



**UNIVERSIDAD
DE ANTIOQUIA**

**EVALUACIÓN DE LA CAPACIDAD DE LOS
MODELOS CMIP6 PARA SIMULAR LA
EVAPOTRANSPIRACIÓN Y PRECIPITACIÓN EN EL
NORTE DE SURAMÉRICA**

Autora

Susana Velásquez Fernández

Universidad de Antioquia

Facultad de Ingeniería, Escuela Ambiental

Medellín, Colombia

2021



Evaluación de la Capacidad de los Modelos CMIP6 para Simular la Evapotranspiración y
Precipitación en el Norte de Suramérica

Susana Velásquez Fernández

Trabajo de grado presentado como requisito parcial para optar al título de:
Ingeniería Ambiental

Asesores:

Paola Andrea Arias Gómez, Ph.D

John Alejandro Martínez Agudelo, Ph.D

Universidad de Antioquia
Facultad de Ingeniería, Escuela Ambiental
Medellín, Colombia

2021

AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo es la culminación de años de aprendizaje, crecimiento profesional, formación, alegrías y experiencias que me llenan de gran satisfacción. Pero no hubiera sido posible sin la ayuda de muchas personas que me han acompañado e inspirado en diferentes momentos de mi vida, a todos ellos muchas gracias.

A mi familia, gracias por la paciencia, la compañía, las palabras y gestos de apoyo y por ser un soporte en mi vida. Mi mamá, que cree en mí y que siempre me motiva a enfrentarme a grandes retos. A mi papá, por ser fuente de tranquilidad y reflexión en mi vida. Mis hermanos y hermanas, que me aman y yo a ellos, me motivan a ser un mejor ejemplo a seguir, son ellos quienes siempre han confiado en mí y me han brindado una sonrisa, un abrazo y la fortaleza necesaria para sobrellevar los dificultosos momentos que nunca faltaron. A mis abuelos y mis tías, que de una u otra forma han aportado a mi vida y mi proceso profesional.

Agradezco a mi hermosa alma máter, la Universidad de Antioquia, por brindarme escenarios de cultura, deporte, academia y ciencia. Siempre la sentí y la siento como una segunda casa. Gracias por todas las experiencias vividas, espero regresar para seguir aportando al crecimiento y formación de personas sensibles y con una gran responsabilidad social.

Agradezco a mis maestros y maestras, por ser siempre pacientes, por enseñarme que la educación es lo más valioso que una sociedad pueda tener para lograr una transformación social y por despertarme la curiosidad en diferentes áreas de estudio. Quiero ser como ustedes, gracias siempre por todo el conocimiento transmitido. En particular, a Paola Arias y Alejandro Martínez, gracias por creer en mí, ser una fuente de inspiración y modelo a seguir. Sus palabras y ejemplo me guiaron y fueron fundamentales para obtener este logro.

Hay también muchos amigos y amigas, compañeros y compañeras que no menciono, muchos de ellos fueron clave para poder ser hoy la mujer que soy. Me han brindado momentos de alegría, consuelo, diversión, crecimiento y una mano amiga de apoyo y compañía para levantarme y continuar buscando mis sueños. A todos ustedes gracias infinitas porque esto jamás lo hubiera podido lograr sola. Entre ellos mi Team B, ¡qué noches y qué días! Jamás olvidaré lo importantes que fueron para esta etapa.

Para todos ustedes, gratitud y amor eterno.

Resumen

El Norte de Suramérica es una de las regiones más vulnerables a la alteración de los ecosistemas y el cambio climático. En especial sobre la cuenca Amazónica, se dan importantes interacciones suelo-atmósfera conducidas por diferentes procesos como la evapotranspiración, la cual se está viendo afectada por procesos como la deforestación y cuyas consecuencias no solo pueden alterar el clima regional, sino también global con impactos socioeconómicos de grandes proporciones. Para poder comprender mejor estas interacciones y el sistema climático en general, se han diseñado Modelos de Circulación General (GCM) considerados como la mejor herramienta para representar el clima presente, pasado y futuro. Este estudio analiza las simulaciones históricas de evapotranspiración y precipitación de 8 modelos del Proyecto de Comparación de Modelos Acoplados – Fase 6 para el norte de Suramérica. Como bases de referencia se usan los datos del reanálisis de ERA5-Land para la evapotranspiración y a TRMM para la precipitación. Los resultados sugieren que aunque los modelos logran representar la estacionalidad de las variables, presentan dificultades en representar la magnitud y ubicación de los centros de mayores valores para ambos flujos. En especial, al norte del continente, sobre las Guayanas, norte de Colombia y Venezuela, y al este de Brasil se presentan los mayores sesgos para ambas variables. La evaluación de correspondencia estacional modelo-observación mediante diagramas de Taylor muestra que los modelos de CMIP6 representan mejor la precipitación que la evapotranspiración, lo cual puede deberse a la dificultad de los modelos en representar adecuadamente procesos de superficie y/o las interacciones suelo-atmósfera que se presentan en la región. Finalmente, se concluye que de los modelos elegidos y las métricas usadas, NorESM2-MM muestra la mejor representación de estas variables durante el periodo histórico en la región de interés.

Contenido

Introducción.....	5
Marco Teórico	6
2.1 Estado del Arte.....	6
2.2 Modelos de Circulación General	8
Objetivos.....	10
3.1 Objetivo General	10
3.2 Objetivos Específicos	10
Datos y Metodología.....	11
4.1 Datos de Observaciones	11
4.2 Simulaciones Históricas CMIP6.....	12
4.3 Metodología	13
4.4 Área de Estudio	14
Resultados	17
5.1. Climatología del Área y Regiones de Estudio	17
5.2 Análisis de Simulaciones de Evapotranspiración	22
5.2.1 Estacionalidad y Variabilidad Interanual	22
5.2.2 Evaluación de las simulaciones de los modelos CMIP6	28
5.3 Análisis de Simulaciones de Precipitación	29
5.3.1 Estacionalidad y Variabilidad Interanual	29
5.3.2 Evaluación de las simulaciones de los modelos CMIP6	35
5.4 Análisis de Simulaciones de P-E	36
5.4.1 Estacionalidad	36
5.4.2 Evaluación de las simulaciones de los modelos CMIP6	37
5.5 Simulación del Ciclo Diurno	38
5.5.1 Ciclo Diurno de Evapotranspiración	38
5.5.2 Ciclo Diurno de Precipitación	40
Discusión	41
Conclusiones	46
Referencias	47

Índice de Figuras

Figura 1. Área de estudio y regiones consideradas: AD "Arco de Deforestación", CA "Centro de la Amazonía", MC "Magdalena Cauca", NA "Norte de la Amazonía", NO "Norte de la Orinoquía", PM "Piedemonte Amazónico", SO "Sur de la Orinoquía"	14
Figura 2. Ciclos anuales de evapotranspiración (izquierda) y precipitación (derecha) para las regiones de estudio según ERA5-Land y TRMM, respectivamente.	17
Figura 3. Promedio climatológico estacional (arriba) y desviación estándar estacional (abajo) de evapotranspiración para el período 1981-2014 según ERA5-Land. Los polígonos corresponden a las 7 regiones de estudio consideradas: AD "Arco de Deforestación", CA "Centro de la Amazonía", MC "Magdalena Cauca", NA "Norte de la Amazonía", NO "Norte de la Orinoquía", PM "Piedemonte Amazónico", SO "Sur de la Orinoquía". Los valores se dan en mm/día.....	18
Figura 4. Promedio climatológico estacional (arriba) y desviación estándar estacional (abajo) de precipitación para el período 1998-2014 según TRMM. Los polígonos corresponden a las 7 regiones de estudio consideradas: AD "Arco de Deforestación", CA "Centro de la Amazonía", MC "Magdalena Cauca", NA "Norte de la Amazonía", NO "Norte de la Orinoquía", PM "Piedemonte Amazónico", SO "Sur de la Orinoquía". Los valores se dan en mm/día	19
Figura 5. Diagramas de cajas y bigotes para la evapotranspiración (izquierda) y precipitación (derecha) para las regiones de estudio según ERA5-Land y TRMM, respectivamente.....	20
Figura 6. Valores extremos superiores (columna izquierda) y valores extremos inferiores (columna derecha) asociados al 5% de los datos para las variables evapotranspiración (fila superior) y precipitación (fila inferior), según ERA5-Land y TRMM, respectivamente	21
Figura 7. Ciclo diurno para la evapotranspiración (izquierda) y precipitación (derecha) para las regiones de estudio, según ERA5-Land y TRMM, respectivamente. Los datos se centran en la hora local.....	22
Figura 8. Distribución espacial de la evapotranspiración en mm/día sobre el norte de Sudamérica durante el período histórico 1981-2014. a) ERA5-Land, b) CanESM5, c) GFDL-ESM4, d) MIROC6, e) MPI-ESM1-2-HR, f) MPI-ESM1-2-LR, g) MRI-ESM2-o, h) NorESM2-LM e i) NORESM2-MM.	23
Figura 9. Sesgos de evapotranspiración con respecto a ERA5-Land sobre el norte de Suramérica. a) CanESM5, b) GFDL-ESM4, c) MIROC6, d) MPI-ESM1-2-HR, e) MPI-ESM1-2-LR, f) MRI-ESM2-o, g) NorESM2-LM y h) NORESM2-MM.....	24
Figura 10. Desviación estándar estacional para la evapotranspiración en mm/día sobre el norte de Suramérica. a) ERA5-Land, b) CanESM5, c) GFDL-ESM4, d) MIROC6, e) MPI-ESM1-2-HR, f) MPI-ESM1-2-LR, g) MRI-ESM2-o, h) NorESM2-LM e i) NORESM2-MM.-2-LR, f) MRI-ESM2-o, g) NorESM2-LM y h) NORESM2-MM.....	25
Figura 11. Ciclos anuales climatológicos de evapotranspiración de ERA5-Land y los ocho modelos CMIP6 durante el período histórico 1981-2014, para las regiones de estudio. Unidades en mm/día. Los valores entre paréntesis corresponden a los coeficientes de correlación entre el ciclo anual del respectivo modelo y el ciclo anual de ERA5-Land.....	27

Figura 13. Diagramas de Taylor para la evapotranspiración estacional para todo el dominio de estudio. El conjunto de datos de referencia es ERA5. El diagrama considera las simulaciones históricas de los ocho modelos CMIP6 durante el período 1981-2014.	29
Figura 12. Diagramas de Taylor para la evapotranspiración estacional para todo el dominio de estudio. El conjunto de datos de referencia es ERA5-Land. El diagrama considera las simulaciones históricas de los ocho modelos CMIP6 durante el período 1981-2014.	29
Figura 14. Distribución espacial de la precipitación en mm/día sobre el norte de Suramérica durante el período histórico 1998-2014. a) TRMM, b) CanESM5, c) GFDL-ESM4, d) MIROC6, e) MPI-ESM1-2-HR, f) MPI-ESM1-2-LR, g) MRI-ESM2-o, h) NorESM2-LM e i) NORESM2-MM.	30
Figura 15. Sesgos de precipitación con respecto a TRMM sobre el norte de Suramérica. a) CanESM5, b) GFDL-ESM4, c) MIROC6, d) MPI-ESM1-2-HR, e) MPI-ESM1-2-LR, f) MRI-ESM2-o, g) NorESM2-LM e h) NORESM2-MM.....	31
Figura 16. Desviación estándar estacional para la precipitación en mm/día sobre el norte de Suramérica. a) TRMM, b) CanESM5, c) GFDL-ESM4, d) MIROC6, e) MPI-ESM1-2-HR, f) MPI-ESM1-2-LR, g) MRI-ESM2-o, h) NorESM2-LM e i) NORESM2-MM.	32
Figura 17. Ciclos anuales climatológicos de precipitación de TRMM y los ocho modelos CMIP6 durante el período histórico 1998-2014, para las regiones de estudio. Unidades en mm/día. Los valores entre paréntesis corresponden a los coeficientes de correlación entre el ciclo anual del respectivo modelo y el ciclo anual de TRMM.	34
Figura 18. Diagramas de Taylor para la precipitación estacional para todo el dominio de estudio. El conjunto de datos de referencia es TRMM. El diagrama considera las simulaciones históricas de los ocho modelos CMIP6 durante el período 1998-2014.....	35
Figura 19. Distribución espacial de P-E en mm/día sobre el norte de Suramérica durante el período histórico 1998-2014. a) TRMM-ERA5-Land, b) CanESM5, c) GFDL-ESM4, d) MIROC6, e) MPI-ESM1-2-HR, f) MPI-ESM1-2-LR, g) MRI-ESM2-o, h) NorESM2-LM e i) NORESM2-MM.	37
Figura 20. Diagramas de Taylor para P-E estacional para todo el dominio de estudio. El conjunto de datos de referencia es TRMM. El diagrama considera las simulaciones históricas de los ocho modelos CMIP6 durante el período 1998-2014.....	38
Figura 21. Ciclos diurnos para la evapotranspiración de ERA5-Land y los cuatro modelos CMIP6 disponibles durante el período histórico 1981-2014, para las regiones de estudio. Unidades en mm/día.....	39
Figura 22. Ciclos diurnos para la precipitación de TRMM y los cuatro modelos CMIP6 disponibles durante el período histórico 1981-2014, para las regiones de estudio. Unidades en mm/día.....	40

Índice de Tablas

Tabla 1. Datos de referencia empleados para la evaluación de las simulaciones históricas CMIP6..... 11

Tabla 2. Descripción general de los modelos CMIP6 usados en este estudio. Los asteriscos indican los modelos para los que se contó con información disponible para la estimación de la evapotranspiración para el ciclo diurno..... 12

Introducción

Los bosques de la Amazonía son importantes ecosistemas capaces de regular el clima a una escala regional e incluso global (Ellison et al., 2017; Wu et al., 2020). Mediante importantes procesos como la evapotranspiración, los bosques amazónicos aportan importantes cantidades de humedad que son transportadas por los vientos a otras regiones para producir precipitaciones (Arias et al., 2020; Gimeno et al., 2012; Makarieva & Gorshkov, 2007; Schlesinger & Jasechko, 2014). Desafortunadamente, los bosques están siendo degradados o deforestados por diversas actividades humanas y por el cambio climático, llevando a diferentes retroalimentaciones, a veces difíciles de comprender y predecir (Hoffmann & Jackson, 2000).

Estos impactos se han generalizado sobre el continente Suramericano, siendo, además del Amazonas, intervenidas cuencas como la de los ríos Orinoco, Magdalena y Cauca (Ramírez et al., 2018). Cada una de estas cuencas tiene diferentes interacciones entre el suelo y la atmósfera, pero presentan actividades socioeconómicas similares basadas en la ganadería y la agricultura (Alves et al., 2017). Como consecuencia, se presenta la pérdida de la biodiversidad, disminución de diversos recursos y servicios ecosistémicos y la alteración del ciclo del agua.

Ante esta situación, se presentan diferentes retos para alcanzar la seguridad hídrica que se ve afectada por la escasez del agua, la contaminación de los cuerpos hídricos, los efectos adversos de los fenómenos hidrometeorológicos extremos, los crecientes conflictos por el agua y el deterioro ambiental de cuencas y acuíferos (Martínez-Austria, 2013).

Para superar esto, es necesario tener información de calidad que permita identificar los principales mecanismos que están siendo alterados y los lugares más vulnerables a estos cambios en la disponibilidad y la calidad del agua. Por eso, se han diseñado modelos climáticos para poder simular el clima y los balances de agua y energía (Neill et al., 2018; Sörensson & Ruscica, 2018). Estos modelos son las principales herramientas disponibles a nivel mundial para este tipo de estudios, por lo que requieren ser continuamente estudiadas con el fin de determinar la capacidad y las limitaciones que presentan para simular el clima (Ortega & Arias, 2018).

Este trabajo busca aportar al conocimiento que se tiene sobre ocho modelos climáticos incluidos en la sexta fase del Proyecto de Comparación de Modelos Acoplados (CMIP6), para las variables evapotranspiración y precipitación sobre el Norte de Suramérica. Para ello, se presenta una descripción de los principales factores que intervienen en el clima del área de estudio; posteriormente se plantean los objetivos y se presenta la metodología empleada para lograrlos; luego, se analizan los resultados, presentando una discusión a la luz de la literatura; y finalmente se concluyen las principales ideas obtenidas de este estudio.

Marco Teórico

2.1 Estado del Arte

La comprensión de los procesos e interacciones que se dan en el ciclo hidrológico es un factor de vital importancia, especialmente dentro del marco del cambio ambiental global. El fenómeno del cambio climático está generando afectaciones sobre la población humana y la supervivencia de muchas especies, provocando la pérdida o disminución de servicios ecosistémicos, alteración en la disponibilidad y abastecimiento de agua y cambios en el sistema climático (Huntington, 2006; Vörösmarty & Sahagian, 2000). Este fenómeno y sus impactos son también intensificados por la actividad humana que provocan un aumento en los gases de efecto invernadero, la deforestación y cambios del uso del suelo, la alteración en la calidad del agua y un sin número de otras intervenciones que le añaden complejidad a la comprensión del sistema climático.

El papel de la biota en el funcionamiento del sistema terrestre ha sido motivo de un amplio debate científico. Desde los años 1970s se ha estudiado el papel de la superficie terrestre en el clima (Nicholson, 2015) y para los años 1980s, Shuttleworth et al. (1984) ya realizaban un trabajo importante sobre la cuenca amazónica, que condujo a la realización de numerosos estudios sobre los bosques tropicales con el fin de comprender mejor los intercambios de agua entre la atmósfera y los bosques (Granier et al., 1996). Para los años 1990s se acuña el concepto “Ecohidrología” a la fusión de las disciplinas de la ecología y la hidrología que busca dilucidar (1) cómo los procesos hidrológicos influyen la distribución, estructura, funciones y dinámicas de comunidades biológicas, y (2) cómo las retroalimentaciones de las comunidades biológicas pueden afectar el ciclo del agua (Newman et al., 2006; Nicholson, 2015). Los dos temas principales de la Ecohidrología son la humedad del suelo y las plantas terrestres, el primero porque es el componente principal del ciclo del agua y el segundo porque es el principal componente de los ecosistemas terrestres (Porporato & Rodriguez, 2002).

De estos cuestionamientos surge la hipótesis de la Bomba Biótica, planteada por Makarieva & Gorshkov (2007), quienes analizaron transectos terrestres de masas de aire que transportan humedad desde el océano al continente sobre zonas boscosas y sobre zonas no boscosas (Makarieva & Gorshkov, 2007). Esta hipótesis afirma que la circulación atmosférica es impulsada por gradientes de presión atmosférica generando que el aire de bajo nivel se mueva de áreas con evaporación débil hacia áreas con evaporación más intensa. En este sentido, los bosques naturales mantienen altos flujos de evapotranspiración que favorecen el ascenso de aire sobre el bosque y “aspiran” el aire húmedo del océano. Por el contrario, en regiones donde no hay cobertura boscosa, las corrientes de aire que transportan humedad no exceden los cientos de kilómetros y la precipitación disminuye exponencialmente con la distancia al océano (Makarieva & Gorshkov, 2007). Estudios similares basados en observaciones y salidas de un modelo de reciclaje de vapor de agua (DRM) aportan a estas hipótesis al revelar cómo los vientos que pasan sobre zonas boscosas de la Amazonía incrementan la precipitación mientras que la ausencia de estos implica una disminución de la misma (Molina et al., 2019; Spracklen et al., 2012).

La evapotranspiración es un término usado para combinar los flujos asociados a dos vías diferentes de vaporización de agua en sistemas ambientales: la evaporación y la transpiración (Ellison et al., 2017; Katul et al., 2012). El primer término depende de factores abióticos en los que la vaporización del agua fluye desde océanos, lagos, ríos, suelos, residuos de plantas, entre otros. El segundo término depende de factores bióticos y la vaporización ocurre por difusión de moléculas de agua desde los cloroplastos de las hojas a la atmósfera a través de los estomas (Katul et al., 2012). La transpiración requiere de la absorción de la humedad del suelo por las raíces y puede ser controlada por las apertura de los estomas encargados del intercambio de agua entre la planta y la atmósfera (Oliveira et al., 2005; Schlesinger & Jasechko, 2014). Resalta el papel de la evapotranspiración como el único proceso que aporta humedad desde la superficie a la atmósfera, al ser el único proceso del ciclo hidrológico que fluye en dirección opuesta a los flujos terrestres, que son gobernados por la fuerza de la gravedad (Molina et al., 2019). Por tanto, el mantenimiento de los patrones de precipitación sobre los continentes va a depender del contenido de humedad que sea transportado desde los océanos, mediante vientos locales, y desde fuentes continentales de humedad, a partir de procesos convectivos locales (Durán-Quesada et al., 2012; Molina et al., 2019). Comprender las diferentes escalas (en el espacio y el tiempo) a las que se transporta la humedad de un lugar a otro también puede proporcionar una nueva perspectiva de la compleja retroalimentación entre los componentes oceánicos, atmosféricos y terrestres del sistema climático (Seager & Henderson, 2013).

Como se mencionaba, una actividad que realiza el ser humano y tiene afectación sobre el clima y los ecosistemas es la deforestación y la expansión de actividades agrícolas, definida por algunos autores como el cambio de cobertura boscosa a pastizal (Costa & Pires, 2010). Esta conversión trae variadas respuestas sobre diferentes procesos como la precipitación, la escorrentía, la infiltración y la evapotranspiración sobre la misma región donde se realiza la intervención, pero incluso afectando regiones remotas (Devaraju et al., 2015; García-Leoz et al., 2018; Spracklen et al., 2012). Cómo y a qué niveles la deforestación puede impactar sobre el intercambio de humedad entre el suelo y la atmósfera y su transporte puede variar de región a región y de una temporada a otra (Weng et al., 2018). Para la cuenca Amazónica, ya se ha establecido cómo la deforestación afecta el clima tanto a nivel regional como global mediante diferentes mecanismos de acoplamiento suelo-atmósfera. Esto cobra más sentido cuando se considera que el total de la evapotranspiración que allí se genera aporta a la humedad atmosférica que finalmente regresa a la superficie continental, contribuyendo entre el 25 y 35% de las precipitaciones sobre la cuenca y entre el 48 y 54% a las precipitaciones regionales (Swann et al., 2015; Weng et al., 2018). Adicional a estas alteraciones sobre los flujos del ciclo hidrológico, también se presentan otras consecuencias como la alteración del albedo y la temperatura en estas regiones, que conlleva a otro tipo de retroalimentaciones, a veces difíciles de predecir (Ellison et al., 2017; Khanna et al., 2017). Algunas de estas retroalimentaciones son el aumento del vapor de agua atmosférico que provoca un mayor almacenamiento de calor, cambios en la nubosidad y las propiedades de las nubes que pueden aumentar o disminuir el calentamiento de la superficie, o el cambio del albedo, que puede provocar una reducción de la radiación superficial neta, enfriando la atmósfera superior sobre el área deforestada y llevando a una circulación térmicamente impulsada que lleva a una subsidencia en la región (Costa & Pires, 2010; Huntington, 2006; Khanna et al., 2017).

Otros procesos en los que intervienen los bosques están asociados con la capacidad de sus raíces de extraer agua del suelo, muchas veces desde grandes profundidades, para abastecer a

los árboles de agua (Oliveira et al., 2005). Este proceso se hace particularmente importante en la Amazonía en épocas de sequía, donde la capacidad de las raíces para acceder a las aguas profundas y re-distribuirla ayuda a mantener las copas de los árboles verdes, que se refleja en sus tasas de evapotranspiración (Davidson et al., 2012; Lee et al., 2011; Oliveira et al., 2005; Swann et al., 2015). Pero se ha visto que desde hace 40 años la deforestación también ha traído consecuencias negativas alterando la profundidad de enraizamiento de la vegetación, donde las regiones más alteradas han disminuido la capacidad de acceder al agua del suelo, llevando a un estrés hídrico (Alves et al., 2017; Oliveira et al., 2005). Otra consecuencia de la deforestación y el cambio climático es la disminución del índice de área foliar (LAI, por sus siglas en inglés), definida como la interfaz de la planta donde se intercambia la mayor parte de los flujos de energía (Comba et al., 2020). Su magnitud se asocia a la capacidad de la cobertura vegetal para interceptar radiación solar como fuente de energía para realizar procesos fotosintéticos y con la capacidad de transpiración de las plantas (Comba et al., 2020; Katul et al., 2012; Lee et al., 2011; Oliveira et al., 2005; Sörensson & Ruscica, 2018; Swann et al., 2015). También ha sido establecida la relación entre la precipitación y el LAI: cambio de cobertura vegetal por una vegetación con menor LAI trae una reducción en el reciclaje de lluvias y la escorrentía (Agudelo et al., 2019; Makarieva & Gorshkov, 2007; Spracklen et al., 2012).

Las amenazas de la deforestación sobre la Amazonía también se presentan en otras regiones del continente. Particularmente, para el noreste del continente y norte de Colombia, el ciclo hidrológico es principalmente mantenido por la disponibilidad de agua y el transporte de humedad originados por la evaporación local y procesos convectivos (Germán Poveda & Mesa, 1997). Estudios recientes están prestando atención a los importantes aumentos en la evapotranspiración y reducciones de precipitación, en especial conducidos por la cuenca del Magdalena y su desembocadura en el Caribe (Durán-Quesada et al., 2012). Las diferencias entre los aportes de humedad del suelo a la atmósfera y la precipitación en una misma región continental también toman relevancia cuando son mayores los aportes por evapotranspiración que por precipitación. A este fenómeno se le conoce como el déficit hídrico de una región y puede asociarse a la variable P-E (precipitación-evapotranspiración), por lo que su comprensión y los cambios que se generen debido a la deforestación y el cambio climático será esencial para aportar al conocimiento del ciclo del agua y la respuesta de la vegetación antes estos escenarios (Porporato & Rodriguez, 2002; Seager & Henderson, 2013).

2.2 Modelos de Circulación General

El Proyecto de Comparación de Modelos Acoplados (CMIP) es un programa empleado para el diseño y la distribución de simulaciones del clima y un elemento central en las evaluaciones nacionales e internacionales del cambio climático (Eyring et al., 2016; Neill et al., 2018). El principal producto de este proyecto son los Modelos de Circulación General (GCM, por sus siglas en inglés), los cuales son manejados y distribuidos por el Earth System Grid Federation (ESGF) mediante un conjunto de información estandarizada y de libre acceso (Eyring et al., 2016). El uso de los GCM como herramienta para la investigación climática ha venido creciendo gracias a los avances computacionales, el conocimiento de los procesos que intervienen en el clima y la necesidad de comprender estas dinámicas, que a su vez

proporcionen una base importante para la toma de decisiones sobre la mitigación y adaptación ante el cambio climático (Eyring et al., 2016; Rivera & Arnould, 2020; Seager & Henderson, 2013). Pero antes de usar los modelos para este y otros propósitos, es necesario evaluar la capacidad de dichos modelos para representar características particulares del sistema climático, mediante métricas de desempeño que estimen su potencial y sus limitaciones (Notz, 2015). En particular, las evaluaciones a escala regional son cruciales, dado que existe una demanda cada vez mayor de proyecciones climáticas a nivel regional (Zazulie et al., 2017).

El objetivo de CMIP es comprender mejor el clima pasado, presente y futuro que surge de la variabilidad natural no forzada y también la respuesta del clima ante diferentes forzamientos (Eyring et al., 2016; Neill et al., 2018). CMIP ha tenido un creciente éxito y para dar respuesta a los grandes retos y necesidades se encuentra actualmente en su sexta fase (CMIP6) (Eyring et al., 2016). El principal cambio entre los modelos de la generación anterior (CMIP5) y los modelos más recientes de CMIP6 es el aumento de la retroalimentación media multimodelo debido a las retroalimentaciones asociadas a las nubes, debido a la disminución de la cobertura de nubes bajas extratropicales y la disminución del albedo, ambos factores asociados con la física de las nubes (Zelinka et al., 2020). Las demás actualizaciones de la última fase CMIP incluyen parametrizaciones de última generación para los componentes de la atmósfera y la superficie terrestre (Voltaire et al., 2019). Para el componente atmosférico, se incluyen cambios en la representación de los procesos de convección superficial y profunda, microfísica y turbulencia. Para el componente de la superficie, los esquemas de nieve y suelo han sido refinados y la hidrología se ha enriquecido mediante la representación de inundaciones de acuíferos y ríos (Voltaire et al., 2019). Por otro lado, las proyecciones provenientes de estos modelos se basan en nuevas Vías Socioeconómicas Compartidas (SSPs, por sus siglas en inglés) producidas con versiones actualizadas de modelos integrados de evaluación (IAM, por sus siglas en inglés) y con base en datos actualizados sobre tendencias de emisiones recientes de gases de efecto invernadero (GEI) (Neill et al., 2018). La integración de los SSP y otras caracterizaciones de los futuros sociales permitirá analizar la mitigación, la adaptación y los impactos futuros que tengan en cuenta el cambio climático y social de manera coherente (Neill et al., 2018).

Aún con todos estos atributos, no sobra mencionar que los modelos no son exactos: entre ellos no describen el clima con una precisión similar y además no se desempeñan exitosamente para todas las regiones del planeta (Bonilla-Ovallos & Mesa, 2017). Las incertidumbres en las simulaciones y proyecciones futuras del cambio climático surgen de diferentes fuentes y se entrelazan unas con otras en los diferentes procesos de modelado, produciendo así un conjunto de una variedad de incertidumbres (Torres & Marengo, 2013). Algunos factores que contribuyen a la incertidumbre son el comportamiento estocástico y no lineal de los procesos del sistema climático, aspectos aleatorios de los forzamientos naturales y antropogénicos, retroalimentaciones de los diferentes sistemas originados por forzamientos externos, conocimiento escaso de las condiciones iniciales y de frontera del sistema completo y las incertidumbres mismas del modelo (Torres & Marengo, 2013). Es por esto, que deben ser comprendidas sus limitaciones y alcances para su uso para que el análisis y la toma de decisiones tengan en cuenta la incertidumbre asociada (Bonilla-Ovallos & Mesa, 2017).

Objetivos

3.1 Objetivo General

Evaluar la simulación histórica de la evapotranspiración y precipitación sobre el norte de Suramérica a partir de información obtenida de modelos de la sexta fase del Proyecto de Comparación de Modelos Acoplados (CMIP6).

3.2 Objetivos Específicos

- Caracterizar el comportamiento anual de la evapotranspiración y la precipitación en el norte de Suramérica, principalmente en las cuencas del Orinoco, el Magdalena y el Amazonas, de acuerdo con datos observados y de reanálisis.
- Analizar las simulaciones históricas de los modelos CMIP6 considerados para las variables evapotranspiración y precipitación.
- Identificar los sesgos de los diferentes modelos CMIP6 en la representación de las variables, en comparación con los datos observados y de reanálisis.

Datos y Metodología

4.1 Datos de Observaciones

En este trabajo, se usaron los datos del reanálisis del Centro Europeo de Pronósticos Meteorológicas a Mediano Plazo (ECMWF, por sus siglas en inglés), ERA5-Land, como línea base para la variable evapotranspiración, disponibles a una resolución horizontal de $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ (de 9km), cada hora, durante el periodo 1979-2014 (Hersbach et al., 2020). ERA5-Land proporciona una visión mejorada de las variables terrestres en comparación con ERA5. Este último reemplaza al reanálisis ERA-Interim, el cual fue ampliamente usado y reconocido por su representación en Suramérica (Sierra et al., 2018).

El reanálisis ERA5 incorpora un registro detallado de la atmósfera global, la superficie terrestre y las olas del océano, y una de sus principales fortalezas es la resolución temporal y espacial mucho más altas que las de los reanálisis anteriores (Hersbach et al., 2020). Adicional a lo anterior, otros cambios introducidos en ERA5 con respecto a ERA-Interim son la introducción del mapa de textura de suelo y una representación mejorada de la evaporación del suelo (Hersbach et al., 2020), la mejora en la representación de procesos troposféricos, incluyendo la mejor representación de ciclones tropicales, el mejor equilibrio global de precipitación y evaporación, la mejor representación de la humedad del suelo y la temperatura de superficie del mar más consistente (Hoffmann et al., 2019). Los datos se encuentran disponibles en línea en el Climate Change Service: <https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/home> (Wu et al., 2020).

Para la variable precipitación, se usaron los datos satelitales de la Misión de Medición de Lluvias Tropicales (TRMM), disponibles a una escala de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$, cada 3 horas, durante el periodo 1998-2019 (Huffman et al., 2007). Los datos de esta misión son procesados y distribuidos por la Administración Nacional de Aeronáutica y el Espacio (NASA) y por la Agencia Japonesa de Exploración Aeroespacial (JAXA) y fue diseñado para mejorar el conocimiento sobre la distribución y variabilidad de la precipitación sobre las regiones tropicales y subtropicales (Biasutti et al., 2012).

Tabla 1. Datos de referencia empleados para la evaluación de las simulaciones históricas CMIP6.

Datos de referencia			Datos Modelos CMIP6	
Variable	Base Datos	Descripción	Variable	Descripción
Evaporación	ERA5-Land	En m de lámina agua equivalente	Evaporación, incluyendo Sublimación y Transpiración	En $\text{kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$
	ERA5	En m de lámina agua equivalente	Flujo de calor latente desde la superficie	En W m^{-2}
Precipitación	TRMM	En mm/hr	Precipitación	En $\text{kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$

4.2 Simulaciones Históricas CMIP6

Para el presente trabajo, se seleccionaron ocho modelos del proyecto CMIP6 con el fin de evaluar su representación de las variables evapotranspiración (ET), precipitación (PCP) y su diferencia (P-E), en el norte de Suramérica. Se compararon las simulaciones de los modelos con datos históricos (observacionales y de reanálisis) para hacer un análisis cualitativo y cuantitativo de la habilidad de estos modelos en la representación de las variables sobre la región de interés. Este trabajo pretende dar continuidad a la primera parte del trabajo realizado por Rendón et al. (2020), quienes realizaron un análisis para los modelos en su fase anterior (CMIP5), y así aportar al conocimiento de los modelos y las instituciones encargadas para representar el clima en la región de estudio.

Los datos históricos de los modelos CMIP6 cubren el período 1850 – 2014 bajo forzamientos naturales y antrópicos, como la variabilidad solar, aerosoles volcánicos y cambios en la composición atmosférica causados por actividades humanas (GEI y aerosoles) (Eyring et al., 2016).

La información de los modelos CMIP6 seleccionados se obtuvo del Programa de Diagnóstico y Comparación de Modelos (PCDMI, por sus siglas en inglés), a través de la dirección online: <https://esgf-node.llnl.gov/projects/esgf-llnl/> (Boysen et al., 2020). Se eligió solo una de las simulaciones de cada modelo.

Tabla 2. Descripción general de los modelos CMIP6 usados en este estudio. Los asteriscos indican los modelos para los que se contó con información disponible para la estimación de la evapotranspiración para el ciclo diurno.

Modelo	Instituto (país)	Resolución espacial (lon*lat)	Referencias
CanESM5	Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis, Victoria, British Columbia – Canadá	2.8125° x 2.8125°	(Swart et al., 2019)
GFDL-ESM4	Geophysical Fluid Dynamics Laboratory – Estados Unidos	1.25° x 1°	(Krasting et al., 2018)
MIROC6*	Atmosphere and Ocean Research Institute (The University of Tokyo), National Institute for Environmental Studies, and Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology – Japón	1.40625° x 1.40625°	(H. Tatebe & Watanabe, 2018)
MPI-ESM1-2-HR*	Max Planck Institute for Meteorology – Alemania	0.9375° x 0.9375°	(Jungclaus et al., 2019)
MPI-ESM1-2-LR*	Max Planck Institute for Meteorology – Alemania	1.875° x 1.875°	(Wieners et al., 2019)
MRI-ESM2-0*	Meteorological Research Institute - Japón	1.125° x 1.125°	(Yukimoto et al., 2019)
NorESM2-LM	Norwegian Climate Centre (NorClim) - Noruega	2.5° x 1.89°	(Seland et al., 2020)
NorESM2-MM	Norwegian Climate Centre (NorClim) - Noruega	1.25° x 0.94°	(Seland et al., 2020)

4.3 Metodología

El período de análisis para el presente trabajo se basa en la disponibilidad de los conjuntos de datos de referencia previamente mencionados (ERA5-Land para evapotranspiración y TRMM para precipitación) y de los modelos CMIP6, con el fin de que coincidan tanto en fecha inicial como final. Así pues, para el caso de la evapotranspiración se selecciona el período entre 1981 y 2014 mientras que para la precipitación se considera el período entre 1998 y 2014. Dado que la variable P-E es una diferencia entre las anteriores variables, el período para la misma es entre 1998 y 2014. En la Tabla 1 se presentan las variables descargadas para las diferentes bases de datos.

Para hacer una descripción de la climatología del norte de Suramérica y las regiones bajo estudio, se realizaron mapas de la estacionalidad y de la variabilidad interanual de las variables precipitación y evapotranspiración, seguido de un análisis enfocado en siete regiones de interés, correspondientes a las cuencas del Amazonas, el Orinoco y el Magdalena-Cauca. Para ello, se realizaron gráficas de ciclo anual, diagramas de caja y bigotes y series de valores extremos acompañados de una descripción de los mismos, para cada variable. Lo anterior con el fin de identificar las principales características en términos de tasas y de variación anual para las regiones, para posteriormente ser comparadas con los datos de los modelos.

Para el análisis cualitativo, se graficaron mapas estacionales, mapas de sesgos y de variabilidad interanual para las variables precipitación y evapotranspiración, mientras que para la variable P-E se graficaron mapas estacionales, con el fin de conocer la capacidad de los modelos en representar tanto la estacionalidad como los patrones de variabilidad. Para evaluar los sesgos de los modelos, y dado que los modelos tienen diferentes resoluciones espaciales, se ajustó las bases de datos de referencia (ERA5-Land y TRMM) a la resolución original de cada modelo por medio de interpolaciones bilineales (Giorgi & Francisco, 2000; Morales et al., 2021; Sierra et al., 2018).

Por otro lado, el análisis cuantitativo consistió en el desarrollo de pruebas estadísticas y evaluaciones comparativas mediante diagramas de Taylor para todo el dominio de estudio, que integran la prueba de correlación de Pearson, el error medio cuadrático y la desviación estándar, y que permiten cuantificar el grado de correspondencia entre el comportamiento modelado y el observado (Taylor, 2001). Este procedimiento permite complementar con un análisis cuantitativo para identificar la capacidad de los modelos en representar las variables mencionadas sobre el área de estudio. Según esta metodología, los modelos que poseen la mejor representación son aquellos que: (1) tienen los mayores coeficientes de correlación r , (2) tienen una relación de desviaciones estándar más cercana a uno, lo cual asocia la varianza de la variable del modelo con respecto a la del conjunto de referencia, y (3) poseen un error cuadrático medio (MRS) cercano a cero (Ortega & Arias, 2018; Taylor, 2001).

Asimismo, se hizo una evaluación regional y a escala de cuenca de esta representación a partir de la obtención de series de tiempo asociadas a los ciclos anual y diurno de las variables bajo estudio (precipitación y evapotranspiración). Se incluye también la correlación de Pearson entre los ciclos anuales de las bases de datos de referencia y cada modelo, en el cual se espera obtener valores cercanos a 1. Sin embargo, un buen coeficiente de correlación no significa un

buen modelo pues este indicador no revela la escala ni la tendencia central de cada serie (Bonilla-Ovallos & Mesa, 2017).

Para el análisis diario de la precipitación y evapotranspiración cada 3 h, se estima la media de la variable para las últimas 3 h, tanto para los modelos como para los datos de referencia (Junquas et al., 2018). Para los modelos, se trabajó con la variable flujo de calor latente de la superficie de CMIP6 para estimar la evapotranspiración, ya que para esta escala temporal no se encontró directamente disponible la variable Evaporación, que incluya Sublimación y Transpiración. Es importante destacar que la variable evapotranspiración se estimó sólo para los modelos que presentan un * en la Tabla 2, debido a que los demás modelos no tenían esta información disponible durante el desarrollo de este trabajo.

4.4 Área de Estudio

Debido a la diversidad de biomas y climas, el presente trabajo se centra sobre el norte de Suramérica, en específico el área de estudio se ubica entre los 25°S - 15°N y 90°O - 30°E (Figura 1). Adicionalmente, se identificaron diferentes regiones de las cuencas del Orinoco, Amazonas y Magdalena Cauca para profundizar en el análisis de la evapotranspiración, precipitación y el déficit hídrico sobre el continente. Las regiones definidas para las cuencas del Orinoco y Amazonas son tomadas del estudio realizado por Arias et al. (2020), con base en la cobertura del suelo, el clima y la variabilidad del Índice de Vegetación de Diferencias

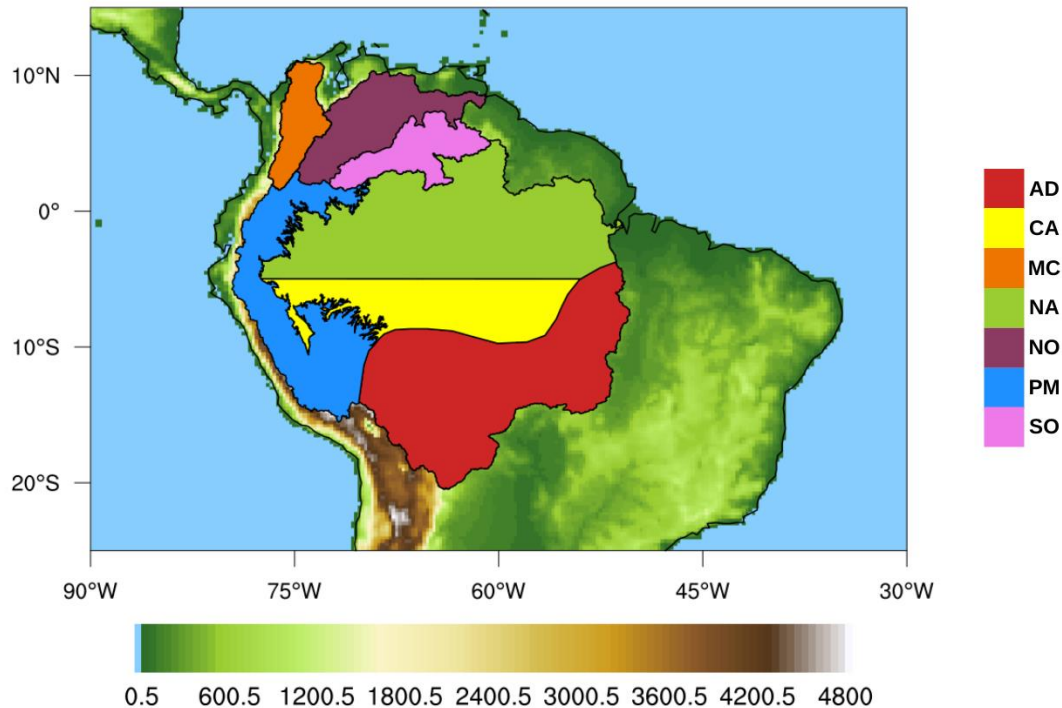


Figura 1. Área de estudio y regiones consideradas: AD "Arco de Deforestación", CA "Centro de la Amazonía", MC "Magdalena Cauca", NA "Norte de la Amazonía", NO "Norte de la Orinoquía", PM "Piedemonte Amazónico", SO "Sur de la Orinoquía"

Normalizadas (NDVI). Así pues, se definen cuatro regiones para la cuenca del Amazonas y dos para la del Orinoco, como se describe a continuación. Estas regiones se presentan en la Figura 1.

Para la cuenca Amazónica, se definen el norte (NA) y centro (CA) de la Amazonía pues se ha evidenciado desfases en procesos del ciclo hidrológico, como diferencias entre sus ciclos anuales de precipitación y en las contribuciones como fuentes de humedad para América del Sur (Arias et al., 2020; Espinoza et al., 2009; Hoyos et al., 2019). Por otro lado, se define el Arco de Deforestación (AD), que comprende el sur del Amazonas, y es una región importante porque presenta la temporada seca más larga de la Amazonia, exhibe las mayores tasas de deforestación y su vegetación es particularmente sensible a los cambios en la duración de la temporada seca (Costa & Pires, 2010). Además, se caracteriza por tener una mayor variedad de cobertura vegetal, con presencia de sabanas y parches urbanos (Arias et al., 2020). Por causa de la intervención antrópica y la deforestación en la misma región, pero también en zonas cercanas, se ha identificado un incremento en la duración de la temporada seca y aún se espera que esto siga sucediendo, siendo la región en la que se espera los impactos más intensos en relación con las demás regiones (Alves et al., 2017; Ruiz-Vásquez et al., 2020). Por último, el Piedemonte Andino (PM), corresponde al flanco este de la cordillera de los Andes, delimitada desde lo más alto de los Andes hasta una altura de 200 msnm y cuyas precipitaciones difieren con las llanuras del Amazonas (Rivera & Arnould, 2020). Esta zona involucra una de las regiones biológicas más importantes del mundo, y contiene la transición entre los Andes y la Amazonía, que se encuentra entre las regiones más lluviosas del mundo (Arias et al., 2020; Espinoza et al., 2015).

Para la cuenca del Orinoco, se considera el norte de la Orinoquía (NO), la cual se caracteriza por la presencia de sabanas tropicales, y el sur de la Orinoquía (SO), caracterizado por tener presencia de vegetación boscosa, la cual bordea la cuenca del norte del Amazonas (Arias et al., 2020; Ramírez et al., 2018). La principal fuente de humedad a estas regiones es el océano Atlántico, en particular el Atlántico Norte que modula la precipitación durante finales de primavera y principios de verano boreal, mientras que la fuente del Atlántico Sur subtropical mantiene la precipitación durante finales de verano y otoño (Nieto et al., 2008). Así como para la cuenca del Amazonas, la cuenca del Orinoco está siendo amenazada por una gran y rápida conversión de sabana natural a agricultura (Lavelle et al., 2014). Los estudios enfocados en esta cuenca son relativamente escasos por lo que se pretende proporcionar nuevos elementos para mejorar la comprensión del ciclo del agua en la cuenca y las implicaciones ambientales que la conversión de los suelos naturales a otros tipos de cobertura se están presentando (Arias et al., 2020; Nieto et al., 2008). En especial porque sobre la cuenca del Orinoco se están presentando dinámicas complejas de deforestación cuyos daños se han comparado con los del Cerrado y las posibles pérdidas que pudiesen generarse en términos de capital biótico y natural (Lavelle et al., 2014).

Por último, la región denominada Magdalena-Cauca, que se encuentra sobre Colombia, corresponde a las cuencas de los ríos Magdalena y Cauca (Figura 1). Esta región incluye parte de las regiones naturales de Colombia Andina y Caribe, las cuales son establecidas considerando capas temáticas de topografía, ecosistemas, vegetación y cuencas hidrográficas (González-Orozco, 2021). La cuenca Magdalena-Cauca alberga diferentes ecosistemas andinos que van desde los valles interandinos, elevaciones medias (laderas de las cordilleras) hasta el

tope de la cordillera y más al norte, se encuentran el Delta del río Magdalena, las Sabanas del Caribe y la Depresión Momposina (González-Orozco, 2021). Los ecosistemas andinos están conformados por el Bosque Andino, Altoandino, Páramo (incluyendo al pre y superpáramo), Glaciares y Nevados, los cuales prestan diferentes servicios ecosistémicos a las comunidades aledañas, tales como almacenamiento y regulación del de agua dulce, sumideros de carbono y reservorios de una alta biodiversidad (Bruijnzeel et al., 2010; Garavito Rincón, 2015; González-Orozco, 2021; Ruiz et al., 2008). Desafortunadamente, estos ecosistemas están ampliamente amenazados por múltiples factores como el cambio climático, la fragmentación y el cambio en el uso del suelo como consecuencia de actividades agrícolas, ganaderas y fenómenos de expansión urbana (Ruiz et al., 2008; Zazulie et al., 2017). Los impactos sobre cada uno de los ecosistemas ante cambios en la precipitación, temperatura y otros aún no son bien conocidos, pero implicaciones sobre el recurso hídrico traería graves problemas para los ecosistemas, las comunidades y las actividades económicas lo que los convierte en ecosistemas altamente vulnerables y objeto de conservación (Espinoza et al., 2020; Garavito Rincón, 2015; Zazulie et al., 2017).

Por otro lado, para el norte de Colombia, que coincide con el norte de la región Magdalena-Cauca, hay predicciones de decrecimiento en la precipitación (Hurtado & Mesa, 2015) y, por tanto, deben ser estudiadas las variables que intervienen en el clima de la región, con el fin de poder predecir sus variaciones ante diferentes escenarios.

Resultados

5.1. Climatología del Área y Regiones de Estudio

El mayor control del ciclo anual y estacional del clima en el área de estudio es generado por la migración de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) y el patrón de vientos alisios asociados, asociados a cambios en las temperaturas superficiales y en la precipitación, dándose en el verano boreal altas precipitaciones en Centroamérica y el norte de Suramérica, y tasas mínimas para el centro este de Brasil (Durán-Quesada et al., 2012; G. Poveda, 2004; Poveda & Mesa, 1997). Además de la ZCIT, existen otros mecanismos que contribuyen a la precipitación y su distribución en la región, en los patrones de reciclaje de humedad y otros procesos como los chorros de bajo nivel, la cobertura terrestre, los gradientes térmicos y la topografía (Durán-Quesada et al., 2012; van der Ent et al., 2010). En efecto, los principales controles de esta distribución son la Cordillera de los Andes y los océanos Pacífico oriental y Atlántico occidental, la circulación atmosférica sobre la cuenca del Amazonas y las diferencias contrastantes de vegetación y humedad del suelo que producen una variedad de regímenes unimodales y bimodales (Espinoza et al., 2020; Poveda & Mesa, 1997).

La naturaleza de la evapotranspiración está muy asociada a la actividad fotosintética de las plantas, la cual depende de la cobertura vegetal, la ubicación geográfica y la disponibilidad de agua, entre otros aspectos. Por ello, durante los períodos en los que abunda la disponibilidad de agua, la fotosíntesis y, por tanto, la transpiración de las plantas serán elevadas (Newman et al., 2006), mientras que la poca disponibilidad de agua trae consigo menores tasas de evapotranspiración. Esto es precisamente lo que se observa en la Figura 2, que muestra que las tasas de evapotranspiración para el Arco de Deforestación, el Norte de la Orinoquia y el Piedemonte Andino son más bajas en julio-septiembre, enero-marzo y junio-julio, respectivamente, asociadas a las temporadas con las más bajas tasas de precipitación. En la Figura 3 se observa que para la temporada de JJA, las tasas más bajas de evapotranspiración ocurren al sureste del área de estudio, las cuales también coinciden con las bajas tasas de precipitación (Figura 4) y los bajos valores de NDVI que sobre esta región se observan en el estudio de Arias et al. (2020). Por su parte, más al norte se presentan mayores tasas de evapotranspiración y mayores valores de NDVI, asociando esta alta actividad a una mayor radiación solar incidente y la capacidad de los árboles de absorber agua del suelo y mantener

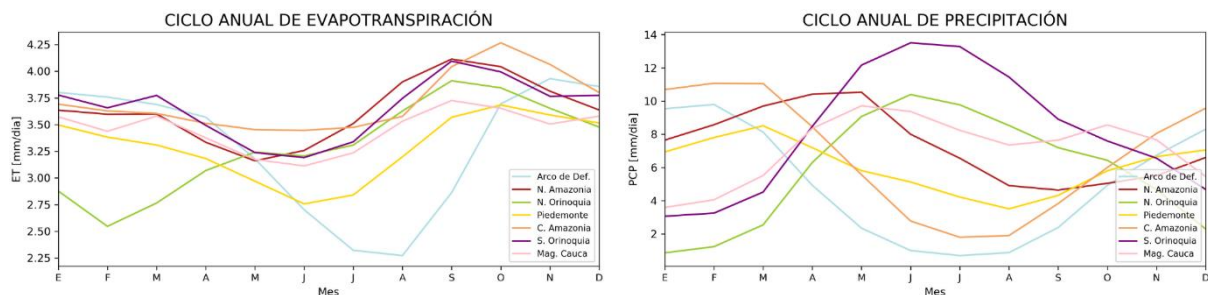


Figura 2. Ciclos anuales de evapotranspiración (izquierda) y precipitación (derecha) para las regiones de estudio según ERA5-Land y TRMM, respectivamente.

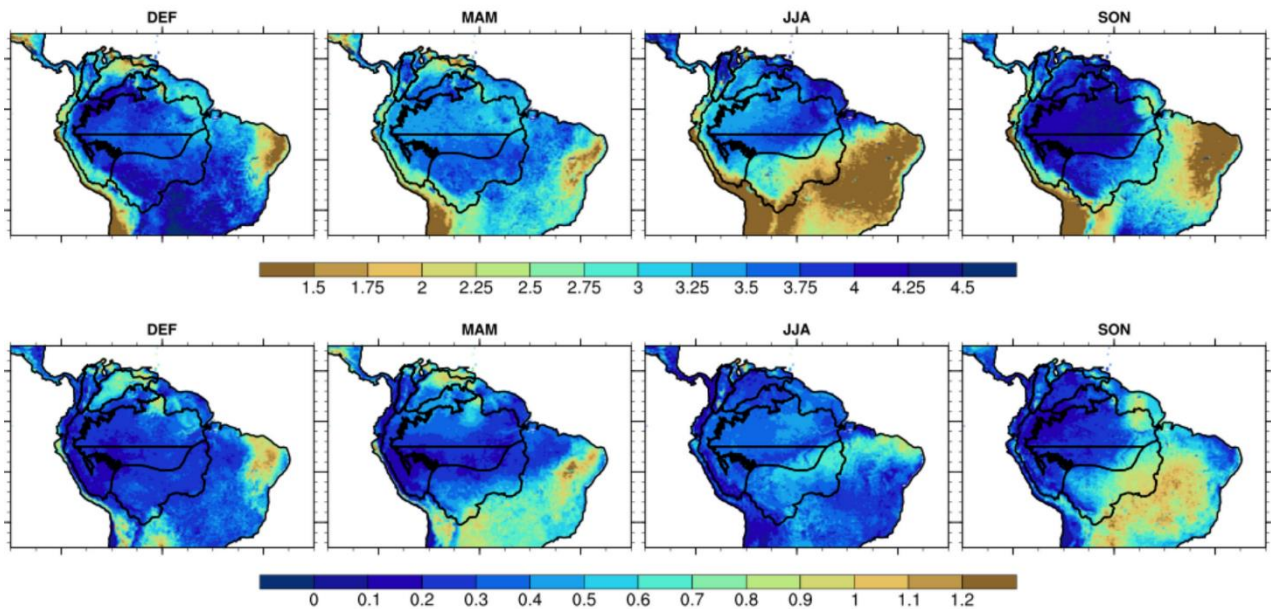


Figura 3. Promedio climatológico estacional (arriba) y desviación estándar estacional (abajo) de evapotranspiración para el período 1981-2014 según ERA5-Land. Los polígonos corresponden a las 7 regiones de estudio consideradas: AD "Arco de Deforestación", CA "Centro de la Amazonía", MC "Magdalena Cauca", NA "Norte de la Amazonía", NO "Norte de la Orinoquía", PM "Piedemonte Amazónico", SO "Sur de la Orinoquía". Los valores se dan en mm/día

las copas de los árboles verdes (Arias et al., 2020; Davidson et al., 2012). A su vez, para la cuenca del río Orinoco, las mayores tasas de evapotranspiración se asocian a altos valores de NDVI durante las temporadas de JJA y SON (Figura 3, panel superior) (Arias et al., 2020). Finalmente, para la región Magdalena-Cauca, las altas tasas de evapotranspiración se presentan para las últimas temporadas del año, lo cual coincide con mayor precipitación en la región.

El panel inferior de la Figura 3 presenta la desviación estándar climatológica estacional para la evapotranspiración durante 1981-2014. Los mayores valores se observan para el Cerrado y el este de Brasil para todo el año, variando en magnitud y ubicación de máximos, y que se asocia a las características propias de la vegetación y a las consecuencias que la deforestación ha tenido en la región. Para la temporada SON, la variabilidad de la evapotranspiración se extiende sobre el Arco de Deforestación y el sur de Brasil. Para el norte de la cuenca, se observan las menores desviaciones estándar para la variable en la que, a su vez, según el

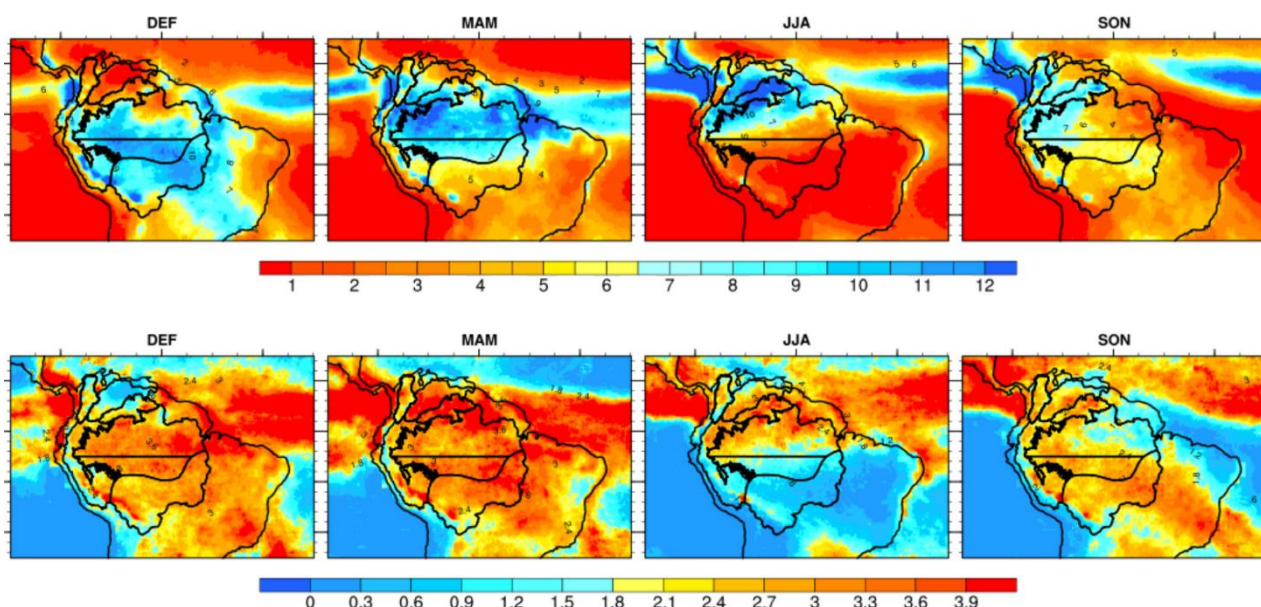


Figura 4. Promedio climatológico estacional (arriba) y desviación estándar estacional (abajo) de precipitación para el período 1998-2014 según TRMM. Los polígonos corresponden a las 7 regiones de estudio consideradas: AD "Arco de Deforestación", CA "Centro de la Amazonía", MC "Magdalena Cauca", NA "Norte de la Amazonía", NO "Norte de la Orinoquía", PM "Piedemonte Amazónico", SO "Sur de la Orinoquía". Los valores se dan en mm/día

estudio de Arias et al. (2020), se observan los valores más bajos para la variabilidad del NDVI, caracterizado por un ciclo anual de lluvias más regular (Arias et al., 2020; Martins et al., 2014). En la cuenca de la Orinoquía, la mayor variabilidad la presenta la región del norte para las primeras dos temporadas del año, donde la vegetación es principalmente arbustos, pastos y sabanas y que también se asocia con una baja variabilidad del NDVI (Arias et al., 2020).

El panel superior de la Figura 4 presenta la distribución espacial de la precipitación sobre el norte de Suramérica. Se observa claramente la oscilación de la ZCIT y las altas tasas de precipitación asociadas. Durante la primera temporada, la ZCIT llega a su máximo desplazamiento septentrional (verano austral) y durante JJA, la ZCIT se encuentra en su posición más meridional (verano boreal) (Poveda, 2004). Los patrones de circulación de los vientos asociados a la ubicación de la ZCIT constituyen una fuente de humedad muy importante para el ciclo hidrológico en la Amazonía (Espinoza et al., 2009). Así mismo, la temporada de DEF corresponde al máximo de precipitación en el sur de la Amazonía y los Andes (AD, CA y PM) en asociación con la fase madura del Monzón de Suramérica, unos vientos alisios más intensos y unas mayores tasas de evapotranspiración sobre la Amazonía (Junquas et al., 2018; Poveda et al., 2014). Por otro lado, en el panel inferior de la Figura 4 se presenta la variabilidad interanual de la precipitación. En general se observa que las zonas con mayores tasas de precipitación se asocian a zonas con mayor variabilidad. Sobre el continente, el ciclo anual de precipitación y el fenómeno del ENSO son los principales factores encargados de la variabilidad de la precipitación (Sierra et al., 2015).

En la derecha de la Figura 2, las regiones con las más altas tasas de precipitación de la cuenca Amazónica son el Centro y Norte de la Amazonía. Se observa cómo la ubicación de las altas

tasas de precipitación depende de la migración de la ZCIT. La región CA presenta sus más altas tasas en febrero-marzo, y a medida que se desplaza la ZCIT al norte, durante la temporada de abril-mayo, la región NA presenta las más altas tasas de precipitación. El Piedemonte Amazónico es una de las regiones de la cuenca con mayor precipitación a lo largo del año, teniendo la menor estacionalidad. Sobre esta región pasa un río atmosférico conocido como el chorro de bajo nivel de Suramérica, que transporta humedad desde el Océano Atlántico y la Amazonía impulsado por los vientos alisios y al llegar a los Andes toma un giro anticiclónico transportando humedad hasta el sur del continente (Espinoza et al., 2015; Espinoza et al., 2020; Poveda et al., 2014). Las condiciones secas de la región prevalecen de mayo a septiembre, asociado al debilitamiento del transporte de humedad (Espinoza et al., 2015). Para el caso de la cuenca del Orinoco, se observa que las tasas más altas de precipitación las presenta la región sur mientras que el norte muestra casi 2 órdenes (mm/día) menor durante el período mayo-julio (Lavelle et al., 2014). Para la región de Magdalena-Cauca, se identifica una bimodalidad, con los picos en mayo y octubre, como resultado del doble paso de la ZCIT sobre el territorio (Figura 4) (Bonilla-Ovallos & Mesa, 2017; Poveda et al., 2014).

Los diagramas de caja son útiles para la comparación simultánea de la distribución de las variables en las diferentes regiones (Banacos, 2011). Para la variable evapotranspiración se puede observar que el valor central del conjunto de datos para cada región es muy similar entre ellos, oscilando alrededor de los 3.5 mm/día (Figura 5), encontrándose por debajo de este valor solo los de las regiones Norte de la Orinoquía y Piedemonte. Es posible determinar también que el Arco de Deforestación tiene una asimetría negativa más marcada que las demás regiones y una mayor dispersión de los datos, pues tiene el mayor rango intercuartil (IQR). Por el contrario, el menor IQR se observa para la región Magdalena-Cauca, es decir, la evapotranspiración varía mucho menos en MC que en las demás regiones, mientras que los demás tienen una amplitud muy similar. Se ha determinado que para muestras grandes y confiables, hay un 50% de probabilidad de que las observaciones futuras estén dentro de la caja del gráfico (es decir, la frecuencia relativa se puede interpretar como una probabilidad de ocurrencia) (Banacos, 2011). Pero esto puede variar, especialmente en el AD, donde se ha visto una constante alteración del suelo que a su vez altera las tasas de evapotranspiración en la región. Por otro lado, se observa que la región Norte de la Orinoquía es la única que tiene un valor atípico. En la Figura 6 se presentan los valores extremos asociados al 5% de los valores

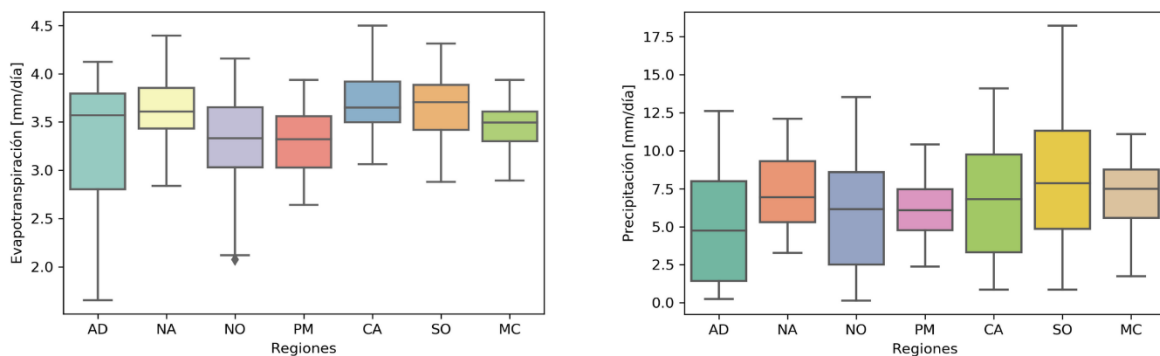


Figura 5. Diagramas de cajas y bigotes para la evapotranspiración (izquierda) y precipitación (derecha) para las regiones de estudio según ERA5-Land y TRMM, respectivamente.

más altos (panel izquierdo) y los más bajos (panel derecho) para cada región de estudio. De la figura se observa que para la evapotranspiración y la región NO, el valor más bajo coincide con el año 1998, asociado con el valor atípico presentado. El Norte de la Orinoquía y el Arco de Deforestación presentan una asimetría negativa y las tasas más bajas de evapotranspiración (Banacos, 2011). Para el caso de la precipitación en las regiones de estudio, es posible observar una mayor dispersión de los datos en comparación con los datos de evapotranspiración (Figura 5), lo cual también se observaba en el ciclo anual (Figura 2). La región con la menor dispersión es el Piedemonte y las de mayor IQR son AD, CA y SO, siendo muy similares entre sí. Los valores medios de todas las regiones se encuentran entre los 5 y 7.5 mm/día, teniendo AD el menor valor. En cuanto a los valores más bajos, casi todas las regiones tienen tasas muy similares de precipitación, mientras que las mayores tasas corresponden a la región del sur de la Orinoquía.

Considerando que se han documentado eventos dramáticos para la cuenca Amazónica, como la sequía en 2005 y la inundación en 2006 (Arias et al., 2020; Espinoza et al., 2015), se analizan las series de valores extremos (Figura 6) con el objetivo de identificar si las variables presentan una diferencia con respecto al promedio histórico en estas fechas. De la Figura 6 se concluye que estos eventos no se distinguen claramente para las series de valores extremos de evapotranspiración y precipitación. Para el caso de la sequía de 2005, solo se la región del Centro de la Amazonía presenta su valor más bajo para este año; por su parte el Arco de Deforestación no presenta una mayor alteración a diferencia de las observadas entre 2001 y 2003. Para 2005, el norte de la Amazonía no presenta valores inferiores que los presentados para otros años. Para el año siguiente, al que se le asocia un período de inundación (2006), la representación máxima de la precipitación difiere para las regiones amazónicas. Solo para la región del Norte de la Amazonía se observa su valor máximo sobre este año, mientras que para

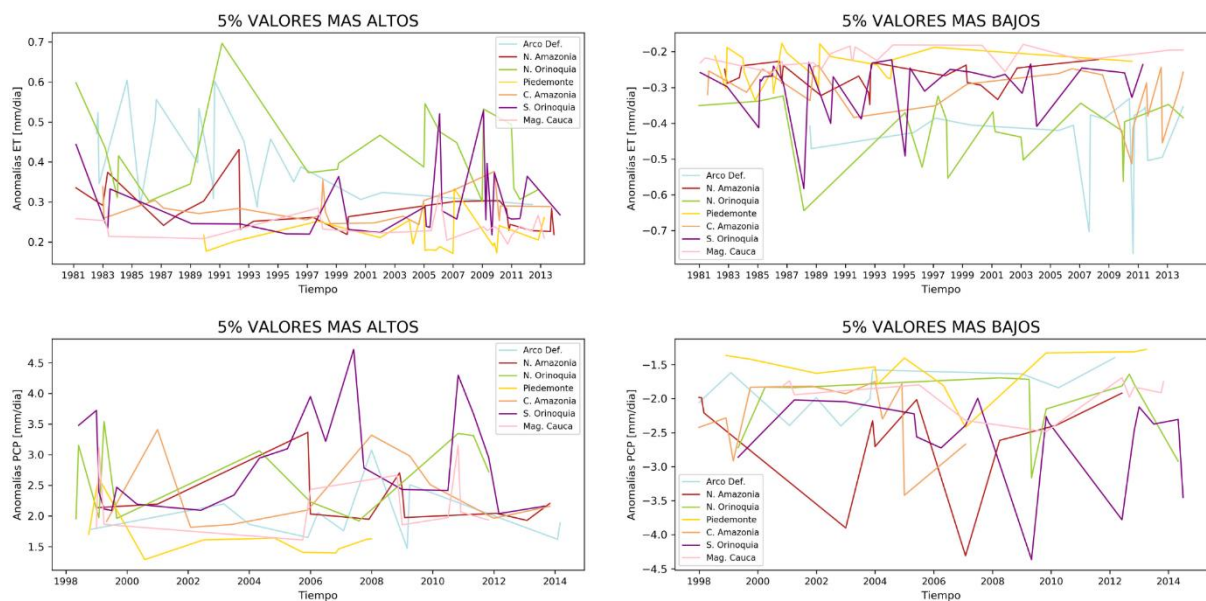


Figura 6. Valores extremos superiores (columna izquierda) y valores extremos inferiores (columna derecha) asociados al 5% de los datos para las variables evapotranspiración (fila superior) y precipitación (fila inferior), según ERA5-Land y TRMM, respectivamente

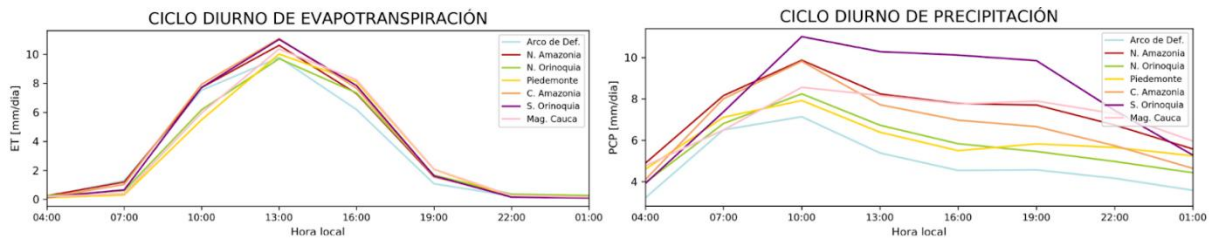


Figura 7. Ciclo diario para la evapotranspiración (izquierda) y precipitación (derecha) para las regiones de estudio, según ERA5-Land y TRMM, respectivamente. Los datos se centran en la hora local.

el Arco de Deforestación los valores más altos se encuentran para el año 2008 y el valor máximo de precipitación se encuentra para los años 2001 y 2008.

Por último, se observa que las regiones AD y NO a las que se le asocian las tasas más bajas de evapotranspiración, también son las que presentan las mayores variaciones con respecto al promedio, tanto para las anomalías de los valores más altos como los más bajos.

La Figura 7 presenta el ciclo diario de la evapotranspiración y la precipitación para las diferentes regiones de estudio. En general, se observa que las tasas de evapotranspiración para el ciclo diario son muy similares, en comparación con la precipitación cuyas tasas varían para cada región. Esto se debe a que la actividad fotosintética de las plantas a la que se asocia la evapotranspiración está directamente relacionada con la incidencia de la radiación solar (Costa & Pires, 2010). Por ello, las mayores tasas de evapotranspiración se asocian a las horas de mayor radiación solar, donde hay mayor energía disponible para que se den procesos de flujo de calor latente. Por su parte, para el ciclo diario de la precipitación, la región AD tiene las tasas más bajas, mientras que las más altas las tiene la región SO. Se ha estimado que el ciclo diario de precipitación de las regiones son una combinación de diferentes factores, como la circulación superficial local y el transporte de humedad (Junquas et al., 2018), por eso se espera que las tasas varíen más para esta variable.

5.2 Análisis de Simulaciones de Evapotranspiración

5.2.1 Estacionalidad y Variabilidad Interanual

La Figura 8 presenta los datos estacionales de evapotranspiración del reanálisis ERA5-Land y el promedio estacional del histórico de los modelos CMIP6 bajo estudio. Para complementar el análisis de los modelos, la Figura 9 presenta las diferencias climatológicas entre los modelos con respecto a los datos de ERA5-Land. Para el verano austral, el reanálisis presenta como zonas de bajas tasas de evapotranspiración al este de Brasil y otra pequeña zona al norte de Venezuela, en el límite con el Caribe. De los modelos que se presentan sólo el modelo NorESM2-MM logra simular la evapotranspiración al este de Brasil. Por su parte, para el norte de Venezuela, todos los modelos sobreestiman la evapotranspiración, excepto los modelos de la familia NorESM (Figura 9). Análogamente, para el centro del Amazonas todos los modelos muestran una evapotranspiración mayor a la del reanálisis a excepción de los de la familia NorESM que presentan valores menores (Figuras 8 y 9).

Para la temporada MAM, el reanálisis presenta valores menores que en DEF en casi todo el continente y siguen siendo los modelos NorESM los que permanecen con unos valores más cercanos a los del reanálisis, mientras que los demás presentan altas tasas para el centro de la Amazonía y muy bajas al norte de Venezuela y el Escudo Guyanés (Figura 8). En cuanto a la zona al norte del continente, se observa que para los modelos mencionados permanece un sesgo negativo a lo largo de todo el año, pero en menor medida para la temporada de JJA (Figura 9).

Pasando a JJA, la evapotranspiración observada en el reanálisis y los modelos es la más baja de todas las temporadas, en especial al sur y este del área de estudio, es decir, sobre el Cerrado,

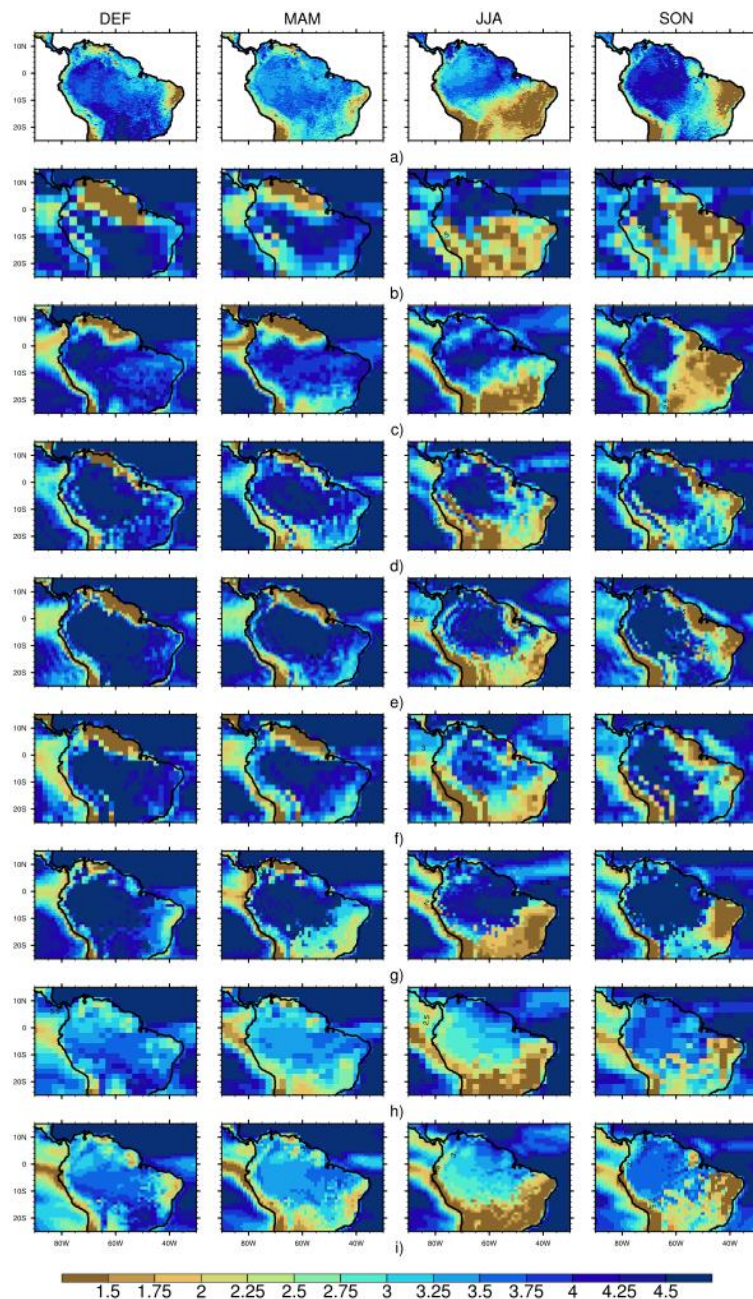


Figura 8. Distribución espacial de la evapotranspiración en mm/día sobre el norte de Sudamérica durante el período histórico 1981-2014. a) ERA5-Land, b) CanESM5, c) GFDL-ESM4, d) MIROC6, e) MPI-ESM1-2-HR, f) MPI-ESM1-2-LR, g) MRI-ESM2-o, h) NorESM2-LM e i) NORESM2-MM.

el sur del Arco de Deforestación y el norte de Chile. Esto coincide con la temporada seca del Amazonas (Rendón et al., 2020). Como se observa en la Figura 8, el modelo CanESM5 presenta muy bajas tasas de evapotranspiración sobre el sur del área de estudio llegando casi hasta el norte de la cuenca Amazónica. Los modelos MIROC6, los de la familia MPI y MRI-ESM2-0 presentan un sur del Amazonas con una evapotranspiración muy baja y el norte del Amazonas con tasas mayores a lo representado por ERA5-Land. Para esta misma temporada, los modelos NorESM subestiman la evapotranspiración para el centro de la cuenca Amazónica y el norte del área de estudio. Como se presenta en la Figura 9, los sesgos espaciales para el verano boreal varían para cada modelo. Los sesgos negativos para el modelo CanESM5 se presentan sobre el centro de la Amazonía, para el modelo MIROC6 y los de la familia MPI,

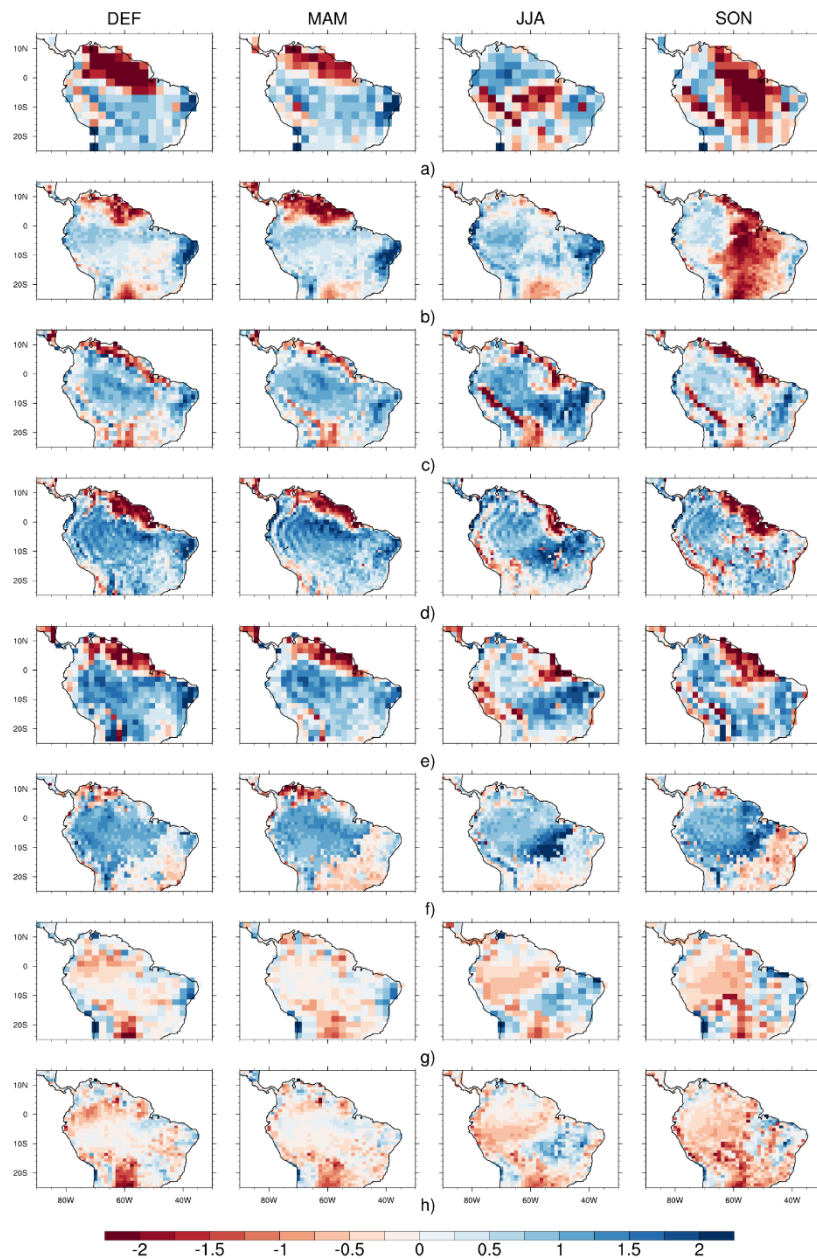


Figura 9. Sesgos de evapotranspiración con respecto a ERA5-Land sobre el norte de Suramérica.
a) CanESM5, b) GFDL-ESM4, c) MIROC6, d) MPI-ESM1-2-HR, e) MPI-ESM1-2-LR, f) MRI-ESM2-0, g) NorESM2-LM y h) NORESM2-MM.

sobre las Guayanas y parte del Piedemonte Andino, y finalmente para los de la familia NorESM se presenta un sesgo negativo sobre casi todo el continente, pero de menor magnitud.

Se destacan también las bajas tasas de evapotranspiración que tanto los modelos como los datos de ERA5-Land presentan sobre Los Andes al oeste del continente durante todo el año (Figura 8). Finalmente, se identifican importantes sesgos negativos de los modelos CanESM5 y GFDL-ESM4 sobre la mitad oriental del continente Suramericano.

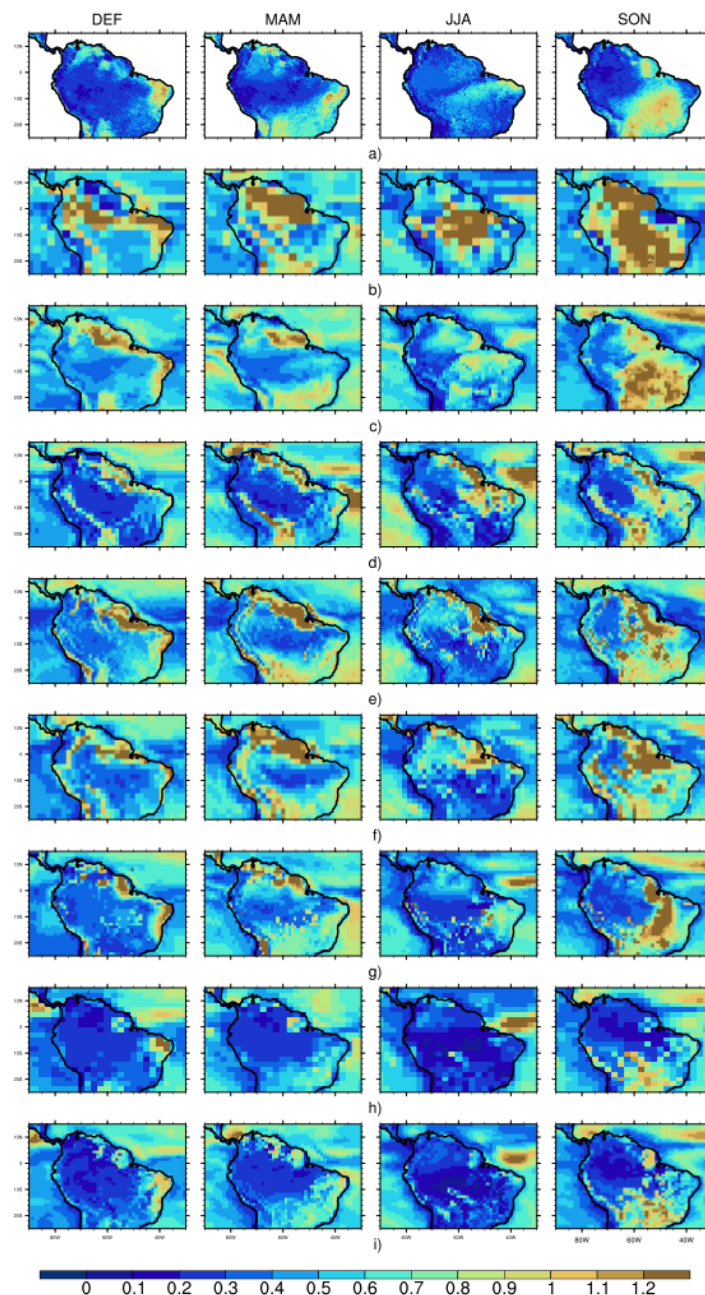


Figura 10. Desviación estándar estacional para la evapotranspiración en mm/día sobre el norte de Suramérica. a) ERA5-Land, b) CanESM5, c) GFDL-ESM4, d) MIROC6, e) MPI-ESM1-2-HR, f) MPI-ESM1-2-LR, g) MRI-ESM2-o, h) NorESM2-LM e i) NORESM2-MM.-2-LR, f) MRI-ESM2-o, g) NorESM2-LM y h) NORESM2-MM.

Para identificar si los ocho modelos elegidos son capaces de simular las áreas con mayor variabilidad interanual de evapotranspiración en el norte de Suramérica, la Figura 10 muestra la desviación estándar estacional para el conjunto de referencia y los ocho modelos. Todos los modelos, excepto los de la familia NorESM, reproducen una variabilidad mayor para toda el área de estudio y todas las temporadas del año que la mostrada por ERA5-Land. El modelo CanESM5 es el modelo que más sobreestima la variabilidad interanual de la evapotranspiración sobre toda la región y todas las temporadas, especialmente para la temporada SON. Además, los modelos no presentan una distribución de la variabilidad similar a la del reanálisis. Los modelos NorESM son los que mejor representación tienen, tanto en magnitud como en la ubicación de esas zonas de máxima variabilidad, salvo para la temporada JJA en la que no logran identificar los mayores valores de desviación estándar para el noreste de Brasil y mantienen una homogeneidad espacial de esta variabilidad para todo el continente. Particularmente para esta temporada, ninguno de los modelos logra una buena representación de la variabilidad de la evapotranspiración, siendo el modelo CanESM5 quien presenta la más alta variabilidad para el centro de la Amazonía. Los demás modelos presentan altos valores de desviación estándar durante DEF y MAM para el Escudo Guyanés, extendiéndose también hacia el noreste de Brasil, zonas en las que además se identificaron bajas tasas de evapotranspiración para estos mismos modelos y temporadas (Figura 8). En último término, para SON persiste nuevamente la dificultad de simular la desviación estándar del reanálisis, pues los modelos no logran identificar al noroeste del continente una baja variabilidad (exceptuando los modelos de la familia NorESM).

La Figura 11 presenta los ciclos anuales climatológicos de evapotranspiración para las regiones consideradas durante el período histórico 1981-2014. Teniendo en cuenta que la evaporación sobre la cuenca Amazónica varía entre 3.5 mm/día y 4 mm/día (Shuttleworth, 1988), dependiendo de la temporada del año y la región, se puede decir que varios de los modelos presentan un rango un poco más amplio para las regiones sobre esta cuenca, en particular para el modelo CanESM5, que llega a tener un amplio rango de hasta 5 mm/día.

Para la región AD se observa que casi todos los modelos presentan un ciclo similar al de ERA5-Land pero sobreestimando la evapotranspiración, especialmente el modelo MRI-ESM2-0. El modelo CanESM5 presenta mayores variaciones con una importante subestimación en los meses de julio a octubre, y muestra el menor valor para agosto. A su vez, el modelo GFDL-ESM4 presenta sus valores mínimos en los meses de septiembre y octubre, caso que ocurría para la versión CMIP5 de este modelo (GFDL-ESM2G) (Martins et al., 2014).

En cuanto a la región CA, se observa que el modelo MRI-ESM2-0 sobreestima la evapotranspiración, pero es el modelo con la correlación más alta del conjunto. Los modelos de la familia NorESM tienen un comportamiento muy similar, siendo los únicos que subestiman la variable. Nuevamente, el modelo CanESM5 presenta una subestimación marcada sobre los meses de julio a octubre. El modelo GFDL-ESM4 presenta sus mayores valores en los meses de mayo a julio y sus menores valores en septiembre y octubre, siendo este comportamiento el opuesto al de ERA5-Land.

La región MC es de todas las regiones la que mayor variabilidad estacional presenta entre los modelos y el reanálisis pero la que en un menor rango de valores lo hace. Es decir, las demás regiones presentan diferencias entre los modelos y ERA5-Land que supera los 2 mm/día, en

tanto que para la región MC, las diferencias entre los modelos y el conjunto de datos de referencia se encuentran por debajo de este valor. Para este caso, nuevamente la mayoría de los modelos sobreestiman la evapotranspiración, en particular el modelo MPI-ESM1-2-HR. Sin embargo, el modelo MPI-ESM1-2-HR tiene la mayor correlación con respecto a ERA5-Land.

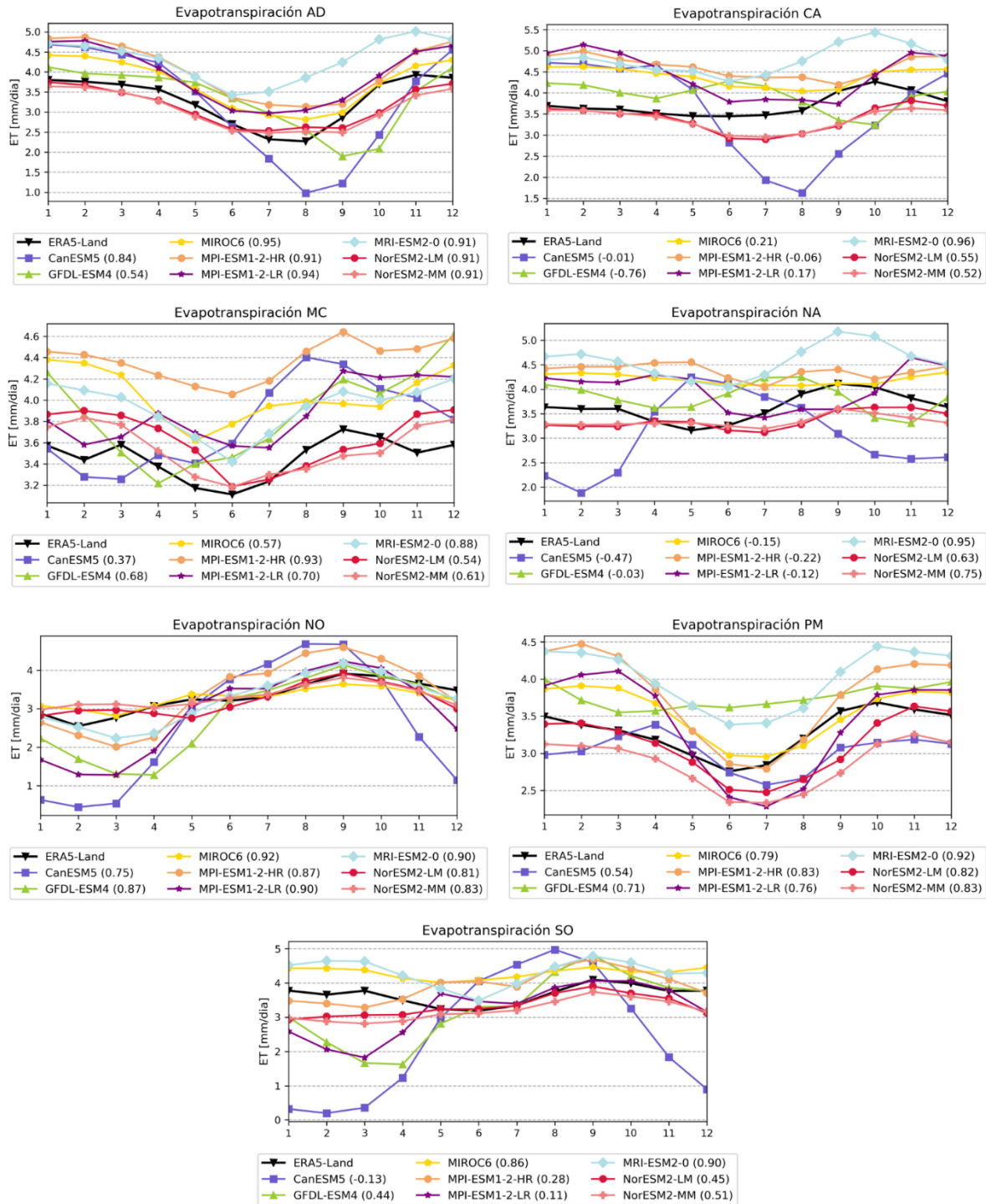


Figura 11. Ciclos anuales climatológicos de evapotranspiración de ERA5-Land y los ocho modelos CMIP6 durante el período histórico 1981-2014, para las regiones de estudio. Unidades en mm/día. Los valores entre paréntesis corresponden a los coeficientes de correlación entre el ciclo anual del respectivo modelo y el ciclo anual de ERA5-Land.

Para la región NA, todos los modelos excepto los de la familia NorESM y el modelo MRI-ESM2-0 presentan correlaciones negativas, lo que sugiere que los modelos considerados tienen sesgos marcados en la representación de la estacionalidad de la evapotranspiración sobre esta región.

Finalmente, para el caso del NO, los modelos CanESM5, GFDL-ESM4, MPI-HR, MPI-LR, y MRI-ESM2-0 presentan una estacionalidad más marcada que la de ERA5-Land. En especial, se observa una importante subestimación en los primeros meses del año. Este comportamiento ya se había observado en un estudio anterior para los modelos de CMIP5 (Rendón et al., 2020). Los modelos MIROC6 y de la familia NorESM presentan un comportamiento similar al representado por el reanálisis. Para este caso, el modelo MIROC6 presenta la más alta correlación, seguido por los modelos de la familia MPI y MRI-ESM2-0.

5.2.2 Evaluación de las simulaciones de los modelos CMIP6

La Figura 12 muestra los diagramas de Taylor para la variable evapotranspiración para el período histórico 1981-2014, considerando ERA5-Land como conjunto de datos de referencia. Para esta variable en particular se presentan los valores más altos de relación de desviaciones estándar normalizada y de error cuadrático medio (RMS) con respecto a las demás variables. Esto implica que la desviación estándar espacial de los modelos es mucho mayor a la del reanálisis, y en cuanto a los valores presentados error cuadrático medio se asocia con una baja precisión de las estimaciones de los modelos. En general, durante las primeras dos temporadas se presentan los mayores sesgos de los modelos para el área de estudio.

Dadas estas características, se observa que el modelo NorESM2-MM es el mejor para representar la evapotranspiración y particularmente para la primera temporada, presenta la mejor ubicación en el diagrama con respecto a los demás modelos, teniendo una correlación superior a 0.9. Otros buenos modelos en términos de la representación de la variable son MRI-ESM2-0 y NorESM2-LM. Por su parte, los mayores sesgos los presenta el modelo CanESM5. Los modelos de la familia MPI tampoco presentan una buena representación de la evapotranspiración, presentando sesgos para todas las regiones, siendo menores los del MPI-ESM1-2-HR, el cual tiene la más alta resolución.

De forma similar, en la Figura 13 se presentan los diagramas de Taylor para la evapotranspiración con respecto a ERA5 para el período histórico 1981-2014. En general se observa una disminución en la relación de desviaciones estándar normalizada y del RMS, pero siendo todavía muy altos en comparación con las demás variables. Aun así, el modelo NorESM2-MM sigue presentando la mejor representación de la variable. Los modelos MRI-ESM2-0 y NorESM2-LM también ofrecen una buena representación. Por el contrario, los modelos de la familia MPI y el modelo CanESM5 presentan los mayores sesgos en relación con los demás modelos analizados.

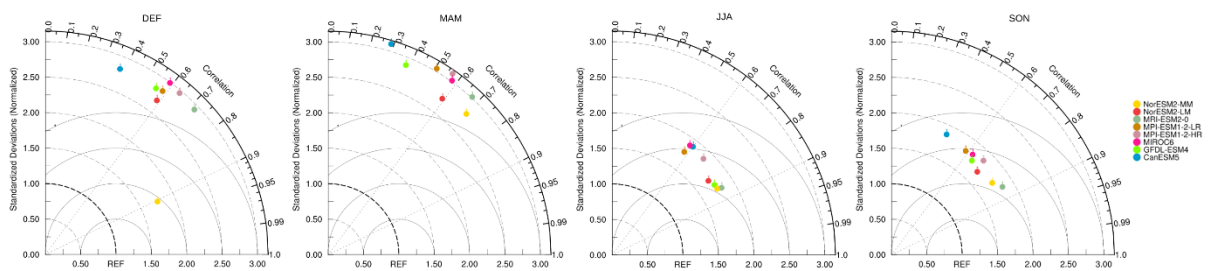


Figura 12. Diagramas de Taylor para la evapotranspiración estacional para todo el dominio de estudio. El conjunto de datos de referencia es ERA5-Land. El diagrama considera las simulaciones históricas de los ocho modelos CMIP6 durante el período 1981-2014.

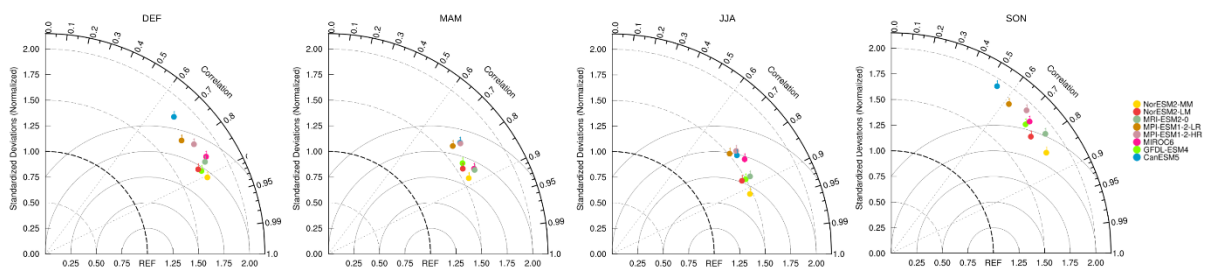


Figura 13. Diagramas de Taylor para la evapotranspiración estacional para todo el dominio de estudio. El conjunto de datos de referencia es ERA5. El diagrama considera las simulaciones históricas de los ocho modelos CMIP6 durante el período 1981-2014.

5.3 Análisis de Simulaciones de Precipitación

5.3.1 Estacionalidad y Variabilidad Interanual

La Figura 14 muestra la distribución espacial de la precipitación media estacional en el área de estudio para los ocho modelos y los datos de observación TRMM. Se observa que las mayores tasas de precipitación sobre el continente se encuentran en la temporada DEF y las menores en la temporada JJA. Los modelos, a su vez, son capaces de representar esta estacionalidad, pero varían tanto en magnitud como en ubicación de los máximos centros de precipitación. Para DEF, casi todos los modelos presentan altas tasas de precipitación en la costa este de Brasil que TRMM no muestra. Además, los modelos presentan los centros de máxima precipitación más al este que las mostradas por las observaciones, esto también se ha visto en otros estudios (Ortega & Arias, 2018; Sierra et al., 2015) y más al sur de lo que se observa para TRMM, lo que lleva a representar regiones más secas para el Sur de la Orinoquía y el Norte del Amazonas. El modelo MRI-ESM2-0 sí ubica el centro de máxima precipitación al centro del Amazonas, pero sobreestimando las lluvias y en una mayor área. Asimismo, estas altas tasas de precipitación tienen mayores magnitudes que las representadas por TRMM, a diferencia de lo que ocurría con modelos de CMIP5 que la subestimaban (Ortega & Arias, 2018). Con respecto a la máxima precipitación sobre la costa Pacífica colombiana que ocurre

en asociación con el Chorro del Chocó, se observa para los modelos que la desplazan hacia el sur en las costas del Ecuador (Ortega & Arias, 2018) o que no logran representarla. Si se observa el mapa de sesgos (Figura 15), es posible identificar que sobre la costa Pacífica de Colombia hay una subestimación de la precipitación y más al sur una sobreestimación, la cual persiste para la temporada de MAM.

Para MAM, se observa que para TRMM la ubicación de las zonas con más altas precipitaciones se encuentran más al norte con respecto a DEF, con valores un poco más altos con respecto a los de DEF y de forma continua parece unir ambos océanos. Los modelos GFDL-ESM4, MRI-

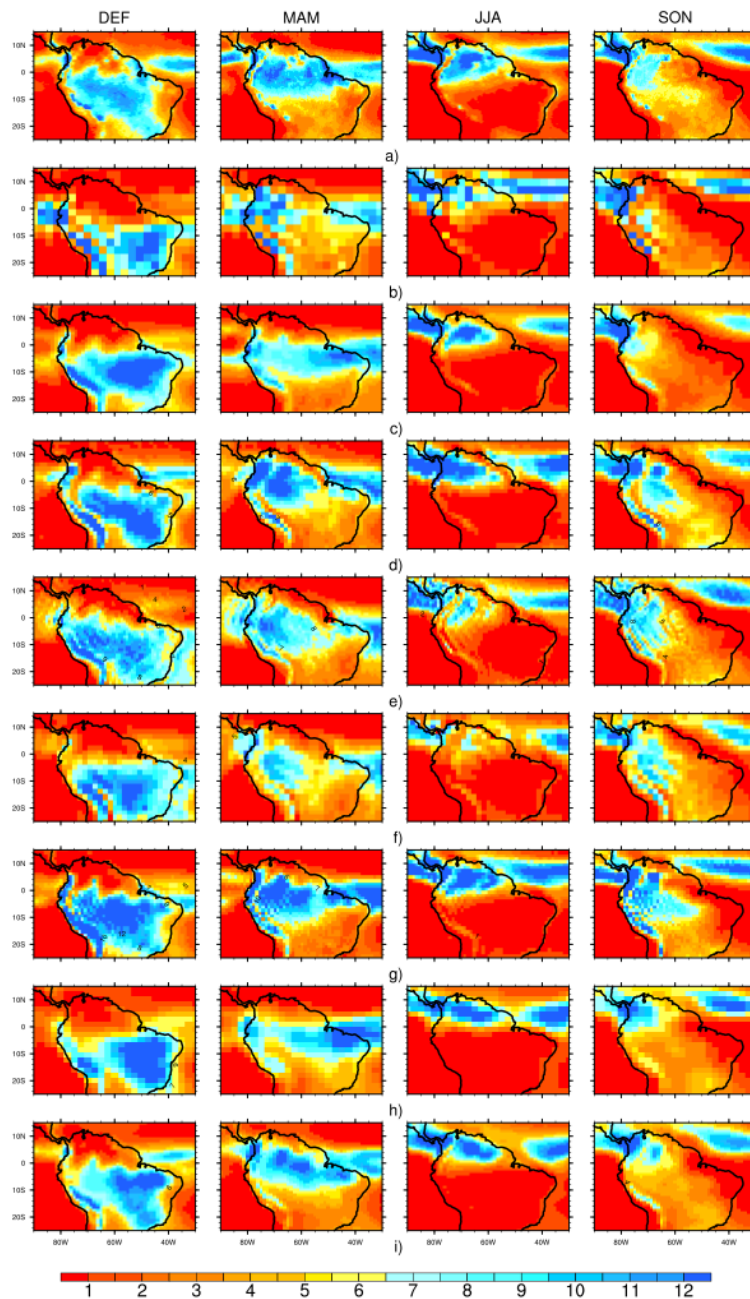


Figura 14. Distribución espacial de la precipitación en mm/día sobre el norte de Suramérica durante el período histórico 1998-2014. a) TRMM, b) CanESM5, c) GFDL-ESM4, d) MIROC6, e) MPI-ESM1-2-HR, f) MPI-ESM1-2-LR, g) MRI-ESM2-o, h) NorESM2-LM e i) NORESM2-MM.

ESM2-O y los de la familia MPI-M presentan un Amazonas más seco sobre el ecuador y un poco más al norte, llegando algunos a subestimar la lluvia sobre el Escudo Guyanés. Entre tanto, como se observa en la Figura 15, los modelos sobreestiman la precipitación al este de Brasil y los Andes.

Para la temporada de JJA, los resultados indican que los modelos logran representar la migración de las zonas de altas precipitaciones a las latitudes más altas. Adicionalmente, los ocho modelos son capaces de identificar la estación seca del Amazonas, con diferencias con respecto a TRMM generalmente pequeñas (Figura 15). En tanto que para el norte del continente se presenta una subestimación en las zonas de altas precipitaciones.

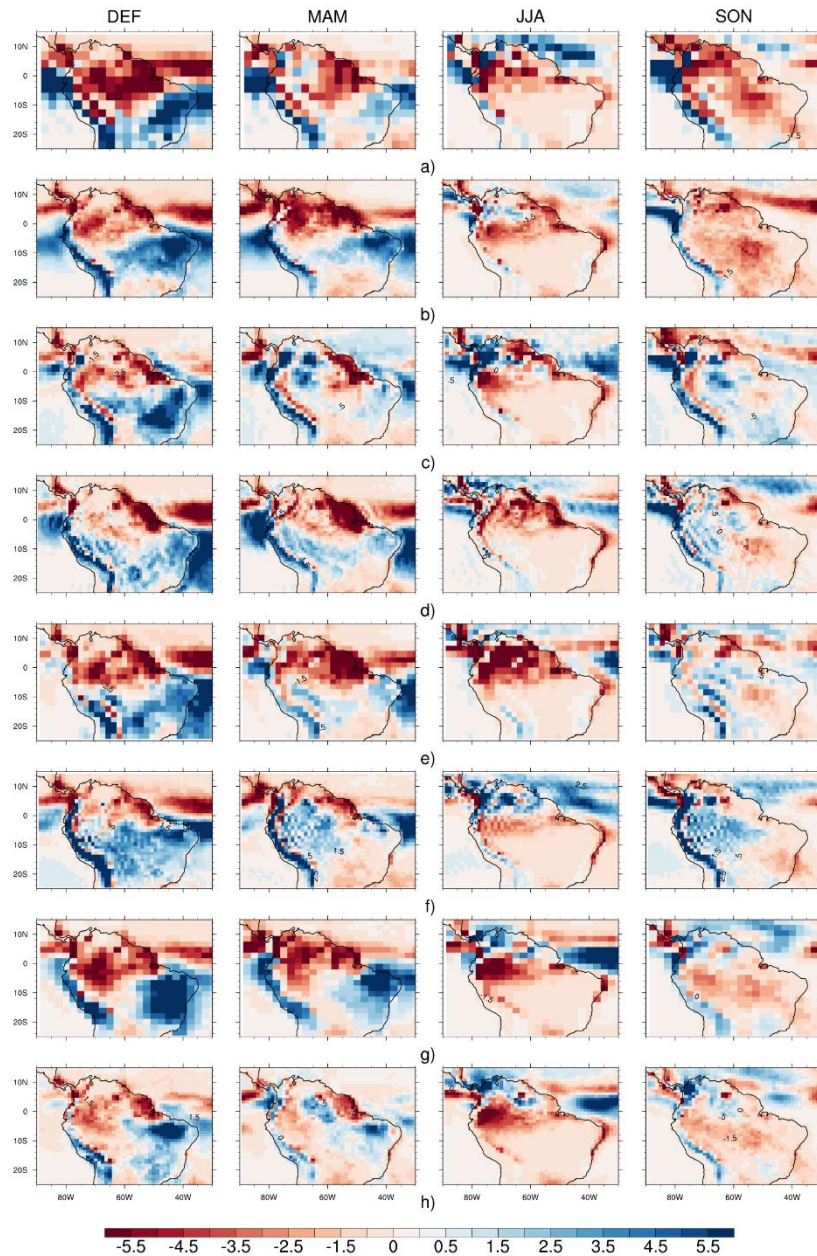


Figura 15. Sesgos de precipitación con respecto a TRMM sobre el norte de Suramérica. a) CanESM5, b) GFDL-ESM4, c) MIROC6, d) MPI-ESM1-2-HR, e) MPI-ESM1-2-LR, f) MRI-ESM2-o, g) NorESM2-LM e h) NORESM2-MM.

Para concluir, en la temporada SON, la zona con la más alta precipitación según TRMM es sobre el noroeste del continente y los modelos logran a su vez simular esto. Para esta temporada, los modelos CanESM5 y GFDL-ESM4 son los únicos que subestiman sobre casi todo el continente la precipitación, a excepción de los Andes, mientras que los demás modelos tienen menores sesgos en relación con las demás temporadas.

La Figura 16 presenta la desviación estándar estacional de la precipitación para todos los modelos y los datos de observación de TRMM con el fin de determinar si los modelos seleccionados son capaces de simular las áreas con la mayor variabilidad interanual de lluvia

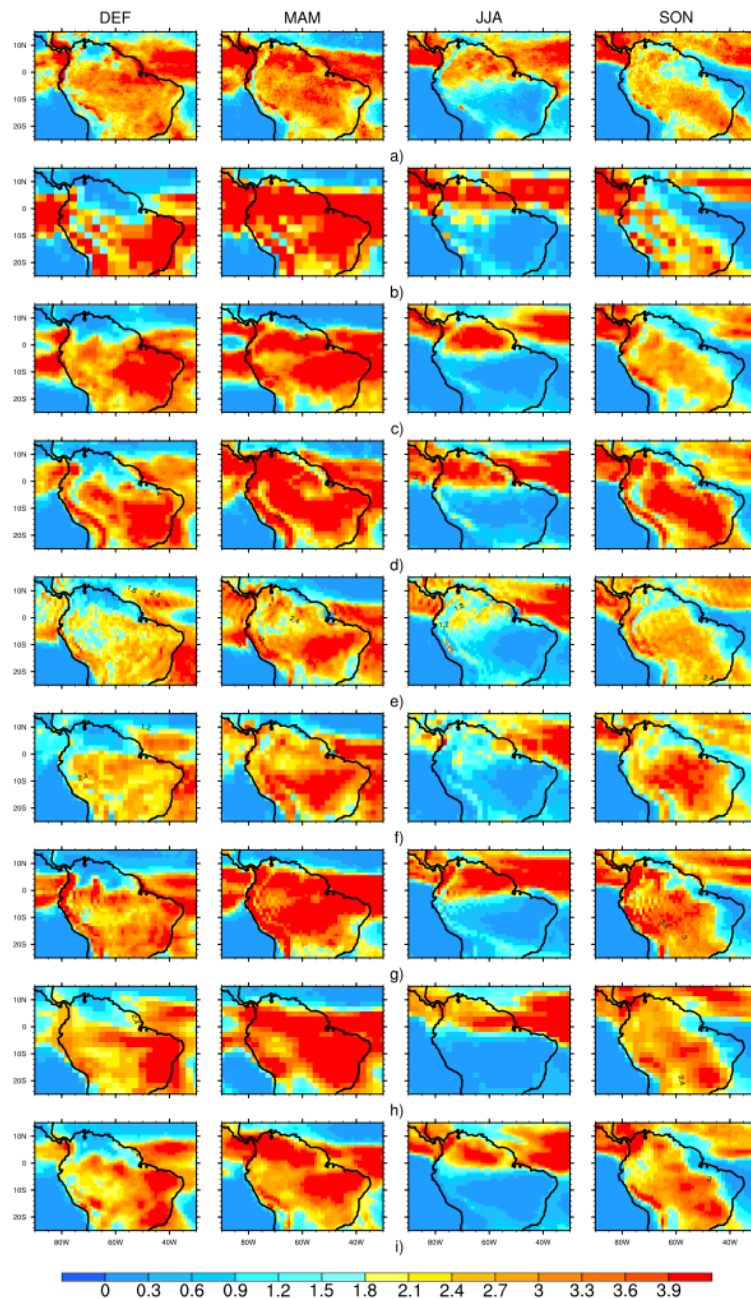


Figura 16. Desviación estándar estacional para la precipitación en mm/día sobre el norte de Suramérica. a) TRMM, b) CanESM5, c) GFDL-ESM4, d) MIROC6, e) MPI-ESM1-2-HR, f) MPI-ESM1-2-LR, g) MRI-ESM2-0, h) NorESM2-LM e i) NORESM2-MM.

(Sierra et al., 2015). La variabilidad de la precipitación presentada en este trabajo es superior a la simulada en el trabajo de Sierra et al. (2015) tanto de la base de datos de observación como de los modelos en toda la región de estudio y las temporadas del año. En general, puede observarse que las regiones con las menores tasas de precipitación coinciden con las que presentan menores desviaciones estándar. Como para la temporada de DEF en el Escudo Guyanés, en la temporada de JJA en el centro de la Amazonía y en SON en la costa este de Brasil. La menor variabilidad interanual de precipitación la tienen los modelos de la familia MPI-M para todo el año, siendo incluso menores que la de la observación. Para la temporada de MAM se presenta la mayor variabilidad en casi todo el continente, todos los modelos (excepto el MPI-ESM1-2-HR y MPI-ESM1-2-LR) sobreestiman esta variabilidad concentrándose en especial en el noreste de Suramérica. Para la temporada de JJA todos los modelos logran reproducir la variabilidad de lluvia observada al norte de la línea ecuatorial sobre el continente. Sin embargo, sobre lo que se puede observar del océano los modelos extienden un poco más al sur la variabilidad interanual de la precipitación. Esta es una mejora sobre los modelos de CMIP5 que para el continente, representaban sobre un poco más al sur esta variabilidad (Sierra et al., 2015).

También se analizaron los ciclos anuales de la precipitación para cada una de las regiones con el fin de identificar de forma más clara los sesgos de los diferentes modelos CMIP6 en la representación de la variable para el período de 1998-2014, según TRMM y los ocho modelos. En la Figura 17 se observa que en general, los modelos tienden a seguir mejor las observaciones que para la evapotranspiración. La región que tiene la mejor representación del comportamiento del ciclo anual proveniente de TRMM es el Arco de Deforestación, en especial para los meses entre abril y agosto. Adicionalmente, es la región con las mejores correlaciones, para todos los modelos por encima de 0.96. Para esta región es posible observar que durante la temporada seca (JJA) algunos modelos llegan a unas tasas de precipitación de 0 mm/día, caso que también ocurre para la región CA. Estos casos coinciden con lo encontrado por otros estudios (Martins et al., 2014; Rendón et al., 2020; Yin et al., 2013). Son los modelos de la familia MPI-M que más se acercan a los valores de TRMM en ambas regiones para esta temporada.

En las regiones NA y PM los modelos representan una estacionalidad más marcada que los datos de TRMM. Además, se presentan subestimaciones marcadas en el norte del Amazonas principalmente durante los meses de mayo a septiembre como se ha visto ya en otros estudios (Rendón et al., 2020). Para esta misma región, se presentan los coeficientes de correlación más bajos en comparación con las demás regiones. La mayor correlación la tiene el modelo NorESM2-MM con un valor de 0.85. Por su parte, en el Piedemonte Andino se presentan también subestimaciones entre mayo y agosto y sobreestimaciones entre octubre y marzo. Para esta región todas las correlaciones, menos la del modelo MRI-ESM2-0, se encuentran por encima de 0.9.

En cuanto a las regiones de la cuenca del Orinoco, se observa que tanto para el norte como el sur los modelos de la familia MPI-M subestiman potencialmente la variable en relación con los demás modelos. En tanto que los modelos MIROC6 y MRI-ESM2-0 sobreestiman para ambas regiones la precipitación en su época húmeda. Por otro lado, ocurre que para el modelo MIROC6, las máximas tasas de precipitación se dan entre abril y junio, mientras que para los

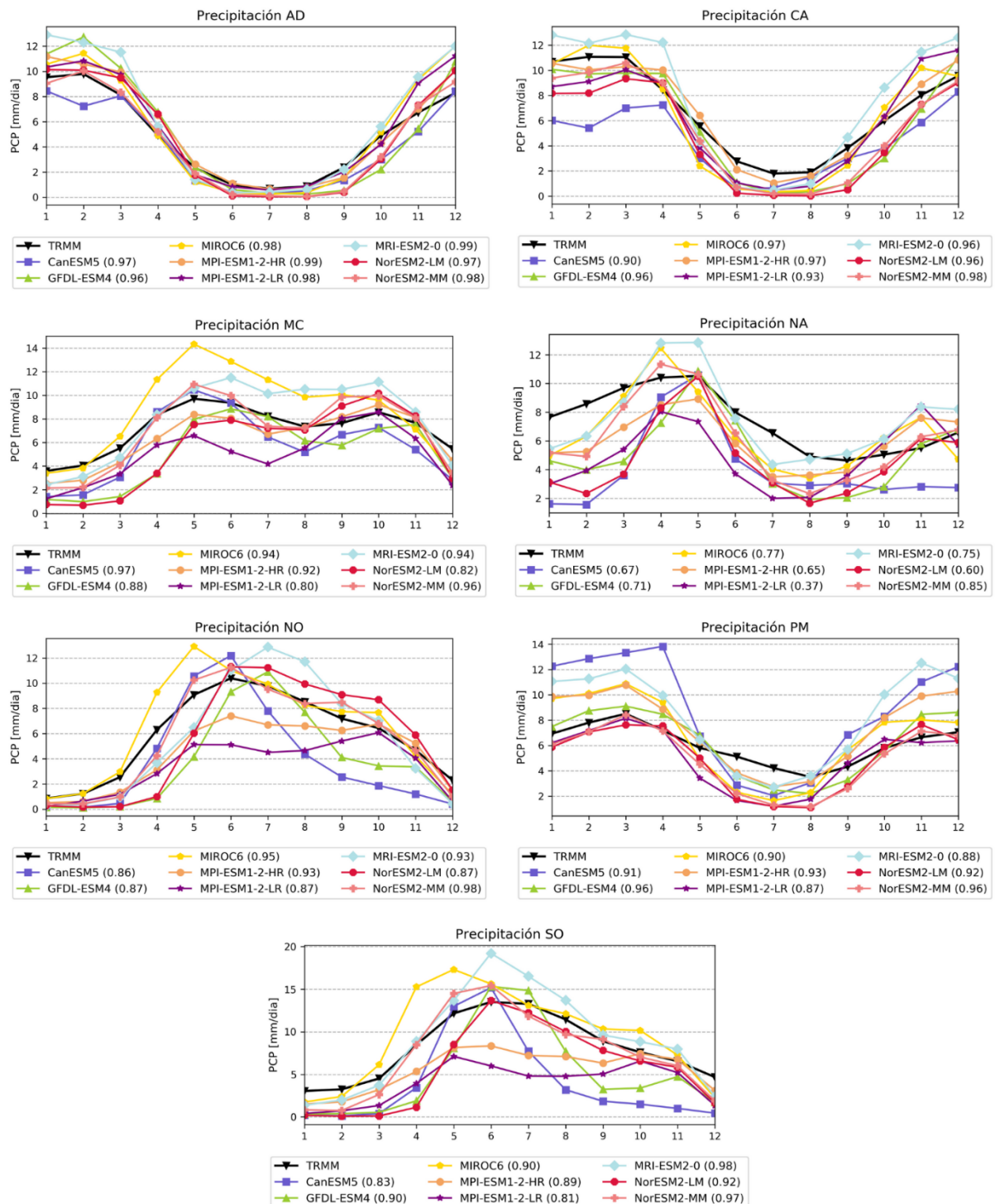


Figura 17. Ciclos anuales climatológicos de precipitación de TRMM y los ocho modelos CMIP6 durante el período histórico 1998-2014, para las regiones de estudio. Unidades en mm/día. Los valores entre paréntesis corresponden a los coeficientes de correlación entre el ciclo anual del respectivo modelo y el ciclo anual de TRMM.

datos de TRMM estas tasas se dan entre mayo y julio. Las más altas correlaciones para ambas regiones las tienen los modelos NorESM2-MM y MRI-ESM2-0.

A su vez, para la región Magdalena-Cauca, los modelos presentan una leve estacionalidad más marcada que la de TRMM. El modelo MIROC6 sobreestima la precipitación en casi todo el año y todos los modelos subestiman la variable en la temporada DEF, llegando algunos a valores cercanos a 0 mm/día. Para esta región, los modelos CanESM5, MIROC6, MPI-ESM1-2-HR, MRI-ESM1-0 y NorESM2-MM presentan correlaciones superiores a 0.9, como se ha visto para otros modelos de CMIP5 (Bonilla-Ovallos & Mesa, 2017).

5.3.2 Evaluación de las simulaciones de los modelos CMIP6

La Figura 18 presenta los diagramas de Taylor estacionales para la precipitación durante el período histórico 1998-2014 para los ocho modelos de CMIP6 considerados y con respecto a los datos de referencia de TRMM. Se puede apreciar que todos los modelos para todas las temporadas presentan una relación de desviaciones estándar por debajo de la unidad, indicando que la desviación estándar espacial de TRMM es mayor que la de todos los modelos bajo estudio.

De acuerdo con la ubicación de los modelos en los diagramas, se observa que para las temporadas JJA y SON se presenta la mejor representación de la precipitación sobre el norte de Suramérica con respecto a la observación de TRMM. En especial, para el verano boreal se obtiene que los modelos tienen la menor dispersión entre ellos sobre el diagrama. Para las temporadas DEF y MAM, los modelos MIROC6 y MRI-ESM2-0 presentan, junto con NorESM-MM, la mejor representación en relación con los demás modelos. Los modelos MPI-ESM1-2-LR y NorESM-LM, por su parte, solo presentan una buena representación en relación con los demás modelos para la temporada SON. Como resultado, nuevamente se observa que el modelo NorESM-MM tiene la mejor representación de la variable en relación con los demás modelos. Por su parte, el modelo CanESM5 presentan los mayores sesgos para representar la precipitación.

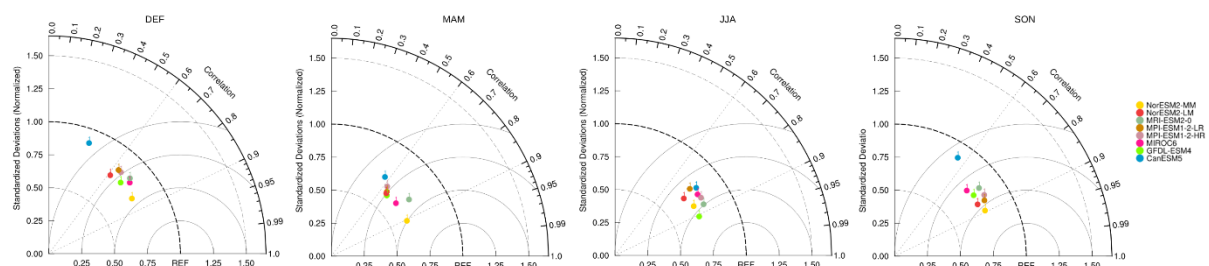


Figura 18. Diagramas de Taylor para la precipitación estacional para todo el dominio de estudio. El conjunto de datos de referencia es TRMM. El diagrama considera las simulaciones históricas de los ocho modelos CMIP6 durante el período 1998-2014.

5.4 Análisis de Simulaciones de P-E

5.4.1 Estacionalidad

La naturaleza del ciclo hidrológico está dada por las interacciones e intercambio de agua y energía entre suelo-atmósfera, así como sus retroalimentaciones y acoplamientos (Rendón et al., 2020). La variable P-E hace referencia al término que acopla los balances de humedad entre el suelo y la atmósfera además de ser un término común entre las ecuaciones de balance de humedad de la atmósfera y de balance de humedad del suelo (Katul et al., 2012; Rendón et al., 2020). Valores negativos indican déficit hídrico (Ortega & Arias, 2018) en una región dada y valores positivos regiones que actúan como sumideros de vapor de agua.

Considerando la importancia de la estimación de P-E, la Figura 19 presenta los patrones estacionales climatológicos de esta variable simulados por los conjuntos de referencia y los ocho modelos CMIP6. Se puede observar cómo sobre el continente hay en general valores más positivos, indicando mayor precipitación, y sobre el océano valores negativos, indicando mayor evapotranspiración (Trenberth et al., 2003). A su vez, sobre el continente se presentan valores negativos y positivos que varían a lo largo del año.

Se observa estrés hídrico, valores inferiores a cero, para el verano austral en el norte de Suramérica, precisamente en el Escudo Guayanés y buena parte de Colombia, mientras el resto del continente se comporta como sumideros de humedad. Para MAM, los modelos de la familia MPI-M subestiman los valores positivos de P-E sobre el continente. Adicionalmente, esta es la temporada con los menores valores asociados al estrés hídrico. Solo unas pequeñas franjas sobre el sur de Perú y el este de Brasil presentan valores negativos y muy bajos de P-E.

Para el invierno austral, estos valores negativos se intensifican y llegan al límite con la línea ecuatorial. El Amazonas actúa como fuente de humedad y los modelos son capaces de representar esto, teniendo valores más altos que los observados en especial para los modelos GFDL-ESM4, MIROC6 y MRI-ESM2-0. Para esta temporada, los modelos de la familia MPI subestiman en el norte del continente, es decir en Colombia y Venezuela, los valores positivos de P-E.

Finalmente, para la temporada SON, los datos de referencia ubican el déficit hídrico principalmente sobre las Guayanas y al oeste del área de estudio. Es sobre esta región sobre los Andes que los modelos identifican el área como sumidero de humedad.

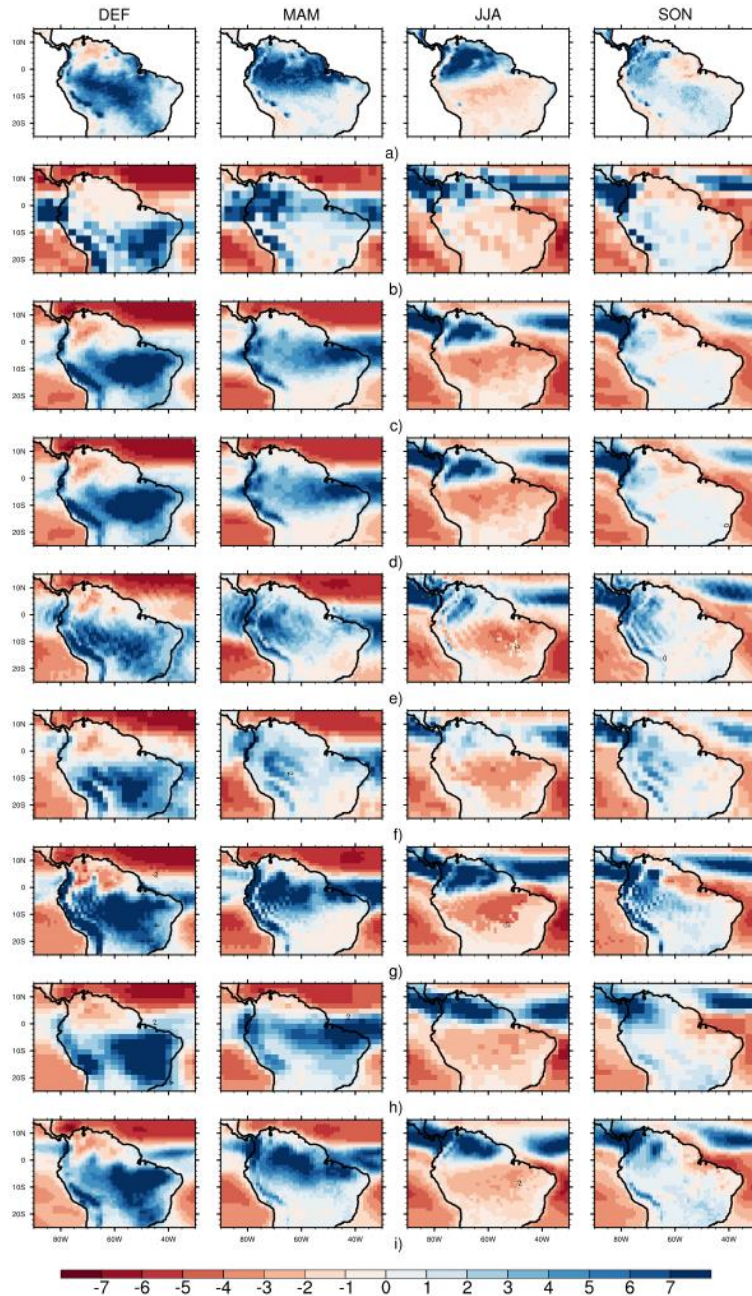


Figura 19. Distribución espacial de P-E en mm/día sobre el norte de Suramérica durante el período histórico 1998-2014. a) TRMM-ERA5-Land, b) CanESM5, c) GFDL-ESM4, d) MIROC6, e) MPI-ESM1-2-HR, f) MPI-ESM1-2-LR, g) MRI-ESM2-o, h) NorESM2-LM e i) NORESM2-MM.

5.4.2 Evaluación de las simulaciones de los modelos CMIP6

La Figura 20 presenta los diagramas de Taylor estacionales para la variable P-E, durante el período histórico para 1998-2014 para todo el dominio de estudio. En general se puede observar que para esta variable se presentan menores coeficientes de correlación y mayores valores de RMS en comparación con los presentados para la precipitación. Es evidente

además, como para las temporadas DEF y JJA los modelos logran una relación de desviaciones estándar cercana a la unidad. Para esta ocasión, nuevamente el modelo CanESM5 presenta la peor representación para todas las temporadas del año, alcanzando incluso correlaciones cercanas a 0 para las temporadas DEF y SON. P-E es mejor representada por los modelos MRI-ESM2-0 y NorESM-MM para todas las temporadas del año. Se distingue también una mala representación de MIROC6 y MPI-ESM1-LR especialmente para JJA y SON. Una buena representación de NorESM-LM únicamente para SON en relación con los demás modelos de CMIP6 seleccionados. Y una buena representación para MPI-ESM1-HR para la primera temporada del año.

Los mayores sesgos se observan para la temporada de MAM, en la que a su vez hay una mayor dispersión de los modelos sobre el diagrama, los modelos presentan desviaciones estándar superiores a las del modelo y correlaciones por debajo de 0.7. Por el contrario, para la temporada de JJA se presenta la mejor representación de los modelos al tener una relación de desviación estándar cercana a uno para todos los modelos, correlaciones por encima de 0.6 (excepto para CanESM5) y los errores cuadráticos medios más cercanos a cero para todo el conjunto.

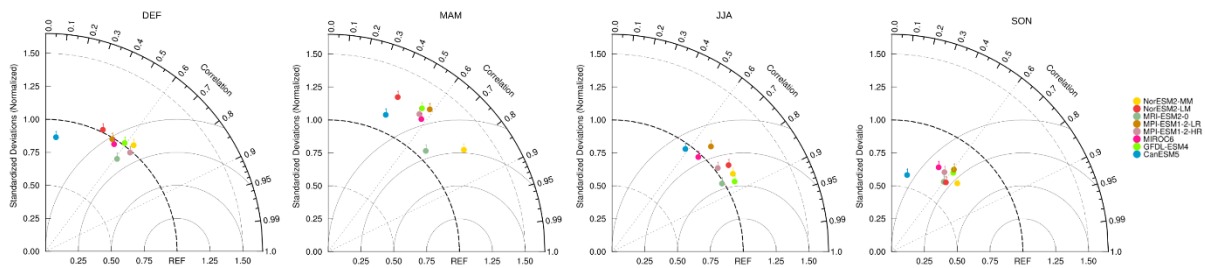


Figura 20. Diagramas de Taylor para P-E estacional para todo el dominio de estudio. El conjunto de datos de referencia es TRMM. El diagrama considera las simulaciones históricas de los ocho modelos CMIP6 durante el período 1998-2014.

5.5 Simulación del Ciclo Diurno

Con el objetivo de identificar los sesgos de los diferentes modelos CMIP6 en su representación del ciclo diurno para la evapotranspiración y la precipitación sobre las regiones de estudio, se graficaron y analizaron los ciclos diurnos de ambas variables teniendo en cuenta una disponibilidad de los datos para una escala horaria de 3 horas. Los resultados se analizan a continuación.

5.5.1 Ciclo Diurno de Evapotranspiración

La Figura 21 muestra los ciclos diurnos para la evapotranspiración en todas las regiones de estudio para el período 1981-2014. Se observa que dadas las diferencias entre el paso de tiempo entre los datos del reanálisis y los modelos se presenta un desfase de una hora y media. Teniendo esto en cuenta se observa cómo los modelos en general presentan un patrón similar

al del reanálisis. En particular, el modelo MPI-ESM1-2-HR sobreestima la evapotranspiración para todas las regiones de estudios. Por su parte el modelo MIROC6 tiene la mejor representación en términos de magnitud. La representación de los modelos en las regiones correspondientes a las llanuras de la cuenca Amazónica (AD, CA y NA) son las que presentan los mayores sesgos, alcanzando tasas 4 mm/día superiores que las representadas por el reanálisis.

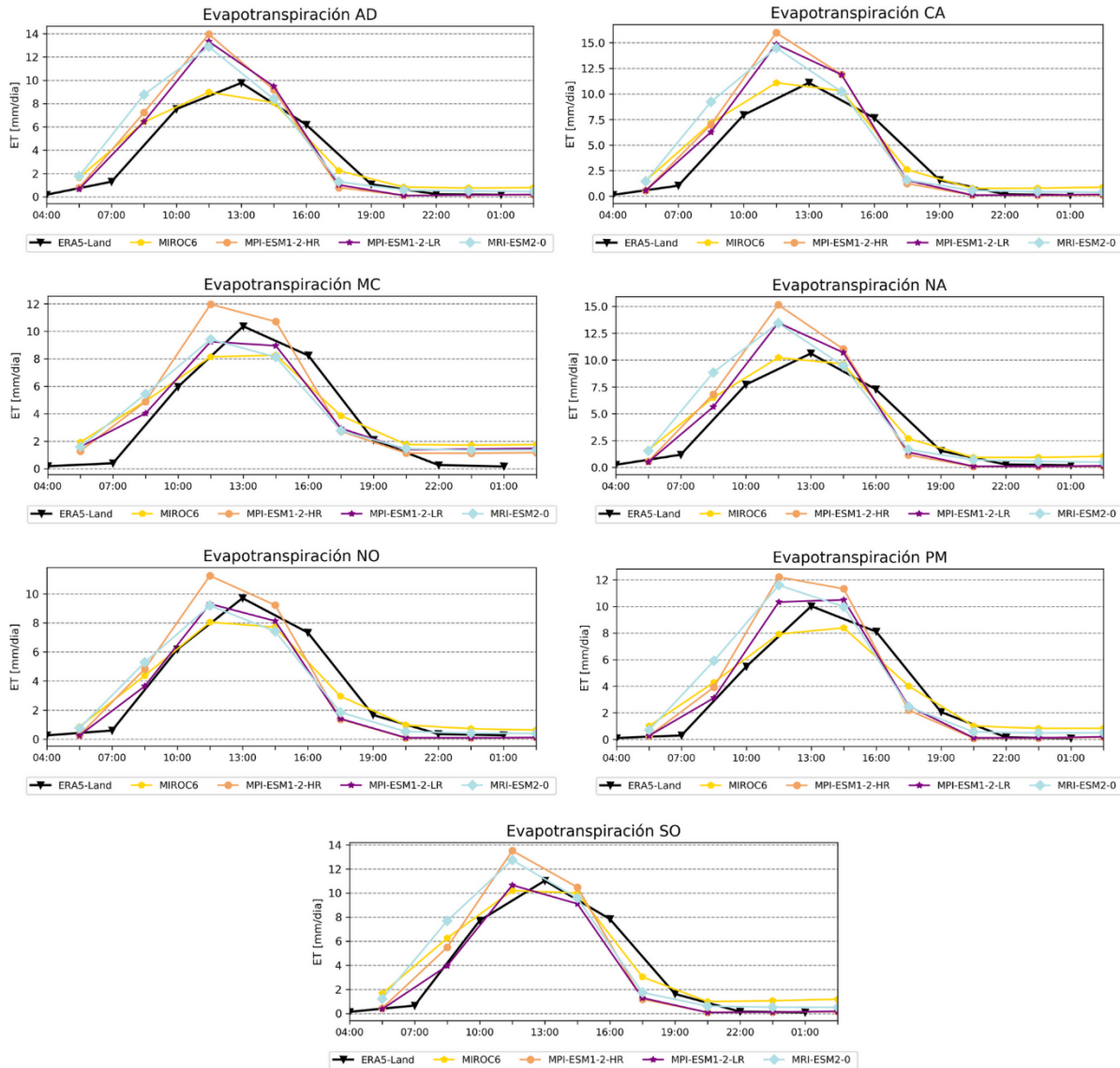


Figura 21. Ciclos diarios para la evapotranspiración de ERA5-Land y los cuatro modelos CMIP6 disponibles durante el período histórico 1981-2014, para las regiones de estudio. Unidades en mm/día.

5.5.2 Ciclo Diurno de Precipitación

La Figura 22 compara el ciclo diurno para la precipitación simulada por los modelos con respecto a los datos de TRMM. Se observa cómo los modelos presentan una mayor variabilidad diurna para esta variable en comparación con la evapotranspiración. Los modelos de la familia MPI-M presentan la mayor variabilidad, sobreestimando la precipitación en las horas de la mañana (entre 9 de la mañana y 1 de la tarde) para todas las regiones excepto las regiones de la cuenca del Orinoco, en las que presentan tasas más cercanas a lo observado. Estos modelos a su vez subestiman la precipitación en las horas de la tarde y noche (5 de la tarde y medianoche, hora local) para todas las regiones. Para ambos casos mencionados, los modelos MPI-ESM1-2-HR y MPI-ESM1-2-LR alcanzan una diferencia de magnitud de hasta 6 mm/día.. Los modelos MIROC6 y MRI-ESM2-0 presentan una variabilidad más cercana a la representado por TRMM. Sin embargo, los modelos presentan un desfase en la ocurrencia diurna de las tasas más altas y más bajas para todas las regiones de 3 horas aproximadamente.

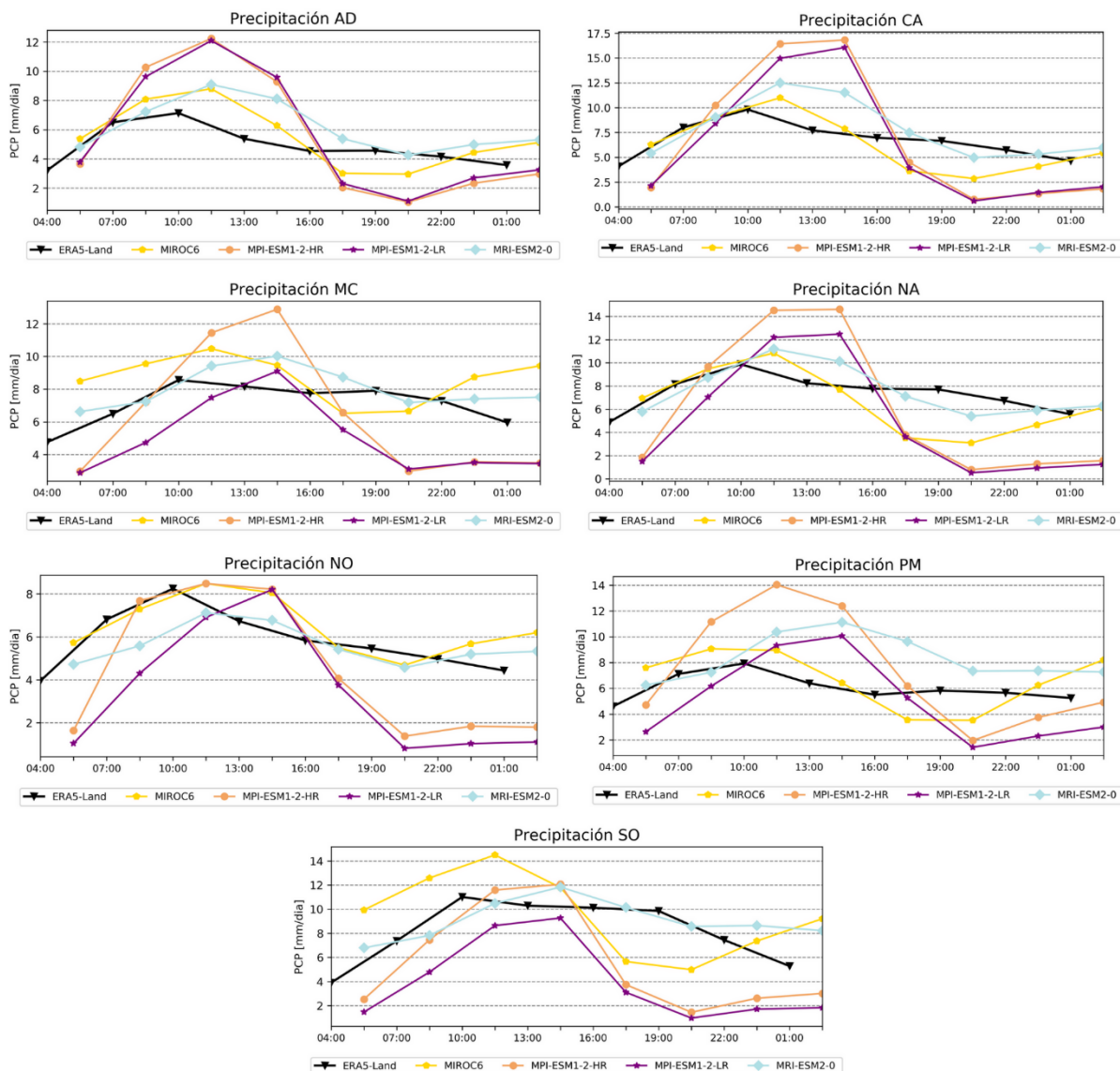


Figura 22. Ciclos diurnos para la precipitación de TRMM y los cuatro modelos CMIP6 disponibles durante el período histórico 1981-2014, para las regiones de estudio. Unidades en mm/día.

Discusión

Al considerar las importantes interacciones entre suelo y atmósfera que se dan en el norte de Suramérica y la continua necesidad de seguir comprendiendo el sistema climático y los factores que en él intervienen, este estudio evaluó las simulaciones históricas de evapotranspiración y precipitación de ocho modelos GCM del proyecto CMIP6, utilizando a ERA5-Land y TRMM como conjuntos de referencia. Para ello, se realizaron mapas estacionales, de sesgos y de variabilidad para el área de estudio, se realizaron gráficas del ciclo anual y ciclo diario para cada una de las regiones de interés y se realizaron diagramas de Taylor con el fin de hacer una evaluación cuantitativa de las simulaciones de los modelos. Aunque esto brinda una comprensión limitada del modelo climático (Notz, 2015), nuestro análisis permitió identificar, bajo las métricas y condiciones establecidas, cuáles modelos reproducen mejor las características climatológicas de evapotranspiración y precipitación y sus cambios espacio-temporales en el norte de Suramérica.

Las simulaciones de precipitación y evapotranspiración para la mayoría de los modelos analizados en el presente estudio presentan sesgos sistemáticos en relación con el conjunto de datos observados y de reanálisis para los mapas estacionales. En general, para la evapotranspiración se presentan sesgos negativos sobre el Escudo Guyanés y positivos para el este de Brasil. A su vez, para la precipitación, todos los modelos presentan un sesgo seco sobre el Escudo Guyanés y un sesgo húmedo para el este de Brasil y los Andes. Este tipo de sesgos en la precipitación ya se habían observado para los modelos de CMIP5 (Sierra et al., 2015). El sesgo húmedo a lo largo de los Andes ha sido también identificado en otros estudios, particularmente para la temporada lluviosa (DEF) (Junquas et al., 2018; Rivera & Arnould, 2020). Puntualmente para este caso, el sesgo se debe a la resolución de los modelos y el terreno complejo de los Andes, ya que es una cadena montañosa bastante estrecha y muy empinada, que se eleva desde la costa del Pacífico hasta una elevación promedio de 3500 m en menos de 300 a 400 km, dependiendo de la latitud (Zazulie et al., 2017). Esta dificultad se debe a que los resultados de los modelos GCM no brindan información confiable en escalas espaciales por debajo de aproximadamente los 200 km. Así que, para superar este problema, se han desarrollado varias técnicas de reducción de escala a partir de dos enfoques generales (Duan & Mei, 2014; Zazulie et al., 2017). Un enfoque se centra en la física atmosférica y el otro en la estadística empírica, denominadas respectivamente reducción de escala dinámica y reducción de escala estadística (Doherty et al., 2009; Zazulie et al., 2017). Se destaca también que sobre el Escudo Guyanés como al este de Brasil se proyectan disminuciones de precipitación para eventos extremos (Torres & Marengo, 2013), por lo que seguir avanzando en la mejora de la representación de los modelos sobre estas regiones puede reafirmar estas hipótesis o proponer que sean producto de las dificultades en la estimación de la lluvia sobre las regiones.

Los resultados indican que los modelos CMIP6 representan mejor la precipitación durante el verano y el otoño boreal (JJA y SON, respectivamente), por el contrario, las mayores diferencias respecto a lo observado se presentan en las primeras dos temporadas del año (Figura 15). Es a principio de año que la ZCIT se encuentra más al sur y cuya migración y los cambios de circulación que la acompañan están asociados con grandes cambios en la nubosidad (Stevens et al., 2016). Así pues, se puede inferir que los sesgos de los modelos en la representación de la lluvia para las primeras temporadas del año se asocian a la dificultad de

los modelos en representar las nubes y sus retroalimentaciones (Budikova, 2013; Kawai et al., 2019). Para subsanar esto, los modelos se esfuerzan en representar de manera realista la climatología de las nubes y todavía deben seguir trabajando en ello, lo que conllevaría a su vez a una disminución en los sesgos de lluvia sobre América del Sur.

La variable P-E, cuyos valores negativos indican un déficit hídrico, es una medida del estrés hídrico que sufre la vegetación en temporada seca y se asocia a cambios en la distribución media de las precipitaciones (Ortega & Arias, 2018; Seager & Henderson, 2013). Ante estas situaciones, muchas plantas han desarrollado respuestas que les permiten tolerar diferentes grados de déficit hídrico, yendo desde un estrés hídrico leve hasta aquellos casos de supervivencia en hábitats desérticos (Moreno, 2009). Es por tanto necesario conocer en qué áreas la vegetación es propensa a mayores impactos para proponer y realizar actividades tanto para la conservación de vegetación natural como para identificar aquellas especies capaces de responder de forma más eficiente al déficit (Moreno, 2009). Como se observó en la Figura 19 los modelos logran representar el Amazonas como fuente importante de humedad durante JJA, incluso el modelo CanESM5 que para su versión anterior no lo lograba representar (Rendón et al., 2020). Observar esto es de gran importancia luego de haber mencionado que hay evidencia de que la temporada seca en la región está siendo cada vez más larga y que la biota presente es particularmente sensible a disminuciones en las tasas de precipitación (Costa & Pires, 2010; Sörensson & Ruscica, 2018). Igualmente importante, para el verano austral se observa déficit hídrico al norte y los llanos de Colombia, Venezuela y parte las Guayanas ya documentado en otros estudios (Ortega & Arias, 2018; Seager & Henderson, 2013), región en la que ya se había comentado se proyectan disminuciones en la precipitación. Se hace fundamental seguir profundizando en el conocimiento de la representación de los modelos de la lluvia y evapotranspiración en la región, como la respuesta de la vegetación antes estos posibles eventos de sequía.

Al hacer el análisis cuantitativo de los modelos CMIP6, los cuales hacen parte de los usados en el trabajo de Rendón et al. (2020) para su versión anterior, se observa que los diagramas de Taylor para la evapotranspiración los modelos tienen una relación de desviaciones estándar muy alta: en algunos casos superando un valor de 3 para ERA5-Land como base de referencia y valores superiores a 2 para ERA5 como referencia. Los sesgos identificados para la evapotranspiración pueden estar asociados con las parametrizaciones de procesos de superficie (por sus Land Surface Models) y de las emergentes interacciones suelo-atmósfera específicas para cada modelo (Koster et al., 2002; Müller et al., 2021). Por su parte, para la precipitación, los modelos se encuentran más concentrados entre ellos en comparación con lo observado para los modelos de CMIP5 (Ortega & Arias, 2018; Rendón et al., 2020; Sierra et al., 2015). Para la variable P-E, se observó una mejora de los modelos en términos de los valores de correlación y de RMS y disminución de las relaciones de desviación estándar normalizada, en relación con lo obtenido en el trabajo de Rendón et al. (2020).

Como se acaba de mencionar, los sesgos de los modelos, en especial sobre la evapotranspiración, se deben al grado en el que los modelos representan procesos de superficie y/o la interacción entre la superficie terrestre y los procesos atmosféricos (Koster et al., 2002; Müller et al., 2021). No es una tarea sencilla, incluso la cuantificación directa de la fuerza de acoplamiento real a partir de observaciones es muy difícil (Koster et al., 2002). Por eso, estudios que pretenden conocer cómo trabajan los modelos en este sentido, no suelen

validar las salidas de los modelos sino que se encargan de medir la incertidumbre inherente de la comprensión que se tiene del acoplamiento suelo-atmósfera versus la capacidad de modelarlo (Koster et al., 2002). Como se menciona, comprender estas interacciones es fundamental para avanzar en una mejor representación de las variables que intervienen el clima, en especial las que tienen interacción directa entre suelo y atmósfera como por ejemplo la precipitación y la evapotranspiración. Se puede establecer y entender mejor cómo a mayor precipitación en una región, mayor humedad del suelo, pero no es tan sencillo comprender cómo a mayor humedad del suelo mayor precipitación sobre la misma región (Müller et al., 2021; Nicholson, 2015). Particularmente en este sentido, la evapotranspiración y el aporte de humedad que se dé en una región no necesariamente van a indicar mayores precipitaciones sobre la misma. En este sentido, intervienen más factores como el tipo de cobertura terrestre, la temperatura, la circulación atmosférica, la radiación, entre otros cuya intensidad y variabilidad tendrán un determinado efecto en el intercambio de humedad desde la superficie a la atmósfera (Christensen & Boberg, 2012; Koster et al., 2002; Lee et al., 2011; Orth & Seneviratne, 2012). Estas interacciones a su vez son diferentes en cada región y el grado de acoplamiento puede variar a lo largo de un año o de los años (Nicholson, 2015). Para añadirle un poco más de complejidad al asunto, estos factores se encuentran también expuestos al cambio climático y la actividad humana que para cada uno y a su vez para cada región tendrán respuestas que van a diferir unas con otras, dificultando la estimación de estas interacciones (Davidson et al., 2012; Lee et al., 2011). Finalmente, al momento de modelar esto, las parametrizaciones de los modelos pueden diferir en la fuerza del acoplamiento suelo-atmósfera siendo los resultados sensibles a estas parametrizaciones (Müller et al., 2021; Sörensson & Ruscica, 2018). Aun así, los esfuerzos continúan tanto para comprender mejor estas interacciones en diferentes lugares del planeta como una mejor representación de los modelos (Christensen & Boberg, 2012; Sörensson & Ruscica, 2018).

Para modelos particulares, se ha documentado el buen rendimiento del modelo CanESM5 para el sur de América del Sur y para zonas áridas de Irán y para estudios sobre todo el planeta (Rivera & Arnould, 2020; Wang et al., 2021; Yazdandoost et al., 2021). Esto difiere completamente de los resultados obtenidos en este trabajo, en el que, para las variables analizadas, incluyendo P-E, este modelo tiene los mayores sesgos y las mayores diferencias con respecto a los datos observacionales para los mapas y los diagramas de Taylor. Esto a su vez se distingue con respecto a su versión anterior, en la que se resaltaba su representación para las mismas variables sobre Suramérica (Rendón et al., 2020).

Por su parte, el modelo MIROC6, cuya versión anterior (MIROC5) fue reconocida por su representación del clima en el norte de Suramérica (Ortega & Arias, 2018; Rendón et al., 2020), para este estudio y teniendo en cuenta los demás modelos seleccionados, no presenta ninguna particularidad o distinción en relación con ellos. Esto no era lo que se esperaba dado que para otros estudios se han identificado las mejoras de MIROC6 sobre su versión anterior en cuanto a la reproducción general del clima medio y la variabilidad climática interna. A su vez, los sistemas climáticos tropicales y la circulación atmosférica de latitudes medias mejoran significativamente en MIROC6 gracias a las nuevas parametrizaciones implementadas para procesos convectivos poco profundos y la inclusión de la estratosfera (Tatebe et al., 2019). De igual forma, para estudios que evalúan modelos de CMIP6 señalan la buena representación de este modelo en comparación con los demás estudiados (Rivera & Arnould, 2020). Yazdandoost et al. (2021) también señala cómo en términos de duración y amplitud (no en el momento de

los eventos), MIROC6 es consistente con las observaciones. Sin embargo, también se ha documentado algunas limitaciones que persisten de MIROC6 en relación con MIROC5. Entre ellas, para el hemisferio sur, persiste la subestimación de las nubes de nivel medio y el sesgo cálido correspondiente a la temperatura del aire en la superficie (SAT), la subestimación del área de hielo marino y la sobreestimación de la radiación de onda corta entrante al Océano Austral, todo lo cual se debe a errores en la radiación de las nubes (Tatebe et al., 2019). En este sentido, podría asumirse que parte de la “poca” distinción del modelo en relación con los demás, se debe a que persisten estas limitaciones para el sur del planeta.

Por el contrario, el modelo NorESM2-MM es el que mejor representación presenta en comparación con los demás modelos para todas las variables y temporadas del año. Este modelo y el modelo NorESM2-LM hacen parte del modelo Nor-ESM2, la versión mejorada de NorESM1 que hace parte de la sexta fase de CMIP (Seland et al., 2020). NorESM2 emplea modelos completamente nuevos para el océano y la biogeoquímica oceánica, para el componente atmosférico incluye un módulo diferente para física y química de aerosoles, que incluye interacciones con nubes y radiación. También incluye mejoras en la formulación de la conservación de energía local seca y húmeda, en la conservación del momento angular y en los cálculos de convección profunda y flujos aire-mar (Seland et al., 2020). Las dos versiones se diferencian por la resolución atmósfera-tierra, NorESM2-MM con una resolución media ($\sim 1^\circ$) y NorESM2-LM con una resolución más baja ($\sim 2^\circ$). Se observó que estos modelos compartían en gran medida los mismos sesgos sobre el área de estudio, aunque la versión MM se acerca más a las observaciones. Por su parte, NorESM2-LM no presenta tan buenos resultados como el modelo NorESM2-MM, lo cual coincide con el estudio hecho por Yazdandoost et al. (2021) en el que los modelos presentan diferencias sustanciales en la representación de la climatología mensual para la precipitación.

El modelo MRI-ESM2-0 para este trabajo presentó una buena simulación de las variables como se presentaron en los diagramas de Taylor (Figuras 12, 13, 18 y 20). En particular, este modelo incluye mejoras significativas en la representación de las nubes, y sus principales impactos, sobre su modelo anterior (MRI-CGCM3) usado en las simulaciones de CMIP5. Para aquella fase, el modelo MRI-CGCM3 tuvo la peor puntuación del patrón espacial de flujos radiativos de los modelos de CMIP5, pero para esta versión es mejor que cualquiera de ellos (Kawai et al., 2019) como también lo ha demostrado Yazdandoost et al. (2021).

Los resultados obtenidos en este estudio son una primera aproximación a la caracterización de los modelos CMIP6 en representar estas variables en la región bajo estudio. Hacen falta más ejercicios que permitan corroborar lo obtenido dado que por una parte son modelos cuyas salidas recientemente se han liberado al público y por otro, porque las métricas aplicadas no son suficientes para identificar y describir las limitaciones y sesgos de los modelos en las simulaciones del clima (Notz, 2015). Lo anteriormente expuesto concuerda con Gusain et al. (2020), quienes expresan que no se recomienda el uso directo de resultados de modelos climáticos de baja o media resolución de los modelos CMIP6 para estudios de toma de decisiones y formulación de políticas a una escala más fina.

Es importante resaltar que la metodología empleada en el presente trabajo puede ser reforzada acompañando las comparaciones con más bases de referencia con el fin de validar el rendimiento de los modelos en el pasado reciente, ya que los datos de referencia usados

también tienen algunas limitaciones. Para el caso de los productos de reanálisis, los mismos producen un patrón físicamente consistente para compensar la falta de datos observados (Seager & Henderson, 2013; Zazulie et al., 2017). Adicionalmente, el producto de ERA5-Land es aún muy nuevo y hay pocas evaluaciones de su capacidad de desempeño, pero se espera que sean datos mejorados en relación con ERA5 y su antecesor ERA-Interim, ampliamente usado para este tipo de estudios (Zazulie et al., 2017). En cuanto a los datos de precipitación de TRMM, se tiene un período de estudio menor en relación a los 30 años recomendados para estudios climáticos. Esta consideración se ha sugerido ya que este período abarca diferentes interacciones que operan en varias escalas espacio-temporales y que pueden influir sobre las variables bajo estudio (Por ejemplo, el fenómeno El Niño-Oscilación del Sur, producto de las interacciones océano y atmósfera que puede influir sobre el clima global (Budikova, 2013; Collins, 2007; WMO, 2017).

Todavía hay pocas discusiones relacionadas con CMIP6, y no se puede asumir que sea mejor que CMIP5, por lo que el análisis comparativo de múltiples escenarios e instituciones será la tendencia luego de que haya salido la sexta fase de CMIP (Boysen et al., 2020). Por ahora, estudios que han comparado directamente modelos de CMIP5 y CMIP6 resaltan que las mejoras espaciales son inconsistentes entre modelos (Gusain et al., 2020). Y trabajos como este aportan al objetivo de hacer una identificación y comparación de modelos que representen la evapotranspiración y la precipitación sobre el norte del sur de América, una región con una topografía, cobertura vegetal y climatología bastante heterogénea. De este trabajo surgen nuevas preguntas y considerando las limitaciones de este estudio preliminar se pueden plantear evaluaciones similares para observar las mejoras dentro de los modelos CMIP6 en relación con sus antecesores y su capacidad en representar la climatología atmosférica. Paralelo a esto, es necesario seguir comprendiendo el sistema climático, los procesos dentro del ciclo hidrológico, el papel que cumplen los bosques como reguladores del clima y en el mantenimiento de la circulación atmosférica, la retroalimentación entre la evaporación y la precipitación, los impactos de las actividades humanas sobre estos aspectos y mucho más. Posterior a esto, podrá pasarse a la evaluación de las proyecciones y los posibles impactos en el área de estudio y todas las regiones analizadas. En este sentido, también deben ser evaluados los sesgos que presentan los modelos en sus simulaciones y cómo los mismos se traducen en sesgos para el estudio de futuras proyecciones. Esta interrogante ya se ha planteado en otras ocasiones (Knutti et al., 2010), mencionando que los modelos son dependientes y comparten sesgos, como ya se observó en el presente trabajo (Christensen & Boberg, 2012; Knutti et al., 2010). Finalmente, basados en esta información proceder a la toma de decisiones en el marco de la mitigación y adaptación al cambio climático (Bonilla-Ovallos & Mesa, 2017). Sin embargo, esto no significa que se deba esperar a ese punto para proceder en la formulación de estrategias de adaptación y mitigación. Hacer esos pasos previos favorecerá que junto con la información de otras áreas del conocimiento se logre identificar zonas más vulnerables que requieran de soluciones más urgentes, asertivas y bien planeadas. Pero sin olvidar que ya se están tomando y se deben seguir tomando acciones para la protección de diferentes ecosistemas para la mitigación y adaptación ante el cambio climático y posibles reducciones del suministro de agua y otros bienes y servicios ambientales (Ruiz et al., 2008).

Conclusiones

- El cambio climático y la deforestación son fenómenos cuyas consecuencias están afectando los ecosistemas y la supervivencia de los seres humanos (Alves et al., 2017; Boysen et al., 2020; Ruiz-Vásquez et al., 2020; Swann et al., 2015). Para poder estudiar estos fenómenos y sus consecuencias en el clima se hace uso de los modelos climáticos, los cuales son una de las mejores herramientas disponibles en la actualidad para realizar este tipo de estudios y cuyas salidas y posterior análisis proporcionan una base importante para la toma de decisiones de mitigación y adaptación (Doherty et al., 2009; Ellison et al., 2017; Neill et al., 2018).
- Este Trabajo de Grado hizo uso de los resultados de algunos modelos del Proyecto de Comparación de Modelos Acoplados (CMIP6) y estimó las principales limitaciones y algunas fortalezas que presentan los modelos en representar el pasado reciente sobre el norte de Suramérica. Los mayores sesgos regionales se presentan sobre el norte del continente (norte de Colombia y Venezuela y parte de las Guayanas) y para el este de Brasil. En promedio, los modelos subestiman la evapotranspiración al norte del continente durante las temporadas DEF, MAM y SON. Adicionalmente, los modelos sobreestiman la variable sobre casi toda la cuenca Amazónica y el este de Brasil durante DEF y MAM. De forma similar, los modelos subestiman la precipitación al norte del continente y la sobreestiman sobre los Andes y al este de Brasil en las primeras temporadas del año.
- Se destacan los resultados obtenidos al observar los diagramas de Taylor para la variable evapotranspiración. Los diagramas de Taylor ofrecen unas relaciones de desviación muy altas que no se habían observado para casos pasados, incluso al cambiar los datos de referencia de una resolución muy fina a una menor (ERA5-Land a ERA5) no se obtienen los valores esperados. Esta baja representación se debe en parte a las parametrizaciones entre las interacciones suelo-atmósfera y la dificultad que presenta simular esta variable (Koster et al., 2002).
- Entre los ocho modelos analizados, NorESM2-MM es el que mejor representación tiene para las variables analizadas y se resalta su mejora en relación a su antigua versión para los modelos de CMIP5. Por su parte, el modelo CanESM5 tuvo el peor rendimiento para ambas variables y para todas las temporadas del año.
- Finalmente, a pesar de los grandes esfuerzos por ofrecer una mejor simulación del clima, en los modelos climáticos persisten limitaciones para simular las variables que componen el clima. Se requiere de más investigaciones que ayuden a entender la fuerza de acoplamiento entre la superficie y la atmósfera y también a evaluar mejor la efectividad de estos modelos para simular el clima y aportar elementos claves para más propósitos.

Referencias

- Agudelo, J., Arias, P. A., Vieira, S. C., & Martínez, J. A. (2019). Influence of longer dry seasons in the Southern Amazon on patterns of water vapor transport over northern South America and the Caribbean. *Climate Dynamics*, 52(5–6), 2647–2665. <https://doi.org/10.1007/s00382-018-4285-1>
- Alves, L. M., Marengo, J. A., Fu, R., & Bombardi, R. J. (2017). Sensitivity of Amazon Regional Climate to Deforestation. *American Journal of Climate Change*, 6(1), 75–98. <https://doi.org/10.4236/ajcc.2017.61005>
- Arias, P. A., Martínez, J. A., Mejía, J. D., Pazos, M. J., Espinoza, J. C., & Wongchuig-Correa, S. (2020). *Changes in Normalized Difference Vegetation Index in the Orinoco and Amazon River Basins: Links to Tropical Atlantic Surface Temperatures*. 8537–8559. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-0696.1>
- Banacos, P. C. (2011). *Box and Whisker Plots for Local Climate Datasets: Interpretation and Creation using Excel 2007/2010*.
- Biasutti, M., Yuter, S. E., Burleyson, C. D., & Sobel, A. H. (2012). Very high resolution rainfall patterns measured by TRMM precipitation radar: seasonal and diurnal cycles. *Climate Dynamics*, 39(1), 239–258. <https://doi.org/10.1007/s00382-011-1146-6>
- Bonilla-Ovallos, C. A., & Mesa, O. J. (2017). Validación de la precipitación estimada por modelos climáticos acoplados del proyecto de intercomparación CMIP5 en Colombia. *Revista de La Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 41(158), 107–118. <https://doi.org/10.18257/racefyn.427>
- Boysen, L. R., Brovkin, V., Pongratz, J., Lawrence, D. M., Lawrence, P., Vuichard, N., Peylin, P., Liddicoat, S., Hajima, T., Zhang, Y., Rocher, M., & Delire, C. (2020). *Global climate response to idealized deforestation in CMIP6 models*. 5615–5638.
- Bruijnzeel, L. A., Kappelle, M., Mulligan, M., & Scatena, F. N. (2010). Tropical montane cloud forests: state of knowledge and sustainability perspectives in a changing world. *Hydrological Processes*. <https://doi.org/10.1002/hyp.7974>
- Budikova, D. (2013). Climatology. In *Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences*. Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-409548-9.05907-8>
- Christensen, J. H., & Boberg, F. (2012). Temperature dependent climate projection deficiencies in CMIP5 models. *Geophysical Research Letters*, 39(24), 2012GL053650. <https://doi.org/10.1029/2012GL053650>
- Collins, M. A. T. (2007). Ensembles and probabilities: A new era in the prediction of climate change. In *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* (Vol. 365, Issue 1857, pp. 1957–1970). Royal Society. <https://doi.org/10.1098/rsta.2007.2068>
- Comba, L., Biglia, A., Ricauda Aimonino, D., Tortia, C., Mania, E., Guidoni, S., & Gay, P. (2020). Leaf Area Index evaluation in vineyards using 3D point clouds from UAV imagery. *Precision Agriculture*, 21(4), 881–896. <https://doi.org/10.1007/s11119-019-09699-x>
- Costa, M. H., & Pires, G. F. (2010). Effects of Amazon and Central Brazil deforestation

- scenarios on the duration of the dry season in the arc of deforestation. *International Journal of Climatology*, 30(13), 1970–1979. <https://doi.org/10.1002/joc.2048>
- Davidson, E. A., de Araujo, A., Artaxo, P., Balch, J. K., Brown, I. F., Bustamante, M. M. C., Coe, M. T., Defries, R. S., Keller, M., Longo, M., Munger, J. W., Schroeder, W., Soares-Filho, B. S., Souza, C. M., & Wofsy, S. C. (2012). The Amazon basin in transition. *Nature*, 481(19), 321–328. <https://doi.org/10.1038/nature10717>
- Devaraju, N., Bala, G., & Modak, A. (2015). Effects of large-scale deforestation on precipitation in the monsoon regions: Remote versus local effects. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 112(11), 3257–3262. <https://doi.org/10.1073/pnas.1423439112>
- Doherty, S. J., Bojinski, S., Henderson-Sellers, A., Noone, K., Goodrich, D., Bindoff, N. L., Church, J. A., Hibbard, K. A., Karl, T. R., Kajfez-Bogataj, L., Lynch, A. H., Parker, D. E., Prentice, C. L., Ramaswamy, V., Saunders, R. W., Smith, M. S., Steffen, K., Stocker, T. F., Thorne, P. W., ... Zwiers, F. W. (2009). Lessons learned from IPCC AR4: Scientific developments needed to understand, predict, and respond to climate change. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 90(4), 497–513. <https://doi.org/10.1175/2008BAMS2643.1>
- Duan, K., & Mei, Y. (2014). A comparison study of three statistical downscaling methods and their model-averaging ensemble for precipitation downscaling in China. *Theoretical and Applied Climatology*, 116(3–4), 707–719. <https://doi.org/10.1007/s00704-013-1069-8>
- Durán-Quesada, A. M., Reboita, M., & Gimeno, L. (2012). Precipitation in tropical America and the associated sources of moisture: a short review. *Hydrological Sciences Journal*, 57(4), 612–624.
- Ellison, D., Morris, C. E., Locatelli, B., Sheil, D., Cohen, J., Murdiyarso, D., Gutierrez, V., Noordwijk, M. van, Creed, I. F., Pokorny, J., Gaveau, D., Spracklen, D. V., Tobella, A. B., Ilstedt, U., Teuling, A. J., Gebrehiwot, S. G., Sands, D. C., Muys, B., Verbist, B., ... Sullivan, C. A. (2017). Trees, forests and water: Cool insights for a hot world. *Global Environmental Change*, 43, 51–61. <https://doi.org/10.1016/j.gloenvcha.2017.01.002>
- Espinoza, J. C., Chavez, S., Ronchail, J., Junquas, C., Takahashi, K., & Lavado, W. (2015). Rainfall hotspots over the southern tropical Andes: Spatial distribution, rainfall intensity, and relations with large-scale atmospheric circulation. *Water Resources Research*, 51(5), 3459–3475. <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/2014WR016273>
- Espinoza, Jhan Carlo, Garreaud, R., Poveda, G., Arias, P. A., Molina-Carpio, J., Masiokas, M., Viale, M., & Scaff, L. (2020). Hydroclimate of the Andes Part I: Main Climatic Features. In *Frontiers in Earth Science* (Vol. 8, p. 64). Frontiers Media S.A. <https://doi.org/10.3389/feart.2020.00064>
- Espinoza, Jhan Carlo, Guyot, J. L., Ronchail, J., Cochonneau, G., Filizola, N., Fraizy, P., Labat, D., de Oliveira, E., Ordoñez, J. J., & Vauchel, P. (2009). Contrasting regional discharge evolutions in the Amazon basin (1974-2004). *Journal of Hydrology*, 375(3–4), 297–311. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.03.004>

- Eyring, V., Bony, S., Meehl, G. A., Senior, C. A., Stevens, B., Stouffer, R. J., Taylor, K. E., Dynamique, D. M., Pierre, I., Laplace, S., & Ipsi, L. M. D. (2016). Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organization. *Geosci. Model Dev*, 9, 1937–1958. <https://doi.org/10.5194/gmd-9-1937-2016>
- Garavito Rincón, L. N. (2015). Los páramos en Colombia, un ecosistema en riesgo. *Ingeniare*, 19, 127–136. <https://doi.org/https://doi.org/10.18041/1909-2458/ingeniare.19.530>
- García-Leoz, V., Villegas, J. C., Suescún, D., Flórez, C. P., Merino-Martín, L., Betancur, T., & León, J. D. (2018). Land cover effects on water balance partitioning in the Colombian Andes: improved water availability in early stages of natural vegetation recovery. *Regional Environmental Change*, 18(4), 1117–1129. <https://doi.org/10.1007/s10113-017-1249-7>
- Gimeno, L., Stohl, A., Trigo, R. M., Dominguez, F., Yoshimura, K., Yu, L., Drumond, A., Durn-Quesada, A. M., & Nieto, R. (2012). Oceanic and terrestrial sources of continental precipitation. *Reviews of Geophysics*, 50(4). <https://doi.org/10.1029/2012RG000389>
- Giorgi, F., & Francisco, R. (2000). Uncertainties in regional climate change prediction: a regional analysis of ensemble simulations with the HADCM2 coupled AOGCM. *Climate Dynamics*, 16, 169–182. <http://ipcc-ddc.cru.uea.ac.uk>
- González-Orozco, C. E. (2021). Biogeographical regionalisation of Colombia: a revised area taxonomy. *Phytotaxa*, 484(3), 247–260.
- Granier, A., Huc, R., & Barigah, S. T. (1996). Transpiration of natural rain forest and its dependence on climatic factors. *Agricultural and Forest Meteorology*, 78(1–2), 19–29. [https://doi.org/10.1016/0168-1923\(95\)02252-x](https://doi.org/10.1016/0168-1923(95)02252-x)
- Gusain, A., Ghosh, S., & Karmakar, S. (2020). Added value of CMIP6 over CMIP5 models in simulating Indian summer monsoon rainfall. *Atmospheric Research*, 232, 104680. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2019.104680>
- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Bonavita, M., Dee, D., Dragani, R., Flemming, J., Forbes, R., Geer, A., Hogan, R. J., Janisková, H. M., Keeley, S., Laloyaux, P., Cristina, P. L., & Thépaut, J. (2020). The ERA5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 146(730), 1999–2049. <https://doi.org/10.1002/qj.3803>
- Hoffmann, L., Günther, G., Li, D., Stein, O., Wu, X., Griessbach, S., & Heng, Y. (2019). From ERA-Interim to ERA5: the considerable impact of ECMWF's next-generation reanalysis on Lagrangian transport simulations. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 19(5), 3097–3124. <https://doi.org/10.5194/acp-19-3097-2019>
- Hoffmann, W. A., & Jackson, R. B. (2000). Vegetation-climate feedbacks in the conversion of tropical savanna to Grassland. *Journal of Climate*, 13(9), 1593–1602. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2000\)013<1593:VCFITC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2000)013<1593:VCFITC>2.0.CO;2)
- Hoyos, I., Cañón-Barriga, J., Arenas-Suárez, T., Dominguez, F., & Rodríguez, B. A. (2019). Variability of regional atmospheric moisture over Northern South America: patterns and underlying phenomena. *Climate Dynamics*, 52(1), 893–

911.

<https://doi.org/https://aplicacionesbiblioteca.udea.edu.co:2399/10.1007/s00382-018-4172-9>

- Huffman, G., Adler, R., Bolvin, D., Gu, G., Nelkin, E., Bowman, K., Hong, Y., Stocker, E., & Wolff, D. (2007). The TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA): Quasi-Global, Multiyear, Combined-Sensor Precipitation Estimates at Fine Scales. *Journal of Hydrometeorology*, 8, 38–55. <https://doi.org/10.1175/JHM560.1>
- Huntington, T. G. (2006). Evidence for intensification of the global water cycle: Review and synthesis. *Journal of Hydrology*, 319(1–4), 83–95. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.07.003>
- Hurtado, A. F., & Mesa, Ó. J. (2015). Cambio climático y variabilidad espacio-temporal de la precipitación en Colombia. *Revista EIA*, 24, 131–150.
- Jungclaus, J., Bittner, M., Wieners, K.-H., Wachsmann, F., Schupfner, M., Legutke, S., Giorgetta, M., Reick, C., Gayler, V., H., H., de Vrese, P., Raddatz, T., Esch, M., Mauritsen, T., von Storch, J.-S., Behrens, J., Brovkin, V., Claussen, M., Crueger, T., ... Roeckner, E. (2019). MPI-M MPI-ESM1. 2-HR model output prepared for CMIP6 CMIP historical. *Earth System Grid Federation*, 10. <https://doi.org/https://doi.org/10.22033/ESGF/CMIP6.6594>
- Junquas, C., Takahashi, K., Condom, T., Espinoza, J. C., Chavez, S., Sicart, J. E., & Lebel, T. (2018). Understanding the influence of orography on the precipitation diurnal cycle and the associated atmospheric processes in the central Andes. *Climate Dynamics*, 50(11–12), 3995–4017. <https://doi.org/10.1007/s00382-017-3858-8>
- Katul, G. G., Oren, R., Manzoni, S., Higgins, C., & Parlange, M. B. (2012). Evapotranspiration: A process driving mass transport and energy exchange in the soil-plant-atmosphere-climate system. *American Geophysical Union*, 50(3). <https://doi.org/10.1029/2011RG000366.1>.INTRODUCTION
- Kawai, H., Yukimoto, S., Koshiro, T., Oshima, N., Tanaka, T., Yoshimura, H., & Nagasawa, R. (2019). Significant improvement of cloud representation in the global climate model MRI-ESM2. *Geoscientific Model Development*, 12(7), 2875–2897. <https://doi.org/10.5194/gmd-12-2875-2019>
- Khanna, J., Medvigy, D., Fueglistaler, S., & Walko, R. (2017). Regional dry-season climate changes due to three decades of Amazonian deforestation. *Nature*, February. <https://doi.org/10.1038/NCLIMATE3226>
- Knutti, R., Furrer, R., Tebaldi, C., Cermak, J., & Meehl, G. A. (2010). Challenges in combining projections from multiple climate models. *Journal of Climate*, 23(10), 2739–2758. <https://doi.org/10.1175/2009JCLI3361.1>
- Koster, R. D., Dirmeyer, P. A., Hahmann, A. N., Ijpelaar, R., Tyahla, L., Cox, P., & Suarez, M. J. (2002). Comparing the degree of land-atmosphere interaction in four atmospheric general circulation models. *Journal of Hydrometeorology*, 3(3), 363–375. [https://doi.org/10.1175/1525-7541\(2002\)003<0363:CTDOLA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1525-7541(2002)003<0363:CTDOLA>2.0.CO;2)
- Krasting, J. P., John, J. G., Blanton, C., McHugh, C., Nikonov, S., Radhakrishnan, A.,

- Rand, K., Zadeh, N. T., Balaji, V., Durachta, J., Dupuis, C., Menzel, R., Robinson, T., Underwood, S., Vahlenkamp, H., Dunne, K. A., Gauthier, P. P., Ginoux, P., M., G. S., ... Zhao, M. (2018). *Noaa-gfdl gfdl-esm4 model output prepared for cmip6 cmip historical*. <https://doi.org/https://doi.org/10.22033/ESGF/CMIP6>, 8597
- Lavelle, P., Rodríguez, N., Arguello, O., Bernal, J., Botero, C., Chaparro, P., & Fonte, S. J. (2014). Soil ecosystem services and land use in the rapidly changing Orinoco River Basin of Colombia. *Agriculture, Ecosystems & Environment*, *185*, 106–117.
- Lee, J.-E., Lintner, B. R., Boyce, C. K., & Lawrence, P. J. (2011). Land use change exacerbates tropical South American drought by sea surface temperature variability. *Geophysical Research Letters*, *38*(19), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2011GL049066>
- Makarieva, A. M., & Gorshkov, V. G. (2007). *Biotic pump of atmospheric moisture as driver of the hydrological cycle on land*. 1013–1033.
- Martínez-Austria, P. F. (2013). Los retos de la seguridad hídrica. *Tecnología y Ciencias Del Agua*, *4*(5), 165–180.
- Martins, G., von Randow, C., & Sampaio, G. (2014). Precipitation in the Amazon and its relationship with moisture transport and tropical Pacific and Atlantic SST from the CMIP5 simulation. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, *12*, 671–704. <https://doi.org/10.5194/hessd-12-671-2015>
- Molina, R. D., Salazar, J. F., Martínez, J. A., Villegas, J. C., & Arias, P. A. (2019). Forest-Induced Exponential Growth of Precipitation Along Climatological Wind Streamlines Over the Amazon. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *124*(5), 2589–2599. <https://doi.org/10.1029/2018JDO29534>
- Morales, J. S., Arias, P. A., Martínez, J. A., & Durán-Quesada, A. M. (2021). The role of low-level circulation on water vapor transport to Central and northern South America: insights from a 2D lagrangian approach. *International Journal of Climatology*, *41*(2662–2682). <https://doi.org/10.1002/joc.6873>
- Moreno, L. P. (2009). Respuesta de las plantas al estrés por déficit hídrico. Una revisión. *Agronomía Colombiana*, *27*(2), 179–191.
- Müller, O. V., Vidale, P. L., Vannièrè, B., Schiemann, R., Senan, R., Haarsma, R. J., & Jungclaus, J. H. (2021). Land–Atmosphere Coupling Sensitivity to GCMs Resolution: A Multimodel Assessment of Local and Remote Processes in the Sahel Hot Spot. *Journal of Climate*, *34*(3), 967–985. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-20-0303.1>
- Neill, B. C. O., Tebaldi, C., Vuuren, D. P. Van, Eyring, V., Friedlingstein, P., Hurtt, G., Knutti, R., Kriegler, E., Lamarque, J., Lowe, J., Meehl, G. A., & Moss, R. (2018). *The Scenario Model Intercomparison Project (ScenarioMIP) for CMIP6*. 3461–3482. <https://doi.org/10.5194/gmd-9-3461-2016>
- Newman, B. D., Wilcox, B. P., Archer, S. R., Breshears, D. D., Dahm, C. N., Duffy, C. J., McDowell, N. G., Phillips, F. M., Scanlon, B. R., & Vivoni, E. R. (2006). Ecohydrology of water-limited environments: A scientific vision. *Water Resources Research*, *42*(6), 6302. <https://doi.org/10.1029/2005WR004141>
- Nicholson, S. E. (2015). Evolution and current state of our understanding of the role played in the climate system by land surface processes in semi-arid regions. In

- Global and Planetary Change* (Vol. 133, pp. 201–222). Elsevier B.V. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2015.08.010>
- Nieto, R., Gallego, D., Trigo, R., Ribera, P., & Gimeno, L. (2008). Dynamic identification of moisture sources in the Orinoco basin in equatorial South America. *Hydrological Sciences Journal*, 53(3), 602–617. <https://doi.org/10.1623/hysj.53.3.602>
- Notz, D. (2015). How well must climate models agree with observations? *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 373(2052). <https://doi.org/10.1098/rsta.2014.0164>
- Oliveira, R. S., Bezerra, L., Davidson, E. A., Klink, C. A., & Moreira, A. (2005). Deep root function in soil water dynamics in cerrado savannas of central Brazil. *Functional Ecology*, 19(1996), 574–581. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2435.2005.01003.x>
- Ortega, G., & Arias, P. A. (2018). Evaluación de la representación de la precipitación y la temperatura media por modelos CMIP5 sobre Colombia y el neotrópico: implicaciones en regímenes hidrológicos. *Sociedad Colombiana de Ingenieros XXIII Seminario Nacional de Hidráulica e Hidrología*. <https://www.researchgate.net/publication/327561776>
- Orth, R., & Seneviratne, S. I. (2012). Analysis of soil moisture memory from observations in Europe. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 117(D15), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2011JD017366>
- Porporato, A., & Rodriguez-iturbe, I. (2002). Ecohydrology-a challenging multidisciplinary research perspective. *Hydrological Sciences Journal*, 47(5), 811–821. <https://doi.org/10.1080/02626660209492985>
- Poveda, G. (2004). La Hidroclimatología de Colombia: Una síntesis desde la escala interdecadal hasta la escala diurna. *Revista Academia Colombiana de Ciencias*, 28(10), 201–222.
- Poveda, Germán, Jaramillo, L., & Vallejo, L. F. (2014). *Seasonal precipitation patterns along pathways of South American low-level jets and aerial rivers*. 50(3), 98–118. <https://doi.org/10.1002/2013WR014087>
- Poveda, Germán, & Mesa, O. J. (1997). Feedbacks between hydrological processes in tropical South America and large-scale ocean-atmospheric phenomena. *Journal of Climate*, 10(10), 2690–2702. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1997\)010<2690:FBHPIT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1997)010<2690:FBHPIT>2.0.CO;2)
- Ramírez, B. H., Melsen, L. A., Ganzeveld, L., Leemans, R., & Teuling, A. J. (2018). Tropical Montane Cloud Forests in the Orinoco River basin: Inferring fog interception from through-fall dynamics. *Agricultural and Forest Meteorology*, 260, 17–30.
- Rendón, M. L., Arias, P. A., & Martínez, J. A. (2020). *El Cambio Climático y sus Efectos sobre el Ciclo Hidrológico del Norte de Suramérica y la Cuenca del Amazonas* (Vol. 42, Issue 4). Universidad de Antioquia.
- Rivera, J. A., & Arnould, G. (2020). Evaluation of the ability of CMIP6 models to simulate precipitation over Southwestern South America: Climatic features and long-term trends (1901–2014). *Atmospheric Research*, 241, 104953.

- <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2020.104953>
- Ruiz-Vásquez, M., Arias, P. A., Martínez, J. A., & Espinoza, J. C. (2020). Effects of Amazon basin deforestation on regional atmospheric circulation and water vapor transport towards tropical South America. *Climate Dynamics*, *54*(9–10), 4169–4189. <https://doi.org/10.1007/s00382-020-05223-4>
- Ruiz, D., Moreno, H. A., Gutiérrez, M. E., & Zapata, P. A. (2008). Changing climate and endangered high mountain ecosystems in Colombia. *Science of the Total Environment*, *398*(1–3), 122–132.
- Schlesinger, W. H., & Jasechko, S. (2014). Agricultural and Forest Meteorology Transpiration in the global water cycle. *Agricultural and Forest Meteorology*, *189–190*, 115–117. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2014.01.011>
- Seager, R., & Henderson, N. (2013). Diagnostic computation of moisture budgets in the ERA-interim reanalysis with reference to analysis of CMIP-archived atmospheric model data. *Journal of Climate*, *26*(20), 7876–7901. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-13-00018.1>
- Seland, Ø., Bentsen, M., Olivé, D., Toniazzo, T., Gjermundsen, A., Graff, L. S., Debernard, J. B., Gupta, A. K., He, Y. C., Kirkevåg, A., Schwinger, J., Tjiputra, J., Schanke Aas, K., Bethke, I., Fan, Y., Griesfeller, J., Grini, A., Guo, C., Ilicak, M., ... Schulz, M. (2020). Overview of the Norwegian Earth System Model (NorESM2) and key climate response of CMIP6 DECK, historical, and scenario simulations. *Geoscientific Model Development*, *13*(12), 6165–6200. <https://doi.org/10.5194/gmd-13-6165-2020>
- Shuttleworth, W. J. (1988). Evaporation from Amazonian rainforest. *Proceedings - Royal Society of London, Series B*, *233*(1272), 321–346. <https://doi.org/10.1098/rspb.1988.0024>
- Shuttleworth, W. J., Gash, J. H., Lloyd, C. R., Moore, C. J., Roberts, J., Filho, A. D. O. M., & Carvalho de Moraes, J. (1984). Eddy correlation measurements of energy partition for Amazonian forest. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *110*(466), 1143–1162. <https://doi.org/10.1002/qj.49711046622>
- Sierra, J. P., Arias, P. A., & Vieira, S. C. (2015). Precipitation over Northern South America and its seasonal variability as simulated by the CMIP5 models. *Advances in Meteorology*, *2015*. <https://doi.org/10.1155/2015/634720>
- Sierra, J. P., Arias, P. A., Vieira, S. C., & Agudelo, J. (2018). How well do CMIP5 models simulate the low-level jet in western Colombia? *Climate Dynamics*, *51*(5–6), 2247–2265. <https://doi.org/10.1007/s00382-017-4010-5>
- Sörensson, A. A., & Ruscica, R. C. (2018). Intercomparison and Uncertainty Assessment of Nine Evapotranspiration Estimates Over South America Water Resources Research. *Water Resources Research*, *54*, 2891–2908. <https://doi.org/10.1002/2017WR021682>
- Spracklen, D. V., Arnold, S. R., & Taylor, C. M. (2012). Observations of increased tropical rainfall preceded by air passage over forests. *Nature*, *489*(7415), 282–285. <https://doi.org/10.1038/nature11390>
- Stevens, B., Farrell, D., Hirsch, L., Jansen, F., Nuijens, L., Serikov, I., Brüggemann, B., Forde, M., Linne, H., Lonitz, K., & Prospero, J. M. (2016). The Barbados cloud

- observatory: Anchoring investigations of clouds and circulation on the edge of the itcz. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 97(5), 735–754. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-14-00247.1>
- Swann, A. L. S., Longo, M., Knox, R. G., Lee, E., & Moorcroft, P. R. (2015). Future deforestation in the Amazon and consequences for South American climate. *Agricultural and Forest Meteorology*, 214–215, 12–24. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2015.07.006>
- Swart, N. C., Cole, J. N., Kharin, V. V., Lazare, M., Scinocca, J. F., Gillett, N. P., Anstey, J., Arora, V., Christian, J. R., Jiao, Y., Lee, W. G., Majaess, F., Saenko, O. A., Seiler, C., Seinen, C., Shao, A., Solheim, L., von Salzen, K., Yang, D., ... Sigmond, M. (2019). CCCma CanESM5 model output prepared for CMIP6 CMIP historical. *Earth Syst.Grid Fed.* <https://doi.org/https://doi.org/10.22033/ESGF/CMIP6.3610>
- Tatebe, H., & Watanabe, M. (2018). MIROC MIROC6 model output prepared for CMIP6 CMIP historical. *Earth System Grid Federation*, 10.
- Tatebe, Hiroaki, Ogura, T., Nitta, T., Komuro, Y., Ogochi, K., Takemura, T., Sudo, K., Sekiguchi, M., Abe, M., Saito, F., Chikira, M., Watanabe, S., Mori, M., Hirota, N., Kawatani, Y., Mochizuki, T., Yoshimura, K., Takata, K., O’Ishi, R., ... Kimoto, M. (2019). Description and basic evaluation of simulated mean state, internal variability, and climate sensitivity in MIROC6. *Geoscientific Model Development*, 12(7), 2727–2765. <https://doi.org/10.5194/gmd-12-2727-2019>
- Taylor, K. E. (2001). Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 106(D7), 7183–7192. <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2000JD900719>
- Torres, R. R., & Marengo, J. A. (2013). Uncertainty assessments of climate change projections over South America. *Theoretical and Applied Climatology*, 112(1–2), 253–272. <https://doi.org/10.1007/s00704-012-0718-7>
- Trenberth, K. E., Dai, A., Rasmussen, R. M., & Parsons, D. B. (2003). The changing character of precipitation. *American Meteorological Society*. <https://doi.org/10.1175/BAMS-84-9-1205>
- van der Ent, R. J., Savenije, H. H. G., Schaefli, B., & Steele-Dunne, S. C. (2010). Origin and fate of atmospheric moisture over continents. *Water Resources Research*, 46(9), 9525. <https://doi.org/10.1029/2010WRO09127>
- Voldoire, A., Martin, D. Saint, S n si, S., Decharme, B., Alias, A., & Chevallier, M. (2019). Evaluation of CMIP6 DECK Experiments Journal of Advances in Modeling Earth Systems. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 11(7), 2177–2213. <https://doi.org/10.1029/2019MS001683>
- Vörösmarty, C. J., & Sahagian, D. (2000). Anthropogenic Disturbance of the Terrestrial Water Cycle. *BioScience*, 50(9), 753–765. [https://doi.org/https://doi.org/10.1641/0006-3568\(2000\)050\[0753:ADOTTW\]2.o.CO;2](https://doi.org/https://doi.org/10.1641/0006-3568(2000)050[0753:ADOTTW]2.o.CO;2)
- Wang, T., Tu, X., Singh, V. P., Chen, X., & Lin, K. (2021). Global data assessment and analysis of drought characteristics based on CMIP6. *Journal of Hydrology*, 596, 126091. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2021.126091>

- Weng, W., Luedeke, M., Zemp, D., Lakes, T., & Kropp, J. (2018). Aerial and surface rivers: Downwind impacts on water availability from land use changes in Amazonia. *Hydrology and Earth System Sciences*, 22(1), 911–927. <https://doi.org/10.5194/hess-22-911-2018>
- Wieners, K. H., Giorgetta, M., Jungclaus, J., Reick, C., Esch, M., Bittner, M., Legutke, S., Schupfner, M., F., W., Gayler, V., Haak, H., de Vrese, P., Raddatz, T., Mauritsen, T., von Storch, J. S., Behrens, J., Brovkin, V., Claussen, M., Crueger, T., ... Roeckner, E. (2019). MPI-M MPI-ESM1. 2-LR model output prepared for CMIP6 CMIP historical. *Earth System Grid Federation*, 10. <https://doi.org/https://doi.org/10.22033/ESGF/CMIP6.6595>
- WMO Guidelines on the Calculation of Climate Normals. (2017).
- Wu, J., Lakshmi, V., Wang, D., Lin, P., Pan, M., Cai, X., Wood, E. F., & Zeng, Z. (2020). The reliability of global remote sensing evapotranspiration products over Amazon. *Remote Sensing*, 12(14). <https://doi.org/10.3390/rs12142211>
- Yazdandoost, F., Moradian, S., Izadi, A., & Aghakouchak, A. (2021). Evaluation of CMIP6 precipitation simulations across different climatic zones: Uncertainty and model intercomparison. *Atmospheric Research*, 250, 105369. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2020.105369>
- Yin, L., Fu, R., Shevliakova, E., & Dickinson, R. E. (2013). How well can CMIP5 simulate precipitation and its controlling processes over tropical South America? *Climate Dynamics*, 41(11–12), 3127–3143. <https://doi.org/10.1007/s00382-012-1582-y>
- Yukimoto, S., Koshiro, T., Kawai, H., Oshima, N., Yoshida, K., Urakawa, S., Tsujino, H., Deushi, M., Tanaka, T., Hosaka, M., Yoshimura, H., Shindo, E., Mizuta, R., Ishii, M., Obata, A., & Adachi, Y. (2019). MRI MRI-ESM2. 0 model output prepared for CMIP6 CMIP historical. <https://doi.org/https://doi.org/10.22033/ESGF/CMIP6,6842>
- Zazulie, N., Rusticucci, M., & Raga, G. B. (2017). Regional climate of the subtropical central Andes using high-resolution CMIP5 models—part I: past performance (1980–2005). *Climate Dynamics*, 49, 3937–3957. <https://doi.org/https://aplicacionesbiblioteca.udea.edu.co:2399/10.1007/s00382-017-3560-x>
- Zelinka, M. D., Myers, T. A., McCoy, D. T., Po-Chedley, S., Caldwell, P. M., Ceppi, P., Klein, S. A., & Taylor, K. E. (2020). Causes of Higher Climate Sensitivity in CMIP6 Models. *Geophysical Research Letters*, 47(1), e2019GL085782. <https://doi.org/10.1029/2019GL085782>