



**Diagnóstico de las condiciones atmosféricas asociadas a eventos intensos de precipitación
sobre el suroeste de Colombia**

Daniel Felipe Vásquez Franco

Trabajo de investigación presentado como requisito parcial para optar al título de:
Magíster en Ingeniería Ambiental

Directora:

Paola Andrea Arias Gómez, PhD

Codirector:

John Alejandro Martínez Agudelo, PhD

Grupo de Investigación:

Grupo de Ingeniería y Gestión Ambiental – GIGA

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

2023

Cita	(Vásquez et al., 2023)
Referencia Estilo APA 7 (2020)	Vásquez, D., Arias, P. A., & Martínez, J. A. (2023). <i>Diagnóstico de las condiciones atmosféricas asociadas a eventos intensos de precipitación sobre el suroeste de Colombia</i> . [Tesis de maestría]. Universidad de Antioquia, Medellín, Colombia.



Maestría en Ingeniería Ambiental, Cohorte XXIV.

Grupo de Investigación Ingeniería y Gestión Ambiental (GIGA).



Centro de Documentación Ingeniería (CENDOI).

Repositorio Institucional: <http://bibliotecadigital.udea.edu.co>

Universidad de Antioquia - www.udea.edu.co

Rector: John Jairo Arboleda Céspedes.

Decano/Director: Julio César Saldarriaga Molina.

Jefe departamento: Diana Catalina Rodríguez Loaiza.

El contenido de esta obra corresponde al derecho de expresión de los autores y no compromete el pensamiento institucional de la Universidad de Antioquia ni desata su responsabilidad frente a terceros. Los autores asumen la responsabilidad por los derechos de autor y conexos.

Agradecimientos

Este Trabajo de Investigación fue apoyado por la Universidad de Antioquia a través del Comité para el Desarrollo de la Investigación (CODI) mediante el proyecto PRG2017-16264 y el Fondo de Becas para estudiantes de maestría, y por Minciencias mediante el programa de investigación SOS-Cuenca 80740-490-2020.

Agradezco sobremanera a mis directores de Trabajo de Investigación, Paola Andrea Arias Gómez y John Alejandro Martínez Agudelo. Su apoyo constante, guía, paciencia y disposición para escucharme, incluso por fuera de lo académico, fue fundamental para finalizar este proceso.

Agradezco enormemente a mi madre y a mi padre, por acompañarme durante los momentos más difíciles y motivarme a seguir creciendo como profesional y como persona. Asimismo, agradezco a todos aquellos familiares, seres queridos y colegas que en cualquier momento me brindaron un mensaje de ánimos.

Resumen

Los Andes tropicales constituyen una región con una alta complejidad orográfica, que está sometida a regímenes variados de precipitación, a la influencia de distintos fenómenos atmosféricos de gran escala y a una presión en aumento producto de actividades antropogénicas. Sobre los valles interandinos, los asentamientos poblacionales están expuestos permanentemente a eventos hidrometeorológicos extremos que resultan producto del forzamiento que ejerce la topografía sobre las circulaciones atmosféricas locales, desencadenando fuertes lluvias de corta duración y gran intensidad y, a su vez, potenciando otros fenómenos como inundaciones y movimientos en masa.

En este Trabajo de Investigación se caracterizan y diagnostican algunos eventos intensos de precipitación ocurridos sobre la parte alta de la cuenca Magdalena-Cauca (M-C); una subregión con topografía compleja, donde la interacción Andes-Amazonia converge con la actividad y el transporte de humedad producto de circulaciones de bajo nivel como el jet del Orinoco (OLLJ). Para este estudio se utilizó principalmente información proveniente de las estimaciones satelitales GPM-IMERG, NCEP-MERGIR, el reanálisis ERA5 y estaciones IDEAM. Los resultados obtenidos indicaron que el desarrollo de las tormentas y las lluvias observadas sobre la parte alta de la cuenca M-C puede darse por factores variados, como la actividad del OLLJ, intrusiones de vientos desde el norte de Colombia por el valle del Magdalena, circulaciones de bajo nivel provenientes desde el sur de la Amazonia, vientos inusuales sobre el Pacífico colombiano e incluso condiciones relativamente calmas cerca de la superficie que permiten la iniciación de sistemas convectivos que luego se desplazan hacia la cuenca. A partir de los eventos analizados, se recomienda expandir este ejercicio para más eventos, con el fin de contar con un tamaño de muestra más amplio que permita la generación de herramientas de detección automatizadas a partir de indicadores atmosféricos, que apoyen a la gestión del riesgo y ayuden a reducir la vulnerabilidad de las poblaciones frente a estos eventos de intensas precipitaciones.

Palabras clave: Precipitación intensa, ERA5, GPM-IMERG, NCEP, cuenca Magdalena-Cauca, jet del Orinoco.

Contenido

Agradecimientos	III
Resumen.....	IV
1. Introducción.....	1
Marco Teórico.....	3
2. Datos y Metodología	8
2.1. Descripción de las bases de datos.....	8
2.2. Selección de los eventos de precipitación.....	10
2.3. Datos utilizados y preprocesamiento	11
3. Evento E02 (2019-05-31)	14
3.1. Patrones de nubosidad y precipitación.....	14
3.2. Validación de GPM con otras bases de datos.....	16
3.3. Condiciones atmosféricas observadas	17
3.3.1. Niveles bajos: 925-850 hPa (~700-1500 m s. n. m.).....	17
3.3.2. Niveles medios y altos: 500-250 hPa (~5500-10000 m s. n. m.).....	21
3.4. Evolución y transporte de humedad hacia la parte alta de la cuenca Magdalena-Cauca.....	23
3.4.1. Evolución temporal dentro de la parte alta de la cuenca M-C.....	23
3.4.2. Transporte de humedad hacia la parte alta de la cuenca M-C.....	23
3.5. Escalas temporales del desarrollo de la tormenta	26
4. Evento E08 (2019-04-15)	28
4.1. Patrones de nubosidad y precipitación.....	28
4.2. Validación de GPM con otras bases de datos.....	30
4.3. Condiciones atmosféricas observadas	33
4.3.1. Niveles bajos: 925-850 hPa (~700-1500 m s. n. m.).....	33
4.3.2. Niveles medios y altos: 500-250 hPa (~5500-10000 m s. n. m.).....	35
4.4. Evolución y transporte de humedad hacia la parte alta de la cuenca Magdalena-Cauca.....	38
4.4.1. Evolución temporal dentro de la parte alta de la cuenca M-C.....	38
4.4.2. Transporte de humedad hacia la parte alta de la cuenca M-C.....	38
4.5. Escalas temporales del desarrollo de la tormenta	41
5. Evento E09 (2009-04-08)	42
5.1. Patrones de nubosidad y precipitación.....	42

5.2. Validación de GPM con otras bases de datos.....	42
5.3. Condiciones atmosféricas observadas	46
5.3.1. Niveles bajos: 925-850 hPa (~700-1500 m s. n. m.).....	46
5.3.2. Niveles medios y altos: 500-250 hPa (~5500-10000 m s. n. m.).....	49
5.4. Evolución y transporte de humedad hacia la parte alta de la cuenca Magdalena-Cauca.....	51
5.4.1. Evolución temporal dentro de la parte alta de la cuenca M-C.....	51
5.4.2. Transporte de humedad hacia la parte alta de la cuenca M-C.....	51
5.5. Escalas temporales del desarrollo de la tormenta	54
6. Evento E07 (2001-05-08)	55
6.1. Patrones de nubosidad y precipitación.....	55
6.2. Validación de GPM con otras bases de datos.....	57
6.3. Condiciones atmosféricas observadas	60
6.3.1. Niveles bajos: 925-850 hPa (~700-1500 m s. n. m.).....	60
6.3.2. Niveles medios y altos: 500-250 hPa (~5500-10000 m s. n. m.).....	63
6.4. Evolución y transporte de humedad hacia la parte alta de la cuenca Magdalena-Cauca.....	65
6.4.1. Evolución temporal dentro de la parte alta de la cuenca M-C.....	65
6.4.2. Transporte de humedad hacia la parte alta de la cuenca M-C.....	66
6.5. Escalas temporales del desarrollo de la tormenta	68
7. Resultados generales	70
7.1. Características generales y circulaciones asociadas a los eventos analizados.....	70
7.2. Escalas temporales de desarrollo de los eventos.....	74
7.3. Patrones de circulación observados durante el desarrollo de los eventos.....	77
8. Discusión y conclusiones	80
Referencias.....	87

1. Introducción

Suramérica, particularmente los Andes, es una región que alberga ecosistemas únicos, con una alta biodiversidad y constituida por una gran variedad de gradientes eco-climáticos, que han ido cambiando rápidamente debido a las iniciativas de desarrollo (e.g. Espinoza et al., 2020). La producción agrícola y ganadera va en aumento, al igual que los cultivos bioenergéticos, principalmente debido a la expansión de las fronteras agrícolas. La pobreza y desigualdad disminuyen a una tasa lenta, mientras que el desarrollo socioeconómico ocurre de manera heterogénea, con una distribución desigual de ingresos, resultando en poblaciones con una alta vulnerabilidad a diferentes condiciones climáticas (Magrin et al., 2014; Castellanos et al., 2022). En particular, estudios previos indican que el norte de Suramérica exhibe altas vulnerabilidades ante la variabilidad y el cambio climático (Magrin et al., 2014; CEPAL, 2018; Montes, 2018; Camilloni et al., 2020; Castellanos et al., 2022), con retroalimentaciones hidroclimatológicas que pueden verse afectadas por la modificación antropogénica de las superficies del suelo (Poveda et al., 2006; Bagley et al., 2014; Gentine et al., 2019; IPCC, 2019; Saavedra et al., 2020; Cerón et al., 2021).

El clima del norte de Suramérica es influenciado naturalmente por distintos factores. El mayor control individual sobre el ciclo anual de precipitación en la región es ejercido por la migración meridional de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) y su patrón de vientos alisios asociados (Mejía et al., 1999; Poveda, 2004; Poveda et al., 2006; Espinoza et al., 2020). En combinación con fuertes gradientes altitudinales dentro de los rangos tropicales montañosos, particularmente los Andes de Colombia y Venezuela, su interacción resulta en una gran variedad de regímenes de lluvia unimodales y bimodales en la región (Poveda, 2004; Poveda et al., 2006; Bedoya-Soto et al., 2019; Espinoza et al., 2020).

Al ser una de las componentes fundamentales del ciclo hidrológico, conocer la variabilidad espaciotemporal de la precipitación sobre una región es fundamental para realizar una adecuada planificación socioeconómica y ambiental. Estudiar el comportamiento de la precipitación a una escala diaria es clave para entender el comportamiento de eventos meteorológicos extremos y el impacto que estos causan en los sistemas hidrológicos, naturales y en las sociedades humanas (Serrano-Notivoli et al., 2017; Ávila et al., 2019; Poveda et al., 2020).

Los eventos intensos de precipitación tienen altos impactos económicos y sociales. Fenómenos como inundaciones y movimientos en masa están asociados de manera sistemática a ellos, especialmente cerca a centros poblados sin capacidad de respuesta frente a una gran cantidad repentina de lluvia. Asimismo, la precipitación excesiva puede afectar zonas rurales, causando afectaciones en la población, los cultivos y el ganado (Carvalho et al., 2002; Poveda et al., 2020).

La investigación de estos eventos a escala regional es una tarea compleja, pues la topografía y las circulaciones locales de vientos pueden influenciar el desarrollo de fuertes precipitaciones y cambios severos del tiempo atmosférico en pocas horas (Chávez & Takahashi, 2017; Casallas et al., 2021; Cerón et al., 2022).

En general, la información primaria para el estudio de estos eventos proviene de estaciones de medición in situ. Desafortunadamente, sus registros suelen estar altamente fragmentados en el tiempo y discontinuos en el espacio en Suramérica, en especial para los Andes (Condom et al., 2020). La escasez de datos de baja latencia y con amplios períodos de tiempo dificultan el trabajo de científicos para ubicar extremos climáticos recientes y causan limitaciones en la generación de alertas tempranas (Funk et al., 2015; Condom et al., 2020; Seneviratne et al., 2021). Así, con el propósito de llenar estos vacíos, distintos estudios han considerado el uso de diversas bases de datos como estimaciones satelitales, productos de reanálisis, algoritmos de interpolación y modelos numéricos para la comprensión de eventos de precipitaciones fuertes en Suramérica (Funk et al., 2015; Houze et al., 2015; Prein et al., 2015; Jaramillo et al., 2017; Junquas et al., 2018; Giles et al., 2020; Condom et al., 2020).

El origen y desarrollo de los eventos de precipitación intensa puede estar condicionado por el estado y la interacción de distintos fenómenos atmosféricos a distintas escalas temporales y espaciales, como las circulaciones de bajo nivel y los ríos aéreos (Poveda et al., 2014), por lo que es necesario establecer vínculos entre las distintas fuentes de información y las variables que otorgan. Este Trabajo de Investigación tiene como propósito caracterizar y diagnosticar el desarrollo de algunos eventos intensos de precipitación sobre la parte alta de la cuenca M-C, en el suroeste de Colombia. En esta subregión tropical con topografía compleja pueden converger la actividad de distintas circulaciones de bajo nivel y los productos resultantes de la interacción Andes-Amazonia. Este Trabajo de Investigación analiza diez eventos intensos de precipitación en la parte alta de la cuenca M-C identificados a partir de información satelital e in situ, orientado a partir de la siguiente pregunta: ¿Cuál fue el estado de la atmósfera asociado al desarrollo de estos eventos intensos de precipitación y cómo contribuyeron las características de flujo de bajo nivel a su desarrollo?

Este documento se encuentra estructurado de la siguiente manera: En el Capítulo 2 se describen las bases de datos y la metodología utilizada en el estudio. Los resultados y análisis detallados realizados para cuatro de los eventos estudiados se presentan en los Capítulos 3 a 6. En el Capítulo 7 se presenta una síntesis y algunos resultados generales para todos los eventos y, finalmente, en el Capítulo 8 se realiza la discusión de los resultados y se presentan las conclusiones obtenidas.

Marco Teórico

Antecedentes

El entendimiento de los extremos máximos de precipitación es un componente fundamental para una planificación y coordinación de proyectos adecuada, con la cual se aumente la capacidad de respuesta de los distintos sectores y se reduzca la amenaza que supone su impacto en las poblaciones y ecosistemas locales (Cavalcanti, 2012; Ávila, 2019).

En Suramérica tropical se han llevado a cabo múltiples estudios cuyo objetivo es conocer la variabilidad espaciotemporal de la precipitación y cómo el comportamiento de esta variable puede asociarse con fenómenos de gran escala. La ZCIT ejerce el mayor control sobre el ciclo anual de la hidroclimatología de Colombia. Para la zona central y occidental del país, se observa un ciclo bimodal de precipitación, con dos temporadas lluviosas (abril-mayo y octubre-noviembre) y dos temporadas secas (diciembre-febrero y junio-agosto), de acuerdo con el movimiento meridional de la ZCIT, y un ciclo unimodal de lluvia para el norte de la costa Caribe y el flanco occidental de la región Pacífico cerca al istmo de Panamá (Mejía et al., 1999; Poveda, 2004; Poveda et al., 2005, 2006; Espinoza et al., 2020).

El ciclo diurno de la precipitación en Colombia varía de acuerdo con la temporada del año, y en mayor medida, con la ubicación espacial. La presencia de las tres cordilleras sobre el territorio colombiano, con diversos valles interandinos, introduce fuertes efectos orográficos locales que inducen circulaciones atmosféricas y convección profunda con intensas precipitaciones (Poveda et al., 2005; Jaramillo et al., 2017; Gómez-Ríos, 2019; Espinoza et al., 2020). Adicionalmente, la variabilidad de este ciclo a escala interanual es dominada por el efecto de ambas fases del fenómeno El Niño-Oscilación del Sur (ENSO) (Poveda et al., 2005, 2006, 2011; Hoyos et al., 2013; Arias et al., 2021).

En los valles interandinos de los ríos Magdalena y Cauca, la precipitación anual promedio presenta una distribución espacial heterogénea para las partes alta, media y baja de la cuenca, identificándose el alto Magdalena y Cauca como las subregiones con menos precipitación a lo largo del año (Poveda et al., 2006; Restrepo et al., 2006; Urrea et al., 2019). A escala diurna, los máximos de precipitación en esta región ocurren alrededor de la media noche y en horas de la madrugada (Figura 1.1) sobre los flancos oriental y occidental de la cordillera central, y se asocian principalmente con el ciclo de vida de Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM) (Poveda et al., 2005, 2020; Jaramillo et al., 2017; Giles et al., 2020; Hernández-Deckers, 2021; Velásquez, 2022).

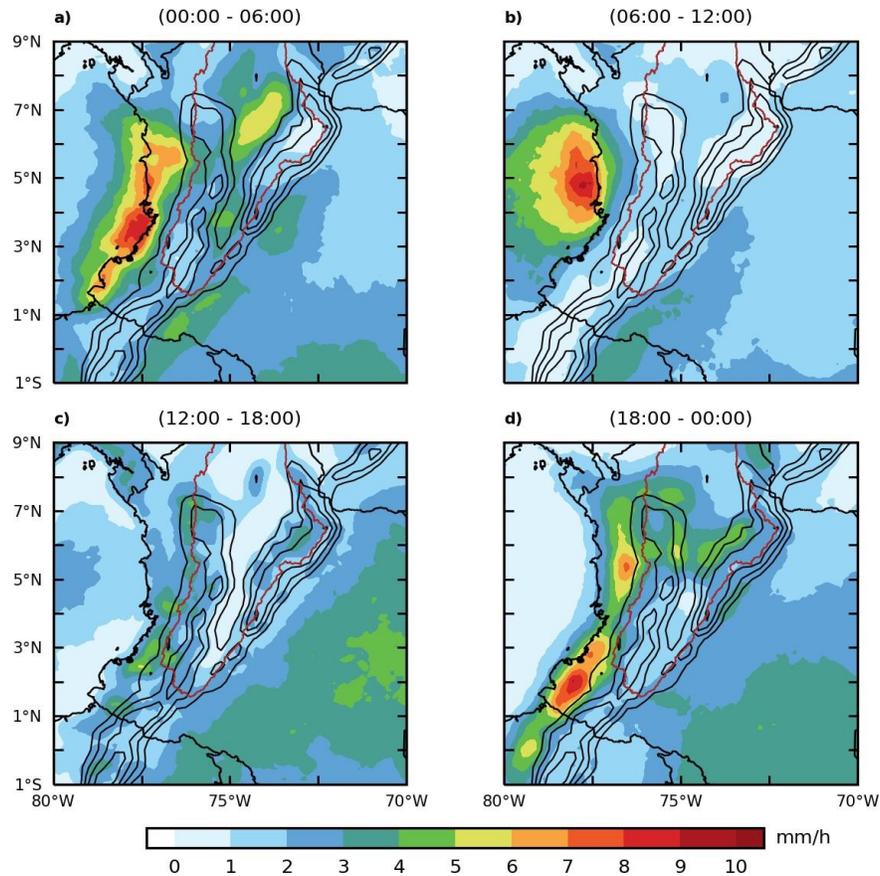


Figura 1.1. Ciclo diario promedio de precipitación sobre la cuenca M-C para el período marzo-abril-mayo de acuerdo con GPM-IMERG, acumulado entre las 00:00-06:00 hora local (HL) (a), 06:00-12:00 HL (b), 12:00-18:00 HL (c) y 18:00-00:00 HL (d).

Los SCM son un tipo de tormentas que han sido objeto de estudio alrededor del mundo, representando gran parte de la precipitación observada en los trópicos y en las latitudes medias (Houze, 2004, 2018; Houze et al., 2015). Estudios generales sobre tormentas de gran intensidad asociadas a SCM han mostrado cómo los eventos más intensos sobre el continente americano ocurren principalmente sobre el sureste de Estados Unidos y el sureste de Suramérica (Zipser, 2006; Albretch et al., 2016; Liu et al., 2020). En el caso de Colombia, los eventos observados son de menores dimensiones espaciales y suceden principalmente sobre la parte baja de la cuenca M-C y la región Caribe (Zuluaga & Houze, 2015; Hernández-Deckers, 2021). Así, si bien los SCM no generan el mayor porcentaje de la precipitación total observada sobre la región, sí constituyen un gran aporte al total volumétrico de lluvia anual sobre la misma (Zuluaga & Poveda, 2004; Mejía & Poveda, 2005; Jaramillo et al., 2017) y su desarrollo está vinculado con la ocurrencia de eventos extremos máximos de precipitación en la región (Cavalcanti, 2012; Poveda et al., 2020).

Los eventos extremos de precipitación ocurren a escala diaria y horaria, afectando a la sociedad mediante el desencadenamiento de fenómenos como movimientos en masa e inundaciones en zonas pobladas. Estos eventos pueden generar destrucción de infraestructura, pérdida de cultivos, víctimas mortales y demás impactos socioeconómicos (Cavalcanti, 2012; Hoyos et al., 2013; Hoyos et al., 2019; Ávila et al., 2019). Las fases del fenómeno ENSO influyen significativamente la frecuencia (no tanto la intensidad) de estos eventos sobre el norte de Suramérica, donde los rangos extremos de lluvia diaria presentan una alta sensibilidad a la influencia de sus fases (Grimm & Tedeschi, 2009). Asimismo, la estacionalidad de los eventos extremos de precipitación puede verse influenciada por fenómenos como la propagación de Ondas del Este durante el verano del hemisferio norte (Giraldo-Cárdenas et al., 2017, 2021) y las fases convergente y divergente de la Oscilación de Madden-Julian (OMJ) (Shimizu et al., 2017; Torres-Pineda & Pabón-Caicedo, 2017; Arias et al., 2021).

En la cuenca M-C, los eventos más intensos de precipitación ocurren durante la temporada junio-julio-agosto en la parte baja de la cuenca, asociados al desarrollo de núcleos convectivos anchos y profundos, y durante marzo-abril-mayo en la parte alta, con SCM de menor tamaño y en menor cantidad (Zuluaga & Poveda, 2004; Zuluaga & Houze, 2015; Jaramillo et al., 2017). De acuerdo con las condiciones hidrometeorológicas establecidas por la ZCIT, la topografía compleja y los fenómenos mencionados previamente, los eventos de precipitaciones intensas sobre esta subregión andina pueden ser también influenciados por la actividad de distintas circulaciones de bajo nivel como el chorro del Chocó (Poveda & Mesa, 1999, 2000; Yepes et al., 2019), el chorro del Caribe (Amador, 1998, 2008), el chorro del Orinoco (Torrealba y Amador, 2010; Jiménez-Sánchez et al., 2019, 2020; Builes-Jaramillo et al., 2022a; Martínez et al., 2022) y las interacciones con la Amazonia (Martínez et al., 2011; Espinoza et al., 2020; Ruíz-Hernández et al., 2021).

Caracterización de la lluvia e influencia de las circulaciones de bajo nivel

La génesis de la precipitación es un tema en permanente investigación alrededor del mundo. Esta componente del ciclo hidrológico y las condiciones que influyen su génesis han sido caracterizada mediante distintas fuentes de información, como estaciones de observación en tierra, radiosondeos, estimaciones satelitales, productos de reanálisis y demás bases de datos (Funk et al., 2015; Parker, 2016; Huang et al., 2018; Feng et al., 2021; Taszarek et al., 2021).

El trabajo realizado por Condom et al. (2020) constituye una recopilación exhaustiva de las fuentes de información climatológica disponibles para la región de los Andes. Frente a la ausencia de mediciones in situ para toda la región, y que cuenten con registros continuos en todo momento, para el estudio de la precipitación sobre esta región, los investigadores han utilizado principalmente los productos satelitales TRMM (Huffman et al., 2007), GPM-IMERG

(Huffman et al., 2019) y la base de datos CHIRPS (Funk et al., 2015). A partir de estos conjuntos de datos se han realizado múltiples investigaciones con respecto a la estacionalidad de la lluvia (Urrea et al., 2019; Vallejo-Bernal, 2021), su ciclo diurno (Giles et al., 2020), su variación espacial sobre los Andes (Ruíz-Hernández et al., 2021; Shrestha et al., 2021; Rosales et al., 2022), la ubicación de los puntos de mayor lluvia orográfica (Chávez & Takahashi, 2017), el desarrollo de convección y SCM sobre los Andes (Rasmussen & Houze, 2011, 2016; Jaramillo et al., 2017; Kumar et al., 2019, 2020; Hernández-Deckers, 2021), e incluso estudios de validación de estas bases de datos con registros en tierra (Dinku et al., 2010; Manz et al., 2017; Palomino-Ángel et al., 2019; Urrea et al., 2019; Vallejo-Bernal et al., 2021; López-Bermeo et al., 2022; Ocampo-Marulanda et al., 2022).

Entre los componentes fundamentales para el desarrollo de los sistemas de tormentas y, por ende, precipitaciones, se encuentran las circulaciones de bajo nivel nocturnas. Estas corrientes o chorros, cuyos máximos de velocidad ocurren en la noche entre los niveles de 900 y 850 hPa (Stensrud, 1996), juegan un papel clave en el transporte de humedad en la baja troposfera desde las masas oceánicas hacia los continentes, pudiendo ser importantes en la iniciación de la convección profunda (Braz et al., 2021; Brunsell et al., 2021), facilitando el desarrollo de SCM (Feng et al., 2019; Ramos-Pérez et al., 2022). El transporte de humedad sobre el norte de Suramérica y a través de la región amazónica se asocia principalmente con vientos del este desde el océano Atlántico, que viajan hacia los Andes y se ven forzados a ascender orográficamente o a girar abruptamente hacia el sureste del continente, siguiendo el corredor del denominado jet de bajo nivel de Suramérica (SALLJ por sus siglas en inglés) hacia la cuenca del Plata (Poveda et al., 2014; Arias et al., 2021).

Sobre Colombia, el jet de bajo nivel del Orinoco (OLLJ por sus siglas en inglés) transporta humedad atmosférica desde el océano Atlántico norte tropical hacia el suroeste del país, exhibiendo su período de mayor actividad durante el período diciembre-enero-febrero (Jiménez-Sánchez et al., 2019, 2020; Builes-Jaramillo et al., 2022a). La actividad del jet puede verse regulada por las fases del fenómeno ENSO, modificando la ocurrencia e intensidad de los vientos del jet. Durante El Niño, la cantidad de días con ocurrencia de OLLJ disminuyen, al igual que la intensidad de su ciclo diurno, siendo el caso opuesto para fases La Niña. Para ambas fases se nota una reducción en el flujo de vapor de agua y los sistemas de precipitación sobre el corredor del OLLJ (Builes-Jaramillo et al., 2022b).

Al interior de la cuenca M-C se evidencian también patrones de circulación que crean zonas de convergencia en niveles bajos durante horas de la noche, principalmente en la parte media de la cuenca. En la Figura 1.2 se observa que en el ciclo diurno promedio se tienen condiciones de convergencia al interior de la cuenca M-C y sobre el Piedemonte Amazónico principalmente durante las horas de la noche y la madrugada. De acuerdo con Gómez-Ríos (2019), la interacción entre el aire húmedo proveniente del norte y el aire seco del sur favorece el ascenso de masas de aire húmedas, facilitando la convección y la generación de sistemas de precipitación en la región.

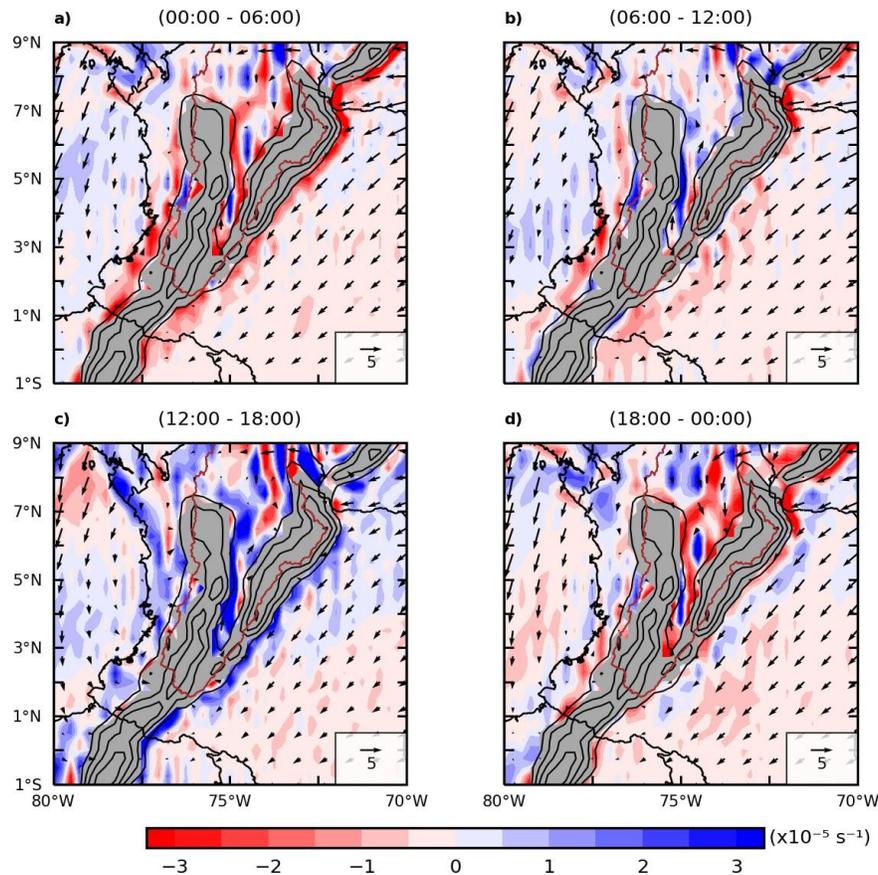


Figura 1.2. Ciclo diurno promedio de divergencia y vientos a 850 hPa sobre la cuenca M-C para el período marzo-abril-mayo de acuerdo con ERA5, promediado entre las 00:00-06:00 HL (a), 06:00-12:00 HL (b), 12:00-18:00 HL (c) y 18:00-00:00 HL (d).

2. Datos y Metodología

En este capítulo se realiza una breve descripción de las bases de datos empleadas para el estudio y se detalla la metodología utilizada para el procesamiento y análisis de datos. Las principales fuentes de información fueron la Misión de Medición de la Precipitación Global GPM-IMERG, los estimados de temperatura de brillo infrarroja de NOAA/NCEP-MERGIR, el reanálisis ERA5 y las estaciones de medición de precipitación del Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales de Colombia (IDEAM).

2.1. Descripción de las bases de datos

- **GPM-IMERG:**

La información integrada multisatélite de la Misión de Medición de la precipitación global (GPM-IMERG por sus siglas en inglés) se basa en un algoritmo que combina los estimados satelitales de precipitación proveniente de la constelación de satélites de GPM. Este algoritmo es especialmente valioso en regiones del planeta donde no se cuenta con instrumentos de medición de la lluvia en superficie. En su versión más reciente (V06), GPM-IMERG fusiona los estimados de precipitación recolectados durante la operación del satélite TRMM (2000-2015) con los recolectados durante la operación de GPM (2014-presente), otorgando datos de estimados de precipitación cada 30 minutos y de promedios mensuales, a una resolución horizontal de $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ (Huffman et al., 2019).

- **NOAA/NCEP (MERCIR):**

El producto de combinación de datos de temperatura de brillo infrarroja de los Centros Nacionales para la Protección Ambiental de Estados Unidos (NCEP-MERGIR por sus siglas en inglés) proviene de la fusión de múltiples satélites geoestacionarios de Europa, Japón y Estados Unidos. Los datos están disponibles cada 30 minutos, a una resolución horizontal de $4 \text{ km} \times 4 \text{ km}$ sobre una banda global entre 60°S - 60°N , y con un cubrimiento temporal desde 1998 hasta el presente (Janowiak et al., 2017).

- **Reanálisis ERA5:**

ERA5 es la quinta generación del reanálisis atmosférico producido por el Centro Europeo de Pronósticos Meteorológicos a Medio Plazo (ECMWF por sus siglas en inglés). Este reanálisis combina datos de modelos con observaciones globales con el fin de otorgar una base de datos completa y físicamente consistente a nivel global. ERA5 provee datos de estimados horarios para un amplio número de variables atmosféricas a una resolución horizontal de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$, una resolución vertical de 37 niveles de presión (1000hPa a 1hPa) y un cubrimiento temporal desde 1979 hasta el presente (Hersbach et al., 2020).

- **CHIRPS:**

La base de datos de precipitación infrarroja con estaciones del Centro de Riesgos Climáticos de la Universidad de California Santa Barbara (CHIRPS por sus siglas en inglés) es desarrollada a partir de predictores de la lluvia como topografía, elevación, geografía y la precipitación medida por estaciones meteorológicas y estimada por productos satelitales, procesados mediante técnicas de interpolación. Los datos de CHIRPS se encuentran disponibles a una escala diaria, cuentan con una resolución horizontal de $0.05^\circ \times 0.05^\circ$ sobre una banda global entre 50°S - 50°N , y con un cubrimiento temporal desde 1981 hasta el presente (Funk et al., 2015).

- **PERSIANN-CCS/PDIR-NOW:**

Las estimaciones de precipitación a partir de sensores remotos usando redes neuronales artificiales y un sistema de clasificación de nubes (PERSIANN-CCS por sus siglas en inglés) es un producto satelital de precipitación desarrollado a través de un algoritmo de categorización de parches de nubosidad que ayudan a la asignación de valores de lluvia a cada celda (Hong et al., 2004). Por otro lado, la estimación de precipitación con tasas de lluvia infrarrojas dinámicas cerca a tiempo real (PDIR-NOW por sus siglas en inglés) es otro producto de la familia PERSIANN, de baja latencia, basado en un muestreo de imágenes infrarrojo de lluvia de alta frecuencia (Nguyen et al., 2020). Ambos productos son desarrollados por el Centro para la Hidrometeorología y Teledetección (CHRS por sus siglas en inglés) en la Universidad de California Irvine.

Los datos de estos dos productos de la familia PERSIANN se encuentran disponibles a escala horaria, cada 3 y 6 horas, diaria, mensual y anual, a una resolución horizontal de $0.04^\circ \times 0.04^\circ$ sobre una banda global entre 60°S - 60°N , y con un cubrimiento temporal desde 2000 (PDIR-NOW) y 2003 (PERSIANN-CCS) hasta el presente.

2.2. Selección de los eventos de precipitación

La selección de los eventos analizados en este Trabajo de Investigación se llevó a cabo a partir de los acumulados diarios de precipitación estimados por GPM-IMERG para el período 2001-2020. Con estos datos se estimó un promedio espacial sobre un área representativa de la parte alta de la cuenca M-C (Figura 2.1). Esta región fue seleccionada buscando capturar características representativas de la zona, como el nacimiento de los ríos Magdalena y Cauca sobre el Macizo Colombiano, la heterogeneidad fisiográfica y la zona de transición entre los Andes y la Amazonia (IDEAM, 2001; Restrepo et al., 2006; CORMAGDALENA, 2017).

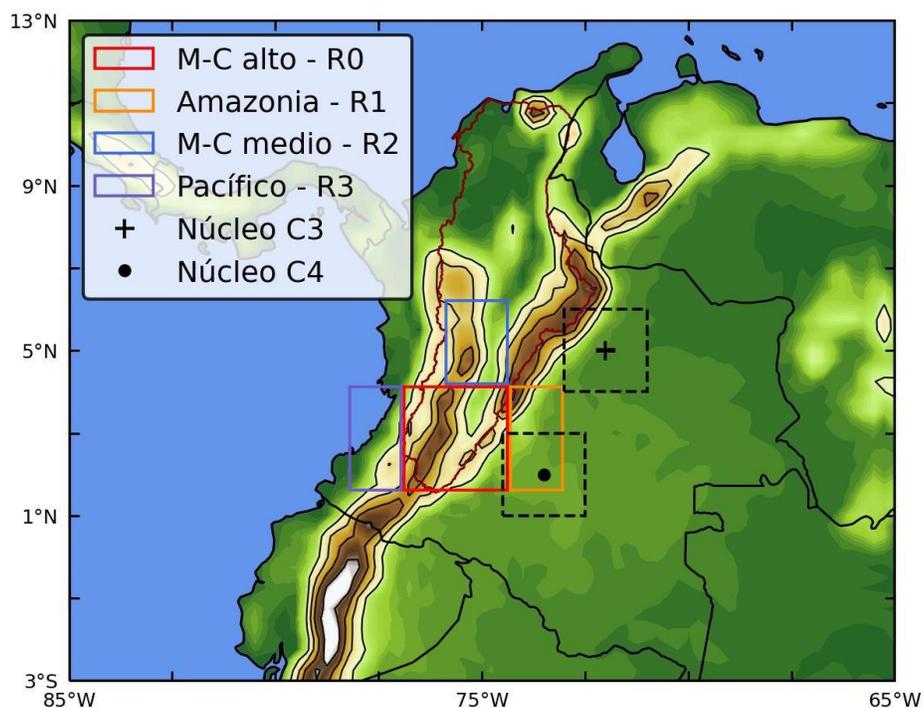


Figura 2.1. Regiones de interés utilizadas para el estudio. El promedio espacial para los datos de precipitación de GPM fue realizado sobre la región denominada M-C alto (R0; recuadro rojo). Las zonas correspondientes a “Núcleo C3” y “Núcleo C4” son representativas de los máximos del OLLJ, de acuerdo con las definiciones de Jiménez-Sánchez et al. (2019).

De la serie de tiempo de valores diarios de precipitación estimados a partir del promedio espacial sobre la región M-C alto se extrajeron los diez valores de precipitación más altos por encima del percentil 99 (Zhang et al., 2011). La Tabla 1.1 presenta los 10 eventos seleccionados mediante este criterio y que corresponden a los eventos de análisis de este estudio. Se resalta que 8 de los 10 eventos seleccionados ocurrieron dentro de las dos temporadas de lluvias del régimen bimodal sobre la región Andina (marzo-abril-mayo y septiembre-octubre-noviembre).

Tabla 2.1. Top 10 de eventos intensos de precipitación sobre la parte alta de la cuenca M-C seleccionados a partir del promedio espacial sobre la región. En rojo se resaltan aquellos eventos que son analizados detalladamente en los Capítulos 3 a 6.

Evento	Fecha (año-mes-día)	Precipitación acumulada (mm)
E01	2005-02-12	68.6
E02	2019-05-31	57.5
E03	2015-03-18	56.38
E04	2017-05-14	52.18
E05	2001-09-14	51.43
E06	2006-07-28	49.54
E07	2001-05-08	48.9
E08	2019-04-15	48.16
E09	2009-04-08	46.11
E10	2014-04-24	45.27

Una vez seleccionados los eventos de interés, se obtuvo la información de otras bases de datos, que permitiera estimar las etapas de formación, dimensiones y trayectorias de los sistemas de tormenta (con la temperatura de brillo de NCEP-MERGIR), diagnosticar las condiciones atmosféricas antes, durante y después de su desarrollo (con variables atmosféricas de ERA5) y validar la magnitud de las precipitaciones estimadas por el producto satelital (con estaciones IDEAM y otras bases de datos).

2.3. Datos utilizados y preprocesamiento

A continuación, se describen brevemente los datos utilizados en este estudio y el preprocesamiento realizado a los mismos antes de proceder con el análisis.

- Datos cada 30 minutos y diarios de precipitación de GPM-IMERG para las fechas alrededor de los eventos seleccionados, y para ciclos diurnos promedio, descargados a través de la plataforma GES-DISC (<https://disc.gsfc.nasa.gov/>).
- Datos cada 30 minutos de temperatura de brillo de NCEP-MERGIR para las fechas alrededor de los eventos seleccionados, los cuales pueden descargarse mediante la plataforma GES-DISC (<https://disc.gsfc.nasa.gov/>).
- Datos diarios de precipitación para las fechas alrededor de los eventos seleccionados de CHIRPS, disponibles en su sitio web (<https://www.chc.ucsb.edu/data/chirps>) y datos diarios de precipitación de PERSIANN-CCS/PDIR-NOW, que se encuentran disponibles a través del CHRS Data Portal (<https://chrdata.eng.uci.edu/>).

- Datos horarios de las componentes zonal y meridional del viento, humedad relativa, humedad específica y divergencia en múltiples niveles (925-850-700-500-250 hPa), agua precipitable e integral vertical del flujo de humedad de ERA5 para las fechas alrededor de los eventos, y para ciclos diurnos promedio, disponibles a través de la Climate Data Store (CDS) (<https://cds.climate.copernicus.eu/>).
- Datos horarios y diarios de precipitación de estaciones IDEAM ubicadas dentro de la parte alta de la cuenca M-C, descargados mediante la plataforma DHIME (<http://dhime.ideam.gov.co/atencionciudadano/>).

Los datos de GPM, CHIRPS, PERSIANN, NCEP, y ERA5 no requieren una preparación extensiva previa. La información de estas bases de datos fue preprocesada con ayuda de Climate Data Operators (CDO) (Schulzweida, 2021). Posteriormente, los datos fueron organizados y procesados mediante el lenguaje de programación Python y sus múltiples librerías, obteniéndose las distintas figuras que se presentan en los capítulos de resultados.

- De los datos en grid de GPM-IMERG, se seleccionaron las celdas (o píxeles) que contuvieran las coordenadas (longitud, latitud) de cada una de las estaciones meteorológicas IDEAM, para ser comparados con los valores horarios y acumulados de las estaciones IDEAM. Los acumulados de precipitación totales de cada uno de los eventos se realizaron de acuerdo con la definición de “día pluviométrico de IDEAM: sumando todos los valores horarios de precipitación medidos entre las 07:00 HL del día previo y las 07:00 HL del día del evento.
- Con el fin de observar posibles cambios en la humedad dentro de la parte alta de la cuenca M-C (R0 en Figura 2.1) y el transporte que puede llegar desde regiones aledañas, se realizó un promedio espacial sobre las regiones “M-C alto” (R0), “Amazonia” (R1), “M-C medio” (R2) y “Pacífico” (R3) (ver Figura 2.1), obteniendo series de tiempo para múltiples variables.
- Se planteó un indicador de las velocidades de los vientos en el denominado corredor del OLLJ, con el cual fuera posible determinar el estado de las magnitudes observadas en comparación con valores promedio de largo plazo (1979-2019) para las fechas de cada uno de los eventos. Se realizó un promedio espacial sobre los núcleos C3 y C4 (ver Figura 1.1) de las componentes zonal y meridional del viento entre los niveles de 950-925-900-875-850 y 825 hPa, de acuerdo con la caracterización del jet realizada por Jiménez-Sánchez et al. (2019, 2020), y luego se calculó la velocidad del viento resultante, que fue comparada con valores promedio de largo plazo de ERA5 (1979-2019) con el objetivo de calcular las anomalías para cada evento.
- Adams et al. (2013) identificaron cambios notables en agua precipitable y temperatura de tope de nube en escalas temporales de hasta varias horas previas a la ocurrencia de precipitaciones. En este Trabajo de Investigación se estudia detalladamente la evolución de cada evento de precipitación, con el ánimo de identificar con cuánta anticipación (i.e. escalas temporales, e.g. en horas) se pueden

reconocer cambios substanciales en agua precipitable y temperatura de brillo asociados a la posterior ocurrencia de las lluvias intensas.

Para esto, se llevaron los datos de GPM, NCEP y ERA5 a una resolución espacial en común ($0.25^\circ \times 0.25^\circ$, la misma de ERA5) y, para cada uno de los eventos, se extrajeron las series de tiempo correspondientes a las celdas donde se identificaron la máxima cantidad de agua precipitable y los valores mínimos de temperatura de brillo observadas durante la actividad de cada uno de los eventos dentro de la región M-C alto (R0), tomando como tiempo central ($t=0$) el punto máximo aproximado de actividad de cada evento. Los resultados y análisis de este ejercicio se discuten en los Capítulos 3 a 6 y la Sección 7.2.

- A partir de anomalías estandarizadas de precipitación y vientos a 850 hPa se realizó una breve exploración sobre los patrones de circulación sobre Suramérica previo al desarrollo de los eventos. Este ejercicio, sobre el cual se discute en la Sección 6.2, buscó asimilarse a lo realizado por Espinoza et al. (2021), comparando los campos obtenidos con los resultados de dicho estudio.

A continuación, en los Capítulos 3 a 6 se presentan los resultados y el análisis detallado para cuatro de los diez eventos caracterizados en este estudio (ver Tabla 1.1). Los cuatro eventos fueron seleccionados de acuerdo con: a) características que son representativas de otros eventos dentro del Top 10 y b) características de su formación y desarrollo que los diferencian entre sí.

Los seis eventos restantes se analizaron con la misma metodología que los cuatro descritos detalladamente, y sus figuras correspondientes se encuentran en los apéndices, al final del documento. El Capítulo 7 presenta un resumen de las características más relevantes de dicho análisis, y la discusión y conclusiones presentadas en el Capítulo 8 se realiza de forma relativa a todos los 10 eventos analizados.

3. Evento E02 (2019-05-31)

Entre la noche del día 30 y la madrugada del día 31 de mayo de 2019 se reportaron precipitaciones intensas sobre distintas municipalidades en el suroccidente de Colombia. De acuerdo con los boletines hidrometeorológicos del IDEAM (2019), entre ambas fechas se registraron tormentas eléctricas concentradas principalmente sobre el suroccidente del departamento de Meta y sobre el Piedemonte Amazónico en Caquetá, y lluvias sobre la parte alta del valle del Magdalena en Tolima y Huila. Dichas precipitaciones generaron alertas rojas en los departamentos de la región Andina debido a crecientes súbitas en las cuencas de los ríos Páez y La Plata y alertas naranjas por inundación en la cuenca media del río Caquetá. Estas señales de alerta generadas por el IDEAM fueron consistentes con reportes ciudadanos de inundación en el municipio de San Vicente del Caguán y la municipalidad de Paéz en Cauca consolidados por la Unidad Nacional de Gestión del Riesgo de Desastres (UNGRD, 2019), aunque no se encontraron reportes de emergencia para municipios en Huila o Tolima.

3.1. Patrones de nubosidad y precipitación

En horas tempranas de la mañana del 30 de mayo de 2019 se observó un sistema de tormentas relativamente extenso sobre el departamento de Guainía, en el oriente de Colombia. Este sistema, que ingresó al país durante la madrugada desde Venezuela, se desplazó sobre Colombia en dirección oeste con el pasar del día, mostrando un debilitamiento en su intensidad durante las horas de la tarde y fortaleciéndose nuevamente en la noche, al toparse con la cordillera Oriental (Figura 3.1a, b).

Moviéndose sobre la cordillera y potenciado por el forzamiento orográfico, al final del día 30 de mayo, el sistema se asentó de manera organizada sobre la parte alta de la cuenca M-C, con fuertes lluvias que se concentraron sobre el nacimiento del río Magdalena y el Piedemonte Amazónico en el Caquetá (Figura 3.1c, d). De acuerdo con GPM, las mayores precipitaciones dentro de la parte alta de la cuenca se registraron aproximadamente entre las 00:00-01:00 hora local (HL) (UTC-5) del día 31 de mayo, con un núcleo de lluvias bien definido con magnitudes superiores a los 25 mm/h, extendiéndose sobre la zona de nacimiento de los ríos Cauca y Magdalena, en el Macizo Colombiano, y sobre el piedemonte Andino-Amazónico (Figura 3.1e, f). Un par de horas después de alcanzar su pico, las lluvias disminuyeron a medida que se debilitaba el sistema. Para la madrugada del día 31 de mayo, la tormenta se había desvanecido en gran medida sobre la cuenca, con algunas lluvias presentes sobre el departamento de Nariño.

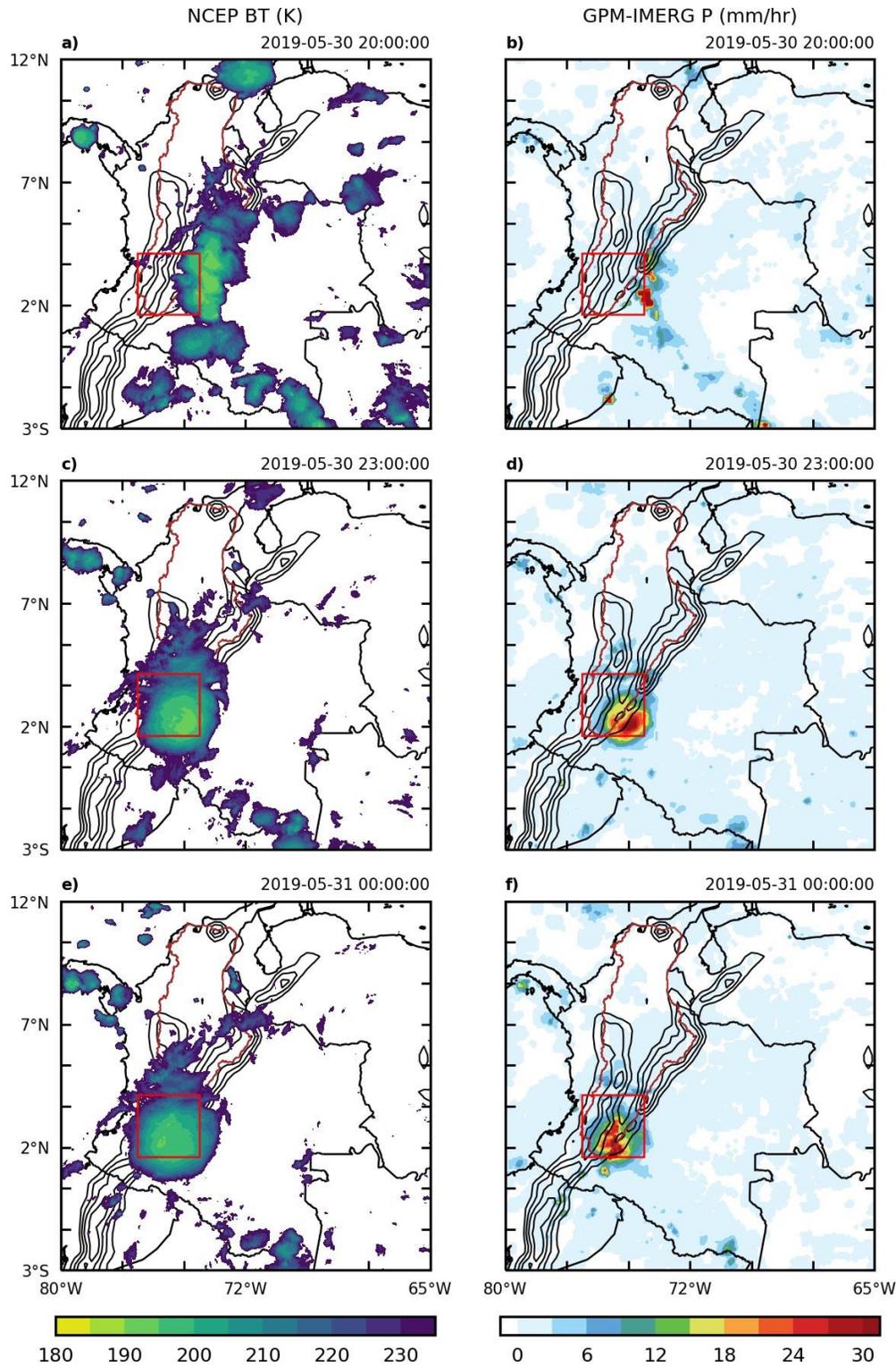


Figura 3.1. Campos de temperatura de brillo y precipitación horaria para el inicio (a, b), desarrollo (c, d) y punto máximo del evento E02 sobre la parte alta de la cuenca M-C. Todas las horas corresponden a hora local (UTC-5).

3.2. Validación de GPM con otras bases de datos

La Figura 3.2 presenta los acumulados totales de precipitación medidos por estaciones IDEAM y estimados por GPM-IMERG, CHIRPS y PERSIANN para la fecha correspondientes al evento E02. Algunas estaciones IDEAM alrededor del cauce del río Magdalena registraron valores acumulados superiores a 90 mm, consistentes espacialmente con el núcleo de precipitaciones visto tanto por GPM como por PERSIANN. En términos generales, la mayor parte de mediciones dentro de la cuenca mostraron valores entre relativamente bajos e intermedios (20-50 mm), más acordes a la distribución espacial estimada por CHIRPS, aunque esta última base de datos no mostró valores que coincidieran con las mayores mediciones de IDEAM.

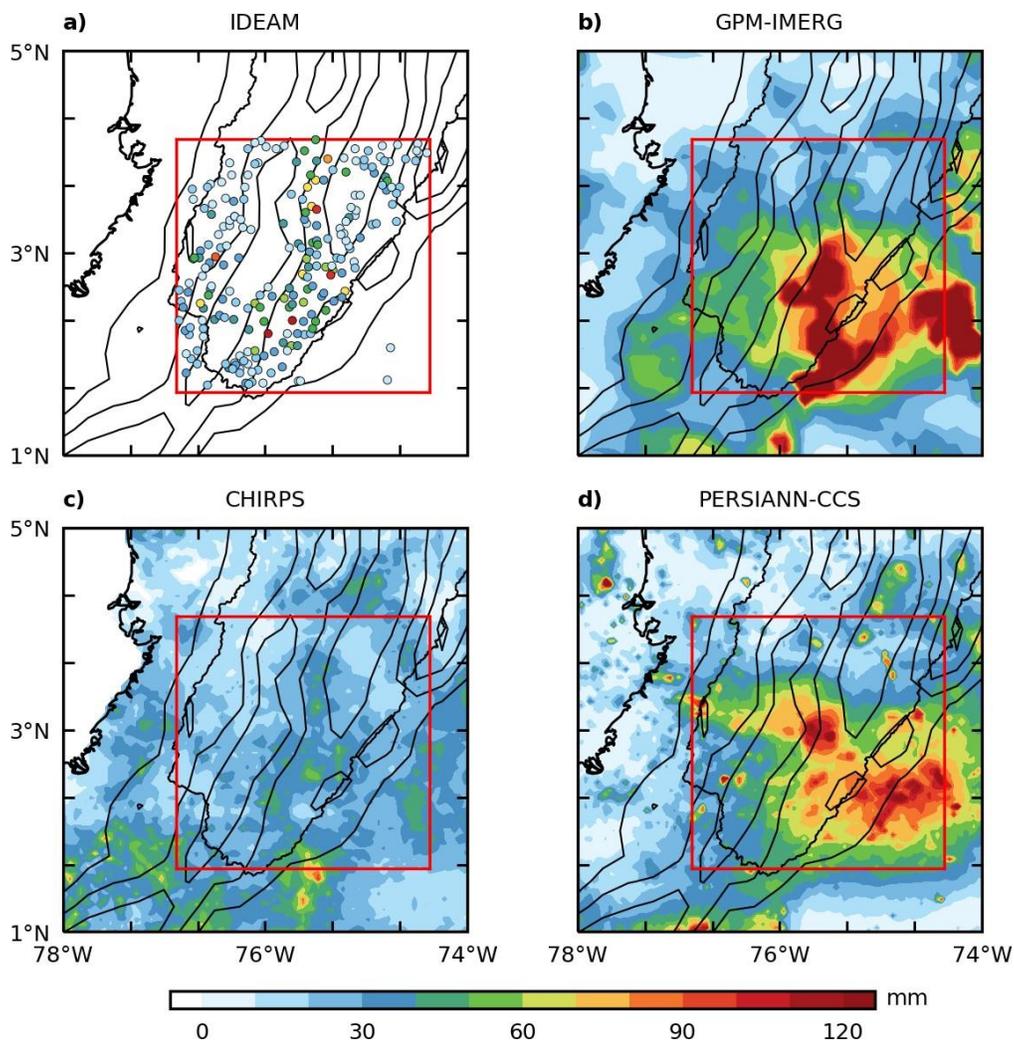


Figura 3.2. Acumulados totales de precipitación para la fecha del evento E02 sobre la región de interés. (a) Día pluviométrico medido por estaciones IDEAM. (b, c y d) acumulados estimados por GPM-IMERG, CHIRPS y PERSIANN-CCS, respectivamente.

A escala horaria, la cantidad de estaciones IDEAM con información disponible se reduce drásticamente, encontrando de 3 a 5 estaciones con información para cada uno de los eventos. La Figura 3.3 muestra cómo, al comparar algunas estaciones meteorológicas con una celda de GPM que contuvo sus coordenadas geográficas, se identifican discrepancias en todos los casos, tanto en las series de tiempo como en los acumulados de lluvia. Comparado con las estaciones La Plata y La Primavera, GPM sobreestimó las magnitudes de lluvia horaria, provocando amplias diferencias al comparar los valores acumulados de precipitación durante tres días (> 30 mm). Para la estación Puracé se observó que GPM subestimó la precipitación máxima registrada en tierra, a la vez que desplazó dicho punto máximo aproximadamente 4 horas antes de que fuera medido por las estaciones IDEAM.

Al realizar un promedio de las tres estaciones (Figura 3.3g, h), la señal GPM dominante coincidió con la serie para la estación La Primavera, siendo esta la que registró las mayores magnitudes, mientras que la señal se dividió en dos picos durante la ventana del evento para las otras estaciones. En la serie de acumulados, GPM sobrepasó en más de 30 mm al promedio de IDEAM durante el evento, manteniéndose esta diferencia hasta el final de la serie.

3.3. Condiciones atmosféricas observadas

3.3.1. Niveles bajos: 925-850 hPa (~700-1500 m s. n. m.)

Desde la madrugada del 30 de mayo de 2019 se observó el ingreso de una circulación de bajo nivel relativamente débil e inusual (i.e. de acuerdo con las anomalías) desde la Amazonia brasileña hacia Colombia, moviéndose en dirección noreste hacia la frontera con Venezuela en la región Orinoquía. Esta corriente se debilitó con el paso de las horas, y en la tarde ya se observaban vientos calmos en gran parte del país, especialmente sobre el sur y oriente (Figura 3.4a, b). Los vientos a 925 hPa fueron consistentes con los observados en el nivel de 850 hPa que, en conjunto con el agua precipitable, dieron indicios de una mayor e inusual cantidad de vapor de agua sobre el departamento de Guainía, en frontera con Venezuela (Figura 3.4c, d).

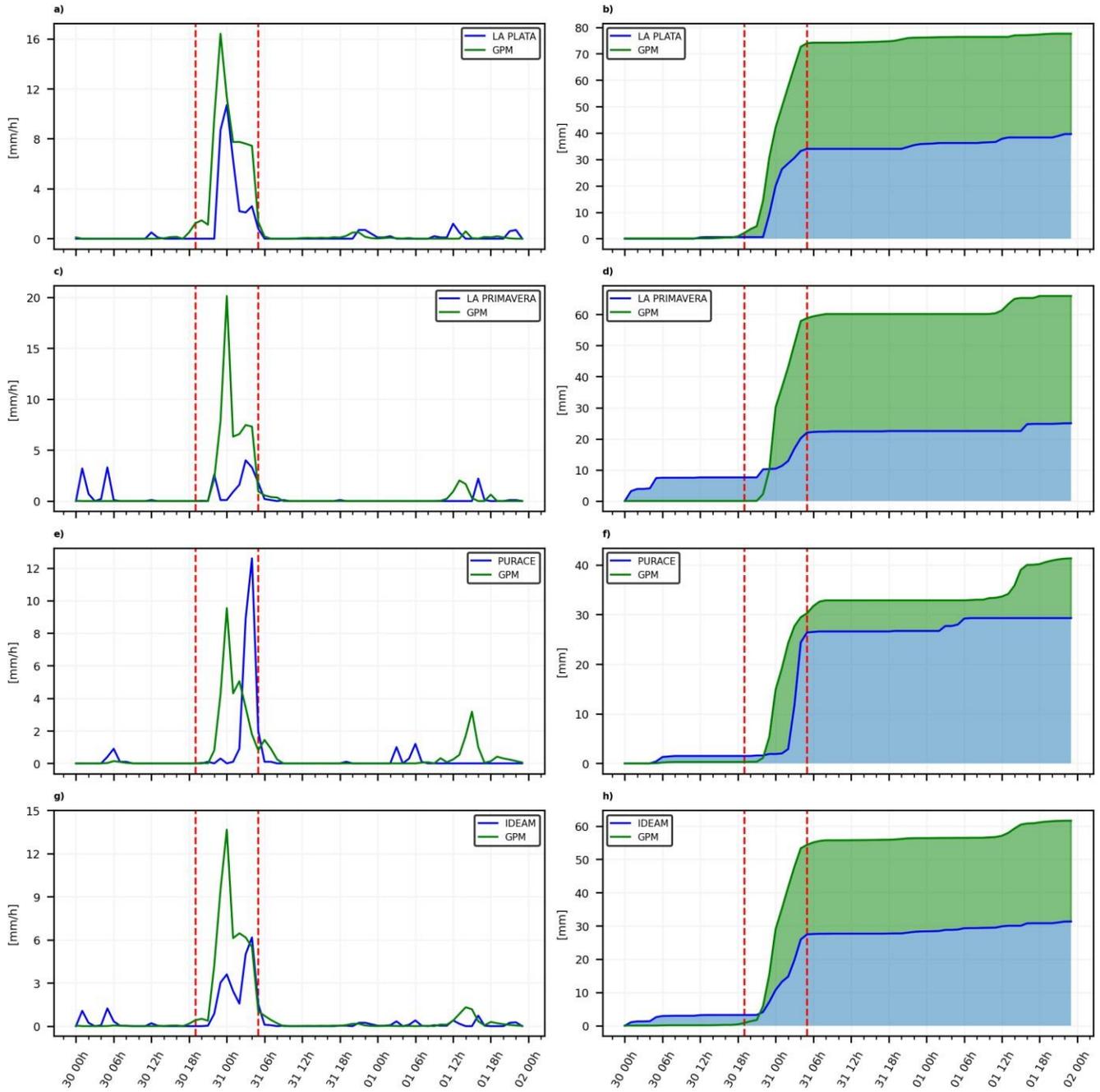


Figura 3.3. Series de precipitación total horaria (izq.) y acumulados totales de precipitación durante tres días alrededor del evento E02 para un píxel de GPM y las estaciones La Plata (a, b), La Primavera (c, d), Puracé (e, f) y un promedio de todas estas estaciones (g, h). Las líneas verticales punteadas marcan la ventana temporal de actividad del evento. Todas las horas corresponden a hora local (UTC-5).

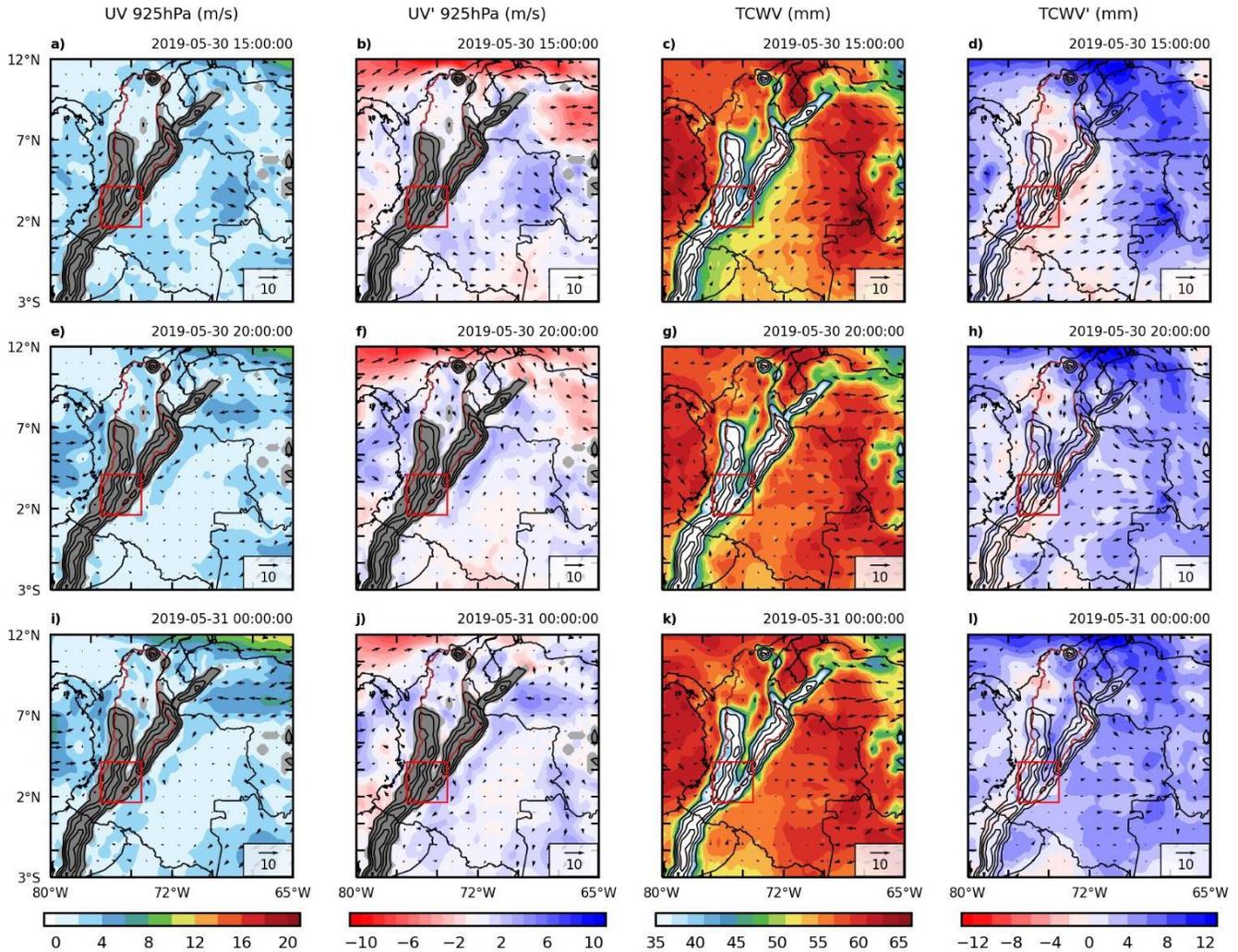


Figura 3.4. (a, e, i) Velocidad y dirección del viento a 925 hPa, (b, f, j) anomalías de velocidad y dirección del viento a 925 hPa, (c, g, k) agua precipitable y dirección del viento a 850 hPa y (d, h, l) anomalías de agua precipitable y dirección del viento a 850 hPa durante el evento E02. Todas las horas corresponden a hora local (UTC-5).

Para cuando el sistema se topa inicialmente con la presencia de la cordillera Oriental y durante su pico de actividad máxima sobre la parte alta de la cuenca M-C, se observa que los vientos en la baja troposfera permanecieron relativamente calmos, con velocidades menores a 4 m/s sobre el Piedemonte Amazónico. Similarmente, el agua precipitable total dentro de la región de interés no cambió en gran medida, aunque sí se notó un cambio de anomalías negativas durante las horas de la tarde a anomalías positivas de agua precipitable durante la noche y durante el máximo del evento sobre la región de interés (Figura 3.4e-l).

De acuerdo con el índice planteado para evaluar la actividad de vientos sobre el corredor del OLLJ (ver Metodología, Sección 2.3), la magnitud promedio del viento en los núcleos C3 y C4 observada en los días alrededor del evento no distó mucho de los valores promedio históricos (Figura 3.5). En el caso del núcleo C4 se notaron mayores velocidades del viento que el promedio histórico durante las horas previas a la ventana de actividad del evento sobre la parte alta de la cuenca M-C, dando indicios de una circulación de mayor intensidad sobre esta zona.

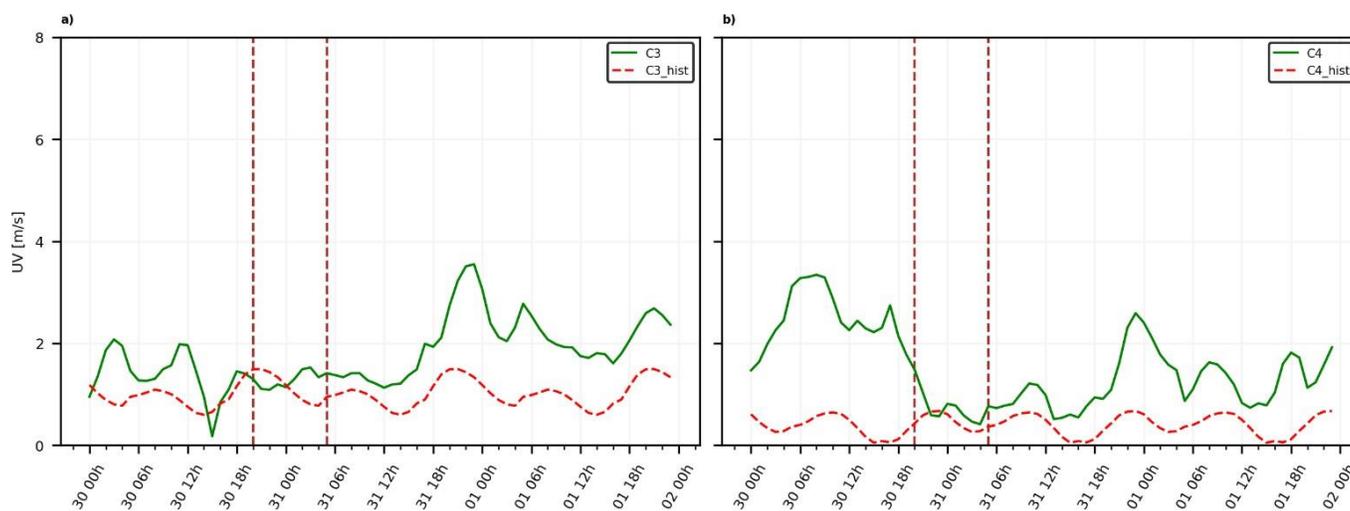


Figura 3.5. Series horarias de velocidad promedio del viento entre 925 y 850 hPa para las regiones C3 y C4 durante los días alrededor del evento E02 (línea verde) y series históricas (línea roja) promediadas sobre las mismas regiones. Las líneas verticales punteadas marcan la ventana temporal de actividad del evento. Todas las horas corresponden a hora local (UTC-5).

Las anomalías de humedad específica para distintos niveles de presión se muestran en la Figura 3.6. En las horas de la tarde, se observaron anomalías positivas de esta variable sobre las regiones Orinoquía y Amazonia colombiana en el nivel de 925 hPa, mientras que en 850 y 700 hPa se notaron anomalías positivas sobre el oriente colombiano, en el departamento de Guainía (Figura 3.6a-c), consistentes con la circulación vista anteriormente, sugiriendo un transporte de humedad hacia el este que pudo ser insumo para la formación de la tormenta.

Para cuando el sistema se encontró con la cordillera Oriental, y cuando se encontraba en su punto máximo sobre la parte alta de la cuenca, se observó un cambio a anomalías negativas alrededor del Piedemonte Amazónico (en 925 hPa) y sobre las cordilleras (en 700 hPa), indicando condiciones más secas de lo usual para estos momentos (Figura 3.6d-i).

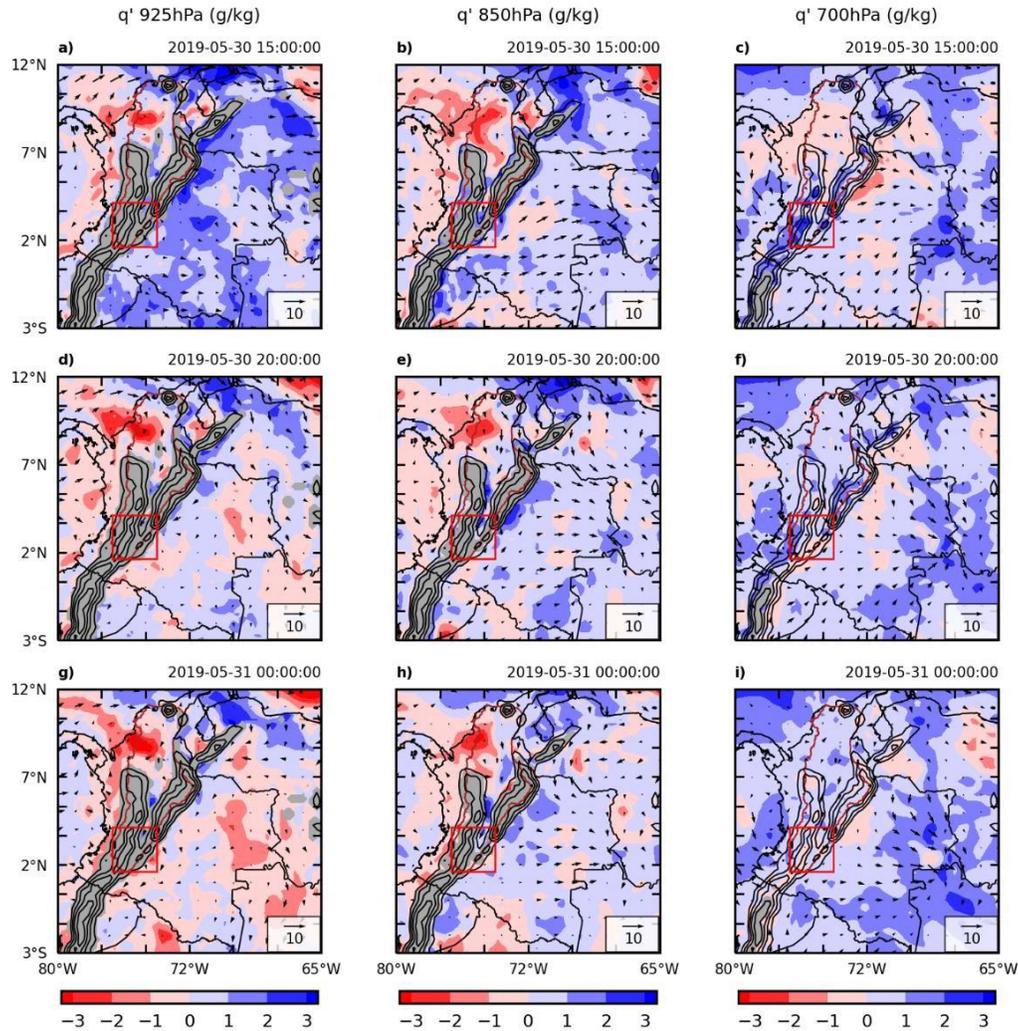


Figura 3.6. Anomalías de humedad específica y dirección del viento a 925 hPa (a, d, g), 850 hPa (b, e, h) y 700 hPa (c, f, i) durante el evento E02. Todas las horas corresponden a hora local (UTC-5).

3.3.2. Niveles medios y altos: 500-250 hPa (~5500-10000 m s. n. m.)

En la troposfera media, la circulación de vientos sobre Colombia durante la tarde del día 30 de mayo ocurrió en dirección oeste, notándose algunos patrones de convergencia sobre el oriente del país de forma simultánea a condiciones relativamente más húmedas a 500 hPa sobre la misma zona, en comparación a las condiciones relativamente secas observadas sobre la parte alta de la cuenca M-C para este momento del día (Figura 3.7a, b). Para las horas de la noche, la velocidad de los vientos en este nivel disminuyó sobre la parte alta cuenca, sugiriendo convergencia de estos en esta región, consistente con la convergencia observada cerca del piedemonte Andes-Amazonia, y que se hizo más evidente a las 00:00 HL dentro de la región de interés (Figura 3.7e, i). De manera análoga, los valores de humedad relativa sobre la parte alta de la cuenca aumentaron con el pasar del tiempo (Figura 3.7f, j).

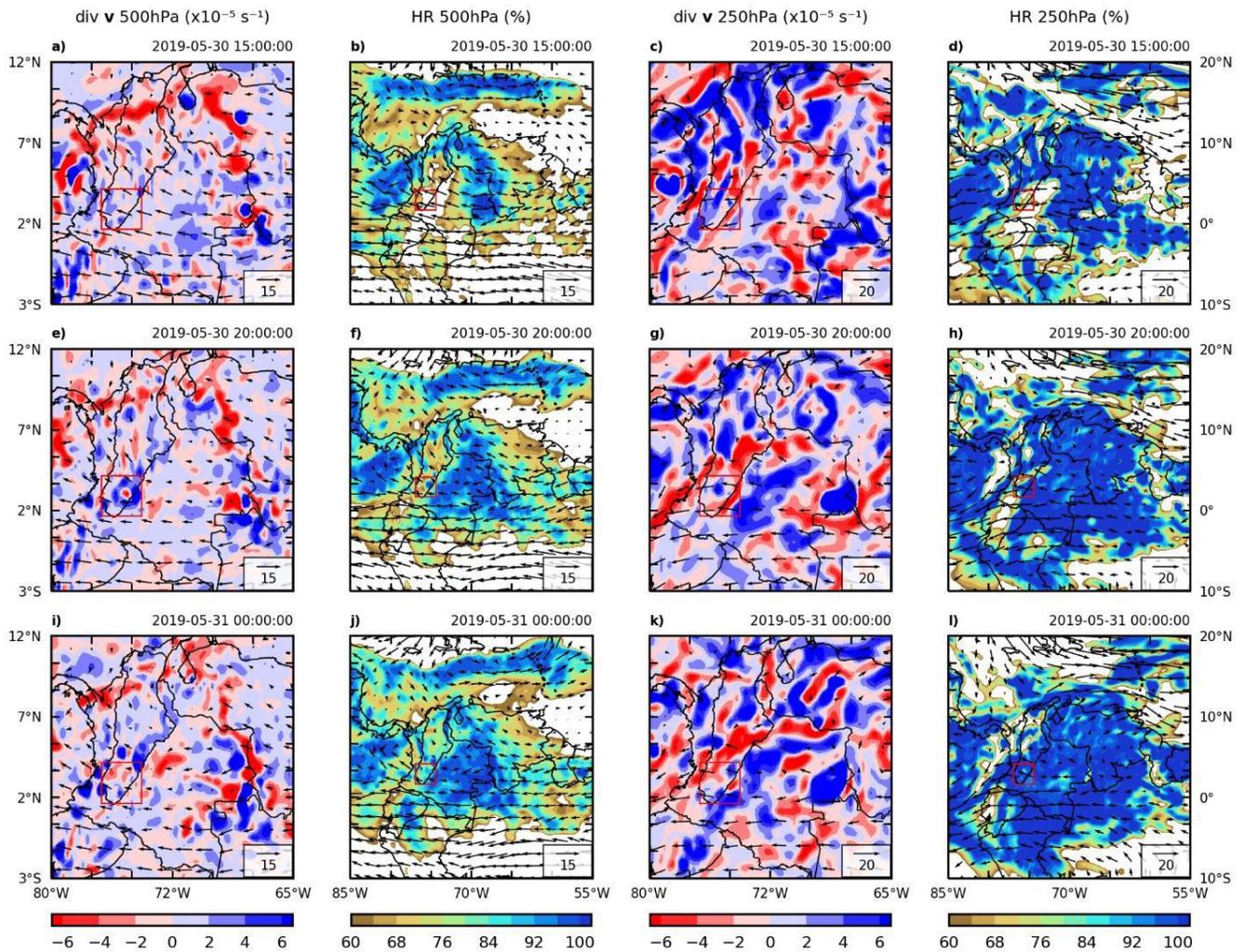


Figura 3.7. Divergencia y dirección del viento a 500 hPa, (b, f, j) humedad relativa y dirección del viento a 500 hPa, (c, g, k) divergencia y dirección del viento a 250 hPa y (d, h, l) humedad relativa y dirección del viento a 250 hPa durante el evento E02. Todas las horas corresponden a hora local (UTC-5).

En conjunto, los patrones de estas tres variables dieron indicios sobre el movimiento de la tormenta desde el oriente de Colombia hasta su desarrollo y asentamiento temporal sobre la parte alta de la cuenca M-C.

A 250 hPa, los vientos sobre Colombia también se movieron en dirección oeste, con un patrón de divergencia sobre el oriente del país que, al llegar la noche, se observó claramente sobre los departamentos de Meta, Guaviare y Caquetá, y luego sobre el Piedemonte Amazónico (Figura 4.7c, g, k). Simultáneamente, los valores de humedad relativa sobre la parte alta de la cuenca y el Piedemonte Amazónico fueron aumentando con el pasar de las horas (Figura 4.7d, h, l). Esta divergencia en la alta troposfera contribuyó al desarrollo de la tormenta, al permitir el ascenso de masas de aire húmedas desde niveles más bajos, como se identificó en la humedad relativa.

3.4. Evolución y transporte de humedad hacia la parte alta de la cuenca Magdalena-Cauca

3.4.1. Evolución temporal dentro de la parte alta de la cuenca M-C

Previamente a la llegada del sistema sobre la parte alta de la cuenca, se notó una disminución inusual en el agua precipitable durante la mañana y tarde del día 30 de mayo, mientras que la convergencia de humedad dentro de la región de interés aumentaba (con valores positivos desde ~13:00 HL), hasta alcanzar su punto máximo alrededor del inicio de actividad de la tormenta en esta zona (~19:00 HL). Para ese momento, el agua precipitable ya se encontraba en aumento, alcanzando valores de anomalías positivas mayores a 1.5 mm durante el evento (Figura 3.8a, b).

En el caso de la humedad relativa en distintos niveles de presión (tanto total como anomalía), se observó cómo los cambios más amplios de esta variable sucedieron en el nivel de 500 hPa: de valores menores al 60% (< -20% en anomalías) durante la tarde, a valores superiores al 85% (> 10% en anomalías) desde las horas previas a la actividad del evento. Las variaciones en los niveles de 850 y 700 hPa no fueron tan amplias, aunque se notaron anomalías positivas durante la ventana de actividad del evento (Figura 3.8c, d).

Por otra parte, se notó un cambio hacia valores de divergencia negativos (i.e. convergencia) en la región desde horas de la tarde en el nivel de 850 hPa, mientras que en 500 hPa hubo un cambio de valores positivos a valores cercanos a cero y en 250 hPa de valores negativos a positivos durante la ventana de actividad del sistema. Finalmente, las anomalías de humedad específica en 850 y 700 hPa adquirieron valores positivos cerca de las 12:00-13:00 HL, para luego empezar a disminuir aproximadamente 3 horas antes del inicio de actividad del evento, mientras en 500 hPa esta misma variable iba en aumento (Figura 3.8e, f).

3.4.2. Transporte de humedad hacia la parte alta de la cuenca M-C

En la región Amazonia (R1, ver Figura 2.1) se notaron anomalías de humedad relativa en distintos niveles de presión con comportamientos similares a los observados dentro de la parte alta de la cuenca (Figura 3.8). El cambio de mayor amplitud para esta variable se dio en el nivel de 500 hPa (> 50%), pasando de anomalías negativas durante la tarde del día 30 de mayo a anomalías positivas superiores al 20% durante el pico máximo de actividad del evento. En los niveles bajos de 925 y 850 hPa, se observa que esta variable pasó de valores negativos a anomalías levemente positivas durante el evento, sugiriendo que la actividad de este sistema ya se concentraba principalmente en la troposfera media (Figura 3.9a). Las anomalías de viento zonal en los niveles más bajos fueron positivas durante gran parte del 30 de mayo, acordes con la circulación débil observada sobre la Amazonia colombiana,

viajando en dirección noreste. A 500 hPa, las anomalías negativas de esta componente (i.e. vientos del este fuertes) comenzaron a cambiar hacia valores positivos aproximadamente 3 horas antes del inicio de actividad del evento, indicando un debilitamiento de los vientos más que un cambio en su dirección, permitiendo al sistema asentarse sobre la parte alta de la cuenca (Figura 3.9c). Se observó similitud en el transporte zonal de humedad en todos los niveles (ver Figura 3.9e) y sus variaciones con respecto a las anomalías del viento zonal, indicando su influencia en el transporte de humedad. Mientras que en la troposfera baja no se identificó con claridad un transporte de humedad hacia la parte alta de la cuenca (i.e. valores negativos de transporte zonal en R1), a 500 hPa se notó una señal clara de transporte en dirección oeste.

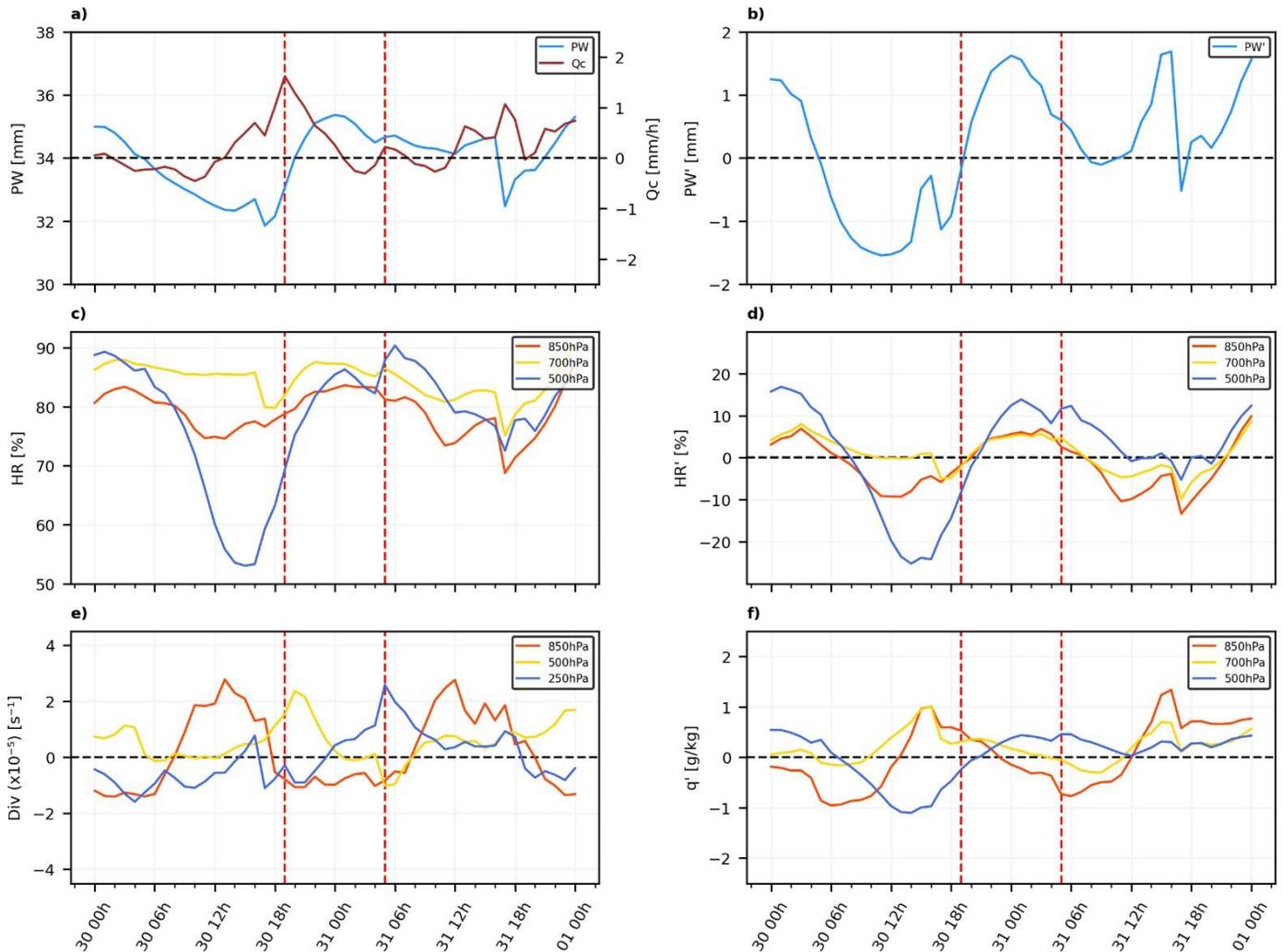


Figura 3.8. Series de tiempo de agua precipitable e integral vertical del flujo de humedad (a), anomalías de agua precipitable (b), humedad relativa (c), anomalías de humedad relativa (d), divergencia (e) y anomalías de humedad específica (f) durante el evento E02. Las líneas verticales punteadas marcan la ventana temporal de actividad del evento. Todas las horas corresponden a hora local (UTC-5).

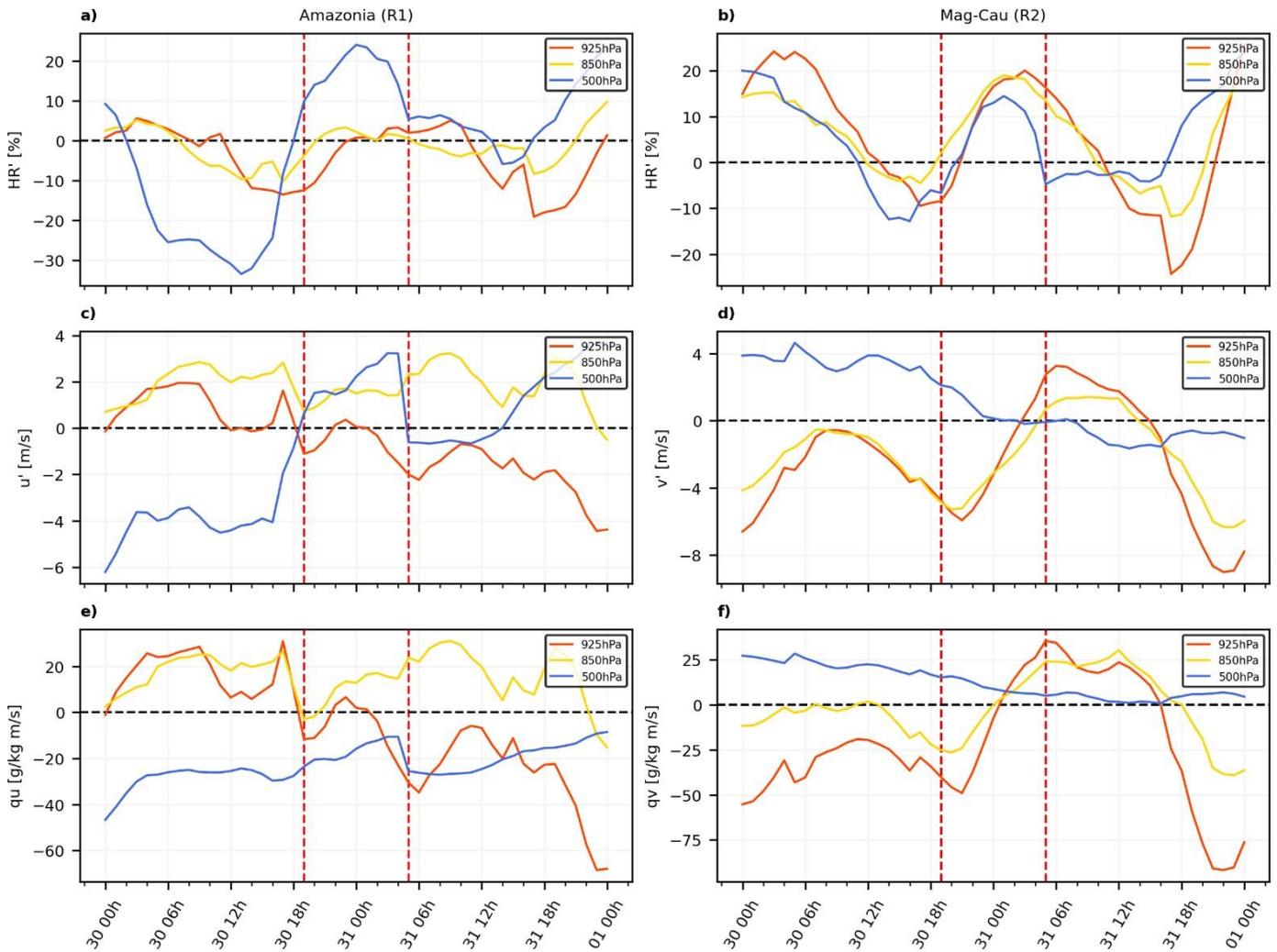


Figura 3.9. Series de tiempo de anomalías de humedad relativa (a, b), anomalías de viento zonal y meridional (c, d) y transporte de humedad qu y qv (e, f) para las regiones Amazonia (R1) y M-C medio (R2) durante el evento E02. Las líneas verticales punteadas marcan la ventana temporal de actividad del evento. Todas las horas corresponden a hora local (UTC-5).

Para la región M-C medio (R2), las anomalías de humedad relativa se comportaron de manera similar en los tres niveles de presión, decreciendo durante gran parte del día 30 de mayo hasta aproximadamente 2-3 horas antes del inicio del evento, aumentando hasta ser positivas y alcanzando los mayores valores en los niveles bajos (Figura 3.9b). En esta región también se notó gran influencia de las anomalías del viento meridional sobre el transporte de humedad hacia la parte alta de la cuenca, visto en las variaciones de las series de ambas variables (Figura 3.9d, f). La señal dominante se observó en los niveles de 925 y 850 hPa, indicando una inusual incursión de vientos desde el norte, por el valle M-C, hacia la parte alta de la cuenca, que se debilitó durante la mañana del día 30 de mayo y se fortaleció nuevamente cerca de las 12:00 HL, hasta alcanzar sus mayores magnitudes ($qv \sim -50$ g/kg m/s), aproximadamente 2 horas luego de iniciar la actividad del sistema sobre la parte alta de la cuenca, y disminuyendo luego de este punto.

3.5. Escalas temporales del desarrollo de la tormenta

Adams et al. (2013) identificaron cambios notables en agua precipitable y temperatura de tope de nube en escalas temporales de hasta varias horas previas a la ocurrencia de precipitación. Para estudiar detalladamente la evolución de cada evento de precipitación, se buscó identificar con cuánta anticipación (i.e. escalas temporales, e.g. en horas) se pueden reconocer cambios substanciales en agua precipitable y temperatura de brillo asociados a la posterior ocurrencia de las lluvias intensas.

Para esto, se llevaron los datos de GPM, NCEP y ERA5 a una resolución espacial en común y, para cada uno de los eventos, se extrajeron las series de tiempo correspondientes a las celdas donde se identificó la máxima cantidad de agua precipitable y los valores mínimos de temperatura de brillo durante la actividad de cada uno de los eventos dentro de la región M-C alto (R0). La elección de estas celdas en lugar de realizar un promedio espacial sobre R0 se realizó debido a que, si bien con un promedio espacial se obtienen resultados cualitativamente similares, las series de tiempo resultantes para una única celda son más claras en cuanto a la evolución de las variables. Además, la elección de celdas únicas acerca más la metodología a la usada en Adams et al. (2013). Así, los puntos seleccionados para el máximo de agua precipitable y la mínima temperatura de brillo observada durante el evento E02 se muestran en la Figura 3.10c.

En el punto de máxima agua precipitable observada, se notó simultáneamente un aumento en esta variable y una caída en la temperatura de brillo (correspondientes al desarrollo de nubes profundas) aproximadamente 6 horas antes ($t-6h$) de que ocurrieran las precipitaciones ($t=0$) (Figura 3.10a). Para este punto, ubicado sobre las tierras bajas de la Amazonia, se observó una escala temporal relativamente amplia (~ 6 horas) de aumento de agua precipitable antes de que se observaran lluvias.

Para el punto de mínima de temperatura de brillo (ver punto "(b) E02" en la Figura 3.10c) la escala temporal de desarrollo fue menor que para el punto de máximo agua precipitable (comparar Figuras 3.10a y 3.10b). En este punto, más cercano al Piedemonte Amazónico, el aumento en el agua precipitable y la disminución de temperatura de brillo se dieron de forma casi simultánea con la aparición de las precipitaciones, lo que se nota en una escala temporal de menos de una hora en la Figura 3.10b entre los cambios (incremento/disminución notable) en agua precipitable y temperatura de brillo previos al inicio de la precipitación. En otras palabras, para este evento no se contó con una ventana temporal de más de una hora con la cual los cambios en agua precipitable y temperatura de brillo pudieran dar indicios de la posterior ocurrencia de lluvias.

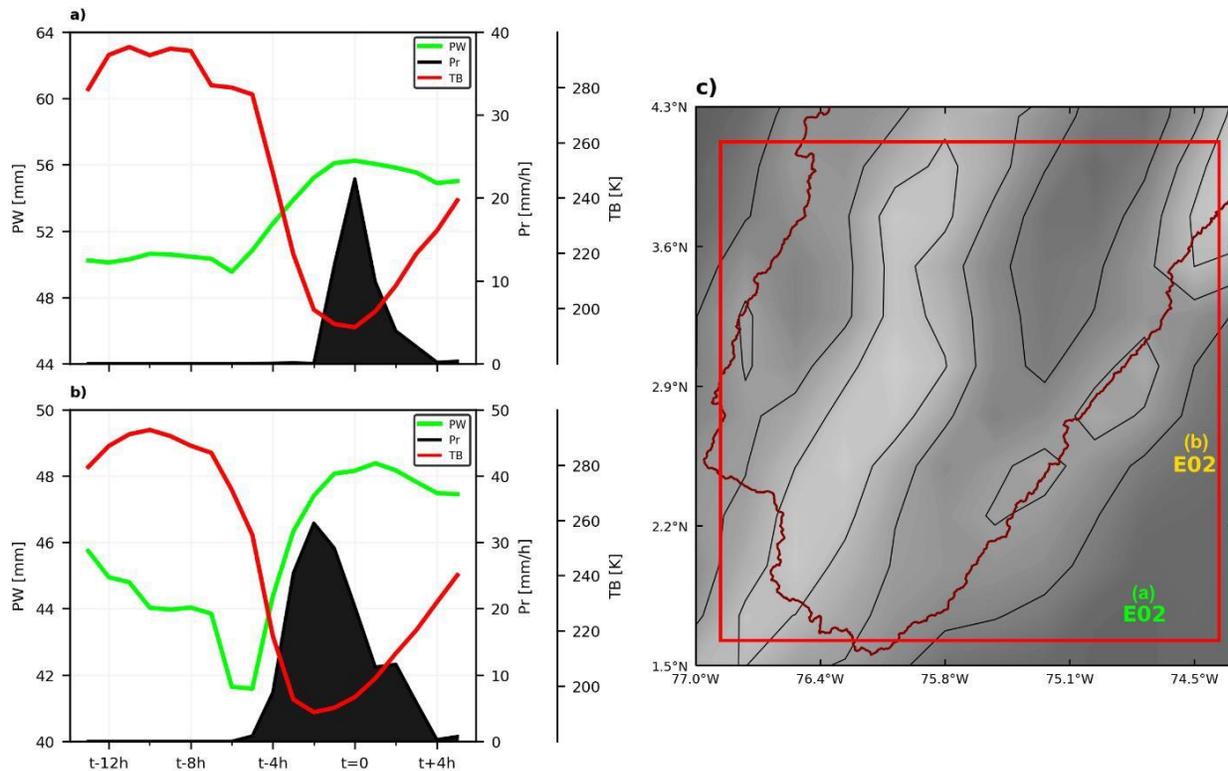


Figura 3.10. Evolución del agua precipitable (PW), temperatura de brillo (TB) y precipitación alrededor del punto máximo de la tormenta ($t = 0$) durante el evento E02, para el punto de máxima agua precipitable (a) y el punto de mínima temperatura de brillo (b), cuya ubicación se muestra en (c)

Los resultados de este ejercicio permiten identificar ese intervalo de tiempo previo a las precipitaciones a partir del cual se pueden ver cambios en la atmósfera desde otras variables, indicando el tiempo que puede demorar el desarrollo del evento (e.g. a partir de cuando comienza el aumento de agua precipitable hasta el inicio de las lluvias) y dando idea de una posible utilidad en herramientas de pronóstico para prever las lluvias.

4. Evento E08 (2019-04-15)

Durante la noche del día 14 y la madrugada del día 15 de abril de 2019 se reportó abundante nubosidad sobre la región Andina de Colombia, acompañada de lluvias de variada intensidad sobre los departamentos de Tolima, Huila, Meta y Caquetá (estos dos últimos con presencia de tormentas eléctricas). Para estas fechas se generaron alertas amarillas de información por posibles crecientes súbitas en afluentes de la cuenca alta y media del río Cauca, y para las cuencas del río Guayas y Caguán Alto, que fueron reportadas en los boletines hidrometeorológicos del IDEAM (2019). En cuanto a reportes ciudadanos de emergencias, durante estas fechas no se registraron reportes en las municipalidades dentro de la parte alta de la cuenca M-C en el consolidado de la UNGRD (2019), y solo hubo un par de reportes por inundación en el departamento de Meta.

4.1. Patrones de nubosidad y precipitación

Alrededor de las 12:00 HL del día 14 de abril de 2019, se apreciaba una cadena de sistemas nubosos acompañados de núcleos de lluvias intensas sobre el oriente de Colombia, entre los departamentos de Guainía y Vichada. Durante la tarde, estas precipitaciones fueron desplazándose hacia la región Andina, topándose con la ladera oriental de la cordillera Oriental alrededor de las 19:00-20:00 HL sobre los departamentos de Meta y Caquetá (Figura 4.1a, b).

La tormenta siguió moviéndose en dirección oeste con el pasar de las horas, y parte de ella se ubicó sobre la parte alta de la cuenca M-C. Dentro de la cuenca se presentaron lluvias de variada intensidad sobre los departamentos de Huila, Tolima y Valle del Cauca, alcanzando los valores máximos entre las 00:00 y 01:00 HL del día 15 de abril (Figura 4.1c, d). Llegada la madrugada, se notó con claridad la división del sistema, con una sección de precipitaciones de menor intensidad dentro la parte alta de la cuenca y un núcleo de lluvias de mayor magnitud sobre el Piedemonte Amazónico, desplazándose en dirección suroccidente sobre el departamento de Putumayo (Figura 4.1e, f). Un par de horas más tarde, las lluvias habían cesado sobre la parte alta de la cuenca M-C, mientras el núcleo de precipitaciones sobre Putumayo mantuvo algunas precipitaciones y continuó su desplazamiento hacia la Amazonia ecuatoriana.

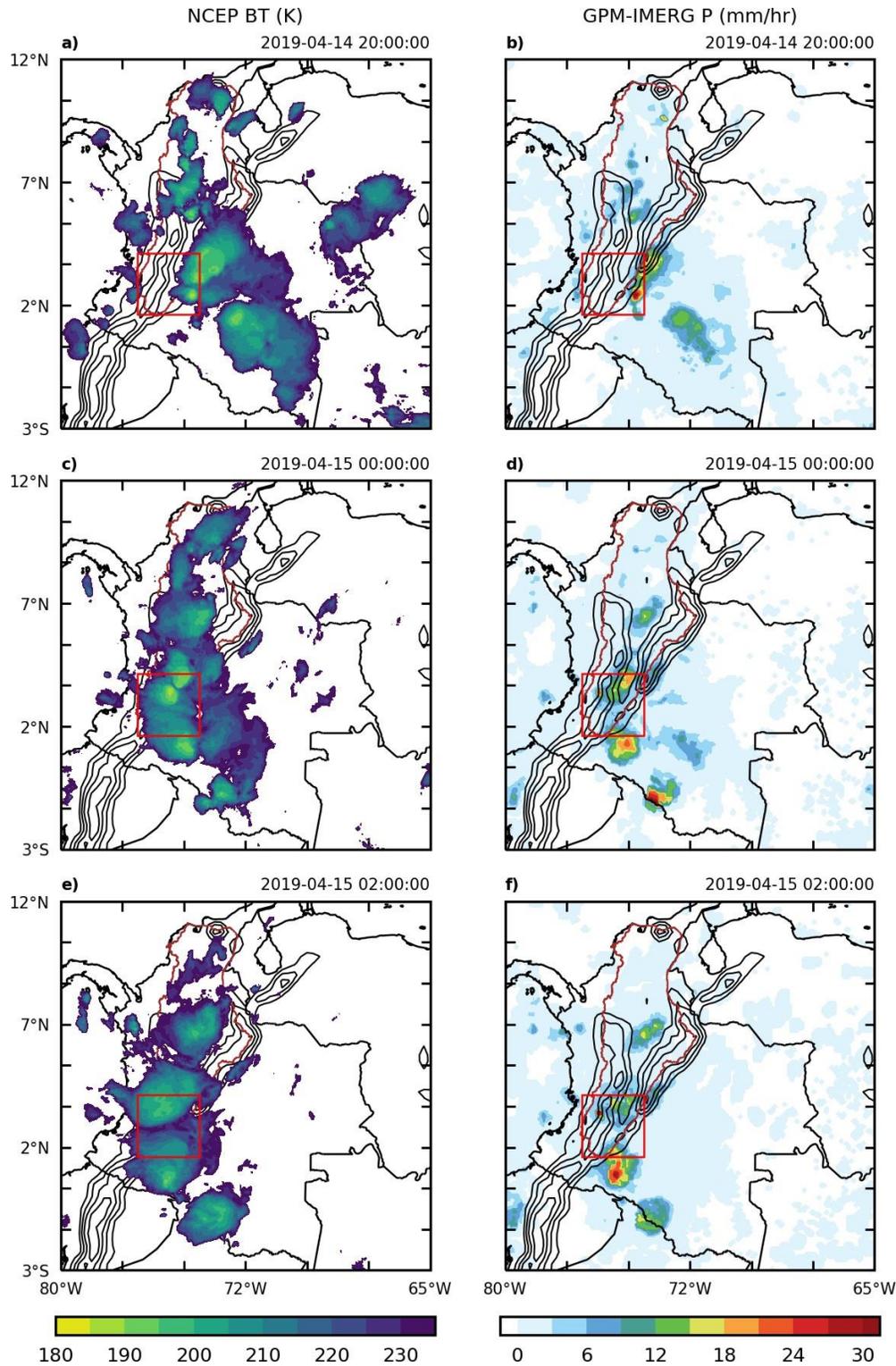


Figura 4.1. Campos de temperatura de brillo y precipitación horaria para el inicio (a, b), máximo (c, d) y disipación del evento (e, f) sobre la parte alta de la cuenca M-C durante el evento E08. Todas las horas corresponden a hora local (UTC-5).

4.2. Validación de GPM con otras bases de datos

De acuerdo con la Figura 4.2, en los acumulados de precipitación para el evento E08 se encontró nuevamente consistencia en la distribución espacial de la lluvia entre GPM y PERSIANN, principalmente en el núcleo ubicado sobre el Piedemonte Amazónico en el departamento de Caquetá. Es importante mencionar que los acumulados de PERSIANN mostraron múltiples puntos con altos valores de precipitación total en el oeste de la parte alta de la cuenca y parte de la región Pacífico, no capturados en ninguna otra fuente de información y que se podrían atribuir a un error en las estimaciones para este día en particular. Las estaciones IDEAM que registraron los valores más altos de precipitación (> 70 mm) se encontraron en el centro y noreste de la parte alta de la cuenca, acordes al núcleo de lluvias visto por GPM y PERSIANN en esta zona. Por otro lado, las estimaciones de CHIRPS mostraron valores bajos de lluvia de forma generalizada sobre toda la región, difiriendo así en gran medida con las demás bases de datos.

La precipitación horaria y las series acumuladas mostraron nuevamente discrepancias entre lo medido por IDEAM y lo estimado por GPM en distintas localizaciones, como se observa en la Figura 4.3. Para la estación Piedras de Cobre se notó que inicialmente los estimados en la celda de GPM estuvieron cerca de coincidir temporalmente y en magnitud con lo medido en tierra, pero con un pico de mayor duración, provocando amplias sobreestimaciones (> 60 mm) al comparar los acumulados finales. Para las estaciones en el Valle del Cauca se observaron tanto diferencias como similitudes: en la estación Farallones GPM se subestimó en ~6 mm el pico máximo de lluvias registrado en la estación, pero mostró a su vez lluvias dispersas en la serie de tiempo (incluso por fuera de la ventana de actividad del evento) que provocaron una sobreestimación superior a los 10 mm en el acumulado final de tres días. En el caso de la estación Marco Fidel Suárez, se notó que GPM estimó picos de precipitación hasta 3 horas antes de que estos fueran registrados en tierra, además de tener las lluvias una mayor duración y, por tanto, sobreestimar los acumulados finales.

Al promediar las tres estaciones se obtuvo un resultado análogo, con dos picos de lluvia para IDEAM (debido a la ubicación espacial de las estaciones: Piedras de Cobre en Tolima y Farallones y Marco Fidel Suárez en Valle del Cauca) de menor magnitud que el promedio de los píxeles de GPM y sobreestimaciones en los acumulados de precipitación superiores a los 30 mm al final de la serie.

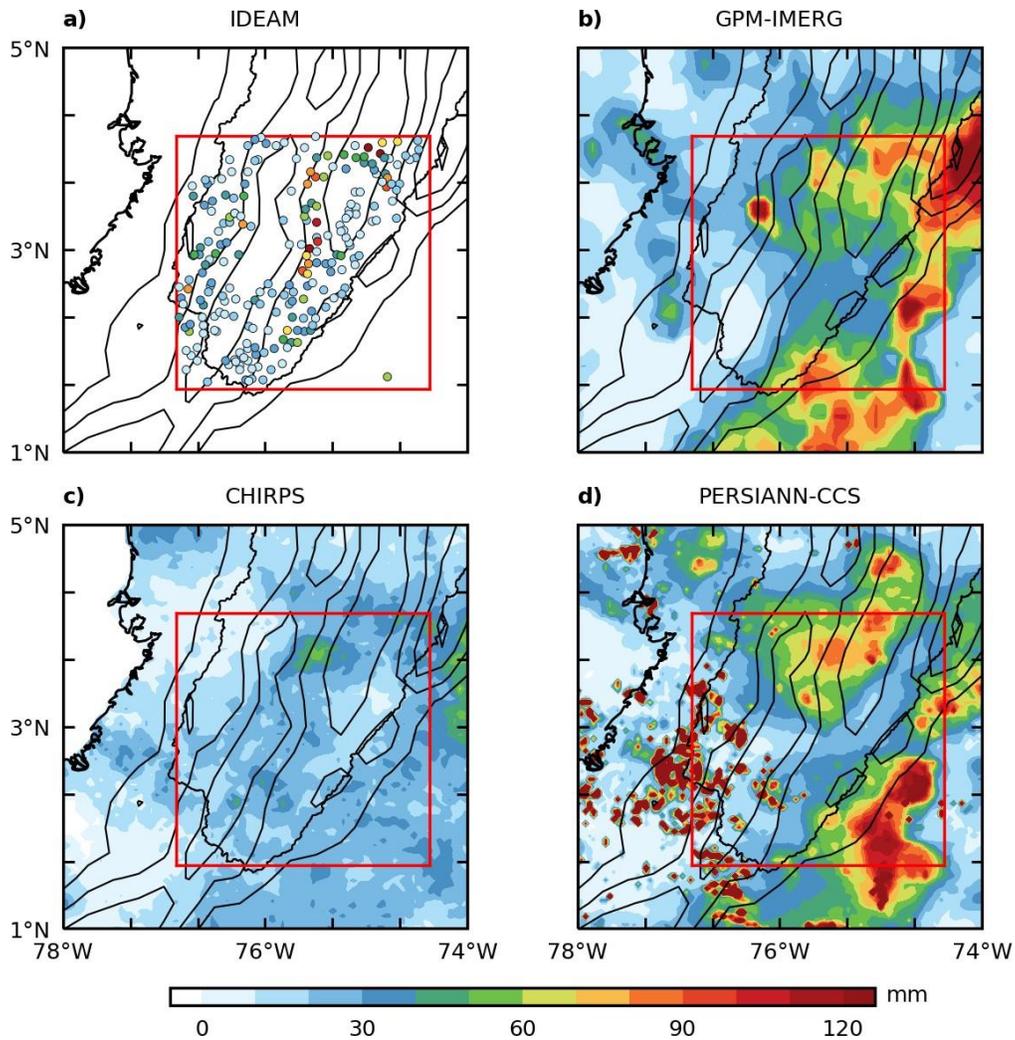


Figura 4.2. Acumulados totales de precipitación para la fecha del evento E08 sobre la región de interés. (a) Día pluviométrico medido por estaciones IDEAM. (b, c y d) acumulados estimados por GPM-IMERG, CHIRPS y PERSIANN-CCS, respectivamente.

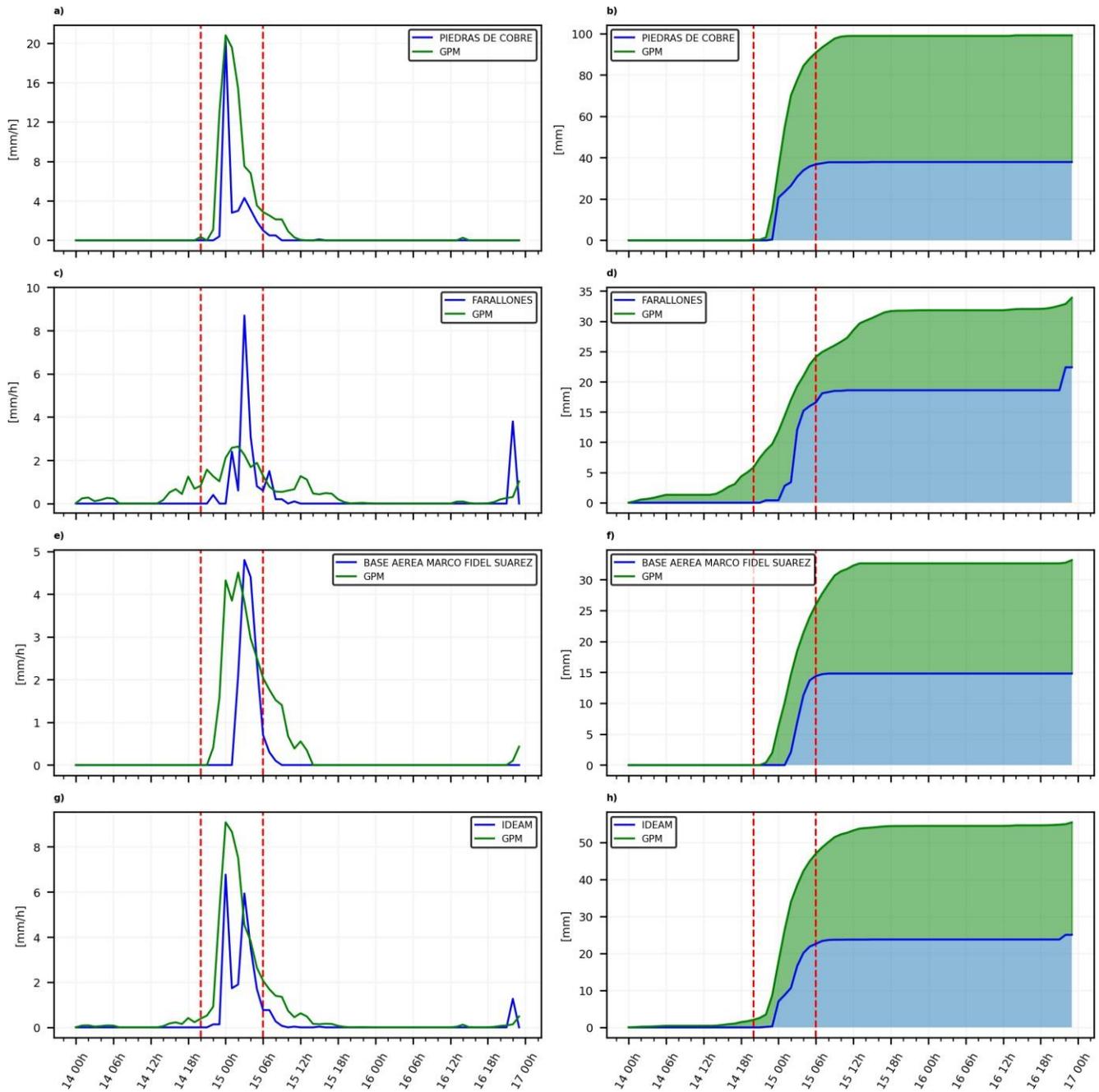


Figura 4.3. Series de precipitación total horaria (izq.) y acumulados totales de precipitación durante tres días alrededor del evento E08 para un píxel de GPM y las estaciones Piedras de Cobre (a, b), Farallones (c, d), Base Aérea Marco Fidel Suárez (e, f) y un promedio de todas estas estaciones (g, h). Las líneas verticales punteadas marcan la ventana temporal de actividad del evento. Todas las horas corresponden a hora local (UTC-5).

4.3. Condiciones atmosféricas observadas

4.3.1. Niveles bajos: 925-850 hPa (~700-1500 m s. n. m.)

Durante la tarde del día 14 de abril hubo condiciones relativamente calmas sobre el oriente y sur de Colombia en la troposfera baja. Al llegar la noche se observó una incursión de vientos en el nivel de 925 hPa desde el mar Caribe hacia la parte alta de la cuenca M-C, a la vez que vientos de velocidades entre 2 y 6 m/s viajaban sobre Meta y Caquetá en dirección suroeste hacia la ladera oriental de la cordillera Oriental. El campo de anomalías mostró que ambas circulaciones fueron inusuales para estas fechas (Figura 4.4a, b). A 850 hPa, se notaron igualmente estas condiciones, con vientos que ingresaban desde Venezuela por el oriente de Colombia junto a valores altos e inusuales de agua precipitable (Figura 4.4c, d).

A las 00:00 HL del día 15 de abril, los vientos que llegaban desde la parte baja de la cuenca ya habían disminuido sus velocidades, mientras que los vientos sobre el Piedemonte Amazónico tomaron una dirección más zonal, apuntando directamente hacia las cordilleras. A su vez, los valores de agua precipitable dentro de la parte alta de la cuenca y sobre el Piedemonte Amazónico en Caquetá comenzaban a disminuir, acorde con el desarrollo de las tormentas sobre ambas zonas (Figura 4.4e-h). Cuando se hizo evidente la división de la tormenta en dos núcleos de lluvias (~02:00 HL), se notó como los vientos sobre el Piedemonte Amazónico continuaron desplazándose hacia el departamento de Putumayo y el norte de la Amazonia ecuatoriana, en conjunto con un aumento del agua precipitable en esta zona (Figura 4.4i-l).

Para el evento E08, el índice del OLLJ mostró promedios de velocidades del viento en el núcleo C3 cercanos a los valores promedio históricos, mientras que en el caso de C4 (hacia el sur) se notó que las velocidades del viento promedio aumentaron desde ~4 horas antes de la actividad del evento, hasta llegar a ser ~2 m/s mayores que los valores promedio históricos durante el desarrollo del evento, volviendo después a magnitudes cercanas a los valores históricos (Figura 4.5). Así, para este caso se tuvo un evento de jet relativamente débil.

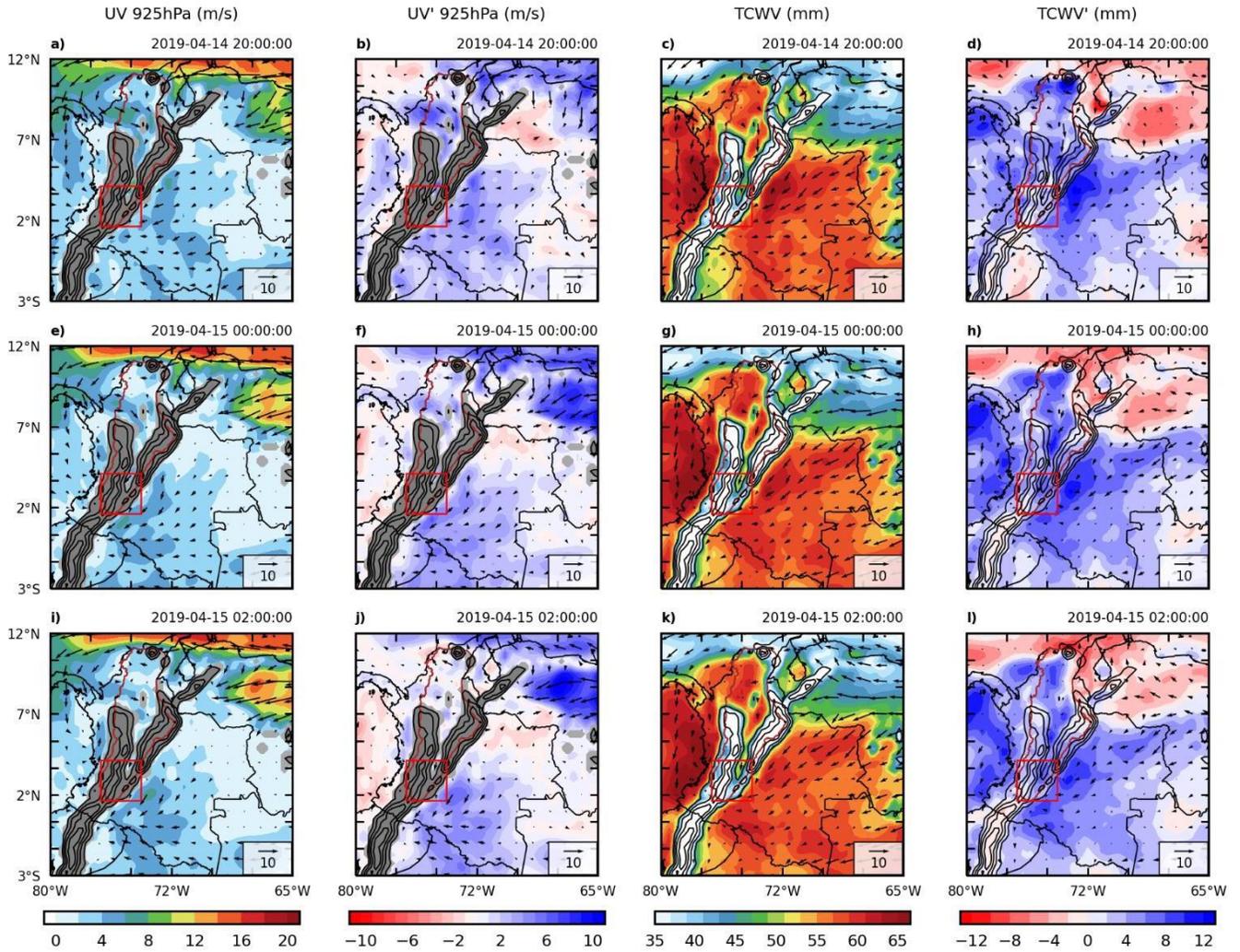


Figura 4.4. (a, e, i) Velocidad y dirección del viento a 925 hPa, (b, f, j) anomalías de velocidad y dirección del viento a 925 hPa, (c, g, k) agua precipitable y dirección del viento a 850 hPa y (d, h, l) anomalías de agua precipitable y dirección del viento a 850 hPa durante el evento E08. Todas las horas corresponden a hora local (UTC-5).

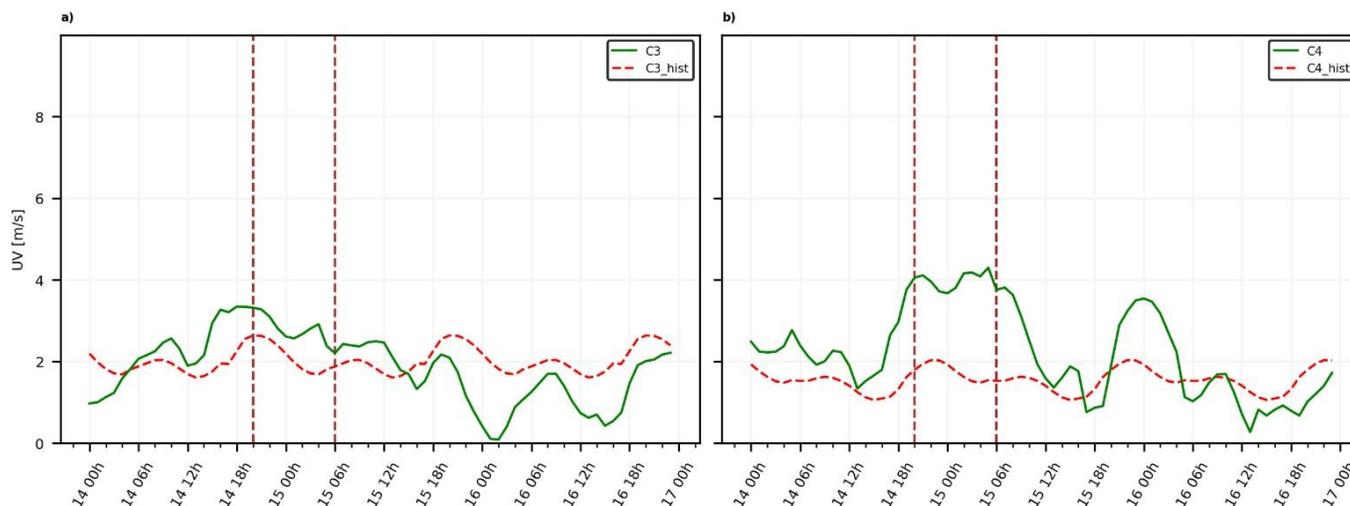


Figura 4.5. Series horarias de velocidad promedio del viento entre 925 y 850 hPa para las regiones C3 y C4 durante los días alrededor del evento E08 (línea verde) y series históricas (línea roja) promediadas sobre las mismas regiones. Las líneas verticales punteadas marcan la ventana temporal de actividad del evento. Todas las horas corresponden a hora local (UTC-5).

La llegada de humedad a la parte alta de la cuenca M-C se dio principalmente en el nivel de 850 hPa. Cuando el sistema se topó con la ladera de la cordillera Oriental (~20:00 HL), se tuvieron anomalías positivas sobre el Piedemonte Amazónico y una incursión desde el norte de Colombia, por el valle del Magdalena, hacia la parte alta de la cuenca al sur (Figura 4.6a-c). Cuando el sistema ya se encontraba sobre la cordillera Oriental (y luego, al dividirse), se observó una disminución en las anomalías positivas sobre la parte alta de la cuenca y el piedemonte, además de un cambio de valores negativos a positivos sobre Putumayo y la Amazonia ecuatoriana en 925 y 850 hPa (Figura 4.6d-i).

4.3.2. Niveles medios y altos: 500-250 hPa (~5500-10000 m s. n. m.)

A 500 hPa, se observaron vientos viajando hacia el noroeste sobre la parte alta de la cuenca M-C durante horas de la noche y la madrugada. En este nivel se notó con claridad un patrón de convergencia sobre la ladera oriental de la cordillera Oriental, asociado a la llegada del sistema a esta zona, con condiciones de humedad relativamente más altas sobre el piedemonte y la Amazonia, comparado con lo observado dentro de la parte alta de la cuenca (Figura 4.7a, b). A las 00:00 HL, se observó la expansión del patrón de convergencia junto al aumento en los valores de humedad relativa sobre la parte alta de la cuenca y el Piedemonte Amazónico (Figura 4.7e, f). Una vez que la intensidad de las lluvias empezó a disminuir dentro de la cuenca y a aumentar en el suroccidente del país, la convergencia sobre la parte alta de la cuenca disminuyó y el patrón sobre el piedemonte comenzó a moverse hacia el departamento de Putumayo, donde también aumentaron los valores de humedad relativa (Figura 4.7i-j).

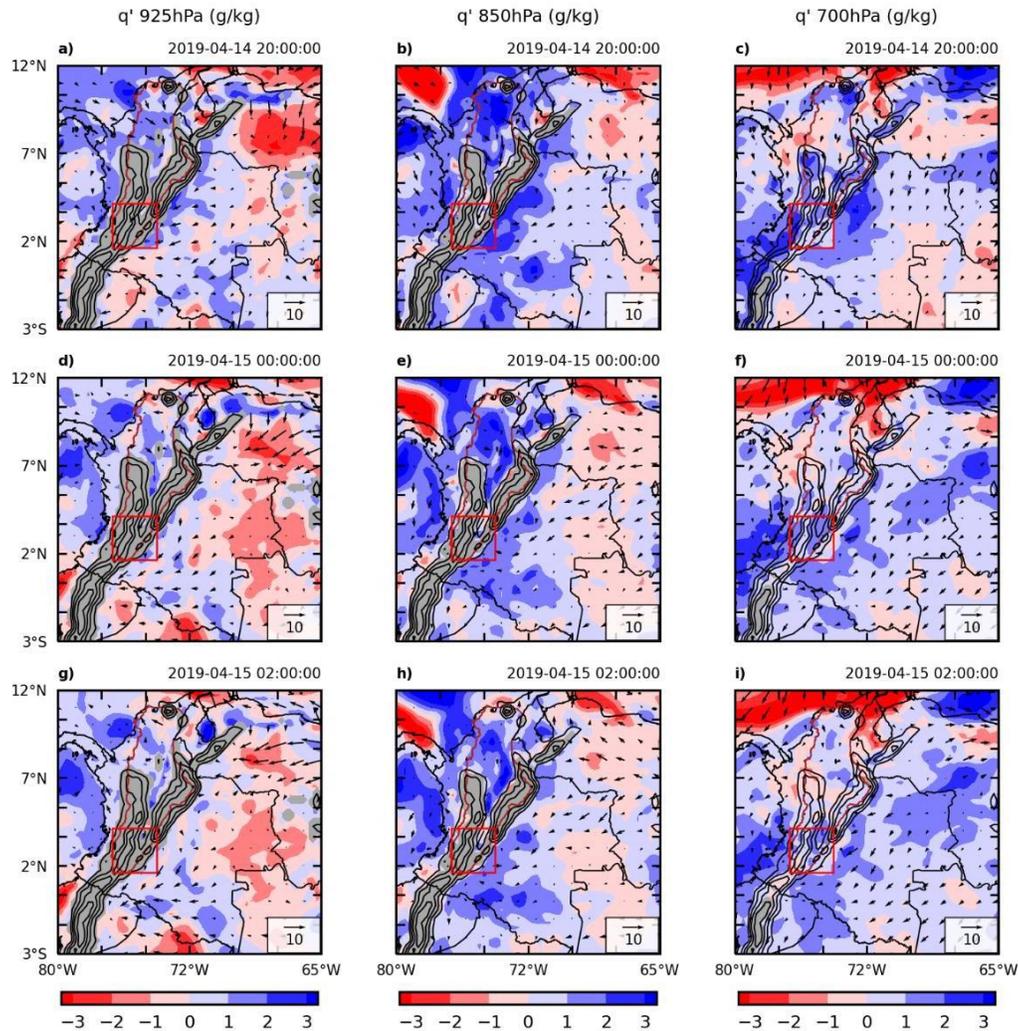


Figura 4.6. Anomalías de humedad específica y dirección del viento a 925 hPa (a, d, g), 850 hPa (b, e, h) y 700 hPa (c, f, i) durante el evento E08. Todas las horas corresponden a hora local (UTC-5).

En la alta troposfera la circulación de vientos también ocurrió en dirección noroeste, aunque con mayor inclinación hacia el norte. En este nivel, se observó inicialmente un patrón de divergencia sobre el departamento de Meta, en conjunto con condiciones relativamente más secas sobre la parte alta de la cuenca M-C y el piedemonte Andes-Amazonia en Caquetá (Figura 4.7c, d). La divergencia se extendió sobre la ladera de la cordillera Oriental y sobre la parte alta de la cuenca con el pasar de las horas, creciendo también sobre el departamento de Putumayo (Figura 4.7g, k). Asimismo, se notó que los valores de humedad relativa aumentaron sobre la región de interés y sobre el suroccidente del país (Figura 4.7h, l), indicando el desarrollo vertical de la tormenta debido al ascenso de masas de aire desde niveles más bajos.

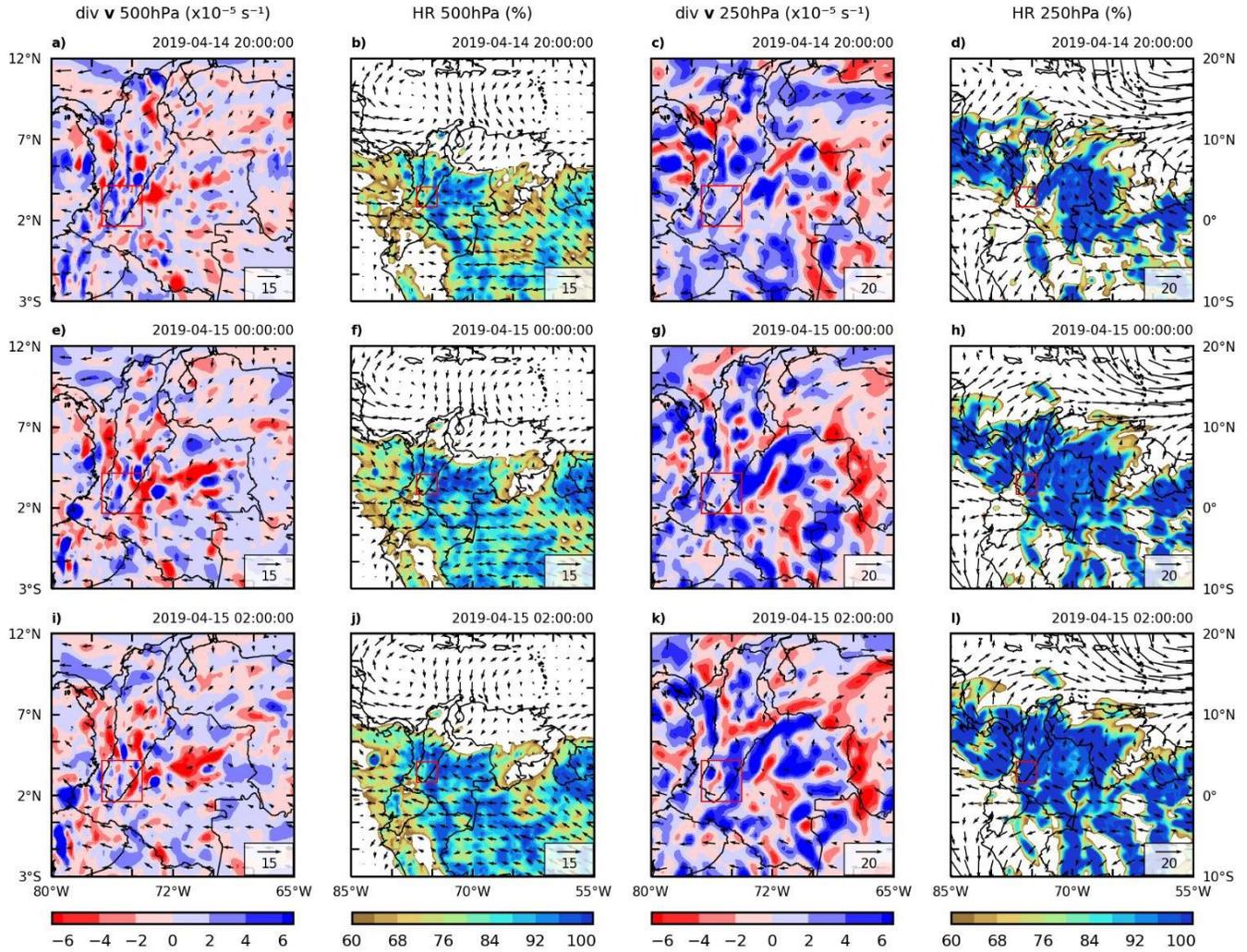


Figura 4.7. (a, e, i) Divergencia y dirección del viento a 500 hPa, (b, f, j) humedad relativa y dirección del viento a 500 hPa, (c, g, k) divergencia y dirección del viento a 250 hPa y (d, h, l) humedad relativa y dirección del viento a 250 hPa durante el evento E08. Todas las horas corresponden a hora local (UTC-5).

4.4. Evolución y transporte de humedad hacia la parte alta de la cuenca Magdalena-Cauca

4.4.1. Evolución temporal dentro de la parte alta de la cuenca M-C

La Figura 4.8 presenta las series de tiempo resultantes del promedio espacial para distintas variables dentro de la parte alta de la cuenca M-C. Previo al inicio de actividad del evento, el agua precipitable tuvo una caída inusual durante la madrugada del día 14 de abril, aumentando junto con la convergencia de humedad dentro de la región desde alrededor de las 08:00 HL, notándose desde alrededor del mediodía valores positivos de convergencia de humedad. Las anomalías de agua precipitable pasaron a ser positivas aproximadamente a las 15:00 HL, alcanzando valores superiores a los 4 mm durante el pico máximo de actividad del evento (Figura 4.8a, b).

La humedad relativa y sus anomalías mostraron un comportamiento similar al agua precipitable, con valores en aumento durante las horas de tarde (~6 horas antes del evento), alcanzando su punto máximo cerca al máximo de actividad de la tormenta (Figura 4.8c, d). En los niveles de 850 y 700 hPa se alcanzaron valores superiores a los observados durante el evento E02 indicando que, para este caso, las masas de aire en la baja troposfera se encontraban más cerca a la saturación.

Para el evento E08 fue evidente cómo, desde el mediodía, las condiciones en la baja (alta) troposfera fueron cambiando hacia condiciones de convergencia (divergencia), mientras que el cambio a 500 hPa se dio cuando ya había iniciado la actividad del evento. Las anomalías de humedad específica muestran que el incremento en esta variable en los niveles bajos se dio desde aproximadamente las 08:00 HL, pasando a ser positiva alrededor del mediodía del 14 de abril, mientras que en los niveles medios el incremento de humedad se dio ~2-3 horas después de lo observado en niveles bajos. Al inicio de la actividad del evento se observó cómo la humedad comenzó a disminuir nuevamente, consistente con el paso del vapor de agua a precipitación (Figura 4.8e, f).

4.4.2. Transporte de humedad hacia la parte alta de la cuenca M-C

Las anomalías de humedad relativa en la región Amazonia (R1) y en la región M-C medio (R2) mostraron un comportamiento similar en todos los niveles de presión. En ambas regiones se notó que previo al inicio de la actividad del sistema hubo valores negativos de esta variable durante la mañana y parte de la tarde del día 14 de abril, que luego fueron aumentando hasta ser positivos desde los niveles medios hacia los niveles bajos (primero en 500 hPa y luego en 850 y 925 hPa). En el caso de R1, el cambio de mayor amplitud en esta

variable se observó en el nivel de 500 hPa ($> 50\%$), mientras que para R2 el cambio más drástico sucedió en el nivel de 925 hPa ($> 60\%$) (Figura 4.9a, b).

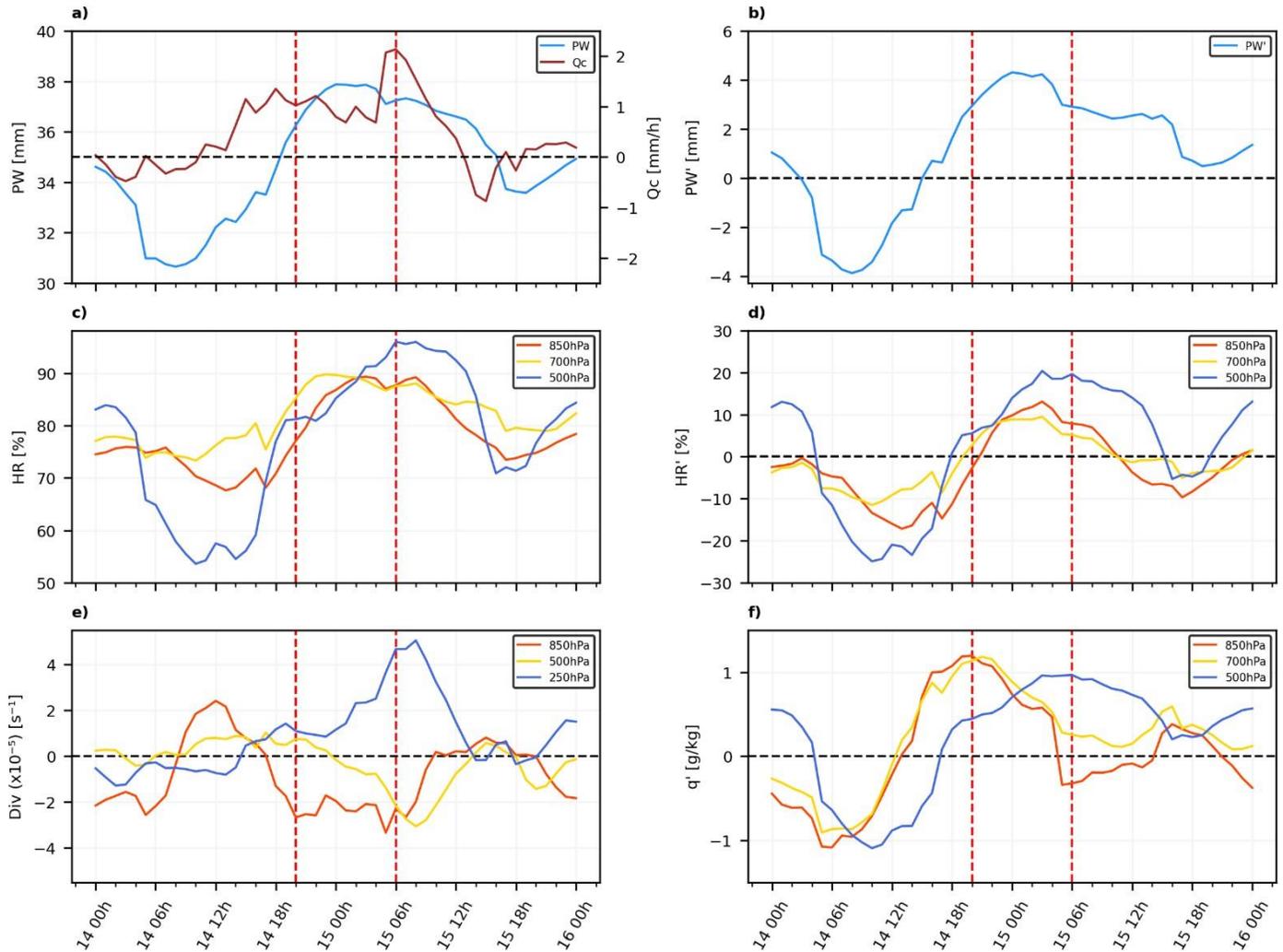


Figura 4.8. Series de tiempo de agua precipitable e integral vertical de flujo de humedad (a), anomalías de agua precipitable (b), humedad relativa (c), anomalías de humedad relativa (d), divergencia (e) y anomalías de humedad específica (f) durante el evento E08. Las líneas verticales punteadas marcan la ventana temporal de actividad del evento. Todas las horas corresponden a hora local (UTC-5).

En la región Amazonia, las anomalías de viento zonal tuvieron un comportamiento variado. En el nivel de 925 hPa se notó que desde horas de la mañana los vientos en dirección oeste se fortalecieron hasta alcanzar su punto máximo aproximadamente una hora antes de que el sistema llegara a la parte alta de la cuenca. En contraparte, los vientos a 850 y 500 hPa se debilitaron a lo largo del día 14 de abril y volvieron a fortalecerse solo un par de horas antes al inicio de la actividad del evento, posiblemente contribuyendo al desarrollo de la tormenta. En el M-C medio, las anomalías de viento meridional en la troposfera baja mostraron una

circulación fuerte hacia el sur desde alrededor de las 16:00 HL, es decir, aproximadamente cuatro horas antes de la actividad del evento (Figura 4.9 c, d).

Las series de transporte zonal (en R1) y meridional (en R2) de humedad mostraron una clara similitud con las series de anomalías de viento zonal y meridional para la región Amazonia y M-C medio, respectivamente. Esto indicó a la parte alta de la cuenca M-C hubo una llegada de humedad producto de la circulación de bajo nivel sobre el Piedemonte Amazónico (Figura 4.9e) y desde el norte de Colombia, viajando por el valle del Magdalena hacia la parte alta de la cuenca (Figura 4.9f).

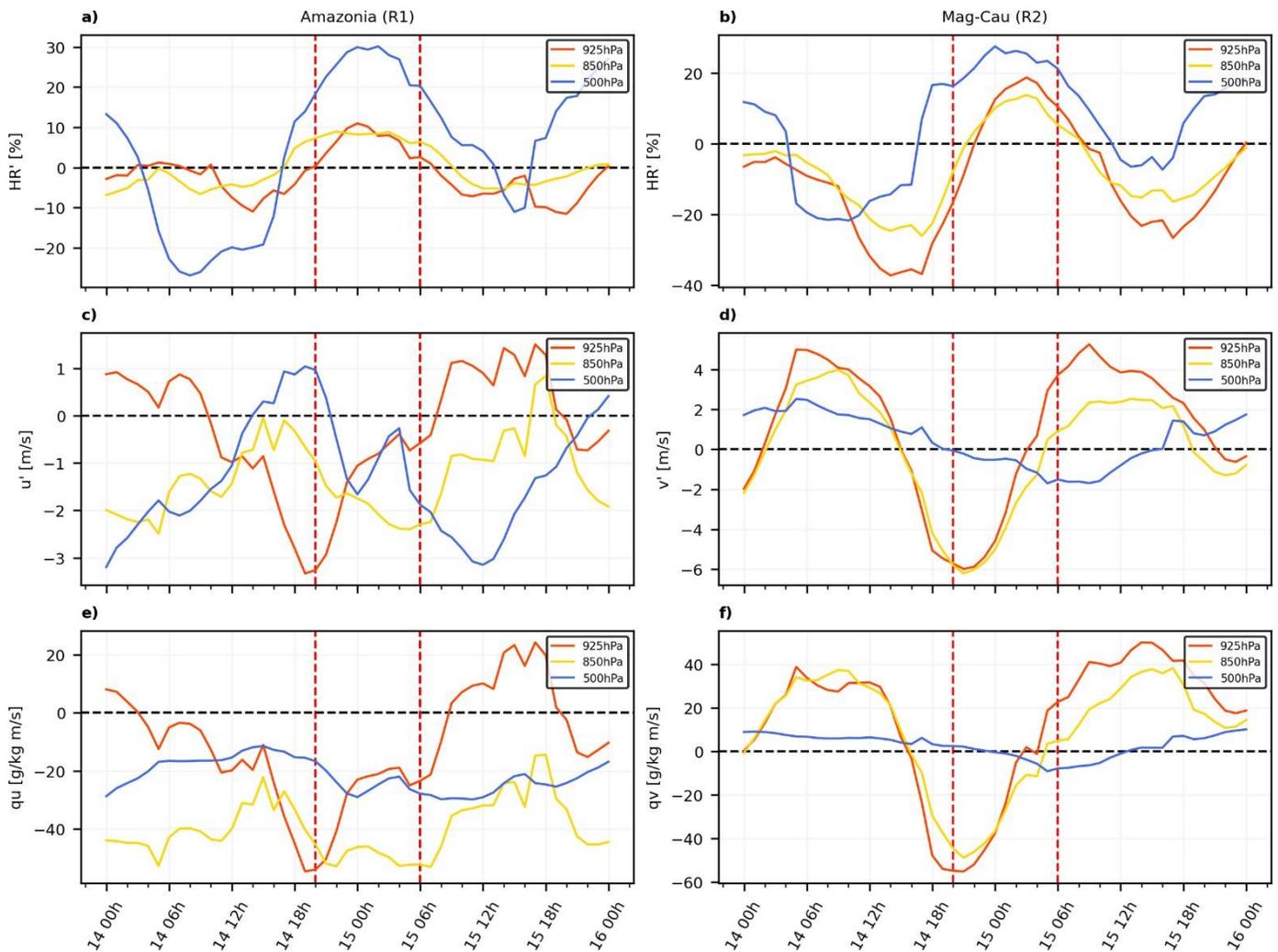


Figura 4.9. Series de tiempo de anomalías de humedad relativa (a, b), anomalías de viento zonal y meridional (c, d) y transporte de humedad qu y qv (e, f) para las regiones Amazonia (R1) y M-C medio (R2) durante el evento E08. Las líneas verticales punteadas marcan la ventana temporal de actividad del evento. Todas las horas corresponden a hora local (UTC-5).

4.5. Escalas temporales del desarrollo de la tormenta

Los puntos seleccionados para el máximo de agua precipitable y la mínima temperatura de brillo observada durante el evento E08 se muestran en la Figura 4.10c.

En el punto del máximo de agua precipitable observada, se observó un aumento de esta variable y una caída en los valores de temperatura de brillo aproximadamente 8 horas antes del máximo de precipitación (y unas cuatro horas antes de las máximas intensidades, según la pendiente en la curva de precipitación). Al igual que para el evento E02, este punto se ubicó sobre las tierras bajas de la Amazonia, y mostró una escala de convergencia relativamente amplia de agua precipitable antes de que se observaran lluvias (Figura 4.10a).

En el punto de mínima de temperatura de brillo, ubicado directamente sobre las cordilleras, la escala de aumento de agua precipitable fue similar a lo visto en el punto sobre las tierras bajas amazónicas, con el incremento del agua precipitable y la disminución de temperatura de brillo dándose aproximadamente 6 horas antes de que se desarrollaran lluvias (Figura 4.10b).

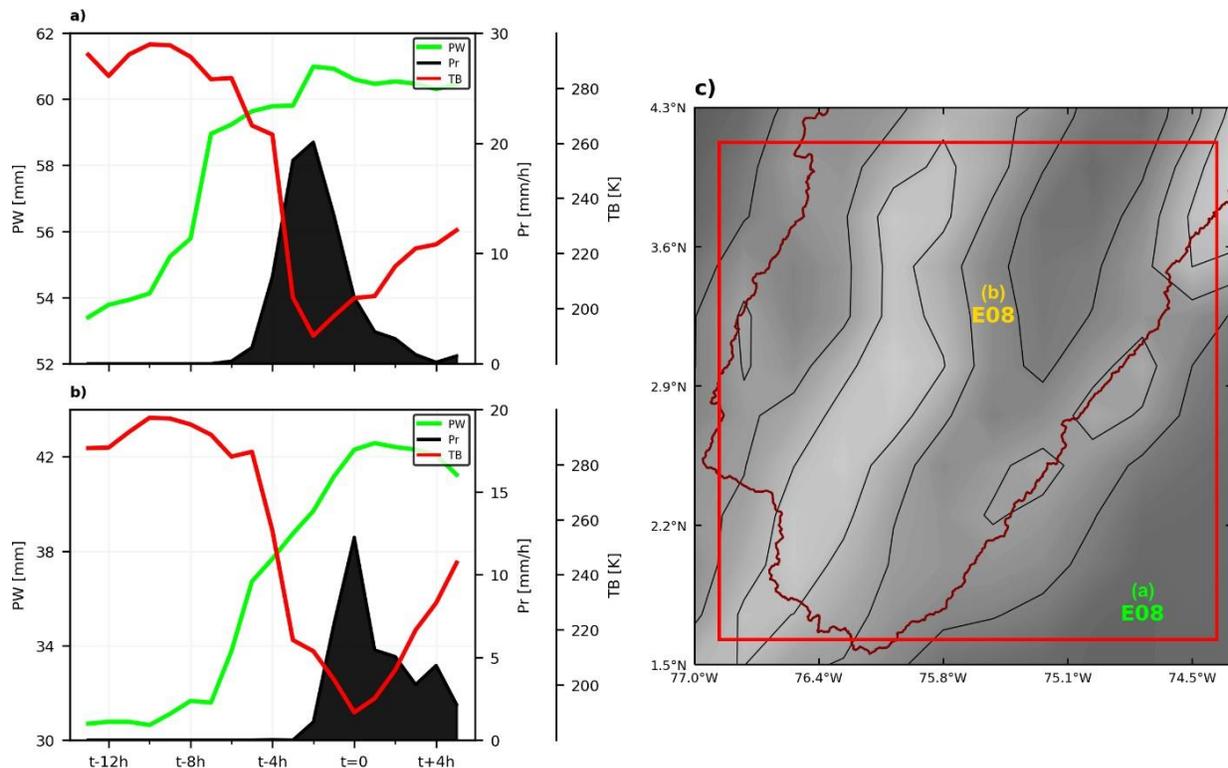


Figura 4.10. Evolución del agua precipitable, temperatura de brillo y precipitación alrededor del punto máximo de la tormenta ($t = 0$) para el evento E08, para el punto de máxima agua precipitable (a) y el punto de mínima temperatura de brillo (b), cuya ubicación se muestra en (c).

5. Evento E09 (2009-04-08)

En la noche del día 7 y la madrugada del día 8 de abril de 2009 se reportaron precipitaciones de variada intensidad sobre el sur de la región Andina y el oeste de la región Amazonia de Colombia. Entre los reportes ciudadanos de emergencias recopilados por la UNGRD (2009), para estas fechas se registraron múltiples eventos de inundaciones y deslizamientos en municipalidades de los departamentos de Cauca, Tolima y Meta. Los boletines Hidrometeorológicos del IDEAM solo se encuentran disponibles a partir del año 2010, por lo que para estas fechas no se pudo obtener información sobre las alertas generadas por este instituto.

5.1. Patrones de nubosidad y precipitación

Desde horas de la tarde del día 7 de abril se observaron precipitaciones dispersas sobre el oriente de la Amazonia colombiana. Con el pasar de las horas, parte del sistema de nubes se desplazó hacia las cordilleras, topándose con la ladera de la cordillera Oriental alrededor de las 20:00 HL, presentando lluvias sobre el piedemonte en los departamentos de Meta y Caquetá (Figura 5.1a, b). Mientras se movía hacia el suroeste, el forzamiento orográfico influyó en el desarrollo de la tormenta, que cubrió casi en su totalidad la parte alta de la cuenca M-C durante la madrugada del día 8 de abril. En este punto, se observaron lluvias dentro de la parte alta de la cuenca, especialmente concentradas alrededor del cauce del río Magdalena (con máximos alrededor de las 02:00 HL), y lluvias sobre el Piedemonte Amazónico y las tierras bajas del Caquetá (Figura 5.1c, d).

Las precipitaciones dentro de la parte alta de la cuenca fueron cesando y la nubosidad sobre esta región comenzó a desvanecerse, mientras que la parte de tormenta sobre la región amazónica se intensificó y continuó su desplazamiento hacia el suroeste. Al llegar el amanecer (~05:00-06:00 HL), este sistema de fuertes lluvias se encontraba entre el Putumayo y la Amazonia ecuatoriana (Figura 5.1e, f).

5.2. Validación de GPM con otras bases de datos

Según la Figura 5.2, las estaciones IDEAM que registraron los valores acumulados de precipitación más altos se encontraron en el centro y norte de la parte alta de la cuenca M-C, con algunas superando incluso los 90 mm de lluvia. Esta distribución espacial coincidió, en parte, con los acumulados estimados por GPM, CHIRPS y PERSIANN. Estas dos últimas bases de datos mostraron consenso con respecto al núcleo de lluvias en el centro-norte de la parte alta de la cuenca.

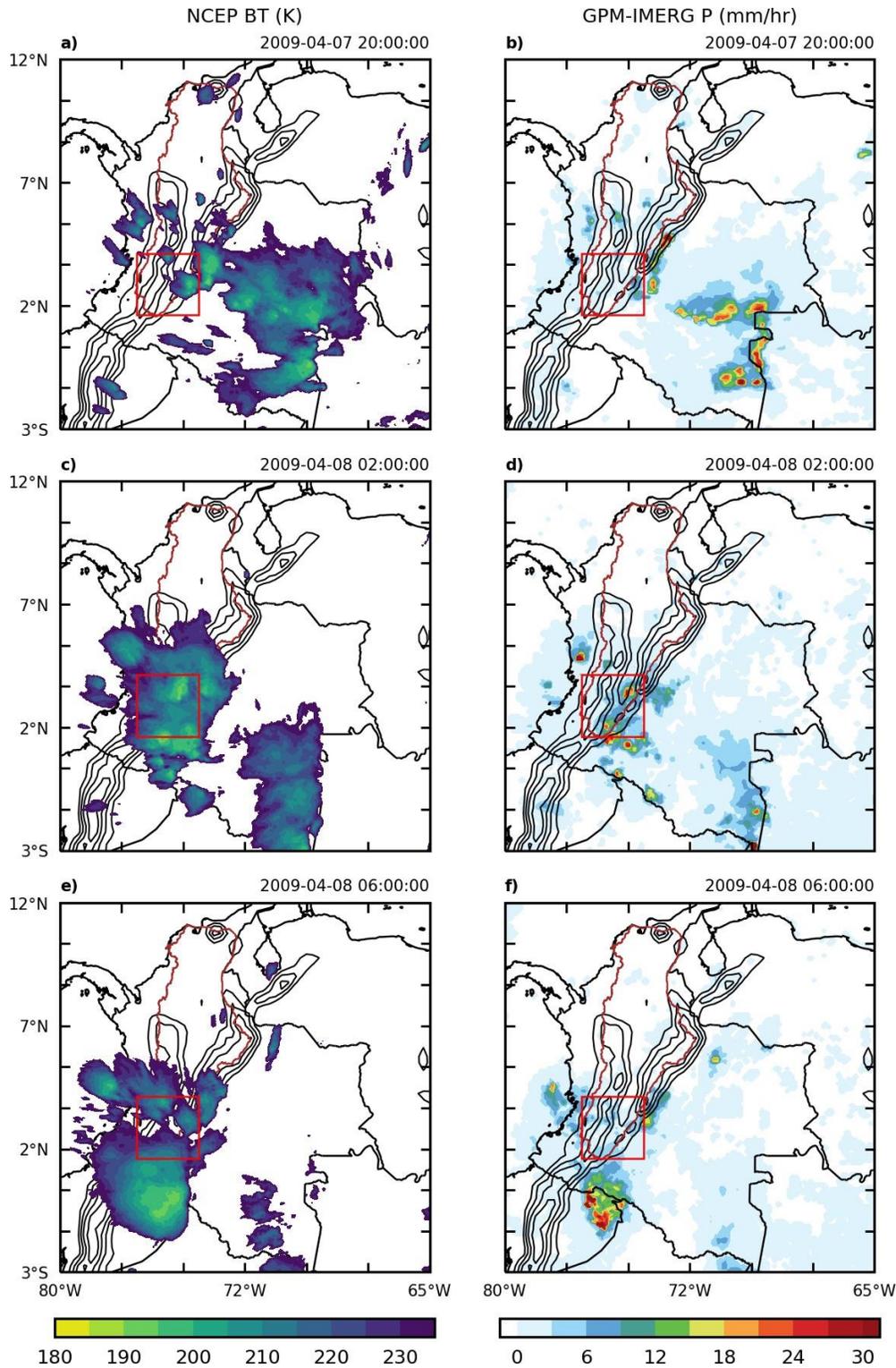


Figura 5.1. Campos de temperatura de brillo y precipitación horaria para el inicio (a, b), máximo (c, d) y disipación del evento E09 sobre la parte alta de la cuenca M-C. Todas las horas corresponden a hora local (UTC-5).

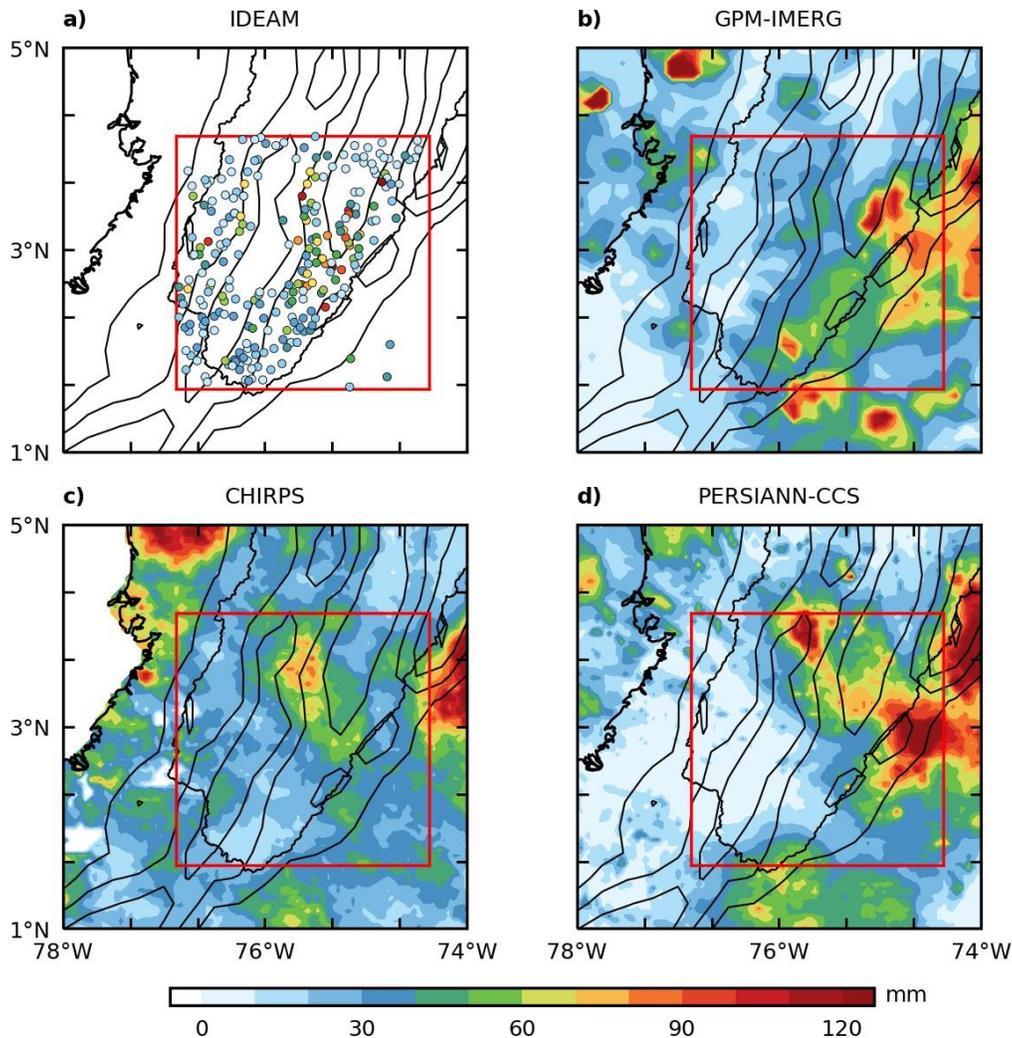


Figura 5.2. Acumulados totales de precipitación para la fecha del evento E09 sobre la región de interés. (a) Día pluviométrico medido por estaciones IDEAM. (b, c y d) acumulados estimados por GPM-IMERG, CHIRPS y PERSIANN-CCS, respectivamente.

Si bien las precipitaciones sobre el Piedemonte Amazónico no pudieron ser validadas mediante estaciones meteorológicas, tanto GPM como PERSIANN estimaron intensas lluvias sobre esta región y, en conjunto con CHIRPS, coincidieron con las lluvias estimadas hacia el norte de la ladera de la cordillera Oriental, sobre el departamento de Meta.

Como se muestra en la Figura 5.3, en la escala horaria se encontraron nuevamente discrepancias entre las mediciones en tierra y los estimados satelitales de GPM. Para la estación Desierto La Tatacoa, se notó que GPM subestimó las precipitaciones máximas registradas por la estación con una diferencia superior a los 20 mm/h y, a su vez, estimó lluvias algunas horas antes de su medición en tierra con mayor duración, provocando una sobreestimación de los acumulados totales.

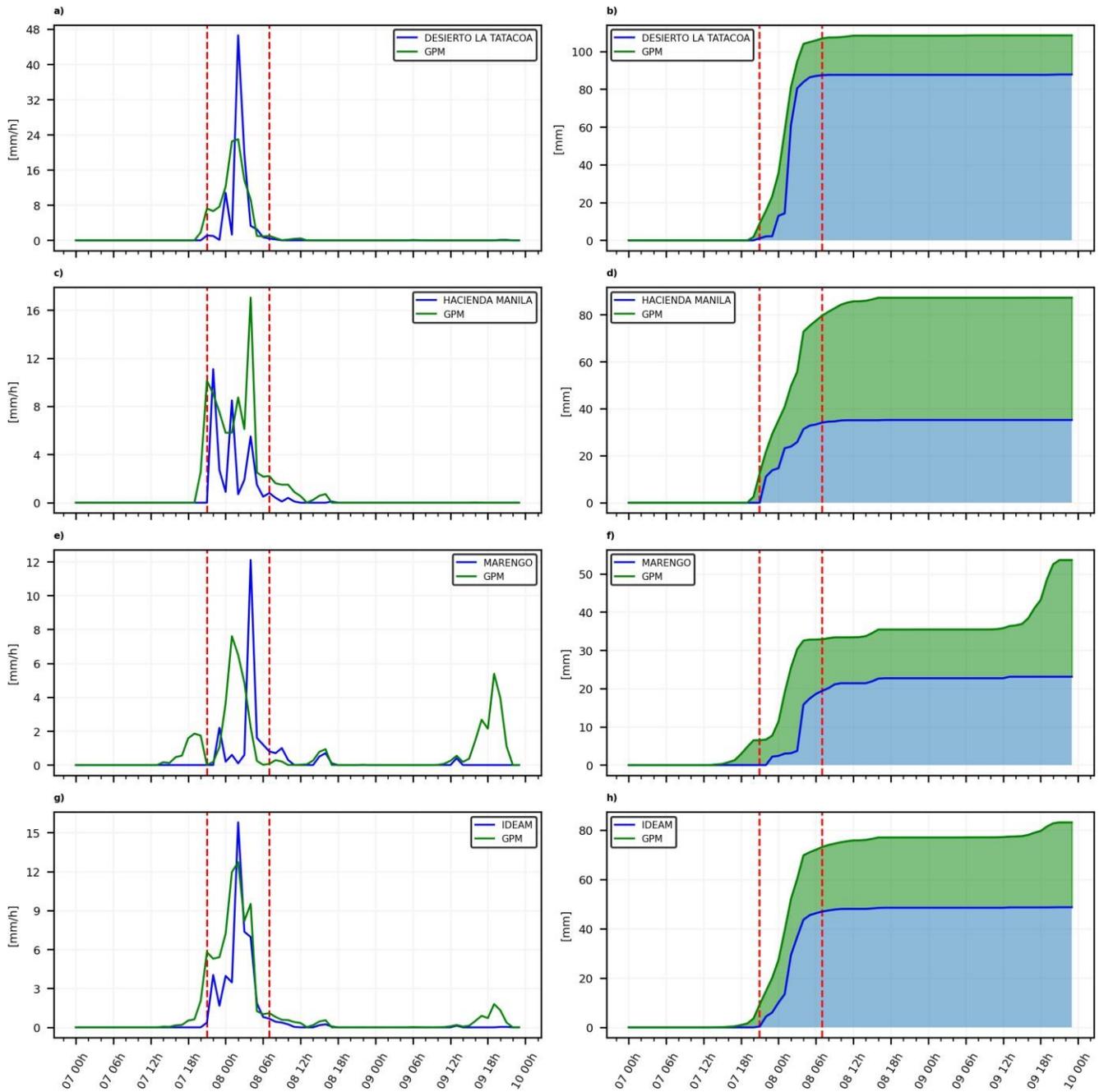


Figura 5.3. Series de precipitación total horaria (izq.) y acumulados totales de precipitación durante tres días alrededor del evento E09 para un píxel de GPM y las estaciones Desierto La Tatacoa (a, b), Hacienda Manila (c, d), Marengo (e, f) y un promedio de todas estas estaciones (g, h). Las líneas verticales punteadas marcan la ventana temporal de actividad del evento. Todas las horas corresponden a hora local (UTC-5).

En la estación Hacienda Manila, se registraron tres picos de precipitación durante el evento, que fueron sobreestimados por GPM, tanto en magnitud como en duración de las lluvias, provocando amplias diferencias en los acumulados totales. En el caso de la estación Marengo,

se observó que el pico máximo de precipitación registrado durante la actividad de la tormenta fue subestimado por GPM, además de un desplazamiento en su ocurrencia de aproximadamente 3 horas antes de cuando fue registrado en tierra. Esto, en conjunto con discrepancias en la duración de las lluvias y generación de picos artificiales de precipitaciones, provocó nuevamente que los acumulados totales de GPM fueran mayores a los registrados por la estación.

Al promediar las series de las tres estaciones se notó que el pico máximo de precipitación coincidió temporalmente entre IDEAM y GPM, aunque este último subestimó los valores medidos en tierra. Por otro lado, las precipitaciones estimadas por el promedio de GPM fueron mayores a lo registrado por IDEAM para las otras fases del evento, provocando que en la serie de acumulados totales se obtuviera una sobreestimación de lluvia superior a los 30 mm al final de este.

5.3. Condiciones atmosféricas observadas

5.3.1. Niveles bajos: 925-850 hPa (~700-1500 m s. n. m.)

Durante la noche del día 7 de abril se observaron condiciones de vientos inusualmente fuertes en la baja troposfera sobre y alrededor de Colombia. A 925 hPa, se notaron vientos sobre el Mar Caribe viajando en dirección suroeste hacia el Pacífico, con velocidades en algunas zonas superiores a los 16 m/s. Parte de estos vientos incursionaron por el Caribe colombiano y viajaron tierra adentro hacia la parte alta de la cuenca M-C. A su vez, sobre el oriente del país se observaron vientos anómalos correspondientes a un evento del OLLJ relativamente fuerte, viajando en dirección suroeste con una leve inclinación hacia la cordillera Oriental (Figura 5.4a, b). A 850 hPa también se notaron estas circulaciones, que a su vez coincidieron con valores relativamente altos de agua precipitable y por encima del promedio histórico (Figura 5.4c, d).

Pasada la medianoche, las velocidades de ambas circulaciones habían disminuido. Los vientos a 925 hPa que se movían sobre el corredor del jet del Orinoco mantuvieron su dirección zonal hacia los Andes, sobre los departamentos de Caquetá, Putumayo y parte del Amazonas, mientras que la circulación a 850 hPa mantuvo velocidades más altas y apuntaba de manera más directa hacia el Putumayo y la Amazonia ecuatoriana/peruana (Figura 5.4e-h). En las primeras horas de la mañana, cuando las lluvias sobre la parte alta de la cuenca M-C ya había cesado y crecía la tormenta sobre el Putumayo, se observó que las velocidades del viento aumentaron sobre la región Amazonia para este evento de jet, coincidiendo con valores relativamente altos e inusuales de agua precipitable sobre la triple frontera Colombia-Ecuador-Perú (Figura 5.4i-l).

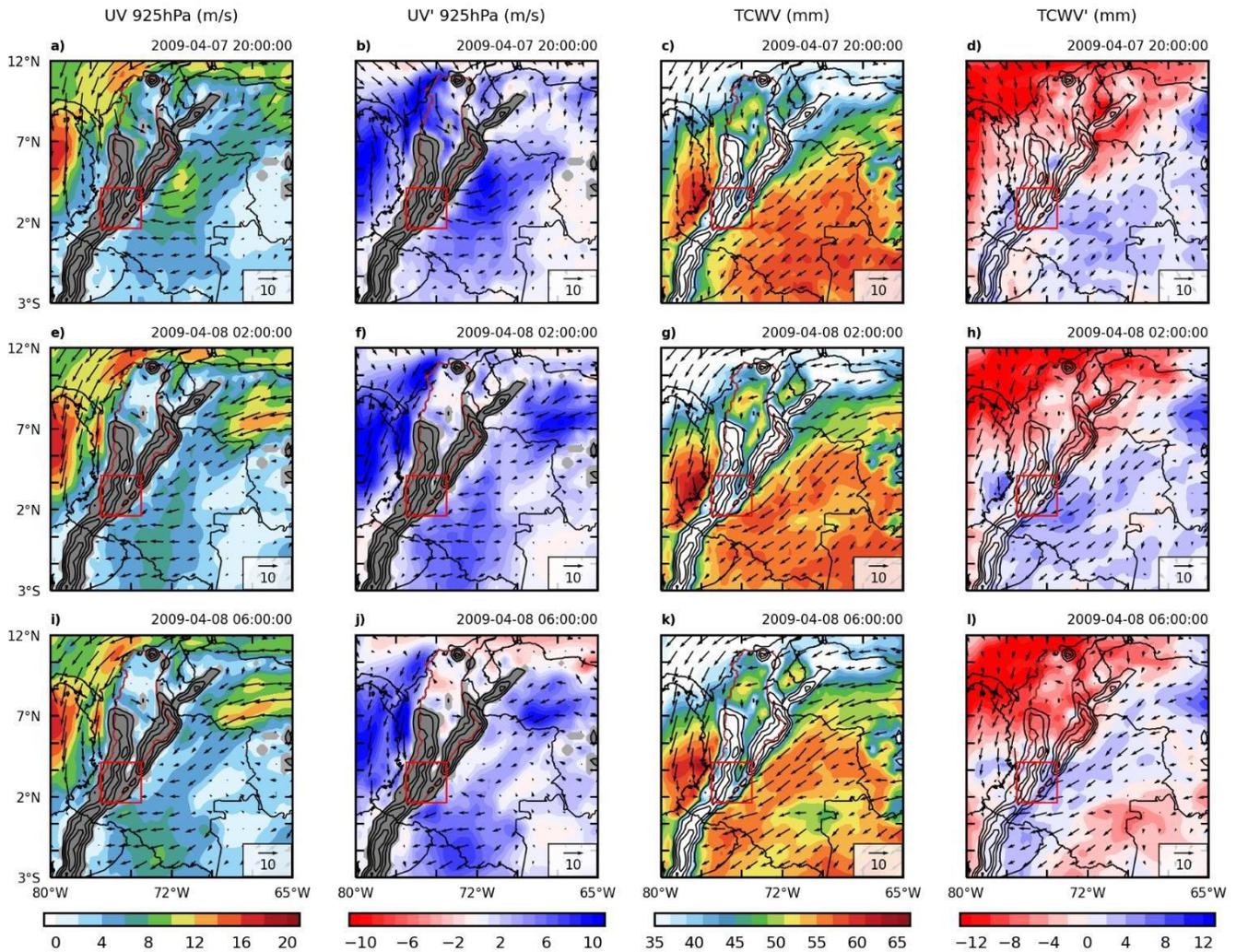


Figura 5.4. (a, e, i) Velocidad y dirección del viento a 925 hPa, (b, f, j) anomalías de velocidad y dirección del viento a 925 hPa, (c, g, k) agua precipitable y dirección del viento a 850 hPa y (d, h, l) anomalías de agua precipitable y dirección del viento a 850 hPa durante el evento E09. Todas las horas corresponden a hora local (UTC-5).

Para las fechas del evento E09, el índice del OLLJ mostró que las velocidades del viento promedio en los núcleos C3 y C4 aumentaron desde alrededor del mediodía del día 7 de abril (i.e. aproximadamente 8 horas antes del inicio de las precipitaciones en la región de interés), alcanzando valores superiores a los 6 m/s durante el desarrollo del evento (Figura 5.5). En comparación con el evento E08, se notó una actividad de vientos en el corredor del jet relativamente fuerte (i.e. un evento “fuerte” de jet), con magnitudes de vientos aproximadamente iguales al triple de los valores en las series históricas (diferencias superiores a los 4 m/s entre ambas series durante la actividad del evento).

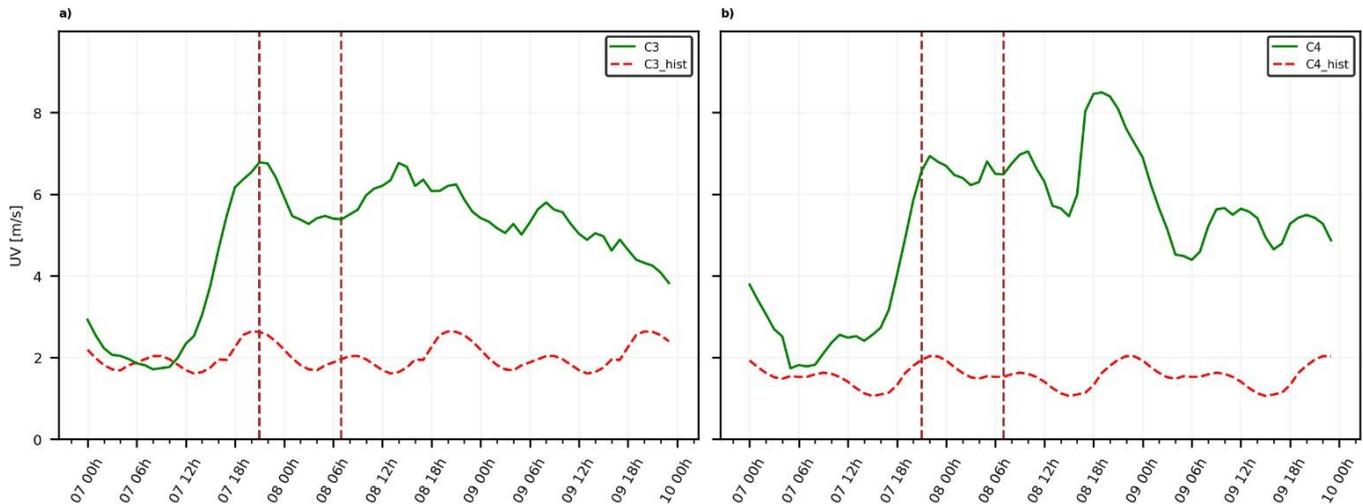


Figura 5.5. Series horarias de velocidad promedio del viento entre 925 y 850 hPa para las regiones C3 y C4 durante los días alrededor del evento E09 (línea verde) y series históricas (línea roja) promediadas sobre las mismas regiones. Las líneas verticales punteadas marcan la ventana temporal de actividad del evento. Todas las horas corresponden a hora local (UTC-5).

Las anomalías de humedad específica en distintos niveles de presión para el evento E09 se muestran en la Figura 5.6. Al igual que en el evento E08, la señal de humedad específica más notable se dio en el nivel de 850 hPa. Alrededor de las 20:00 HL, se notaron anomalías positivas tanto en el interior de la cuenca como en el piedemonte de la cordillera Oriental, sobre Meta, Caquetá y Putumayo. En el oriente de Colombia, a 925 hPa, se observaron anomalías negativas que indicaron condiciones más secas de lo usual en este nivel. Aun así, los vientos convergieron al toparse con la ladera de la cordillera Oriental lo que, potenciado por el forzamiento orográfico, provocó el aumento de humedad sobre el piedemonte en niveles más altos (Figura 5.6a-c). Para la madrugada, se notó que las anomalías de humedad disminuyeron dentro de la cuenca y sobre el Piedemonte Amazónico, consistente con el desarrollo de la tormenta y la ocurrencia de precipitaciones (Figura 5.6d-f). En la mañana del día 8 de abril, se notó con claridad cómo las mayores anomalías de humedad se encontraban ahora sobre el Putumayo y la Amazonia ecuatoriana, acorde con el desarrollo de las lluvias sobre esta región (Figura 5.6g-i).

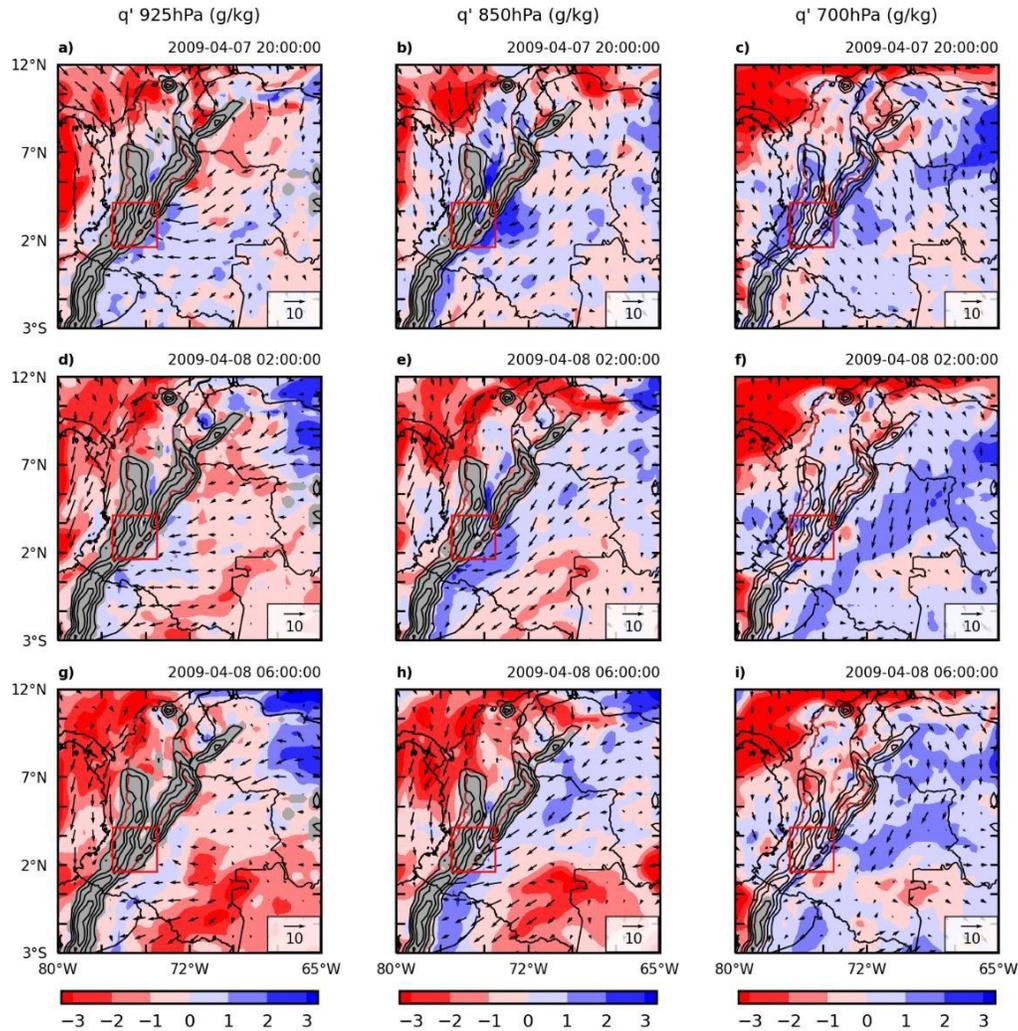


Figura 5.6. Anomalías de humedad específica y dirección del viento a 925 hPa (a, d, g), 850 hPa (b, e, h) y 700 hPa (c, f, i) durante el evento E09. Todas las horas corresponden a hora local (UTC-5).

5.3.2. Niveles medios y altos: 500-250 hPa (~5500-10000 m s. n. m.)

En el nivel de 500 hPa, se observó una circulación de vientos del este sobre la parte alta de la cuenca M-C en la noche del día 7 de abril, a la vez que se notaron patrones de convergencia dentro de la cuenca y levemente sobre el Piedemonte Amazónico, además de condiciones relativamente secas (Figura 5.7a, b). Acorde con el desarrollo del sistema, con el pasar de las horas, la convergencia disminuyó sobre la parte alta de la cuenca y aumentó en la región del piedemonte Andes-Amazonia, aumentando también el porcentaje de humedad relativa (Figura 5.7e, f). Para la mañana del 8 de abril, los patrones de convergencia se encontraron principalmente sobre la región amazónica, donde también se mantuvo el aumento de la humedad relativa. Los vientos en la troposfera media sobre el oriente y sur del país tomaron

una dirección hacia el suroeste, contribuyendo al desplazamiento de las precipitaciones hacia el Putumayo y la Amazonia ecuatoriana (Figura 5.7i, j).

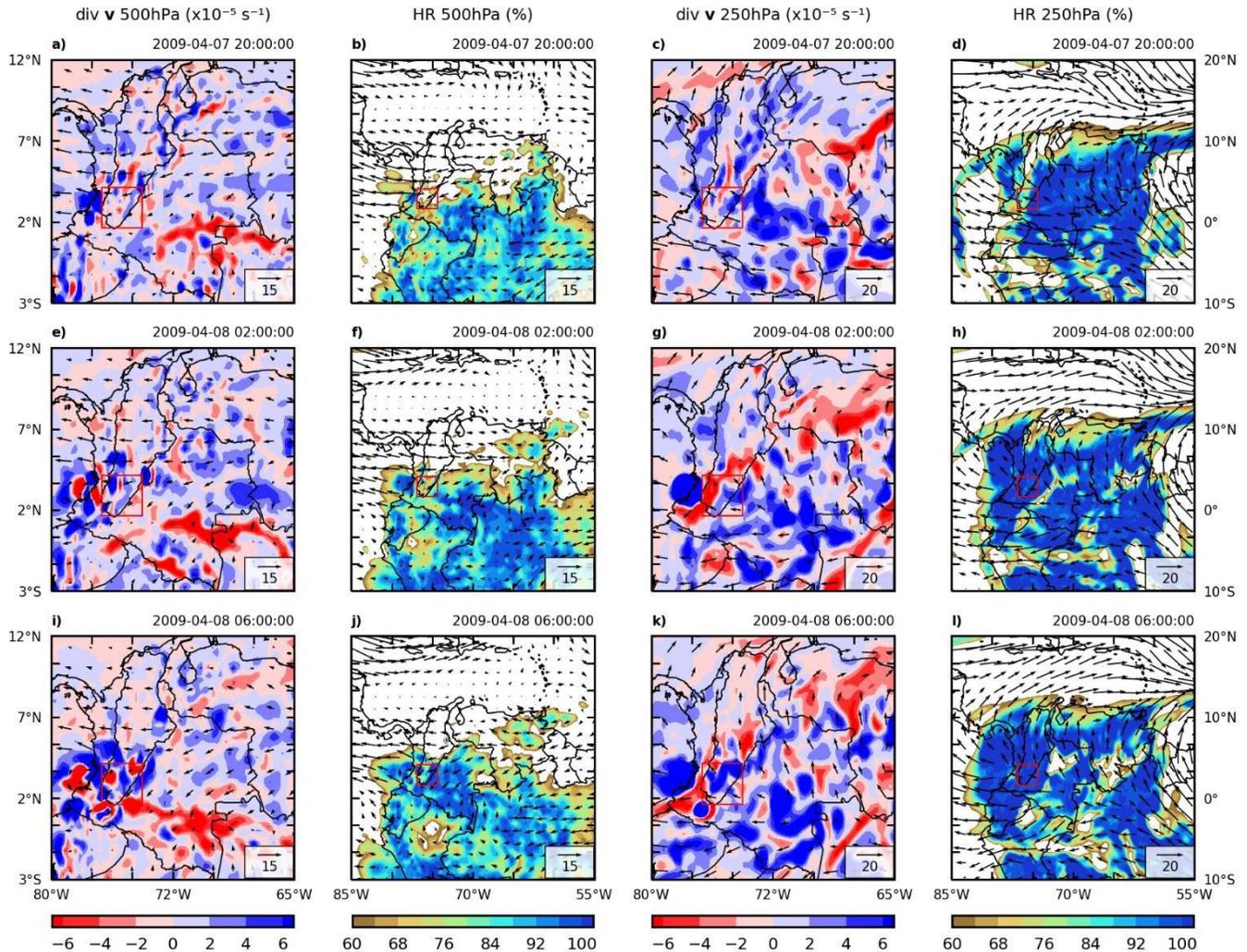


Figura 5.7. (a, e, i) Divergencia y dirección del viento a 500 hPa, (b, f, j) humedad relativa y dirección del viento a 500 hPa, (c, g, k) divergencia y dirección del viento a 250 hPa y (d, h, l) humedad relativa y dirección del viento a 250 hPa durante el evento E09. Todas las horas corresponden a hora local (UTC-5).

A 250 hPa, se observaron vientos desde el sureste sobre el territorio colombiano durante todo el 7 de abril, con claros patrones de divergencia sobre el norte de la región Amazonia y la ladera de la cordillera Oriental, en conjunto con condiciones de humedad relativa muy cercanas a la saturación (Figura 5.7c, d). Para las 02:00 HL del 8 de abril, los patrones de divergencia en este nivel se habían expandido sobre la parte alta de la cuenca y sobre el Piedemonte Amazónico en el departamento de Caquetá, manteniendo valores altos de humedad relativa (Figura 5.7g, h). Dichas condiciones se mantuvieron una vez llegado el amanecer, aumentando la divergencia en este nivel sobre el Putumayo y contribuyendo al

ascenso de masas de aire desde niveles más bajos, que fomentaron el desarrollo vertical de la tormenta (Figura 5.7k, l).

5.4. Evolución y transporte de humedad hacia la parte alta de la cuenca Magdalena-Cauca

5.4.1. Evolución temporal dentro de la parte alta de la cuenca M-C

Desde alrededor de las 05:00-06:00 HL de la mañana del 7 de abril, aproximadamente 15 horas antes del evento, se notó el comportamiento creciente tanto en el agua precipitable como en la convergencia de humedad dentro de la parte alta de la cuenca. Las anomalías de agua precipitable fueron incrementando desde horas tempranas de la mañana, pasando a ser positivas solo un par de horas antes del inicio de actividad del evento (Figura 5.8a, b). La humedad relativa a 850 y 700 hPa mostró un incremento en sus valores desde aproximadamente 5 horas antes de que comenzara la actividad del evento, alcanzando valores superiores al 90% alrededor del punto máximo de actividad. Las anomalías para esta variable mostraron condiciones relativamente más secas durante las horas previas al desarrollo del evento (especialmente en 500 hPa), además de la influencia de estos valores inusuales en las variaciones de la serie de humedad relativa (Figura 5.8c, d).

Al igual que para los dos eventos anteriores, la divergencia a 850 hPa tuvo un comportamiento similar al de un ciclo diurno típico, con condiciones de divergencia durante la mañana y tarde hasta el atardecer (~18:00 HL), cuando se observan condiciones de convergencia. En la troposfera media, los valores de divergencia se mantuvieron cercanos a cero en gran parte de la serie de tiempo, aunque en la ventana de actividad del evento coincidieron condiciones de divergencia en este nivel con convergencia en niveles más altos, lo que pudo inhibir el desarrollo de la tormenta dentro de la parte alta de la cuenca. Finalmente, las anomalías de humedad específica también mostraron un crecimiento desde aproximadamente las 06:00 HL del día 7 de abril en todos los niveles (~15 horas antes del evento), pasando a ser positivas en los niveles de 850 y 700 hPa alrededor de las 13:00 y 16:00 HL, respectivamente (i.e. 8 y 6 horas de anticipación al evento), y alcanzando sus valores máximos entre 2 y 3 horas antes del inicio de la actividad del evento sobre la parte alta de la cuenca M-C (Figura 5.8e, f).

5.4.2. Transporte de humedad hacia la parte alta de la cuenca M-C

El comportamiento de las anomalías de humedad relativa fue similar en las regiones Amazonia (R1) y M-C medio (R2). Esta variable comenzó a aumentar aproximadamente 7 horas antes del desarrollo del evento, alcanzando sus valores más altos en 925 y 850 hPa durante la madrugada del 8 de abril. En R2, las anomalías a 500 hPa se mantuvieron

negativas antes y durante el desarrollo del evento, indicando que se tuvieron condiciones relativamente más secas de lo usual (Figura 5.9a, b). Las anomalías de viento zonal en R1 en la baja troposfera decrecieron desde horas tempranas de la mañana, alcanzando las mayores magnitudes al inicio de actividad del evento (925 hPa) y en la madrugada del 8 de abril (850 hPa).

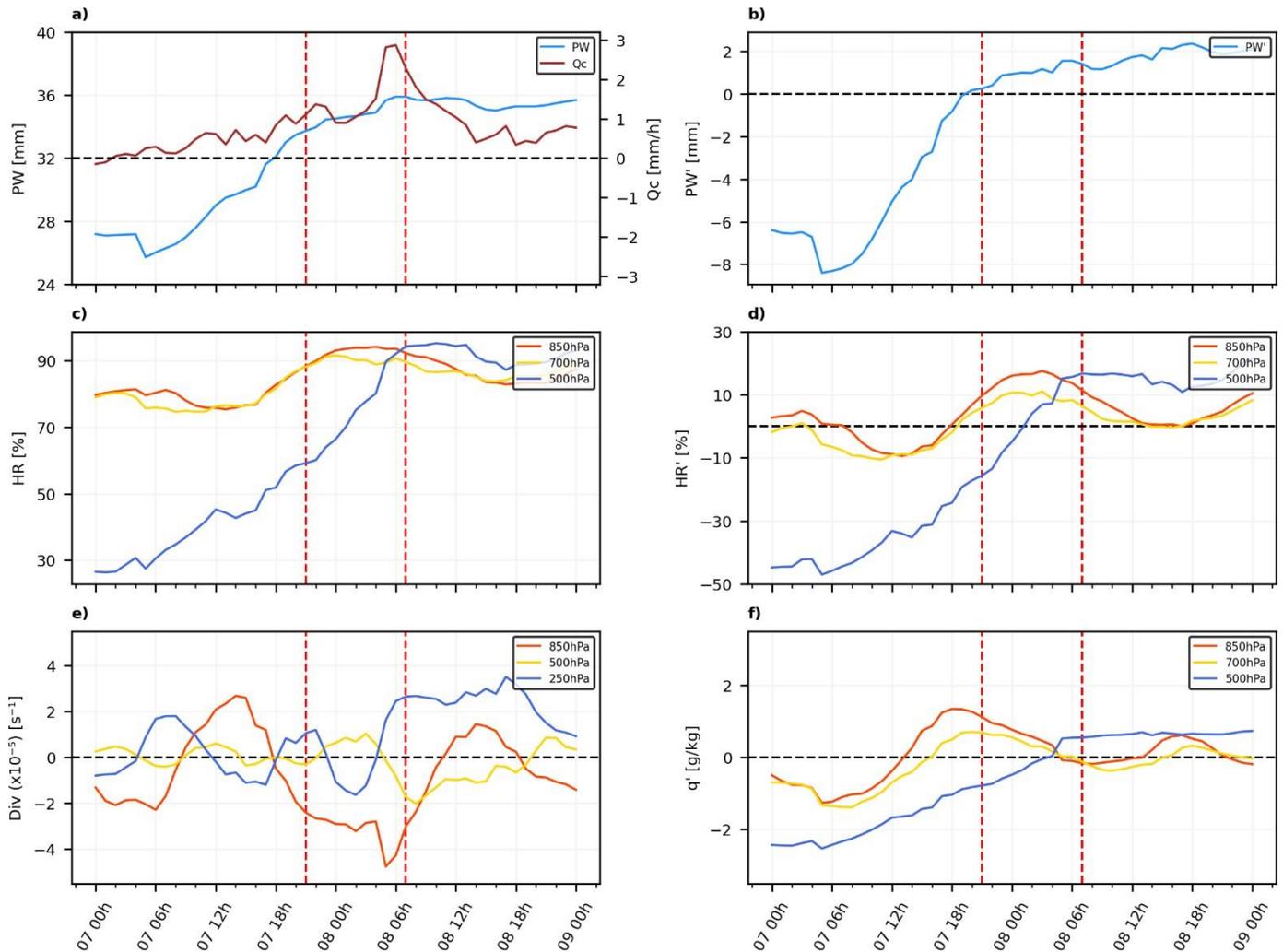


Figura 5.8. Series de tiempo de agua precipitable e integral vertical del flujo de humedad (a), anomalías de agua precipitable (b), humedad relativa (c), anomalías de humedad relativa (d), divergencia (e) y anomalías de humedad específica (f) durante el evento E09. Las líneas verticales punteadas marcan la ventana temporal de actividad del evento. Todas las horas corresponden a hora local (UTC-5).

A 500 hPa, las anomalías disminuyeron hasta ser cercanas a cero, indicando un debilitamiento en la circulación en este nivel. Por otro lado, las variaciones de las anomalías de viento meridional a 925 y 850 hPa en R2 tuvieron comportamientos similares, alcanzando velocidades hacia el sur de más de 6 m/s por encima de lo usual (Figura 5.9c, d). En los

niveles medios las anomalías se mantuvieron cercanas a cero en todo momento, acorde con la circulación principalmente zonal observada en la Figura 5.7.

El transporte zonal y meridional de humedad en R1 y R2, respectivamente, ocurrió en gran parte en la baja troposfera (925 y 850 hPa), y en ambas regiones se evidenció nuevamente la influencia de los vientos anómalos en las series de qu y qv . En R1, se pudo ver el transporte zonal desde la Amazonia hacia la región de interés, con transportes de humedad a 925 y 850 hPa que fueron en aumento desde alrededor del mediodía del 7 de abril (Figura 5.9e). Además, se notó también un transporte meridional de bajo nivel desde la parte media de la cuenca M-C (R2) desde aproximadamente las 12:00 HL, con un rápido aumento hacia la zona de interés a lo largo de la tarde y durante las primeras horas de la noche (Figura 5.9f).

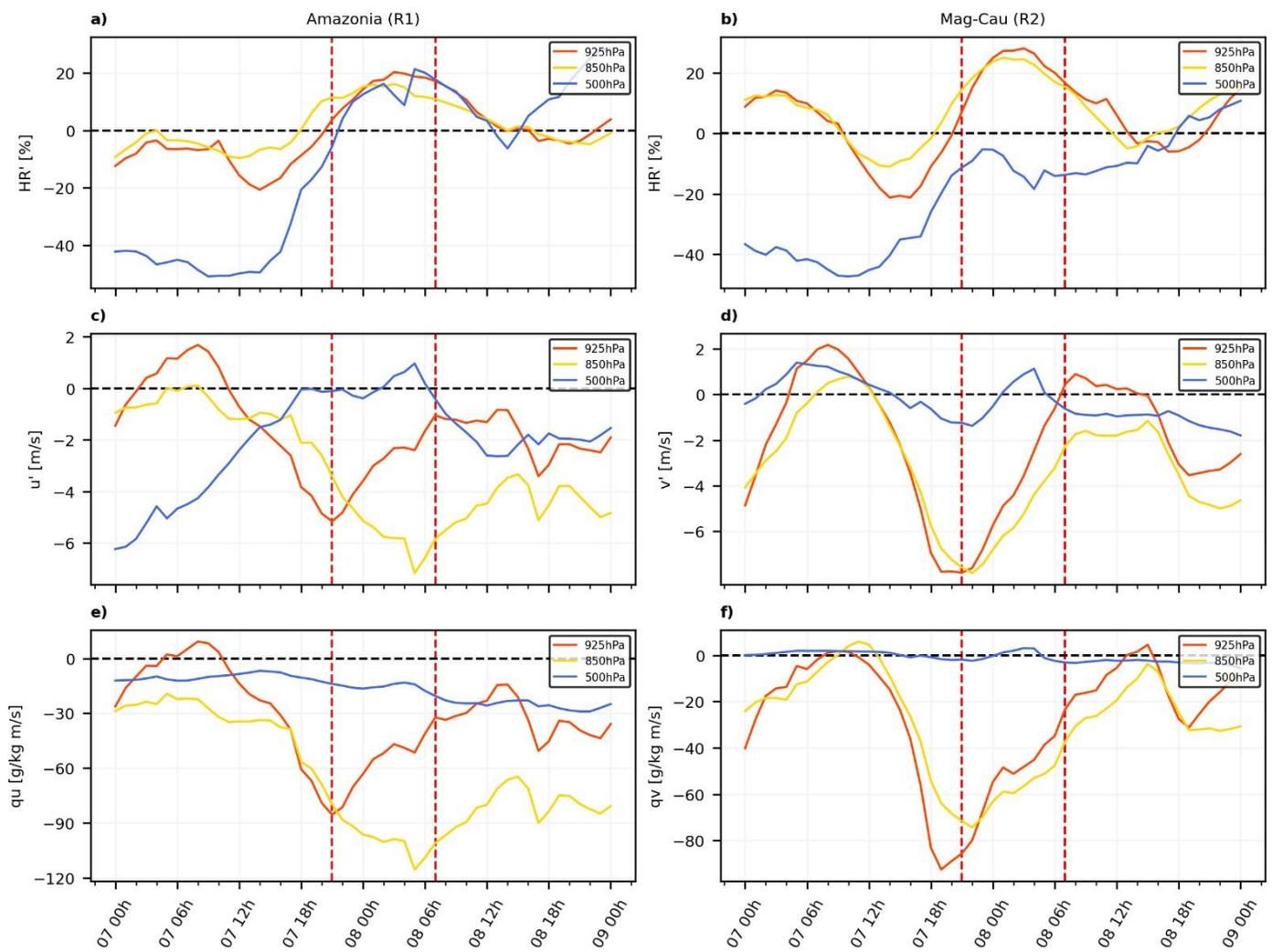


Figura 5.9. Series de tiempo de anomalías de humedad relativa (a, b), anomalías de viento zonal y meridional (c, d) y transporte de humedad qu y qv (e, f) durante el evento E09 para las regiones Amazonia (R1) y M-C medio (R2). Las líneas verticales punteadas marcan la ventana temporal de actividad del evento. Todas las horas corresponden a hora local (UTC-5).

5.5. Escalas temporales del desarrollo de la tormenta

Los puntos seleccionados para el máximo de agua precipitable y la mínima temperatura de brillo observada durante el evento E09 se muestran en la Figura 5.10c.

Al igual que en los eventos anteriores, el punto de máxima agua precipitable se ubicó en las tierras bajas de la Amazonia. En este punto, el agua precipitable comenzó a aumentar aproximadamente 10 horas antes de que se observaran las máximas precipitaciones. Posteriormente, se tuvo una escala temporal de convergencia de entre 3 y 4 horas en las que el agua precipitable y la temperatura de brillo disminuyeron antes de darse el máximo de lluvias (Figura 5.10a).

El punto de mínima temperatura de brillo para este evento se ubicó sobre el Piedemonte Amazónico. En este punto, la ventana temporal entre el aumento de agua precipitable, la caída de temperatura de brillo y aparición de lluvias fue de aproximadamente entre 1 y 2 horas (Figura 5.10b).

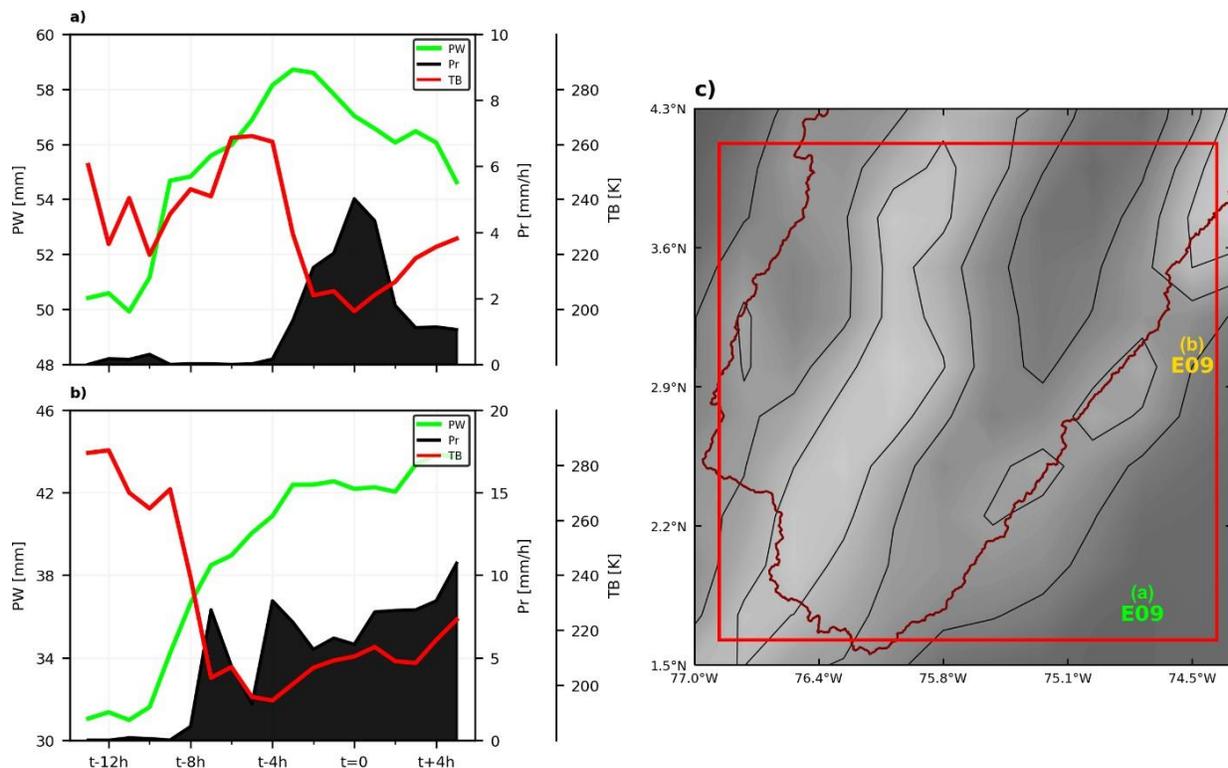


Figura 5.10. Evolución del agua precipitable, temperatura de brillo y precipitación alrededor del punto máximo de la tormenta ($t = 0$) durante el evento E09, para el punto de máxima de agua precipitable (a) y el punto de mínima temperatura de brillo (b), cuya ubicación se muestra en (c).

6. Evento E07 (2001-05-08)

Aunque se catalogó inicialmente como un único evento (de acuerdo con el Top 10), las precipitaciones que se observaron durante el 8 de mayo de 2001 sobre la parte alta de la cuenca M-C se debieron a dos tormentas distintas. Entre la noche del día 7 y la mañana del día 8 de mayo de 2001, se observaron sistemas de nubosidad acompañados de precipitaciones sobre varias regiones del territorio colombiano. El desarrollo de estas tormentas ocurrió principalmente en el piedemonte Pacífico (ladera de la cordillera Occidental), y el piedemonte Andes-Amazonia en el suroccidente de Colombia. En el consolidado de emergencias de la UNGRD (2001) se registraron reportes ciudadanos para estas fechas, correspondientes a eventos de inundación y deslizamiento en algunas municipalidades de los departamentos de Cauca, Tolima y Chocó. Los boletines Hidrometeorológicos del IDEAM solo se encuentran disponibles a partir del año 2010, por lo que para estas fechas no se pudo obtener información sobre las alertas generadas por el IDEAM.

6.1. Patrones de nubosidad y precipitación

Durante las horas de la noche del 7 de mayo se notó el desarrollo de un sistema de lluvias intensas sobre los departamentos de Cauca y Valle del Cauca, con patrones de nubosidad que cubrían gran parte de la región Pacífico (Figura 6.1a, b). Entre las 02:00-03:00 HL, el sistema ya se había extendido horizontalmente, cubriendo casi en su totalidad a los departamentos de Cauca y Valle del Cauca y, por tanto, gran parte de la parte alta de la cuenca. Las precipitaciones también aumentaron su intensidad, con núcleos de lluvias sobre la ladera de la cordillera Occidental, el cauce del río Cauca e incluso alcanzando el cauce del río Magdalena entre Huila y Tolima. Simultáneamente, sobre la Amazonia ecuatoriana y el departamento de Putumayo, se observó una cadena de lluvias que con el pasar de las horas iría viajando en dirección noreste (Figura 6.1c, d).

Para la mañana del 8 de mayo, el sistema sobre el Pacífico colombiano se había desvanecido casi en su totalidad, mientras que el sistema sobre la Amazonia se expandió sobre la parte alta de la cuenca M-C, con lluvias alrededor del cauce del río Magdalena en el departamento de Huila, lluvias sobre el Piedemonte Amazónico en Caquetá y Putumayo y sobre la cordillera en Nariño (Figura 6.1e, f).

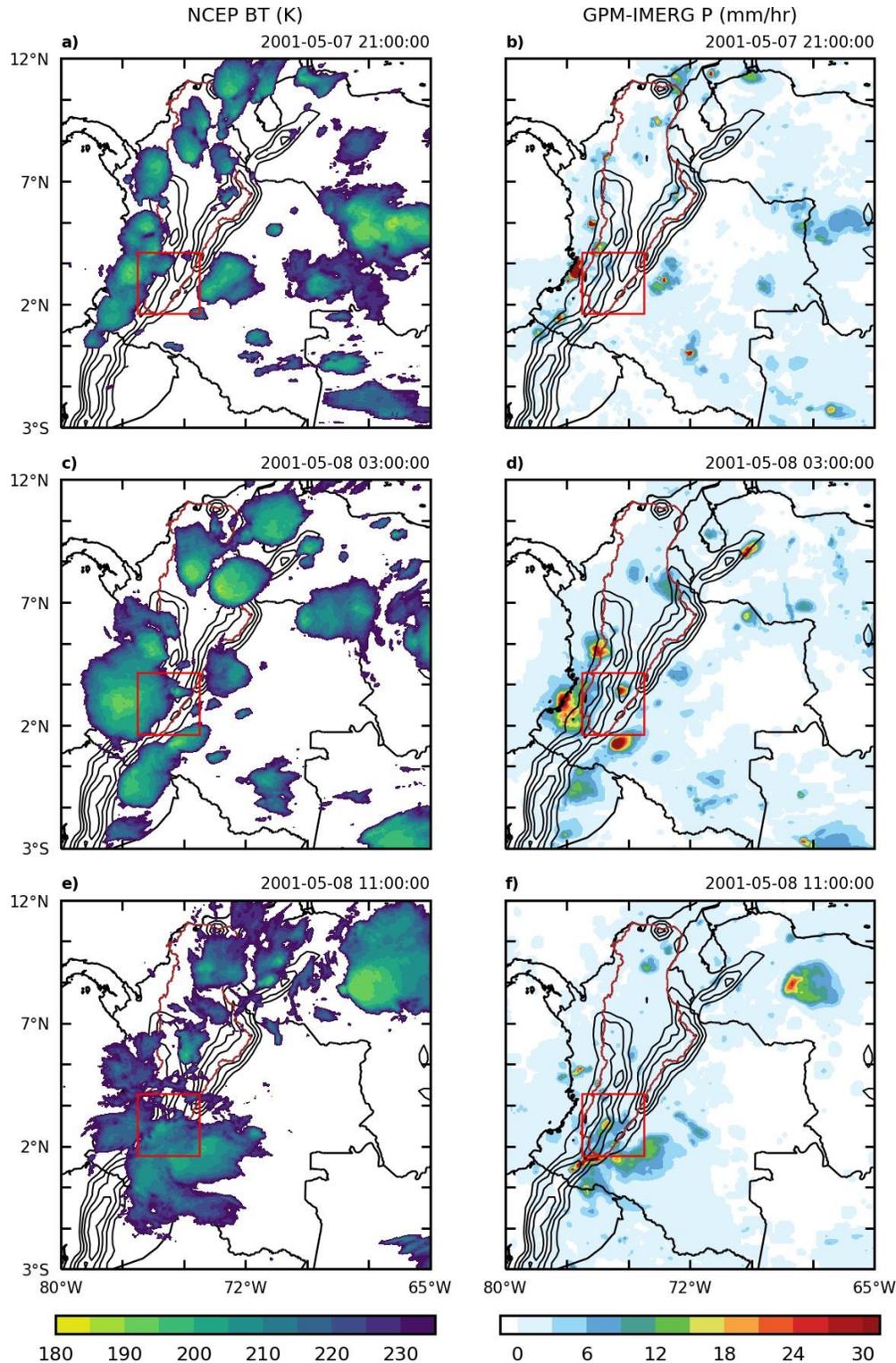


Figura 6.1. Campos de temperatura de brillo y precipitación horaria para el inicio del sistema observado sobre el Pacífico (a, b), presencia de ambos sistemas en las laderas de la cordillera Oriental (c, d) y desarrollo del sistema de la Amazonia (e, f) sobre la parte alta de la cuenca M-C. Todas las horas corresponden a hora local (UTC-5).

6.2. Validación de GPM con otras bases de datos

De acuerdo con la Figura 6.2, para el evento E07, las estaciones IDEAM que registraron las mayores cantidades de precipitación fueron aquellas ubicadas sobre el oeste y el noreste de la parte alta de la cuenca, además del Piedemonte Amazónico en el departamento de Caquetá. Los estimados de GPM, CHIRPS y PERSIANN coincidieron espacialmente con los acumulados de precipitación sobre el Piedemonte Amazónico y sobre el Piedemonte Pacífico, resaltando que GPM y PERSIANN estimaron los acumulados de mayor magnitud. Por otra parte, la mayoría de las estaciones meteorológicas dentro de la parte alta de la cuenca registraron totales de precipitación relativamente bajos (entre 20 y 60 mm), que fueron consistentes con lo estimado por las demás bases de datos.

Para estas fechas no se contó con información del IDEAM a escala horaria, por lo que se plantearon series de tiempo de valores diarios para cinco días (y sus acumulados) alrededor de la fecha del evento (i.e. dos días antes y dos días después) y se compararon con valores diarios de píxeles de GPM, tal como se muestra en la Figura 6.3. En la estación Santa Rosa Caguán, se notó una leve sobreestimación (< 20 mm) por parte de GPM con respecto a lo medido durante el día del evento, a la vez que se observó cómo GPM no registró las precipitaciones medidas durante el día anterior y subestimó las lluvias del día posterior al evento, provocando que sus acumulados totales para los cinco días fueran inferiores a las cantidades registradas en tierra (Figura 6.3a, b).

El caso de la estación Miranda ocurrió lo contrario: las precipitaciones estimadas por GPM el día del evento superaron ampliamente los registros de la estación. En contraparte, el día previo a la actividad de las tormentas, las mediciones en tierra superaron a las estimaciones de GPM. El hecho de que la estación Miranda haya registrado menos lluvia el día de las tormentas y más lluvia el día anterior podría deberse únicamente a su ubicación o al método utilizado para el cálculo de los acumulados diarios totales por parte de IDEAM (“día pluviométrico”, calculado de 07:00 a 07:00 HL). El resultado final de los acumulados totales se mantuvo como una sobreestimación por parte del producto satelital (Figura 6.3c, d).

Para la estación Las Mesas, se observó un caso inverso en el día del evento, con lluvias registradas en tierra que fueron más del doble de lo estimado por GPM. Aunque las precipitaciones del día anterior fueron sobreestimadas por GPM, los acumulados totales de la serie mostraron una leve subestimación al final de los cinco días por parte del producto satelital (Figura 6.3e, f).

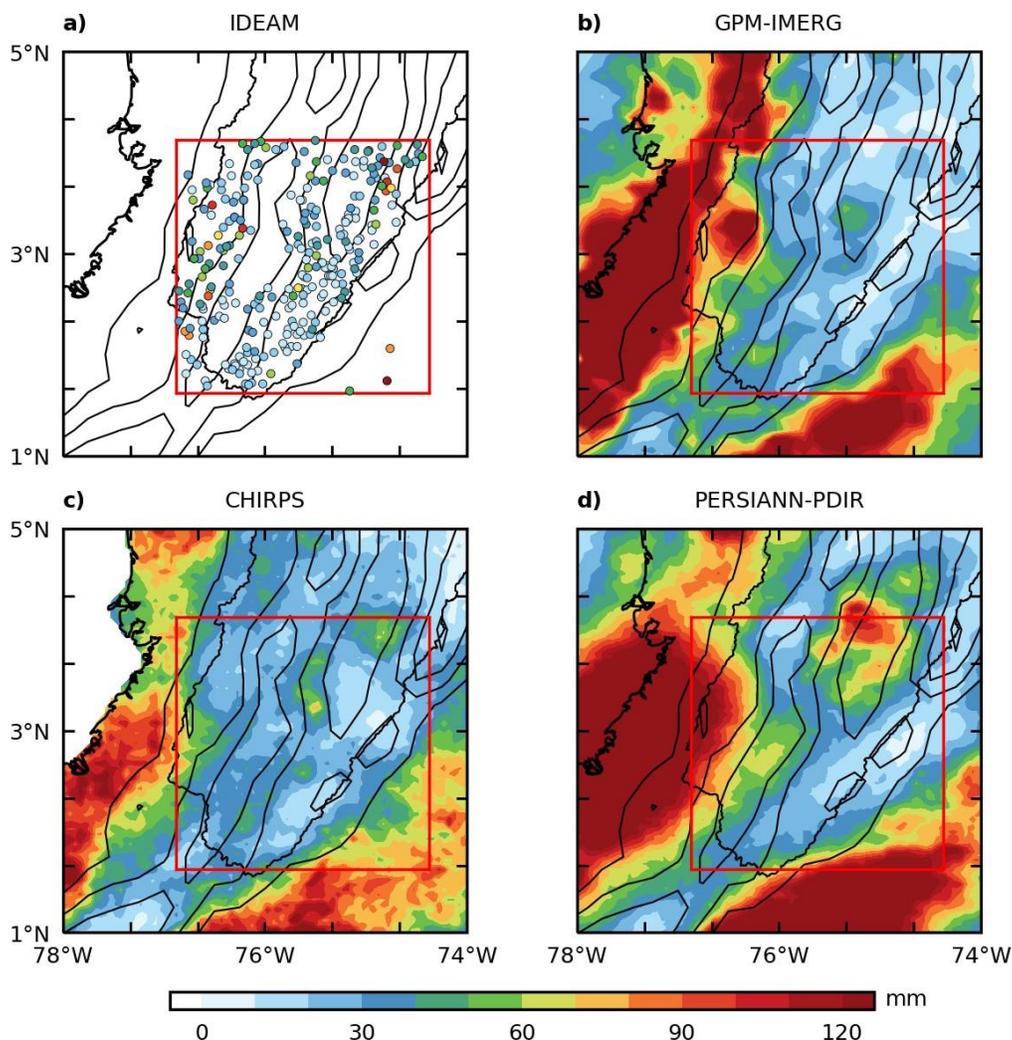


Figura 6.2. Acumulados totales de precipitación para la fecha del evento E07 sobre la región de interés. (a) Día pluviométrico medido por estaciones IDEAM. (b, c y d) acumulados estimados por GPM-IMERG, CHIRPS y PERSIANN-PDIR, respectivamente.

Finalmente, al promediar las series para las tres estaciones y los píxeles de GPM aproximados se observa que GPM sobreestimó en aproximadamente 10 mm lo medido por IDEAM durante el día del evento, pero estimó menores lluvias en los días anteriores y posteriores, obteniéndose una subestimación final en la serie de acumulados totales (Figura 6.3g, h).

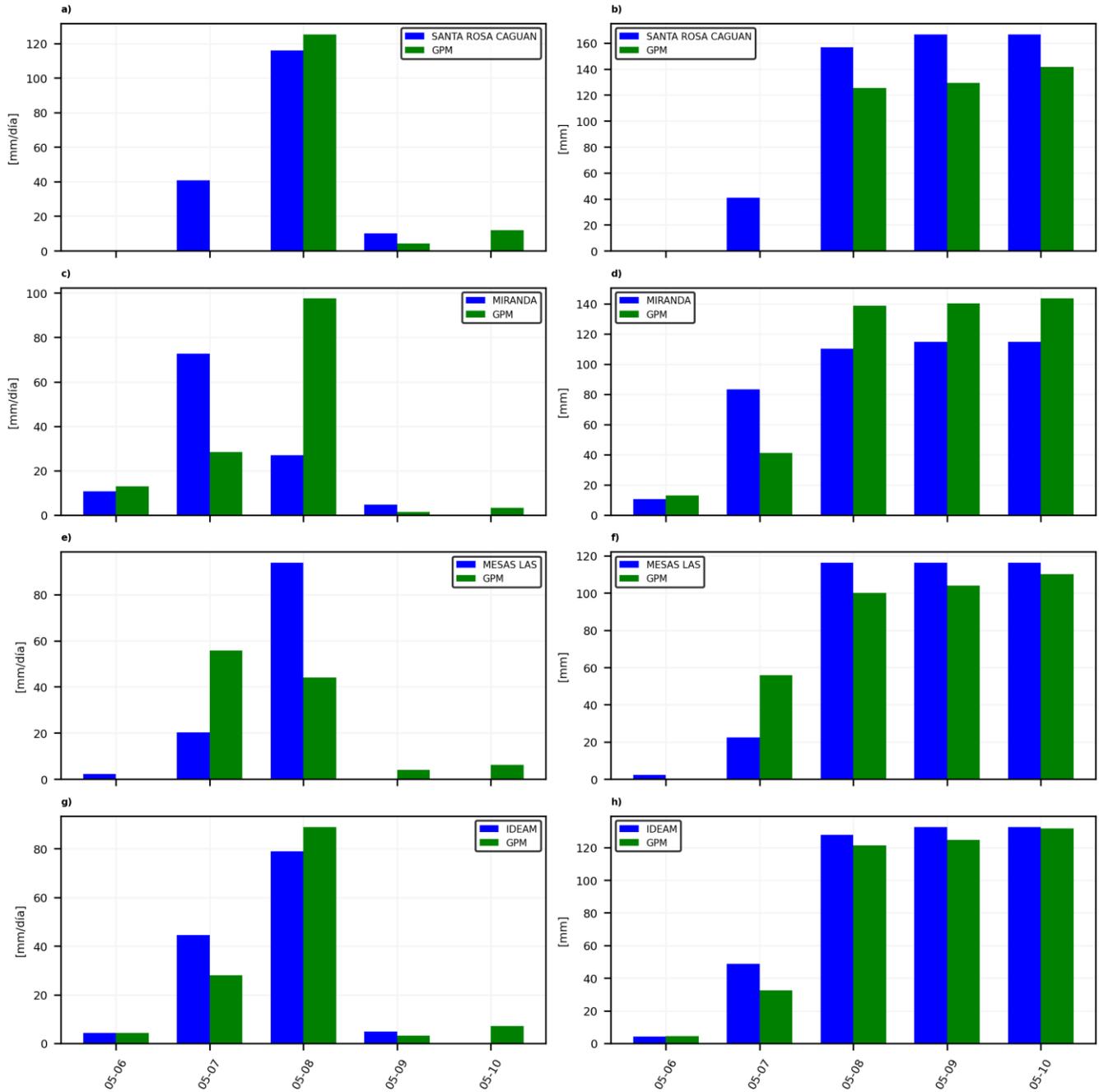


Figura 6.3. Series de precipitación total diaria (izq.) y acumulados totales de precipitación durante cinco días alrededor del evento E07 para un píxel de GPM y las estaciones Santa Rosa Caguán (a, b), Miranda (c, d), Las Mesas (e, f) y un promedio de todas estas estaciones (g, h). Todas las horas corresponden a hora local (UTC-5).

6.3. Condiciones atmosféricas observadas

6.3.1. Niveles bajos: 925-850 hPa (~700-1500 m s. n. m.)

En la noche del 7 de mayo, se notó una circulación de vientos inusualmente fuertes en los niveles de 925 y 850 hPa sobre el océano Pacífico, viajando hacia el sur de la región del Pacífico colombiano y, al igual que en el evento E09, algunos de estos vientos incursionaron por la región Caribe y viajaron hacia la parte alta de la cuenca M-C. Asimismo, se observó el ingreso de vientos relativamente débiles (aunque inusuales) sobre la Amazonia provenientes de Brasil, con velocidades de entre 2 y 6 m/s, viajando en dirección noreste (Figura 6.4a, b).

Los valores de agua precipitable más altos sobre Colombia coincidieron con aquellos lugares donde las anomalías de esta variable eran positivas: hacia el sur de la región Pacífico, al interior de la cuenca M-C y sobre el piedemonte en el departamento de Meta. Sobre el norte del Pacífico y el Mar Caribe se resalta la ocurrencia de anomalías negativas de agua precipitable (Figura 6.4c, d).

Para las horas de la madrugada, se observó una intensificación de la circulación sobre el Pacífico y un aumento en las velocidades de la circulación de la Amazonia sobre el sureste de Colombia, disminuyendo a su vez la magnitud de los vientos que ingresaban a la cuenca M-C. Asimismo, las anomalías de agua precipitable sobre los departamentos de Nariño y Cauca aumentaron levemente, al igual que sobre el Piedemonte Amazónico en Putumayo y Caquetá, acorde con el desarrollo del sistema de lluvias sobre la región Pacífico y el piedemonte de la cordillera Occidental, y la iniciación de las precipitaciones sobre el piedemonte Andes-Amazonia (Figura 6.4e-h).

Finalmente, una vez llegada la mañana del 8 de mayo, se observa claramente la disminución en las velocidades de ambas circulaciones y en las anomalías de agua precipitable. Para este momento del día, la tormenta sobre el Pacífico ya se había desvanecido, mientras que las lluvias sobre el Piedemonte Amazónico y la cordillera Oriental se mantuvieron por un par de horas más, con intensidades relativamente bajas (Figura 6.4i-l).

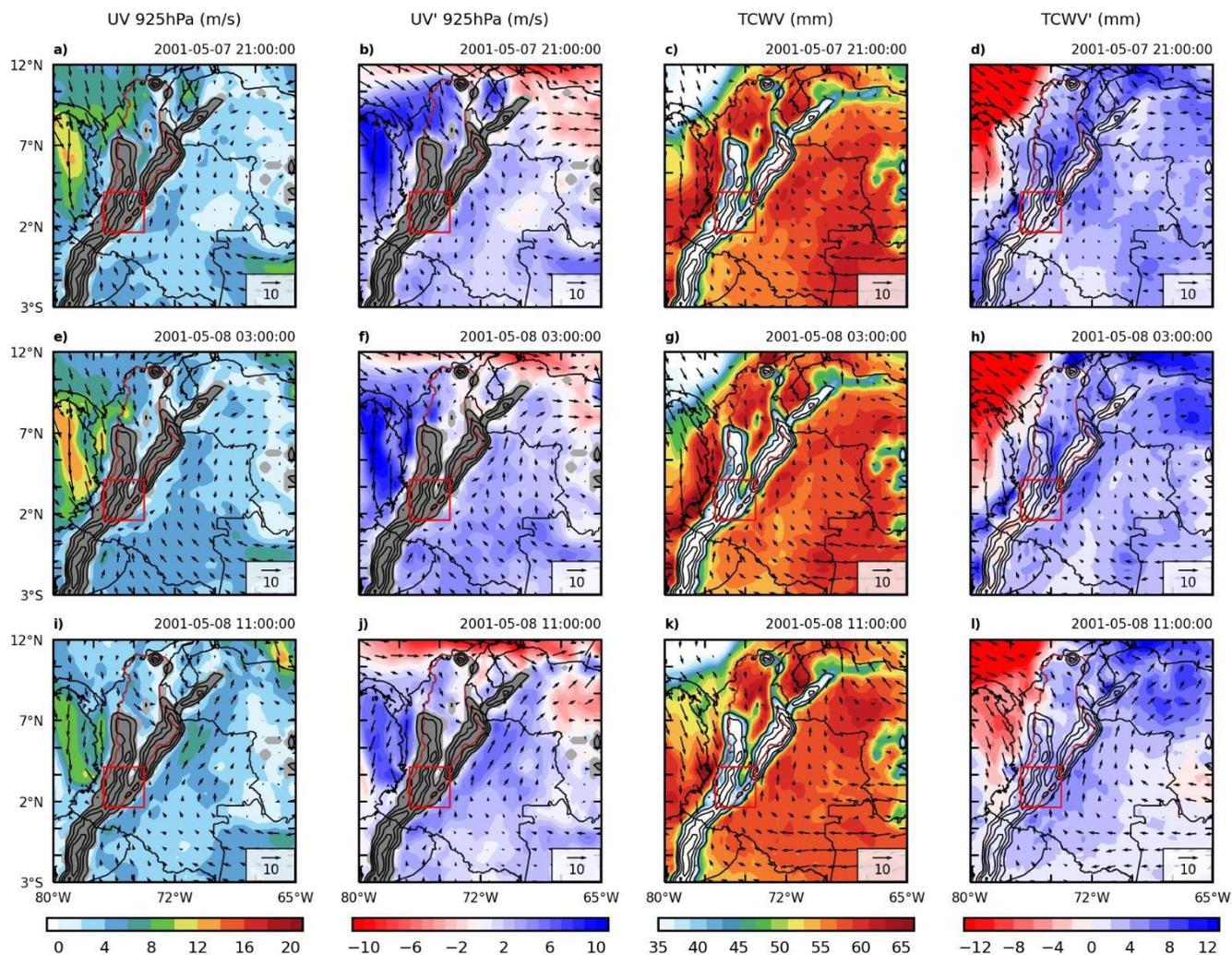


Figura 6.4. (a, e, i) Velocidad y dirección del viento a 925 hPa, (b, f, j) anomalías de velocidad y dirección del viento a 925 hPa, (c, g, k) agua precipitable y dirección del viento a 850 hPa y (d, h, l) anomalías de agua precipitable y dirección del viento a 850 hPa durante el evento E07. Todas las horas corresponden a hora local (UTC-5).

Durante las fechas del evento E07, se notaron magnitudes de viento promedio en los núcleos C3 y C4 superiores a los promedios históricos desde el inicio del 7 de mayo (Figura 6.5). Al ser magnitudes de viento, estos valores insinuaron una actividad correspondiente a un evento del OLLJ, análogo a lo observado en los eventos E08 y E09. Sin embargo, los campos de bajo nivel para este evento (ver Figura 6.4) indicaron que las velocidades vistas en el índice correspondieron a una circulación proveniente de la región Amazonia, viajando sobre Colombia en dirección noreste.

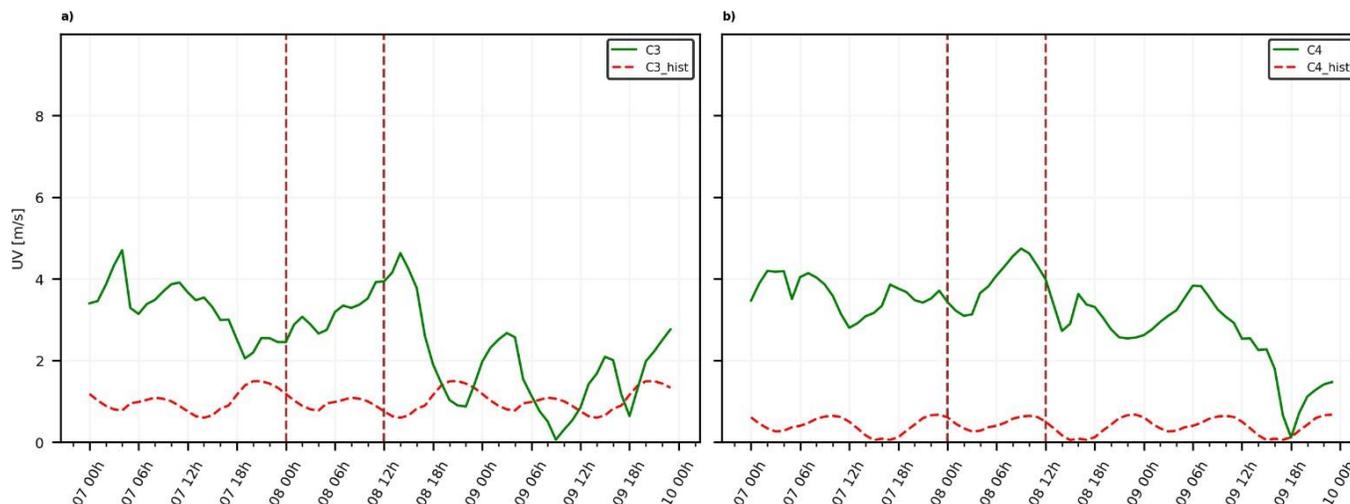


Figura 6.5. Series horarias de velocidad promedio del viento para las regiones C3 y C4 durante los días alrededor del evento E07 (línea verde) y series históricas (línea roja) promediadas sobre las mismas regiones. Las líneas verticales punteadas marcan la ventana temporal de actividad del evento. Todas las horas corresponden a hora local (UTC-5).

La Figura 6.6 presenta las anomalías de humedad específica durante el evento E07 en distintos niveles de presión. Alrededor de las 21:00 HL, se notaron anomalías positivas de esta variable sobre el Pacífico colombiano, la parte alta de la cuenca M-C y cerca al piedemonte de la cordillera Oriental. A 850 hPa, se observaron las mayores magnitudes de anomalías positivas dentro de la cuenca y sobre el Piedemonte Amazónico, mientras que a 700 hPa se notaron los valores más altos en la región Pacífico y directamente sobre las cordilleras (Figura 6.6a-c). En horas de la madrugada, se notó con claridad una disminución en la humedad sobre el Pacífico colombiano, pasando incluso a valores negativos en el nivel de 925 hPa, consistente con el desarrollo del primer sistema sobre esta región. Por otro lado, se notó un aumento en la humedad sobre las tierras bajas de la Amazonia y el Piedemonte Amazónico, correspondientes con la iniciación en los niveles bajos del segundo sistema sobre esta zona (Figura 6.6d-f).

Para la mañana del 8 de mayo, cuando el sistema sobre el Pacífico había desaparecido, se observaron anomalías negativas de humedad específica consistentes con la pérdida de humedad en forma de precipitación durante las horas previas. Sobre el Piedemonte Amazónico y la parte alta de la cuenca M-C, aún se notaban anomalías positivas para este momento del día, pues las lluvias sobre esta región se mantuvieron un par de horas más durante la mañana (Figura 6.6g-i).

Vale la pena mencionar que las masas de aire a 925 y 850 hPa que viajaban sobre el Pacífico se encontraban más secas de lo usual (acorde a lo visto para agua precipitable en la Figura 6.5), notándose solo anomalías positivas de humedad específica una vez los vientos

convergiaron sobre los departamentos de Nariño, Valle del Cauca y Cauca, donde se toparon con la cordillera Occidental.

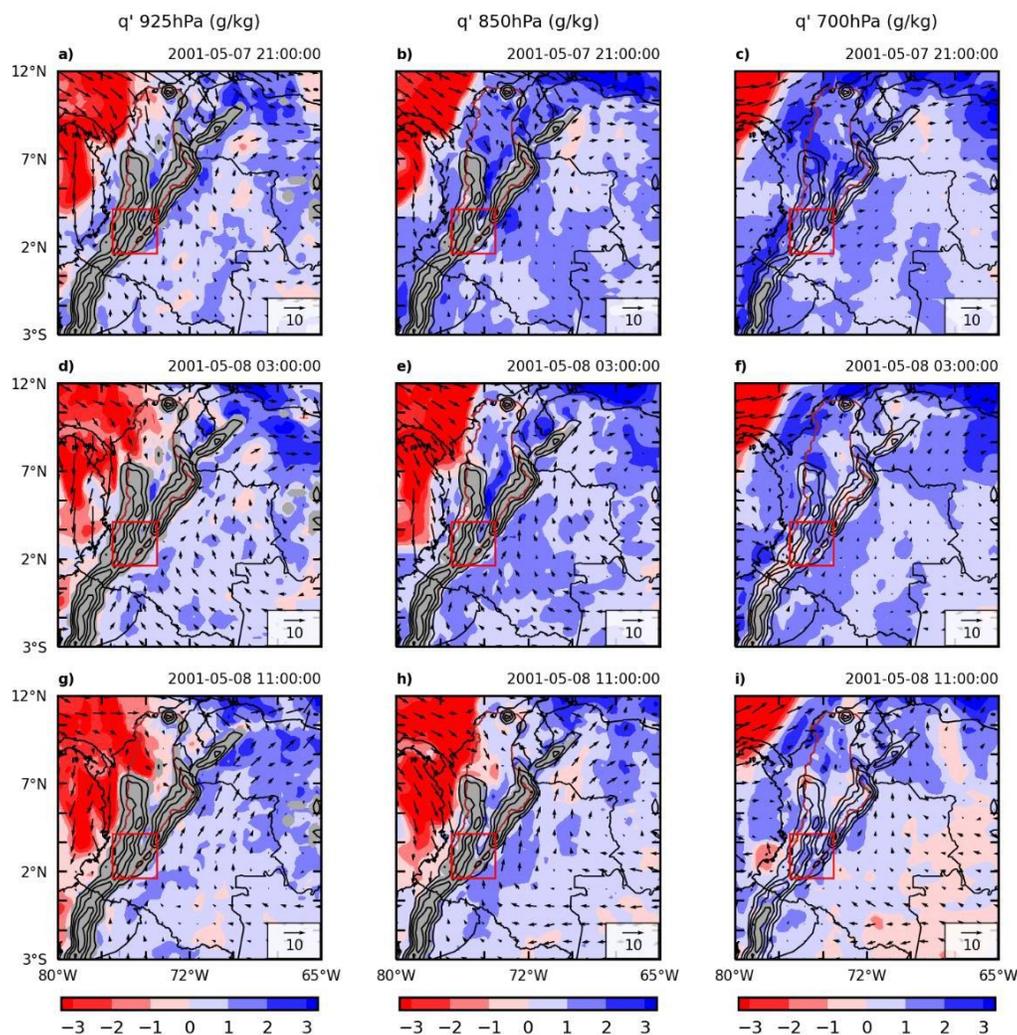


Figura 6.6. Anomalías de humedad específica y dirección del viento a 925 hPa (a, d, g), 850 hPa (b, e, h) y 700 hPa (c, f, i) durante el evento E07. Todas las horas corresponden a hora local (UTC-5).

6.3.2. Niveles medios y altos: 500-250 hPa (~5500-10000 m s. n. m.)

En la troposfera media se notó una circulación de vientos del este sobre la parte alta de la cuenca M-C durante la ocurrencia de los dos sistemas que compusieron el evento E07. En la noche del día 7 de mayo, se notó un patrón de convergencia a 500 hPa sobre el Piedemonte Pacífico, adyacente a patrones de divergencia hacia el oeste. Las condiciones de humedad para este momento eran relativamente secas dentro de la parte alta de la cuenca y el Piedemonte Amazónico, notándose mayores porcentajes de humedad relativa sobre el sur de la región Pacífico (Figura 6.7a, b).

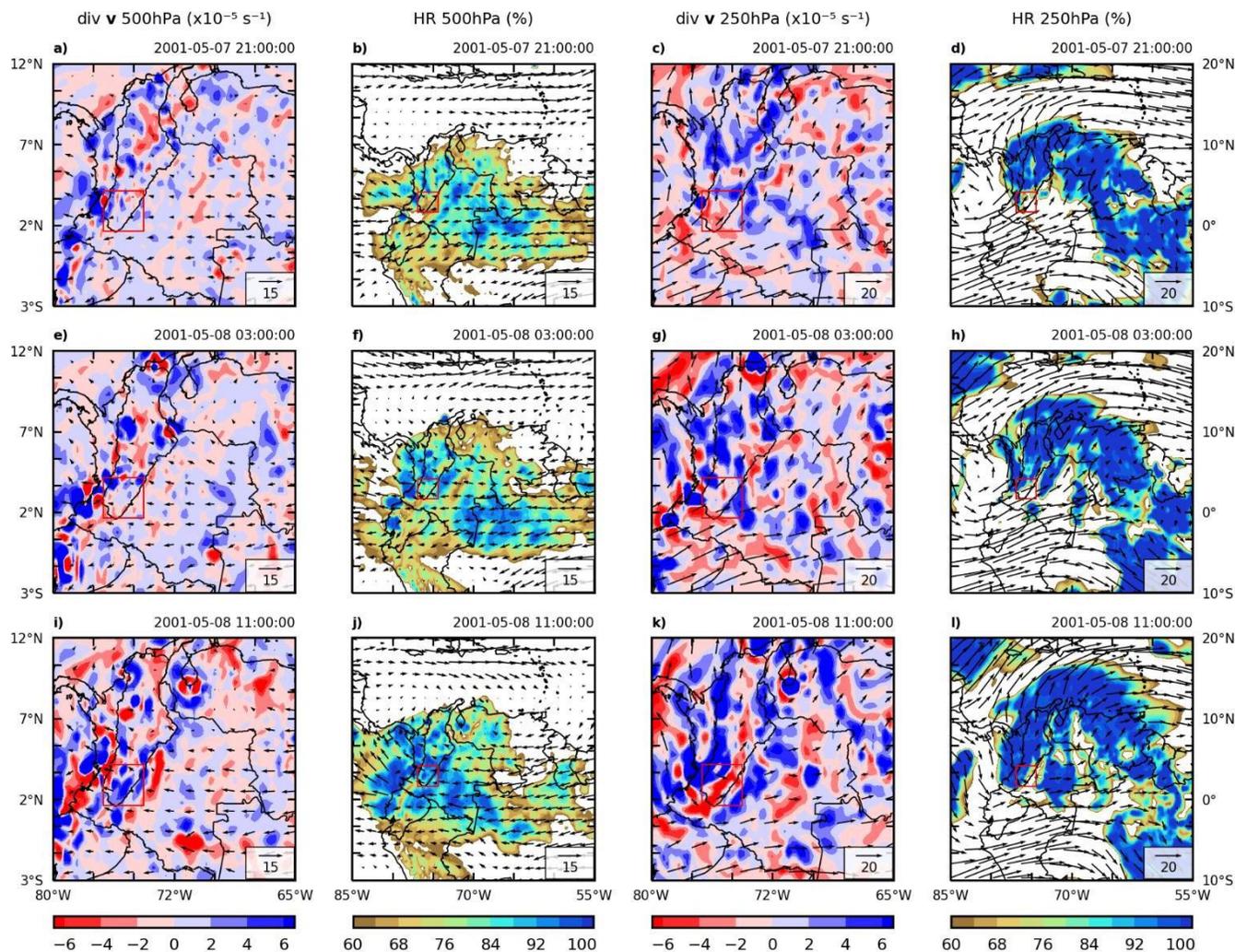


Figura 6.7. (a, e, i) Divergencia y dirección del viento a 500 hPa, (b, f, j) humedad relativa y dirección del viento a 500 hPa, (c, g, k) divergencia y dirección del viento a 250 hPa y (d, h, l) humedad relativa y dirección del viento a 250 hPa durante el evento E07. Todas las horas corresponden a hora local (UTC-5).

Durante la madrugada del día 8 de mayo, el patrón de convergencia sobre los departamentos de Cauca y Valle del Cauca se extendió, a la vez que aumentaron los valores de humedad relativa sobre esta zona, acorde con el desarrollo de la tormenta. La humedad relativa sobre la parte alta de la cuenca y el Piedemonte Amazónico también aumentó, y se apreció el desarrollo de patrones de convergencia sobre la Amazonia y el piedemonte de la cordillera Oriental (Figura 6.7e, f). Para las 11:00 HL, fueron evidentes los patrones de convergencia sobre ambos lados de la parte alta de la cuenca, notándose un patrón de divergencia dentro de la misma, lo que pudo haber inhibido el desarrollo de lluvias directamente sobre esta región. Asimismo, se notó que aumentaron las condiciones de humedad relativa en este nivel sobre la región amazónica (Figura 6.7i, j).

En los niveles altos de la troposfera se observó una circulación de vientos del oeste viajaban en dirección norte-noreste sobre la parte alta de la cuenca. A las 21:00 HL, se notó un patrón de divergencia sobre el sur de la región Pacífico, consistente con el desarrollo vertical de la tormenta en esta zona, donde los valores de humedad relativa indicaron masas de aire cerca a la saturación y condiciones relativamente más húmedas en este nivel a lo que se veía sobre la región Amazonia y el piedemonte Andes-Amazonia (Figura 6.7c, d). El patrón de divergencia sobre el sur del Pacífico creció con el pasar de las horas, a la vez que se comenzó a observar un patrón de divergencia más claro sobre el Piedemonte Amazónico en Caquetá, acompañado de un aumento en los valores de humedad relativa (Figura 6.7g, h). Finalmente, para las 11:00 HL, se notaron nuevamente condiciones de divergencia sobre el Piedemonte Amazónico, con patrones de convergencia directamente sobre la parte alta de la cuenca M-C y condiciones relativamente más húmedas (Figura 6.7k, l).

6.4. Evolución y transporte de humedad hacia la parte alta de la cuenca Magdalena-Cauca

6.4.1. Evolución temporal dentro de la parte alta de la cuenca M-C

Desde la mañana del 7 de mayo se observó, al interior de la parte alta de la cuenca, un aumento en el agua precipitable y la convergencia de humedad. Las anomalías de agua precipitable pasaron a ser positivas desde antes del mediodía del 7 de mayo, con valores entre 2 y 4 mm por encima de lo usual durante la actividad de los eventos (Figura 6.8a, b). Las variaciones de humedad relativa a 850 y 700 hPa no fueron amplias, pero sus valores en la ventana de actividad correspondieron a anomalías positivas que comenzaron a aumentar hasta 7 horas antes del inicio de la actividad del primer sistema. A 500 hPa, se observaron condiciones relativamente más secas de lo usual durante gran parte del día 7 de mayo, que desde el mediodía fueron aumentando hasta ser anomalías positivas alrededor de las 00:00 HL del día 8 (Figura 6.8c, d).

La divergencia en la baja troposfera mostró un comportamiento análogo a lo visto en otros eventos, similar a un ciclo diurno típico sobre la región. En este caso particular, se notó que los valores a 850 hPa pasaron a indicar condiciones de convergencia hasta 6 horas antes del inicio de actividad de la tormenta. A 500 hPa, no se notó una señal de divergencia clara, con variaciones cercanas a cero en todo momento, mientras que a 250 hPa se notó una señal de divergencia sobre la parte alta de la cuenca durante la ventana de actividad de las tormentas. Las anomalías de humedad específica a 850 hPa mostraron una disminución desde alrededor de 8 horas antes del inicio de actividad de los sistemas, aunque siendo positivas en todo momento. A 700 hPa, las anomalías de esta variable no cambiaron mucho en el tiempo, mientras que en la troposfera media se notó un paso a condiciones más húmedas de lo usual desde horas de la tarde del día 7 de mayo (Figura 6.8e, f).

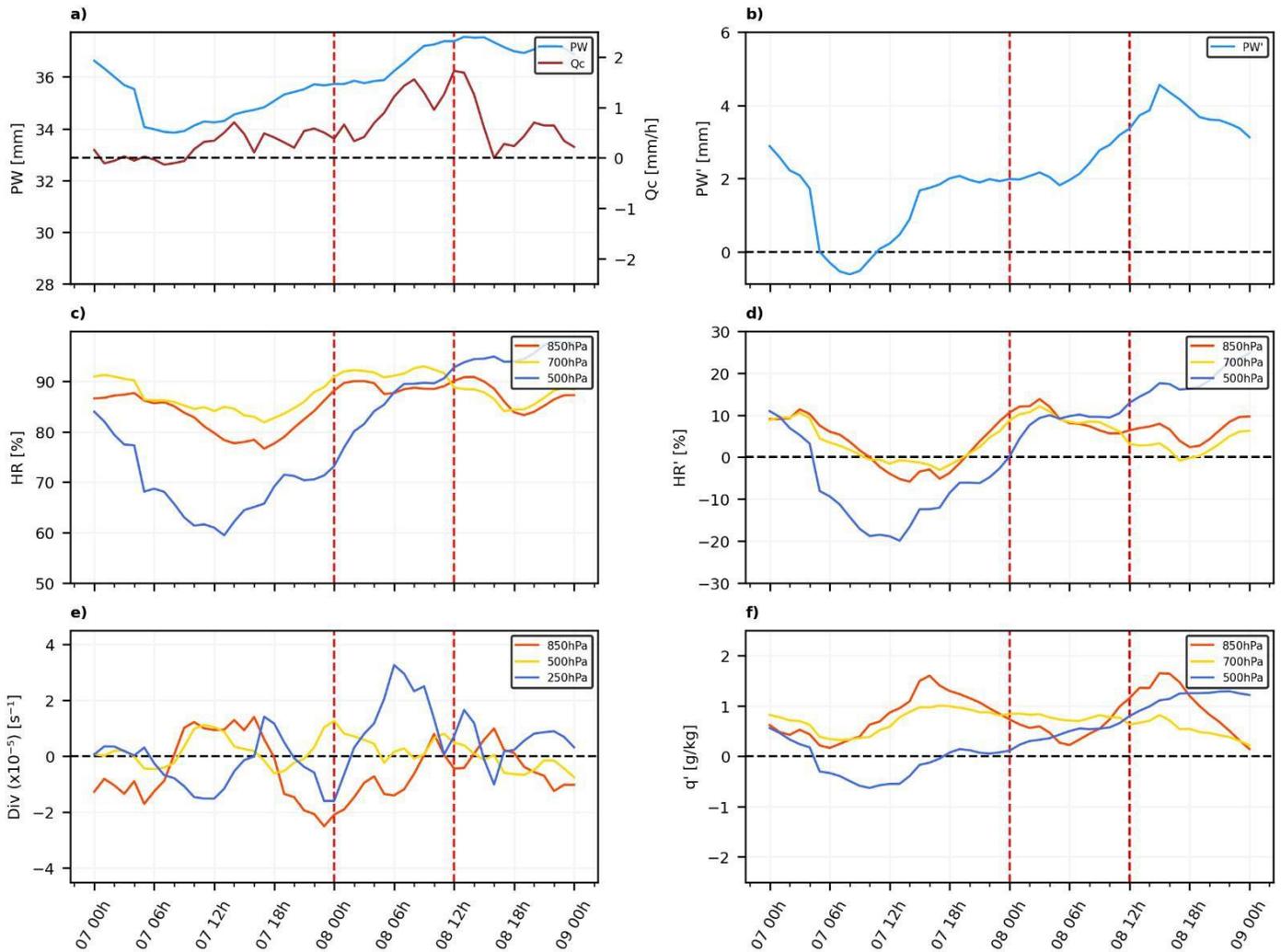


Figura 6.8. Series de tiempo de agua precipitable e integral vertical del flujo de humedad (a), anomalías de agua precipitable (b), humedad relativa (c), anomalías de humedad relativa (d), divergencia (e) y anomalías de humedad específica (f) durante el evento E07. Las líneas verticales punteadas marcan la ventana temporal de actividad del evento. Todas las horas corresponden a hora local (UTC-5).

6.4.2. Transporte de humedad hacia la parte alta de la cuenca M-C

Las anomalías de humedad relativa en las regiones Amazonia (R1) y Pacífico (R3) mostraron comportamientos similares, siendo el nivel de 500 hPa donde ocurrió el cambio de mayor amplitud en ambos casos, teniéndose las condiciones inusualmente más secas en este nivel en la región Amazonia. En la baja troposfera, las anomalías de humedad relativa comenzaron a aumentar desde alrededor de las 14:00 HL en ambas regiones, siendo siempre positivas en R3 antes de las lluvias y alcanzando su punto máximo aproximadamente 2 horas antes del inicio de actividad del evento. En el caso de R1, los valores más altos se encontraron ya dentro de la ventana de actividad, acorde al desarrollo de ambas tormentas (Figura 6.9a, b).

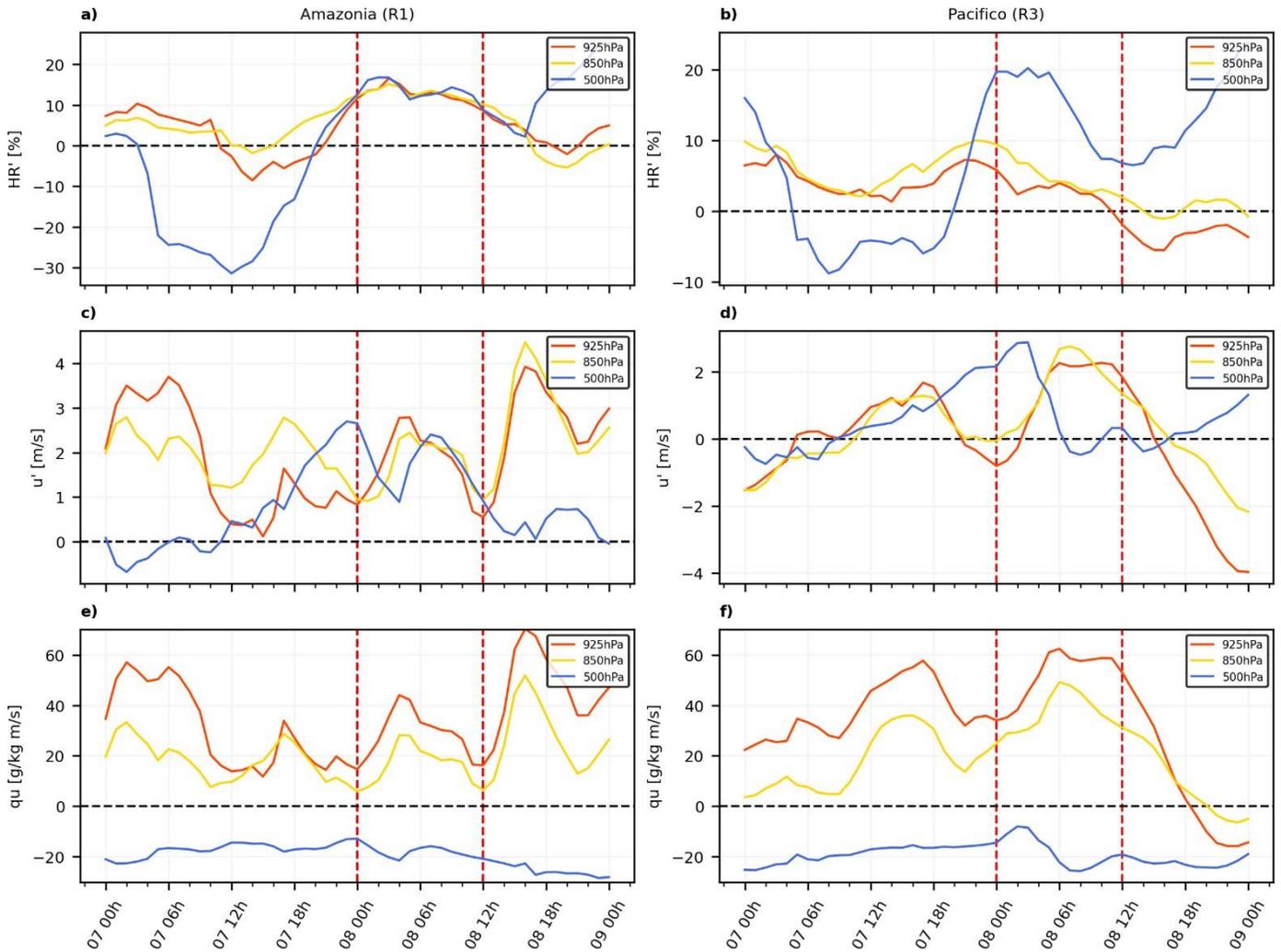


Figura 6.9. Series de tiempo de anomalías de humedad relativa (a, b), anomalías de viento zonal y meridional (c, d) y transporte de humedad qu y qv (e, f) para las regiones Pacífico (R3) y M-C medio (R2) durante el evento E07. Las líneas verticales punteadas marcan la ventana temporal de actividad del evento. Todas las horas corresponden a hora local (UTC-5).

Las anomalías de viento zonal para R1 mostraron con claridad la dirección hacia el noreste de los vientos en los niveles bajos (925 y 850 hPa), y el debilitamiento de los vientos del este a 500 hPa desde alrededor del mediodía del 7 de mayo (~12 horas antes de la actividad de los eventos). En el caso de R3, las anomalías de viento zonal fueron acordes a la intensa circulación de bajo nivel ingresando al sur del Pacífico colombiano, notándose una disminución en sus valores durante horas de la noche (~18:00 HL, 6 horas antes de la actividad de los eventos) y aumentando nuevamente a partir de medianoche (Figura 6.9c, d).

Al igual que en los eventos anteriores, el transporte zonal de humedad en ambas regiones se vio influenciado por las anomalías de viento zonal. Tanto para R1 como para R3, las mayores magnitudes de qu se observaron para los niveles de 925 y 850 hPa (Figura 6.9e, f). En el caso

de R1, si bien la componente zonal del viento en los niveles bajos no apuntaba hacia el oeste, parte de estas masas de aire pudieron sufrir ascenso orográfico debido a la presencia de la cordillera Oriental, así, luego de desarrollarse verticalmente la tormenta, la circulación del este a 500 hPa contribuyó a que se observaran algunas lluvias provenientes de este sistema sobre la parte alta de la cuenca M-C.

6.5. Escalas temporales del desarrollo de la tormenta

Para el evento E07, compuesto por dos tormentas distintas, el análisis desarrollado a partir del máximo de agua precipitable o el mínimo de temperatura de brillo permitió diferenciar las escalas temporales de ambos eventos. Los puntos seleccionados para el máximo de agua precipitable y la mínima temperatura de brillo observada durante el evento E07 se muestran en la Figura 6.10c.

El punto del máximo de agua precipitable ocurrió en el mismo lugar que en los eventos anteriores, sobre las tierras bajas de la Amazonia. En este punto, el agua precipitable comenzó a aumentar desde aproximadamente 8 horas antes de que se observaran las primeras lluvias, mientras que la caída en la temperatura de brillo se dio solo un par de horas antes de las precipitaciones (Figura 6.10a).

Para el punto de mínima de temperatura de brillo, ubicado sobre la cordillera Occidental, la serie de tiempo mostró que la aparición de las precipitaciones surgió de manera simultánea con un leve aumento en agua precipitable y una caída fuerte de la temperatura de brillo, mostrando una escala de desarrollo casi instantánea (Figura 6.10b). En otras palabras, para el evento sobre el Piedemonte Pacífico no se contó con una ventana temporal clara con la cual los cambios en agua precipitable y temperatura de brillo pudieran dar indicios de la posterior ocurrencia de lluvias.

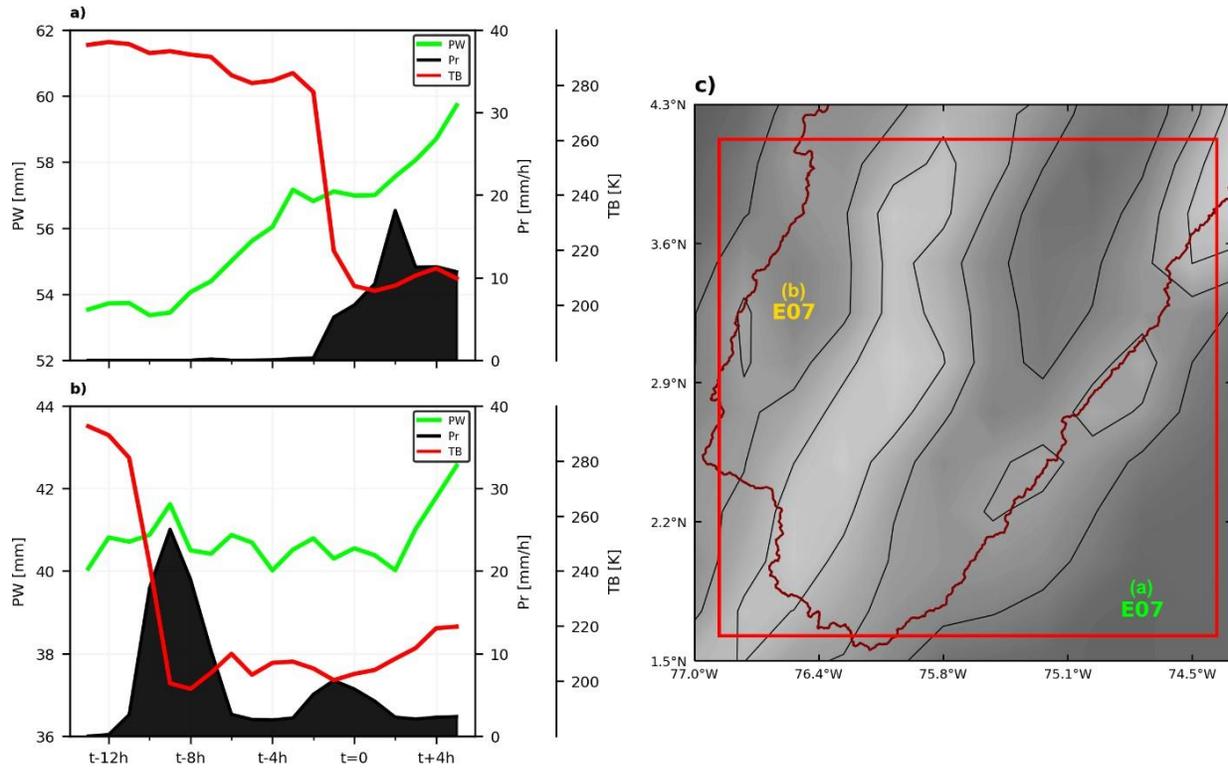


Figura 6.10. Evolución del agua precipitable, temperatura de brillo y precipitación alrededor del punto máximo de la tormenta ($t = 0$) durante el evento E07, para el punto de máxima agua precipitable (a) y el punto de mínima temperatura de brillo (b), cuya ubicación se muestra en (c).

7. Resultados generales

7.1. Características generales y circulaciones asociadas a los eventos analizados

La Tabla 7.1 presenta de manera breve algunos puntos claves con respecto a los fenómenos y condiciones atmosféricas observadas durante los eventos analizados y su importancia relativa para el desarrollo de estos. Esta información se expande de manera más específica e individual en la Tabla 7.2, la cual presenta un resumen general de las características identificadas para el desarrollo de cada uno de los eventos analizados en este Trabajo de Investigación. En esta síntesis, se identifican tanto similitudes entre los eventos como diferencias clave con respecto a las circulaciones influyentes en su desarrollo.

Tabla 7.1. Rasgos clave e importancia relativa de las condiciones atmosféricas observadas durante el desarrollo de los eventos analizados.

Condiciones observadas	# de eventos en los que se observó	Importancia relativa en el desarrollo de los eventos
Estacionalidad y ciclo diurno de lluvias típico	6 de 10	Media/Alta
Incurción de vientos por el valle M-C	9 de 10	Media/Alta
Actividad de vientos asociados al OLLJ	6 de 10	Media/Alta
ENSO - Fase El Niño	4 de 10	Baja

En primer lugar, se resalta que 6 de los 10 eventos analizados corresponden a eventos intensos de precipitación durante la temporada marzo-abril-mayo (temporada de lluvias en la región) y que casi la totalidad de estos eventos tuvieron sus momentos de mayor intensidad sobre la parte alta de la cuenca M-C durante las horas de la madrugada, lo que es consistente con la estacionalidad y el ciclo diurno de las lluvias de esta región según lo identificado por otros estudios (Poveda et al., 2005, 2006; Jaramillo et al., 2017).

A excepción del evento E02, para todos los eventos se notó una incurción de vientos de bajo nivel a lo largo del valle M-C (llegando desde el Caribe o el Pacífico) desde aproximadamente las 17:00 HL (i.e. entre 3-5 horas en promedio antes de la iniciación de las tormentas). En los

eventos E04 y E09 se observaron las mayores velocidades de esta incursión de vientos a 925 hPa, con valores superiores a los 10 m/s sobre la parte media de la cuenca M-C, notándose en los demás eventos velocidades entre 4 y 6 m/s. De acuerdo con Gómez-Ríos (2019), las características del terreno ejercen un fuerte control sobre esta circulación de bajo nivel al interior del valle. Esta circulación cuenta con un ciclo diurno robusto, con un flujo cuenca abajo durante el día y cuenca arriba durante la noche. Los vientos del norte se caracterizan por un alto contenido de humedad, advectando humedad desde las planicies costeras, mientras que los vientos del sur tienen un bajo contenido de vapor de agua, debido a su origen sobre los Andes.

Otro factor clave entre los eventos analizados fue la actividad del OLLJ durante el desarrollo de las tormentas. De los diez eventos, se notó en seis de ellos una circulación de vientos en dirección suroeste correspondiente con un evento de jet. Los eventos E01, E03, E04 y E09 tuvieron actividad de un OLLJ relativamente fuerte, con velocidades máximas entre 8 y 10 m/s. En contraparte, los eventos E06 y E08 mostraron vientos con una dirección consistente a la de un evento de jet, pero velocidades promedio relativamente débiles, inferiores a los 6m/s. En estos seis eventos se notó también un cambio en las anomalías de humedad específica sobre la ladera de la cordillera Oriental, siendo esto consistente con el transporte de humedad producto de la actividad del OLLJ hacia el suroeste de Colombia y Suramérica, discutido en estudios recientes (Builes-Jaramillo, 2022a, 2022b; Martínez et al., 2022).

Finalmente, otro punto a resaltar es el de las condiciones del fenómeno ENSO que se tuvieron para cada uno de los eventos, de acuerdo con el índice ONI (*Oceanic Niño Index*). Ninguno de los eventos seleccionados se observó durante la fase La Niña, y los tres eventos de mayor intensidad fueron observados durante la fase El Niño. Esto es consistente con lo mencionado por Grimm & Tedeschi (2009), quienes discuten que las fases del fenómeno ENSO afectan en mayor medida la frecuencia de los eventos extremos de precipitación con respecto a la intensidad de dichos eventos.

Tabla 7.2. Características generales y circulaciones asociadas a los eventos analizados.

Evento (Fecha)	Punto máximo (~)	Incurción valle M-C	Evento OLLJ	Circulaciones influyentes			Índice ONI (ENSO)	Patrón de circulación (Espinoza et al., 2021)
				925 - 850 hPa	500 hPa	250 hPa		
E01 (2005-02-12)	00:00 LT	✓	✓	Incurción de vientos del Caribe a la cuenca M-C. Evento de OLLJ sobre el oriente y sur del país.	Vientos del noreste, convergencia y aumento de humedad relativa sobre la parte alta de la cuenca M-C.	Vientos del suroeste, patrones de divergencia sobre parte alta de la cuenca M-C y Piedemonte Amazónico.	El Niño	CP6 (Sección 7.3)
E02 (2019-05-31)	00:00 LT	X	X	Circulación débil en la cuenca M-C. Vientos débiles del suroeste sobre el oriente del país. Convergencia en horas previas sobre Guainía.	Vientos del este, patrones de convergencia y aumento de humedad relativa.	Vientos del este, divergencia sobre la parte alta cuenca M-C y Piedemonte Amazónico.	El Niño	CP1 (Sección 7.3)
E03 (2015-03-18)	02:00 LT	✓	✓	Incurción de vientos del Caribe a la cuenca M-C. Evento de OLLJ sobre el oriente y sur del país.	Vientos del oeste, convergencia y aumento de humedad relativa.	Vientos del sureste, divergencia sobre la parte alta de la cuenca M-C.	El Niño	CP6 (Sección 7.3)
E04 (2017-05-14)	02:00 LT	✓	✓	Incurción de vientos del Caribe a la cuenca M-C. Evento de OLLJ sobre el oriente y sur del país.	Vientos del este, patrones de convergencia y aumento de humedad relativa.	Vientos del este, patrones de divergencia sobre la parte alta de la cuenca M-C y Piedemonte Amazónico.	Neutral	CP4 (Sección 7.3)
E05 (2001-09-14)	05:00 LT	✓	X	Incurción débil desde el Pacífico a la cuenca M-C. Vientos del este débiles sobre el oriente y sur del país.	Vientos débiles del este, convergencia y aumento de humedad relativa.	Vientos del este, patrones de divergencia sobre la parte alta de la cuenca M-C y Piedemonte Amazónico.	Neutral	CP1 (Sección 7.3)

Tabla 7.2. (Continuación).

Evento (Fecha)	Punto máximo (~)	Incurción valle M-C	Evento OLLJ	Circulaciones influyentes			Índice ONI (ENSO)	Patrón de circulación (Espinoza et al., 2021)
				925 - 850 hPa	500 hPa	250 hPa		
E06 (2006-07-28)	02:00 LT	✓	✓	Incurción de vientos del Pacífico a la cuenca M-C. Circulación débil sobre el corredor del OLLJ.	Vientos del este. Patrones de convergencia y aumento de humedad relativa.	Vientos del este, divergencia sobre la parte alta de la cuenca M-C y Piedemonte Amazónico.	Neutral	CP4 (Sección 6.2)
E07 (2001-05-08)	03:00, 11:00 LT* (dos eventos)	✓	X	Incurción vientos del Caribe a la cuenca M-C. Vientos del sur sobre sur y oriente del país. Circulación fuerte hacia el sur, sobre el Pacífico.	Vientos del este, convergencia y aumento de humedad relativa sobre la región Pacífico sur y Piedemonte Amazónico.	Vientos del suroeste, patrones de divergencia sobre Pacífico sur y Piedemonte Amazónico.	Neutral	CP1 (Sección 6.2)
E08 (2019-04-15)	01:00 LT	✓	✓	Incurción vientos del Caribe a la cuenca M-C. Circulación de vientos débil sobre el corredor del OLLJ.	Convergencia y circulación del norte y del sureste sobre la cuenca M-C. Aumento de humedad relativa.	Vientos del sureste, patrones de divergencia sobre la parte alta de la cuenca M-C y Piedemonte Amazónico.	El Niño	CP2 (Sección 6.2)
E09 (2009-04-08)	02:00 LT	✓	✓	Incurción de vientos del Caribe a la cuenca M-C y evento de OLLJ fuerte sobre el oriente y sur del país.	Vientos del noreste, débiles sobre la parte alta de la cuenca M-C. Convergencia y aumento de humedad relativa.	Vientos del sureste, divergencia sobre la parte alta de la cuenca M-C.	Neutral	CP2 (Sección 6.2)
E10 (2014-04-24)	02:00 LT	✓	X	Incurción débil desde el Caribe a la cuenca M-C. Vientos del sureste sobre el sur y oriente del país.	Vientos del este, débiles sobre la parte alta de la cuenca M-C. Convergencia y aumento de humedad relativa.	Vientos del sureste, patrones de divergencia sobre la parte alta de la cuenca M-C y Piedemonte Amazónico.	Neutral	CP7 (Sección 6.2)

7.2. Escalas temporales de desarrollo de los eventos

Al utilizar una metodología análoga la propuesta por Adams et al. (2013) para observar las escalas temporales de la convección asociada al desarrollo de los eventos seleccionados (ver Sección 2.3), se notó una gran variación en cuanto la ubicación espacial de los mínimos de temperatura de brillo mientras que los máximos de agua precipitable se ubicaron sobre la misma zona para la mayoría de los casos (Figura 7.1).

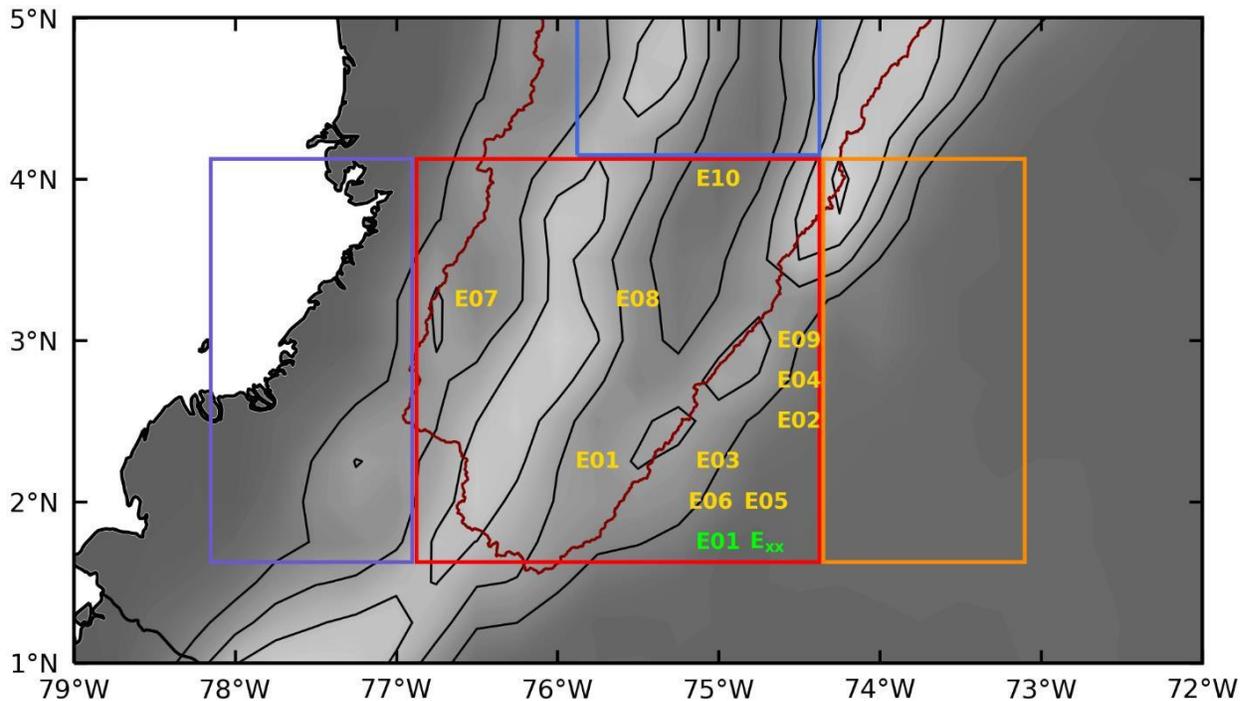


Figura 7.1. Ubicación de los puntos de mínima temperatura de brillo (amarillo) y los puntos de máxima agua precipitable (verde) para cada uno de los eventos analizados. E_{xx} representa el punto de máxima agua precipitable de los eventos E02-E10.

Los mínimos de temperatura de brillo para los eventos E01, E07, E08 y E10 se ubicaron directamente sobre las cordilleras en la parte alta de la cuenca M-C, mientras que los demás tuvieron sus valores más bajos de esta variable sobre el Piedemonte Amazónico, en la zona de transición Andes-Amazonia. En el caso del máximo de agua precipitable, la localización de este punto se observó sobre las tierras bajas de la Amazonia para todos los eventos, siendo esto esperado debido a la menor altitud en comparación con el interior de la parte alta de la cuenca.

Para los seis eventos no detallados en el documento, las series de tiempo obtenidas a partir de las celdas del máximo de agua precipitable y la mínima temperatura de brillo observados durante la actividad de las tormentas mostraron resultados variados con respecto a las escalas temporales (Figura 7.2).

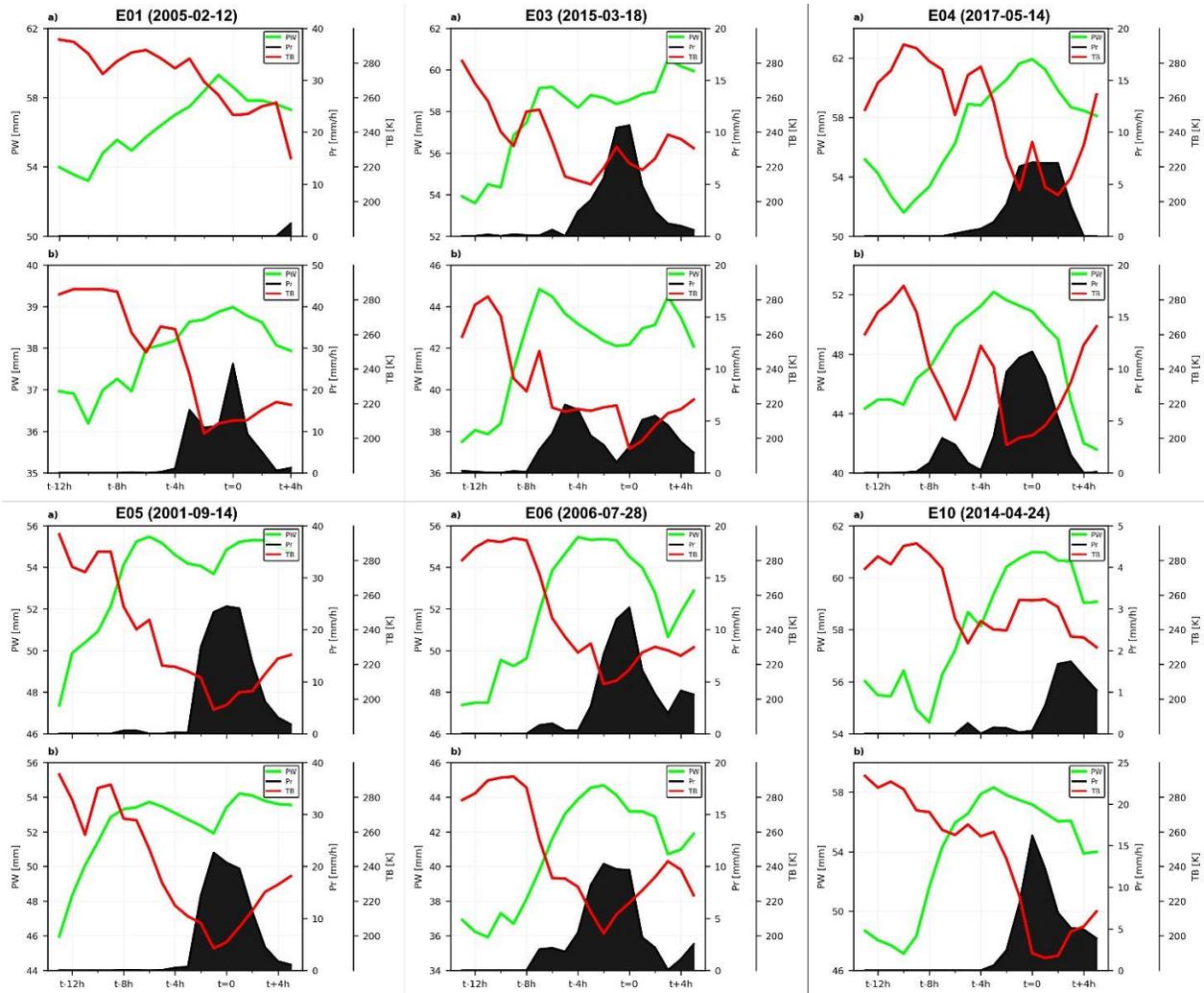


Figura 7.2. Evolución del agua precipitable, temperatura de brillo y precipitación alrededor del punto máximo de la tormenta ($t = 0$) de los seis eventos restantes, para su punto de máxima agua precipitable (a) y punto de mínima temperatura de brillo (b), de acuerdo con la distribución vista en la Figura 7.1.

En términos generales, al observar los puntos del máximo de agua precipitable se notó que la escala de aumento de esta variable se dio con entre 4, 6 y 8 horas de anticipación antes de que se notara el desarrollo de las precipitaciones. Vale la pena mencionar el caso del evento E01 para el cual, en el punto del máximo de agua precipitable, ubicado sobre las tierras bajas de la Amazonia (ver Figura 7.1), no se notaron precipitaciones a pesar del aumento de esta variable.

En los eventos E03 y E04, donde el punto correspondiente al mínimo de temperatura de brillo se ubicó más cerca al Piedemonte Amazónico, se observó que en las series correspondientes a estas ubicaciones las escalas temporales fueron menores (observándose el aumento de agua precipitable entre 1 y 2 antes de la aparición de lluvias) en comparación con las series obtenidas para el punto del máximo de agua precipitable. Por otro lado, en eventos como E05 y E06 donde los puntos se encontraron en posiciones cercanas, las series de tiempo mostraron escalas temporales de desarrollo similares entre los dos puntos seleccionados para cada evento. Finalmente, se resalta que la serie obtenida para el punto de mínima temperatura de brillo del evento E10, ubicado directamente sobre el valle del Magdalena, mostró una escala temporal de desarrollo amplia, con un incremento en el agua precipitable desde aproximadamente 6 horas de que se diera el desarrollo de las precipitaciones.

7.3. Patrones de circulación observados durante el desarrollo de los eventos

El estudio realizado por Espinoza et al. (2021) categorizó en nueve patrones los tipos de circulación atmosférica promedio en niveles bajos (850 hPa) observados sobre Suramérica. Dichos patrones de circulación (CP) son interpretados inicialmente como estados del ciclo anual de la circulación de bajo nivel sobre el continente. Así, Espinoza et al. (2021) identificaron tres CP de “invierno austral” (CP7, CP8 y CP9), tres patrones de “verano austral” (CP3, CP4 y CP5) y tres patrones de “transición” (CP1, CP2 y CP6), los cuales se muestran en la Figura 7.3.

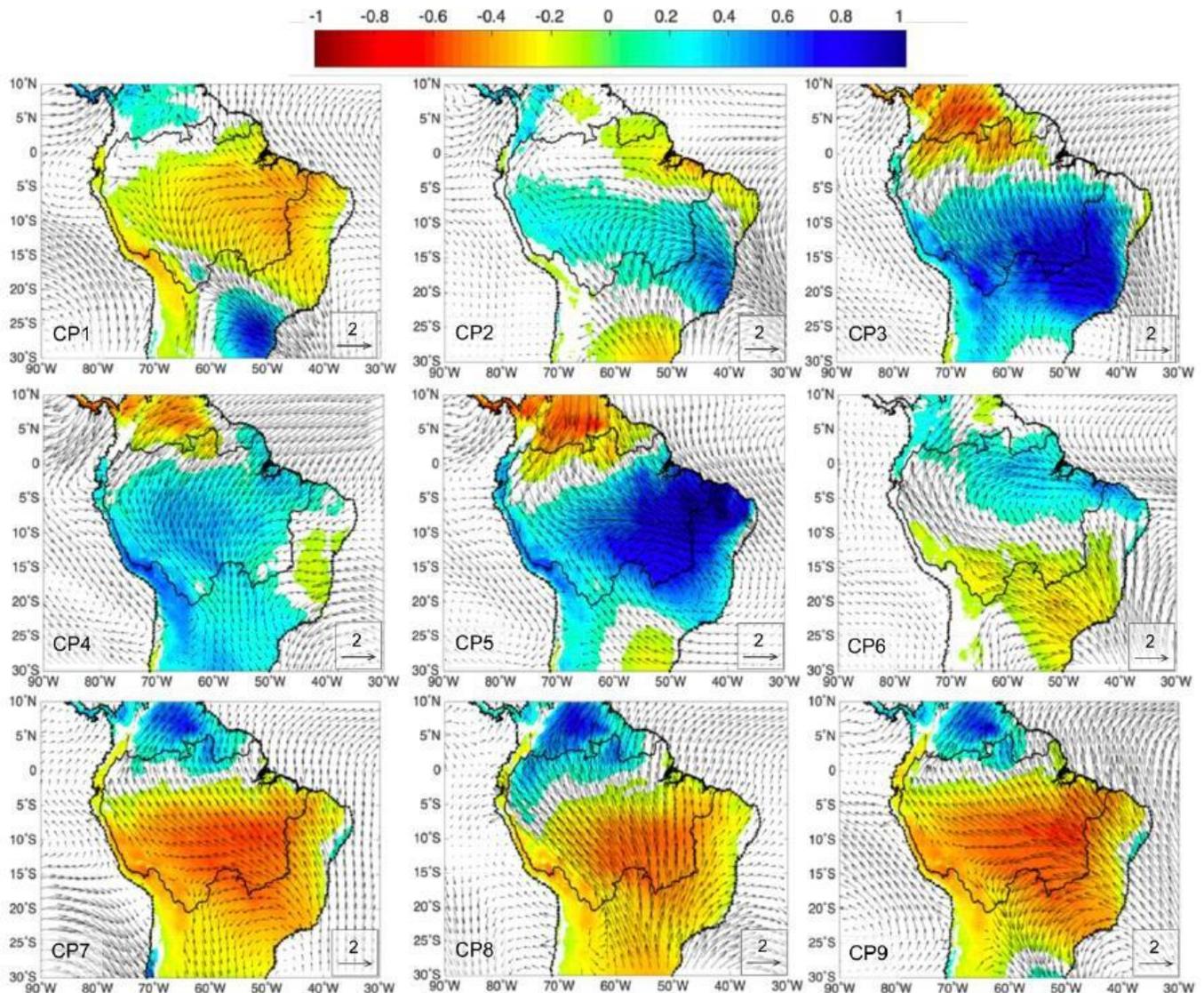


Figura 7.3. Anomalías estandarizadas del viento promedio a 850 hPa (vectores) y precipitación (colores) para los nueve patrones de circulación (CP) definidos por Espinoza et al. (2021). Tomado de: Espinoza et al. (2021).

La Figura 7.4 presenta una aproximación a la metodología utilizada por Espinoza et al. (2021) con el fin de identificar los patrones medios de circulación sobre Suramérica tropical durante los diferentes eventos analizados en este Trabajo de Investigación, comparando cualitativamente el resultado de esta identificación con lo discutido en el estudio de Espinoza et al. (2021).

Los eventos E02, E05 y E07 mostraron similitud con el patrón de circulación CP1, con vientos en dirección noreste sobre el sur y oriente de Colombia, siendo algunos provenientes de la Amazonia peruana y brasileña, y patrones de precipitación sobre gran parte de la cuenca M-C y el departamento de Guainía. El patrón CP1 es definido por Espinoza et al. (2021) como un patrón de transición entre la temporada seca y lluviosa en la Amazonia, observado con mayor frecuencia en los meses de julio, agosto, septiembre y octubre, con circulaciones en dirección suroeste desde esta región y vientos débiles en dirección noreste sobre las regiones Amazonia y Orinoquía colombianas.

Por otro lado, los eventos E08 y E09 mostraron similitud con el patrón de circulación CP2, con vientos sobre el oriente y sur de Colombia, viajando en dirección suroeste hacia la Amazonia ecuatoriana y peruana y el sur del continente, en conjunto con patrones de precipitación sobre el piedemonte de la cordillera Oriental. El patrón CP2 es definido también por Espinoza et al. (2021) como un patrón de transición entre la temporada seca y lluviosa en la Amazonia, pero se caracteriza por un régimen de vientos transecuatoriales desde el norte del continente, con convergencia en niveles bajos y movimiento de ascenso de masas de aire en una banda noroeste-sureste que bordea los Andes.

Otro patrón identificado cualitativamente durante los eventos analizados fue el CP4, identificado para los eventos E04 y E06. En este patrón, los vientos que bordean las cordilleras colombianas son notaron más fuertes y actúan en conjunto con patrones de precipitación sobre parte de la región amazónica. El patrón CP4 es definido por Espinoza et al. (2021) como un patrón de verano austral, caracterizado por un régimen de vientos desde el noreste e intensos movimientos de ascenso de masas de aire sobre Suramérica tropical, observándose principalmente durante los meses de febrero y marzo, con algunas ocurrencias durante el mes de mayo.

De manera análoga, se identificó similitud entre los patrones detectados para los eventos E01 y E03 con el patrón CP6, con una circulación de vientos proveniente desde la Amazonia boliviana y el sur de la Amazonia brasileña, viajando sobre el sur de Colombia en dirección noreste, con patrones de precipitación sobre la Amazonia colombiana y la parte alta de la cuenca M-C. El patrón CP6 es definido por Espinoza et al. (2021) como un patrón de transición de la temporada lluviosa a la temporada seca en la Amazonia, con un régimen de vientos del sur transecuatoriales, observado con mayor frecuencia durante los meses de abril y mayo.

Finalmente, el evento E10 se asoció cualitativamente con el patrón CP7, con una circulación de vientos de bajo nivel similar a la observada en patrón CP6 sobre Colombia, pero con menores magnitudes y una mayor componente meridional sobre el noreste del continente. Este patrón es definido por Espinoza et al. (2021) como un patrón de invierno austral, identificado principalmente por una divergencia atmosférica sobre el sur de la Amazonia, y ocurre con mayor frecuencia durante la temporada junio-julio-agosto.

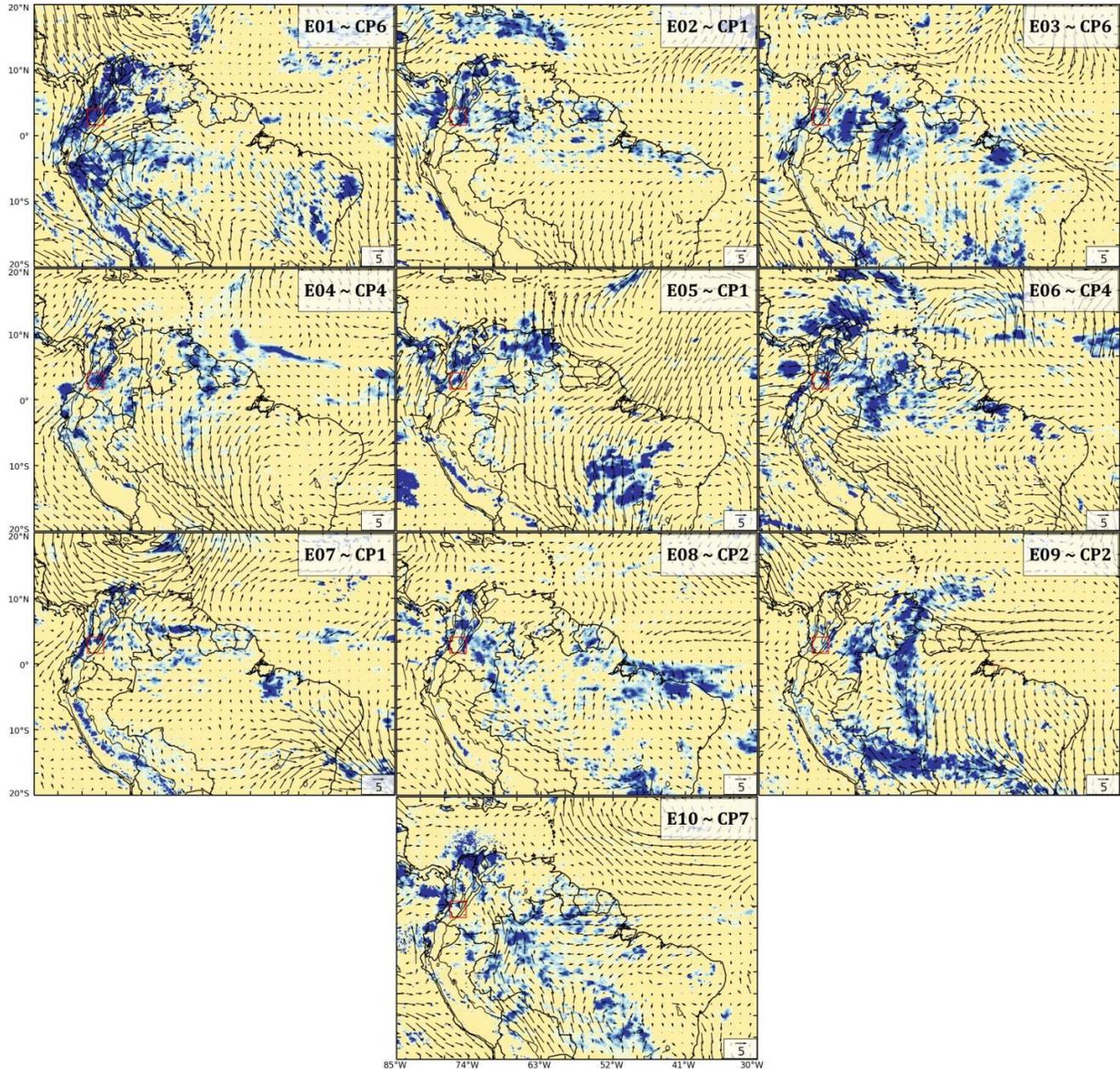


Figura 7.4. Anomalías estandarizadas de precipitación y vientos a 850 hPa durante las fechas alrededor de cada uno de los eventos E01-E10, y su similitud cualitativa con los patrones de circulación descritos por Espinoza et al. (2021).

8. Discusión y conclusiones

Con el propósito de sintetizar la información analizada en los Capítulos 3 a 6, las Figuras 8.1 a 8.4 presentan esquemas conceptuales para cada uno de los eventos analizados con detalle en este Trabajo de Investigación. En estos esquemas se identifica el estado de la atmósfera observado durante el desarrollo de los eventos analizados y el papel que tuvieron las circulaciones de bajo nivel en el mismo.

Durante el evento E02 (2019-05-31) se tuvieron condiciones relativamente calmas sobre la región Amazonia y Orinoquía colombiana, con vientos de bajo nivel convergiendo desde horas de la mañana del día previo sobre la frontera con Venezuela (Figura 8.1). Con el pasar de las horas, la velocidad de dichos vientos disminuyó aún más, dando lugar al inicio de la convección, producto de una acumulación de humedad y ausencia de forzantes horizontales en la baja troposfera. El sistema de precipitaciones creció durante el día sobre el oriente de Colombia, a medida que se desplazaba hacia la región Andina, debido a los vientos del este en los niveles medios. Para la noche del día 31 de mayo, el sistema se topó con la cordillera Oriental y se intensificó producto del forzamiento orográfico. En la troposfera media, los vientos que viajaban hacia el oeste se debilitaron y en los niveles más altos, fueron claros los patrones de divergencia sobre la parte alta de la cuenca M-C, permitiendo el desarrollo vertical del evento.

Para el evento E09 (2019-04-15) se observó actividad de vientos sobre el corredor del OLLJ, en conjunto con una incursión de vientos desde el Caribe hacia el interior de la cuenca M-C (Figura 8.2). Las velocidades observadas en este evento de jet fueron relativamente débiles, notándose que más allá del norte de la Amazonia y el piedemonte Andes-Amazonia, el evento de jet parecía desaparecer. Aun así, la presencia de la cordillera Oriental en esta región de transición provocó el ascenso orográfico de masas de aire húmedas que, en conjunto con la circulación débil del este observada en la troposfera media, permitieron el desarrollo de la tormenta sobre la parte alta de la cuenca M-C. Si bien la circulación de bajo nivel mostraba velocidades bajas hacia el sur de la Amazonia colombiana, en las horas posteriores al evento se observó el desarrollo de algunas lluvias de menor intensidad hacia el suroeste de la parte alta de la cuenca M-C, hacia la frontera con Ecuador y Perú.

Evento E02 (2019-05-31)

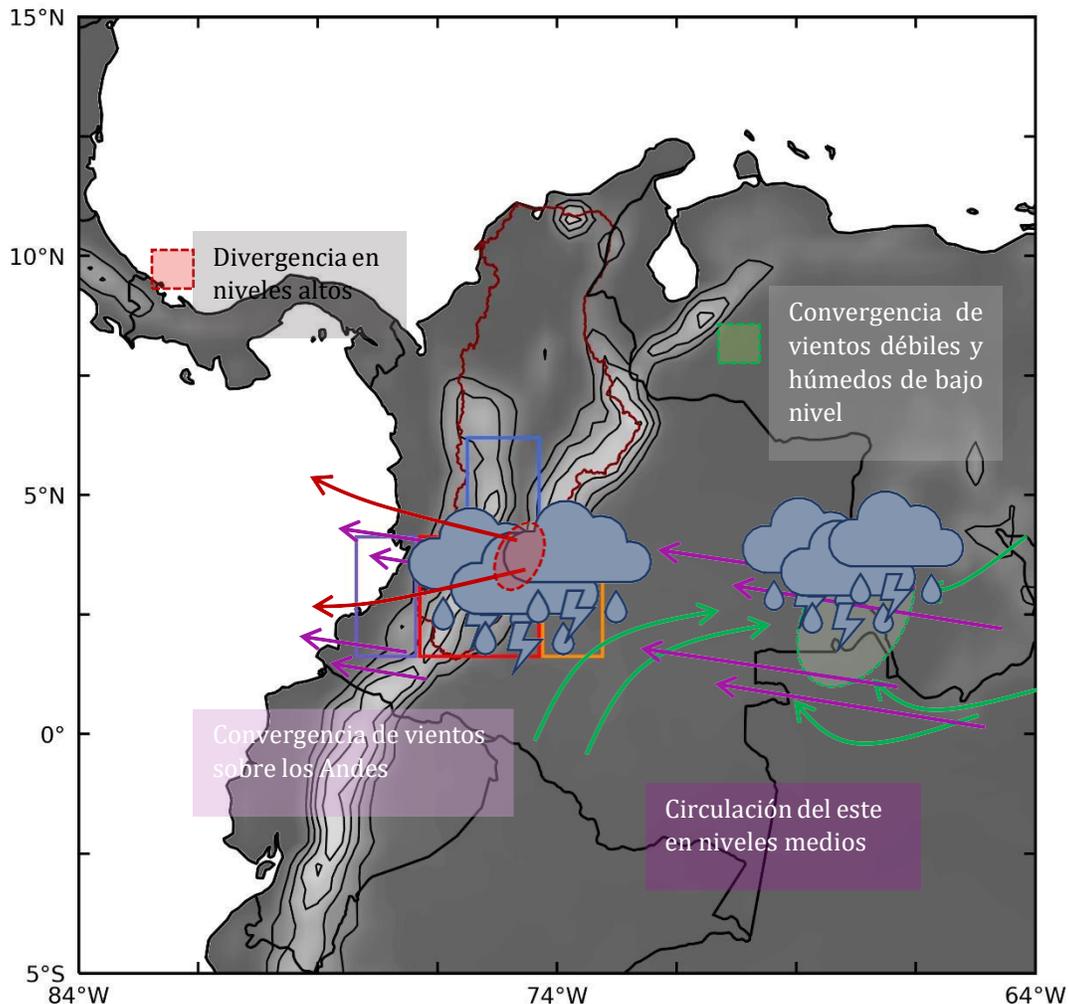


Figura 8.1. Esquema conceptual para el desarrollo del evento E02 y las circulaciones asociadas al mismo.

En contraste, durante el evento E08 (2009-04-08), se observó evento del OLLJ fuerte, con una circulación de vientos que alcanzaba los 12 m/s sobre la Amazonia ecuatoriana (Figura 8.3). Paralelamente, al llegar las horas de la noche se notó (al igual que en E09) una incursión de vientos desde el Caribe, viajando cauce arriba por el valle del Magdalena. La influencia del evento del OLLJ fuerte en el desarrollo de las lluvias fue evidente, notándose cómo para este evento, sobre el Piedemonte Amazónico se desarrollaron tormentas de menor intensidad que aquellas observadas en horas posteriores bordeando los Andes ecuatorianos.

Evento E08 (2019-04-15)

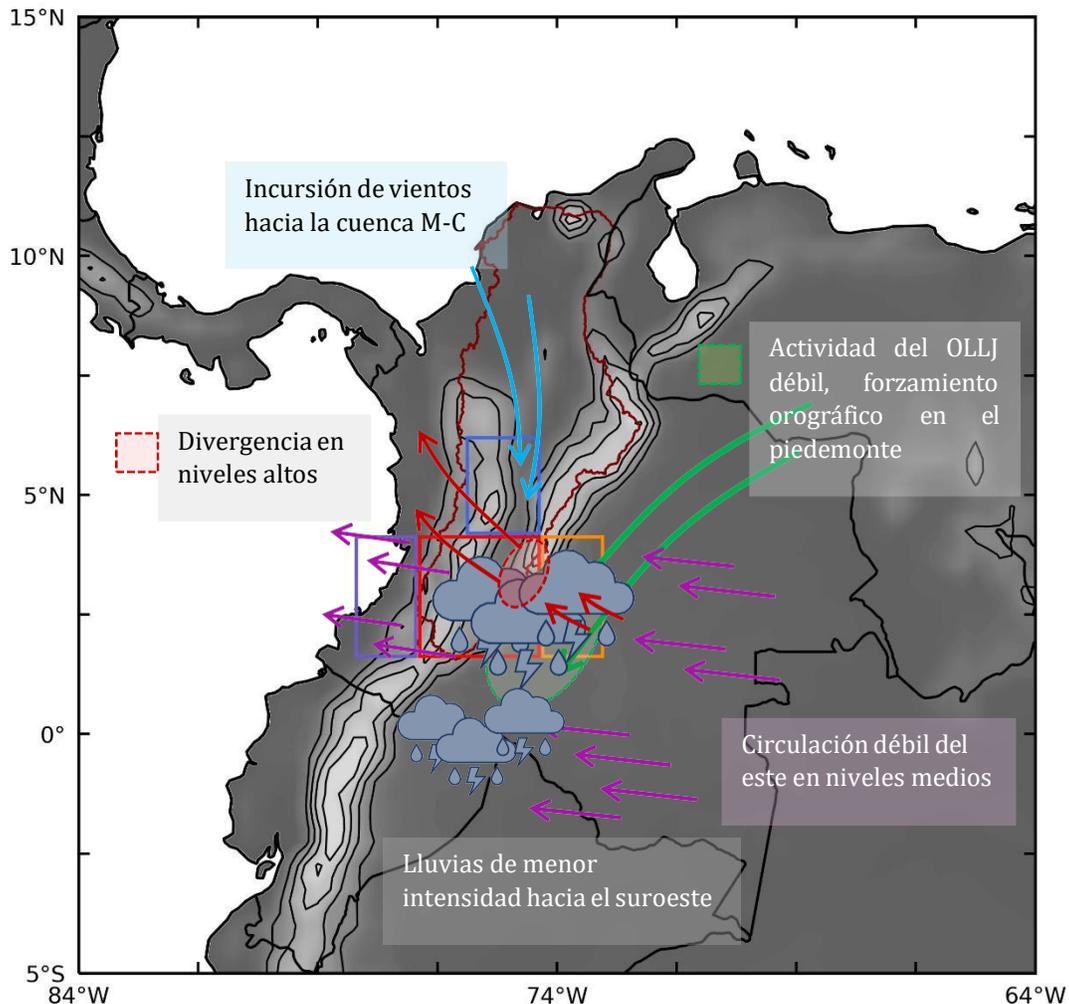


Figura 8.2. Esquema conceptual para el desarrollo del evento E08 y las circulaciones asociadas al mismo.

Finalmente, el evento E07 (2001-05-08) supuso un caso “especial”, al ser compuesto por dos tormentas provenientes de lugares distintos (Figura 8.4). El primer sistema de lluvias observado fue producto de vientos inusualmente fuertes viajando desde el Caribe hacia el sur del Pacífico colombiano. El transporte de humedad producto de esta circulación no fue especialmente alto, dándose, en su lugar, un caso de convergencia de masas de aire secas forzadas a ascender debido a la presencia de la cordillera Occidental. La tormenta desarrollada superó la altura de las cordilleras y parte de las precipitaciones vistas sobre el Pacífico alcanzaron la parte alta de la cuenca M-C. Una vez pasó este sistema, se dio el desarrollo de algunas lluvias de menor intensidad sobre el suroeste de Colombia, producto de una circulación de bajo nivel del suroeste proveniente de la Amazonia.

Evento E09 (2009-04-08)

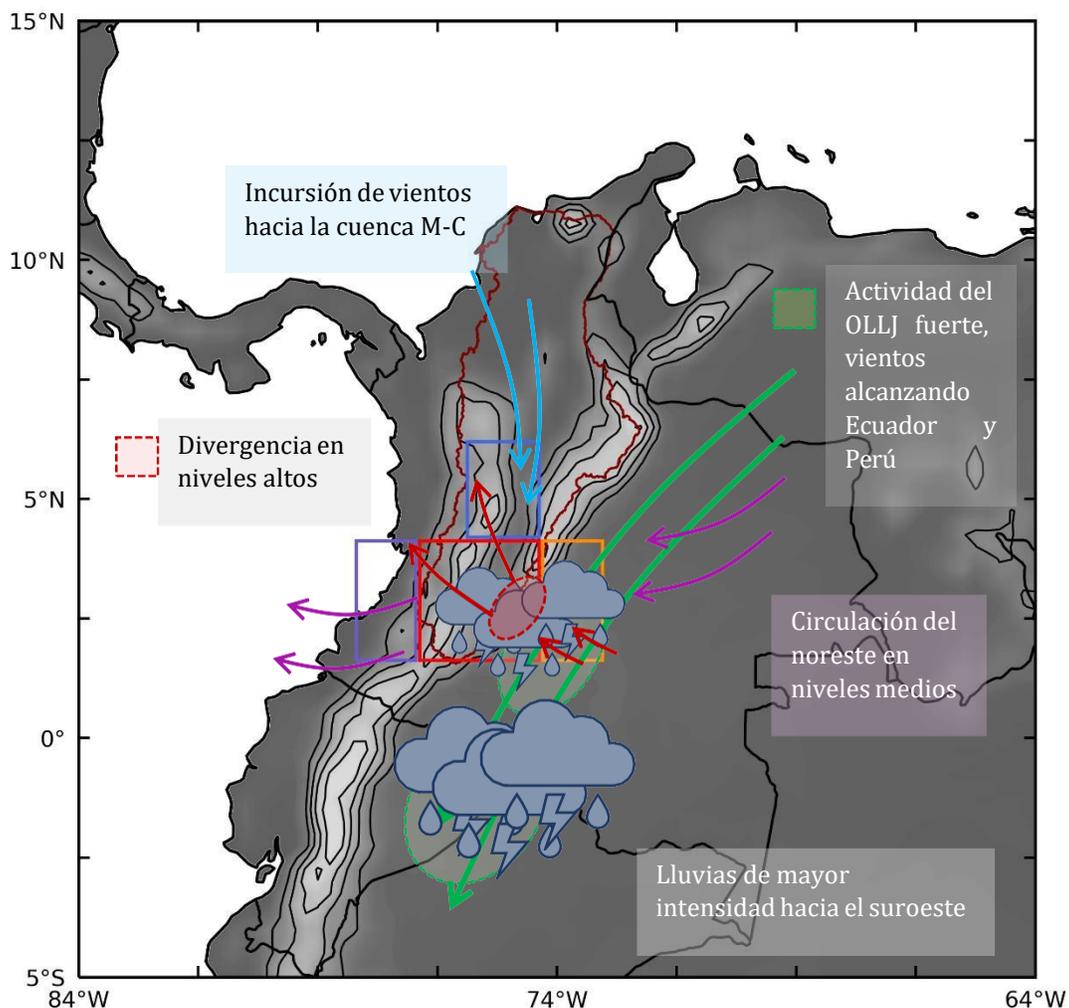


Figura 8.3. Esquema conceptual para el desarrollo del evento E09 y las circulaciones asociadas al mismo.

Las herramientas y métodos utilizados para el análisis de estos diez eventos de precipitación intensa mostraron ser apropiados para obtener un buen panorama sobre la lluvia observada y las condiciones atmosféricas que se tuvieron para su inicio y desarrollo. La comparación de GPM-IMERG con estaciones IDEAM y otras bases de datos muestra que GPM es bueno para representar la existencia del evento en cada caso. Así, a pesar de que se notó una sobreestimación en las magnitudes de la lluvia por parte de GPM en los eventos analizados, su comparación con IDEAM indica que puede ser una base de datos útil para seleccionar días y horas correspondientes a precipitaciones fuertes.

Evento E07 (2001-05-08)

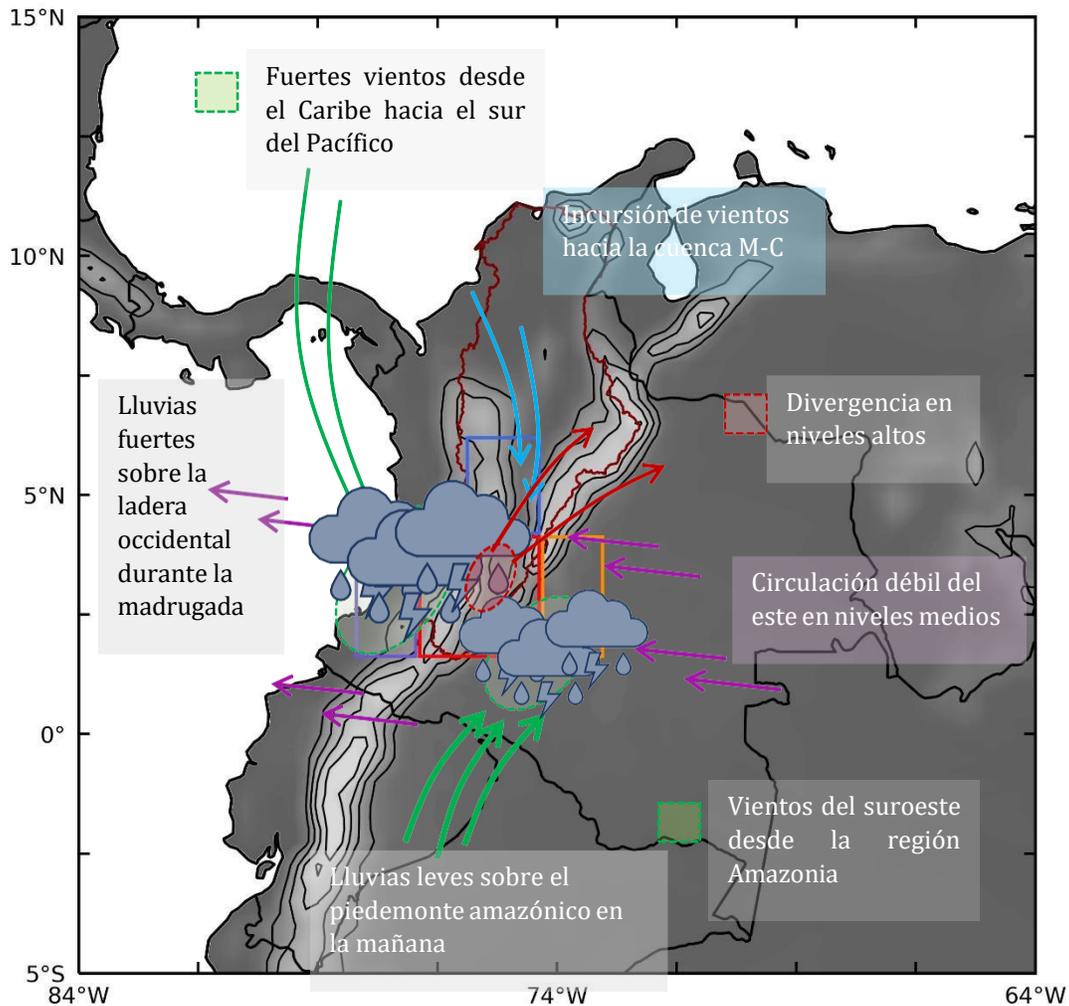


Figura 8.4. Esquema conceptual para el desarrollo del evento E07 y las circulaciones asociadas al mismo.

A partir de los cambios de ERA5 se obtuvo una visualización espacial sobre las condiciones atmosféricas en distintos niveles, haciendo particular énfasis en la ocurrencia de circulaciones de bajo nivel como el OLLJ, la llegada de vientos del sur desde la Amazonia y las incursiones de viento por el valle del Magdalena hacia la parte alta de la cuenca M-C. En seis de los diez eventos se notó circulaciones correspondientes a posibles eventos de jet que, de acuerdo con las series de tiempo de transporte de humedad, suponen la llegada de este insumo a la región del Piedemonte Amazónico (Builes-Jaramillo et al., 2022a), que actúa en conjunto con el ascenso de aire provocado por el forzamiento orográfico y desencadena lluvias sobre la parte alta de la cuenca.

Es importante resaltar que, al realizar el análisis del desarrollo de estos eventos intensos de precipitación, si bien se evidenció que las incursiones de vientos del norte en la cuenca M-C (vistas en nueve de los diez eventos) supusieron un transporte de humedad hacia la parte media-alta de la misma, no se identificó con claridad si dicho transporte supuso un insumo para el desarrollo de las tormentas. Gómez-Ríos (2019) notó que la convergencia de bajo nivel generada por esta circulación sobre la parte media de la cuenca M-C, con el encuentro de masas de aire húmedas del norte y aire seco desde el sur ayuda a crear un ambiente favorable para el ascenso de aire húmedo al interior de la cuenca y promueve la formación de nubes. Teniendo en cuenta esto, es de interés investigar más sobre los mecanismos físicos en sí, con el fin de asegurarse que la humedad proveniente desde el norte al interior de la cuenca M-C es efectivamente importante para la iniciación y/o el desarrollo de los sistemas de precipitaciones sobre la parte alta de la cuenca M-C.

El análisis de escalas de tiempo relativas al desarrollo de cada uno de los eventos mostró que, a partir de la evolución del agua precipitable y la temperatura de brillo en una región, puede contarse con una ventana temporal de anticipación con respecto al desarrollo de las precipitaciones. Adams et al. (2013) identificaron dos escalas temporales claras para el desarrollo de la convección en la región amazónica: Una primera escala de evolución casi lineal en el agua precipitable, de ~8 horas de duración, y una segunda escala de rápido incremento alrededor de cuatro horas antes del máximo de lluvias. Los resultados obtenidos en este caso mostraron que, en una región de topografía e interacciones complejas como la parte alta de la cuenca M-C, estas escalas temporales de desarrollo pueden ser más variables, notándose los resultados más cercanos a Adams et al. (2013) en la zona cercana a las tierras bajas de la Amazonia y resultados con menores ventanas temporales de anticipación al ubicarse sobre las cordilleras. Una característica común entre los eventos analizados fue la preexistencia de anomalías positivas de humedad específica en la baja troposfera durante la mañana y tarde previa a cada uno de los eventos, notándose cómo en algunos casos se tuvo una ventana temporal de hasta más de 10 horas de anomalías positivas antes del desarrollo del sistema.

Vale la pena mencionar otras características comunes entre eventos, y cuáles de ellos mostraron un carácter más “único”. Los eventos E01, E03, E04 compartieron características con el evento E09 (Figura 8.3), con la actividad de un evento OLLJ fuerte, además de las incursiones de vientos desde el norte por el valle del Magdalena. E05 y E06 compartieron características con el evento E08 (Figura 8.2), notándose vientos de bajo nivel relativamente débiles sobre el corredor del OLLJ y nuevamente incursión de vientos por el valle del Magdalena. El evento E10 compartió la circulación de vientos de bajo nivel desde el sur de la Amazonia vista en el evento E07 (Figura 8.4), aunque este último tuvo como característica “única” los fuertes vientos viajando desde el Caribe hacia el sur del Pacífico colombiano y el posterior desarrollo de lluvias. Finalmente, el evento E02 (Figura 8.1) también se puede

considerar especial en cuanto a su desarrollo, ya que fue el único de los diez eventos cuya formación se observó a partir de condiciones calmas cerca de la superficie, iniciando desde varias horas antes y en otra región del país.

Con este Trabajo de Investigación se buscó profundizar sobre las condiciones atmosféricas favorables para el desarrollo de eventos intensos de precipitación sobre la parte alta de la cuenca M-C e identificar la influencia que pueden tener las circulaciones de mesoescala de bajo nivel. Los resultados obtenidos mostraron que es posible realizar un diagnóstico inicial sólido sobre el origen y desarrollo de las precipitaciones intensas sobre una región de interés a partir de fuentes de información satelital e in situ de fácil acceso y que, a pesar de provenir de algoritmos distintos y contar con resoluciones diferentes, al vincular sus variables se puede realizar un análisis lógico y consistente.

A partir de los diez eventos de precipitación caracterizados en este estudio, es posible concluir que las lluvias sobre esta subregión en el suroeste de Colombia pueden tener orígenes variados y ser influenciadas por distintas circulaciones de la baja troposfera. Esto no quiere decir que su iniciación y desarrollo sea imposible de prever, por el contrario, en este ejercicio se identificaron elementos claves como la actividad de vientos sobre el corredor del OLLJ, vientos del sur desde la Amazonia, incursiones de viento por el valle del Magdalena y las condiciones en la troposfera media y alta, que pueden servir de indicadores para plantear medidas de detección de estos eventos de lluvia.

En la actualidad, gran parte de las bases de datos de estimaciones satelitales cuentan con productos “tempranos”, con datos disponibles cerca al tiempo real, por lo que sería importante plantear algoritmos con los cuales se pueda realizar una detección temprana automatizada. El presente trabajo sugiere que parte de los indicadores potencialmente útiles para la parte alta de la cuenca M-C pueden basarse en variables que presentan cambios con anterioridad a las señales de precipitación y nubosidad, como las anomalías de humedad específica en niveles bajos, agua precipitable, convergencia de humedad integrada en la vertical, e indicadores de circulaciones de mesoescala (y transporte de humedad) como los vientos del Orinoco, del valle Magdalena-Cauca y de la Amazonia. Por esto, se recomienda continuar indagando sobre este tipo de diagnósticos y expandir la cantidad de eventos analizados, para obtener indicadores más robustos que se puedan traducir en un futuro a herramientas de apoyo para la gestión del riesgo y la prevención de desastres.

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.
- Albrecht, R. I., Goodman, S. J., Buechler, D. E., Blakeslee, R. J., & Christian, H. J. (2016). Where are the lightning hotspots on Earth?. *Bulletin of the American Meteorological Society*, *97*(11), 2051-2068.
- Amador, J. A. (1998). A climatic feature of the tropical Americas: The trade wind easterly jet. *Top. Meteor. Oceanogr*, *5*(2), 91-102.
- Amador, J. A. (2008). The intra - Americas sea low - level jet: Overview and future research. *Annals of the New York Academy of Sciences*, *1146*(1), 153-188.
- Arias, P. A., Garreaud, R., Poveda, G., Espinoza, J. C., Molina-Carpio, J., Masiokas, M., ... & van Oevelen, P. J. (2021). Hydroclimate of the Andes Part II: Hydroclimate variability and sub-continental patterns. *Frontiers in Earth Science*, 666.
- Ávila, Á., Guerrero, F. C., Escobar, Y. C., & Justino, F. (2019). Recent precipitation trends and floods in the Colombian Andes. *Water*, *11*(2), 379.
- Bagley, J. E., Desai, A. R., Harding, K. J., Snyder, P. K., & Foley, J. A. (2014). Drought and deforestation: Has land cover change influenced recent precipitation extremes in the Amazon? *Journal of Climate*, *27*(1), 345-361.
- Bedoya-Soto, J. M., Aristizábal, E., Carmona, A. M., & Poveda, G. (2019). Seasonal Shift of the Diurnal Cycle of Rainfall Over Medellin's Valley, Central Andes of Colombia (1998-2005). *Frontiers in Earth Science*, *7*, 92.
- Braz, D. F., Ambrizzi, T., Da Rocha, R. P., Algarra, I., Nieto, R., & Gimeno, L. (2021). Assessing the moisture transports associated with nocturnal low-level jets in continental south america. *Frontiers in Environmental Science*, 108.
- Brunsell, N. A., Rahn, D. A., & Mechem, D. B. (2021). Impact of a Nocturnal Low-Level Jet on Surface-Layer Turbulent Characteristics. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *126*(7), e2020JD034083.
- Builes-Jaramillo, A., Yepes, J., & Salas, H. D. (2022a). The Orinoco Low-Level Jet and its association with the hydroclimatology of northern South America. *Journal of Hydrometeorology*, *23*(2), 209-223.

- Builes-Jaramillo, A., Yepes, J., & Salas, H. D. (2022b). The Orinoco low-level jet during El Niño–Southern Oscillation. *International Journal of Climatology*, 1– 15.
- Camilloni, I., V. Barros, S. Moreiras, G. Poveda, and J. Tomasella, 2020: Floods and Droughts. In: *Adaptation to Climate Change Risks in Ibero-American Countries —RIOCCADAPT Report* [Moreno, J.M., C. Laguna-Defior, V. Barros, E. Calvo Buendia, J.A. Marengo, and U. Oswald Spring (eds.)], McGraw Hill, Madrid, Spain (pp. 371-396, ISBN: 9788448621667).
- Cárdenas, S. G., Arias, P. A., & Vieira, S. C. (2017). The african easterly waves over northern south america. *Multidisciplinary digital publishing institute proceedings*, 1(5), 165.
- Carvalho, L. M., Jones, C., & Liebmann, B. (2002). Extreme precipitation events in southeastern South America and large-scale convective patterns in the South Atlantic convergence zone. *Journal of Climate*, 15(17), 2377-2394.
- Casallas, A., Hernández-Deckers, D., & Mora-Páez, H. (2021). Understanding convective storms in a tropical, high-altitude location with in-situ meteorological observations and GPS-derived water vapor. *Atmósfera*.
- Castellanos, E., M.F. Lemos, L. Astigarraga, N. Chacón, N. Cuvi, C. Huggel, L. Miranda, M. Moncassim Vale, J.P. Ometto, P.L. Peri, J.C. Postigo, L. Ramajo, L. Roco, and M. Rusticucci, 2022: Central and South America. In: *Climate Change 2022: Impacts, Adaptation and Vulnerability*. Contribution of Working Group II to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [H.-O. Pörtner, D.C. Roberts, M. Tignor, E.S. Poloczanska, K. Mintenbeck, A. Alegria, M. Craig, S. Langsdorf, S. Löschke, V. Möller, A. Okem, B. Rama (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, pp. 1689-1816.
- Cavalcanti, I. F. A. (2012). Large scale and synoptic features associated with extreme precipitation over South America: A review and case studies for the first decade of the 21st century. *Atmospheric Research*, 118, 27-40.
- CEPAL (2018). Climate change in Central America: Potential impacts and public policy options. United Nations Publication. LC/MEX/L.1196/Rev.1.
- Cerón, W. L., Andreoli, R. V., Kayano, M. T., Canchala, T., Ocampo-Marulanda, C., Avila-Diaz, A., & Antunes, J. (2022). Trend pattern of heavy and intense rainfall events in Colombia from 1981–2018: A trend-EOF approach. *Atmosphere*, 13(2), 156.

- Cerón, W. L., Kayano, M. T., Ocampo-Marulanda, C., Canchala, T., Rivera, I. A., Avila-Diaz, A., ... & de Souza, I. P. (2021). Spatio-Temporal Variability of Hydroclimatology in the Upper Cauca River Basin in Southwestern Colombia: Pre-and Post-Salvajina Dam Perspective. *Atmosphere*, 12(11), 1527.
- Chávez, S. P., & Takahashi, K. (2017). Orographic rainfall hot spots in the Andes- Amazon transition according to the TRMM precipitation radar and in situ data. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 122(11), 5870-5882.
- Condom, T., Martínez, R., Pabón, J. D., Costa, F., Pineda, L., Nieto, J. J., ... & Villacis, M. (2020). Climatological and hydrological observations for the South American Andes: in situ stations, satellite, and reanalysis data sets. *Frontiers in Earth Science*, 8, 92.
- CORMAGDALENA, F. S. A. S. (2017). Plan de manejo de la cuenca del río Magdalena-Cauca – Segunda Fase-. Technical Report Tech. Rep., CORMAGDALENA Tech. Doc.
- Dinku, T., Ruiz, F., Connor, S. J., & Ceccato, P. (2010). Validation and intercomparison of satellite rainfall estimates over Colombia. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 49(5), 1004-1014.
- Espinoza, J. C., Arias, P. A., Moron, V., Junquas, C., Segura, H., Sierra-Pérez, J. P., ... & Condom, T. (2021). Recent changes in the atmospheric circulation patterns during the dry-to-wet transition season in south tropical South America (1979–2020): Impacts on precipitation and fire season. *Journal of Climate*, 34(22), 9025-9042.
- Espinoza, J. C., Garreaud, R., Poveda, G., Arias, P. A., Molina-Carpio, J., Masiokas, M., ... & Scaff, L. (2020). Hydroclimate of the Andes Part I: main climatic features. *Frontiers in Earth Science*, 64.
- Feng, Z., Houze Jr, R. A., Leung, L. R., Song, F., Hardin, J. C., Wang, J., ... & Homeyer, C. R. (2019). Spatiotemporal characteristics and large-scale environments of mesoscale convective systems east of the Rocky Mountains. *Journal of Climate*, 32(21), 7303-7328.
- Feng, Z., Leung, L. R., Liu, N., Wang, J., Houze Jr, R. A., Li, J., ... & Guo, J. (2021). A global high-resolution mesoscale convective system database using satellite-derived cloud tops, surface precipitation, and tracking. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 126(8), e2020JD034202.
- Funk, C., Peterson, P., Landsfeld, M., Pedreros, D., Verdin, J., Shukla, S., ... & Michaelsen, J. (2015). The climate hazards infrared precipitation with stations—a new environmental record for monitoring extremes. *Scientific data*, 2(1), 1-21.

- Gentine, P., Massmann, A., Lintner, B. R., Hamed Alemohammad, S., Fu, R., Green, J. K., ... & Vilà-Guerau de Arellano, J. (2019). Land-atmosphere interactions in the tropics—a review. *Hydrology and Earth System Sciences*, 23(10), 4171-4197.
- Giles, J. A., Ruscica, R. C., & Menéndez, C. G. (2020). The diurnal cycle of precipitation over South America represented by five gridded datasets. *International Journal of Climatology*, 40(2), 668-686.
- Giraldo-Cardenas, 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.
- Gómez-Ríos, S. (2019). *Orographic control over convection in an Inter-Andean Valley in Northern South America*. Universidad Nacional de Colombia.
- Grimm, A. M., & Tedeschi, R. G. (2009). ENSO and extreme rainfall events in South America. *Journal of Climate*, 22(7), 1589-1609.
- 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.
- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., ... & Simmons, A. (2020). The ERA5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 146(730), 1999-2049.
- Hong, Y., Hsu, K. L., Sorooshian, S., & Gao, X. (2004). Precipitation estimation from remotely sensed imagery using an artificial neural network cloud classification system. *Journal of Applied Meteorology*, 43(12), 1834-1853.
- Houze Jr, R. A. (2004). Mesoscale convective systems. *Reviews of Geophysics*, 42(4).
- Houze Jr, R. A. (2018). 100 years of research on mesoscale convective systems. *Meteorological Monographs*, 59, 17-1.
- Houze Jr, 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. *Reviews of Geophysics*, 53(3), 994-1021.
- Hoyos, C. D., Ceballos, L. I., Pérez-Carrasquilla, J. S., Sepúlveda, J., López-Zapata, S. M., Zuluaga, M. D., ... & 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.

- Hoyos, I., Baquero-Bernal, A., Jacob, D., & Rodríguez, B. A. (2013). Variability of extreme events in the Colombian Pacific and Caribbean catchment basins. *Climate dynamics*, 40(7-8), 1985-2003.
- Huang, X., Hu, C., Huang, X., Chu, Y., Tseng, Y. H., 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.
- Huffman, G. J., Bolvin, D. T., Nelkin, E. J., Wolff, D. B., Adler, R. F., Gu, G., ... & Stocker, E. F. (2007). The TRMM multisatellite precipitation analysis (TMPA): Quasi-global, multiyear, combined-sensor precipitation estimates at fine scales. *Journal of hydrometeorology*, 8(1), 38-55.
- Huffman, G. J., Stocker, E. F., Bolvin, D. T., Nelkin, E. J., & Tan, J. (2019). GPM IMERG Final Precipitation L3 Half Hourly 0.1 degree x 0.1 degree V06, Greenbelt, MD, Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center (GES DISC).
- IDEAM, C. (2001). Estudio Ambiental de la Cuenca Magdalena-Cauca y elementos para su ordenamiento territorial. Reporte técnico y base de datos de Arcinfo, Bogotá, Colombia, Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales (IDEAM), (p. 984).
- IPCC (2019). Summary for Policymakers. In: *Climate Change and Land: an IPCC special report on climate change, desertification, land degradation, sustainable land management, food security, and greenhouse gas fluxes in terrestrial ecosystems* [P.R. Shukla, J. Skea, E. Calvo Buendia, V. Masson-Delmotte, H.- O. Pörtner, D. C. Roberts, P. Zhai, R. Slade, S. Connors, R. van Diemen, M. Ferrat, E. Haughey, S. Luz, S. Neogi, M. Pathak, J. Petzold, J. Portugal Pereira, P. Vyas, E. Huntley, K. Kissick, M. Belkacemi, J. Malley, (eds.)]. In press.
- Janowiak, J., Joyce, B., & Xie, P. (2017). NCEP/CPC L3 Half Hourly 4km Global (60S–60N) Merged IR V1, Greenbelt, MD, Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center (GES DISC).
- 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. *International Journal of Climatology*, 37, 380-397.
- Jiménez-Sánchez, G., Markowski, P. M., Jewtoukoff, V., Young, G. S., & Stensrud, D. J. (2019). The Orinoco Low-Level Jet: An Investigation of Its Characteristics and Evolution Using the WRF Model. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 124(20), 10696-10711.

- Jiménez-Sánchez, G., Markowski, P. M., Young, G. S., & Stensrud, D. J. (2020). The Orinoco Low-Level Jet: An Investigation of its Mechanisms of Formation Using the WRF Model. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, e2020JD032810.
- Junquas, C., Takahashi, K., Condom, T., Espinoza, J. C., Chávez, 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(11), 3995-4017.
- Kumar, S., Moya-Álvarez, A. S., Castillo-Velarde, C. D., Martínez-Castro, D., & Silva, Y. (2020). Effect of low-level flow and Andes mountain on the tropical and mid-latitude precipitating cloud systems: GPM observations. *Theoretical and Applied Climatology*, 141(1), 157-172.
- Kumar, S., Vidal, Y. S., Moya-Álvarez, A. S., & Martínez-Castro, D. (2019). Effect of the surface wind flow and topography on precipitating cloud systems over the Andes and associated Amazon basin: GPM observations. *Atmospheric Research*, 225, 193-208.
- 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.
- López-Bermeo, C., Montoya, R. D., Caro-Lopera, F. J., & Díaz-García, J. A. (2022). Validation of the accuracy of the CHIRPS precipitation dataset at representing climate variability in a tropical mountainous region of South America. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 127, 103184.
- Magrin, G.O., J.A. Marengo, J.-P. Boulanger, M.S. Buckeridge, E. Castellanos, G. Poveda, F.R. Scarano, and S. Vicuña, 2014: Central and South America. In: *Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part B: Regional Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Barros, V.R., C.B. Field, D.J. Dokken, M.D. Mastrandrea, K.J. Mach, T.E. Bilir, M. Chatterjee, K.L. Ebi, Y.O. Estrada, R.C. Genova, B. Girma, E.S. Kissel, A.N. Levy, S. MacCracken, P.R. Mastrandrea, and L.L. White (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 1499-1566.
- Manz, B., Páez-Bimos, S., Horna, N., Buytaert, W., Ochoa-Tocachi, B., Lavado-Casimiro, W., & Willems, B. (2017). Comparative ground validation of IMERG and TMPA at variable spatiotemporal scales in the tropical Andes. *Journal of Hydrometeorology*, 18(9), 2469-2489.

- Martínez, J. A., Arias, P. A., Junquas, C., Espinoza, J. C., Condom, T., Dominguez, F., & Morales, J. S. (2022). The Orinoco Low-Level Jet and the Cross-Equatorial Moisture Transport Over Tropical South America: Lessons From Seasonal WRF Simulations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 127(3), e2021JD035603.
- Martínez, R., Ruiz, D., Andrade, M., Blacutt, L., Pabón, D., Jaimes, E., ... & Euscátegui, C. (2011). Synthesis of the climate of the tropical Andes. *Climate change and biodiversity in the tropical Andes*, 97-109.
- Mejía, F., Mesa, O., Poveda, G., Vélez, J., Hoyos, C., Mantilla, R., ... & Cuartas, A. (1999). Distribución espacial y ciclos anual y semianual de la precipitación en Colombia. *DYNA*, 127, 7.
- Mejía, J. F., & Poveda, G. (2005). Ambientes atmosféricos de Sistemas Convectivos de Meso-escala sobre Colombia durante 1998 según la misión TRMM y el re-analysis NCEP/NCAR. *Revista de la Academia Colombiana de Ciencias*, 29, 495-514.
- Montes, C. (2018). La incertidumbre climática y el dilema energético colombiano. *Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 42(165), 392-401.
- Nguyen, P., Shearer, E. J., Ombadi, M., Gorooh, V. A., Hsu, K., Sorooshian, S., ... & Ralph, M. (2020). PERSIANN Dynamic Infrared-Rain rate model (PDIR) for high-resolution, real-time satellite precipitation estimation. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 101(3), E286-E302.
- Ocampo-Marulanda, C., Fernández-Álvarez, C., Cerón, W. L., Canchala, T., Carvajal-Escobar, Y., & Alfonso-Morales, W. (2022). A spatiotemporal assessment of the high-resolution CHIRPS rainfall dataset in southwestern Colombia using combined principal component analysis. *Ain Shams Engineering Journal*, 13(5), 101739.
- Palomino-Ángel, S., Anaya-Acevedo, J. A., & Botero, B. A. (2019). Evaluation of 3B42V7 and IMERG daily-precipitation products for a very high-precipitation region in northwestern South America. *Atmospheric Research*, 217, 37-48.
- Parker, W. S. (2016). Reanalyses and observations: What's the difference?. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 97(9), 1565-1572.
- Poveda, G. (2004). La hidroclimatología de Colombia: una síntesis desde la escala inter-decadal hasta la escala diurna. *Rev. Acad. Colomb. Cienc*, 28(107), 201-222.
- Poveda, G., & Mesa, O. (1999). La corriente de chorro superficial del Oeste ("del Chocó") y otras dos corrientes de chorro en Colombia: climatología y variabilidad durante las fases del ENSO. *Revista Académica Colombiana de Ciencia*, 23(89), 517-528.

- Poveda, G., & Mesa, O. J. (2000). On the existence of Lloró (the rainiest locality on Earth): Enhanced ocean-land-atmosphere interaction by a low-level jet. *Geophysical research letters*, 27(11), 1675-1678.
- 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*.
- Poveda, G., Jaramillo, L., & Vallejo, L. F. (2014). Seasonal precipitation patterns along pathways of South American low-level jets and aerial rivers. *Water Resources Research*, 50(1), 98-118.
- Poveda, G., Mesa, O. J., Salazar, L. F., Arias, P. A., Moreno, H. A., Vieira, S. C., ... & Alvarez, J. F. (2005). The diurnal cycle of precipitation in the tropical Andes of Colombia. *Monthly Weather Review*, 133(1), 228-240.
- Poveda, G., Waylen, P. R., & Pulwarty, R. S. (2006). Annual and inter-annual variability of the present climate in northern South America and southern Mesoamerica. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 234(1), 3-27.
- Prein, A. F., Langhans, W., Fosser, G., Ferrone, A., Ban, N., Goergen, K., ... & Brisson, E. (2015). A review on regional convection-permitting climate modeling: Demonstrations, prospects, and challenges. *Reviews of geophysics*, 53(2), 323-361.
- Ramos-Pérez, O., Adams, D. K., Ochoa-Moya, C. A., & Quintanar, A. I. (2022). A Climatology of Mesoscale Convective Systems in Northwest Mexico during the North American Monsoon. *Atmosphere*, 13(5), 665.
- Rasmussen, K. L., & Houze Jr, R. A. (2011). Orographic convection in subtropical South America as seen by the TRMM satellite. *Monthly Weather Review*, 139(8), 2399-2420.
- Rasmussen, K. L., & Houze Jr, R. A. (2016). Convective initiation near the Andes in subtropical South America. *Monthly Weather Review*, 144(6), 2351-2374.
- Restrepo, J. D., Zapata, P., Díaz, J. M., Garzón-Ferreira, J., & García, C. B. (2006). Fluvial fluxes into the Caribbean Sea and their impact on coastal ecosystems: The Magdalena River, Colombia. *Global and Planetary Change*, 50(1-2), 33-49.
- Rosales, A. G., Junquas, C., da Rocha, R. P., Condom, T., & Espinoza, J. C. (2022). Valley-Mountain Circulation Associated with the Diurnal Cycle of Precipitation in the Tropical Andes (Santa River Basin, Peru). *Atmosphere*, 13(2), 344.

- Ruíz-Hernández, J. C., Condom, T., Ribstein, P., Le Moine, N., Espinoza, J. C., Junquas, C., ... & Sicart, J. E. (2021). Spatial variability of diurnal to seasonal cycles of precipitation from a high-altitude equatorial Andean valley to the Amazon Basin. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 38, 100924.
- Saavedra, M., Junquas, C., Espinoza, J. C., & Silva, Y. (2020). Impacts of topography and land use changes on the air surface temperature and precipitation over the central Peruvian Andes. *Atmospheric Research*, 234, 104711.
- Schulzweida, Uwe. (2021, October 31). CDO User Guide (Version 2.0.0). Zenodo. <http://doi.org/10.5281/zenodo.5614769>
- Seneviratne, S.I., X. Zhang, M. Adnan, W. Badi, C. Dereczynski, A. Di Luca, S. Ghosh, I. Iskandar, J. Kossin, S. Lewis, F. Otto, I. Pinto, M. Satoh, S.M. Vicente-Serrano, M. Wehner, and B. Zhou, 2021: Weather and Climate Extreme Events in a Changing Climate. In *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S.L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M.I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T.K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, and B. Zhou (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 1513–1766.
- Serrano-Notivoli, R., Beguería, S., Saz, M. Á., Longares, L. A., & de Luis, M. (2017). SPREAD: a high-resolution daily gridded precipitation dataset for Spain—an extreme events frequency and intensity overview. *Earth System Science Data*, 9(2), 721.
- Shimizu, M. H., Ambrizzi, T., & Liebmann, B. (2017). Extreme precipitation events and their relationship with ENSO and MJO phases over northern South America. *International Journal of Climatology*, 37(6), 2977-2989.
- Shrestha, D., Sharma, S., Talchabhadel, R., Deshar, R., Hamal, K., Khadka, N., & Nakamura, K. (2021). Detection of Spatial Rainfall Variation over the Andean Region Demonstrated by Satellite-Based Observations. *Atmosphere*, 12(9), 1204.
- Stensrud, D. J. (1996). Importance of low-level jets to climate: A review. *Journal of Climate*, 1698-1711.
- Taszarek, M., Allen, J. T., Marchio, M., & Brooks, H. E. (2021). Global climatology and trends in convective environments from ERA5 and rawinsonde data. *NPJ climate and atmospheric science*, 4(1), 1-11.
- Torrealba, E. R., & Amador, J. A. (2010). La corriente en chorro de bajo nivel sobre los Llanos Venezolanos de Sur América. *Revista de Climatología*, 10.

- Torres-Pineda, C. E., & Pabón-Caicedo, J. D. (2017). Variabilidad intraestacional de la precipitación en Colombia y su relación con la oscilación de Madden-Julian. *Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 41(158), 79-93.
- Urrea, V., Ochoa, A., & Mesa, O. (2019). Seasonality of rainfall in Colombia. *Water Resources Research*, 55(5), 4149-4162.
- Vallejo-Bernal, S. M., Urrea, V., Bedoya-Soto, J. M., Posada, D., Olarte, A., Cárdenas-Posso, Y., ... & Poveda, G. (2021). Ground validation of TRMM 3B43 V7 precipitation estimates over Colombia. Part I: Monthly and seasonal timescales. *International Journal of Climatology*, 41(1), 601-624.
- Velásquez, N. (2022). Assessment of Deep Convective Systems in the Colombian Andean Region. *Hydrology*, 9(7), 119.
- Yepes, J., Poveda, G., Mejía, J. F., Moreno, L., & Rueda, C. (2019). Choco-jex: A research experiment focused on the Chocó low-level jet over the far eastern Pacific and western Colombia. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 100(5), 779- 796.
- Zhang, X., Alexander, L., Hegerl, G. C., Jones, P., Tank, A. K., Peterson, T. C., ... & Zwiers, F. W. (2011). Indices for monitoring changes in extremes based on daily temperature and precipitation data. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change*, 2(6), 851-870.
- 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), 1057-1072.
- Zuluaga, M. D., & Poveda, G. (2004). Diagnostics of mesoscale convective systems over Colombia and the eastern tropical Pacific during 1998-2002. *Avances en Recursos Hidráulicos*, 11, 145-160.
- 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.

Apéndice A: Evento E01 (2005-02-12)

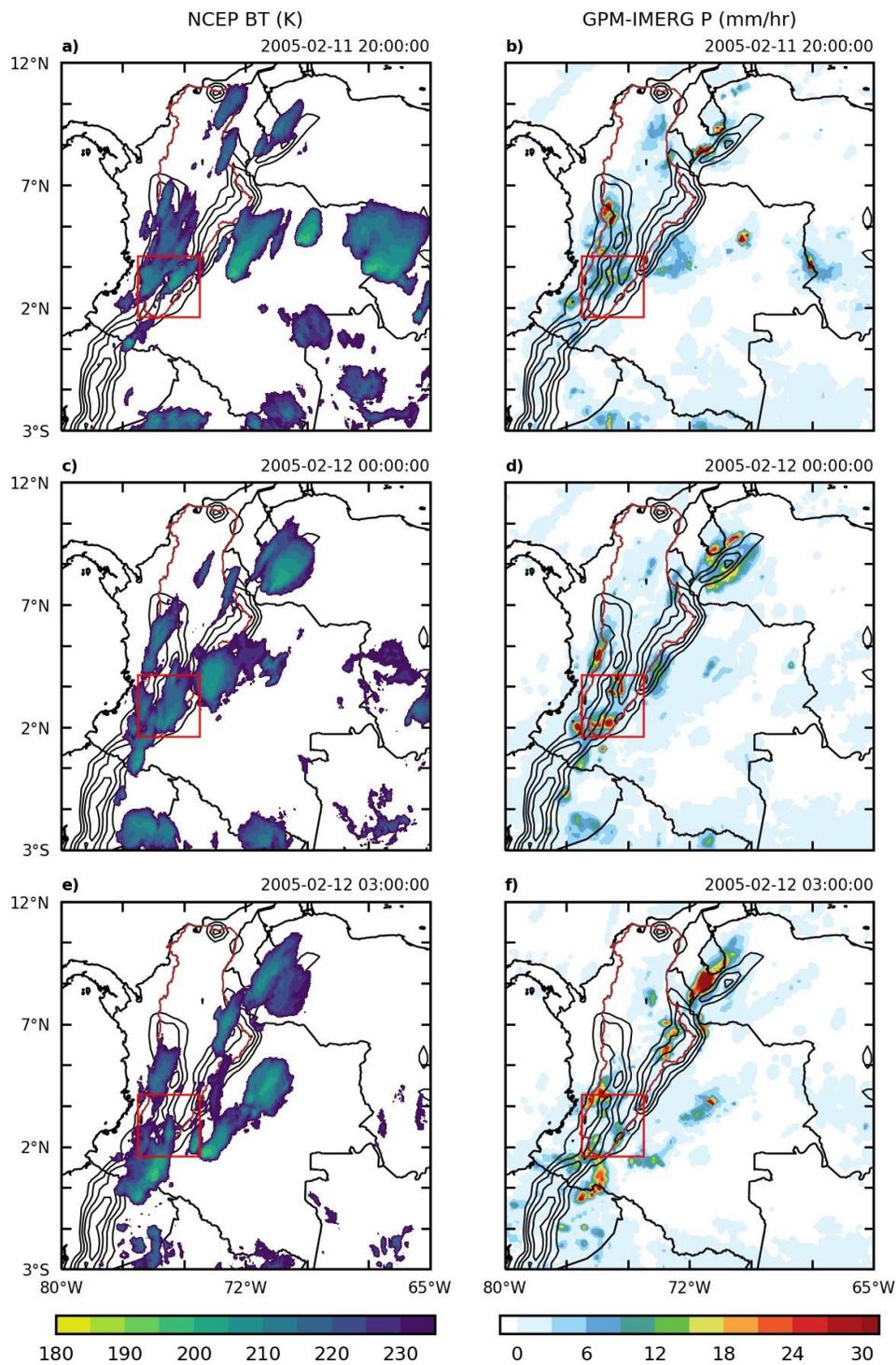


Figura A1. Campos de temperatura de brillo y precipitación horaria para el inicio (a, b), punto máximo (c, d) y disipación del evento E01 (e, f) sobre la parte alta de la cuenca M-C. Todas las horas corresponden a hora local (UTC-5).

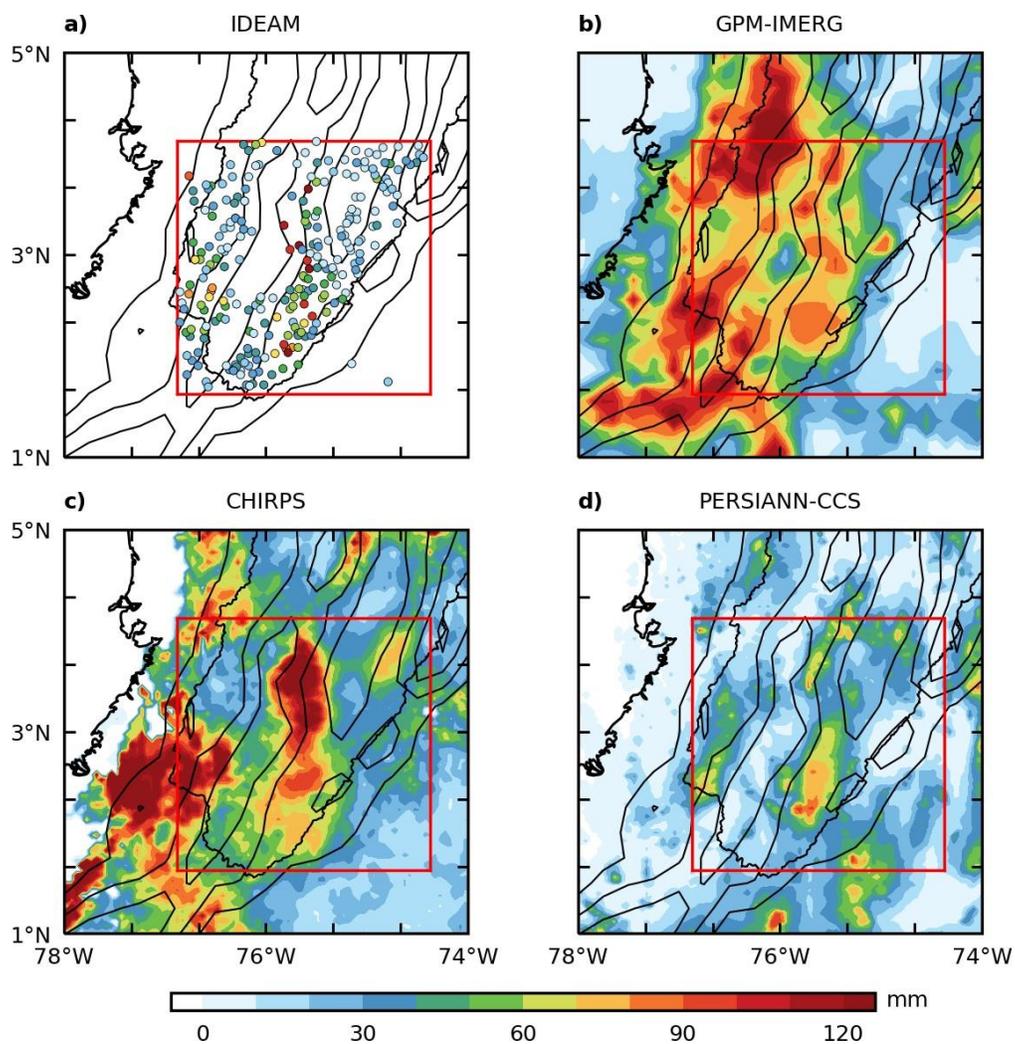


Figura A2. Acumulados totales de precipitación para la fecha del evento E01 sobre la región de interés. (a) Día pluviométrico medido por estaciones IDEAM. (b, c y d) acumulados estimados por GPM-IMERG, CHIRPS y PERSIANN-CCS, respectivamente.

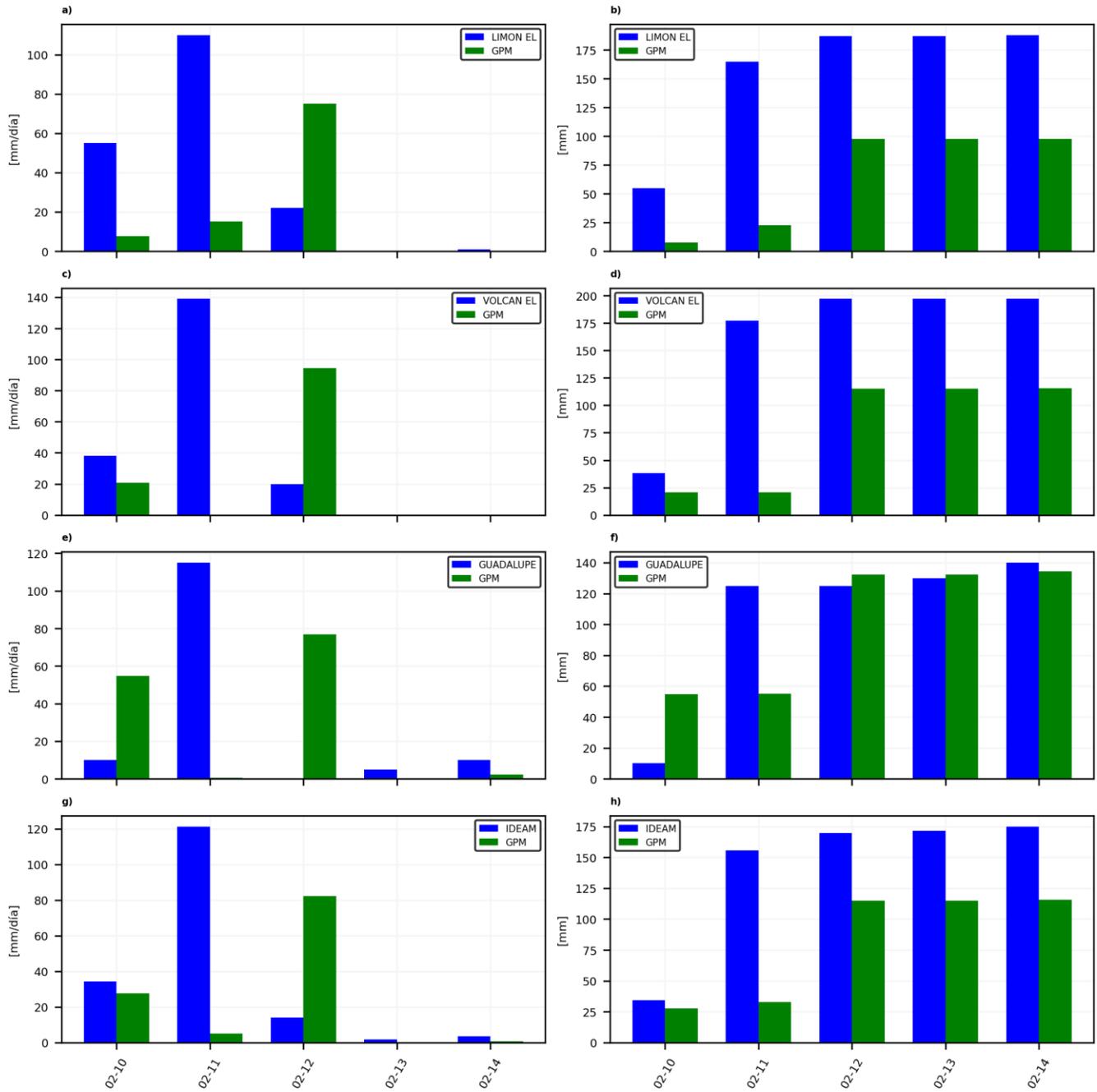


Figura A3. Series de precipitación total diaria (izq.) y acumulados totales de precipitación durante cinco días alrededor del evento E01 para un píxel de GPM y las estaciones El Limón (a, b), El Volcán (c, d), Guadalupe (e, f) y un promedio de todas estas estaciones (g, h). Todas las horas corresponden a hora local (UTC-5).

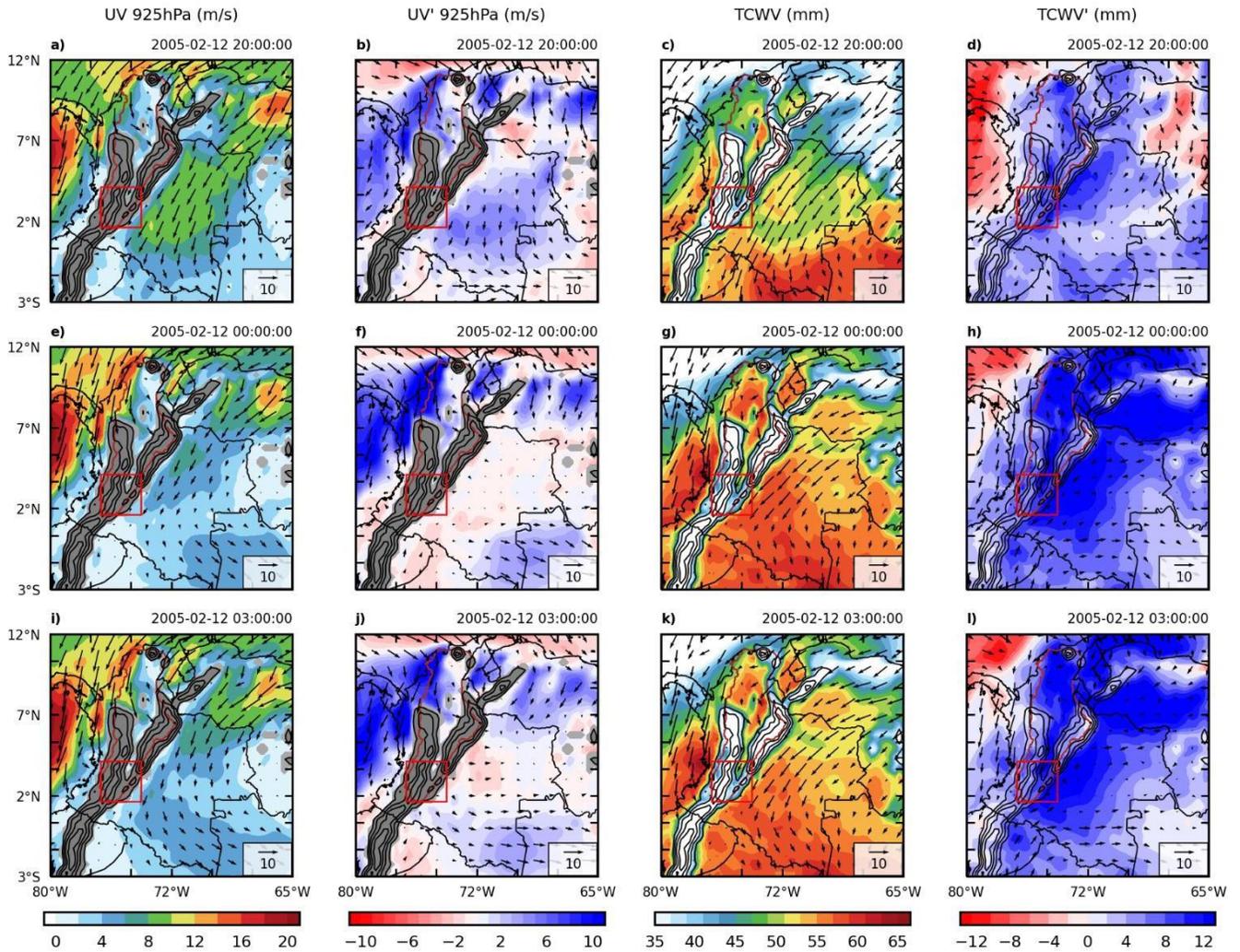


Figura A4. (a, e, i) Velocidad y dirección del viento a 925 hPa, (b, f, j) anomalías de velocidad y dirección del viento a 925 hPa, (c, g, k) agua precipitable y dirección del viento a 850 hPa y (d, h, l) anomalías de agua precipitable y dirección del viento a 850 hPa durante el evento E01. Todas las horas corresponden a hora local (UTC-5).

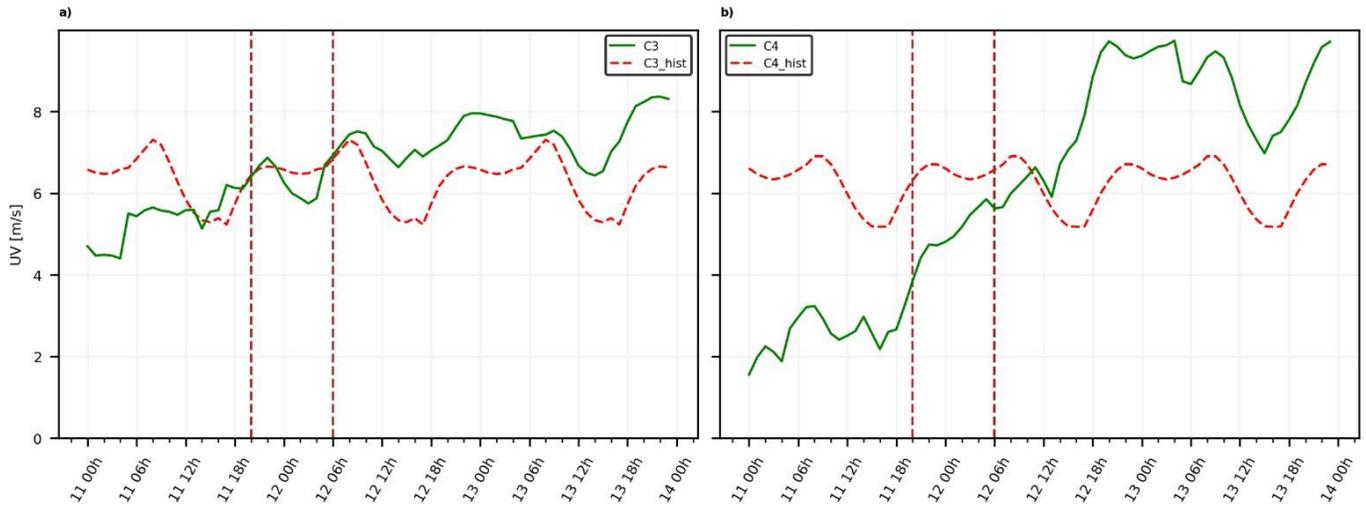


Figura A5. Series horarias de velocidad promedio del viento para las regiones C3 y C4 durante los días alrededor del evento E01 (línea verde) y series históricas (línea roja) promediadas sobre las mismas regiones. Las líneas verticales punteadas marcan la ventana temporal de actividad del evento. Todas las horas corresponden a hora local (UTC-5).

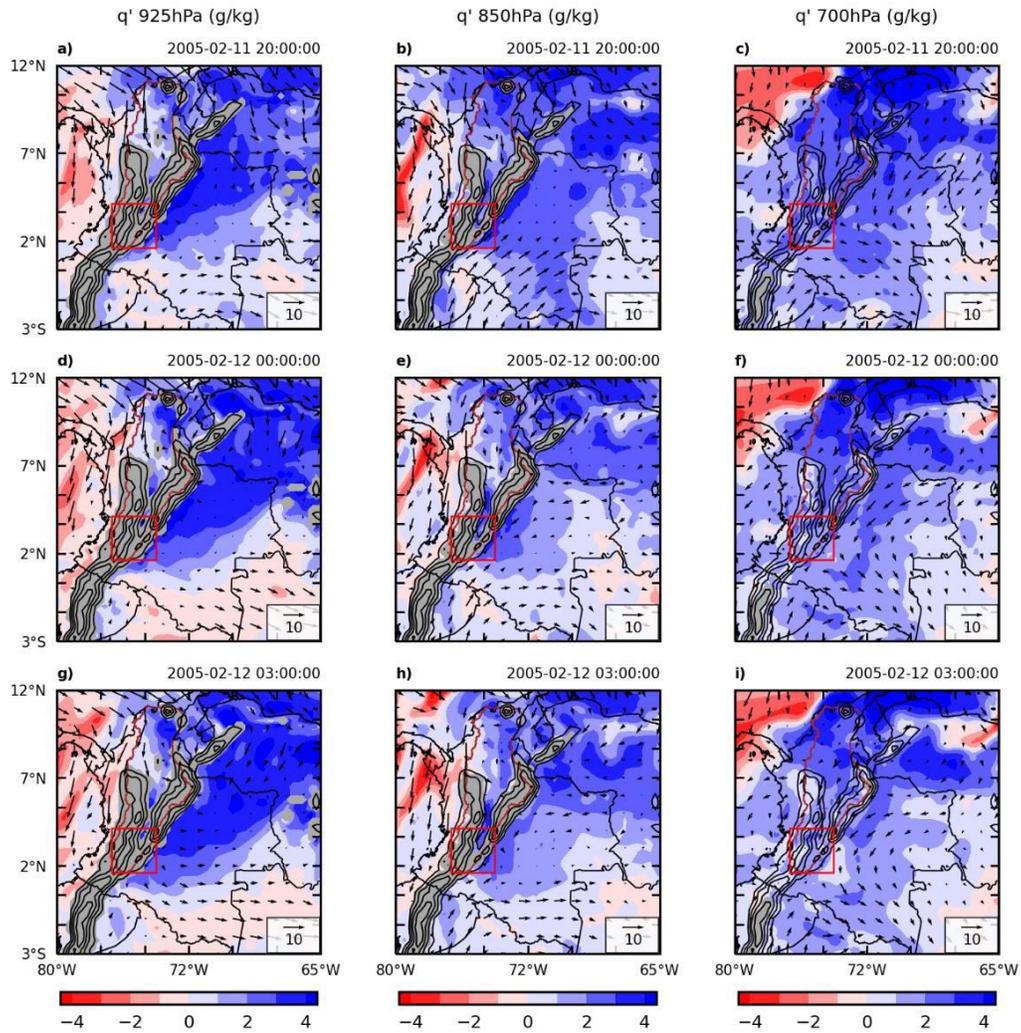


Figura A6. Anomalías de humedad específica y dirección del viento a 925 hPa (a, d, g), 850 hPa (b, e, h) y 700 hPa (c, f, i) durante el evento E01. Todas las horas corresponden a hora local (UTC-5).

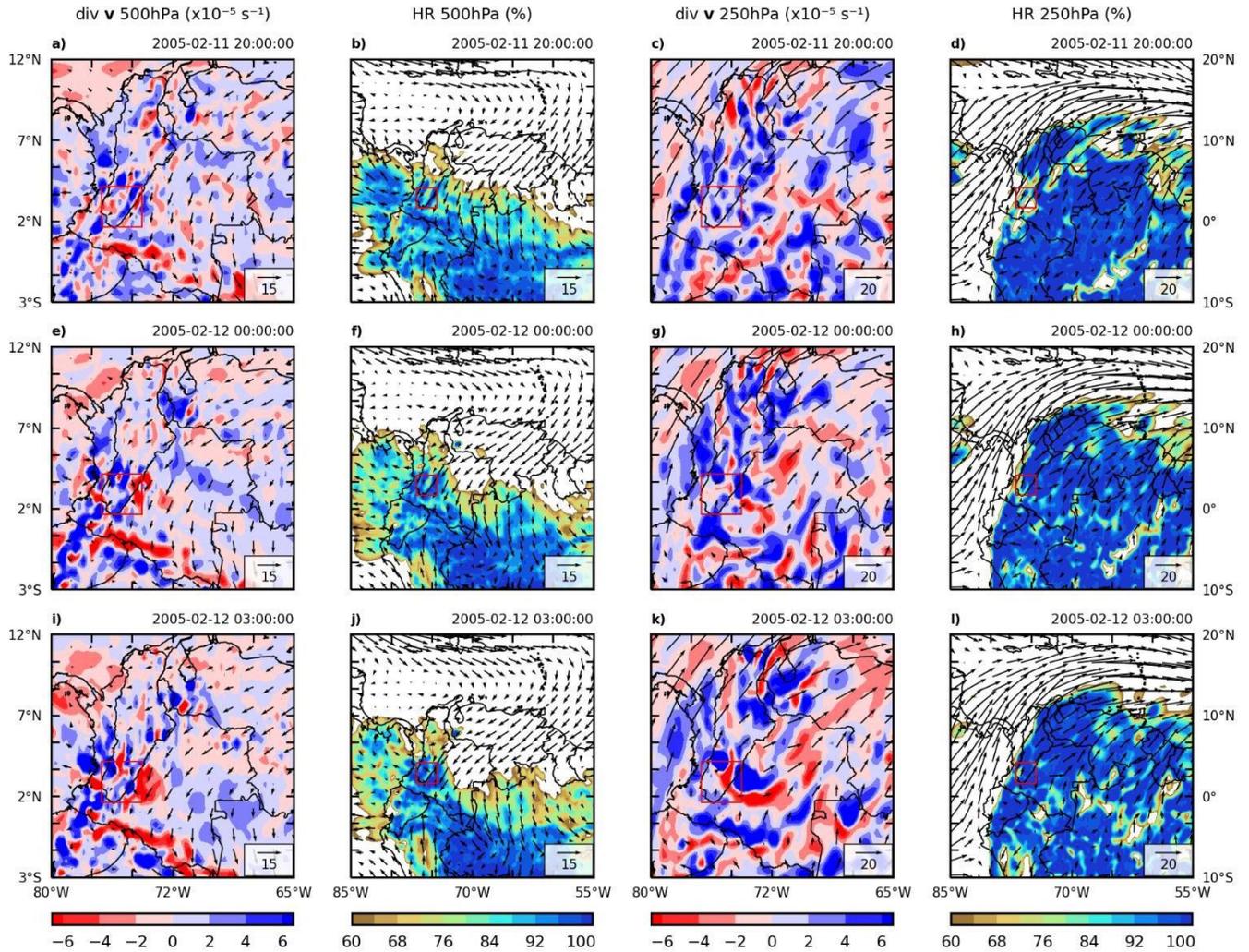


Figura A7. (a, e, i) Divergencia y dirección del viento a 500 hPa, (b, f, j) humedad relativa y dirección del viento a 500 hPa, (c, g, k) divergencia y dirección del viento a 250 hPa y (d, h, l) humedad relativa y dirección del viento a 250 hPa durante el evento E01. Todas las horas corresponden a hora local (UTC-5).

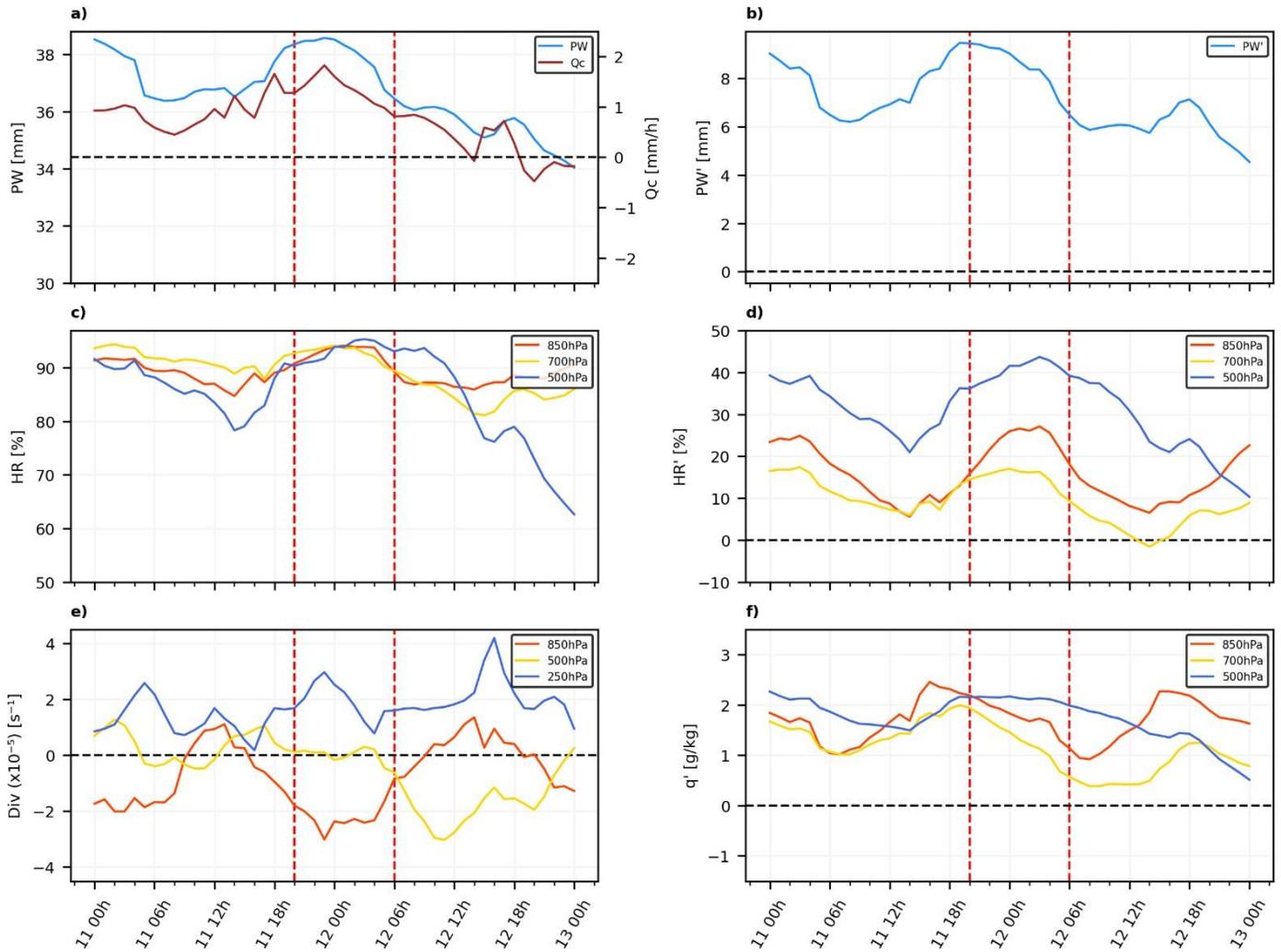


Figura A8. Series de tiempo de agua precipitable e integral vertical del flujo de humedad (a), anomalías de agua precipitable (b), humedad relativa (c), anomalías de humedad relativa (d), divergencia (e) y anomalías de humedad específica (f) durante el evento E01. Las líneas verticales punteadas marcan la ventana temporal de actividad del evento. Todas las horas corresponden a hora local (UTC-5).

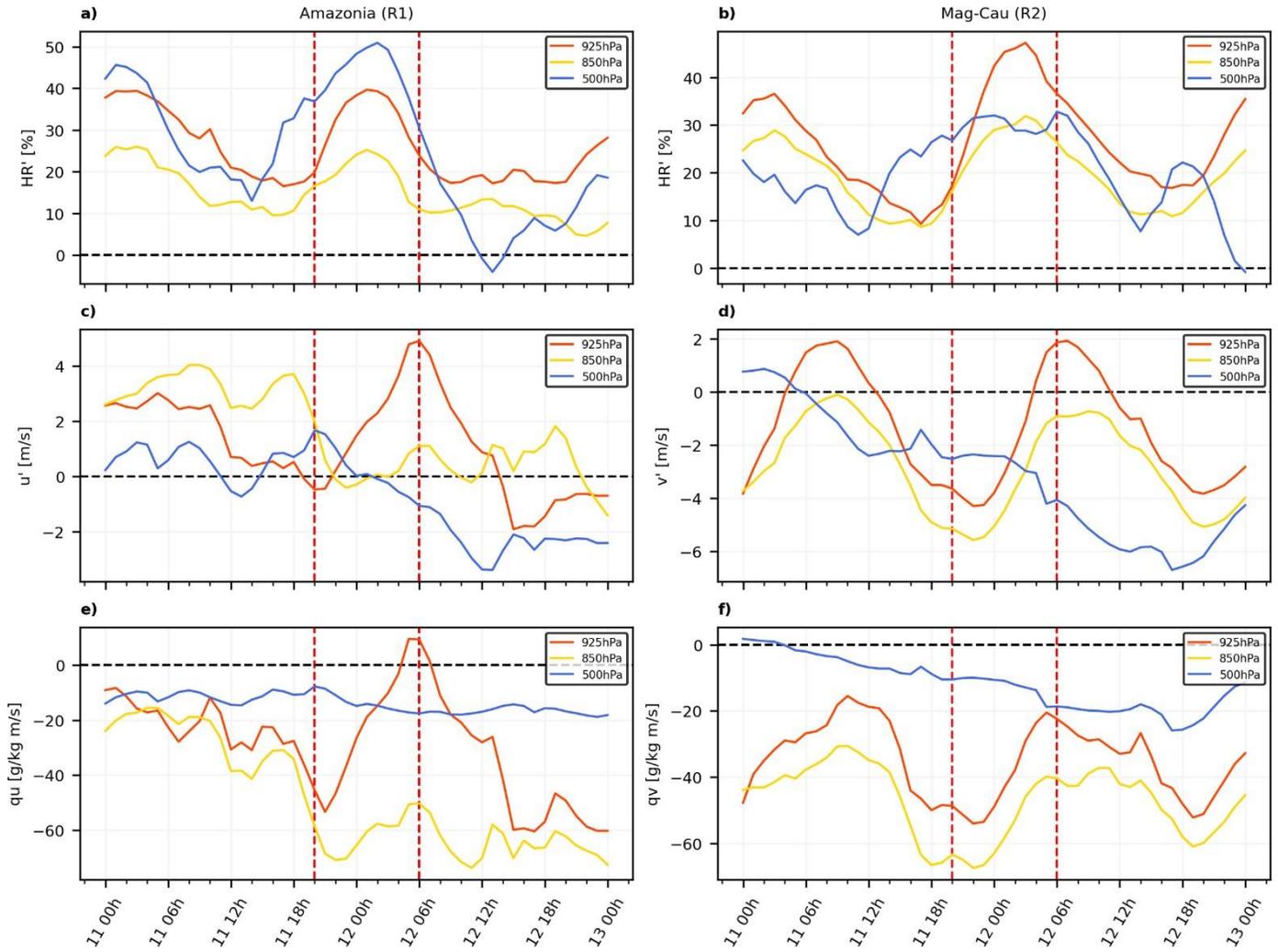


Figura A9. Series de tiempo de anomalías de humedad relativa (a, b), anomalías de viento zonal y meridional (c, d) y transporte de humedad q_u y q_v (e, f) durante el evento E01 para las regiones Amazonia (R1) y M-C medio (R2). Las líneas verticales punteadas marcan la ventana temporal de actividad del evento. Todas las horas corresponden a hora local (UTC-5).

Apéndice B: Evento E03 (2015-03-18)

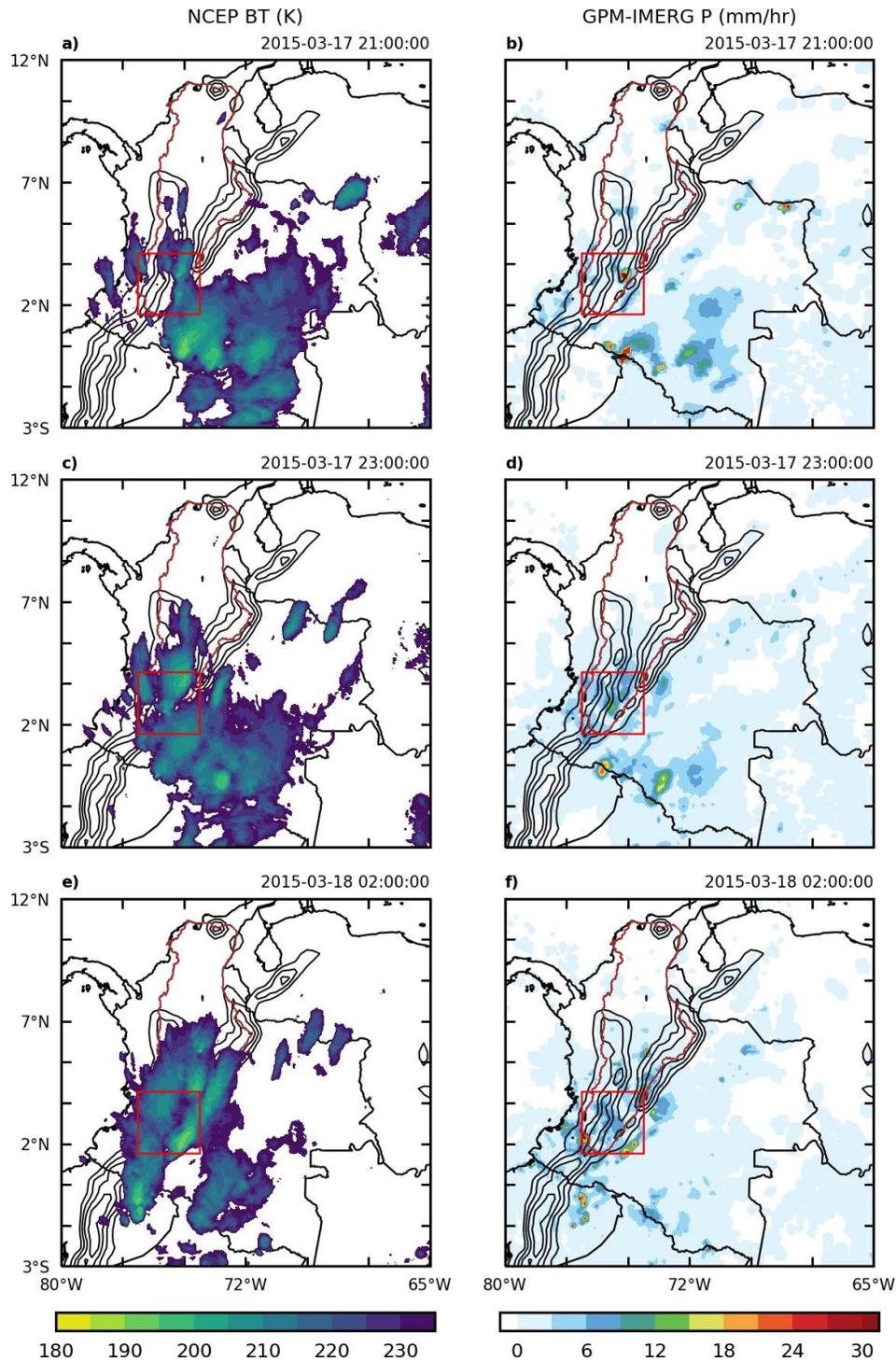


Figura B1. Campos de temperatura de brillo y precipitación horaria para el inicio (a, b), punto máximo (c, d) y disipación del evento E03 (e, f) sobre la parte alta de la cuenca M-C. Todas las horas corresponden a hora local (UTC-5).

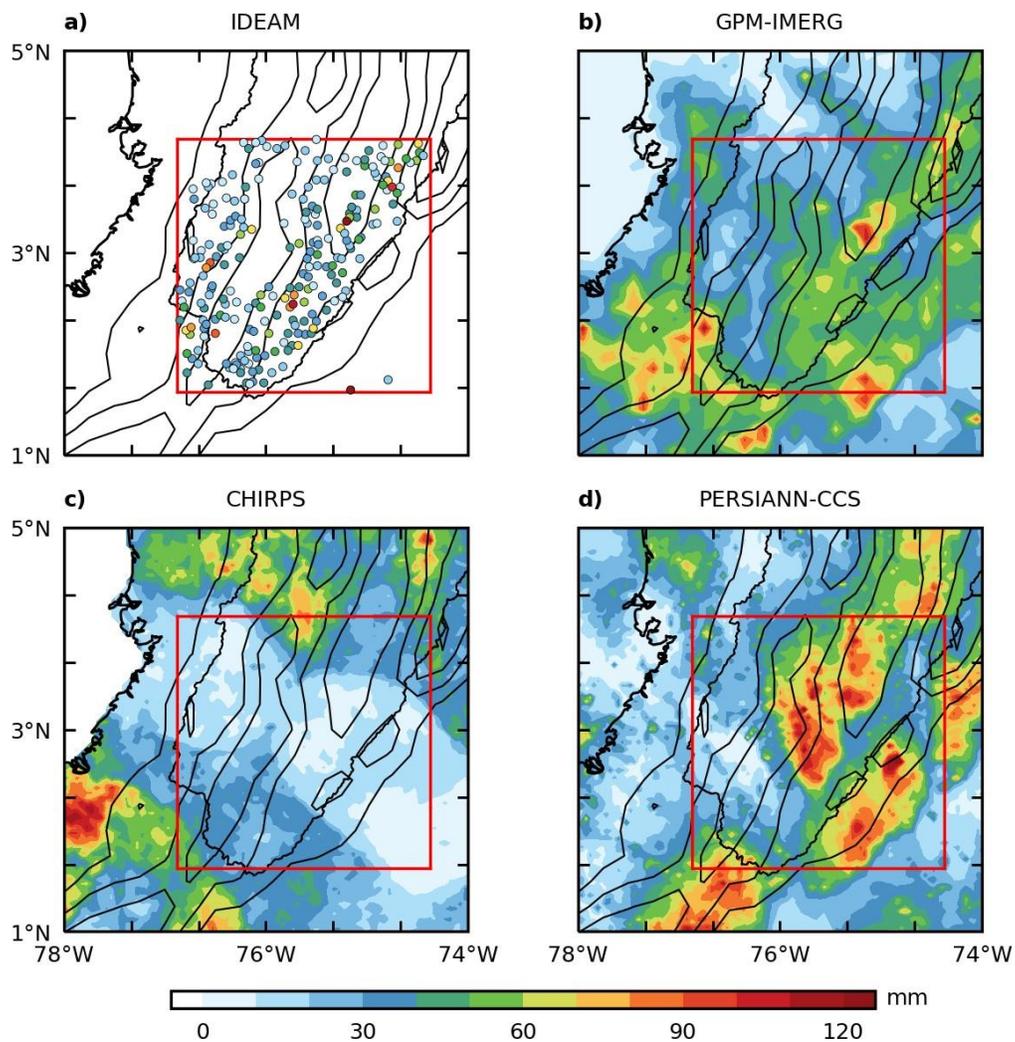


Figura B2. Acumulados totales de precipitación para la fecha del evento E03 sobre la región de interés. (a) Día pluviométrico medido por estaciones IDEAM. (b, c y d) acumulados estimados por GPM-IMERG, CHIRPS y PERSIANN-CCS, respectivamente.

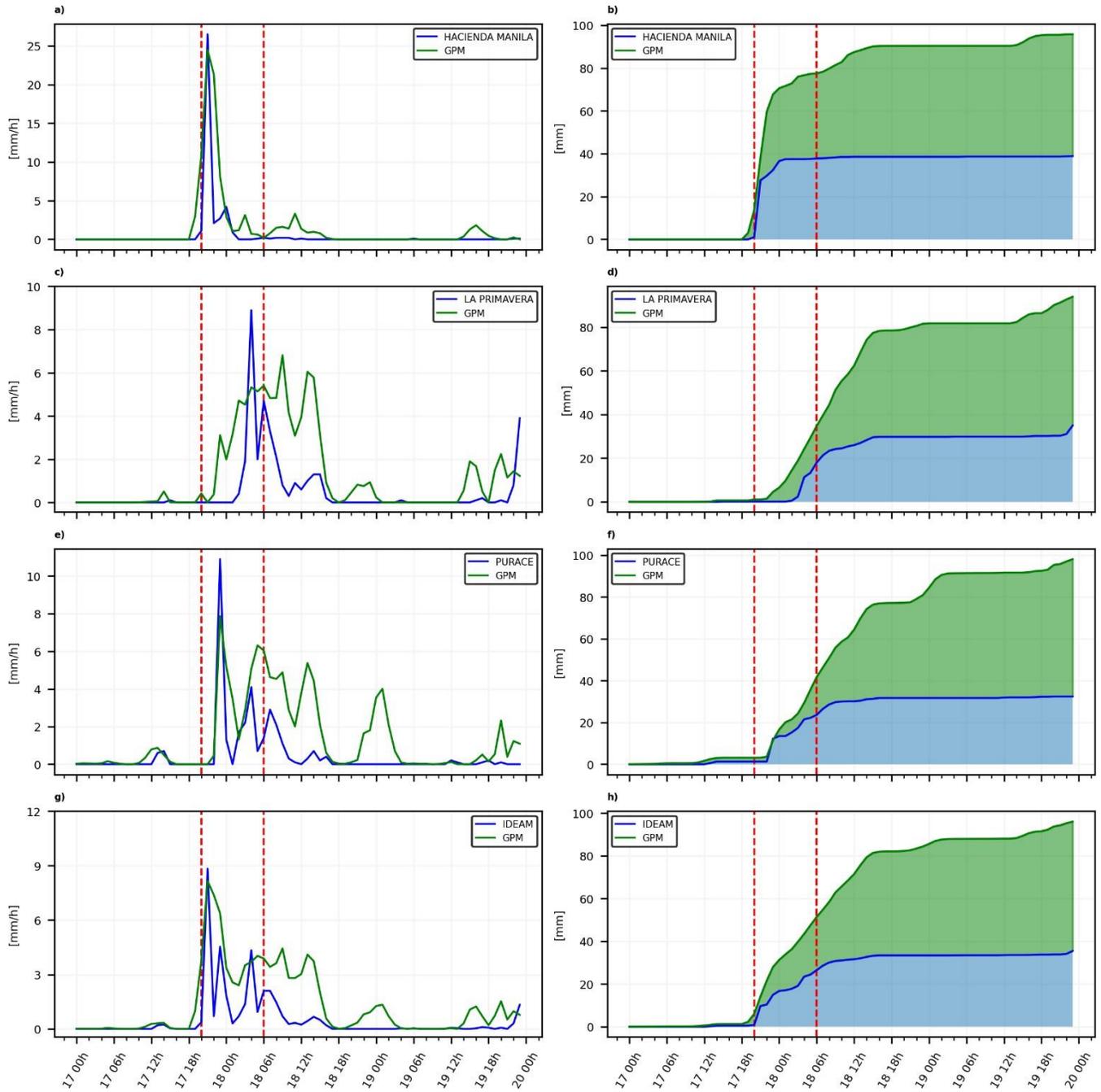


Figura B3. Series de precipitación total horaria (izq.) y acumulados totales de precipitación durante tres días alrededor del evento E03 para un píxel de GPM y las estaciones Hacienda Manila (a, b), La Primavera (c, d), Puracé (e, f) y un promedio de todas estas estaciones (g, h). Las líneas verticales punteadas marcan la ventana temporal de actividad del evento. Todas las horas corresponden a hora local (UTC-5).

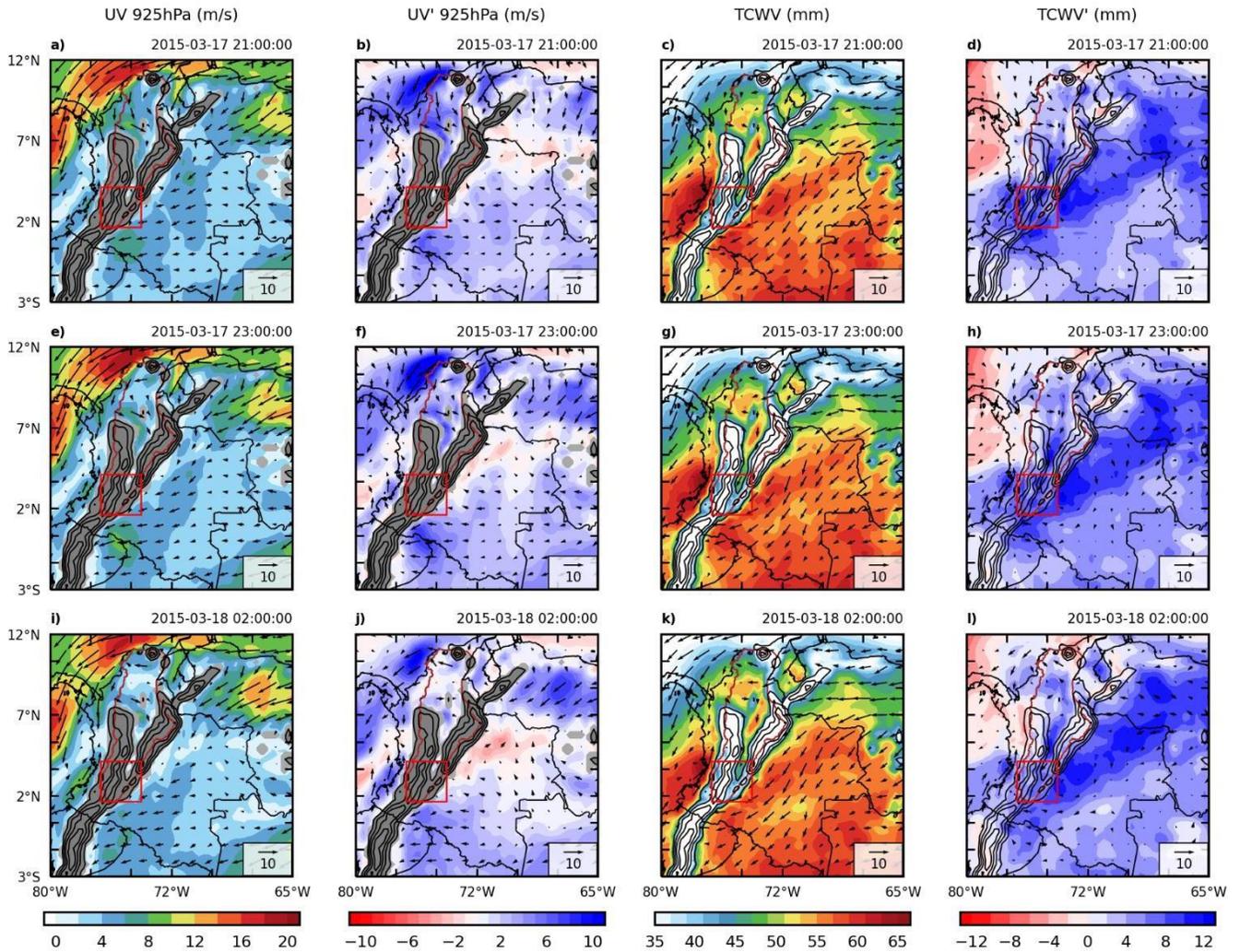


Figura B4. (a, e, i) Velocidad y dirección del viento a 925 hPa, (b, f, j) anomalías de velocidad y dirección del viento a 925 hPa, (c, g, k) agua precipitable y dirección del viento a 850 hPa y (d, h, l) anomalías de agua precipitable y dirección del viento a 850 hPa durante el evento E03. Todas las horas corresponden a hora local (UTC-5).

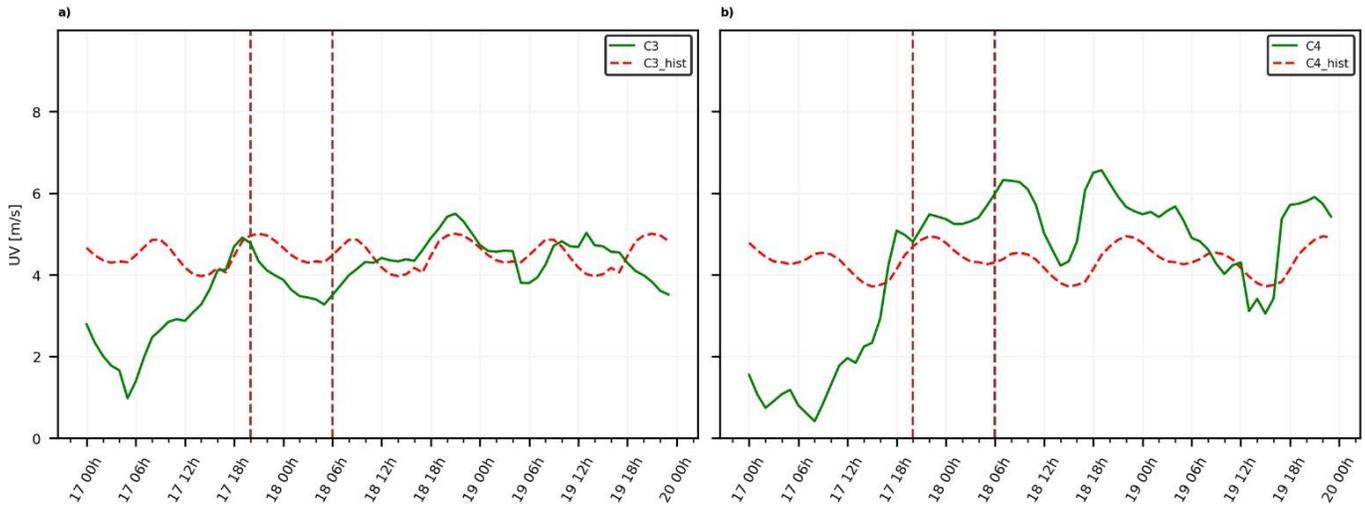


Figura B5. Series horarias de velocidad promedio del viento para las regiones C3 y C4 durante los días alrededor del evento E03 (línea verde) y series históricas (línea roja) promediadas sobre las mismas regiones. Las líneas verticales punteadas marcan la ventana temporal de actividad del evento. Todas las horas corresponden a hora local (UTC-5).

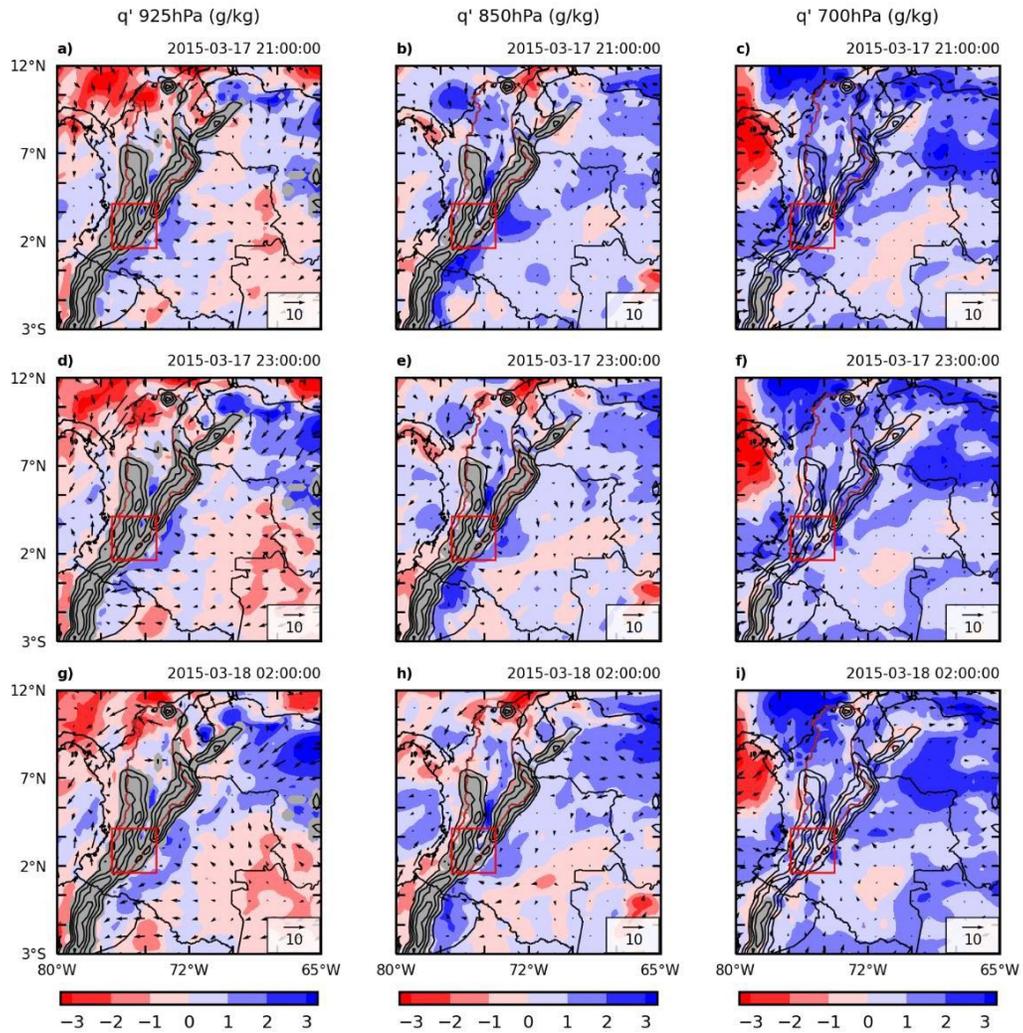


Figura B6. Anomalías de humedad específica y dirección del viento a 925 hPa (a, d, g), 850 hPa (b, e, h) y 700 hPa (c, f, i) durante el evento E03. Todas las horas corresponden a hora local (UTC-5).

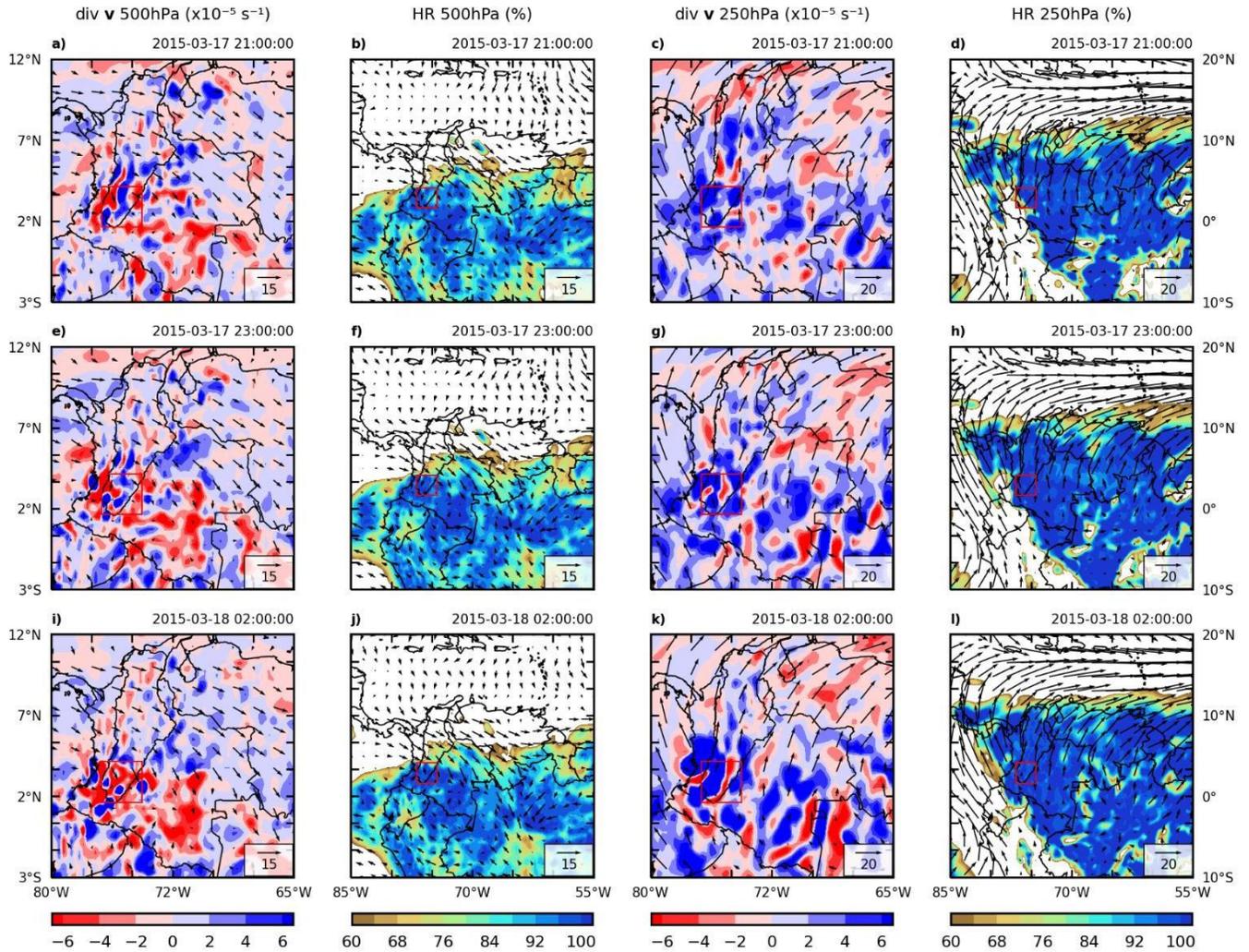


Figura B7. (a, e, i) Divergencia y dirección del viento a 500 hPa, (b, f, j) humedad relativa y dirección del viento a 500 hPa, (c, g, k) divergencia y dirección del viento a 250 hPa y (d, h, l) humedad relativa y dirección del viento a 250 hPa durante el evento E03. Todas las horas corresponden a hora local (UTC-5).

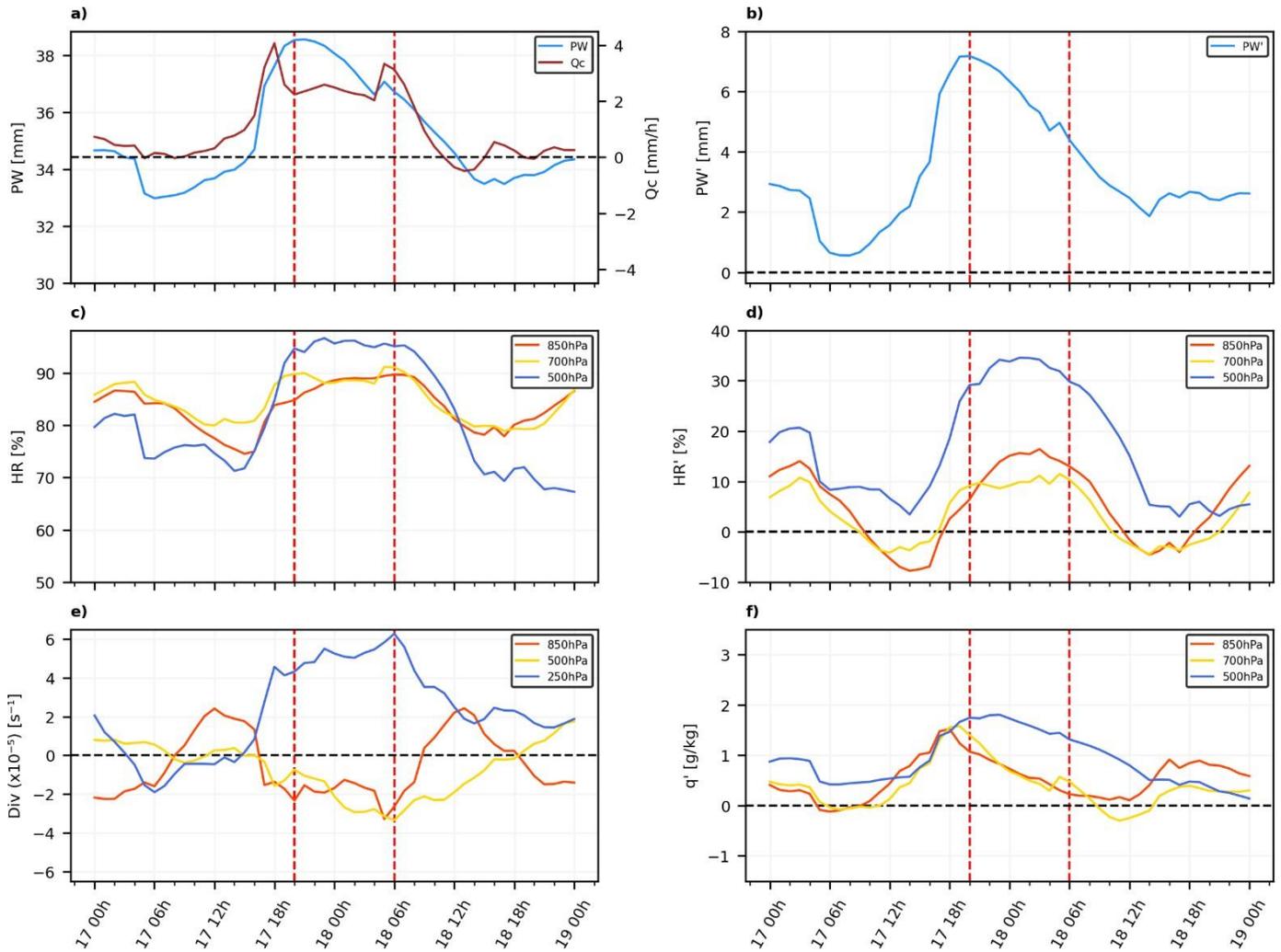


Figura B8. Series de tiempo de agua precipitable e integral vertical del flujo de humedad (a), anomalías de agua precipitable (b), humedad relativa (c), anomalías de humedad relativa (d), divergencia (e) y anomalías de humedad específica (f) durante el evento E03. Las líneas verticales punteadas marcan la ventana temporal de actividad del evento. Todas las horas corresponden a hora local (UTC-5).

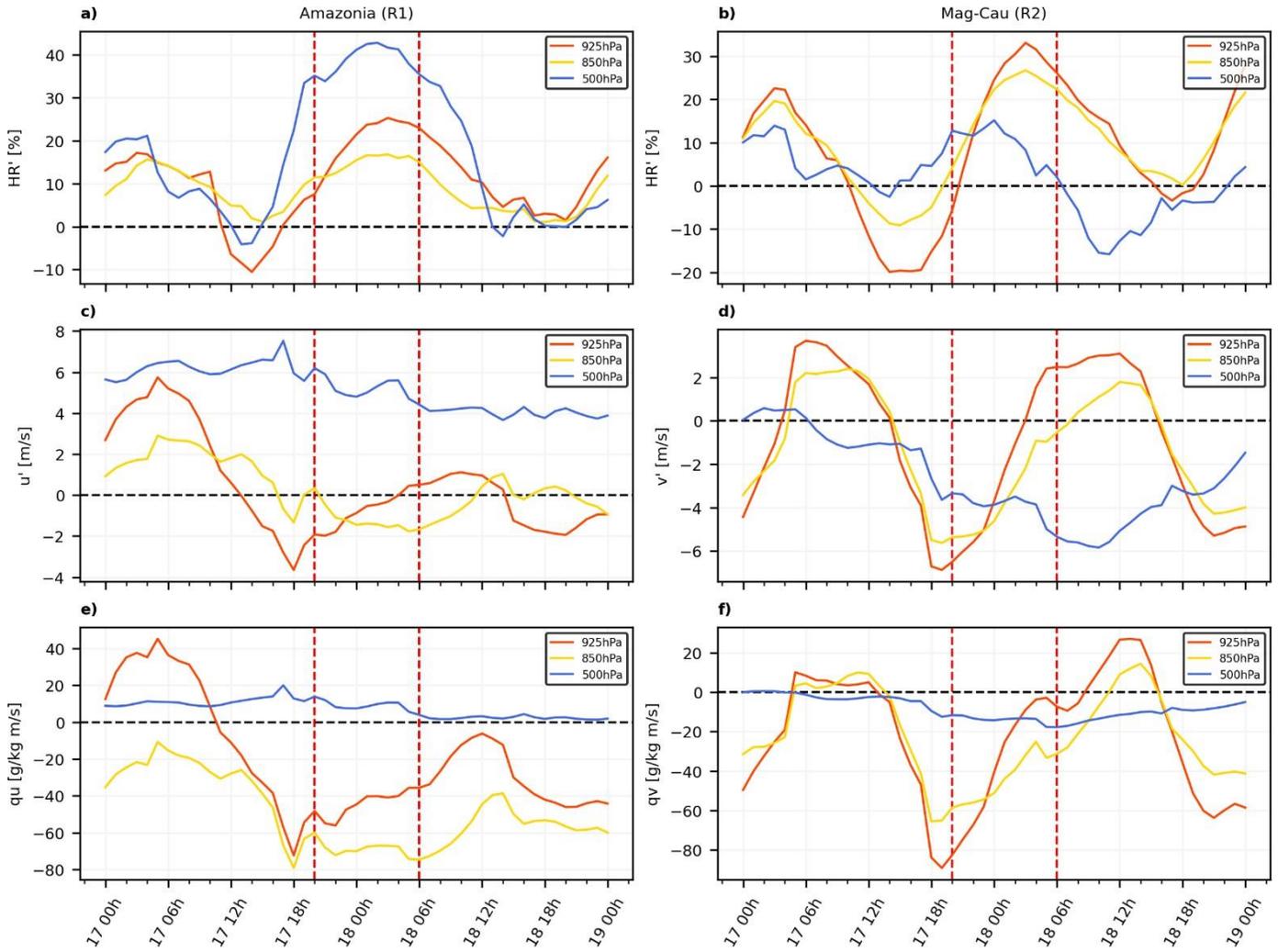


Figura B9. Series de tiempo de anomalías de humedad relativa (a, b), anomalías de viento zonal y meridional (c, d) y transporte de humedad q_u y q_v (e, f) durante el evento E03 para las regiones Amazonia (R1) y M-C medio (R2). Las líneas verticales punteadas marcan la ventana temporal de actividad del evento. Todas las horas corresponden a hora local (UTC-5).

Apéndice C: Evento E04 (2017-05-14)

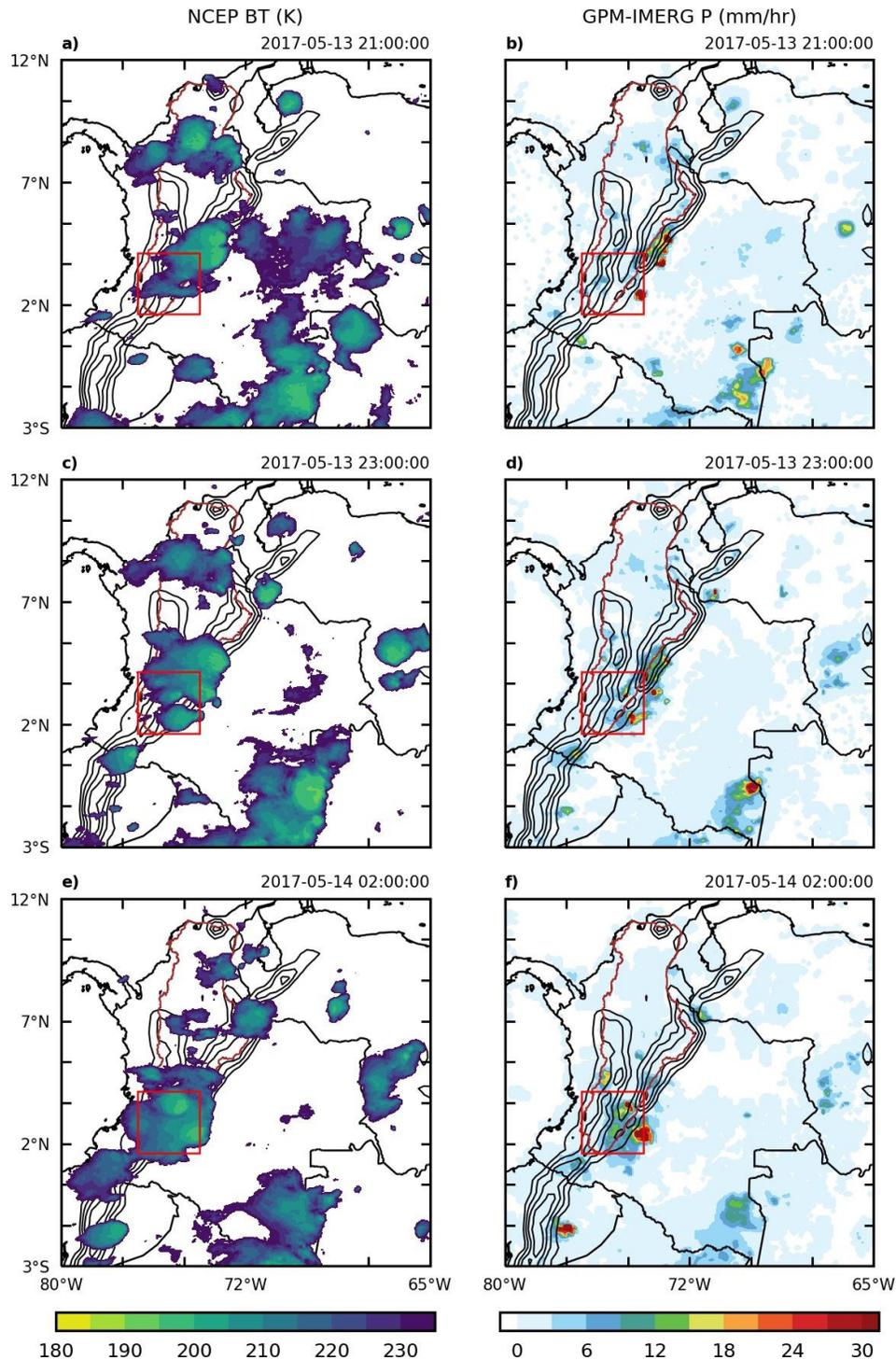


Figura C1. Campos de temperatura de brillo y precipitación horaria para el inicio (a, b), punto máximo (c, d) y disipación del evento E04 (e, f) sobre la parte alta de la cuenca M-C. Todas las horas corresponden a hora local (UTC-5).

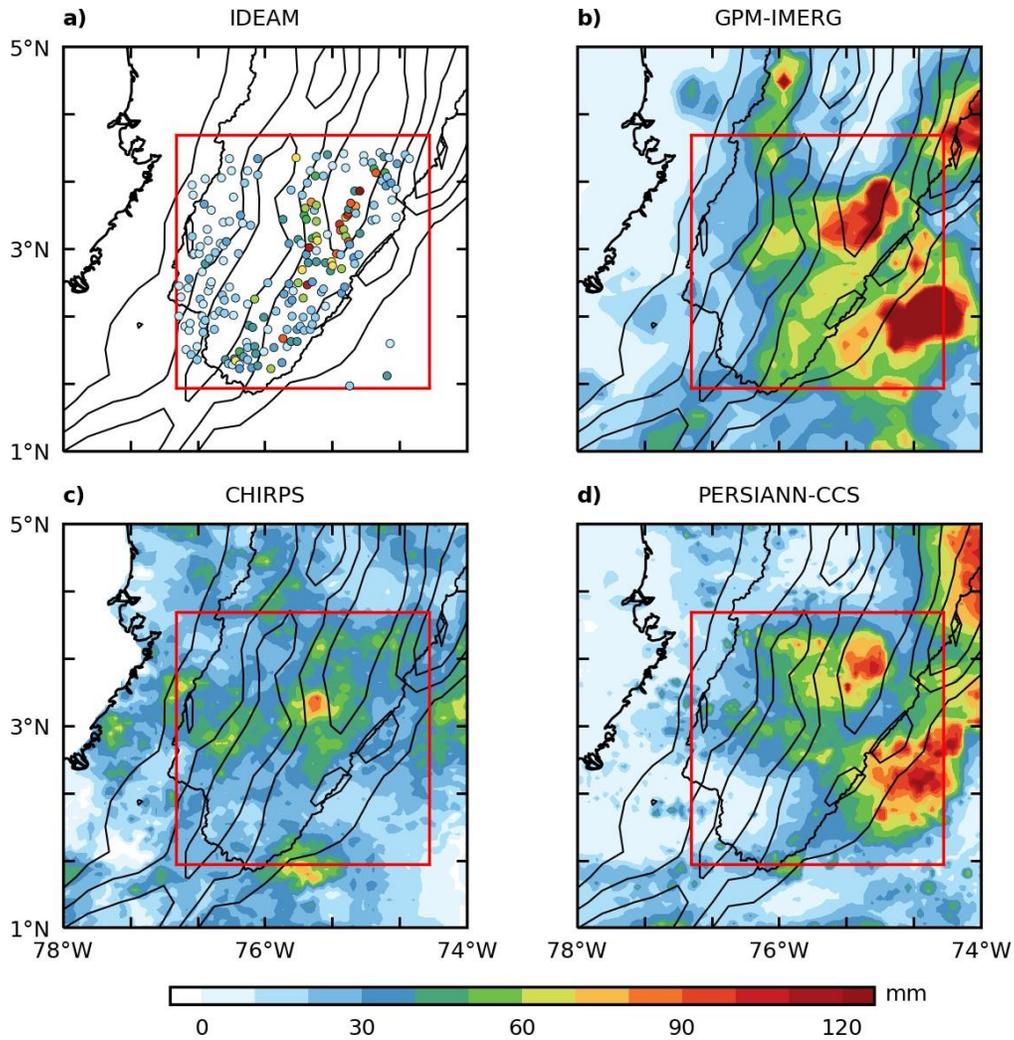


Figura C2. Acumulados totales de precipitación para la fecha del evento E04 sobre la región de interés. (a) Día pluviométrico medido por estaciones IDEAM. (b, c y d) acumulados estimados por GPM-IMERG, CHIRPS y PERSIANN-CCS, respectivamente.

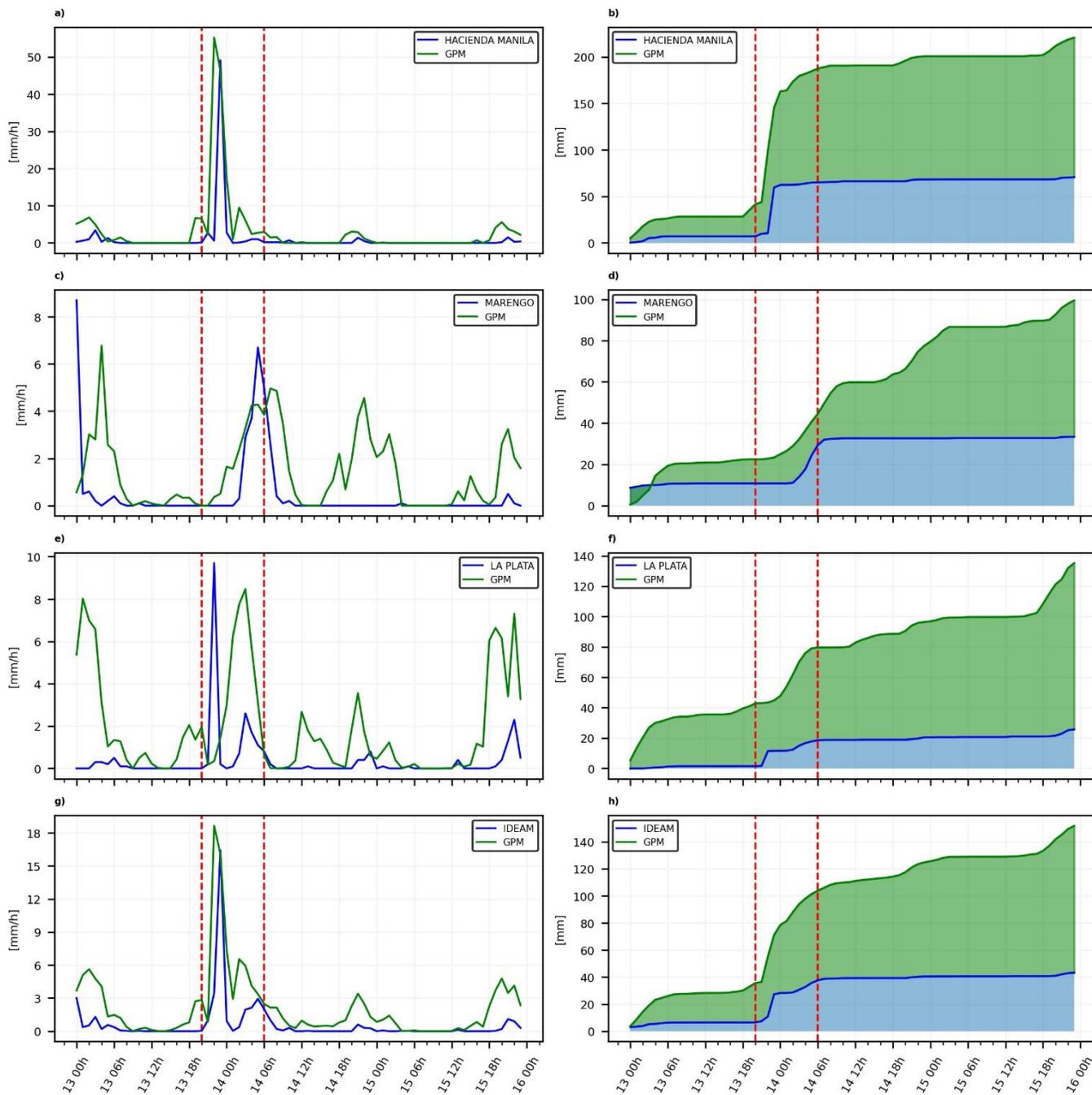


Figura C3. Series de precipitación total horaria (izq.) y acumulados totales de precipitación durante tres días alrededor del evento E04 para un píxel de GPM y las estaciones Hacienda Manila (a, b), Marengo (c, d), La Plata (e, f) y un promedio de todas estas estaciones (g, h). Las líneas verticales punteadas marcan la ventana temporal de actividad del evento. Todas las horas corresponden a hora local (UTC-5).

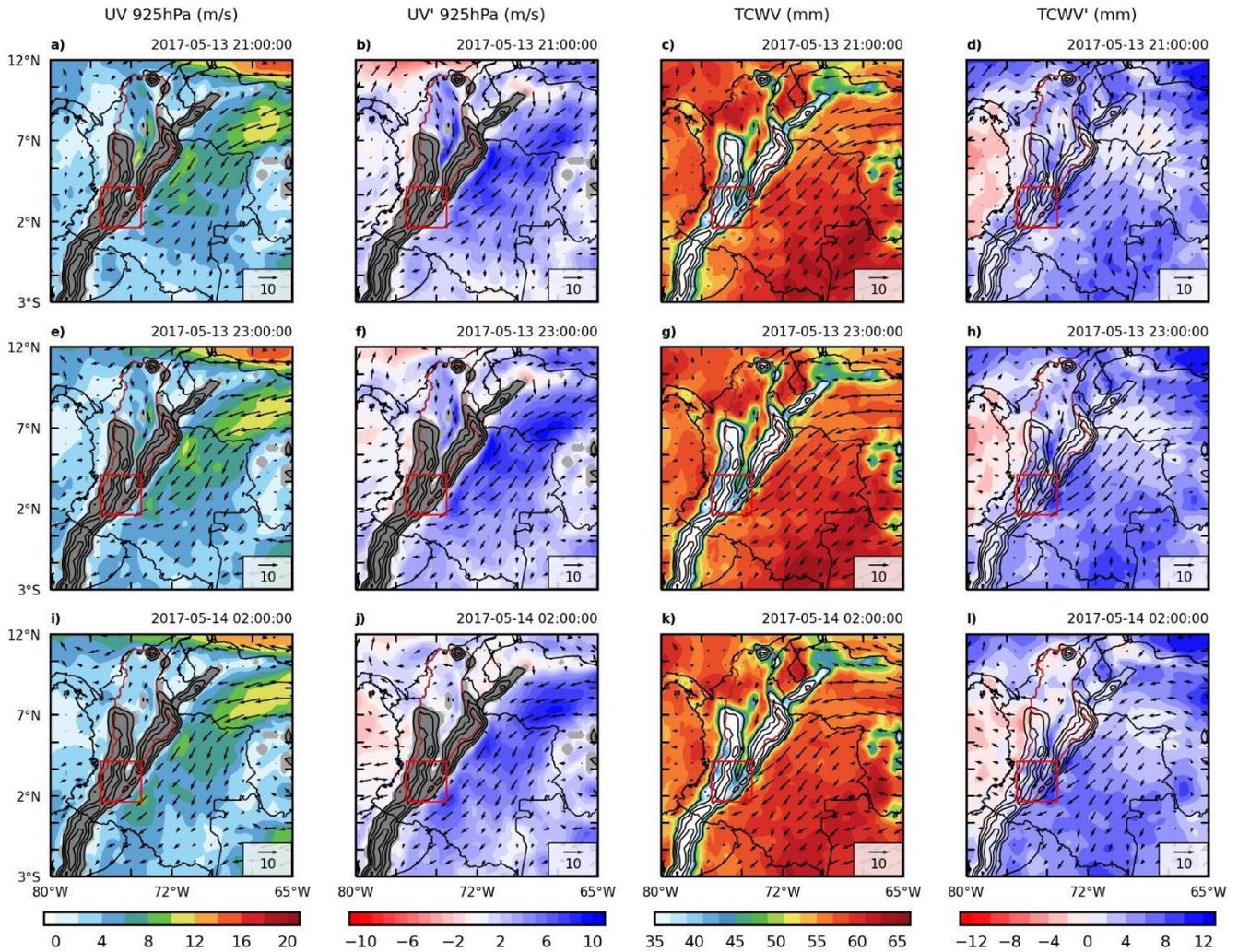


Figura C4. (a, e, i) Velocidad y dirección del viento a 925 hPa, (b, f, j) anomalías de velocidad y dirección del viento a 925 hPa, (c, g, k) agua precipitable y dirección del viento a 850 hPa y (d, h, l) anomalías de agua precipitable y dirección del viento a 850 hPa durante el evento E04. Todas las horas corresponden a hora local (UTC-5).

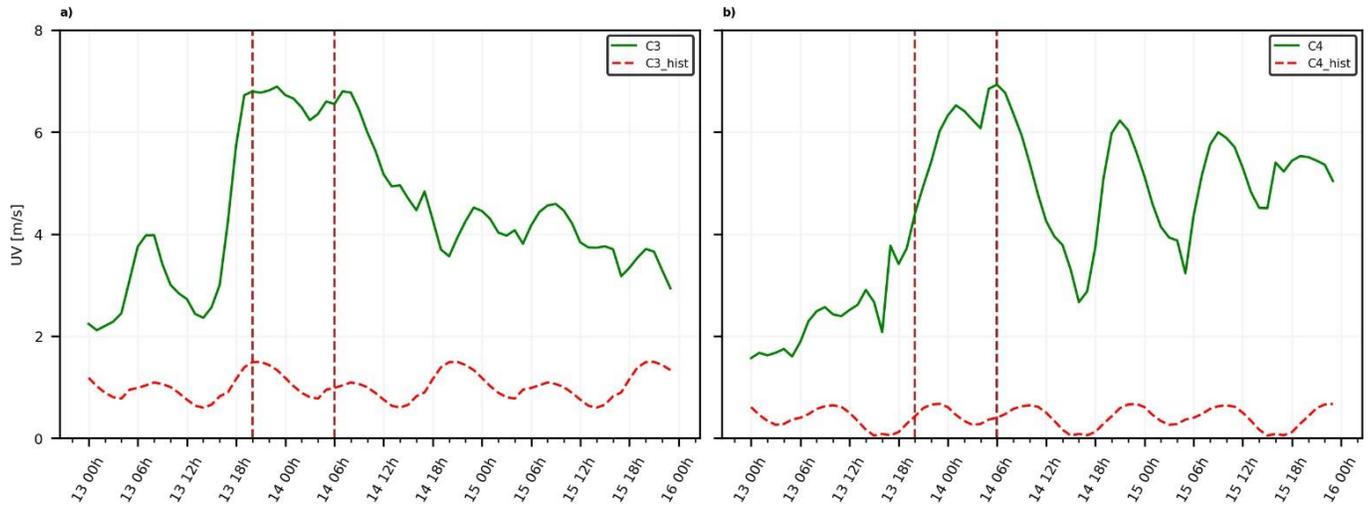


Figura C5. Series horarias de velocidad promedio del viento para las regiones C3 y C4 durante los días alrededor del evento E04 (línea verde) y series históricas (línea roja) promediadas sobre las mismas regiones. Las líneas verticales punteadas marcan la ventana temporal de actividad del evento. Todas las horas corresponden a hora local (UTC-5).

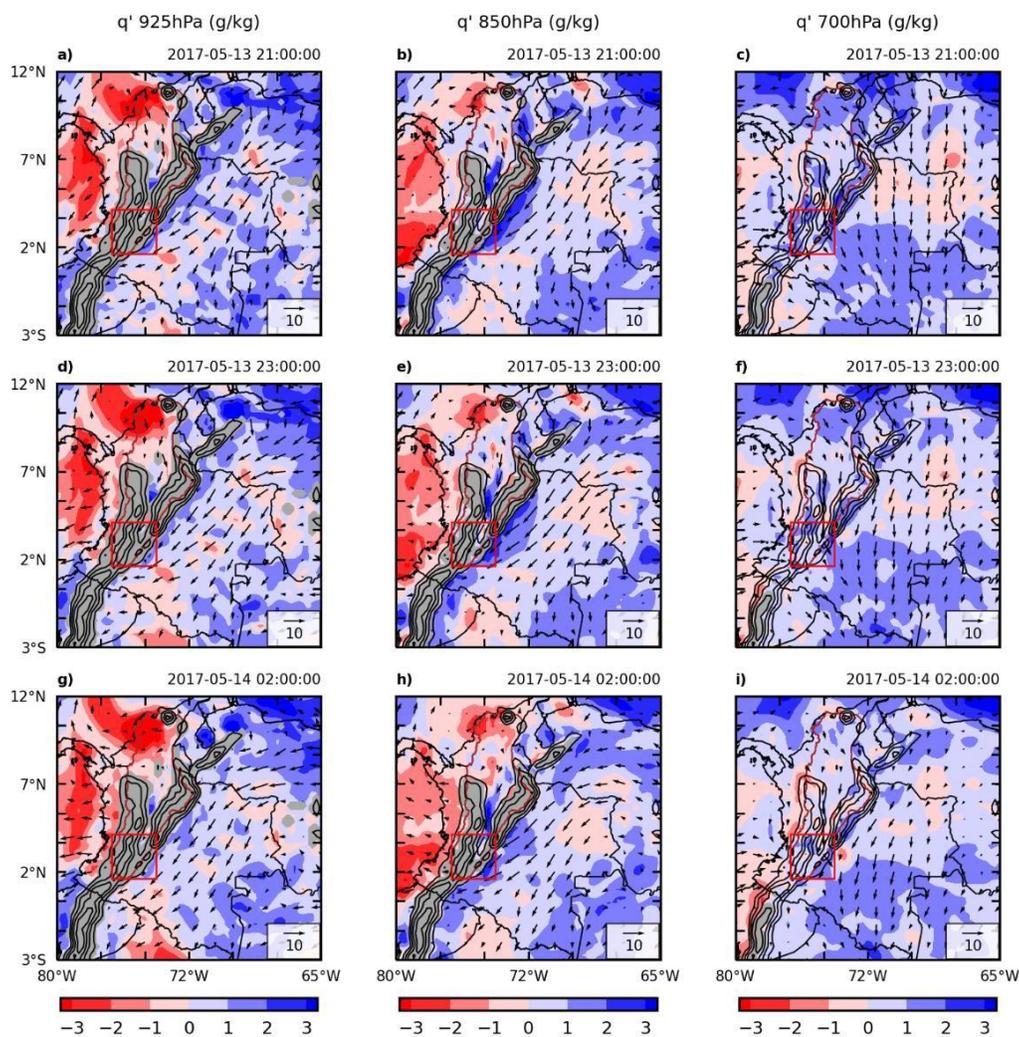


Figura C6. Anomalías de humedad específica y dirección del viento a 925 hPa (a, d, g), 850 hPa (b, e, h) y 700 hPa (c, f, i) durante el evento E04. Todas las horas corresponden a hora local (UTC-5).

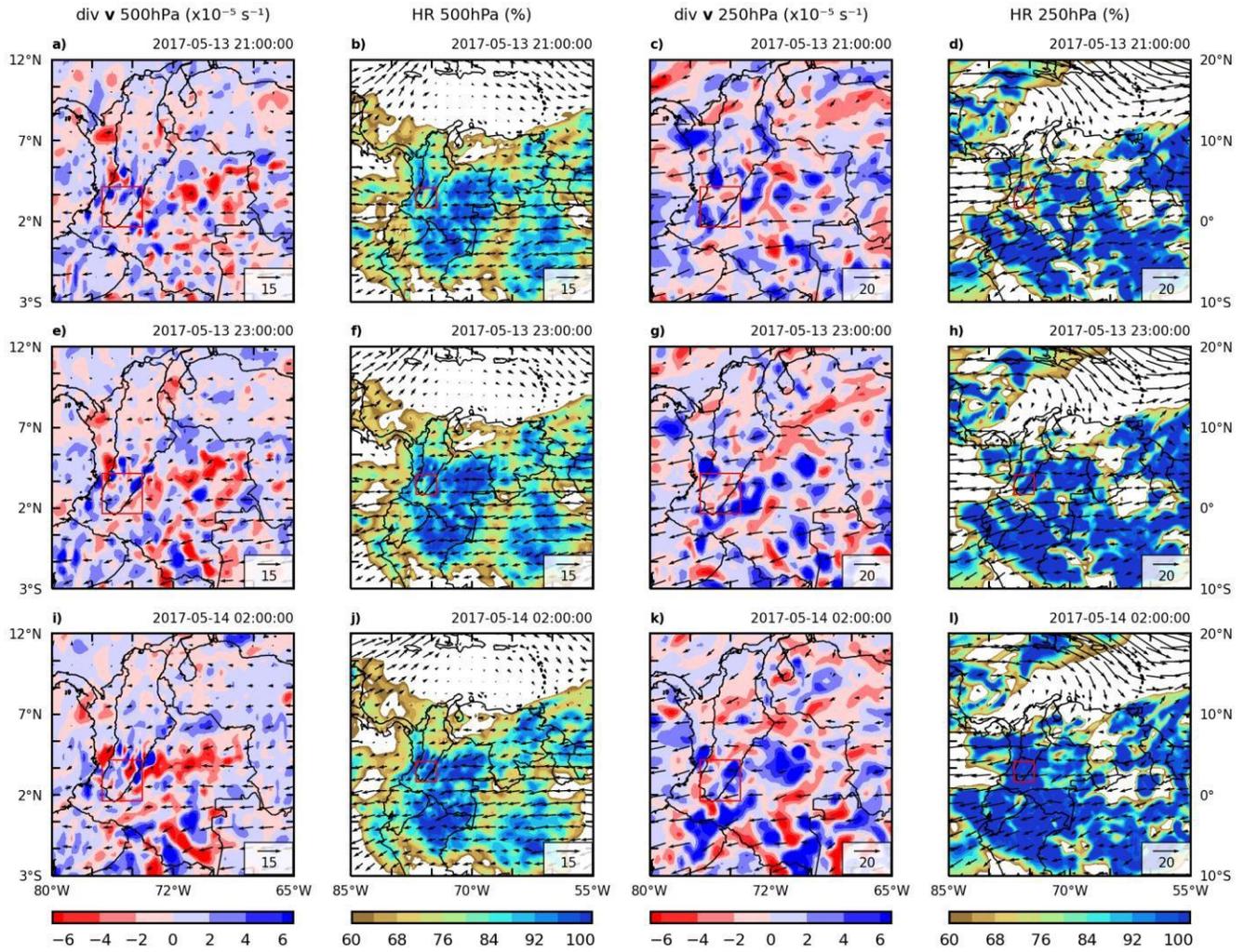


Figura C7. (a, e, i) Divergencia y dirección del viento a 500 hPa, (b, f, j) humedad relativa y dirección del viento a 500 hPa, (c, g, k) divergencia y dirección del viento a 250 hPa y (d, h, l) humedad relativa y dirección del viento a 250 hPa durante el evento E04. Todas las horas corresponden a hora local (UTC-5).

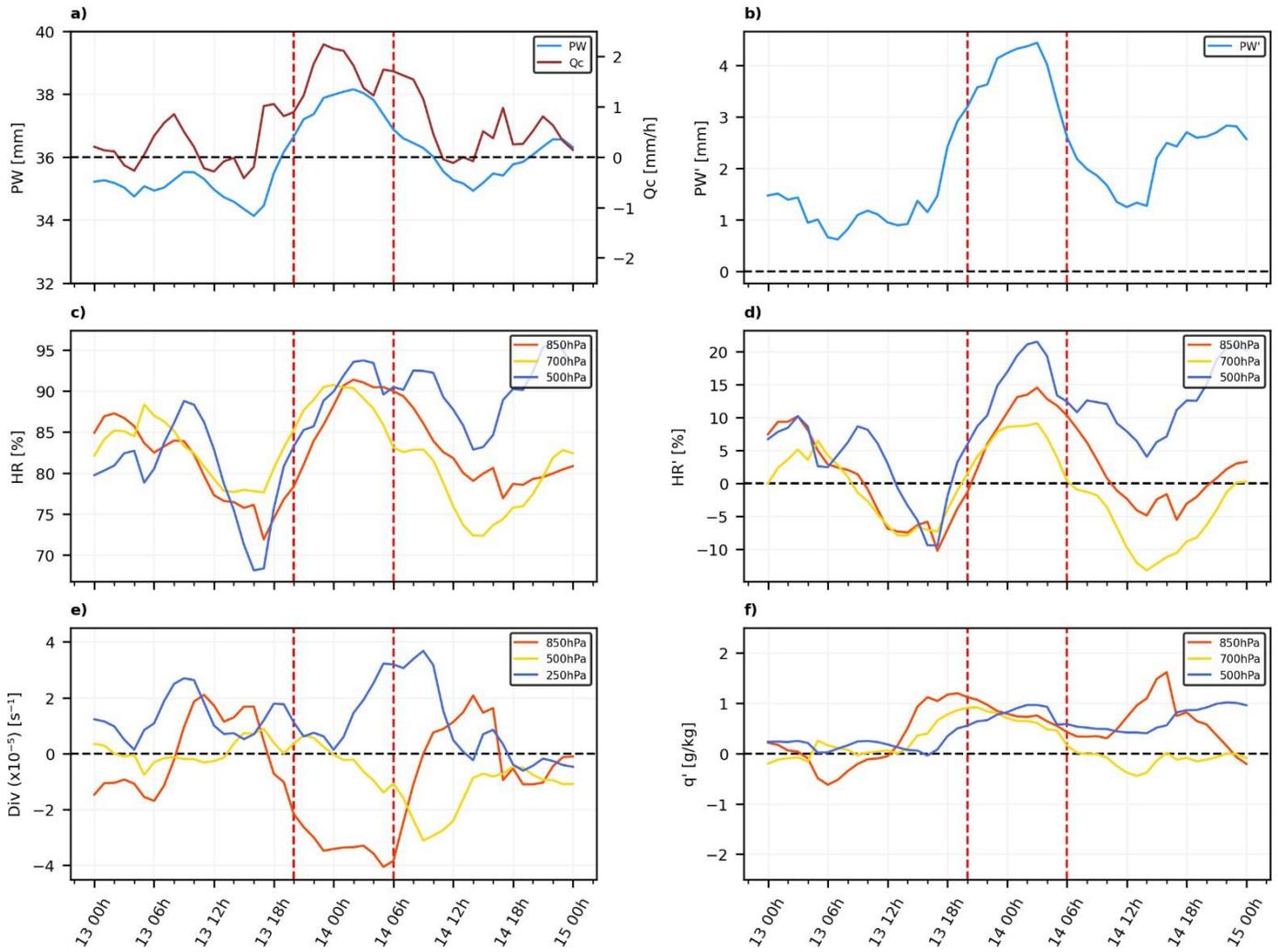


Figura C8. Series de tiempo de agua precipitable e integral vertical del flujo de humedad (a), anomalías de agua precipitable (b), humedad relativa (c), anomalías de humedad relativa (d), divergencia (e) y anomalías de humedad específica (f) durante el evento E04. Las líneas verticales punteadas marcan la ventana temporal de actividad del evento. Todas las horas corresponden a hora local (UTC-5).

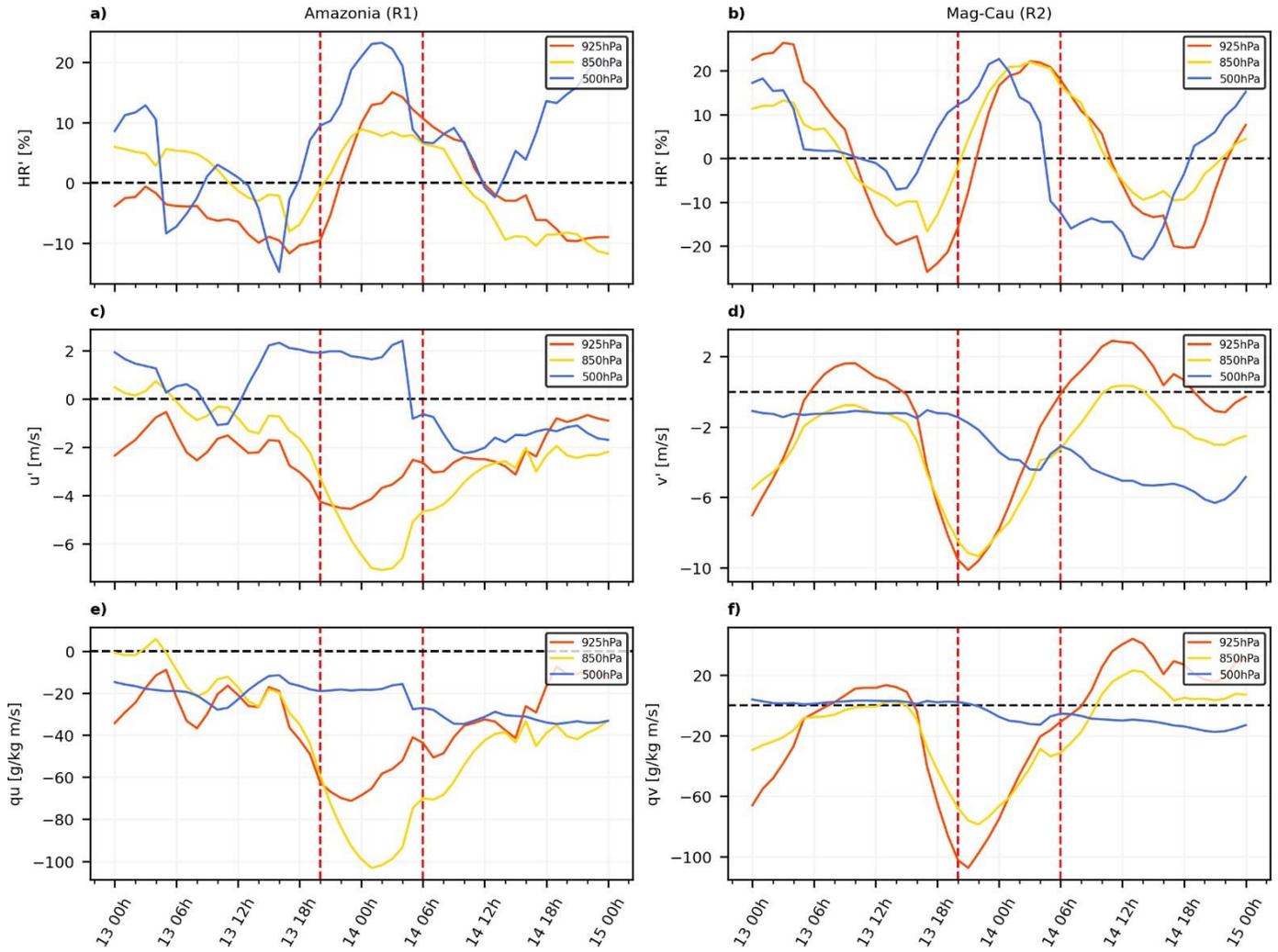


Figura C9. Series de tiempo de anomalías de humedad relativa (a, b), anomalías de viento zonal y meridional (c, d) y transporte de humedad q_u y q_v (e, f) durante el evento E04 para las regiones Amazonia (R1) y M-C medio (R2). Las líneas verticales punteadas marcan la ventana temporal de actividad del evento. Todas las horas corresponden a hora local (UTC-5).

Apéndice D: Evento E05 (2001-09-14)

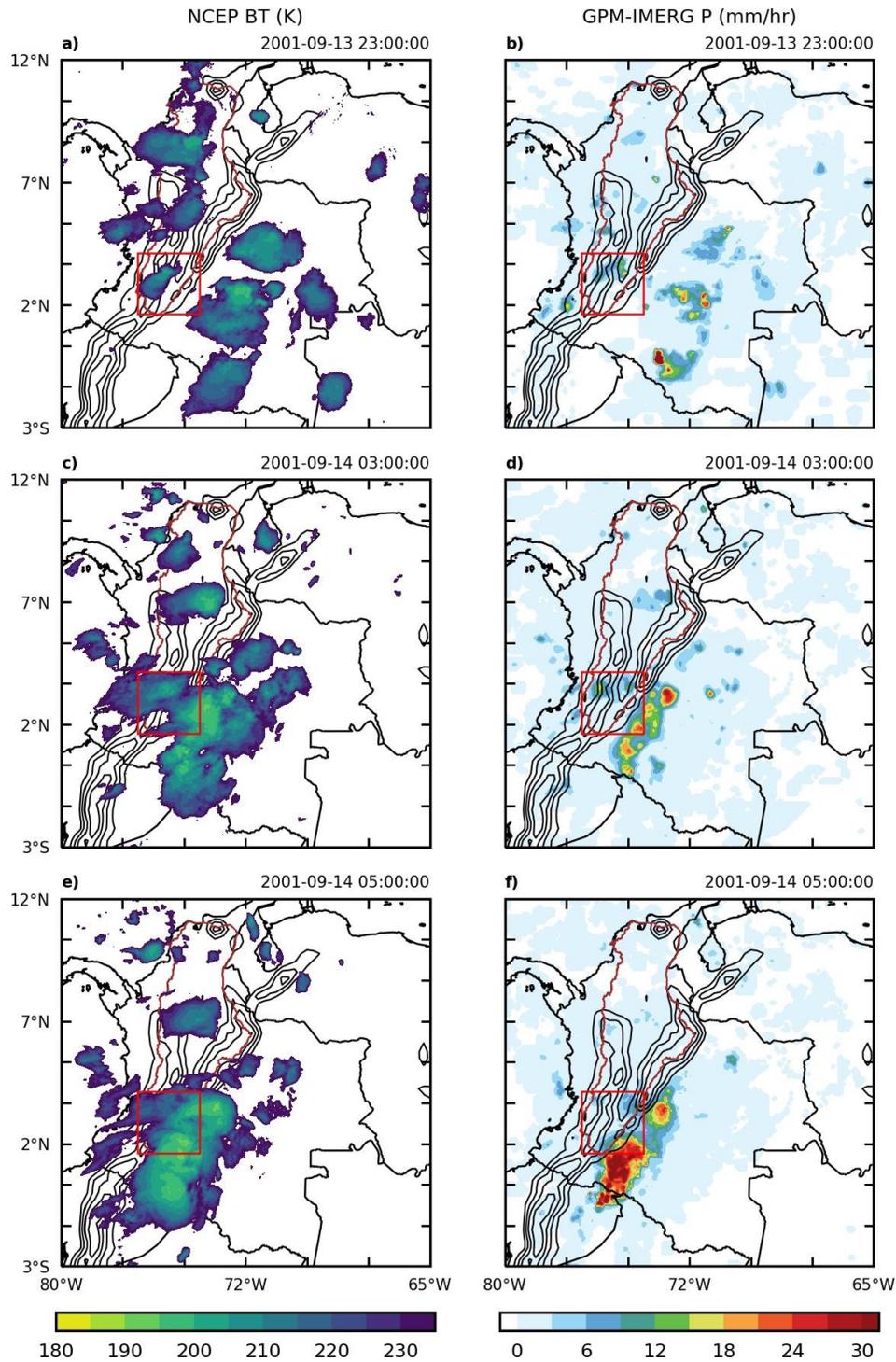


Figura D1. Campos de temperatura de brillo y precipitación horaria para el inicio (a, b), desarrollo (c, d) y punto máximo del evento E05 (e, f) sobre la parte alta de la cuenca M-C. Todas las horas corresponden a hora local (UTC-5).

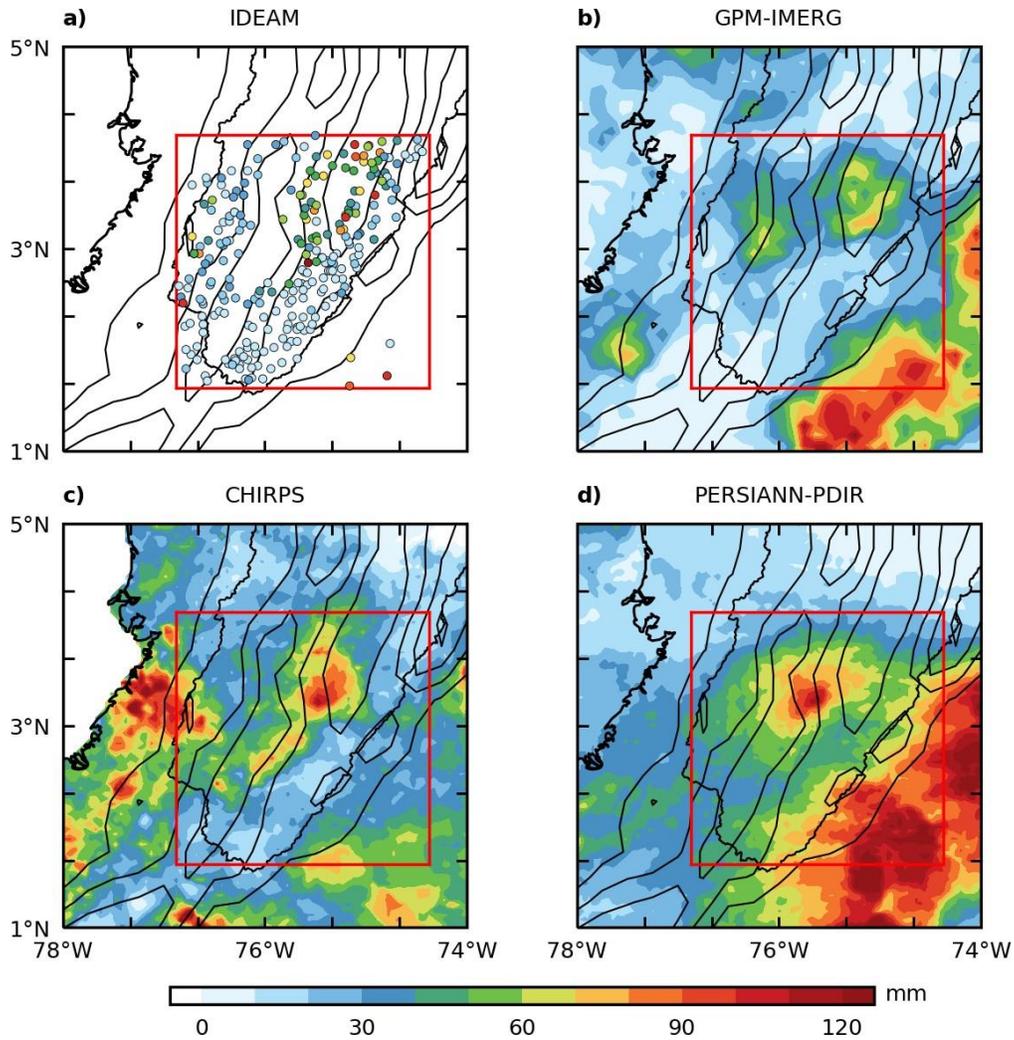


Figura D2. Acumulados totales de precipitación para la fecha del evento E05 sobre la región de interés. (a) Día pluviométrico medido por estaciones IDEAM. (b, c y d) acumulados estimados por GPM-IMERG, CHIRPS y PERSIANN-PDIR, respectivamente.

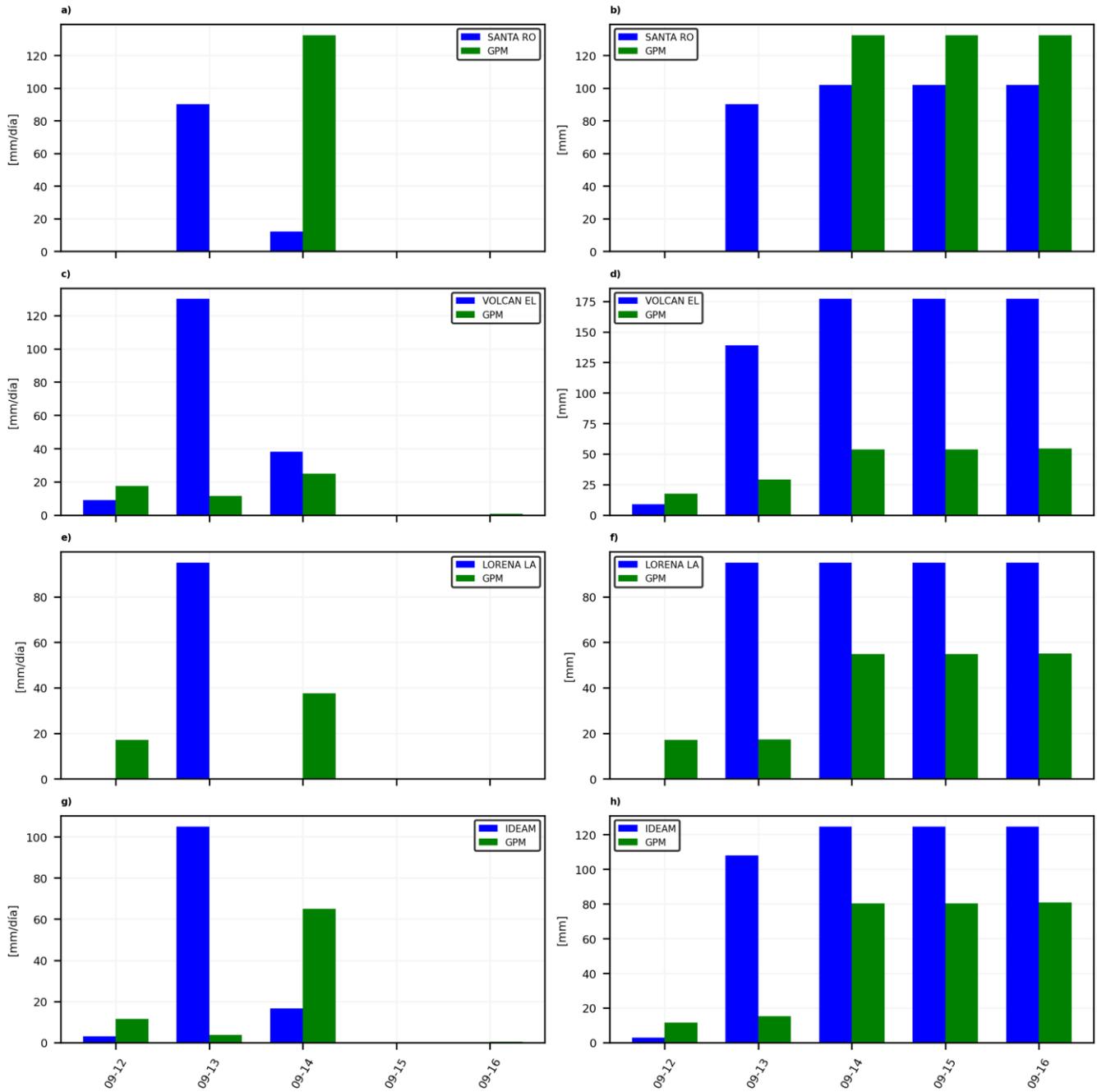


Figura D3. Series de precipitación total diaria (izq.) y acumulados totales de precipitación durante cinco días alrededor del evento E05 para un píxel de GPM y las estaciones Santa Ro (a, b), El Volcán (c, d), La Lorena (e, f) y un promedio de todas estas estaciones (g, h). Todas las horas corresponden a hora local (UTC-5).

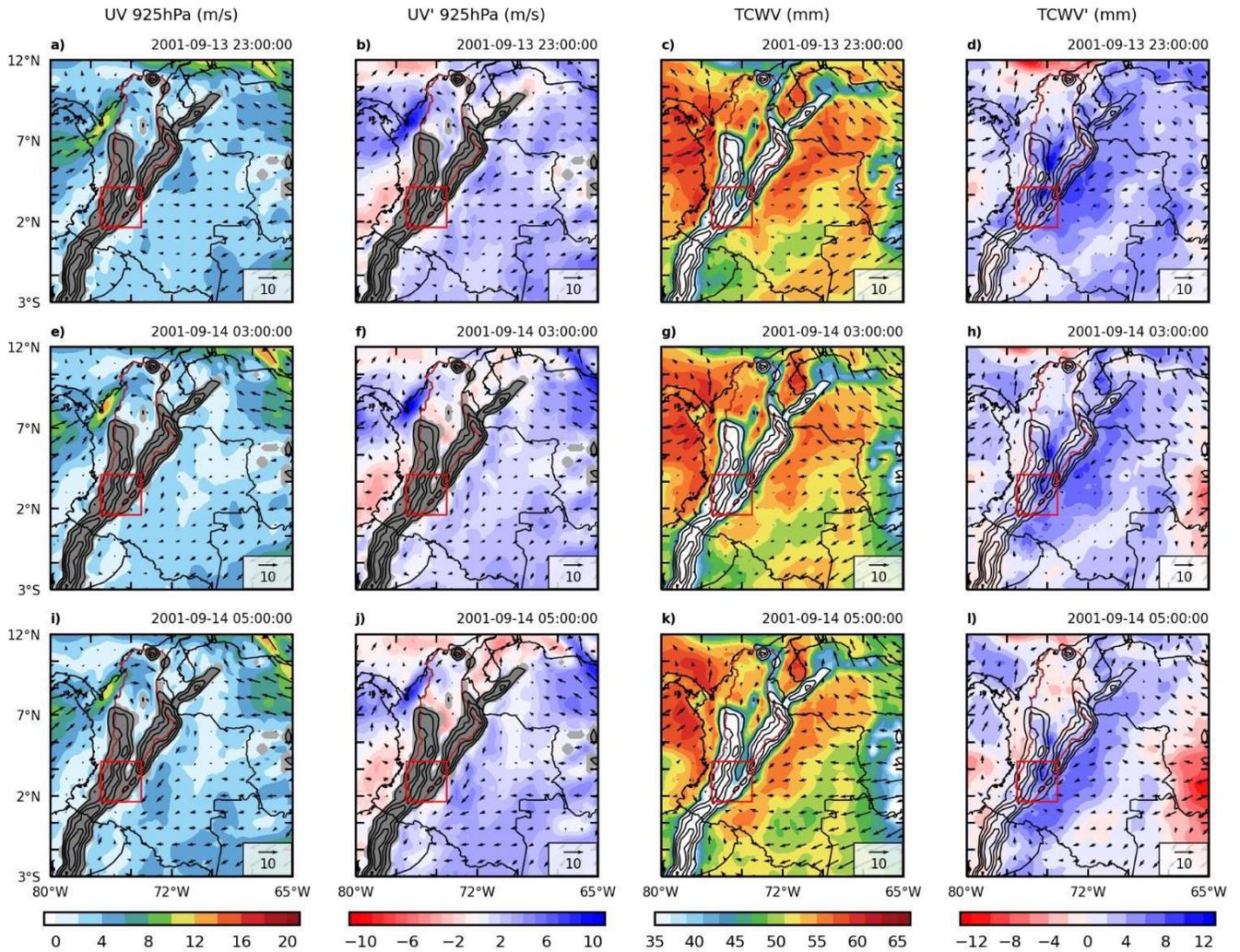


Figura D4. (a, e, i) Velocidad y dirección del viento a 925 hPa, (b, f, j) anomalías de velocidad y dirección del viento a 925 hPa, (c, g, k) agua precipitable y dirección del viento a 850 hPa y (d, h, l) anomalías de agua precipitable y dirección del viento a 850 hPa durante el evento E05. Todas las horas corresponden a hora local (UTC-5).

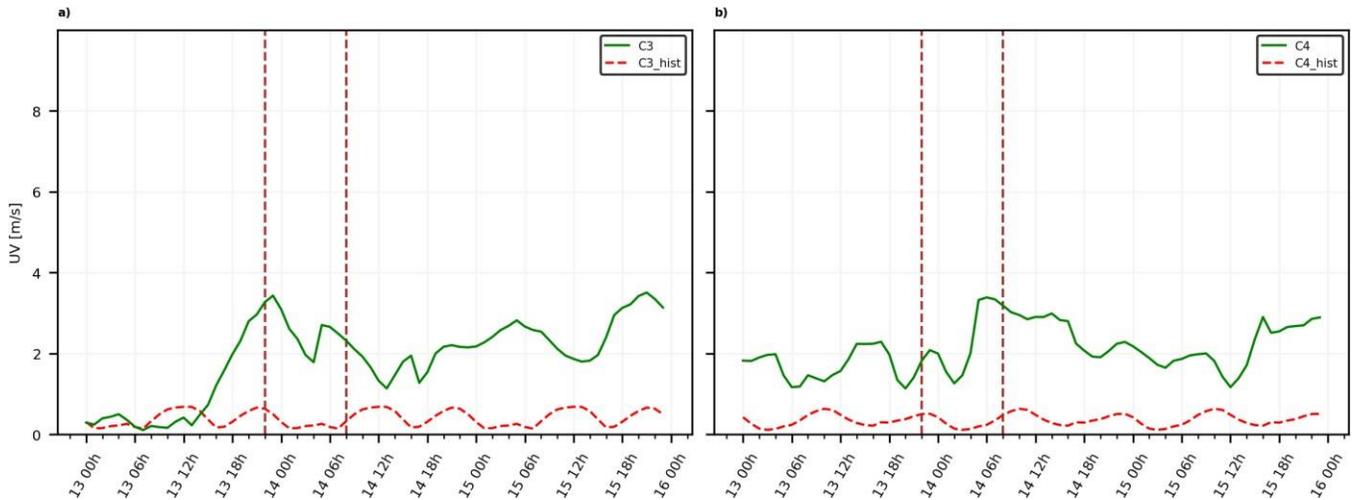


Figura D5. Series horarias de velocidad promedio del viento para las regiones C3 y C4 durante los días alrededor del evento E05 (línea verde) y series históricas (línea roja) promediadas sobre las mismas regiones. Las líneas verticales punteadas marcan la ventana temporal de actividad del evento. Todas las horas corresponden a hora local (UTC-5).

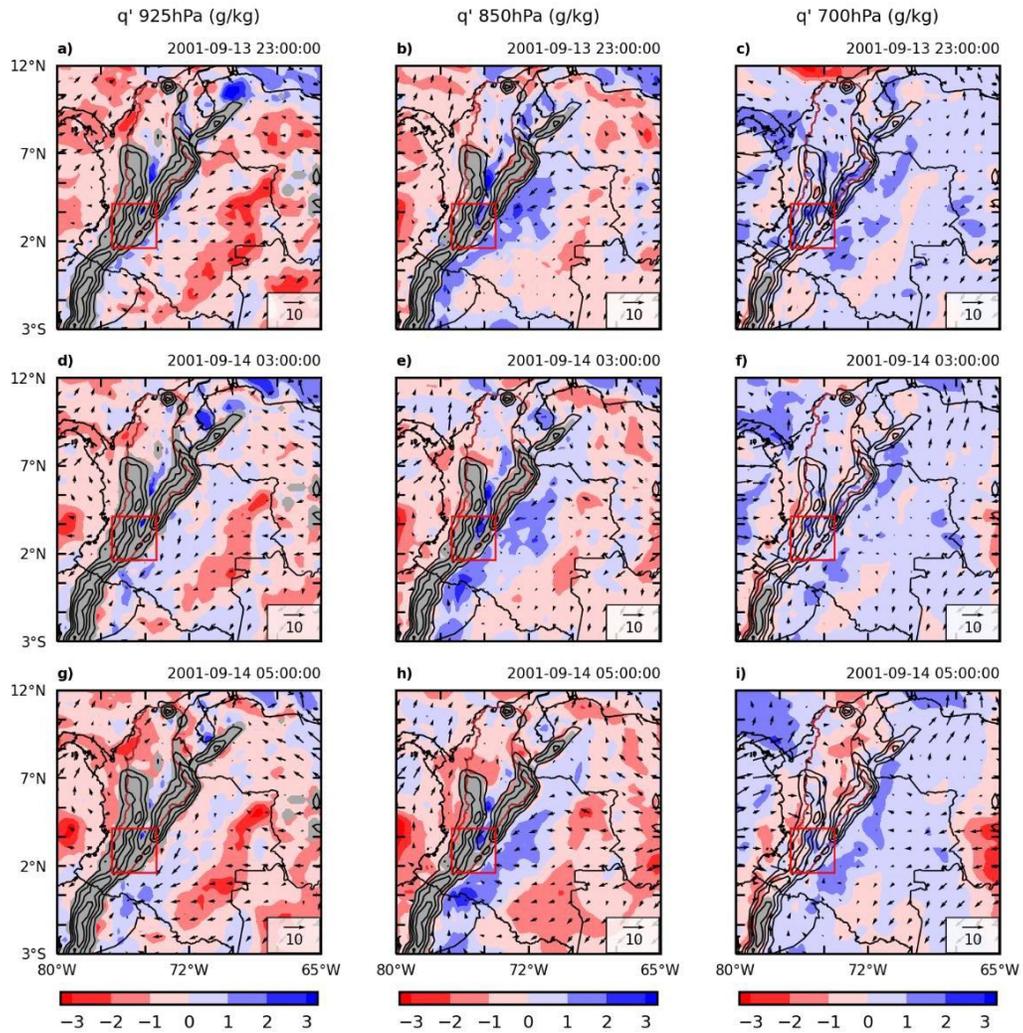


Figura D6. Anomalías de humedad específica y dirección del viento a 925 hPa (a, d, g), 850 hPa (b, e, h) y 700 hPa (c, f, i) durante el evento E05. Todas las horas corresponden a hora local (UTC-5).

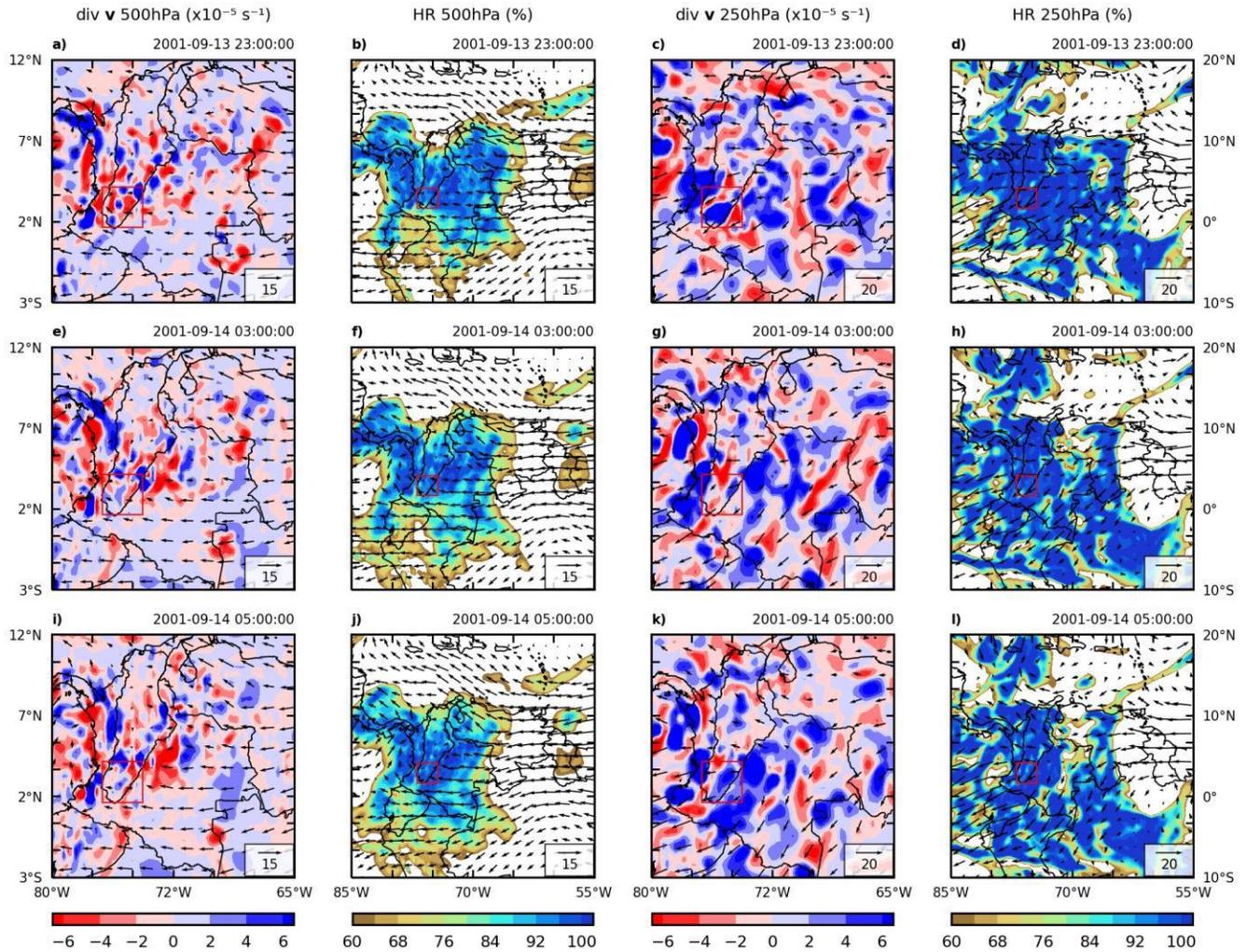


Figura D7. (a, e, i) Divergencia y dirección del viento a 500 hPa, (b, f, j) humedad relativa y dirección del viento a 500 hPa, (c, g, k) divergencia y dirección del viento a 250 hPa y (d, h, l) humedad relativa y dirección del viento a 250 hPa durante el evento E05. Todas las horas corresponden a hora local (UTC-5).

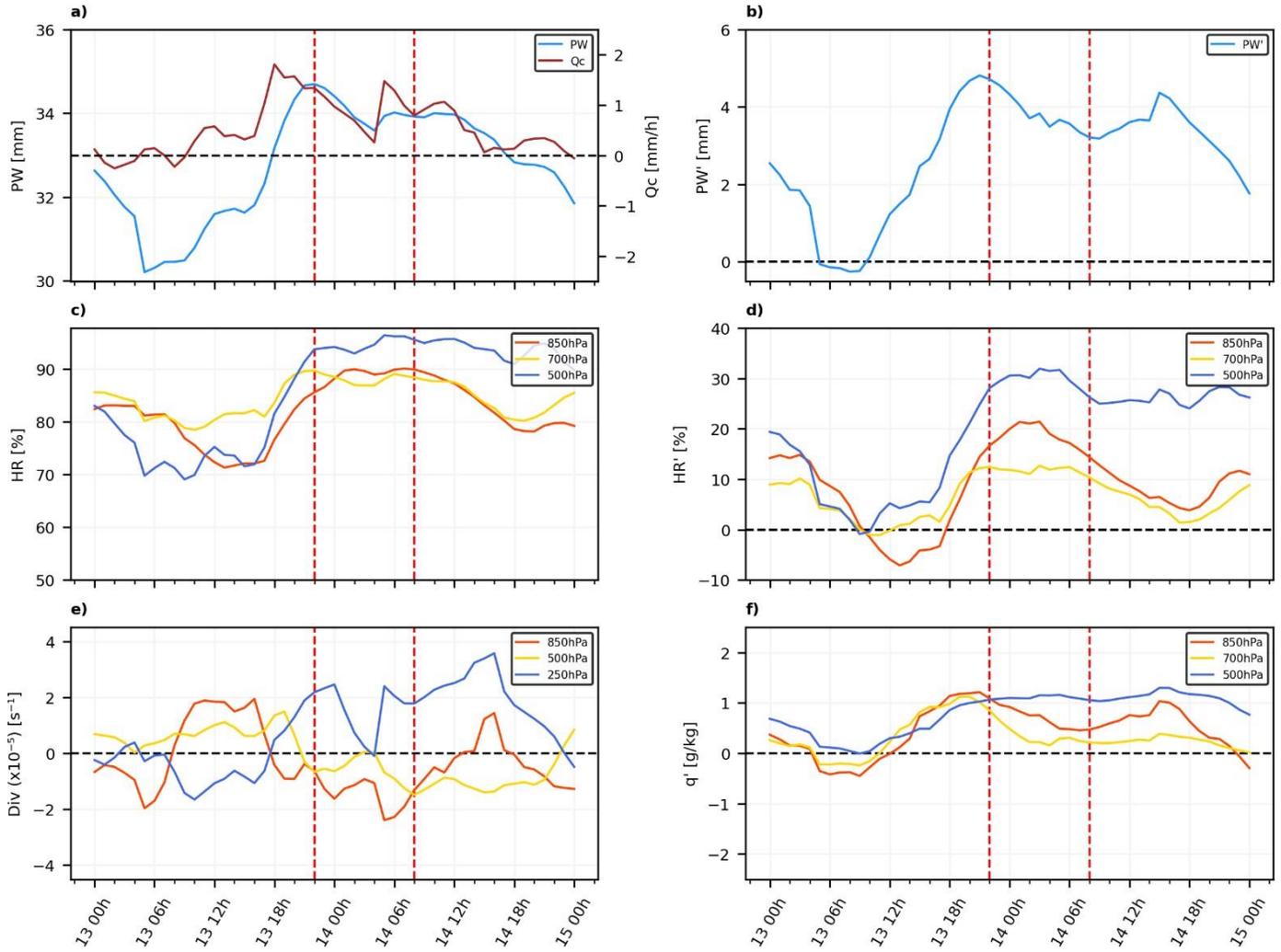


Figura D8. Series de tiempo de agua precipitable e integral vertical del flujo de humedad (a), anomalías de agua precipitable (b), humedad relativa (c), anomalías de humedad relativa (d), divergencia (e) y anomalías de humedad específica (f) durante el evento E05. Las líneas verticales punteadas marcan la ventana temporal de actividad del evento. Todas las horas corresponden a hora local (UTC-5).

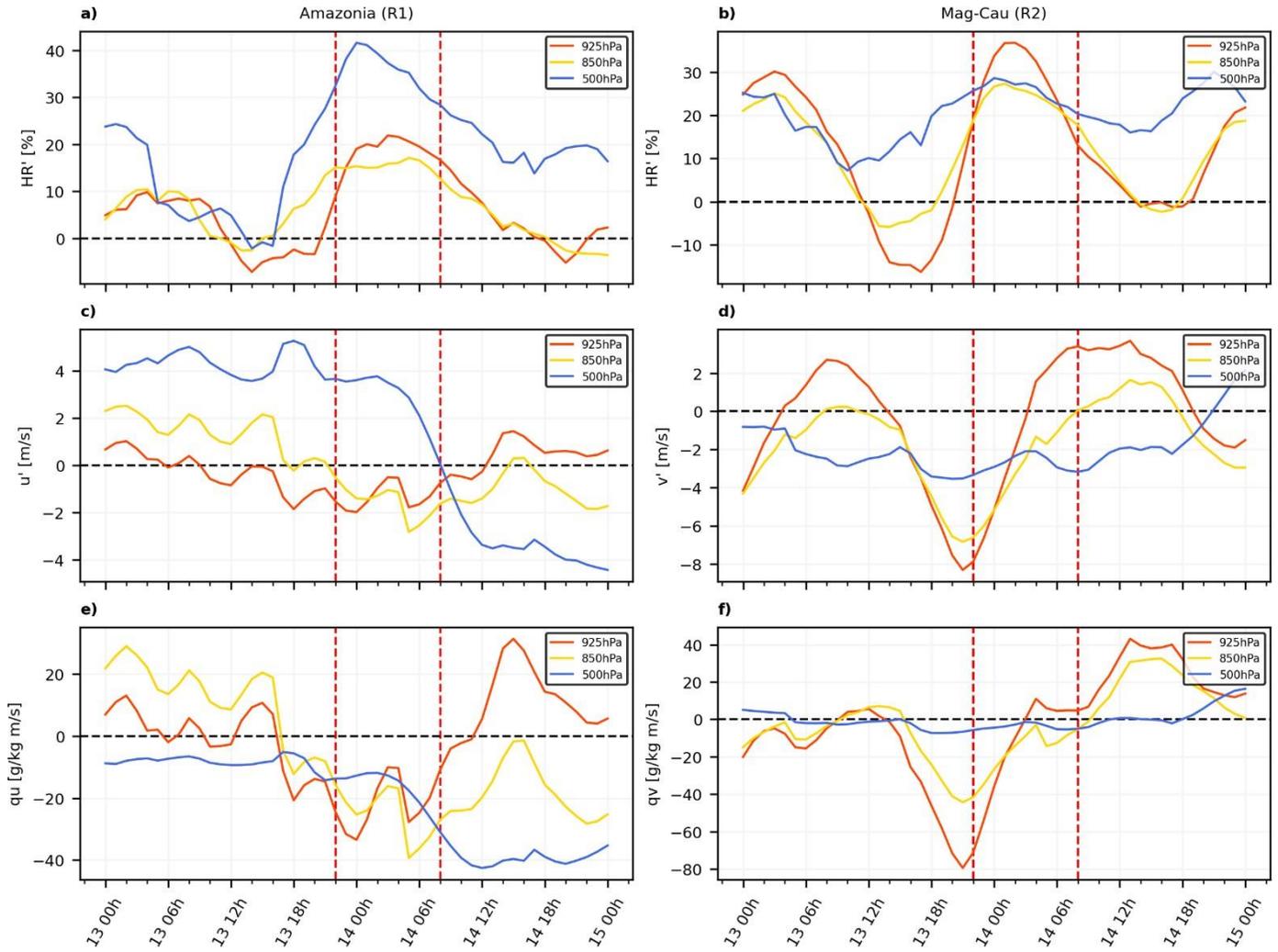


Figura D9. Series de tiempo de anomalías de humedad relativa (a, b), anomalías de viento zonal y meridional (c, d) y transporte de humedad qu y qv (e, f) durante el evento E05 para las regiones Amazonia (R1) y M-C medio (R2). Las líneas verticales punteadas marcan la ventana temporal de actividad del evento. Todas las horas corresponden a hora local (UTC-5).

Apéndice E: Evento E06 (2006-07-28)

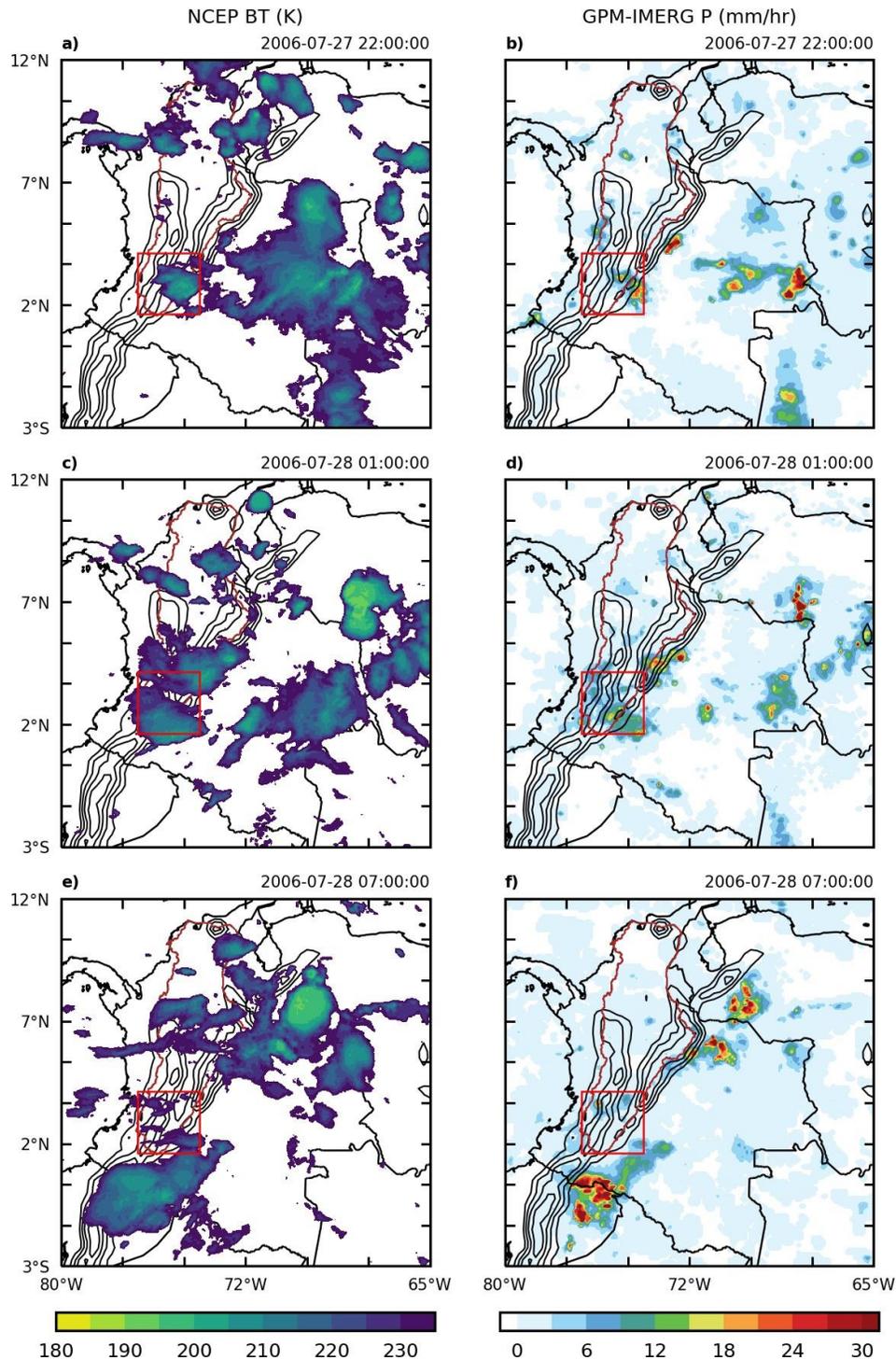


Figura E1. Campos de temperatura de brillo y precipitación horaria para el inicio (a, b), punto máximo (c, d) y disipación del evento E06 (e, f) sobre la parte alta de la cuenca M-C. Todas las horas corresponden a hora local (UTC-5).

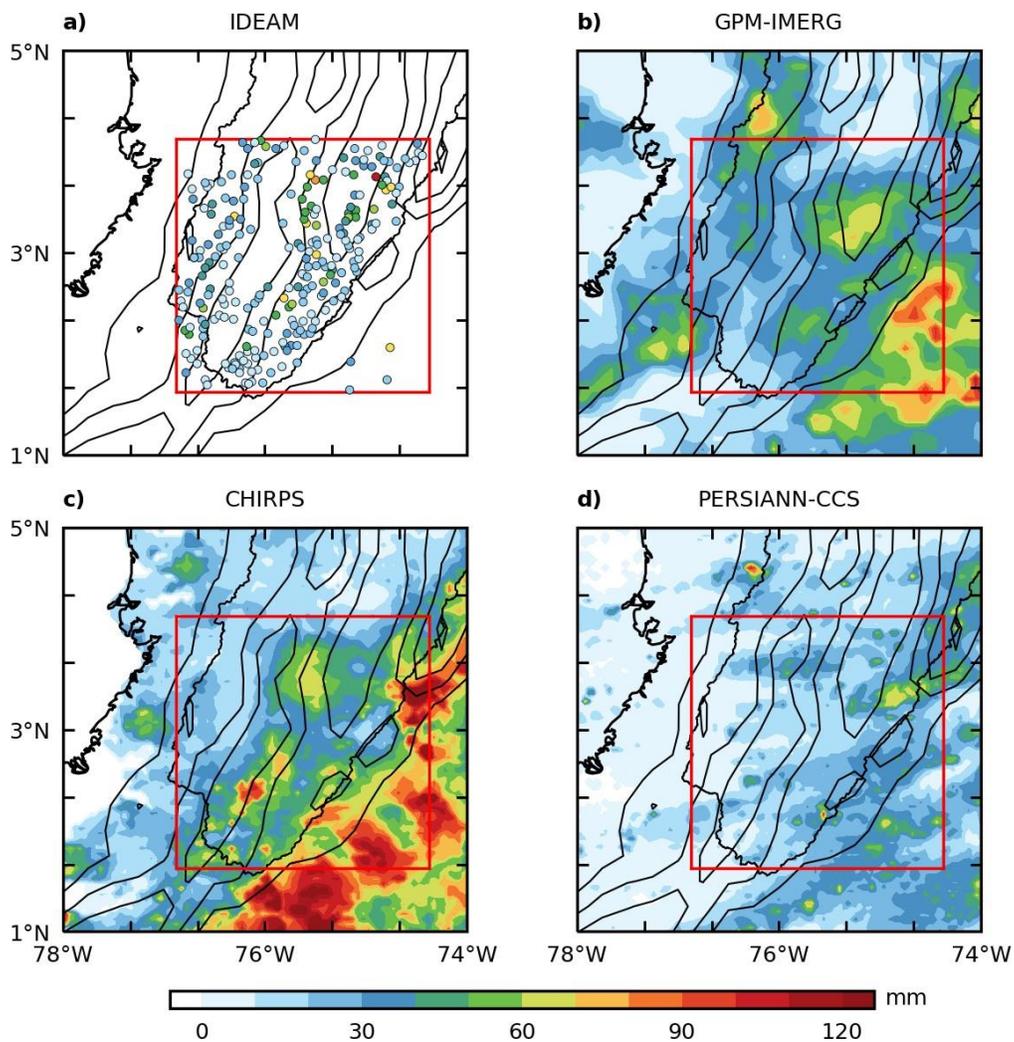


Figura E2. Acumulados totales de precipitación para la fecha del evento E06 sobre la región de interés. (a) Día pluviométrico medido por estaciones IDEAM. (b, c y d) acumulados estimados por GPM-IMERG, CHIRPS y PERSIANN-CCS, respectivamente.

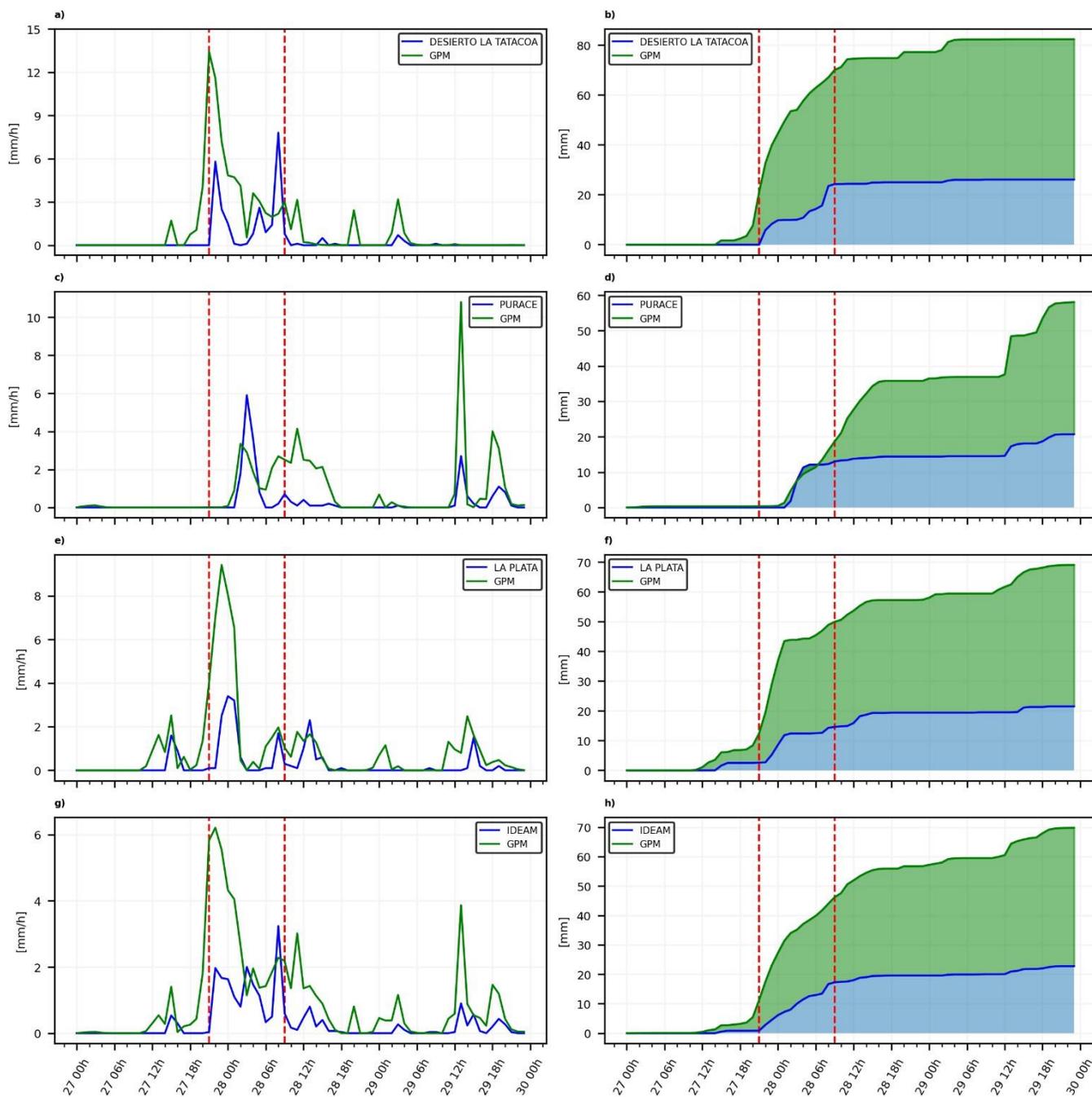


Figura E3. Series de precipitación total horaria (izq.) y acumulados totales de precipitación durante tres días alrededor del evento E06 para un píxel de GPM y las estaciones Desierto La Tatacoa (a, b), Puracé (c, d), La Plata (e, f) y un promedio de todas estas estaciones (g, h). Las líneas verticales punteadas marcan la ventana temporal de actividad del evento. Todas las horas corresponden a hora local (UTC-5).

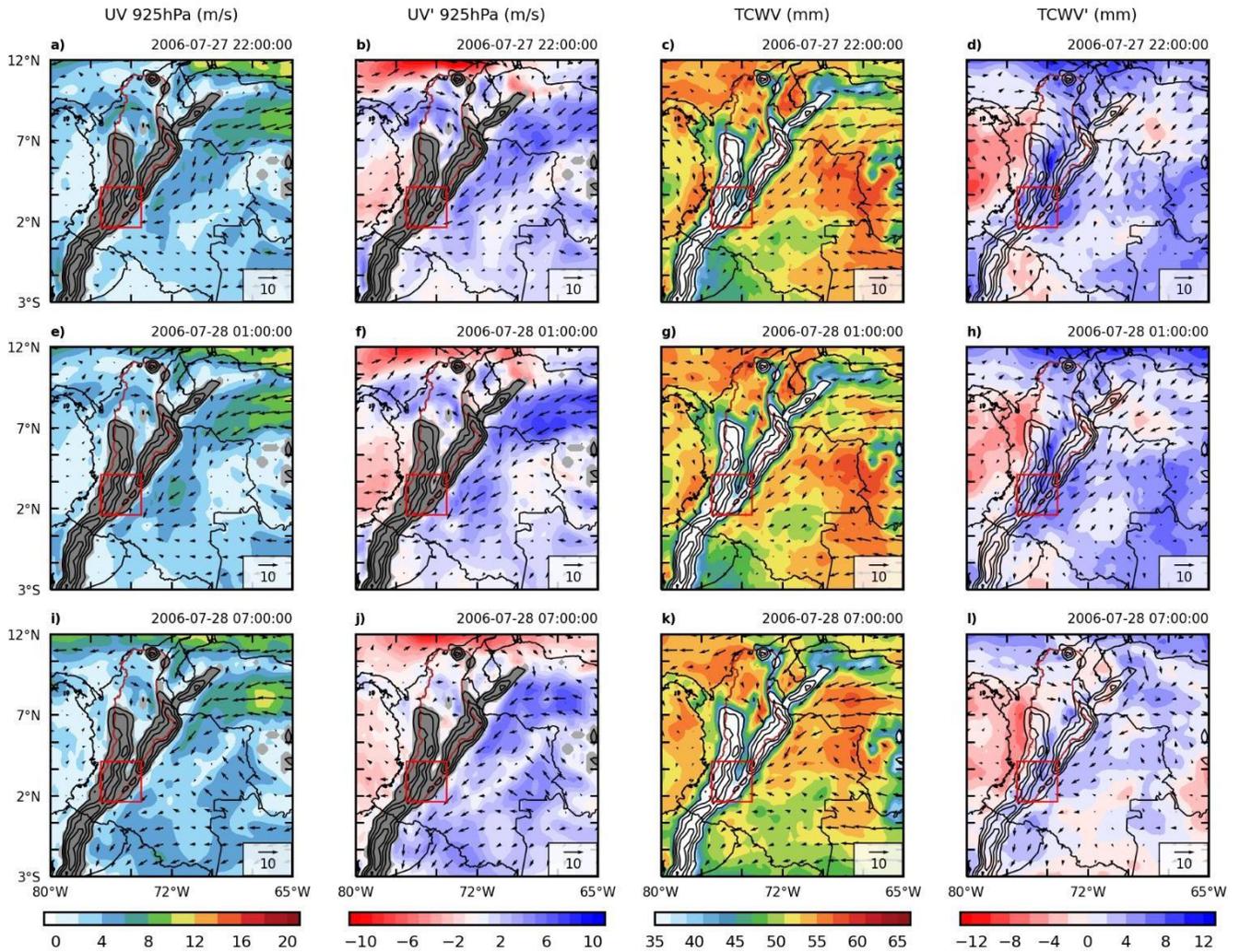


Figura E4. (a, e, i) Velocidad y dirección del viento a 925 hPa, (b, f, j) anomalías de velocidad y dirección del viento a 925 hPa, (c, g, k) agua precipitable y dirección del viento a 850 hPa y (d, h, l) anomalías de agua precipitable y dirección del viento a 850 hPa durante el evento E06. Todas las horas corresponden a hora local (UTC-5).

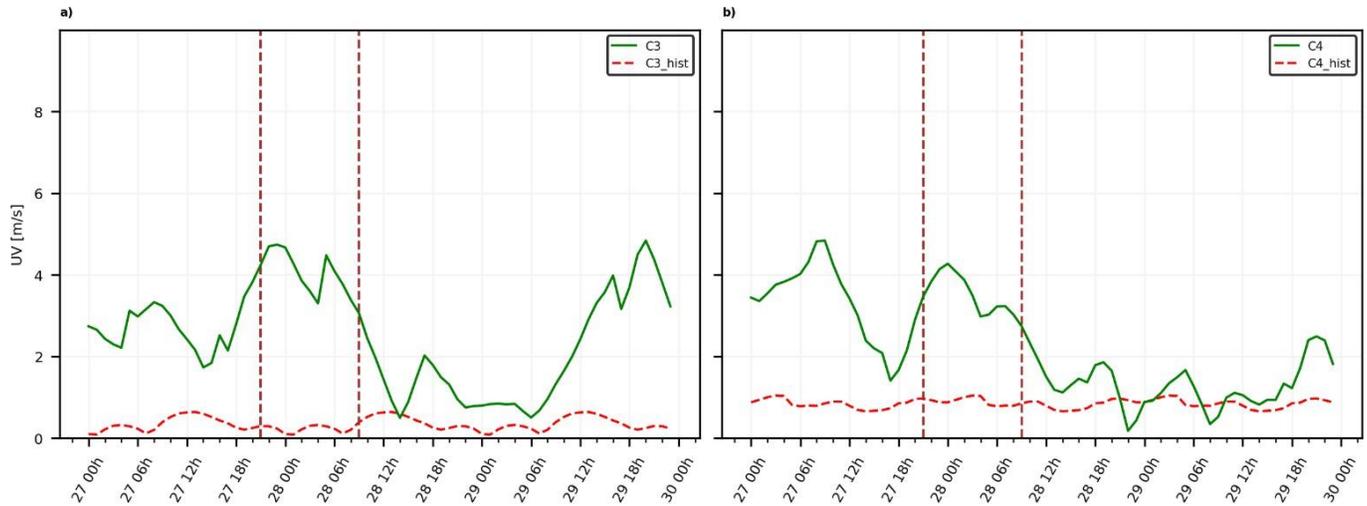


Figura E5. Series horarias de velocidad promedio del viento para las regiones C3 y C4 durante los días alrededor del evento E06 (línea verde) y series históricas (línea roja) promediadas sobre las mismas regiones. Las líneas verticales punteadas marcan la ventana temporal de actividad del evento. Todas las horas corresponden a hora local (UTC-5).

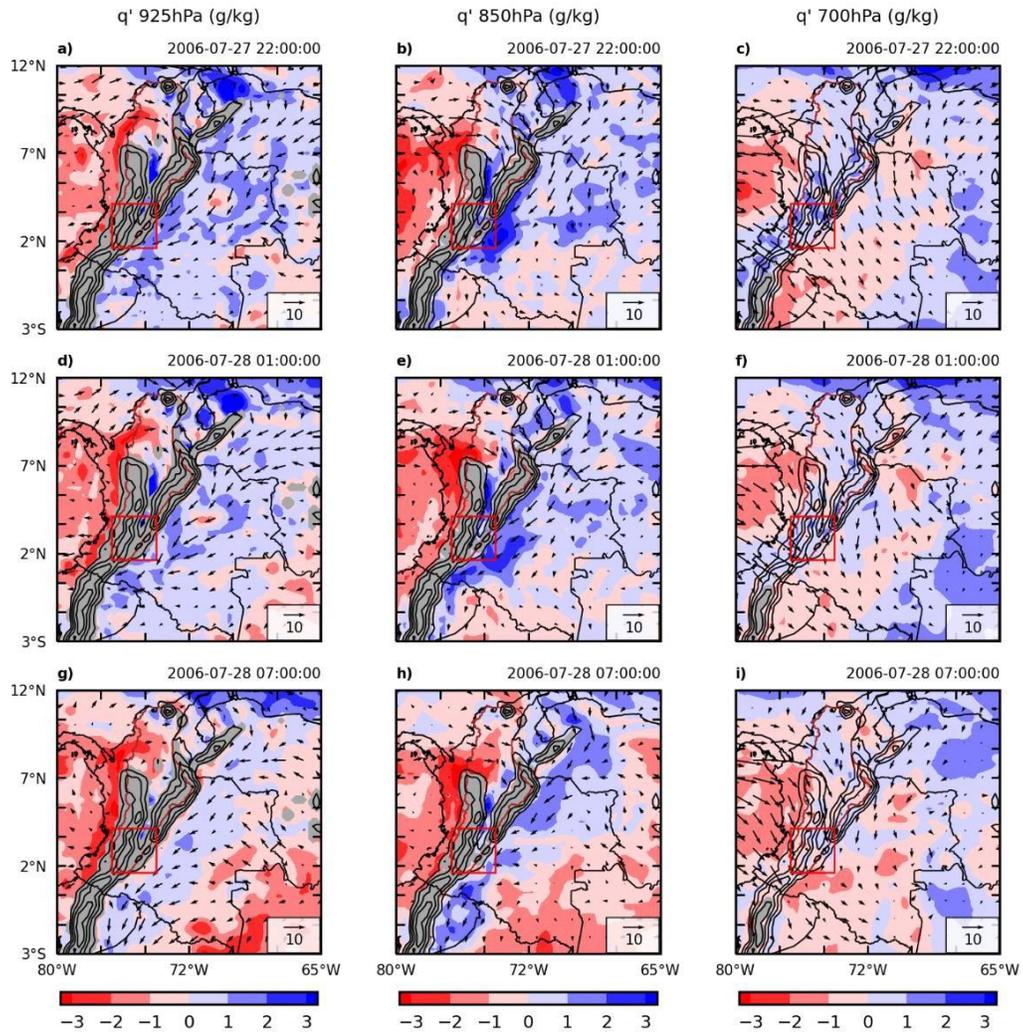


Figura E6. Anomalías de humedad específica y dirección del viento a 925 hPa (a, d, g), 850 hPa (b, e, h) y 700 hPa (c, f, i) durante el evento E06. Todas las horas corresponden a hora local (UTC-5).

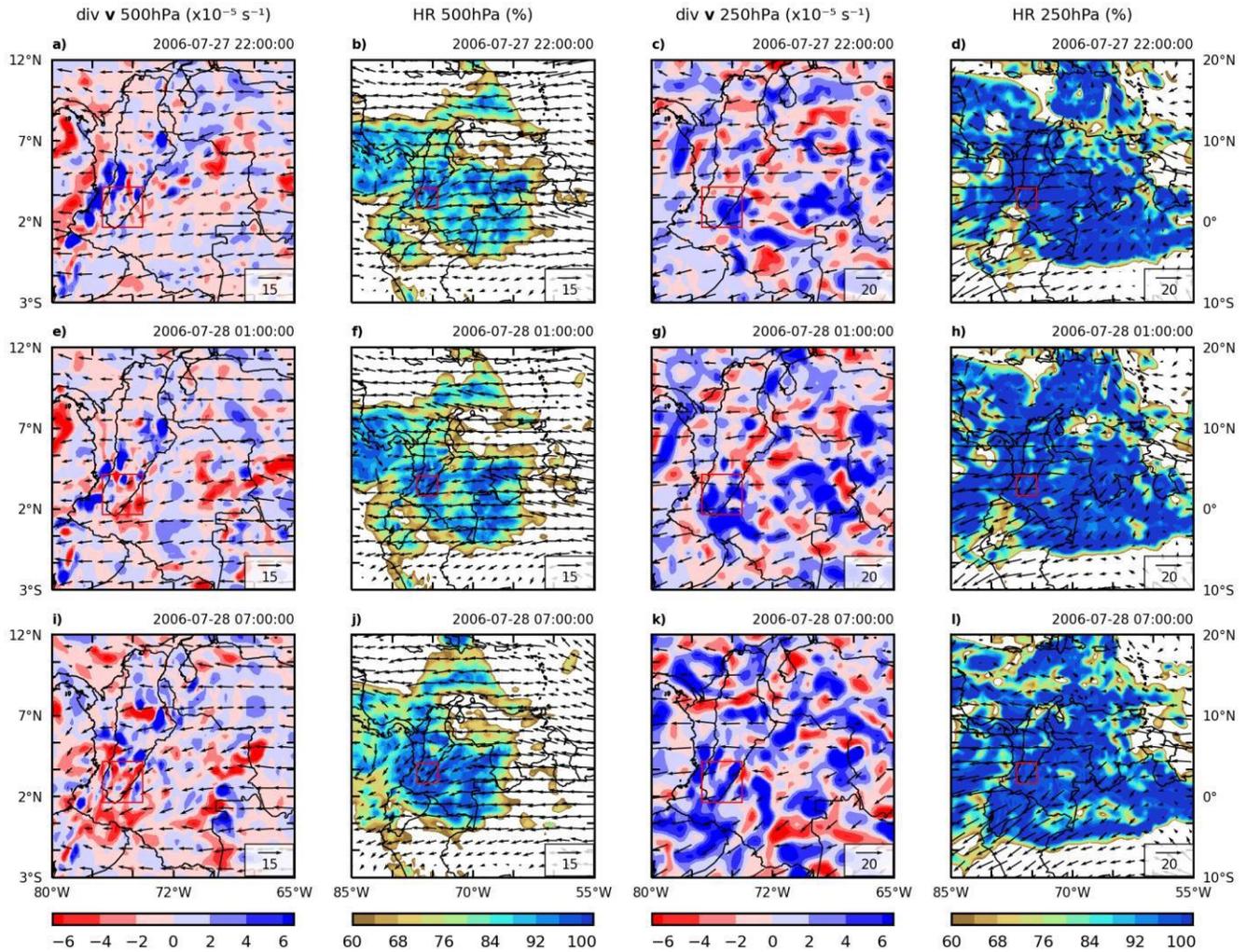


Figura E7. (a, e, i) Divergencia y dirección del viento a 500 hPa, (b, f, j) humedad relativa y dirección del viento a 500 hPa, (c, g, k) divergencia y dirección del viento a 250 hPa y (d, h, l) humedad relativa y dirección del viento a 250 hPa durante el evento E06. Todas las horas corresponden a hora local (UTC-5).

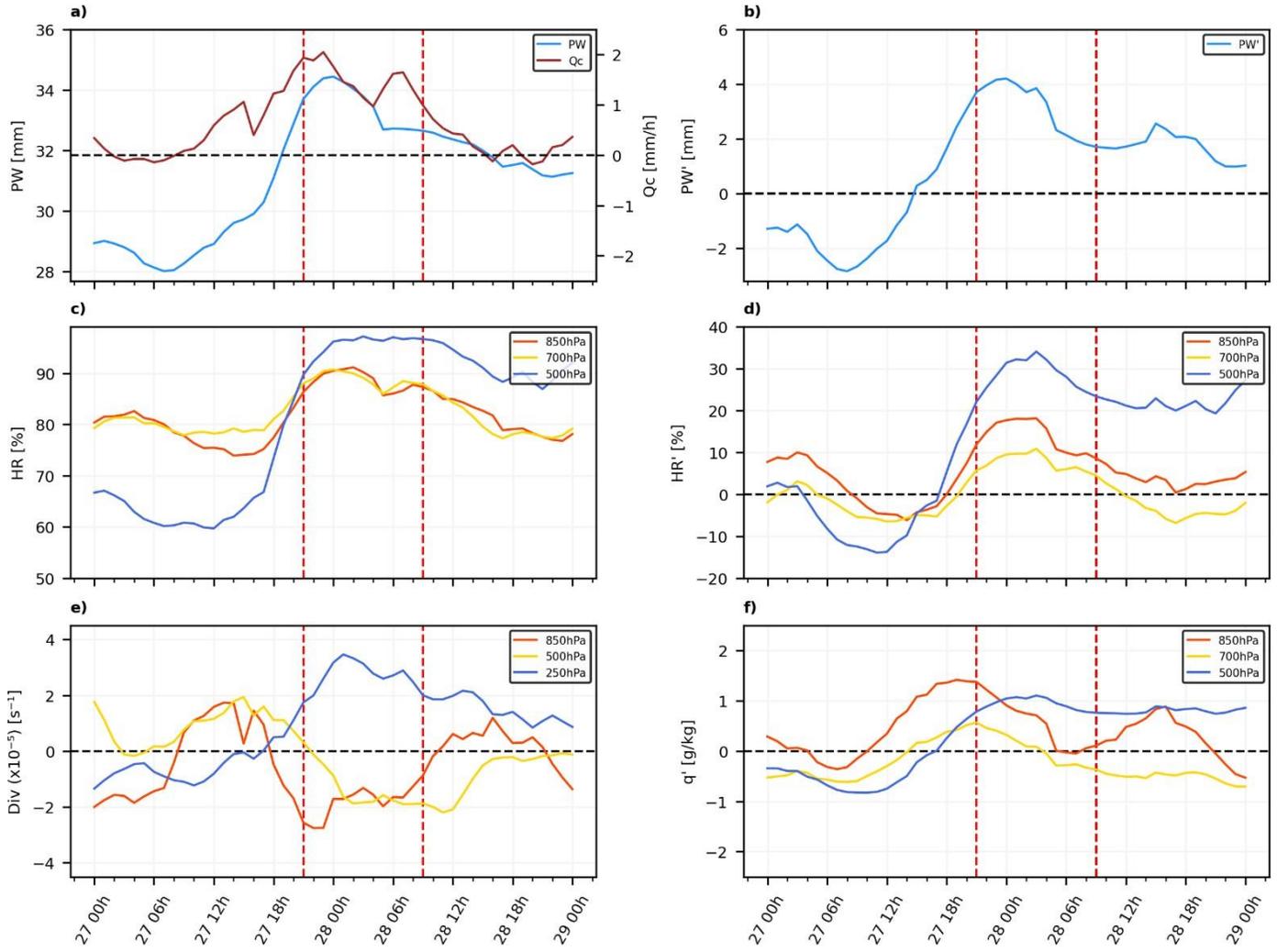


Figura E8. Series de tiempo de agua precipitable e integral vertical del flujo de humedad (a), anomalías de agua precipitable (b), humedad relativa (c), anomalías de humedad relativa (d), divergencia (e) y anomalías de humedad específica (f) durante el evento E06. Las líneas verticales punteadas marcan la ventana temporal de actividad del evento. Todas las horas corresponden a hora local (UTC-5).

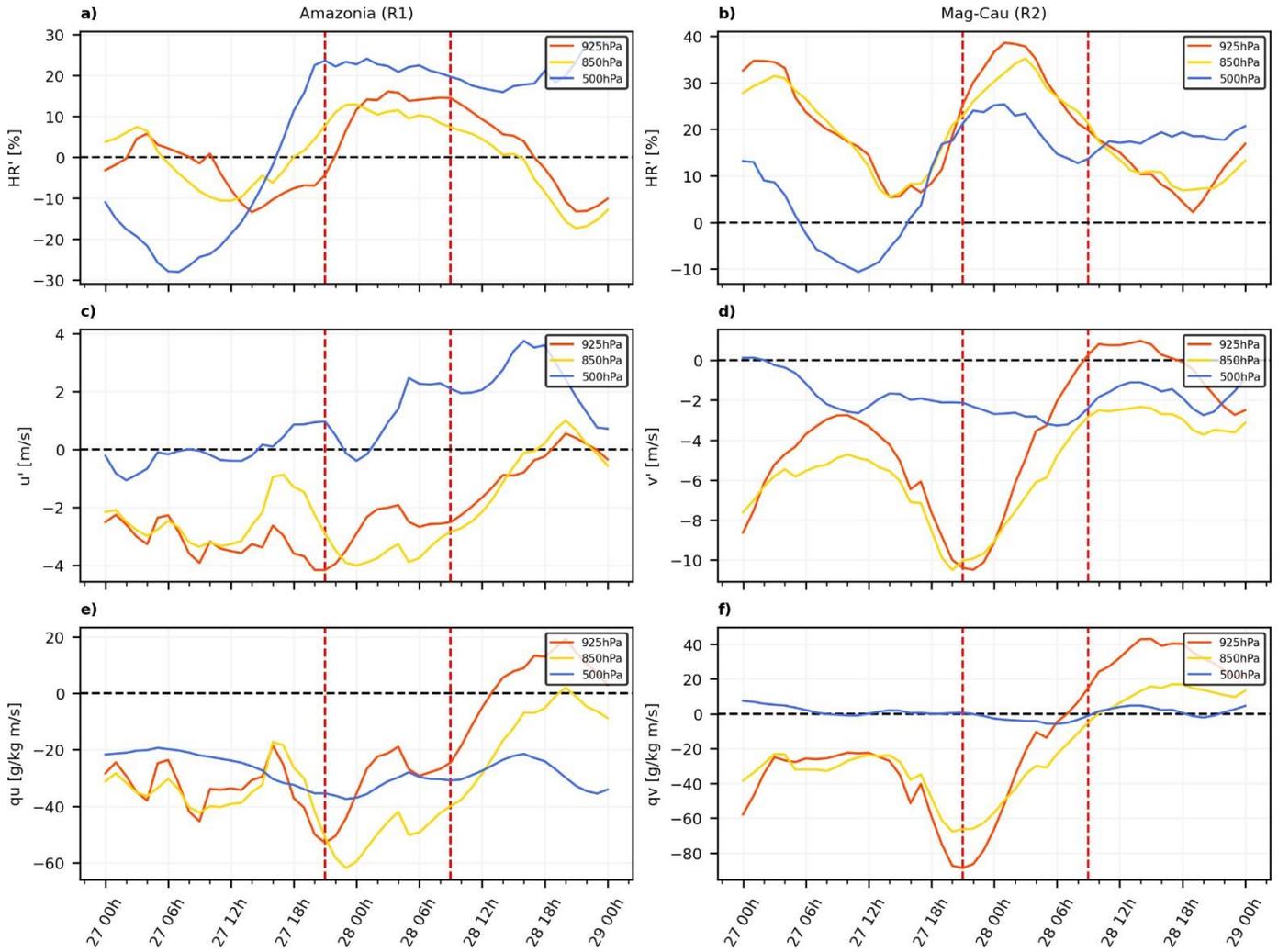


Figura E9. Series de tiempo de anomalías de humedad relativa (a, b), anomalías de viento zonal y meridional (c, d) y transporte de humedad q_u y q_v (e, f) durante el evento E06 para las regiones Amazonia (R1) y M-C medio (R2). Las líneas verticales punteadas marcan la ventana temporal de actividad del evento. Todas las horas corresponden a hora local (UTC-5).

Apéndice F: Evento E10 (2014-04-24)

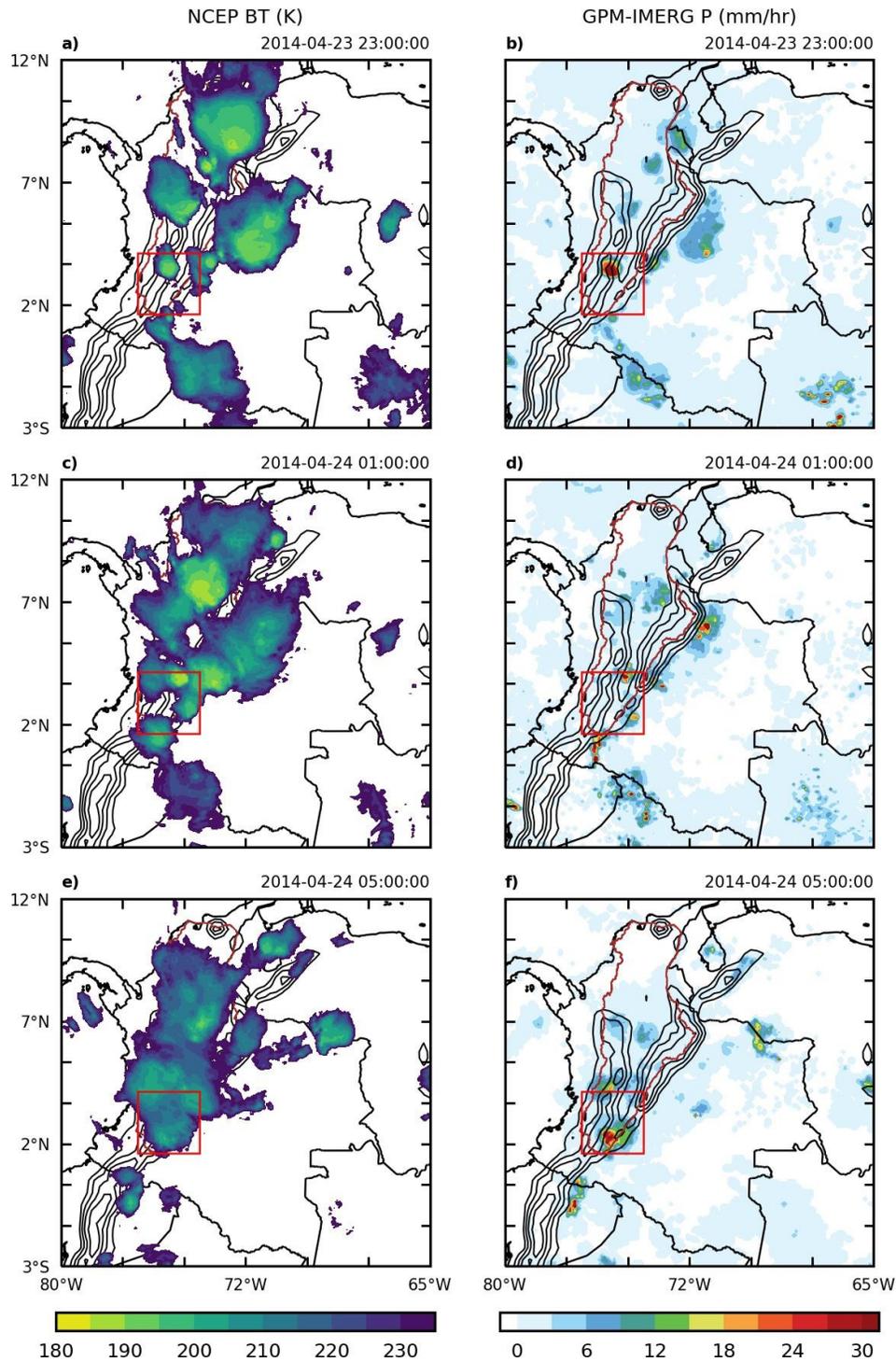


Figura F1. Campos de temperatura de brillo y precipitación horaria para el inicio (a, b), desarrollo (c, d) y punto máximo del evento E10 (e, f) sobre la parte alta de la cuenca M-C. Todas las horas corresponden a hora local (UTC-5).

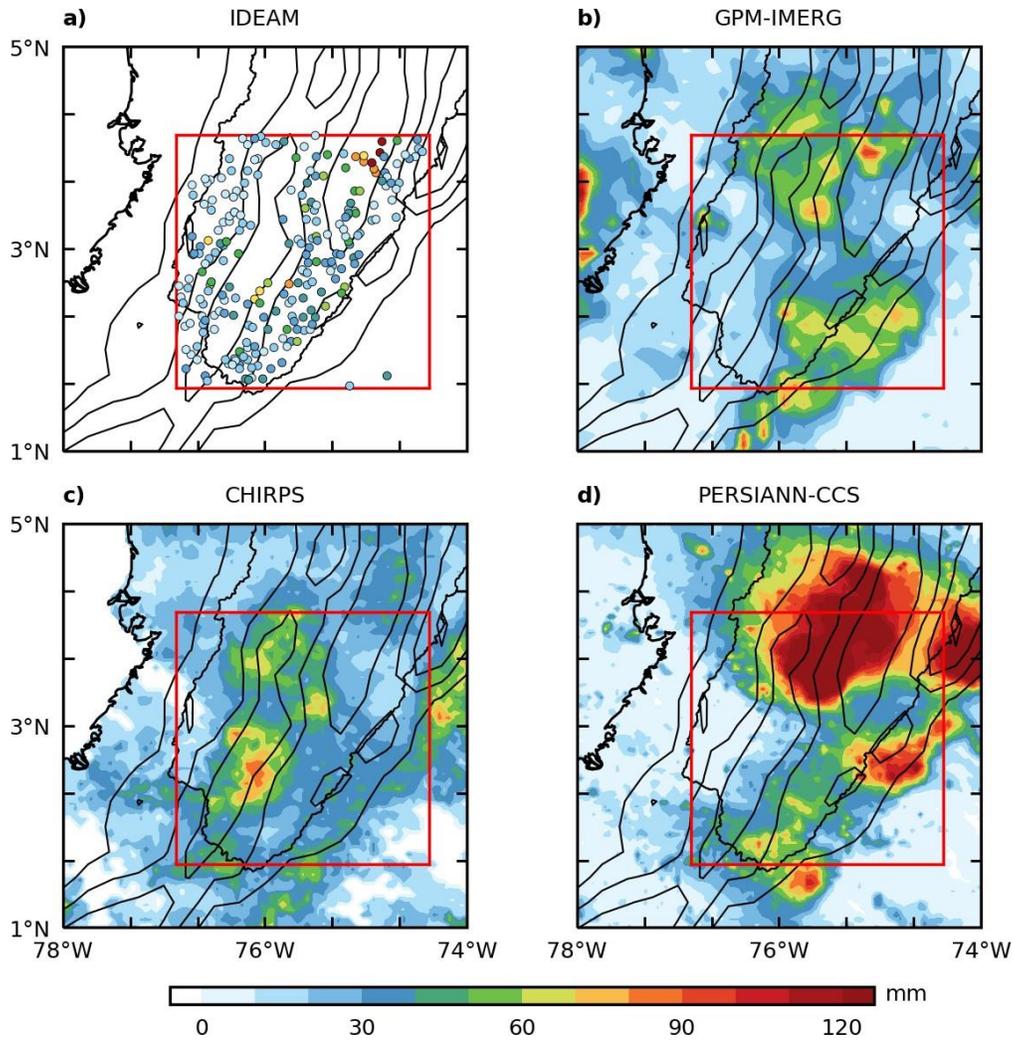


Figura F2. Acumulados totales de precipitación para la fecha del evento E10 sobre la región de interés. (a) Día pluviométrico medido por estaciones IDEAM. (b, c y d) acumulados estimados por GPM-IMERG, CHIRPS y PERSIANN-CCS, respectivamente.

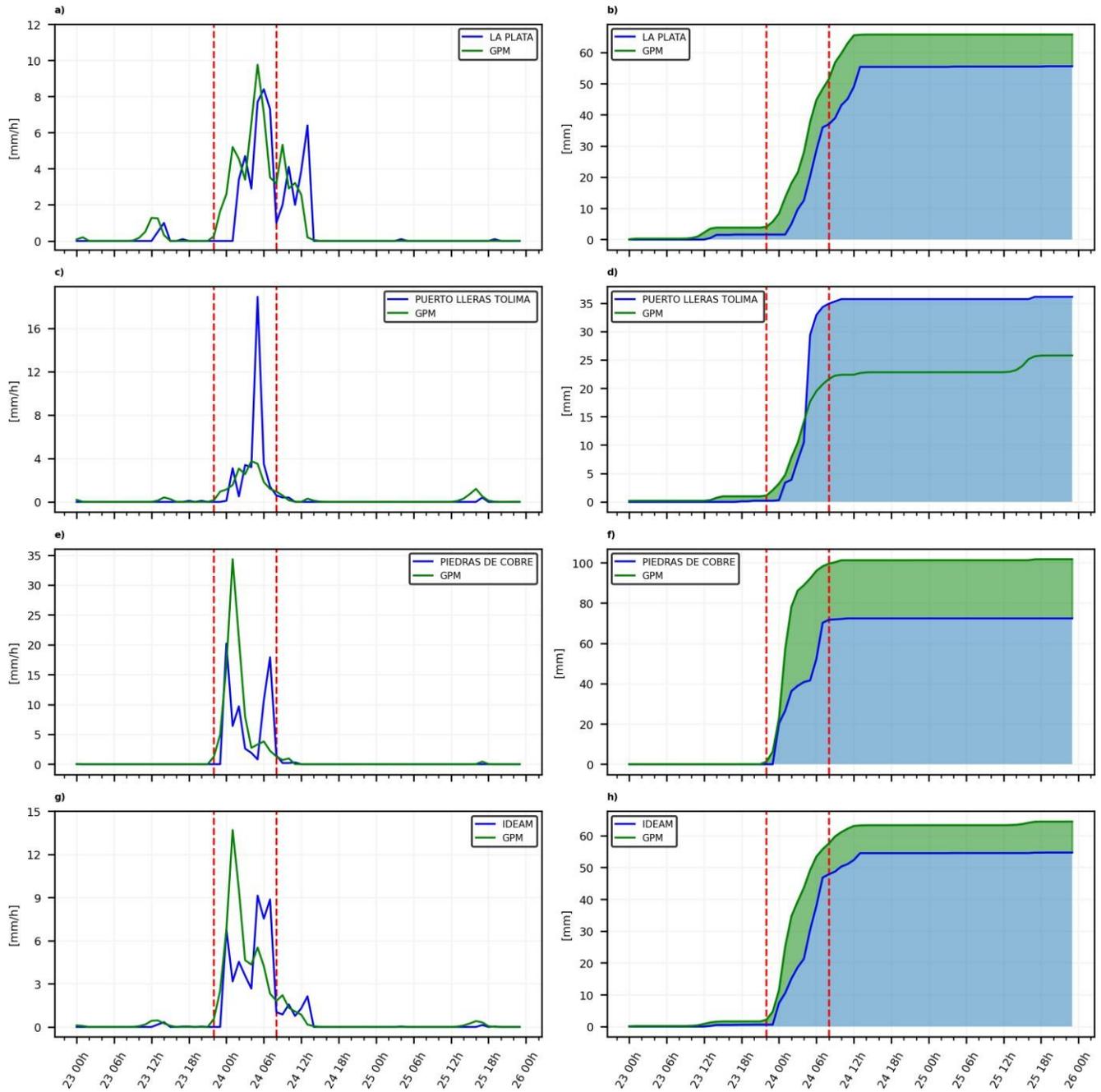


Figura F3. Series de precipitación total horaria (izq.) y acumulados totales de precipitación durante tres días alrededor del evento E10 para un píxel de GPM y las estaciones La Plata (a, b), Puerto Lleras Tolima (c, d), Piedras de Cobre (e, f) y un promedio de todas estas estaciones (g, h). Las líneas verticales punteadas marcan la ventana temporal de actividad del evento. Todas las horas corresponden a hora local (UTC-5).

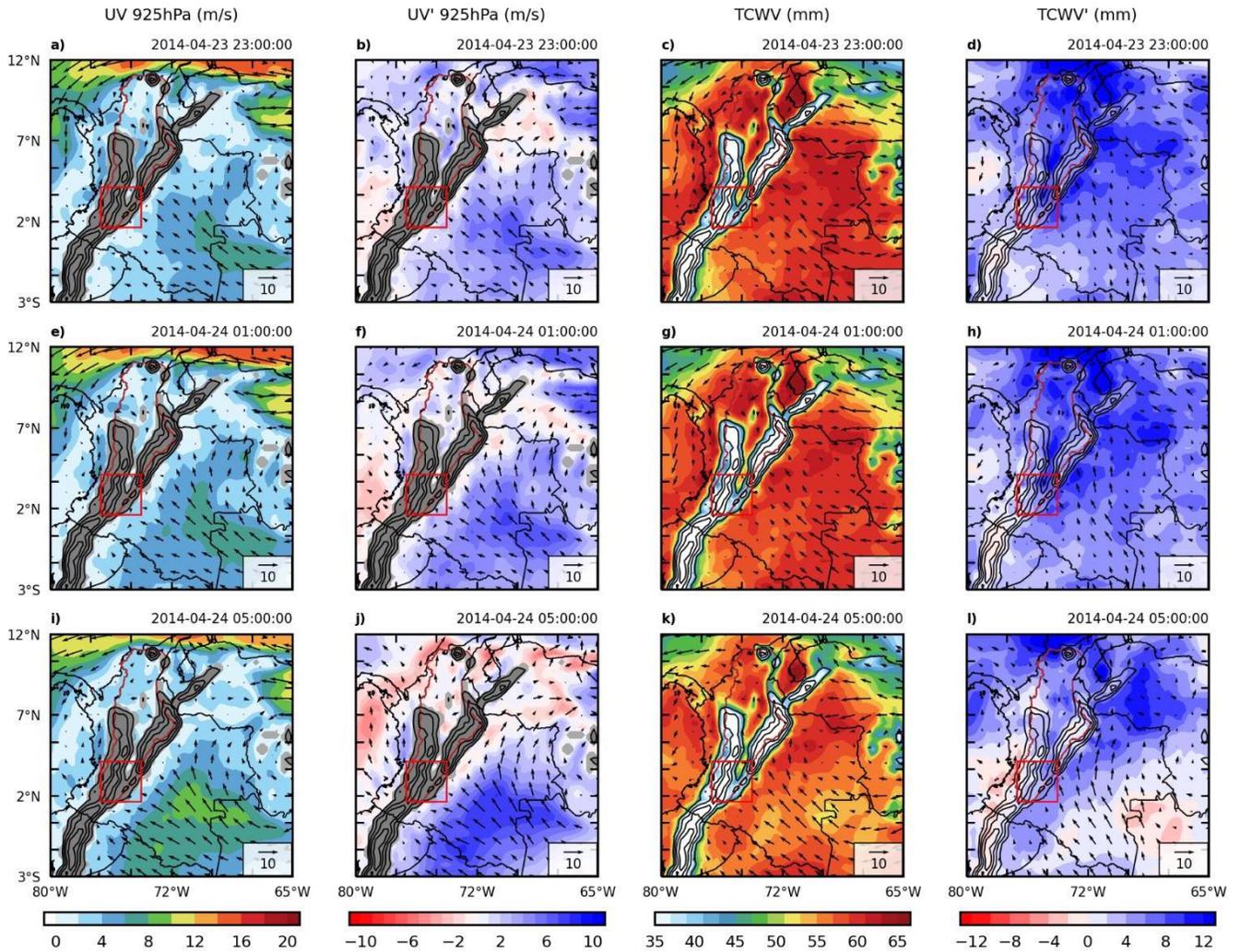


Figura F4. (a, e, i) Velocidad y dirección del viento a 925 hPa, (b, f, j) anomalías de velocidad y dirección del viento a 925 hPa, (c, g, k) agua precipitable y dirección del viento a 850 hPa y (d, h, l) anomalías de agua precipitable y dirección del viento a 850 hPa durante el evento E10. Todas las horas corresponden a hora local (UTC-5).

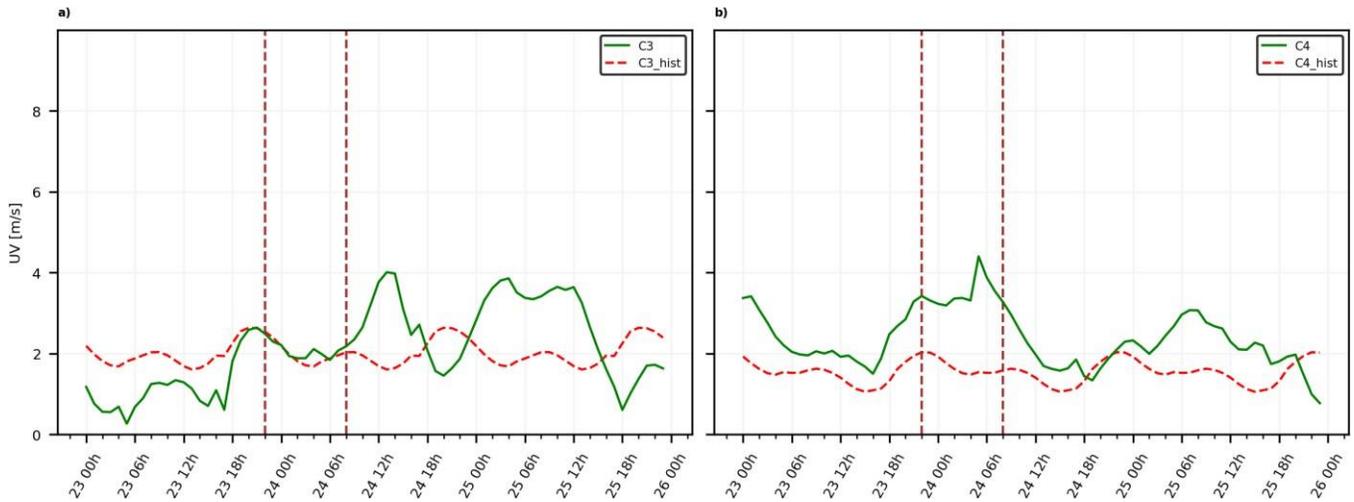


Figura F5. Series horarias de velocidad promedio del viento para las regiones C3 y C4 durante los días alrededor del evento E10 (línea verde) y series históricas (línea roja) promediadas sobre las mismas regiones. Las líneas verticales punteadas marcan la ventana temporal de actividad del evento. Todas las horas corresponden a hora local (UTC-5).

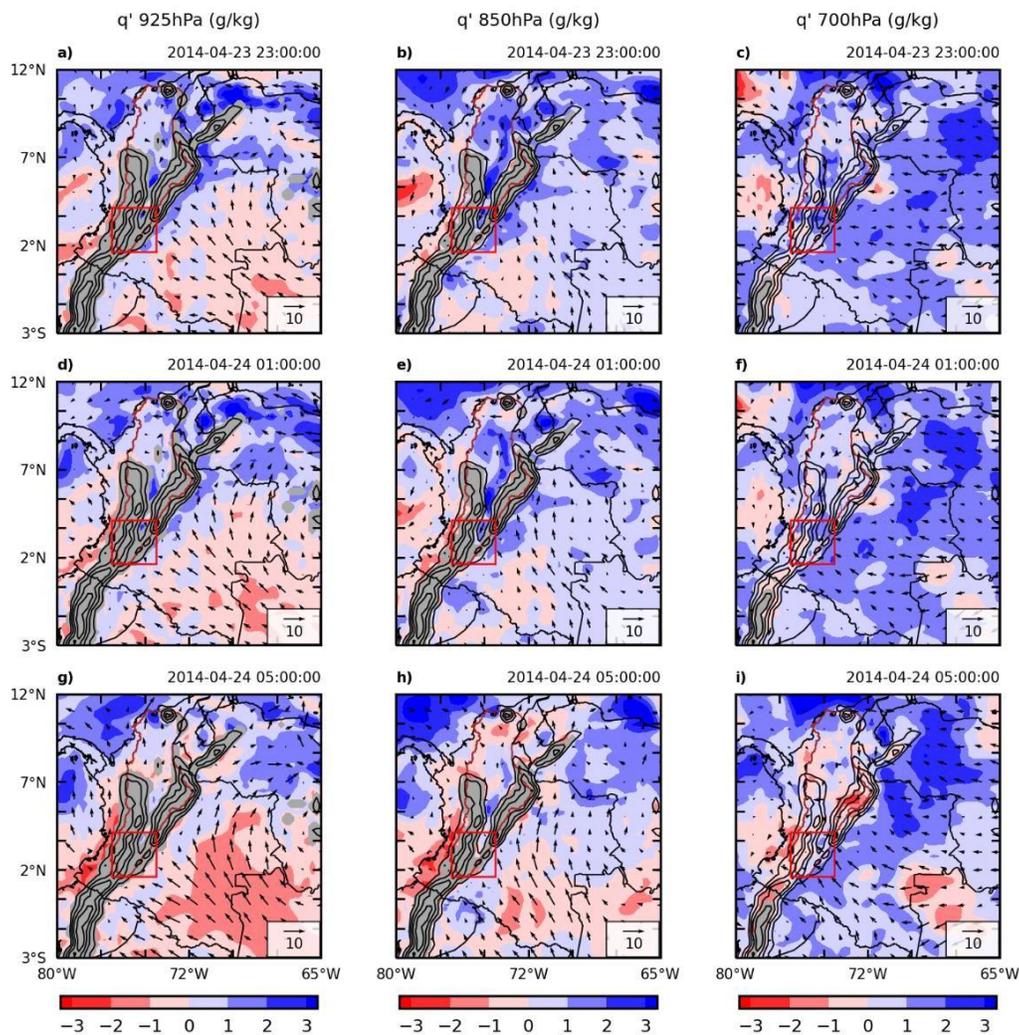


Figura F6. Anomalías de humedad específica y dirección del viento a 925 hPa (a, d, g), 850 hPa (b, e, h) y 700 hPa (c, f, i) durante el evento E10. Todas las horas corresponden a hora local (UTC-5).

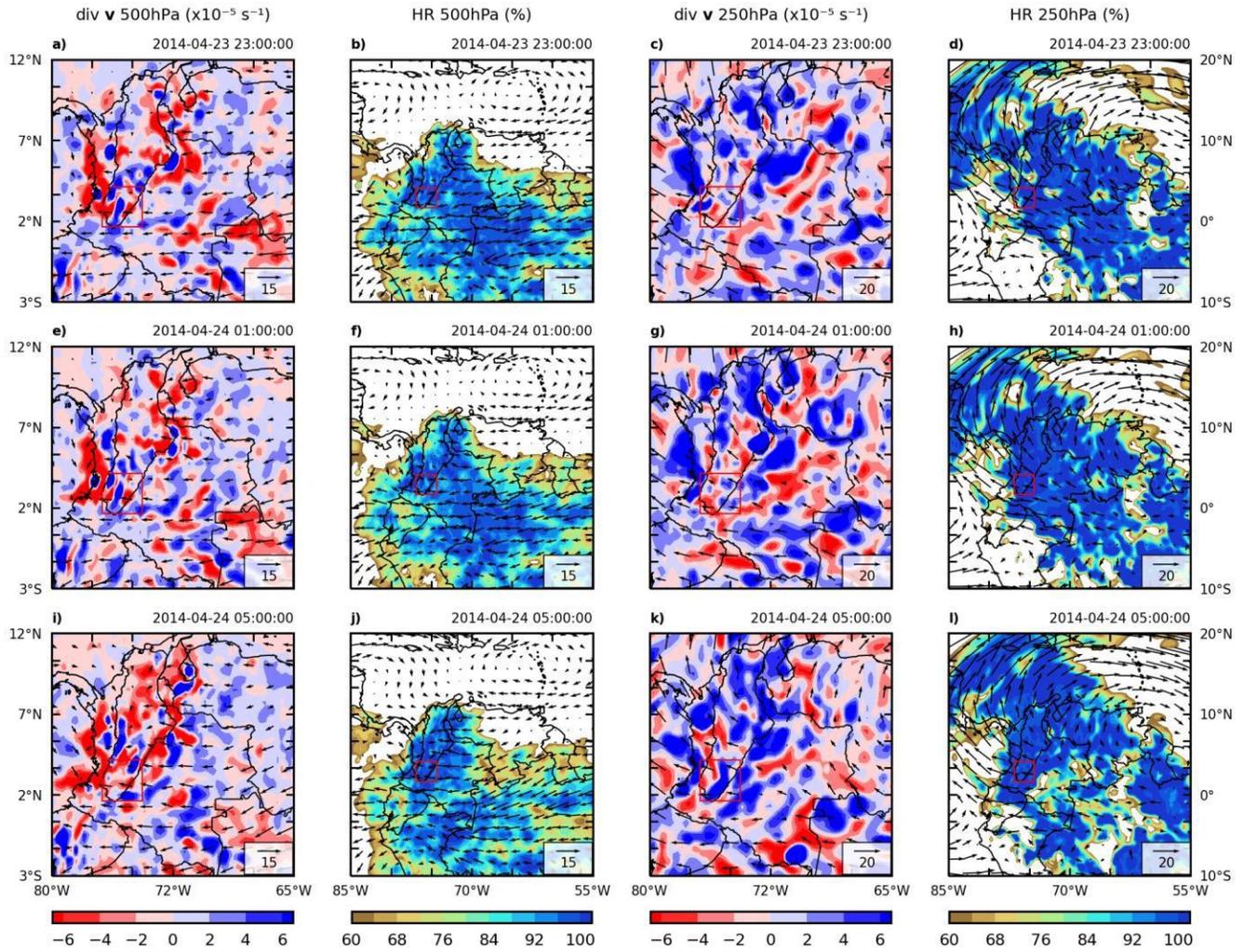


Figura F7. (a, e, i) Divergencia y dirección del viento a 500 hPa, (b, f, j) humedad relativa y dirección del viento a 500 hPa, (c, g, k) divergencia y dirección del viento a 250 hPa y (d, h, l) humedad relativa y dirección del viento a 250 hPa durante el evento E10. Todas las horas corresponden a hora local (UTC-5).

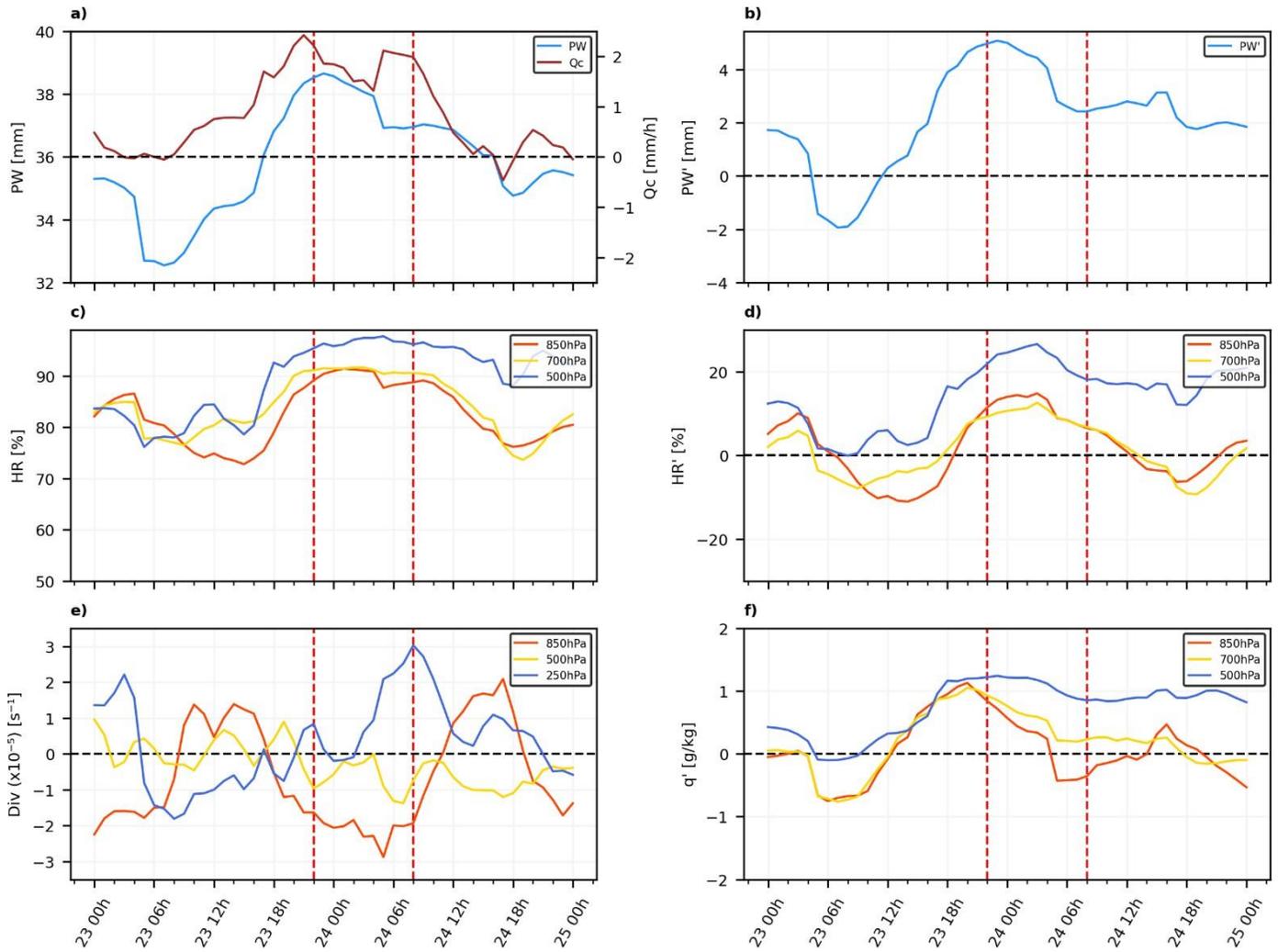


Figura F8. Series de tiempo de agua precipitable e integral vertical del flujo de humedad (a), anomalías de agua precipitable (b), humedad relativa (c), anomalías de humedad relativa (d), divergencia (e) y anomalías de humedad específica (f) durante el evento E10. Las líneas verticales punteadas marcan la ventana temporal de actividad del evento. Todas las horas corresponden a hora local (UTC-5).

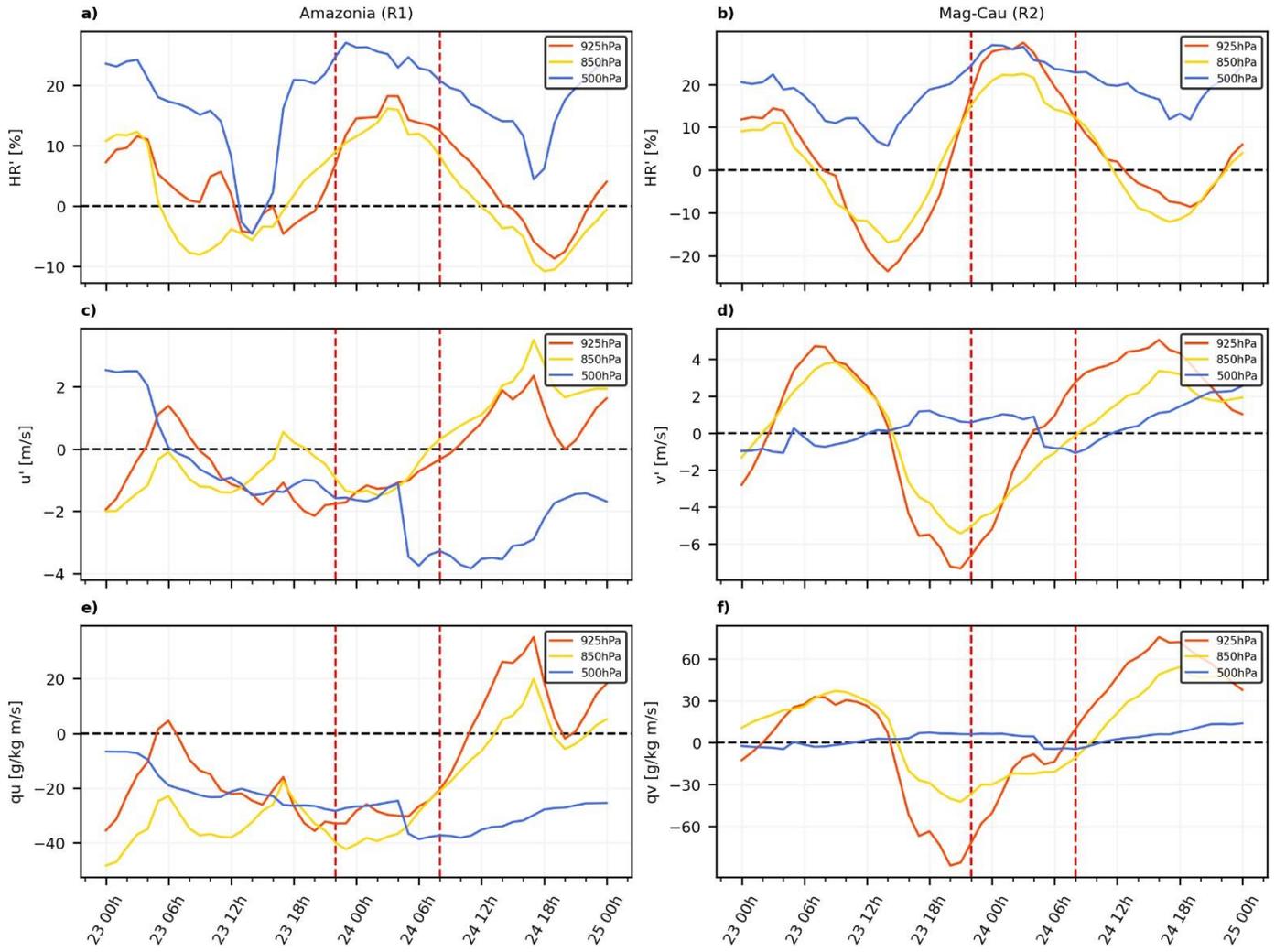


Figura F9. Series de tiempo de anomalías de humedad relativa (a, b), anomalías de viento zonal y meridional (c, d) y transporte de humedad qu y qv (e, f) durante el evento E10 para las regiones Amazonia (R1) y M-C medio (R2). Las líneas verticales punteadas marcan la ventana temporal de actividad del evento. Todas las horas corresponden a hora local (UTC-5).