

SOCIEDAD CHILENA DE INGENIERÍA HIDRÁULICA
XXVII CONGRESO CHILENO DE INGENIERÍA HIDRÁULICA

**EVALUACIÓN DEL MODELO WRF EN LA SIMULACIÓN DE
PRECIPITACIONES EXTREMAS ASOCIADAS A RÍOS ATMOSFÉRICOS EN LA
ZONA CENTRAL DE CHILE**

FELIPE SAAVEDRA M.¹
JOAQUÍN MEZA A.²
YUSUKE HIRAGA³
MIGUEL LAGOS Z.⁴

RESUMEN

Los eventos de precipitación extrema (EPEs) generan impactos severos en la zona central de Chile, donde la topografía compleja intensifica sus efectos. Este estudio evalúa el desempeño del modelo WRF frente a diez EPEs históricos (1960–2021), la mayoría asociados a ríos atmosféricos, utilizando 21 combinaciones de esquemas de microfísica (MP) y convección (CU). Las simulaciones se validaron mediante el sesgo (BIAS), el error cuadrático medio (RMSE), la eficiencia de precipitación (EP) y un análisis zonal (costa, valle y cordillera). Los resultados muestran que la selección de esquemas de MP y CU influyen significativamente en la simulación, siendo la MP el factor más determinante. Dado el contenido similar de agua precipitable entre esquemas, las diferencias reflejan el momento en que se activa la lluvia y la cantidad que se genera. Con fines operacionales, se sugiere priorizar el esquema de microfísica Thompson en conjunto con el esquema de convección Kain–Fritsch, ya que esta combinación prácticamente no presenta sesgo general a nivel de los eventos analizados y, además, mostró ser la que reproduce el menor sesgo y error (RMSE) en la zona montañosa.

¹ Departamento de Obras Civiles, Universidad Técnica Federico Santa María – email: felipe.saavedram@usm.cl

² Departamento de Obras Civiles, Universidad Técnica Federico Santa María – email: joaquin.meza@usm.cl

³ Department of Civil and Environmental Engineering, Tohoku University – email: yusuke.hiraga.c3@tohoku.ac.jp

⁴ Departamento de Obras Civiles, Universidad Técnica Federico Santa María – email: miguel.lagos@usm.cl

1. INTRODUCCIÓN

En las últimas décadas, los eventos de precipitación extrema (EPEs) han generado impactos significativos en distintas regiones del mundo, provocando inundaciones, deslizamientos de tierra, daños a la infraestructura y pérdidas humanas y económicas (Westra et al., 2014). Estos fenómenos se han intensificado debido a que el cambio climático está alterando los patrones de precipitación, incrementando la frecuencia e intensidad de los EPEs a nivel global (Westra et al., 2014; Tabari, 2020; Li et al., 2024; Mirzaei et al., 2025). Frente a este escenario, los modelos numéricos de predicción del tiempo (NWP, por sus siglas en inglés) se han consolidado como herramientas fundamentales para analizar fenómenos atmosféricos de alto impacto, como los EPEs, al permitir simular la dinámica atmosférica y los patrones de precipitación (Yáñez-Morrón et al., 2018; Merino et al., 2022).

No obstante, a pesar de su capacidad para resolver las ecuaciones de gobierno que describen la dinámica atmosférica, su aplicación enfrenta limitaciones asociadas a la complejidad y multiescala de los procesos involucrados (Skamarock, 2008). Fenómenos como la formación de nubes deben representarse mediante esquemas de parametrización física debido a restricciones de resolución, lo que introduce incertidumbres. Así, el desempeño del modelo depende de las condiciones de borde e iniciales (Comín et al., 2018), la resolución espacial (Moya Álvarez et al., 2018) y la elección de esquemas físicos (Li et al., 2024). La precipitación, en particular, es altamente sensible a la elección del esquema de microfísica y convección (Jankov et al., 2009; Arévalo et al., 2024), aunque su impacto varía según el evento, sin que exista una configuración óptima universal (Hiraga & Tahara, 2024).

Sumado a estas limitaciones, las zonas con topografía compleja presentan desafíos adicionales para la simulación numérica, ya que la representación del relieve suele estar limitada por la resolución del modelo (Yáñez-Morrón et al., 2018). Este es precisamente el caso de la zona central de Chile, donde un fuerte gradiente altitudinal (que supera los 6000 metros en menos de 200 km) modula intensamente la circulación atmosférica y los patrones de precipitación, favoreciendo procesos como el ascenso forzado y el realce orográfico, especialmente durante eventos extremos (Garreaud et al., 2024). En este contexto, los ríos atmosféricos (RAs), definidos como corredores estrechos de transporte intenso de vapor de agua (Newell et al., 1992; Ralph et al., 2004), juegan un rol clave en la región. Se estima que están presentes en cerca de la mitad de los EPEs entre 32°S y 37°S, y que aportan entre un 45% y 60% de la precipitación anual (Viale et al., 2018).

Dado el carácter particularmente complejo de la zona central de Chile, tanto en términos topográficos como meteorológicos, el modelo Weather Research and Forecasting (WRF; Skamarock et al., 2008) ha sido adoptado por la Dirección Meteorológica de Chile (DMC), que lo utiliza para emitir pronósticos dos veces al día. De forma complementaria, diversas investigaciones han empleado WRF para evaluar su capacidad de representar patrones climáticos en la región. A nivel climatológico, Schumacher et al. (2020) reprodujeron la variabilidad de la precipitación en los Andes centrales, mientras que Fernández et al. (2021) representaron patrones climáticos en el centro-sur, aunque con sesgos cálidos y secos. Por su parte, Arévalo et al. (2024) evaluaron 14 combinaciones físicas del modelo, variando esquemas de superficie, capa límite, convección y microfísica, observando una disminución del desempeño con la altitud. Solo Yáñez-Morrón et al. (2018) y Hiraga & Meza (2025) han

explorado la sensibilidad del WRF en eventos extremos: el primero analizó tres esquemas de microfísica y distintos “lead times”, mientras que el segundo utilizó 48 combinaciones para simular EPEs asociados a RAs. No obstante, este último abordó solo cuatro eventos y una única métrica, lo que evidencia la necesidad de ampliar su evaluación en contextos con RAs.

En respuesta a estas limitaciones, este estudio analiza los diez eventos de precipitación extrema más intensos en la zona central de Chile, identificados mediante datos de reanálisis, simulando 21 combinaciones de esquemas físicos (siete de microfísica y tres de convección), con el fin de evaluar el comportamiento del modelo WRF frente a EPEs, en su mayoría asociados a RAs. Dado el rol de la topografía en la dinámica atmosférica regional, se incluye una desagregación zonal (costa, valle y cordillera) para detectar diferencias espaciales en el rendimiento de cada configuración. Los resultados pueden servir como base para estimaciones físicas de la PMP en sectores andinos del centro de Chile, las cuales pueden utilizarse como insumo en modelos hidrológicos orientados a la estimación de la Crecida Máxima Probable. Asimismo, los hallazgos tienen el potencial de contribuir al fortalecimiento de sistemas de alerta temprana y a una mejor planificación territorial e hidráulica en el contexto del cambio climático.

2. DATOS Y MÉTODOS

2.1. ZONA DE ESTUDIO

La zona de estudio abarca la zona central de Chile, entre los 30.5°S y 37.5°S (Figura 1B). Comprende principalmente el sector denominado zona central, pero también incluye una porción del centro-norte y del centro-sur del país, de acuerdo con las delimitaciones propuestas por Falvey & Garreaud (2007) y Bozkurt et al. (2019). Esta región se caracteriza por un clima mediterráneo, con precipitaciones concentradas principalmente en el semestre frío (otoño-invierno) y veranos secos, así como una alta variabilidad interanual de la lluvia (Garreaud et al., 2009). A esto se suma su importancia demográfica y económica, al concentrar cerca del 70% de la población nacional (INE, 2024) y aportar aproximadamente el 70% del Producto Interno Bruto del país (Banco Central de Chile, 2013).

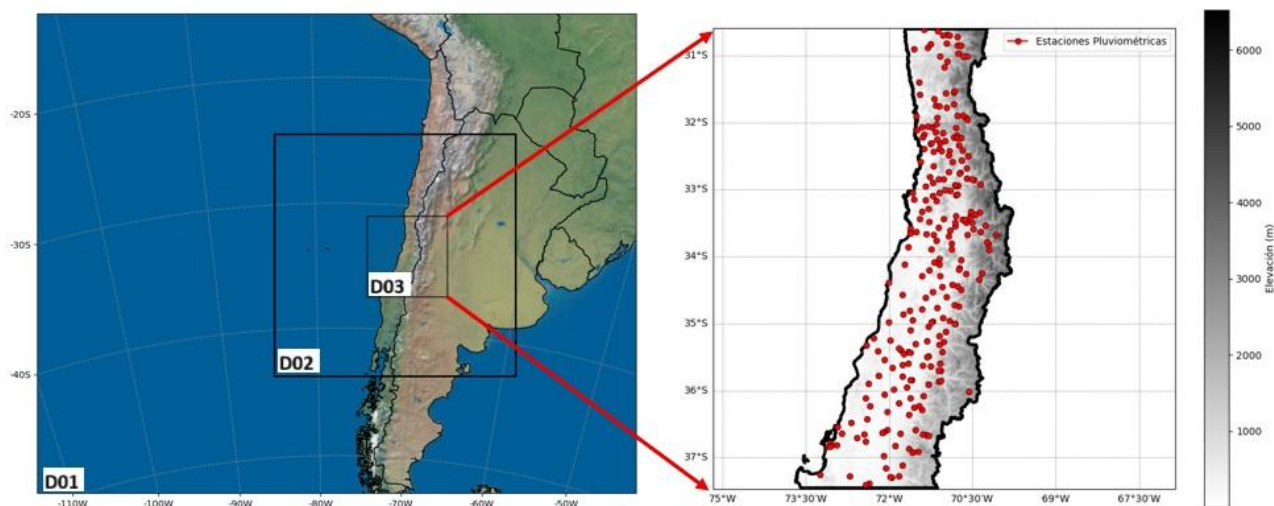


Figura 1. (A) Configuración del modelo WRF con tres dominios anidados de 36, 12 y 4 km de resolución espacial. **(B)** Zona de estudio definida longitudinalmente por el dominio del modelo WRF y latitudinalmente por el territorio continental chileno. Se muestran también las estaciones pluviométricas utilizadas para la evaluación del desempeño del modelo.

2.2. DATOS

Se empleó el conjunto de datos CR2MET, el cual proporciona información grillada a nivel diario de precipitación y temperatura cercana a la superficie sobre Chile continental, con una resolución espacial de $0,05^\circ$ (~ 5 km) (Boisier et al., 2023). Adicionalmente, se emplearon datos observacionales de precipitación diaria de 237 estaciones dentro del área de estudio provenientes de la Dirección General de Aguas (DGA) y la Dirección Meteorológica de Chile (DMC) (Figura 1, B). Ambos conjuntos se usaron para validar las simulaciones del modelo.

2.3. SELECCIÓN DE EVENTOS

Para caracterizar la respuesta del modelo WRF ante eventos de precipitación extrema, se seleccionaron los diez episodios más intensos entre 1960 y 2021, utilizando promedios espaciales de precipitación acumulada en ventanas móviles de 72 horas a partir de CR2MET. Al menos cinco de estos eventos debían estar asociados a ríos atmosféricos (RAs), los cuales fueron identificados mediante el algoritmo de detección de Mundhenk et al. (2016) el cual permite identificar estructuras tipo RA a partir de campos de transporte de vapor de agua (IVT, por sus siglas en inglés) que superan ciertos umbrales anómalos de intensidad, como el establecido por Rutz et al. (2014), de $250 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$.

La Tabla 1 presenta los eventos seleccionados, ordenados según la precipitación media acumulada en el área de estudio ($\overline{PR}$). Para facilitar su identificación en las secciones de resultados, los eventos fueron codificados como E1 a E10.

Ranking	ID	fecha inicio	fecha final	$\overline{PR}$	Ranking	ID	fecha inicio	fecha final	$\overline{PR}$
1	E1	18-07-1978	21-07-1978	181,1	6	E6	01-07-1984	04-07-1984	159,8
2	E2	02-07-1984	05-07-1984	180,2	7	E7	13-07-1987	16-07-1987	154,3
3	E3	03-07-1984	06-07-1984	169,3	8	E8	26-05-1991	29-05-1991	152,3
4	E4	17-07-1978	20-07-1978	167,4	9	E9	19-07-1978	22-07-1978	151,9
5	E5	19-06-1997	22-06-1997	163,2	10	E10	12-06-2000	15-06-2000	150,4

Tabla 1. Eventos de precipitación extrema seleccionados en la zona central de Chile.

2.4. CONFIGURACIÓN DEL MODELO WRF

Se emplea el modelo WRF-ARW (versión 4.2.1), ampliamente utilizada en la simulación numérica de eventos meteorológicos extremos en distintas regiones del mundo (Jankov et al., 2009; Douluri & Chakraborty, 2021; Merino et al., 2022; Lagos-Zúñiga, 2025).

La configuración adoptada consistió en tres dominios anidados con resoluciones espaciales de 36 km, 12 km y 4 km. Esta última resolución permite una adecuada simulación de EPE,

equilibrando desempeño y eficiencia computacional (Liu et al., 2021), además de mejorar la representación de procesos locales en zonas montañosas (Moya Álvarez et al., 2018). El dominio más externo capta las condiciones sinópticas de gran escala, mientras que los internos se concentran en la zona de interés. La Figura 1(A) muestra los dominios utilizados. Además, se definieron 50 niveles verticales, en concordancia con el rango óptimo sugerido por Liu et al. (2021) para una adecuada representación de los procesos asociados a la precipitación en terrenos complejos.

Las simulaciones se forzaron utilizando datos del reanálisis ERA5 (Hersbach et al., 2020), desarrollado por el European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF). Este conjunto de datos entrega información horaria global con una resolución espacial de 0,25°, disponible desde 1940 hasta el presente.

Finalmente, para asegurar que el modelo alcanzara un estado de equilibrio dinámico antes del análisis, se definió un tiempo de spin-up de 72 horas. Aunque este valor supera la recomendación de 48 horas en condiciones estables (Liu et al., 2023), se justificó por la presencia de inestabilidades previas a los eventos. La elección también se respalda en estudios regionales, como el de Yáñez-Morroni et al. (2018).

2.5. PARAMETRIZACIONES DE WRF

La simulación de EPEs en WRF depende principalmente de los esquemas de microfísica y convección, por su rol en la formación de nubes y el desarrollo de convección profunda (Liu et al., 2011; Yáñez-Morroni et al., 2018; Arévalo et al., 2024)

Dada la influencia de estas parametrizaciones en los resultados del modelo, este estudio evalúa un conjunto de 21 combinaciones físicas, conformadas por siete esquemas de microfísica: Purdue LIN (LIN), WRF Single-Moment 6-class (WSM6), Goddard (GODD), New Thompson (THO), Morrison double-moment (MDM), Stony Brook University (SBU-YLIN) y WRF Double-Moment 6 (WDM6). La selección de estos esquemas se basó en su buen desempeño reportado en estudios realizados en la zona central de Chile (Garreaud et al., 2024; Comín et al., 2018; Yáñez-Morroni et al., 2018; Hiraga & Meza, 2025), así como en evidencia internacional sobre su capacidad para simular eventos de precipitación en regiones de topografía compleja (McMillen & Steenburgh, 2015).

Para la parametrización de la convección se utilizaron tres esquemas: Kain-Fritsch (KF), Grell-Freitas (GF) y Grell 3D Ensemble (G3D). KF se incluyó por su uso recurrente en estudios sobre la zona central de Chile (Fernández et al., 2021; Comín et al., 2018; Viale et al., 2013; Schumacher et al., 2020), GF por su buen desempeño en eventos extremos según Hiraga & Meza (2025), y G3D por su aplicación en Yáñez-Morroni et al. (2018). Esta parametrización se aplicó solo en los dos dominios externos, mientras que en el dominio interno (resolución de 4 km) se permitió el desarrollo explícito de la convección.

El resto de las parametrizaciones físicas se mantuvo fijo, empleando MYNN 2.5 para la capa límite planetaria, Noah para superficie terrestre, Dudhia para radiación de onda corta y RRTM para onda larga, todos utilizados en estudios previos en Chile central (Fernández et

al., 2021; Yáñez Morroni et al., 2018; Viale et al., 2013; Schumacher et al., 2020). Estos esquemas, si bien relevantes, han mostrado un impacto menor en la simulación de EPEs comparado con microfísica y convección (Liu et al., 2011; Merino et al., 2022).

2.6. EVALUACIÓN DEL MODELO

Para cuantificar errores sistemáticos se utilizaron el error cuadrático medio (RMSE) y el sesgo (BIAS), calculados como:

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (P_i^{sim} - P_i^{obs})^2} \quad (1)$$

$$BIAS = \frac{\sum_{i=1}^N (P_i^{sim} - P_i^{obs})}{N} \quad (2)$$

donde P_i^{obs} corresponde a la precipitación observada en la estación i , P_i^{sim} es la precipitación simulada por el modelo en la celda del dominio 3 donde se ubica la estación i y N es el número total de estaciones.

4. RESULTADOS

4.1. EVALUACIÓN GENERAL DEL MODELO

Para evaluar el desempeño espacial de las configuraciones del modelo, se analizó la diferencia media de la precipitación acumulada a 72 h con respecto a CR2MET para los diez eventos extremos seleccionados (Figura 2). La precipitación media a 72 h en CR2MET a través de estos eventos es de aproximadamente 163 mm, lo que proporciona una magnitud de referencia para interpretar los sesgos reportados. En general, todas las configuraciones tienden a sobrestimar la precipitación en la cordillera de los Andes, con máximos que superan los +400 mm en simulaciones con microfísica LIN, especialmente cuando se combinan con los esquemas de convección GF y G3D, donde el sesgo promedio alcanza hasta +55 mm. Esta sobreestimación se concentra entre 32°S y 35°S, en zonas de elevadas (>2000 msnm). En contraste, los esquemas THO, SBU y MDM presentan sesgos promedio cercanos a cero, con una distribución espacial más homogénea. Este comportamiento es consistente con los resultados obtenidos por Hiraga y Meza (2025) en la cuenca del río Maipo, donde el esquema SBU también mostró los menores sesgos. El esquema GODD, por su parte, muestra un comportamiento moderado (entre 3 - 12 mm), con menor variación latitudinal.

En la zona occidental, próxima a la costa, el sesgo es generalmente negativo o cercano a cero, lo que indica una leve subestimación del modelo en esa región. Además, se identifica un patrón sistemático de mayor sesgo en el norte del dominio (aproximadamente entre 31°S y 32°S) para las configuraciones que utilizan LIN, WSM6 y WDM6, a diferencia de lo

observado con los esquemas de microfísica restantes, que mantienen una diferencia más uniforme a lo largo de la latitud.

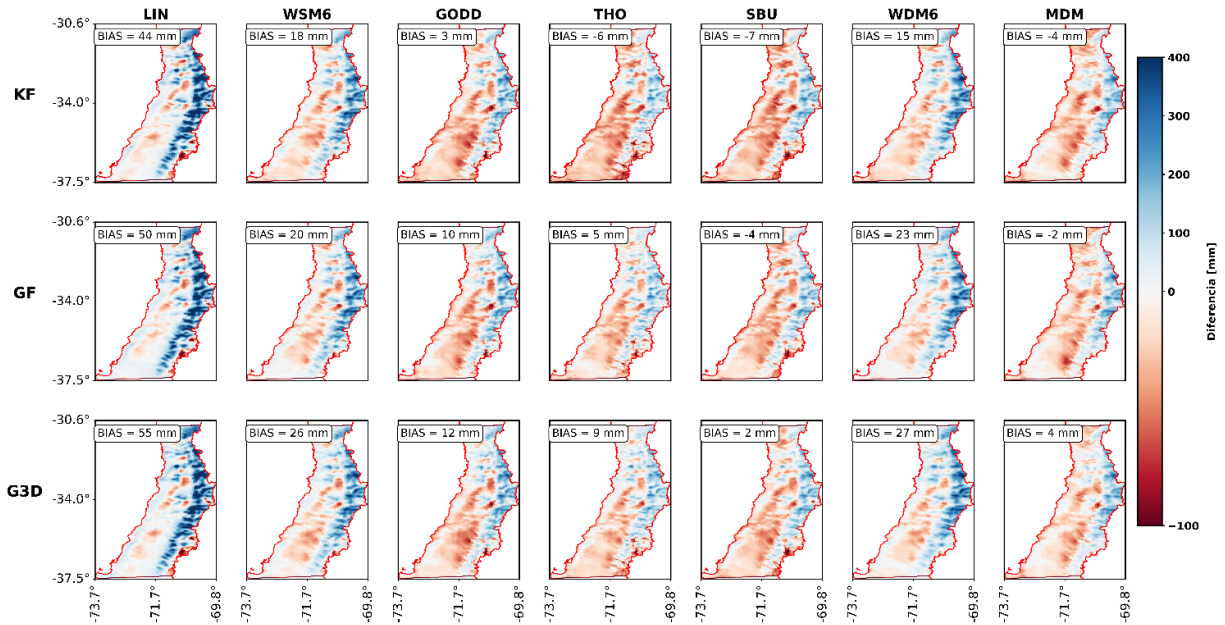


Figura 2. Diferencia promedio acumulada de precipitación (WRF – CR2MET) para los diez eventos extremos. Cada panel muestra la diferencia espacial promedio entre la precipitación simulada y los datos CR2MET, acumulada en 72 h para los diez eventos extremos. Se presentan las combinaciones de esquemas de microfísica (columnas) y convección (filas). Valores positivos indican sobreestimación y negativos, subestimación. El valor superior corresponde al sesgo promedio del dominio. El valor de BIAS mostrado en cada recuadro corresponde al sesgo promedio calculado a partir de las estaciones pluviométricas dentro del dominio.

En la Figura 3 (A), se presenta el análisis de la métrica BIAS para las 21 combinaciones de esquemas de microfísica (MP) y convección (CU), calculado a partir de la precipitación acumulada en superficie registrada en estaciones durante los diez eventos extremos seleccionados.

Las simulaciones evidencian mayor sensibilidad al esquema de microfísica, aunque también se observa una tendencia general asociada al esquema de convección. Las configuraciones con el esquema KF presentan, en promedio, menores sesgos positivos, mientras que aquellas con G3D tienden a sobreestimar con mayor intensidad, comportamiento consistente con lo observado en las métricas de RMSE (no mostradas). Los esquemas de microfísica GODD y THO destacan por sus rangos intercuartil más estrechos, reflejando menor dispersión entre eventos. Combinaciones como SBU-GF, THO-KF, SBU-GF y MDM-KF presentan bajos sesgos incluso ante los eventos más extremos. Si bien todas las configuraciones muestran outliers en el evento E10 (sobreestimado), los sesgos son menores en THO-KF y SBU-GF (ej. +34 mm) en comparación con otras combinaciones que superan los +100 mm (LIN). El evento E7, por otro lado, fue sistemáticamente subestimado por la mayoría de las configuraciones, con sesgos entre -25 mm y -50 mm, excepto en LIN-G3D, que presentó un

sesgo cercano a cero. Estos resultados destacan la tendencia general de las parametrizaciones de convección a modular la intensidad de la precipitación en el orden $KF < GF < G3D$.

Para evaluar el comportamiento del modelo en términos de generación de precipitación, se analizó la Eficiencia de Precipitación (EP), representada en la Figura 3, B. Esta métrica, calculada mediante la ecuación (3), corresponde al cociente entre la precipitación acumulada y el contenido de vapor de agua disponible durante cada evento.

$$EP = \frac{\sum_{i=1}^N \overline{PR}_i}{\sum_{i=1}^N \overline{PW}_i} \times 100 \quad (3)$$

Donde $\overline{PR}_i$ y $\overline{PW}_i$ corresponden a los valores promedio en el dominio de la precipitación superficial y del agua precipitable, respectivamente, en la hora i , y N es el número total de horas analizadas (72 h).

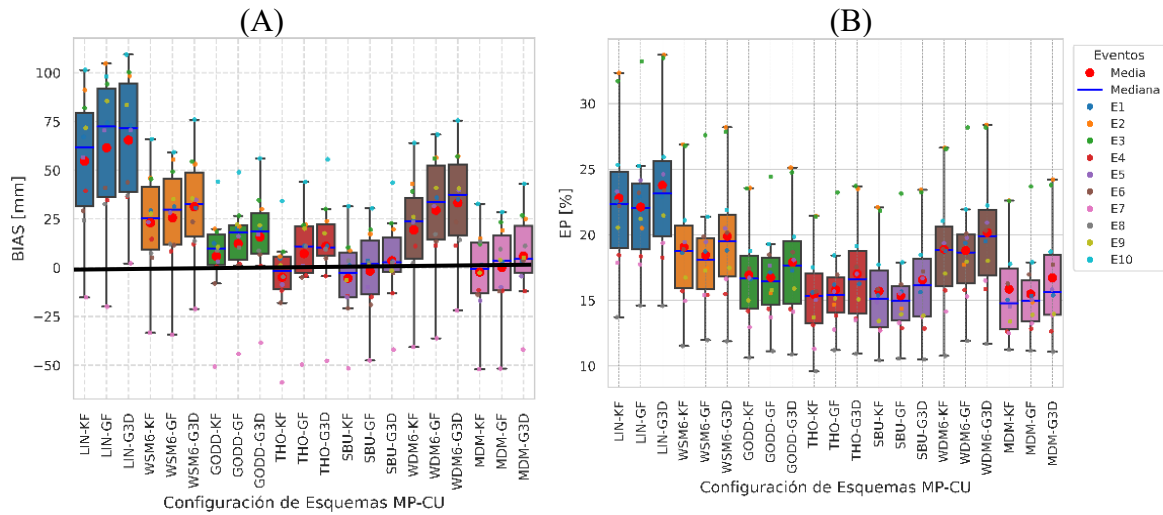


Figura 3. Boxplots de BIAS y eficiencia de precipitación (EP) para las configuraciones MP-CU. (A) Sesgo de precipitación acumulada respecto a estaciones. (B) Eficiencia de precipitación según ecuación 4. Los puntos representan los valores individuales por evento (según ID de la Tabla 1).

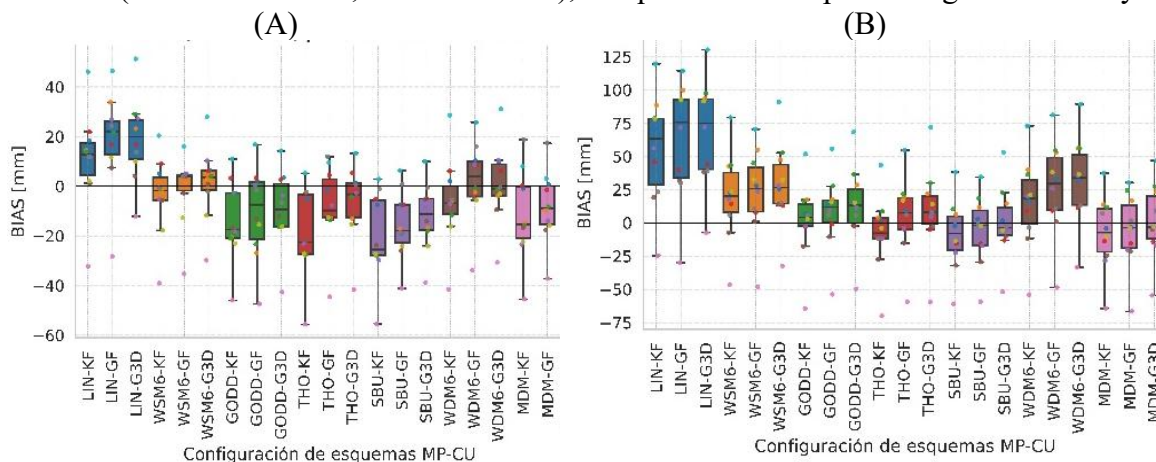
Las combinaciones con el esquema LIN registraron las mayores eficiencias (>25 %), en concordancia con los altos sesgos positivos ya mencionados, lo que sugiere una influencia significativa. En contraste, esquemas como MDM y SBU mostraron eficiencias menores (14–18 %), lo que indica una conversión de vapor más conservadora. Pese a ser el evento más intenso, E1 mostró eficiencias cercanas a la mediana, lo que sugiere que su elevado contenido de agua precipitable (PW) permitió grandes acumulaciones sin requerir una eficiencia excepcional. Como el PW mostró poca variación entre configuraciones, se concluye que las diferencias en EP se deben principalmente a la variabilidad en la precipitación simulada, reflejando el nivel de activación microfísica de cada esquema más que el forzante termodinámico disponible.

4.3.2. ANALISIS POR ZONA

Se realizó un análisis zonal del sesgo de precipitación acumulada, dividiendo el dominio en costa (0–250 msnm), valle (250–1000 msnm) y cordillera (>1000 msnm), según Arévalo et al. (2024). En la zona costera (Figura 4,A), la mayoría de las configuraciones tienden a subestimar la precipitación, con excepción de aquellas que incorporan el esquema LIN. La configuración THO-KF, que mostró buen desempeño a nivel general, evidenció alta dispersión en esta zona, subestimando sistemáticamente todos los eventos salvo E10. Combinaciones con SBU presentaron un comportamiento similar. En contraste, WSM6-GF destacó por su baja variabilidad y sesgos cercanos a cero en siete de los diez eventos, aunque presentó subestimaciones relevantes en E9 (–12.7 mm), solo WDM6-GF y WDM6-G3D presentaron menor sesgo en ese evento.

En la zona del valle (Figura 4, B) se observa una sobrestimación sistemática de la precipitación en todas las configuraciones, siendo el esquema LIN el de peor desempeño, con sesgos promedio superiores a 75 mm y una alta dispersión entre eventos. En contraste, las combinaciones THO-KF y SBU-G3D destacan por su estabilidad, con sesgos acotados entre –70 mm (evento E7) y +45 mm (E10). Este comportamiento relativamente estable también se observa en otras configuraciones con el esquema SBU. El esquema MDM presenta resultados intermedios, aunque con mayor variabilidad. Por su parte, las configuraciones que incorporan WSM6 no logran un buen desempeño en esta zona, exhibiendo una amplia dispersión, con sesgos que oscilan entre –50 mm y +99 mm.

En la zona cordillerana (Figura 4, C) ninguna configuración logra reproducir adecuadamente la magnitud observada de la precipitación; la mayoría de las combinaciones tiende a sobreestimarla considerablemente. Este diagnóstico debe interpretarse con cautela, dado que la cobertura de pluviómetros en esta zona es limitada (23 estaciones, frente a 127 en el valle y 87 en la costa), lo que incrementa la incertidumbre y amplía la dispersión entre eventos. Las configuraciones basadas en LIN presentan los mayores sesgos positivos, que superan los 200 mm en al menos cinco eventos y alcanzan los 400 mm en el evento E2. Los esquemas WDM6 y WSM6 también generan importantes sobreestimaciones y, entre las opciones no basadas en LIN, los valores más altos de RMSE (no mostrados), junto con rangos intercuartil más amplios. En contraste, los esquemas THO, SBU y MDM muestran un mejor desempeño, con sesgos entre –33 mm y +130 mm y menor dispersión general. La combinación THO–KF presenta el menor RMSE (≈ 100 mm, no mostrado) como en BIAS (≈ 51 mm), seguida de SBU–GF (RMSE ≈ 113 mm; BIAS ≈ 58 mm), aunque con una dispersión ligeramente mayor.



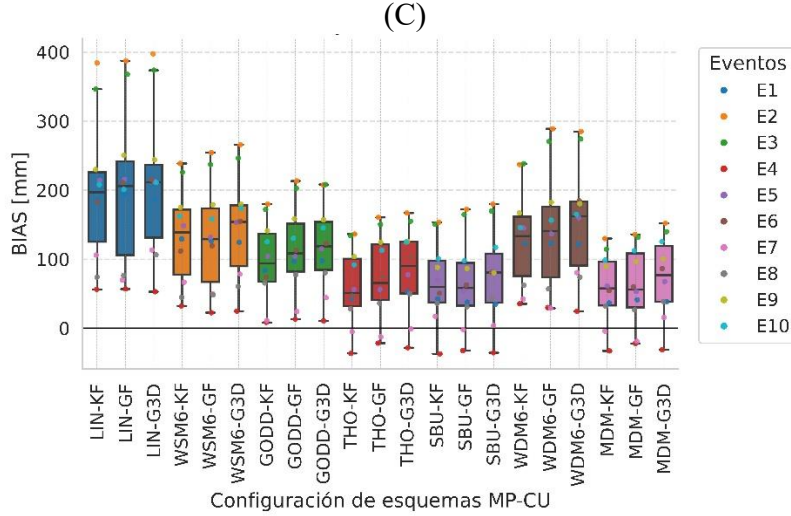


Figura 4. (A)–(C) Boxplots del sesgo (BIAS) de la precipitación acumulada para las configuraciones MP–CU en las tres zonas del dominio: (A) costa, (B) valle y (C) cordillera, calculado a partir de observaciones en estaciones. Los puntos corresponden a cada evento (E1–E10) según la Tabla 1.

5. CONCLUSIÓN

Los resultados muestran que el rendimiento del modelo WRF depende fuertemente de la combinación MP–CU, siendo la microfísica el factor más determinante. En general, las configuraciones THO-KF, SBU-KF y SBU-GF representaron mejor el volumen de precipitación acumulada, mientras que esquemas como LIN y WDM6 tendieron a sobreestimar los eventos, con eficiencias de precipitación (EP) superiores al 20 %. En cambio, combinaciones como MDM y SBU presentaron EP más moderadas (14–18 %), lo que indica una conversión de vapor más conservadora. Dado que el contenido de PW fue similar entre esquemas, las diferencias en EP reflejan principalmente la influencia de la MP.

El análisis espacial del rendimiento del modelo reveló diferencias marcadas entre zonas, con una tendencia general del WRF a sobreestimar la precipitación en sectores de mayor altitud. En la zona costera, la configuración WSM6-GF destacó por su bajo sesgo; en el valle, los resultados fueron más dispersos, aunque configuraciones como THO-KF, SBU-GF y GODD-KF lograron una mejor representación de los acumulados observados. En la cordillera, donde todas las combinaciones tendieron a amplificar la precipitación, los esquemas THO, SBU y MDM mostraron un mejor comportamiento, con menor dispersión del sesgo, aunque con variaciones entre subestimación y sobreestimación. Estos resultados refuerzan que no existe una combinación óptima universal, ya que el desempeño del modelo está fuertemente condicionado por la topografía.

Dada la menor cantidad de estaciones presentes en regiones montañosas (27 de un total de 237), resulta fundamental realizar el análisis por zona, ya que el análisis global tiende a estar dominado por las estaciones de valle y costa, suavizando las diferencias que se observan en la cordillera. En este contexto, la combinación THO–KF prácticamente no presentó sesgo a

nivel medio de los eventos y produjo los menores valores de sesgo y error (RMSE) en la zona montañosa. Por ende, y con fines operacionales, los resultados sugieren su uso en la zona central de Chile para la simulación de EPEs asociados a RAs.

En futuras investigaciones, sería relevante evaluar la influencia de distintas condiciones iniciales y de borde en la simulación de EPEs, considerando que la elección del reanálisis forzante puede afectar la representación de los procesos asociados a los RAs. Asimismo, se recomienda realizar pruebas de sensibilidad adicionales con otros esquemas de microfísica y convección, con el objetivo de reducir aún más los sesgos en zonas montañosas.

REFERENCIAS

- Arévalo, J., Marín, J. C., Díaz, M., Raga, G., Pozo, D., Córdova, A. M., & Baumgardner, D. (2024). Sensitivity of simulated conditions to different parameterization choices over complex terrain in Central Chile. *Atmosphere*, 15(1), 10. <https://doi.org/10.3390/atmos15010010>
- Banco Central de Chile. (2013). *Cuentas nacionales de Chile: Revisión del PIB por actividad económica 2008–2013*. <https://www.bcentral.cl/>
- Boisier, J. P. (2023). *CR2MET: A high-resolution precipitation and temperature dataset for the period 1960–2021 in continental Chile (v2.5) [Data set]*. Zenodo. <https://doi.org/10.5281/zenodo.7529682>
- Bozkurt, D., Rojas, M., Boisier, J. P., Rondanelli, R., Garreaud, R., & Gallardo, L. (2019). Dynamical downscaling over the complex terrain of southwest South America: Present climate conditions and added value analysis. *Climate Dynamics*, 53(11), 6745–6767. <https://doi.org/10.1007/s00382-019-04959-y>
- Comin, A. N., Schumacher, V., Justino, F., & Fernández, A. (2018). Impact of different microphysical parameterizations on extreme snowfall events in the Southern Andes. *Weather and Climate Extremes*, 21, 65–75. <https://doi.org/10.1016/j.wace.2018.07.001>
- Douluri, H. L., & Chakraborty, A. (2021). Assessment of WRF-ARW model parameterization schemes for extreme heavy precipitation events associated with atmospheric rivers over West Coast of India. *Atmospheric Research*, 249, 105330. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2020.105330>
- Falvey, M., & Garreaud, R. (2007). Wintertime Precipitation Episodes in Central Chile: Associated Meteorological Conditions and Orographic Influences. *Journal of Hydrometeorology*, 8(2), 171–193. <https://doi.org/10.1175/JHM562.1>
- Fernández, A., Schumacher, V., Ciocca, I., & otros. (2021). Validation of a 9-km WRF dynamical downscaling of temperature and precipitation for the period 1980–2005 over Central South Chile. *Theoretical and Applied Climatology*, 143, 361–378. <https://doi.org/10.1007/s00704-020-03416-9>
- Garreaud, R. D., Vuille, M., Compagnucci, R., & Marengo, J. (2009). Present-day South American climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281(3–4), 180–195. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2007.10.032>
- Garreaud, R. D., Jacques-Coper, M., Marín, J. C., & Narváez, D. A. (2024). Atmospheric rivers in South-Central Chile: Zonal and tilted events. *Atmosphere*, 15(4), 406. <https://doi.org/10.3390/atmos15040406>
- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Schepers, D., Simmons, A., Soci, C., Abdalla, S., Abellan, X., Balsamo, G., Bechtold, P., Biavati, G., Bidlot, J., Bonavita, M., ... Thépaut, J.-N. (2020). *The ERA5 global reanalysis*. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 146(730), 1999–2049. <https://doi.org/10.1002/qj.3803>

- Hiraga, Y., & Tahara, R. (2025). Sensitivity of localized heavy rainfall in Northern Japan to WRF physics parameterization schemes. *Atmospheric Research*, 314, 107802. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2024.107802>
- Hiraga, Y., & Meza, J. (2025). Extreme precipitation modeling and Probable Maximum Precipitation (PMP) estimation in Chile. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 58, 102274. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2025.102274>
- Instituto Nacional de Estadísticas. (2024). *Resultados Censo de Población y Vivienda 2024*. <https://visor.censo2024.cl>
- Jankov, I., Bao, J., Neiman, P. J., Schultz, P. J., Yuan, H., & White, A. B. (2009). Evaluation and Comparison of Microphysical Algorithms in ARW-WRF Model Simulations of Atmospheric River Events Affecting the California Coast. *Journal of Hydrometeorology*, 10(4), 847-870. <https://doi.org/10.1175/2009JHM1059.1>
- Lagos-Zúñiga, M., Paredes, M., Pinto, D., Garcés, A., & Montserrat, S. (2025). Aluvión de El Carmen 2024, Provincia del Huasco: Análisis meteorológico desde una perspectiva observacional y numérica. *Revista SOCHID*, 40(1).
- Li, S., Chen, Y., Wei, W., Fang, G., & Duan, W. (2024). The increase in extreme precipitation and its proportion over global land. *Journal of Hydrology*, 628, Article 130456. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2023.130456>
- Li, Y., Tian, Z., Chen, X., Su, X., & Yu, E. (2024). Investigation on the sensitivity of precipitation simulation to model parameterization and analysis nudging over Hebei Province, China. *Atmosphere*, 15(4), 512. <https://doi.org/10.3390/atmos15040512>
- Liu, C., Ikeda, K., Thompson, G., Rasmussen, R., & Dudhia, J. (2011). High-Resolution Simulations of Wintertime Precipitation in the Colorado Headwaters Region: Sensitivity to Physics Parameterizations. *Monthly Weather Review*, 139(11), 3533-3553. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-11-00009.1>
- Liu, Y., Chen, Y., Chen, O., Wang, J., Zhuo, L., Rico-Ramirez, M. A., & Han, D. (2021). To develop a progressive multimetric configuration optimisation method for WRF simulations of extreme rainfall events over Egypt. *Journal of Hydrology*, 598, 126237. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2021.126237>
- Liu, Y., Zhuo, L., & Han, D. (2023). Developing spin-up time framework for WRF extreme precipitation simulations. *Journal of Hydrology*, 620(Part A), 129443. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2023.129443>
- Lowrey, M. R. K., & Yang, Z. (2008). Assessing the Capability of a Regional-Scale Weather Model to Simulate Extreme Precipitation Patterns and Flooding in Central Texas. *Weather and Forecasting*, 23(6), 1102-1126. <https://doi.org/10.1175/2008WAF2006082.1>
- McMillen, J. D., & Steenburgh, W. J. (2015). Impact of Microphysics Parameterizations on Simulations of the 27 October 2010 Great Salt Lake–Effect Snowstorm. *Weather and Forecasting*, 30(1), 136-152. <https://doi.org/10.1175/WAF-D-14-00060.1>
- Merino, A., García-Ortega, E., Navarro, A., Sánchez, J. L., & Tapiador, F. J. (2022). WRF hourly evaluation for extreme precipitation events. *Atmospheric Research*, 274, Article 106215. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2022.106215>
- Mirzaei, M., Shirmohammadi, A., Ruiz-Barradas, A., Olson, L. J., & Negahban-Azar, M. (2025). Climate change effects on the spatial and temporal distribution of extreme precipitation in the Mid-Atlantic region. *Urban Climate*, 61, Article 102382. <https://doi.org/10.1016/j.uclim.2025.102382>
- Moya-Álvarez, A. S., Martínez-Castro, D., Kumar, S., Rojas-Agramonte, Y., Mejía-Vélez, D., & Fernández, J. (2019). Response of the WRF model to different resolutions in the rainfall forecast over the complex Peruvian

orography. *Theoretical and Applied Climatology*, 137, 2993–3007. <https://doi.org/10.1007/s00704-019-02782-3>

Mudiar, D., Rondanelli, R., Valenzuela, R. A., & Garreaud, R. D. (2024). Unraveling the dynamics of moisture transport during atmospheric rivers producing rainfall in the Southern Andes. *Geophysical Research Letters*, 51, e2024GL108664. <https://doi.org/10.1029/2024GL108664>

Mundhenk, B. D., Barnes, E. A., & Maloney, E. D. (2016). All-season climatology and variability of atmospheric river frequencies over the North Pacific. *Journal of Climate*, 29(13), 4885–4903. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0655.1>

Newell, R. E., Newell, N. E., Zhu, Y., & Scott, C. (1992). Tropospheric rivers? – A pilot study. *Geophysical Research Letters*, 19(24), 2401–2404. <https://doi.org/10.1029/92GL02916>

Ralph, F. M., Neiman, P. J., & Wick, G. A. (2004). Satellite and CALJET Aircraft Observations of Atmospheric Rivers over the Eastern North Pacific Ocean during the Winter of 1997/98. *Monthly Weather Review*, 132(7), 1721–1745. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2004\)132<1721:SACAOO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2004)132<1721:SACAOO>2.0.CO;2)

Rutz, J. J., Steenburgh, W. J., & Ralph, F. M. (2014). Climatological characteristics of atmospheric rivers and their inland penetration over the western United States. *Monthly Weather Review*, 142(2), 905–921. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-13-00168.1>

Schumacher, V., Fernández, A., Justino, F., & Comin, A. (2020). WRF high resolution dynamical downscaling of precipitation for the Central Andes of Chile and Argentina. *Frontiers in Earth Science*, 8, 328. <https://doi.org/10.3389/feart.2020.00328>

Skamarock, W. C., & Klemp, J. B. (2008). A time-split nonhydrostatic atmospheric model for weather research and forecasting applications. *Journal of Computational Physics*, 227(7), 3465–3485. <https://doi.org/10.1016/j.jcp.2007.01.037>

Tabari, H. (2020). Climate change impact on flood and extreme precipitation increases with water availability. *Scientific Reports*, 10, Article 13768. <https://doi.org/10.1038/s41598-020-70816-2>

Viale, M., Valenzuela, R., Garreaud, R. D., & Ralph, F. M. (2018). Impacts of Atmospheric Rivers on Precipitation in Southern South America. *Journal of Hydrometeorology*, 19(10), 1671–1687. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-18-0006.1>

Westra, S., Fowler, H. J., Evans, J. P., Alexander, L. V., Berg, P., Johnson, F., ... & Roberts, N. M. (2014). Future changes to the intensity and frequency of short-duration extreme rainfall. *Reviews of Geophysics*, 52(3), 522–555. <https://doi.org/10.1002/2014RG000464>

Yáñez-Morroni, G., Gironás, J., Caneo, M., Delgado, R., & Garreaud, R. (2018). Using the Weather Research and Forecasting (WRF) Model for Precipitation Forecasting in an Andean Region with Complex Topography. *Atmosphere*, 9(8), 304. <https://doi.org/10.3390/atmos9080304>