

DIVULGACIÓN CIENTÍFICA

EL IMPACTO DE LA PARAMETRIZACIÓN DE PROCESOS MICROFÍSICOS EN LA SIMULACIÓN DE DOS EVENTOS DE LLUVIA CONVECTIVA SOBRE LOS ANDES CENTRALES DEL PERÚ USANDO EL MODELO NUMÉRICO WRF-ARW

Daniel Martínez-Castro^{1,2}, Shailendra Kumar², José Luis Flores Rojas², Aldo Moya Alvarez², Jairo Valdivia Prado², Elver Villalobos Puma², Carlos Del Castillo Velarde² y Yamina Silva Vidal²

RESUMEN

El presente estudio explora el impacto del método de expresar los procesos microfísicos en las nubes en la simulación numérica de eventos de lluvia convectiva sobre los Andes centrales, utilizando el modelo numérico de Investigación y Pronóstico del Tiempo (WRF, por sus siglas en inglés). Se probaron seis métodos de parametrización de los procesos microfísicos, a partir de la anidación sucesiva unidireccional de cuatro dominios (18, 6, 3 y 0.75 km de resolución). Las parametrizaciones de otros procesos físicos se mantuvieron invariables en los diferentes experimentos. Se integró durante 36 h con los datos globales del Centro Nacional de Predicción Ambiental de Estados Unidos (NCEP, por sus siglas en inglés) con condiciones iniciales de las 07:00, hora local (GMT-5). Las simulaciones se verificaron utilizando datos de satélite GOES, información del radar perfilador de nubes de banda Ka instalado en el Observatorio de Huancayo y variables meteorológicas medidas en superficie. Todas las parametrizaciones microfísicas describieron aproximadamente el comportamiento de la temperatura durante el paso del sistema, aunque en uno de los casos se subestimó la temperatura y en otros dos se subestimó la precipitación acumulada en 24 h. En particular, las configuraciones del modelo con parametrizaciones de Morrison y Lin reprodujeron la dinámica general del desarrollo de los sistemas de nubes para los dos estudios de caso. No obstante, el análisis del campo horizontal y los perfiles verticales de la masa de agua del sistema, así como los diferentes hidrometeoros muestran que la parametrización de Morrison reprodujo los sistemas convectivos de manera más consistente con las observaciones que los otros métodos.

El artículo científico original se encuentra en: <https://doi.org/10.3390/atmos10080442>

AFILIACIÓN:

1. Centro de Física de la Atmósfera - Instituto de Meteorología de Cuba
2. Instituto Geofísico del Perú, Lima, Perú

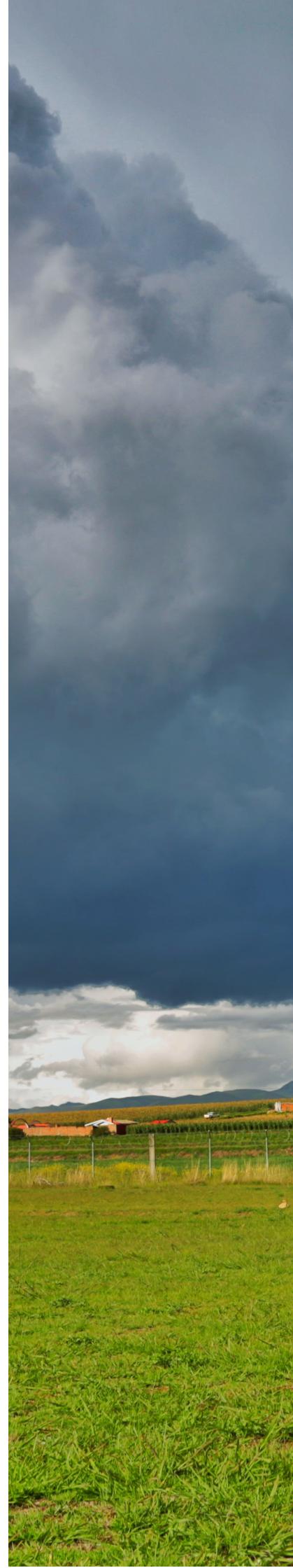
Citar como: Martínez, D., Kumar, S., Flores, J., Moya, A., Valdivia- Prado, J., Villalobos, E., Del Castillo, C., Silva, Y. (2020). El impacto de la parametrización de procesos microfísicos en la simulación de dos eventos de lluvia convectiva sobre los Andes Centrales del Perú usando el modelo numérico WRF-ARW. Boletín científico El Niño, Instituto Geofísico del Perú, Vol. 7 N.º 09. pág. 5-15.

INTRODUCCIÓN

Las tormentas que producen lluvias ocasionales y granizo en los valles de los Andes centrales se producen por la interacción de los flujos de la Amazonía y el Pacífico a diferentes alturas, modulados por las complejas condiciones de orografía local (Junquas et al., 2016; 2018). En particular, en la zona del valle del Mantaro, las condiciones tropicales, influenciadas por el viento cálido y húmedo del este proveniente de la Amazonía, sumado a un fuerte calentamiento del suelo durante las horas de la tarde, propician el desarrollo de nubes convectivas que interactúan fuertemente con la circulación local (Garraud et al., 1999; Sulca et al., 2015).

El modelo numérico de investigación y pronóstico meteorológico (WRF, por sus siglas en inglés), en su variante de investigación avanzada (ARW, por sus siglas en inglés) (Skamarock et al., 2008), es una de las principales herramientas para el estudio de los mecanismos de desarrollo de la convección y la estructura interna de las tormentas en el valle, así como para la predicción de precipitaciones. La correcta configuración del modelo es fundamental para lograr un buen pronóstico, como se ha demostrado para diferentes partes del mundo con diversas condiciones geográficas y climatológicas (Ruiz et al., 2010; Rajevan et al., 2010; Mayor et al., 2015).

El presente trabajo se centra en el impacto de la elección, en el WRF, del esquema microfísico para reproducir la estructura de dos sistemas nubosos que producen precipitación en la región de la cuenca del río Mantaro. Las condiciones y mecanismos dinámicos de desarrollo de estos sistemas fueron discutidos por Flores-Rojas et al. (2019). Los eventos de lluvia convectiva (ELC) ocurrieron en las tardes del 29 de diciembre de 2015 (ELC1) y el 7 de enero de 2016 (ELC2), y pueden considerarse como típicos de la región de los Andes centrales. Las ELC fueron documentadas con los datos obtenidos del Observatorio de Huancayo (HYO), así como de bases de datos satelitales.



DATOS Y METODOLOGÍA

Las simulaciones se realizaron utilizando la versión 3.7 del modelo WRF-ARW. Las condiciones iniciales y de contorno se tomaron del "Análisis Operacional Global Final" del NCEP FNL (<https://rda.ucar.edu/datasets/ds083.2/>), cada 6 horas, con resolución horizontal de 1°. El análisis contiene datos meteorológicos de superficie y de 26 niveles de la columna de aire (nivel máximo 200 hPa). Para la topografía se utilizó el modelo de elevación digital SRTM NASA / NGA, que, con una resolución de 90 m, reproduce con un grado de detalle aceptable la topografía de los Andes (Shuttle Radar Topography Mission, Farr et al., 2007) (https://dds.cr.usgs.gov/srtm/version2_1/).

Se anidaron cuatro dominios para asegurar el correcto y gradual paso de las variables meteorológicas de entrada al modelo WRF, de escalas mayores a menores. Se siguió la configuración de Moya-Alvarez et al. (2018) en donde se utilizaron sólo tres dominios anidados (18, 6 y 3 km) y se incluyó, además, un cuarto dominio interno, con una resolución de 750 m, el cual cubre el valle del Mantaro y las laderas de las montañas limítrofes (Figura 1a) para poder alcanzar una escala espacial compatible con las dimensiones de las corrientes verticales en el interior de las nubes, donde ocurren los fenómenos microfísicos. El análisis de la evolución de la estructura de los sistemas estudiados se centra en este dominio. Las curvas de nivel del dominio interno se muestran con más detalle en la Figura 1b. El período de simulación fue de 36 horas para cada experimento, a partir de las 00:00 UTC hasta las 12:00 UTC del día siguiente.

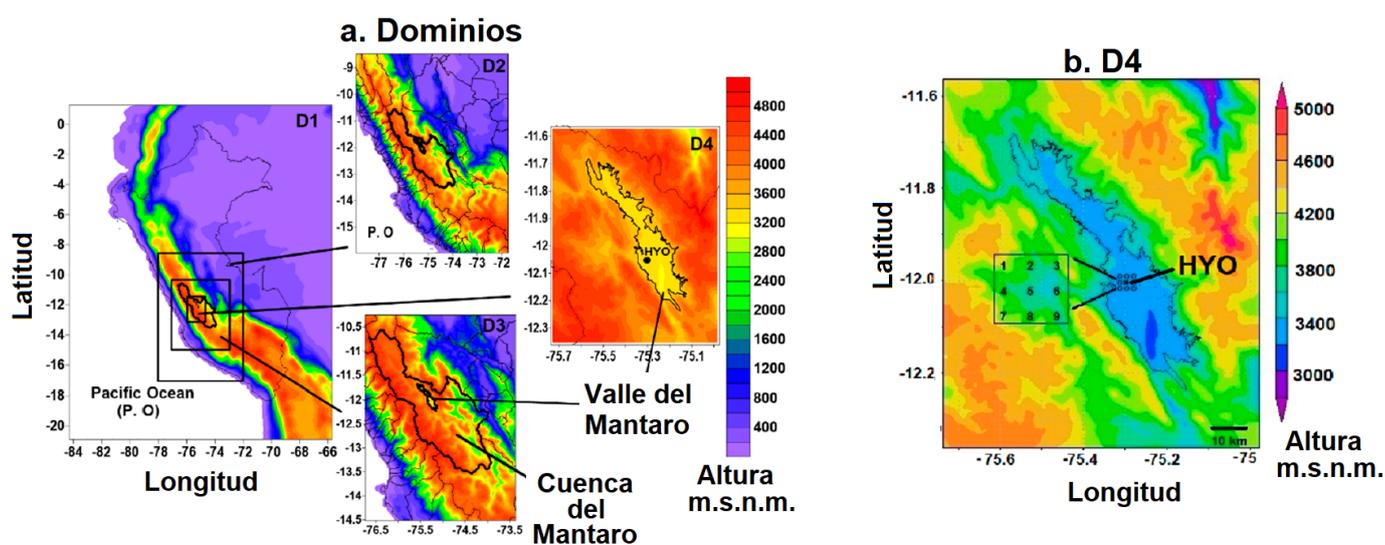


Figura 1. a) Cuatro dominios anidados. Dominio 1 (D1): Perú, territorios circundantes y el próximo océano Pacífico. Dominio 2 (D2): Andes centrales. Dominio 3 (D3): Cuenca del río Mantaro. Dominio 4 (D4): Valle del Mantaro. b) D4 con topografía más detallada, incluidos los 9 puntos que se utilizan para evaluar la precipitación simulada.

Los modelos numéricos como WRF, que reproducen la evolución de las nubes, incluyen la solución de ecuaciones para las razones de mezcla de diferentes hidrometeoros, además de las variables meteorológicas básicas como temperatura, humedad y componentes del viento. La evolución de los diferentes tipos de hidrometeoros se reproduce con ayuda de un esquema de parametrización microfísica, que permite describir los procesos microfísicos de escala menor que la resolución del modelo en cada paso de integración del mismo. En dependencia del grado de complejidad del esquema de parametrización aplicado, se puede describir la evolución de diferentes tipos de hidrometeoros y las interacciones

entre ellos. En los esquemas aplicados en el presente trabajo se consideran al menos cinco tipos de hidrometeoros, a través de sus razones de mezcla: agua de nube, que corresponde a gotas de menos de 0.2 mm de radio y que están suspendidas en las corrientes verticales de las nubes (Q_c); gotas de precipitación, que son gotas con diámetros entre 0.2 y más de 5 mm (Q_r); cristales de hielo individuales (Q_i); copos de nieve (Q_s), que son aglomeraciones de cristales de hielo y un quinto tipo de hidrometeoro (Q_g) que incluye desde embriones pequeños hasta piedras de granizo.

La distribución por tamaños de los hidrometeoros se describe, en general, mediante funciones de distribución gamma de tres parámetros.

$$N_i(D) = N_{0i} D^{\mu_i} e^{-\lambda_i D}$$

El índice $i=1-5$ representa los diferentes hidrometeoros, N_0 , μ y λ son los parámetros de la distribución. El parámetro μ_i está asociado con la forma de la distribución. Si $\mu_i = 0$, la distribución de tamaños del hidrometeoro i se reduce a una exponencial.

Los parámetros integrales de esta distribución (razón de mezcla, reflectividad y tasa de lluvia) se calculan a partir de los diferentes momentos de orden n de la distribución, dados por:

$$m_{n_i} = \int_0^{\infty} D_i^n e^{-\lambda_i D_i} dD_i$$

Donde $i=1-5$ y n se denomina orden del momento ($n=0$ representa la concentración de partículas y $n=3$ es proporcional a la razón de mezcla de masa de partículas por masa de aire)

Para probar el impacto de la elección de la parametrización de microfísica en la capacidad del modelo para reproducir la evolución de las nubes y las precipitaciones en los estudios de caso, se aplicaron seis esquemas, tres de los cuales se habían probado previamente en la investigación de Moya-Alvarez et al. (2018): el esquema de Lin et al., (2002) y el de Thompson et al. (2008), que son de un solo momento, y el de Morrison et al. (2009), que es un esquema de dos momentos. Considerando su éxito en las simulaciones de eventos de precipitación o pronósticos de precipitación en regiones orográficas o tropicales, se probaron tres esquemas más: el esquema de Milbrandt y Yau de dos momentos (Milbrandt et al., 2005) y los esquemas de un solo momento Goddard, (Tao et al., 2003) y WSM6 (Hong et al., 2006), todos ellos con buen desempeño en trabajos anteriores en situaciones de orografía compleja (Mayor et al., 2012; Tan et al., 2016).

Los esquemas de un solo momento consisten en ecuaciones para el transporte y el balance de masa de cada uno de los tipos de hidrometeoros que están presentes como variables pronosticadas en el modelo. Generalmente, el momento de tercer orden se predice para la distribución de cada hidrometeoro, ya que está relacionado con su razón de mezcla por unidad de masa de aire. En este tipo de parametrizaciones, las concentraciones de hidrometeoros se fijan a priori o se diagnostican a partir de consideraciones teóricas o empíricas, partiendo del momento pronosticado por las ecuaciones. Esto último es una limitación, ya que en muchos casos no existe una correspondencia biunívoca entre la concentración de un tipo de hidrometeoro y su razón de mezcla, pues los procesos microfísicos involucran tanto la unión de hidrometeoros del mismo tipo como el crecimiento por difusión de gotas o partículas de hielo del vapor de agua. Estos procesos pueden implicar el crecimiento simultáneo de un momento y la disminución de otro.

Los esquemas de dos momentos, generalmente, incluyen como variable de pronóstico, además de la razón de mezcla, a la concentración de gotas (momento de orden cero de la distribución de partículas por tamaños). Para la verificación de las simulaciones, se utilizaron las mediciones de la estación meteorológica Huayao y los instrumentos del Laboratorio de Microfísica Atmosférica y Radiación (LAMAR) del Instituto Geofísico del Perú, ambos ubicados en el Observatorio de Huancayo (HYO) [12° 02'18 "S (12.04° S), 75° 19'22" W (75.32° W), 3350 m s. n. m.; UTC-5]. El radar MIRA 35-C, con frecuencia de 34.85 GHz (longitud de onda de 8.6 mm), resolución de alcance de 31 m y resolución temporal de 5.6 s, es un radar Doppler estático y polarimétrico, de banda Ka, el cual está dirigido verticalmente hacia arriba y que permite registrar la reflectividad, así como los perfiles de velocidad vertical de las nubes y sus partículas de precipitación, a medida que se mueven por encima del radar.

La distribución espacio-temporal de la lluvia se estimó a partir del producto satelital trihorario de lluvia TRMM 3B42 (Huffman et al., 2007). Complementariamente, se utilizaron las imágenes del satélite geostacionario GOES para obtener la temperatura de brillo de los toques de las nubes.

RESULTADOS

La Figura 2 muestra la evolución del campo de precipitación cada tres horas para la cuenca del Mantaro: el 29 de diciembre de 2015 (paneles superiores) y el 7 de enero de 2016 (paneles inferiores). la temperatura de brillo de los toques de las nubes.

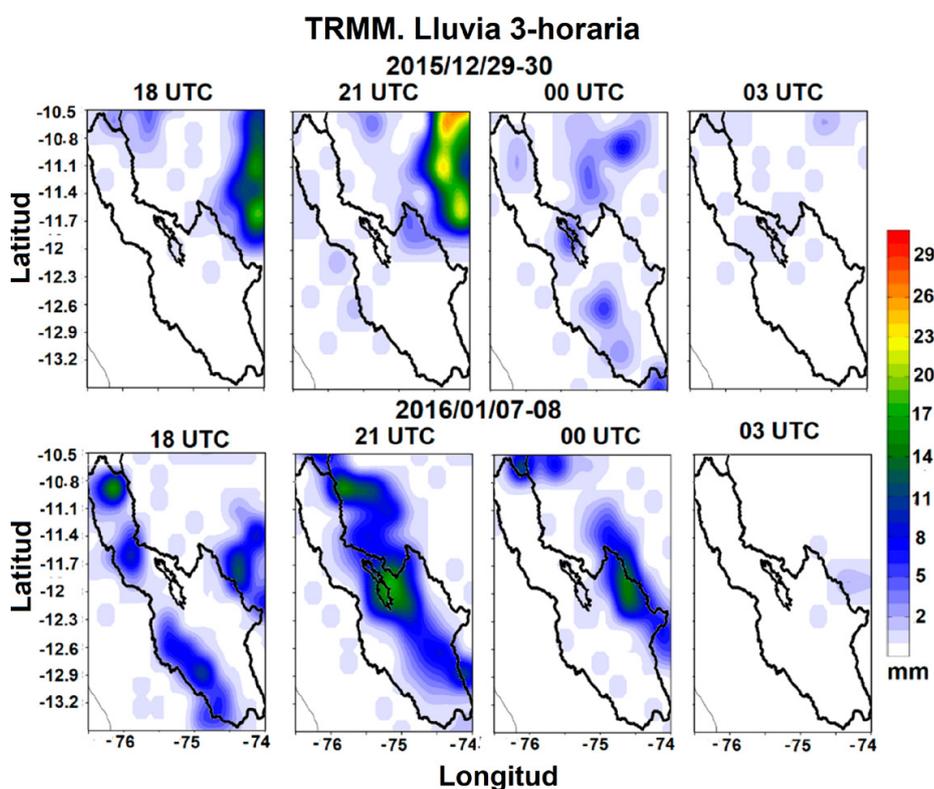


Figura 2. Evolución de los datos de precipitación superficial en cada intervalo de 3 horas usando el producto TRMM 3B42 para los eventos de lluvia convectiva.

Para investigar si el modelo puede reproducir la precipitación de manera consistente con los datos disponibles, se interpolaron ocho puntos alrededor del HYO para obtener la precipitación simulada por el modelo, no para un punto fijo, sino para una región más difusa (Figura 1b). La Figura 3 muestra la serie de tiempo de lluvia observada y simulada. Las líneas punteadas indican las observaciones del pluviómetro (rojo) y del radar terrestre (azul), mientras que las líneas continuas muestran la salida del modelo para las diferentes configuraciones. ELC1 (Figura 3a) se reprodujo en las cercanías de HYO, aproximadamente una hora antes de su detección por el radar y el pluviómetro. Las parametrizaciones de Morrison, Goddard, WSM6 y Milbrandt reprodujeron la lluvia sobre HYO en cierta medida, mientras que Thompson y Lin prácticamente no pudieron reproducirla en el cuadro seleccionado. Morrison, Milbrandt y Goddard simularon el evento de precipitación aproximadamente de 21:50 a 22:50, UTC mientras que WSM6 lo reprodujo una hora antes. Morrison muestra el máximo de precipitación más significativo a las 21:10 UTC, 1 hora y 30 minutos antes que el pico en las observaciones. El modelo reprodujo un evento de precipitación anterior, entre las 20 y las 21 UTC aproximadamente, que no fue registrado por los instrumentos, pero que pudo haber ocurrido cerca de HYO.

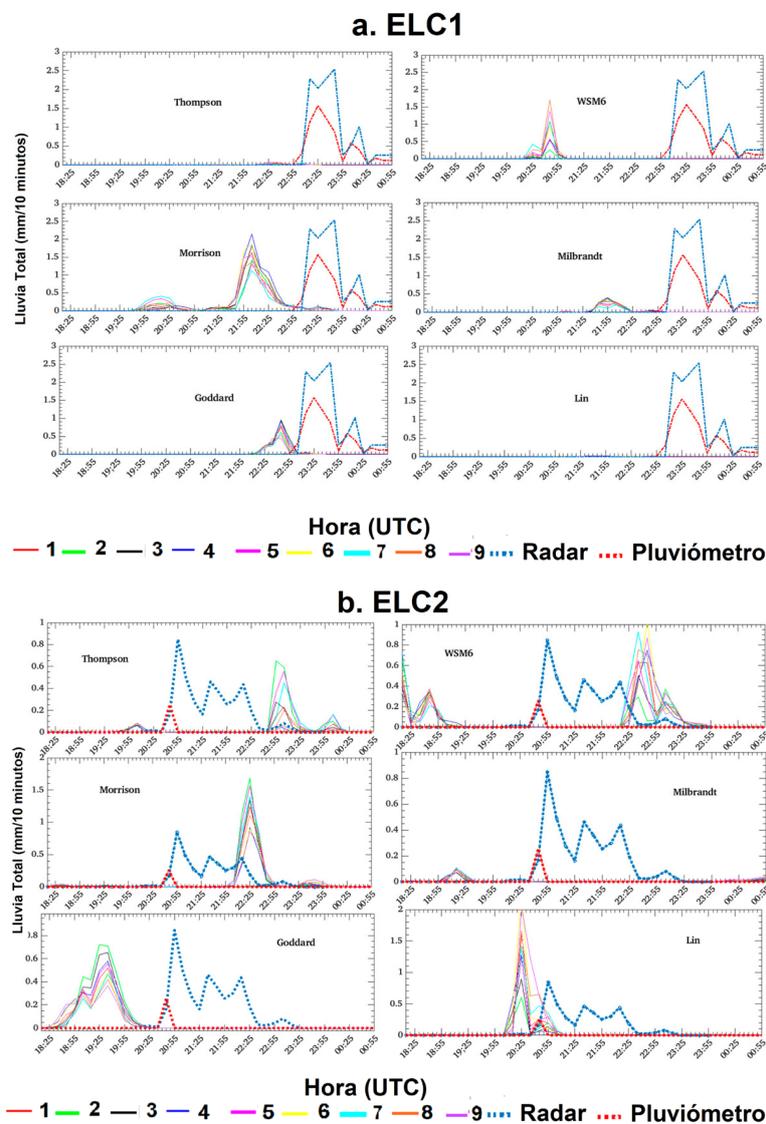


Figura 3. Tasa de lluvia observada en la estación de HYO y lluvia simulada para un arreglo de 9 puntos en la vecindad de la estación para diferentes esquemas microfísicos cuyas ubicaciones se muestran en la Fig. 1b. a) Serie de tiempo de la precipitación estimada por radar de banda Ka (líneas de puntos azules), observaciones del pluviómetro (líneas de puntos rojas) y lluvia simulada (líneas continuas de colores) para ELC1 y b) igual que a, pero para ELC2.

Para ELC2 (Figura 3b), las seis configuraciones son capaces de reproducir la ocurrencia de lluvia de baja intensidad en la estación y los alrededores, pero con un desfase de tiempo en relación con el evento de lluvia. Como ejemplo, las parametrizaciones de Thompson y WSM6 reproducen dos eventos de lluvia débil, uno antes y otro después de las observaciones (entre las 20:25 UTC y las 22:25 UTC). La parametrización de Morrison reproduce solo un máximo de lluvia, casi 2 horas después del pico de lluvia en las observaciones, mientras que la de Goddard reproduce el máximo de lluvia 2 horas antes que las observaciones. Lin simuló la precipitación máxima casi 1 hora antes que las observaciones. Las diferentes configuraciones del modelo sobrestiman o subestiman en casi la misma cantidad la precipitación superficial en comparación con las observaciones, a excepción de Milbrandt, que simula la menor cantidad de lluvia.

SIMULACIÓN DE HIDROMETEOROS EN EL VALLE DEL MANTARO Y SUS ALREDEDORES

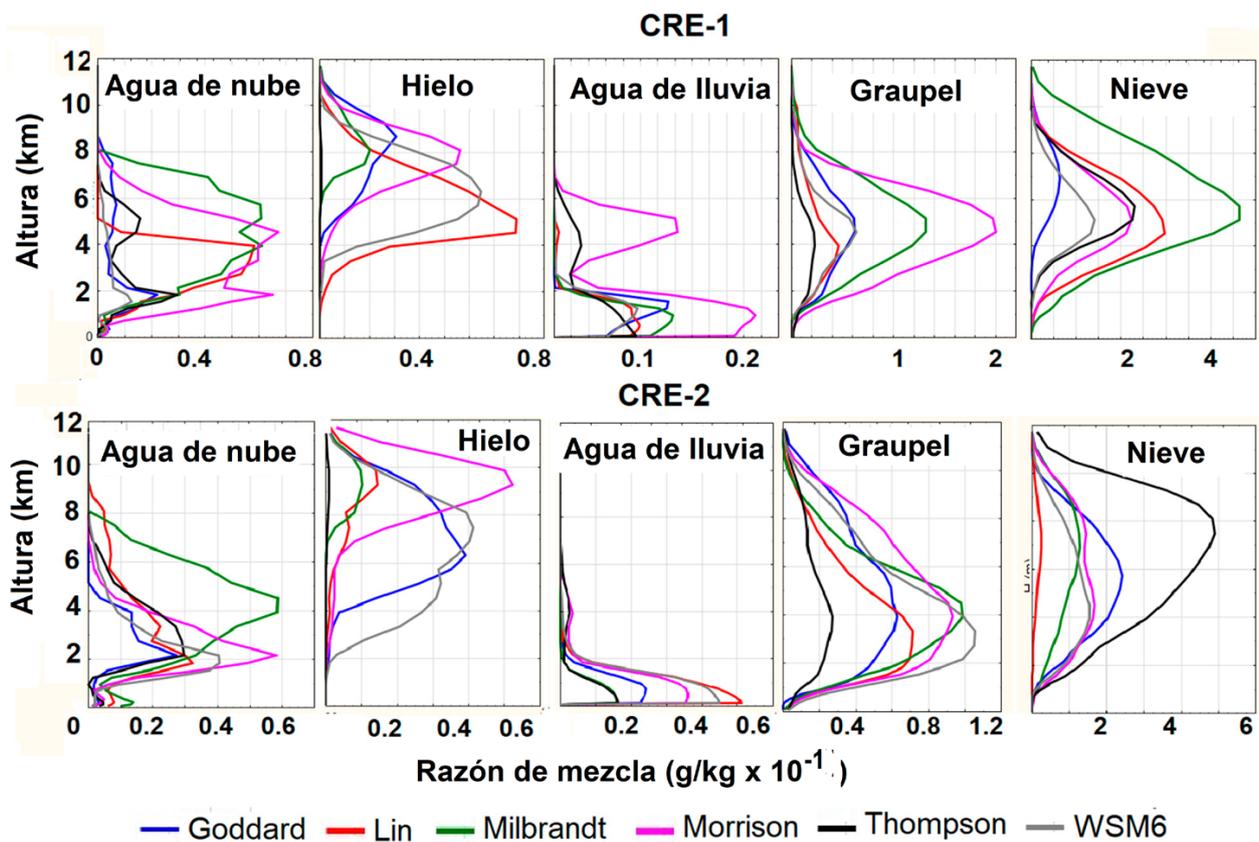


Figura 4. Perfil vertical promedio de hidrometeoros simulado por esquemas de microfísica del modelo WRF para ELC1

La Figura 4 muestra los perfiles verticales promediados en el tiempo y área para los seis esquemas de los diferentes hidrometeoros en el dominio 4, cerca del observatorio HYO, para el caso de ELC1. Existen grandes diferencias entre los perfiles verticales simulados de las razones de mezcla de diferentes hidrometeoros para las diferentes configuraciones del modelo. Las razones de mezcla se promediaron sobre un cuadrado de 10×10 km, y el promedio de tiempo se realizó para el periodo de desarrollo de las tormentas simuladas. Para ELC1, la altura del máximo absoluto de los perfiles de graupel (Q_g) y nieve (Q_s) para los seis esquemas no es muy diferente y se encuentra a una altura algo inferior a los

6 km, a excepción de Goddard, para el que el máximo de nieve se ubica un poco más alto. Los perfiles del resto de hidrometeoros dependen fuertemente del esquema de la microfísica. En los esquemas de dos momentos de Morrison y Milbrandt, se observa el importante aporte del graupel y de las gotas de nube, lo cual es consistente con la activación del crecimiento de graupel a partir de la incrustación de gotitas de nubes superenfriadas en presencia de corrientes ascendentes. El buen desempeño del esquema de Morrison parece ser consecuencia de su capacidad para producir agua de lluvia (Q_r) a partir de gotas de nube, simulando adecuadamente el proceso de coalescencia, ya que los máximos de ambas relaciones de mezcla son coincidentes cerca de los 4.5 km, lo que favorece la formación eficiente de graupel por incrustación de gotas pequeñas de agua superenfriada en gotas de precipitación congeladas. Para todos los esquemas, pero marcadamente para Morrison, se observa un máximo secundario de agua de nube y agua de lluvia a una altura de aproximadamente 1 km sobre la superficie, lo que coincide con la isoterma de cero grados Celsius para una gran parte del dominio 4. Milbrandt no reproduce el máximo de agua de lluvia a 4.5 km, lo que implica que el proceso de coalescencia no se representa correctamente, prefiriendo la conversión de hielo y nieve en graupel por el mecanismo de hielo-incrustación-graupel. Esto trae como consecuencia la menor producción de graupel.

Las Figura 5 muestra la evolución espacial de la razón de mezcla $Q_g + r = Q_g + Q_r$, que son los hidrometeoros asociados más directamente a la producción de precipitación en tierra durante la mayor parte del período correspondiente a la detección de lluvia por el radar para ambos casos (20:00 UTC a 23:00 UTC), utilizando los diferentes esquemas microfísicos a la altura de salida de WRF de 5.1 km sobre el suelo.

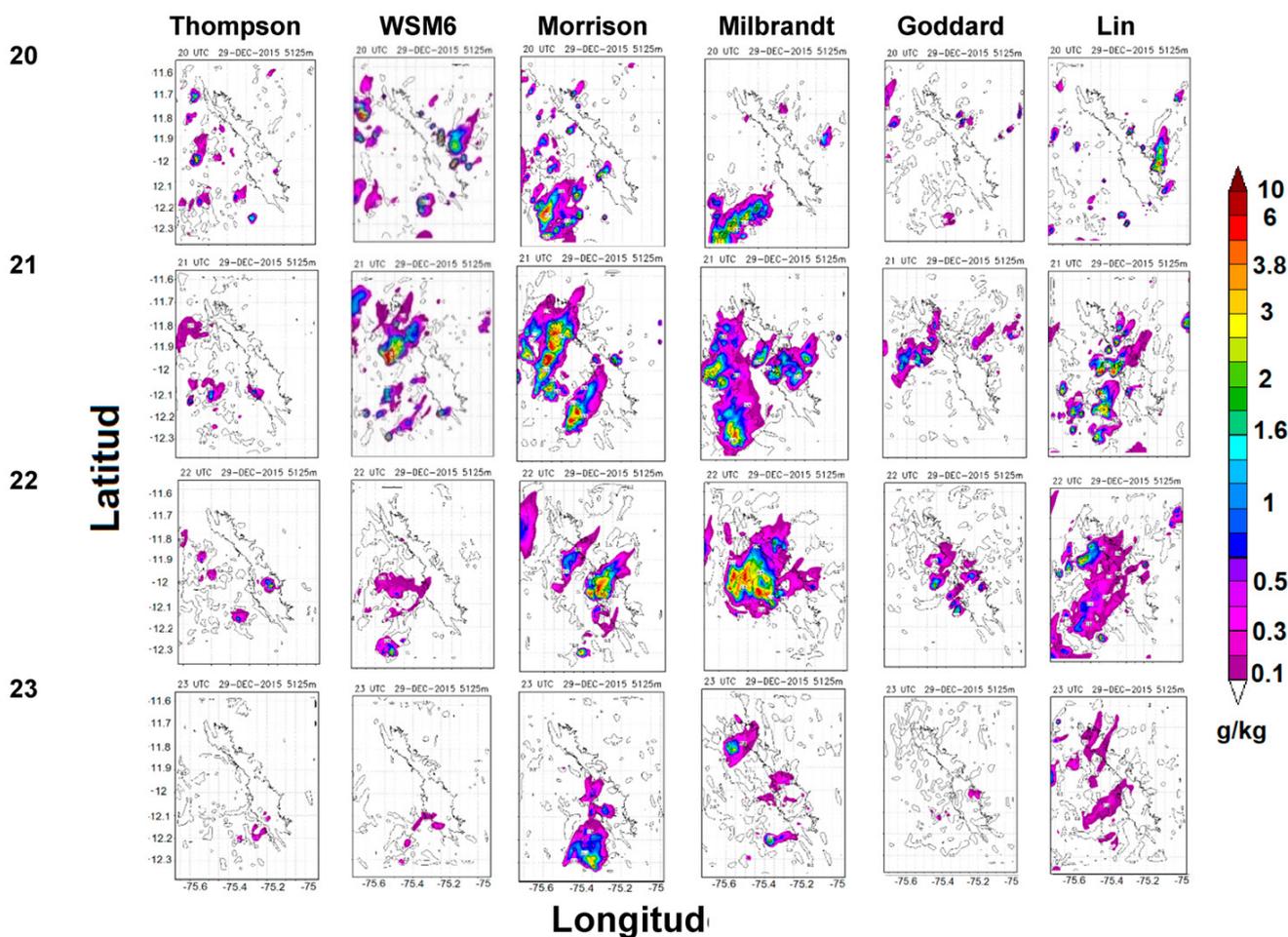


Figura 5. Evolución del campo horizontal de la razón de mezcla de agua de lluvia más graupel ($Q_g + r$; g/kg) al nivel de salida de WRF de 5.1 km de altura y cada 30 minutos: desde las 20:00 UTC a las 23:00 UTC para ELC1.

Para ELC1 (Figura 5), se encontró que el modelo reproducía la actividad convectiva en la vecindad del valle con una duración comparable con las observaciones, aunque con un cierto desplazamiento de tiempo para los esquemas de Morrison, Milbrandt y Lin. Los sistemas convectivos se simularon dentro del intervalo de tiempo que va de 20:00 a 23:00 UTC, casi dos horas antes del sistema observado, aunque su representación difirió para los tres esquemas microfísicos. Asimismo, surgen importantes diferencias en la microfísica y la dinámica de las nubes entre los esquemas. En el caso de Morrison, se reproducen dos sistemas convectivos con núcleos intensos y extendidos, que se acercan al valle por el oeste, con un alto valor de la razón de mezcla (Q_{g+r}). Las células del noroeste se desarrollan en las montañas occidentales y alcanzan el valle en una etapa madura, correspondiente al primer máximo de precipitación en la Figura 3a, mientras que las células del sureste se desarrollan principalmente en el valle, donde alcanzan un máximo Q_{g+r} de más de 6 g/kg, correspondiente al segundo grupo de picos de precipitación en la Fig. 7a, que puede coincidir con el evento de lluvia observado, con un adelanto de tiempo de casi una hora. Considerando el contenido total de agua (no mostrado), el sistema cubre prácticamente todo el valle y particularmente el observatorio. El esquema de Milbrandt también produce un sistema extendido en las montañas occidentales, pero está menos desarrollado que en Morrison y no se acerca al valle, pero desde las 20:20 UTC, se desarrolla una celda convectiva en el valle, que produce algunas precipitaciones tempranas, que se expande y eventualmente se fusiona con el sistema en las montañas. También, en este caso, la inclusión de nieve a la velocidad de mezcla (no mostrada) produce la casi total cobertura nubosa del valle por la tarde y noche. En el caso de Lin, el sistema también se reproduce, pero con menos Q_{g+r} y una menor extensión, por lo que no cubre el observatorio.

El análisis tridimensional de la salida del modelo evidencia la existencia de núcleos convectivos con estructura vertical profunda, que se desarrollan en presencia de una convergencia local, y transportan agua de nubes significativa con contenido de nieve y graupel. El sistema simulado se elevó sobre el valle a las 21:20 UTC y persistió hasta las 23:00 UTC, permaneciendo en el valle hasta las 22:40 UTC. Esto es consistente con el campo de lluvia observado. En particular, sobre el valle del Mantaro, el esquema de Morrison produjo una nube claramente convectiva, con abundante razón de mezcla de graupel de más de 4 g/kg y corrientes ascendentes de hasta 12 m/s. Para ELC2, las diferentes configuraciones reproducen los eventos convectivos en diferentes períodos de tiempo. En el caso de WSM6 y Morrison hay un rezago relativo a las observaciones, y en el caso de Lin un adelanto. Del análisis anterior, se deduce que las configuraciones de WRF que reprodujeron el campo de convección horizontal general consistentemente con las observaciones para los dos casos fueron Morrison y Lin, aunque en el caso de Lin, el sistema se formó con un desplazamiento hacia el norte con respecto a HYO. En el caso de ELC1, la configuración de Morrison desarrolló por la tarde un sistema convectivo extendido en el este de la cuenca, propagándose hacia el valle y produciendo graupel y agua de lluvia a las 21:20 UTC, más de una hora antes del inicio del evento de lluvia observado.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

En el presente estudio, se han realizado simulaciones de alta resolución de sistemas de nubes utilizando WRF-ARW para reproducir dos eventos de lluvia convectiva que se desarrollaron en el valle del Mantaro. Su principal objetivo fue examinar el impacto del esquema de parametrización microfísica para simular las propiedades centrales de los eventos de lluvia convectiva en la compleja topografía de los Andes. El estudio se realiza utilizando seis esquemas de parametrización para comprender la estructura y la microfísica de los eventos de lluvia convectiva sobre el valle del Mantaro y su área montañosa circundante. Las principales características y resultados de la simulación se enumeran a continuación:

1. Durante el desarrollo de los dos eventos de lluvia convectiva, que fueron utilizados como estudios de caso, el valle del Mantaro estuvo bajo la influencia de un flujo de viento de nivel bajo y medio del norte y noreste. Al mismo tiempo, un viento de alto nivel del océano Pacífico fluía sobre la cordillera de los Andes centrales e interactuaba con el flujo húmedo del este proveniente de la Amazonía, provocando inestabilidad, que fue mayor en el caso de ELC1.

2. Las observaciones desde tierra muestran que la mayoría de las precipitaciones se produjeron en la tarde (después de las 19:00 UTC) y principalmente después de las 20:00 UTC para ELC2 y después de las 23:00 UTC para ELC1. Por otro lado, el radar de nube de banda Ka capturó las ELCs desde su etapa inicial, en su parte central en el caso de ELC1, pero solo en su periferia en el caso de ELC2. Sin embargo, ambos eventos dejaron su rastro en el registro de radar, mostrando perfiles de velocidad vertical y reflectividad de radar significativos, consistentes con nubes convectivas profundas que duran hasta casi las 02:00 UTC para ELC1 y 23:00 UTC para ELC2. En ambos casos, los sistemas convectivos coexisten en al menos parte de su tiempo sobre el radar con la lluvia estratificada de la periferia de la tormenta.
3. En el caso de ELC1, en el que el núcleo del sistema pasó por encima del radar, el registro de temperatura fue bien reproducido por la mayoría de las configuraciones, particularmente por Morrison y Milbrandt. Para ELC2, para el cual la periferia del sistema pasó por el radar, todos los esquemas microfísicos producen una subestimación de la temperatura superficial durante el evento de lluvia, y coinciden después de la lluvia, mostrando la caída de temperatura relacionada con el efecto de enfriamiento evaporativo de la lluvia.
4. La comparación del campo de lluvia entre el producido por las diferentes parametrizaciones y el observado, así como la evolución de los sistemas nubosos, las precipitaciones asociadas y los perfiles verticales de los hidrometeoros, conduce a concluir que el único esquema de parametrización que propició una simulación correcta de ambos sistemas fue el de Morrison.

En general, el esquema microfísico que mejor describió la evolución de los sistemas convectivos fue la parametrización de Morrison, por lo que se propone para el pronóstico de lluvia a muy corto plazo y alta resolución en la región del valle del Mantaro.

REFERENCIAS

Farr, T. G.; Rosen, P. A.; Caro, E.; Crippen, R.; Duren, R.; Hensley, S.; Kozubick, M.; Paller, M.; Rodriguez, E.; Roth, L.; et al. (2007). The Shuttle Radar Topography Mission. *Reviews in Geophysics*, 45, RG2004. <https://doi.org/10.1029/2005RG000183>.

Garreaud, R. (1999). Multiscale Analysis of the Summertime Precipitation over the Central Andes. *Monthly Weather Review*, 129, 901-921. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1999\)127<0901:MAOTSP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1999)127<0901:MAOTSP>2.0.CO;2).

Hong, S. Y., & Lim, J. O. J. (2006). The WRF single-moment 6-class microphysics scheme (WSM6). *Journal of the Korean Meteorological Society*, 42, 129-151

Huffman, G. J.; Bolvin, D. T.; Nelkin, E. J.; Wolff, D. B.; Adler, R. F.; Gu, G.; Hong, Y.; Bowman, K. P.; Stocker, E. F. (2007). The TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA): Quasi-Global, Multiyear, Combined-Sensor Precipitation Estimates at Fine Scales. *Journal of Hydrometeorology*, 8, 38-55. <https://doi.org/10.1175/JHM560.1>.

Junquas, C.; Li, L.; Vera, C. S.; Le Treut, H.; Takahashi, K. (2016). Influence of South America Orography on Summertime Precipitation in Southeastern South America. *Climate Dynamics*, 46, 3941-3963. <https://doi.org/10.1007/s00382-015-2814-8>.

Junquas, C.; Takahashi, K.; Condom, T.; Espinoza, J. C.; Chavez, S.; Sicart, J. E.; Lebel, T. (2018). Understanding the Influence of Orography on the Precipitation Diurnal Cycle and the Associated Atmospheric Processes in the Central Andes. *Climate Dynamics* 50, 3995-4017. <https://doi.org/10.1007/s00382-017-3858-8>.

REFERENCIAS

- Mayor, Y. G.; Mesquita, M. D. S. (2015). Numerical Simulations of the 1 May 2012 Deep Convection Event over Cuba: Sensitivity to Cumulus and Microphysical Schemes in a High-Resolution Model. *Advances in Meteorology*. Article ID 973151, <https://doi.org/10.1155/2015/973151>.
- Milbrandt, J. A.; Yau, M. K. A Multimoment (2005). Bulk Microphysics Parameterization. Part I: Analysis of the Role of the Spectral Shape Parameter. *Journal of Atmospheric Sciences*. 62, 3051–306, <https://doi.org/10.1175/jas3534.1>.
- Morrison, H.; Thompson, G.; Tatarskii, V. (2009). Impact of Cloud Microphysics on the Development of Trailing Stratiform Precipitation in a Simulated Squall Line: Comparison of One- and Two-Moment Schemes. *Monthly Weather Review*. 137, 991–1007 <https://doi.org/10.1175/2008mwr2556.1>.
- Milbrandt, J. A.; Yau, M. K. A Multimoment (2005). Bulk Microphysics Parameterization. Part I: Analysis of the Role of the Spectral Shape Parameter. *Journal of Atmospheric Sciences*. 62, 3051–306, <https://doi.org/10.1175/jas3534.1>.
- Morrison, H.; Thompson, G.; Tatarskii, V. (2009). Impact of Cloud Microphysics on the Development of Trailing Stratiform Precipitation in a Simulated Squall Line: Comparison of One- and Two-Moment Schemes. *Monthly Weather Review*. 137, 991–1007 <https://doi.org/10.1175/2008mwr2556.1>.
- Moya-Álvarez, A. S.; Martínez-Castro, D.; Flores, J. L.; Silva, Y. (2018). Sensitivity Study on the Influence of Parameterization Schemes in WRF-ARW Model on Short- and Medium-Range Precipitation Forecasts in the Central Andes of Peru. *Advances in Meteorology*. Article ID 1381092, 16 p. <https://doi.org/10.1155/2018/1381092>.
- Rajeevan, M.; Kesarkar, A.; Thampi, S. B.; Rao, T. N.; Radhakrishna, B.; Rajasekhar (2010). M. Sensitivity of WRF Cloud Microphysics to Simulations of a Severe Thunderstorm Event over Southeast India. *Annals of Geophysics*. 28, 603-619. <https://doi.org/10.5194/angeo-28-603-2010>.
- Ruiz, J. J.; Saulo, C.; Nogués-Paegle, J. (2010). WRF Model Sensitivity to choice of Parameterization over South America: Validation against Surface Variables. *Monthly Weather Review*, 138, 3342-3355. <https://doi.org/10.1175/2010mwr3358.1>.
- Skamarock, W. C.; Wang, W.; Klemp, J. B.; Dudhia, J.; Gill, D. O.; Barker, D. M.; Duda, M. G.; Huang, X.; Powers, J. G. (2008). *A Description of the Advanced Research WRF Version 3*. NCAR Tech Note NCAR/TN-475+STR <https://doi:10.5065/D68S4MVH>
- Sulca, J.; Vuille, M.; Silva, Y.; Takahashi, K. (2015). Teleconnections between the Peruvian Central Andes and Northeast Brazil during Extreme Rainfall Events in Austral Summer. *Journal of Hydrometeorology*. 17, 499-515. <https://doi.org/10.1175/jhm-d-15-0034.1>.
- Tan, E. (2016) Microphysics Parameterization Sensitivity of the WRF Model Version 3.1.7 to Extreme Precipitation: Evaluation of the 1997 New Year's Flood of California. *Geosciences Model Development Discussions*. <https://doi.org/10.5194/gmd-2016-94>.
- Tao, W. K.; Simpson, J.; Baker, D.; Braun, S.; Chou, M. D.; Ferrier, B.; Johnson, D.; Khain, A.; Lang, S.; Lynn, B.; et al. (2003). Microphysics, Radiation and Surface Processes in the Goddard Cumulus Ensemble (GCE) Model. *Meteorology and Atmospheric Physics*. 82, 97-137 <https://doi.org/10.1007/s00703-001-0594-7>.
- Thompson, G.; Field, P. R.; Rasmussen, R. M.; Hall, W. D. (2008). Explicit Forecasts of Winter Precipitation Using an Improved Bulk Microphysics Scheme. Part II: Implementation of a New Snow Parameterization. *Monthly Weather Review*. 136, 5095–5115 <https://doi.org/10.1175/2008MWR2387.1>.