

Artículo original

Elementos precursores asociados con sistemas convectivos de mesoescala: casos de estudio en el noroeste de Suramérica

Precursor factors associated with mesoscale convective systems: cases in Northwestern South America

✉ Juan C. Camacho-Manco^{1,3,*}, ✉ J. Alejandro Martínez^{2,4}, ✉ Paola A. Arias¹

¹ Grupo de Ingeniería y Gestión Ambiental (GIGA), Escuela Ambiental, Facultad de Ingeniería, Universidad de Antioquia, Medellín, Colombia

² Escuela Ambiental, Facultad de Ingeniería, Universidad de Antioquia, Medellín, Colombia

³ Actualmente en Rutgers, Universidad Estatal de New Jersey, Estados Unidos

⁴ Actualmente en Escuela de Ciencias Aplicadas e Ingeniería, Universidad EAFIT, Medellín, Colombia

Resumen

El noroeste de Suramérica es una región tropical montañosa, delimitada por el mar Caribe y los Andes, con alta vulnerabilidad frente a eventos hidrometeorológicos extremos. En las noches entre junio y agosto es frecuente el desarrollo de sistemas convectivos de mesoescala (SCM) que pueden generar impactos negativos en la región. En este estudio se caracterizaron cuatro eventos de SCM en esta región mediante el uso combinado de datos de estaciones hidrometeorológicas, estimaciones satelitales, reanálisis climático y simulaciones numéricas a escala de convección permitida (CP), utilizando el modelo Weather Research and Forecasting (WRF). Los eventos presentaron núcleos convectivos profundos (>11 km) sobre los piedemontes andinos, que alcanzaron su madurez sobre las planicies del Caribe colombiano. A escala sinóptica se identificaron señales como el paso de ondas del este, zonas de baja presión en la baja troposfera y vientos amazónicos canalizados desde el sur. A mesoescala se evidenciaron patrones de flujos canalizados por los valles del Magdalena y del Cauca (posiblemente vinculados a vientos amazónicos), brisas de mar y tierra extendidas, con características propias de chorros de bajo nivel nocturnos y vientos del noroeste canalizados por la Sierra Nevada de Santa Marta y la cordillera Central. En todos los casos se observó un aumento promedio del 12,6 % en el agua precipitable y una intensificación de la convergencia en la baja troposfera durante las 6 a 8 horas anteriores al desarrollo de los SCM, lo que sugiere que estas escalas temporales pueden ser útiles para la gestión del riesgo. Los resultados destacan el valor del modelo WRF en configuración CP para simular los SCM en entornos tropicales con topografía compleja.

Palabras clave: Sistemas convectivos de mesoescala; Convección; Precipitación; Convergencia; Patrones de circulación.

Abstract

Northwestern South America (NWSA) is a mountainous tropical region bordered by the Caribbean Sea and the Andes, with high vulnerability to extreme hydrometeorological events. Between June and August, mesoscale convective systems (MCSs) frequently occur during nighttime, producing significant impacts across the region. Here, we characterized four MCS events over the NWSA region using a combination of hydrometeorological station data, satellite-based precipitation estimates, climate reanalysis, and convection-permitting (CP) simulations with the Weather Research and Forecasting (WRF) model. These events exhibited deep convective cores (>11 km) that initiated over the Andean foothills and reached maturity over the Colombian Caribbean lowlands. At a synoptic scale, the main features identified included the passage of easterly waves, the presence of low-pressure systems in the lower troposphere, and Amazonian winds channeled from southern Colombia. At mesoscale, common patterns included low-level flow channeled through the Magdalena-Cauca

Citación: Camacho-Manco JC, *et al.* Elementos precursores asociados con sistemas convectivos de mesoescala: casos de estudio en el noroeste de Suramérica. *Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales.* 50(195):540-561, abril-junio de 2026. doi: <https://doi.org/10.18257/raccefyn.3294>

Editor: Carlos Alberto Jaramillo Muñoz

***Correspondencia:**

Juan C. Camacho-Manco;
jcarlos.camacho@udea.edu.co

Recibido: 11 de septiembre de 2025

Aceptado: 12 de marzo de 2026

Publicado en línea: 14 de mayo de 2026



Este artículo está bajo una licencia de Creative Commons Reconocimiento-NoComercial-Compartir Igual 4.0 Internacional

valleys (possibly linked to Amazonian inflows), extended nocturnal sea–land breezes with low-level jet characteristics, and northwesterly gap winds between the Sierra Nevada de Santa Marta and the Central Andes. In all four cases, a mean increase of up to 12.6% in precipitable water and intensification of low-level wind convergence were observed 6–8 hours before MCS development, suggesting that this time-scale might be relevant to risk management. These results underscore the value of the WRF model in CP configuration for simulating the morphology and dynamics of convective systems in tropical regions with complex terrain.

Keywords: Mesoscale convective systems; Convection; Precipitation; Convergence; Circulation patterns.

Introducción

Las regiones del noroeste de Suramérica presentan alto riesgo de inundaciones y deslizamientos, especialmente cerca de la cordillera de los Andes (Poveda *et al.*, 2020). El norte continental, bordeado por el mar Caribe, comprende ambientes costeros, planicies inundables y sabanas que gradualmente se transforman en sistemas montañosos como la serranía de San Lucas y los Andes. Esta configuración favorece la convergencia de aire húmedo y el desarrollo de convección profunda en el centro y sur de la región (Zuluaga & Houze, 2015; Córdova *et al.*, 2024).

Entre los fenómenos convectivos de mayor impacto se encuentran los sistemas convectivos de mesoescala (SCM), tormentas eléctricas organizadas que pueden abarcar miles de kilómetros cuadrados y persistir durante varias horas (Zipser *et al.*, 2006; Houze, 2018). Dichos sistemas se han asociado con inundaciones y deslizamientos que afectan tanto a poblaciones como a ecosistemas (Sander *et al.*, 2013; Bodine & Rasmussen, 2017).

Aunque los SCM son menos frecuentes que otros sistemas precipitantes (Wang *et al.*, 2019), pueden producir acumulados significativos de precipitación en periodos cortos (Vila *et al.*, 2008; Zipser *et al.*, 2006), contribuyendo incluso con más del 50 % de los totales anuales en regiones tropicales (Houze *et al.*, 2015) y desempeñando un papel clave en el ciclo hidrológico (Bodine & Rasmussen, 2017; Houze, 2018). Además de lluvias intensas, estos sistemas generan condiciones atmosféricas graves. En Estados Unidos, por ejemplo, cerca del 21 % de los tornados se ha asociado a los SCM (Ashley *et al.*, 2019); otro caso ocurrió en la Amazonia, donde un SCM en enero de 2005 provocó la caída de 332 a 500 mil árboles (Negrón-Juárez *et al.*, 2010).

En diversos estudios se han identificado *hotspots* tropicales de SCM (Zipser *et al.*, 2006; Fiolleau & Roca, 2013; Huang *et al.*, 2018; Wang *et al.*, 2019; Feng *et al.*, 2025). En el noroeste de Suramérica se destacan dos regiones principales: las costas Pacífica y Caribe de Colombia, en las cuales el fenómeno ocurre de septiembre a noviembre y de junio a agosto, respectivamente (Zuluaga & Houze, 2015; Liu *et al.*, 2020; Robledo *et al.*, 2024). La compleja orografía colombiana amplifica los impactos asociados a estos sistemas, situando al país entre los más vulnerables de Suramérica (Poveda *et al.*, 2020), con deslizamientos provocados por las lluvias intensas en Mocoa en el 2017 (Martínez *et al.*, 2024a) que dejaron 336 fallecidos, y en Salgar en el 2015 (Hoyos *et al.*, 2019), con un saldo de 115 víctimas fatales.

Los SCM del Pacífico colombiano se han estudiado más que los de otras regiones del país. Allí la precipitación relacionada con estos sistemas puede aportar más del 40 % de los acumulados anuales (Jaramillo *et al.*, 2017). Entre los principales detonantes se han descrito el transporte de humedad desde los océanos Atlántico y Pacífico y desde el Amazonas brasileño (Sakamoto *et al.*, 2011), así como los ambientes convectivos generados por la interacción entre las brisas marinas, el chorro de bajo nivel del Chocó, las bajas presiones sobre Panamá y el forzamiento orográfico en los piedemontes de la cordillera Occidental (Mejía *et al.*, 2021). En contraste, han recibido menor atención los SCM del Caribe colombiano, donde contribuyen con cerca del 50 % de los acumulados anuales y se desarrollan asociados con la convergencia de aire húmedo del mar Caribe hacia el continente (Zuluaga & Houze, 2015; Liu *et al.*, 2020).

En años recientes, las simulaciones a escala de convección permitida (CP) se han utilizado para estudiar la estructura y la dinámica de los SCM (Rehbein *et al.*, 2024), siendo el modelo WRF uno de los más empleados (Gutowski *et al.*, 2020; Prein *et al.*, 2024). Por ejemplo, Martínez *et al.* (2024a) simularon el SCM que afectó a Mocoa en el 2017, identificando perturbaciones en la corriente de chorro del Orinoco y la posible propagación de ondas de gravedad desde el Amazonas. Asimismo, Hoyos *et al.* (2019) analizaron el evento de Salgar mediante simulaciones CP con el WRF y detectaron la estructura vertical del sistema y el papel del forzamiento orográfico. En ambos casos se encontraron señales precursoras 4 a 6 horas antes del inicio, resultado también reportado para los SCM amazónicos por Adams *et al.* (2013).

En Colombia se han documentado sesgos del modelo WRF a escala CP para representar los acumulados de precipitación asociados a los SCM (Hernández *et al.*, 2025). No obstante, estas simulaciones permiten analizar la evolución y la estructura de estos sistemas e identificar sus factores detonantes (Mejía *et al.*, 2021; Gómez-Ríos *et al.*, 2023; Martínez *et al.*, 2024b; Rehbein *et al.*, 2024), lo que resalta el valor de los experimentos numéricos, especialmente en regiones con escasez de estaciones hidrometeorológicas y limitaciones en la cobertura de radares meteorológicos, como ocurre en Colombia.

Este estudio se concentró en la caracterización de cuatro eventos de SCM en el Caribe colombiano, ocurridos durante la temporada de junio a agosto (JJA) entre los años 2000 y 2023. El objetivo del estudio fue identificar las condiciones precursoras en la baja troposfera asociadas al desarrollo de los SCM, así como delimitar la ventana temporal en la que tales condiciones se presentan. Con este propósito, se hicieron simulaciones utilizando el modelo Weather Research and Forecasting (WRF) en modo de convección permitida (CP) y, como forzamiento, las condiciones realistas y físicamente consistentes disponibles en el reanálisis ERA5 para las fechas en las que ocurrieron los SCM reales. Nos centramos en la detección de estructuras y patrones en campos de viento y humedad que pudieron ser precursoras de los sistemas organizados de precipitación simulados, con el fin de aportar a la comprensión de componentes de potencial interés para la formación y desarrollo de SCM en una región del Caribe colombiano.

Datos y métodos

Área de estudio

El noroeste de Suramérica es una región costera influenciada por el océano Pacífico y el mar Caribe que se caracteriza por una topografía compleja. En el norte predominan extensas planicies inundables que se extienden más de 300 km tierra adentro, mientras que hacia el sur el relieve se vuelve más abrupto hasta alcanzar la cordillera Central de los Andes (Figura 1a), con picos superiores a 2000 m, como la serranía de San Lucas y el Nudo de Paramillo. Esta configuración geomorfológica favorece la formación de extensos cuerpos de agua, como el sistema de humedales de la Depresión Momposina, que incluye la ciénaga de Ayapel, declarada sitio RAMSAR en 2018 (Puerta *et al.*, 2016), y facilita el tránsito de ríos principales como el Magdalena, el Cauca y el San Jorge.

La región comprende varias subzonas relevantes para este estudio: las costas Caribe y Pacífica, las planicies del Caribe colombiano (tierras bajas), las cordilleras andinas y la Sierra Nevada de Santa Marta, así como el valle de los ríos Magdalena y Cauca, el cual forma parte de la cuenca hidrográfica del río Magdalena (Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales - IDEAM, 2022).

La temporada lluviosa se extiende de abril a octubre, con precipitaciones predominantemente nocturnas (Figura 1S, <https://www.raccefy.co/index.php/raccefy/article/view/3294/5335>). Aproximadamente el 21,4 % de la población colombiana habita en esta región, cuya economía depende principalmente del transporte marítimo, el turismo, la agricultura y la ganadería (Aguilera-Díaz *et al.*, 2013). La región es especialmente vulnerable a eventos hidrometeorológicos extremos, sobre todo en el sur, donde las planicies convergen con los piedemontes andinos. Durante La Niña 2010–2011, por ejemplo, los

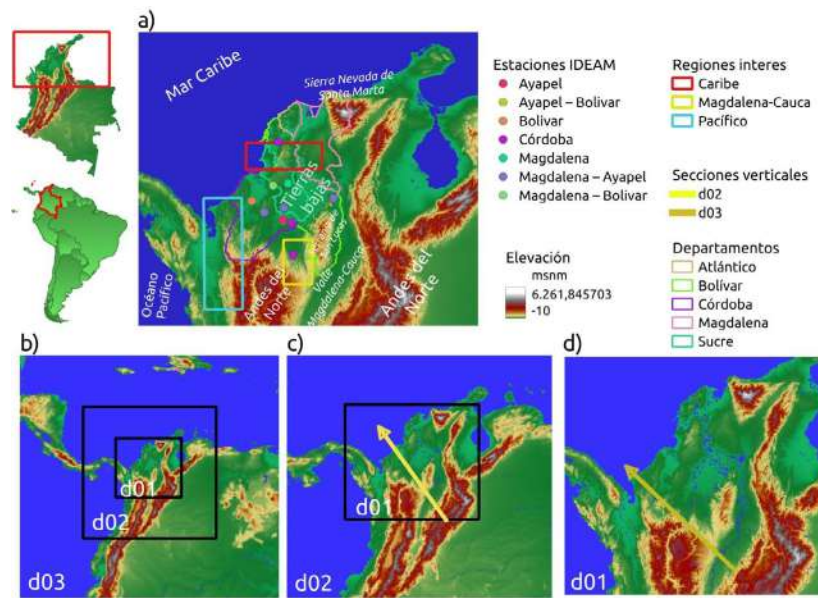


Figura 1. (a) Topografía del área de estudio a 30 metros. Dominios de las simulaciones con WRF: (b) dominio de 1,3 km; (c) dominio de 4 km; (d) dominio de 12 km. Los puntos sobre (a) corresponden a la ubicación de las estaciones del IDEAM utilizadas en cada evento; los rectángulos son áreas de interés en el estudio. Las líneas sobre (c) y (d) son los tramos de los cuales se extrajeron las secciones verticales que se presentan en la **Figura 8**.

acumulados de precipitación duplicaron los valores climatológicos, generando desastres en varios departamentos, particularmente en Bolívar y Magdalena, donde más de 35.000 personas resultaron afectadas. Las lluvias extremas provocaron el colapso de un dique del río Magdalena, aumentando de forma sostenida los niveles de los cuerpos de agua en el sur de la región, con impactos que persistieron durante varios años (Serna-López & Cañón-Barriga, 2019; Herazo *et al.*, 2023).

Conjunto de datos del GPM-Ku de la Universidad de Washington

Utilizando la base de datos de núcleos convectivos de la Universidad de Washington (University of Washington GPM-Ku Dataset) (Wang *et al.*, 2019), se inventariaron los eventos de núcleos convectivos amplios y profundos (área del núcleo > 1.000 km²) cuya maduración hubiera ocurrido sobre el noroeste de Suramérica (Figura 1) durante la temporada de junio, julio y agosto (JJA), entre los años 2000 y 2023. Se reconoce que estos núcleos suelen asociarse con las etapas iniciales o maduras de los SCM (Houze *et al.*, 2015). La base de datos proporciona información sobre la fecha del evento, la localización del centro del núcleo y características morfológicas como el área y la longitud del sistema.

Temperatura de brillo

Se utilizó la temperatura de brillo (TB) para seguir la nubosidad durante el ciclo de vida de los SCM. Para identificarlos, se filtraron los valores de TB < 235 K y se seleccionaron áreas continuas > 10.000 km², correspondientes a núcleos convectivos amplios y profundos (Machado & Laurent, 2004; Vila *et al.*, 2008; Fioleau & Roca, 2013; Zuluaga & Houze, 2015). El análisis se basó en la TB del producto NCEP-MERGIR, cuyo algoritmo integra diferentes estimaciones satelitales (Janowiak *et al.*, 2017). Los datos están disponibles desde 1998, cubren latitudes entre los 60°S y 60°N, y tienen una resolución espacial de 4 km y una frecuencia temporal de 30 minutos. El producto puede consultarse en GESDISC (https://disc.gsfc.nasa.gov/datasets/GPM_MERGIR_1/summary?keywords=NCEP-MERGIR).

Precipitación

Para analizar los patrones de lluvia asociados a las tormentas, se emplearon campos de precipitación del producto GPM-IMERG, con resolución espacial de $0,1^\circ$ (~ 11 km en el trópico) y frecuencia temporal de 30 minutos. Esta base de datos está disponible desde 1998 (Huffman *et al.*, 2019) y puede consultarse en el portal GESDISC (https://disc.gsfc.nasa.gov/datasets/GPM_MERGIR_1/summary). Los datos se complementaron con mediciones horarias de la red de estaciones del IDEAM. Se utilizaron todas las estaciones disponibles para cada evento, lo que implicó combinaciones de 3 y 4 estaciones por cada SCM analizado (**Figura 2**).

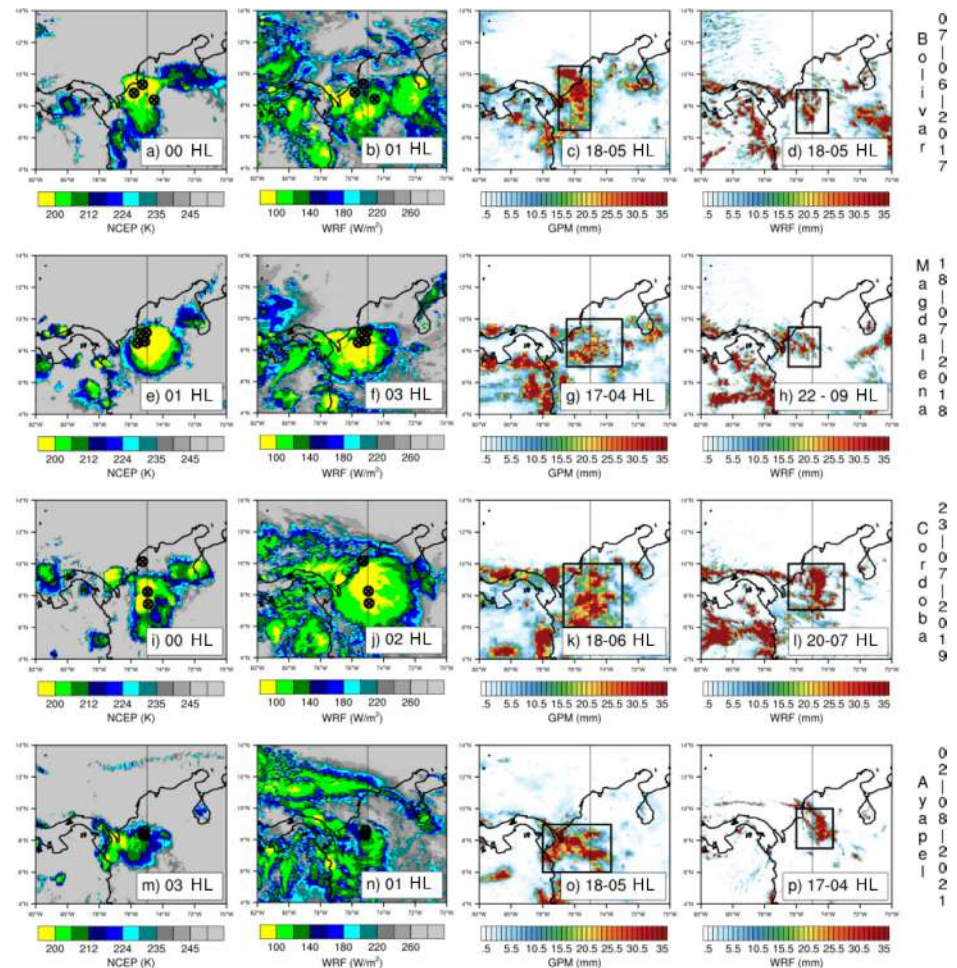


Figura 2. Campos de nubosidad (según la TB del NCEP y la OLR del WRF) y precipitación acumulada durante 12 horas usando la hora de la etapa de maduración de los eventos de SCM como centro de acuerdo a lo reportado por cada base de datos. (a), (e), (i) y (m) corresponden a los campos de TB estimados por el NCEP-MERGIR. (b), (f), (j) y (n) son los campos de OLR simulados por el WRF. (c), (g), (k) y (o) son los campos de precipitación acumulados en 12 horas observados por el GPM-IMERG. (d), (h), (l) y (p) son análogas a las del GPM-IMERG, pero para campos simulados por el WRF. Los marcadores sobre los campos de nubosidad (TB y OLR) representan la ubicación de las estaciones del IDEAM utilizadas, en tanto que los rectángulos en los campos de precipitación son las regiones en las que se estimaron los promedios espaciales graficados en la **Figura 3** cada rectángulo se seleccionó en función de la extensión del área de la precipitación de cada evento. A la derecha de las figuras se muestran las fechas y nombres dados a los eventos: Bolívar, Magdalena, Córdoba, Ayapel. El evento Magdalena se simuló con los dominios d02 y d03, mientras que los demás eventos se simularon solo con el dominio d02.

Selección de los eventos de SCM

En las fechas establecidas a partir del conjunto de datos del GPM-Ku de la Universidad de Washington, el cual contiene un inventario de diferentes tipos de núcleos convectivos, se determinó cuáles eventos correspondían a SCM con base en la temperatura de brillo, la precipitación y la persistencia temporal. El SCM se caracterizó como un sistema con un área que exhibe una TB < 235 K y tiene más de 10.000 km², derivada ésta de los datos del producto NCEP-MERGIR, en el cual existe una extensión en píxeles comparable a áreas con tasas de precipitación superiores a 1 mm h⁻¹ y una estructura que se mantiene durante al menos 6 horas consecutivas, siguiendo criterios similares a los propuestos por **Houze** (2018) y **Schumacher y Rasmussen** (2020). Como verificación independiente, se incorporaron registros horarios de precipitación de estaciones del IDEAM localizadas a lo largo de la trayectoria de los sistemas, con el fin de corroborar la presencia de acumulados elevados asociados al paso de los SCM.

El análisis de la base de datos de la Universidad de Washington permitió detectar 37 núcleos convectivos anchos y profundos sobre el Caribe colombiano para el periodo de interés. Tras comparar estos eventos con los campos de nubosidad y los registros de precipitación registrados por el NCEP-MERGIR y el IDEAM, se confirmó que 26 de ellos (equivalentes al 70 %) presentaban características asociadas a los SCM. Este porcentaje coincide con los hallazgos de **Wang et al.** (2019), quienes reportaron que aproximadamente el 70 % de los núcleos convectivos anchos y profundos en el centro de Estados Unidos correspondían a SCM.

De los 26 eventos de SCM confirmados, se seleccionaron los tres con mayores acumulados de precipitación según el GPM-IMERG. El cuarto se seleccionó a partir de un evento de precipitación fuerte extrema ocurrido durante el mes de agosto de 2021 en el marco de La Niña que provocó múltiples afectaciones a lo largo del Caribe colombiano (noticias registradas en los medios de comunicación *El Herald*, *Semana* y *El Tiempo*, 2021). Utilizando los registros horarios de precipitación de la red de estaciones del IDEAM, se determinó el evento con el mayor acumulado. La **Tabla 1** resume las fechas y características principales de los cuatro eventos analizados. Cada caso se nombró según la subregión del Caribe colombiano donde se observó el mayor impacto del sistema convectivo.

Datos del reanálisis

Para establecer las condiciones sinópticas durante los eventos de SCM, se analizaron variables relacionadas con el transporte de humedad y la formación de áreas de baja presión en la baja troposfera mediante el reanálisis ERA5 del European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF), con una resolución espacial de 0,25° (~28 km en el trópico) y datos horarios desde 1940 hasta el presente cercano (**Hersbach et al.**, 2020), información disponible en el Climate Data Store (<https://cds.climate.copernicus.eu/datasets/reanalysis-era5-pressure-levels?tab=overview>).

Tabla 1. Eventos de SCM seleccionados. La precipitación acumulada proviene de los registros del IDEAM y el área máxima de la temperatura de brillo (TB) según los datos del NCEP-MERGIR, en tanto que la duración se obtuvo de las horas en que se mantuvieron las condiciones de un SCM.

Evento	Fecha	Precipitación acumulada (mm)	Área máxima (km ²)	Duración (horas)
<i>Bolívar</i>	07/06/2017 01:00 hora local (HL)	80 mm	12000	10
<i>Magdalena</i>	18/06/2018 00:00 HL	27 mm	71304	18
<i>Córdoba</i>	23/07/2019 01:00 HL	45 mm	12359	18
<i>Ayapel</i>	02/08/2021 23:00 HL	70 mm	110000	12

Simulaciones CP con WRF

La simulación se hizo con el modelo WRF en su versión 4.1.5 (Skamarock et al., 2019) utilizando inicialmente una configuración de dominios anidados: un dominio externo con tamaño de celda de 12 km, un dominio intermedio de 4 km, y un dominio interno de 1,3 km (Figura 1 b–d). Entre dominios se usó retroalimentación del dominio anidado al dominio padre. En este modelo todos los dominios tienen 50 niveles verticales, con un tope en 20 hPa. La configuración completa se implementó para el evento Magdalena, en el que se observó que las salidas a 4 km y 1,3 km no mostraban diferencias relevantes en la representación de los SCM simulados. Por ejemplo, los campos de radiación de onda larga saliente (*outgoing longwave radiation*, OLR) fueron consistentes en ambos dominios, por lo que los eventos Córdoba, Bolívar y Ayapel se simulaban únicamente con los dos primeros dominios (12 y 4 km) (Figura 1 c–d).

En las simulaciones con resolución ≤ 4 km se desactivó la parametrización de convección de cúmulos, dado que a esta escala se espera que los procesos convectivos de mayor escala se resuelvan de forma explícita conforme a la metodología de simulaciones de convección permitida (Gutowski et al., 2020; Schär et al., 2020). Las parametrizaciones físicas empleadas se muestran en la Tabla 2.

Las simulaciones no incluyeron un procedimiento de asimilación de datos, y no operaron en modo *nowcasting* (predicción a muy corto plazo). Cada una tuvo una duración de 48 horas iniciada 24 horas antes del comienzo de la actividad convectiva principal y una ventana temporal comparable con la empleada en estudios previos (Rajeevan et al., 2010; Rasmussen & Houze, 2016; Bodine & Rasmussen, 2017; Houze et al., 2017). Además, se usaron condiciones iniciales y de frontera (actualizadas cada 60 minutos) del reanálisis ERA5, el cual provee una descripción realista y físicamente consistente del estado de la atmósfera. También se incluyó un ajuste espectral durante las simulaciones hacia los campos de ERA5. Así, los ingredientes sinópticos se derivaron directamente de las condiciones iniciales y de frontera del reanálisis y se usó, además, el ajuste espectral en el dominio externo (d01) para longitudes de onda mayores a 1500 km. Los ingredientes de mesoescala emergen de la solución numérica del modelo bajo condiciones estáticas (es decir, topografía, cobertura del suelo, línea de costa, etc.) y dinámicas (condiciones de frontera, condiciones iniciales, ajuste espectral) de la configuración de las simulaciones (fechas, dominios, etc.). Nuestro estudio se concentró en caracterizar estructuras de mesoescala potencialmente precursoras de los sistemas organizados de precipitación simulados, y la simulación se sometió a un forzamiento atmosférico realista, asociado con las condiciones en las que ocurrieron los SCM observados (Tabla 1) según el reanálisis ERA5. Rajeevan et al. (2010), Rasmussen y Houze (2016), Bodine y Rasmussen (2017), Houze et al. (2017), Bettolli et al. (2021) y Coppola et al. (2020) han empleado metodologías similares.

En los casos estudiados se encontró una diferencia de una a dos horas entre las observaciones y las simulaciones de los SCM. La mayoría de tales diferencias podrían relacionarse con el hecho de que las simulaciones no incluyeron un procedimiento de asimilación de datos y no operaron en modo *nowcasting*, transcurriendo, por lo general, más

Tabla 2. Parametrizaciones empleadas en las simulaciones CP con el modelo WRF

Parametrizaciones	
Microfísica	Morrison
Capa límite planetaria	YSU
Radiación onda larga y corta	RRTMG
Capa superficial (<i>Surface layer</i>)	Monin-Obukhov
Modelo de superficie terrestre	Noah
Convección de cúmulos (d01 únicamente)	New Tiedtke

de 20 horas entre la hora de inicialización y la hora de los eventos. Esto también explicaría, parcialmente, las diferencias entre los detalles finos de la ubicación de los SCM, pero las características de los simulados fueron lo suficientemente representativas de los observados en términos de ubicación, extensión, hora aproximada y duración. En particular, las simulaciones lograron reproducir la formación de SCM en una región tropical de topografía compleja, capturando de forma realista las diferentes etapas del ciclo de vida de las tormentas en los casos de estudio tanto en el tiempo como en el espacio. Al cumplirse estas condiciones, procedimos, entonces, a analizar las condiciones que pudieron ser precursoras de los SCM simulados, con énfasis en las estructuras de mesoescala en la región.

Resultados

Nubosidad y precipitación

La nubosidad reportada por el NCEP-MERGIR mostró áreas de menor extensión (**Figura 2 a, e, i, m**) en comparación con las simuladas por el WRF en todos los eventos (**Figura 2 b, f, j y n**). Además, hubo desfases temporales de 1 a 2 horas entre las etapas del ciclo de vida de los SCM reales y los simulados. Sin embargo, el WRF ubicó coherentemente los núcleos convectivos fríos y profundos correspondientes a los SCM, reproduciendo la iniciación de las tormentas en el piedemonte de la cordillera Central de los Andes y la maduración (momento de mayor extensión de nubosidad y máxima tasa de precipitación) (**Houze et al., 2018**) de los SCM sobre las planicies del Caribe colombiano (**Figura 2 b, f, j y n**), en coherencia con lo observado en los campos del NCEP-MERGIR (**Figura 2 b, f, j y n**). Asimismo, se evidenció un acuerdo en el desplazamiento de los SCM en dirección hacia el noroeste (es decir, desde el continente hacia el mar) entre las observaciones y las simulaciones. Los campos de precipitación acumulada a 12 horas mostraron que las estimaciones satelitales del GPM-IMERG (**Figura 2 c, g, k, o**) presentaron una cobertura espacial más extensa que las simulaciones realizadas con el modelo WRF (**Figura 2 d, h, l, p**). No obstante, el modelo logró ubicar de manera realista las regiones de mayores acumulados de precipitación (**Figura 2c, d, g, h, k, l, o y p**). En general, las simulaciones a escala de CP con el WRF generaron SCM con patrones de TB que indicaban núcleos nubosos más amplios, pero con precipitaciones más concentradas, espacialmente en comparación con las observaciones.

La **Figura 3** muestra la serie de tiempo de los acumulados de precipitación estimados por promedios espaciales con el GPM-IMERG y el WRF, y los medidos por las estaciones del IDEAM. La comparación no corresponde exactamente a las mismas áreas, ya que el foco se puso en comparar las magnitudes de los mayores acumulados de las estructuras de precipitación según los estimados satelitales y las simulaciones. Por otro lado, no se utilizó filtro para que las acumulados comenzaran en 0 mm; por ejemplo, para el evento Bolívar el GPM y el IDEAM reportaron precipitaciones previas al inicio del SCM, es decir, señales antes de la iniciación de los eventos.

Se incluyeron datos de las estaciones *in situ* del IDEAM durante los eventos como referencia, ya que los productos de precipitación en formato de cuadrícula (por ejemplo, los del GPM-IMERG) pueden presentar sesgos asociados a su resolución espacial relativamente gruesa y ello puede conducir a subestimaciones, por ejemplo para representar eventos extremos (**Tan et al., 2016; Pradhan et al., 2022**). No obstante, para el caso de Colombia se ha demostrado que, a pesar de estas limitaciones, el GPM-IMERG ofrece uno de los mejores estimados de precipitación disponibles (**Valencia et al., 2023**).

En todos los casos de estudio, los datos de la precipitación simulada y la satelital subestimaron los acumulados reales registrados por el IDEAM, aunque en los eventos Magdalena y Córdoba, los acumulados simulados por el WRF se acercaron más a los registros de las estaciones (**Figura 3 b y c**). En el caso del evento Magdalena, se destaca que la simulación a 1,3 km (dominio d03) reprodujo un acumulado final de 25 mm, coincidiendo con el registrado por el IDEAM, mientras que a menor resolución (d02, 4 km) se obtuvieron valores menores (**Figura 3 b**). En el caso del evento Córdoba, las tres

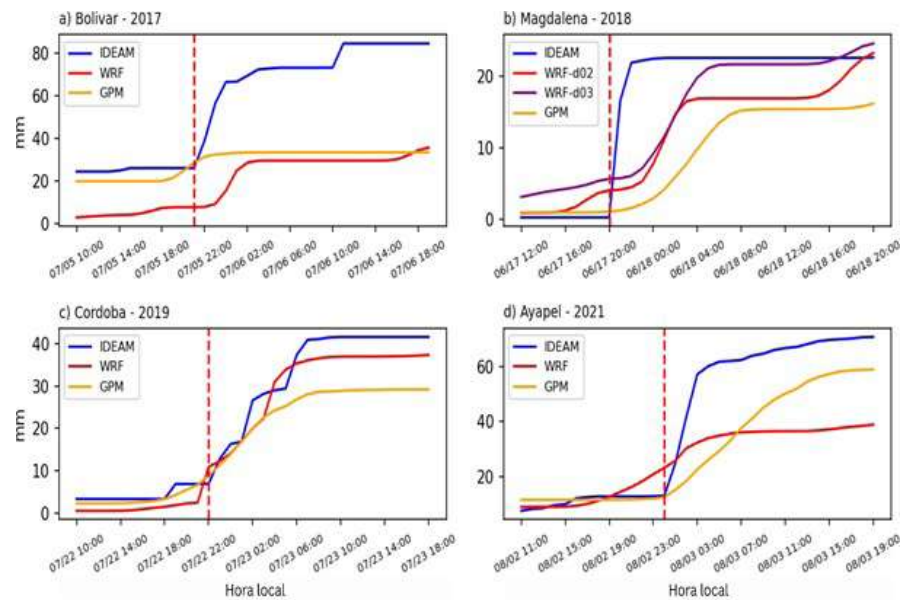


Figura 3. Series de tiempo de la precipitación acumulada medida por el GPM-IMERG (naranja), el IDEAM (azul), y las simulaciones del WRF (rojo) para (a) el evento Bolívar, (b) el evento Magdalena, (c) el evento Córdoba, y (d) el evento Ayapel. Para el evento Magdalena se incluyeron los acumulados del dominio d03 y para el resto de eventos solo el dominio d02. La serie del IDEAM se construyó con base en el promedio de estaciones disponibles en cada evento (Figura 2). Las series del GPM-IMERG y el WRF se calcularon a partir de promedios espaciales sobre los cuadros graficados en los campos de precipitación de la Figura 2, los cuales representan los mayores acumulados de los SCM observados y simulados en cada caso. La línea roja punteada representa el inicio de cada evento. Las señales de precipitación previas a la hora del evento son consecuencia de eventos aislados anteriores a la organización del SCM. En las observaciones (IDEAM y GPM) no se filtraron las señales de lluvias previas a las mostradas, por lo que no empiezan necesariamente desde cero (p. ej., Figura 3 c).

fuentes de información sugieren un inicio del evento de precipitación alrededor de las 22:00 HL (correspondiente a UTC-5) del 22 de julio; sin embargo, los acumulados más realistas correspondieron a los del WRF (Figura 3 c). Por otro lado, en los eventos Bolívar y Ayapel, tanto los estimados satelitales como los acumulados simulados subestimaron la precipitación y presentaron sesgos temporales en comparación con los datos de las estaciones disponibles (Figura 3 a y d).

Condiciones sinópticas asociadas a los eventos de SCM

Para complementar la lista de posibles precursores de los eventos de SCM, se analizaron las condiciones sinópticas y de precipitación con base en la información del reanálisis ERA5 y los estimados de precipitación de GPM, respectivamente (Figuras 2S y 3S, <https://www.raccefyn.co/index.php/raccefyn/article/view/3294/5335>).

Las anomalías diarias de altura geopotencial a 850 hPa (Figura 2S, <https://www.raccefyn.co/index.php/raccefyn/article/view/3294/5335>) evidenciaron que en los eventos Bolívar (Figura 2Sa, <https://www.raccefyn.co/index.php/raccefyn/article/view/3294/5335>), Magdalena (Figura 2Sb, <https://www.raccefyn.co/index.php/raccefyn/article/view/3294/5335>) y Ayapel (Figura 2Sd, <https://www.raccefyn.co/index.php/raccefyn/article/view/3294/5335>) se observaron gradientes a escala continental, con anomalías de mayor magnitud en Suramérica subtropical, en comparación con el noroeste de Colombia, lo que pudo contribuir a que los vientos de la baja troposfera tuvieran una dirección predominante hacia el norte, un patrón de escala sinóptica relacionado con vientos desde el sur en niveles bajos hacia el noroeste de Colombia. Dicho patrón es más

claro en los casos de los eventos Magdalena (**Figura 2Sa**, <https://www.raccefyn.co/index.php/raccefyn/article/view/3294/5335>) y Ayapel (**Figura 2Sd**, <https://www.raccefyn.co/index.php/raccefyn/article/view/3294/5335>). En contraste, durante el evento Córdoba se registró un patrón diferente, ya que las anomalías negativas se concentraron en el sur del continente, lo cual indujo vientos orientados hacia el sur.

En los casos de Magdalena y Ayapel, el gradiente de presión promovió la formación de una circulación sinóptica caracterizada por anomalías de vientos del sur que se desplazaron desde el Amazonas hacia el norte del continente (**Figura 2S**, <https://www.raccefyn.co/index.php/raccefyn/article/view/3294/5335>). Estos flujos pudieron ingresar por el sur de Colombia y ser canalizados por los valles de Magdalena y Cauca, favoreciendo flujos hacia el Caribe colombiano y contribuyendo al desarrollo de condiciones propicias para la convección profunda. Por el contrario, en los eventos Bolívar y Córdoba, el flujo amazónico presentó una orientación contraria (**Figura 2Sa y c**, <https://www.raccefyn.co/index.php/raccefyn/article/view/3294/5335>).

Un segundo patrón sinóptico relevante fue el paso de ondas tropicales (OT), que suelen estar asociadas a anomalías positivas de vorticidad relativa y a condiciones de baja presión en niveles bajos sobre el noroeste de Suramérica (**Giraldo-Cardenas et al.**, 2022). Se pudo observar el desplazamiento de estas ondas en sincronía con la precipitación asociada a los SCM (**Figura 3S**, <https://www.raccefyn.co/index.php/raccefyn/article/view/3294/5335>). En tres de los cuatro eventos (Bolívar, Córdoba y Ayapel, **Figuras 3S a, c, d**, <https://www.raccefyn.co/index.php/raccefyn/article/view/3294/5335>, respectivamente), se observó un solapamiento entre las anomalías positivas de vorticidad y las señales de precipitación, lo que sugiere que el paso de una OT pudo haber contribuido a establecer un ambiente favorable para la convección, especialmente en la baja troposfera. En cambio, este patrón no fue evidente en el evento Magdalena (**Figura 3S b**, <https://www.raccefyn.co/index.php/raccefyn/article/view/3294/5335>), por lo que su desarrollo pudo haber respondido a forzamientos de distinta naturaleza.

Condiciones de mesoescala asociadas a los eventos de SCM

Las simulaciones CP con el WRF se utilizaron para analizar la circulación de mesoescala asociada a los SCM, buscando verificar los mecanismos no capturados por el ERA5 debido a su menor resolución horizontal.

Vientos canalizados por el Magdalena. La **Figura 4** presenta los campos de viento y la relación de la mezcla de vapor de agua a 850 hPa sobre los valles de Magdalena y Cauca entre la iniciación (Córdoba y Ayapel) y la maduración (Bolívar y Magdalena) de los eventos, es decir, los momentos en que la circulación en dichos valles fuera lo más representativa y clara posible.

En los eventos Magdalena y Ayapel (**Figura 4b, d**) se observó una corriente de vientos fuerte, procedente del sur, que cruzó el valle del Magdalena y alcanzó el sur de Córdoba, lugar donde se iniciaron los SCM. Sin embargo, esta corriente presentaba contenidos de humedad inferiores a los del aire sobre el Caribe colombiano, lo que sugiere que favoreció principalmente la convergencia de masa y no necesariamente el aporte de humedad. Además, la diferencia en densidades entre la corriente seca del sur y el aire más húmedo sobre el mar Caribe pudo haber generado un efecto similar a una corriente de densidad, impulsando el ascenso del aire húmedo. En contraste, durante los eventos Bolívar y Córdoba (**Figura 4a, c**), los vientos canalizados por el valle del Magdalena no lograron alcanzar el sur del Caribe colombiano, posiblemente debido a que su intensidad fue insuficiente para atravesar toda la extensión del valle.

Los vientos desde el sur en los casos Magdalena y Ayapel (**Figura 4b, d**) se asociaron con una circulación de escala sinóptica de vientos desde el sur y centro del continente (pasando por partes de la Amazonía) (**Figura 4 b, d**), que luego fueron canalizados por el valle del Magdalena. Este efecto, el cual incluye el aumento en la velocidad de los vientos por conservación de masa, pudo favorecer la convergencia de masa sobre el sur de la región de Córdoba, lugar donde se desarrollaron los SCM.

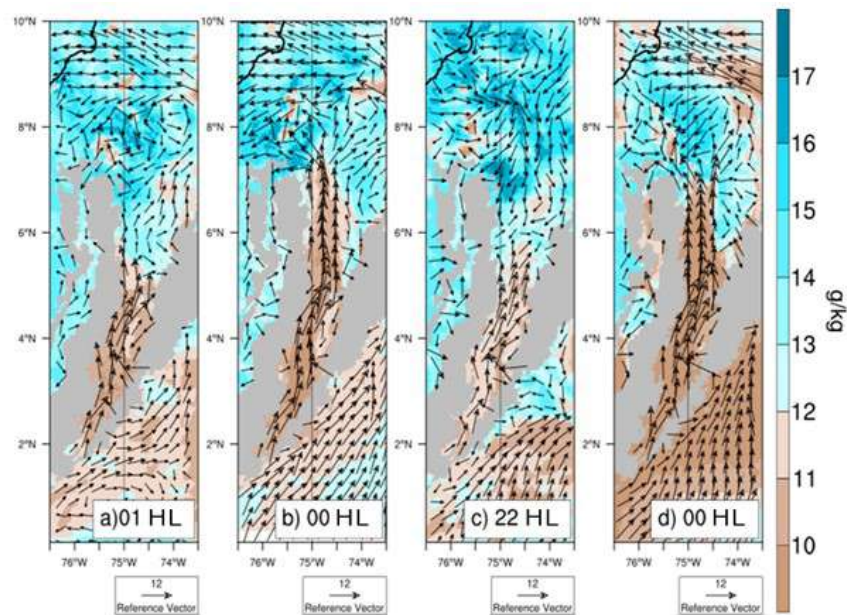


Figura 4. Campos de relación de mezcla de vapor de agua (colores) y vientos a 850 hPa (vectores) simulados por el modelo WRF para los eventos (a) Bolívar, (b) Magdalena, (c) Córdoba y (d) Ayapel.

Vientos de mar a tierra y vientos canalizados por la topografía (o tipo brecha). En diversos estudios se han reportado las características y efectos de las brisas marinas en partes de las costas del Caribe (Pérez *et al.*, 2018) y del Pacífico colombianos (López & Howell, 1967). En estas regiones, los vientos en niveles bajos, asociados con brisas marinas, pueden transportar aire húmedo desde el mar hacia el interior del continente, más allá de la línea de costa (López & Howell, 1967; Warner *et al.*, 2003; Martínez *et al.*, 2024b). Los vientos costeros han sido vinculados al desarrollo de la convección profunda, tanto por el transporte de humedad como por su papel en la generación de zonas de convergencia (Simpson *et al.*, 1977; Miller *et al.*, 2003; Azorín-Molina *et al.*, 2014). En este estudio se analizaron los campos del máximo de energía potencial disponible para la convección (*convective available potential energy*, CAPE) y vientos a 925 hPa a partir de las simulaciones CP con el modelo WRF (Figura 5).

Durante la tarde del evento Magdalena (Figura 5a), se observaron vientos débiles con dirección del continente al mar sobre las costas del norte (Caribe), mientras que en las costas del sur (Pacífico) se registró una corriente concentrada de vientos del mar al continente. A pesar de la diferencia en las direcciones del viento, se evidenciaron valores de CAPE superiores a 3100 J/kg sobre el continente (Figura 5a). Durante la noche (Figura 5b–c) se notó un patrón de vientos de mar a tierra por el Caribe, especialmente cerca de las 22:00 HL, lo que posiblemente contribuyó con el transporte de aire inestable de tierra adentro, con valores de CAPE mayores a 3500 J/kg sobre las tierras bajas del norte. Un comportamiento similar se observó para el evento Bolívar (no se muestra aquí).

En el caso del evento Córdoba (Figuras 5d-f), además de la presencia de vientos desde el Caribe, hubo una incursión de vientos desde el Pacífico (parte inferior izquierda en la Figura 5d), lo que sumado a los vientos más fuertes de mar a tierra y los vientos desde el nororiente produjo una zona de mayor convergencia (Figura 5e, f), con una mayor concentración de valores elevados de CAPE sobre la región, factores que contribuyeron a la formación del SCM de este evento. Un comportamiento similar se observó durante el evento Ayapel (no se muestra aquí). Los vientos nocturnos de mar a tierra sobre las tierras bajas del interior del continente podrían corresponder a una combinación de una brisa de mar a tierra iniciada durante las horas del día, cuyos efectos se extienden más adentro en

el continente durante la noche al combinarse con un máximo nocturno de viento, como se describe en la siguiente subsección. Las circulaciones asociadas con las brisas de mar a tierra, que se extienden más de 100 km tierra adentro, han sido reportadas para otros lugares del mundo (Miller *et al.*, 2003; Azorín-Molina *et al.*, 2014; Jiménez-Sánchez *et al.*, 2020), y más específicamente en la región de este estudio (Figura 4 y texto asociado en Martínez *et al.*, 2024b).

Además, en la Figura 5 se señalan los vientos del nordeste que atraviesan el corredor topográfico entre los Andes del norte y la Sierra Nevada de Santa Marta (comparar Figura 5 con Figura 1a). Esta configuración favorece vientos canalizados (tipo brecha), ya que el flujo de niveles bajos proveniente del Caribe puede acelerarse al pasar por este estrechamiento. Los vientos intensificados resultantes pudieron contribuir a la convergencia observada sobre las planicies del norte (Figuras 5b, c, e, f), incluida la región de génesis y desarrollo de los SCM.

Máximos nocturnos de viento tierra adentro. Los máximos nocturnos de viento en niveles bajos pueden ocurrir debido al incremento nocturno de estabilidad estática cerca de la superficie, la reducción del mezclado vertical profundo (el cual durante el día reduce el momentum en la parte superior de la capa límite), y la consecuente reducción del efecto de tipo arrastre sobre los vientos de niveles bajos más arriba de la capa superficial (Markowski & Richardson, 2011). En el caso del norte de Suramérica, los máximos nocturnos de niveles bajos se han identificado en el Orinoco asociados con el chorro del Orinoco, por ejemplo (Jiménez-Sánchez *et al.*, 2020). Además, Martínez *et al.* (2024b) reportaron la presencia de máximos nocturnos de niveles bajos para la misma región que aquí tratamos a partir de información representativa de los meses de junio, julio y agosto a lo largo de varios años (Figura 4 de Martínez *et al.*, 2024b).

Los máximos nocturnos de viento en niveles bajos podrían contribuir a que se extiendan tierra adentro los efectos de los vientos de mar a tierra iniciados con la brisa marina durante la tarde (Viner *et al.*, 2021). En general, las corrientes de chorro de niveles bajos (*low level jets*, LLJs) pueden contribuir en la organización de la convección (Trier *et al.*, 2006; Martínez *et al.*, 2024a). Para verificar la presencia de máximos nocturnos

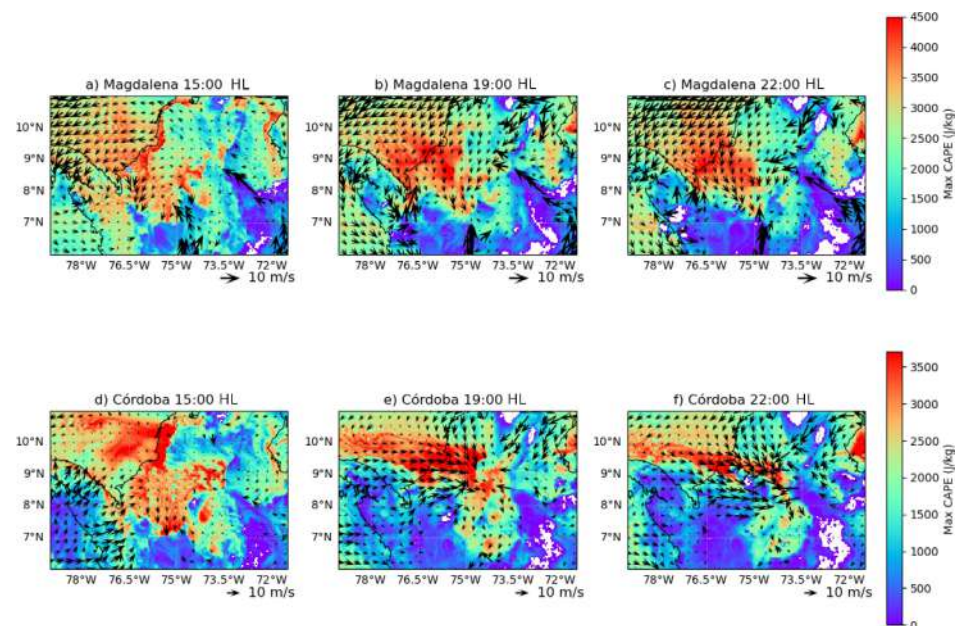


Figura 5. Campo de energía potencial disponible para la convección (CAPE) máxima (colores) y vientos a 925 hPa (vectores) simulados por el modelo WRF para diferentes momentos durante el día de los eventos Magdalena (a-c) y Córdoba (d-f).

de viento en los casos estudiados, se analizaron los perfiles verticales de velocidad y el componente meridional del viento cada 15 minutos. Los análisis mostraron que hubo fortalecimiento de los vientos nocturnos cerca al piedemonte de los Andes en el sur de la región, donde inició la actividad de los SCM. Posteriormente, se estudiaron diferentes segmentos de la estructura vertical y se seleccionaron los perfiles que mejor evidenciaban el fortalecimiento de los vientos dentro de la capa límite planetaria (*planetary boundary layer*, PBL) entre los 0,5 y los 1,5 km de altura. Así, se decidió mostrar los contrastes entre las horas de la tarde (14:00 y 16:00 HL) y las 20:00 HL, evidenciando el posible efecto de chorro nocturno (**Figura 6**).

En el evento Bolívar se observaron vientos nocturnos intensos hacia al sur por debajo de 1 km de altura, registrados a más de 100 km tierra adentro (**Figura 6 a–b**). En el evento Córdoba también se evidenciaron vientos hacia el sur fortalecidos durante la noche (**Figuras 6 e–f**), con el perfil vertical del viento mostrando una “nariz” de vientos máximos durante la noche aproximadamente a 1 km de altura sobre la superficie (20:00 HL) (**Figura 6 f**). En este caso, la evolución del perfil vertical de vientos entre la tarde y la noche se asemeja al de un chorro nocturno (Tijm *et al.*, 1999; Markowski & Richardson, 2011; Jiménez-Sánchez *et al.*, 2020), en tanto que el máximo nocturno es consistente con los resultados de ciclo medio diurno reportados por Martínez *et al.* (2024b) para la misma región y temporada de estudio.

En el caso del evento Magdalena, se registraron vientos fuertes hacia el norte durante la noche (**Figura 6c, d**), aunque no en la zona de máximos nocturnos vistos en los eventos Bolívar y Córdoba. Al tratarse de señales a 2 km de altura, es posible que estos vientos estuvieran asociados con los vientos del sur canalizados por el valle del Magdalena y que provinieran del centro y sur del continente (**Figuras 4b, 6c y 6d**). La presencia de vientos intensos al sur de la Serranía de San Lucas sugiere que las interacciones entre los vientos del valle y la topografía generaron un ascenso orográfico, lo que pudo desencadenar los procesos convectivos relacionados con el SCM de este evento.

En el caso del evento Ayapel, la simulación también mostró vientos tierra adentro, los cuales se fortalecieron durante la noche, especialmente por debajo de 1 km de altura (**Figuras 6 g, h**). Estas características se asemejan al máximo nocturno de viento

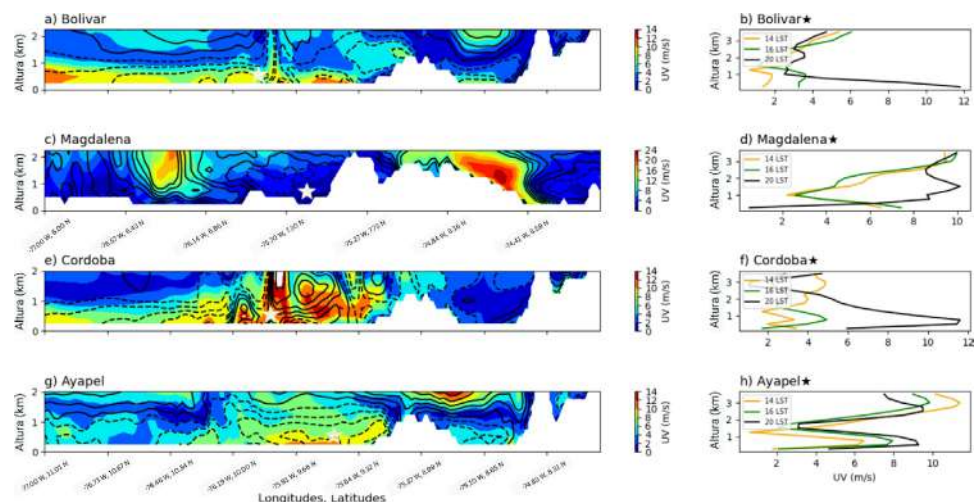


Figura 6. Secciones verticales de velocidad del viento alrededor de las 20:00 HL (contornos) y del viento meridional (las líneas punteadas indican vientos hacia el sur, y las líneas continuas muestran vientos hacia el norte) (**a, c, e, g**), y perfiles verticales de velocidad del viento a las 14:00, 16:00 y 20:00 HL en el día de cada evento (**b, d, f, h**). La estrella marca la región donde se calculó el perfil vertical. (**a y b**) corresponden al evento Bolívar, (**c y d**) al Magdalena, (**e y f**) al Córdoba y (**g y h**) al Ayapel.

descrito anteriormente para los eventos Bolívar y Córdoba. Además, en el evento Ayapel se registró la incursión de vientos desde el sur, provenientes del sur y centro del continente (escala sinóptica) y canalizados por el valle del Magdalena (**Figura 4d**). La combinación de estos dos ingredientes (vientos tierra adentro y vientos del sur) favoreció la convergencia de masas, el transporte de humedad y la formación de una zona de intensa convección asociada al SCM. En particular, la aceleración nocturna tierra adentro favoreció la convección profunda en la región hasta dos horas antes de la iniciación de los SCM.

Incursiones de aire húmedo en niveles bajos. La **Figura 7** muestra la evolución temporal de los flujos horizontales de humedad alrededor del momento de iniciación de dos de los cuatro eventos analizados para así identificar las posibles fuentes de humedad que alimentaron el desarrollo de los SCM, resaltando cómo evolucionó su transporte antes y durante la formación de las tormentas.

En el evento Córdoba se registraron valores positivos del flujo zonal de humedad a 850 hPa en la región del Pacífico (ver definición en la última fila de la **Figura 7**), lo que sugiere transporte de humedad desde el oeste, incluido el Pacífico oriental, desde las 22:00 HL del día 22 (22-22 en la **Figura 7a**), aproximadamente cuatro horas antes de la iniciación del SCM sobre la región de interés (**Figura 7a**). En contraste, el flujo zonal a 925 hPa se orientó en sentido opuesto (con valores negativos), lo que redujo el aporte de humedad en este nivel. Durante la maduración del SCM, alrededor de las 02:00 HL (23-02 en la **Figura 7a**), los vientos a 925 y 850 hPa adquirieron una dirección predominante hacia el Caribe (valores positivos del viento zonal), favoreciendo el transporte de humedad hacia el sistema (**Figura 7a**).

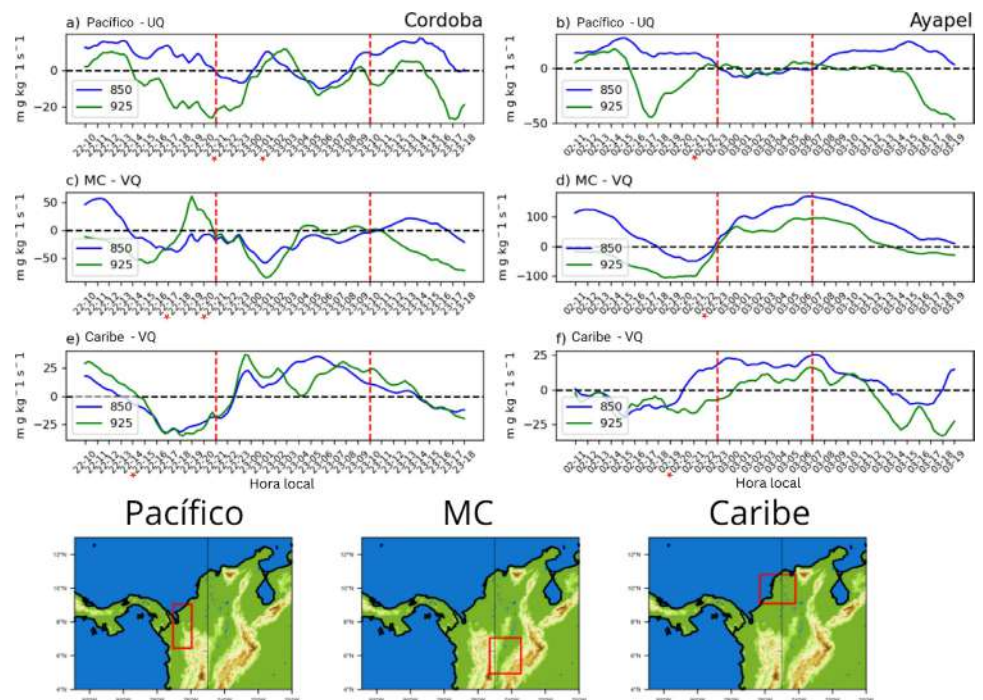


Figura 7. Series de tiempo de las componentes zonal y meridional de flujo horizontal de vapor de agua (QU y QV) a 925 (verde) y 850 hPa (azul) en la simulación del evento Córdoba (**a, c y e**), y el evento Ayapel (**b, d y f**), según promedios sobre las diferentes regiones de interés: Pacífico (flujo zonal), Magdalena-Cauca (MC) (flujo meridional) y Caribe (flujo meridional). Las líneas rojas punteadas indican el inicio y la finalización de cada evento. Los campos de topografía en la fila inferior señalan las regiones sobre las cuales se calcularon los promedios espaciales. Las estrellas señalan momentos importantes en los flujos de la tasa de mezcla de vapor de agua.

En la región Magdalena-Cauca (MC), al sur de la ubicación de los SCM (ver definición en **Figura 7**, última fila), la aparición de flujos meridionales negativos sugiere que no hubo transporte de masas húmedas desde el sur en niveles bajos hacia la región del SCM durante la mayoría del tiempo entre las 21:00 H del día 22 y las 09:00 H del día 23 (**Figura 7c**). La única excepción ocurrió entre las 18:00 y 21:00 H del día 22 (22-18 y 21-21 en la **Figura 7c**), cuando se observó un flujo desde el sur hacia el Caribe (es decir, flujo de humedad meridional positivo) a 925 hPa. Sin embargo, durante el resto del periodo analizado, la dirección de los vientos en la baja troposfera en la región MC fue hacia el interior del valle (es decir, hacia el sur), limitando el flujo de humedad hacia el SCM (es decir, hacia el norte) (**Figura 7c**).

Por otro lado, los vientos en la baja troposfera sobre el Caribe, al norte del SCM (ver región Caribe en la **Figura 7**), mostraron una dirección persistente hacia el continente, es decir, con flujo meridional negativo desde aproximadamente siete horas antes de la iniciación del evento (**Figura 7e**). Este patrón pudo haber favorecido el transporte de humedad sobre el continente, proporcionando un componente clave para el desarrollo del SCM Córdoba. En el evento Bolívar se observaron patrones similares.

Durante el evento Ayapel los vientos provenientes de la región del Pacífico (al oeste del SCM) presentaron valores positivos, sugiriendo un flujo hacia el este aproximadamente 12 horas antes de la iniciación del SCM, que cambió de dirección (signo) tras el inicio del evento alrededor de las 23:00 HL del día 2 (02-22 en la **Figura 7b**). Este comportamiento sugiere un aporte de humedad desde el Pacífico hacia la región donde se desarrolló el sistema antes de la iniciación del SCM. En la región MC (es decir, desde el sur), el flujo predominante se orientó hacia el norte (valores positivos), o sea en dirección a la zona de iniciación del evento, intensificándose después del inicio del SCM (**Figura 7d**). Como se observó en la **Figura 4d**, estas masas de aire son relativamente más secas en comparación con las provenientes del Caribe; sin embargo, su ingreso pudo haber favorecido la convergencia de masa, impulsando la convección. Un patrón de vientos similar se detectó en la simulación del evento Magdalena. En la baja troposfera sobre la costa Caribe (es decir, desde el norte, con valores negativos), los vientos durante el evento Ayapel mostraron una estructura comparable a la de los eventos Córdoba y Bolívar, con una componente predominante desde el norte (hacia el continente) antes de la iniciación del sistema y un cambio de dirección posterior a su momento de maduración.

Escalas de tiempo de convergencia en niveles bajos y agua precipitable. La **Figura 8** muestra las series de tiempo de agua precipitable y la divergencia del viento en la baja troposfera durante el periodo de actividad de los SCM. En todos los casos se observó un aumento progresivo del agua precipitable 6 a 7 horas antes de la iniciación de los sistemas, alcanzando un máximo durante la génesis. Posteriormente, tras el inicio de la precipitación, los valores disminuyeron gradualmente, indicando el consumo de humedad atmosférica asociado al desarrollo convectivo (**Figura 8**).

Los valores de divergencia del viento antes de la iniciación de los eventos fueron mayormente negativos, evidenciando convergencia en la baja troposfera aproximadamente entre 4 y 7 horas antes del inicio de la convección profunda. Tras la formación de los SCM, esta señal cambió gradualmente a valores positivos, posiblemente asociados con flujos de salida de la tormenta, como las corrientes descendentes o los flujos inducidos por la precipitación.

Aunque la convergencia previa a la génesis fue consistente en todos los casos, los patrones de viento que la generaron variaron entre eventos. En Córdoba y Bolívar, la convergencia se asoció principalmente con flujos provenientes de las costas Caribe y Pacífica, junto con vientos tipo brecha desde el noreste (**Figura 5**). En el evento Magdalena, en cambio, esta fue impulsada por vientos del sur canalizados por el valle del Magdalena. El evento Ayapel presentó una combinación de estos mecanismos (flujos desde el Pacífico y el Caribe, máximo nocturno de viento, vientos de brecha del noreste y vientos canalizados desde el sur). Estos resultados sugieren que es posible que múltiples fuentes de humedad y forzamientos de mesoescala se combinen para generar condiciones favorables al desarrollo de la convección profunda organizada.

Estructura vertical y movimiento de las tormentas. Las simulaciones permitieron analizar la anatomía de las tormentas mediante perfiles verticales de reflectividad y viento (**Figura 9**). En todos los casos se observaron columnas anchas de reflectividad superiores a 30 dBZ, típicas de núcleos convectivos anchos y profundos (**Houze et al., 2015; Zuluaga & Houze, 2015**). Los SCM iniciaron su actividad cerca del piedemonte de la Serranía de San Lucas (~75,2°W, 8,82°N), donde las celdas convectivas (CC) alcanzaron alturas mayores a 10 km (**Figura 9**).

A medida que las CC se organizaron y alcanzaron extensiones horizontales de decenas de kilómetros, comenzaron a desplazarse hacia las planicies del noroeste. En estas zonas, la ausencia de obstáculos favoreció su desarrollo horizontal y vertical hasta alcanzar la etapa de maduración (contornos rojos en la **Figura 9**). Durante esta fase se distinguieron

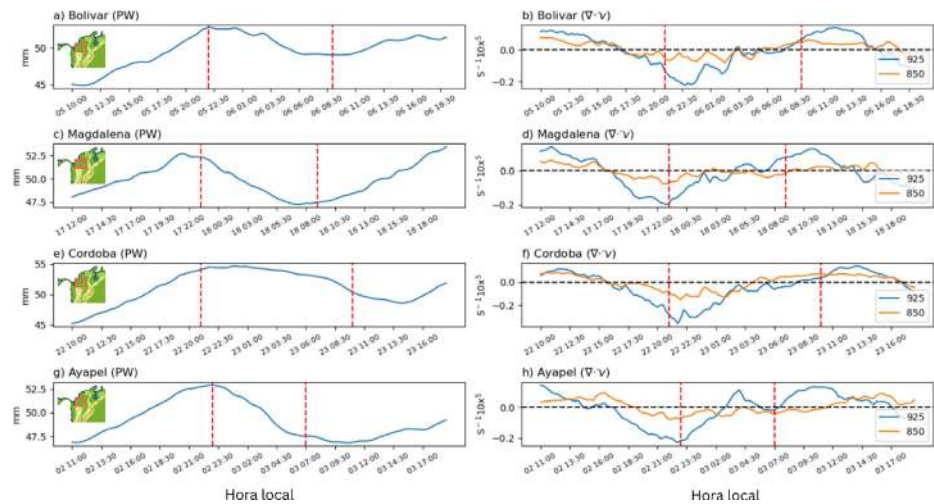


Figura 8. Series de tiempo de agua precipitable (izquierda) y divergencia de vientos (derecha) a 925 (azul) y 850 hPa (rojo) en los eventos simulados Bolívar (**a y b**), Magdalena (**c y d**), Córdoba (**e y f**), y Ayapel (**g y h**). Las líneas verticales punteadas en rojo indican el inicio y finalización del evento. La línea horizontal negra punteada indica el cambio de signo en la divergencia. Los mapas dentro de los paneles representan la región en la que se calculó el promedio espacial.

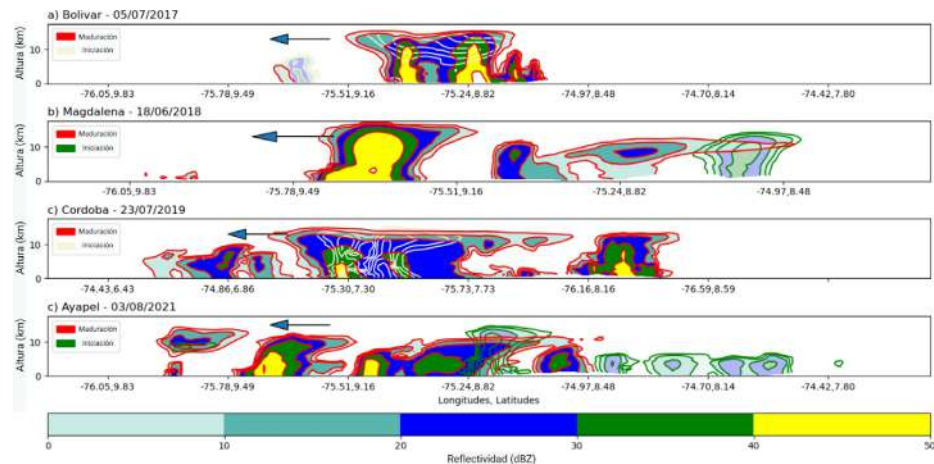


Figura 9. Secciones verticales de reflectividad para la etapa de maduración (contornos rojos) y la etapa de iniciación (contornos blancos y verdes) en las simulaciones de los eventos (**a**) Bolívar, (**b**) Magdalena, (**c**) Córdoba y (**d**) Ayapel. Las flechas representan el movimiento de los SCM. Los perfiles verticales corresponden a las líneas señaladas en la **Figura 1**.

claramente la región convectiva, con reflectividades > 40 dBZ (amarillo en la **Figura 9**), y las regiones estratiformes asociadas, cercanas a 30 dBZ (verde en la **Figura 9**). La CC de mayor desarrollo horizontal correspondió al evento Córdoba, en concordancia con los campos del NCEP-MERGIR (**Figuras 2i y 9c**), mientras que el sistema de menor extensión fue el del evento Bolívar (**Figuras 2a y 9c**).

La duración de los eventos fluctuó entre 8 y 13 horas. Los sistemas Bolívar y Córdoba mostraron desplazamientos poco notorios durante las fases de iniciación y maduración (**Figuras 9a y 9c**), aunque en la etapa de decaimiento alcanzaron la costa. El evento Bolívar recorrió aproximadamente 107 km en 12 horas ($\sim 8,33 \text{ km h}^{-1}$), mientras que el de Córdoba se desplazó cerca de 214,54 km en 13 horas ($\sim 16,46 \text{ km h}^{-1}$). No obstante, dado que durante las fases iniciales no se evidenció un desplazamiento claro (**Figuras 9a y 9c**), es probable que la velocidad del sistema haya variado a lo largo de su ciclo de vida.

En contraste, los eventos Magdalena y Ayapel mostraron desplazamientos más evidentes. El sistema Magdalena recorrió aproximadamente 155 km entre su génesis y su disipación en 8 horas ($\sim 19,25 \text{ km h}^{-1}$), mientras que el Ayapel se desplazó cerca de 195 km en 10 horas ($\sim 19,55 \text{ km h}^{-1}$).

Discusión

La interacción entre la topografía montañosa y el ingreso de aire cálido, húmedo e inestable desde el océano parece haber desempeñado un papel clave en la activación de la convección asociada a los SCM. Las simulaciones CP con el modelo WRF mostraron que las CC alcanzaron alturas superiores a los 11 km, y una vez organizadas en los SCM, evolucionaron hasta su etapa de madurez sobre las tierras bajas (particularmente en los departamentos de Córdoba, Bolívar y Sucre). En todos los casos se observó un desplazamiento sostenido hacia el noroeste, es decir, en dirección al mar Caribe, donde los sistemas eventualmente se disiparon. Este comportamiento es consistente con lo reportado en estudios previos sobre sistemas convectivos en la región (**Zuluaga & Houze, 2015; Liu *et al.*, 2020; Hernández-Deckers, 2022; Robledo *et al.*, 2024**).

Los patrones de mesoescala simulados por el WRF sugieren varios componentes, además de los sinópticos mencionados anteriormente, que favorecieron el desarrollo de los SCM (**Figura 10**). El primero corresponde a vientos de mar a tierra que facilitaron el transporte de aire cálido, húmedo e inestable del mar Caribe hacia el interior del continente, con aumentos en la velocidad entre 2 y 6 horas antes del inicio del SCM (**Figura 5, Figura 10a**). Además, en algunas noches la disminución del efecto de fricción de la capa límite planetaria pudo favorecer un fortalecimiento de los vientos entre los 0,5 y 1,5 km de altura (**Figura 6**), de forma similar a un chorro nocturno. De este modo, la advección asociada a la brisa marina se pudo extender tierra adentro más de 100 km durante parte de la noche (**Figura 5**), alcanzando su mayor intensidad unas dos horas antes de la iniciación de los SCM. Este tipo de incursión tierra adentro y la aparición de máximos nocturnos de viento ha sido reportada en otros estudios (**Tijm *et al.*, 1999; Azorin-Molina *et al.*, 2014; Jiménez-Sánchez *et al.*, 2020**), incluyendo la región de interés de este estudio (**Martínez *et al.*, 2024b**). Este fortalecimiento favoreció la formación de líneas de convergencia cerca de la Serranía de San Lucas, zona donde comenzaron los eventos. Además, estructuras como los LLJ y los máximos nocturnos de viento pueden contribuir a la convección organizada vía los efectos en la cortante y por transporte elevado de aire húmedo e inestable (**Trier *et al.*, 2006**). Así, una vez iniciadas las tormentas, la convección organizada pudo haber promovido que este patrón persistiera en el tiempo como un mecanismo de transporte de aire húmedo o inestable hacia los SCM. Este tipo de configuración nocturna se ha documentado como un mecanismo eficiente para la acumulación de humedad y la promoción de convección profunda en otras regiones del mundo (**Buckley & Kurzeja, 1997; Tijm *et al.*, 1999; Azorín-Molina *et al.*, 2014; Viner *et al.*, 2021**).

Un segundo componente de interés corresponde a la canalización de vientos a lo largo del valle del Magdalena (**Figura 10b**), lo cual puede contribuir con la formación de zonas de convergencia debido al aumento de velocidad debido a la topografía circundante. En los

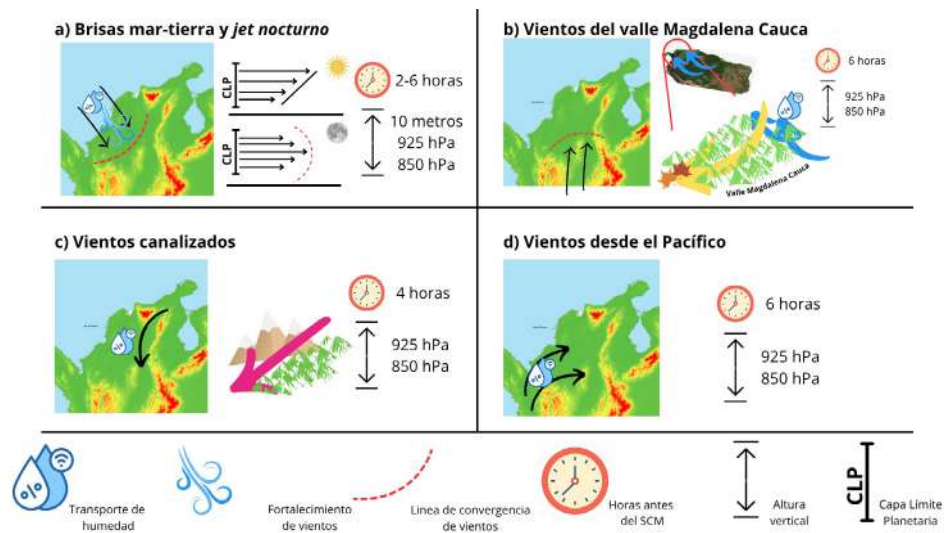


Figura 10. Ilustración que resume los mecanismos de mesoescala asociados al desarrollo de los SCM sobre el noroeste de Suramérica identificados en este estudio: **(a)** patrón de la brisa de mar a tierra y penetración tierra adentro, junto con máximo nocturno de viento; **(b)** circulación de vientos canalizados por los valles del Magdalena y Cauca (o vientos tipo brecha), **(c)** vientos canalizados desde el noreste y **(d)** vientos desde el Pacífico. Se incluyen mapas de la región de interés y esquemas representativos de cada tipo de circulación, así como elementos gráficos para ilustrar los procesos, variables y escalas de tiempo asociadas a cada tipo de componente.

eventos Magdalena y Ayapel se destacó la entrada de vientos en niveles bajos (850 hPa) notables hasta 6 horas antes del SCM (**Figura 2S**, <https://www.raccefn.co/index.php/raccefn/article/view/3294/5335>) provenientes del Amazonas. Es posible que este flujo ingresara por el sur de Colombia (**Figura 4**), transportando aire relativamente más seco, aunque contribuyendo a la formación de zonas de convergencia. Esta situación muestra otro posible rol de los vientos desde la Amazonía, complementario a su ya reconocido papel en el transporte de humedad hacia el norte de Suramérica desde el punto de vista climatológico (**Espinoza et al.**, 2020). El aire del sur puede ser algo más seco, debido tanto a su origen continental (en contraste con las masas marítimas del Caribe cercano), como a la posible pérdida de humedad luego de ascender por la parte sur de los Andes antes de su descenso hacia el valle del Magdalena y al calentamiento adiabático en su recorrido hacia el norte.

El tercer tipo de componente de mesoescala corresponde a los vientos del noreste (**Figura 5**) canalizados entre la Sierra Nevada de Santa Marta y la cordillera Oriental (**Figura 1**). Debido a la topografía circundante y las velocidades resultantes (**Figura 10c**), estos vientos de tipo brecha pudieron transportar aire cálido, húmedo e inestable desde el Caribe al norte de Venezuela (similar al flujo de mar a tierra desde el noroeste) hacia la región de interés en las planicies del norte; tales vientos fueron notables aproximadamente 4 horas antes del SCM simulado. Asimismo, se muestra el rol de los vientos de niveles bajos desde el Pacífico (**Figura 7**), los cuales pueden contribuir a la acumulación de aire húmedo e inestable desde 6 horas antes del SCM (**Figura 10d**). Este resultado es consistente con los hallazgos de **Gómez-Ríos et al.** (2023, 2025), quienes señalaron la contribución de este tipo de circulación a la precipitación sobre partes de los Andes y el valle del Magdalena.

Conclusiones

Las condiciones sinópticas y de mesoescala asociadas a los SCM analizados mostraron una notable diversidad en sus patrones de circulación. No obstante, se identificaron estructuras dinámicas específicas para la región, como las brisas marinas y su extensión tierra adentro,

los máximos nocturnos de viento, los vientos canalizados por el Magdalena, y los vientos tipo brecha. También se identificaron ventanas de tiempo consistentes entre la evolución de estos patrones y el inicio de los eventos: entre 1 y 2 días para los forzamientos sinópticos y entre 4 y 8 horas para los componentes precursores de mesoescala. Estas ventanas temporales representan un factor importante en la comprensión de los patrones precursores del desarrollo de sistemas convectivos organizados como los SCM en regiones tropicales con topografía compleja.

Los acumulados de precipitación derivados de los SCM tienen implicaciones relevantes en el balance hidrológico regional y en la gestión del riesgo sobre el norte de Suramérica. Por ejemplo, el evento Ayapel generó cerca de 70 mm de lluvia durante su ciclo de vida, provocando los desastres de agosto del 2021 (publicados en *El Herald*, *Semana* y *El Tiempo* en 2021). Además, las crecientes súbitas relacionadas con lluvias fuertes pueden alterar las dinámicas hidrológicas de la región en el mediano y largo plazo (Herazo *et al.*, 2023; Serna-López & Cañon-Barriga, 2019), teniendo en cuenta que este tipo de sistemas son persistentes en las tardes-noches de JJA (Zuluaga & Houze, 2015; Liu *et al.*, 2020).

En regiones tropicales con topografía compleja y limitada cobertura de estaciones meteorológicas, el uso combinado de datos satelitales, reanálisis y simulaciones numéricas constituye una alternativa robusta para el monitoreo y análisis atmosférico. Este estudio muestra que las simulaciones en escala CP con el modelo WRF permiten reproducir características claves de los sistemas convectivos de mesoescala en el norte de Colombia y determinar los componentes atmosféricos más relevantes para su formación y desarrollo. En un contexto de limitaciones en la disponibilidad de datos y tecnologías avanzadas de monitoreo y pronóstico, los estudios de caso con modelos dinámicos en escala CP representan una oportunidad para mejorar la comprensión del riesgo hidrometeorológico local, particularmente el asociado a las lluvias fuertes y el exceso de agua en el norte de Colombia.

Información suplementaria

Ver información suplementaria en <https://www.raccefyn.co/index.php/raccefyn/article/view/3294/5335>

Agradecimientos

Este estudio fue financiado por el Ministerio de Ciencia, Tecnología e Innovación a través del programa SOS Cuenca, contrato No. 80740-490-2020, ejecutado por el Grupo GIGA de la Universidad de Antioquia.

Los datos sobre núcleos convectivos en este estudio provinieron de la base de datos del GPM-Ku de la Universidad de Washington (<http://gpm.atmos.washington.edu>).

Contribución de los autores

JCCM: metodología, investigación, análisis, escritura. **JAM:** conceptualización, metodología, investigación, escritura y revisión. **PAA:** conceptualización, metodología, investigación, escritura y revisión.

Conflicto de intereses

Los autores declaran no tener ningún tipo de conflicto de intereses.

Referencias

- Adams, D. K., Gutman, S. I., Holub, K. L., Pereira, D. S. (2013). GNSS observations of deep convective time scales in the Amazon. *Geophysical Research Letters*, 40(11), 2818-2823. <https://doi.org/10.1002/grl.50573>
- Ashley, W. S., Haberlie, A. M., Strohm, J. (2019). A Climatology of Quasi-Linear Convective Systems and Their Hazards in the United States. *Weather and Forecasting*, 34(6), 1605-1631. <https://doi.org/10.1175/WAF-D-19-0014.1>

- Azorín-Molina, C., Tijm, S., Ebert, E. E., Vicente-Serrano, S.-M., Estrela, M.-J. (2014). High Resolution HIRLAM Simulations of the Role of Low-Level Sea-Breeze Convergence in Initiating Deep Moist Convection in the Eastern Iberian Peninsula. *Boundary-Layer Meteorology*, 154(1). <https://doi.org/10.1007/s10546-014-9961-z>
- Bodine, D. J. & Rasmussen, K. L. (2017). Evolution of Mesoscale Convective System Organizational Structure and Convective Line Propagation. *Monthly Weather Review*, 145(9), 3419-3440. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-16-0406.1>
- Córdova, M., Orellana-Alvear, J., Bendix, J., Rollenbeck, R., Céleri, R. (2024). Large-scale dynamics of extreme precipitation in the tropical Andes: Combining weather radar observations and reanalysis data. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 136(4), 27. <https://doi.org/10.1007/s00703-024-01022-2>
- Feng, Z., Prein, A. F., Kukulies, J., Fiolleau, T., Jones, W. K., Maybee, B., Moon, Z. L., Núñez Ocasio, K. M., Dong, W., Molina, M. J., Albright, M. G., Rajagopal, M., Robledo, V., Song, J., Song, F., Leung, L. R., Varble, A. C., Klein, C., Roca, R., ... Mejía, J. F. (2025). Mesoscale Convective Systems Tracking Method Intercomparison (MCSMIP): Application to DYAMOND Global km-Scale Simulations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 130(8), e2024JD042204. <https://doi.org/10.1029/2024JD042204>
- Fiolleau, T. & Roca, R. (2013). An Algorithm for the Detection and Tracking of Tropical Mesoscale Convective Systems Using Infrared Images From Geostationary Satellite. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 51(7), 4302-4315. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2012.2227762>
- Giraldo-Cárdenas, S., Arias, P. A., Vieira, S. C., Zuluaga, M. D. (2022). Easterly waves and precipitation over northern South America and the Caribbean. *International Journal of Climatology*, 42(3), 1483-1499. <https://doi.org/10.1002/joc.7315>
- Gomez-Rios, S., Zuluaga, M. D., Hoyos, C. D. (2023). Orographic Controls over Convection in an Inter-Andean Valley in Northern South America. *Monthly Weather Review*, 151(1), 145-162. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-21-0231.1>
- Gutowski, W. J., Ullrich, P. A., Hall, A., Leung, L. R., O'Brien, T. A., Patricola, C. M., Arritt, R. W., Bukovsky, M. S., Calvin, K. V., Feng, Z., Jones, A. D., Kooperman, G. J., Monier, E., Pritchard, M. S., Pryor, S. C., Qian, Y., Rhoades, A. M., Roberts, A. F., Urban, N., Zarzycki, C. (2020). The Ongoing Need for High-Resolution Regional Climate Models. *Bulletin of the American Meteorological Society*, E664-4681. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-19-0113.1>
- Hernández, K. S., Henao, J. J., Gómez-Ríos, S., Robledo, V., Rendón, A. M., Mejía, J. F. (2025). Spatio-Temporal Representation of Mesoscale Convective Systems in Convection-Permitting Simulations Over Northwestern South America: Insights Into Rainfall Overestimation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 130(7), e2024JD042289. <https://doi.org/10.1029/2024JD042289>
- Hernández-Deckers, D. (2022). Features of atmospheric deep convection in northwestern South America obtained from infrared satellite data. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 148(742), 338-350. <https://doi.org/10.1002/qj.4208>
- 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. (2020). The ERA5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 146(730), 1999-2049. <https://doi.org/10.1002/qj.3803>
- Houze, R. A. (2018). 100 Years of Research on Mesoscale Convective Systems. *Meteorological Monographs*, 59, 17.1-17.54. <https://doi.org/10.1175/AMSMONOGRAPHS-D-18-0001.1>
- Houze, R. A., Rasmussen, K. L., Zuluaga, M. D., Brodzik, S. R. (2015). The variable nature of convection in the tropics and subtropics: A legacy of 16 years of the Tropical Rainfall Measuring Mission satellite: CONVECTIVE VARIABILITY SEEN BY TRMM. *Reviews of Geophysics*, 53(3), 994-1021. <https://doi.org/10.1002/2015RG000488>
- Hoyos, C. D., Ceballos, L. I., Pérez-Carrasquilla, J. S., Sepúlveda, J., López-Zapata, S. M., Zuluaga, M. D., Velásquez, N., Herrera-Mejía, L., Hernández, O., Guzmán-Echavarría, G., Zapata, M. (2019). Meteorological conditions leading to the 2015 Salgar flash flood: Lessons for vulnerable regions in tropical complex terrain. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 19(11), 2635-2665. <https://doi.org/10.5194/nhess-19-2635-2019>
- Huang, X., Hu, C., Huang, X., Chu, Y., Tseng, Y., Zhang, G. J., Lin, Y. (2018). A long-term tropical mesoscale convective systems dataset based on a novel objective automatic tracking algorithm. *Climate Dynamics*, 51(7-8), 3145-3159. <https://doi.org/10.1007/s00382-018-4071-0>

- Huffman, G. J., Stocker, E. F., Bolvin, D. T., Nelkin, E. J., Tan, J.** (2019). *GES DISC Dataset: GPM IMERG Final Precipitation L3 Half Hourly 0.1 degree x 0.1 degree V06 (GPM_3IMERGHH 06)*. GPM IMERG Final Precipitation L3 Half Hourly 0.1 degree x 0.1 degree V06 (GPM_3IMERGHH). https://disc.gsfc.nasa.gov/datasets/GPM_3IMERGHH_06/summary
- Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales - IDEAM.** (2022). *Zonificación Hidrográfica Colombia* [Mapa]. Cartografía Básica IGAC.
- Janowiak, J., Joyce, B., Xie, P.** (2017). *GES DISC Dataset: NCEP/CPC L3 Half Hourly 4km Global (60S - 60N) Merged IR V1 (GPM_MERGIR 1)*. NCEP/CPC L3 Half Hourly 4km Global (60S - 60N) Merged IR V1 (GPM_MERGIR). https://disc.gsfc.nasa.gov/datasets/GPM_MERGIR_1/summary
- Jaramillo, L., Poveda, G., Mejía, J. F.** (2017). Mesoscale convective systems and other precipitation features over the tropical Americas and surrounding seas as seen by TRMM: MESOSCALE CONVECTIVE SYSTEMS IN TROPICAL AMERICAS. *International Journal of Climatology*, 37, 380-397. <https://doi.org/10.1002/joc.5009>
- Liu, N., Liu, C., Chen, B., Zipser, E.** (2020). What Are the Favorable Large-Scale Environments for the Highest-Flash-Rate Thunderstorms on Earth? *Journal of the Atmospheric Sciences*, 77(5), 1583-1612. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-19-0235.1>
- Machado, L. A. T. & Laurent, H.** (2004). The Convective System Area Expansion over Amazonia and Its Relationships with Convective System Life Duration and High-Level Wind Divergence. *Monthly Weather Review*, 132(3), 714-725. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2004\)132%3C0714:TCSAEO%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2004)132%3C0714:TCSAEO%3E2.0.CO;2)
- Martínez, J. A., Arias, P. A., Domínguez, F., Prein, A.** (2024). Mesoscale structures in the Orinoco basin during an extreme precipitation event in the tropical Andes. *Frontiers in Earth Science*, 11. <https://doi.org/10.3389/feart.2023.1307549>
- Martínez, J. A., Rendón, M. L., Buriticá-Ruiz, L. F., Giraldo-Cárdenas, S., Arias, P. A.** (2024). Pronóstico de la precipitación en los Andes tropicales: Lecciones de las simulaciones de convección permitida. *Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 48(186), 145-168. <https://doi.org/10.18257/raccefnyn.1965>
- Mejía, J. F., Yepes, J., Henao, J. J., Poveda, G., Zuluaga, M. D., Raymond, D. J., Fuchs-Stone, Ž.** (2021). Towards a Mechanistic Understanding of Precipitation Over the Far Eastern Tropical Pacific and Western Colombia, One of the Rainiest Spots on Earth. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 126(5). <https://doi.org/10.1029/2020JD033415>
- Miller, S. T. K., Keim, B. D., Talbot, R. W., Mao, H.** (2003). Sea breeze: Structure, forecasting, and impacts: SEA BREEZE. *Reviews of Geophysics*, 41(3), 8755-1209. <https://doi.org/10.1029/2003RG000124>
- Negrón-Juárez, R. I., Chambers, J. Q., Guimaraes, G., Zeng, H., Raupp, C. F. M., Marra, D. M., Ribeiro, G. H. P. M., Saatchi, S. S., Nelson, B. W., Higuchi, N.** (2010). Widespread Amazon forest tree mortality from a single cross-basin squall line event. *Geophysical Research Letters*, 37(16), 0094-8276. <https://doi.org/10.1029/2010GL043733>
- Poveda, G., Espinoza, J. C., Zuluaga, M. D., Solman, S. A., Garreaud, R., & van Oevelen, P. J.** (2020). High Impact Weather Events in the Andes. *Frontiers in Earth Science*, 8, 162. <https://doi.org/10.3389/feart.2020.00162>
- Pradhan, R. K., Markonis, Y., Vargas Godoy, M. R., Villalba-Pradas, A., Andreadis, K. M., Nikolopoulos, E. I., Papalexiou, S. M., Rahim, A., Tapiador, F. J., Hanel, M.** (2022). Review of GPM IMERG performance: A global perspective. *Remote Sensing of Environment*, 268, 112754. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2021.112754>
- Prein, A. F., Feng, Z., Fiolleau, T., Moon, Z. L., Núñez Ocasio, K. M., Kukulies, J., Roca, R., Varble, A. C., Rehbein, A., Liu, C., Ikeda, K., Mu, Y., Rasmussen, R. M.** (2024). Km-Scale Simulations of Mesoscale Convective Systems Over South America—A Feature Tracker Intercomparison. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 129(8), e2023JD040254. <https://doi.org/10.1029/2023JD040254>
- Puerta, Y. T., Aguirre, N. J., Vélez, F. J.** (2016). Sistema cenagoso de Ayapel como posible sitio Ramsar en Colombia. *Gestión y Ambiente*, 19(1), 110-122.
- Rehbein, A., Prein, A. F., Ambrizzi, T., Ikeda, K., Liu, C., Rasmussen, R. M.** (2024). 20 Years of MCSs simulations over South America using a convection-permitting model. *Climate Dynamics*, 63(1), 38. <https://doi.org/10.1007/s00382-024-07529-z>
- Robledo, V., Henao, J. J., Mejía, J. F., Ramírez-Cardona, Á., Hernández, K. S., Gómez-Ríos, S., Rendón, Á. M.** (2024). Climatological Tracking and Lifecycle Characteristics of Mesoscale Convective Systems in Northwestern South America. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 129(19), e2024JD041159. <https://doi.org/10.1029/2024JD041159>

- Sakamoto, M. S., Ambrizzi, T., Poveda, G.** (2011). Moisture Sources and Life Cycle of Convective Systems over Western Colombia. *Advances in Meteorology*, 2011, 1-11. <https://doi.org/10.1155/2011/890759>
- Sander, J., Eichner, J. F., Faust, E., Steuer, M.** (2013). Rising Variability in Thunderstorm-Related U.S. Losses as a Reflection of Changes in Large-Scale Thunderstorm Forcing. *Weather, Climate, and Society*, 5(4), 317-331. <https://doi.org/10.1175/WCAS-D-12-00023.1>
- Schär, C., Fuhrer, O., Arteaga, A., Ban, N., Charpiilloz, C., Di Girolamo, S., Hentgen, L., Hoefler, T., Lapillonne, X., Leutwyler, D., Osterried, K., Panosetti, D., Rüdüsühli, S., Schlemmer, L., Schulthess, T. C., Sprenger, M., Ubbiali, S., Wernli, H.** (2020). Kilometer-Scale Climate Models: Prospects and Challenges. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 101(5), E567-E587. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-18-0167.1>
- Skamarock, W. C., Klemp, J. B., Dudhia, J., Gill, D. O., Liu, Z., Berner, J., Wang, W., Powers, J. G., Duda, M. G., Barker, D. M., Huang, X.-Y.** (2021). *A Description of the Advanced Research WRF Model Version 4. Version 4.3*. National Center for Atmospheric Research (NCAR).
- Tan, J., Petersen, W. A., Tokay, A.** (2016). A Novel Approach to Identify Sources of Errors in IMERG for GPM Ground Validation. *Journal of Hydrometeorology*, 17(9), 2477-2491. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-16-0079.1>
- Valencia, S., Marín, D. E., Gómez, D., Hoyos, N., Salazar, J. E., Villegas, J. C.** (2023). Spatio-temporal assessment of Gridded precipitation products across topographic and climatic gradients in Colombia. *Atmospheric Research*, 285, 106643. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2023.106643>
- Vila, D. A., Machado, L. A. T., Laurent, H., Velasco, I.** (2008). Forecast and Tracking the Evolution of Cloud Clusters (ForTraCC) Using Satellite Infrared Imagery: Methodology and Validation. *Weather and Forecasting*, 23(2), 233-245. <https://doi.org/10.1175/2007WAF2006121.1>
- Wang, J., HOUZE, Jr., Robert. A., Fan, J., Brodzik, Stacy. R., Feng, Z., Hardin, J. C.** (2019). The Detection of Mesoscale Convective Systems by the GPM Ku-Band Spaceborne Radar. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, 97(6), 1059-1073. <https://doi.org/10.2151/jmsj.2019-058>
- Zipser, E. J., Cecil, D. J., Liu, C., Nesbitt, S. W., Yorty, D. P.** (2006). Where are the most intense thunderstorms on earth? *Bulletin of the American Meteorological Society*, 87(8), 1057-1070. <https://doi.org/10.1175/BAMS-87-8-1057>
- Zuluaga, M. D. & Houze, R. A.** (2015). Extreme Convection of the Near-Equatorial Americas, Africa, and Adjoining Oceans as seen by TRMM. *Monthly Weather Review*, 143(1), 298-316. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-14-00109.1>