



Facultad de Ciencias
**Astronómicas
y Geofísicas**

UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PLATA

Tesis presentada para obtener el grado académico de
Licenciado en Meteorología y Ciencias de la Atmósfera

Evaluación de Modelos Regionales de CORDEX sobre el sur de Sudamérica: análisis de la circulación atmosférica asociada a eventos de precipitación extrema sobre la Cuenca del Plata.

Autora: María Eugenia Pérez de Mendiola

Directora: Dra. Josefina Blázquez

Co-Directora: Dra. Silvina Solman

La Plata, Febrero de 2021

AGRADECIMIENTOS

A mis directoras, Jose y Silvina, por la paciencia y dedicación.

A Raúl y Leandro, por la buena predisposición que mostraron siempre.

A mis compañeros, por alegrarme las cursadas y por los infaltables mates.

A mis amigos, por apoyarme en todo momento.

A mi familia, por tener siempre una palabra de aliento.

Y al Obser, por tantas anécdotas y por convertirse en mi segunda casa.

RESUMEN

En este trabajo de tesis se evaluó la capacidad de tres Modelos Climáticos Regionales de representar eventos de precipitación extrema sobre la porción sur de la Cuenca del Plata y su circulación atmosférica asociada, en la temporada cálida. El análisis se realizó sobre los períodos 1990-2010 a excepción de uno de los modelos, que fue analizado en el período 1989-2008. Los modelos utilizados pertenecen al proyecto CORDEX (COordinated Regional Downscaling Experiment). Se utilizaron las simulaciones forzadas con los reanálisis ERA-Interim. El comportamiento de las simulaciones fue comparado con el de la base de datos CPC para el caso de la precipitación y con los datos de reanálisis ERA-Interim para la circulación atmosférica.

La precipitación extrema fue definida en primer lugar como aquella que superó el percentil 95 en al menos 5 puntos de retícula contiguos. Posteriormente se realizaron composiciones de precipitación, promediando los campos en los días de precipitación extrema. Además, se analizaron la intensidad y la cantidad de días de precipitación. Algunos de estos parámetros, tales como el percentil 95 y la intensidad, mostraron gran dispersión entre los modelos en cuanto a la posición e intensidad de los máximos

Para estudiar los patrones sinópticos asociados a estos eventos, se realizaron composiciones de anomalía de altura geopotencial en 500 hPa, viento y advección de temperatura y humedad en 850 hPa. Se observó en general una buena correspondencia entre modelos y reanálisis en la representación de la posición de los máximos de estos parámetros, a excepción del viento meridional en 850 hPa, que mostró una extensión hacia el este en los campos simulados.

En términos generales se encontró que la situación sinóptica que acompaña a estos eventos de precipitación extrema está bien representada en las simulaciones, mientras que mayores diferencias se encontraron en la representación de la precipitación. Este resultado pareciera indicar que las discrepancias podrían deberse a las distintas parametrizaciones de la convección que cada modelo utiliza.

CONTENIDO

1	Introducción	5
2	Datos y metodología	8
2.1	Datos	8
2.1.1	Datos observados y de reanálisis	8
2.1.2	Modelos regionales	9
2.2	Metodología	10
3	Resultados	12
3.1	Eventos de precipitación extrema sobre la Cuenca del Plata	12
3.2	Circulación asociada a los eventos de precipitación extrema	14
3.3	Comparación de los MCR	20
3.3.1	Precipitación	20
3.3.2	Circulación asociada	29
4	Conclusiones	43
5	Referencias	45

1 INTRODUCCIÓN

La Cuenca del Plata (CP) es una de las cuencas más grandes del planeta, con un área de aproximadamente 3.1 millones de Km². Dentro de ella se encuentran numerosas grandes ciudades y las capitales de los cinco países que la componen: Argentina, Bolivia, Brasil, Uruguay y Paraguay. La población residente en la región supera los 110 millones de personas.

Entre las principales actividades económicas desarrolladas en la región, se destacan: la agricultura y ganadería, la industria y la producción de energía hidroeléctrica (CIC, 2016), muchas de ellas dependientes del agua. El total de actividades de la región genera aproximadamente el 70% del producto bruto nacional de los países que integran la cuenca (Mechoso et al. 2001).

Esta región está caracterizada como una de las regiones en el mundo con mayor frecuencia de ocurrencia de tormentas intensas asociadas a sistemas convectivos de mesoescala (MCS, por sus siglas en inglés) principalmente durante los meses de primavera y verano (Zipser et al. 2006). Se trata de un ensamble de tormentas individuales que interactúan entre sí, llevando al desarrollo de un sistema de duración prolongada y de mayor escala, llegando a abarcar un área del orden de los 100 Km² (Houze, 2004). Estos sistemas son capaces de producir precipitación intensa y eventos extremos, tales como granizo, inundaciones y vientos fuertes y potencialmente dañinos en superficie. Teniendo su mayor frecuencia de ocurrencia en primavera y verano (Salio et al. 2007), son responsables de aproximadamente el 70%-95% de la precipitación en la temporada cálida en la Cuenca del Plata (Rasmussen et al. 2016).

Estudios previos muestran que el desarrollo de los MCSs está fuertemente ligado a la presencia de la corriente en chorro de capas bajas de Sudamérica, que transporta aire cálido y húmedo desde la región del Amazonas hacia las planicies del sudeste de Sudamérica, generando condiciones ideales para el desarrollo de la convección (Salio et al. 2007). Por otro lado, Rasmussen y Houze (2016) encontraron que la cordillera de los Andes es de vital importancia para la iniciación de la convección y además encontraron que las Sierras de Córdoba constituyen un forzante orográfico clave para el desarrollo de estos sistemas de mesoescala.

El patrón sinóptico que suele acompañar a este tipo de fenómeno consiste en una vaguada de núcleo cálido en 850 hPa y una zona baroclínica localizada entre los 30° y 37° S al este de los Andes el día previo a la formación de los MCSs (Salio et al. 2007). Posteriormente, el día en que los sistemas se desarrollan, la zona baroclínica avanza hacia el noreste, mientras que la parte central y sur de Argentina experimenta una caída en el espesor 1000-500 hPa.

La precipitación extrema ha sido ampliamente estudiada sobre el Sudeste de Sudamérica (SESA) en los últimos años y diversos estudios coinciden en que en las últimas décadas ha aumentado sobre la región. Por ejemplo, Re y Barros (2009) analizaron la tendencia de precipitación extrema para el período 1959-2002 a partir de datos de estaciones meteorológicas. Regionalizando el análisis, encuentran tendencias positivas significativas en la mayoría de los casos. Penalba y Robledo (2010) estudiaron la tendencia de la frecuencia de precipitación diaria usando también datos de estaciones, para el período 1961-2000. Observaron un incremento en las frecuencias anuales en el verano, otoño y primavera, mientras que las tendencias en invierno fueron en su mayoría negativas. Por otro lado, Skansi et al. (2013), analizaron los cambios de diversos índices relacionados con la precipitación, tanto para estaciones individuales como para promedios regionales. Encuentran señales de aumentos de cantidad de precipitación e intensidad para el período 1950-2010.

Según el IPCC (2013), el calentamiento global podría ser uno de los principales responsables de estos incrementos en la precipitación extrema. Una posible explicación a esto es que, de acuerdo con la ecuación de Clausius–Clapeyron, una atmósfera más cálida es capaz de contener más vapor de agua (Karl Tr y Trenberth 2003).

Además, diversos estudios indican que estas tendencias positivas en la precipitación extrema se mantendrían en el futuro. Por ejemplo, Sörensson et al. (2010) y Barros et al. (2013) analizaron los cambios de precipitación proyectados para escenarios futuros de cambio climático sobre Sudamérica y la CP, respectivamente. Encontraron que bajo el escenario de emisión A1B, es decir, un escenario intermedio, la probabilidad de experimentar eventos de precipitación extrema se incrementa sobre la CP hacia fin de siglo. Blázquez y Solman (2020) analizan simulaciones bajo el escenario de concentración de gases de efecto invernadero RCP4.5 sobre Sudamérica para finales del

siglo. Para los subtrópicos, la mayoría de las simulaciones coinciden en mostrar un aumento en la ocurrencia de eventos extremos de precipitación.

Actualmente una de las herramientas más utilizadas para simular el clima del futuro son los modelos climáticos. En particular para el estudio de la precipitación extrema, los Modelos Climáticos Globales (MCG), debido a la capacidad de cómputo limitada por la tecnología actual, no poseen una resolución lo suficientemente alta como para representar adecuadamente todos los forzantes locales que pueden conducir a la formación de fenómenos extremos (Solman y Blazquez, 2019). Una estrategia utilizada para resolver este problema es el “downscaling” (reducción de escala) utilizando Modelos Climáticos Regionales (MCR) de mayor resolución y menor dominio, conducidos generalmente por un MCG que proporciona las condiciones de borde (Giorgi et al. 2009). A pesar de la mayor resolución de los MCR, existen aún algunos procesos que no pueden ser resueltos explícitamente y deben ser parametrizados (Jones et al. 2003). Entre ellos, la convección, si se utilizan resoluciones menores a 10 Km. Incluso en modelos con convección permitida, las parametrizaciones siguen estando presentes para representar otros procesos (Prein et. al. 2015).

Previamente a la utilización de modelos en algún estudio o de forma operativa es necesario primero evaluarlos, para conocer los errores y aciertos en su representación de la atmósfera. Existen diversos trabajos en la literatura donde se utilizan MCG o MCR para evaluar el clima presente de una región (Giorgi et al 2009; Blazquez y Nuñez 2013; Solman et. al. 2013; Asadieh y Krakauer 2015; Solman et al. 2016; Zaninelli et al. 2018; Blazquez and Solman 2018, entre otros). Recientemente Solman y Blazquez (2019) encontraron que los MCR agregan valor respecto a su MCG conducente en la representación de la precipitación extrema, quizá debido a su mayor resolución, la cual les permite representar mejor las heterogeneidades del terreno que muchas veces actúan como forzantes de la circulación en mayor escala.

En un trabajo reciente Bettolli et al. (2021) evaluaron el desempeño para representar eventos de precipitación extrema diaria sobre el sudeste de Sudamérica de diferentes MCR a distintas resoluciones, entre ellas un experimento con convección permitida. Encontraron que la representación de la precipitación en períodos mayores al subdiario no necesariamente se beneficia con un aumento en la resolución. El valor agregado de

los experimentos con convección permitida comienza a ser evidente en escalas menores a las subdiarias.

La mejor representación que trae el aumento de resolución debe ser balanceada con la mayor exigencia computacional que esta implica. La elección de una resolución u otra dependerá de los recursos con los que se cuente y la aplicación que se quiera dar a los resultados simulados (Prein et. al. 2015).

Debido al potencial destructivo que poseen los eventos de precipitación extrema, a la probabilidad que existe de que su frecuencia e intensidad se incrementen en un futuro (Vera et al. 2006; Junquas et al. 2011) y a la importancia socioeconómica de la CP, es de suma importancia contar con herramientas que permitan estudiar su evolución e impacto.

Por lo mencionado anteriormente, el objetivo de este trabajo de tesis es evaluar la capacidad de tres MCR en representar eventos de precipitación extrema sobre el sector sur de la CP y sus patrones sinópticos asociados, comparando campos que representan a las observaciones con simulados en un período de 20 años.

2 DATOS Y METODOLOGÍA

2.1 DATOS

2.1.1 Datos observados y de reanálisis

Para el análisis de los eventos de precipitación extrema y su circulación asociada se utilizaron las siguientes bases de datos:

- *Unified Gauge-Based Analysis of Global Daily Precipitation (CPC)*: datos grillados de precipitación acumulada diaria para el período 1990-2010, con una resolución de $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$. Estos datos se obtienen mediante la interpolación de datos pluviométricos recolectados en estaciones meteorológicas y el ajuste por efectos topográficos. Están disponibles sólo sobre zonas continentales (Xie et al. 2007; Chen et al. 2008). Si bien no son estrictamente observaciones provenientes de estaciones meteorológicas de manera directa, serán llamados observaciones de aquí en adelante.

- Datos de reanálisis ERA-Interim del *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF)*, para el período 1990-2010. Se trata de una base global de datos grillados horizontal de 0.75° x 0.75° y de hasta 60 niveles en la vertical. Para el análisis de la situación sinóptica se utilizaron datos cuatridiarios de velocidad del viento, humedad específica y temperatura en el nivel de 850 hPa y geopotencial en el nivel de 500 hPa (Dee et al. 2011). Si bien los datos se encuentran originalmente en una retícula de 0.75°x0.75°, se decidió trabajar con la resolución de 0.5°x0.5°, alcanzada mediante un interpolado (Datos disponibles en <https://apps.ecmwf.int/datasets/data/interim-full-daily/levtype=sfc/>), para poder realizar una adecuada comparación con los MCR. Por la misma razón, los datos cuatridiarios fueron promediados para obtener un solo valor diario.

2.1.2 Modelos regionales

Los tres modelos analizados en este estudio pertenecen al proyecto CORDEX (COordinated Regional Climate Downscaling Experiment, <https://cordex.org/>), (Giorgi et al. 2009), y se listan en la Tabla 1. El principal objetivo de este proyecto es proveer un marco de trabajo común que permita una mejor intercomparación de resultados. Como parte de este marco de trabajo, existen catorce dominios oficiales sobre los que se llevan a cabo simulaciones. El correspondiente a Sudamérica, y sobre el que se realizaron las simulaciones utilizadas en este trabajo, abarca la totalidad del subcontinente y presenta las fronteras este y oeste sobre los océanos.

Modelo	Resolución	Período	Referencia
HadRM3P	0.44°	1990-2010	Jones et al. (2003)
WRF	0.44°	1990-2010	Skamarock et al. (2008)
REMO	0.44°	1989-2008	Jacob et al. (2012)

Tabla 1: MCR utilizados

Modelo	Convección	Microfísica	Capa límite Planetaria	Modelo de suelo
REMO	Tiedtke (1989)	Lohmann and Roeckner (1996)	Louis (1979)	Hagemann (2002)
WRF	GRELL - 3D (Grell y Devenyi, 2002)	WSM6 (Hong y Lim 2006)	Mellor-Yamada-Janjic (Mesinger, 1983)	Noah (Tewari, 2004)

Tabla 2: Parametrizaciones utilizadas por los RCMs.

Todos los modelos fueron forzados usando los datos de reanálisis Era-Interim del ECMWF de $0.75^{\circ} \times 0.75^{\circ}$ de resolución, por lo que se utilizaron los experimentos de evaluación de la base de datos de CORDEX. La selección de los modelos se realizó de acuerdo a la disponibilidad dentro de la base de datos al comenzar este trabajo de tesis, siendo los seleccionados los únicos modelos alimentados con ERA-Interim que se encontraban disponibles en ese momento. En la Tabla 2 se listan algunas de las parametrizaciones utilizadas por los modelos REMO y WRF. Para el modelo HadRM3P la información de las parametrizaciones utilizadas no está disponible.

A pesar de que su resolución original era de $0.44^{\circ} \times 0.44^{\circ}$, los datos de los modelos con los que se trabajó en esta tesis se llevaron a una resolución de $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$, para una mejor comparación con los datos observados. Esto se realizó mediante un interpolado ponderado por distancia inversa, utilizando cuatro valores vecinos y un exponente igual a uno (Rossi y Deutsch 2013).

Se trabajó con datos diarios de precipitación y de velocidad del viento, humedad específica, temperatura y geopotencial en los niveles de 850 y 500 hPa.

2.2 METODOLOGÍA

El dominio elegido para analizar los eventos de precipitación extrema se muestra en la Figura 1. El mismo está comprendido entre los 64° O y 51° O y entre los 25° S y 38° S y abarca la porción sur de la CP.

El análisis se centró en la temporada cálida, por ser la que mayor frecuencia de eventos de precipitación extrema presenta en la región de estudio (Zipser et al. 2006). Las estaciones fueron consideradas de la siguiente manera: primavera (octubre, noviembre y diciembre, de ahora en más llamado OND) y verano (enero, febrero, marzo, de ahora en adelante llamado EFM).

Se trabajó con datos diarios y se definió, para cada punto de retícula, como día de precipitación a aquellos que tuvieran un registro mayor a 1 mm y, sobre éstos, se calculó el percentil 95. Para considerar los días de precipitación extrema primero se retuvieron aquellos que presentaran algún punto de retícula con registros superiores a su percentil 95. Luego, para descartar aquellos eventos de menor extensión espacial, se pidió además que esa misma condición fuera satisfecha en al menos 4 puntos circundantes contiguos. Siguiendo este criterio se establecieron los días de precipitación extrema, tanto para las observaciones como para cada uno de los modelos y con ellos se realizaron composiciones de precipitación, promediando los campos pertenecientes a esos días.

Para el análisis de la situación sinóptica asociada se calcularon composiciones de: anomalías de altura geopotencial en 500 hPa (calculadas respecto a la media de la estación para el período de estudio) y viento, advección de temperatura y humedad específica en 850 hPa. Se realizaron tanto para los días de precipitación extrema como para los dos días previos. Luego se realizó el cálculo de diagramas de Taylor para algunos campos de interés. En este tipo de diagrama, los coeficientes de correlación, el error cuadrático medio y las desviaciones estándar de dos patrones, uno de los cuales es considerado como referencia, son indicadas por un único punto en un diagrama 2-D (Taylor 2001). Los patrones utilizados como referencia fueron los correspondientes a CPC o ERA-Interim, según el caso. Para realizar esto último, en los casos de los datos de Era-Interim, cuyas retículas estaban desfasadas respecto a las de los modelos, se realizó una interpolación bilineal (Kirkland 2010).

Para completar el análisis, se calculó además en cada punto de retícula, la cantidad de días de precipitación, contabilizando la cantidad de registros superiores a 1mm, y la frecuencia con la que los modelos superan el percentil 95 de las observaciones. Se analizó además la intensidad de la precipitación extrema, considerada como el

acumulado de precipitación por encima del percentil 95, dividido por la cantidad de días que le tomó caer, para cada punto de retícula.

Todos los cálculos fueron realizados a través del software R. Los gráficos fueron confeccionados con el programa GrADS (Grid Analysis and Display System) a excepción de los diagramas de Taylor, realizados también con R.

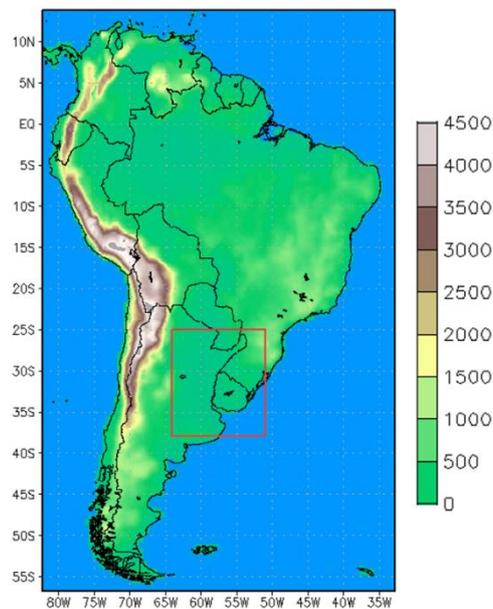


Figura 1: Mapa topográfico de Sudamérica [m]. El dominio correspondiente a la CP se encuentra indicado en contorno rojo.

3 RESULTADOS

3.1 EVENTOS DE PRECIPITACIÓN EXTREMA SOBRE LA CUENCA DEL

PLATA

A fin de caracterizar la precipitación extrema observada sobre la CP se muestran en la Figura 2: el percentil 95 de la precipitación, calculado sobre los días de lluvia (Figura 2 a), la cantidad de días con precipitación mayor a 1 mm (Figura 2 b), la intensidad de la precipitación extrema (Figura 2 c) y la composición de la precipitación extrema (promedio de los días en los que al menos en 5 puntos de retículas contiguos se detectó precipitación extrema) (Figura 2 d), para la primavera. En la Figura 3 se muestran los mismos campos calculados para el verano.

En cuanto al percentil 95, puede observarse un máximo disperso sobre el noreste (NE) argentino, con valores cercanos a 55 mm y máximos locales de 65 mm caídos en un día. Se encuentra más desplazado al este en primavera. Es importante recordar que estos datos provienen de una interpolación de medidas obtenidas en estaciones de superficie y que, como toda interpolación, tiene sus limitaciones y tiende a perder representatividad en puntos alejados de las mediciones. De hecho, si se realiza una comparación con la posición de las estaciones utilizadas por la base de datos del CPC, disponibles en Chen et al. (2008), puede verse como la mayoría de los máximos de apariencia aislada presentes en los mapas de percentil 95 coinciden en posición con alguna estación. Es probable entonces que los máximos reales tengan una extensión mayor que la mostrada por CPC. Además, discrepancias entre bases de datos de precipitación fueron notadas por Bettolli et al. (2020) y Lavin-Gullon et al. (2021) en el sudeste de Sudamérica (SESA), de manera que existe una incertidumbre asociada a las observaciones en la región de estudio.

En las Figuras 2b y 3b puede observarse como la precipitación mayor a 1 mm es más frecuente sobre en NE del dominio, en ambas estaciones. Los valores máximos son cercanos al 14% de los días del año en primavera y al 16% en verano, es decir, alrededor de 51 días de precipitación en primavera y 58 en verano.

Por otro lado, en la composición de precipitación (Figuras 2d y 3d) se observan valores mayores en primavera que en verano. El máximo se localiza aproximadamente sobre la provincia de Corrientes en verano y sobre la de Misiones en primavera. Para ambas estaciones, este máximo se encuentra un poco desplazado hacia el este respecto al percentil 95. Esto podría deberse a que la composición fue calculada promediando todos los campos correspondientes a los días en los que 5 puntos de retícula contiguos tienen precipitación extrema, por lo que, no toda la precipitación excede necesariamente el percentil 95 en todo el dominio.

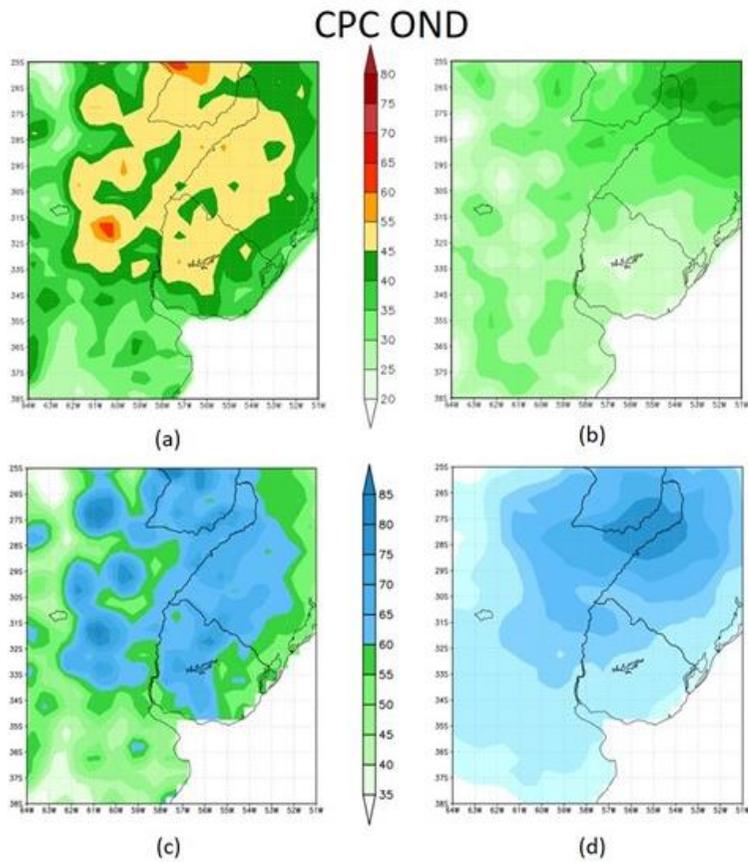


Figura 2: Campos de precipitación de CPC para la primavera: a) percentil 95 [mm], b) cantidad de días de precipitación mayor a 1 mm (en porcentaje de días del año), c) intensidad [mm/día] de la precipitación extrema, d) composición [mm] de días con precipitación extrema.

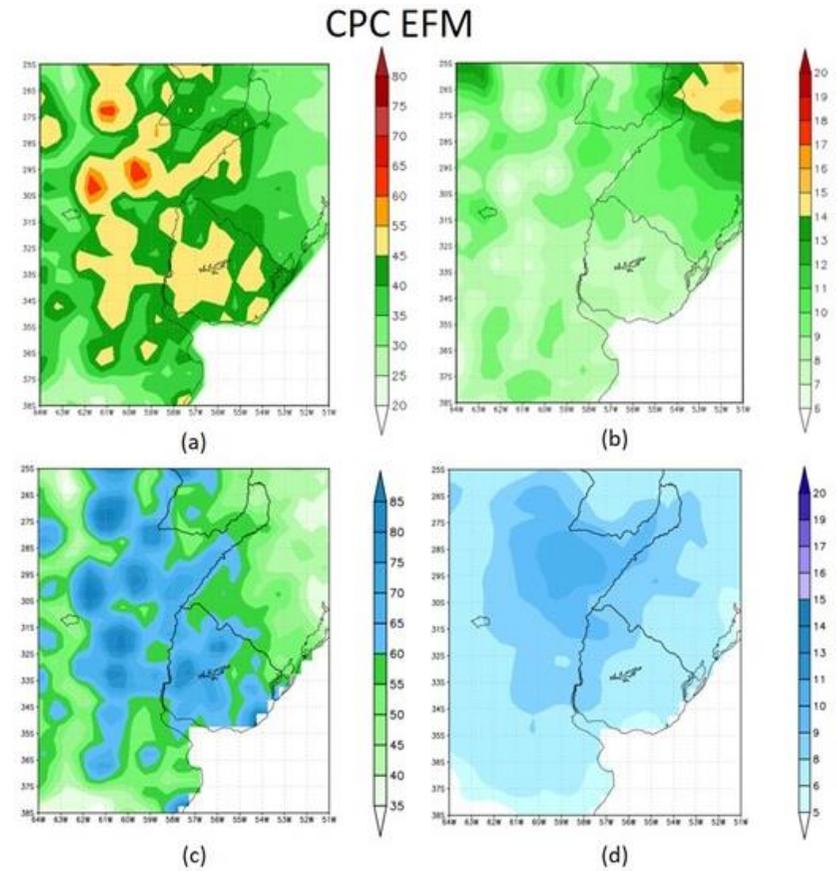


Figura 3: Idem Figura 2, para el verano

Puede que, en el mismo día en que se produjo precipitación extrema en una parte del dominio, se haya registrado precipitación no extrema en otra. La influencia de esta precipitación no extrema podría ser la que desplaza el máximo. Esto es consistente con lo que se observa en las Figs. 2 y 3 b, ya que es más probable encontrar la mayor cantidad de días de precipitación al NE del dominio. Se realizaron también estas composiciones con los datos de precipitación de ERA-Interim (no se muestra) y se observó que presentaron un comportamiento muy diferente al de CPC. Por esta razón la precipitación del reanálisis no fue considerada para la comparación con los modelos.

Complementariamente se muestra en las Figuras 2c y 3c la intensidad de la precipitación extrema, computada como el acumulado de precipitación mayor al percentil 95 en cada punto de retícula, dividido por la cantidad de días en que se registró dicha precipitación. A diferencia de las composiciones, estas figuras sólo incluyen información sobre la precipitación extrema. Puede verse como tienen una distribución espacial muy similar al del percentil 95. En verano tiende a haber eventos de precipitación extrema más intensos, aunque los máximos de intensidad abarcan un área menor que en primavera.

3.2 CIRCULACIÓN ATMOSFÉRICA ASOCIADA A LOS EVENTOS DE PRECIPITACIÓN EXTREMA

Con el objetivo de caracterizar el patrón sinóptico relacionado con los eventos de precipitación extrema se muestran en las Figuras 4 a 11 las composiciones y composiciones desfasadas de la anomalía de altura geopotencial en 500 hPa, del viento, y de las advecciones de temperatura y humedad en 850 hPa representadas por ERA-Interim, tanto para la primavera como para el verano.

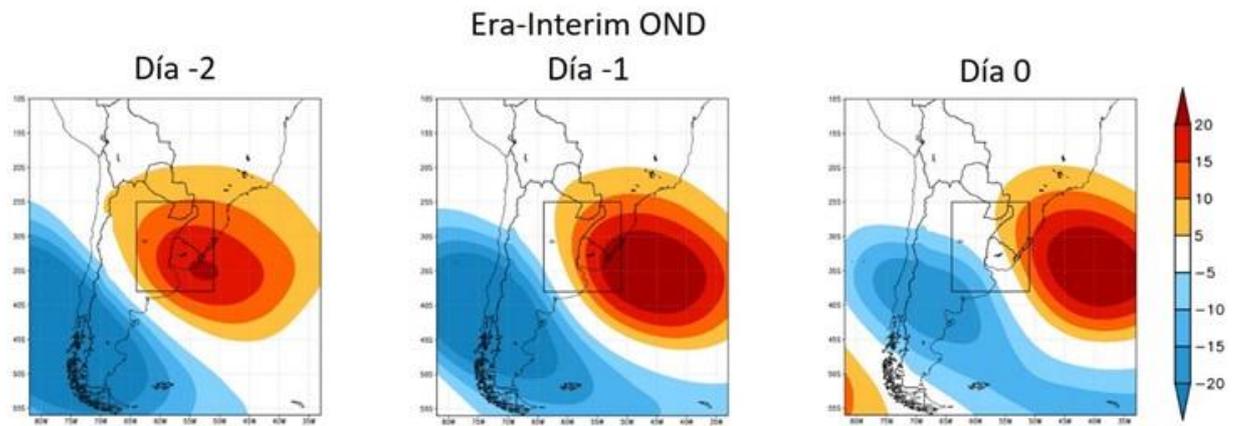


Figura 4: Anomalías de altura geopotencial [mgp] en 500 hPa de los reanálisis Era-Interim asociadas con la ocurrencia de eventos de precipitación extrema en la CP, desde dos días antes hasta la ocurrencia del evento, para la primavera. El dominio correspondiente a la CP se encuentra indicado con contorno negro.

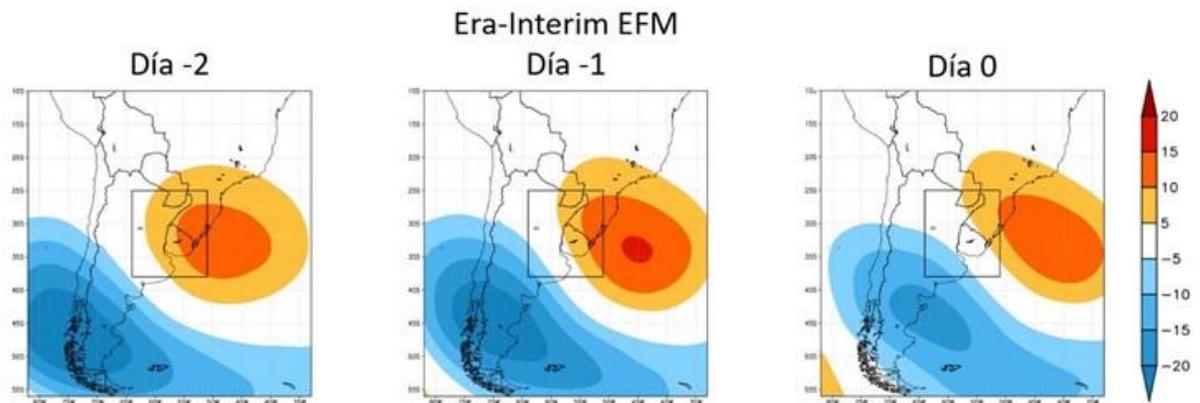


Figura 5: Ídem Figura 4, para el verano.

En las Figuras 4 y 5, el rasgo predominante es un dipolo de anomalías positivas y negativas de altura geopotencial, que se corresponde con una delantera de vaguada (no mostrado) avanzando sobre la CP, más intensa en primavera que en verano. Esta configuración genera ascensos y es favorable para el desarrollo de convección sobre la CP. La posición y forma de estos sistemas es muy similar a las encontradas por Rasmussen y Houze (2016), quienes analizaron la circulación asociada a los MCSs de núcleo convectivo amplio en el verano utilizando datos de reanálisis del National Center for Environmental Prediction–National Center for Atmospheric Research (NCEP–NCAR) con una resolución horizontal de $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$.

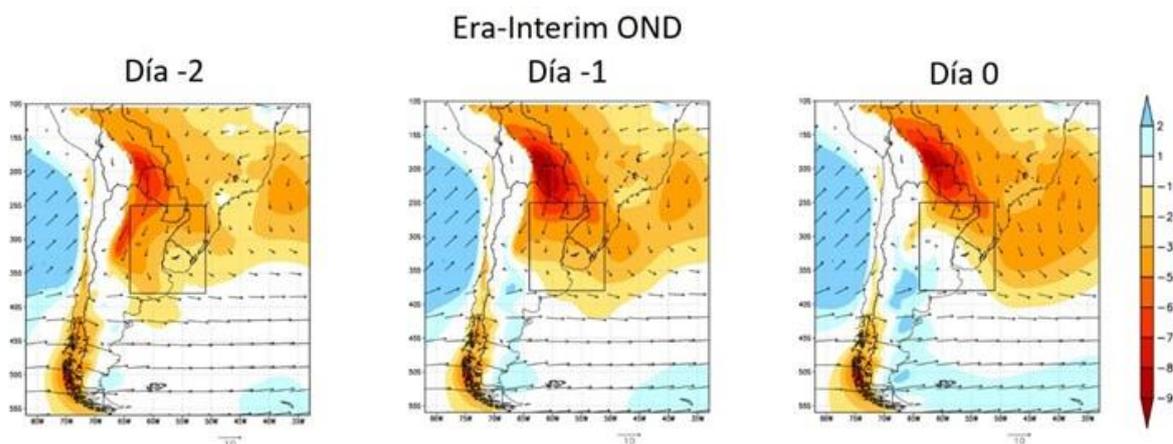


Figura 6: Composición de viento (vectores) y su componente meridional (sombreado) [m/s] en 850 hPa de los reanálisis Era-Interim asociados con eventos de precipitación extrema en la CP, desde dos días antes hasta la ocurrencia del evento, para la primavera. Las alturas mayores a 1500 m se encuentran enmascaradas. El dominio correspondiente a la CP se encuentra indicado con contorno negro.

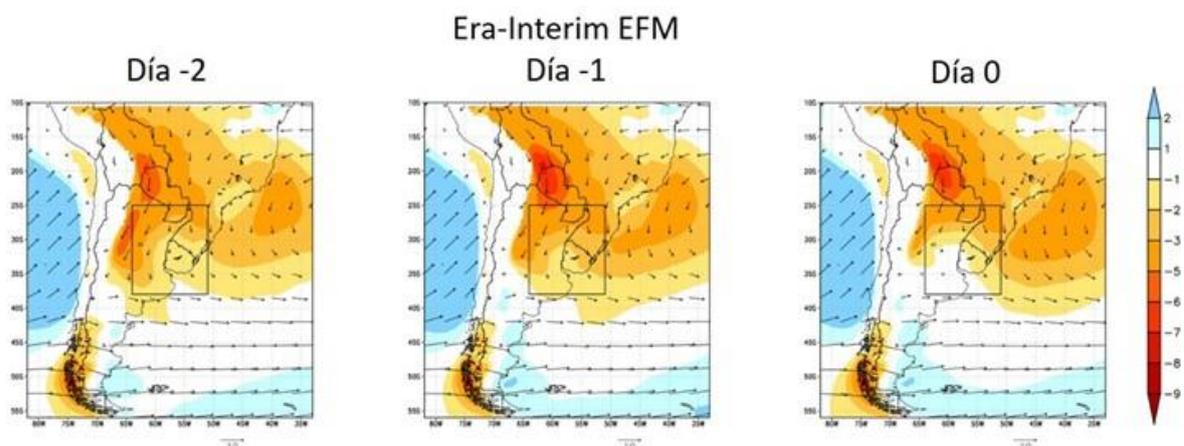


Figura 7: Ídem Figura 6, para el verano.

Desde dos días antes de la ocurrencia del evento de precipitación extrema puede apreciarse la presencia de un máximo de viento meridional al este de la Cordillera de los Andes, aproximadamente a los 20° de latitud sur, asociado a la corriente en chorro de capas bajas (Figuras 6 y 7). Éste máximo alcanza su mayor intensidad un día antes del evento y muestra mayores magnitudes en primavera que en verano. Asimismo, en primavera el máximo de viento se encuentra más extendido hacia el este, coincidiendo con el comportamiento de la precipitación extrema. La posición e intensidad de este máximo de viento difiere un poco de las encontradas por Rasmussen y Houze (2016), pero esto podría deberse a diferencias en los dominios utilizados y los meses considerados. También a diferencias en los datos de reanálisis empleados, ya que la

resolución de los mismos puede afectar fuertemente la representación del jet de capas bajas (Montini 2017).

Asociadas a este flujo del norte pueden observarse advecciones positivas de temperatura y humedad sobre la CP (Figuras 8 a 11). Éstas invierten su signo el día del evento, probablemente debido a la proximidad de un frente frío (Garreaud 2000). Nuevamente, las mayores magnitudes se observan en primavera, consistentemente con el resto de las variables analizadas hasta el momento.

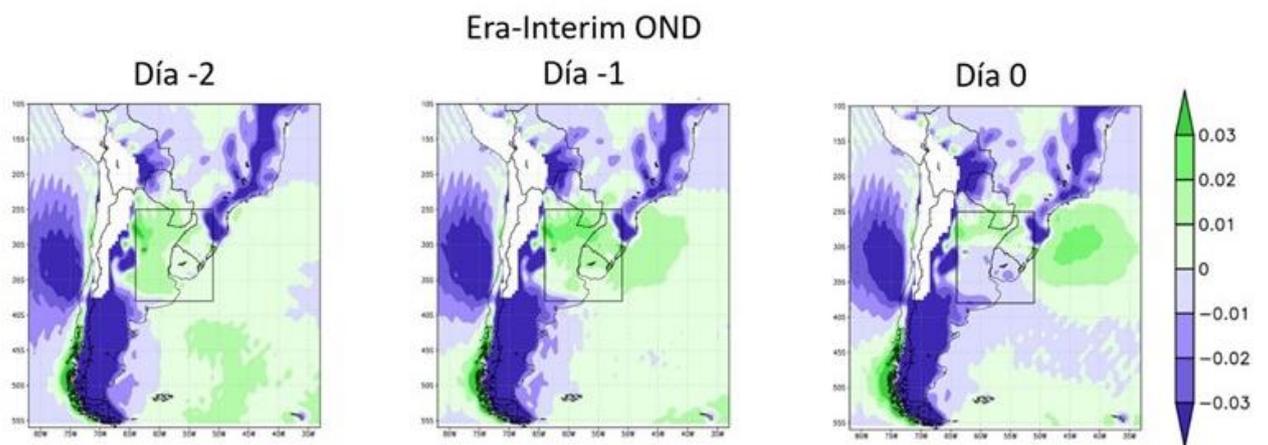


Figura 8: Composición de advección de temperatura [$^{\circ}\text{C/s} \times 10^{-3}$] en 850 hPa de Era-Interim asociada con eventos de precipitación extrema en la CP, desde dos días antes hasta la ocurrencia del evento, para la primavera. El dominio correspondiente a la CP se encuentra indicado con contorno negro. Las alturas mayores a 1500 m se encuentran enmascaradas.

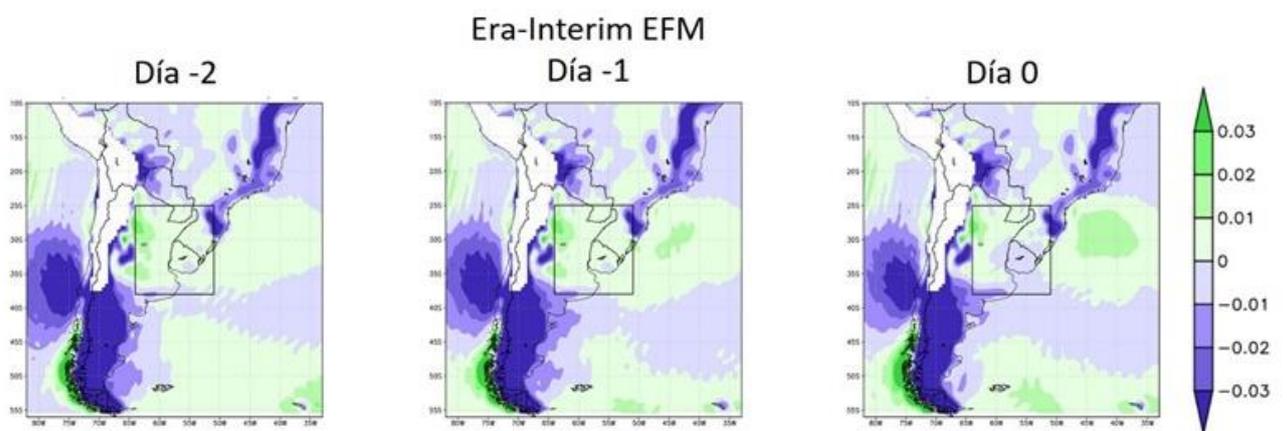


Figura 9: Ídem Figura 8, para el verano

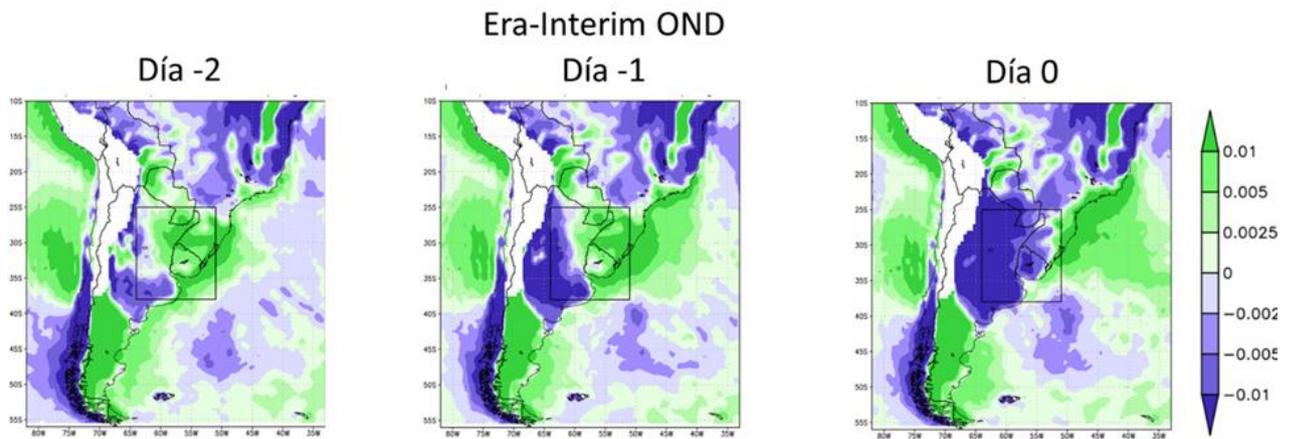


Figura 10: Ídem Figura 8, para la advección de humedad específica [seg^{-1}].

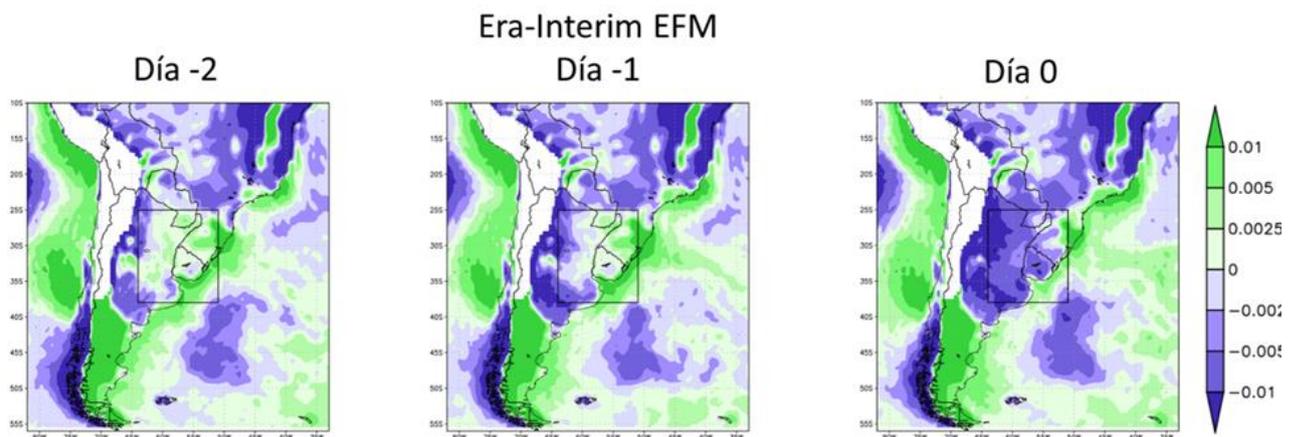


Figura 11: Ídem Figura 10, para el verano.

De los campos anteriores también puede obtenerse información sobre la convergencia de flujo de humedad. Esto resulta útil ya que Lavin-Gullon et. al. (2021) encuentran que la convergencia de flujo de humedad integrada verticalmente tiene una fuerte correspondencia con la caída de precipitación posterior. En este caso, no se computó la variable integrada verticalmente, debido a que los datos de MCR necesarios para el cálculo sólo se encontraban disponibles en 850 hPa, por lo que se tuvo en cuenta sólo este nivel para la comparación de los reanálisis ERA-Interim con los MCR. Por otro lado, al calcular la convergencia del flujo de humedad en 850 hPa se observó que era una variable sumamente ruidosa, por lo que se analizó esta variable a través de los términos de divergencia y advectivo. Para ello se tuvo en cuenta la siguiente ecuación:

$$\nabla(q\vec{V}) = q\nabla\cdot\vec{V} + \vec{V}\cdot\nabla q \quad (1)$$

donde q es la humedad específica del aire, $q\vec{V}$ es el flujo de humedad, $\nabla \cdot \vec{V}$ es la divergencia del viento y $\vec{V} \cdot \nabla q$ es el término advectivo.

A la salida del jet de capas bajas, en el sector norte y centro de la CP, la desaceleración del viento genera convergencia (Figuras 6 y 7), con lo cual el primer término de (1) resulta negativo. Por otro lado, se encuentran advecciones positivas de humedad en ese mismo sector (Figuras 10 y 11), con lo que el segundo término de (1) es negativo también, resultando en convergencia del flujo de humedad en la región.

La posición del máximo del percentil 95 (Figuras 2a y 3a) coincide en términos generales con la región de máxima desaceleración del viento un día antes de los eventos extremos (Figuras 6 y 7), mostrando ambos un desplazamiento al este en primavera. La advección positiva de humedad, ingrediente necesario para la convección, es observada en la región los días previos, siendo máxima dos días antes del evento (Figuras 10 y 11).

Algo a destacar es que en todos los campos promediados se observó una mayor intensidad en primavera. Esto se ve reflejado también en la composición de días con precipitación extrema.

Otro aspecto a resaltar es el corrimiento hacia el este de los máximos de precipitación en primavera, que se corresponde con el comportamiento del máximo de viento meridional en 850 hPa.

3.3 COMPARACIÓN DE LOS MCR CON DATOS DE CPC Y REANÁLISIS

3.3.1 Precipitación

Para analizar cómo representan la precipitación extrema los MCRs, se muestran en las Figuras 12 y 13 el percentil 95, tanto de los modelos como de las observaciones, para ambas estaciones. Los modelos muestran en general el máximo desplazado hacia el sur en verano y hacia el este en primavera respecto al de las observaciones. El modelo REMO sobreestima notablemente los valores máximos, mientras que HadRM3P y WRF tienden a subestimarlos. El modelo HadRM3P muestra una extensión espacial del máximo menor que las observaciones y los demás modelos, sobre todo en verano. REMO y HadRM3P muestran valores mayores en primavera, mientras que WRF presenta valores similares en ambas estaciones, al igual que las observaciones.

Es importante recordar, sin embargo, que las comparaciones se realizaron con una base de datos de precipitación proveniente de una interpolación de estaciones de superficie, y por lo tanto existe una incertidumbre en su capacidad de representar correctamente este tipo de eventos (Bettolli et al. 2020; Lavin-Gullon et al. 2021).

En las Figuras 14 y 15 se muestran las composiciones de precipitación obtenidas para ambas estaciones. Se observa que, tanto en las observaciones como en los modelos, la precipitación es mayor en primavera que en verano, coincidiendo con lo hallado por Rasmussen et al. (2016), quienes analizan la contribución a la precipitación de distintos tipos de MCSs en Sudamérica a partir de información satelital. A pesar de las diferencias advertidas en el percentil 95 se observa que, en general, los modelos muestran una buena correspondencia con los valores mostrados por CPC, pero muestran los máximos desplazados hacia el este y, en general, los valores de precipitación son sobreestimados. La posición del máximo es representada en una posición muy similar por todos los modelos. Recordar que las composiciones son promedios de los campos en los días de precipitación extrema, y pueden incluir valores menores al percentil 95 en algunos puntos de retícula.

Mientras que las observaciones muestran el máximo del percentil 95 y el máximo de la composición en posiciones relativamente similares, los modelos tienden a representarlos en posiciones mucho más alejadas entre sí. Esto es más notorio en verano.

En cuanto a la intensidad de la precipitación extrema mostrada en las Figuras 16 y 17, cada modelo muestra un comportamiento similar al de su percentil 95, al igual que las observaciones. Se destaca como el modelo REMO muestra una intensidad de precipitación extrema mucho mayor que la de los demás modelos y las observaciones. Sin embargo, esta sobreestimación no está presente en la intensidad de la precipitación mayor a 1 mm (no se muestra).

En las Figuras 18 y 19 se muestra la frecuencia con que la precipitación de los modelos supera el percentil 95 de las observaciones, como porcentaje de los días de precipitación mayor a 1 mm de CPC. Si la representación de la precipitación de los modelos fuera exactamente igual a la de CPC, se esperaría que las figuras mostraran un campo

uniforme con un valor de 5%. Entonces, para una mejor visualización, se restó esta cantidad, de modo que valores positivos corresponden a una sobreestimación de la cantidad de eventos extremos, mientras que los negativos a una subestimación. Se observa que los modelos WRF y HadRM3P tienden a subestimar la frecuencia de eventos extremos en los sectores norte y oeste del dominio. El modelo REMO sobreestima sobre la mayor parte del dominio, pero particularmente hacia el NE de la CP donde también sobreestima el WRF. Esto es consistente con el comportamiento del percentil 95, que muestra mayores valores hacia el NE que las observaciones en ambos modelos.

Las Figuras 20 y 21 muestran la cantidad de días de precipitación mayor a 1 mm, tanto para los modelos como para las observaciones. Todos los modelos representan correctamente la ubicación del máximo, pero el HadRM3P sobreestima los valores en verano, y el WRF en ambas estaciones. Puede verse además como el modelo REMO presenta un mínimo de frecuencia en el centro del dominio. En conjunto con la sobreestimación de la frecuencia de eventos extremos, se podría sugerir que el modelo REMO suele simular menor cantidad de eventos de precipitación, pero más abundante. Esto podría explicar los valores tan altos de percentil 95 e intensidad de precipitación extrema observados en las Figs. 12 y 13 y 16 y 17 respectivamente.

Por último, se puede mencionar que los modelos se muestran generalmente de acuerdo con CPC en cuanto a la estación en la que presentan los máximos de todas las variables. Por ejemplo, los modelos y el CPC coinciden en mostrar los máximos de intensidad de precipitación extrema en verano y el máximo de las composiciones de los días con precipitación extrema en primavera.

Con el objetivo de cuantificar las similitudes y diferencias entre modelos y observaciones, se realizaron diagramas de Taylor (Taylor 2001) para las composiciones de los días con precipitación extrema sobre la CP. Nuevamente, recordar que por lo mencionado anteriormente las composiciones pueden incluir registros de precipitación no extrema, al ser promedios de campos diarios abarcando todo el dominio. Los diagramas se muestran en la Figura 22.

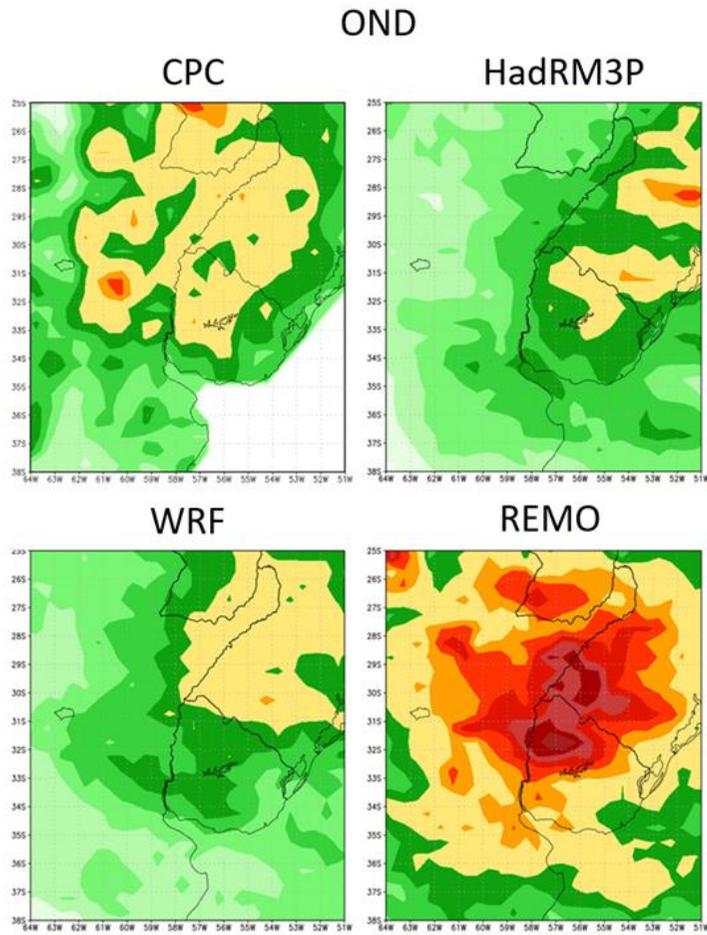


Figura 12: percentil 95 [mm] de los días de precipitación de las observaciones (CPC) y los modelos, para la primavera

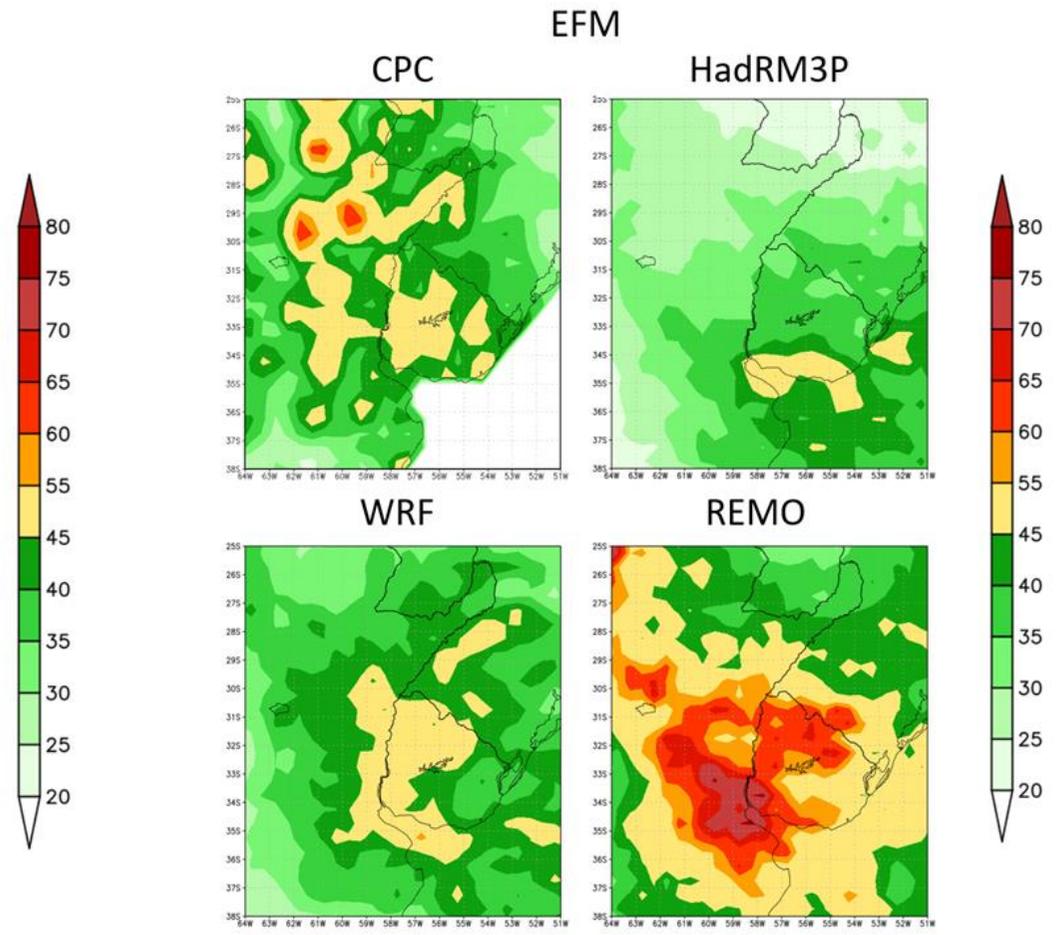


Figura 13: ídem Figura 12, para el verano.

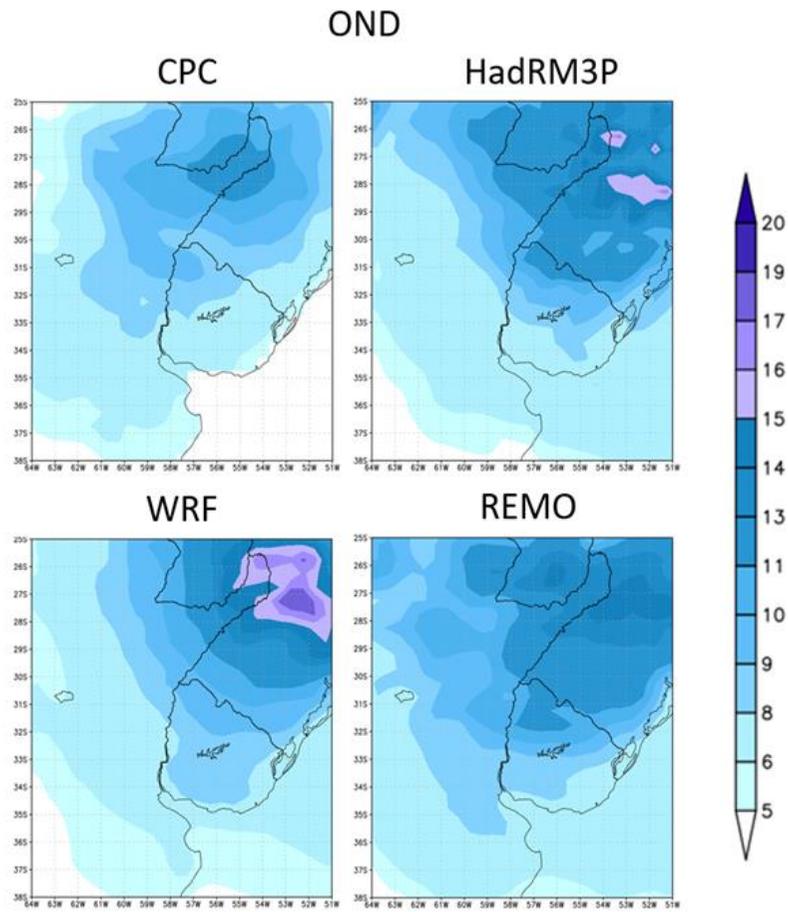


Figura 14: Composición de días con precipitación extrema en primavera [mm].

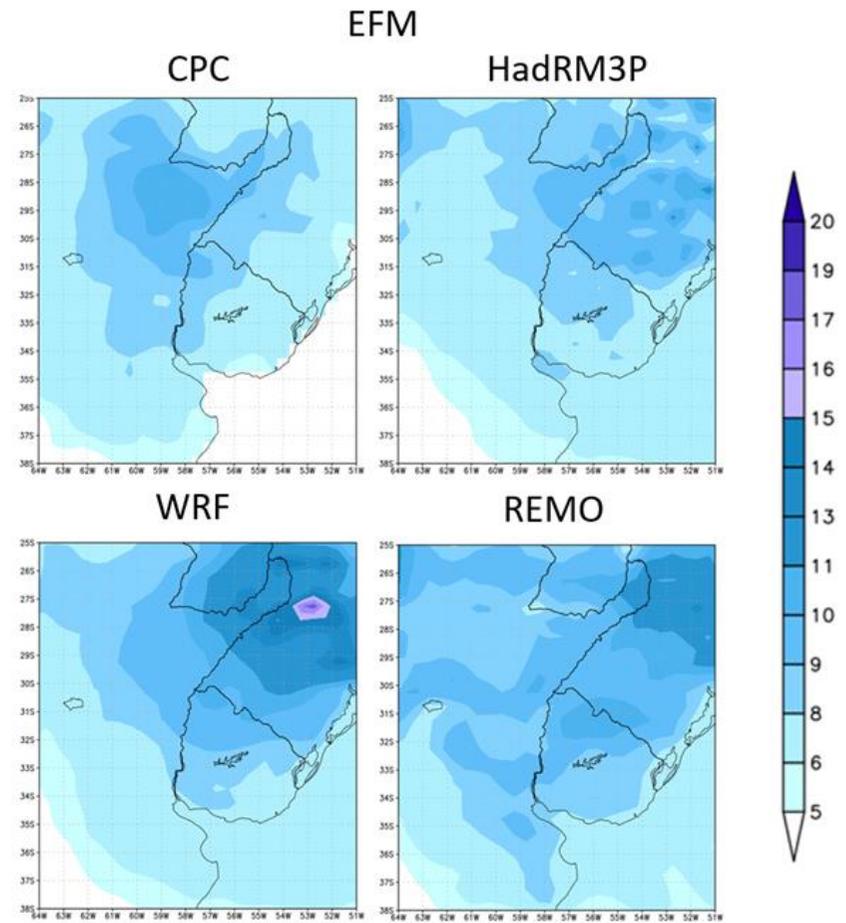


Figura 15: ídem Figura 14, para el verano.

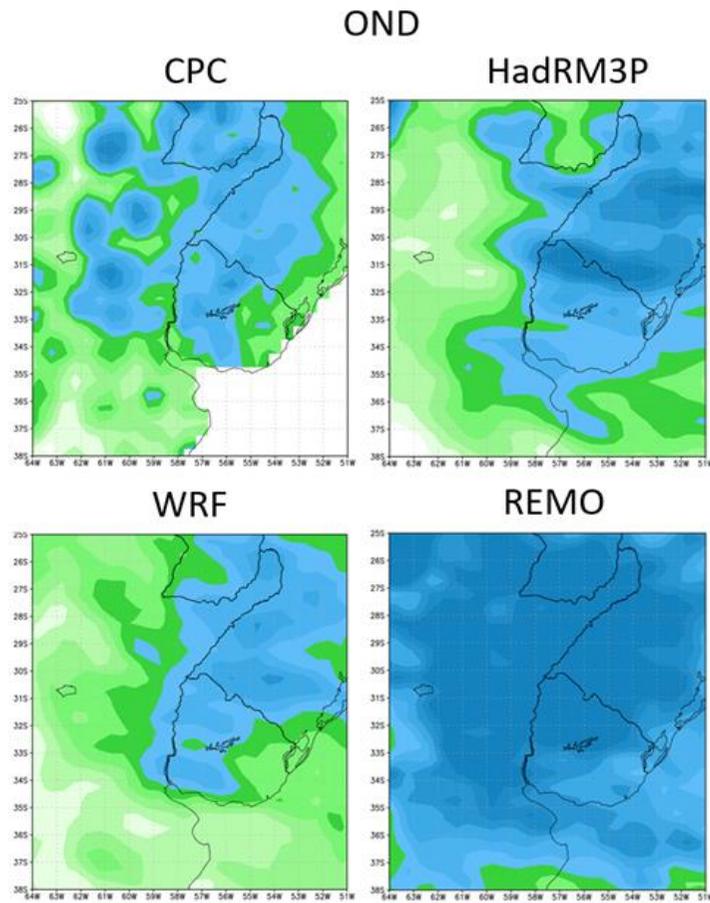


Figura 16: Intensidad de la precipitación extrema [mm/día] para la primavera.

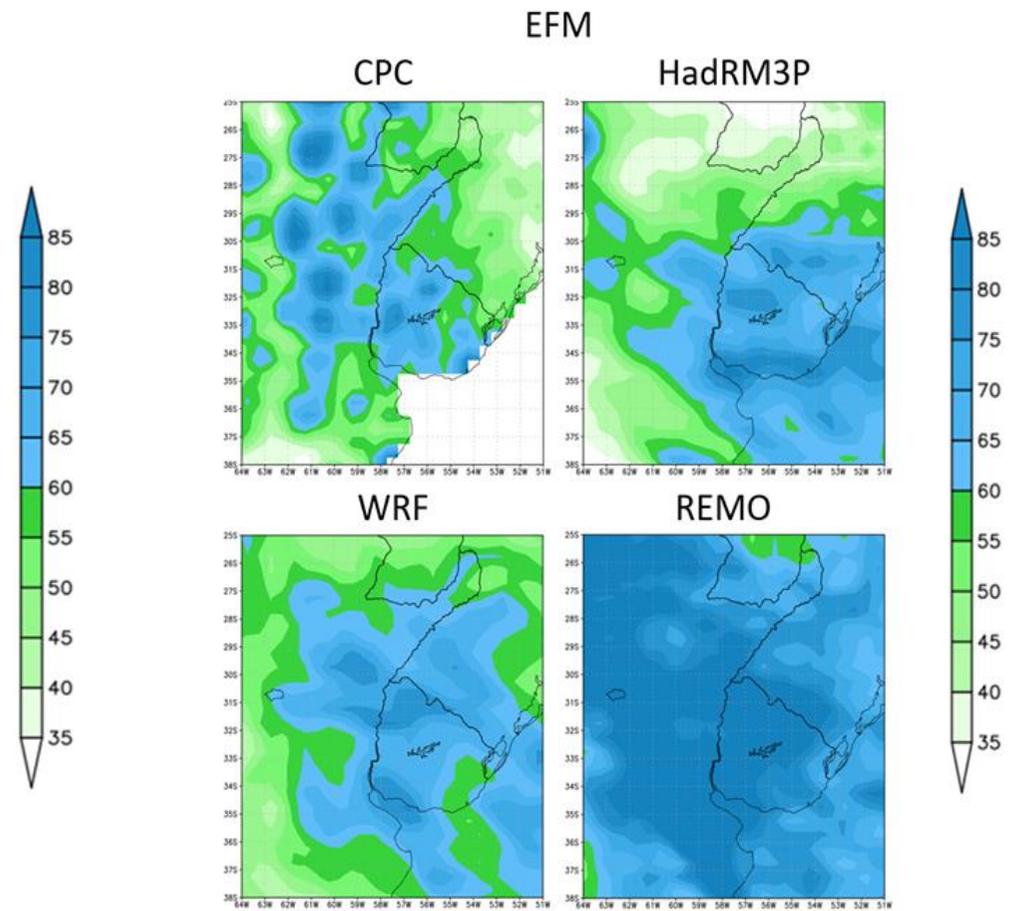


Figura 17: ídem Figura 16, para el verano.

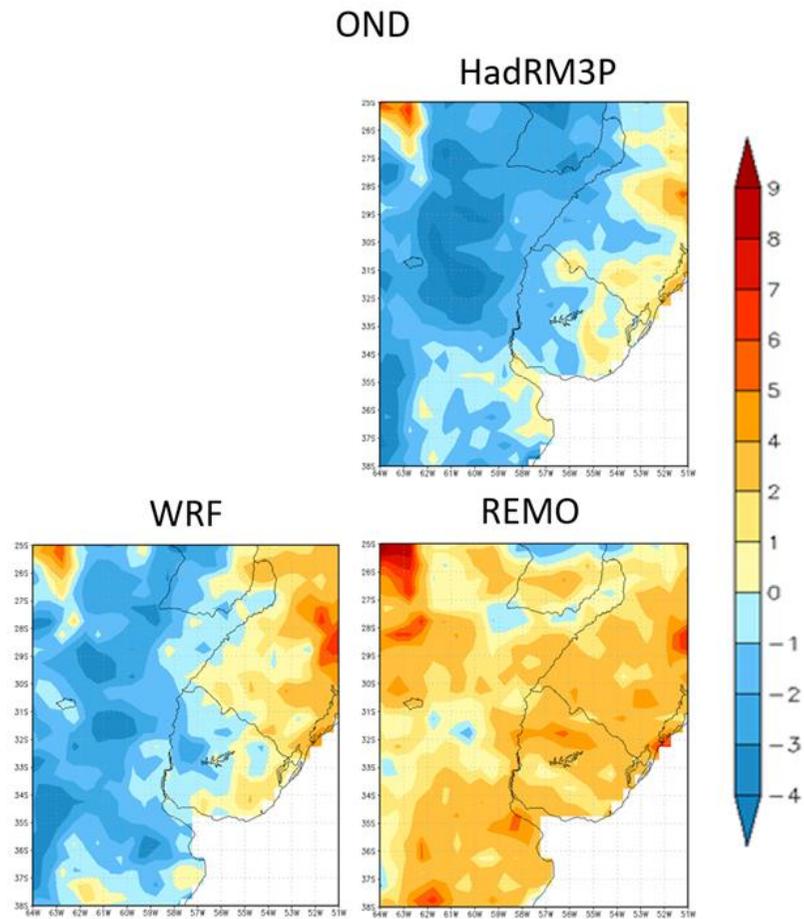


Figura 18: Cantidad de días en que la precipitación excede el percentil 95 de las observaciones (CPC) en primavera (%).

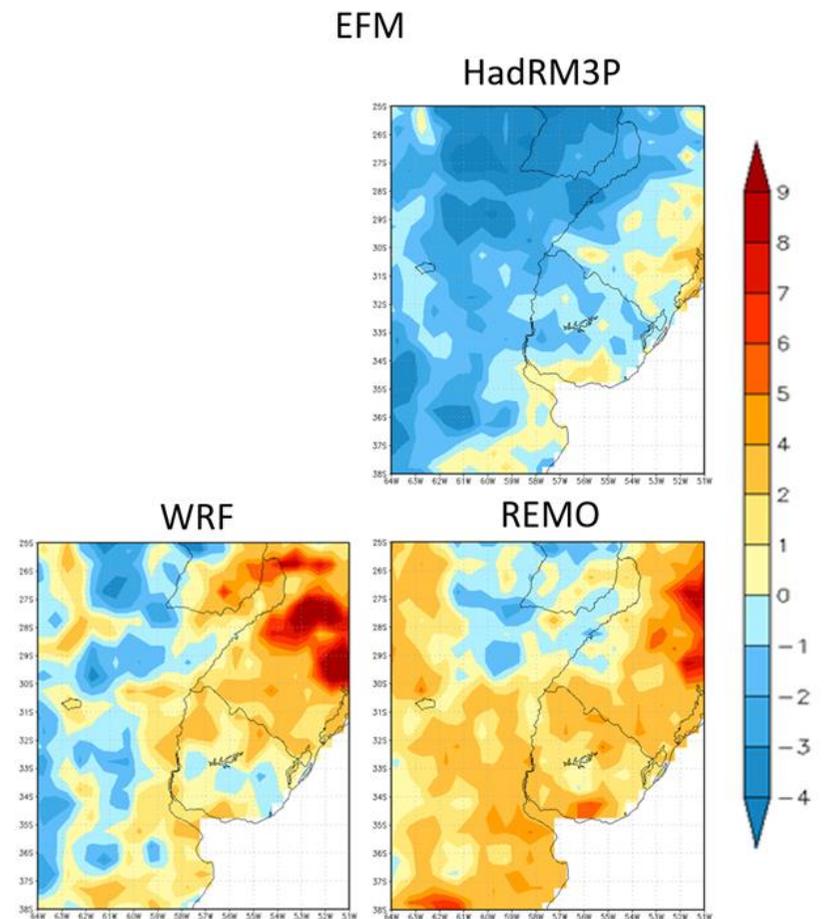


Figura 19: ídem Figura 18, para el verano.

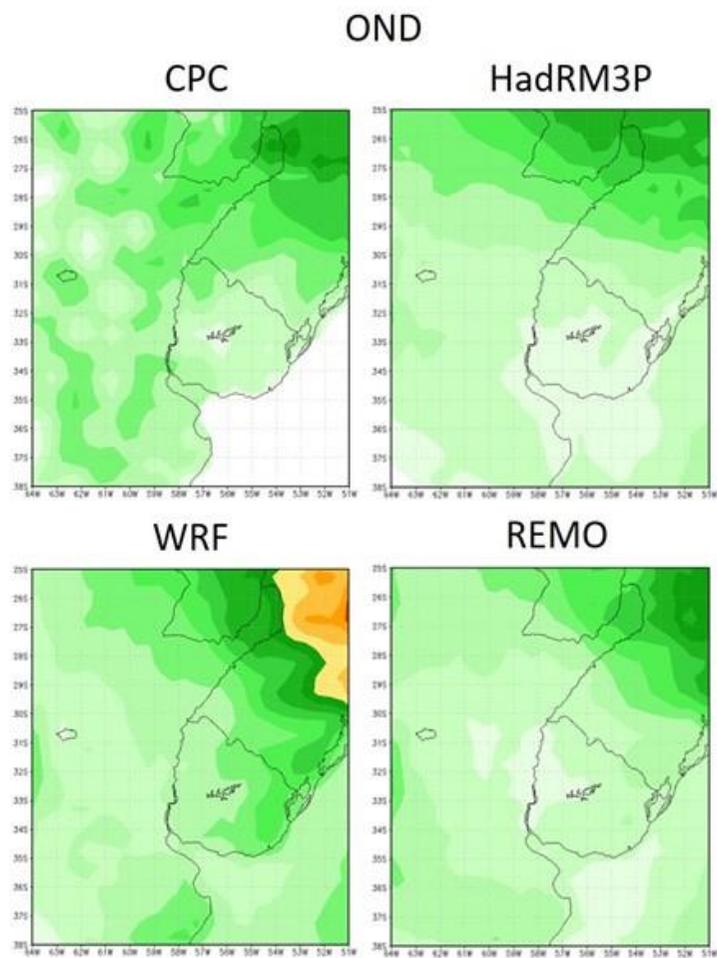


Figura 20: Cantidad de días en que la precipitación es mayor a 1 mm en primavera (%)

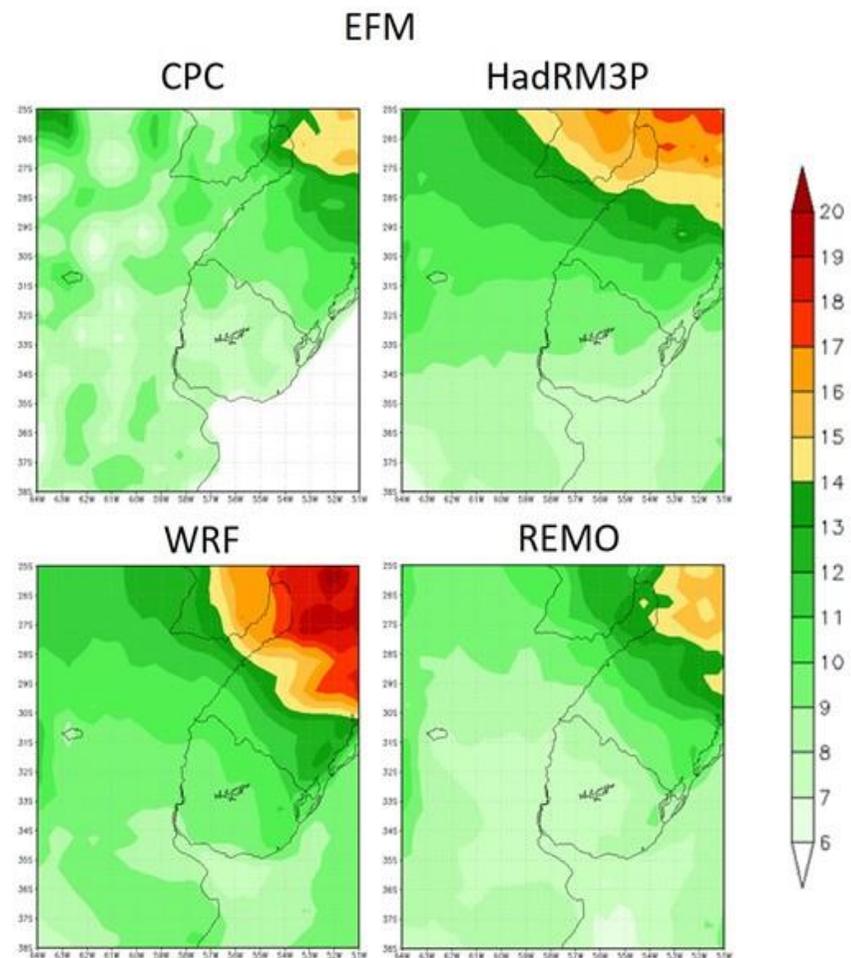


Figura 21: ídem Figura 20, para el verano.

En este tipo de gráficos, la desviación estándar es proporcional a la distancia radial desde el origen. Los datos fueron normalizados de forma que las observaciones tengan una desviación estándar de 1. Para ello, se dividieron todos los campos por la desviación estándar de CPC. La correlación entre modelos y observaciones está dada por la posición azimutal del punto. El error cuadrático medio está determinado por la distancia al punto de referencia.

Para cada estación, puede verse como los tres modelos muestran correlaciones con las observaciones similares entre sí, siendo cercanas a 0.8 en primavera y a 0.6 en verano. La desviación estándar es menor en primavera, abarcando valores entre 1 y 1.5. En el verano en cambio, los valores se encuentran entre 1 y 2. En ambos casos, el modelo WRF es el que muestra una mayor desviación estándar. En cuanto a los errores cuadráticos medios, también son menores en primavera, siendo menores a 1. En verano se encuentran entre 1 y 2. Nuevamente, es el modelo WRF el que presenta los mayores errores.

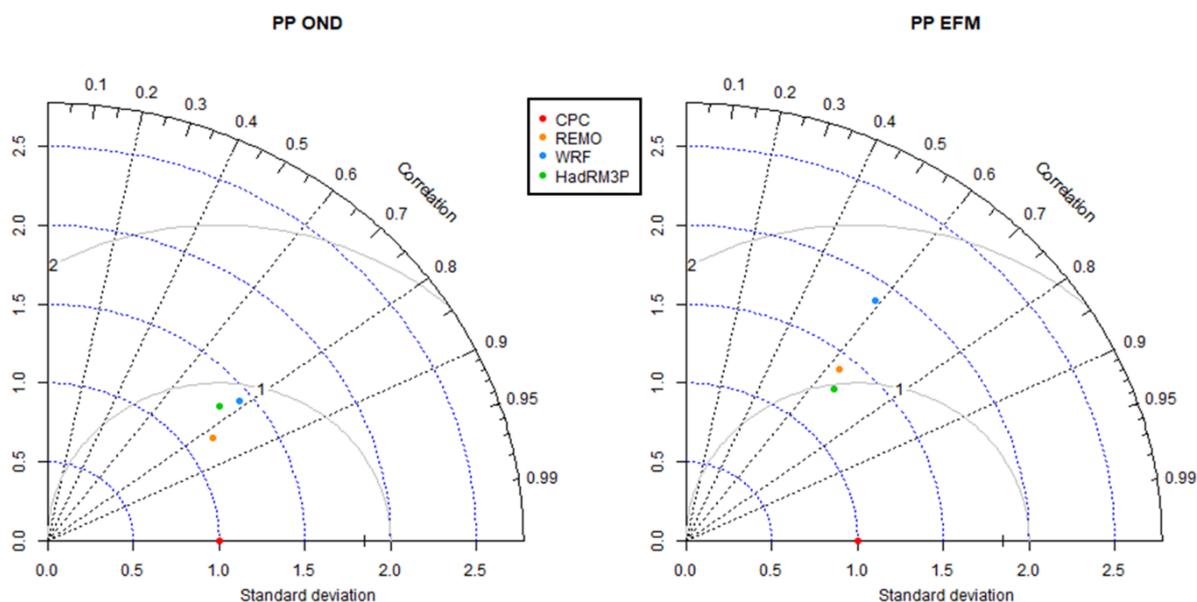


Figura 22: diagrama de Taylor para la composición de precipitación extrema para la primavera (izquierda) y el verano (derecha).

Los modelos con mayor correlación y menor error son el REMO en primavera y el HadRM3P en verano, coincidiendo con los que mostraron la menor sobreestimación de la precipitación en las Figuras 14 y 15.

Los diagramas de Taylor para el percentil 95 (Figura 23) muestran correlaciones mucho más bajas o incluso negativas, como en el caso del modelo HadRM3P en verano.

La desviación estándar de los modelos es cercana a 0.45 y el error cuadrático medio a 1.

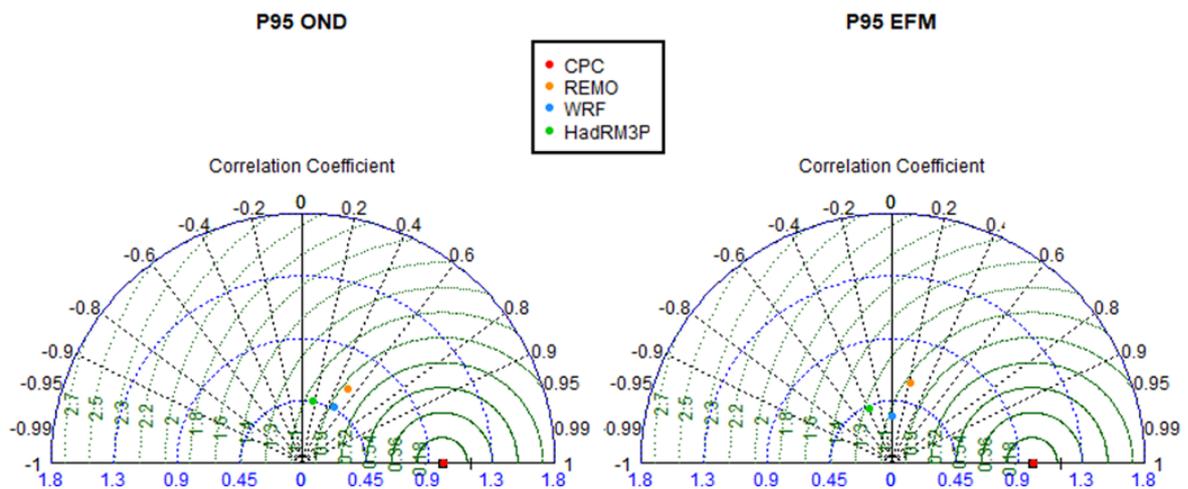


Figura 23: diagrama de Taylor para el percentil 95 de precipitación para la primavera (izquierda) y el verano (derecha).

En este caso, los mayores errores son mostrados por el modelo HadRM3P, siendo el que mostró una mayor diferencia de posición de posición del máximo respecto a las observaciones en las Figuras 12 y 13. Por otro lado, los modelos WRF y REMO muestran correlaciones y errores muy similares entre sí. Ambos presentaron al máximo del percentil 95 en ubicaciones similares aunque representaron incorrectamente la intensidad de dicho máximo: el modelo REMO la sobrestima mientras que el modelo WRF la subestima (Figuras 12 y 13).

3.3.2 Circulación atmosférica asociada

Para iniciar el análisis de cómo los modelos representan la circulación asociada a eventos de precipitación extrema en comparación a los reanálisis Era-Interim, se muestran en las Figuras 24 y 25 las composiciones de anomalía de altura geopotencial en 500 hPa para los días en que se registraron los eventos de precipitación extrema. Puede verse

como la posición de los sistemas de cuña y vaguada es representada correctamente en todos los modelos, en términos generales. HadRM3P y REMO sobreestiman la intensidad de la anomalía negativa en primavera y la subestiman en verano. Por su parte, el modelo WRF sobreestima la intensidad de la cuña y subestima la de la vaguada. El comportamiento de los 3 modelos es similar en los dos días previos (no se muestra).

Para el nivel de 850 hPa, se muestran en las Figuras de 26 a 43: composiciones y composiciones desfazadas de viento y de advección de humedad y temperatura.

En cuanto a la representación del viento, las mayores diferencias se observan dos días antes de la ocurrencia del evento extremo (Figs. 26 y 27). En verano, el modelo HadRM3P sobreestima la intensidad del viento meridional, mientras que en primavera todos los modelos tienden a subestimarla.

Un día antes del evento, la coincidencia es mucho mayor (Figs. 28 y 29). Las mayores diferencias consisten en una extensión del máximo hacia el este en verano por parte de todos los modelos y una subestimación de la intensidad por parte del WRF en primavera. Esta subestimación persiste al día siguiente (Figs. 30 y 31). La extensión hacia el este es consistente con el comportamiento de las composiciones de precipitación (Figs. 14 y 15).

En cuanto a la advección de humedad específica (Figs. 32 a 37), si bien existe alguna sobreestimación de la advección positiva en los días anteriores a la ocurrencia del evento extremo por parte del modelo REMO, está en general bien representada por todos los modelos, considerando que los valores y las distribuciones espaciales son muy similares.

La advección de temperatura tiene valores muy similares en el reanálisis y en los modelos, para todos los desfases (Figs. 38 a 43). Sin embargo, la advección fría al sur de la CP es ligeramente sobreestimada el día del evento por todos los modelos. Además, el modelo REMO tiende a mostrar valores de advecciones cálidas ligeramente superiores dos días antes del evento.

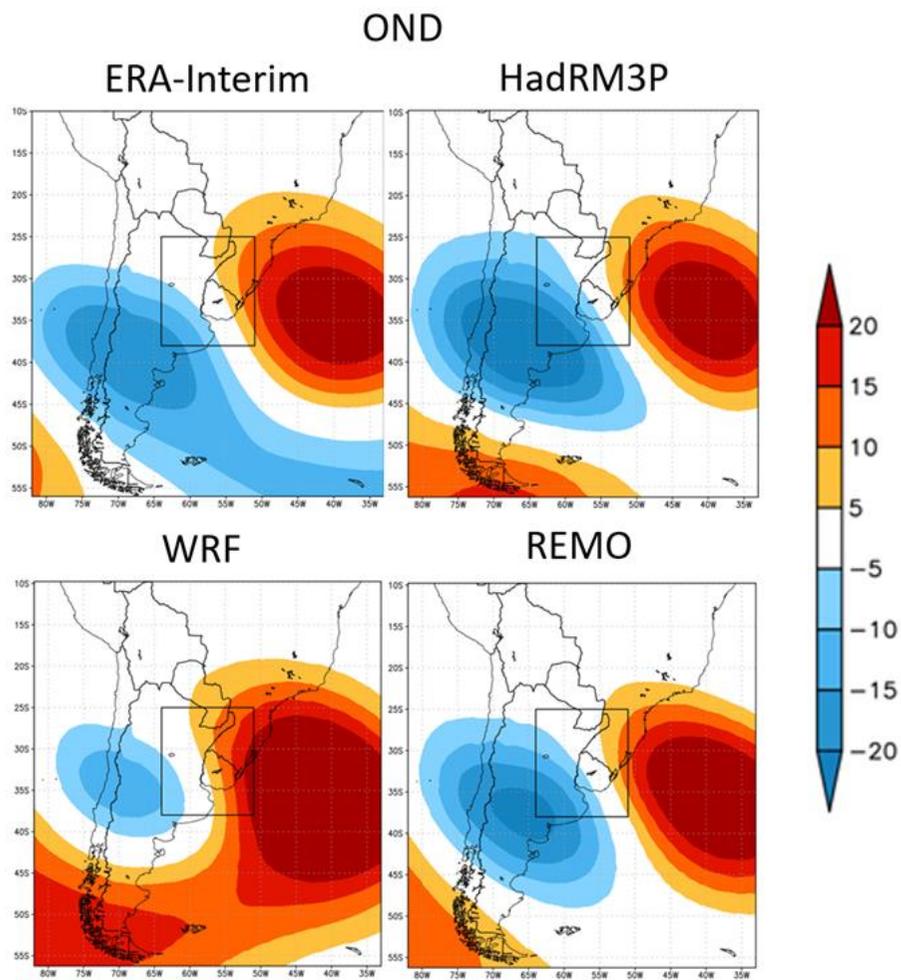


Figura 24: Anomalia promedio de altura geopotencial [mgs] en 500 hPa para los días en que se registró precipitación extrema, en primavera.

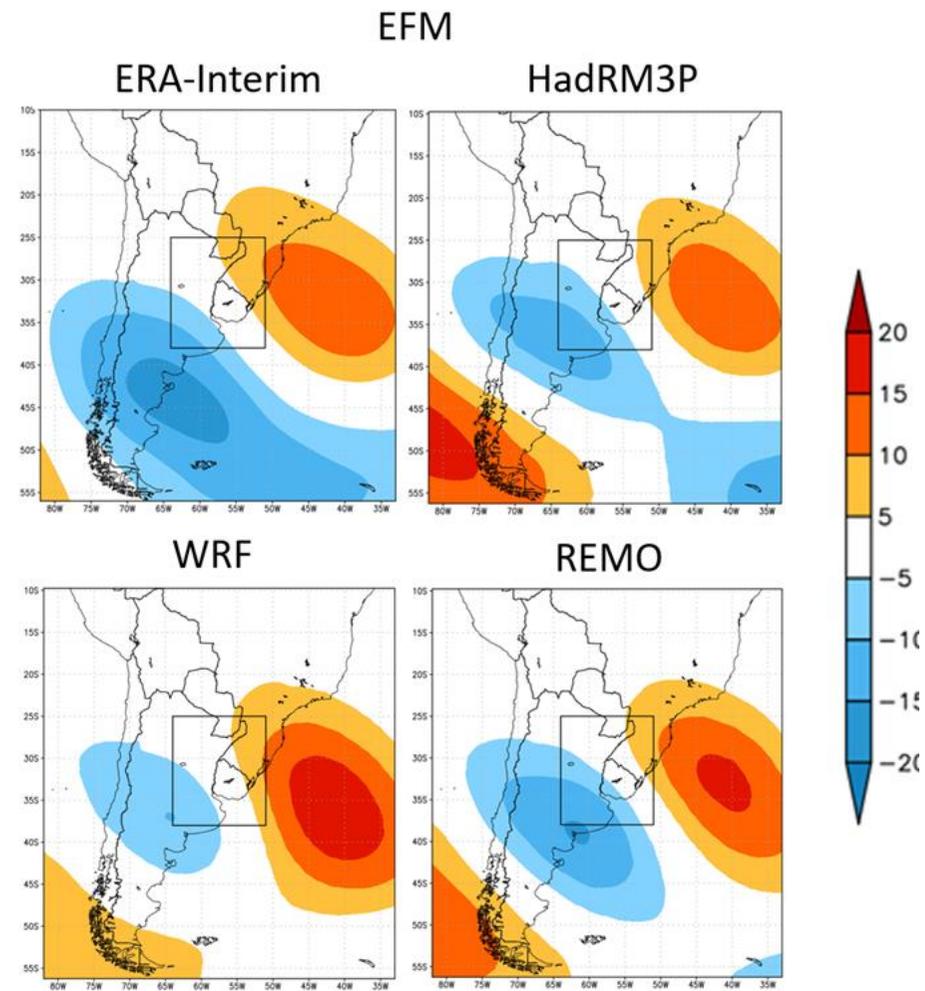


Figura 25: Ídem Figura 24, para el verano.

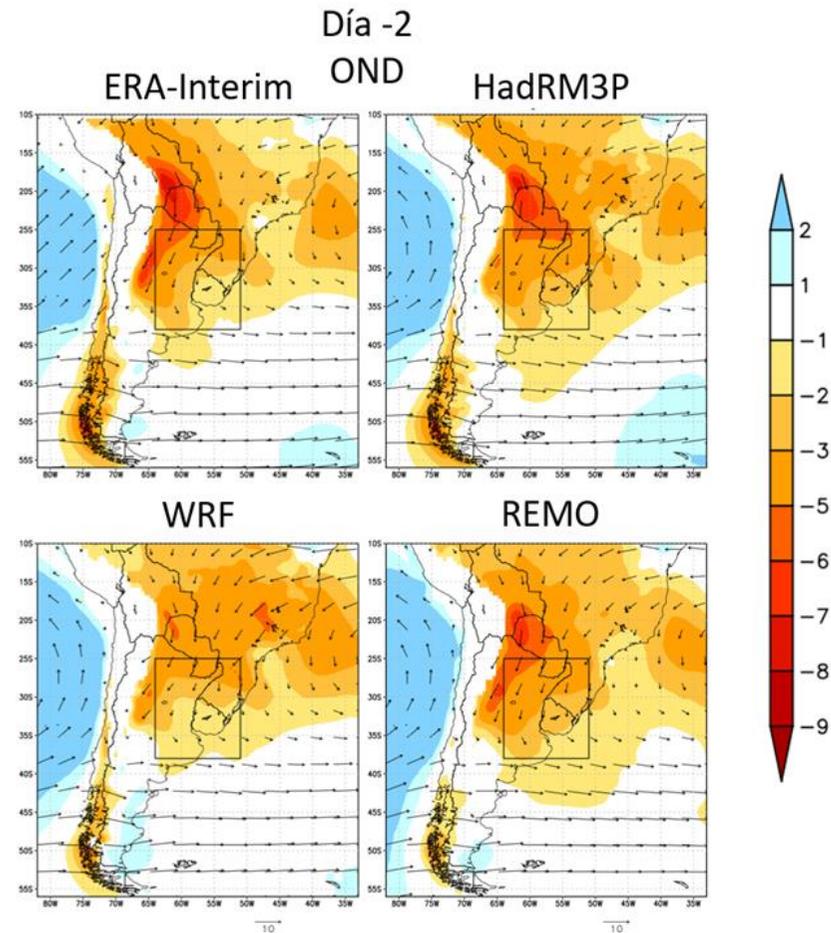


Figura 26: Composición de viento (vectores) y componente meridional (sombreado) [m/s] en 850 hPa de los reanálisis Era-Interim y MCRs asociados con la ocurrencia de eventos de precipitación extrema en la CP, dos días antes de la ocurrencia del evento, para la primavera. Las alturas

mayores a 1500 m se encuentran enmascaradas. El dominio correspondiente a la CP se encuentra indicado con contorno negro.

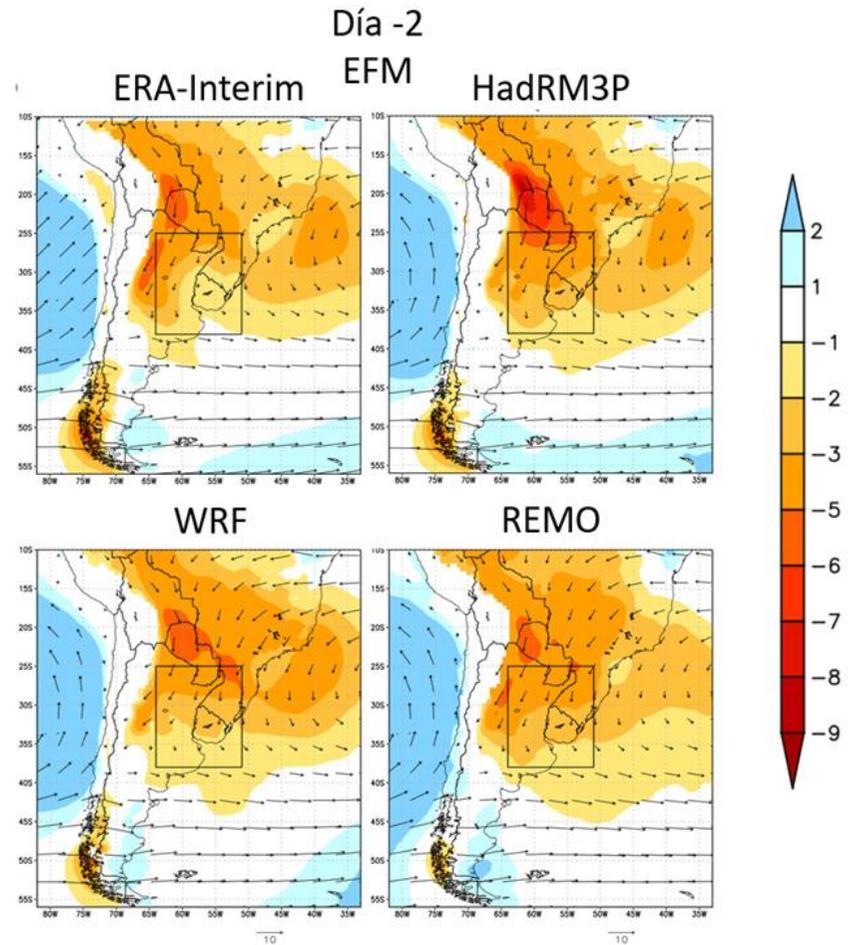


Figura 27: ídem Figura 26, para el verano.

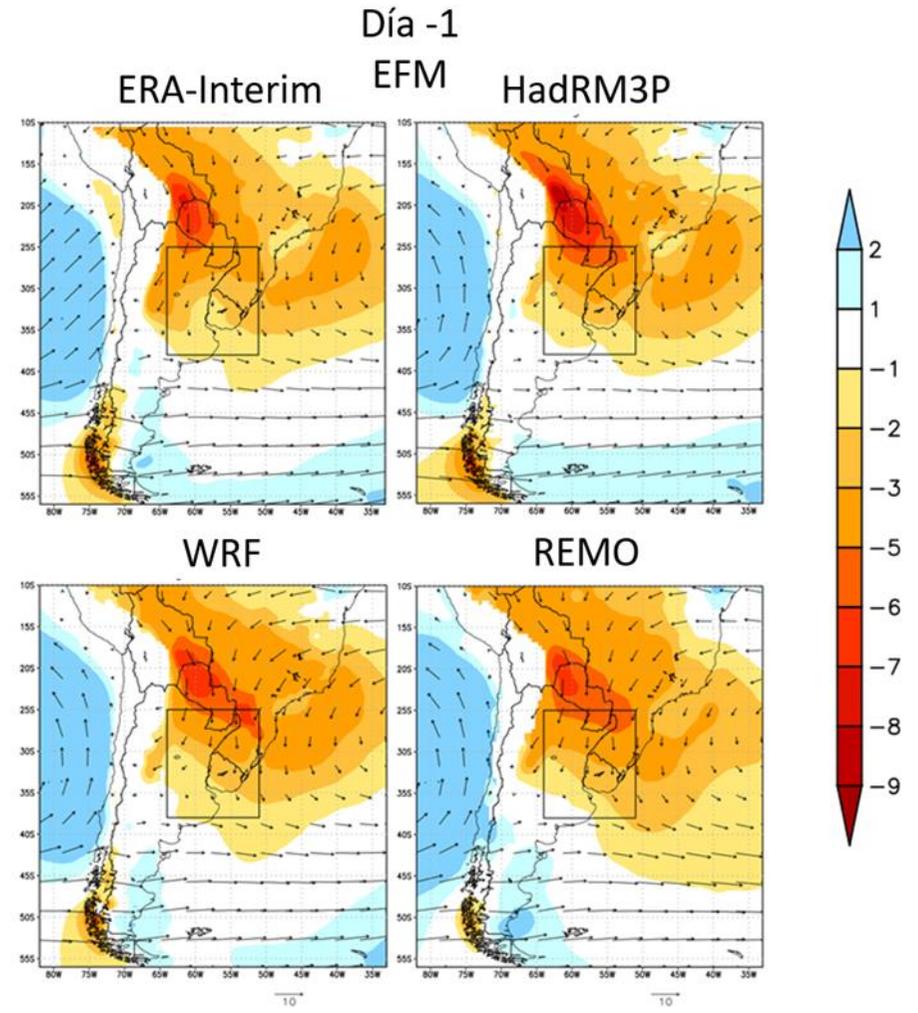
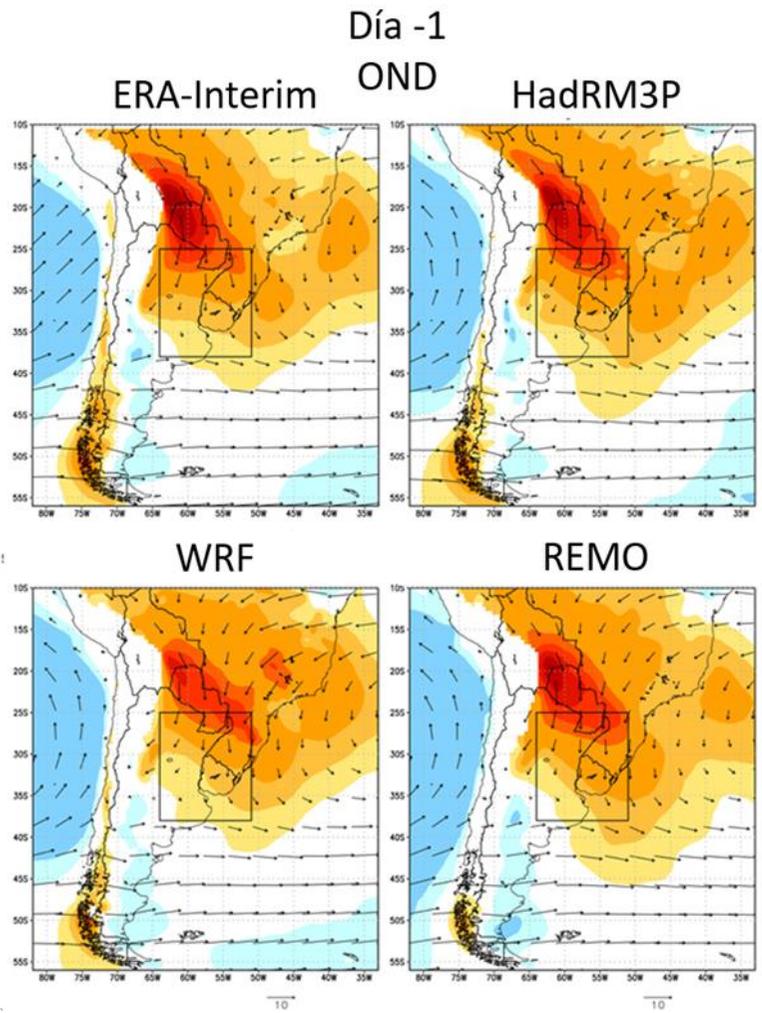


Figura 28: ídem Figura 26, para los campos un día antes del evento de precipitación extrema.

Figura 29: ídem Figura 28, para el verano.

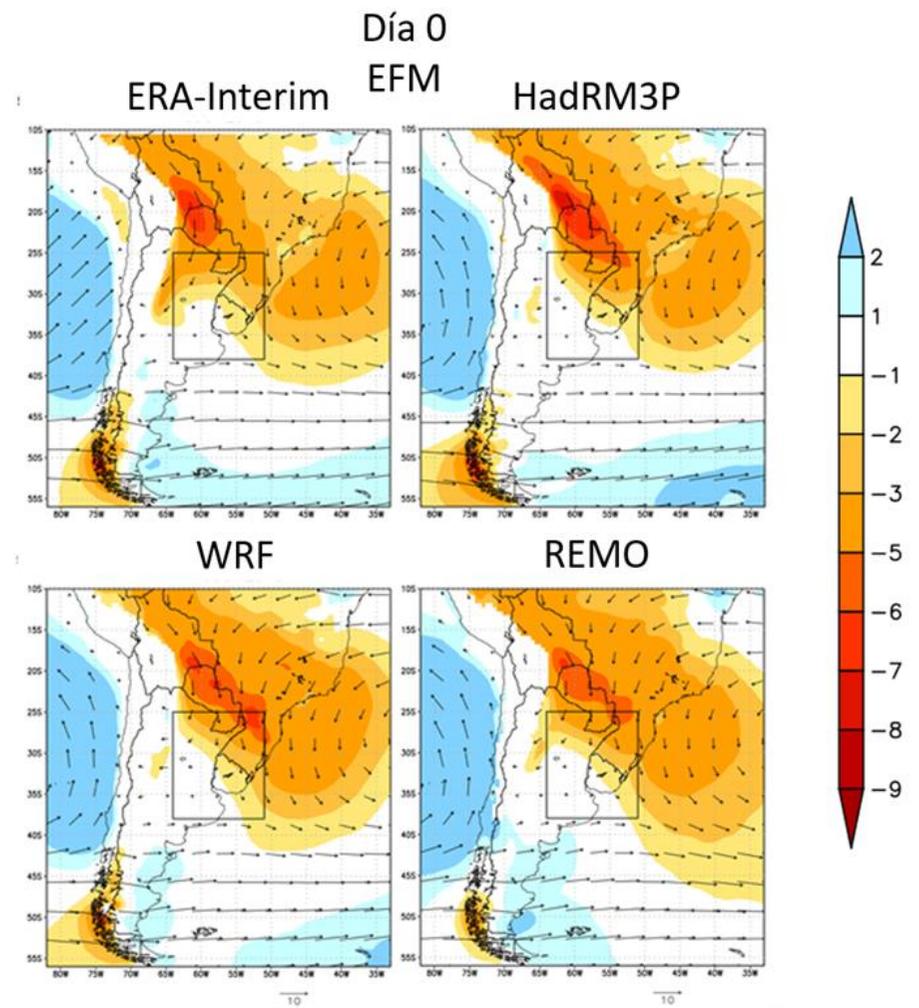
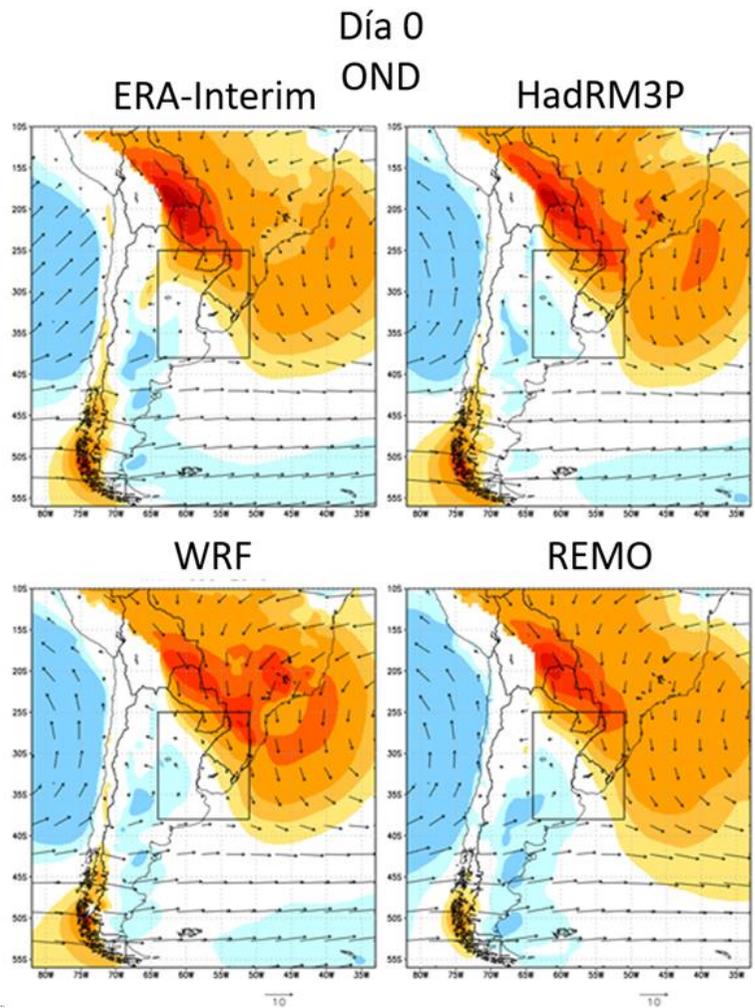


Figura 30: ídem Figura 26, para los campos el día del evento de precipitación extrema.

Figura 31: ídem Figura 30, para el verano.

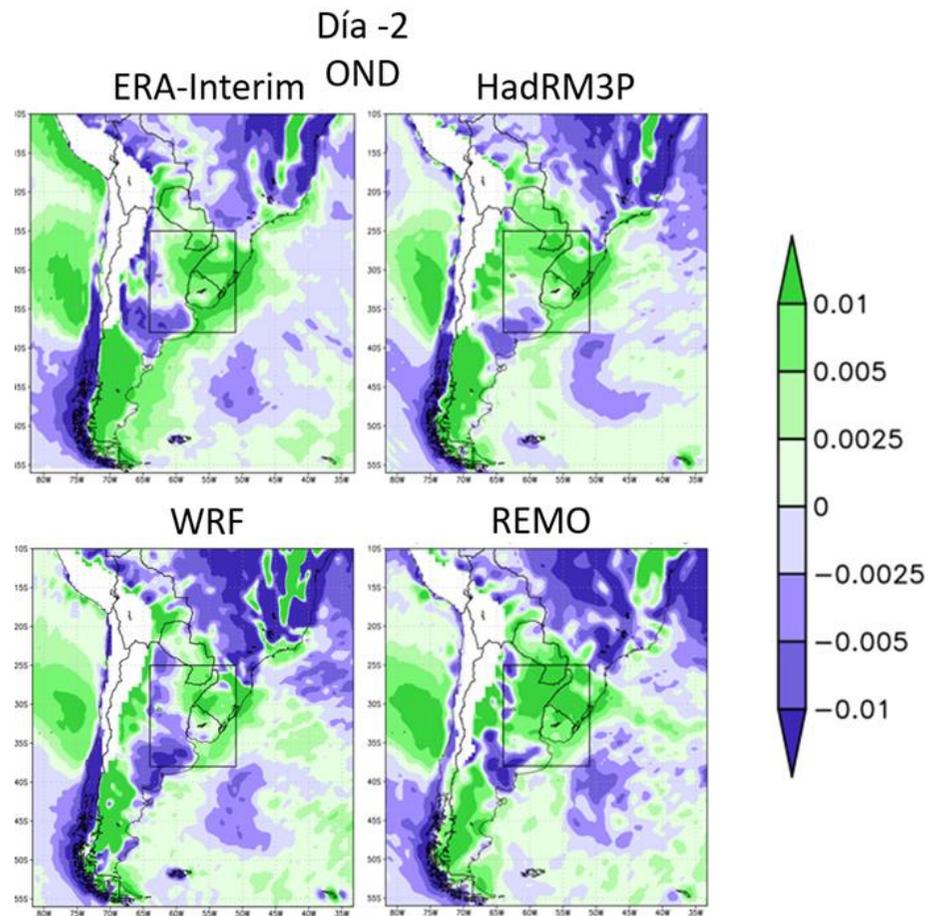


Figura 32: Composición de advección de humedad específica [seg^{-1}] en 850 hPa de los reanálisis Era-Interim y los MCRs, asociada con precipitación extrema en la CP, dos días antes de la ocurrencia del evento, para la primavera. El dominio correspondiente a la CP se encuentra indicado con

contorno negro. Las alturas mayores a 1500 m se encuentran enmascaradas.

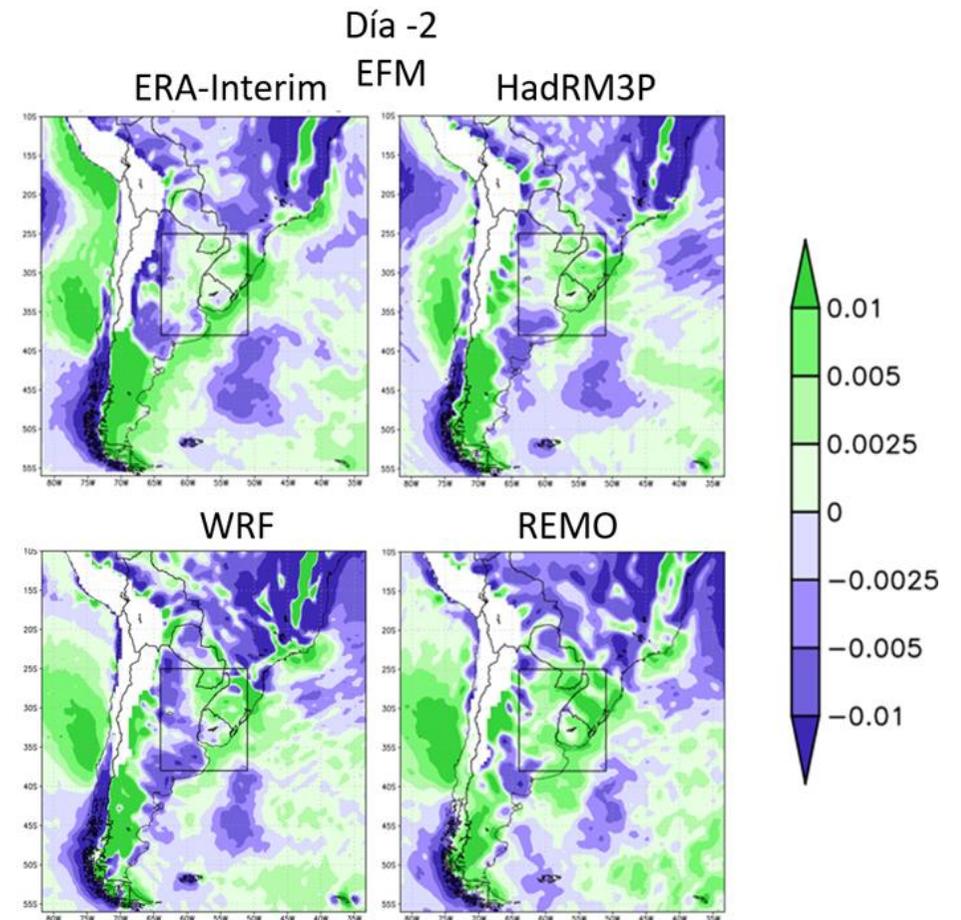


Figura 33: ídem Figura 32, para el verano.

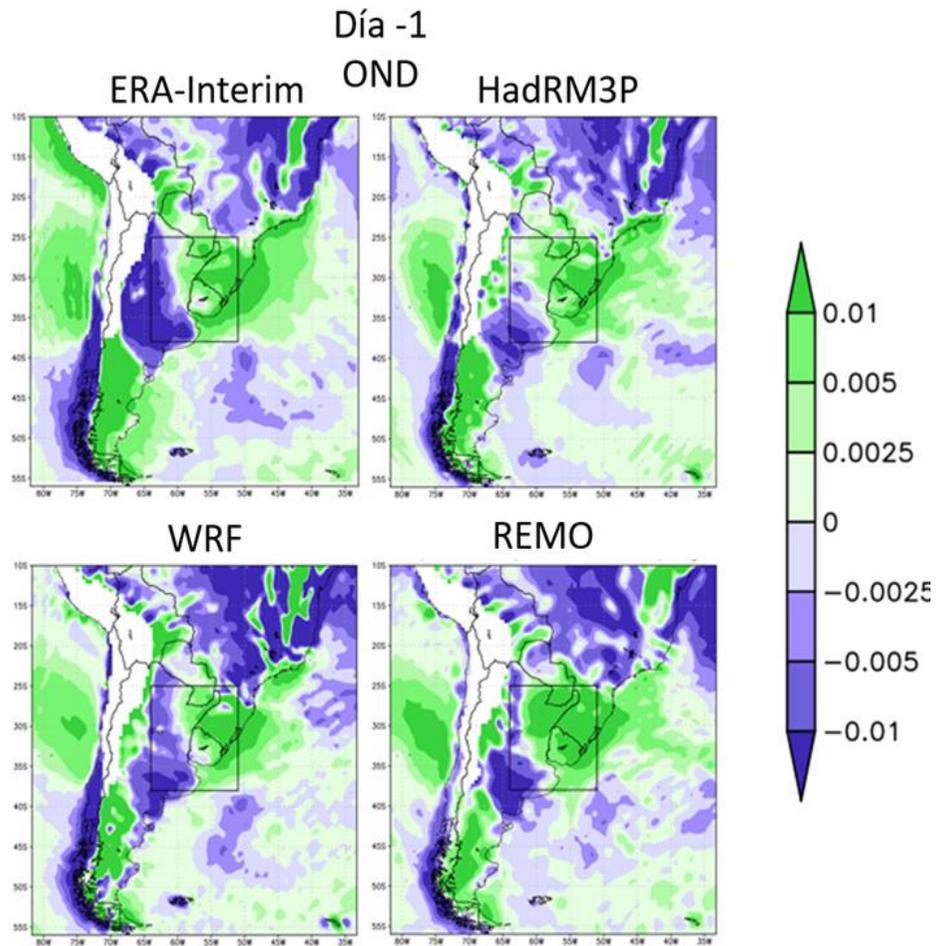


Figura 34: ídem Figura 32, para un día antes de la ocurrencia del evento de precipitación extrema.

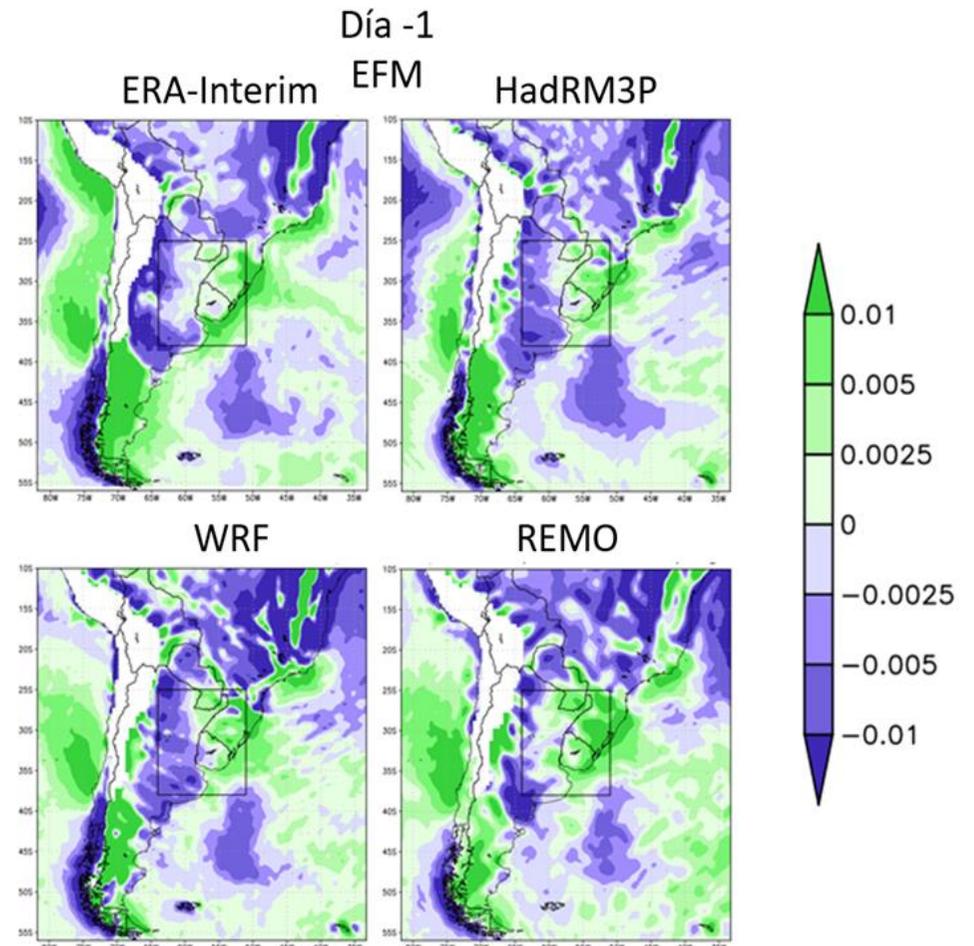


Figura 35: ídem Figura 34, para el verano.

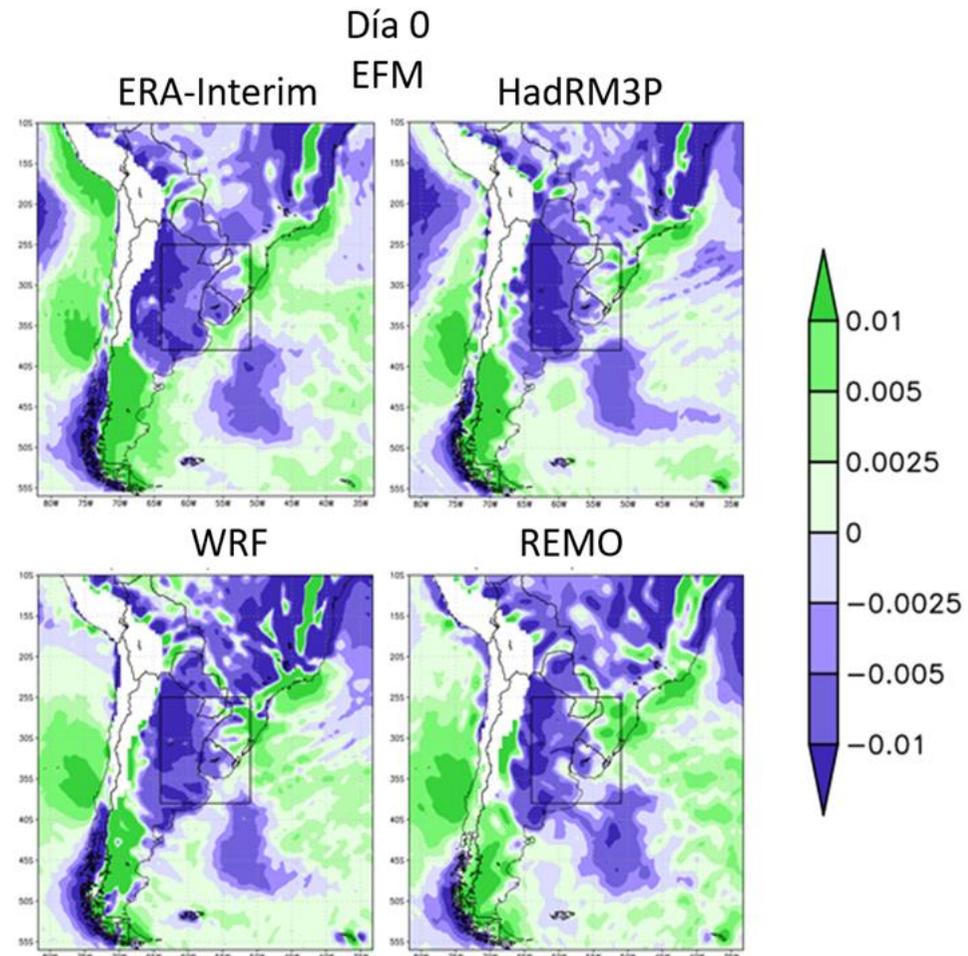
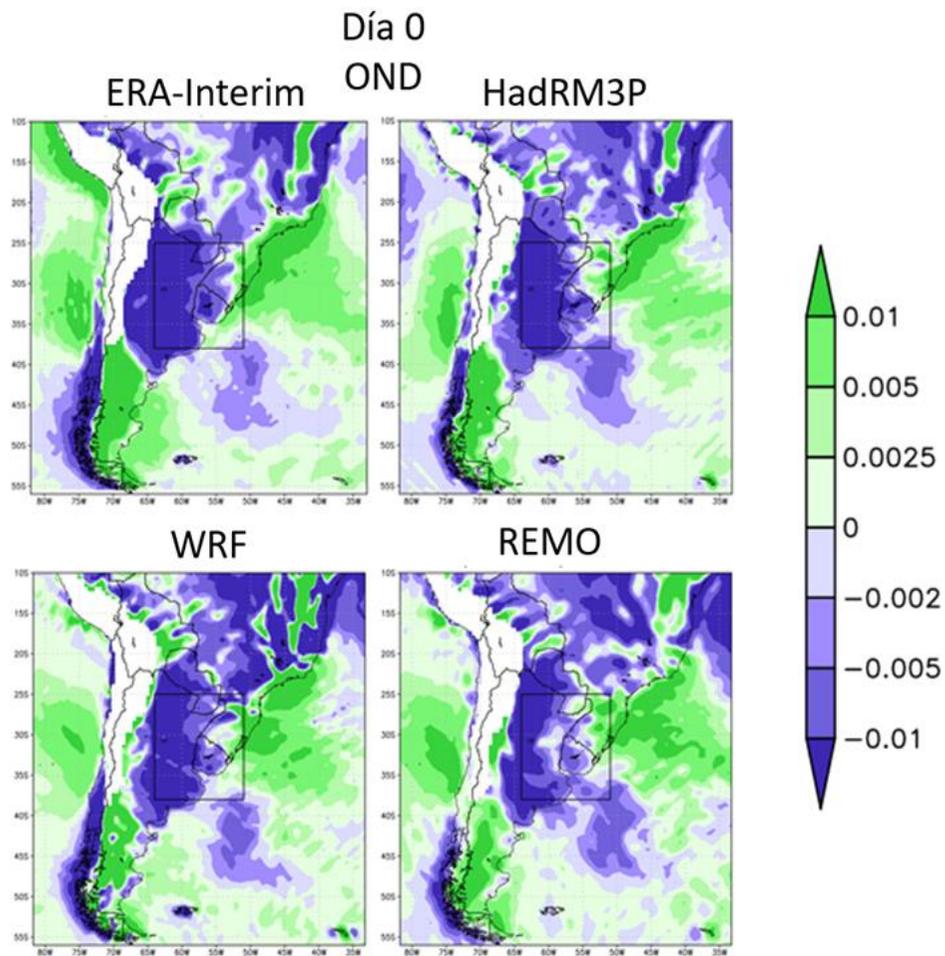


Figura 36: ídem Figura 32, para el día de la ocurrencia del evento de precipitación extrema.

Figura 37: ídem Figura 36, para el verano.

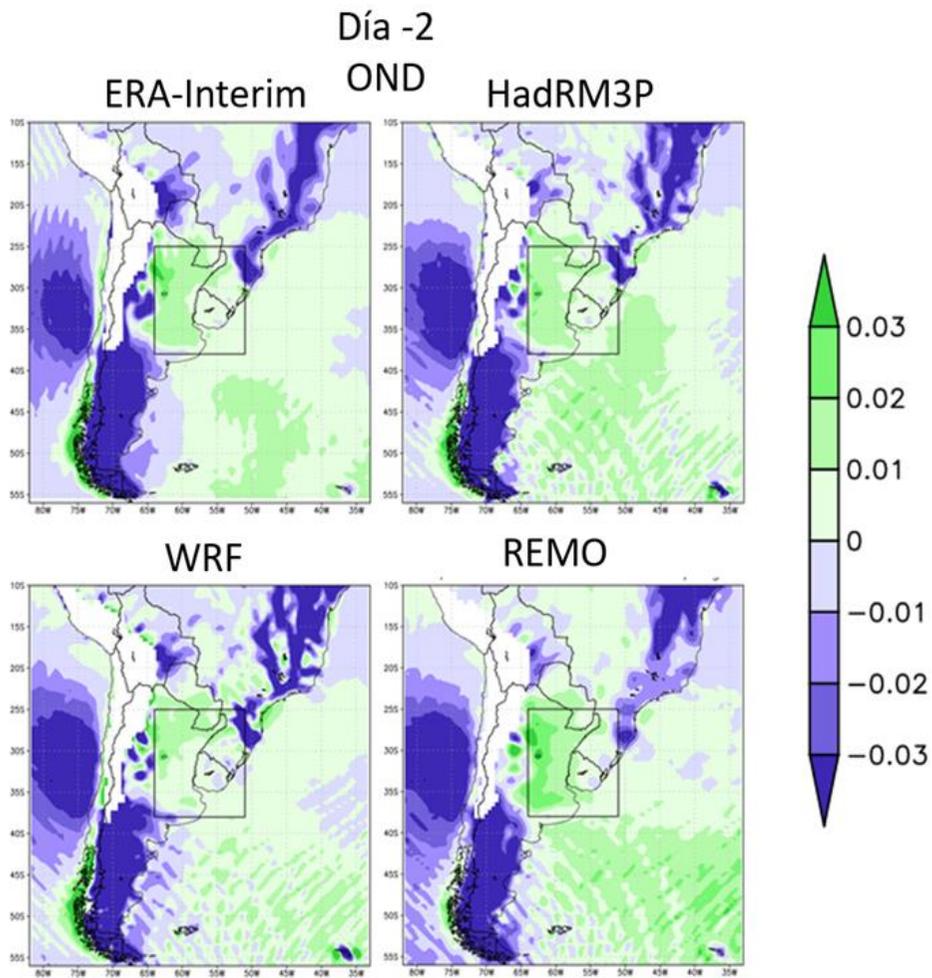


Figura 38: ídem Figura 32, para la advección de temperatura [$^{\circ}\text{C}/\text{s} \times 10^{-3}$].

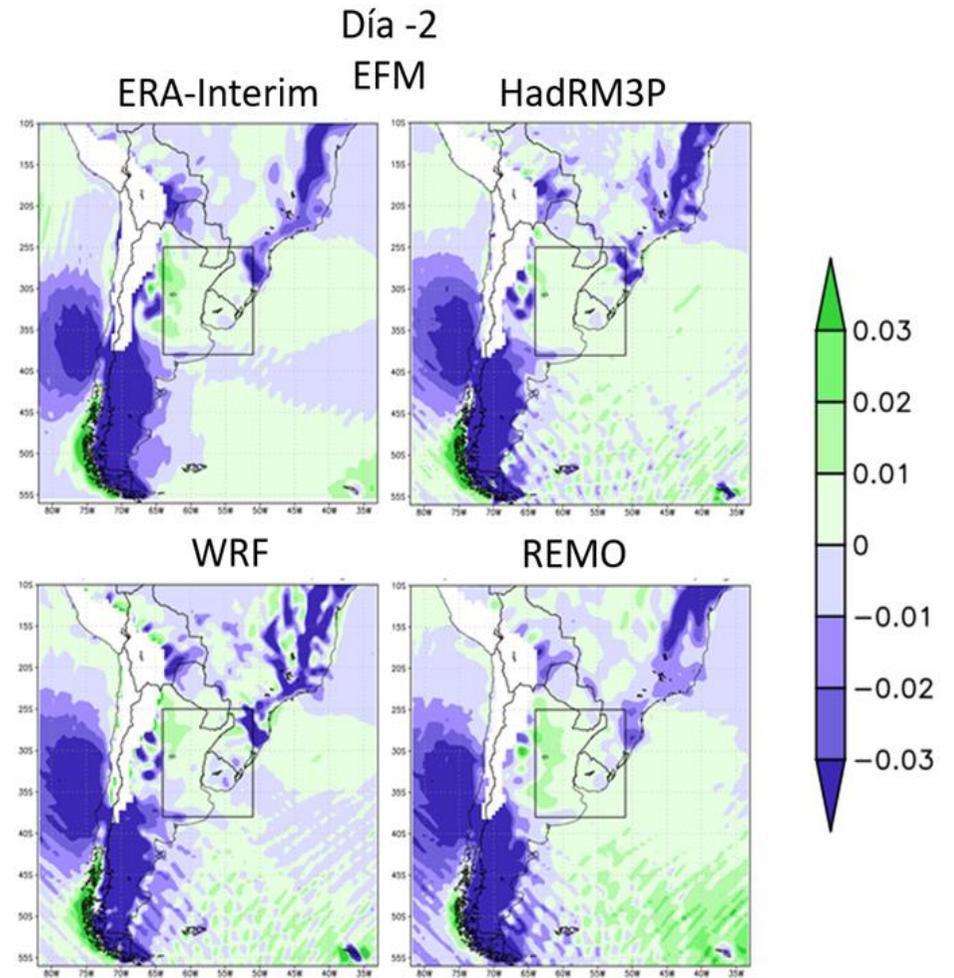


Figura 39: ídem Figura 38, para el verano.

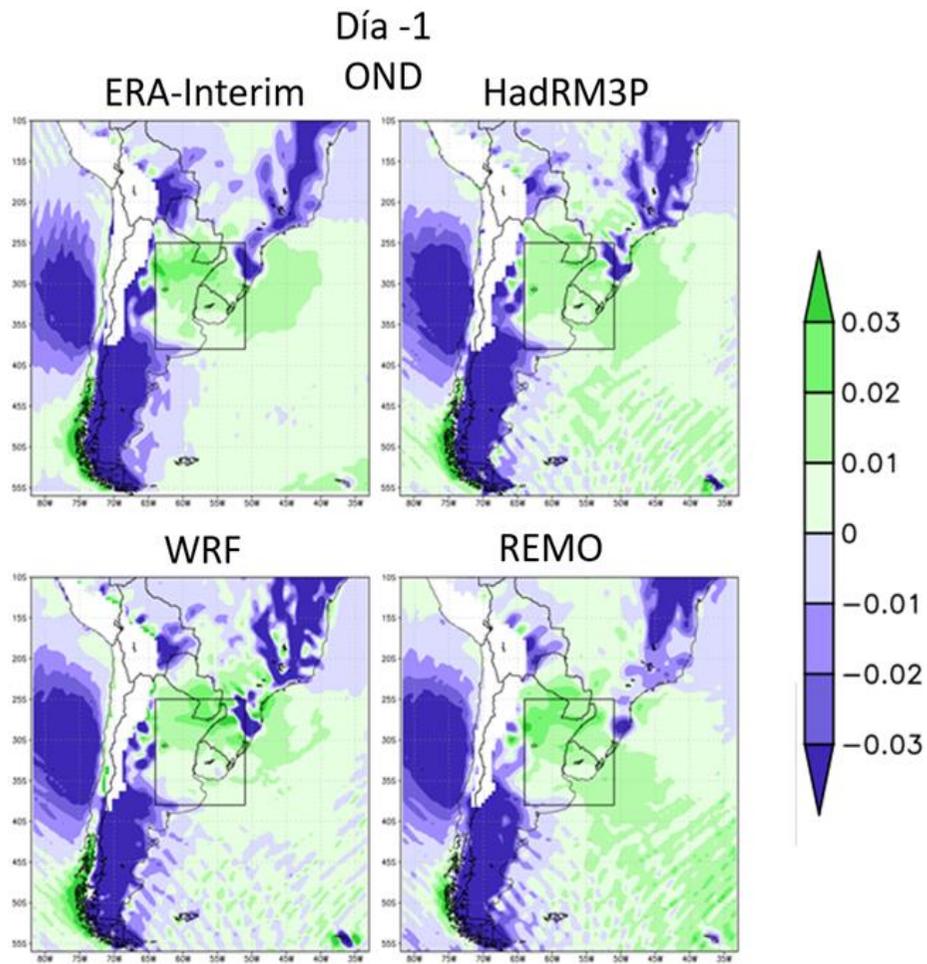


Figura 40: ídem Figura 38, para el día anterior a la ocurrencia del evento de precipitación extrema.

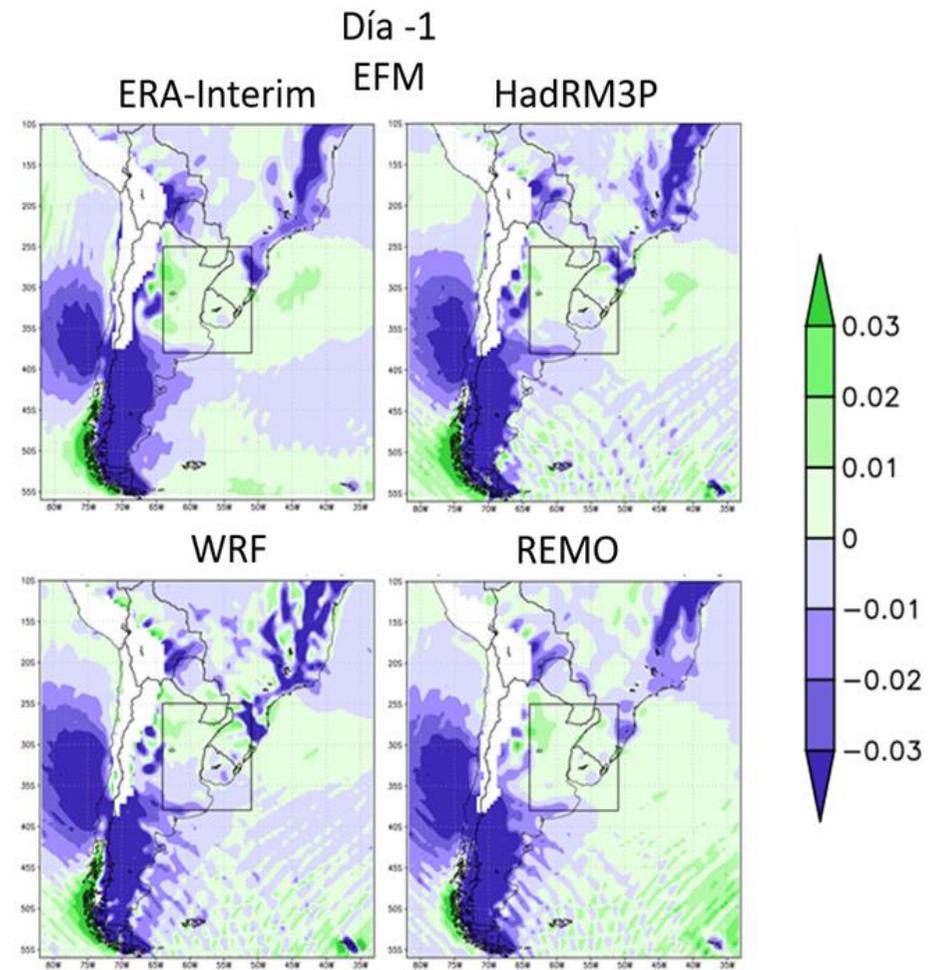


Figura 41: ídem Figura 40, para el verano.

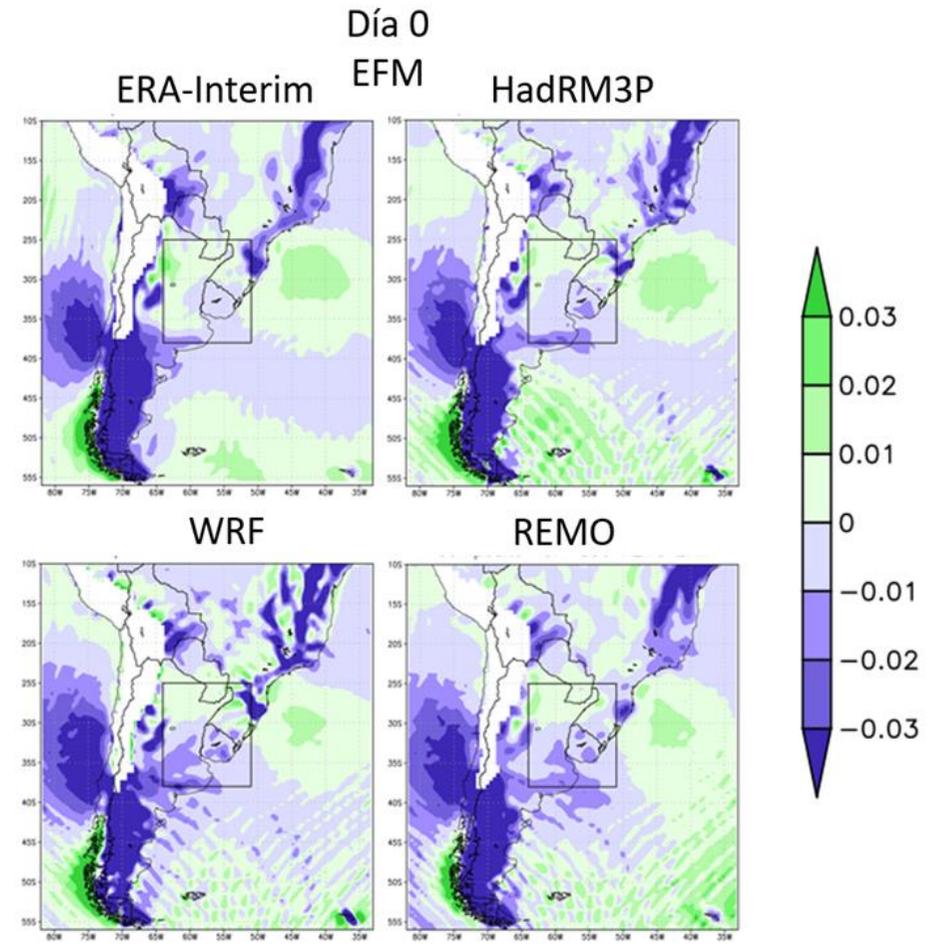
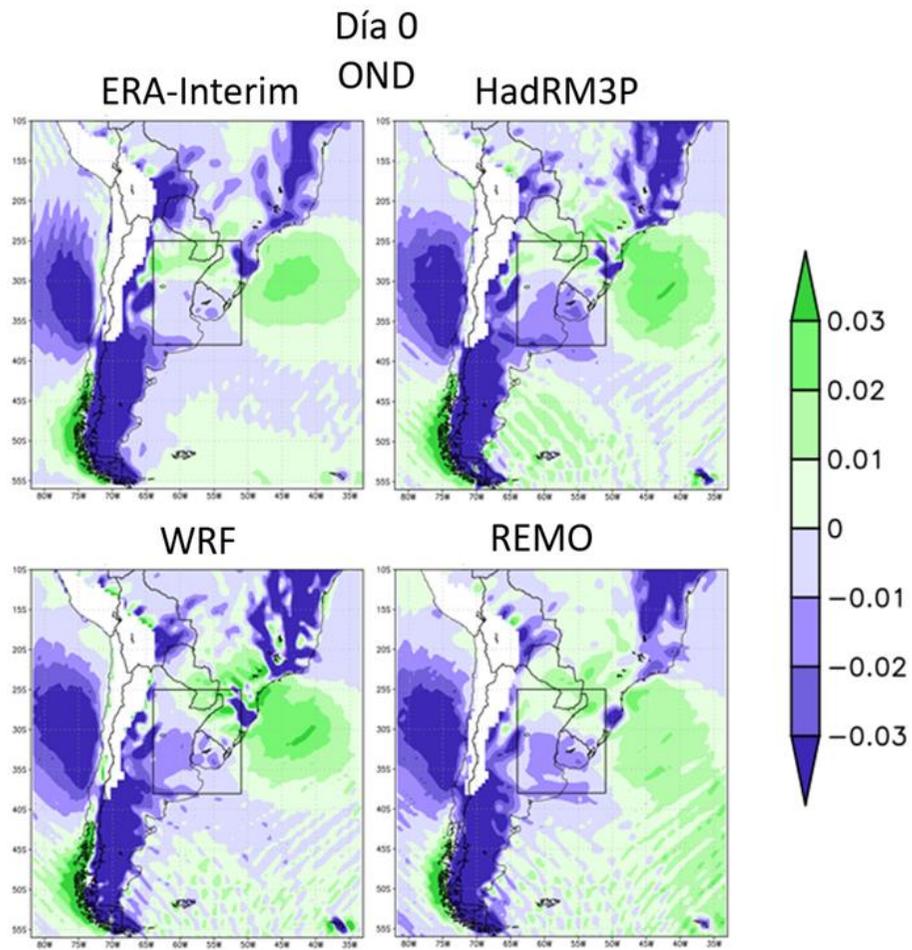


Figura 42: ídem Figura 38, para el día del evento de precipitación extrema.

Figura 43: ídem Figura 42, para el verano.

Adicionalmente, al analizar la convergencia del flujo de humedad (mediante la ecuación 1) el día antes del evento de precipitación extrema, se observa que la región de máxima desaceleración del viento tiene en general una buena correspondencia con la ubicación del máximo de percentil 95 en primavera, en los 3 modelos. Existen también en la misma región advecciones positivas de humedad. En verano, en cambio, si bien los mayores valores de precipitación se encuentran en una zona donde el viento disminuye su velocidad, se observan algo más al sur de la región de máxima desaceleración. Al igual que en primavera, también se encuentra presente en la región la advección positiva de humedad.

Por otro lado, la intensidad de precipitación no necesariamente se corresponde con la de la convergencia del flujo de humedad, analizada según la ecuación (1). Por ejemplo, el modelo WRF muestra valores similares de percentil 95 en verano y en primavera, a pesar de que la convergencia del flujo de humedad es mayor en primavera (considerando que la advección y la desaceleración muestran mayores magnitudes en esa estación) y el modelo REMO muestra valores de percentil 95 mayores que los demás modelos en verano, a pesar de no ser el que presenta los mayores valores de convergencia de humedad en la zona.

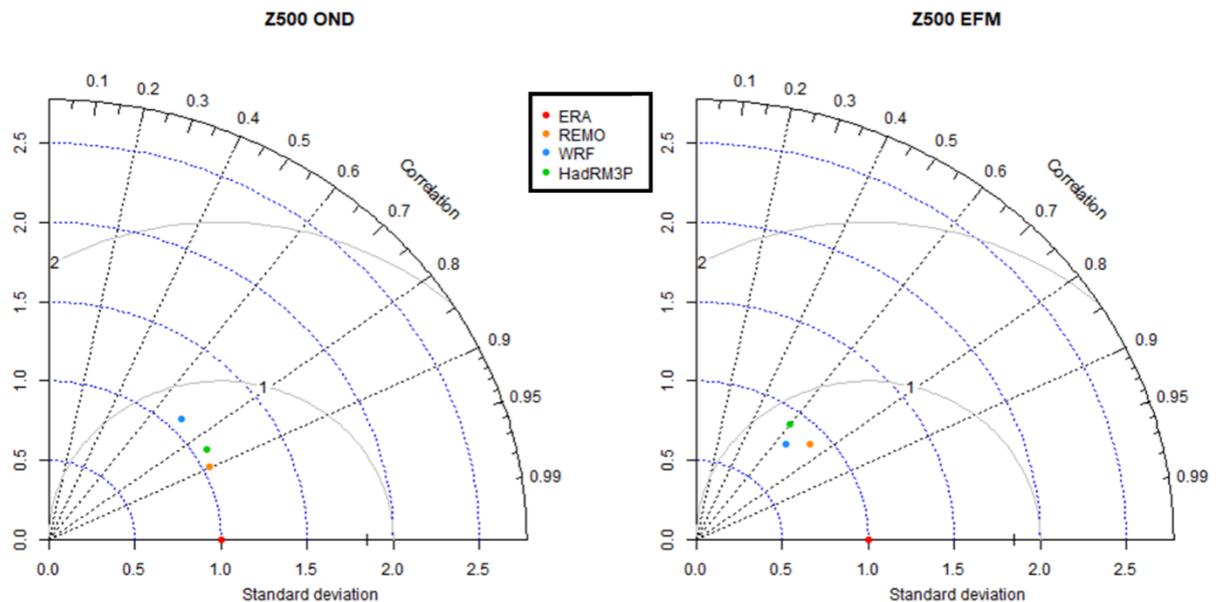


Figura 44: diagramas de Taylor para las anomalías de altura geopotencial en 500 hPa en primavera (izquierda) y verano (derecha).

Se muestran también los diagramas de Taylor (Taylor 2001) para las anomalías de altura geopotencial en 500 hPa y para el viento meridional en 850 hPa el día del evento extremo, en las Figuras 44 y 45, respectivamente. Los mismos fueron calculados considerando el dominio comprendido entre los 82° y 32° O y entre los 5° y 55° S, que abarca los alrededores de la CP y permite analizar las características de la circulación atmosférica que influyen dicha región. Se puede ver como la correlación entre los campos de anomalía de geopotencial de los modelos y el reanálisis se mantiene entre 0.6 y 0.9 en primavera y entre 0.6 y 0.8 en verano. La desviación estándar de los modelos se mantiene muy cerca de 1 en primavera y es un poco menor en verano. Por otro lado, el error cuadrático medio es siempre menor a 1.

El modelo que presenta una mayor correspondencia con ERA-Interim es el REMO, en ambas estaciones.

Los modelos muestran mucho mayor concordancia entre sí y con el reanálisis para el caso del viento meridional en 850 hPa: las correlaciones son mayores a 0.9, el error cuadrático medio es cercano a 0.5 y la desviación estándar a 1. El modelo que mejor representa esta variable es el HadRM3P, aunque los demás muestran una performance muy similar.

En resumen, la concordancia de los modelos con el reanálisis en cuanto a las variables asociadas a la circulación fue mucho mayor que para la representación de la precipitación. En general, los modelos representaron correctamente además la mayor intensidad de los sistemas de cuña y vaguada, del máximo de viento meridional y las advecciones de humedad y temperatura en primavera. Asimismo, representaron correctamente la posición de los máximos en la mayoría de las variables analizadas. La mayor excepción a esto fue el viento meridional en 850 hPa, que presentó una incorrecta extensión hacia el este en algunos de los campos simulados. Si bien estas similitudes son esperables hasta cierto punto, por ser los reanálisis utilizados como condiciones de borde en los modelos, no dejan de ser un resultado positivo, al ser el dominio en que se realizan las simulaciones lo suficientemente grande como para que los modelos generen su propia climatología.

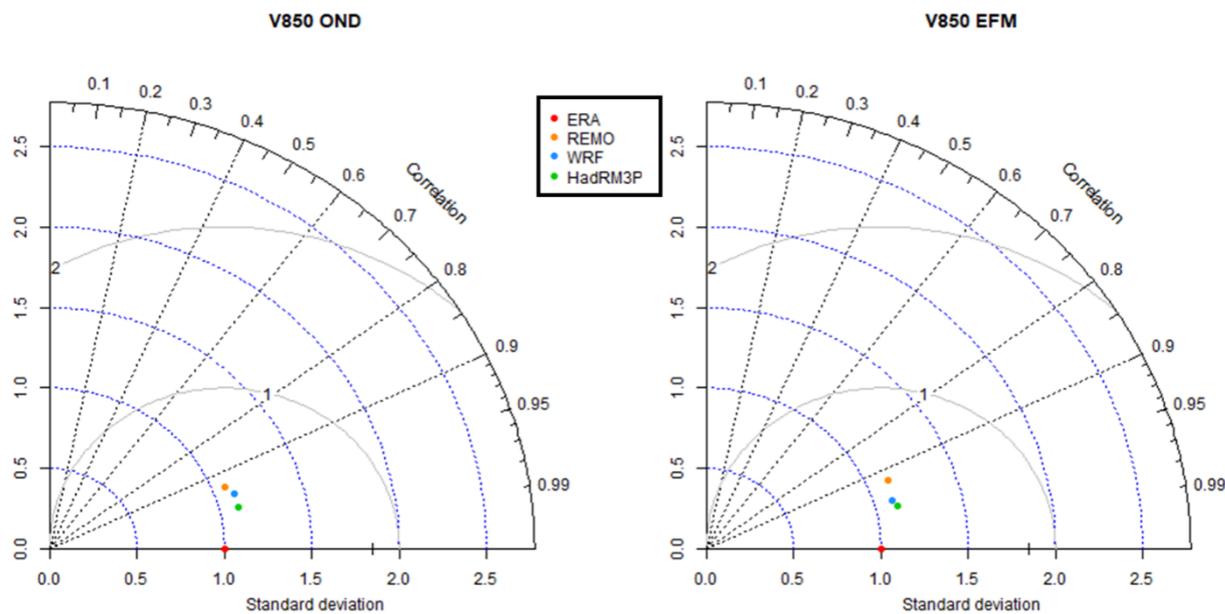


Figura 45: diagramas de Taylor para la componente meridional del viento en 850 hPa en primavera (izquierda) y verano (derecha).

4 CONCLUSIONES

En este trabajo de tesis se evaluó la capacidad de tres MCRs, pertenecientes al proyecto CORDEX, de representar la precipitación extrema sobre el sector sur de la CP y su circulación atmosférica asociada. El análisis se realizó sobre los períodos 1990-2010 a excepción de uno de los modelos, que fue analizado en el período 1989-2008, durante los meses de primavera y verano, ya que la precipitación extrema es más frecuente en la temporada cálida.

Para ello analizó en primer lugar el percentil 95 encontrando el máximo de las observaciones (CPC) sobre el NE argentino en verano y más desplazado al este en primavera. Esta fue una de las variables que más dispersión mostró entre los modelos. Se destaca la sobreestimación por parte del modelo REMO y la incorrecta ubicación del máximo por parte del modelo HadRM3P. Las composiciones de precipitación para los días con eventos de precipitación extrema mostraron una mayor correspondencia entre modelos y observaciones (CPC) que el percentil 95. Se observó, sin embargo, una tendencia de los modelos a sobreestimar valores al NE del dominio. Esto podría deberse a una mayor simulación de cantidad de días de lluvia en el caso de los modelos HadRM3P

y WRF, y a una sobreestimación de la precipitación extrema en el caso de los modelos WRF y REMO.

La circulación atmosférica, asociada a la ocurrencia de eventos de precipitación extrema sobre CP, fue analizada mediante la comparación de composiciones de variables tales como anomalía de altura geopotencial en 500 hPa, viento y advección de temperatura y humedad en 850 hPa, con los reanálisis ERA-Interim. Se encontró en general una buena correspondencia entre el reanálisis y los modelos. Todos los modelos mostraron el dipolo de anomalías de altura geopotencial centrado en la misma posición y representaron correctamente la presencia de las advecciones de temperatura y humedad para los días previos y para el día del evento de precipitación extrema. Se encontró además, que estas advecciones son generadas por un máximo de viento meridional en 850 hPa cuya posición central también fue representada correctamente por todos los modelos. Por otro lado, los sistemas de cuña y vaguada, el máximo de viento meridional y las advecciones de temperatura y humedad observados en el reanálisis mostraron una mayor intensidad en primavera que en verano, característica que fue en general bien capturada por todos los modelos. Esta similitud en la representación de la circulación con la mostrada por ERA-Interim es en principio esperable, por ser los reanálisis utilizados como condiciones de borde en los modelos. Sin embargo, el dominio en que se realizan las simulaciones es lo suficientemente grande como para que los modelos generen su propia climatología, por lo que la buena correspondencia no deja de ser un resultado positivo. Como se dijo anteriormente, los modelos en general representaron bien algunas de las características de la circulación atmosférica asociadas a eventos de precipitación extrema sobre la porción sur de la CP, sin embargo algunas diferencias fueron encontradas. La más notable fue la del viento meridional en 850 hPa: todos los modelos mostraron una incorrecta extensión hacia el este en verano y el modelo WRF mostró una subestimación de la intensidad en primavera. También se encontraron diferencias en la representación de la intensidad de las anomalías de altura geopotencial, destacándose la sobreestimación de la intensidad de la anomalía negativa en primavera y la subestimación en verano por parte de los modelos HadRM3P y REMO. Por su parte, el modelo WRF mostró una sobreestimación de la cuña y una subestimación de la vaguada en ambas estaciones.

La convergencia del flujo de humedad en 850 hPa también fue analizada. La misma se mostró presente en las regiones que registraron máximos de precipitación. Sin embargo, mostró una mayor correspondencia con los eventos de precipitación extrema en primavera que en verano, en cuanto a la posición de los máximos.

La buena correspondencia que se encontró entre los modelos y el reanálisis respecto de la circulación atmosférica asociada a los eventos de precipitación extrema y los forzantes necesarios para el desarrollo de la convección sobre la CP, tales como la llegada de aire cálido y húmedo en niveles bajos y la advección de vorticidad ciclónica generada por la presencia de una vaguada en niveles medios, contrasta con las mayores diferencias halladas entre los modelos y la base de datos de CPC en la representación de la precipitación extrema. Esto podría sugerir que las distintas parametrizaciones de la convección que cada modelo utiliza son las responsables de estas discrepancias. En particular para el modelo REMO, las parametrizaciones parecen tener mayores dificultades en representar la precipitación extrema.

Es posible que los resultados aquí obtenidos puedan mejorarse mediante otras estrategias. Una de ellas podría ser el aumento de la resolución de los MCRs que permita la inclusión de convección permitida, lo cual es costoso computacionalmente si se quiere analizar un largo período de tiempo. Otra alternativa podría ser la de evaluar simulaciones enfocadas en casos de estudio, lo que permite estudiar eventos que ocurren ocasionalmente en una región demandando menor capacidad de cómputo que las simulaciones de convección permitida de largo plazo.

5 REFERENCIAS

Barros VR, CR Garavaglia, ME Doyle (2013). Twenty- first century projections of extreme precipitations in the Plata Basin, *International Journal of River Basin Management*, 11:4: 373-387.

Bettolli ML, Solman SA, da Rocha RP et al. (2021). The CORDEX Flagship Pilot Study in southeastern South America: a comparative study of statistical and dynamical

downscaling models in simulating daily extreme precipitation events. *Clim Dyn* (2021). <https://doi.org/10.1007/s00382-020-05549-z>

Blázquez J, Nuñez MN (2013). Performance of a high resolution global model over southern South America. *Int Journal of Climatol*, 33: 904-919.

Blazquez J, Solman SA (2018). Fronts and precipitation in CMIP5 models for the austral winter of the Southern Hemisphere. *Clim Dyn*. 50: 2705-2717.

Blázquez J, Silvina AS (2020). Multiscale precipitation variability and extremes over South America: analysis of future changes from a set of CORDEX regional climate model simulations. *Clim Dyn* 55, 2089–2106. <https://doi.org/10.1007/s00382-020-05370-8>

Chen M, Shi W, Xie P, Silva VBS, Kousky VE, Wayne Higgins R, and Janowiak JE (2008). Assessing objective techniques for gauge-based analyses of global daily precipitation, *J. Geophys. Res.*, 113, D04110

Comité Intergubernamental Coordinador de los Países de la Cuenca del Plata - CIC; Estados Unidos: Organización de los Estados Americanos - OEA, (2017). *Transboundary Diagnostic Analysis for the La Plata River Basin - TDA. - 1a edición especial - Ciudad Autónoma de Buenos Aires.*

Davies HC, (1976). A lateral boundary formulation for multi-level prediction models. *Quart. J. R. Meteor. Soc.*, 102, 405-418.

Dee DP y coautores (2011). The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Q.J.R. Meteorol. Soc.* 137: 553-597.

Garreaud R (2000). Cold air incursions over subtropical South America: Mean structure and dynamics. *Monthly Weather Review*, 128(7), 2544-2559.

Giorgi F, Gutowski WJ (2015). Regional dynamical downscaling and the CORDEX initiative. *Annu Rev Environ Resour* 40:467–490

Giorgi F, Jones C, Asrar GR (2009). Addressing climate information needs at the regional level: the CORDEX framework. *WMO Bull*, 58 (3): 175–183.

Grell GA, Devenyi D (2002). A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques. *Geophys. Res. Lett.*, 29, 1693. [doi:10.1029/2002GL015311](https://doi.org/10.1029/2002GL015311)

Hagemann, S (2002). *An Improved Land Surface Parameter Dataset for Global and Regional Climate Models; Report No. 336; Max-Planck-Institute for Meteorology: Hamburg, Germany.*

Hong SY, Lim JOJ (2006). The WRF single-moment 6-class microphysics scheme (WSM6). *J. Korean Meteor. Soc.*, 42, 129–151

IPCC, 2013: Climate Change (2013). The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp.

Jacob D, Elizalde A, Haensler A, Hagemann S, Kumar P, Podzun R, Rechid D, Remedio AR, Saeed F, Sieck K, Teichmann C, Wilhelm C (2012). Assessing the transferability of the regional climate model REMO to different coordinated regional climate downscaling experiment (CORDEX) regions. *Atmosphere* 3(4):181–199. <https://doi.org/10.3390/atmos3010181>

Jones RG, Noguer M, Hassell D, Hudson D, Wilson S, Jenkins G., Mitchell J (2003). Workbook on generating high resolution climate change scenarios using PRECIS. Met Office Hadley Centre Rep., pp 32

Junquas C, Vera C, Li L, & Le Treut H (2011). Summer precipitation variability over Southeastern South America in a global warming scenario. *Climate Dynamics*, 38(9-10), 1867–1883. doi:10.1007/s00382-011-1141-y

Karl TR & Trenberth KE (2003). Modern global climate change. *Science* 302, 1719–1723. (doi:10.1126/science.1090228). Crossref, PubMed, ISI, Google Scholar

Kirkland EJ (2010). Bilinear Interpolation. In: *Advanced Computing in Electron Microscopy*. Springer, Boston, MA. https://doi.org/10.1007/978-1-4419-6533-2_12

Lavin-Gullon A, Feijoo M, Solman S et al. (2021). Synoptic forcing associated with extreme precipitation events over Southeastern South America as depicted by a CORDEX FPS set of convection-permitting RCMs. *Clim Dyn.* <https://doi.org/10.1007/s00382-021-05637-8>

Lohmann U, Roeckner E (1996). Design and performance of a new cloud microphysics scheme developed for the ECHAM4 general circulation model. *Clim. Dyn.* 12, 557–572.

Louis JF (1979). A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere.. *Bound. Layer Meteorol.* 17, 187–202.

Mechoso RC y coautores (2001). Climatology and hydrology of the Plata basin. VAMOS Scientific Study Group on the Plata Basin Doc., 56 pp. [Disponible en http://www.atmos.umd.edu/~berbery/lpb/science_plan.html.]

Mesinger F. (1993). Forecasting upper tropospheric turbulence within the framework of the Mellor-Yamada 2.5 closure. Res. Activ. in Atmos. and Ocean. Mod., WMO, Geneva, CAS/JSC WGNE Rep. No. 18, 4.28-4.29

Montini, T. (2017). How well do modern reanalyses simulate the South America Low-Level Jet? ERI Summer Fellowship 2017

Penalba OC, Robledo F (2010). Spatial and temporal variability of the frequency of extreme daily rainfall regime in the La Plata Basin during the 20th century. *Climate Change* 98 (3–4): 531–550.

Prein A, Langhans W, Fosser G, Ferrone A, Ban N, Goergen K, Keller M, Tolle M, Gutjahr O, Feser F, Brisson E, Kollet S, Schmidli J, Van Lipzig NPM, y Leung L (2015). A review on regional convection-permitting climate modeling: Demonstrations, prospects, and challenges: Convection-permitting climate modeling. *Reviews of Geophysics*, 53:n/a–n/a.

Rasmussen K and co-authors (2016). Contribution of extreme convective storms to rainfall in South America. *J. Hydrometeorol* 17: 353–367.

Rasmussen KL, Houze RA Jr (2016). Convective initiation near the Andes in subtropical South America. *Mon Wea Rev* 144: 2351–2374.

Re M, Barros V (2009). Extreme rainfalls in SE South America. *Climatic Change* 96:119–136.

Rossi, ME, & Deutsch, CV (2013). Mineral resource estimation. Springer Science & Business Media.

Salio P, Nicolini M, Zipser EJ (2007). Mesoscale convective systems over southeastern South America and their relation- ship with the South American low- level jet. *Mon. Wea. Rev.* 135: 1290–1309.

Skamarock W, Klemp J, Dudhia J, Gill D, Barker D, Duda M, Wang W, Powers J (2008). A description of the advanced research WRF version 3 (No. NCAR/TN-475+STR). University Corporation for Atmospheric Research. <http://dx.doi.org/10.5065/D68S4MVH>

Skansi M, Brunet M, Sigró J, Aguilar E, Arevalo JA, Bentancur O, Y, Castellon, Correa R, Jácome H, Ramos A, Oria C, Max Pasten A, Sallons-Mitro S, Villarroel C, Martinez R, Alexander L, Jones P (2013). Warming and wetting signals emerging from analysis of changes in climate extreme indices over South America. *Global and Planetary Change*. 100. 295-307. 10.1016/j.gloplacha.2012.11.004.

Solman S y coautores (2013). Evaluation of an ensemble of regional climate model simulations over South America driven by the ERA-Interim reanalysis: Model performance and uncertainties *Clim Dyn* 41: 1139-1157.

Solman SA (2016). Systematic temperature and precipitation biases in the CLARIS- LPB ensemble simulations over South America and possible implications for climate change projections. *Climate Research* 68: 117–136.

Solman SA, Blazquez J (2019). Multiscale precipitation variability over South America: Analysis of the added value of CORDEX RCM simulations. *Clim Dyn* 53:1547:1565.

Sorensson AA, Menéndez CG, Ruscica R, Alexander P, Samuelsson P, Willén U (2010). Projected precipitation changes in South America: a dynamical downscaling within CLARIS. *Meteorologische Zeitschrift* Vol. 19 No. 4, p. 347 - 355

Taylor Karl E. (2001). Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison, Lawrence Livermore National Laboratory, Livermore, California.

Tewari M, F. Chen, W. Wang, J. Dudhia, M. A. LeMone, K. Mitchell, M. Ek, G. Gayno, J. Wegiel, and R. H. Cuenca (2004). Implementation and verification of the unified NOAA land surface model in the WRF model. 20th conference on weather analysis and forecasting/16th conference on numerical weather prediction, pp. 11–15

Tiedtke, M. A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large scale models (1989). *Mon. Weather Rev.*, 117, 1779–1800.

Vera C, Silvestri G, Liebmann B, and González P (2006). Climate change scenarios for seasonal precipitation in South America from IPCC-AR4 models, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L13707, doi:[10.1029/2006GL025759](https://doi.org/10.1029/2006GL025759).

Xie P, Yatagai A, Chen M, Hayasaka T, Fukushima Y, Liu C, Yang S (2007). A gauge- based analysis of daily precipitation over East Asia, *J. Hydrometeorol.* 8: 607-626.

Zaninelli PG, Menéndez CG, Falco M, López-Franca N, Carril AF (2018). Future hydroclimatological changes in south america based on an ensemble of regional climate models. *Climate Dynamics* 52: 819-830.

Zipser EJ y coautores (2006). Where are the most intense thunderstorms on Earth? *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 87:1057–1071.