



**UNIVERSIDAD  
DE ANTIOQUIA**

**SIMULACIÓN DE LAS CELDAS  
ATMOSFÉRICAS TROPICALES MEDIANTE EL  
MODELO WRF CONSIDERANDO CONDICIONES  
DE FORZAMIENTO RADIATIVO EN EL  
OCEANO PACIFICO TROPICAL**

**Autora:**

**Valentina Ramírez Zuluaga**

**Universidad de Antioquia**

**Facultad de Ingeniería, Escuela Ambiental**

**Medellín, Colombia**

**2021**



Simulación de las celdas atmosféricas tropicales mediante el modelo WRF considerando condiciones de forzamiento radiativo en el océano Pacífico tropical

**Valentina Ramírez Zuluaga**

Trabajo de grado presentada(o) como requisito parcial para optar al título de:

**Ingeniera Ambiental**

Asesoras:

Paola Andrea Arias Gómez, Doctora en Ciencias Geológicas.

Lina Isabel Ceballos Bonilla, Magister en Recursos Hidráulicos.

Línea de Investigación:

Modelación Ambiental.

Grupo de Investigación:

GIGA

Universidad de Antioquia

Facultad de ingeniería, Escuela Ambiental

Medellín, Colombia

2021

## **Agradecimientos.**

Las simulaciones realizadas en este Trabajo de Grado se desarrollaron en los servidores del Sistema de Alertas Tempranas de Medellín (SIATA).

Le agradezco,

A Carlos Hoyos por darme la oportunidad de crecer profesionalmente en el SIATA.

A Lina Ceballos y a Paola Arias por todo el tiempo dedicado y su apoyo incondicional para aclarar cualquier tipo de duda que me surgiera, son personas que admiro y agradezco mucho los comentarios y paciencia que han tenido conmigo.

A mis compañeros de SIATA, especialmente a Juan Camilo Hernández, por sus recomendaciones respecto al modelo; a Juan Diego Mantilla, Natalia Castro, José Lozano, Mónica Acosta y al resto de mis compañeros operacionales, que siempre estuvieron allí para brindarme sus conocimientos y apoyo incondicional.

A mi familia que siempre me han apoyado en todo.

Como muchos saben, soy una persona de pocas palabras, pero realmente los estimo mucho.

## Resumen

En el presente trabajo de grado se evalúa y analiza el desempeño del modelo Weather Research and Forecasting (WRF) en cuanto a su capacidad para simular la circulación atmosférica tropical durante la ocurrencia de anomalías de temperatura superficial del océano SST, similares a las ocurridas durante eventos El Niño. 4 experimentos fueron implementados para desarrollar la evaluación. En un primer experimento de control (CTRL) se evaluó la representatividad de la circulación tropical de WRF por medio del forzamiento con promedios climatológicos provenientes de ERA-5. Un segundo experimento, EXP1, permitió observar cómo WRF reproduce la circulación tropical bajo condiciones de temperatura superficial del mar representativas de eventos El Niño. En este experimento, anomalías de temperatura superficial (skin temperatures, skt) calculadas mediante un composite de años Niño fueron sumadas al forzador del modelo. Debido a que los resultados obtenidos de la simulación asociada al EXP1 no mostraron cambios significativos en las celdas de circulación de Hadley y Walker, se plantearon dos experimentos adicionales. En uno de ellos, EXP2, las anomalías calculadas en EXP1 fueron sumadas no solamente a la temperatura superficial (skt) sino también a la temperatura superficial del mar (SST). Finalmente, se realizó el experimento EXP3 con el fin de analizar la sensibilidad del modelo a mayores cambios de SST. En este cuarto experimento se consideró una amplificación de las anomalías de temperatura superficial por un factor de 1.5. Respecto a los resultados, aquellos obtenidos de CTRL muestran que WRF simula pobremente el ascenso de los vientos y las precipitaciones en el Centro de Convergencia Intertropical ZCIT, así como tiende a sobreestimar las precipitaciones y el potencial de velocidad sobre el continente marítimo. Las celdas de Hadley y Walker fueron correctamente simuladas por el modelo, aunque se registró una sobreestimación en la celda de Walker, asociada a los sesgos del potencial de velocidad. EXP2 Y EXP3 denotan que en general el modelo captura la circulación de la atmósfera tropical y los cambios característicos de esta, debido a un forzamiento radiativo de la temperatura tipo El Niño. Sin embargo, los resultados obtenidos en EXP2 muestran que el desempeño de WRF al simular los cambios asociados al ENSO en la fase de desarrollo de El Niño (junio-noviembre) no es tan bueno, sin embargo, esto es consecuente con lo reportado en la literatura. En este trabajo se discutieron 3 posibles razones: la primera, a razón de la resolución robusta de las simulaciones(80km); la segunda, debido a sesgos presentados por los modelos atmosféricos; y finalmente, las parametrizaciones usadas en los experimentos.

**Palabras clave:** ENSO, WRF, Celda de Hadley, Celda de Walker, circulación atmosférica tropical.

## Tabla de contenido.

1. Introducción.....	11
2. Objetivos.....	13
2.1 Objetivo General.....	13
2.2 Objetivos específicos.....	13
3. Marco teórico.....	14
4. Metodología.....	16
4.1 Área de estudio.....	16
4.2 Datos de entrada.....	16
4.3 Modelo numérico .....	16
4.4 Configuración básica del modelo.....	17
4.5 Diseño del experimento .....	18
4.5.1 Celdas de Hadley y de Walker .....	19
5. Resultados y análisis.....	21
5.1 Climatología de la circulación general de la atmósfera tropical .....	21
5.1.1 Circulación de la Celda de Walker .....	21
5.1.2 Circulación de la Celda de Hadley .....	23
5.2 Circulación general de la atmósfera bajo forzamiento tipo El Niño .....	31
5.2.1 Circulación de la Celda de Walker .....	35
5.2.2 Circulación de la Celda de Hadley .....	36
5.3 Representatividad de WRF de la circulación tropical .....	37
5.3.1 Simulación CTRL .....	37
5.3.2 Simulaciones bajo forzamiento tipo El Niño .....	38
6. Discusión y conclusiones .....	45
7. Bibliografía .....	48

8. Anexos .....	55
-----------------	----

## Lista de Figuras

Figura 1. Anomalías de temperatura consideradas para los experimentos EXP1 y EXP2 .....	19
Figura 2. Climatología de temperatura superficial del mar (SST, colores) y, vientos a 250 hPa (vectores) obtenida mediante ERA5 (ERA, izquierda) y la simulación CTRL (WRF, derecha) para los cuatro trimestres del año (Marzo a Mayo - MAM, Junio a Agosto - JJA, Septiembre a Noviembre - SON, y Diciembre a Febrero - DEF) .....	24
Figura 3. Al igual que la figura 2, pero para la componente de presión a nivel del mar (en Pa) .....	25
Figura 4. Al igual que la figura 2, pero para la componente de velocidad de presión a 500 hPa (colores) y vientos a 850 hPa (vectores).....	26
Figura 5. Al igual que la figura 2, pero para la componente de potencial de velocidad a 850 hPa(en m <sup>2</sup> /s) .....	26
Figura 6. Al igual que la figura 2, pero para la componente de potencial de velocidad a 250 hPa (en m <sup>2</sup> /s) .....	27
Figura 7. Al igual que la figura 2, pero para la componente de precipitación en mm/día .....	28
Figura 8. Climatología de la función de corriente de masa zonal (en kg/s), promediada entre los 5°N y 5°S, estimada mediante ERA5 (ERA, izquierda) y la simulación CTRL (WRF, derecha) para los cuatro trimestres del año (Marzo a Mayo - MAM, Junio a Agosto - JJA, Septiembre a Noviembre - SON, y Diciembre a Febrero - DEF) .....	29
Figura 9. Al igual que la figura 8, pero para la función de corriente de masa meridional, promediada zonalmente. ....	30
Figura 10. Anomalías de SST (en °C) durante eventos El Niño, según ERA5 para los cuatro trimestres del año .....	32

Figura 11. Al igual que la figura 10, pero para la componente de presión a nivel del mar (en Pa) .....	33
Figura 12. Al igual que la figura 10, pero para la componente de velocidad de presión a 500 hPa (colores) y vientos a 850 hPa (vectores) .....	33
Figura 13. Al igual que la figura 10, pero para la componente de potencial de velocidad a 250 hPa (en m <sup>2</sup> /s) .....	34
Figura 14. Al igual que la figura 10, pero para la componente de precipitación en mm/día .....	34
Figura 15. Anomalías de función de corriente de masa zonal promediada entre los 5°N y los 5°S (en kg/s) durante eventos El Niño en colores y climatología de la función de corriente de masa zonal en contornos, según ERA5 para los cuatro trimestres del año .....	35
Figura 16. Al igual que la figura 15, pero para la función de corriente de masa meridional, promediada zonalmente .....	36
Figura 17. Anomalías de temperatura superficial del mar (en °C) de la simulación tipo El Niño EXP2 con respecto a la simulación CTRL para los cuatro trimestres del año .....	40
Figura 18. Al igual que la figura 17, pero para la componente de presión a nivel del mar (en Pa) .....	40
Figura 19. Al igual que la figura 17, pero para la componente de velocidad de presión a 500 hPa (colores) y vientos a 850 hPa (vectores) .....	41
Figura 20. Al igual que la figura 17, pero para la componente de potencial de velocidad a 250 hPa (en m <sup>2</sup> /s) .....	41
Figura 21. Al igual que la figura 17, pero para la componente de precipitación en mm/día.....	42



Figura 22. Anomalías de función de corriente de masa zonal promediada entre 5°S y 5°N (en kg/s) de la simulación tipo El Niño EXP2 con respecto a la simulación CTRL para los cuatro trimestres del año. .... 43

Figura 23. Al igual que la figura 22, pero para la función de corriente de masa meridional, promediada zonalmente ..... 44

**Lista de Anexos.**

Anexo 1. Temperatura superficial del mar (SST, en °C) para el promedio climatológico (izquierda) y el promedio de eventos El Niño (derecha) obtenidos mediante ERA5 para los cuatro trimestres del año ..... 55

Anexo 2. Al igual que el anexo 1, pero para la componente de presión a nivel del mar (en Pa) ..... 56

Anexo 3. Al igual que el anexo 1, pero para la componente de velocidad de presión a 500 hPa (colores) y vientos a 850 hPa (vectores) ..... 57

Anexo 4. Al igual que el anexo 1, pero para la componente de potencial de velocidad a 850 hPa (en m<sup>2</sup>/s) ..... 57

Anexo 5. Al igual que el anexo 1, pero para la componente de precipitación en mm/día ..... 58

Anexo 6. Función de corriente de masa meridional promediada zonalmente (en kg/s) para el promedio climatológico (izquierda) y el promedio de eventos El Niño (derecha) obtenidos mediante ERA5 para los cuatro trimestres del año ..... 59

Anexo 7. Al igual que el anexo 6, pero para la función de corriente de masa meridional, promediada zonalmente ..... 60

Anexo 8. Temperatura superficial del mar (en °C) obtenida de la simulación CTRL (climatología, izquierda) y la simulación tipo El Niño EXP2 (El Niño, derecha) para los cuatro trimestres del año ..... 61

Anexo 9. Al igual que el anexo 8, pero para la componente de presión a nivel del mar (en Pa) ..... 62

Anexo 10. Al igual que el anexo 8, pero para la componente de velocidad de presión a 500 hPa (colores) y vientos a 850 hPa (vectores) .....	63
Anexo 11. Al igual que el anexo 8, pero para la componente de potencial de velocidad a 850 hPa (en m <sup>2</sup> /s) .....	63
Anexo 12. Al igual que el anexo 8, pero para la componente de precipitación en mm/día .....	64
Anexo 13. Función de corriente de masa zonal promediada entre 5°N y 5°S (en kg/s) obtenida de la simulación CTRL (climatología, izquierda) y la simulación tipo El Niño EXP2 (El Niño, derecha) para los cuatro trimestres del año .....	65
Anexo 14. Al igual que el anexo 13, pero para la función de corriente de masa meridional, promediada zonalmente .....	66
Anexo 15. Al igual que el anexo 8, pero para la simulación tipo El Niño EXP3 .....	67
Anexo 16. Al igual que el anexo 9, pero para la simulación tipo El Niño EXP3 .....	67
Anexo 17. Al igual que el anexo 10, pero para la simulación tipo El Niño EXP3 .....	68
Anexo 18. Al igual que el anexo 11, pero para la simulación tipo El Niño EXP3 .....	69
Anexo 19. Al igual que el anexo 12, pero para la simulación tipo El Niño EXP3 .....	69
Anexo 20. Al igual que el anexo 13, pero para la simulación tipo El Niño EXP3 .....	70

## 1. Introducción

Variaciones en la temperatura superficial del mar (SST) y sus gradientes pueden generar cambios en la circulación atmosférica de gran escala en los trópicos. Por ejemplo, el aumento de la SST en el océano Pacífico tropical está generalmente asociado a un debilitamiento en la celda de Walker, como también cambios en la intensidad de la celda de Hadley. Estos cambios en las celdas de circulación tropical pueden modificar los patrones de precipitación y temperatura atmosférica en diferentes regiones del planeta (Trenberth et al, 1998; Chou, 2003; Reason & Jagadheesha, 2005; Brönnimann, 2007; Cai et al, 2020; He et al, 2020). Fenómenos climáticos de gran escala, principalmente los que suceden en los trópicos, afectan significativamente a Colombia. El Niño-Oscilación del Sur (ENSO) hace parte de los modos de variabilidad climática que más impactan el hidroclima de Colombia en escala interanual. La ocurrencia del ENSO se ha explicado como una oscilación natural auto-sostenida del sistema acoplado océano-atmósfera o como un modo estable desencadenado por el forzamiento estocástico de ráfagas de viento del oeste, eventos de oscilación de Madden-Julian y las ondas de inestabilidad tropical en el Pacífico oriental (Wang et al., 2017). En su fase cálida conocida como El Niño, la cual implica el aumento de la SST en las regiones este y/o central del Pacífico tropical, el ENSO está asociado a reducciones de precipitación y aumento de temperatura del aire en el país, especialmente en las regiones Andina y Caribe (IDEAM, s.f; Poveda & Mesa, 1997; Poveda, Gil & Quiceno, 1998). Debido a su importancia en el país, se han realizado diferentes esfuerzos para comprender cómo este fenómeno afecta distintas regiones. Por ejemplo, en Los Andes tropicales de Colombia (Poveda et al., 2002), en el Valle del Cauca (Carvajal, Jiménez & Materón, 1998) y Cali (Loaiza et al., 2020) se ha demostrado que la fase cálida de El Niño se asocia a sequías y caudales mínimos. Por su parte, la fase fría de este fenómeno, conocida como La Niña, se asocia a efectos opuestos. Por ejemplo, el evento La Niña 2010-2011 se caracterizó por la presencia significativa de humedad en la atmósfera, lo que ocasionó fuertes inundaciones en la región (Trenberth & Fasullo, 2012; Hoyos et al., 2013; Arias, Martínez & Viera, 2015), mientras que se registró una intensa sequía en el Amazonas (Marengo et al, 2011; Trenberth & Fasullo, 2012). Este evento se caracterizó por un jet del Chocó de mayor intensidad, impulsado por temperaturas más bajas del Pacífico este, como también por una disminución en la intensidad de Jet del Caribe, lo que favoreció el transporte de humedad al norte de Suramérica, y el fortalecimiento de la celda de Hadley regional (Arias, Martínez & Vieira, 2015). El evento La Niña 2010-2011 generó pérdidas económicas de aproximadamente 7.8\$ USD en Colombia y afectaciones importantes debido a las inundaciones en las regiones del Pacífico y el Caribe (Hoyos et al., 2013). Por su parte, el evento El Niño 1992-1993 generó la necesidad de un racionamiento de energía debido a la reducción de precipitación y escorrentía superficial en Colombia, el cual dejó al país con periodos sin energía eléctrica de hasta 10 horas (Semana, 2015). Según el BBVA, este fenómeno impacta la inflación en Colombia e incrementa el costo de los alimentos y las tarifas de la energía eléctrica (Hoyos et al., 2013). El ENSO en Colombia no solo presenta afectaciones sociales y económicas sino también ambientales. Por ejemplo, la disminución en nubosidad observada en el glaciar Santa Isabel durante el evento El Niño 2015-2016 causó una reducción en la cobertura de nieve del orden de 7.6 mm durante el periodo junio de 2015 a abril de 2016 (IDEAM, 2016). Por tanto, se hace necesario adquirir una mayor comprensión de los diferentes mecanismos que generan la influencia del fenómeno ENSO en Colombia. Para ello, el uso de modelos que permitan la simulación de los impactos regionales y locales de este tipo de fenómenos se convierte en una herramienta útil y necesaria. En este sentido, la modelación atmosférica nos permite relacionar cuantitativamente el impacto que generan los cambios de patrones climáticos en la meteorología y climatología de una región particular. Diferentes modelos climáticos globales (GCM) se han desarrollado con el fin de

simular numéricamente cambios climáticos, como resultado de alteraciones en algunas condiciones de frontera o parámetros físicos (Randall, 2000; Weart, 2010). Muchos de los GCM han sido implementados con el fin de comprender las dinámicas asociadas al ENSO y sus implicaciones (Lau & Nath, 2000; Kug et al., 2006; Atwood et al., 2017; Endris et al., 2019). A pesar del amplio desarrollo que estos GCM han tenido a lo largo del tiempo, hay un consenso en general de que estos presentan limitaciones a la hora de modular las características principales del ENSO (Ham et al., 2013; Ratna et al., 2017; Bayr et al., 2018). Por ejemplo, Bayr et al. (2018) señalan que algunos GCM subestiman las temperaturas superficiales del mar SST, en la región Niño 4. Simulando así una rama ascendente de Walker ubicada más hacia el oeste y dificultando la correcta representación de las alteraciones de la circulación atmosférica asociadas a un calentamiento tipo El Niño. Por tanto, los modelos climáticos regionales (RCMs), que permiten tener resoluciones espaciales más finas, han sido desarrollados con el objetivo de mejorar los sesgos que los GCM presentan. Algunos estudios han empleado RCMs para validar y comprender la dinámica de estas celdas y sus variaciones ante diferentes patrones de SST en los océanos globales, en áreas específicas como el Sur de África (Meque & Abiodun, 2015), Hawai (Wrenn, 2016), Los Andes Tropicales (Posada-Marín et al., 2019), entre otros. Sin embargo, debido a la demanda computacional que esto implica, pocas investigaciones se han desarrollado con RCMs en un área tan amplia como lo es la zona tropical. Por tanto, el objetivo de este Trabajo de Grado es evaluar el desempeño del modelo Weather Research Forecasting WRF simulando la circulación atmosférica tropical para comprender sus modificaciones durante la ocurrencia de anomalías de SST similares a las ocurridas durante eventos El Niño.

## **1. Objetivos.**

### **2.1 Objetivo general**

Evaluar la capacidad del modelo WRF para simular las celdas atmosféricas tropicales (Hadley y Walker), y su modificación debido al forzamiento radiativo por incrementos en la temperatura del océano Pacífico tropical tipo El Niño.

### **2.2 Objetivos específicos**

- Evaluar el desempeño del modelo WRF simulando las celdas de Hadley y Walker y su variabilidad estacional, en un escenario de control con variables atmosféricas y oceánicas climatológicas.
- Evaluar el desempeño del modelo WRF simulando las celdas de Hadley y Walker y su variabilidad estacional, en un escenario de calentamiento del océano Pacífico tipo El Niño.
- Discutir el cambio estacional de las celdas tropicales en el escenario de control y de calentamiento del océano Pacífico tipo El Niño y compararlo con salidas del reanálisis ERA5.

## 2. Marco teórico

La circulación atmosférica tropical está determinada por las interacciones entre la transferencia radiativa solar y terrestre, las nubes, la convección atmosférica y los gradientes de temperatura superficial del océano (Lau, Wu & Bony, 1997; Hoskins et al., 1999). Por ejemplo, la circulación de Hadley es un patrón de circulación atmosférica dada por la elevación meridional de los vientos alisios en la baja troposfera, generalmente cerca de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) y el descenso en el cinturón subtropical de altas presiones (Bjerknes, 1966; Stachnik & Schumacher, 2011; Nguyen et al., 2013). La celda de Hadley es importante en el transporte de humedad, calor, y momento meridional, entre las regiones tropicales y los subtrópicos (Zhao & Moore, 2008; Lu & Vecchi, 2014). Esta celda presenta mayor intensidad sobre el hemisferio en invierno respecto al hemisferio en verano. En general, la celda de Hadley domina en el hemisferio norte entre los meses de noviembre y marzo, y en el hemisferio sur entre mayo y septiembre, mientras que en los meses de abril y octubre se observan transiciones rápidas entre hemisferios (Holton, 1973; Diaz & Bradley, 2004; Nguyen et al., 2013). Por otro lado, la circulación de Walker del océano Pacífico es la celda de circulación atmosférica que conecta el centro de baja presión en el Pacífico tropical oeste, donde el aire cálido y húmedo asciende, con el centro de alta presión en el Pacífico tropical este, donde el aire desciende. Esta circulación es el resultado de variaciones longitudinales de temperatura en la capa superficial del mar debido a los efectos de los vientos en las corrientes oceánicas (Holton, 1973; Lau & Yang, 2003; L'Heureux, Lee & Lyon, 2013).

La importancia de la temperatura superficial de los océanos en la circulación atmosférica ha sido ampliamente estudiada. El Niño Oscilación del Sur (ENSO) es un fenómeno inter-decadal determinado por la fluctuación de temperaturas superficiales del mar entre el Océano Pacífico Central y el Océano Pacífico Este. Su fase cálida se caracteriza por fuertes anomalías positivas de SST a lo largo de la Lengua Fría del Pacífico, por una expansión e intensificación hacia el ecuador de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) sobre el Pacífico oriental y un corrimiento hacia el este de la región de convergencia de vientos del Océano Marítimo (Bjerknes, 1966; Neelin et al., 1998; Wang et al., 2017). El ENSO, ocasiona cambios en la circulación general de la atmósfera tropical. Diferentes autores afirman que en condiciones cálidas (frías) del ENSO, la celda de Hadley se refuerza (debilita) (Oort & Yienger, 1996; Lu et al., 2008; Hinton, 2015; Guo & Li, 2016). Consecuentemente, la celda de Walker está íntimamente ligada a los cambios de la SST y, por tanto, a la ocurrencia del fenómeno ENSO. En condiciones cálidas del ENSO (El Niño), se produce un calentamiento del Pacífico tropical este, generando una zona de bajas presiones en la cual los vientos ascienden, mientras que el Pacífico tropical oeste se encuentra más frío y, por tanto, con presiones altas, donde los vientos descienden. Lo anterior conlleva a un debilitamiento de los vientos alisios durante eventos El Niño. Caso contrario sucede en condiciones de disminución de las SSTs del Pacífico tropical este durante la fase La Niña, durante la cual se presenta un fortalecimiento de los vientos alisios y del patrón de circulación de la celda de Walker (Neelin et al., 1998; Wang, 2004; Bayr et al., 2014).

Debido a la importancia del ENSO sobre el clima global y su capacidad para alterar los patrones de la circulación atmosférica, diversos estudios han empleado modelos numéricos para comprender la dinámica de las celdas de circulación tropical y sus variaciones ante diferentes patrones de SST en los océanos globales. Por ejemplo, Hagos et al. (2013) usaron dos modelos, WRF y el Modelo para Predicción A través de Escalas Atmosféricas (MPAS-A), con el objetivo de comparar los errores asociados al refinamiento de cuadrícula con un modelo Aquaplanet idealizado. Estos autores

realizaron diferentes simulaciones globales con el modelo MPAS-A: simulaciones con baja resolución (GLR), resolución global variable (GVR) y resolución global de alta definición (GHR). Igualmente, estos autores realizaron tres simulaciones con WRF: simulación de canal tropical de baja resolución (TCLR), simulación de canal tropical de resolución variable (TCVR), y simulación de alta resolución de canal tropical (TCHR). Los autores encontraron que la circulación de Hadley se fortalece en las simulaciones GHR y TCHR en comparación con las simulaciones GLR y TVLR. En otro orden de ideas, la simulación GVR mediante el modelo MPAS-A sobreestima la convergencia en el extremo oeste del dominio de alta resolución y subestima la convergencia hacia el este. En contraste, la simulación anidada con WRF subestima la convergencia en el borde occidental del dominio y la sobreestima en el extremo occidental.

Gastineau, Treut & Li (2009) estudiaron cómo los cambios en la SST del Pacífico tropical modifican la circulación atmosférica de gran escala y la precipitación en una región tropical, comprendida entre los 40°S y 40°N mediante el análisis de simulaciones con el modelo acoplado Institut Pierre-Simon Laplace, versión 4 (IPSL-CM4). Para ello, los autores consideran un forzamiento de temperatura en el océano Pacífico asociado al aumento de la temperatura media global debido al incremento de concentraciones atmosféricas de gases de efecto invernadero. Ante este forzamiento, los autores identifican un debilitamiento de la celda de Hadley en el océano Atlántico durante la temporada de Diciembre a Febrero, mientras que dicho debilitamiento se observa sobre el océano Índico durante Junio-Agosto, además de un debilitamiento de la celda de Walker en el océano Pacífico. De igual manera, este estudio identifica una expansión hacia los polos de la celda de Hadley en el hemisferio en invierno.

Duque-Villegas et al. (2019) emplearon el modelo PlanetSimulator (PlaSim) para investigar el posible impacto que generaría en el clima de Colombia la ocurrencia de un estado permanente tipo El Niño. Estos autores concluyeron que PlaSim representa adecuadamente la celda de Hadley, simulando satisfactoriamente la intensidad de las celdas en ambos hemisferios. No obstante, se presentan diferencias en la función de corriente, la cual es más débil en el modelo que en las observaciones. Sin embargo, estos autores concluyen que, en general, el modelo PlaSim simula adecuadamente los patrones de circulación atmosférica en la región de estudio.



### 3. Metodología

Para el desarrollo de este Trabajo de Grado se realizaron cuatro simulaciones diferentes empleando el modelo WRF: 1. La primera simulación, llamada Experimento de Control (CTRL), busca evaluar la capacidad del modelo para representar los principales rasgos climatológicos de ambas celdas. Las tres simulaciones restantes, denominadas experimentos EXP1, EXP2 y EXP3, consideran aumentos de SST en el Océano Pacífico tropical similares a los ocurridos durante eventos El Niño, con el fin de evaluar la habilidad del modelo para reproducir anomalías en las celdas de circulación asociadas a forzamientos en la SST similares a los observados durante este tipo de eventos. Todas las simulaciones se evaluaron comparando los patrones observados en las celdas de circulación con aquellos obtenidos del reanálisis ERA-5. A continuación, se describe con mayor detalle las características y los datos de entrada para las simulaciones realizadas.

#### 4.1 Área de estudio

Este estudio está centrado en la región tropical, acotada meridionalmente entre los 30°S - 30°N (Figura 1) para todas las longitudes. Esta región está dominada principalmente por la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT), las celdas de circulación atmosférica de Hadley y Walker, los monzones tropicales, y la ocurrencia de fenómenos acoplados océano-atmósfera como el ENSO, entre otros (Hoskins et al, 1999; Trenberth, Stepaniak & Caron, 2000; Holton, 2004).

#### 4.2 Datos de entrada

Los datos del reanálisis ERA-5, con una resolución de 30 km, a diferentes niveles de presión, fueron obtenidos del European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF). Estos datos están disponibles desde 1979 hasta la fecha, en el sitio: <https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/dataset/reanalysis-era5-pressure-levels-monthly-means-preliminary-back-extension?tab=overview>. ERA-5 proporciona datos climáticos recientes, por medio de la combinación de diferentes modelos atmosféricos y datos basados en observaciones (Hersbach et al., 2020). Se descargaron datos en superficie y distintos niveles de presión de la atmósfera como SST, presión a nivel del mar (SLP), precipitación, vientos zonales y meridionales, velocidad de presión (omega), entre otros.

#### 4.3 Modelo numérico

WRF es un modelo numérico de predicción meteorológica de mesoescala diseñado tanto para investigación atmosférica como para aplicaciones de pronóstico operativo. El modelo tiene una amplia gama de aplicaciones meteorológicas en escalas desde decenas de metros hasta miles de kilómetros. WRF permite realizar planteamientos de diferentes escenarios y la posible respuesta en los patrones climáticos (NCAR, s.f). El módulo que computa las ecuaciones que gobiernan la atmósfera es llamado Advance Research WRF solver (ARW). Este es un sistema dinámico de soluciones que integra ecuaciones de Euler no hidrostáticas y compresibles. Las ecuaciones se emiten en forma de flujo, tienen propiedades conservativas y se formulan utilizando coordenadas verticales de masa ( $\eta$ ) en función del terreno, definida como:

$$\eta = (ph - pht) / \mu$$

donde,

$$\mu = p_{hs} - p_{ht}$$

Donde  $p_h$  es la presión hidrostática,  $p_{ht}$  es la presión en la frontera de superficie y  $p_{ht}$  la presión en la parte superior de la atmósfera. La definición de coordenadas  $\eta$  corresponde a la coordenada  $\sigma$  utilizada en muchos modelos atmosféricos hidrostáticos.  $\eta$  varía desde un valor de 1 en la superficie a 0 en el límite superior del dominio del modelo (Shamarock et al., 2008).

#### 4.4 Configuración básica del modelo

Las simulaciones con WRF fueron realizadas para una banda latitudinal tropical, entre 36°S y 36°N, con una resolución espacial de 80 km, para un periodo de 5 años en el caso del experimento CTRL y de 1 año para los experimentos EXP1 a EXP3. Para las simulaciones se usó la suite tropical. La suite tropical es un conjunto de esquemas desarrollados para ésta, por el National Center for Atmospheric Research (NCAR), con el fin de realizar pronósticos de ciclones tropicales en tiempo real utilizando el modelo WRF. Esta suite ha sido ampliamente testada y ha demostrado representar en buena medida las condiciones de la región tropical (NCAR, s.f). Las especificaciones de los experimentos realizados se encuentran en la Tabla 1 (Shamarock et al., 2008), las cuales corresponden a las parametrizaciones por defecto de la suite utilizada.

**Tabla 1.** Configuración empleada para las cuatro simulaciones realizadas con el modelo WRF

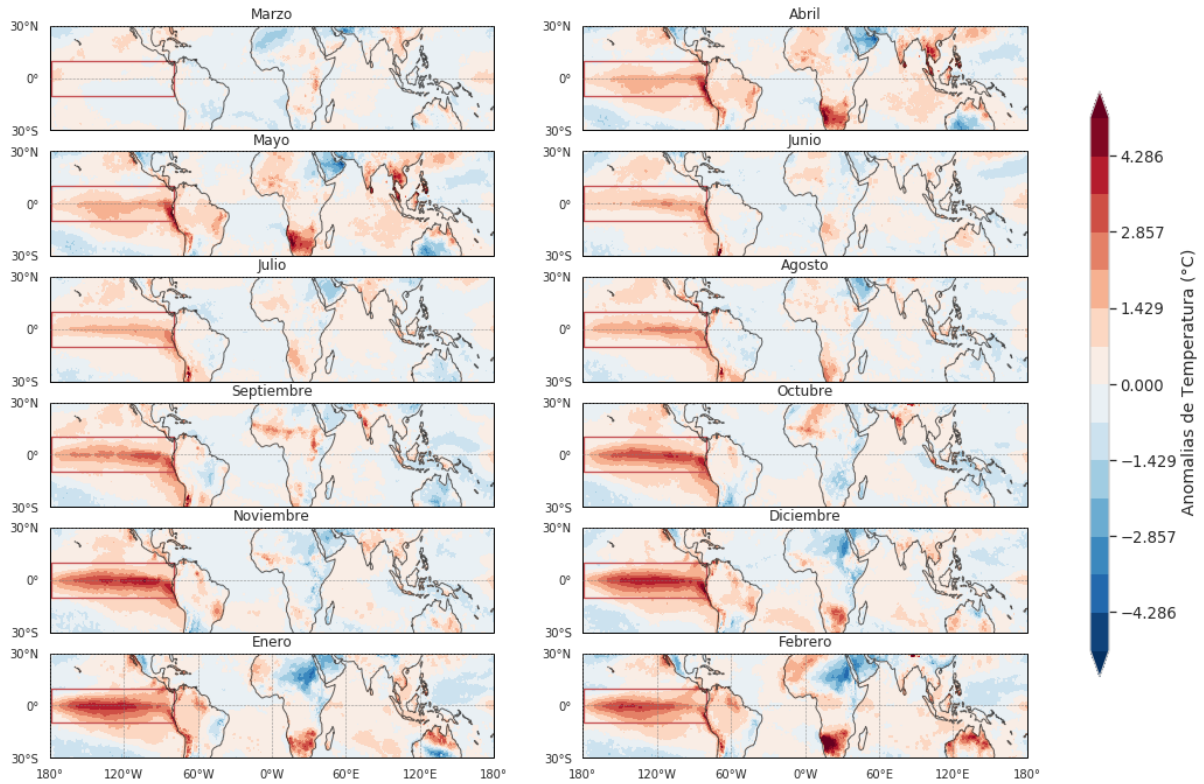
Tamaño celda	80 km
Límites meridionales	36°S - 36°N
Suite	'tropical'
P. Cumulus	Tiedtke
Microfísica	WSM6
Radiación	RRTMG
Surface Layer	MM5

Boundary Layer	YSU
Land Surface	Noah

#### 4.5 Diseño de los experimentos

Para el desarrollo de los experimentos con WRF, se estimó la climatología de diferentes variables mediante el promedio anual de cada 6 horas, durante el periodo comprendido entre 2005 y 2014, esta climatología fue usada como forzador del modelo para el experimento de control CTRL, el cual se corrió por un período de 5 años, con el fin de evaluar la capacidad del modelo para representar la circulación atmosférica tropical. Simultáneamente, para analizar los efectos de aumentos de temperatura superficial en el Pacífico tropical similares a los observados durante eventos El Niño, se estimó un promedio de la temperatura superficial durante diferentes eventos El Niño observados en el periodo de registros. Existen diferentes índices disponibles para describir los eventos del ENSO. Algunos de los más conocidos son el Índice Multivariado del ENSO (MEI), el Índice de Oscilación del Sur (SOI) y el Índice del Niño Oceanico (ONI). Como criterio de selección para este trabajo, se seleccionaron los años El Niño según el índice ONI, el cual identifica eventos ENSO con base en un umbral de +/- 0.5°C con respecto a la media móvil de 3 meses de anomalías de SST en la región Niño 3.4 (5°N-5°S, 120° -170°W)- Este índice fue obtenido del Climate Prediction Center (CPC, disponible en: <http://www.cpc.ncep.noaa.gov>). Para este promedio se seleccionaron los años 1982-1983, 1986-1987, 1991-1992, 1997-1998, 2002-2003 y 2015-2016, que corresponden a los eventos El Niño de mayor intensidad durante el periodo de análisis.

Posteriormente, se promediaron los datos de temperatura del suelo del reanálisis ERA-5, para los años mencionados anteriormente y se estimaron las anomalías de esta temperatura como la resta del promedio durante los años El Niño indicados y la climatología para el periodo 2005-2014. Las anomalías asociadas al experimento EXP1 se estimaron sumando las anomalías anteriormente calculadas a la variable de temperatura superficial (skt) en la región de la Lengua Fría (10°S - 10°N, 70° - 180°W). El patrón de temperaturas obtenido se muestra en la Figura 1. El ENSO está asociado a una fuerte redistribución del calor en el Océano Pacífico. Para el patrón obtenido se observa que las anomalías de SST se ubican principalmente en la parte este del Pacífico tropical, extendiéndose desde la costa de América del Sur, alrededor de 80°W-170°W, y cubriendo las regiones Niño1 + 2 y Niño3. En el mes de abril se identifica un pequeño foco de anomalías de temperatura mayores a 2°C en el Pacífico oeste, mientras que en la parte central del Océano Pacífico se observan anomalías positivas de temperatura entre 1°-2°C. A medida que avanza el año hidrológico, el foco de anomalías de SSTs se extiende hacia el occidente del Océano Pacífico, en la región de la Lengua Fría; por tanto, se presenta un retraso de 3 a 7 meses entre la presencia de anomalías positivas de temperatura sobre la costa oeste de Perú y los 170° W. El composite muestra el mayor pico de anomalías de temperatura en el trimestre de diciembre-enero-febrero (DEF). Por tanto, en este trabajo nos referiremos a este trimestre como el periodo de madurez del ENSO. Estos patrones concuerdan con lo reportado por la literatura (Rasmusson & Carpenter, 1982; Rasmusson & Wallace, 1983; Roeckner et al, 1996; Wang, 2002; Wang & Fiedler, 2006; Holton 2004).



**Figura 1.** Anomalías de temperatura consideradas para los experimentos EXP1 y EXP2

Debido a que los resultados obtenidos de la simulación asociada al EXP1 no mostraron cambios significativos en las celdas de circulación tropical (resultados no mostrados), se plantearon dos experimentos adicionales. Para el experimento EXP2, las anomalías calculadas en EXP1 fueron sumadas, no solamente a la temperatura superficial (skt) sino también a la temperatura superficial del mar (SST). Un tercer experimento EXP3 fue realizado con el fin de analizar la sensibilidad del modelo a los cambios de SST. En este, las anomalías calculadas fueron multiplicadas por 1.5 y sumadas a la variable SST.

#### 4.5.1 Celdas de Hadley y De Walker

Las celdas de Hadley y de Walker son circulaciones impulsadas por los cambios en las temperaturas, asociadas con convergencia y divergencia de los vientos (Newell, 1996; Tanaka, Ishizaki & Kitoh, 2004). El teorema de Helmholtz permite dividir el viento horizontal  $V$  en su parte rotacional (no divergente) y rotacional (divergente)

$$V = V\psi + V\chi = k \times \nabla \psi + \nabla \chi$$

Donde,  $\psi$  es la función de corriente de masa y es el potencial de velocidad  $\chi$ . La función de corriente de masa describe los movimientos a gran escala y se puede vincular directamente con la altura

geopotencial, de acuerdo con la teoría cuasigeostrófica. Por lo tanto, se utiliza ampliamente en estudios de pronóstico de la circulación atmosférica global y simulaciones de la circulación oceánica. El movimiento ageostrófico, representado por el flujo divergente del viento, es representado por el potencial de velocidad y es la razón clave del movimiento vertical, la condensación del vapor de agua y la liberación de calor latente (Bijlsma, Hafkenscheid & Lynch, 1986; Lynch, 1988; Cao, Ran & Li, 2014).

Debido a que las circulaciones de Hadley y Walker se asocian a la convergencia y divergencia de vientos, en este trabajo se estudiaron estas celdas con las variables de velocidad de presión y potencial de velocidad. De igual forma, las circulaciones de Hadley y Walker pueden ser analizadas al promediar los vientos divergentes en la dirección meridional o zonal, para obtener la función de corriente de masa bidimensional correspondiente y el flujo de masa en la zonal o en la meridional (Trenberth Et al., 2000; Zhao & Moore, 2008). Por tanto, también se estimó la función de corriente de masa, tanto para la celda de Hadley como la de Walker.

Para analizar la Celda de Hadley se estimó el promedio zonal de la función de corriente de masa meridional, según lo definido por Adam et al. (2018)

$$\Psi_p(\phi, p) = \frac{2\pi a \cos\phi}{g} \int_p^{ps} v dp$$

Donde  $v$  es la componente meridional del viento,  $g$  es la gravedad,  $a$  denota el radio de la Tierra y  $p$  es la presión. El viento meridional es considerado entre  $30^\circ\text{S}$  y  $30^\circ\text{N}$  y es integrado desde el tope de la atmósfera hasta la superficie.

La celda de Walker fue identificada mediante la función de corriente de masa zonal, promediada entre los  $5^\circ\text{S}$  y  $5^\circ\text{N}$ , mediante lo propuesto por Bayr et al. (2014).

$$\Psi = \frac{2\pi a}{g} \int_p^{ps} u dd p$$

Donde  $u$  es la componente divergente zonal del viento,  $g$  es la gravedad,  $a$  denota el radio de la Tierra y  $p$  es la presión.  $u$  es integrado desde el tope de la atmósfera hasta la superficie. Valores positivos (negativos) de estas variables significan rotación horaria (antihoraria) de la circulación vertical. La componente divergente del viento fue calculada por medio de NCL. Por su parte, el procesamiento de los datos y la estimación de las celdas de Walker y Hadley fueron realizados mediante rutinas en Python.

## 4. Resultados

### 5.1 Climatología de la circulación general de la atmósfera tropical

La dinámica climática tropical está influenciada principalmente por la liberación de energía de calor latente y calentamiento radiativo (Holton, 2004), por tanto, la temperatura, la presión y la precipitación estarán sumamente afectados por la posición solar. Como se observa en la Figura 2, las mayores temperaturas superficiales del mar se encuentran en la franja ecuatorial, ya que allí se presenta la mayor cantidad de calor latente durante la mayor parte del año. Las altas temperaturas generan que el aire sea menos denso, ocasionando zonas de bajas presiones en la superficie (Figura 3), ascenso de masas de aire (Figura 4) y divergencia de vientos en la alta troposfera, lo que genera nubosidades asociadas a precipitaciones en estas regiones, como se observa en la Figura 7. En las Figuras 2 a 7 se observa cómo los patrones de SST, vientos en superficie y en la alta troposfera, presión, velocidad de presión y precipitación responden a la variación en la intensidad de la radiación solar que ingresa en la superficie terrestre. En la figura 4, se observan vientos provenientes de los subtropicos en dirección occidental, estos son conocidos como los vientos alisios y son ocasionados debido al efecto coriolis (Holton, 2004) Las Figuras 5 y 6 muestran que la existencia de convergencia (divergencia) en la baja troposfera corresponde a divergencia (convergencia) en la alta troposfera, lo cual está asociado al ascenso (descenso) de masas en la media troposfera (Figura 4). Temperaturas que superan los 28°C se observan en el Pacífico occidental, cerca de Australia, conocida como la Piscina Caliente del Pacífico (IPWP) (Yin et Al, 2014), así como también en la costa este del Golfo de México, el Mar Caribe y la región nor-oriental del océano Pacífico, conocida como la Piscina Caliente del occidente (WHWP). Estas regiones se caracterizan por bajas presiones, convergencia profunda de los vientos y altas tasas de precipitaciones. La IPWP y la WHWP son fuente importante de calor y humedad en la atmósfera tropical, siendo la primera de mayor extensión (Yin et Al., 2013).

#### 5.1.1 Circulación de la Celda de Walker

Al analizar la región tropical zonalmente, se observan menores temperaturas superficiales del océano (Figura 2) relacionadas a mayores presiones a nivel del mar en el Pacífico este y central (Figura 3). Esta zona es conocida como la Lengua Fría del Pacífico. Por otro lado, se registran presiones menores en la región más caliente del Pacífico occidental, entre los 180° y 160°W, en la Piscina Caliente del Océano Pacífico. Debido a que el aire se mueve de zonas de alta presión hacia zonas de bajas presiones, el gradiente formado entre la Lengua Fría del Pacífico y la IPWP, permite que los vientos se dirijan desde la costa oeste de Suramérica hasta el Pacífico occidental. Como se mencionó en el párrafo anterior, estos vientos son conocidos como los vientos alisios del este (Figura 4). El aire cálido sobre la Piscina Caliente disminuye su densidad y genera ascenso de masas de aire en la zona (Figura 4), esto genera una región de bajas presiones y convergencia (divergencia) profunda de vientos en la superficie (alta troposfera), el ascenso de los vientos ocasiona la formación de nubes convectivas que se asocian a altas tasas de precipitaciones (Figura 7). En la alta troposfera, los vientos circulan hacia las zonas de menores presiones ubicada sobre la Lengua Fría, por tanto, viajarán de oeste a este (Figura 2), y descenderán en esta región al disminuir su

temperatura (Figura 4), divergiendo en superficie sobre la Lengua Fría, cerrando así esta celda de circulación tropical, conocida como la celda de Walker.

Sin embargo, este patrón no es el único representativo de la circulación zonal de la atmósfera tropical. Se observan tres principales centros de convergencia y ascenso de vientos sobre la baja troposfera, en el océano Pacífico occidental (descrito en el párrafo anterior), la Amazonía y África (Figuras 4 y 5). Esto se debe a que estos tres lugares hacen parte de las principales fuentes de calor globales conocidas (Wang, 2004). Por el contrario, como se observa en las Figuras 4 y 6, en el este del Pacífico y el Atlántico se registran movimientos descendentes en la troposfera media y divergencia (convergencia) en la troposfera baja (superior). Esto es consistente con el patrón de temperaturas observados en la Figura 2, donde se registran dos Piscinas Calientes al occidente de los océanos Pacífico y Atlántico, respectivamente, y dos regiones frías al este de estos océanos. Se observa que estos puntos de convergencia/divergencia superficial se encuentran más hacia el norte en el trimestre de Junio a Agosto (JJA) mientras que en el trimestre de Diciembre a Febrero (DEF) se observan más al sur. Esto responde a la variabilidad estacional del acoplamiento entre la atmósfera y el océano.

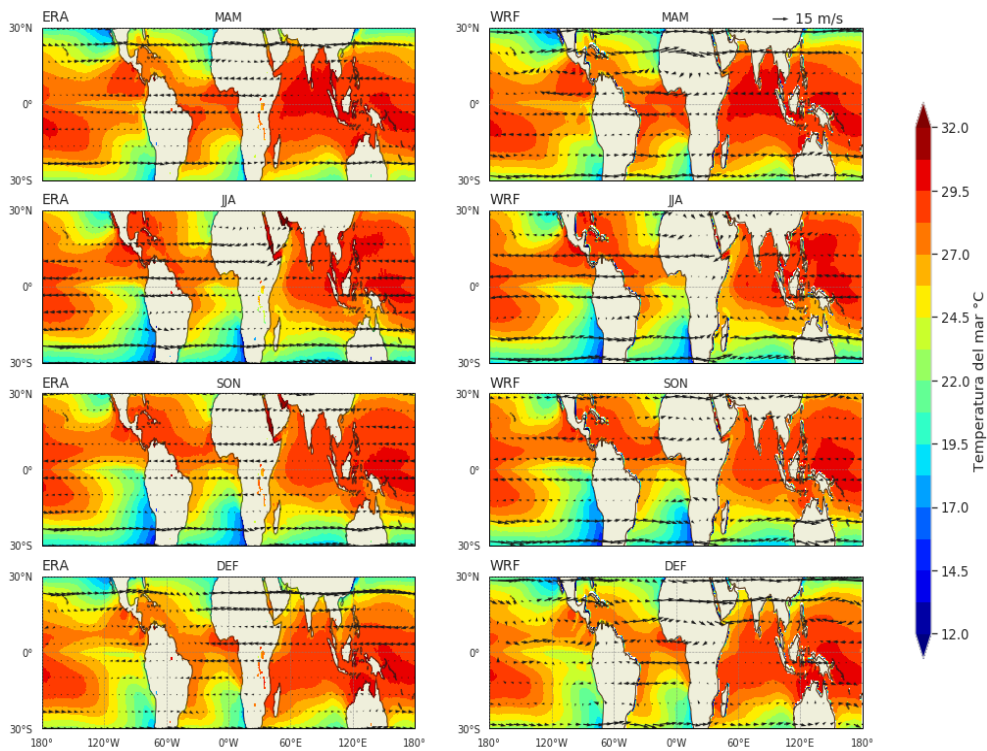
La Figura 8 muestra la climatología de la función de corriente de masa zonal en la región tropical, en la que se observa un importante centro de circulación en sentido horario en el océano Pacífico que registra su rama ascendente en la región de la Piscina Caliente, alrededor de los  $120^{\circ}\text{E}$ - $160^{\circ}\text{W}$ . Esta rama ascendente se observa dependiendo de la estación del año, registrándose una celda con un ascenso más hacia el occidente en los trimestres JJA y Septiembre a Noviembre (SON), mientras que en los trimestres de DEF y Marzo a Mayo (MAM), su ascenso se registra alrededor de los  $160^{\circ}\text{W}$ . La rama descendente se encuentra en el área del Pacífico oriental, cerca de la costa oeste de América del Sur ( $95^{\circ}\text{W}$ , aproximadamente). En el trimestre de JJA se observa una celda más extensa respecto a las otras estaciones, mientras que en DEF se registra una celda mucho más intensa y estrecha. Esto es consecuente con el desarrollo estacional de la Lengua Fría sobre el Pacífico este ecuatorial, registrándose el aumento estacional del gradiente de presión y alcanzando su pico máximo para final del año. Sin embargo, aunque esta celda es la de mayor extensión e intensidad, se observan otras celdas de circulación zonales sobre el océano Índico, Atlántico y Sudamérica, como resultado de variaciones longitudinales de temperatura en la capa superficial del mar. Estas celdas son mucho menores en extensión e intensidad. Estas registran su intensidad máxima, al igual que la celda de Walker, en el trimestre de DEF, lo que podría deberse a que los gradientes de presión son más marcados en el invierno boreal. En JJA y SON, la celda de circulación registrada sobre Suramérica es prácticamente imperceptible, mientras que lo mismo ocurre para la celda sobre el Océano Atlántico durante el invierno austral. De igual manera, la celda zonal en el Océano Índico sólo se registra sobre la capa límite atmosférica, excepto en el otoño boreal, donde, aunque con poca intensidad, se observa una celda que llega hasta alrededor de los 200 hPa.

### 5.1.2 Circulación de la Celda de Hadley

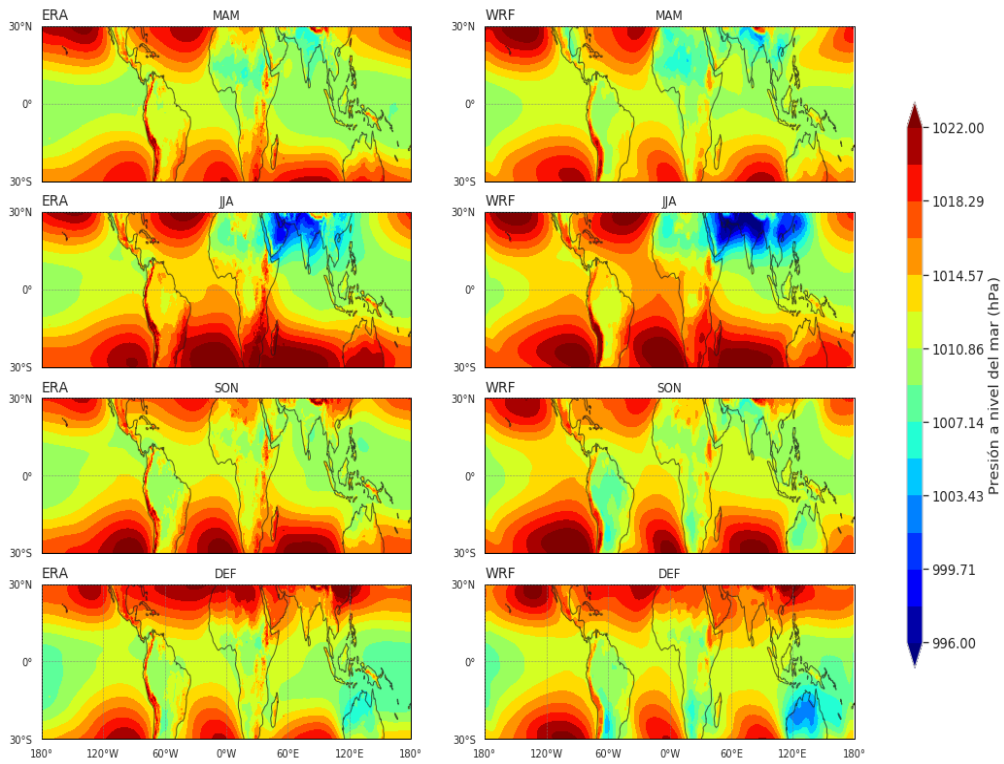
Al analizar meridionalmente la atmósfera tropical, se puede observar que las mayores temperaturas se registran sobre la franja ecuatorial (Figura 2). En esta zona, el aire cerca de la superficie se calienta y se eleva (Figura 4), a la vez que se condensa, ocasionando la formación de nubes tipo cúmulos que generan altas tasas de precipitación (Figura 5), y divergiendo en la alta troposfera (Figura 2), lo que induce una zona de altas presiones en la alta troposfera (Figura 3). A este nivel de presión, los vientos se desplazan hacia regiones subtropicales debido al gradiente de temperaturas y presiones entre el trópico y los subtrópicos, en su desplazamiento hacia la región subtropical, las masas de aire se enfrían, aumentando su densidad y por tanto, se observa la subsidencia de los vientos alrededor de los 30° (Figura 4), tanto en el hemisferio norte como en el sur, generando una región de altas presiones en la baja troposfera con una baja tasa de precipitaciones sobre las regiones subtropicales, como se observa en las Figuras 3 a 6. En superficie, el viento que se desplaza de zonas de altas a bajas presiones se dirige hacia la franja ecuatorial, donde el efecto coriolis desvía los vientos de oeste a este (Figura 4) donde convergen y forman la ZCIT, cerrando así esta celda de circulación, conocida como la celda de Hadley.

Como se puede inferir de la discusión anterior, la celda de Hadley es un patrón de circulación atmosférica dada por el movimiento meridional de los vientos alisios en la baja troposfera, generalmente cerca de la ZCIT y el descenso en el cinturón subtropical de altas presiones. En la Figura 9 se observa que la celda de Hadley domina en el hemisferio norte (HN) durante el invierno boreal y en el hemisferio sur (HS) durante el invierno austral. En el trimestre de MAM se registra una celda cuasi-simétrica, lo que denota que esta circulación meridional registra una mayor intensidad en el hemisferio en invierno. Esto concuerda con lo registrado en la literatura por diversos autores como Wang (2004) y Nguyen et al. (2013). Esto sucede ya que la celda de Hadley es impulsada por el gradiente de temperatura entre los polos y la franja tropical, por tanto, el gradiente de presiones y temperaturas será más pronunciado con el hemisferio en invierno, aumentando su intensidad y extensión. En contraste, para el hemisferio de verano se presenta un gradiente muy homogéneo, lo que genera una celda de muy poca intensidad, como es en el caso del trimestre JJA, donde se observa una celda más débil en el HN. Esto se podría deber a que este hemisferio presenta mayor zona continental, la cual, en comparación con el agua, posee menor inercia térmica, calentándose con mayor intensidad y registrando un gradiente mucho más fuerte y, por tanto, una celda mucho más extensa y robusta. Por otro lado, como se observa en la Figura 3, la ZCIT se traslada según de la Tierra con respecto al sol, con su distancia máxima al sur, en el invierno boreal. Esto genera que la celda de invierno no registre el ascenso exactamente en el ecuador si no que se observe alrededor de los 10°-20° de latitud en la respectiva celda de verano.

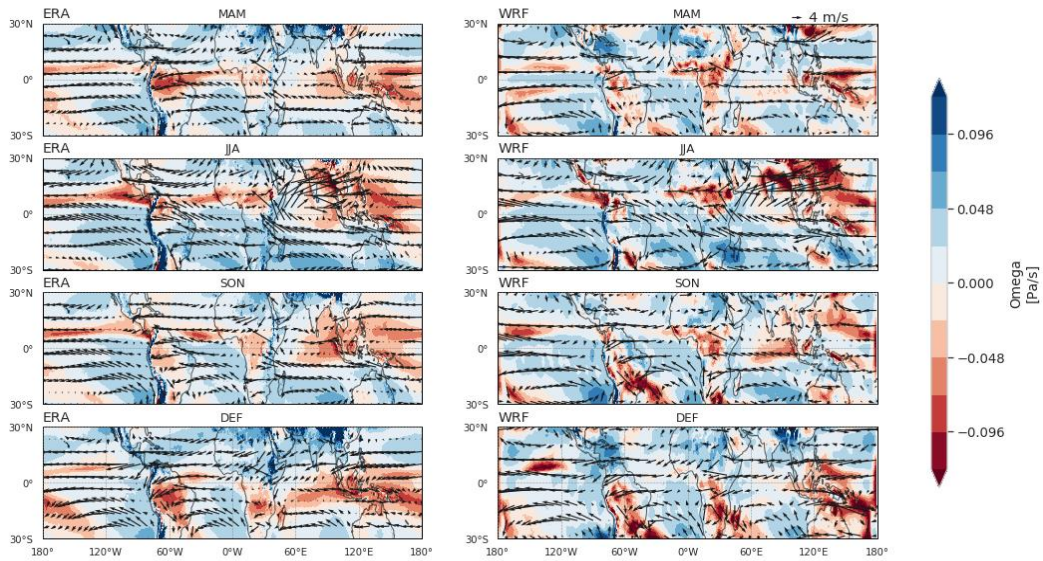




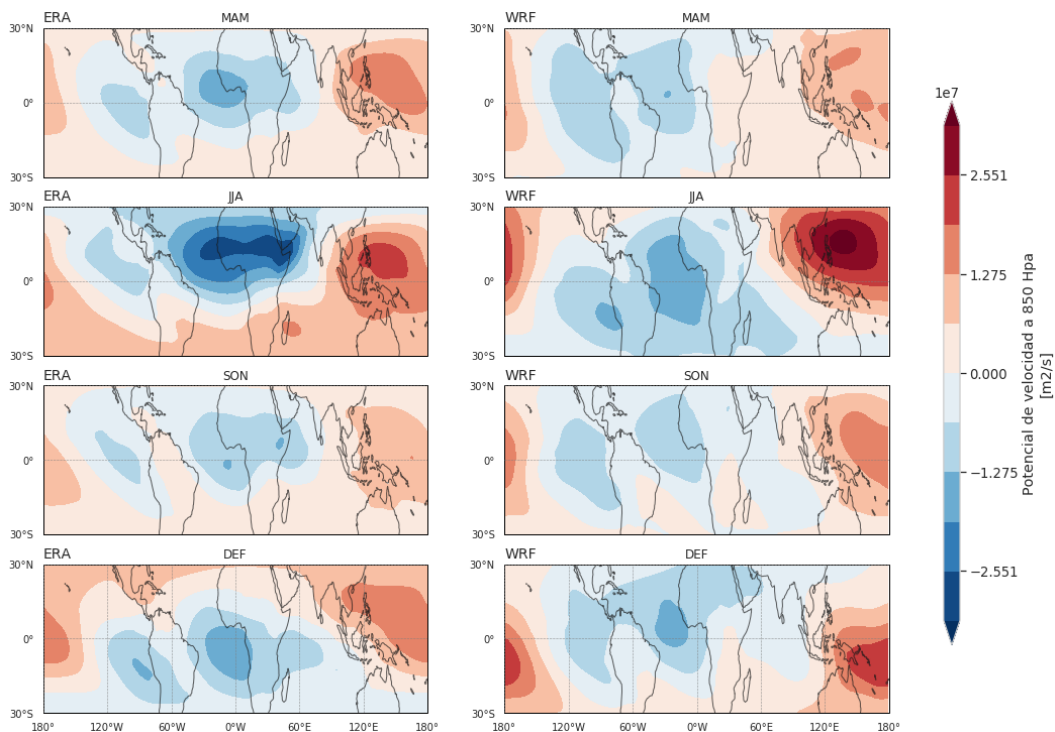
**Figura 2.** Climatología de temperatura superficial del mar (SST, colores) y , vientos a 250 hPa (vectores) obtenida mediante ERA5 (ERA, izquierda) y la simulación CTRL (WRF, derecha) para los cuatro trimestres del año (Marzo a Mayo - MAM, Junio a Agosto - JJA, Septiembre a Noviembre - SON, y Diciembre a Febrero - DEF)



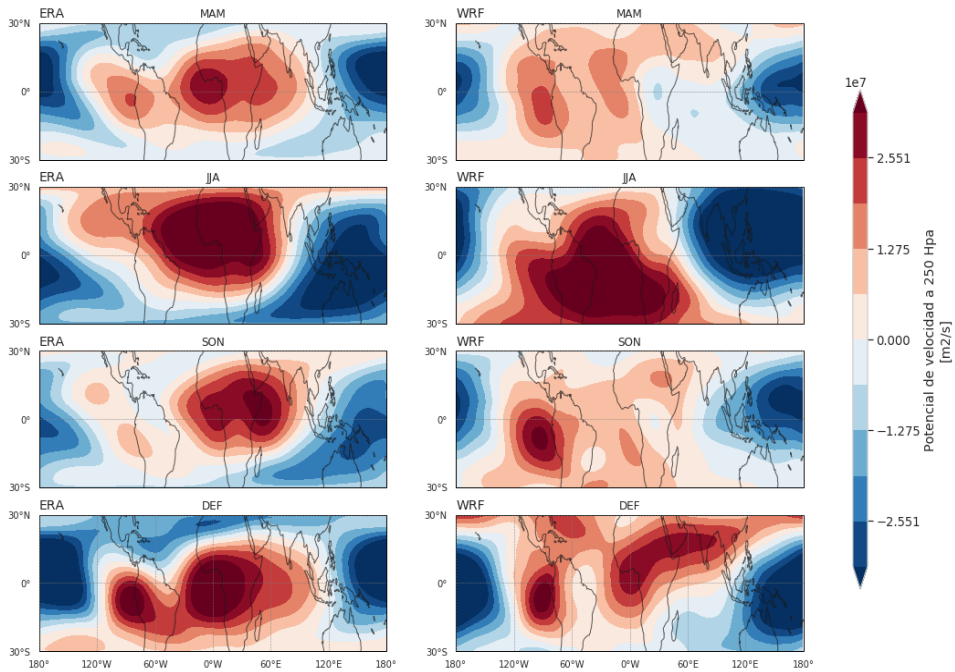
**Figura 3.** Climatología de presión a nivel del mar (en hPa) estimada mediante ERA5 (ERA, izquierda) y la simulación CTRL (WRF, derecha) para los cuatro trimestres del año (Marzo a Mayo - MAM, Junio a Agosto - JJA, Septiembre a Noviembre - SON, y Diciembre a Febrero - DEF)



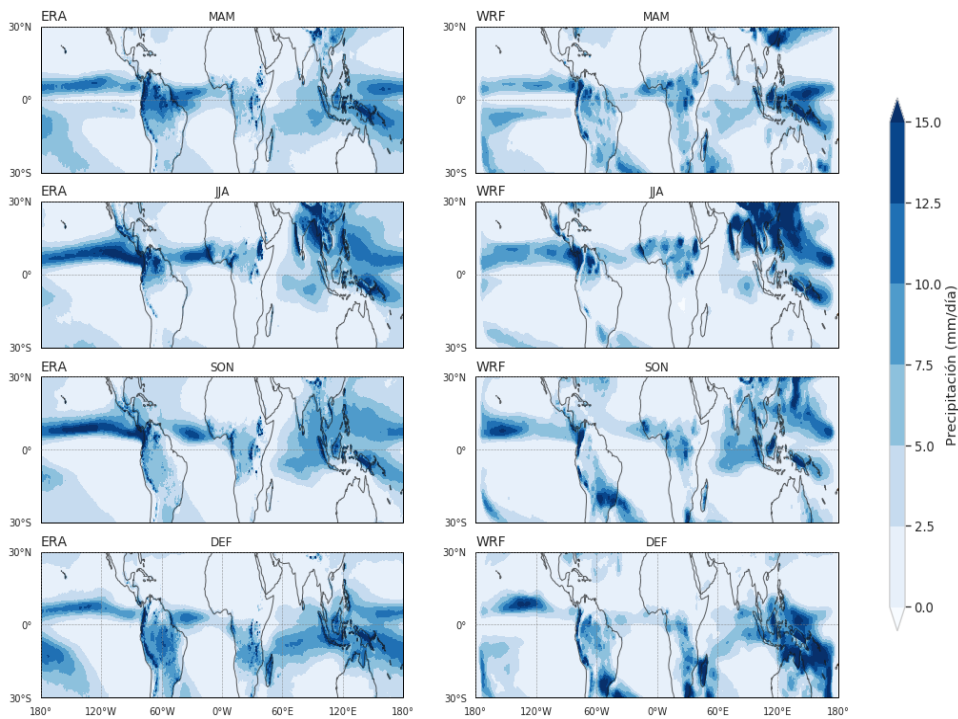
**Figura 4.** Climatología de velocidad de presión a 500 hPa (colores) y vientos a 850 hPa (vectores) estimada mediante ERA5 (ERA, izquierda) y la simulación CTRL (WRF, derecha) para los cuatro trimestres del año (Marzo a Mayo - MAM, Junio a Agosto - JJA, Septiembre a Noviembre - SON, y Diciembre a Febrero - DEF)



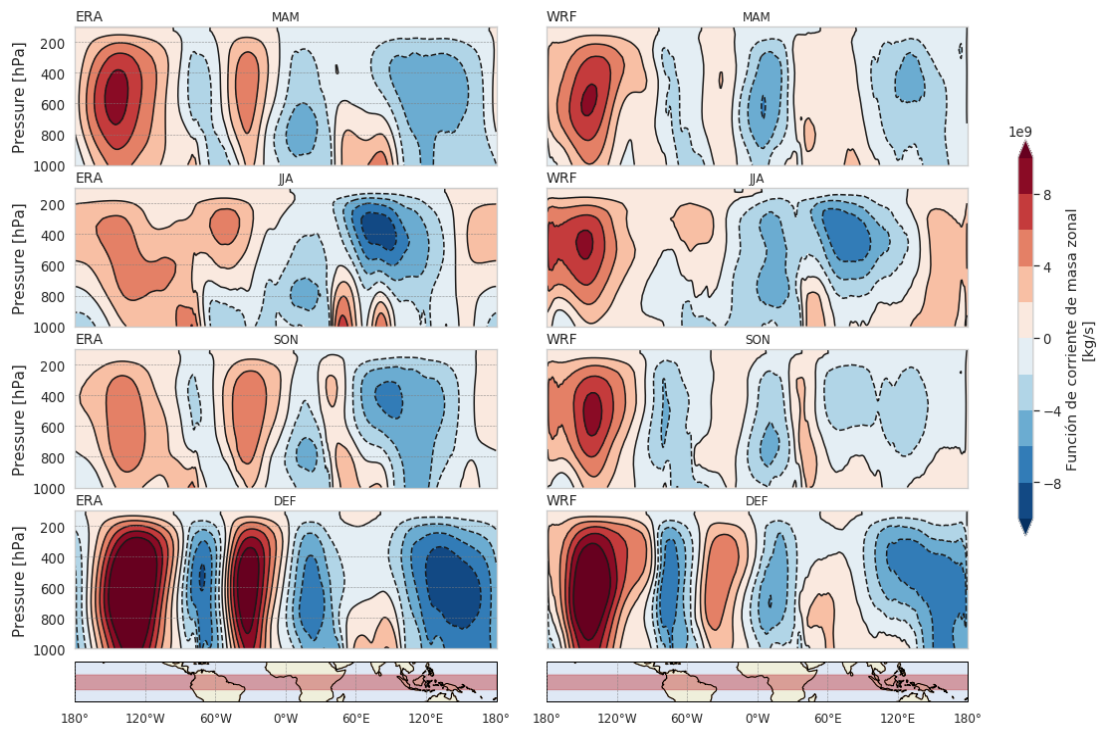
**Figura 5.** Climatología de potencial de velocidad a 850 hPa (en  $m^2/s$ ) estimada mediante ERA5 (ERA, izquierda) y la simulación CTRL (WRF, derecha) para los cuatro trimestres del año (Marzo a Mayo - MAM, Junio a Agosto - JJA, Septiembre a Noviembre - SON, y Diciembre a Febrero - DEF)



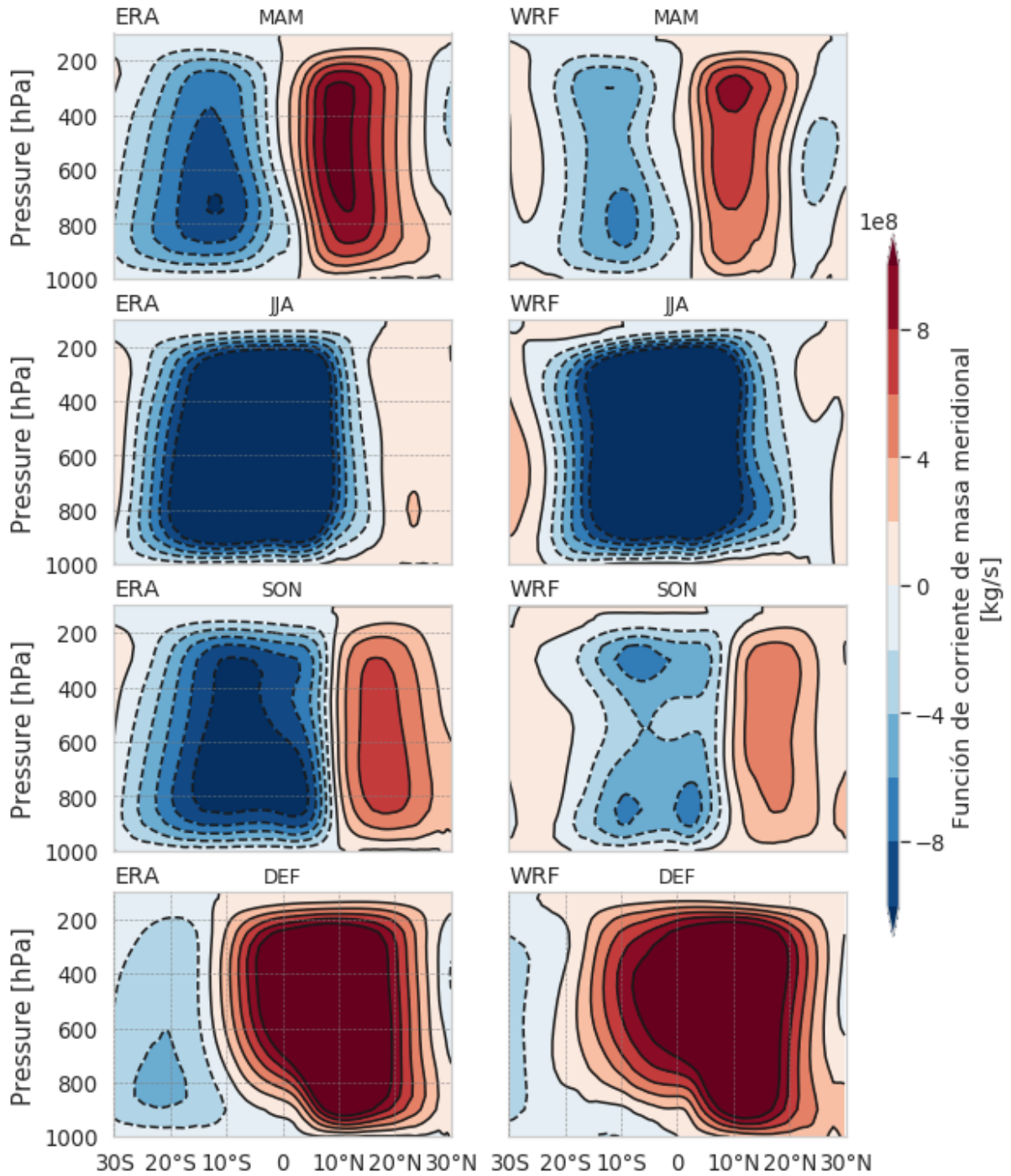
**Figura 6.** Climatología de potencial de velocidad a 200 hPa (en  $m^2/s$ ) estimada mediante ERA5 (ERA, izquierda) y la simulación CTRL (WRF, derecha) para los cuatro trimestres del año (Marzo a Mayo - MAM, Junio a Agosto - JJA, Septiembre a Noviembre - SON, y Diciembre a Febrero - DEF)



**Figura 7.** Climatología de precipitación (en mm/día) estimada mediante ERA5 (ERA, izquierda) y la simulación CTRL (WRF, derecha) para los cuatro trimestres del año (Marzo a Mayo - MAM, Junio a Agosto - JJA, Septiembre a Noviembre - SON, y Diciembre a Febrero - DEF)



**Figura 8.** Climatología de la función de corriente de masa zonal (en kg/s), promediada entre los 5°N y 5°S, estimada mediante ERA5 (ERA, izquierda) y la simulación CTRL (WRF, derecha) para los cuatro trimestres del año (Marzo a Mayo - MAM, Junio a Agosto - JJA, Septiembre a Noviembre - SON, y Diciembre a Febrero - DEF)



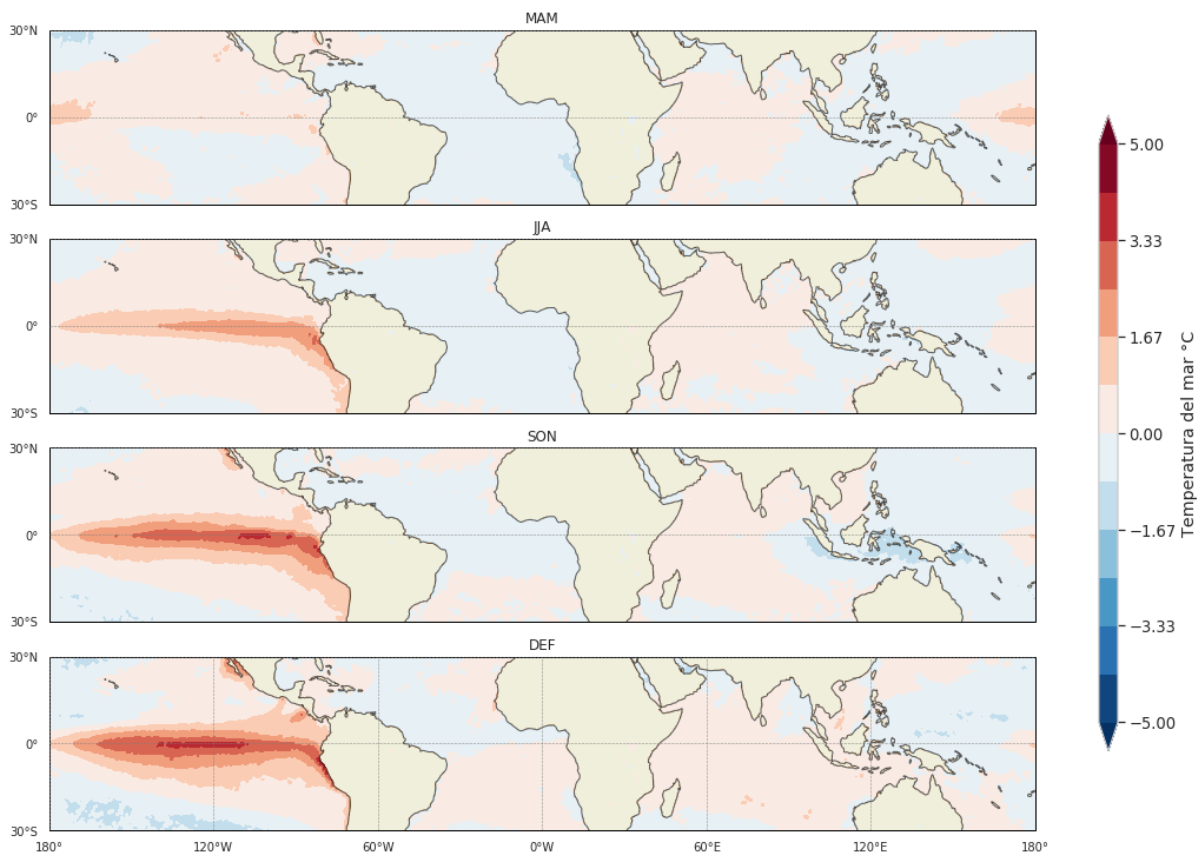
**Figura 9.** Climatología de la función de la corriente de masa meridional (en kg/s), promediada zonalmente, estimada mediante ERA5 (ERA, izquierda) y la simulación CTRL (WRF, derecha) para los cuatro trimestres del año (Marzo a Mayo - MAM, Junio a Agosto - JJA, Septiembre a Noviembre - SON, y Diciembre a Febrero - DEF)

## 5.2 Circulación general de la atmósfera bajo forzamiento tipo El Niño

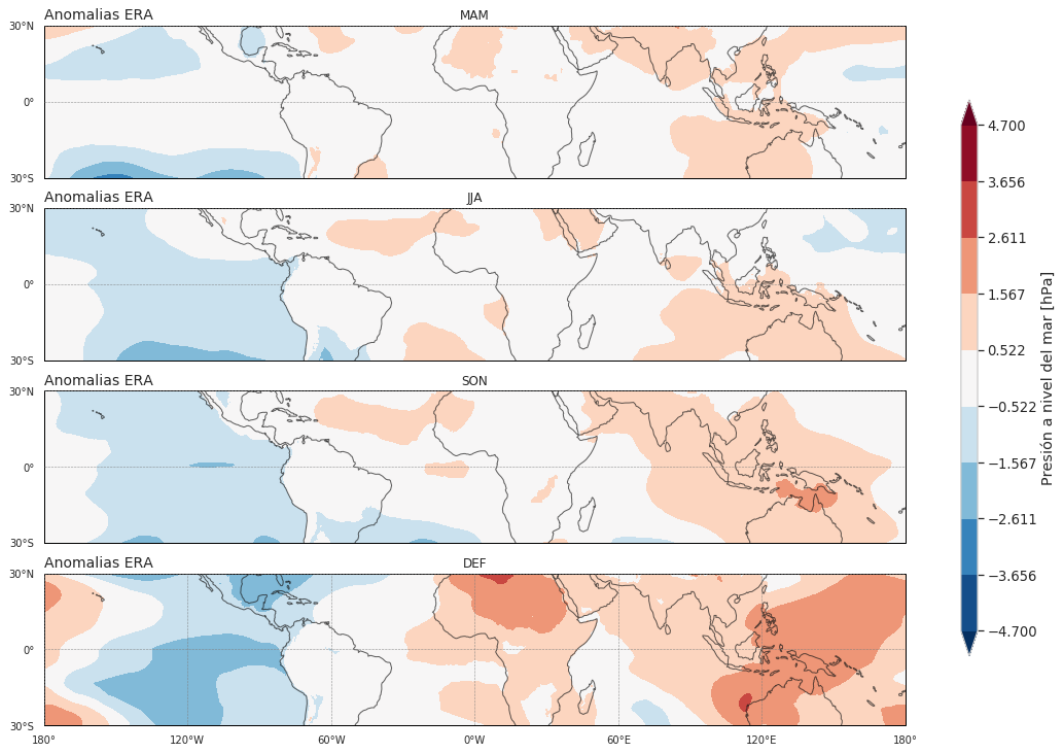
Diferentes factores alteran la circulación general de la atmósfera y las celdas de circulación tropical. Ejemplos de esto son el efecto radiativo generado por el cambio en la capa de ozono, la emisión de gases de efecto invernadero, o los cambios en la temperatura superficial del mar, como por ejemplo los asociados al fenómeno ENSO. De estos factores, el ENSO es una de las señales interanuales más significativas en los trópicos (Guo & Li, 2016). Como se observa en la Figura 10 durante eventos El Niño ocurren anomalías positivas de SST sobre el océano Pacífico este y central, correspondiente a la zona donde la Lengua Fría del Pacífico este se encuentra ubicada, mientras que alrededor, en la zona de la Piscina Caliente, se registran anomalías de temperatura de menor magnitud. Esto se debe a que la región de la Piscina Caliente es controlada en su mayoría por los cambios estacionales y es poco afectada por el fenómeno ENSO, mientras que la zona de la Lengua Fría es sumamente afectada por el ENSO y poco por variaciones intra-anales (Yin et al., 2020). Como se mencionó anteriormente, durante la fase de inicio de eventos El Niño, el Pacífico tropical aún permanece con SST frías sobre el este y el Pacífico central ecuatorial, aunque se registran anomalías de SST débilmente positivas en el Pacífico occidental. Durante la evolución del evento El Niño, el Pacífico central muestra una intensificación y extensión hacia el este de las anomalías positivas de SST (Figura 10). Esto genera anomalías negativas de la presión al nivel del mar, en la Lengua Fría (Figura 11), mientras que en la región de la Piscina Caliente no se registran cambios significativos de temperatura y presión (Figuras 10 y 11). Por tanto, el gradiente térmico que impulsa los vientos del este en la baja troposfera, que conectan estas dos regiones, es más homogéneo generando vientos anómalos del oeste (Figura 12), que denotan un debilitamiento de los vientos del este. Al occidente y centro del océano Pacífico también se observa que en la fase madura del ENSO, la región de anomalías máximas de vientos del oeste se traslada hacia el sur del Ecuador (Figura 12), lo cual se cree que facilita la finalización del fenómeno, al causar una disminución de las anomalías en la franja ecuatorial (Wang & Fiedler, 2006). Asociados con estos patrones de anomalías de SST, SLP y vientos, a lo largo de la franja ecuatorial, se registra ascenso anómalo y anomalías positivas del potencial de velocidad a 850 hPa, que denotan convergencia anómala en la zona (Figuras 12 y 13), con un pico de anomalías alrededor de los 150° - 140°W. Por otro lado, sobre la IPWP descenso y divergencia anómala de los vientos es observado, lo que denota ascenso de masas debilitado, mientras que hacia el Pacífico central, se registra ascenso y convergencia anómala, lo que muestra un corrimiento hacia el este de la rama ascendente de la celda de Walker. Este cambio en el patrón de circulación atmosférico en el trópico debido a los efectos de El Niño ha sido ampliamente reportado en la literatura (Rasmusson & Carpenter, 1982; Rasmusson & Wallace, 1983; Roegner et al., 1996; Wang, 2002; Wang, 2004; Bayr Et Al, 2014). Suramérica es una de las regiones que es directamente afectada por los cambios de circulación tropical inherentes a El Niño. Descenso anómalo (Figura 12) y menores tasas de precipitación (Figura 14) se registra en los trimestres de SON y DEF sobre la costa nor-oeste de Suramérica y el Océano Atlántico Oeste, esto es ocasionado por la inhibición del movimiento de la ITCZ hacia el Ecuador, en respuesta a los cambios en la celda de Walker y por la generación de una celda regional de circulación anómala de Hadley que presenta subsidencia de vientos en el norte de Sudamérica (Rasmusson & Mo, 1993; Poveda Et Al, 2001; Chiang, Kushnir & Giannini, 2002; Souza & Ambrizzi, 2002). Colombia en particular, es bastante afectada por la fase caliente de este fenómeno, el debilitamiento del gradiente de presión entre Colombia y la lengua fría de la costa de Perú, ocasiona debilitamiento del jet del Chocó y conlleva a una disminución en la advección de humedad a la región (Poveda & Mesa, 1996). Por otro lado, las anomalías positivas de SST sobre el Pacífico tropical inducen convergencia pronunciada de vientos y ascenso anómalo en la troposfera media a lo largo de la región del Pacífico y la costa oeste de América del Sur. Este



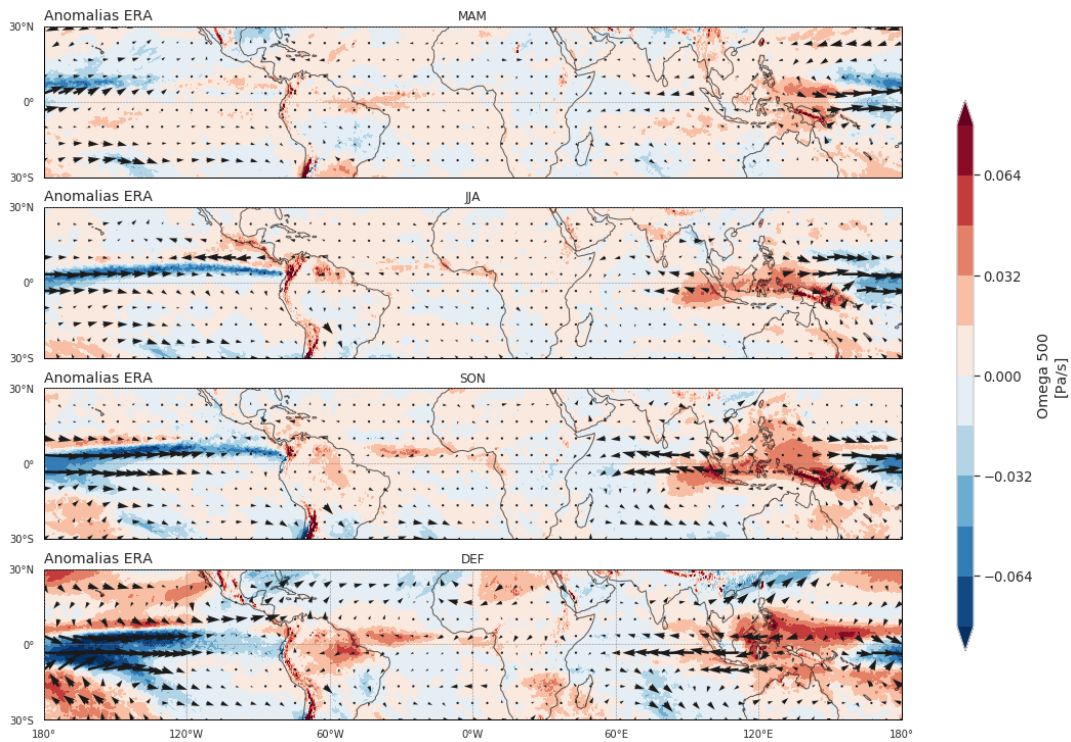
movimiento vertical ascendente en el oeste de América del Sur favorece la ocurrencia de anomalías positivas de precipitación en Ecuador y norte de Perú (Souza & Ambrizzi, 2002; Cai et al., 2020). En el noreste de Argentina, sur de Brasil y Paraguay Barros, Doyle & Camilloni (2008) encontraron que gran parte de la precipitación presentada entre 1960 y 1999 se debió a la fase cálida de El Niño. Por otro lado, en la figura 12, se registra descenso de viento anómalo sobre el norte y noroccidente de Suramérica, generando la inhibición de ascenso de masas de la rama ascendente de Hadley, afectando lugares como las Guayanas, centro-este de la Amazonia y Nordeste brasileño (Souza & Ambrizzi, 2002).



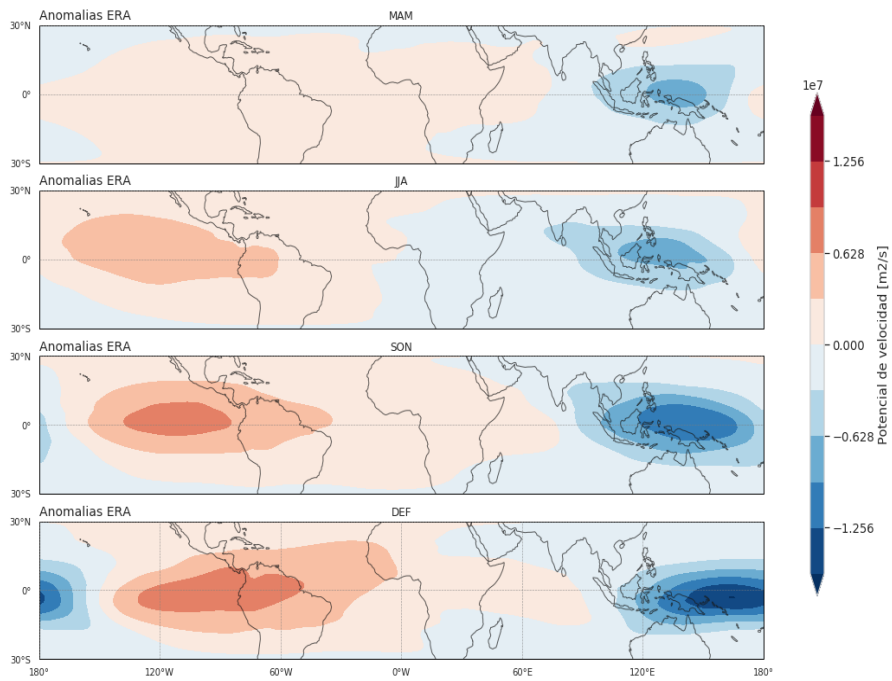
**Figura 10.** Anomalías de SST (en °C) durante eventos El Niño, según ERA5 para los cuatro trimestres del año



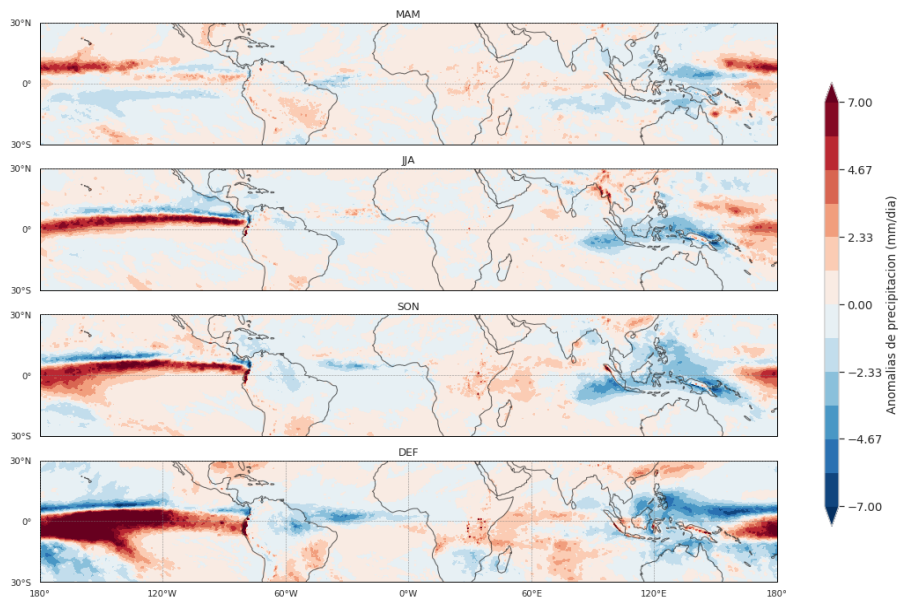
**Figura 11.** Anomalías de presión a nivel del mar (en Pa) durante eventos El Niño, según ERA5 para los cuatro trimestres del año



**Figura 12.** Anomalías de velocidad de presión a 500 hPa (en Pa/s, colores) y vientos a 850 hPa (en m/s, vectores) durante eventos El Niño, según ERA5 para los cuatro trimestres del año



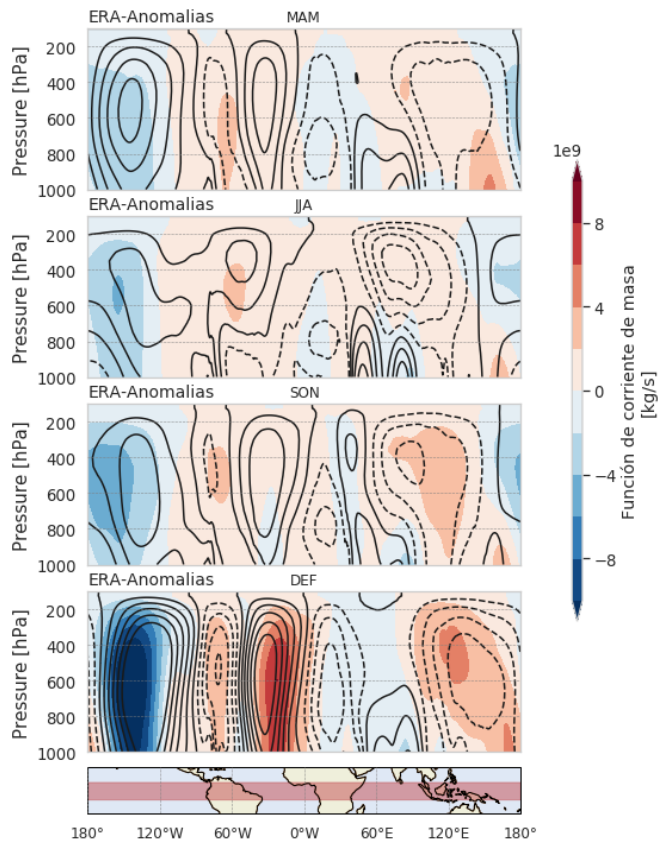
**Figura 13.** Anomalías de potencial de velocidad a 850 hPa (en  $m^2/s$ ) durante eventos El Niño, según ERA5 para los cuatro trimestres del año



**Figura 14.** Anomalías de precipitación (en  $mm/día$ ) para el promedio climatológico (izquierda) y el promedio de eventos El Niño (derecha) obtenidos mediante ERA5 para los cuatro trimestres del año

### 5.2.1 Circulación de la Celda de Walker

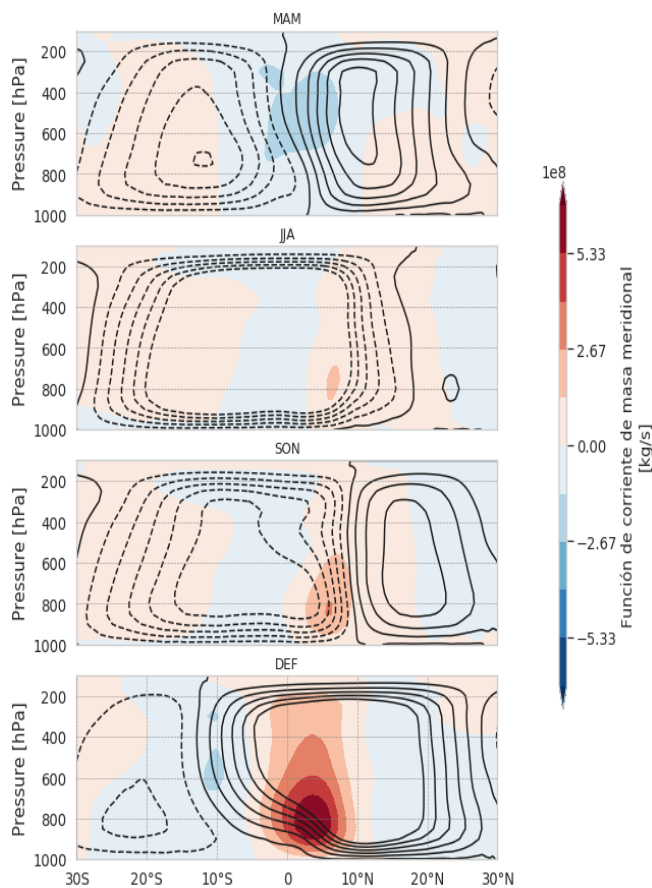
Como se mencionó anteriormente, durante eventos El Niño, la celda de Walker en el océano Pacífico registra un corrimiento hacia el este de la región donde ascienden los vientos en superficie, concordante con el corrimiento de anomalías positivas de SSTs hacia el océano Pacífico este, observado. La figura 15, muestra una celda de Walker anómala anti horaria, lo que denota una disminución en la intensidad de la misma, debido al decrecimiento del gradiente de temperaturas que impulsan a los vientos del este a converger sobre el océano Pacífico oriental. Este patrón se observa especialmente en el trimestre de DEF, estación en la cual el fenómeno ENSO alcanza su pico máximo de anomalías de temperatura. Estos cambios registrados en la función de la corriente de masa zonal son consecuentes con las anomalías de potencial de velocidad, y omega 500, mencionadas en el párrafo anterior. Finalmente, se observa que la celda ubicada sobre Suramérica, que registra un sentido anti horario en la función de corriente de masa, se debilita, mientras que la circulación en sentido horario se intensifica.



**Figura 15.** Anomalías de función de corriente de masa zonal promediada entre los 5°N y los 5°S (en kg/s) durante eventos El Niño en colores y climatología de la función de corriente de masa zonal en contornos, según ERA5 para los cuatro trimestres del año

## 5.2.2 Circulación de la Celda de Hadley

En la figura 16, se observa que durante el pico de madurez de eventos El Niño (DEF), valores anómalos positivos, se registran entre los 0° y 10°N, el signo de las anomalías es del mismo valor de la climatología, lo que significa una expansión hacia el ecuador, en la baja troposfera, de la celda de Hadley de invierno. En esta misma época, existen anomalías negativas de la función de corriente de masa cerca a los subtrópicos. Tanto las anomalías de la corriente de masa, del norte como del sur, cambiaron de signo en comparación con la climatológica, esto significa que en los años de El Niño, la celda de Hadley es más estrecha y de mayor intensidad que en años normales, lo cual es consistente de lo encontrado por autores como Guo & Li (2016) y Nguyen Et Al. (2013). Esto puede deberse al aumento de las sst en la franja ecuatorial, donde se registra la rama ascendente de esta circulación, ocasionando un mayor gradiente de presión, entre esta y los subtrópicos, conllevando a una intensificación de la celda. Sin embargo, el efecto del ENSO sobre esta celda sigue siendo poco claro, autores como Mitas y Clement (2005) encontraron poca relación entre la circulación de Hadley de invierno en el hemisferio norte (NH) y el ENSO, ya que los valores de correlación diferían mucho entre los conjuntos de datos. En el mismo sentido, Tanaka et al. (2004) sugieren que no hay una correlación significativa de esta celda con el ENSO.



**Figura 16.** Anomalías de función de corriente de masa meridional promediada zonalmente (en kg/s) durante eventos El Niño, en colores y climatología de la función de corriente de masa meridional en contornos, según ERA5 para los cuatro trimestres del año.

## 5.3 Representatividad de la circulación tropical mediante WRF

### 5.3.1 Simulación CTRL

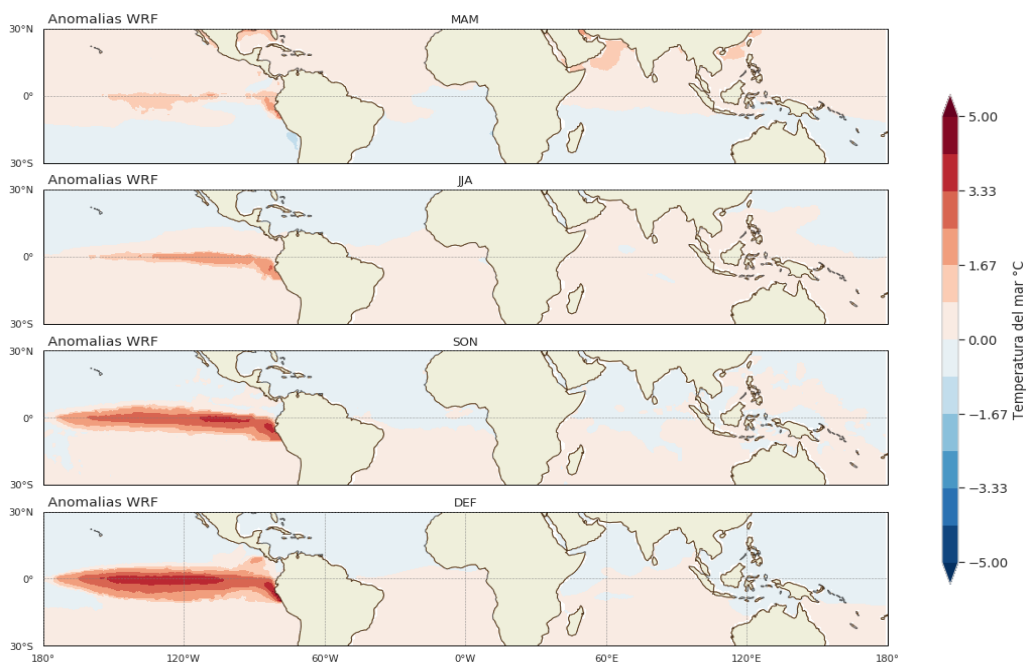
Para evaluar la representatividad de la circulación tropical mediante el modelo WRF, se desarrolló el experimento CTRL. Este experimento permite identificar cómo WRF representa la circulación tropical forzado con promedios climatológicos provenientes de ERA-5. De la figura 2 se puede notar que WRF simula correctamente la fuente principal de calor principal, asociada con la rama ascendente de Walker (IPWP). Pequeños sesgos se registran entre ERA-5 y el modelo, en la variable de SLP, principalmente sobre la Lengua Fría del Pacífico, donde se registran presiones mayores respecto a las observaciones. El cinturón subtropical de bajas presiones, asociado a la rama descendente de Hadley, es correctamente simulado; sin embargo, en JJA/DEF, menores presiones con respecto a las observaciones se observan sobre el Sudeste Asiático/Australia (Figura 3). Diversos estudios han demostrado que WRF presenta sesgos significativos en estas zonas durante estos trimestres, debido principalmente a la dificultad que tiene el modelo de simular los cambios en los patrones de circulación ocasionados por el monzón de Asia-Australia (Fonseca, Zhang & Yong, 2015; Mugume et al., 2017; Ragi, Sharan & Haddad, 2020). La dirección y magnitud de los vientos alisios, en general, son correctamente simulados (Figura 4), registrándose algunos sesgos en la magnitud de estos, especialmente sobre el Océano Pacífico occidental y Océano Atlántico en el verano austral y boreal, donde el modelo tiende a sobreestimarlos. Esto es consecuente con lo reportado por Carvalho, Rocha, Gómez-Gesteira & Santos (2012), quienes sugieren que la dirección y magnitud del viento, en general, es razonablemente simulada por WRF, pero en presencia de bajas velocidades, tiende a sobreestimar la velocidad del viento. Los mayores sesgos se registran en la variable de velocidad de presión (Figura 4), ya que no se observa mucha concordancia entre la magnitud y continuidad de la ZCIT con respecto a las observaciones. Esto puede deberse a la resolución gruesa usada en la simulación. El modelo también sobreestima el ascenso de vientos sobre la IPWP. Consecuentemente, en la Figura 6 se registran sesgos positivos de potencial de velocidad a 850 hPa en la IPWP, indicando convergencia más profunda de los vientos de WRF con respecto a ERA-5. Una descripción similar ha sido reportada por Hagos et al. (2013), quienes indican que WRF sobreestima la convergencia en el borde occidental del dominio, igualmente los autores Vigaud, Pohl & Crétat (2012) y Boulard et al. (2013) han reportado resultados similares. Por otro lado, el centro de convergencia profunda registrado en el hemisferio oriental, registrado entre los 120° - 180°E y 20°N - 0° en las observaciones, se identifica más hacia el nor-orienté. Un patrón similar se observa en DEF, en el cual, el centro de convergencia se muestra hacia el extremo sur. En SON, el modelo subestima la divergencia de vientos sobre África. En concordancia con las diferencias en las variables de velocidad de presión y potencial de velocidad, WRF subestima en gran medida las precipitaciones sobre la ZCIT, mostrando sensibilidad de la precipitación a la representación de convergencia de vientos. Adicionalmente, una doble ZCIT es observada en el trimestre de MAM. Este problema ha sido identificado en diferentes modelos climáticos (Lin, 2007; Bellucci, Gualdi & Navarra, 2010; Li & Xie, 2014; Talib et al, 2020). Esta pobre representación de la ZCIT puede deberse a dos cosas: primero la resolución tan gruesa usada para esta simulación, ya que, a resoluciones más finas, se resuelven procesos turbulentos que transportan la humedad, que podría conllevar a una mejor

simulación de variables como la precipitación (Hagos et al., 2013); segundo, debido a la naturaleza no acoplada de WRF (Jiang et al., 2012). En contraste, la precipitación es sobreestimada en el resto de la simulación, especialmente sobre la IPWP, sobre la franja ecuatorial entre los 180° - 120°W, el continente marítimo y el Sudeste Asiático. Esto es esperado ya que diversos autores han reportado que el modelo tiende a sobreestimar la precipitación (Chen and Lin, 2013 ; Bacmeister et al, 2014; Fonseca, Zhang & Yong, 2015).

### **5.3.2 Simulaciones bajo forzamiento tipo El Niño**

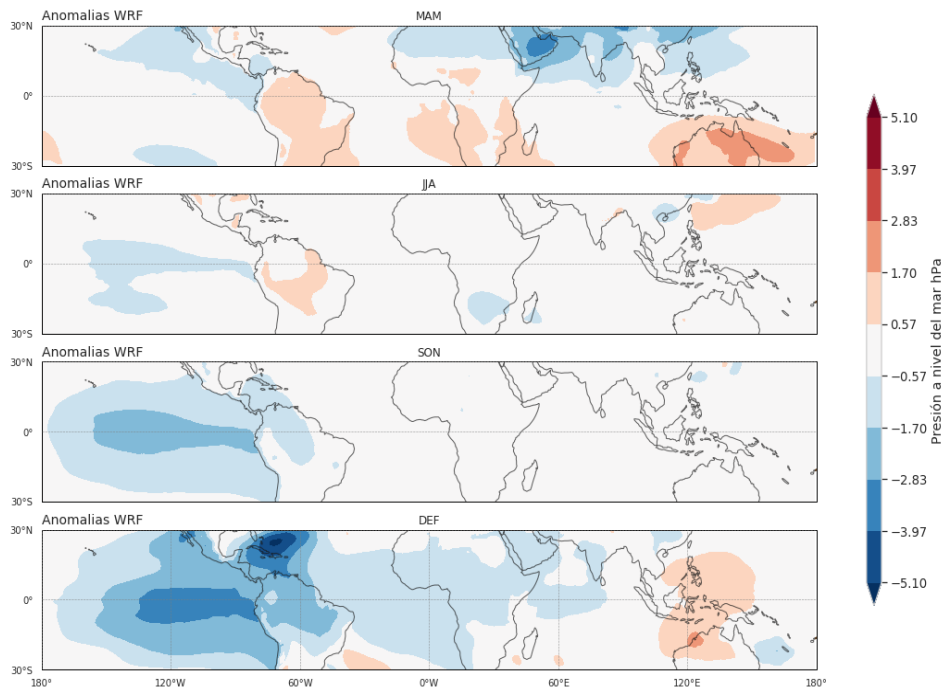
Para evaluar cómo WRF representa la circulación tropical bajo condiciones de temperatura superficial del mar representativas de eventos El Niño, se planteó un primer experimento EXP1 que considera las anomalías de temperatura superficial (skt) presentadas en la Figura 1. Este experimento no mostró cambios significativos respecto a la climatología (gráficas no mostradas), por lo cual un segundo experimento debió ser realizado, en este las anomalías se consideraron tanto para la variable de temperatura superficial, como de temperatura superficial del océano (sst). Las anomalías cálidas de SST (Figura 17) y negativas de SLP en el Pacífico ecuatorial oriental (Figura 18) esperadas son exitosamente simuladas por WRF. Sin embargo, estas son sobreestimadas principalmente en el Océano Pacífico central y este. En los trimestres de JJA y SON, se esperan anomalías negativas de SLP sobre el Continente Marítimo; sin embargo, estas no son simuladas hasta la fase madura del ENSO, observada en DEF. Asociadas con las distribuciones de anomalías de SST y SLP, se esperan anomalías de vientos zonales del oeste en el Pacífico ecuatorial central y occidental (Figura 19). Sin embargo, este patrón no es observado claramente hasta el trimestre de DEF, probablemente relacionado a la ausencia de anomalías negativas sobre la IPWP. Consecuente con esto, el descenso y convergencia anómala de los vientos (Figura 20) esperados para estos mismos trimestres, sobre el Continente Marítimo no son simulados. Aún con esto, las anomalías de precipitación observadas en la Figura 21 son bastantes realistas sobre el océano, aunque son mayores sobre la franja ecuatorial tropical, con respecto a las observaciones. Por otro lado, las anomalías de precipitación son pobremente simuladas en la zona continental del área de estudio. Estos sesgos pueden deberse a las parametrizaciones asociadas a la convención y formación de nubes, ya que se presenta una sensibilidad significativa por parte del ENSO a estos fenómenos, que algunos modelos no pueden simular correctamente (Guilyardi et al., 2009, 2010). Por ejemplo, opuesto a las observaciones, algunos modelos simulan menor cobertura de nubes sobre el Pacífico este como respuesta a diferentes retroalimentaciones entre el océano y la atmósfera (Guilyardi, 2015). También es importante señalar que, contrario a lo esperado, en el Continente Marítimo, en el verano y el otoño boreal, las anomalías de precipitación son correctamente simuladas, aunque con los sesgos mencionados anteriormente. La función de corriente de masa zonal, simulada por el modelo muestra una celda anómala de Walker anti horaria (Figura 22), al igual que las observaciones. La rama ascendente de la celda de Walker registra el corrimiento hacia el este esperado, sin embargo, el modelo suprime el ascenso en la superficie, mostrando ascenso de la celda alrededor de 800 hPa, a diferencia de ERA-5 que muestra ascenso a 1000 hPa. En general, el experimento EXP2 representa patrones de anomalías de temperatura superficial del mar, presión a nivel del mar, divergencia/convergencia en superficie y descenso/ascenso de masas asociadas a patrones de calentamiento oceánico tipo El Niño, principalmente en la fase madura del ENSO. Sin embargo, como se mencionó anteriormente, es importante señalar que WRF no simula completamente las anomalías esperadas, asociadas a El Niño, durante la fase de desarrollo del

fenómeno (marzo a noviembre). Esto podría deberse a diversos factores. El principal es el relacionado con la resolución gruesa usada en las simulaciones. Como indican diversos autores, entre mayor la resolución, mejor será la capacidad del modelo de simular el ENSO y otros fenómenos atmosféricos (Endris, 2013; Zhang, 2013). Otro desafío que puede estar enfrentando WRF se asocia a los sesgos inherentes del modelo (Ham et al., 2013; Kim, Cai, Jin & Yu, 2014; Bayr et al., 2018). Por ejemplo, An & Wang (2001) encontraron que el modelo climático acoplado global Cane–Zebiak simula, erróneamente, la fase madura de La Niña en el verano boreal, en contraste con las observaciones, que sugieren que la fase madura del ENSO ocurre generalmente en el invierno boreal, mientras que Bayr et al. (2018) sugieren que algunos modelos registran un sesgo de SSTs frías, en su estado base, disminuyendo así la capacidad de los modelos de simular correctamente las alteraciones por aumentos en las SSTs. Estos no son los únicos autores que han encontrado este tipo de sesgos asociados a diferentes modelos climáticos, que no permiten la correcta simulación del ENSO (Misra, Marx, Brunke & Zeng, 2008; Vannièrè et al., 2013; Li & Xie, 2014; Li et al., 2016). De la Figura 23 se observa que la celda de Hadley en condiciones de forzamiento tipo El Niño también registra los signos anómalos anti horarios cerca a los subtrópicos y horarios alrededor de los 0º, denotando que se simuló correctamente el aumento de la intensidad y extensión hacia el Ecuador representado en la celda. Sin embargo, en los otros trimestres también se registran signos anómalos no identificados en las observaciones. Esto puede deberse a la clara susceptibilidad del modelo a sobreestimar el ascenso y convergencia de los vientos. En general, WRF simula bien los cambios relacionados al ENSO. Estos resultados son validados por el experimento EXP3, que considera una amplificación de las anomalías de temperatura superficial presentadas en la Figura 1 por un factor de 1.5. Los campos de las variables correspondientes a este experimento se presentan en el Anexo, y muestran un incremento de los resultados obtenidos en el EXP 2.

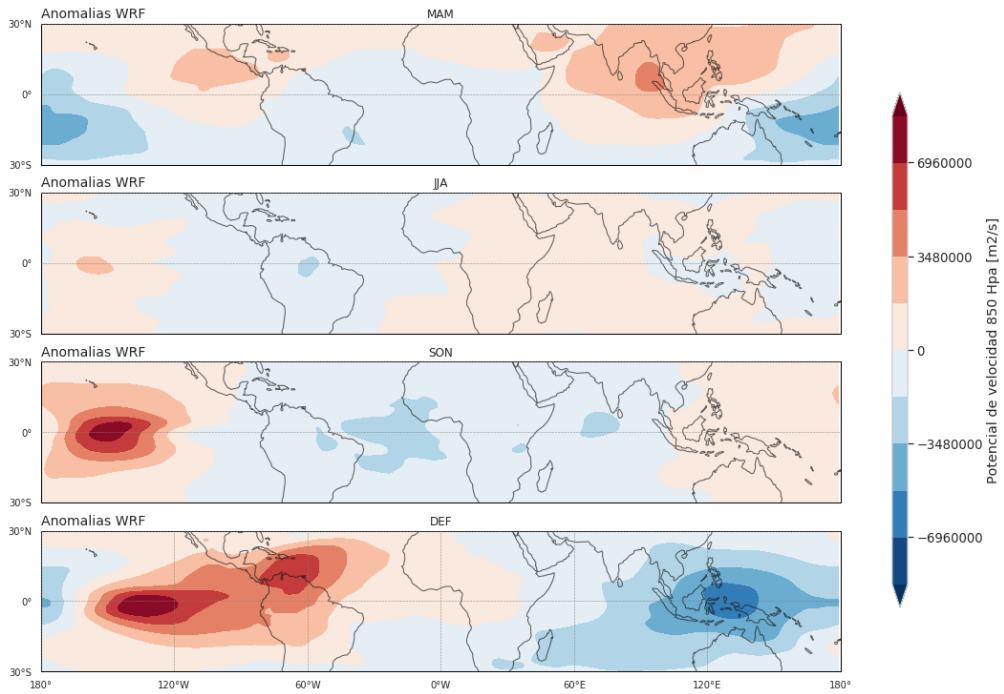


**Figura 17.** Anomalías de temperatura superficial del mar (en °C) de la simulación tipo El Niño EXP2 con respecto a la simulación CTRL para los cuatro trimestres del año

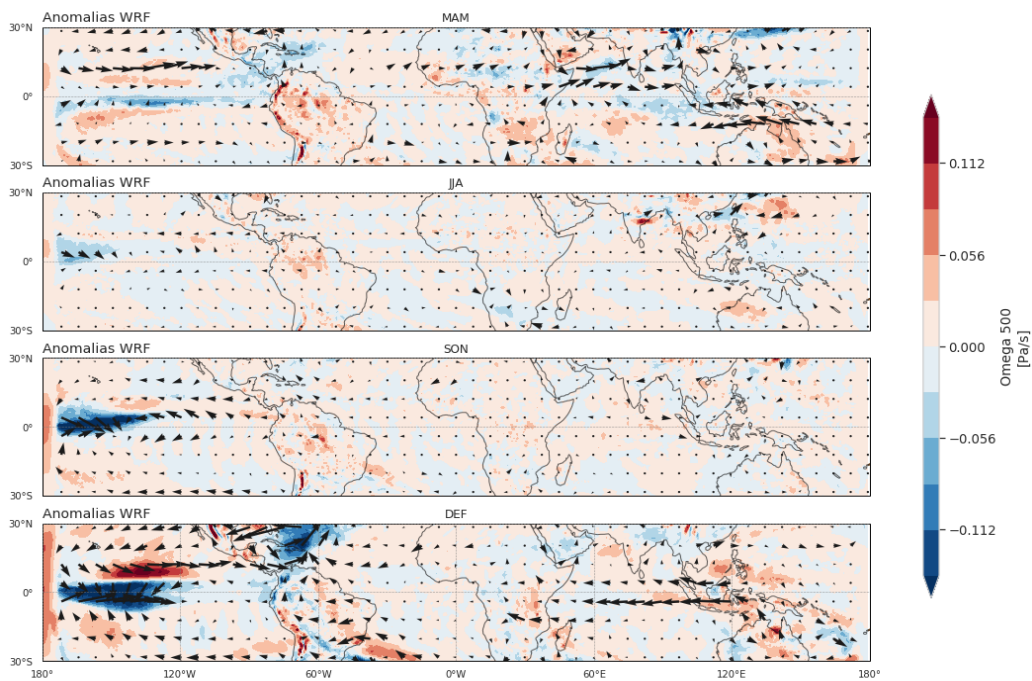




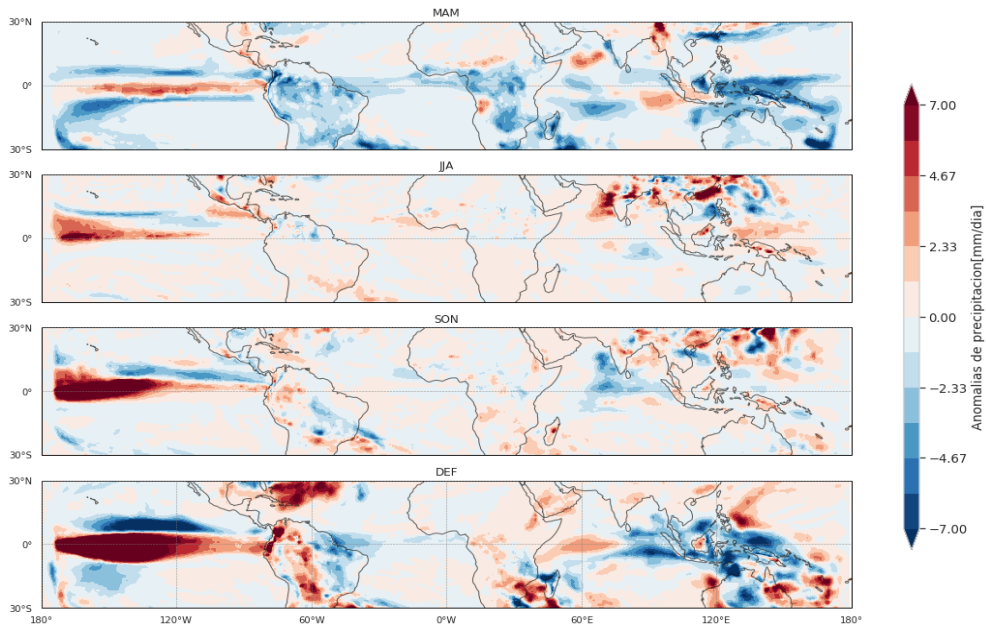
**Figura 18.** Anomalías de presión a nivel del mar (en Pa) de la simulación tipo El Niño EXP2 con respecto a la simulación CTRL para los cuatro trimestres del año



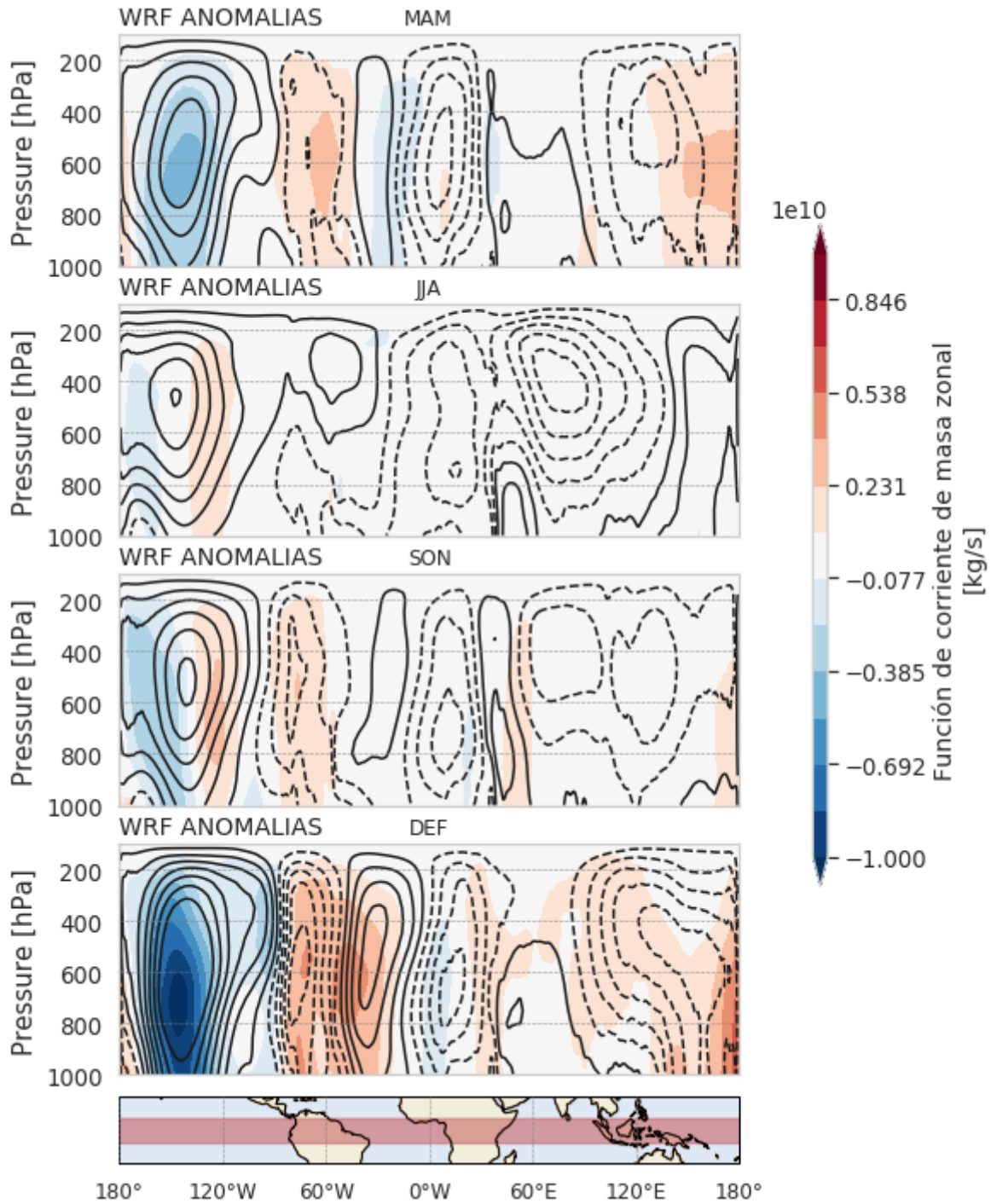
**Figura 19.** Anomalías de potencial de velocidad a 850 hPa (en m/s) de la simulación tipo El Niño EXP2 con respecto a la simulación CTRL para los cuatro trimestres del año



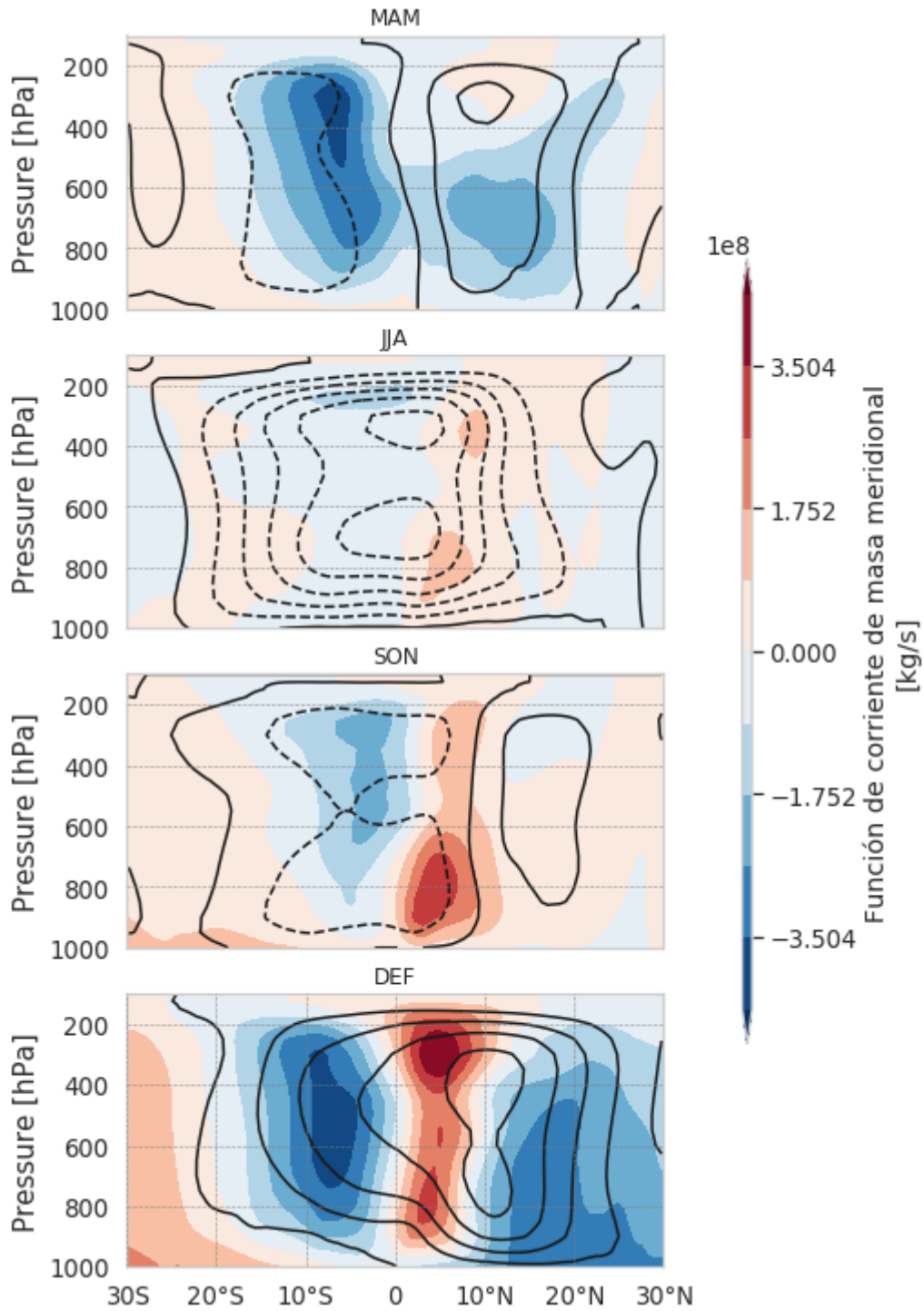
**Figura 20.** Anomalías de velocidad de presión a 500 hPa (en Pa/s) de la simulación tipo El Niño EXP2 con respecto a la simulación CTRL para los cuatro trimestres del año



**Figura 21.** Anomalías de precipitación (en mm/día) de la simulación tipo El Niño EXP2 con respecto a la simulación CTRL para los cuatro trimestres del año



**Figura 22.** Anomalías de función de corriente de masa zonal promediada entre 5°S y 5°N (en kg/s) de la simulación tipo El Niño EXP2 con respecto a la simulación CTRL para los cuatro trimestres del año.



**Figura 23.** Anomalías de función de corriente de masa meridional promediada zonalmente (en kg/s) de la simulación tipo El Niño EXP2 con respecto a la simulación CTRL para los cuatro trimestres del año

## 5. Discusión y conclusiones

Los resultados de la simulación climatológica muestran que WRF simula en buena medida la circulación general de la atmósfera tropical, registrando algunos sesgos, como ascenso menos marcado y discontinuo de vientos sobre la ZCIT y la presencia de una doble ZCIT en la primavera boreal; consecuente con esto, se presentan menores tasas de precipitación con respecto a las observaciones sobre la ZCIT. Esto difiere de lo reportado en la literatura, ya que anomalías positivas de precipitación suelen registrarse en la zona (Lin, 2007; Bellucci, Gualdi & Navarra, 2010; Li & Xie, 2014; Talib et al, 2020). Por otro lado, sesgos positivos del potencial de velocidad en la baja troposfera, respecto a las observaciones, también son simulados, principalmente sobre la IPWP. Autores como Velken (2011) han reportado resultados similares. Consecuentemente, la amplitud, intensidad y variación estacional de la celda de Walker es correctamente simulada por el modelo. Aunque una celda de mayor intensidad, respecto a las observaciones, se registra en los trimestres de JJA y SON. Probablemente asociada a la sobreestimación de la convergencia y ascenso de los vientos sobre la IPWP. De igual forma la variación intra-anual de la celda de Hadley es bien representada por WRF, registrándose pequeños sesgos de subestimación, principalmente en los trimestres de MAM y SON. Esta subestimación está probablemente asociada a la menor intensidad de la ZCIT en el modelo.

Los resultados obtenidos mediante el experimento EXP2, indican que durante la fase cálida del ENSO (El Niño) se encuentran anomalías cálidas de SST y negativas de SLP en el Pacífico ecuatorial oriental. Asociadas con las distribuciones de anomalías de SST y SLP, se registraron anomalías de vientos zonales del oeste en el Pacífico ecuatorial central y occidental, en el trimestre de DEF, lo que indica vientos alisios del este debilitados. Este cambio en la circulación atmosférica, asociada a la alteración de la Celda de Walker, ha sido ampliamente reportado en la literatura (Rasmusson & Carpenter, 1982; Rasmusson & Wallace, 1983; Roeckner et al., 1996; Wang, 2002; Wang, 2004, Bayr et al, 2014). Consecuente con estos resultados, en el trimestre de DEF, la función de corriente de masa zonal, muestra una Celda de Walker anómala anti horaria, lo que denota una disminución en la intensidad de esta circulación. De igual manera, la rama ascendente de Walker, registra un corrimiento hacia el este, lo cual es reafirmado con los resultados de omega 500 y del potencial de velocidad a 850hPa, que muestran ascenso y convergencia anómala de vientos en el Océano Pacífico central. Estas anomalías concuerdan con lo registrado por ERA-5, además resultados similares de la función de corriente de masa en Composites de El Niño se han reportado por Bayr et al. (2014) y Bayr et al. (2018). En este mismo trimestre, la celda anómala de Hadley muestra circulación horaria, entre los 0° y 10°N, que predomina cerca de la superficie, este signo, es del mismo valor de la climatología, lo que denota una expansión hacia el Ecuador, en la baja troposfera, de la celda de Hadley de invierno. Por otro lado, anomalías negativas de la función de corriente de masa se registran cerca a los subtrópicos. Tanto las anomalías de la corriente de masa, del norte como del sur, cambiaron de signo en comparación con la climatología esto indica que en los años El Niño, la celda de Hadley es más estrecha y de mayor intensidad que en años normales, lo cual es consistente con lo reportado por autores como Guo & Li (2016) y Nguyen Et Al. (2013). Estos resultados son validados por EXP3, en el cual se consideró una amplificación de las anomalías de temperatura superficial presentadas en la Figura 1 por un factor de 1.5 y mostró como resultado una Celda de Walker mucho más debilitada y con un corrimiento aún más pronunciado, de la rama ascendente de Walker hacia el este. Como también una Celda de Hadley más estrecha y de mayor intensidad. Estos cambios en las celdas de circulación atmosférica, afectan directamente los patrones de precipitación en Suramérica y Colombia. El modelo muestra que en condiciones cálidas

del ENSO, anomalías positivas de precipitación se registran sobre el océano Pacífico este a lo largo de la franja ecuatorial, en respuesta a la convergencia pronunciada de vientos y ascenso anómalo en la troposfera media a lo largo de la región del Pacífico y la costa oeste de América del Sur. Esto concuerda con lo reportado en la literatura, ya que en condiciones El Niño mayores tasas de precipitación se registran en gran parte del Ecuador y norte de Perú como también en el noreste de Argentina, sur de Brasil y Paraguay (Souza & Ambrizzi, 2002; Barros, Doyle & Camilloni, 2008; Cai et al., 2020). Contrario a esto, anomalías negativas de precipitación, asociadas a divergencia y descenso anómalo de los vientos, son observadas en el noreste de Suramérica. Diversos estudios han reportado, que el fenómeno de El Niño inhibe el movimiento de la ZCIT hacia el Ecuador, como respuesta a los cambios en la celda de Walker, repercutiendo en la disminución de las lluvias en el norte de Suramérica. En Colombia en específico, menores tasas de precipitaciones son asociadas a la generación de una celda regional de circulación anómala de Hadley, que presenta subsidencia de vientos en el país y al debilitamiento del gradiente de presión entre la región y la lengua fría de la costa de Perú que ocasiona una disminución de la intensidad del jet del Chocó (Rasmusson & Mo, 1993; Poveda & Mesa, 1996; Poveda Et Al, 2001; Chiang, Kushnir & Giannini, 2002; Souza & Ambrizzi, 2002).

Aunque en general los experimentos tipo El Niño realizados en este estudio muestran que el modelo captura los cambios característicos de la circulación atmosférica tropical, debido a un forzamiento radiativo de la temperatura tipo El Niño, en el invierno y otoño boreal, el modelo tiene problemas simulando las anomalías asociadas al ENSO. Esto refuerza lo encontrado por distintos autores, los cuales argumentan que algunos modelos tienen un desfase para simular la fase madura del ENSO (An & Wang, 2001; Ham et al., 2013; Bayr et al., 2018). Por tanto, es claro que los modelos presentan diversos desafíos a la hora de simular las respuestas de la atmósfera bajo un forzamiento radiativo de temperaturas del océano tipo El Niño. En este trabajo, se discutieron diferentes hipótesis. La primera se refiere a la dificultad asociada con la resolución gruesa usada en las simulaciones, ya que como indican diversos autores, entre mayor la resolución, mejor será la capacidad del modelo de simular el ENSO y otros fenómenos atmosféricos (Endris, 2013; Zhang, 2013). Otro desafío de WRF se relaciona con los posibles sesgos de la climatología del modelo. Diferentes autores han reportado que algunos modelos climáticos globales acoplados y no acoplados, tienen dificultades simulando las respuestas atmosféricas asociadas al ENSO (Misra, Marx, Brunke & Zeng, 2008; Ham et al., 2013; Kim, Cai, Jin & Yu, 2014; Vannièr et al., 2013; Li & Xie, 2014; Li et al., 2016) Respecto a los modelos climáticos regionales como WRF, poca bibliografía se ha encontrado al respecto. El último desafío discutido en este estudio se relaciona con las parametrizaciones utilizadas, ya que estas influyen significativamente en la correcta simulación del ENSO y por tanto de las celdas de circulación atmosférica tropical. Estudios han demostrado que El Niño presenta una sensibilidad importante a la convección y formación de nubes; de esta manera, generar parametrizaciones que simulen correctamente los procesos a pequeña escala con el fin de modelar la respuesta de la atmósfera al ENSO (Guilyardi, 2015; Guilyardi et al., 2009, 2010) sigue siendo un reto por resolver por parte de los modelos.

En conclusión, los resultados en este trabajo, muestran que efectivamente WRF simula correctamente la variabilidad estacional de la Celda de Hadley y Walker, como los cambios asociados a un aumento de temperatura del océano Pacífico tropical tipo el Niño. Con esta confirmación se abre la puerta a realizar nuevas investigaciones con simulaciones anidadas y a resoluciones más finas, con el fin de entender más a fondo los efectos de las alteraciones interanuales en las dinámicas de la atmósfera; sin embargo, teniendo en cuenta las limitaciones que la modelación presenta. Por tanto como trabajo a futuro, se plantea el objetivo de evaluar la capacidad de WRF de representar

los patrones atmosféricos de regiones poco instrumentadas en Colombia, que debido a su extensión y complejidad topográfica, no se tengan registros fiables de su climatología, esto con el fin de promover estudios enfocados a conocer las respuestas de la atmósfera a diferentes alteraciones, con el objeto de aportar herramientas de control, adaptación y prevención a los organismos tomadores de decisiones.



## 6. Bibliografía

Adam, O., Grise, K. M., Staten, P., Simpson, I. R., Davis, S. M., Davis, N. A., ... & Ming, A. (2018). The TropD software package (v1): standardized methods for calculating tropical-width diagnostics. *Geoscientific Model Development*, *11*(10), 4339-4357.

An, S. I., & Wang, B. (2001). Mechanisms of locking of the El Niño and La Niña mature phases to boreal winter. *Journal of climate*, *14*(9), 2164-2176.

Arias, P. A., Martínez, J. A., & Vieira, S. C. (2015). Moisture sources to the 2010–2012 anomalous wet season in northern South America. *Climate dynamics*, *45*(9-10), 2861-2884.

Atwood, A. R., Battisti, D. S., Wittenberg, A. T., Roberts, W. H. G., & Vimont, D. J. (2017). Characterizing unforced multi-decadal variability of ENSO: A case study with the GFDL CM2. 1 coupled GCM. *Climate Dynamics*, *49*(7-8), 2845-2862.

Bacmeister, J. T., Wehner, M. F., Neale, R. B., Gettelman, A., Hannay, C., Lauritzen, P. H., ... & Truesdale, J. E. (2014). Exploratory high-resolution climate simulations using the Community Atmosphere Model (CAM). *Journal of Climate*, *27*(9), 3073-3099.

Barros, V. R., Doyle, M. E., & Camilloni, I. A. (2008). Precipitation trends in southeastern South America: relationship with ENSO phases and with low-level circulation. *Theoretical and Applied Climatology*, *93*(1-2), 19-33.

Bayr, T., Dommenges, D., Martin, T., & Power, S. B. (2014). The eastward shift of the Walker Circulation in response to global warming and its relationship to ENSO variability. *Climate dynamics*, *43*(9-10), 2747-2763.

Bayr, T., Latif, M., Dommenges, D., Wengel, C., Harlaß, J., & Park, W. (2018). Mean-state dependence of ENSO atmospheric feedbacks in climate models. *Climate Dynamics*, *50*(9-10), 3171-3194.

Bellucci, A., Gualdi, S., & Navarra, A. J. (2010). The double-ITCZ syndrome in coupled general circulation models: The role of large-scale vertical circulation regimes. *Journal of Climate*, *23*(5), 1127-1145.

Bijlsma, S. J., Hafkenscheid, L. M., & Lynch, P. (1986). Computation of the streamfunction and velocity potential and reconstruction of the wind field. *Monthly weather review*, *114*(8), 1547-1551.

Brönnimann, S., Xoplaki, E., Casty, C., Pauling, A., & Luterbacher, J. (2007). ENSO influence on Europe during the last centuries. *Climate Dynamics*, *28*(2-3), 181-197.

Bush, S. J., Turner, A. G., Woolnough, S. J., Martin, G. M., & Klingaman, N. P. (2015). The effect of increased convective entrainment on Asian monsoon biases in the MetUM general circulation model. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *141*(686), 311-326.

Cai, W., McPhaden, M. J., Grimm, A. M., Rodrigues, R. R., Taschetto, A. S., Garreaud, R. D., ... & Vera, C. (2020). Climate impacts of the El Niño–Southern Oscillation on South America. *Nature Reviews Earth & Environment*, *1*(4), 215-231.

- Carvalho, D., Rocha, A., Gómez-Gesteira, M., & Santos, C. (2012). A sensitivity study of the WRF model in wind simulation for an area of high wind energy. *Environmental Modelling & Software*, 33, 23-34.
- Chen, J. H., & Lin, S. J. (2013). Seasonal predictions of tropical cyclones using a 25-km-resolution general circulation model. *Journal of Climate*, 26(2), 380-398.
- Chiang, J. C., Kushnir, Y., & Giannini, A. (2002). Deconstructing Atlantic Intertropical Convergence Zone variability: Influence of the local cross-equatorial sea surface temperature gradient and remote forcing from the eastern equatorial Pacific. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 107(D1), ACL-3.
- Chou, C., Tu, J. Y., & Yu, J. Y. (2003). Interannual variability of the western North Pacific summer monsoon: Differences between ENSO and non-ENSO years. *Journal of Climate*, 16(13), 2275-2287.
- Cao, J., Ran, L., & Li, N. (2014). An application of the Helmholtz theorem in extracting the externally induced deformation field from the total wind field in a limited domain. *Monthly Weather Review*, 142(5), 2060-2066.
- Carvajal, Y., Jiménez, H., & Materón, H. (1998). Incidencia del fenómeno ENSO en la hidroclimatología del valle del río Cauca-Colombia. *Bulletin de l'Institut français d'études andines*, 27(3).
- Cook, K. H., Meehl, G. A., & Arblaster, J. M. (2012). Monsoon regimes and processes in CCSM4. Part II: African and American monsoon systems. *Journal of climate*, 25(8), 2609-2621.
- Duque-Villegas, M., Salazar, J. F., & Rendón, A. M. (2019). Tipping the ENSO into a permanent El Niño can trigger state transitions in global terrestrial ecosystems. *Earth System Dynamics*, 10(4), 631-650
- Endris, H. S., Omondi, P., Jain, S., Lennard, C., Hewitson, B., Chang'a, L., ... & Tazalika, L. (2013). Assessment of the performance of CORDEX regional climate models in simulating East African rainfall. *Journal of Climate*, 26(21), 8453-8475.
- Fonseca, R. M., Zhang, T., & Yong, K. T. (2015). Improved simulation of precipitation in the tropics using a modified BMJ scheme in the WRF model. *Geoscientific Model Development*, 8(9), 2915-2928.
- Gastineau, G., Li, L., & Le Treut, H. (2009). The Hadley and Walker circulation changes in global warming conditions described by idealized atmospheric simulations. *Journal of Climate*, 22(14), 3993-4013.
- Guo, Y. P., & Li, J. P. (2016). Impact of ENSO events on the interannual variability of Hadley circulation extents in boreal winter. *Advances in Climate Change Research*, 7(1-2), 46-53.
- Guilyardi E., A. Wittenberg, A. Fedorov, M. Collins, C. Wang, A. Capotondi, G.J. van Oldenborgh, T. Stockdale (2009). Understanding El Niño in Ocean-Atmosphere General Circulation Models : progress and challenges. *Bull. Amer. Met. Soc.*, 90, 325-340

Guilyardi E., W. Cai, M. Collins, A. Fedorov, F.-F. Jin, A. Kumar, D.-Z. Sun, A. Wittenberg (2012). CLIVAR workshop summary: New strategies for evaluating ENSO processes in climate models. *Bull. Amer. Met. Soc.*, 93, 235-238

Guilyardi, E. (2015). *Challenges with ENSO in Today's Climate Models | NOAA Climate.gov*. NOAA Climate.gov. <https://www.climate.gov/news-features/blogs/enso/challenges-enso-today%E2%80%99s-climate-models>

Hagos, S., Leung, R., Rauscher, S. A., & Ringler, T. (2013). Error characteristics of two grid refinement approaches in aquaplanet simulations: MPAS-A and WRF. *Monthly weather review*, 141(9), 3022-3036.

Ham, Y. G., Kug, J. S., Kim, D., Kim, Y. H., & Kim, D. H. (2013). What controls phase-locking of ENSO to boreal winter in coupled GCMs?. *Climate dynamics*, 40(5-6), 1551-1568.

He, S., Yu, J. Y., Yang, S., & Fang, S. W. (2020). ENSO's impacts on the tropical Indian and Atlantic Oceans via tropical atmospheric processes: observations versus CMIP5 simulations. *Climate Dynamics*, 1-14.

Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., ... & Thépaut, J. N. (2020). The ERA5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 146(730), 1999-2049.

Holton, J. R. (2004). *An introduction to dynamic meteorology*. Seattle, Washington: Elsevier Academic Press

Hoskins, B., Neale, R., Rodwell, M., & YANG, G. Y. (1999). Aspects of the large-scale tropical atmospheric circulation. *Tellus B*, 51(1), 33-44.

Hoyos, N., Escobar, J., Restrepo, J. C., Arango, A. M., & Ortiz, J. C. (2013). Impact of the 2010–2011 La Niña phenomenon in Colombia, South America: the human toll of an extreme weather event. *Applied Geography*, 39, 16-25.

IMPACTO DEL FENÓMENO “EL NIÑO” 2015-2016. EN LOS NEVADOS Y ALTA MONTAÑA EN COLOMBIA (2016). Instituto de Hidrología Meteorología y Estudios Ambientales IDEAM.

Jiang, X., Waliser, D. E., Kim, D., Zhao, M., Sperber, K. R., Stern, W. F., ... & Lee, M. I. (2012). Simulation of the intraseasonal variability over the Eastern Pacific ITCZ in climate models. *Climate dynamics*, 39(3-4), 617-636.

Kim, S. T., Cai, W., Jin, F. F., & Yu, J. Y. (2014). ENSO stability in coupled climate models and its association with mean state. *Climate dynamics*, 42(11-12), 3313-3321.

Kug, J. S., Li, T., An, S. I., Kang, I. S., Luo, J. J., Masson, S., & Yamagata, T. (2006). Role of the ENSO–Indian Ocean coupling on ENSO variability in a coupled GCM. *Geophysical research letters*, 33(9).

Lau, K. M., Wu, H. T., & Bony, S. (1997). The role of large-scale atmospheric circulation in the relationship between tropical convection and sea surface temperature. *Journal of Climate*, 10(3), 381-392.

- Lau, N. C., & Nath, M. J. (2000). Impact of ENSO on the variability of the Asian–Australian monsoons as simulated in GCM experiments. *Journal of Climate*, 13(24), 4287-4309.
- L’Heureux, M. L., Lee, S., & Lyon, B. (2013). Recent multidecadal strengthening of the Walker circulation across the tropical Pacific. *Nature Climate Change*, 3(6), 571-576.
- Lin, J. L. (2007). The double-ITCZ problem in IPCC AR4 coupled GCMs: Ocean–atmosphere feedback analysis. *Journal of Climate*, 20(18), 4497-4525.
- Li, G., & Xie, S. P. (2014). Tropical biases in CMIP5 multimodel ensemble: The excessive equatorial Pacific cold tongue and double ITCZ problems. *Journal of Climate*, 27(4), 1765-1780.
- Li, G., Xie, S. P., Du, Y., & Luo, Y. (2016). Effects of excessive equatorial cold tongue bias on the projections of tropical Pacific climate change. Part I: The warming pattern in CMIP5 multi-model ensemble. *Climate Dynamics*, 47(12), 3817-3831.
- Lynch, P. (1988). Deducing the wind from vorticity and divergence. *Monthly weather review*, 116(1), 86-93.
- Loaiza Cerón, W., Carvajal-Escobar, Y., Andreoli de Souza, R. V., Toshie Kayano, M., & González López, N. (2020). Spatio-temporal analysis of the droughts in Cali, Colombia and their primary relationships with the El Niño-Southern Oscillation (ENSO) between 1971 and 2011. *Atmósfera*, 33(1), 51-69.
- Marengo, J. A., Tomasella, J., Alves, L. M., Soares, W. R., & Rodriguez, D. A. (2011). The drought of 2010 in the context of historical droughts in the Amazon region. *Geophysical Research Letters*, 38(12).
- Meque, A., & Abiodun, B. J. (2015). Simulating the link between ENSO and summer drought in Southern Africa using regional climate models. *Climate Dynamics*, 44(7-8), 1881-1900.
- Misra, V., Marx, L., Brunke, M., & Zeng, X. (2008). The equatorial Pacific cold tongue bias in a coupled climate model. *Journal of climate*, 21(22), 5852-5869.
- Mitas, C. M., & Clement, A. (2005). Has the Hadley cell been strengthening in recent decades?. *Geophysical Research Letters*, 32(3).
- Mugume, I., Waiswa, D., Mesquita, M. D. S., Reuder, J., Basalirwa, C., Bamutaze, Y., ... & Ayesiga, G. (2017). Assessing the performance of WRF model in simulating rainfall over western Uganda. *J. Climatol. Weather Forecast*, 5(1), 1-9.
- National Center for Atmospheric Research, NCAR (s.f). Weather Research and Forecasting Model. Recuperado de: [https://www2.mmm.ucar.edu/wrf/users/ncar\\_tropical\\_suite.php](https://www2.mmm.ucar.edu/wrf/users/ncar_tropical_suite.php)
- Neelin, J. D., Battisti, D. S., Hirst, A. C., Jin, F. F., Wakata, Y., Yamagata, T., & Zebiak, S. E. (1998). ENSO theory. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 103(C7), 14261-14290.
- Newell, R. E., Zhu, Y., Browell, E. V., Read, W. G., & Waters, J. W. (1996). Walker circulation and tropical upper tropospheric water vapor. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 101(D1), 1961-1974.

- Nguyen, H., Evans, A., Lucas, C., Smith, I., & Timbal, B. (2013). The Hadley circulation in reanalyses: Climatology, variability, and change. *Journal of Climate*, 26(10), 3357-3376.
- Posada-Marín, J. A., Rendón, A. M., Salazar, J. F., Mejía, J. F., & Villegas, J. C. (2019). WRF downscaling improves ERA-Interim representation of precipitation around a tropical Andean valley during El Niño: implications for GCM-scale simulation of precipitation over complex terrain. *Climate Dynamics*, 52(5-6), 3609-3629.
- Poveda, G., & Mesa, Ó. J. (1996). Las fases extremas del fenómeno ENSO (El Niño y La Niña) y su influencia sobre la hidrología de Colombia. *Tecnología y ciencias del agua*, 11(1), 21-37.
- Poveda, G., & 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.
- Poveda, G., Gil, M. M., & Quiceno, N. (1998). El ciclo anual de la hidrología de Colombia en relación con el ENSO y la NAO. *Bulletin de l'Institut français d'études andines*, 27(3).
- Poveda, G., Mesa, O., Agudelo, P., Álvarez, J., Arias, P., Moreno, H., ... & Vieira, S. (2002). Influencia del ENSO, oscilación Madden-Julian, ondas del este, huracanes y fases de la luna en el ciclo diario de precipitación en los Andes Tropicales de Colombia. *Meteorología Colombiana*, 5(0124-6984), 3-12.
- Poveda, G., & Mesa, Ó. J. (2015). Las fases extremas del fenómeno ENSO (El Niño y La Niña) y su influencia sobre la hidrología de Colombia. *Tecnología y ciencias del agua*, 11(1), 21-37.
- Ragi, A. R., Sharan, M., & Haddad, Z. S. (2020). Investigation of WRF's ability to simulate the monsoon-related seasonal variability in the thermodynamics and precipitation over southern peninsular India. *THEORETICAL AND APPLIED CLIMATOLOGY*.
- Randall, D. A. (2000). *General circulation model development: past, present, and future*. Elsevier.
- Rasmusson, E. M., & Carpenter, T. H. (1982). Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Niño. *Monthly Weather Review*, 110(5), 354-384.
- Rasmusson, E. M., & Wallace, J. M. (1983). Meteorological aspects of the El Niño/southern oscillation. *Science*, 222(4629), 1195-1202.
- Ratna, S. B., Ratnam, J. V., Behera, S. K., Tangang, F. T., & Yamagata, T. (2017). Validation of the WRF regional climate model over the subregions of Southeast Asia: climatology and interannual variability. *Climate Research*, 71(3), 263-280.
- Reason, C. J. C., & Jagadheesha, D. (2005). A model investigation of recent ENSO impacts over southern Africa. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 89(1-4), 181-205.
- Roeckner, E., Oberhuber, J. M., Bacher, A., Christoph, M., & Kirchner, I. (1996). ENSO variability and atmospheric response in a global coupled atmosphere-ocean GCM. *Climate Dynamics*, 12(11), 737-754.
- Stachnik, J. P., & Schumacher, C. (2011). A comparison of the Hadley circulation in modern reanalyses. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 116(D22).

- Shamarock, W., Klemp, J., Dudhia, J., Gill, D., Barker, D., & Duda, M. (2008). *A 497 Description of the Advanced Research WRF Version 3* (Vol. 499). NCAR technical note 498 NCAR/TN/u2013475.
- Souza, E. D., & Ambrizzi, T. (2002). ENSO impacts on the South American rainfall during 1980s: Hadley and Walker circulation. *Atmósfera*, *15*(2), 105-120.
- Semana.com (2015, 11 de abril). Curiosidades del gran apagón que amenaza con repetirse. Revista Semana. Recuperado de: <http://www.semana.com/nacion/articulo/asi-fue-el-rationamiento-de-energia-en-1992-en-el-gobierno-de-cesar-gaviria/448643-3>.
- Talib, J., Woolnough, S. J., Klingaman, N. P., & Holloway, C. E. (2020). The Effect of Atmosphere-Ocean Coupling on the Sensitivity of the ITCZ to Convective Mixing. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, *12*(12), e2020MS002322.
- Tanaka, H. L., Ishizaki, N., & Kitoh, A. (2004). Trend and interannual variability of Walker, monsoon and Hadley circulations defined by velocity potential in the upper troposphere. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, *56*(3), 250-269.
- Trenberth, K. E., Branstator, G. W., Karoly, D., Kumar, A., Lau, N. C., & Ropelewski, C. (1998). Progress during TOGA in understanding and modeling global teleconnections associated with tropical sea surface temperatures. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, *103*(C7), 14291-14324.
- Trenberth, K. E., Stepaniak, D. P., & Caron, J. M. (2000). The global monsoon as seen through the divergent atmospheric circulation. *Journal of Climate*, *13*(22), 3969-3993.
- Trenberth, K. E., & Fasullo, J. T. (2012). Climate extremes and climate change: The Russian heat wave and other climate extremes of 2010. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *117*(D17).
- Wang, C. (2002). Atmospheric circulation cells associated with the El Niño–Southern Oscillation. *Journal of Climate*, *15*(4), 399-419.
- Wang, C. (2004). ENSO, Atlantic climate variability, and the Walker and Hadley circulations. In *The Hadley circulation: Present, past and future* (pp. 173-202). Springer, Dordrecht.
- Wang, C., Deser, C., Yu, J. Y., DiNezio, P., & Clement, A. (2017). El Niño and southern oscillation (ENSO): a review. In *Coral reefs of the eastern tropical Pacific* (pp. 85-106). Springer, Dordrecht.
- Weart, S. (2010). The development of general circulation models of climate. *Studies in History and Philosophy of Science Part B: Studies in History and Philosophy of Modern Physics*, *41*(3), 208-217.
- Wrenn, C. (2016). *A Quantitative Climate Study of Dynamically Downscaled Simulations of the 1997/98 Mega-El Niño Wet Season in Hawai'i* (Doctoral dissertation, [Honolulu]:[University of Hawaii at Manoa],[May 2016]).
- Yanfeng, Z., & Longxun, C. (2002). The relationship between the Asian/Australian monsoon and ENSO on a Quasi-Four-Year Scale. *Advances in Atmospheric Sciences*, *19*(4), 727-739.
- Yin, Q. Z., Singh, U. K., Berger, A., Guo, Z. T., & Crucifix, M. (2014). Relative impact of insolation and the Indo-Pacific warm pool surface temperature on the East Asia summer monsoon during the MIS-13 interglacial. *Climate of the Past*, *10*(5), 1645.

Yin, Z., Dong, Q., Kong, F., Cao, D., & Long, S. (2020). Seasonal and Interannual Variability of the Indo-Pacific Warm Pool and its Associated Climate Factors Based on Remote Sensing. *Remote Sensing*, 12(7), 1062.

Vannière, B., Guilyardi, E., Madec, G., Doblas-Reyes, F. J., & Woolnough, S. (2013). Using seasonal hindcasts to understand the origin of the equatorial cold tongue bias in CGCMs and its impact on ENSO. *Climate dynamics*, 40(3-4), 963-981.

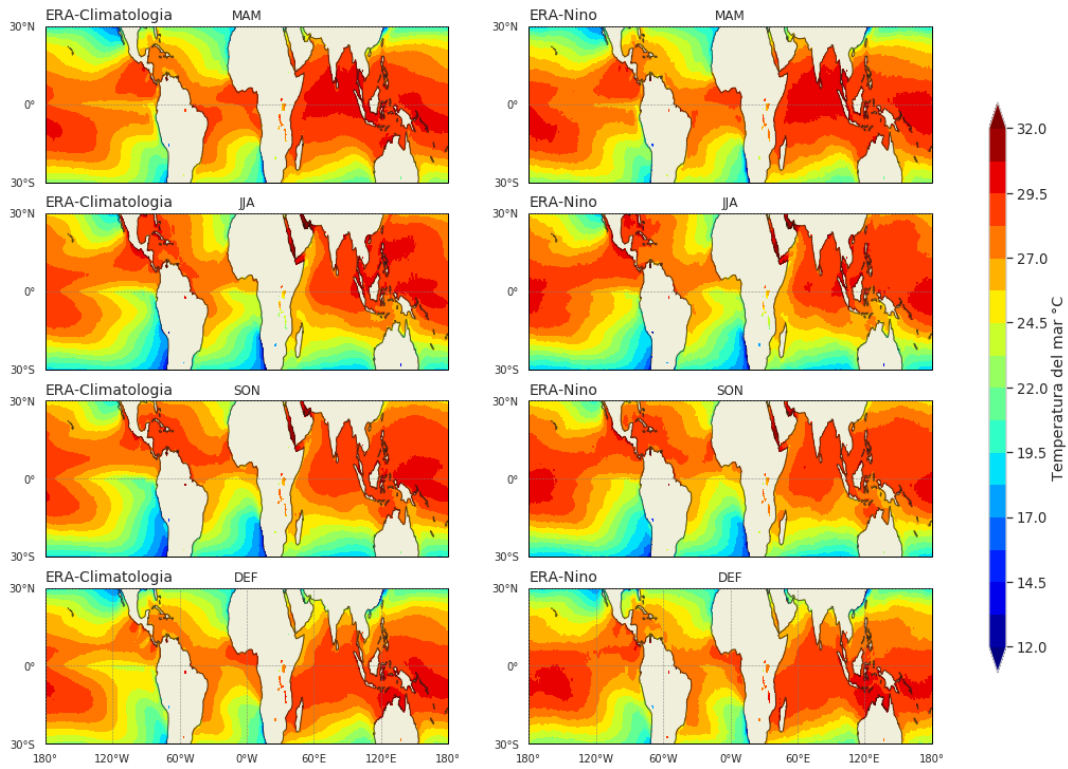
Velken, A. V. S. (2011). *Precipitation in southern Africa: dynamical downscaling of CAM using WRF* (Master's thesis).

Vigaud, N., Pohl, B., & Crétaf, J. (2012). Tropical-temperate interactions over southern Africa simulated by a regional climate model. *Climate dynamics*, 39(12), 2895-2916.

Zhang, W., Jin, F. F., Zhao, J. X., & Li, J. (2013). On the bias in simulated ENSO SSTA meridional widths of CMIP3 models. *Journal of climate*, 26(10), 3173-3186.

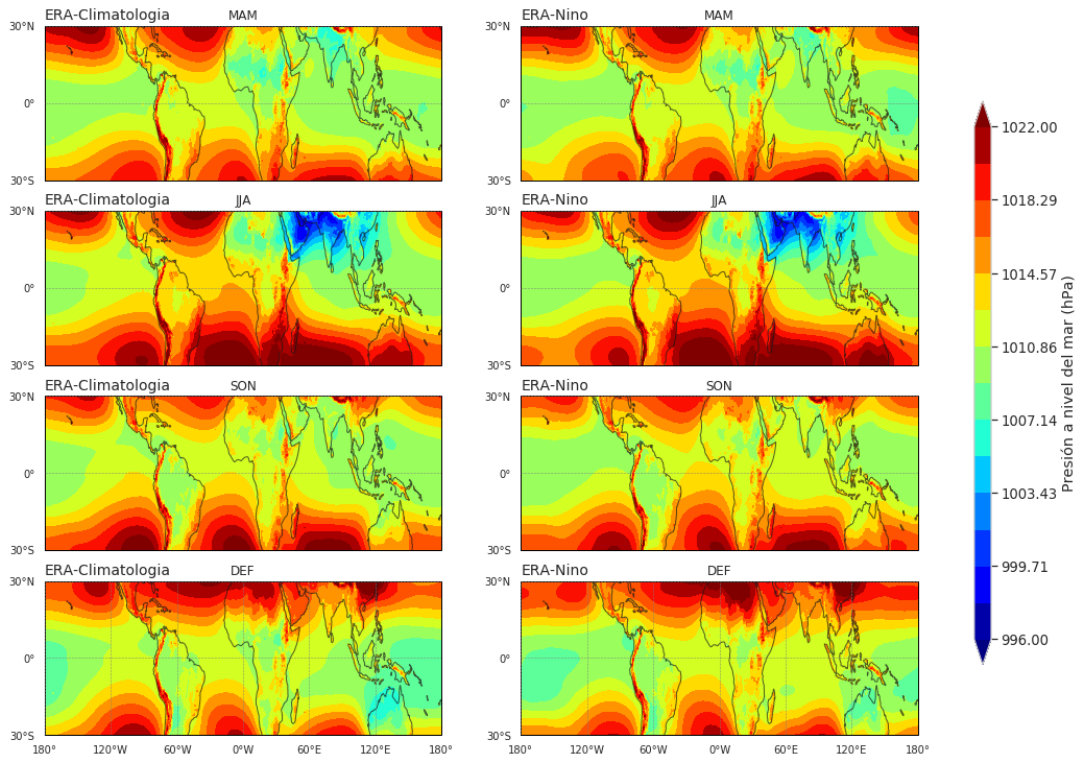
Zhao, H., & Moore, G. W. K. (2008). Trends in the boreal summer regional Hadley and Walker circulations as expressed in precipitation records from Asia and Africa during the latter half of the 20th century. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, 28(5), 563-578.

## 7. Anexos.

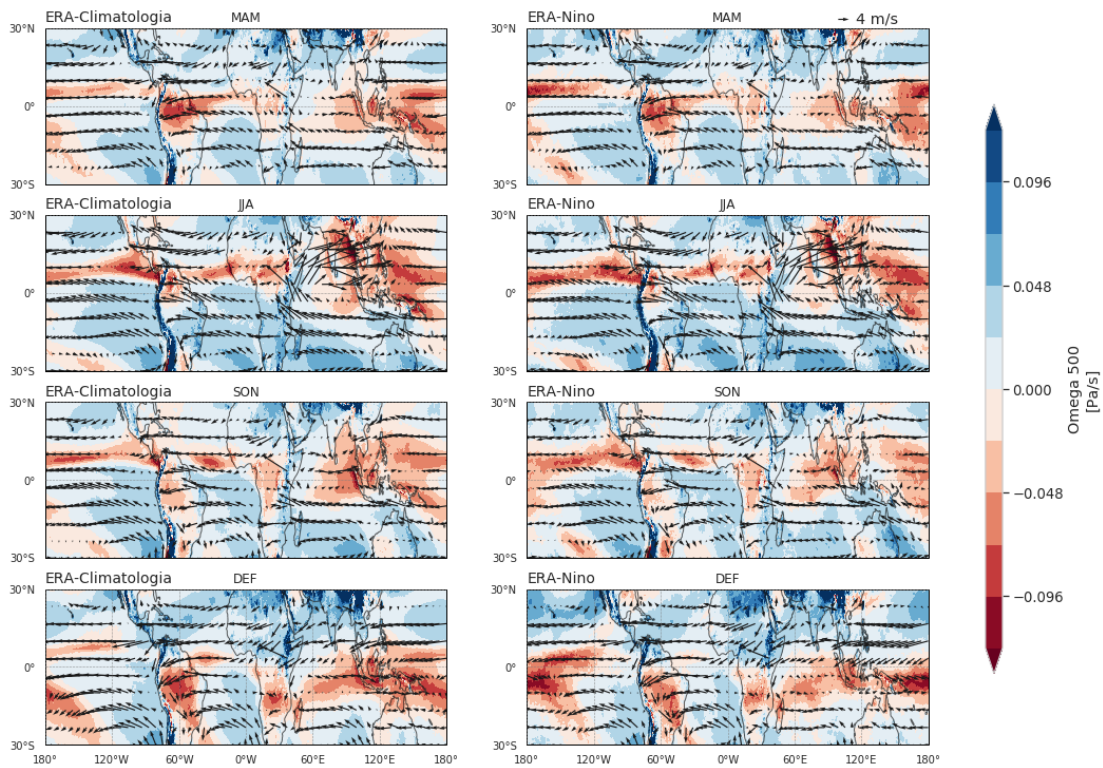


**Anexo 1.** Temperatura superficial del mar (SST, en °C) para el promedio climatológico (izquierda) y el promedio de eventos El Niño (derecha) obtenidos mediante ERA5 para los cuatro trimestres del año

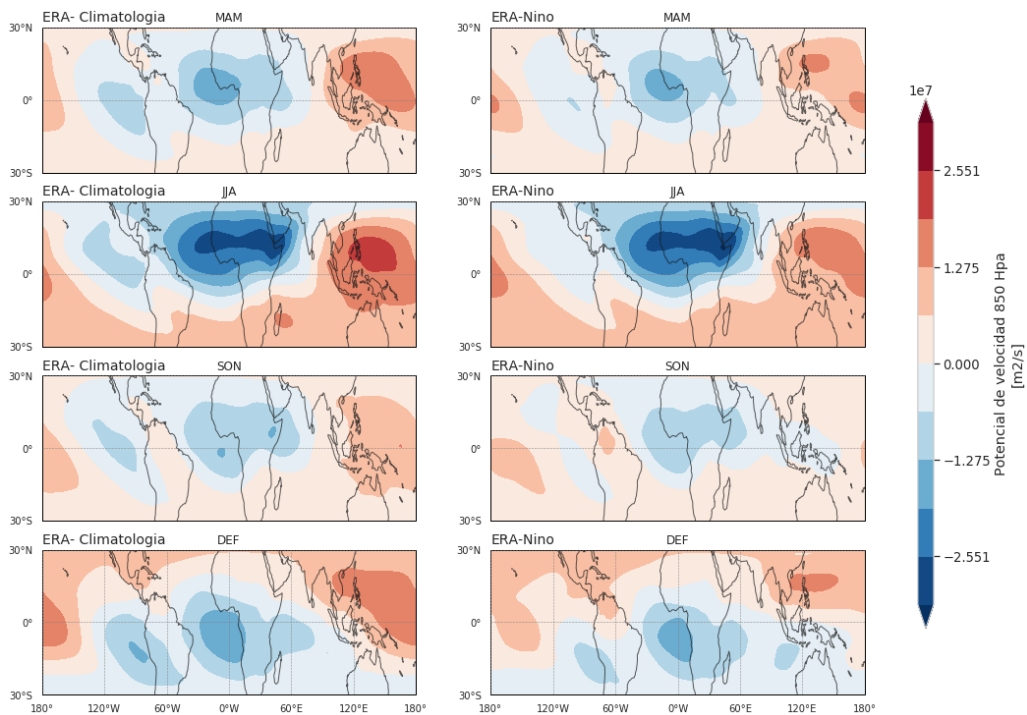




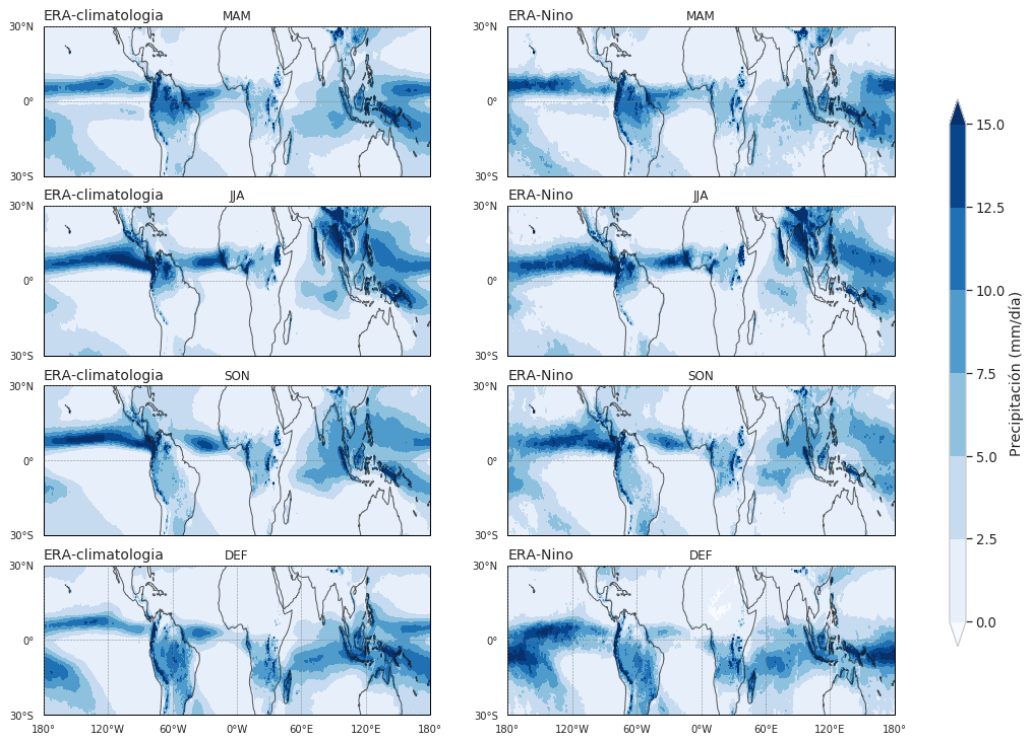
**Anexo 2.** Presión a nivel del mar (en hPa) para el promedio climatológico (izquierda) y el promedio de eventos El Niño (derecha) obtenidos mediante ERA5 para los cuatro trimestres



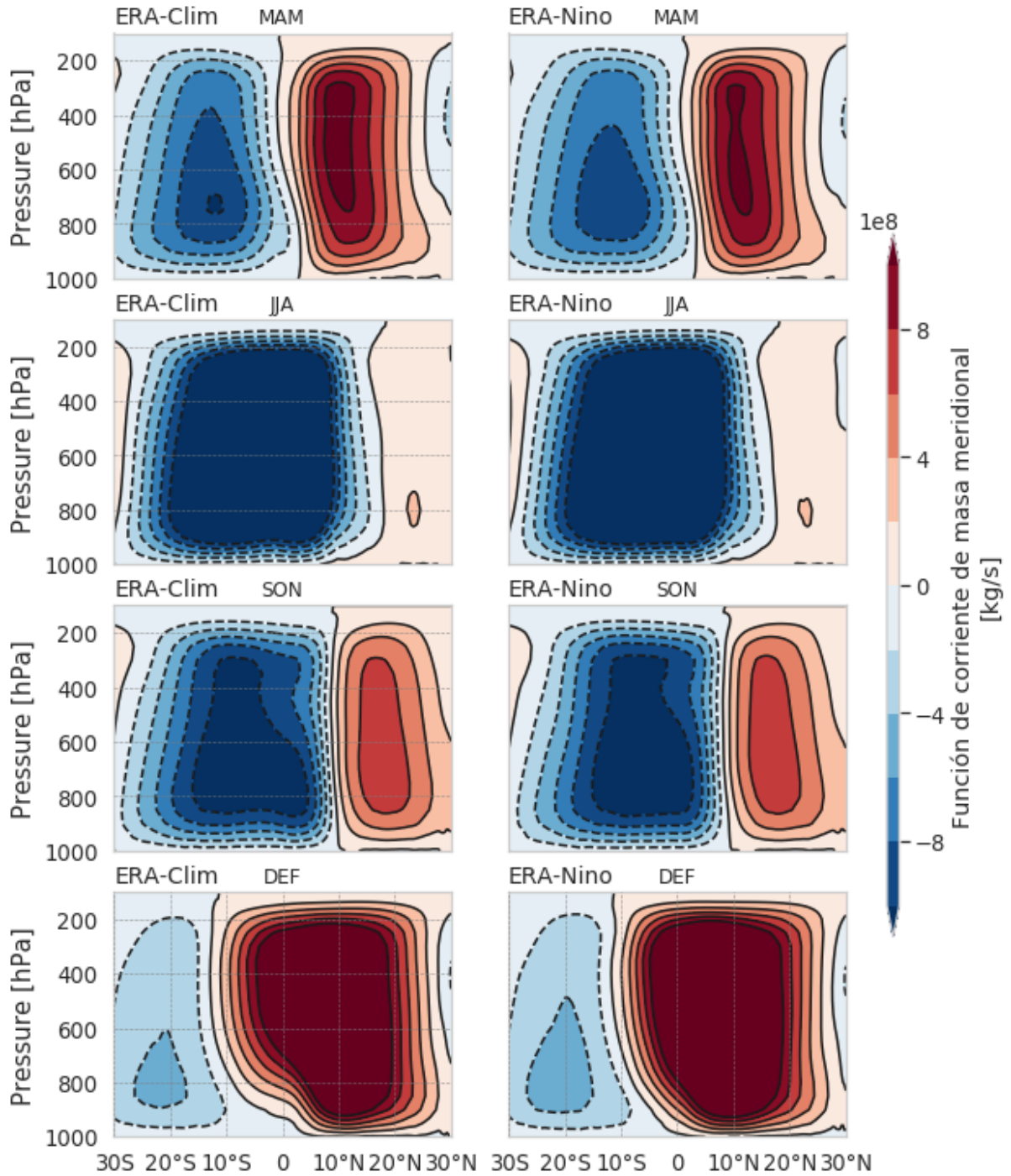
**Anexo 3.** Velocidad de presión a 500 hPa (en Pa/s, colores) y vientos a 850 hPa (en m/s, vectores) para el promedio climatológico (izquierda) y el promedio de eventos El Niño (derecha) obtenidos mediante ERA5 para los cuatro trimestres del año



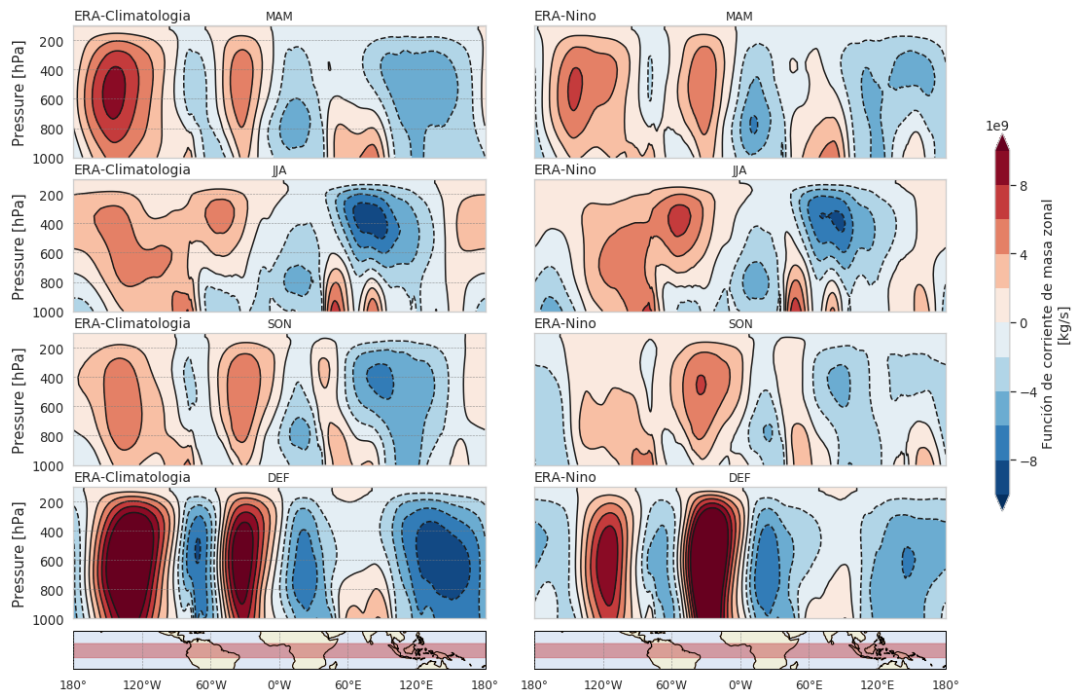
**Anexo 4.** Potencial de velocidad a 850 hPa (en m2/s) para el promedio climatológico (izquierda) y el promedio de eventos El Niño (derecha) obtenidos mediante ERA5 para los cuatro trimestres del año



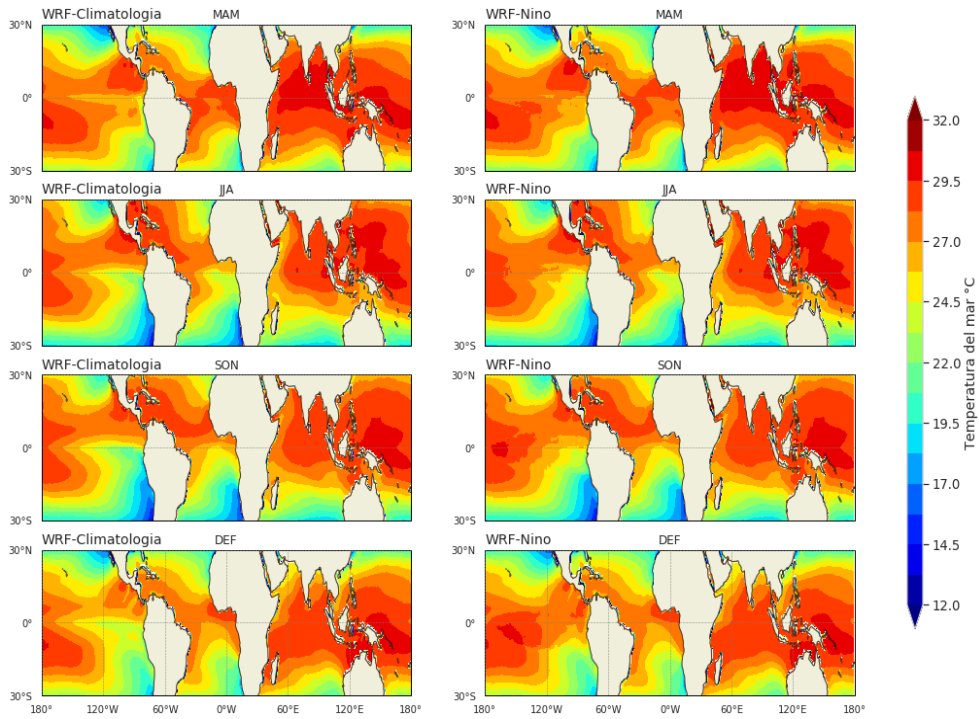
**Anexo 5.** Precipitación (en mm/día) para el promedio climatológico (izquierda) y el promedio de eventos El Niño (derecha) obtenidos mediante ERA5 para los cuatro trimestres del año



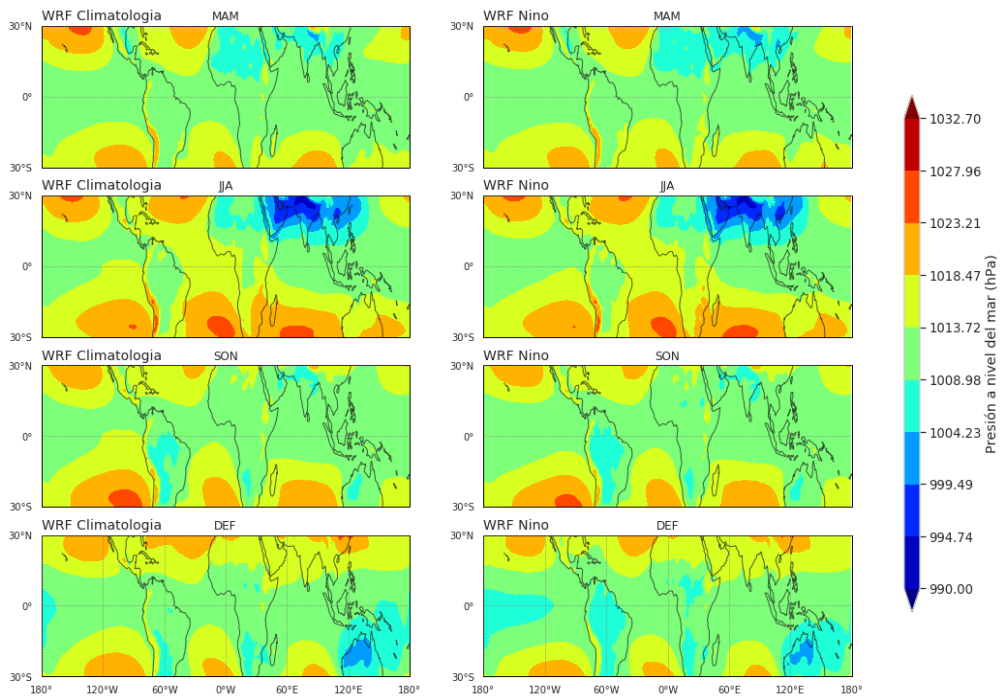
**Anexo 6.** Función de corriente de masa meridional promediada zonalmente (en kg/s) para el promedio climatológico (izquierda) y el promedio de eventos El Niño (derecha) obtenidos mediante ERA5 para los cuatro trimestres del año



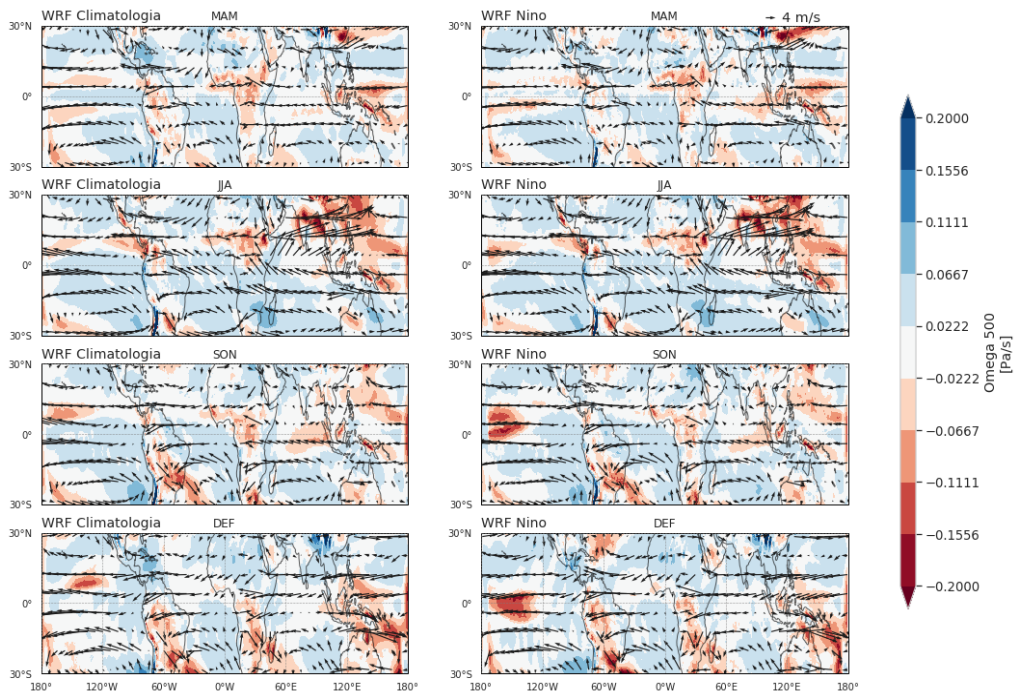
**Anexo 7.** Función de corriente de masa zonal promediada entre los  $5^{\circ}\text{N}$  y  $5^{\circ}\text{S}$  (en  $\text{kg/s}$ ) para el promedio climatológico (izquierda) y el promedio de eventos El Niño (derecha) obtenidos mediante ERA5 para los cuatro trimestres del año



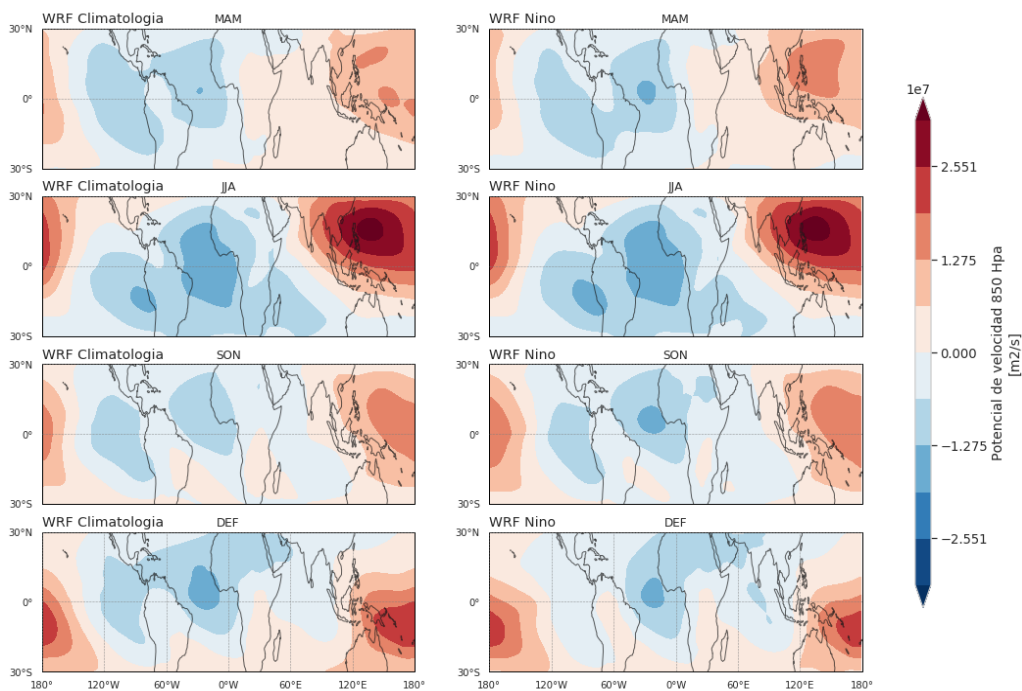
**Anexo 8.** Temperatura superficial del mar (en °C) obtenida de la simulación CTRL (climatología, izquierda) y la simulación tipo El Niño EXP2 (El Niño, derecha) para los cuatro trimestres del año



**Anexo 9.** Presión a nivel del mar (en hPa) obtenida de la simulación CTRL (climatología, izquierda) y la simulación tipo El Niño EXP2 (El Niño, derecha) para los cuatro trimestres del año

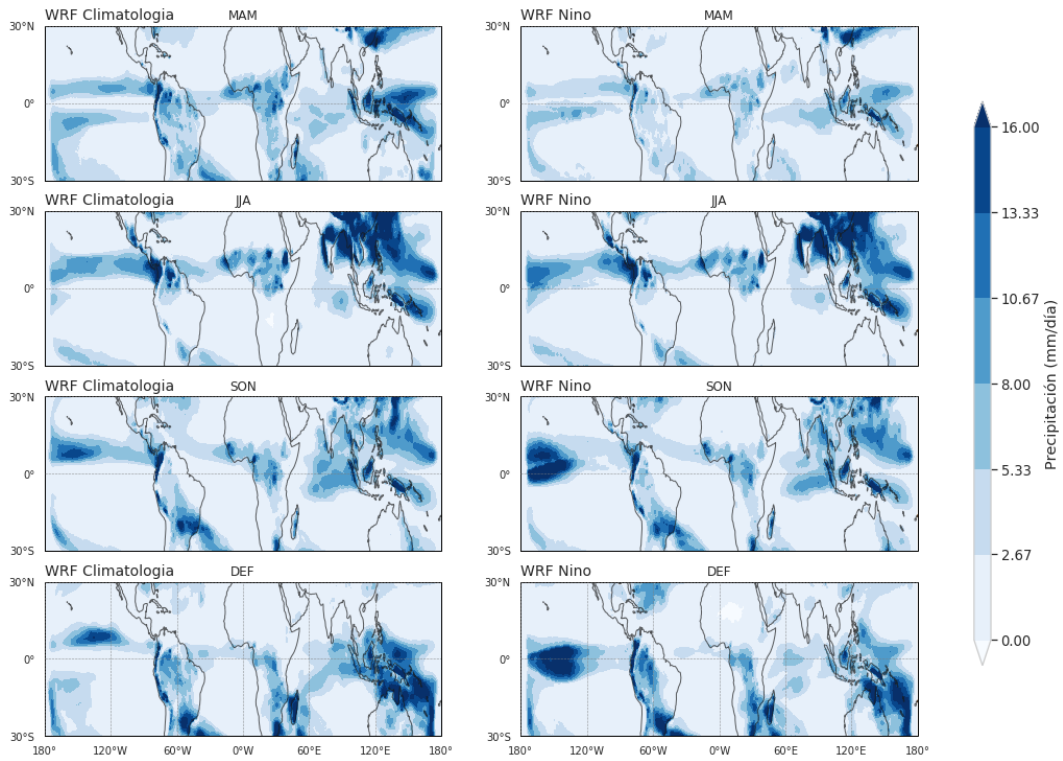


**Anexo 10.** Velocidad de presión a 500 hPa (en Pa/s) obtenida de la simulación CTRL (climatología, izquierda) y la simulación tipo El Niño EXP2 (El Niño, derecha) para los cuatro trimestres del año.

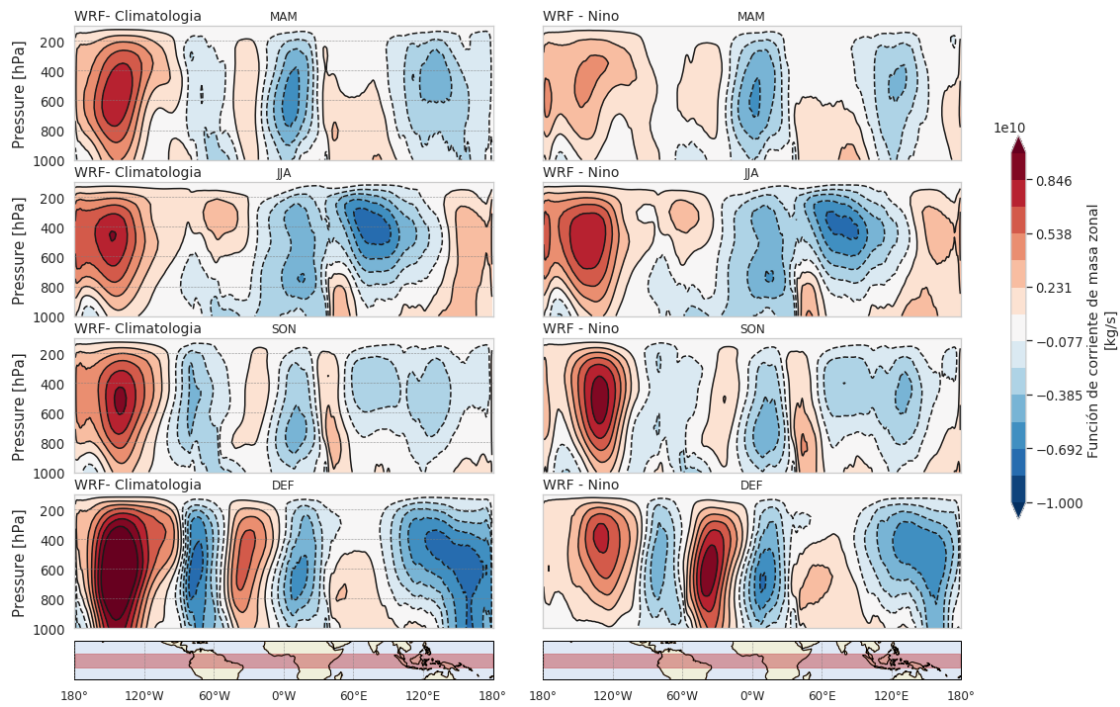


**Anexo 11.** Potencial de velocidad a 850 hPa (en m<sup>2</sup>/s) obtenida de la simulación CTRL (climatología, izquierda) y la simulación tipo El Niño EXP2 (El Niño, derecha) para los cuatro trimestres del año

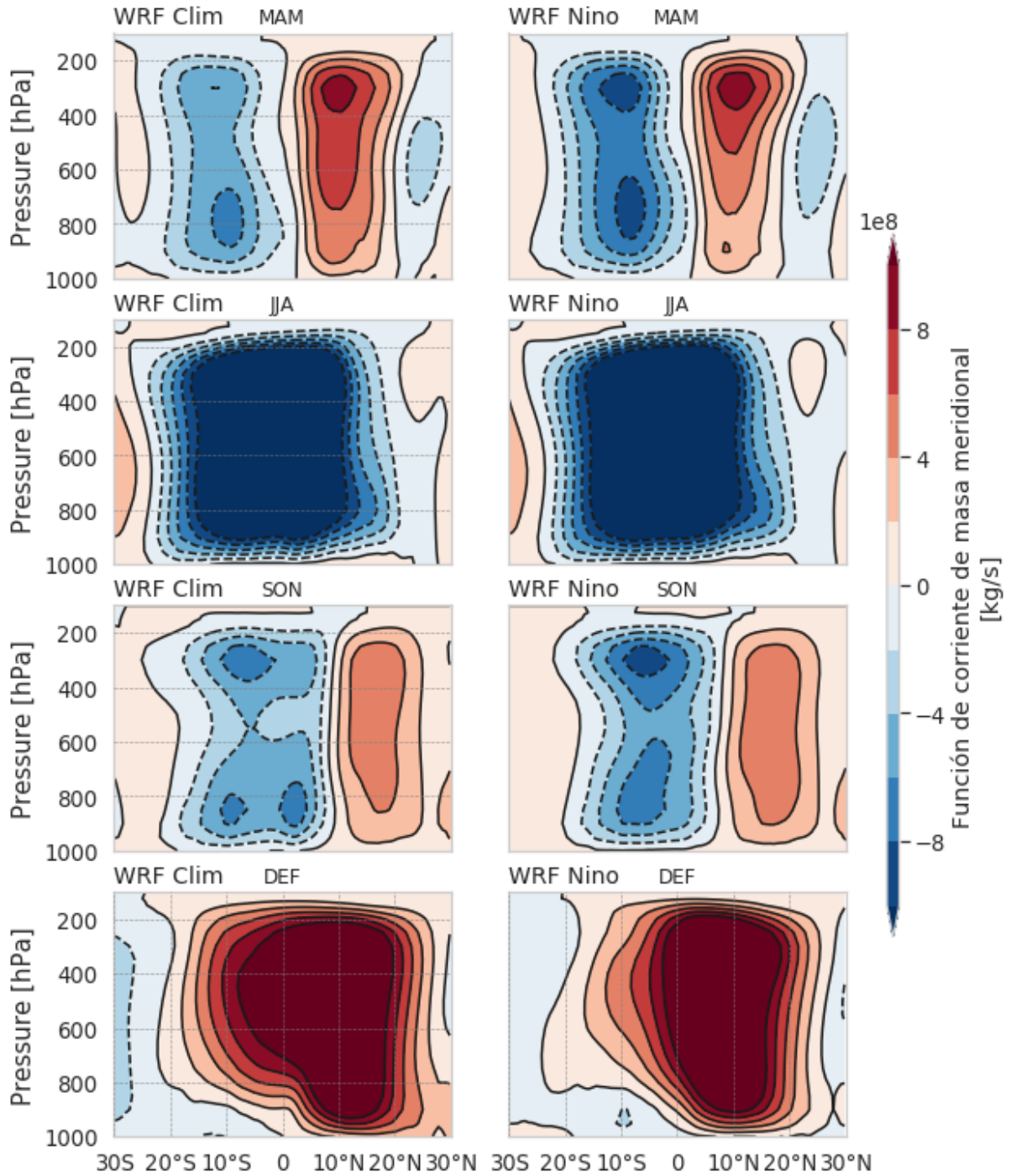




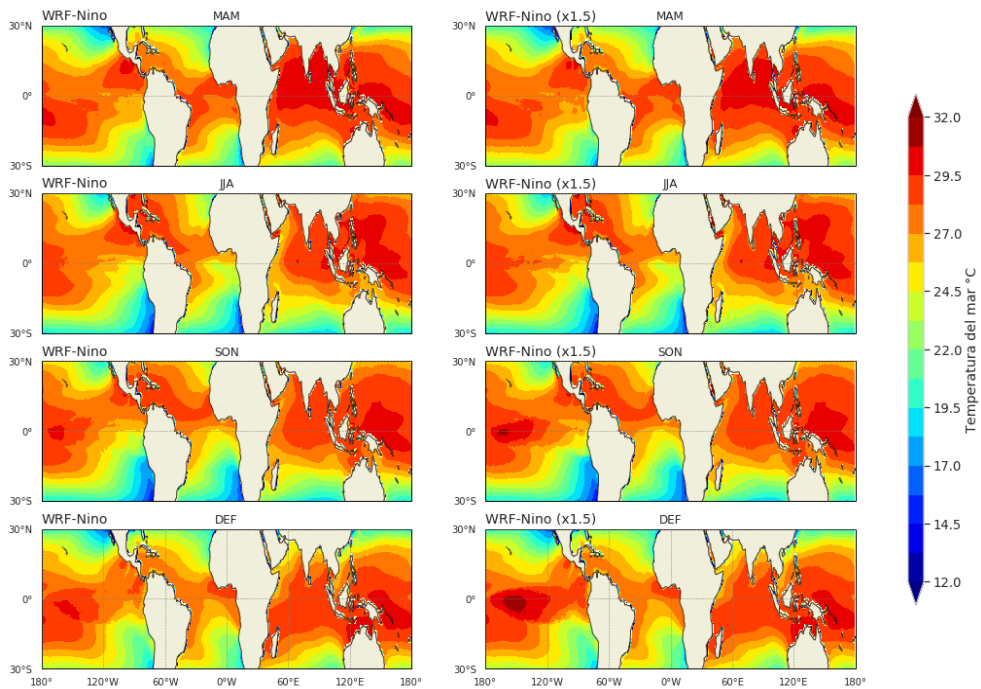
**Anexo 12.** Precipitación (en mm/día) obtenida de la simulación CTRL (climatología, izquierda) y la simulación tipo El Niño EXP2 (El Niño, derecha) para los cuatro trimestres del año.



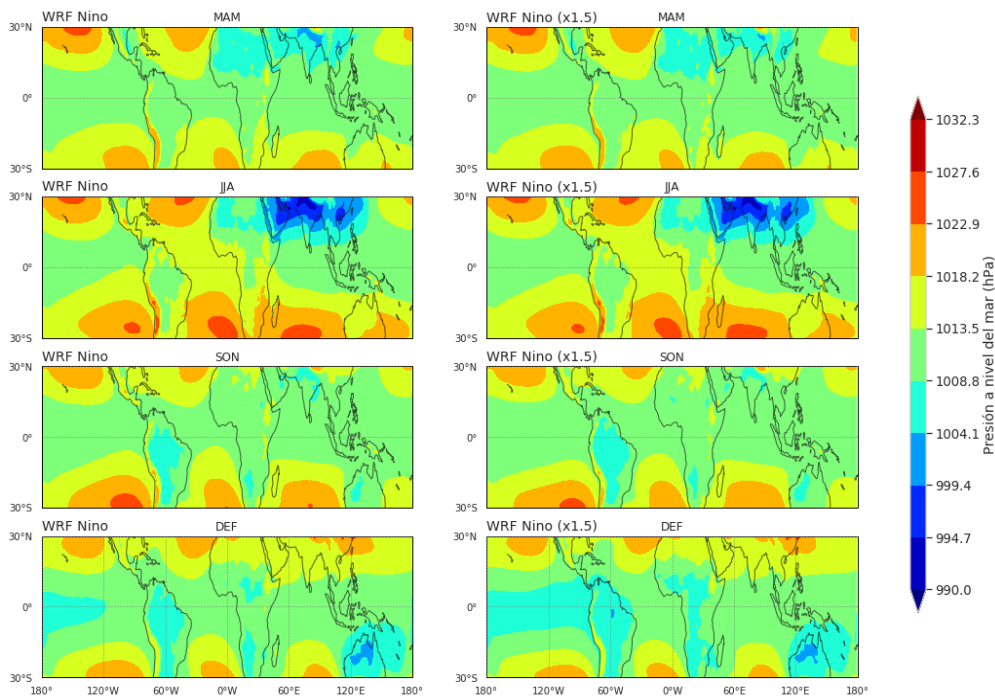
**Anexo 13.** Función de corriente de masa zonal promediada entre 5°N y 5°S (en kg/s) obtenida de la simulación CTRL (climatología, izquierda) y la simulación tipo El Niño EXP2 (El Niño, derecha) para los cuatro trimestres del año



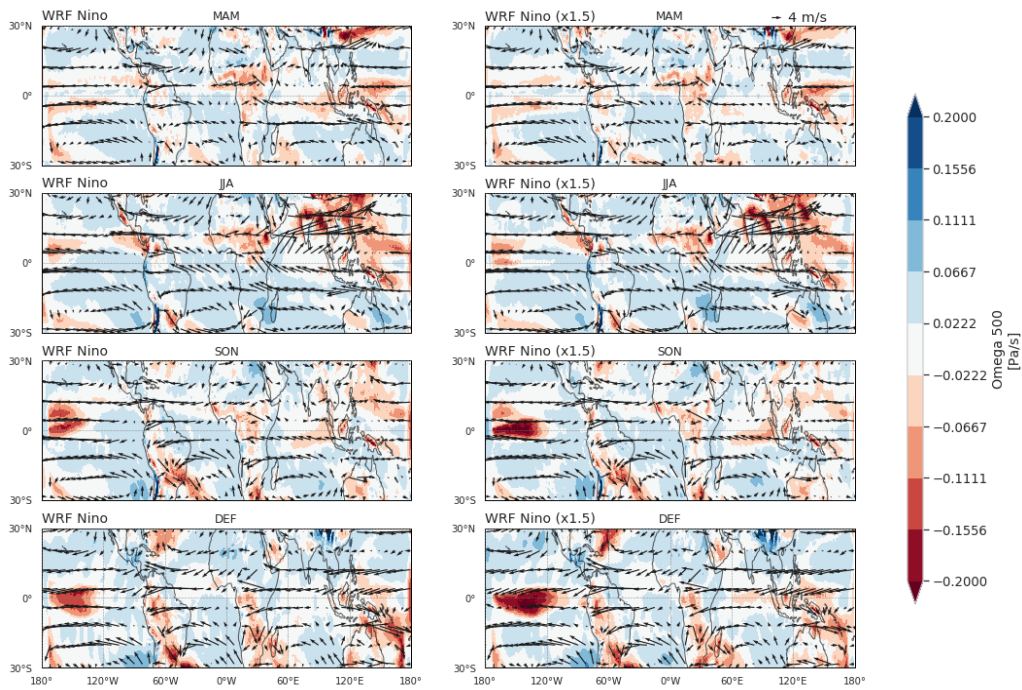
**Anexo 14.** Función de corriente de masa meridional promediada zonalmente (en kg/s) obtenida de la simulación CTRL (climatología, izquierda) y la simulación tipo El Niño EXP2 (El Niño, derecha) para los cuatro trimestres del año.



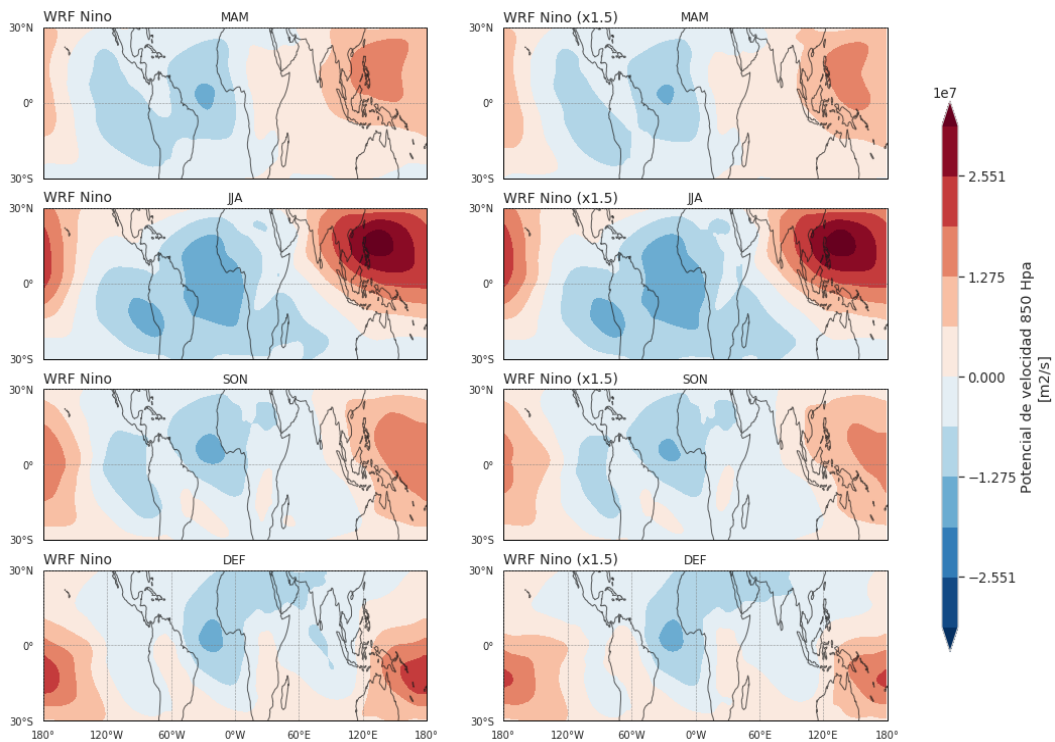
**Anexo 15.** Temperatura superficial del mar (en °C) obtenida de la simulación EXP2 (El Niño, izquierda) y la simulación tipo El Niño EXP3 (El Niño EXP3, derecha) para los cuatro trimestres del año



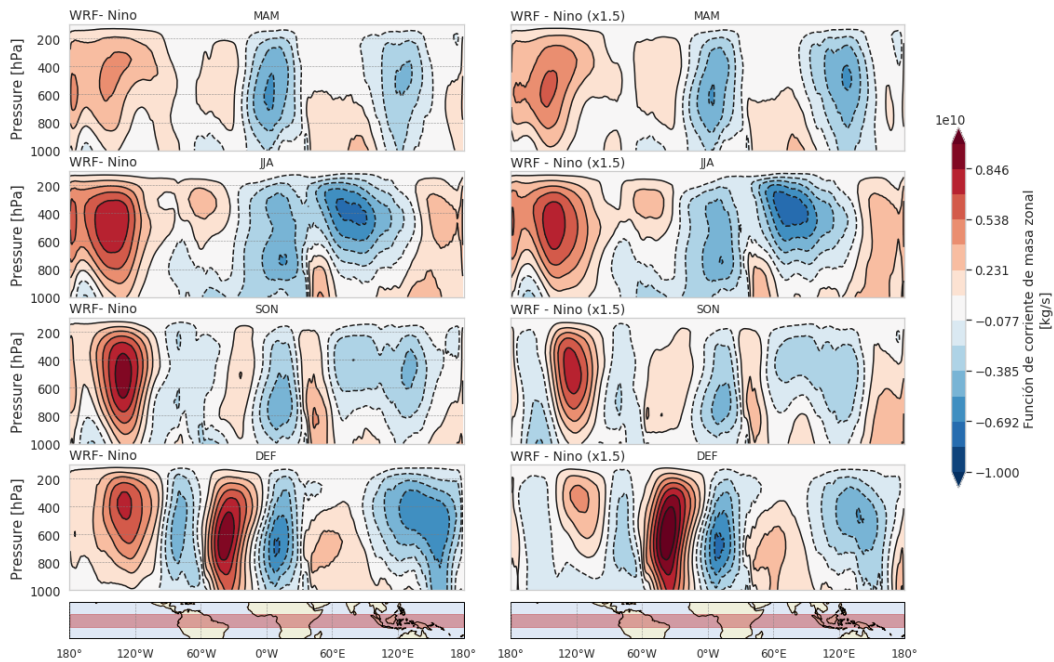
**Anexo 16.** Presión a nivel del mar (en hPa) obtenida de la simulación EXP2 (El Niño, izquierda) y la simulación tipo El Niño EXP3 (El Niño EXP3, derecha) para los cuatro trimestres del año.



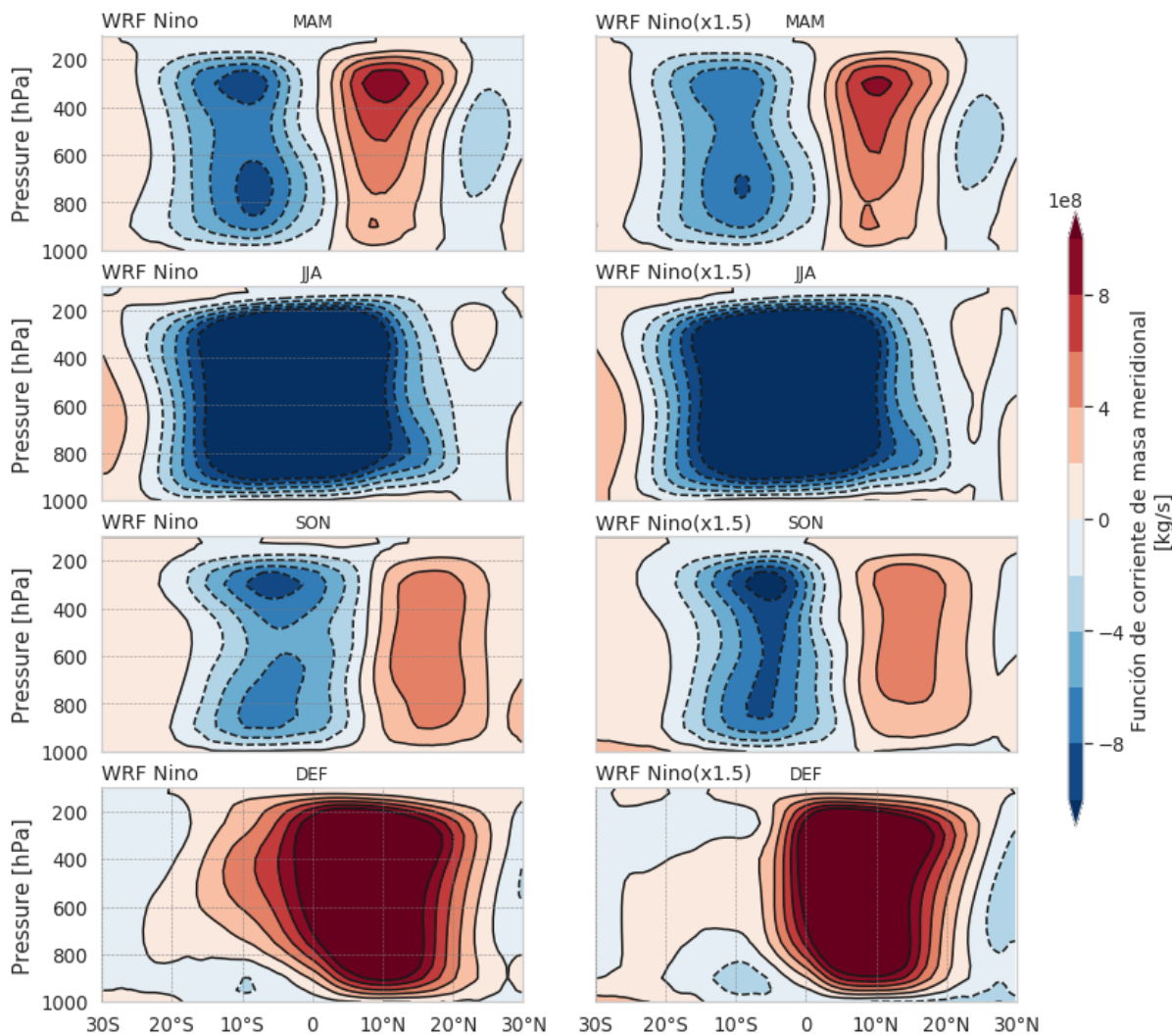
**Anexo 17.** Velocidad de presión a 500 hPa (en Pa/s) obtenida de la simulación EXP2 (El Niño, izquierda) y la simulación tipo El Niño EXP3 (El Niño EXP3, derecha) para los cuatro trimestres del año.



**Anexo 18.** Potencial de velocidad a 850 hPa (en m<sup>2</sup>/s) obtenida de la simulación EXP2 (El Niño, izquierda) y la simulación tipo El Niño EXP3 (El Niño EXP3, derecha) para los cuatro trimestres del año.



**Anexo 19.** Función de corriente de masa zonal promediada entre 5°N y 5°S (en kg/s) obtenida de la simulación EXP2 (El Niño, izquierda) y la simulación tipo El Niño EXP3 (El Niño EXP3, derecha) para los cuatro trimestres del año



**Anexo 20.** Función de corriente de masa meridional promediada zonalmente (en kg/s) obtenida de la simulación tipo El Niño EXP2 (El Niño, izquierda) y la simulación tipo El Niño EXP3 (El Niño EXP3, derecha) para los cuatro trimestres del año.