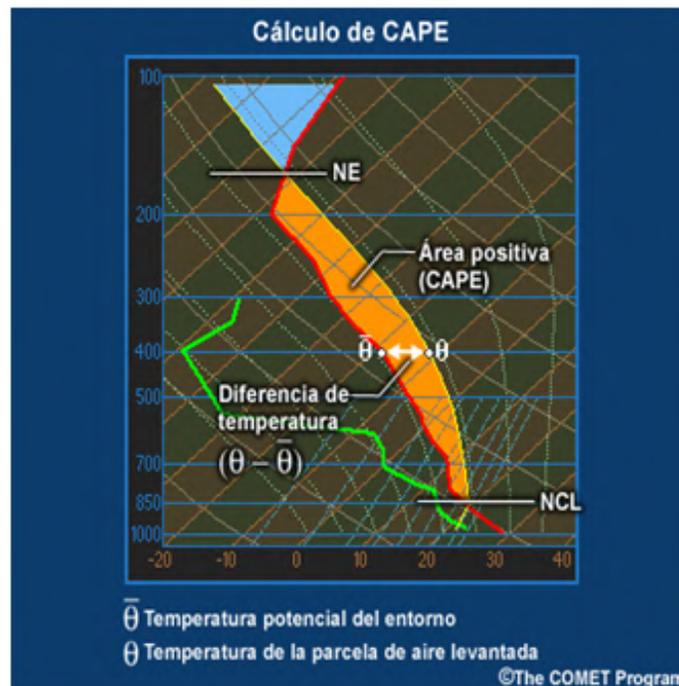


Figura A.1: Representación gráfica de CAPE en el termodiagrama. Fuente: The COMET Program

Una fórmula usada para calcular la CAPE, es la ecuación (A.2):

$$CAPE = R_d \int_{EL}^{LFC} (T'_v - T_v) d \ln p \quad (A.2)$$

Donde  $p$  es la presión,  $R_d$  es la constante de gases para 1 kg de aire seco, EL es el nivel de equilibrio, LFC es el nivel de condensación por ascenso,  $T'_v$  es la temperatura virtual de la parcela de aire y  $T_v$  la temperatura virtual del ambiente (Wallace and Hobbs, 2006).

El valor de la CAPE indica la cantidad de energía de empuje hidrostático disponible conforme una parcela de aire se acelera hacia arriba, es decir, puede ser un indicador del tipo de inestabilidad que existe en la atmósfera y se expresa en Julio por kilogramo (J/kg). En la Tabla A.1 se correlaciona los valores de la CAPE con la estabilidad atmosférica en términos generales, donde a un mayor valor, el potencial de convección es fuerte y quizás severa (The COMET Program).

Tabla A.1: Valores de CAPE (J/kg) asociados a tipos de inestabilidades en la atmósfera

Valor de la CAPE	Estabilidad atmosférica
0	Estable
0-1000	Marginalmente inestable
1000-2500	Moderadamente inestable
2500-3500	Muy inestable
>3500	Extremadamente inestable

## B Período de 1980-2014

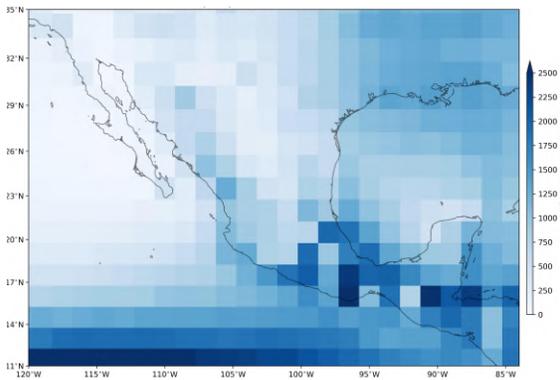


Figura B.1: Precipitación anual promedio de 1980-2014. ERA5

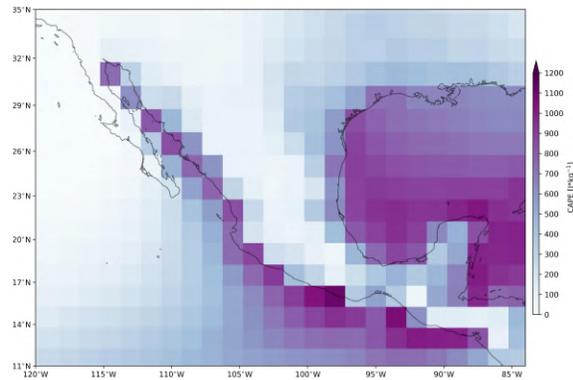


Figura B.3: CAPE anual promedio de 1980-2014. ERA5

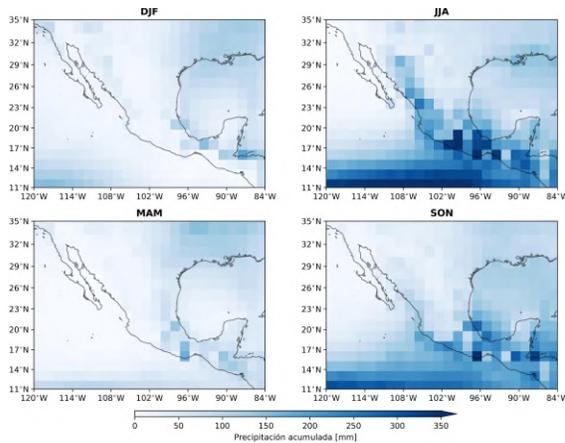


Figura B.2: Precipitación estacional promedio de 1980-2014. ERA5

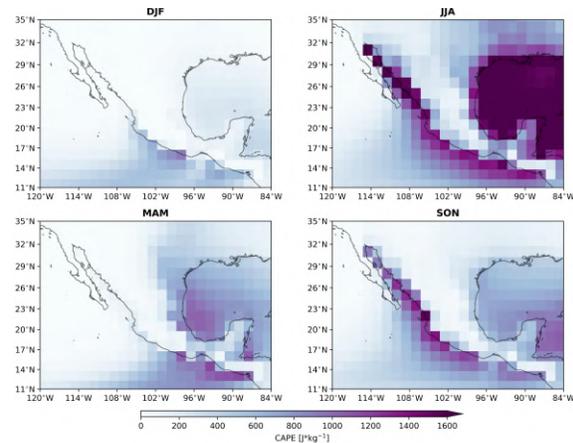


Figura B.4: CAPE estacional promedio de 1980-2014. ERA5

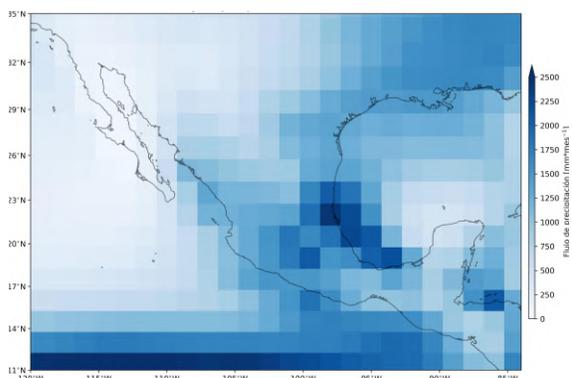


Figura B.5: Precipitación anual promedio de 1980-2014. ACCESS-ESM1-5

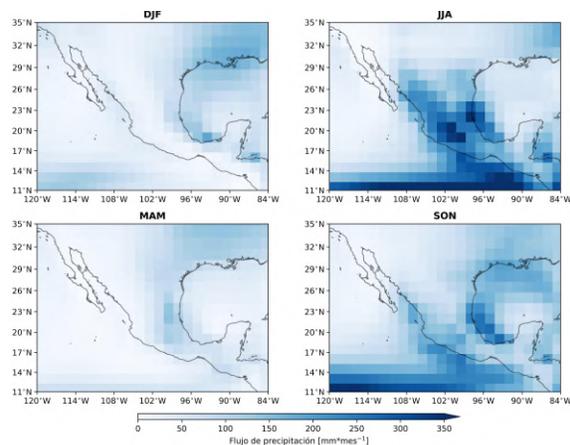


Figura B.6: Precipitación estacional promedio de 1980-2014. ACCESS-ESM1-5

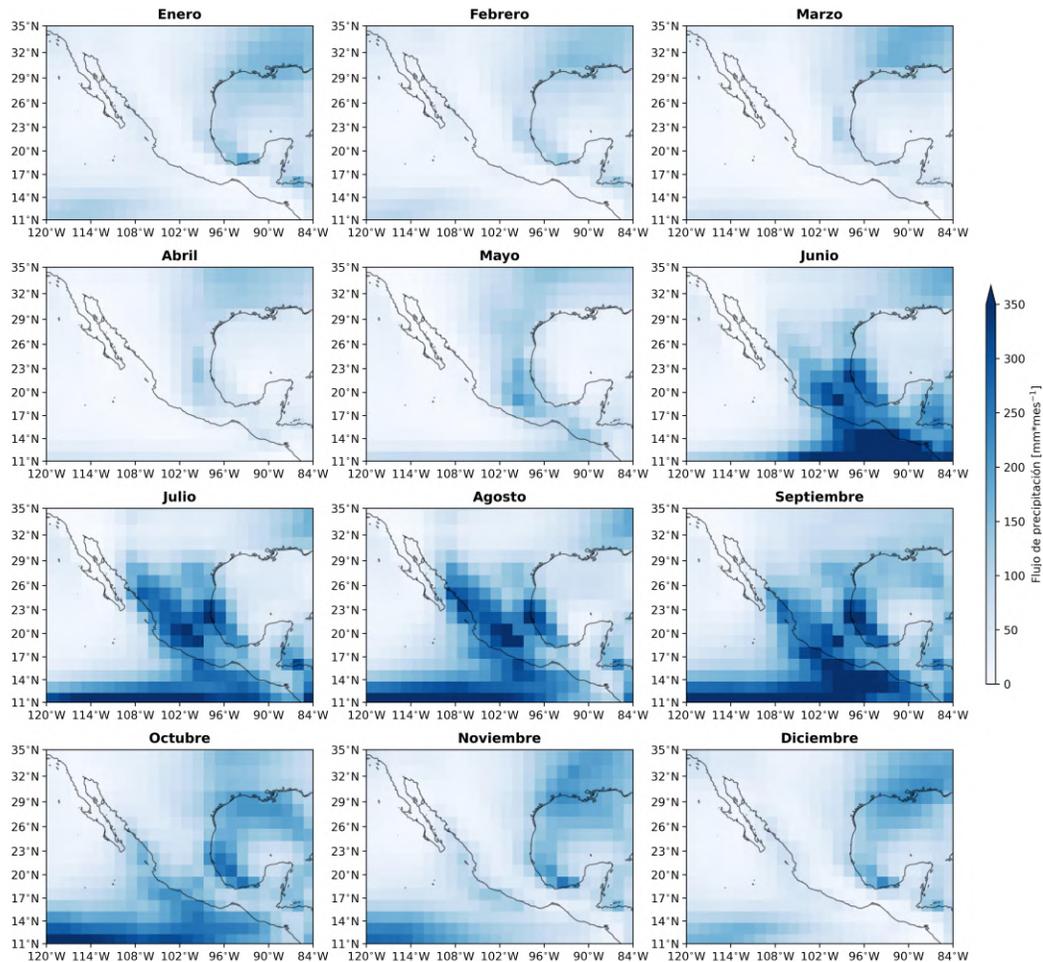


Figura B.7: Precipitación mensual promedio de 1980-2014. ACCESS-ESM1-5

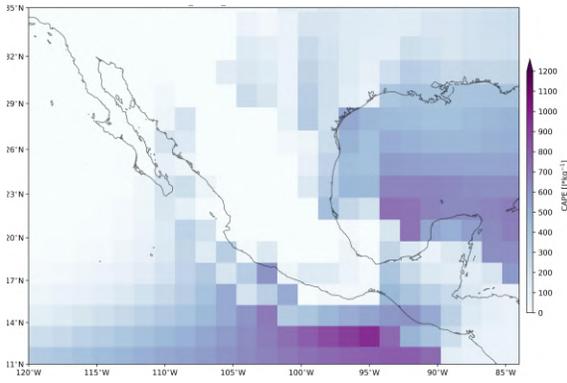


Figura B.8: CAPE anual promedio de 1980-2014. ACCESS-ESM1-5

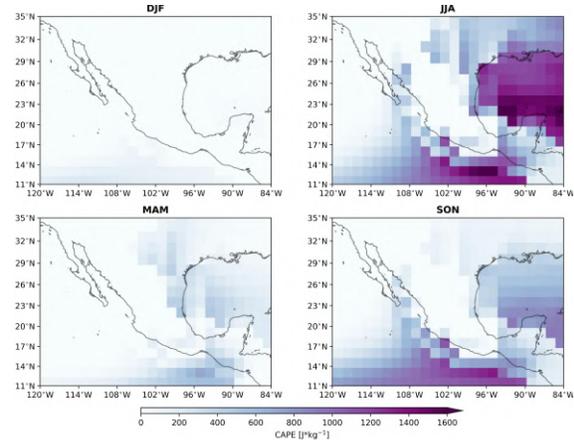


Figura B.9: CAPE estacional promedio de 1980-2014. ACCESS-ESM1-5

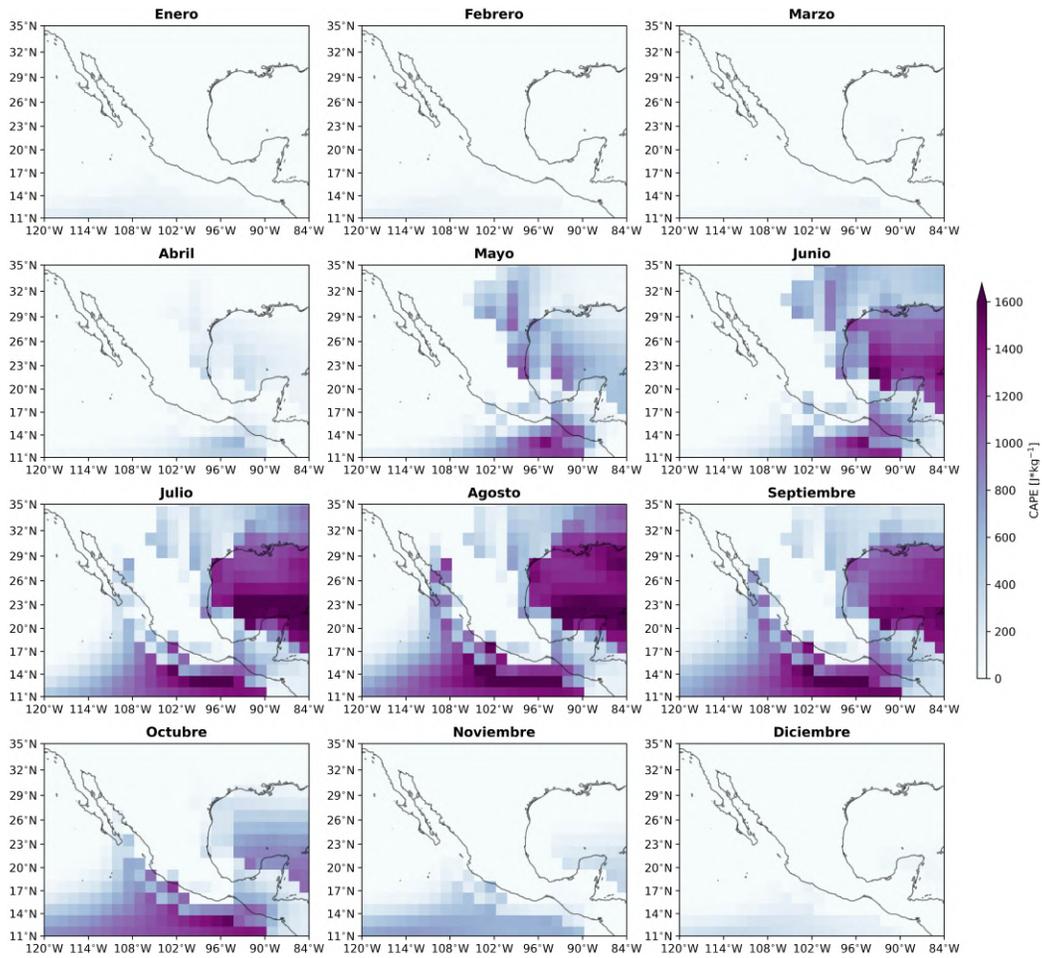


Figura B.10: CAPE mensual promedio de 1980-2014. ACCESS-ESM1-5

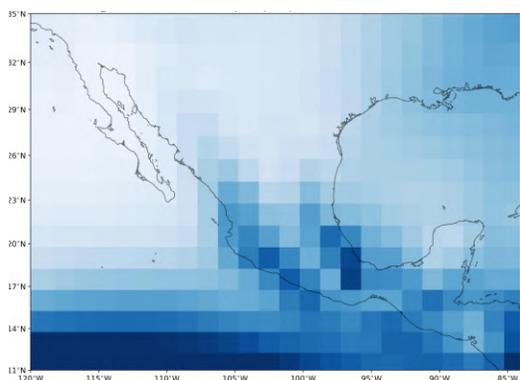


Figura B.11: Precipitación anual promedio de 1980-2014. CESM2-WACCM

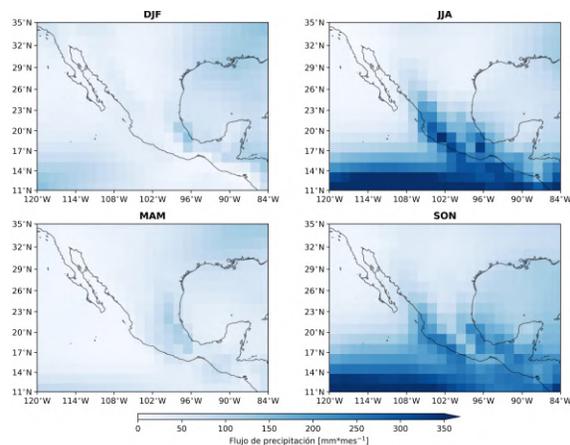


Figura B.12: Precipitación estacional promedio de 1980-2014. CESM2-WACCM

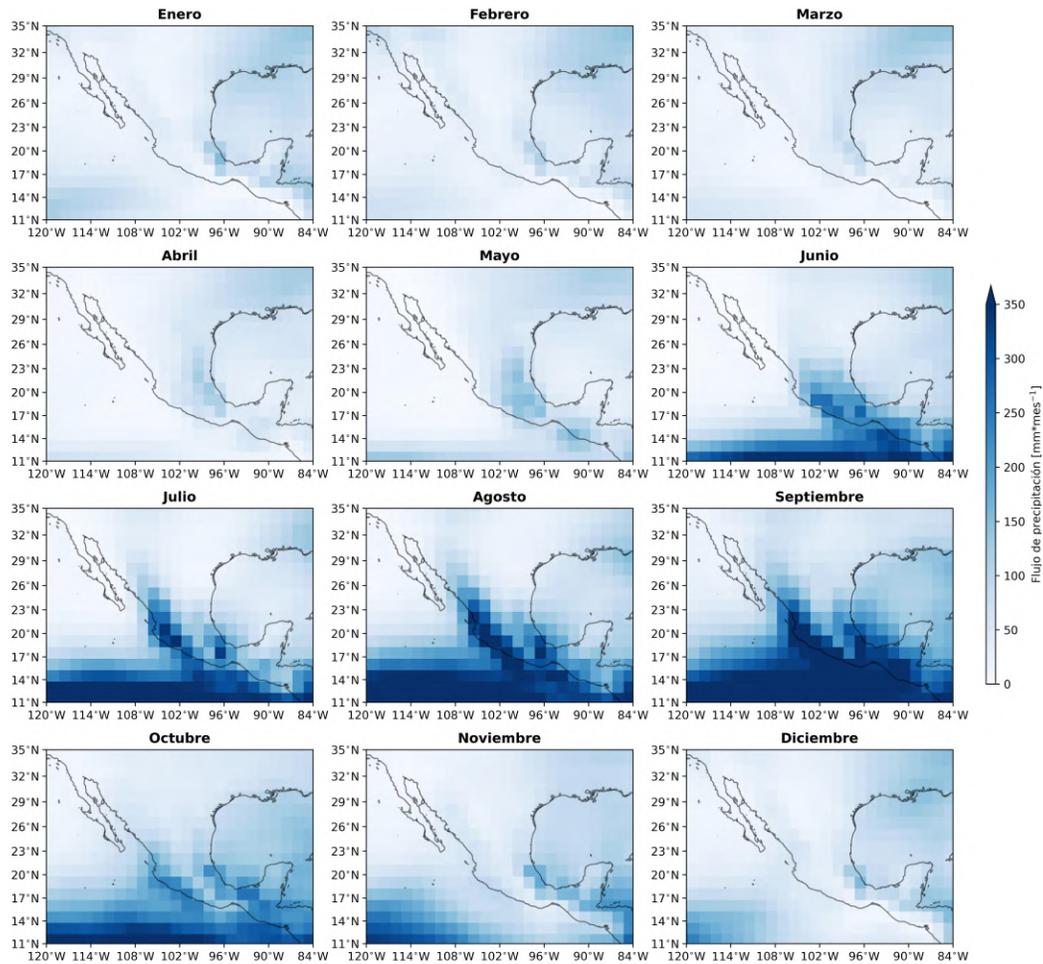


Figura B.13: Precipitación mensual promedio de 1980-2014. CESM2-WACCM

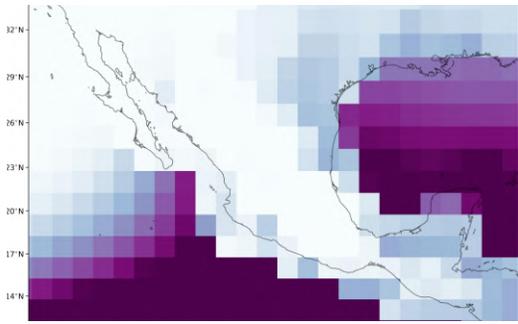


Figura B.14: CAPE anual promedio de 1980-2014. CESM2-WACCM

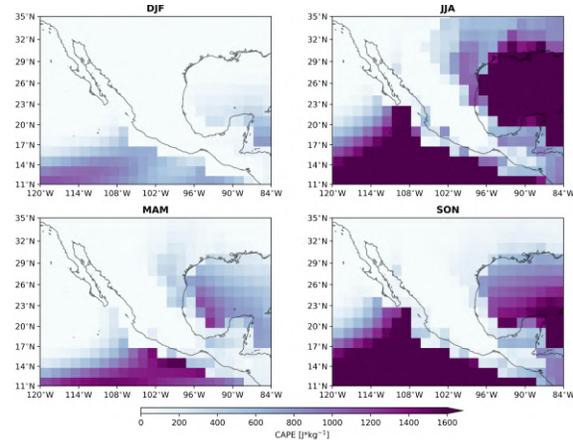


Figura B.15: CAPE estacional promedio de 1980-2014. CESM2-WACCM

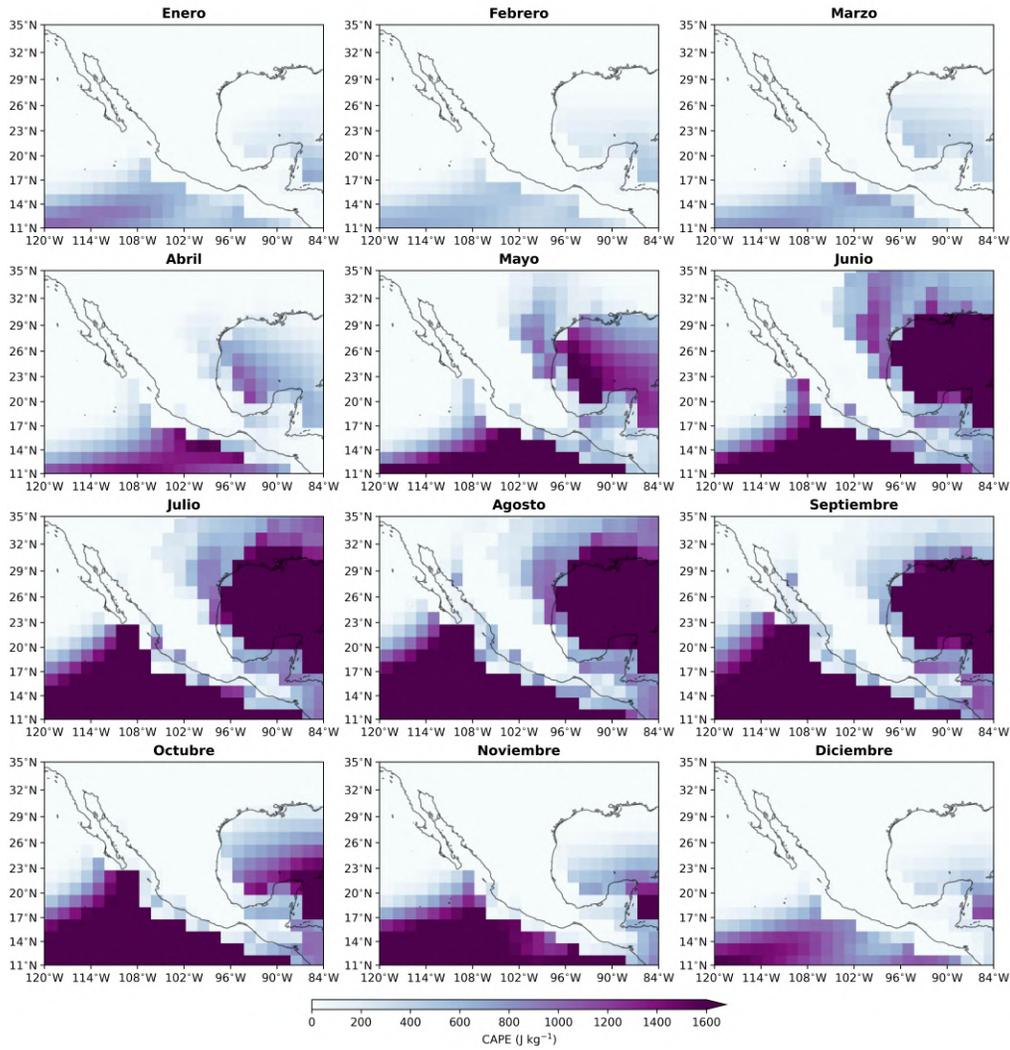


Figura B.16: CAPE mensual promedio de 1980-2014. CESM2-WACCM

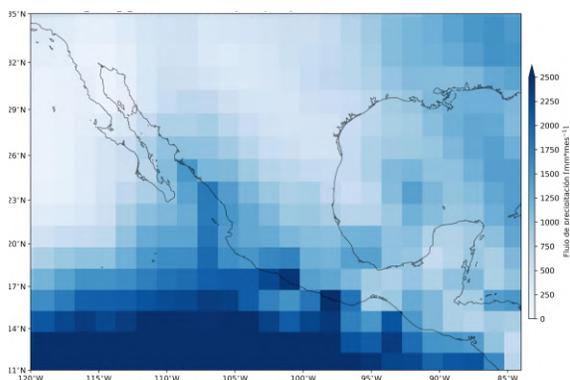


Figura B.17: Precipitación anual promedio de 1980-2014. MPI-ESM1-2-LR

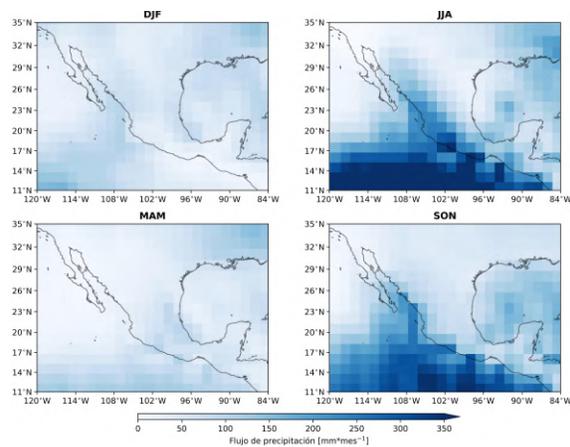


Figura B.18: Precipitación estacional promedio de 1980-2014. MPI-ESM1-2-LR

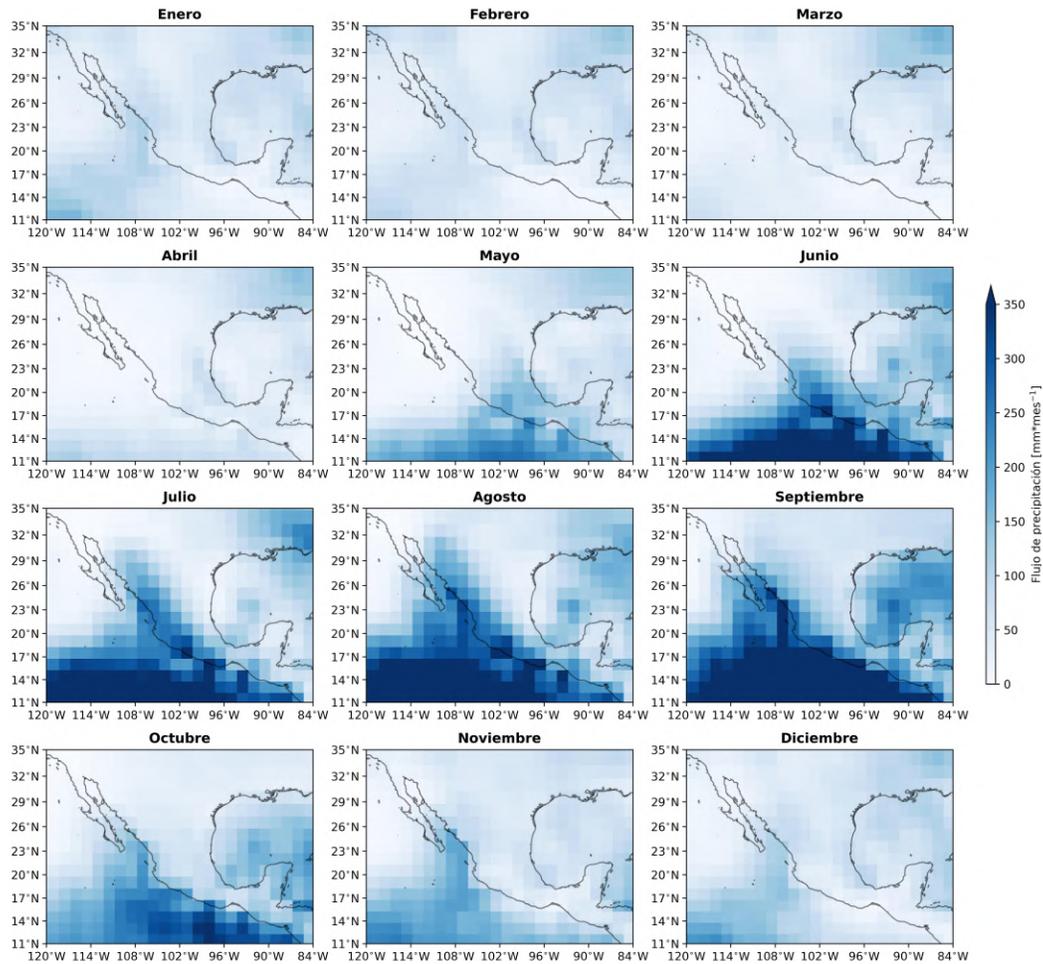


Figura B.19: Precipitación mensual promedio de 1980-2014. MPI-ESM1-2-LR

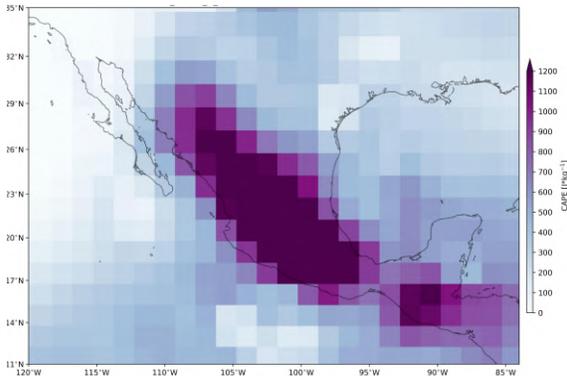


Figura B.20: CAPE anual promedio de 1980-2014. MPI-ESM1-2-LR

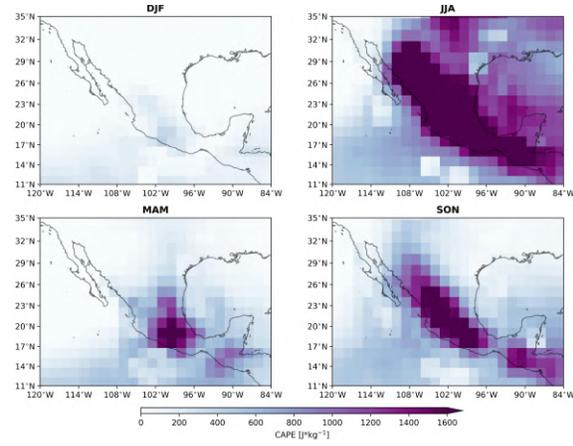


Figura B.21: CAPE estacional promedio de 1980-2014. MPI-ESM1-2-LR

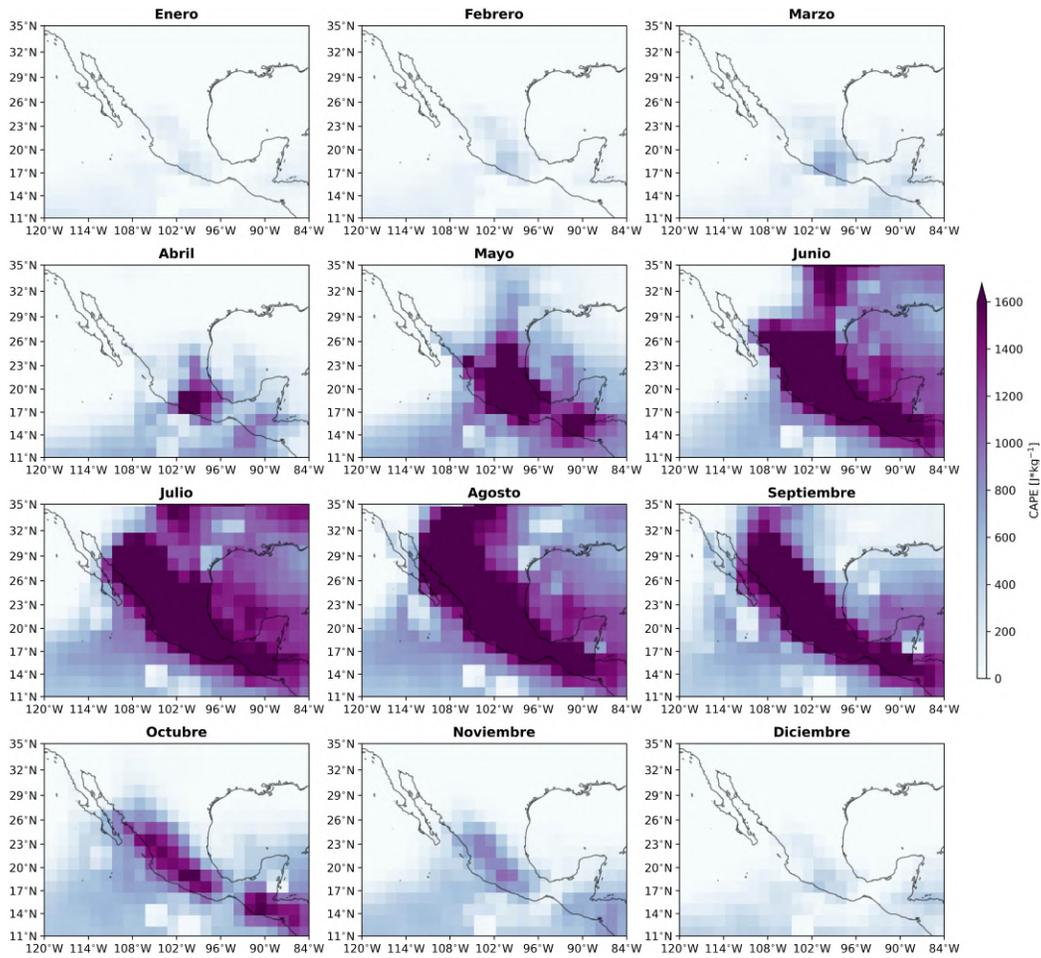


Figura B.22: CAPE mensual promedio de 1980-2014. MPI-ESM1-2-LR

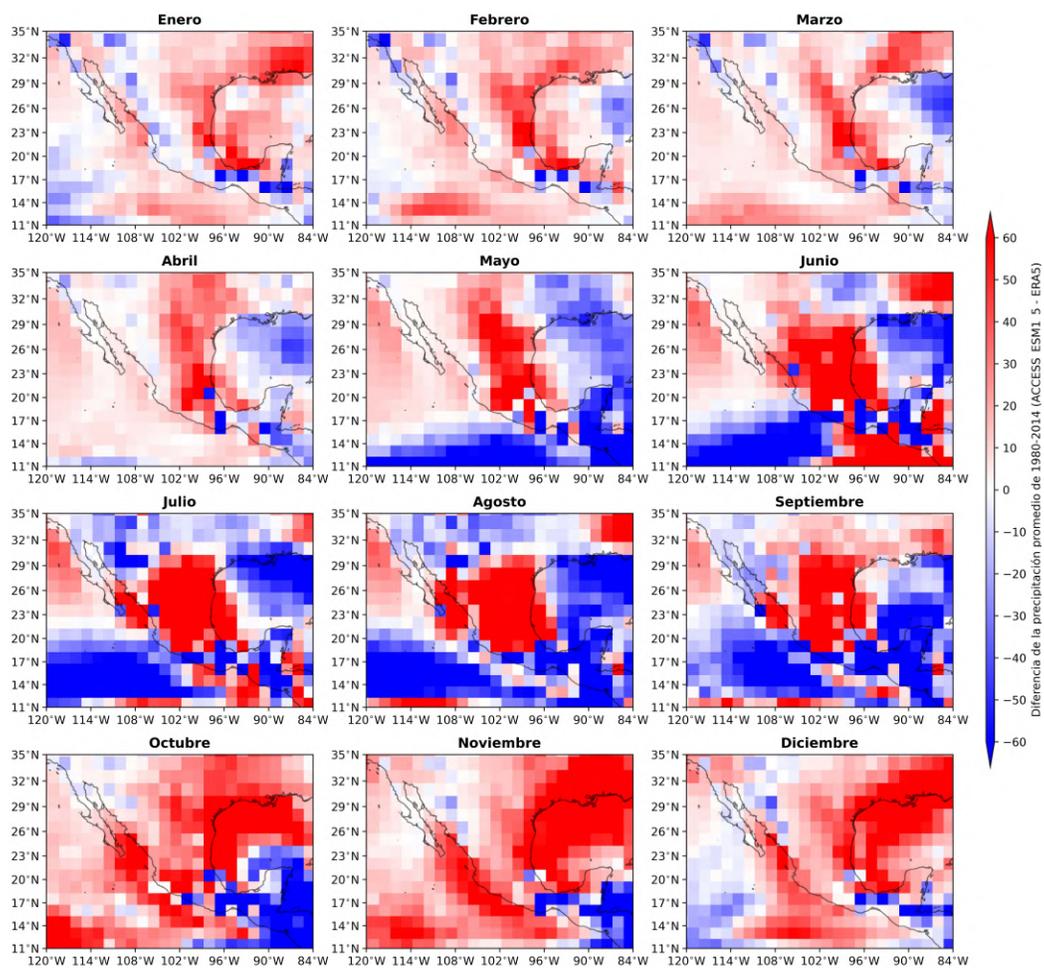


Figura B.23: Diferencia de precipitación estacional de 1980-2014. (ACCESS-ESM1-5 y ERA5)

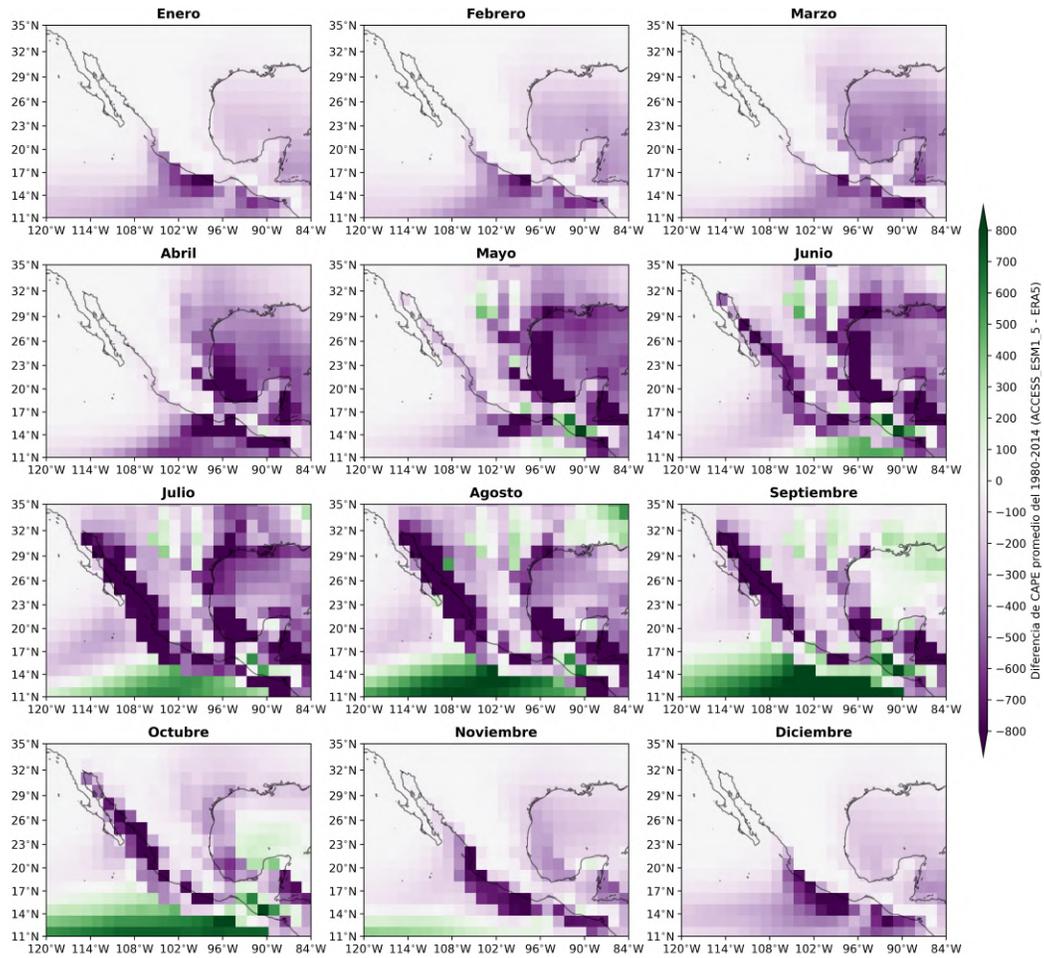


Figura B.24: Diferencia de CAPE estacional de 1980-2014. (ACCESS-ESM1-5 y ERA5)

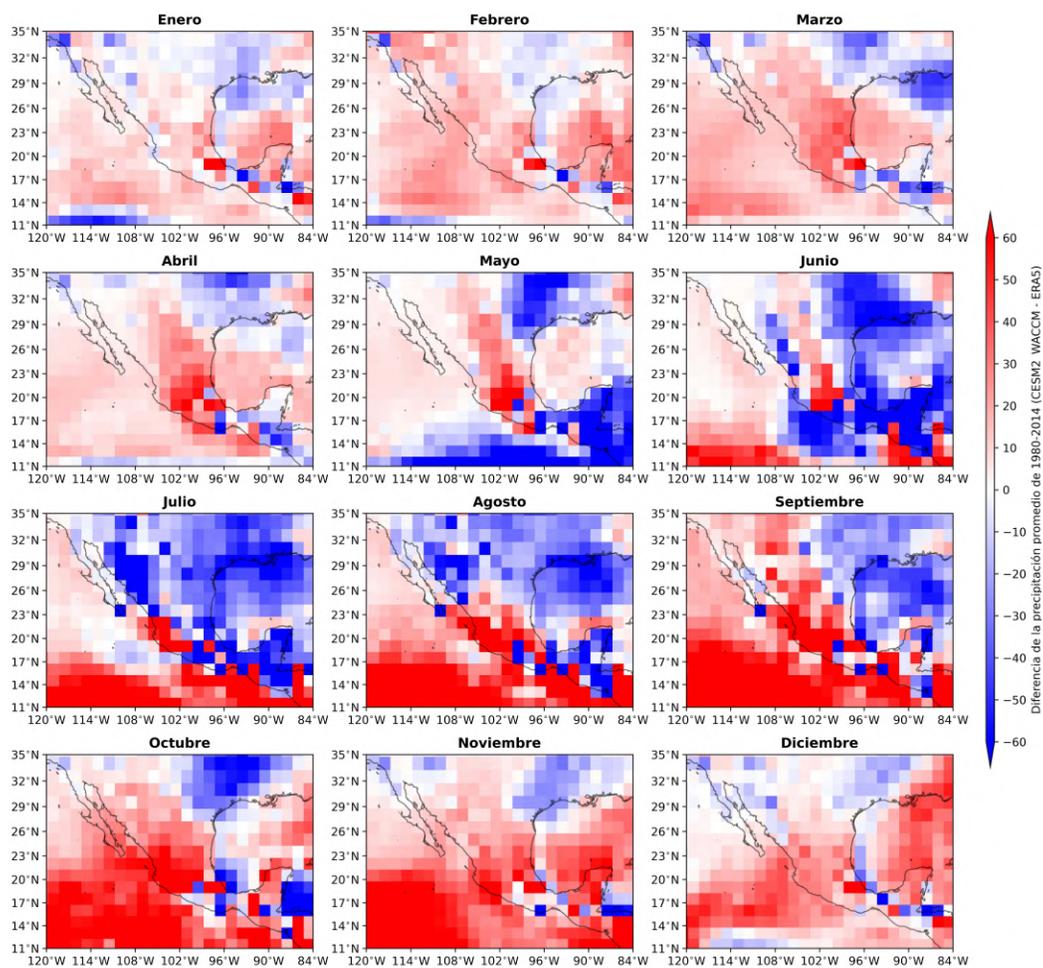


Figura B.25: Diferencia de precipitación estacional de 1980-2014. (CESM2-WACCM y ERA5)

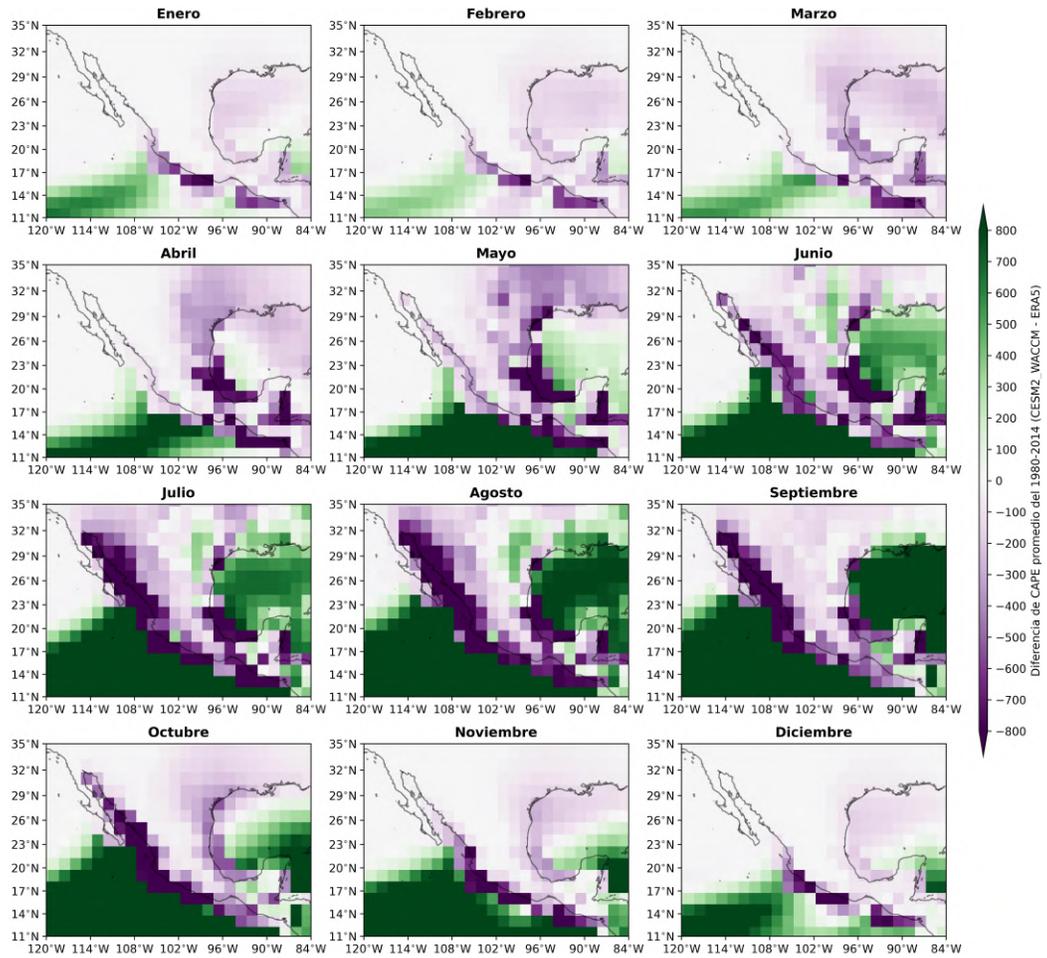


Figura B.26: Diferencia de CAPE estacional de 1980-2014. (CESM2-WACCM y ERA5)

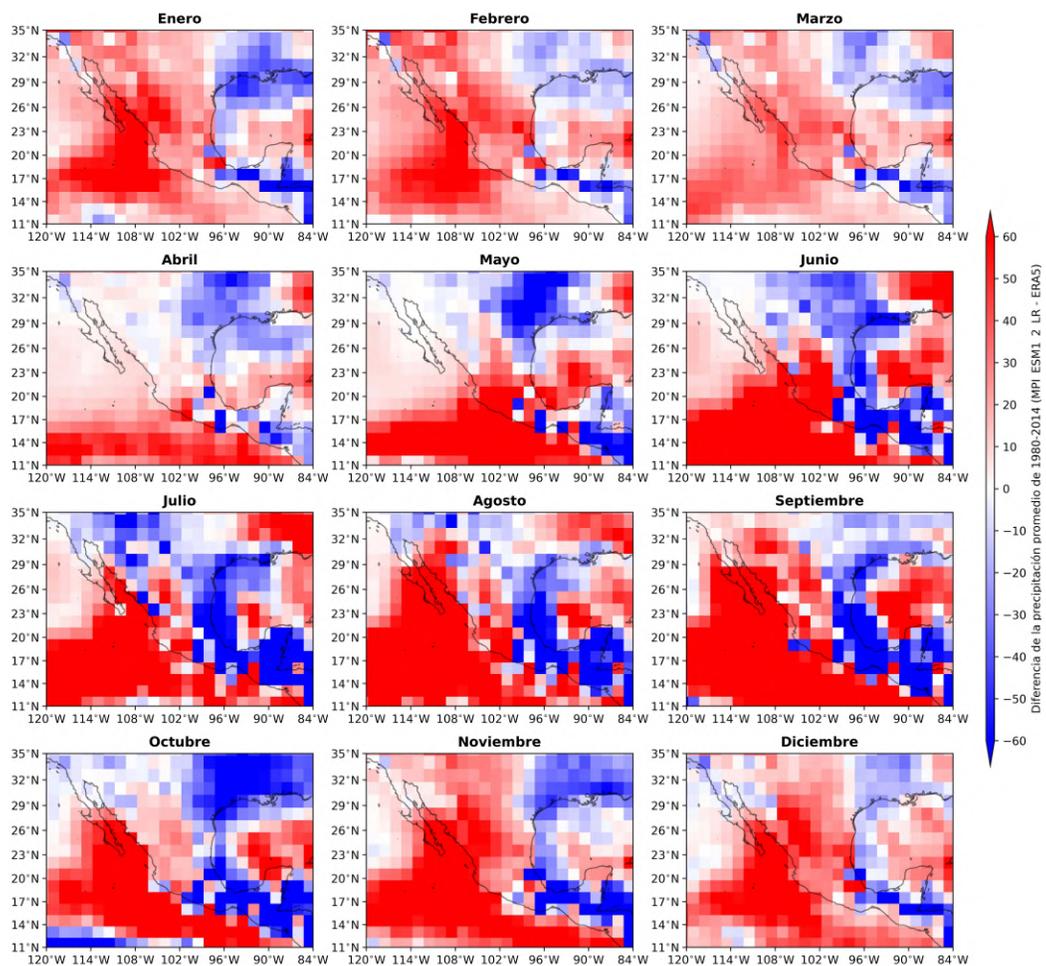


Figura B.27: Diferencia de precipitación estacional de 1980-2014. (MPI-ESM1-2-LR y ERA5)

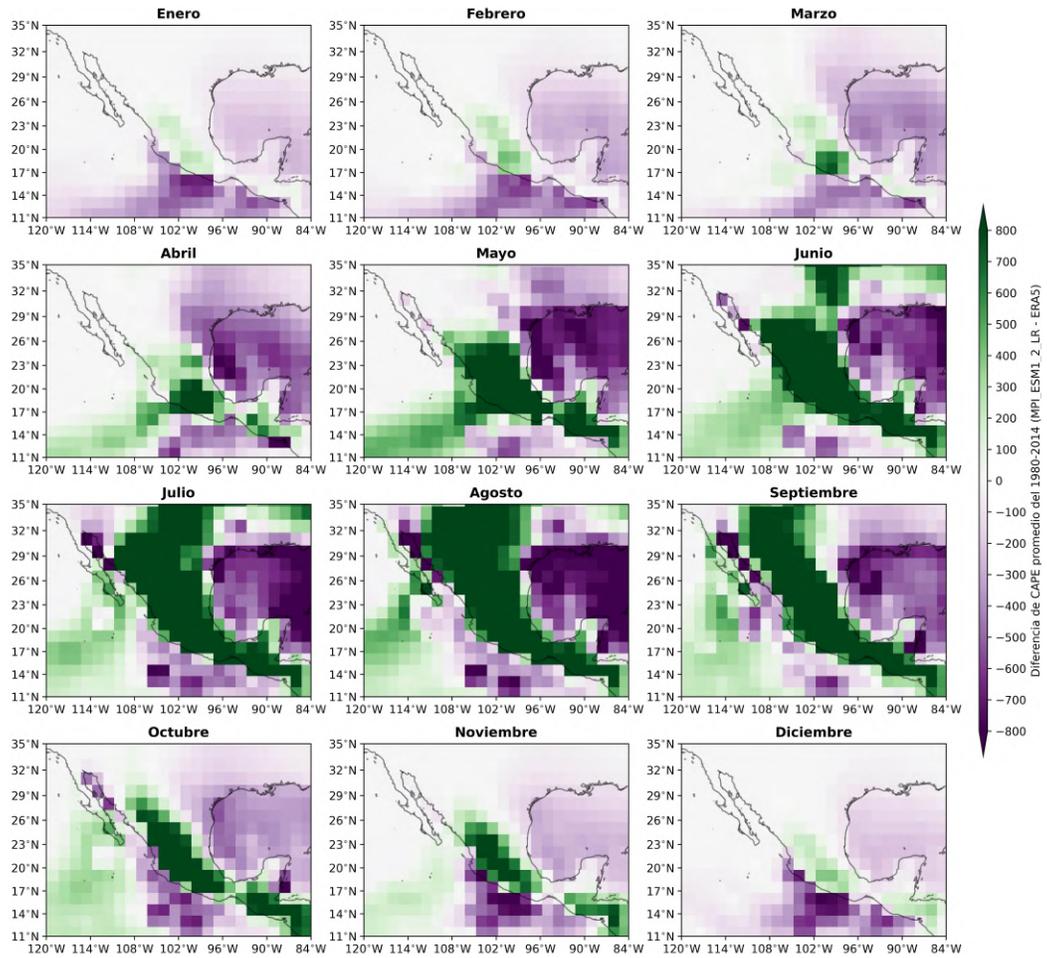


Figura B.28: Diferencia de CAPE estacional de 1980-2014. (MPI-ESM1-2-LR y ERA5)

# C Período de 2010-2014

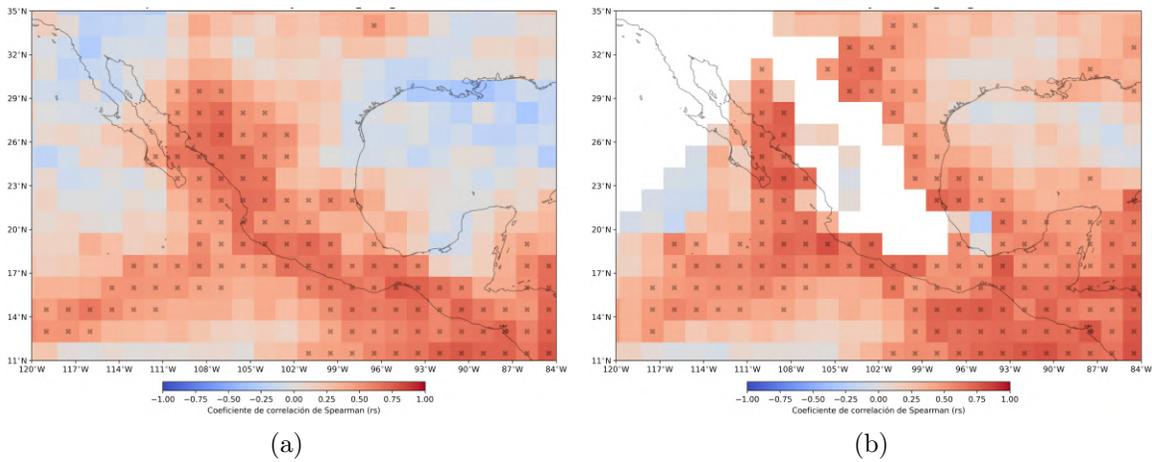


Figura C.1: Correlación y parametrización (Spearman) con densidad de rayos (2010-2014): a) Precipitación vs. Densidad de rayos, b) CAPE\*Prec vs. Densidad de rayos. (ACCESS-ESM1-5)

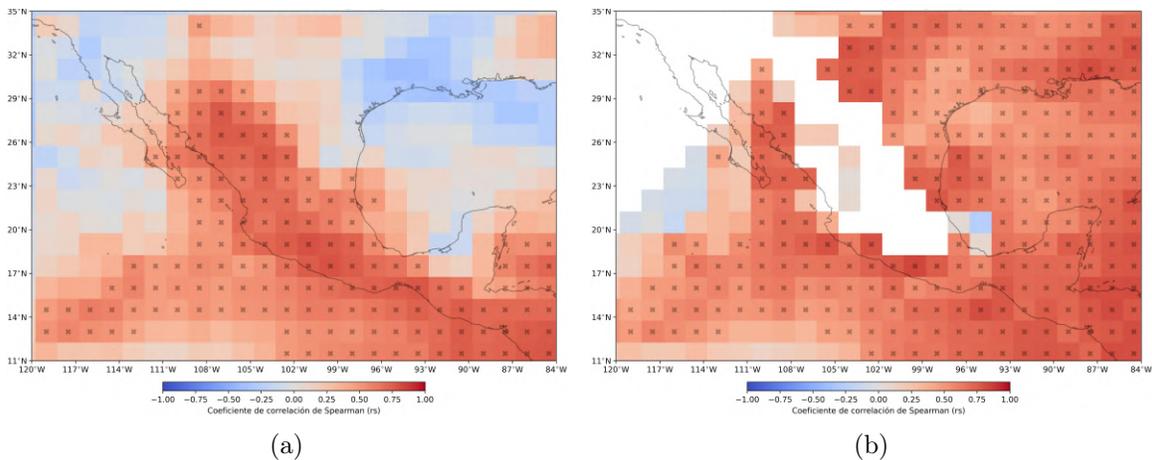


Figura C.2: Correlación y parametrización (Spearman) con días con rayos (2010-2014): a) Precipitación vs. Días con rayos, b) CAPE\*Prec vs. Días con rayos. (ACCESS-ESM1-5)

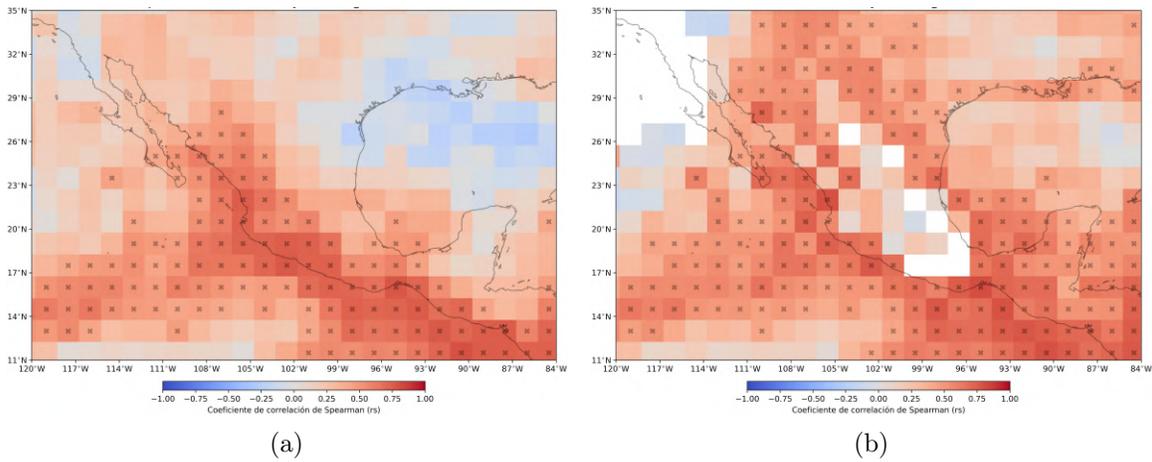


Figura C.3: Correlación y parametrización (Spearman) con densidad de rayos (2010-2014): a) Precipitación vs. Densidad de rayos, b) CAPE\*Prec vs. Densidad de rayos. (CESM2-WACCM)

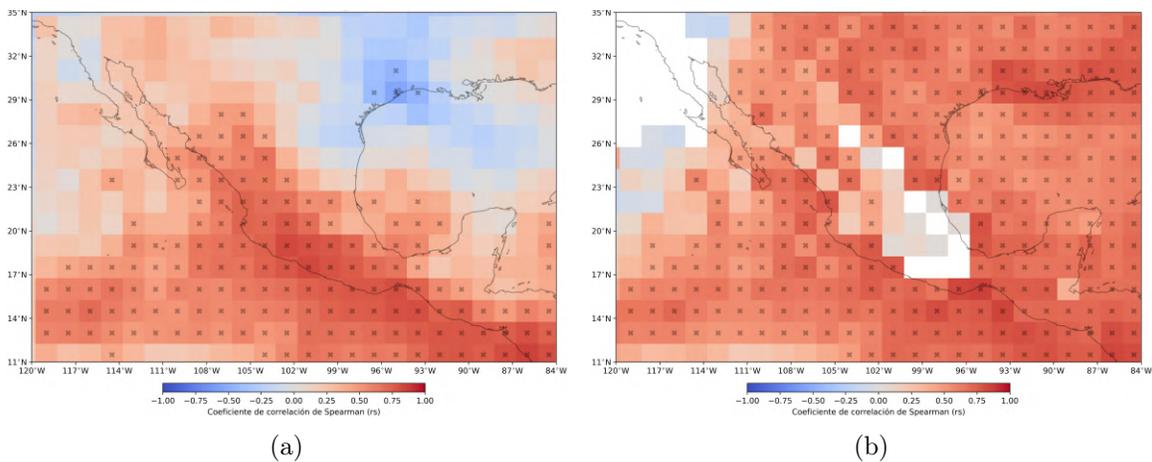


Figura C.4: Correlación y parametrización (Spearman) con días con rayos (2010-2014): a) Precipitación vs. Días con rayos, b) CAPE\*Prec vs. Días con rayos. (CESM2-WACCM)

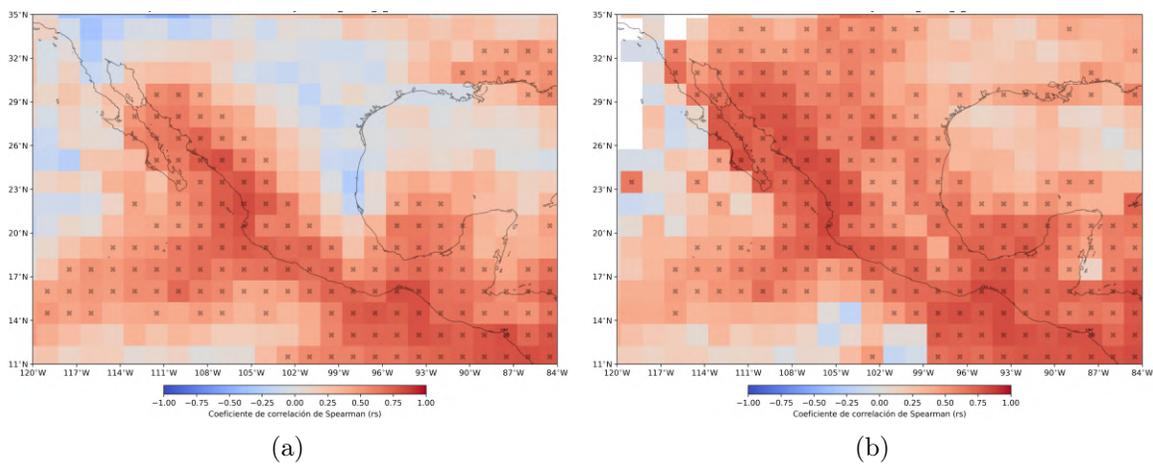


Figura C.5: Correlación y parametrización (Spearman) con densidad de rayos (2010-2014): a) Precipitación vs. Densidad de rayos, b) CAPE\*Prec vs. Densidad de rayos. (MPI-ESM1-2-LR)

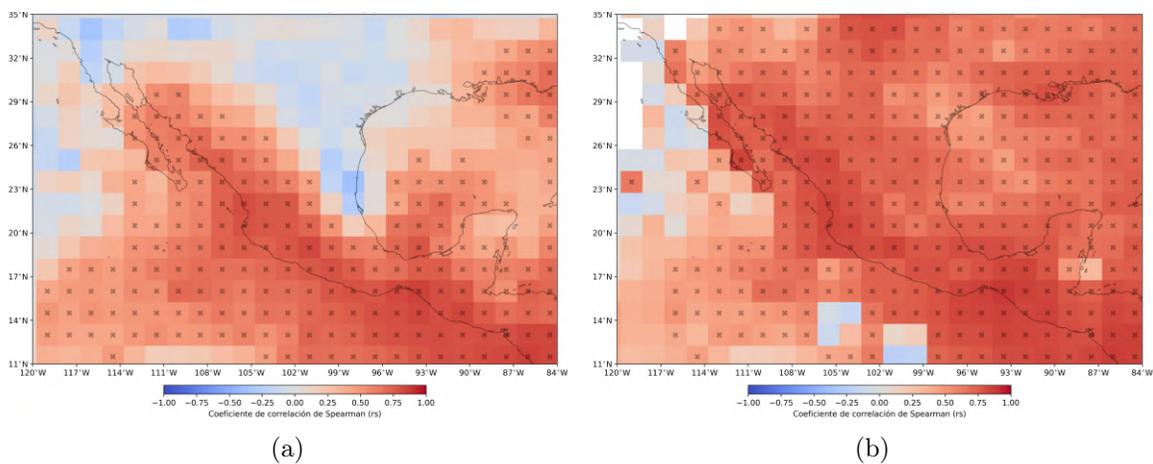


Figura C.6: Correlación y parametrización (Spearman) con días con rayos (2010-2014): a) Precipitación vs. Días con rayos, b) CAPE\*Prec vs. Días con rayos. (MPI-ESM1-2-LR)

## D Período de 2010-2020

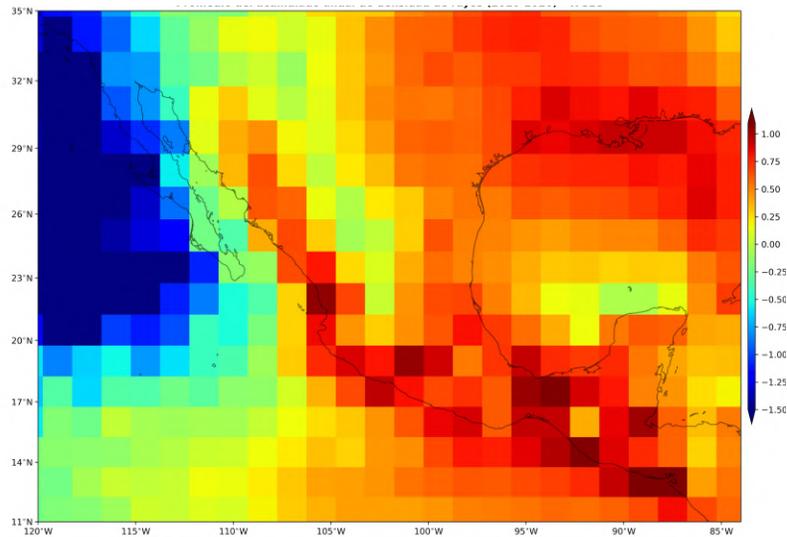


Figura D.1: Promedio de la densidad de rayos de 2010-2020 (anual). Unidades de strokes  $\text{km}^{-2} \text{año}^{-1}$ . WGLC.

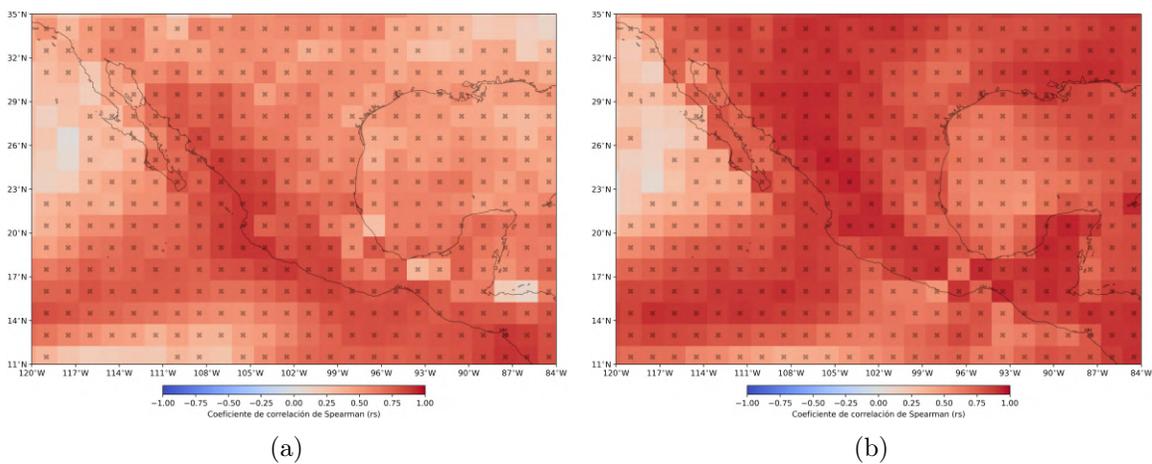


Figura D.2: Correlación de Spearman con la densidad de rayos (2010-2020): a) Precipitación vs. Densidad de rayos, b) CAPE vs. Densidad de rayos.

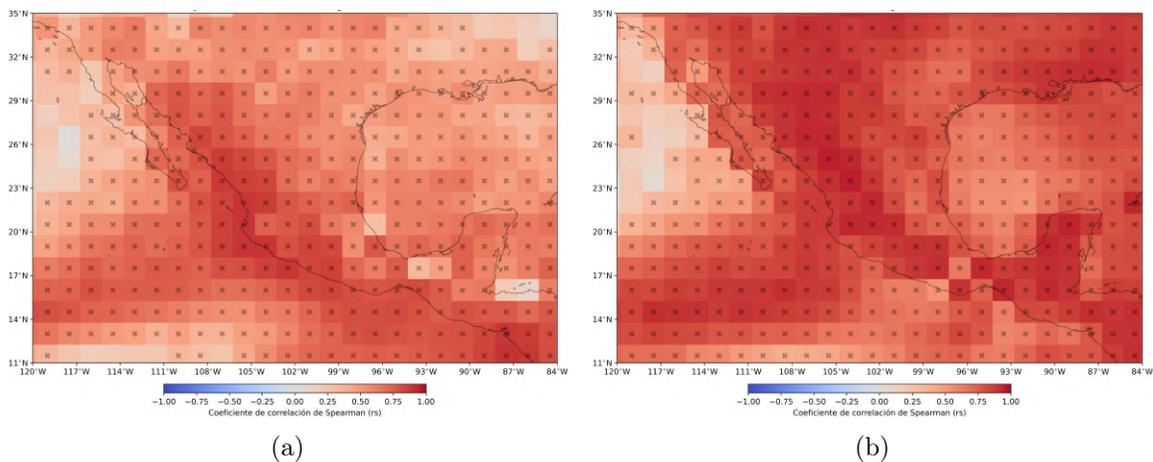


Figura D.3: Correlación de Spearman para días con rayos (2010-2020): a) Precipitación vs. Días con rayos, b) CAPE vs. Días con rayos.

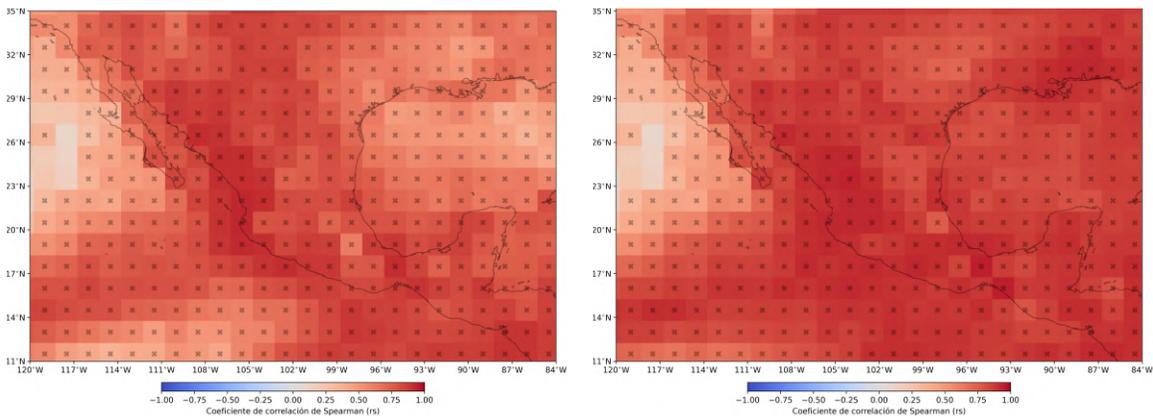


Figura D.4: Parametrización de  $\text{CAPE} \cdot \text{Prec}$  vs. Densidad de rayos (Spearman)

Figura D.5: Parametrización de  $\text{CAPE} \cdot \text{Prec}$  vs. Días con rayos (Spearman)

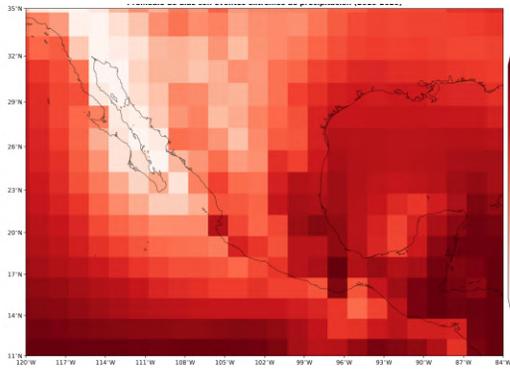


Figura D.6: Promedio anual de días con eventos extremo de precipitación (2010-2020). ERA5

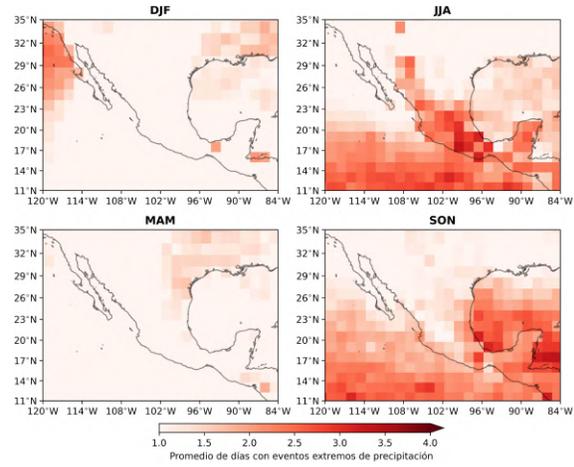
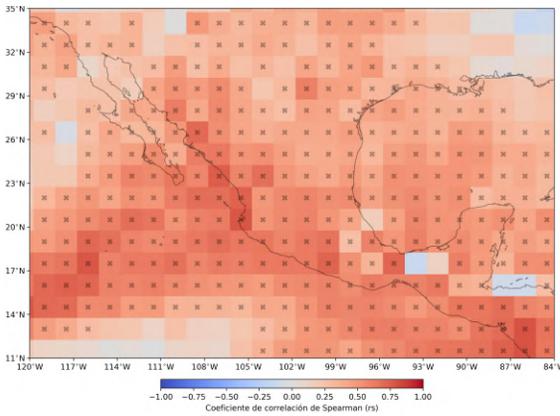
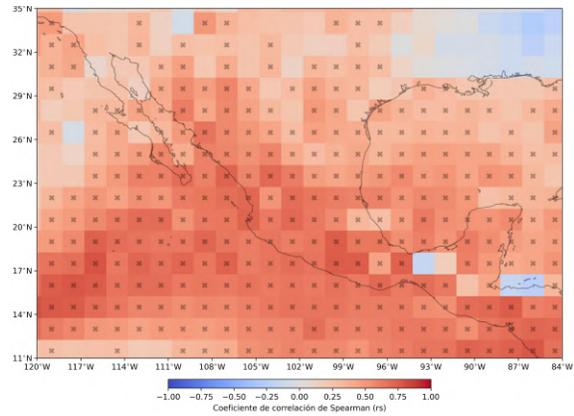


Figura D.7: Promedio estacional de días con eventos extremo de precipitación (2010-2020). ERA5



(a)



(b)

Figura D.8: Correlación de Spearman para días extremos de precipitación y la actividad eléctrica (2010-2020): a) Días con eventos extremos de precipitación vs. Densidad de rayos, b) Días con eventos extremos de precipitación vs. Días con rayos.

# E Período de 2070-2100

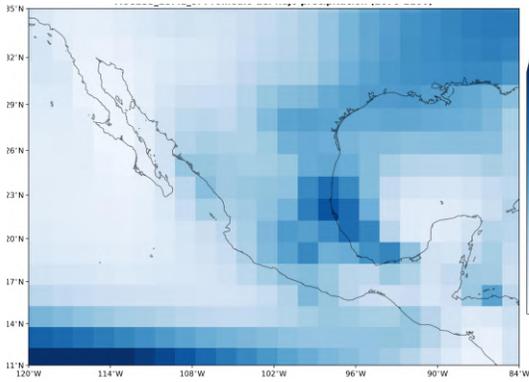


Figura E.1: Precipitación anual promedio (2070-2100) - ACCESS-ESM1-5

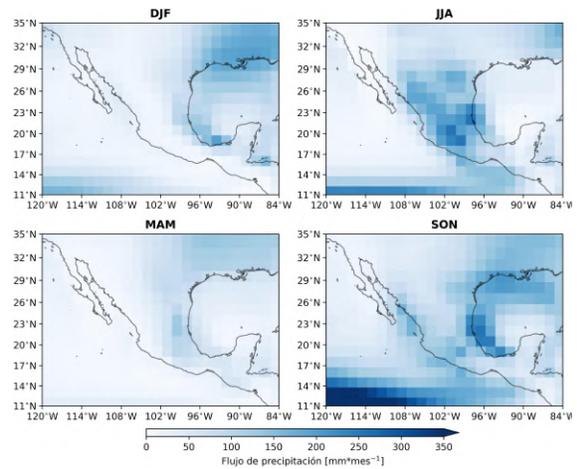


Figura E.2: Precipitación estacional promedio (2070-2100) - ACCESS-ESM1-5

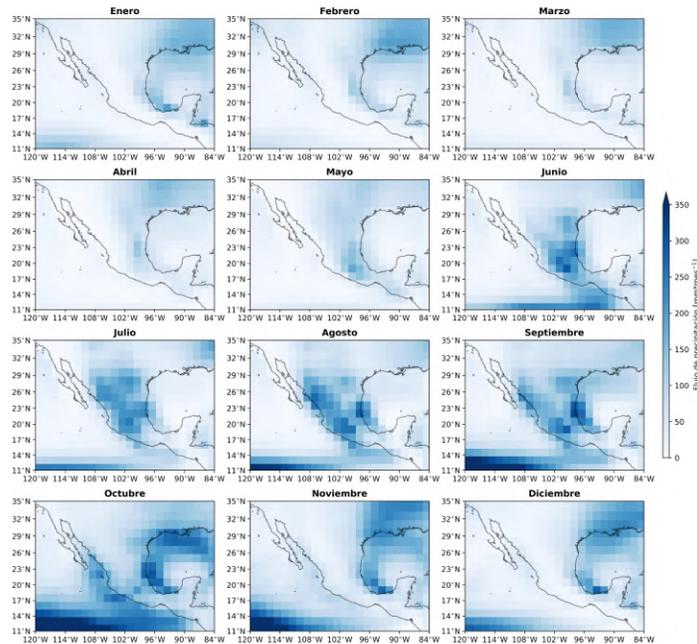


Figura E.3: Precipitación mensual promedio (2070-2100) - ACCESS-ESM1-5

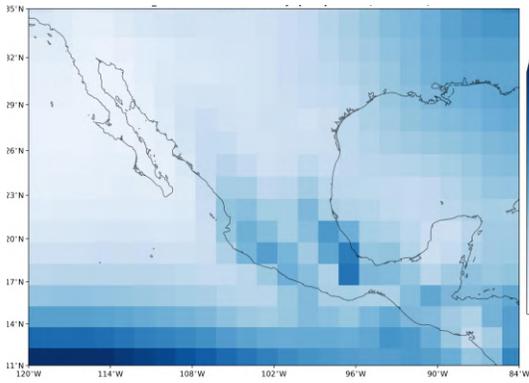


Figura E.4: Precipitación anual promedio (2070-2100) - CESM2-WACCM

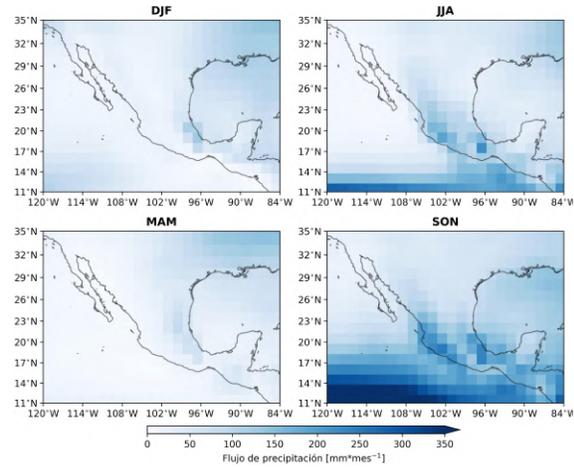


Figura E.5: Precipitación estacional (2070-2100) - CESM2-WACCM

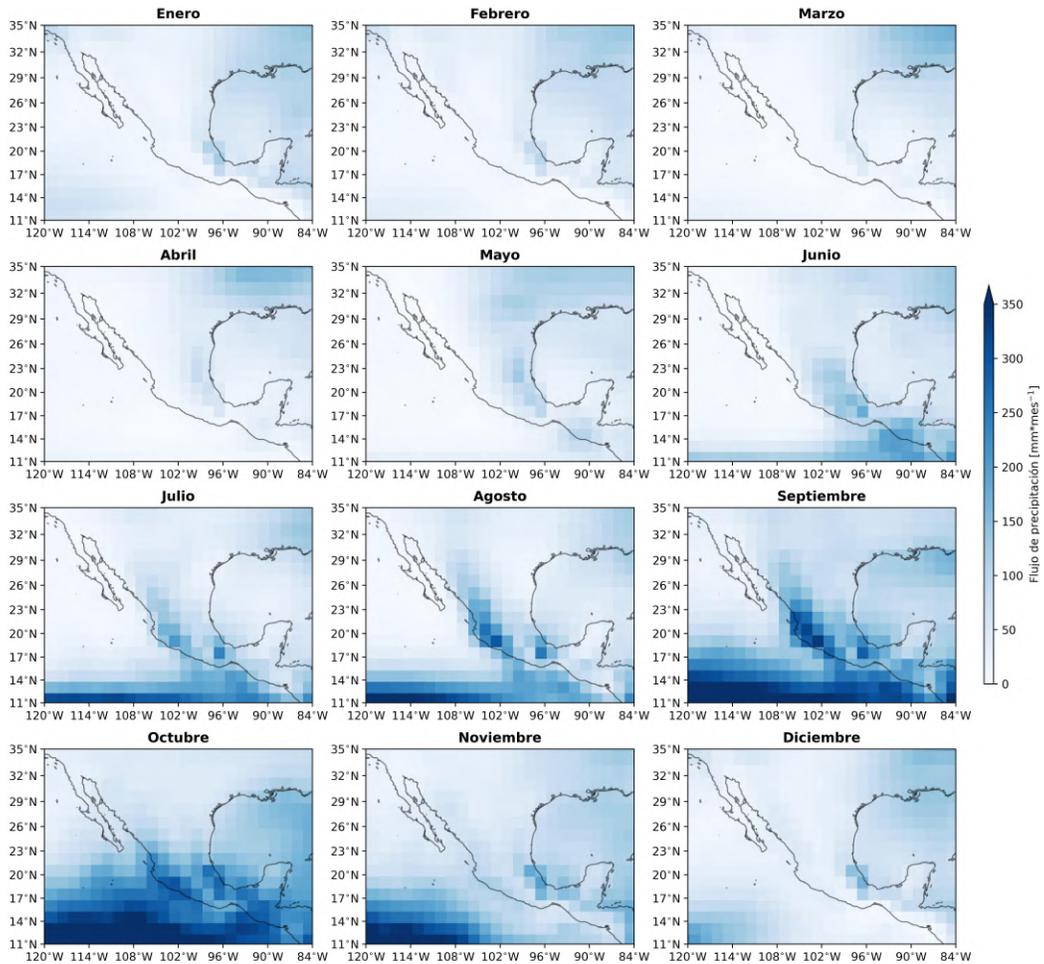


Figura E.6: Precipitación mensual promedio (2070-2100) - CESM2-WACCM

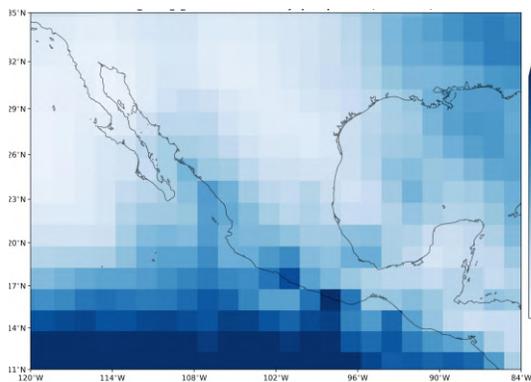


Figura E.7: Precipitación anual promedio (2070-2100) - MPI-ESM1-2-LR

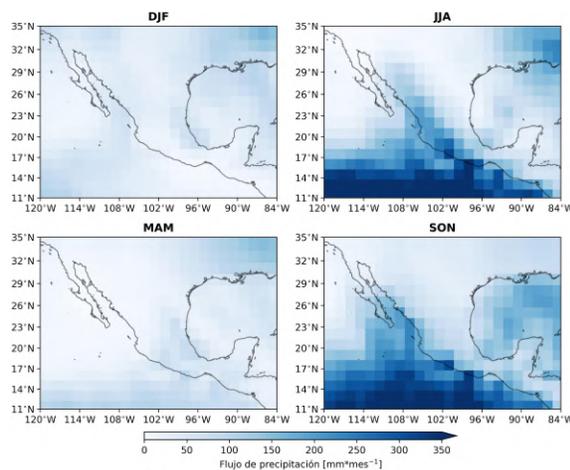


Figura E.8: Precipitación estacional promedio (2070-2100) - MPI-ESM1-2-LR

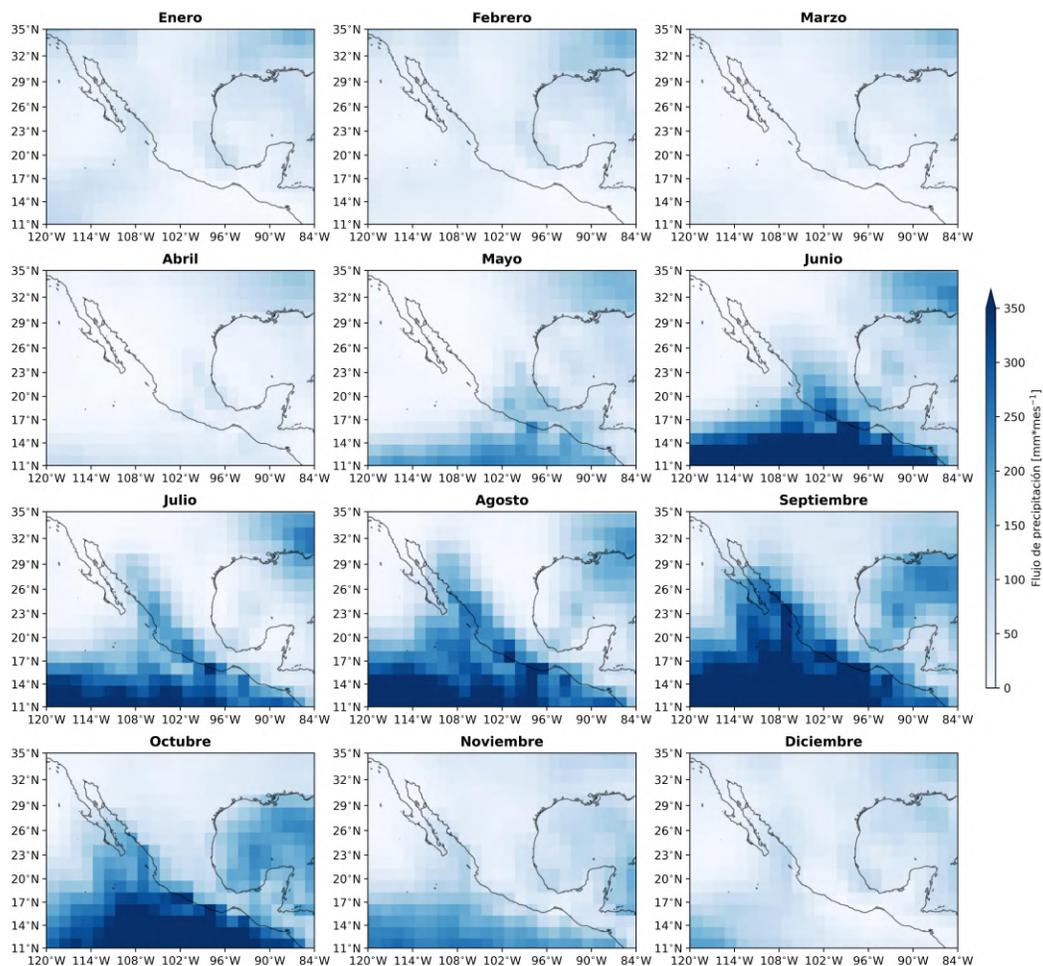


Figura E.9: Precipitación mensual promedio (2070-2100) - MPI-ESM1-2-LR

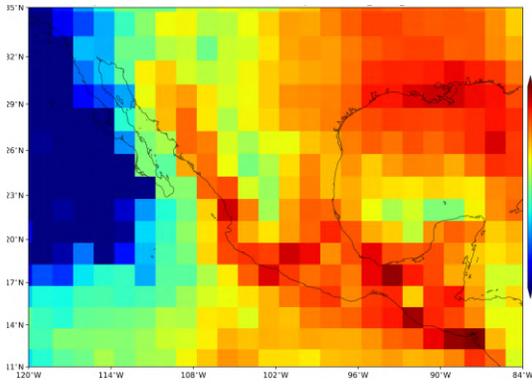


Figura E.10: Proyección promedio anual de densidad de rayos (2070-2100). Unidades de strokes  $\text{km}^{-2} \text{año}^{-1}$ . - ACCESS-ESM1-5

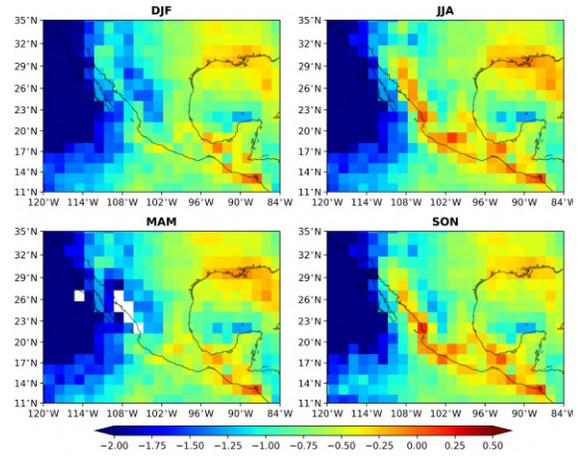


Figura E.11: Proyección promedio estacional de densidad de rayos (2070-2100). Unidades de strokes  $\text{km}^{-2} \text{mes}^{-1}$ . - ACCESS-ESM1-5

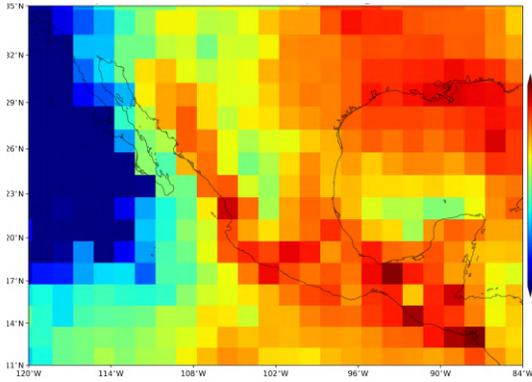


Figura E.12: Proyección promedio anual de densidad de rayos (2070-2100). Unidades de strokes  $\text{km}^{-2} \text{año}^{-1}$ . - CESM2-WACCM

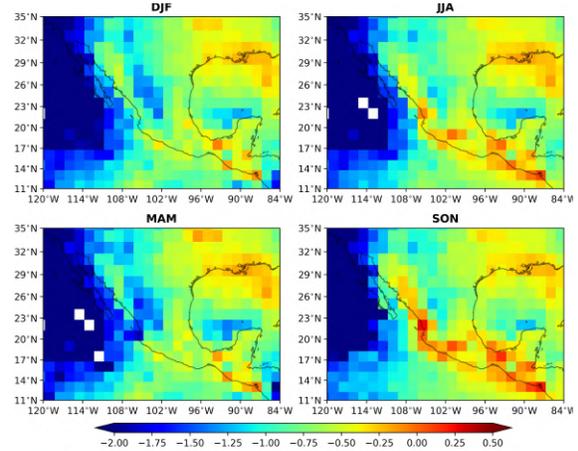


Figura E.13: Proyección promedio estacional de densidad de rayos (2070-2100). Unidades de strokes  $\text{km}^{-2} \text{mes}^{-1}$ . - CESM2-WACCM

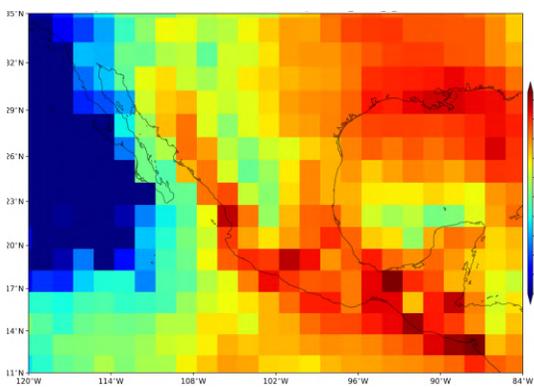


Figura E.14: Proyección promedio anual de densidad de rayos (2070-2100). Unidades de strokes  $\text{km}^{-2} \text{año}^{-1}$ . - MPI-ESM1-2-LR

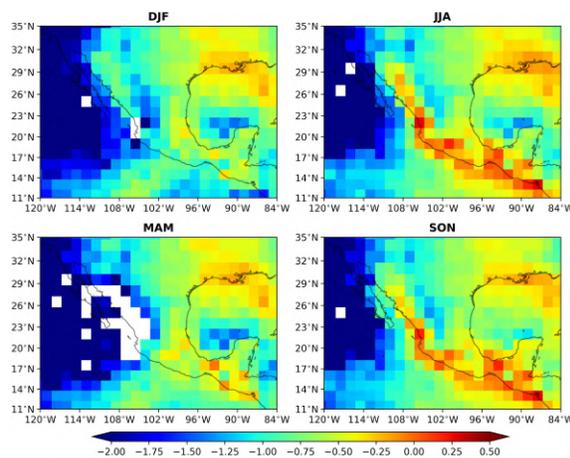


Figura E.15: Proyección promedio estacional de densidad de rayos (2070-2100). Unidades de strokes  $\text{km}^{-2} \text{mes}^{-1}$ . - MPI-ESM1-2-LR

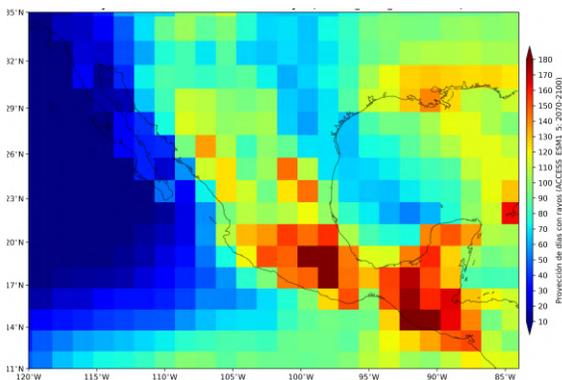


Figura E.16: Proyección promedio anual de días con rayos (2070-2100) - ACCESS-ESM1-5.

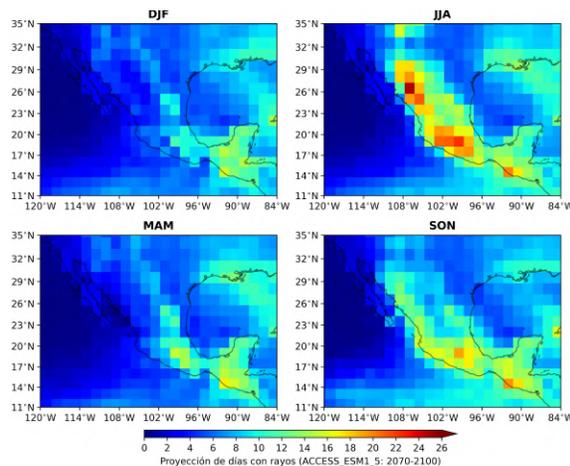


Figura E.17: Proyección promedio estacional de días con rayos (2070-2100). - ACCESS-ESM1-5.

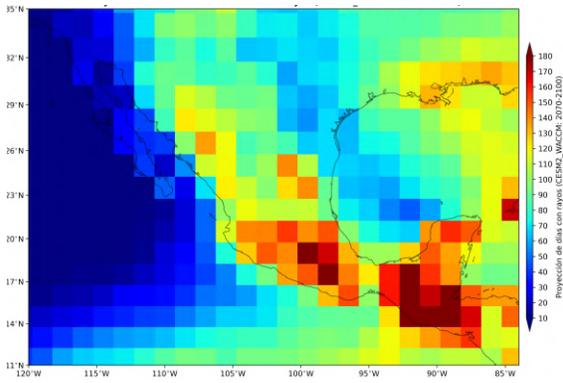


Figura E.18: Proyección promedio anual de días con rayos (2070-2100) - CESM2-WACCM.

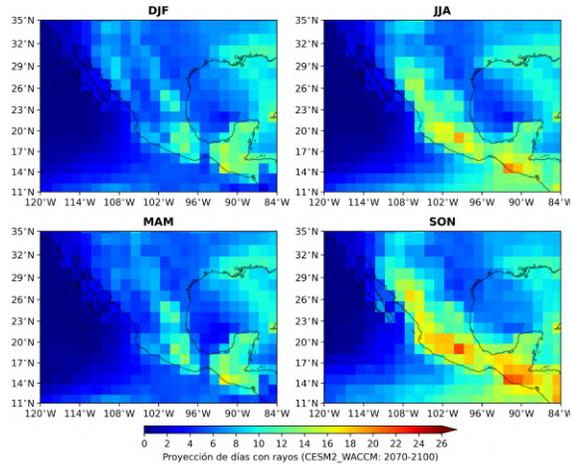


Figura E.19: Proyección promedio estacional de días con rayos (2070-2100). - CESM2-WACCM.

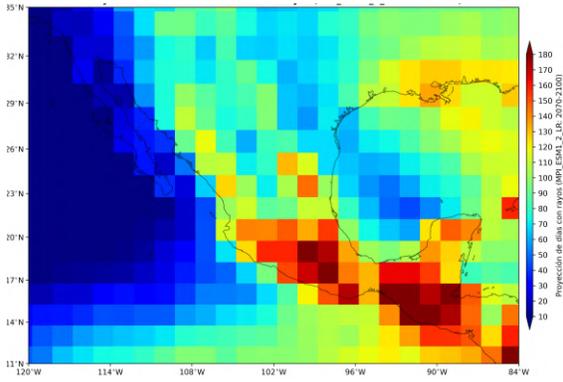


Figura E.20: Proyección promedio anual de días con rayos (2070-2100) - MPI-ESM1-2-LR.

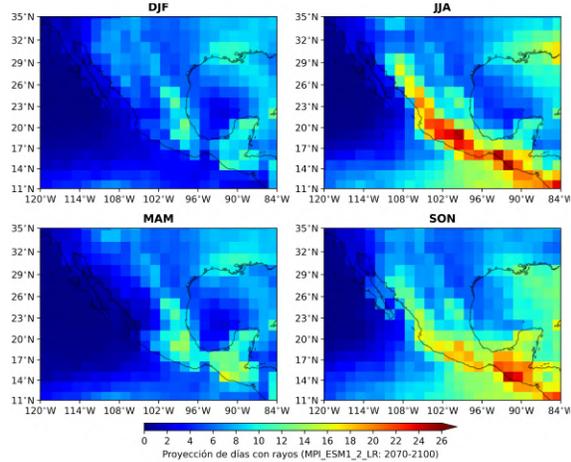


Figura E.21: Proyección promedio estacional de días con rayos (2070-2100). - MPI-ESM1-2-LR.

# F Regresión lineal

## F.1. Valores de pendiente y ordenada (Densidad de rayos)

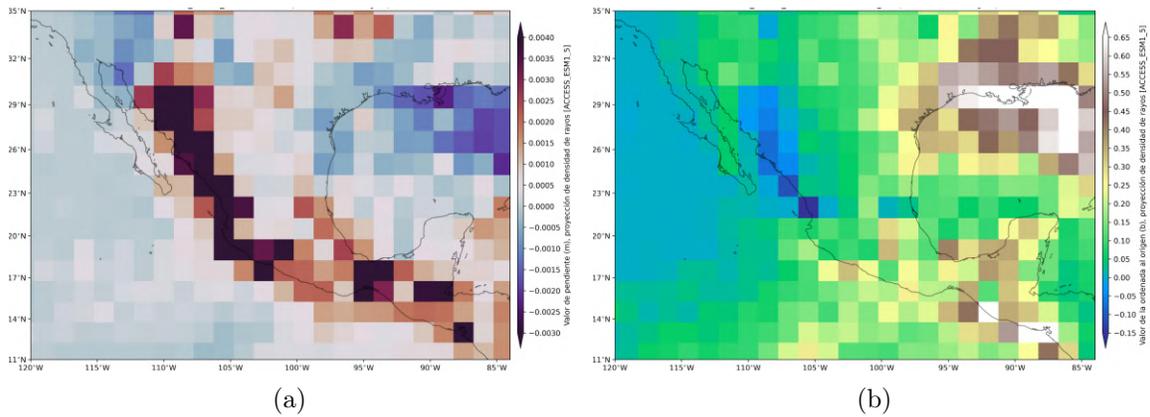


Figura F.1: Valores de a) la pendiente [m] y b) la ordenada [b] usados con el modelo ACCESS-ESM1-5 para las proyecciones de densidad de rayos (2070-2100)

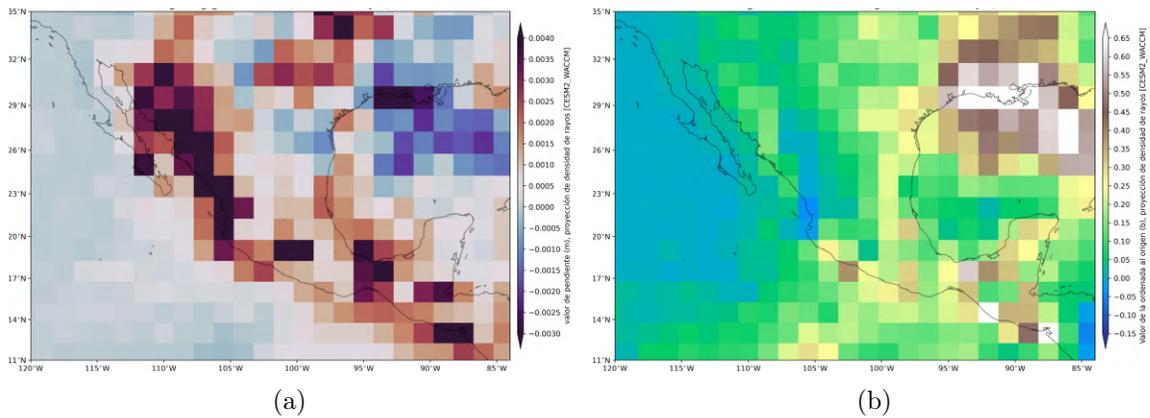


Figura F.2: Valores de a) la pendiente [m] y b) la ordenada [b] usados con el modelo CESM2-WACCM para las proyecciones de densidad de rayos (2070-2100)

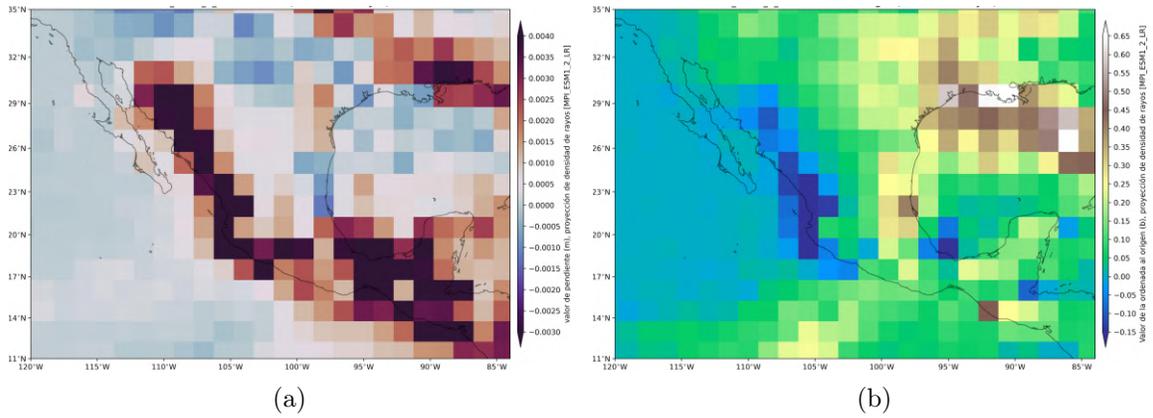


Figura F.3: Valores de a) la pendiente [m] y b) la ordenada [b] usados con el modelo MPI-ESM1-2-LR para las proyecciones de densidad de rayos (2070-2100)

## F.2. Valores de pendiente y ordenada (Días con rayos)

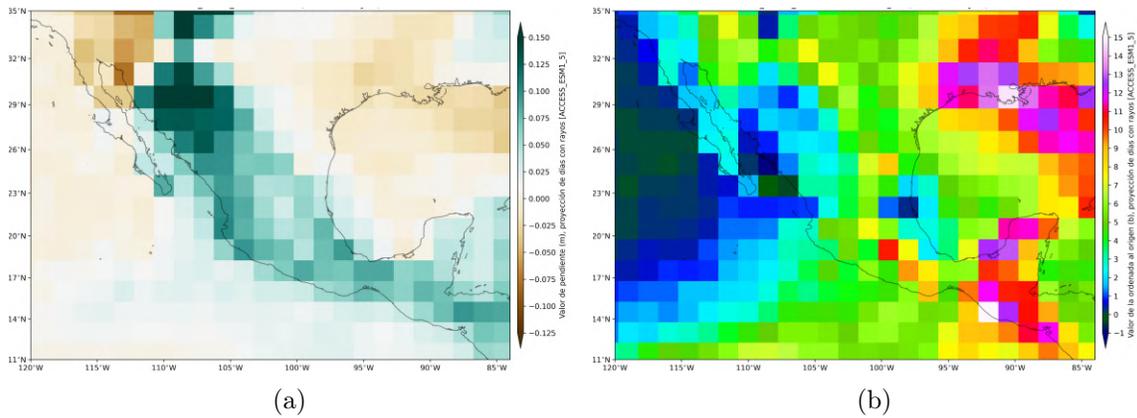


Figura F.4: Valores de a) la pendiente [m] y b) la ordenada [b] usados con el modelo ACCESS-ESM1-5 para las proyecciones de días con rayos (2070-2100)

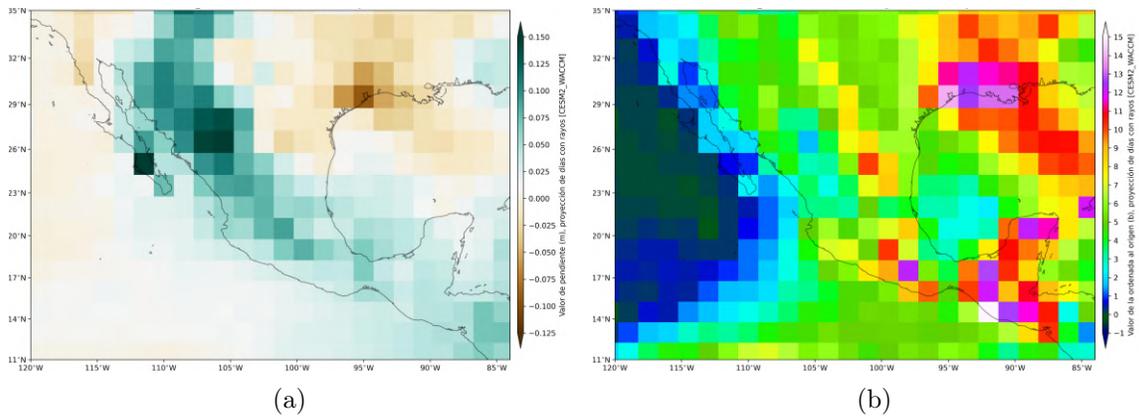


Figura F.5: Valores de a) la pendiente [m] y b) la ordenada [b] usados con el modelo CESM2-WACCM para las proyecciones de días con rayos (2070-2100)

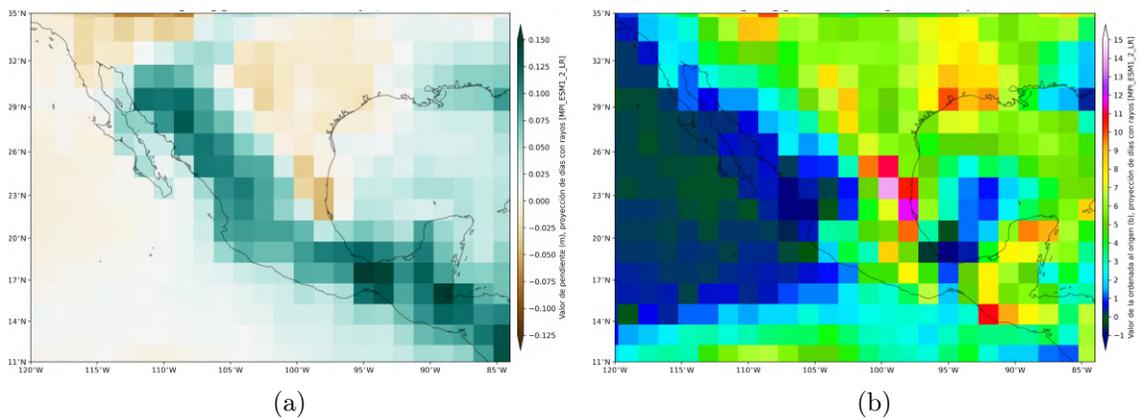


Figura F.6: Valores de a) la pendiente [m] y b) la ordenada [b] usados con el modelo MPI-ESM1-2-LR para las proyecciones de días con rayos (2070-2100)

# Bibliografía

- Arnell, N. W., Livermore, M. J. L., Kovats, S., Levy, P. E., Nicholls, R., Parry, M. L., and Gaffin, S. R. (2004). Climate and socio-economic scenarios for global-scale climate change impacts assessments: characterising the sres storylines. *Global Environmental Change*, 14(1):3–20.
- Barros, V. R., Field, C. B., Dokken, D. J., Mastrandrea, M. D., and Mach, K. J. (2014). *North America*, volume 2, page 1439–1498. Cambridge University Press, Cambridge.
- Battan, L. J. (1965). Some factors governing precipitation and lightning from convective clouds. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 22(1):79–84.
- Bond, W. J. and Keeley, J. E. (2005). Fire as a global ‘herbivore’: the ecology and evolution of flammable ecosystems. *Trends in Ecology & Evolution*, 20(7):387–394.
- Buonocore, M. (2020). Cmp6 – wcrp coupled model intercomparison project phase 6.
- Castillo, A. E., Peña, L. S., and Delgado, S. G. (2017). Trayectorias socioeconómicas compartidas (ssp): nuevas maneras de comprender el cambio climático y social. *Estudios demográficos y urbanos*, 32(3):669–693.
- Cerón Hernández, J. P. and Domínguez, C. (2020). *Influencia de vaguadas invertidas en la formación de sistemas convectivos de mesoescala en el Monzón de Norteamérica*. PhD thesis.
- Chou, C. and Neelin, J. D. (2004). Mechanisms of global warming impacts on regional tropical precipitation. *Journal of Climate*, 17(13):2688–2701.
- Christian, H. J., Blakeslee, R. J., Boccippio, D. J., Boeck, W. L., Buechler, D. E., Driscoll, K. T., Goodman, S. J., Hall, J. M., Koshak, W. J., Mach, D. M., and Stewart, M. F. (2003). Global frequency and distribution of lightning as observed from space by the optical transient detector. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 108(D1):ACL 4–1–ACL 4–15.
- Danabasoglu, G. (2019a). Ncar cesm2-waccm model output prepared for cmp6 cmp historical.

- Danabasoglu, G. (2019b). Ncar cesm2-waccm model output prepared for cmip6 scenariomip ssp585.
- 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., and 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.
- Dowden, R. L., Brundell, J. B., and Rodger, C. J. (2002). Vlf lightning location by time of group arrival (toga) at multiple sites. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 64(7):817–830.
- Díaz-Esteban, Y., Raga, G. B., and Díaz Rodríguez, O. O. (2020). A weather-pattern-based evaluation of the performance of cmip5 models over mexico. *Climate*, 8(11):5.
- Ebi, K. L., Hallegatte, S., Kram, T., Arnell, N. W., Carter, T. R., Edmonds, J., Kriegler, E., Mathur, R., O’Neill, B. C., Riahi, K., Winkler, H., Van Vuuren, D. P., and Zwickel, T. (2014). A new scenario framework for climate change research: background, process, and future directions. *Climatic Change*, 122(3):363–372.
- Eyring, V., Bony, S., Meehl, G. A., Senior, C. A., Stevens, B., Stouffer, R. J., and Taylor, K. E. (2016). Overview of the coupled model intercomparison project phase 6 (cmip6) experimental design and organization. *Geoscientific Model Development*, 9(5):1937–1958.
- Goodman, S. J. and H. J., C. J. (1993). Global observations of lightning. Edited by R. J. Gurney et al.
- Grewe, V. (2007). Impact of climate variability on tropospheric ozone. *Science of The Total Environment*, 374(1):167–181.
- Guillén-Oviedo, H. S., Cid-Serrano, L. R., and Alfaro-Martínez, E. J. (2020). Comparison of parameters of the generalized extreme value distribution associated with extreme rainfall events in central america. *Uniciencia*, 34(11):111–128.
- Held, I. M. and Soden, B. J. (2006). Robust responses of the hydrological cycle to global warming. *Journal of Climate*, 19(21):5686–5699.
- Herrera, J. C. (2021). Puntos clave del reporte del grupo de trabajo i del ipcc.
- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Biavati, G., Horányi, A., Muñoz Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Rozum, I., Schepers, D., Simmons, A., Soci, C.,

- Dee, D., and Thépaut, J.-N. (2018). Era5 hourly data on single levels from 1959 to present.
- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Schepers, D., Simmons, A., Soci, C., Abdalla, S., Abellan, X., Balsamo, G., Bechtold, P., Biavati, G., Bidlot, J., Bonavita, M., Chiara, G. D., Dahlgren, P., Dee, D., Diamantakis, M., Dragani, R., Flemming, J., Forbes, R., Fuentes, M., Geer, A., Haimberger, L., Healy, S., Hogan, R. J., Hólm, E., Janisková, M., Keeley, S., Laloyaux, P., Lopez, P., Lupu, C., Radnoti, G., Rosnay, P. d., Rozum, I., Vamborg, F., Villaume, S., and Thépaut, J.-N. (2020). The era5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 146(730):1999–2049.
- Holzworth, R. H., McCarthy, M. P., Brundell, J. B., Jacobson, A. R., and Rodger, C. J. (2019). Global distribution of superbolts. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 124(17–18):9996–10005.
- Jaramillo, A. and Mendoza-Ponce, A. (2022). *Climate Change Overview*, page 1–18. Fungal Biology. Springer International Publishing, Cham.
- Jayarathne, E. R., Saunders, C. P. R., and Hallett, J. (1983). Laboratory studies of the charging of soft-hail during ice crystal interactions. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 109(461):609–630.
- Jeppesen, J. (2020). Fact sheet: Reanalysis.
- Kaplan, J. O. and Lau, K. H.-K. (2021). The wglc global gridded lightning climatology and time series. *Earth System Science Data*, 13(7):3219–3237.
- Kriegler, E., O’Neill, B. C., Hallegatte, S., Kram, T., Lempert, R. J., Moss, R. H., and Wilbanks, T. (2012). The need for and use of socio-economic scenarios for climate change analysis: A new approach based on shared socio-economic pathways. *Global Environmental Change*, 22(4):807–822.
- Kucienska, B., Raga, G., and O, R. (2010). Cloud-to-ground lightning over mexico and adjacent oceanic regions: A preliminary climatology using the wwlcn dataset. *Annales Geophysicae*, 28:2047.
- Kucienska, B., Raga, G. B., and Romero-Centeno, R. (2012). High lightning activity in maritime clouds near mexico. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 12(17):8055–8072.
- Kulmala, M., Reissell, A., Sipilá, M., Bonn, B., Ruuskanen, T. M., Lehtinen, K. E. J., Kerminen, V.-M., and Stróm, J. (2006). Deep convective clouds as aerosol production engines: Role of insoluble organics. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 111(D17).

- Levy II, H., Moxim, W. J., and Kasibhatla, P. S. (1996). A global three-dimensional time-dependent lightning source of tropospheric nox. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 101(D17):22911–22922.
- Lucas, C., Zipser, E. J., and LeMone, M. A. (1994). Convective available potential energy in the environment of oceanic and continental clouds: Correction and comments. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 51(24):3829–3830.
- Mauritsen, T., Bader, J., Becker, T., Behrens, J., Bittner, M., Brokopf, R., Brovkin, V., Claussen, M., Crueger, T., Esch, M., Fast, I., Fiedler, S., Fläschner, D., Gayler, V., Giorgetta, M., Goll, D. S., Haak, H., Hagemann, S., Hedemann, C., Hohenegger, C., Ilyina, T., Jahns, T., Jimenéz-de-la Cuesta, D., Jungclaus, J., Kleinen, T., Kloster, S., Kracher, D., Kinne, S., Kleberg, D., Lasslop, G., Kornblueh, L., Marotzke, J., Matei, D., Meraner, K., Mikolajewicz, U., Modali, K., Möbis, B., Müller, W. A., Nabel, J. E. M. S., Nam, C. C. W., Notz, D., Nyawira, S.-S., Paulsen, H., Peters, K., Pincus, R., Pohlmann, H., Pongratz, J., Popp, M., Raddatz, T. J., Rast, S., Redler, R., Reick, C. H., Rohrschneider, T., Schemann, V., Schmidt, H., Schnur, R., Schulzweida, U., Six, K. D., Stein, L., Stemmler, I., Stevens, B., von Storch, J.-S., Tian, F., Voigt, A., Vrese, P., Wieners, K.-H., Wilkenskjaeld, S., Winkler, A., and Roeckner, E. (2019). Developments in the mpi-m earth system model version 1.2 (mpi-esm1.2) and its response to increasing co2. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 11(4):998–1038.
- Meijer, E. W., van Velthoven, P. F. J., Brunner, D. W., Huntrieser, H., and Kelder, H. (2001). Improvement and evaluation of the parameterisation of nitrogen oxide production by lightning. *Physics and Chemistry of the Earth, Part C: Solar, Terrestrial & Planetary Science*, 26(8):577–583.
- Michalon, N., Nassif, A., Saouri, T., Royer, J. F., and Pontikis, C. A. (1999). Contribution to the climatological study of lightning. *Geophysical Research Letters*, 26(20):3097–3100.
- Moss, R., M. Babiker, S., E. Calvo, T. C., Edmonds, J., and Zurek, M. (2008). Exploración de nuevos escenarios para el análisis de las emisiones, del cambio climático, de sus impactos y de las estrategias de respuesta. Ginebra.
- Murugavel, P., Pawar, S. D., and Gopalakrishnan, V. (2014). Climatology of lightning over indian region and its relationship with convective available potential energy. *International Journal of Climatology*, 34(11):3179–3187.
- Neelin, J. D., Chou, C., and Su, H. (2003). Tropical drought regions in global warming and el niño teleconnections. *Geophysical Research Letters*, 30(24).
- Novo, S. and Raga, G. B. (2013). The properties of convective storms in central mexico: A radar and lightning approach. *Atmósfera*, 26(44).
- Orville, R. E. and Henderson, R. W. (1986). Global distribution of midnight lightning: September 1977 to august 1978. *Monthly Weather Review*, 114(12):2640–2653.

- O'Neill, B. C., Kriegler, E., Ebi, K. L., Kemp-Benedict, E., Riahi, K., Rothman, D. S., van Ruijven, B. J., van Vuuren, D. P., Birkmann, J., Kok, K., Levy, M., and Solecki, W. (2017). The roads ahead: Narratives for shared socioeconomic pathways describing world futures in the 21st century. *Global Environmental Change*, 42:169–180.
- Pausas, J. G. and Keeley, J. E. (2009). A burning story: The role of fire in the history of life. *BioScience*, 59(7):593–601.
- Pawar, S. D., Lal, D. M., and Murugavel, P. (2012). Lightning characteristics over central india during indian summer monsoon. *Atmospheric Research*, 106:44–49.
- Petersen, W. A. and Rutledge, S. A. (1998). On the relationship between cloud-to-ground lightning and convective rainfall. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 103(D12):14025–14040.
- Price, C. (2000). Evidence for a link between global lightning activity and upper tropospheric water vapour. *Nature*, 406(67936793):290–293.
- Price, C. and Rind, D. (1992). A simple lightning parameterization for calculating global lightning distributions. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 97(D9):9919–9933.
- Price, C. and Rind, D. (1994). Possible implications of global climate change on global lightning distributions and frequencies. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 99(D5):10823–10831.
- Raga, G. B., Parra, M. G. d. l., and Kucienska, B. (2014). Deaths by lightning in mexico (1979–2011): Threat or vulnerability? *Weather, Climate, and Society*, 6(4):434–444.
- Raga, G. B., Parra, M. G. d. l., and Kucienska, B. (2015). Reply to “comment on ‘deaths by lightning in mexico (1979–2011): Threat or vulnerability?’”. *Weather, Climate, and Society*, 7(3):275–278.
- Reynolds, S. E., Brook, M., and Gourley, M. F. (1957). Thunderstorm charge separation. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 14(5):426–436.
- Riahi, K., van Vuuren, D. P., Kriegler, E., Edmonds, J., O'Neill, B. C., Fujimori, S., Bauer, N., Calvin, K., Dellink, R., Fricko, O., Lutz, W., Popp, A., Cuaresma, J. C., Kc, S., Leimbach, M., Jiang, L., Kram, T., Rao, S., Emmerling, J., Ebi, K., Hasegawa, T., Havlik, P., Humpenöder, F., Da Silva, L. A., Smith, S., Stehfest, E., Bosetti, V., Eom, J., Gernaat, D., Masui, T., Rogelj, J., Strefler, J., Drouet, L., Krey, V., Luderer, G., Harmsen, M., Takahashi, K., Baumstark, L., Doelman, J. C., Kainuma, M., Klimont, Z., Marangoni, G., Lotze-Campen, H., Obersteiner, M., Tabeau, A., and Tavoni, M. (2017). The shared socioeconomic pathways and their energy, land use, and greenhouse gas emissions implications: An overview. *Global Environmental Change*, 42:153–168.

- Rodger, C. J., Brundell, J. B., Dowden, R. L., and Thomson, N. R. (2004). Location accuracy of long distance vlf lightning location network. *Annales Geophysicae*, 22(3):747–758.
- Romps, D., Seeley, J., Vollaro, D., and Molinari, J. (2014). Climate change. projected increase in lightning strikes in the united states due to global warming. *Science (New York, N. Y.)*, 346:851–4.
- Royal-Meteorological-Society (2017). Types of lightning.
- Rutledge, S. A., Williams, E. R., and Keenan, T. D. (1992). The down under doppler and electricity experiment (dundee): Overview and preliminary results. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 73(1):3–16.
- Saunders, C. P. R., Keith, W. D., and Mitzeva, R. P. (1991). The effect of liquid water on thunderstorm charging. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 96(D6):11007–11017.
- Schober, P., Boer, C., and Schwarte, L. (2018). Correlation coefficients: Appropriate use and interpretation. *Anesthesia & Analgesia*, 126:1.
- Schumann, U. and Huntrieser, H. (2007). The global lightning-induced nitrogen oxides source. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 7(14):3823–3907.
- Secretaria-Relaciones-Exteriores (s.f.). Acerca de México.
- Sedgwick, P. (2014). Understanding p values. *BMJ (online)*, 349:g4550.
- SEMARNAT (2010). Atlas digital del medio ambiente.
- Shivalli, S. (2016). Lightning phenomenon, effects and protection of structures from lightning. 11:44–50.
- Takahashi, T. (1978). Riming electrification as a charge generation mechanism in thunderstorms. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 35(8):1536–1548.
- Takayabu, Y. N. (2006). Rain-yield per flash calculated from trmm pr and lis data and its relationship to the contribution of tall convective rain. *Geophysical Research Letters*, 33(18).
- Tapia, A., Smith, J. A., and Dixon, M. (1998). Estimation of convective rainfall from lightning observations. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 37(11):1497–1509.
- Taylor, K. E., Stouffer, R. J., and Meehl, G. A. (2012). An overview of cmip5 and the experiment design. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93(4):485–498.
- US Department of Commerce, N. (s.f.). Understanding lightning: Types of flashes.

- van Vuuren, D. P., Kriegler, E., O'Neill, B. C., Ebi, K. L., Riahi, K., Carter, T. R., Edmonds, J., Hallegatte, S., Kram, T., Mathur, R., and Winkler, H. (2014). A new scenario framework for climate change research: scenario matrix architecture. *Climatic Change*, 122(3):373–386.
- Vonnegut, B. (1963). *Some Facts and Speculations Concerning the Origin and Role of Thunderstorm Electricity*, page 224–241. Meteorological Monographs. American Meteorological Society, Boston, MA.
- Wallace, J. M. and Hobbs, P. V. (2006). *Atmospheric Science - 2nd Edition*. Academic Press. Hardcover ISBN: 9780127329512.
- Wieners, K.-H., Giorgetta, M., Jungclaus, J., Reick, C., Esch, M., Bittner, M., Gayler, V., Haak, H., de Vrese, P., Raddatz, T., Mauritsen, T., von Storch, J.-S., Behrens, J., Brovkin, V., Claussen, M., Crueger, T., Fast, I., Fiedler, S., Hagemann, S., Hohenegger, C., Jahns, T., Kloster, S., Kinne, S., Lasslop, G., Kornblueh, L., Marotzke, J., Matei, D., Meraner, K., Mikolajewicz, U., Modali, K., Müller, W., Nabel, J., Notz, D., Peters-von Gehlen, K., Pincus, R., Pohlmann, H., Pongratz, J., Rast, S., Schmidt, H., Schnur, R., Schulzweida, U., Six, K., Stevens, B., Voigt, A., and Roeckner, E. (2019a). Mpi-m mpi-esm1.2-lr model output prepared for cmip6 scenariomip ssp585.
- Wieners, K.-H., Giorgetta, M., Jungclaus, J., Reick, C., Esch, M., Bittner, M., Legutke, S., Schupfner, M., Wachsmann, F., Gayler, V., Haak, H., de Vrese, P., Raddatz, T., Mauritsen, T., von Storch, J.-S., Behrens, J., Brovkin, V., Claussen, M., Crueger, T., Fast, I., Fiedler, S., Hagemann, S., Hohenegger, C., Jahns, T., Kloster, S., Kinne, S., Lasslop, G., Kornblueh, L., Marotzke, J., Matei, D., Meraner, K., Mikolajewicz, U., Modali, K., Müller, W., Nabel, J., Notz, D., Peters-von Gehlen, K., Pincus, R., Pohlmann, H., Pongratz, J., Rast, S., Schmidt, H., Schnur, R., Schulzweida, U., Six, K., Stevens, B., Voigt, A., and Roeckner, E. (2019b). Mpi-m mpi-esm1.2-lr model output prepared for cmip6 cmip historical.
- Wilches-Chaux, G. (1993). Los desastres no son naturales. *Red de Estudios Sociales en Prevención de Desastres en América Latina.*, page 11–44.
- Williams, E. and Renno, N. (1993). An analysis of the conditional instability of the tropical atmosphere. *Monthly Weather Review*, 121(1):21–36.
- Williams, E., Rosenfeld, D., Madden, N., Gerlach, J., Gears, N., Atkinson, L., Dunnemann, N., Frostrom, G., Antonio, M., Biazon, B., Camargo, R., Franca, H., Gomes, A., Lima, M., Machado, R., Manhaes, S., Nachtigall, L., Piva, H., Quintiliano, W., Machado, L., Artaxo, P., Roberts, G., Renno, N., Blakeslee, R., Bailey, J., Boccippio, D., Betts, A., Wolff, D., Roy, B., Halverson, J., Rickenbach, T., Fuentes, J., and Avelino, E. (2002). Contrasting convective regimes over the amazon: Implications for cloud electrification. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 107(D20):LBA 50–1–LBA 50–19.

- Williams, E. and Stanfill, S. (2002). The physical origin of the land–ocean contrast in lightning activity. *Comptes Rendus Physique*, 3(10):1277–1292.
- Williams, E. R. (1985). Large-scale charge separation in thunderclouds. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 90(D4):6013–6025.
- Williams, E. R. (1992). The schumann resonance: A global tropical thermometer. *Science*, 256(5060):1184–1187.
- Williams, E. R. (1995). *Handbook of Atmospheric Electrodynamics, Volume I*, pages 27–59 pp. CRC Press, Boca Raton, Fla.,.
- Williams, E. R., Geotis, S. G., Renno, N., Rutledge, S. A., Rasmussen, E., and Rickenbach, T. (1992). A radar and electrical study of tropical “hot towers”. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 49(15):1386–1395.
- Zhang, Y. and Fueglistaler, S. (2019). Mechanism for increasing tropical rainfall unevenness with global warming. *Geophysical Research Letters*, 46(24):14836–14843.
- Ziehn, T., Chamberlain, M., Lenton, A., Law, R., Bodman, R., Dix, M., Wang, Y., Dobrohotoff, P., Srbinovsky, J., Stevens, L., Vohralik, P., Mackallah, C., Sullivan, A., O’Farrell, S., and Druken, K. (2019a). Csiro access-esm1.5 model output prepared for cmip6 cmip historical.
- Ziehn, T., Chamberlain, M., Lenton, A., Law, R., Bodman, R., Dix, M., Wang, Y., Dobrohotoff, P., Srbinovsky, J., Stevens, L., Vohralik, P., Mackallah, C., Sullivan, A., O’Farrell, S., and Druken, K. (2019b). Csiro access-esm1.5 model output prepared for cmip6 scenariomip ssp585.
- Ziehn, T., Chamberlain, M. A., Law, R. M., Lenton, A., Bodman, R. W., Dix, M., Stevens, L., Wang, Y.-P., and Srbinovsky, J. (2020). The australian earth system model: Access-esm1.5. *Journal of Southern Hemisphere Earth Systems Science*, 70(1):193–214.
- Zipser, E. J. (1994). Deep cumulonimbus cloud systems in the tropics with and without lightning. *Monthly Weather Review*, 122(8):1837–1851.
- Ávila, E. E., B’urgesser, R. E., Castellano, N. E., Collier, A. B., Compagnucci, R. H., and Hughes, A. R. W. (2010). Correlations between deep convection and lightning activity on a global scale. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 72(14):1114–1121.