



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
CENTRO DE CIENCIAS DE LA ATMÓSFERA**

**ANÁLISIS DE LAS FUENTES DE HUMEDAD MARÍTIMAS Y TERRESTRES
PARA LAS PRECIPITACIONES EN LA REGIÓN DEL MONZÓN DE
NORTEAMÉRICA**

**TESIS DE GRADO
QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE
MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA**

**PRESENTA:
Lic. MARIA ISABEL GONZÁLEZ GARCIA**

**TUTOR
Dr. DAVID KENTON ADAMS
[CENTRO DE CIENCIAS DE LA ATMÓSFERA, UNAM]**

**MIEMBROS DEL COMITÉ TUTOR
Dra. PAULINA ORDOÑEZ PÉREZ
[CENTRO DE CIENCIAS DE LA ATMÓSFERA, UNAM]
Dr. IGNACIO ARTURO QUINTANAR ISAÍAS
[CENTRO DE CIENCIAS DE LA ATMÓSFERA, UNAM]
Dr. ENRIQUE CABRAL CANO
[INSTITUTO DE GEOFÍSICA, UNAM]
Dr. BENJAMIN R. LINTNER
[UNIVERSIDAD ESTATAL DE NUEVA JERSEY]**



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

*A mi Kramer,
por ser esa personita que siempre me impulsa a ser mejor
y por quien crezco cada día como persona.
A ti, niño de mis ojos va dedicado este trabajo.*

Agradecimientos

A mi familia, quienes fueron los impulsores de esta gran travesía.

Creo que no existen palabras para agradecer la dedicación, el apoyo y la disposición de mi asesor, el Dr. David Kenton Adams. Gracias infinitas por todas las horas de trabajo mutuo, los regaños, los conocimientos y la confianza depositada durante estos tres años. Gracias por enseñarme que la base principal para un buen trabajo en equipo es la confianza y la sinceridad. Gracias infinitas por ser mi mentor y por hacer posible este trabajo.

A los miembros de mi comité tutor, las Dras. Paulina Ordoñez Pérez y Rosario de Lourdes Romero Centeno, por su apoyo y sus comentarios durante cada una de las evaluaciones semestrales. Las que sirvieron como base de conocimiento para desarrollar esta tesis.

A la Coordinación General del Programa de Maestría en Ciencias de la Tierra de la UNAM por la gran oportunidad ofrecida para poder realizar mis estudios de Maestría en Ciencias de la Tierra. A los profesores del Centro de Ciencias de la Atmósfera que tuve durante este tiempo, quienes enriquecieron mi formación académica.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT) por la beca otorgada, la que hizo posible mis estudios durante todo este tiempo (No. CVU/Becario: 778370/609643).

A Ron Holle de Vaisala GLD360 por facilitarnos los datos de relámpagos empleados en este estudio.

A Russ Scott de la USDA por proporcionarnos los datos de la torre de flujo de Walnut Gulch en Arizona utilizados en este trabajo.

A UNAVCO/TLALOCNET por el apoyo con las Campañas del 2013 y el 2017, así como por los datos proporcionados en este estudio.

Al Department of Environmental Sciences, Rutgers, de la Universidad Estatal de Nueva Jersey por el apoyo con los fondos para el lanzamiento de los sondeos en el noroeste de México durante el verano del 2017, cuyos datos fueron de gran utilidad en este trabajo.

Al Dr. Carlos Abraham Ochoa Moya, por su ayuda con los datos de reanálisis de ERA5 y ERA-Interim, los cuales constituyen una parte importante del estudio.

Un agradecimiento a la Red Universitaria de Observatorios Atmosféricos (RUAO) de la Universidad Nacional Autónoma de México por el apoyo durante la Campaña de la Red de GPS Hidrometeorológica del 2017, cuyos datos fueron parte importante de este trabajo.

Un agradecimiento a CAZMEX, UC-MEXUS.

A los colaboradores mexicanos de UNISON, ITSON, UACJ y CICESE. Así como a los colaboradores de Estados Unidos de ASU, UA, UW, UCSD.

A los Dres. Benjamín R. Lintner, Enrique Cabral Cano y Arturo Ignacio Quintanar Isaías, por los comentarios y recomendaciones sobre el trabajo de tesis.

Resumen

En este trabajo se analiza el transporte y las principales regiones fuentes de humedad (golfo de California, Pacífico tropical, golfo de México y reciclaje de la superficie terrestre) para las precipitaciones en el área del núcleo del monzón de Norteamérica y como un caso de estudio particular, siguiendo el trabajo de Ralph and Galarneau (2017), en la región del Chiricahua Gap. A partir de los datos de relámpagos de Vaisala GLD360, se determinaron los días convectivos en la región del núcleo del monzón y en el Chiricahua Gap durante 5 temporadas monzónicas (1 de julio-30 de septiembre del 2013-2017). Teniendo en cuenta los días convectivos en cada región, se analizaron los flujos de humedad y el transporte de vapor de agua integrado en la vertical, con el fin de determinar la dirección predominante de los flujos de humedad para las precipitaciones en estas regiones. A partir de los datos de experimentos de la torre de flujo de Rayón, se pudo analizar la contribución local de los flujos de humedad terrestre al valor total del vapor de agua precipitable en la columna atmosférica. Como parte adicional de este trabajo y debido a que varios estudios sobre el transporte de humedad en la región del monzón utilizan los datos de reanálisis de forma no crítica para la obtención de sus resultados, se hizo un análisis comparativo empleando los datos de vapor de agua precipitable de varias estaciones de GPS en el noroeste de México. Estos datos de GPS se compararon con los datos de los reanálisis de ERA5 y ERA-Interim, con el fin de mostrar que tan bien se ajustan con respecto a las observaciones únicas de los GPS.

Los resultados obtenidos mostraron que los datos de ambos reanálisis tuvieron dificultades para replicar los datos observacionales de vapor de agua precipitable en zonas costeras y en las colinas occidentales de la Sierra Madre Occidental, con errores entre -15 mm y 15 mm. Sin embargo, los datos de ERA5 mostraron tener un mejor ajuste a los datos reales de PWV en los terrenos más elevados de la SMO, con errores entre -5 mm y 5 mm. A partir del análisis del transporte de humedad a gran escala, se obtuvo que en 9 de los 14 eventos convectivos analizados en la región del núcleo del monzón, el flujo de humedad en niveles bajos sobre Arizona y el oeste de Sonora, tenía una componente del sur sobre el golfo de California. El cálculo del transporte de vapor de agua integrado en la vertical durante los 21 eventos convectivos que tuvieron lugar en el Chiricahua Gap, presentó una fuerte componente del sur sobre el golfo de California en niveles bajos. Nuestros resultados contradicen los hallazgos de Ralph and Galarneau (2017) que argumentan la presencia de una advección predominante del este desde el golfo de México. La humedad del suelo y los flujos de calor latente, a escala sub-diurna sobre los sitios de Opodepe, Rayón y Walnut Gulch, parece ser que no contribuyen de forma muy significativa a los valores de vapor de agua precipitable a nivel local, lo que plantea interrogantes sobre la importancia del reciclaje de humedad como fuente predominante de vapor de agua para las lluvias monzónicas.

Palabras claves: transporte de vapor de agua, NAM, Chiricahua Gap, flujos de humedad superficial

Abstract

This paper analyzes the transport and moisture source regions (Gulf of California, tropical Pacific, Gulf of Mexico and recycling of the land surface) for precipitation in the core area of the North American monsoon and as a particular case, following the work of Ralph and Galarneau (2017), in the Chiricahua Gap region. Employing lightning data from Vaisala GLD360, convective days were determined in the monsoon core region and in the Chiricahua Gap for 5 monsoon seasons (July 1-September 30, 2013-2017). Taking into account the convective days in each region, moisture flows and the transport of water vapor integrated in the vertical were analyzed, in order to determine the predominant direction of moisture flows for rainfall in these regions. From experimental data at the Rayon Flux Tower site, we were able to analyze the local contribution of terrestrial moisture flows to the total value of the precipitable water vapor in the atmospheric column. As an additional part of this work and given that several studies on moisture transport in the monsoon region use the reanalysis data uncritically to obtain their results, a comparative analysis was carried employing GPS precipitable water vapor data in several stations in the northwest of Mexico. These GPS data were compared with reanalysis of ERA5 and ERA-Interim, in order to show how well they perform with respect to these unique GPS observations.

The results obtained show that the data of both reanalysis have difficulty replicating the observational data of precipitable water vapor in coastal zones and in the western hills of the Sierra Madre Occidental, with errors between -15 mm and 15 mm. However, the ERA5 data showed a better fit to the real PWV data in the higher areas of the SMO, with errors between -5 mm and 5 mm. From the analysis of large-scale moisture transport, it was found that in 9 of the 14 convective events analyzed in the core region of the monsoon, the moisture flow at low levels over Arizona and western Sonora, have a southerly component originating from Gulf of California. The calculation of the water vapor transport integrated in the vertical during the 21 convective events that took place in the Chiricahua Gap, presented a strong southern component over the Gulf of California at low levels. Our results contradict the findings of Ralph and Galarneau (2017) that argue for predominant easterly advection from the Gulf of Mexico. Soil moisture and latent heat fluxes, at sub-diurnal scale over the Opodepe, Rayon and Walnut Gulch sites, do not appear to contribute significantly to the values of locally precipitable water vapor, which raises doubts as to the importance of moisture recycling as a prominent source of water vapor for monsoon rains.

Key words: water vapor transport, NAM, Chiricahua Gap, surface humidity fluxes

Índice

Introducción	1
1 El monzón de Norteamérica: características y principales fuentes de humedad	9
1.1 El monzón de Norteamérica	9
1.2 Transporte de vapor de agua en la región del monzón	10
1.3 Mecanismos que favorecen el incremento de las precipitaciones en el NAM	12
1.4 Antecedentes del estudio del transporte de vapor de agua	14
2 Materiales y Métodos	19
2.1 Área de estudio	19
2.2 Datos empleados	20
2.2.1 Datos observacionales de PWV	20
2.2.2 Datos de relámpagos en el noroeste de México y en el Chiricahua Gap	23
2.2.3 Datos de sondeos meteorológicos	24
2.2.4 Datos de reanálisis	25
2.2.5 Datos de las torres de flujos y de las estaciones de GPS	27
2.3 Procesamiento de los datos	30
2.3.1 Obtención de los casos de estudio	30
2.3.2 Anomalías de PWV	32
2.3.3 Cálculo de los flujos de humedad y del transporte de vapor de agua integrado en la vertical	36
2.3.4 Cálculo de los flujos integrados de calor latente y el cambio en PWV	37
2.4 Comparación entre los datos observacionales de PWV y los datos de reanálisis de ERA5 y ERA-Interim	39
3 Resultados	43
3.1 Análisis comparativo entre los datos observacionales de PWV y los datos de los reanálisis de ERA5 y ERA-Interim	43
3.2 Análisis del transporte de humedad durante los días de eventos convectivos fuertes en el 2013	49
3.2.1 Evento convectivo del 25 de julio del 2013	49
3.2.2 Evento convectivo del 31 de julio del 2013	51
3.2.3 Evento convectivo del 4 de agosto del 2013	53
3.2.4 Evento convectivo del 30 de agosto del 2013	55
3.2.5 Evento convectivo del 3 de septiembre del 2013	57
3.3 Análisis del transporte de humedad durante los días de eventos convectivos fuertes en el 2015	59
3.3.1 Evento convectivo del 2 de julio del 2015	60
3.3.2 Evento convectivo del 25 de julio del 2015	62

3.3.3	Evento convectivo del 16 de agosto del 2015	65
3.3.4	Evento convectivo del 31 de agosto del 2015	66
3.4	Análisis del transporte de humedad durante los días de eventos convectivos fuertes en el 2016	68
3.4.1	Evento convectivo del 22 de julio del 2016	69
3.5	Análisis del transporte de humedad durante los días de eventos convectivos fuertes en el 2017	71
3.5.1	Evento convectivo del 26 de julio del 2017	72
3.5.2	Evento convectivo del 31 de julio del 2017	74
3.5.3	Evento convectivo del 9 de agosto del 2017	76
3.5.4	Evento convectivo del 23 de agosto del 2017	77
3.6	Análisis del transporte de vapor de agua hacia la región del Chiricahua Gap . . .	91
3.7	Análisis de los flujos de humedad superficial en el noroeste de México y el suroeste de Estados Unidos	96
3.7.1	Comportamiento de la humedad del suelo y los flujos de calor latente en las estaciones de Opodepe, Rayón y Walnut Gulch	96
3.7.2	Comportamiento de los flujos integrados de calor latente y el cambio del PWV en las estaciones de Opodepe, Rayón y Walnut Gulch	97
3.7.3	Comportamiento de la humedad del suelo y el PWV en las estaciones de Opodepe, Rayón y Walnut Gulch	99
	Conclusiones	102
	Recomendaciones	104
	Bibliografía	105
	Anexos	115

Lista de figuras

1	Área geográfica del monzón de Norteamérica. La figura incluye la elevación de la superficie y la profundidad del mar	4
2.1	Espacio geográfico. La figura incluye la elevación de la superficie y la profundidad del mar	20
2.2	Ubicación geográfica de las estaciones del Experimento Transecto de GPS del NAM del 2013 (a) y de la Campaña de la Red de GPS Hidrometeorológica del 2017 (b). Los puntos azules muestran la localización de algunas estaciones de SuomiNet en la región. La figura incluye la elevación de la superficie y la profundidad del mar	22
2.3	Áreas de distribución de los relámpagos. El cuadrado negro delimita el área A1 y el rectángulo rojo el área A2 o Chiricahua Gap. La figura incluye la elevación de la superficie y la profundidad del mar	25
2.4	Ubicación geográfica de las estaciones de sondeos (círculos negros) y de las estaciones de GPS más cercanas (círculos azules). En el caso de Tucson, la estación de sondeo y de GPS están en la misma ubicación. La figura incluye la elevación de la superficie y la profundidad del mar	26
2.5	Ubicación geográfica de las torres de flujos (círculos negros) y de las estaciones de GPS más cercanas (círculo azul). En el caso de las estaciones de RAYN y OPDE las estaciones de GPS y las torres de flujos están ubicadas en el mismo sitio. La figura incluye la elevación de la superficie y la profundidad del mar	28
2.6	Imágenes de los sitios de Opodepe (a), Rayón (b) y Walnut Gulch (c). Las imágenes de Opodepe y de Rayón fueron cortesía del Dr. David K. Adams y fueron tomadas durante la Campaña Hidrometeorológica del 2017. La imagen de Walnut Gulch fue extraída del sitio oficial del Departamento de Agricultura de Estados Unidos (https://www.ars.usda.gov/)	29
2.7	Histograma del número de relámpagos por día en la región A1 para el año 2013. Las líneas rojas indican el cuartil 75 y el percentil 95 de la muestra, así como el número total de relámpagos en cada categoría respectivamente	31
2.8	Histograma del número de relámpagos por día en la región A1 para el año 2015. Las líneas rojas indican el cuartil 75 y el percentil 95 de la muestra, así como el número total de relámpagos en cada categoría respectivamente	31
2.9	Histograma del número de relámpagos por día en la región A1 para el año 2016. Las líneas rojas indican el cuartil 75 y el percentil 95 de la muestra, así como el número total de relámpagos en cada categoría respectivamente	32
2.10	Histograma del número de relámpagos por día en la región A1 para el año 2017. Las líneas rojas indican el cuartil 75 y el percentil 95 de la muestra, así como el número total de relámpagos en cada categoría respectivamente	32
2.11	Histograma del número de relámpagos por día en la región del Chiricahua Gap para el año 2013. Las líneas rojas indican el cuartil 75 y el percentil 95 de la muestra, así como el número total de relámpagos en cada categoría respectivamente	33

2.12	Histograma del número de relámpagos por día en la región del Chiricahua Gap para el año 2014. Las líneas rojas indican el cuartil 75 y el percentil 95 de la muestra, así como el número total de relámpagos en cada categoría respectivamente	33
2.13	Histograma del número de relámpagos por día en la región del Chiricahua Gap para el año 2015. Las líneas rojas indican el cuartil 75 y el percentil 95 de la muestra, así como el número total de relámpagos en cada categoría respectivamente	34
2.14	Histograma del número de relámpagos por día en la región del Chiricahua Gap para el año 2016. Las líneas rojas indican el cuartil 75 y el percentil 95 de la muestra, así como el número total de relámpagos en cada categoría respectivamente	34
2.15	Histograma del número de relámpagos por día en la región del Chiricahua Gap para el año 2017. Las líneas rojas indican el cuartil 75 y el percentil 95 de la muestra, así como el número total de relámpagos en cada categoría respectivamente	35
2.16	a) Mapa topográfico con la ubicación de las estaciones de GPS del 2013 (cruces negras) y de los puntos de malla de ERA5 y de ERA-Interim más cercanos (círculos negros). La figura (b) muestra las ubicaciones antes referidas y los valores de PWV del reanálisis de ERA5 para el 8 de septiembre del 2013. La figura (a) incluye la elevación de la superficie y la profundidad del mar	42
2.17	a) Mapa topográfico con la ubicación de las estaciones de GPS del 2017 (cruces negras) y de los puntos de malla de ERA5 y de ERA-Interim más cercanos (círculos negros). La figura (b) muestra las ubicaciones antes referidas y los valores de PWV del reanálisis de ERA5 para el 8 de septiembre del 2017. La figura (a) incluye la elevación de la superficie y la profundidad del mar	42
3.1	Series temporales de PWV para la estación de CUAH durante el periodo del 1 de julio al 30 de septiembre del 2013 (arriba) y errores de estimación entre el PWV del GPS y el PWV de los reanálisis (abajo)	44
3.2	Series temporales de PWV para la estación de TNCU durante el periodo del 1 de julio al 30 de septiembre del 2017 (arriba) y errores entre el PWV del GPS y el PWV de los reanálisis (abajo)	44
3.3	Series temporales de PWV para la estación de BASC durante el periodo del 1 de julio al 30 de septiembre del 2013 (arriba) y errores entre el PWV del GPS y el PWV de los reanálisis (abajo)	45
3.4	Series temporales de PWV para la estación de YESX durante el periodo del 1 de julio al 30 de septiembre del 2017 (arriba) y errores entre el PWV del GPS y el PWV de los reanálisis (abajo)	45
3.5	Series temporales de PWV para la estación de ONVS durante el periodo del 1 de julio al 30 de septiembre del 2013 (arriba) y errores entre el PWV del GPS y el PWV de los reanálisis (abajo)	46
3.6	Series temporales de PWV para la estación de USMX durante el periodo del 1 de julio al 30 de septiembre del 2017 (arriba) y errores entre el PWV del GPS y el PWV de los reanálisis (abajo)	46
3.7	Series temporales de PWV para la estación de BGTO durante el periodo del 1 de julio al 30 de septiembre del 2013 (arriba) y errores entre el PWV del GPS y el PWV de los reanálisis (abajo)	47
3.8	Series temporales de PWV para la estación de KINO durante el periodo del 1 de julio al 30 de septiembre del 2017 (arriba) y errores entre el PWV del GPS y el PWV de los reanálisis (abajo)	47

3.9	Anomalías de PWV durante el evento convectivo del 25 de julio del 2013 (a), un día antes (b) y dos días antes (c). Los puntos negros representan la ubicación de las estaciones de GPS que se utilizaron en el cálculo de las anomalías	50
3.10	Mapas de altura geopotencial y viento en 300 hPa para el evento convectivo del 25 de julio del 2013 (a), un día antes (c) y dos días antes (e). Los mapas (b), (d) y (f) muestran la misma información pero para el nivel de 500 hPa. Las flechas indican la dirección del viento y las isohipsas están representadas con las líneas color marrón	51
3.11	Flujos de humedad en el espesor de superficie-700 hPa para el evento convectivo del 25 de julio del 2013 (a), un día antes (c) y dos días antes (e). Los mapas (b), (d) y (f) muestran la misma información pero para el espesor de 700 hPa-200 hPa. Las flechas muestran la dirección predominante del flujo de humedad	52
3.12	Anomalías de PWV durante el evento del 31 de julio del 2013 (a), un día antes (b) y dos días antes (c). Los puntos negros representan la ubicación de las estaciones de GPS que se utilizaron en el cálculo de las anomalías.	53
3.13	Mapas de altura geopotencial y viento en 300 hPa para el evento convectivo del 31 de julio del 2013 (a), un día antes (c) y dos días antes (e). Los mapas (b), (d) y (f) muestran la misma información pero para el nivel de 500 hPa. Las flechas indican la dirección del viento y las isohipsas están representadas con las líneas color marrón	54
3.14	Flujos de humedad en el espesor de superficie-700 hPa para el evento convectivo del 31 de julio del 2013 (a), un día antes (c) y dos días antes (e). Los mapas (b), (d) y (f) muestran la misma información pero para el espesor de 700 hPa-200 hPa. Las flechas muestran la dirección predominante del flujo de humedad	55
3.15	Anomalías de PWV durante el evento del 4 de agosto del 2013 (a), un día antes (b) y dos días antes (c). Los puntos negros representan la ubicación de las estaciones de GPS que se utilizaron en el cálculo de las anomalías.	56
3.16	Mapas de altura geopotencial y viento en 300 hPa para el evento convectivo del 4 de agosto del 2013 (a), un día antes (c) y dos días antes (e). Los mapas (b), (d) y (f) muestran la misma información pero para el nivel de 500 hPa. Las flechas indican la dirección del viento y las isohipsas están representadas con las líneas color marrón . . .	57
3.17	Flujos de humedad en el espesor de superficie-700 hPa para el evento convectivo del 4 de agosto del 2013 (a), un día antes (c) y dos días antes (e). Los mapas (b), (d) y (f) muestran la misma información pero para el espesor de 700 hPa-200 hPa. Las flechas muestran la dirección predominante del flujo de humedad	58
3.18	Anomalías de PWV durante el evento del 30 de agosto del 2013 (a), un día antes (b) y dos días antes (c). Los puntos negros representan la ubicación de las estaciones de GPS que se utilizaron en el cálculo de las anomalías.	59
3.19	Mapas de altura geopotencial y viento en 300 hPa para el evento convectivo del 30 de agosto del 2013 (a), un día antes (c) y dos días antes (e). Los mapas (b), (d) y (f) muestran la misma información pero para el nivel de 500 hPa. Las flechas indican la dirección del viento y las isohipsas están representadas con las líneas color marrón . . .	60
3.20	Flujos de humedad en el espesor de superficie-700 hPa para el evento convectivo del 30 de agosto del 2013 (a), un día antes (c) y dos días antes (e). Los mapas (b), (d) y (f) muestran la misma información pero para el espesor de 700 hPa-200 hPa. Las flechas muestran la dirección predominante del flujo de humedad	61
3.21	Anomalías de PWV durante el evento del 3 de septiembre del 2013 (a), un día antes (b) y dos días antes (c). Los puntos negros representan la ubicación de las estaciones de GPS que se utilizaron en el cálculo de las anomalías.	62

3.22	Mapas de altura geopotencial y viento en 300 hPa para el evento convectivo del 3 de septiembre del 2013 (a), un día antes (c) y dos días antes (e). Los mapas (b), (d) y (f) muestran la misma información pero para el nivel de 500 hPa. Las flechas indican la dirección del viento y las isohipsas están representadas con las líneas color marrón . . .	63
3.23	Flujos de humedad en el espesor de superficie-700 hPa para el evento convectivo del 3 de septiembre del 2013 (a), un día antes (c) y dos días antes (e). Los mapas (b), (d) y (f) muestran la misma información pero para el espesor de 700 hPa-200 hPa. Las flechas muestran la dirección predominante del flujo de humedad	64
3.24	Anomalías de PWV durante el evento del 2 de julio del 2015 (a), un día antes (b) y dos días antes (c). Los puntos negros representan la ubicación de las estaciones de GPS que se utilizaron en el cálculo de las anomalías.	65
3.25	Mapas de altura geopotencial y viento en 300 hPa para el evento convectivo del 2 de julio del 2015 (a), un día antes (c) y dos días antes (e). Los mapas (b), (d) y (f) muestran la misma información pero para el nivel de 500 hPa. Las flechas indican la dirección del viento y las isohipsas están representadas con las líneas color marrón	66
3.26	Flujos de humedad en el espesor de superficie-700 hPa para el evento convectivo del 2 de julio del 2015 (a), un día antes (c) y dos días antes (e). Los mapas (b), (d) y (f) muestran la misma información pero para el espesor de 700 hPa-200 hPa. Las flechas muestran la dirección predominante del flujo de humedad	67
3.27	Anomalías de PWV durante el evento del 25 de julio del 2015 (a), un día antes (b) y dos días antes (c). Los puntos negros representan la ubicación de las estaciones de GPS que se utilizaron en el cálculo de las anomalías.	68
3.28	Mapas de altura geopotencial y viento en 300 hPa para el evento convectivo del 25 de julio del 2015 (a), un día antes (c) y dos días antes (e). Los mapas (b), (d) y (f) muestran la misma información pero para el nivel de 500 hPa. Las flechas indican la dirección del viento y las isohipsas están representadas con las líneas color marrón	69
3.29	Flujos de humedad en el espesor de superficie-700 hPa para el evento convectivo del 25 de julio del 2015 (a), un día antes (c) y dos días antes (e). Los mapas (b), (d) y (f) muestran la misma información pero para el espesor de 700 hPa-200 hPa. Las flechas muestran la dirección predominante del flujo de humedad	70
3.30	Anomalías de PWV durante el evento del 16 de agosto del 2015 (a), un día antes (b) y dos días antes (c). Los puntos negros representan la ubicación de las estaciones de GPS que se utilizaron en el cálculo de las anomalías.	71
3.31	Mapas de altura geopotencial y viento en 300 hPa para el evento convectivo del 16 de agosto del 2015 (a), un día antes (c) y dos días antes (e). Los mapas (b), (d) y (f) muestran la misma información pero para el nivel de 500 hPa. Las flechas indican la dirección del viento y las isohipsas están representadas con las líneas color marrón . . .	72
3.32	Flujos de humedad en el espesor de superficie-700 hPa para el evento convectivo del 16 de agosto del 2015 (a), un día antes (c) y dos días antes (e). Los mapas (b), (d) y (f) muestran la misma información pero para el espesor de 700 hPa-200 hPa. Las flechas muestran la dirección predominante del flujo de humedad	73
3.33	Anomalías de PWV durante el evento del 31 de agosto del 2015 (a), un día antes (b) y dos días antes (c). Los puntos negros representan la ubicación de las estaciones de GPS que se utilizaron en el cálculo de las anomalías.	74
3.34	Mapas de altura geopotencial y viento en 300 hPa para el evento convectivo del 31 de agosto del 2015 (a), un día antes (c) y dos días antes (e). Los mapas (b), (d) y (f) muestran la misma información pero para el nivel de 500 hPa. Las flechas indican la dirección del viento y las isohipsas están representadas con las líneas color marrón . . .	75

3.35	Flujos de humedad en el espesor de superficie-700 hPa para el evento convectivo del 31 de agosto del 2015 (a), un día antes (c) y dos días antes (e). Los mapas (b), (d) y (f) muestran la misma información pero para el espesor de 700 hPa-200 hPa. Las flechas muestran la dirección predominante del flujo de humedad	76
3.36	Anomalías de PWV durante el evento del 22 de julio del 2016 (a), un día antes (b) y dos días antes (c). Los puntos negros representan la ubicación de las estaciones de GPS que se utilizaron en el cálculo de las anomalías.	77
3.37	Mapas de altura geopotencial y viento en 300 hPa para el evento convectivo del 22 de julio del 2016 (a), un día antes (c) y dos días antes (e). Los mapas (b), (d) y (f) muestran la misma información pero para el nivel de 500 hPa. Las flechas indican la dirección del viento y las isohipsas están representadas con las líneas color marrón	78
3.38	Flujos de humedad en el espesor de superficie-700 hPa para el evento convectivo del 22 de julio del 2016 (a), un día antes (c) y dos días antes (e). Los mapas (b), (d) y (f) muestran la misma información pero para el espesor de 700 hPa-200 hPa. Las flechas muestran la dirección predominante del flujo de humedad	79
3.39	Anomalías de PWV durante el evento del 26 de julio del 2017 (a), un día antes (b) y dos días antes (c). Los puntos negros representan la ubicación de las estaciones de GPS que se utilizaron en el cálculo de las anomalías.	80
3.40	Mapas de altura geopotencial y viento en 300 hPa para el evento convectivo del 26 de julio del 2017 (a), un día antes (c) y dos días antes (e). Los mapas (b), (d) y (f) muestran la misma información pero para el nivel de 500 hPa. Las flechas indican la dirección del viento y las isohipsas están representadas con las líneas color marrón	81
3.41	Flujos de humedad en el espesor de superficie-700 hPa para el evento convectivo del 26 de julio del 2017 (a), un día antes (c) y dos días antes (e). Los mapas (b), (d) y (f) muestran la misma información pero para el espesor de 700 hPa-200 hPa. Las flechas muestran la dirección predominante del flujo de humedad	82
3.42	Anomalías de PWV durante el evento del 31 de julio del 2017 (a), un día antes (b) y dos días antes (c). Los puntos negros representan la ubicación de las estaciones de GPS que se utilizaron en el cálculo de las anomalías.	83
3.43	Mapas de altura geopotencial y viento en 300 hPa para el evento convectivo del 31 de julio del 2017 (a), un día antes (c) y dos días antes (e). Los mapas (b), (d) y (f) muestran la misma información pero para el nivel de 500 hPa. Las flechas indican la dirección del viento y las isohipsas están representadas con las líneas color marrón	84
3.44	Flujos de humedad en el espesor de superficie-700 hPa para el evento convectivo del 31 de julio del 2017 (a), un día antes (c) y dos días antes (e). Los mapas (b), (d) y (f) muestran la misma información pero para el espesor de 700 hPa-200 hPa. Las flechas muestran la dirección predominante del flujo de humedad	85
3.45	Anomalías de PWV durante el evento del 9 de agosto del 2017 (a), un día antes (b) y dos días antes (c). Los puntos negros representan la ubicación de las estaciones de GPS que se utilizaron en el cálculo de las anomalías.	86
3.46	Mapas de altura geopotencial y viento en 300 hPa para el evento convectivo del 9 de agosto del 2017 (a), un día antes (c) y dos días antes (e). Los mapas (b), (d) y (f) muestran la misma información pero para el nivel de 500 hPa. Las flechas indican la dirección del viento y las isohipsas están representadas con las líneas color marrón . . .	87
3.47	Flujos de humedad en el espesor de superficie-700 hPa para el evento convectivo del 9 de agosto del 2017 (a), un día antes (c) y dos días antes (e). Los mapas (b), (d) y (f) muestran la misma información pero para el espesor de 700 hPa-200 hPa. Las flechas muestran la dirección predominante del flujo de humedad	88

3.48	Anomalías de PWV durante el evento del 23 de agosto del 2017 (a), un día antes (b) y dos días antes (c). Los puntos negros representan la ubicación de las estaciones de GPS que se utilizaron en el cálculo de las anomalías.	89
3.49	Mapas de altura geopotencial y viento en 300 hPa para el evento convectivo del 23 de agosto del 2017 (a), un día antes (c) y dos días antes (e). Los mapas (b), (d) y (f) muestran la misma información pero para el nivel de 500 hPa. Las flechas indican la dirección del viento y las isohipsas están representadas con las líneas color marrón . . .	90
3.50	Flujos de humedad en el espesor de superficie-700 hPa para el evento convectivo del 23 de agosto del 2017 (a), un día antes (c) y dos días antes (e). Los mapas (b), (d) y (f) muestran la misma información pero para el espesor de 700 hPa-200 hPa. Las flechas muestran la dirección predominante del flujo de humedad	91
3.51	Viento promedio (nudos) y PWV promedio (mm) de los 21 eventos convectivos sobre el Chiricahua Gap para las estaciones de sondeos y de GPS de Tucson (t=0), El Paso (t=-1), Del Río (t=-2) y Brownsville (t=-3)	92
3.52	IVT promedio para el conjunto de 21 eventos convectivos en el Chiricahua Gap durante los días de los eventos (a), un día antes (b), dos días antes (c) y tres días antes (d). Las flechas muestran la dirección predominante del transporte de humedad	93
3.53	Flujos de humedad promedio en el espesor de superficie-700 hPa para el conjunto de 21 eventos convectivos sobre el Chiricahua Gap (a), un día antes de los eventos (c), dos días antes (d) y tres días antes (g). Los mapas (b), (d), (f) y (h) muestran la misma información pero para el espesor de 700 hPa-200 hPa. Las flechas muestran la dirección predominante del flujo de humedad	95
3.54	Humedad del suelo y flujo de calor latente (FCL) en las estaciones de Opodepe para el periodo del 18 de agosto al 27 de septiembre del 2017 (a), Rayón (b) y Walnut Gulch (c) para el periodo del 29 de junio al 23 de septiembre del 2017	97
3.55	Flujo integrado de calor latente y cambio de PWV en las estaciones de Opodepe para el periodo del 14 de agosto al 1 de octubre del 2017 (a), Rayón para el periodo del 29 de junio al 3 de septiembre del 2017 (b) y Walnut Gulch para el periodo del 9 de julio al 13 de septiembre del 2017 (c)	98
3.56	Humedad del suelo y PWV en las estaciones de Opodepe para el periodo del 18 de agosto al 27 de septiembre del 2017 (a), Rayón para el periodo del 29 de junio al 3 de septiembre del 2017 (b) y Walnut Gulch para el periodo del 9 de julio al 17 de septiembre del 2017 (c)	100
I	Localización geográfica de las estaciones de SuomiNet que se emplearon en cada año para el cálculo de las anomalías de PWV durante los eventos convectivos en la región A1 . . .	115

Lista de tablas

2.1	Datos de las estaciones del Experimento Transecto de GPS del NAM del 2013	21
2.2	Datos de las estaciones de la Campaña de la Red de GPS Hidrometeorológica del 2017 .	22
2.3	Datos de las estaciones de sondeos y de GPS	25
2.4	Datos de las torres de flujos y de las estaciones de GPS empleadas en el análisis de los flujos de humedad del suelo	28
2.5	Días de los eventos convectivos fuertes en la Región A1 y la región A2 o Chiricahua Gap. Los días con (*) muestran los eventos consecutivos, lo cuales no se tomaron en cuenta para el estudio	36
2.6	Estaciones seleccionadas para la comparación entre los datos observacionales de PWV y los datos de los reanálisis de ERA5 y de ERA-Interim para los años 2013 y 2017	41
3.1	Media, desviación estándar y sesgo de los errores entre el PWV de los GPS y de los reanálisis de ERA5 y de ERA-Interim para las estaciones del 2013	48
3.2	Media, desviación estándar y sesgo de los errores entre el PWV de los GPS y de los reanálisis de ERA5 y de ERA-Interim para las estaciones del 2017	48
3.3	Coefficientes de correlación entre el calor latente y la humedad del suelo para los datos originales (DO), los datos suavizados con un promedio móvil de 1 día (1D) y los datos suavizados con un promedio móvil de 3 días (3D)	96
3.4	Coefficientes de correlación entre el flujo integrado de calor latente y el cambio en PWV para los datos originales (DO)	99
3.5	Coefficientes de correlación entre la humedad del suelo y el PWV para los datos originales (DO), los datos suavizados con un promedio móvil de 1 día (1D) y los datos suavizados con un promedio móvil de 3 días (3D)	99
3.6	Datos de la altura de la capa límite, los cambios de CV_{int} y los flujos de vapor de agua superficial durante la semana del 13 al 19 de agosto del 2017 en la estación de Rayón . .	101
I	Datos de las estaciones de SuomiNet que se emplearon en cada año para el cálculo de las anomalías de PWV durante los eventos convectivos en la región A1	115

Introducción

Dentro de la circulación general de la atmósfera, las circulaciones monzónicas son un componente dominante entre las regiones tropicales y subtropicales del planeta (Ramage 1971; Webster 1987). Los monzones más estudiados se aprecian sobre la región de Pakistán y el noroeste de la India y la península arábiga (Ramage 1971). Conjuntamente con estos sistemas, también se han estudiado el monzón de África (Webster et al. 1998; Douville et al. 2001) y el de Norteamérica (Bryson and Lowry 1955a; Reitan 1957; Douglas et al. 1993; Adams and Comrie 1997; Higgins et al. 1997; Vera et al. 2006; Liebmann et al. 2008; Cerezo-Mota et al. 2011). En lo más básico, estos sistemas se definen como regiones de baja presión en superficie, particularmente sobre zonas de topografía elevada, que se desarrollan durante el verano debido a la fuerte insolación. Este calentamiento produce un gradiente de presión y de densidad que favorece la formación de una circulación de vientos similar a la brisa marina a nivel casi continental (Douglas and Li 1996). La circulación monzónica es el resultado del calentamiento estacional entre la superficie en zonas bajas y en zonas elevadas, que se combina con la convergencia de vapor de agua proveniente de las fuentes marítimas cercanas (Adams and Comrie 1997). Esto incrementa la inestabilidad atmosférica, a la vez que favorece la convección profunda y la liberación de calor latente, así como la amplificación de la baja presión en superficie en conjunto con el desarrollo de la alta presión en los niveles altos de la troposfera.

Algunos estudios han cuestionado el punto de vista sobre el papel dominante que tiene el calentamiento en las zonas elevadas, que ayuda a la convergencia de aire húmedo en niveles bajos y la producción de calor latente, como el impulsor del flujo monzónico a gran escala (Boos and Kuang 2010; Nie et al. 2010). Por ejemplo, Nie et al. (2010) argumentan que el calentamiento de la superficie en zonas de topografía elevada se limita a la capa límite planetaria y el calor latente resultante de la convección profunda, sólo actúa para llevar a la atmósfera a un estado de neutralidad húmeda, no para estimular la circulación monzónica regional. En la cuestión de quasi-equilibrio, la precipitación y el calor latente resultados de la condensación, no son impulsores externos de la circulación monzónica, y el forzamiento que producen se limita a impulsar la entropía modulada de la capa sub-nube (el calor sensible de la superficie y los flujos de calor latente). Además, ellos observaron la existencia de dos circulaciones monzónicas a partir de las estructuras verticales de los campos de temperatura y de viento. La primera es la circulación profunda clásica y húmeda, presente en el monzón del sur de Asia; mientras que la otra es del tipo mixta, con una circulación seca y poco profunda, superpuesta a una circulación húmeda y profunda. Ambas pueden existir en estados de quasi-equilibrio seco y húmedo, respectivamente, con un ajuste de convección profunda y húmeda en niveles altos en la circulación profunda. Mientras que en la circulación poco profunda se aprecia un ajuste de convección seca y superficial en la troposfera baja.

Los monzones tienen una gran influencia sobre el clima y la vida de las poblaciones en regiones de Asia, África, Australia y América (Ramage 1971; Webster 1987; Nie et al. 2010). El sur de

Asia y el norte de África tropical, son dos de las principales regiones que experimentan el clima monzónico. En estas regiones el año se divide en una estación seca y otra húmeda, donde la estación húmeda presenta grandes variaciones interestacionales e interanuales que pueden provocar grandes sequías e inundaciones (Douville et al. 2001). Los fenómenos asociados con el monzón pueden llegar a ser críticos para aquellos países que tienen una economía predominantemente agraria. Debido a la importancia que tiene la precipitación monzónica para las regiones del planeta donde se aprecian estas circulaciones, es de vital interés poder determinar la distribución espacial y temporal de la misma, así como su intensidad y cómo interactúa con el flujo de gran escala (Nie et al. 2010). Los monzones son el modo estacional dominante de la variabilidad climática en los trópicos. Conocer la evidencia paleoclimática de la dinámica de las lluvias monzónicas en diferentes regiones y escalas de tiempo, puede ser un factor para comprender y predecir la respuesta y la sensibilidad de estos sistemas al cambio climático y el forzamiento por gases de efecto invernadero (Mohtadi et al. 2016). En este sentido, estudios recientes han mostrado que las proyecciones a largo plazo, consistentes con la teoría del paleoclima, muestran una expansión y un humedecimiento en los monzones de África y Asia. Sin embargo, se mantienen las incertidumbres sobre los monzones americanos y las respuestas a los diferentes gases de efecto invernadero (Seth et al. 2019). Estudios sobre la variabilidad interanual del monzón de Asia a partir de modelos climáticos, han mostrado que los cambios en la precipitación debido al calentamiento por los gases de efecto invernadero, están más dominados por una componente termodinámica que por una dinámica (Walker et al. 2015). Por su parte, en el caso del monzón de la India, Asharaf and Ahrens (2015) mostraron a partir de dos escenarios diferentes de emisiones de gases de efecto invernadero, que el ligero incremento que se ha producido en la precipitación sobre la India central, es resultado de un aumento de la precipitación inducida a distancia y la disminución de la eficiencia de la precipitación. Mientras que la región del NAM, trabajos recientes como el de Pascale et al. (2019) indican que en climas cálidos, las altas temperaturas superficiales del océano podrían suprimir la convección sobre la tierra, a través del calentamiento remoto de la troposfera baja y media. Sin embargo, la rápida evaporación de las fuentes locales de agua y de la tierra, podrían actuar de forma inversa, mejorando la energía estática húmeda cerca de la superficie. A pesar de los varios estudios que se han desarrollado en la línea del cambio climático y las circulaciones monzónicas del planeta, aún queda mucha incertidumbre sobre esta problemática, por lo que continúa siendo un importante tema de estudio en la meteorología tropical.

En Norteamérica existe una circulación monzónica de verano que influye fuertemente sobre el tiempo y el clima de la región. Este sistema denominado monzón de América del Norte (NAM, por sus siglas en inglés) ha sido ampliamente estudiado desde las pasadas décadas, debido a la importancia que tiene el mismo como parte del sistema climático de la región (Bryson and Lowry 1955a; Reitan 1957; Carleton et al. 1990; Douglas et al. 1993; Adams and Comrie 1997; Higgins et al. 1997; Vera et al. 2006; Liebmann et al. 2008; Cerezo-Mota et al. 2011; Seastrand et al. 2015; Adams et al. 2018; Jana et al. 2018; Ordoñez et al. 2019; Pascale et al. 2019). El área que abarca el monzón es muy amplia, extendiéndose sobre parte del suroeste de los Estados Unidos y centrado en el noroeste de México. El inicio del NAM se caracteriza por un pronunciado incremento de la precipitación desde un junio extremadamente seco a un julio lluvioso, coincidiendo con el remplazo de un flujo seco del oeste en niveles medios por un flujo más húmedo del este al sudeste, sobre el suroeste de los Estados Unidos y el noroeste de México (Douglas et al. 1993; Adams and Comrie 1997). Durante los meses de julio y agosto este sistema está completamente desarrollado, con la presencia de precipitación intensa en la costa suroeste de México y sobre Arizona y Nuevo México (Douglas et al. 1993; Higgins et al. 1997; Vera et al. 2006; Cerezo-Mota et al. 2011).

La precipitación en el NAM es muy variable, tanto a escala diaria, como estacional e interanual, debido al complejo acoplamiento que se da entre la atmósfera, la superficie terrestre y el océano (Bieda et al. 2009). El monzón es el encargado de aportar más del 70% de la precipitación anual en el noroeste de México, alrededor del 50-60% en el sur de Arizona y Nuevo México, y llega hasta valores inferiores al 30% en el centro oeste de los Estados Unidos (Douglas et al. 1993; Hu and Dominguez 2015). Estas lluvias monzónicas traen afectaciones severas en la región. Un ejemplo de ello son las grandes tormentas que se dan en el centro de Arizona, que en muchas ocasiones generan inundaciones súbitas, vientos fuertes, granizadas, así como daños a construcciones y vehículos (Smith and Gall 1989; McCollum and Howard 1995; Moore et al. 2015). Sin embargo, estas lluvias también aportan grandes beneficios a la agricultura y a los recursos hídricos en la región (Brito-Castillo et al. 2003; Gochis et al. 2006).

Una de las particularidades que tiene el NAM con respecto a otras regiones monzónicas, es la compleja y elevada topografía presente en la región (superior a 3000 m de altura en algunas zonas) (Figura 1). Dicha topografía se encuentra próxima a las aguas cálidas del Golfo de California (GC), con temperaturas que pueden superar los 26°C y separada de las aguas frías del océano Pacífico tropical (referido aquí como el área por encima de los 22°N en la Figura 1) por la península de Baja California, cuyas elevaciones limitan el paso del flujo de humedad desde el Pacífico hacia el NAM (ver Mitchell et al. 2002, Figura 1). Este conjunto de características topográficas en combinación con el patrón de la temperatura superficial del mar en la región, son de vital importancia durante el ciclo diurno, la formación y la organización de la convección y de las precipitaciones. La Sierra Madre Occidental (SMO) es una amplia cadena montañosa que abarca todo el oeste de México y que juega un papel determinante en el desarrollo de la convección. En el noroeste de México, la actividad convectiva típicamente tiene lugar sobre los terrenos más elevados de la SMO durante la tarde y se intensifica y se desplaza al oeste durante la noche, hacia la costa del GC, donde posteriormente se disipa en las primeras horas de la mañana (Stensrud et al. 1997; Gochis et al. 2003; Janowiak et al. 2005; Liebmann et al. 2008; Nesbitt et al. 2008).

El ciclo diurno de la precipitación en el núcleo del NAM, muestra una fuerte dependencia con la elevación, debido a que como se mencionó previamente, la misma ocurre típicamente a inicios de la tarde y con mayor frecuencia sobre los terrenos más elevados de la SMO (Gochis et al. 2004). En algunos casos esto se debe a que la brisa marina transporta aire húmedo desde el GC hacia el interior del continente, el que es forzado a ascender por las laderas occidentales de la SMO. Posteriormente esta humedad converge en las zonas más elevadas e impulsa la actividad convectiva sobre la región. En otros casos, los flujos de calor latente sobre los terrenos más elevados conducen a la formación de un gradiente de presión hidrostática. Este gradiente favorece un flujo ascendente por las laderas de la SMO y por consiguiente, se produce una convergencia de la humedad, la que actúa como un detonante para la convección en la región (Damiani et al. 2008). Mientras que la precipitación que tiene lugar en los terrenos más bajos, es relativamente poco frecuente pero se caracteriza por ser más intensa (Gochis et al. 2004; Rowe et al. 2008), debido a que en muchas ocasiones está asociada con los Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM).

En algunos casos, estos SCM se originan a partir de algunos vórtices remanentes que se desarrollan cuando la convección se ha debilitado. Los que a su vez pueden generar nuevas tormentas, a medida que se desplazan hacia el norte por las montañas de Baja California (Smith and Gall 1989; Farfán and Zehnder 1994). En otros casos, estos sistemas se originan

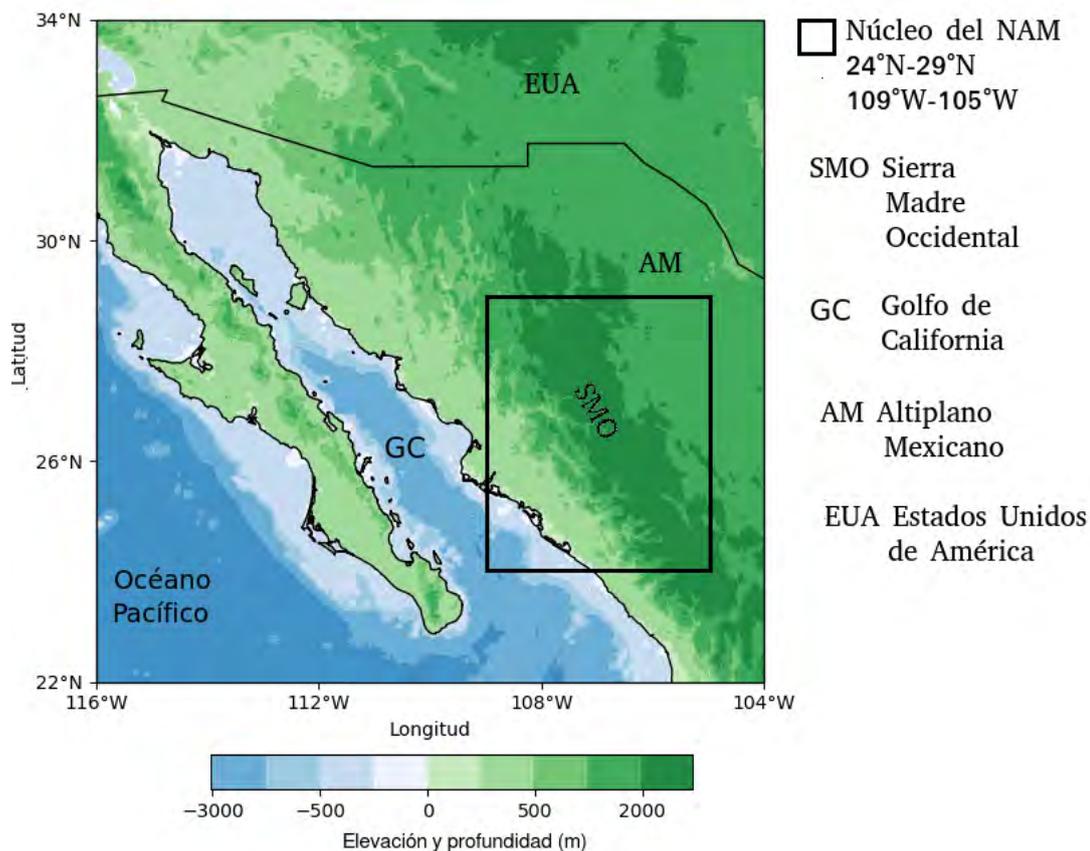


Figura 1: Área geográfica del monzón de Norteamérica. La figura incluye la elevación de la superficie y la profundidad del mar

sobre la SMO y se desplazan durante la noche hasta los terrenos más bajos de Sonora y Sinaloa, con abundante actividad convectiva e importantes acumulados de precipitación (Farfán and Zehnder 1994). Las vaguadas tropicales invertidas en niveles altos (TUTTs, por sus siglas en inglés), en muchos casos son precursoras de estos SCM. Las cuales debido a las características termodinámicas y geográficas del noroeste de México, posibilitan las condiciones convectivas favorables para la evolución de una convección más intensa (Kelley and Mock 1982; Douglas and Englehart 2007; Bieda et al. 2009; Finch and Johnson 2010; Newman and Johnson 2013). Tanto las TUTTs como los SCM se verán con mayor detalle en la Sección 1.2 del Capítulo 1.

Otra de las particularidades que presenta el NAM es el fenómeno de “surgencia de humedad” o “gulf surges”, que constituye uno de los principales mecanismos que favorece el transporte de humedad hacia el valle del río Colorado y los desiertos de Sonora, California y Arizona (Hales 1972; Brenner 1974; Douglas et al. 1993; Schmitz and Mullen 1996; Adams and Comrie 1997; Newman and Johnson 2013; Mejia et al. 2016; Pascale et al. 2018). Estas surgencias están asociadas con la presencia de grandes agrupaciones nubosas sobre el GC y el flanco occidental de la SMO o al tránsito de un ciclón tropical u onda del este, que perturban el balance de presión entre el golfo y las regiones cálidas del suroeste de Estados Unidos/noroeste de México (Hales 1972; Brenner 1974). Estos sistemas juegan un papel fundamental en el transporte de vapor de agua hacia el NAM, ya que aportan grandes cantidades de humedad para las precipitaciones (Pascale and Bordoni 2016) y están asociados con el tiempo severo y las inundaciones en el noroeste de México y el suroeste de los Estados Unidos (Newman and Johnson 2013). Además, la intensidad de estos sistemas está vinculada con la actividad de los

SCM en la parte baja del GC, independientemente del fenómeno de escala sinóptica que produjo la surgencia de humedad (Mejia et al. 2016). El fenómeno de la surgencia de humedad se verá con más detalle en la sección 2.1 del Capítulo 1.

Los sistemas y fenómenos típicos del NAM mencionados con anterioridad, en su conjunto juegan un papel primordial en el desarrollo de las lluvias monzónicas. Por lo que, de manera general, el incremento de la precipitación en el área está incentivado por el aumento de los flujos de humedad desde varias regiones fuentes, la formación de un chorro de bajo nivel del sur sobre el GC y también al desplazamiento de las altas de Bermudas y del Pacífico, así como a la formación de un anticiclón en niveles altos (Douglas et al. 1993; Carleton 1986; Douglas 1995; Higgins et al. 1997; Cerezo-Mota et al. 2011). La combinación de estos factores facilita el transporte de vapor de agua desde fuentes remotas hacia el interior de la región y por consiguiente, el desarrollo de las precipitaciones. El transporte de humedad a partir de los flujos de gran escala y su relación con los diferentes sistemas monzónicos ha sido un importante tema de investigación (Cadet and Greco 1987; Douglas et al. 1993; Schmitz and Mullen 1996; Adams and Comrie 1997; Douville et al. 2001; Fawcett et al. 2002; Bosilovich et al. 2003; Mo et al. 2005; Zhou and Yu 2005; Liebmann et al. 2008; Pathak et al. 2014). En los últimos años, este tema ha sido retomado, particularmente en la región del NAM (Gimeno et al. 2012; Hu and Dominguez 2015; Dominguez et al. 2016; Ralph and Galarneau 2017; Jana et al. 2018; Ordoñez et al. 2019). Durante los meses de verano, en esta área se produce un aumento de los flujos de humedad y como resultado, se incrementa el transporte de vapor de agua. El océano Pacífico tropical y el GC son los principales responsables de este transporte en los niveles bajos de la troposfera, mientras que en niveles medios y altos los flujos vienen predominantemente del golfo de México (GM) y el mar Caribe (Douglas et al. 1993; Schmitz and Mullen 1996; Adams and Comrie 1997; Higgins et al. 1997; Mitchell et al. 2002; Bosilovich et al. 2003; Kursinski et al. 2008b; Cerezo-Mota et al. 2011; Hu and Dominguez 2015; Moore et al. 2015; Dominguez et al. 2016; Jana et al. 2018).

La intrusión de humedad en niveles bajos y la inestabilidad resultante, son factores determinantes para el inicio y posterior desarrollo de la convección. Una capa húmeda y profunda hasta los 700 hPa, favorece la ocurrencia de lluvias y de convección, debido a un aumento del flujo de vapor de agua y de la inestabilidad convectiva (Adams and Souza 2009). A diferencia de las regiones continentales tropicales como el Amazonas, donde la humedad cerca de la superficie es prácticamente constante, la humedad en el NAM depende de los flujos de vapor de agua que entran a la región por debajo de los 850 hPa (Schmitz and Mullen 1996; Anderson and Roads 2002). De ahí que los flujos que se adentran en la región por encima de los 700 hPa, sólo son un soporte para el desarrollo de la actividad convectiva (Adams and Souza 2009). Una particularidad del NAM es la cercanía con el GC, cuyo sistema de brisa marina puede transportar aire húmedo tierra adentro y posteriormente incentivar la convección sobre los terrenos más elevados de la SMO. Por otra parte y a diferencia del NAM, en la región del Amazonas, la humedad por encima de 850 hPa es crítica, debido a la entrada de aire seco que inhibe en muchas ocasiones el desarrollo de la convección (Schiro et al. 2016; Lintner et al. 2017). Por tanto, la distribución vertical que presenta el vapor de agua, es un factor determinante en el desarrollo de la actividad convectiva sobre cada una de estas regiones.

Además del vapor de agua atmosférico, la evaporación de la superficie y la evapotranspiración de las plantas, han sido consideradas como importantes fuentes de humedad en las regiones monzónicas (Douville et al. 2001; Vivoni et al. 2007; Watts et al. 2007; Dominguez et al. 2008; Vivoni et al. 2008, 2010b,a; Pathak et al. 2014). Existen argumentos para considerar que el

reciclaje debido a la humedad del suelo, es importante para las precipitaciones en las zonas tropicales. Debido a que con el inicio de las lluvias se produce un afloramiento de la vegetación, así como diversos cambios en la superficie del suelo, que han sido designados como fuentes de humedad y moduladores de la convección (Eltahir and Bras 1994; Watts et al. 2007; Anderson et al. 2008; Dominguez et al. 2008; Anderson et al. 2009; Vivoni et al. 2008, 2010b; Forzieri et al. 2011; Gimeno et al. 2012; Hu and Dominguez 2015; Dominguez et al. 2016). Sin embargo, Findell and Eltahir (2003) mostraron que sólo en un rango limitado de condiciones atmosféricas durante las primeras horas de la mañana, el estado de humedad del suelo o la vegetación pueden influir en la precipitación. En las últimas décadas se ha comenzado a dar importancia al reciclaje de la precipitación en la región del NAM y cómo el mismo es un factor a considerar en el aporte de humedad para las lluvias. Este reciclaje permite definir, en cierta medida, las interacciones entre la superficie de la tierra y la atmósfera en el clima de la región. El primer agente de esta interacción es la evaporación, encargada de suministrar el vapor de agua desde la superficie de la tierra hasta la atmósfera (Eltahir and Bras 1994).

Las condiciones en el noroeste de México y el suroeste de los Estados Unidos son extremadamente secas antes del comienzo del monzón, con temperaturas del aire muy elevadas y con muy pocos eventos de precipitación en los meses previos (Watts et al. 2007). Después del inicio del monzón, las precipitaciones incrementan considerablemente el contenido de humedad del suelo, la que es evapotranspirada y puede tener una contribución significativa a la precipitación convectiva (Dominguez et al. 2008). Este incremento en las precipitaciones trae consigo un aumento en los niveles de la vegetación (Gimeno et al. 2012), cambios en los flujos de radiación a la superficie, el calor y la humedad (Watts et al. 2007). Sin embargo, este enverdecimiento no se produce de forma pareja en la región del NAM, ya que en Sinaloa no se observa hasta el mes de julio, mientras que en Sonora no ocurre hasta finales de julio y agosto, cuando ya se ha producido un aumento en los flujos de humedad debido al inicio de las lluvias monzónicas.

A pesar de existir un consenso sobre cuales son las principales regiones fuentes de humedad, en muchas ocasiones no es tan sencillo hacer la separación entre la humedad proveniente de cada región fuente. Esto se debe fundamentalmente a la presencia de la SMO, que favorece el ascenso a través sus colinas occidentales del aire húmedo y cálido proveniente del GC. Este aire posteriormente puede mezclarse con la humedad proveniente del GM en los terrenos más altos de la SMO y desplazarse hacia Arizona y Nuevo México dentro del flujo anticiclónico (Maddox et al. 1995; Schmitz and Mullen 1996; Adams and Comrie 1997).

Varios han sido los estudios que se han desarrollado a lo largo de los años en la región del NAM, sin embargo, aún se mantiene la diferencia de opiniones sobre el papel que desempeña cada región fuente de humedad para las lluvias monzónicas. Si bien es cierto que la humedad proveniente del GC y el Pacífico tropical es fundamental para el inicio de la convección en el NAM; también el vapor de agua de niveles medios proveniente del GM parece ser necesario para la sustentabilidad de la actividad convectiva. Sin embargo, *¿Cuál fuente de humedad tiene una mayor contribución dentro del transporte de vapor de agua en la región del NAM? y ¿Cuál es el papel que desempeña el reciclaje de la precipitación dentro de este aporte?*, parecen ser las principales interrogantes aún presentes en este debate. Debido a la dificultad que constituye poder cuantificar el aporte de cada región fuente de humedad para las lluvias en la región del NAM y el reciclaje hídrico dentro del área, en este trabajo trataremos de aproximarnos a estas interrogantes desde un punto de vista más observacional. Empleando para ello datos y metodologías que nos puedan indicar el comportamiento del transporte de

humedad a gran escala y al reciclaje de humedad dentro de la región.

De ahí que, el problema principal del presente estudio es poder analizar el transporte de humedad a gran escala hacia la región del NAM empleando datos observacionales y de reanálisis. Así como estudiar el comportamiento de los flujos de humedad superficial y su relación con el contenido total de vapor de agua atmosférico a escala local.

La hipótesis del presente estudio es por tanto: que con la ayuda de análisis estadísticos de los datos de GPS-Met (SuomiNet), los datos del Experimento Transecto de GPS del NAM del 2013, de la Campaña de la Red de GPS Hidrometeorológica del 2017 y de las torres de flujos en el noroeste de México y el suroeste de Estados Unidos, los datos de reanálisis de ERA5, así como los datos globales de relámpagos de Vaisala (Vaisala GLD360, por sus siglas en inglés), es posible analizar el transporte de vapor de agua hacia el NAM proveniente de las fuentes oceánicas (GM, GC, Pacífico tropical) y el comportamiento de los flujos superficiales a escala local. Así como verificar el resultado de Ralph and Galarneau (2017) sobre la existencia de un transporte de humedad desde el este a través del Chiricahua Gap, durante los días previos a eventos convectivos en el sur de Arizona, empleando para ello los datos de sondeos meteorológicos, datos de GPS y datos de reanálisis sobre la región.

Para ello el objetivo general del trabajo es: analizar desde un punto de vista observacional el transporte de humedad hacia la región del NAM, proveniente de los océanos adyacentes a México. Así como estudiar el comportamiento de los flujos superficiales de humedad y calor latente a escala local y su relación con el contenido total de vapor de agua atmosférico.

La investigación tiene como objetivos específicos:

1. Hacer un análisis del transporte de humedad a gran escala sobre la región monzónica, empleando los datos de relámpagos de Vaisala GLD360, los datos de GPS-Met de las estaciones de SuomiNet, datos del reanálisis de ERA5 y los datos del Experimento Transecto de GPS del NAM del 2013 y de la Campaña de la Red de GPS Hidrometeorológica del 2017.
2. Analizar el transporte de humedad sobre la región del Chiricahua Gap durante 5 estaciones monzónicas (2013-2017), empleando para ello los datos de las estaciones de sondeos meteorológicos y de GPS existentes sobre el área, así como los datos de reanálisis de ERA5.
3. Estudiar a groso modo, el comportamiento de los flujos de humedad superficial y su relación con el vapor de agua precipitable (PWV, por sus siglas en inglés) a escala local, empleando los datos de las torres de flujo de la Campaña de la Red de GPS Hidrometeorológica del 2017 (Opodepe y Rayón) en el noroeste de México y los datos de la torre de Walnut Gulch el suroeste de Estados Unidos.
4. Dada la importancia de los datos de reanálisis en la gran mayoría de los estudios sobre las fuentes de humedad en el NAM: Hacer un análisis crítico de la estimación de los datos de PWV de los reanálisis ERA5 y ERA-Interim, en comparación con los datos observacionales de algunas estaciones de GPS del Experimento Transecto del NAM del 2013 y de la Campaña de la Red de GPS Hidrometeorológica del 2017 en el noroeste de México.

El trabajo se encuentra estructurado de la siguiente forma:

Capítulo 1. El monzón de Norteamérica: características y principales fuentes de humedad: se realiza una breve descripción de la región del NAM y se exponen los antecedentes del trabajo en cuestión. Además, se hace un análisis crítico de la bibliografía referida al transporte de humedad en el área del monzón, mostrando especial interés en aquellos estudios que abordan el tema de las fuentes de humedad para las precipitaciones en esta región.

Capítulo 2. Materiales y Métodos: se delimita el área geográfica de interés y el periodo de estudio. Se realiza una descripción detallada de los datos y de las metodologías empleadas en el estudio, con el fin de dar cumplimiento a los objetivos propuesto en la investigación.

Capítulo 3. Resultados: se expone un análisis detallado de los resultados obtenidos durante el estudio y la discusión de los mismos.

Conclusiones: se muestran los objetivos alcanzados en la investigación.

Recomendaciones: se plantean algunas cuestiones de interés a fin de dar continuidad a la presente investigación.

El monzón de Norteamérica es quizás la característica atmosférica más importante durante el verano en el noroeste de México y el suroeste de los Estados Unidos. Una de las particularidades que mejor define la temporada monzónica en Norteamérica, es la llegada de las lluvias y la abundante actividad convectiva. Dada la importancia de las mismas sobre la región, es de gran interés para las ciencias atmosféricas determinar su distribución espacial y temporal, y cómo interactúan con el flujo de gran escala. La existencia de datos de GPS-Met sobre la región del noroeste de México, es otro factor importante dentro de este trabajo, debido a que facilita el estudio y la caracterización de la convección sobre la región. Es por ello que, analizar desde un punto de vista observacional el transporte de vapor de agua desde las principales regiones fuentes de humedad oceánicas (GC, el Pacífico tropical y el GM) hacia la región del NAM y el papel de los flujos de humedad superficial a escala local, constituyen los principales objetivos de esta investigación.

Capítulo 1

El monzón de Norteamérica: características y principales fuentes de humedad

1.1 El monzón de Norteamérica

El monzón de América del Norte posee muchas de las características presentes en el gran monzón de Asia. Incluyendo un conjunto de las variaciones estacionales en los procesos dinámicos y termodinámicos, asociados con los patrones de circulación de gran escala que se desarrollan sobre las dos mesetas (Anderson and Roads 2001). Así como los grandes contrastes de temperatura entre el mar y la superficie de la tierra, una circulación térmica a gran escala con una rama ascendente sobre el continente y otra descendente sobre el océano, interacciones entre la superficie-atmósfera asociadas con la presencia de terrenos elevados y condiciones de la superficie terrestre. Además, la presencia de un centro de baja presión en superficie, un anticiclón en niveles altos, un intenso flujo de humedad en niveles bajos hacia el continente y los cambios estacionales asociados con la precipitación (Vera et al. 2006). En el suroeste de los Estados Unidos y el noroeste de México, la formación de este sistema está incentivada por la combinación que se da entre los terrenos cálidos en las zonas bajas y las elevadas, y la humedad atmosférica proveniente de las fuentes marítimas cercanas (Adams and Comrie 1997). Sin embargo, a excepción del trabajo de Ramage (1971), la mayoría de los autores consideran esta circulación como un monzón “verdadero”, debido a la inversión estacional que se da en los patrones de presión y de viento, las transferencias de energía y de masa, así como los regímenes característicos de lluvia y de temperatura (Bryson and Lowry 1955b; Krishnamurti 1971; Tang and Reiter 1984; Douglas et al. 1993; Adams and Comrie 1997; Higgins et al. 1997; Vera et al. 2006; Higgins and Gochis 2006; Liebmann et al. 2008; Cerezo-Mota et al. 2011; Hu and Dominguez 2015; Dominguez et al. 2016; Pascale et al. 2019).

Muchos estudios también describen al monzón como un contraste entre las masas de aire secas y húmedas en el suroeste de los Estados Unidos y el noroeste de México (Bryson and Lowry 1955b). Este sistema es una importante característica de la circulación atmosférica sobre el continente americano y está asociado con un incremento de las lluvias desde finales de junio hasta finales de septiembre sobre el noroeste de México y el suroeste de los Estados Unidos (Higgins et al. 1997; Vera et al. 2006; Cerezo-Mota et al. 2011). El NAM se caracteriza por un incremento de la actividad convectiva y de la precipitación sobre toda la región (Bryson and Lowry 1955a; Douglas et al. 1993; Adams and Comrie 1997), con una fuerte influencia topográfica en su distribución (Bryson and Lowry 1955b; Douglas et al. 1993; Adams and

Comrie 1997; Kursinski et al. 2008b; Nesbitt et al. 2008; Newman and Johnson 2013; Serra et al. 2016). Esto se debe fundamentalmente a que el fuerte calentamiento de la superficie se combina con el ascenso orográfico de las masas de aire y produce actividad convectiva en los terrenos más elevados (Ritchie et al. 2011). Las lluvias durante todo el periodo son principalmente convectivas (Adams and Comrie 1997), aunque a finales de septiembre pueden manifestarse aún precipitaciones asociadas con tormentas tropicales (Englehart and Douglas 2001; Cerezo-Mota et al. 2011; Ritchie et al. 2011; Wood and Ritchie 2013). Estas tormentas, bajo las condiciones sinópticas favorables, pueden afectar el suroeste de los Estados Unidos y la precipitación total a lo largo de la costa de México (Englehart and Douglas 2001; Ritchie et al. 2011).

La región que abarca el monzón puede ser delimitada geográficamente por la distribución espacial que presenta la precipitación durante el verano, ya que la misma está estrechamente relacionada con la topografía de la región y con la cercanía a cuerpos de agua cálida (ver Douglas et al. 1993, Figura 3). El transporte de humedad hacia la región del NAM se encuentra limitado al oeste debido a dos factores: 1) la presencia de las serranías peninsulares del sur de California y de Baja California que limitan la penetración del aire húmedo y, más importante, 2) las aguas frías y la resultante inversión marítima que se da en la costa oriental del Pacífico, que impiden el ascenso vertical de este aire de baja energía estática húmeda (Badan-Dangon et al. 1991; Douglas et al. 1993; Reyes et al. 1994). Por su parte, la extensión hacia el este del NAM colinda con la SMO y la porción norte del altiplano mexicano, mientras que hacia el norte limita con las Montañas Rocosas y la meseta del Colorado.

El régimen de las precipitaciones en el NAM se vuelve menos notable a través del sector oriental de la SMO y sobre el altiplano mexicano (Adams and Comrie 1997). A diferencia del noroeste de México, donde los máximos de precipitación se aprecian en julio y agosto, el nordeste de la región experimenta estos valores en los meses de junio y septiembre. Una de las razones para la disminución de las precipitaciones en el nordeste de México, es la gran subsidencia que generan los centros de altas presiones subtropicales del Atlántico y el Pacífico sobre el suroeste de Estados Unidos y el norte de México (Hastings and Turner 1965; Adams and Comrie 1997). De igual forma, durante los meses de verano, los flujos en niveles bajos sobre el GM se desvían hacia el norte (porción central de los Estados Unidos), limitando la influencia de esta fuente de humedad oceánica sobre el territorio mexicano. Por su parte, el sur y el este de Arizona, gran parte de Nuevo México y la porción centro-sur de Colorado, reciben precipitaciones relacionadas con el NAM, con acumulados mucho más variables que en el noroeste de México (Hastings and Turner 1965; Carleton 1986; Adams and Comrie 1997; Higgins et al. 1997).

1.2 Transporte de vapor de agua en la región del monzón

El área del monzón de Norteamérica, como otras regiones áridas y semiáridas, se caracteriza por una gran variabilidad climática en un rango de escalas espaciales y temporales. Durante el verano, el interior de los Estados Unidos y el norte de México, al oeste de la División Continental, experimentan frecuentes intrusiones de aire tropical húmedo (Hales 1974). En su fase madura (julio-agosto), el monzón está completamente desarrollado, con intensa precipitación en la costa del suroeste de México (Vera et al. 2006; Cerezo-Mota et al. 2011) y dentro de Arizona y Nuevo México para inicios de julio (Higgins et al. 1997; Cerezo-Mota et al. 2011). El rápido comienzo de las lluvias monzónicas de verano en Arizona, están relacionadas con un cambio repentino y un reajuste de la circulación en la troposfera media. Este cambio en la circulación, es producto de una expansión hacia el norte de la alta de Bermudas, que trae

vientos secos del suroeste en niveles medios provenientes del océano Pacífico, los que son reemplazados por vientos húmedos del sudeste (Adams and Comrie 1997). Por lo que la posición de la cresta subtropical parece controlar la actividad convectiva en el suroeste de los Estados Unidos. Durante el bimestre septiembre-octubre se produce la etapa de decadencia del monzón (Vera et al. 2006; Cerezo-Mota et al. 2011) con un debilitamiento de la cresta subtropical sobre el oeste de los Estados Unidos, provocando una retirada hacia el sur de la alta del monzón y como consecuencia una disminución de la precipitación (Higgins et al. 1997; Vera et al. 2006; Cerezo-Mota et al. 2011).

El transporte de humedad en el verano hacia la región del NAM está modulado por dos chorros meridionales de bajo nivel, el de las Grandes Planicies (GPLLJ, por sus siglas en inglés) y el del GC (GCLLJ, por sus siglas en inglés) y uno zonal desde el área del Caribe (CALLJ, por sus siglas en inglés) (Amador 1998). El CALLJ transporta humedad desde la cuenca del Caribe hacia el GM y parte de esta humedad luego es transportada por el GPLLJ hacia el sur de los Estados Unidos (Mo et al. 2005) y en algunas ocasiones este último, favorece la actividad convectiva durante la noche en la región (Higgins et al. 1997; Mo and Berbery 2004). El GCLLJ por su parte, transporta humedad desde el Pacífico este, a través del GC hacia el núcleo del monzón en México y hacia el suroeste de los Estados Unidos (Cerezo-Mota et al. 2011). Las diferencias que se producen entre el calentamiento del día y la noche, así como las interacciones con la orografía, conducen a un fuerte transporte de humedad atmosférica en niveles bajos (Fawcett et al. 2002). El que se hace más fácil debido a la presencia de un chorro de bajo nivel (LLJ, por sus siglas en inglés) (Adams and Comrie 1997), que se desarrolla durante los meses de verano sobre el GC (Douglas 1995) y transporta grandes cantidades de humedad hacia el norte de Sonora y el sur de los Estados Unidos (Fawcett et al. 2002). El desarrollo de este LLJ se ha mostrado que está asociado con las surgencias de humedad y las ondas del este (Fawcett et al. 2002).

Como se mencionó con anterioridad, el fenómeno de la surgencia de humedad es particular del NAM y fue introducido por Hales (1972) y Brenner (1974), como un mecanismo termodinámico para explicar el transporte de aire frío y húmedo en niveles bajos hacia el norte a través del GC durante la temporada monzónica. Este mecanismo es similar a una corriente de densidad, pero a mayor tamaño, y está controlado por los movimientos a gran escala o por la reformación de las masas de aire tropical sobre el GC. El GC es un canal natural a través del cual la nueva masa de aire tropical se desplaza al norte (Hales 1972), lo que favorece un incremento del gradiente de temperatura a través del golfo, debido a que esta nueva masa de aire es más fría que la que se encuentra en el norte del canal. El gradiente de presión que se ha creado, análogo al gradiente de temperatura, facilita entonces una surgencia de aire tropical hacia el norte por el GC, que suministra humedad en niveles bajos a las regiones del noroeste de México y los desiertos de Arizona (Hales 1974).

Los mecanismos dinámicos a partir de los cuales la surgencia se propaga hacia el norte del GC aún continúan siendo una interrogante. Algunos trabajos como el de Zehnder (2004) plantean que la dinámica de las ondas de Kelvin o de Rossby parecen ser las principales responsables de este mecanismo de propagación. Por su parte, Rogers and Johnson (2007) analizan el evento de surgencia de humedad del 13-14 de julio del 2004 y encuentran que el mismo estuvo dividido en dos partes. Primeramente se produjo un enfriamiento debido a las corrientes descendentes convectivas que influyen en la inversión nocturna de bajo nivel sobre el GC, la que fue amplificada por el LLJ nocturno. En segundo lugar, se produjo la perturbación de una onda de Kelvin que parece haberse propagado a todo lo largo del GC. Ambas características

estuvieron acompañadas por un fuerte incremento de la presión en superficie y una profundización de la capa de mezcla a lo largo del golfo.

Las surgencias de humedad modulan la ocurrencia y la intensidad de la precipitación y están asociadas con eventos severos, como inundaciones en el noroeste de México y el suroeste de los Estados Unidos (Watts et al. 2007). Se ha demostrado que este fenómeno es responsable de cerca del 70% de la precipitación de verano en Arizona y el oeste de Nuevo México (Pascale and Bordoni 2016). A partir de varios casos de estudio, (Hales 1972) y (Brenner 1974) notaron que algunas de las características más comunes en las surgencias de humedad eran que: el inicio de las mismas provocaba una disminución significativa de la temperatura en superficie, un aumento de la presión a nivel del mar y de la temperatura del punto de rocío, así como un giro del viento en superficie con un incremento de la componente sur y un aumento de la nubosidad en niveles bajos.

Dependiendo de las condiciones de su formación, se han identificado dos tipos de surgencias: las surgencias mayores o mayor surges y las surgencias menores o minor surges. Las surgencias mayores están asociadas con el paso de una vaguada de latitudes medias al oeste de Norteamérica (alrededor de los 40°N), precedida por uno o dos días, del paso de una onda del este a través del mismo cinturón longitudinal (Adams and Comrie 1997; Stensrud et al. 1997). El incremento de la subsidencia detrás de la vaguada sobre el norte del GC, aparentemente crea condiciones en los campos de la presión en superficie y la temperatura en niveles bajos, propicias para el desarrollo del este fenómeno (Hales 1974; Carleton et al. 1990; Douglas et al. 1993; Douglas 1995; Maddox et al. 1995; Stensrud et al. 1997; Adams and Comrie 1997; Zehnder 2004). El inicio de este primer tipo de surgencia puede ser resultado de las corrientes descendentes causadas por la convección profunda sobre el GC, o más simple, puede ser el resultado de la convergencia en niveles bajos asociada con una onda del este (Stensrud et al. 1997). Mientras que, las surgencias menores, están típicamente confinadas a la mitad norte del GC (Hales 1972). Este tipo de surgencia puede ser incentivada por el paso de un complejo convectivo de mesoescala sobre el golfo, o de una onda del este sin el precedente de una vaguada de niveles altos, asociada con una surgencia mayor (Adams and Comrie 1997; Stensrud et al. 1997).

1.3 Mecanismos que favorecen el incremento de las precipitaciones en el NAM

El transporte de humedad hacia el monzón, como se refirió previamente, está vinculado con los movimientos a gran escala, la presencia de chorros de bajo nivel y al mecanismo de surgencia de humedad. El mismo es esencial para entender la variabilidad que presenta la precipitación en el noroeste de México y el suroeste de los Estados Unidos. Sin embargo, la influencia de diversos forzantes dinámicos tiene un papel crítico dentro de este transporte de humedad. En cierto sentido, la presencia de condiciones dinámicas/sinópticas determinadas sobre el noroeste de México o el suroeste de los Estados Unidos puede ser el factor más importante durante un evento convectivo. Estos mecanismos dinámicos y termodinámicos crean un ambiente de inestabilidad atmosférica propicio para el desarrollo de convección profunda, independientemente de los flujos de humedad que sean advectados a la región. En esta sección se muestran algunos de estos mecanismos y como incentivan la actividad convectiva sobre la región del NAM.

Vaguadas Tropicales Troposféricas de niveles altos

Uno de los mecanismos dinámicos que incrementa las lluvias en esta región son las TUTTs. Estos sistemas son circulaciones de niveles medios y altos que se manifiestan sobre los océanos Pacífico y Atlántico (Newman and Johnson 2012). Las TUTTs bajas en el área del monzón típicamente se forman desde la TUTT del Atlántico Norte, o vaguadas delgadas asociadas con la ruptura de ondas sobre Texas o la parte oriental del GM, en el lado descendente de la alta monzónica en niveles altos (Thorncroft et al. 1993; Newman and Johnson 2012). Para luego ser transportadas hacia el oeste, quedando al sur de la alta del monzón (Newman and Johnson 2012). Estos sistemas se caracterizan por la presencia de un máximo de vorticidad positiva en los 200 hPa, con una circulación que se extiende por encima de 700 hPa y hasta los 100 hPa. También pueden ser identificadas debido a un máximo de anomalía negativa de la temperatura, que se encuentra generalmente cerca de los 400-300 hPa, con un máximo de anomalía cálida alrededor de 125 hPa (Kelley and Mock 1982; Newman and Johnson 2012).

Se ha mostrado que las TUTTs que se forman en el NAM se caracterizan por un aumento de la precipitación y de la actividad convectiva en el lado oeste de su eje (Douglas and Englehart 2007; Bieda et al. 2009; Finch and Johnson 2010; Newman and Johnson 2012); a diferencia de las TUTTs de otras partes del mundo, donde el incremento de la precipitación ocurre en la zona oriental del sistema (Kelley and Mock 1982; Douglas and Englehart 2007; Newman and Johnson 2012). Sin embargo, el mecanismo a partir del cual se produce este incremento de la precipitación no está muy claro aún. (Pytlak and Goering 2005) propusieron que el mecanismo responsable de este incremento de la actividad convectiva, era la difluencia que tenía lugar en el sector oeste de la vaguada en niveles altos. Por su parte, (Finch and Johnson 2010) refutan la idea de Pytlak and Goering (2005), planteando que la convección sobre la SMO parece estar modulada por las TUTTs bajas a partir de los cambios que se producen en la cizalladura del viento en niveles medios. Posteriormente, Newman and Johnson (2012) encuentran resultados en su estudio que coinciden con lo propuesto por Finch and Johnson (2010). Ellos observan que la presencia de estos sistemas sobre la porción central y norte de la SMO, incrementa la cizalladura vertical del viento desde la superficie hasta los niveles medios de la troposfera; así como la Energía Potencial Disponible para la Convección (CAPE, por sus siglas en inglés), dando como resultado una convección más profunda y organizada. Este ambiente de inestabilidad dinámica es favorable para la evolución de los SCM en el área del NAM (Pytlak and Goering 2005).

Sistemas Convectivos de Mesoescala

Los SCM son otros de los mecanismos que incrementan las precipitaciones en el NAM durante los meses de verano. Estos sistemas típicamente se forman sobre las regiones elevadas del sudeste de Arizona o por toda la SMO, debido a tormentas emergentes al final de la tarde que se van propagando al oeste o al noroeste (Farfán and Zehnder 1994), las cuales pueden estar asociadas con la TUTT o con alguna onda del este. Estas tormentas pueden llegar durante la noche a las zonas bajas de los desiertos de Sonora y Arizona. Su tiempo de vida promedio es típicamente menor a un día y con frecuencia producen circulaciones ciclónicas remanentes, que pueden estimular la convección en los próximos días sobre el sur de California y Baja California (Smith and Gall 1989). El patrón necesario para la formación de estas líneas de tormentas parece ser la presencia de una cresta en 500 hPa, con su eje centrado sobre la frontera de Utah y Nevada (Adams and Comrie 1997). De igual forma, la presencia de un flujo húmedo del sudeste en niveles bajos en combinación con un flujo del este en niveles medios, parecen ser condiciones propicias para su desarrollo (Schiffer and Nesbitt 2012; Mejia et al. 2016). A pesar de las características sub sinópticas, como la advección de humedad en niveles bajos desde el GC y la convergencia

localizada resultante, el terreno complejo de la porción central de Arizona es también crítico para el desarrollo de un ambiente de tormentas severas (Dunn and Horel 1994a,b; Maddox et al. 1995; McCollum and Howard 1995; Adams and Comrie 1997). Las vaguada invertidas transitorias en niveles altos también jugar un papel crítico en la organización de los SCM sobre la SMO (Bieda et al. 2009) y en su propagación hacia los terrenos más bajos (Finch and Johnson 2010; Newman and Johnson 2012; Lahmers et al. 2016).

1.4 Antecedentes del estudio del transporte de vapor de agua

El estudio del transporte de humedad hacia la región del NAM ha sido tema de interés desde la década de los años 50 del pasado siglo. La principal motivación de estos trabajos ha sido identificar las regiones fuentes de humedad para las precipitaciones y la actividad convectiva que se da en esta región durante los meses de verano. Los primeros estudios que se desarrollaron mostraron que las masas de aire se movían hacia el oeste de los Estados Unidos y México, en una amplia banda de vientos provenientes del GM (Jurwitz 1953; Bryson and Lowry 1955a,b; Green and Sellers 1964). En el área del monzón durante el verano, en los 700 hPa y por encima de este nivel, el patrón de flujo es controlado por un gran centro de alta presión, normalmente localizado sobre el sur de los Estados Unidos y el noroeste de México (Hales 1974). Debido a la presencia de este patrón, en un inicio el GM fue considerado la principal fuente de humedad para las precipitaciones en el NAM. Esto se debe a que se asociaba el inicio de las lluvias de verano con la advección horizontal del viento y se consideraba que el viento que venía del este o del sudeste, alrededor de la alta de Bermudas, era más húmedo que el proveniente del oeste o del suroeste (Bryson and Lowry 1955a,b). A lo largo de la costa este de México, es casi cierto que la humedad proviene del flujo de los vientos alisios del GM y el mar Caribe (Douglas et al. 1993). Además, las características de la circulación que presenta este flujo, facilitaba la visión de que el mismo continuaba hacia el oeste sobre las planicies mexicanas y suministraba abundante humedad para las precipitaciones en México y Arizona.

Sin embargo, Reitan (1957) mostró que el 50% de toda el agua precipitable en Phoenix, Arizona, durante los meses de verano se encontraba por debajo del nivel de 800 hPa. De igual forma, Hales (1974) encontró que las precipitaciones de verano más fuerte no ocurren en las estaciones localizadas en el extremo sudeste de Arizona, como la fuente del GM parecen sugerir, sino en las estaciones situadas cerca de las pendientes ascendentes desde el GC. Posteriormente, Carleton (1986) encontró que los episodios con mayor nubosidad y actividad convectiva durante la temporada monzónica en Arizona, estaban asociados con un flujo fuerte del suroeste y un transporte de humedad desde el GC y el Pacífico tropical oriental. Además, la elevada topografía de la SMO y el Altiplano Mexicano actúan como una barrera para la humedad de niveles bajos que proviene del GM y no permite que llegue completamente a la región del NAM (Hales 1974; Brenner 1974; Carleton 1986; Hu and Dominguez 2015). Debido a estos resultados, el GM no fue considerado como la principal fuente de agua precipitable por debajo de los 800 hPa. Consecuentemente, el GC y el Pacífico oriental tropical fueron vistos como importantes fuentes de humedad para las precipitaciones en el área del monzón (Hales 1972; Brenner 1974; Carleton 1986; Adams and Comrie 1997; Higgins et al. 1997; Mitchell et al. 2002; Bosilovich et al. 2003; Kursinski et al. 2008b; Cerezo-Mota et al. 2011; Hu and Dominguez 2015; Moore et al. 2015; Dominguez et al. 2016; Pascale and Bordoni 2016; Jana et al. 2018).

Las características que presenta el GC, hacen posible que sea una importante fuente de

humedad para las precipitaciones y la actividad convectiva en la región. Durante todo el ciclo diurno el GC exhibe una constante evaporación, que favorece la existencia de un flujo de humedad transitorio hacia el norte que se expande sobre las regiones costeras y que incrementa la humedad para las lluvias (Berbery 2001). Analizando el transporte de vapor de agua hacia la región del NAM, Schmitz and Mullen (1996) observaron que la humedad por debajo de los 700 hPa durante los meses de julio y agosto proviene en su mayoría del GC, mientras que por encima de este nivel, los flujos predominantes son del GM. De forma similar, Anderson and Roads (2002) coinciden con los resultados de Schmitz and Mullen, debido a que encontraron que la atmósfera por encima de 700 hPa es prácticamente divergente, y por tanto, menos propensa a formar condensación desde una fuente remota como el GM. La temperatura superficial del golfo es también otro factor determinante en la evolución del sistema monzónico. Mitchell et al. (2002), encontraron que las lluvias asociadas con el NAM en la costa de México no ocurren hasta que la temperatura superficial del GC no excede el valor de 26°C.

En sentido general, existe el consenso de que el GC y el Pacífico tropical son las principales fuentes de humedad en niveles bajos para las precipitaciones en el NAM, mientras que en niveles medios y altos la humedad viene principalmente del GM y del mar Caribe (Carleton 1986; Schmitz and Mullen 1996; Adams and Comrie 1997; Bosilovich et al. 2003; Cerezo-Mota et al. 2011; Hu and Dominguez 2015; Dominguez et al. 2016; Pascale and Bordoni 2016; Jana et al. 2018). Sin embargo, debido a la compleja topografía que presenta el NAM, un factor importante a tener en cuenta dentro del debate de las fuentes de humedad es el papel que desempeña la SMO en el humedecimiento de los niveles medios de la troposfera. Douglas et al. (1993) observaron que durante el inicio de las lluvias monzónicas existe un máximo de humedad en niveles medios sobre la SMO. Sin embargo, como el aire en 700 hPa y en 500 hPa sobre el GM es más seco que en el oeste de México, la advección horizontal de humedad en niveles medios no puede ser el mecanismo responsable de este humedecimiento sobre la SMO. Por tanto, ellos plantearon la hipótesis de que el humedecimiento en niveles medios podía estar asociado con el transporte vertical de humedad debido a la convección. Posteriormente, Maddox et al. (1995), Stensrud et al. (1995), Schmitz and Mullen (1996) y Adams and Comrie (1997) consideraron que la humedad en niveles bajos proveniente del GC y del Pacífico oriental interactúa con la SMO y por tanto la convección resultante, redistribuye esta humedad hasta los niveles más altos. La que posteriormente puede mezclarse con la humedad proveniente del GM y ser transportada hacia el suroeste de los Estados Unidos por el flujo anticiclónico. Siguiendo esta misma idea Diem and Brown (2006) indican que la SMO parece ser una fuente directa de humedad en niveles medios, ya que la brisa marina proveniente del GC, transporta humedad hacia las laderas occidentales de la SMO. Como consecuencia, el aire húmedo comienza a ascender y a converger en las zonas más elevadas y por consiguiente, se facilita el flujo de humedad en niveles medios desde México hacia Arizona y Nuevo México.

Los trabajos anteriores sobre el transporte de vapor de agua han mostrado que las fuentes oceánicas tienen una importancia relevante en el suministro de humedad para las lluvias monzónicas. Sin embargo, en las últimas décadas se ha tomado en consideración el papel de las fuentes terrestres (evaporación y evapotranspiración) dentro de este aporte de humedad. Algunos autores han considerado el papel del reciclaje de la precipitación dentro de la región, como una importante fuente continental que aporta humedad para las lluvias y la actividad convectiva (Koster et al. 1986; Joussaume et al. 1986; Eltahir and Bras 1994; Bosilovich et al. 2003; Watts et al. 2007; Vivoni et al. 2007, 2008, 2010b; Forzieri et al. 2011; Gimeno et al. 2012; Hu and Dominguez 2015; Dominguez et al. 2016; Jana et al. 2018). Durante el verano, la precipitación convectiva es estimulada y la evapotranspiración es sensible a la humedad del

suelo (Vivoni et al. 2007, 2008). Con el inicio de las lluvias también se produce un incremento drástico en el follaje de muchas de las plantas en la región y ese enverdecimiento aumenta la evapotranspiración (Watts et al. 2007; Dominguez et al. 2016), la que contribuye significativamente a la humedad para las precipitaciones (Dominguez et al. 2008). Sin embargo, dicho enverdecimiento no se produce de manera inmediata en toda la región, tardando como promedio casi un mes luego del inicio de las lluvias monzónicas. Un ejemplo de ello es que en la región de Sonora las precipitaciones comienzan a inicio de julio, mientras que el afloramiento de la vegetación no se percibe hasta finales de julio e inicio de agosto. Mientras que sobre el altiplano mexicano no es muy notable el enverdecimiento de las plantas, debido a que en esta región predomina la vegetación del desierto Chihuahuense y suelos calizos, que se caracterizan por ser secos y duros. Algunos estudios como el de Findell and Eltahir (2003) muestran que el aumento en la humedad del suelo, no siempre influye de manera directa en las precipitaciones, ya que depende de las condiciones atmosféricas presentes. Por ejemplo, ellos mostraron que cuando la atmósfera está muy seca y estable, no se produce lluvia, independientemente de los flujos de la superficie. Sin embargo, en otro caso, cuando la atmósfera está húmeda e inestable, la precipitación puede ocurrir sobre suelos con abundante humedad o suelos secos.

Algunos estudios han indicado que el reciclaje de la precipitación o la contribución de la evapotranspiración del NAM a la precipitación que cae dentro de dicha región, es de alrededor del 10% de la precipitación total (Dominguez et al. 2008; Hu and Dominguez 2015; Dominguez et al. 2016). Sin embargo, analizando las fuentes de humedad a una mayor escala a partir de un Modelo de Circulación General con trazadores de vapor de agua, Bosilovich et al. (2003) encontraron que las fuentes continentales proporcionan abundante humedad para la precipitación que tiene lugar en el NAM (alrededor del 30%). Además sugieren, que el reciclaje de la precipitación es un factor a considerar por su contribución en la intensidad del monzón. No obstante, este trabajo tuvo una limitante con la escala global del modelo empleado, ya que el mismo no pudo resolver el GC, lo que tuvo un efecto significativo para delimitar las fuentes de humedad. Continuando en la misma línea, Anderson et al. (2009), realizan un análisis de la tasa de convergencia local en la región durante el inicio del monzón. Donde muestran que la contribución de los flujos de humedad externos a la región, aportan alrededor de las $\frac{2}{3}$ partes de la precipitación que tiene lugar dentro del NAM. Posteriormente, Schiffer and Nesbitt (2012) hacen un estudio de las fuentes locales de humedad (evaporación, evapotranspiración y el reciclaje de la precipitación) y su papel en el transporte dentro y fuera del NAM. A partir del mismo obtuvieron que la humedad de la superficie, en el este y el centro de México, puede afectar las características y la generación de las surgencias que transportan humedad por el GC hacia la región del monzón.

Retomando el análisis de las fuentes de humedad marítimas y terrestres para las lluvias en la región del monzón, Hu and Dominguez (2015) emplean un Modelo de Reciclaje Dinámico para delimitar y cuantificar dichas fuentes de humedad. Este análisis arrojó que las fuentes terrestres contribuyen aproximadamente con un 40% a la humedad en el monzón y que son de vital importancia durante el máximo de la temporada monzónica. Además, en este trabajo se plantea que el análisis de los flujos de humedad sobre el NAM tiene algunas limitaciones debido al déficit de datos observacionales con los que validar los resultados numéricos. Dominguez et al. (2016) siguen la misma idea de Hu and Dominguez (2015), pero esta vez emplean el modelo Weather Research and Forecasting (WRF) con trazadores de vapor de agua y muestran nuevamente, que la humedad en niveles bajos viene predominantemente desde el GC y por tanto, es la fuente de humedad más importante para la precipitación en la región del

NAM. Además, que la humedad proveniente del sudeste, por encima de 800 hPa, se origina desde el GM y la SMO. También obtuvieron que el reciclaje de humedad dentro de la región es la segunda fuente más importante, contribuyendo con aproximadamente un 13% de la humedad para las precipitaciones monzónicas. Estos resultados nuevamente muestran el papel dominante del GC en el transporte de humedad hacia el NAM. Sin embargo, este trabajo tuvo una deficiencia, ya que el modelo WRF con trazadores de vapor de agua tiende a sobreestimar la precipitación y la evapotranspiración en la región del monzón, particularmente en los terrenos más elevados. Los trabajos de Hu and Dominguez (2015) y Dominguez et al. (2016) reabrieron la interrogante del papel que desempeña cada una de las fuentes de humedad para las precipitaciones en la región del NAM.

Posteriormente, Pascale and Bordoni (2016) analizan la influencia de los surges de humedad del GC en las precipitaciones del NAM y en el transporte de PWV, específicamente en las regiones de Arizona y el oeste de Nuevo México. A partir de este análisis se pudo observar que estos fenómenos aportan grandes cantidades de humedad para las lluvias en la región y por tanto, se atribuyó nuevamente al GC el papel de región fuente principal de humedad en el monzón.

Siguiendo con el estudio de las fuentes de humedad, Ralph and Galarneau (2017) analizaron el papel del transporte de humedad desde el lado este de la División Continental para las precipitaciones monzónicas en el sudeste de Arizona. Lo representativo de este trabajo fue la introducción del término “Chiricahua Gap”, como una característica orográfica presente a lo largo de la División Continental, en el noroeste de México y el sudeste de Arizona. El principal resultado de este trabajo fue el indicio de un transporte de vapor de agua del este a través del Chiricahua Gap, los días previos a episodios de convección severa en el sur de Arizona. Además, pudieron apreciar que esta región permite el paso de la humedad por debajo de 700 hPa desde la parte este de la División Continental y el GM. Los resultados antes mencionados están en contradicción con los estudios desarrollados previamente por Reitan (1957), Hales (1974), Carleton (1986), Adams and Comrie (1997), Anderson and Roads (2002), Hu and Dominguez (2015), Moore et al. (2015), Dominguez et al. (2016) y Pascale and Bordoni (2016), donde el mayor aporte de humedad para las precipitaciones en el NAM estaba asociado con un flujo húmedo del suroeste desde el GC, y donde el papel de la humedad proveniente del GM es representativo por encima de 700 hPa. Los resultados obtenidos en este estudio sirvieron de motivación para nuestro trabajo, debido a que desde nuestro punto de vista, el indicio de un transporte de humedad del este en niveles bajos a través del Chiricahua Gap días antes de un evento convectivo fuerte en el sur de Arizona, pudo ser resultado de un forzante dinámico (una vaguada invertida) con un fuerte flujo del este y no necesariamente estar asociado con el transporte de vapor de agua hacia la región.

Posteriormente, Jana et al. (2018) emplean el modelo Hybrid Single Particle Lagrangian Integrated Trajectory (HYSPLIT) en el estudio de las fuentes de humedad para las precipitaciones en el suroeste de los Estados Unidos. Para este análisis utilizaron seis estaciones representativas en esta región que cubren el área del monzón y las regiones fuentes de humedad para el estudio fueron definidas como el GC, GM, la superficie y el océano Pacífico. Los resultados mostraron que las trayectorias y las fuentes de humedad varían grandemente sobre el suroeste de los Estados Unidos. Nuevamente se pudo apreciar que para las estaciones más al oeste (Arizona, Utah y Nuevo México), el GC fue la principal fuente de humedad. Mientras que la evaporación de la superficie fue la fuente dominante en el este de Colorado.

Más reciente, Ordoñez et al. (2019) utilizan el modelo FLEXible PARTicle dispersion (FLEXPART) para analizar el transporte de vapor de agua a través del oeste de la región del NAM durante un periodo de 34 años. Los resultados encontrados a partir de esta climatología, mostraron que durante la temporada monzónica el oeste del NAM en sí, es la principal fuente de humedad. Mientras que el GC es la segunda fuente más importante para la actividad convectiva y las precipitaciones en esta región. Además, pudieron observar que un aumento de los flujos de humedad desde el mar Caribe o el GM, 4 o 6 días antes de un evento convectivo en el oeste del NAM, parece ser responsable del incremento en la precipitación a escala regional sobre esta región. De igual forma, en este estudio se observó que la presencia de vaguadas invertidas en niveles medios y altos que se desplazan al oeste, parecen favorecer los flujos de humedad desde el este hacia el área del NAM.

Desde las pasadas décadas se han desarrollado varias campañas en la región del NAM con el objetivo general de tener una mejor caracterización termodinámica de la convección sobre la región y del ciclo diurno de la precipitación. Algunas de estas campañas fueron el South-West Area Monsoon Project (SWAMP) en el verano del 2009 (Reyes et al. 1994; Jana et al. 2018), el North American Monsoon Experiment (NAME) durante el verano del 2004 (Higgins and Gochis 2006) y el experimento The Cumulus Photogrammetric, In Situ and Doppler Observations (CuPIDO) en el verano del 2006 (Damiani et al. 2008). Más recientemente se pusieron en práctica el North American Monsoon GPS Transect Experiment durante el verano del 2013 (Serra et al. 2016) y el North American Monsoon GPS Hydrometeorological Network (Adams et al. 2018) en el noroeste de México y el suroeste de los Estados Unidos en los meses de verano del 2017. Esta última campaña estuvo dirigida fundamentalmente al estudio de los flujos de vapor de agua de la superficie en la región y al transporte de humedad a gran escala. La implementación de esta red posibilitó la instalación de 16 estaciones de GPS y 3 torres de flujos, que permitieron una mejor caracterización de los flujos a escala local y de las fuentes de humedad para las precipitaciones en la región del NAM.

Capítulo 2

Materiales y Métodos

El presente capítulo se encuentra dividido en 4 partes que contienen el área de estudio, los datos empleados en el análisis y las metodologías propuestas para resolver las principales interrogantes de la investigación:

Primera parte: se define el espacio geográfico seleccionado para el estudio del transporte de humedad a gran escala desde las regiones fuentes para las precipitaciones en área del NAM. Resaltando la importancia de esta región debido a que contiene el núcleo del monzón y una gran variedad de datos observacionales disponibles.

Segunda parte: se describen los principales datos observacionales y de reanálisis empleados en el estudio del transporte de vapor de agua hacia el NAM y hacia el Chiricahua Gap. Así como los datos utilizados para el análisis del reciclaje de humedad a escala local sobre el noroeste de México y el suroeste de los Estados Unidos. Mostrando la utilidad de cada uno de estos datos para dar respuesta a los objetivos planteados en este estudio.

Tercera parte: se explica de forma detallada la metodología propuesta para la obtención de los casos de estudio empleados en el análisis del transporte de vapor de agua hacia la región del NAM y el Chiricahua Gap. Además se especifican los métodos utilizados para describir el transporte de humedad desde las fuentes oceánicas y el reciclaje de humedad a escala local que se da en el área del NAM.

Cuarta parte: debido al empleo de los datos de reanálisis en este estudio y su uso en los trabajos sobre las fuentes de humedad para las precipitaciones monzónicas, se hace un análisis crítico de las principales deficiencias que presentan estos datos. Además, se propone una comparación sencilla entre estos datos y los datos observacionales de PWV de varias estaciones de GPS en el noroeste de México.

2.1 Área de estudio

La Figura 2.1 muestra el espacio geográfico seleccionado para el estudio, comprendido entre las coordenadas 22°N-35°N y 116°W-92°W. Esta región fue escogida para el análisis del transporte de vapor de agua a gran escala, debido a que en la misma se pueden apreciar las principales regiones fuentes de humedad (GC, GM y Pacífico tropical) para las precipitaciones en la región del monzón. Además, esta amplia región contiene al núcleo del NAM (Figura 1), el cual ha sido definido en varios trabajos previos, tanto desde un punto de vista observacional como numérico, para delimitar el área de estudio del monzón. Además, la región de la Figura 2.1 al ser tan

amplia, comprende una gran variedad de datos observacionales de las estaciones de SuomiNet, de TLALOCNet, datos de sondeos meteorológicos, así como los datos de las diversas campañas y experimentos que se han desarrollado en el noroeste de México. Lo expuesto anteriormente, hace que la región seleccionada sea ideal para el estudio del transporte de vapor de agua desde las diferentes fuentes de humedad.

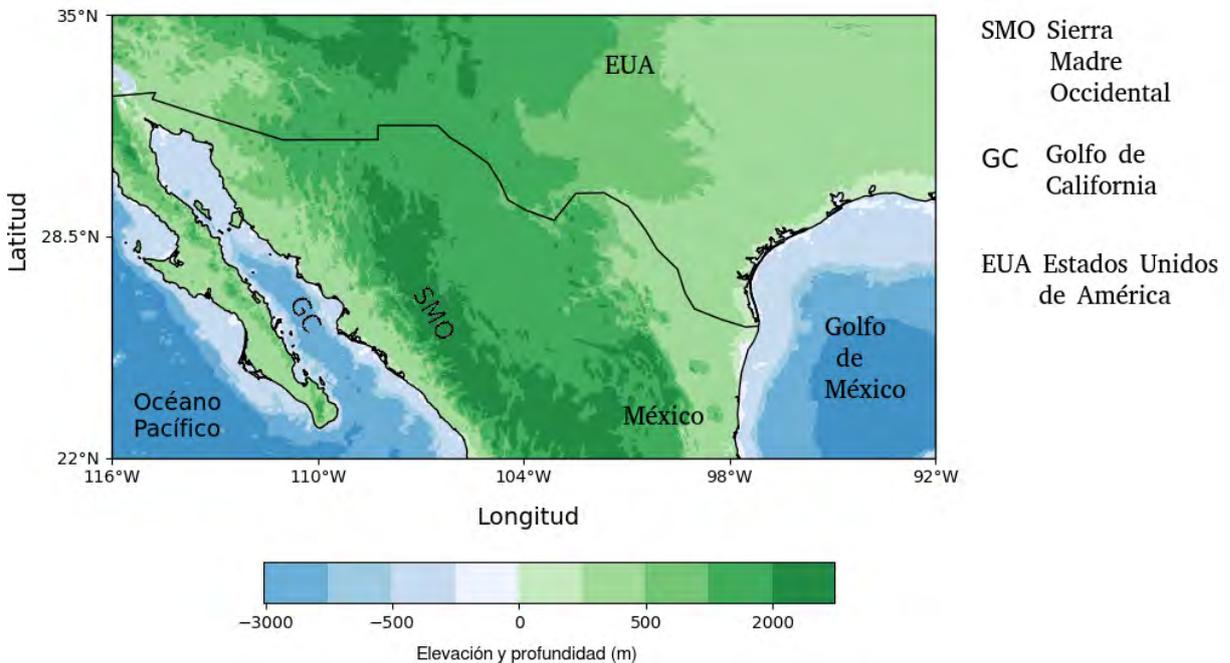


Figura 2.1: Espacio geográfico. La figura incluye la elevación de la superficie y la profundidad del mar

2.2 Datos empleados

En la presente sección se describen los diferentes tipos de datos que se emplearon en el estudio del transporte de vapor de agua hacia la región del NAM. Así como en el análisis de los flujos de humedad superficial a escala local sobre el noroeste de México y el suroeste de los Estados Unidos. Como se verá a continuación, se tuvieron en cuenta un gran conjunto de datos para este análisis, dentro de los que se encuentran: los datos de PWV de varias estaciones de SuomiNet (ver Anexo 1A), datos de PWV del Experimento Transecto de GPS del NAM del 2013 y de la Campaña de la Red de GPS Hidrometeorológica del 2017 en el noroeste de México y el suroeste de los Estados Unidos, datos de sondeos meteorológicos, datos de los reanálisis de ERA5 y de ERA-Interim, datos de relámpagos de Vaisala GLD360 y los datos de las torres de flujos en el noroeste de México y el suroeste de los Estados Unidos. La gran variedad de datos utilizados permitió analizar desde diferentes perspectivas y escalas espaciales el transporte de vapor de agua hacia la región del NAM. Además, permitió hacer un análisis de la humedad superficial y cómo se relaciona la misma con el PWV a nivel local.

2.2.1 Datos observacionales de PWV

En la región de Estados Unidos, México, Centroamérica y el mar Caribe, existen un conjunto de redes observacionales para el monitoreo del PWV en tiempo real a partir de receptores de GPS en estaciones de superficie. Tal es el caso de la Red Observacional de GPS de Operación Continua en el Caribe (COCONet, por sus siglas en inglés), que tiene estaciones en toda el área del Caribe, el sur de México, Centroamérica y el norte de Sudamérica. Sobre la mayor parte del

territorio mexicano se hallan distribuidas las estaciones de la Red de Colaboración y Observación a largo plazo Transfronteriza, Terrestre y Atmosférica (TLALOCNet, por sus siglas en inglés). TLALOCNet es una red combinada de datos GPS-Met atmosféricos y tectónicos, para el análisis del clima, los procesos atmosféricos y los procesos tectónicos de México. Conjuntamente con las redes antes mencionadas, SuomiNet es otra de las redes de monitoreo de PWV, la cual comenzó en el otoño del 2000 como parte del UCAR COSMIC Program (<https://www.suominet.ucar.edu>). El principal objetivo fue establecer una red internacional para el análisis en tiempo real del PWV, con estaciones que cubren todo Estados Unidos, parte de México, Centroamérica y el Caribe. A pesar de la existencia de varias redes de monitoreo en las regiones antes mencionadas, la cobertura de estaciones de GPS en el noroeste de México no es lo suficientemente amplia para cubrir toda la región. De ahí que el estudio del ciclo diurno de la convección y de la humedad en el núcleo del monzón, así como en los terrenos más elevados de la SMO se hace complejo. El PWV puede definirse según la ecuación 2.1 (Adams et al. 2013), donde q es la humedad específica, g es la aceleración de la gravedad, dp es el diferencial de presión y ρ_w es la densidad del agua líquida.

$$PWV = \frac{1}{\rho_w} \int q \frac{dp}{g} \quad (2.1)$$

Con el fin de extender la red observacional sobre la región y de esta forma ampliar los estudios sobre el NAM, desde la pasada década se han desarrollado varias campañas y experimentos en el área. La Figura 2.2 muestra la ubicación geográfica de cada una de las estaciones de GPS instaladas durante las campañas más recientes: el Experimento Transecto de GPS del NAM del 2013 y la Campaña de la Red de GPS Hidrometeorológica del 2017, en el noroeste de México y el suroeste de los Estados Unidos. Además, se muestran las localizaciones de algunas de las estaciones de SuomiNet presentes en la región. Las Tablas 2.1 y 2.2 muestran los datos de cada una de las estaciones del Experimento Transecto de GPS del NAM del 2013 y de la Campaña de la Red de GPS Hidrometeorológica del 2017 respectivamente.

Tabla 2.1: Datos de las estaciones del Experimento Transecto de GPS del NAM del 2013

Estación	Código	Ubicación	Latitud (°N)	Longitud (°W)	Elevación (m)
Bahía de Kino	KINO	Hermosillo	28.814	111.928	7
Los Mochis	MOCH	Sinaloa	25.781	109.026	15
Puerto Peñasco	PSCO	Sonora	31.335	113.531	53
Ónavas	ONVS	Sonora	28.460	109.528	189
Badiraguato	BGTO	Sinaloa	25.362	107.551	207
Rayón	RAYN	Sonora	29.741	110.536	613
Chihuahua	CHIH	Chihuahua	28.622	106.100	1463
Mulatos	MULT	Sonora	28.635	108.759	1550
Basaseachic	BASC	Chihuahua	28.203	108.209	1990
Cuauhtémoc	CUAH	Chihuahua	28.408	106.892	2110

Además de los datos de PWV de las estaciones de los experimentos ya mencionados, se tuvieron en cuenta los datos de varias estaciones de SuomiNet en el norte de México y el sur de los Estados Unidos. Estos datos estuvieron disponibles cada 30 minutos, para el periodo comprendido del 1 de julio al 30 de septiembre del 2013, 2015, 2016 y 2017, lo que hace un total de 4 temporadas monzónicas. Se seleccionó este periodo porque incluye la fase activa del monzón (julio-agosto) y la fase de decadencia (septiembre). Durante la fase activa se observan los mayores aumento de PWV y se incrementa considerablemente la actividad convectiva sobre

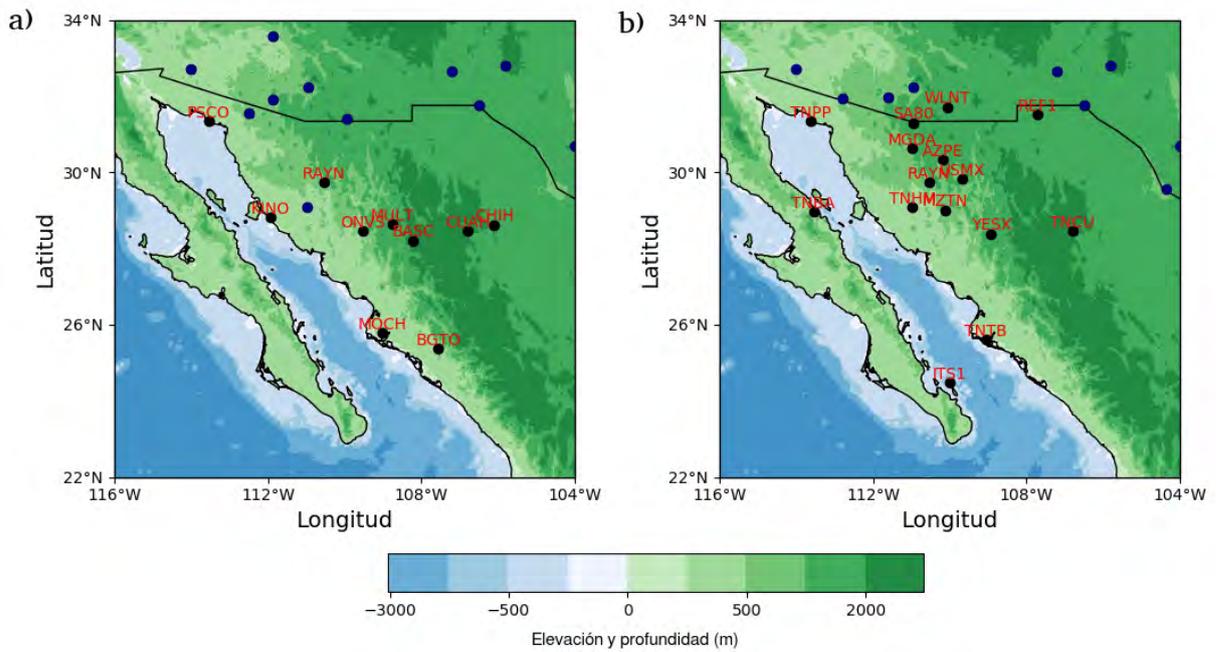


Figura 2.2: Ubicación geográfica de las estaciones del Experimento Transecto de GPS del NAM del 2013 (a) y de la Campaña de la Red de GPS Hidrometeorológica del 2017 (b). Los puntos azules muestran la localización de algunas estaciones de SuomiNet en la región. La figura incluye la elevación de la superficie y la profundidad del mar

Tabla 2.2: Datos de las estaciones de la Campaña de la Red de GPS Hidrometeorológica del 2017

Estación	Código	Ubicación	Latitud (°N)	Longitud (°W)	Elevación (m)
Puerto Peñasco	TNPP	Sonora	31.336	113.632	6
Bahía de Kino	KINO	Sonora	28.814	111.928	7
ITSON	ITS1	Sonora	27.484	110.0	18
Bahía de los Ángeles	TNBA	Baja California	28.972	113.547	28
Topolobampo	TNTB	Sinaloa	25.606	109.053	76
Hermosillo	TNHM	Sonora	29.081	110.970	183
Mazatán	MZTN	Sonora	29.003	110.13	514
Rayón	RAYN	Sonora	29.741	110.536	613
Moctezuma	USMX	Sonora	29.823	109.680	626
Opodepe	OPDE	Sonora	29.944	110.612	664
Magdalena	MGDA	Sonora	30.632	110.967	726
Arizpe	AZPE	Sonora	30.336	110.166	808
Chihuahua	REF1	Chihuahua	31.511	107.717	1209
Nogales	SA80	Sonora	31.293	110.946	1250
Walnut Gulch	WLNT	Arizona	31.705	110.057	1379
Yécora	YESX	Sonora	28.378	108.920	1506
Cuauhtémoc	TNCU	Chihuahua	28.451	106.794	2110

la región.

Para poder analizar el comportamiento del PWV se hizo necesario crear una base de datos observacionales que fuera homogénea a lo largo del periodo de estudio y que su distribución espacial cubriera en gran medida el área de interés. Para ello, se seleccionaron sólo aquellas

estaciones de SuomiNet que tuvieran el 70% o más de los datos de PWV en cada uno de los años de estudio (ver Anexo 1A y 1B). De esta forma quedó constituida la base de datos de las estaciones de GPS que se emplearon en el estudio del transporte de humedad a gran escala hacia la región del monzón.

2.2.2 Datos de relámpagos en el noroeste de México y en el Chiricahua Gap

Para determinar lo días donde hubo episodios de convección en el NAM, se emplearon los Datos Globales de Relámpagos de Vaisala (Vaisala GLD360, por sus siglas en inglés). Este es un instrumento que posibilita tener datos puntuales de relámpagos, facilitando de esta forma la distribución espacial y temporal de la cantidad de relámpagos diarios sobre una región. Además, estos datos fueron seleccionados porque constituyen una buena alternativa para la estimación cuantitativa de la precipitación (Fulton 1999; Gungle and Krider 2006; Minjarez-Sosa et al. 2012; Holle 2014; Holle and Murphy 2015; Minjarez-Sosa et al. 2017; Rogers et al. 2017; Minjarez-Sosa et al. 2019). A lo largo de los años se han implementado diversas técnicas para medir o estimar la precipitación sobre una región. Tal es el caso de los pluviómetros, los radares meteorológicos y diversas técnicas estadísticas (Fulton 1999; Villarini et al. 2008; Minjarez-Sosa et al. 2017). Sin embargo, debido a la escasez de redes densas para el estudio de la precipitación y a problemas relacionados con los instrumentos, las condiciones topográficas o climáticas, estos instrumentos y técnicas en muchas ocasiones no son la mejor opción para el análisis de esta variable.

La relación estadísticamente significativa existente entre los relámpagos de nube a tierra y la precipitación convectiva, puede explicarse físicamente debido a que los procesos de electrificación de la nube necesitan agua superenfriada, partículas de hielo y graupels de gran tamaño para coexistir en una región que está sujeta a fuertes velocidades ascendentes (Petersen and Rutledge 1998; Minjarez-Sosa et al. 2012). Por lo tanto, en una celda convectiva con actividad de relámpagos, los rayos están acompañados por la precipitación durante la mayor parte del ciclo de vida de la celda (Petersen and Rutledge 1998; Gungle and Krider 2006; Minjarez-Sosa et al. 2017). Varios estudios han mostrado la relación entre los relámpagos y la precipitación convectiva, y como los mismos son una buena opción para la estimación de la lluvia. Minjarez-Sosa et al. (2012) analizaron la relación entre la precipitación convectiva y los relámpagos en la región del sur de Arizona y el noroeste de México. Ellos encontraron que cerca del 67% de la precipitación estacional que se produjo en el 2005, estuvo asociada con los relámpagos de nube a tierra. Los resultados obtenidos con este trabajo mostraron que la precipitación derivada de los relámpagos puede contribuir sustancialmente a la estimación de la precipitación durante la estación cálida en el sur de Arizona, especialmente en aquellas regiones con un déficit en la cobertura de pluviómetros y radares. Posteriormente, Fierro et al. (2014) estudiaron el caso de un SCM sobre los Estados Unidos y mostraron que a partir de las observaciones de los relámpagos fue posible identificar eventos convectivos severos en diversas escalas espaciales. Más reciente, Holle and Murphy (2015) analizaron la distribución espacial y temporal del NAM a partir de los datos de relámpagos de Vaisala GLD360. Los autores encontraron que la mayor frecuencia de relámpagos se aprecia en forma de una banda delgada entre la SMO y el GC, con un máximo durante julio y agosto. Además, pudieron observar que la actividad de relámpagos comienza en las primeras horas de la tarde sobre los terrenos más elevados de la SMO y se desplazan lejos de la tierra durante la noche. Este comportamiento de los relámpagos coincide con el ciclo diurno de la precipitación convectiva sobre la región del NAM, corroborando la idea de que los mismos son un buen indicador para estimar la precipitación.

En nuestro estudio, como se mencionó previamente, se tuvieron en cuenta los datos de relámpagos de Vaisala GLD360 para determinar los días con actividad convectiva sobre las regiones A1 y A2 de la Figura 2.3. Los datos seleccionados para la región A1 comprendieron el periodo del 1 de julio al 30 de septiembre del 2013, 2015, 2016 y 2017, mientras que para la región A2 fue el mismo periodo pero incluyendo el 2014. La información de estos datos mostraba la cantidad de relámpagos que cayeron en un punto en intervalos de 5 minutos. La región A1 está delimitada por las coordenadas 24°N - 32°N y 113°W - 105°W y al contener el núcleo del NAM (ver Figura 1), fue seleccionada para el estudio del transporte de vapor de agua a gran escala desde las principales regiones fuentes de humedad (GC, GM, Pacífico tropical). Por su parte, la región A2 incluye el área del Chiricahua Gap, que fue definida por Ralph and Galarneau (2017). La misma es una región a lo largo de la División Continental entre el noroeste de México y el sudeste de Arizona, que se extiende desde los 31°N - 33°N y entre 111.5°W - 109°W . La región del Chiricahua Gap fue seleccionada como un caso de estudio para comprobar la hipótesis de Ralph and Galarneau (2017), donde plantean que dicha zona facilita el paso de humedad en niveles bajos proveniente del GM y del este de la División Continental, días antes de que ocurra un evento convectivo en Arizona. La idea sobre la existencia de una región que facilita el transporte de humedad en niveles bajos hacia el NAM desde el GM, entra en contradicción con los trabajos de Reitan (1957), Hales (1974), Carleton (1986), Adams and Comrie (1997), Anderson and Roads (2002), Hu and Dominguez (2015), Moore et al. (2015), Dominguez et al. (2016) y Pascale and Bordoni (2016), donde la humedad proveniente del GM que se adentra al NAM proviene de niveles medios dentro de la circulación de la alta monzónica.

2.2.3 Datos de sondeos meteorológicos

La Figura 2.4 muestra las ubicaciones geográficas de las estaciones de sondeos y de GPS más cercanas a los sondeos, que fueron seleccionadas para el estudio del transporte de vapor de agua desde el este hasta la región del NAM, específicamente hacia el Chiricahua Gap. Los datos de todas las estaciones de sondeos fueron extraídos del sitio oficial de la Universidad de Wyoming (<http://weather.uwyo.edu>) para las 5 temporadas monzónicas de interés, mientras que los datos de GPS pertenecen a la red de SuomiNet y fueron seleccionados para el mismo periodo de tiempo. Los datos de los sondeos están disponibles en dos horarios sinópticos, las 00Z y las 12Z y contienen información de diversas variables meteorológicas como: presión, temperatura del aire, temperatura del punto de rocío, humedad relativa, razón de mezcla, dirección y velocidad del viento, así como los valores de las temperaturas potencial, potencial equivalente y virtual. Por su parte, la resolución temporal de los datos de las estaciones de GPS es cada 30 minutos. La Tabla 2.3 contiene la información de cada una de las estaciones seleccionadas.

A partir de los datos de sondeos de las estaciones de BRO, DRT, EPZ y de las estaciones de GPS más cercanas a dichas estaciones (Figura 2.4), se analizaron los perfiles promedios de viento y de PWV hacia la estación de TUS, como una medida observacional para analizar la evolución del PWV desde el GM hacia Tucson desde días antes a los eventos convectivos. Este análisis se hizo con el objetivo de comprobar la hipótesis propuesta por Ralph and Galarneau (2017), que plantea que a través del Chiricahua Gap se produce un transporte de humedad en niveles bajos desde el GM y el este de la División Continental, los días previos a un evento convectivo en el sur de Arizona.

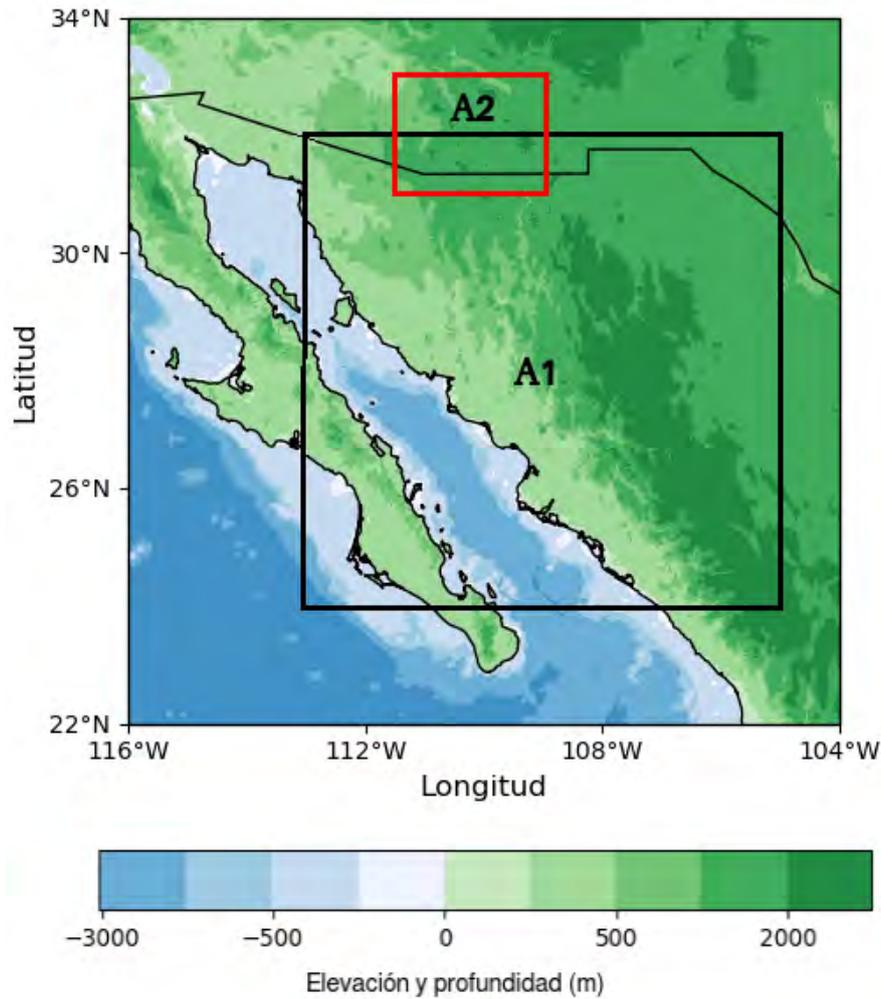


Figura 2.3: Áreas de distribución de los relámpagos. El cuadrado negro delimita el área A1 y el rectángulo rojo el área A2 o Chiricahua Gap. La figura incluye la elevación de la superficie y la profundidad del mar

Tabla 2.3: Datos de las estaciones de sondeos y de GPS

Estación sondeo	Código	Ubicación	Latitud (°N)	Longitud (°W)	Elevación (m)
Brownsville	BRO	Texas	25.91	97.41	7
Del Río	DRT	Texas	29.36	100.91	313
Tucson	TUS	Arizona	32.229	110.953	751
El Paso	EPZ	Texas	31.86	106.70	1252
Estación GPS	Código	Ubicación	Latitud (°N)	Longitud (°W)	Elevación (m)
Pharr RRP2	TXDR	Texas	26.123	98.112	15
Del Río	TXDR	Texas	29.215	100.535	313
Tucson	SA46	Arizona	32.229	110.953	751
El Paso	SG33	Texas	31.772	106.506	1235

2.2.4 Datos de reanálisis

Debido a la poca cobertura espacial que tienen las estaciones de GPS y los sondeos sobre la región de interés, fue necesario el empleo de datos de reanálisis para el estudio de los flujos de humedad, como parte del análisis del transporte de vapor de agua a gran escala sobre el NAM.

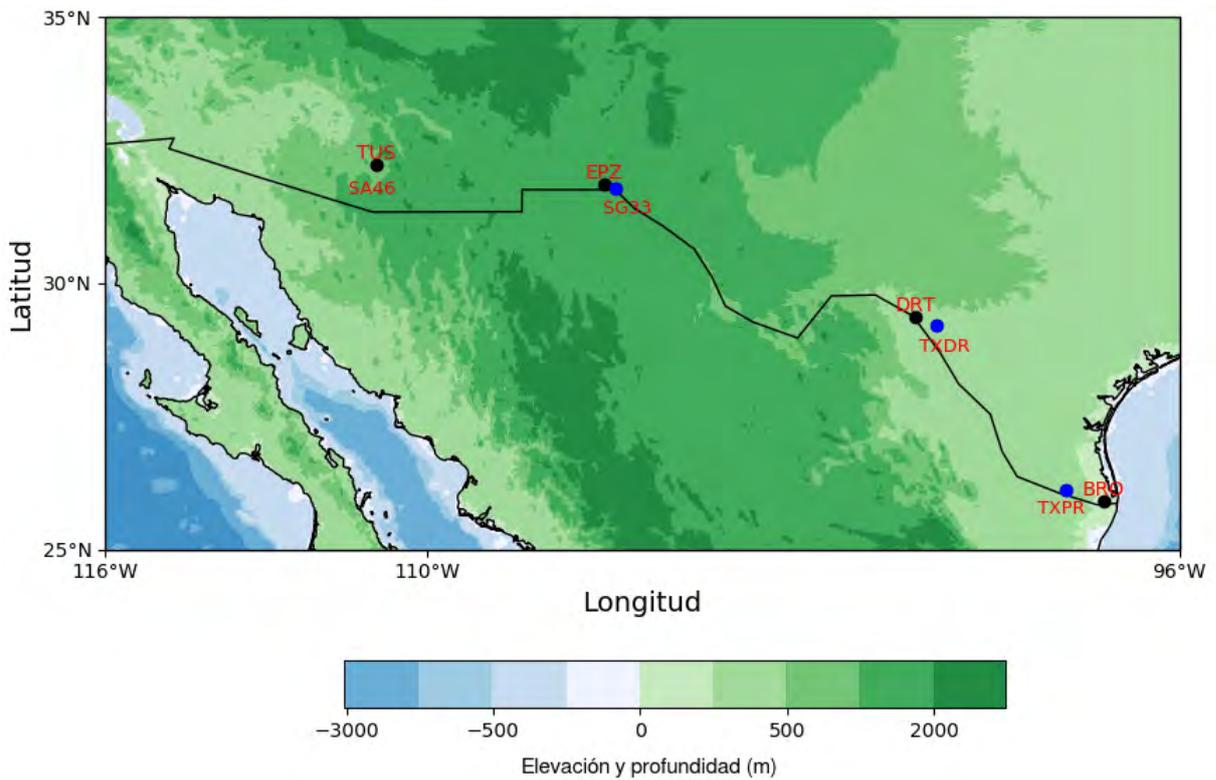


Figura 2.4: Ubicación geográfica de las estaciones de sondeos (círculos negros) y de las estaciones de GPS más cercanas (círculos azules). En el caso de Tucson, la estación de sondeo y de GPS están en la misma ubicación. La figura incluye la elevación de la superficie y la profundidad del mar

Sin embargo, a pesar que los datos de reanálisis son una buena opción ante el déficit de datos observacionales, debido a las múltiples escalas espaciales y temporales en la que están disponibles los datos, los mismo presenta un conjunto de deficiencias que en ocasiones pueden conducir a resultados erróneos en los análisis. En la sección 2.4 del presente capítulo se muestran varios trabajos previos que resaltan algunas de las deficiencias de estos datos y se propone una comparación sencilla para analizar los errores que existen por parte de los datos de reanálisis en reproducir los datos observacionales de PWV en algunas estaciones del noroeste de México.

Para el análisis de los flujos de humedad a gran escala y los errores relativos entre los datos observacionales y los datos de reanálisis, se emplearon los datos del Centro Europeo de Pronósticos Meteorológicos a Mediano Plazo (ECMWF, por sus siglas en inglés), los cuales se extrajeron de su sitio web oficial (<https://www.ecmwf.int>). Para la presente investigación se emplearon los datos de los reanálisis de ERA-Interim y de ERA5, lo cuales están disponibles desde 1979 hasta la actualidad. La resolución espacial de ERA-Interim es de 79 km y tiene 67 niveles en la vertical, con el tope de la atmósfera en 0.1 hPa. Mientras que su predecesor, ERA5, tiene una resolución espacial global de 31 km y 137 niveles en la vertical, con el punto más alto en 0.01 hPa (Hersbach and Dee 2016). Los datos atmosféricos en el reanálisis de ERA5 están disponibles en cada uno de estos 137 niveles y además están interpolados en 37 niveles de presión, 16 niveles de temperatura potencial y 1 nivel de vorticidad potencial.

Las variables seleccionadas para el estudio fueron la columna total de vapor de agua ($tcwv$), la humedad específica (q), así como las componentes zonal (u) y meridional del viento (v), para una resolución espacial de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$, en los horarios sinópticos de las 00Z, 06Z, 12Z y

18Z, para el periodo del 1 de julio al 30 de septiembre del 2013 al 2017. Debido a la compleja topografía que presenta el noroeste de México y el suroeste de los Estados Unidos, la humedad específica y las componentes del viento, se extrajeron para los niveles del modelo o niveles sigma, desde superficie hasta 200 hPa. Estos niveles tienen la peculiaridad que siguen la topografía a partir de una interpolación vertical que realiza el modelo. Esto garantiza que el modelo pueda reproducir mejor las características orográficas de la región y como consecuencia, los datos de reanálisis estarán más cercanos a los datos reales. Conjuntamente con estos datos se seleccionó la altura geopotencial y las componentes u y v del viento en los niveles de presión de 500 y 300 hPa, para la misma resolución espacial y temporal de los datos antes descritos.

2.2.5 Datos de las torres de flujos y de las estaciones de GPS

Muchos estudios han analizado la cuestión del reciclaje de la humedad en la región del NAM desde un punto de vista numérico (Burde and Zangvil 2001; Dominguez et al. 2008; Forzieri et al. 2011; Gimeno et al. 2012; Hu and Dominguez 2015; Dominguez et al. 2016; Jana et al. 2018; Ordoñez et al. 2019), lo que tiene sus limitaciones debido a la poca disponibilidad de datos observacionales con los que validar los resultados numéricos (Hu and Dominguez 2015) y a la dificultad que supone cuantificar los flujos de la superficie. Como una alternativa al estudio del reciclaje de la humedad en el NAM, en este trabajo se propone una aproximación observacional a esta cuestión a partir del análisis del comportamiento de los flujos de humedad superficial y los flujos de calor latente a escala local. Además, se examina la relación de estos flujos con el PWV en algunos sitios del noroeste de México y el suroeste de los Estados Unidos durante el verano del 2017, empleando para ello los datos de torres de flujo, datos de estaciones de GPS y de sondeos meteorológicos sobre la región. La base de este análisis fue comprender a groso modo, si existe un aporte significativo por parte de los flujos de humedad de la superficie al valor total de PWV en la columna atmosférica a escala local.

Datos de las torres de flujo y características de los sitios de estudio

Durante la Campaña de la Red de GPS Hidrometeorológica del verano del 2017 en el noroeste de México y el suroeste de Estados Unidos, se instalaron tres torres de flujos en las localidades de Rayón, Encino y Opodepe, en el estado de Sonora. La ubicación de dichas torres forma un triángulo de 30 km aproximadamente en cada lado, lo que permite poder cuantificar los flujos de humedad a una escala local. Sin embargo, debido a problemas técnicos, la torre de Encino sólo estuvo operativa durante 2 semanas, lo que condujo a que para el estudio de los flujos de humedad sobre la región se emplearon los datos de las torres de Rayón, Opodepe y de Walnut Gulch (Figura 2.5). Los datos de las torres de Rayón y Opodepe se obtuvieron como parte de la Campaña de la Red de GPS Hidrometeorológica del 2017, mientras que los datos de la torre de Walnut Gulch se extrajeron del sitio oficial del Ameriflux Network (<https://ameriflux.lbl.gov>). La Tabla 2.4 muestra los datos geográficos de cada una de estas estaciones.

Estas 3 estaciones fueron seleccionadas porque cada una tiene sus peculiaridades con respecto a la humedad del suelo y a la vegetación, sin embargo, en sentido general son muy representativas de las características del paisaje que se puede observar en el noroeste de México, Arizona y Nuevo México. Las estaciones de Opodepe y de Rayón se encuentran ubicadas en el norte del estado de Sonora. Esta región se caracteriza por tener una compleja topografía, pequeños ríos y un enverdecimiento estacional de la vegetación. A lo largo de esta región la variedad de plantas cambia considerablemente, observándose matorrales del desierto, bosques de mezquite, matorrales subtropicales y robles de sabana. Los suelos en esta región

son del tipo fluviolos eútricos, los cuales se caracterizan por ser una mezcla de sedimentos, gravas y cantos rodados que surgen de la Sierra Aconchi (Vivoni et al. 2007). Por su parte, el sitio de Walnut Gulch, en el sur de Arizona, se caracteriza por estar cerca del río San Pedro y por ser un área donde cerca de las 2/3 partes está cubierta por arbustos. Dentro de los arbustos más comunes en la zona están la croesota (*Larrea tridentata*), el tarbush (*Flourensia cernua*) y el whitethorn (*Acacia constricta*), así como diferentes especies de pastizales. Los suelos en esta región son básicamente de roca caliza, bien drenados y con grandes porcentajes de roca y grava en la superficie del suelo (Renard et al. 1993). La Figura 2.6 muestra las imágenes de cada uno de estos sitios, donde se puede apreciar la vegetación predominante y el suelo existente en cada región.

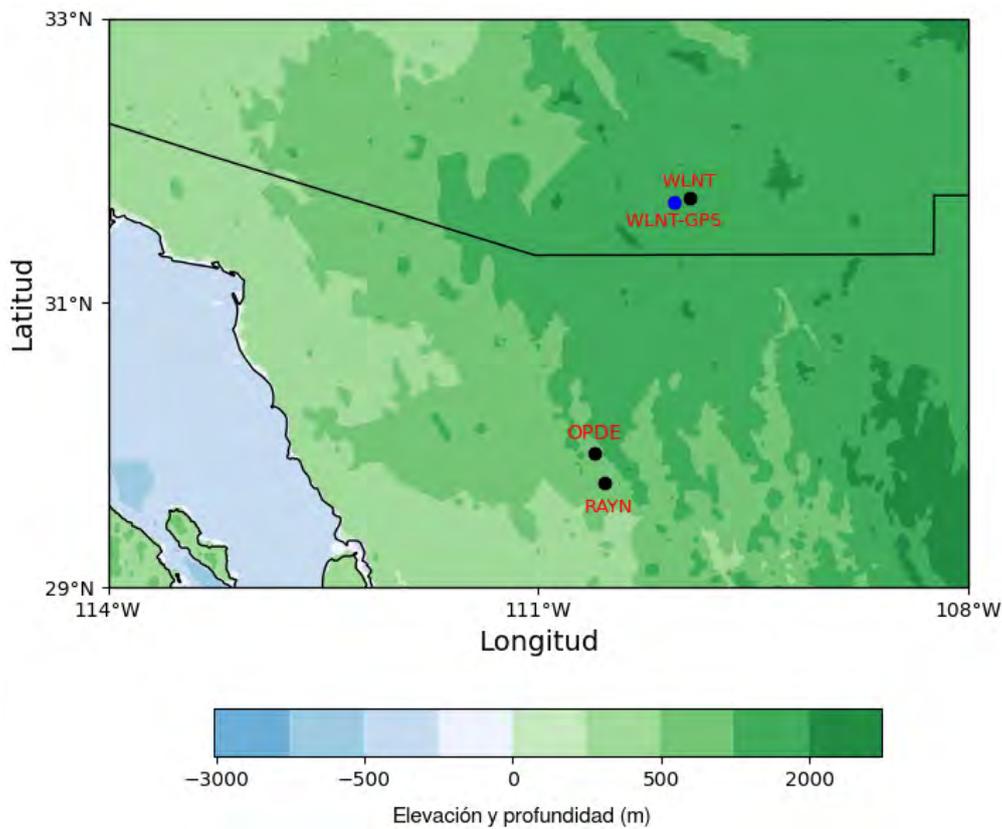


Figura 2.5: Ubicación geográfica de las torres de flujos (círculos negros) y de las estaciones de GPS más cercanas (círculo azul). En el caso de las estaciones de RAYN y OPDE las estaciones de GPS y las torres de flujos están ubicadas en el mismo sitio. La figura incluye la elevación de la superficie y la profundidad del mar

Tabla 2.4: Datos de las torres de flujos y de las estaciones de GPS empleadas en el análisis de los flujos de humedad del suelo

Estación	Código	Ubicación	Latitud (°N)	Longitud (°W)	Elevación (m)
Rayón (torre y GPS)	RAYN	Sonora	29.741	110.536	613
Opodepe (torre y GPS)	OPDE	Sonora	29.944	110.612	664
Walnut Gulch (GPS)	WLNT-GPS	Arizona	31.705	110.057	1379
Walnut Gulch (torre)	WLNT	Arizona	31.736	109.941	1531

Las torres de flujo empleadas en este estudio contienen un conjunto de datos que son representativos para el estudio de los flujos de humedad del suelo en el noroeste de México.

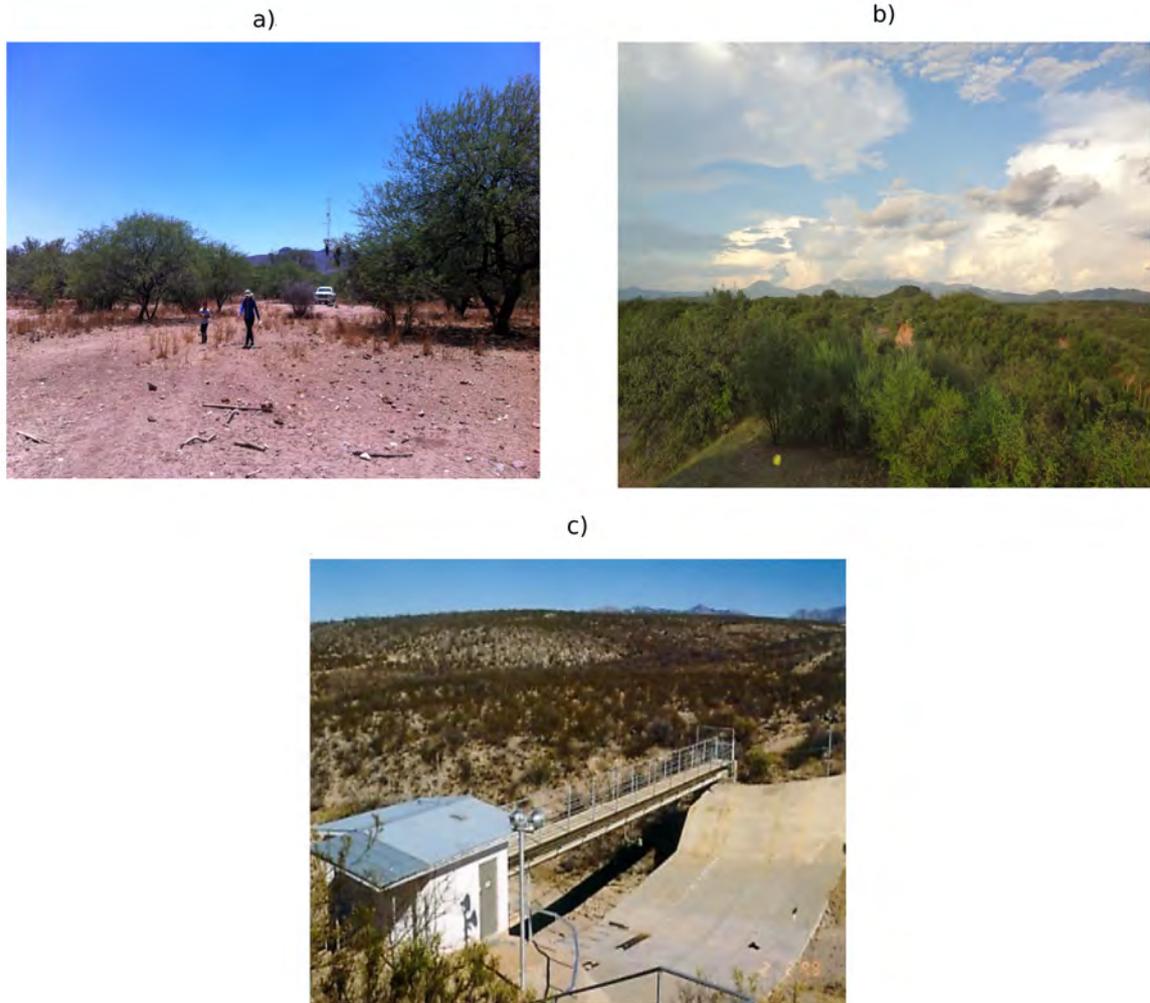


Figura 2.6: Imágenes de los sitios de Opodepe (a), Rayón (b) y Walnut Gulch (c). Las imágenes de Opodepe y de Rayón fueron cortesía del Dr. David K. Adams y fueron tomadas durante la Campaña Hidrometeorológica del 2017. La imagen de Walnut Gulch fue extraída del sitio oficial del Departamento de Agricultura de Estados Unidos (<https://www.ars.usda.gov/>)

Algunos de estos datos son la precipitación, la radiación neta y el albedo (obtenidos a partir del radiómetro CNR-1) y los flujos de calor sensible y calor latente (a partir del higrómetro L17500 y el anemómetro sónico CSAT3). Así como la humedad del suelo y la temperatura del suelo a 5 cm de profundidad (medidos con el sensor Stevens Vitel) (Méndez-Barroso et al. 2014). Más detalles sobre las torres de flujo y los métodos de muestro, pueden encontrarse en Watts et al. (2007) y Vivoni et al. (2010a). Los datos de las torres de flujo posibilitarán tener una visión de la contribución local que tienen los flujos de vapor de agua de la superficie a los valores de PWV en algunas de las estaciones de GPS más cercanas a su ubicación, y por consiguiente, su influencia sobre la precipitación.

Como parte de este estudio, se tuvieron en cuenta los datos de sondeos meteorológicos de toda una semana, del 13 al 19 de agosto del 2017, que se lanzaron en la estación de Rayón durante la Campaña de la Red de GPS Hidrometeorológica del 2017. Los datos de los sondeos fueron obtenidos gracias al financiamiento de Rutgers: The State University of New Jersey. Esta semana de datos fue empleada como un caso de estudio para determinar la evolución de la altura de la capa límite a partir de los datos de los sondeos. Además, analizar el aumento del PWV dentro de la capa límite y ver el aporte de los flujos de vapor de agua de la superficie a

este aumento.

2.3 Procesamiento de los datos

En esta sección se muestra la metodología seguida en este estudio para dar cumplimiento al objetivo general de la investigación. Primeramente, se describe de forma detallada la obtención de los casos de estudio para el análisis del transporte de humedad hacia la región del NAM y el Chiricahua Gap. En segundo lugar, se describen los métodos empleados para el estudio del comportamiento del transporte a gran escala sobre el NAM, a partir del uso de datos observacionales de PWV y datos de reanálisis de ERA5. Además se define la metodología propuesta para analizar el transporte de humedad del este a través del Chiricahua Gap, haciendo uso de datos observacionales de PWV, datos de sondeos meteorológicos y datos de reanálisis de ERA5. En tercer lugar y como parte del estudio de las fuentes de humedad para las precipitaciones en el NAM, se muestra el procedimiento empleado para el análisis del reciclaje de humedad a escala local sobre el noroeste de México y el suroeste de los Estados Unidos, tomando como base los datos observacionales de torres de flujo, datos de PWV y datos de sondeos meteorológicos en la región. Por último, se expone la base del estudio comparativo entre los datos observacionales de PWV en el noroeste de México y los datos de los reanálisis de ERA5 y ERA-Interim.

2.3.1 Obtención de los casos de estudio

Como se describió en la subsección 2.2.2 del presente capítulo, para analizar los días convectivos en las regiones A1 y A2 de la Figura 2.3, se tuvieron en cuenta los datos de relámpagos de Vaisala GLD360 en los periodos establecidos. Para obtener los casos de estudio de cada año en ambas regiones, se hizo una división de eventos convectivos por categoría en dependencia del número total de relámpagos por día que caían en cada una de las regiones, a partir de la cual, los eventos convectivos se dividieron en ligeros, moderados y fuertes. Este análisis se hizo para cada uno de los años, debido a que la técnica de detección de relámpagos ha ido mejorando con el paso del tiempo y de esa forma se garantizaba que la muestra seleccionada fuera representativa de cada año en cuestión. Como el número de relámpagos que afecta una determinada región durante un día convectivo es mayor en comparación con un día no convectivo, la presencia de este fenómeno, garantiza la existencia de convección profunda y por consiguiente, una gran probabilidad de lluvia sobre un área determinada. Siendo los relámpagos un buen indicador de la actividad convectiva.

Para determinar los casos de estudio en cada una de las regiones de la Figura 2.3 se siguió la metodología empleada por Ralph and Galarneau (2017). Para este estudio empleamos datos de relámpagos en lugar de datos de precipitación, debido a que como se mencionó con anterioridad, los mismos son un buen exponente de la actividad convectiva sobre una región. En cada uno de los años se hizo una distribución de frecuencias del número diario de relámpagos sobre ambas regiones. A partir de estas distribuciones se seleccionaron los días de eventos convectivos fuertes como aquellos donde el número de relámpagos en cada una de las regiones, estaba por encima del percentil 95 en cada una de las muestras. Los eventos ligeros por su parte, fueron aquellos donde el número de relámpagos por día en cada una de las regiones, estaban por debajo del cuartil superior de cada muestra correspondiente. Por consiguiente, los días de eventos moderados fueron en los que el número de relámpagos en cada región, estaba por encima del cuartil superior y por debajo del percentil 95. Las Figuras de la 2.7 a la 2.10 y de la 2.11 a la 2.15, muestran la distribución de frecuencias del número diario de

relámpagos en el área A1 y en el Chiricahua Gap para cada uno de los años del periodo de estudio respectivamente.

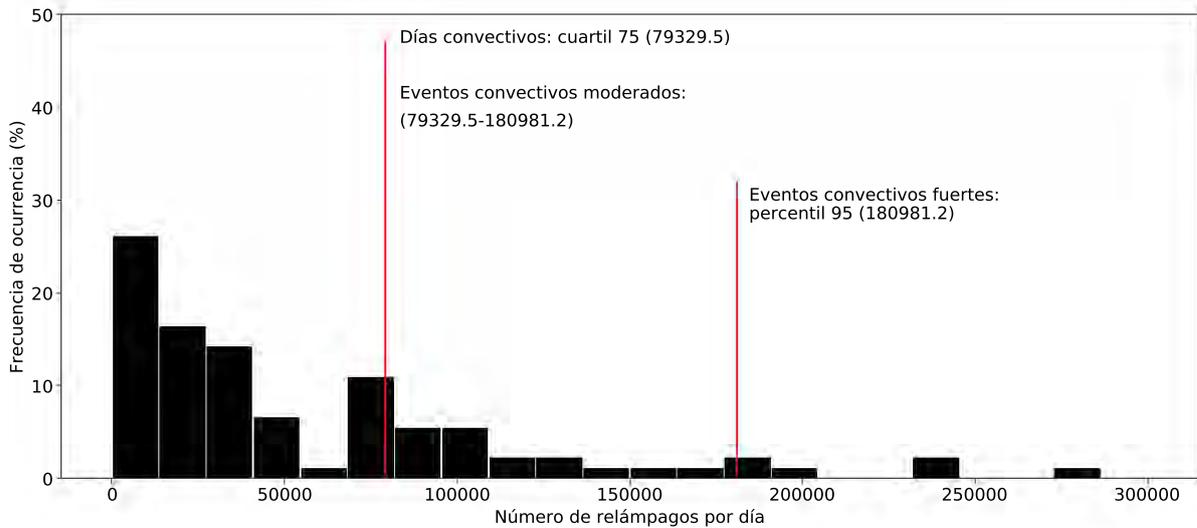


Figura 2.7: Histograma del número de relámpagos por día en la región A1 para el año 2013. Las líneas rojas indican el cuartil 75 y el percentil 95 de la muestra, así como el número total de relámpagos en cada categoría respectivamente

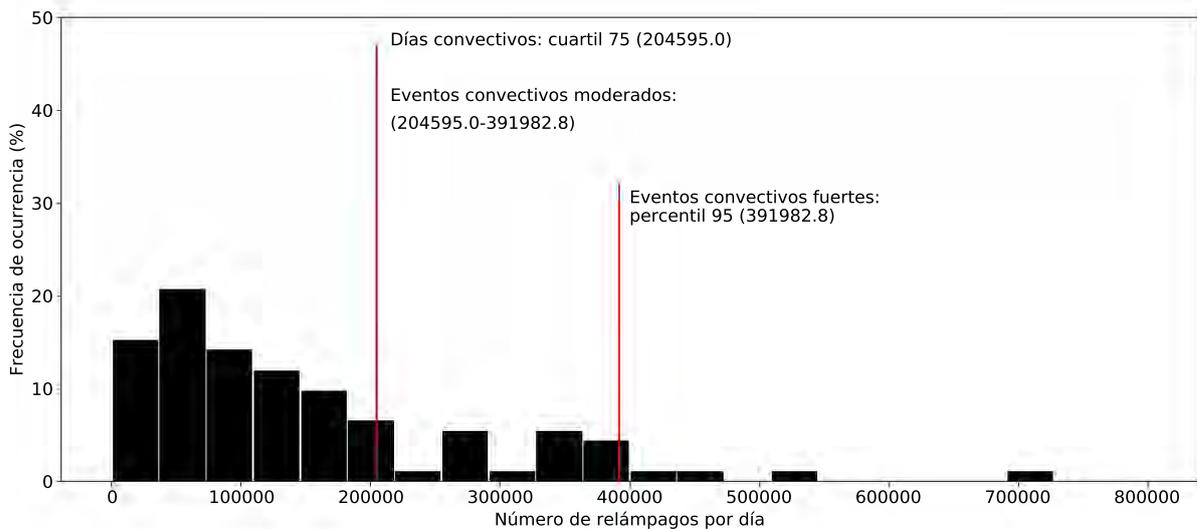


Figura 2.8: Histograma del número de relámpagos por día en la región A1 para el año 2015. Las líneas rojas indican el cuartil 75 y el percentil 95 de la muestra, así como el número total de relámpagos en cada categoría respectivamente

La Tabla 2.5 muestra los días con eventos convectivos fuertes en la región A1 y en el Chiricahua Gap en cada uno de los años analizados respectivamente. En total se obtuvieron 19 días con eventos convectivos fuertes en el región A1 y 25 en el Chiricahua Gap. Sin embargo, como se puede apreciar, en algunos años se presentaron días consecutivos con eventos convectivos fuertes (días marcados con un *). Debido a que se estaba analizando el transporte de humedad hacia el NAM desde un punto de vista advectivo, sólo se tuvo en cuenta el primer día en aquellos años donde se presentaron días consecutivos con actividad convectiva fuerte. De esta forma se garantizaba que la convección durante el día de interés, estaba asociada con los flujos de humedad que llegaban a la región desde fuentes remotas, y no a la persistencia de algún factor

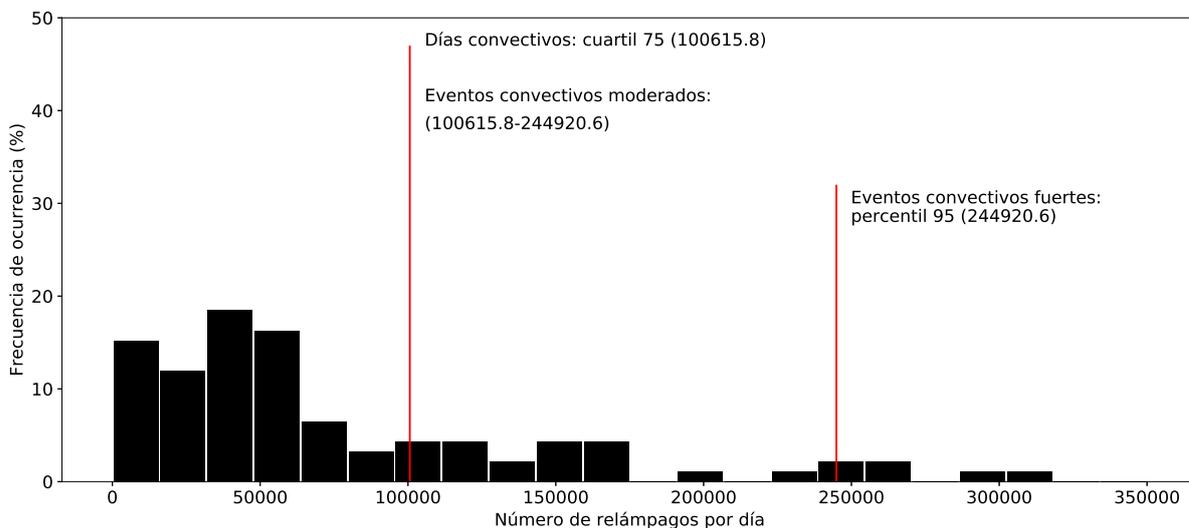


Figura 2.9: Histograma del número de relámpagos por día en la región A1 para el año 2016. Las líneas rojas indican el cuartil 75 y el percentil 95 de la muestra, así como el número total de relámpagos en cada categoría respectivamente

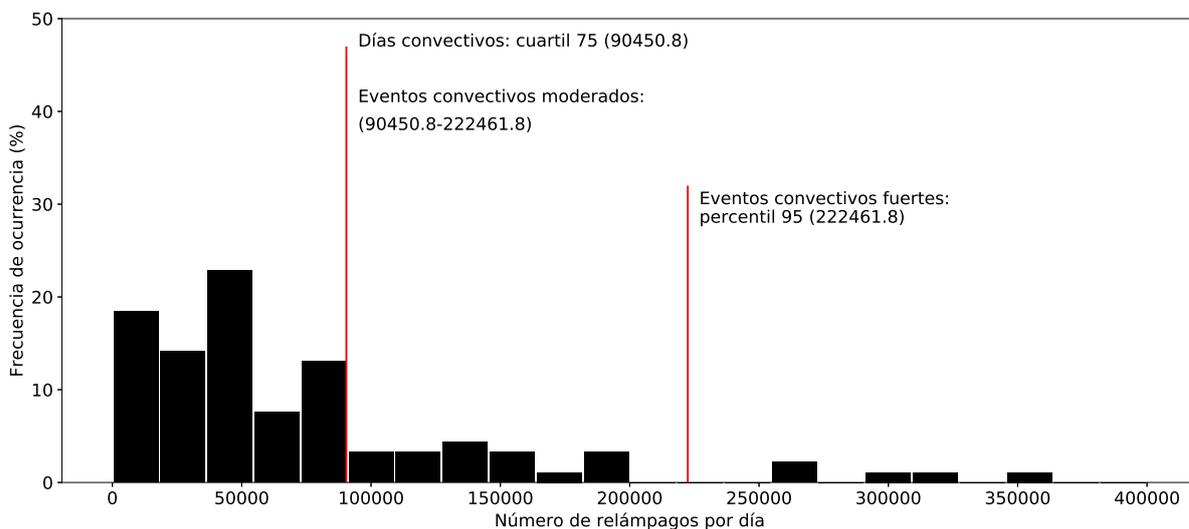


Figura 2.10: Histograma del número de relámpagos por día en la región A1 para el año 2017. Las líneas rojas indican el cuartil 75 y el percentil 95 de la muestra, así como el número total de relámpagos en cada categoría respectivamente

dinámico sobre la región por más de dos días. Al hacer esta diferenciación se tuvieron un total de 14 eventos en la región A1 y 21 eventos en el Chiricahua Gap.

2.3.2 Anomalías de PWV

Para analizar el comportamiento del transporte de vapor de agua desde el GM, el Pacífico tropical y el GC hacia la región A1 de la Figura 2.3, se calcularon las anomalías de PWV sobre la región comprendida entre los 25°N-35°N y 116°W-96°W. Para determinar las anomalías se tuvieron en cuenta las estaciones de SuomiNet que tuvieran más del 70% de los datos de PWV durante el periodo comprendido entre el 1 de julio y el 30 de septiembre del 2013, 2015, 2016 y 2017 (Anexos 1A y 1B), así como los datos del Transecto del 2013 y de la Red Hidrometeorológica del 2017 en el noroeste de México (Figura 2.2).

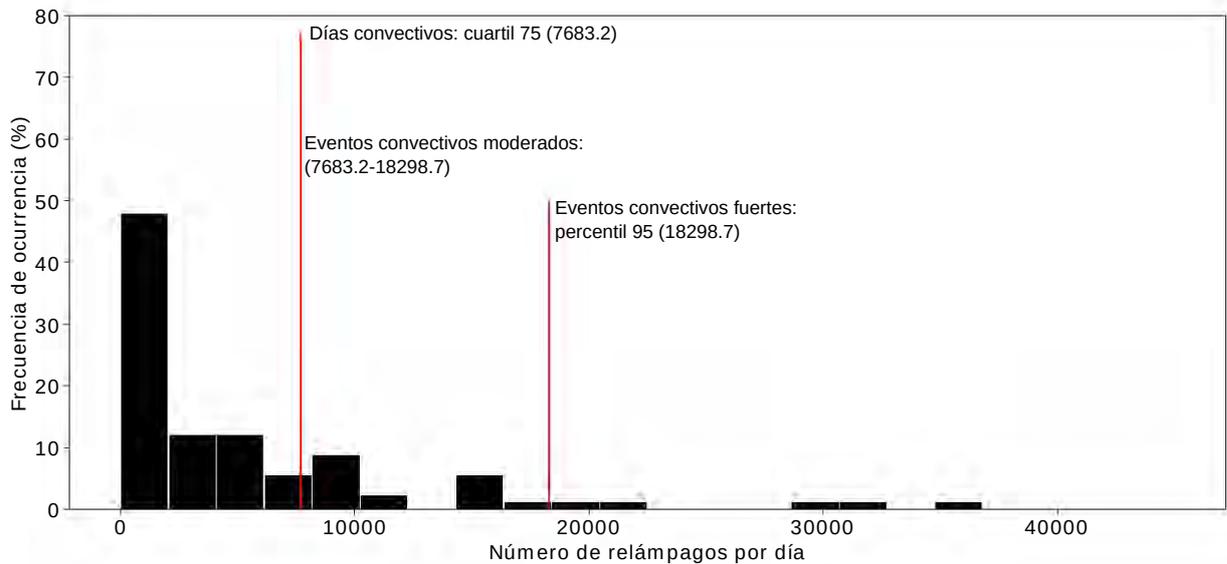


Figura 2.11: Histograma del número de relámpagos por día en la región del Chiricahua Gap para el año 2013. Las líneas rojas indican el cuartil 75 y el percentil 95 de la muestra, así como el número total de relámpagos en cada categoría respectivamente

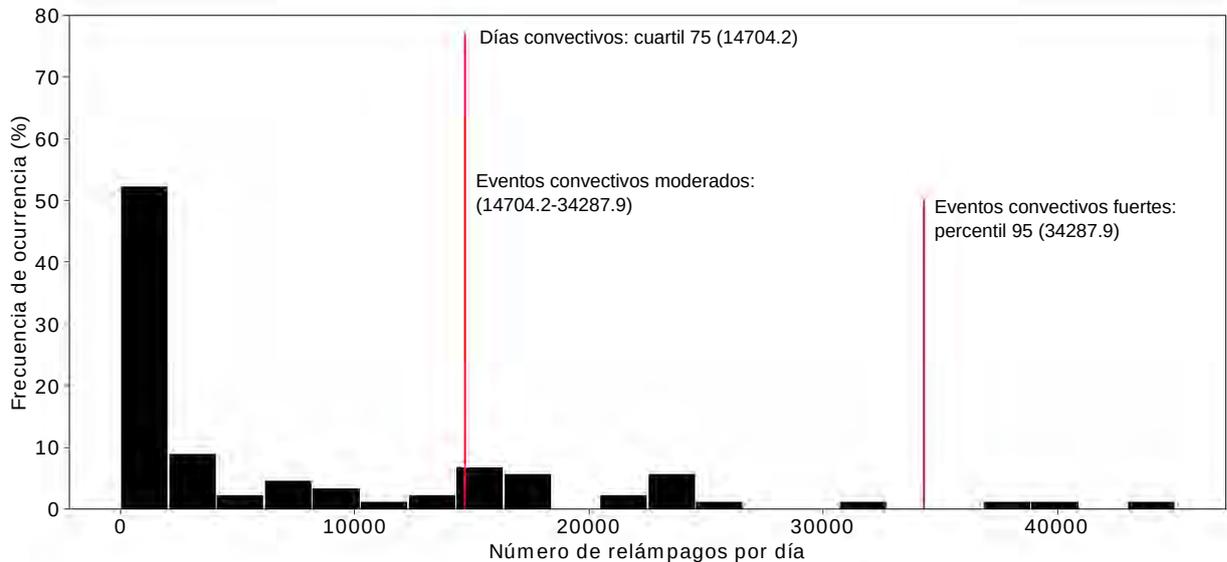


Figura 2.12: Histograma del número de relámpagos por día en la región del Chiricahua Gap para el año 2014. Las líneas rojas indican el cuartil 75 y el percentil 95 de la muestra, así como el número total de relámpagos en cada categoría respectivamente

En el estudio del transporte de vapor de agua desde un punto de vista advectivo, se tomó como referencia la hora estimada del inicio de la convección en el día del evento. Esta selección se basó en el criterio de que los mayores acumulados de PWV durante un episodio convectivo se observan antes de que se alcance el máximo de la actividad convectiva. Una vez que la convección está completamente desarrollada y la actividad de relámpagos alcanza su pico, los valores de PWV comienzan a disminuir. Una vez determinado el inicio del evento, denominado $t=0$, se tomaron dos días hacia atrás en el tiempo, el día antes del evento ($t=-1$) y dos días antes ($t=-2$) para el análisis del transporte de vapor de agua. Se seleccionó un plazo de tres días para el análisis del transporte de humedad, tomando en consideración que ese es el tiempo promedio que puede demorar el vapor de agua desde el GM en ser advectado hacia la región del NAM, ya que es la fuente oceánica más alejada, y un plazo mayor de tiempo podría estar asociado con un factor de escala dinámica.

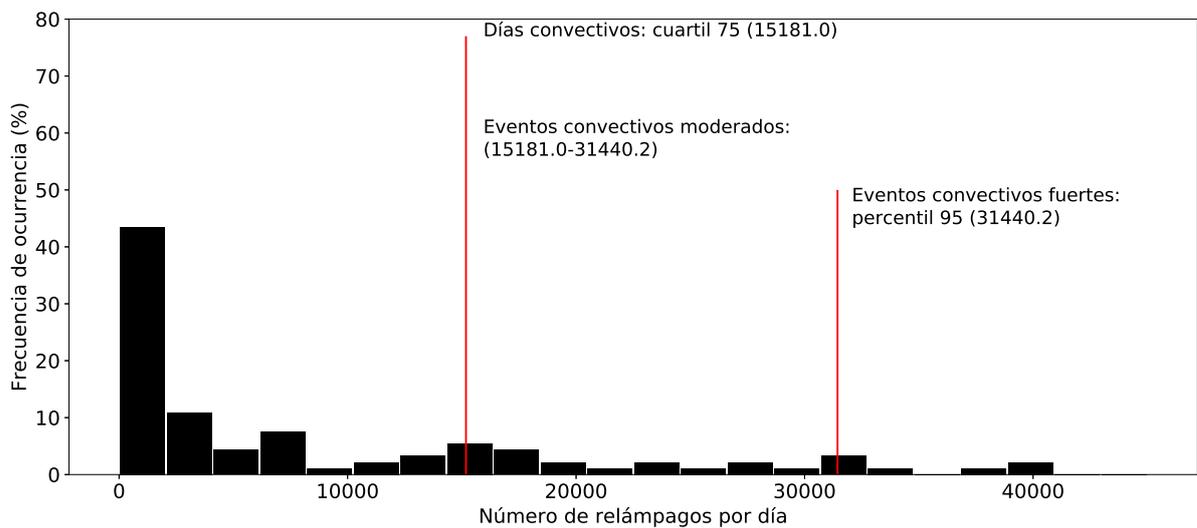


Figura 2.13: Histograma del número de relámpagos por día en la región del Chiricahua Gap para el año 2015. Las líneas rojas indican el cuartil 75 y el percentil 95 de la muestra, así como el número total de relámpagos en cada categoría respectivamente

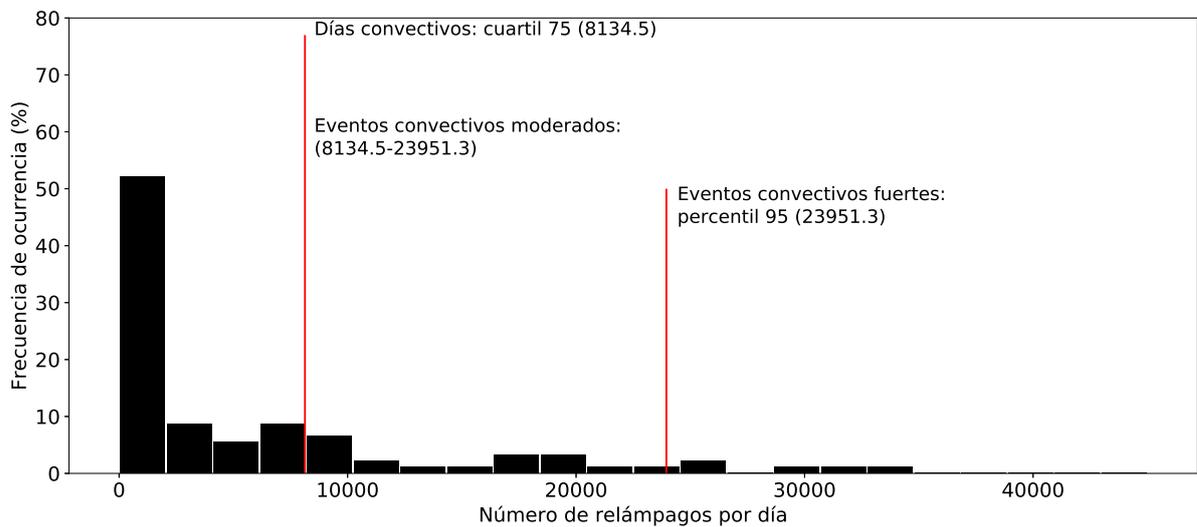


Figura 2.14: Histograma del número de relámpagos por día en la región del Chiricahua Gap para el año 2016. Las líneas rojas indican el cuartil 75 y el percentil 95 de la muestra, así como el número total de relámpagos en cada categoría respectivamente

Para calcular las anomalías de PWV, los datos fueron suavizados con un promedio móvil de 7 días. De esta forma se removieron de la serie aquellas fluctuaciones que intervienen en un plazo menor a una semana y se destacaron aquellas características de mayores plazos. Se seleccionó un periodo de 7 días para suavizar los datos originales de PWV, ya que se consideró que el PWV es análogo a la precipitación y como consecuencia, debe tener un comportamiento similar al mostrado por esta variable en el trabajo de Mullen et al. (1998). En dicho estudio se analizaron las variaciones interestacionales de las precipitaciones asociadas con el NAM, en la región semiárida del desierto de Sonora. Un resultado relevante fue que la precipitación en la región muestra una fluctuación interestacional mayor a una semana, para una escala de tiempo superior a la sinóptica. Debido a lo mencionado con anterioridad, se consideró esta escala de tiempo para el estudio de las anomalías de PWV, ya que las fluctuaciones de mayor escala

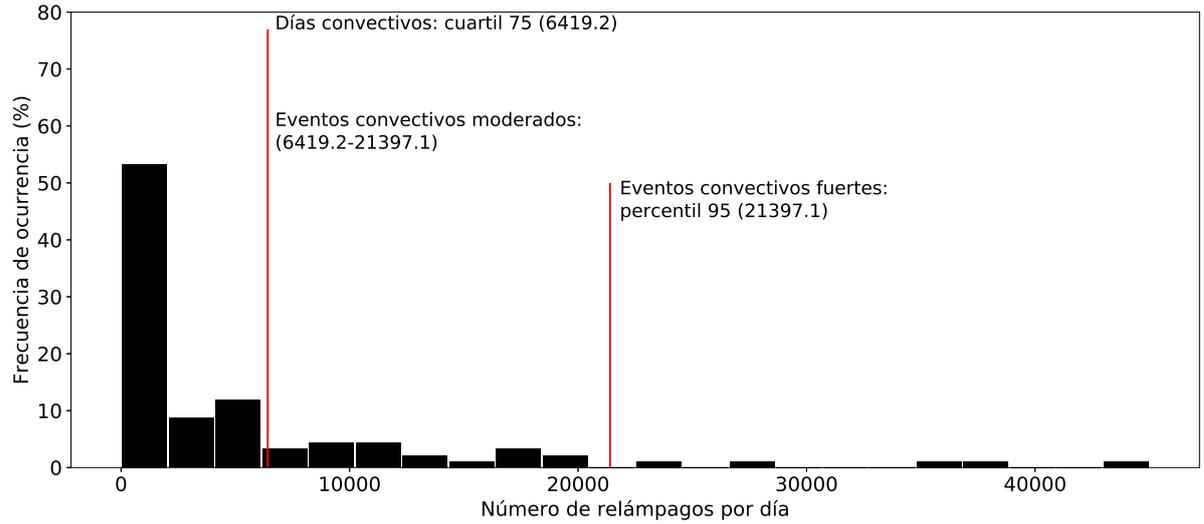


Figura 2.15: Histograma del número de relámpagos por día en la región del Chiricahua Gap para el año 2017. Las líneas rojas indican el cuartil 75 y el percentil 95 de la muestra, así como el número total de relámpagos en cada categoría respectivamente

parecen tener un papel como moduladoras de esta variable en la región.

Una vez que los datos fueron suavizados, a la serie original de PWV en un tiempo determinado se le sustrajo el valor de PWV suavizado del tiempo correspondiente, y posteriormente se calcularon las anomalías promedio para los días de interés ($t=0$, $t=-1$, $t=-2$). Como la ubicación geográfica de las estaciones de GPS no cubrían toda el área de interés, se realizó una interpolación espacial de los valores de las anomalías de PWV obtenidos. Con la interpolación espacial se obtuvo una mayor cobertura del campo de las anomalías sobre la región y una mejor comprensión del comportamiento de los patrones de esta variable. Para ello se empleó el método de interpolación con Funciones Radiales Bases.

Funciones Radiales Bases

Como se mencionó previamente, para desarrollar la interpolación espacial de las anomalías de PWV sobre la región de interés, se empleó el método de las Funciones Radiales Bases. Este método es recomendado cuando los datos de la serie no están distribuidos de forma uniforme (como en nuestro caso de estudio) y para un conjunto de observaciones (x_i, y_i) con $i = 1, 2, \dots, N$, la función interpoladora se construye siguiendo la ecuación 2.2:

$$Rbf(x) = \sum_{i=1}^N c_i \varphi_i(x), \quad (2.2)$$

donde $\varphi_i(x)$ es una función radial base cuyo valor es 1 cuando $x = x_i$ y tiende a cero cuando la distancia entre x y x_i tiende a infinito. La idea de esta condición es garantizar que el valor y_i ubicado en la posición x_i tenga una influencia mayor en los valores interpolados en las cercanías de x_i y menor en los valores alejados de x_i . Finalmente las constantes c_i se escogen de manera que cumplan la condición de interpolación (ecuación 2.3):

$$Rbf(x_i) = y_i, i = 1, 2, \dots, N \quad (2.3)$$

Existen varias familias de funciones radiales bases que se pueden usar, sin embargo, en este trabajo se escogieron las funciones lineales, ya que de manera experimental se observó que fueron

Tabla 2.5: Días de los eventos convectivos fuertes en la Región A1 y la región A2 o Chiricahua Gap. Los días con (*) muestran los eventos consecutivos, lo cuales no se tomaron en cuenta para el estudio

Región A1		Región del Chiricahua Gap (A2)	
Año	Día	Año	Día
2013	25 de julio	2013	9 de julio
	31 de julio		10 de julio*
	4 de agosto		11 de julio*
	30 de agosto		13 de julio
	3 de septiembre		2 de agosto
2014		2014	13 de julio
			25 de julio
			26 de julio*
			27 de julio*
			9 de agosto
2015	2 de julio	2015	12 de julio
	25 de julio		20 de agosto
	16 de agosto		22 de agosto
	31 de agosto		29 de agosto
			31 de agosto
2016	22 de julio	2016	19 de julio
	23 de julio*		27 de julio
	24 de julio*		30 de julio
	26 de julio*		12 de septiembre
	28 de julio*		29 de septiembre
2017	26 de julio	2017	15 de julio
	27 de julio*		28 de julio
	31 de julio		1 de agosto
	9 de agosto		13 de agosto
	23 de agosto		23 de agosto

las mejores que conservaron los valores extremos (máximo y mínimo) de los datos observados. Es decir, con otras bases radiales, los valores extremos del campo de anomalías interpoladas diferían mucho de los datos reales. Para más información sobre este tipo de interpolación se puede consultar la sección 3.7.1 de Vetterling et al. (2007).

2.3.3 Cálculo de los flujos de humedad y del transporte de vapor de agua integrado en la vertical

Una vez definidos los casos de estudio por año en la región A1 (Tabla 2.4), se calcularon los flujos de humedad integrados en la vertical (\mathbf{Q}) (ecuación 2.4). Para ello se empleó la metodología propuesta por Schmitz and Mullen (1996), donde P_{top} es la presión en el tope de la atmósfera, P_{sfc} es la presión a nivel de superficie, q es la humedad específica, \mathbf{V} es el vector del viento horizontal, dp es el diferencial de presión y g es la aceleración de la gravedad.

$$\mathbf{Q} = \int_{P_{top}}^{P_{sfc}} (q\mathbf{V}) \frac{dp}{g} \quad (2.4)$$

Los flujos de humedad se calcularon para cada uno de los días de los eventos convectivos ($t=0$)

y para los dos días previos a los eventos ($t=-1$ y $t=-2$). Los flujos se obtuvieron para dos espesores troposféricos: niveles bajos (superficie-700 hPa) y para niveles medios y altos (700hPa-200 hPa). En cada uno de estos espesores se calculó el flujo promedio durante los días de interés siguiendo la ecuación 2.4 y empleando los datos de q y de las componentes u y v del viento del reanálisis de ERA5 en los niveles correspondientes. Determinar los flujos de humedad en diferentes capas, permitió analizar la dirección predominante del vector del flujo de humedad y examinar que espesor contribuyó más a la humedad para las precipitaciones en la región A1, tanto el día del evento como los días previos.

Para complementar el estudio del transporte de vapor de agua hacia la región A1, se elaboraron los mapas de altura geopotencial y viento para cada uno de los días de los eventos y sus días previos en cada uno de los años de interés. Los datos empleados fueron extraídos del reanálisis de ERA5 y para la creación de los mapas se empleó el software Python en su versión 3.6.5. Los niveles seleccionados para el análisis fueron 500 hPa y 300 hPa, esto posibilitó tener una visión de las condiciones medias de la atmósfera y los sistemas imperantes sobre la región, como bajas frías, corrientes en chorro, vaguadas invertidas, ect. Además, estos niveles fueron seleccionados debido a que la elevada y compleja topografía de la región, con zonas que se encuentran por encima de 850 hPa, puede interferir en el análisis de los sistemas meteorológicos.

Para corroborar la idea de Ralph and Galarneau (2017) que plantea que el Chiricahua Gap es una región que permite el paso de la humedad en niveles bajos desde el GM y el este de la División Continental hacia el sur de Arizona, se tuvieron en cuenta los días convectivos en esta región (Tabla 2.4). Para este caso de estudio, se hizo un compuesto con todos los días convectivos ($t=0$) y tres días antes de los eventos ($t=-1$, $t=-2$ y $t=-3$). Para ello se emplearon los datos de las estaciones de sondeos y los datos de PWV de las estaciones de GPS más cercanas a la ubicación de los sondeos (Figura 2.4). Además, para analizar la dirección predominante del transporte de humedad hacia el Chiricahua Gap, se calculó el transporte de vapor integrado en la vertical (IVT, por sus siglas en inglés) promedio durante todos los eventos. Para ello se seleccionó la metodología propuesta por Moore et al. (2012) y Ralph and Galarneau (2017), y se empleó la ecuación 2.4 para el cálculo del IVT promedio, integrando la misma desde el nivel de superficie (1013.25 hPa) hasta el tope de la columna troposférica (300 hPa).

2.3.4 Cálculo de los flujos integrados de calor latente y el cambio en PWV

Como parte del estudio de las fuentes de humedad para las precipitaciones en la región del NAM, específicamente la cuestión del reciclaje de humedad que tiene lugar en el área, se analizó la contribución de los flujos de humedad de la superficie al valor de PWV en las estaciones de Opodepe, Rayón y Walnut Gulch. Además, se calcularon los flujos integrados de calor latente (WV_{flux}) cada 30 minutos, en el periodo de las 7 de la mañana (am) a las 2 de la tarde (pm). Para ello se emplearon los datos de las torres de flujos de la Figura 2.5 y la ecuación 2.5, donde t_0 es las 7 am, t es las 2 pm, LH_{flux} es el flujo de calor latente, ρ_w es la densidad del agua, L_v es el calor latente de vaporización y dt es el diferencial de tiempo (30 minutos). Conjuntamente con WV_{flux} , se calculó el cambio de PWV en el intervalo de 7 am a 2 pm (ecuación 2.6).

Se seleccionó el periodo de las 7 am a las 2 pm para estos cálculos porque es el intervalo del día donde los flujos de calor latente comienzan a crecer y suelen alcanzar su máximo valor. Por consiguiente, se produce una mayor evaporación desde la superficie del suelo y un aumento en

la transpiración de las plantas, dando como resultado que al final del periodo (~ 2 pm) la capa límite esté bien mezclada y profundizada en la vertical y contenga todo el PWV necesario para el desarrollo de la precipitación.

$$WV_{flux} = \int_{t_0}^t \frac{LH_{flux}}{\rho_w L_v} dt \quad (2.5)$$

$$\Delta PWV = PWV_{2pm} - PWV_{7am} \quad (2.6)$$

Ambos cálculos se hicieron para cada una de las estaciones de la Figura 2.5 durante los meses de verano del 2017. El cálculo de ambas cantidades, permite cuantificar a groso modo, el aporte de los flujos de calor latente/vapor de agua superficial al total de PWV en cada una de las estaciones analizadas.

Adicionalmente, se hizo un análisis de correlación entre tres conjuntos de variables :

- La humedad del suelo y los flujos de calor latente
- Los flujos integrados de calor latente y el cambio de PWV
- La humedad del suelo y el PWV

Para medir el grado de relación entre cada uno de los conjuntos de variables, se calculó el coeficiente de correlación de Pearson (r_{xy}) (ecuación 2.7), donde $Cov(x, y)$ es la covarianza muestral de las dos variables analizadas y S_x y S_y son las desviaciones estándar de las variables x y y respectivamente. Más información sobre el método puede encontrarse en el Capítulo 3, subsección 3.5.2 del libro Wilks (2006).

$$r_{xy} = \frac{Cov(x, y)}{S_x S_y} \quad (2.7)$$

Este cálculo se hizo para los datos originales y para los datos suavizados con un promedio móvil de 1 día y 3 días, removiendo de esta forma las tendencias de mayor frecuencia de la serie. Este análisis posibilitó observar de forma estadística la relación existente entre cada uno de los pares de variables antes mencionados. El coeficiente de correlación propició una mejor comprensión de la influencia de la humedad del suelo y de los flujos de calor latente en los valores de PWV a escala local, tanto durante el ciclo diurno como a escalas mayores de tiempo.

Como se mencionó en la subsección 2.2.5 del presente capítulo, como parte de este estudio, se tuvieron en cuenta los datos de una semana de sondeos meteorológicos en la estación de Rayón. A partir los datos de los sondeos, se pudo estimar la evolución de la altura de la capa límite dentro del periodo de 7 am a 2 pm aproximadamente, durante toda la semana. Para determinar la altura relativa de la capa límite, se tuvieron en cuenta las distribuciones de frecuencias del cambio de la temperatura potencial virtual con la presión ($\frac{d\Theta_v}{dp}$) en los sondeos, donde dp es 5 milibares (no mostrado). A partir de este análisis, la altura de la capa límite se definió como aquel nivel donde $\frac{d\Theta_v}{dp}$ fuera mayor que $\frac{5^\circ C}{1000m}$, es decir, donde exista una inversión de temperatura mayor a $5^\circ C$ por cada 1000 m.

La primera capa arriba de la capa influenciada por la superficie (súper-adiabática en muchas ocasiones) no se tuvo en cuenta en el análisis, por lo que la altura inicial de la capa límite como promedio se encontró por encima de los 100 m. Una vez determinada la altura del comienzo de la capa límite, se calculó el valor correspondiente de la columna de vapor (CV_{int}) para cada uno

de los sondeos. Para ello se integró la humedad específica (q) en cada sondeo, desde la parte baja de la capa límite (CL_l) hasta la altura máxima de la capa límite (CL_h). La ecuación 2.8 muestra la obtención del valor de CV_{int} en este espesor, donde ρ_w es la densidad del agua líquida y dp es el diferencial de presión. Como se puede observar la CV_{int} es análoga al PWV (ecuación 2.1), sólo que la humedad específica no se integra en toda la columna troposférica, como el caso del PWV, sino en el espesor entre las alturas correspondientes de la capa límite.

$$CV_{int} = \frac{1}{\rho_w} \int_{CL_l}^{CL_h} q \frac{dp}{g} \quad (2.8)$$

Este análisis permitió estudiar la evolución temporal de la altura de la capa límite durante toda una semana en la estación de Rayón. A partir de lo cual, fue posible comparar el valor de la CV_{int} entre los sondeos y determinar el cambio de esta variable durante el periodo de 7 am a 2 pm. Así como ver la contribución de los flujos de vapor de agua de la superficie a los valores totales en la CV_{int} dentro de la capa límite.

2.4 Comparación entre los datos observacionales de PWV y los datos de reanálisis de ERA5 y ERA-Interim

El análisis de los flujos de humedad para las precipitaciones en el NAM, ha sido tema de interés desde hacia varias décadas. La importancia relativa y el papel que juegan cada una de las regiones fuentes de humedad dentro de este transporte, han sido las principales líneas de investigación en este sentido. Muchos de los trabajos que se han desarrollado han basado sus resultados en los datos de diversos reanálisis como NARR (Kursinski et al. (2008a), Schiffer and Nesbitt (2012), Hu and Dominguez (2015), Radhakrishna et al. (2015), Dominguez et al. (2016), Mejia et al. (2016), Huelsing et al. (2017)), los del centro europeo ECMWF (Schmitz and Mullen (1996), Gimeno et al. (2010), Itterly et al. (2018), Pascale et al. (2018), Ordoñez et al. (2019)) y NCEP/NCAR (Anderson and Roads (2001), Fawcett et al. (2002), Bosilovich et al. (2003)) para analizar y cuantificar los flujos de humedad hacia el noroeste de México y el suroeste de Arizona.

En la mayoría de los estudios donde se emplean datos de reanálisis, los resultados obtenidos están sujetos a la magnitud del error que se produce entre los datos de reanálisis con que se inicializa el modelo y los valores reales de las variables. En este sentido, Kursinski et al. (2008a) emplearon los datos de PWV de varias estaciones del Experimento NAME y mediciones de la superficie en el noroeste de México, para evaluar el desempeño del modelo WRF. A partir de este análisis, pudieron observar que la inicialización del modelo WRF es muy sensible a la cantidad de PWV que esté disponible en la columna troposférica, lo que puede conducir a una sobrestimación por parte del modelo de los valores de esta variable y de la precipitación. Otra de las deficiencias que presentan los datos de reanálisis, es que no son capaces de reproducir con eficiencia el ciclo diurno de algunas variables, sobre todo en los terrenos elevados (Radhakrishna et al. 2015).

Otro error común con este tipo de datos en la región de Norteamérica, es la sobrestimación de la precipitación (DeAngelis et al. 2013), que puede estar asociada con la simplificación de los modelos para suavizar la compleja topografía de la región (Mejia et al. 2018). Los problemas de sobrestimación/subestimación de los valores de una variable por parte del reanálisis, puede conducir a resultados erróneos en el análisis. Por ejemplo, Serra et al. (2016) (ver Tabla 2) muestran que los cambios de PWV con el tiempo durante eventos convectivos en varias

estaciones en el noroeste de México, son del orden de 3 a 7 mm. Por lo que un error superior a 7 mm, indica una sobrestimación de los valores reales y por tanto, esto podría implicar una atmósfera sumamente inestable y convección, cuando en realidad puede no desarrollarse la actividad convectiva.

El tema de los errores que presentan los datos de reanálisis en comparación con los datos observacionales, también ha sido estudiado en otras partes del planeta. Un ejemplo de ello es el trabajo de Zhang et al. (2017) donde emplearon datos de PWV de 260 estaciones en China y los compararon con los datos de cuatro tipos de sondeos sobre el área y con los datos del reanálisis de ERA-Interim. Un resultado importante de este análisis fue que los sesgos del PWV del reanálisis en la mayoría de las estaciones, fueron 2 mm inferiores en relación con el PWV del GPS. Además, se mostró que el tamaño de las diferencias relativas medias de PWV se ven afectadas por la elevación de la estación, con valores pequeños de PWV en las estaciones que se encuentran por debajo de los 1000 m, pero valores grandes en aquellas estaciones que se ubican por encima de los 3000 m. Más recientemente, Bock and Parracho (2019) analizaron la consistencia y las diferencias entre los datos diarios del vapor de agua integrado (IWV, por sus siglas en inglés) del reanálisis de ERA-Interim y de las observaciones de GPS en 120 estaciones globales durante 16 años. Ellos encontraron que el sesgo de los datos de ERA-Interim con respecto a los datos observacionales, exhiben una variación latitudinal, lo que produce sesgos húmedos en el norte y el sur de las latitudes medias, mientras que el trópico se mantiene seco. Además, encontraron evidencia que sugiere que las observaciones de GPS son capaces de captar variaciones de menor escala que no pueden resueltas por el reanálisis.

Debido al empleo de los datos de reanálisis de ERA5 en la presente investigación y a las deficiencias antes mencionadas por parte de estos datos, se consideró hacer un análisis comparativo entre los datos observacionales de PWV de algunas estaciones de GPS del Transecto del 2013 y de la Campaña Hidrometeorológica del 2017 en el noroeste de México, y los datos de reanálisis de ERA5 y de ERA-Interim. El principal objetivo de este estudio es testar la confiabilidad de los datos de ambos reanálisis para replicar los datos reales de PWV. El periodo de análisis fue del 1 de julio al 30 de septiembre del 2013 y del 2017, coincidiendo con el inicio de la fase activa del monzón y la fase de decadencia. Los datos de PWV de ERA5 y de ERA-Interim fueron seleccionados cada 6 horas (00Z, 06Z, 12Z, 18Z) y para una resolución espacial de $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$. Por su parte, los datos observacionales de PWV estaba disponibles cada 30 min, pero para tener la misma resolución temporal en ambas bases de datos, se tomaron sólo los valores de PWV correspondientes a los horarios de los reanálisis. Para esta selección se hicieron dos estudios, primero se tomó el valor original de PWV correspondiente a cada horario del reanálisis y segundo, se suavizaron los datos de PWV cada 6 horas y se tomó entonces el valor suavizado de PWV correspondiente con el horario del reanálisis. Como las diferencias entre los datos suavizados de PWV y los datos no suavizados no mostraron diferencias muy significativas (no se muestra), se decidió escoger para el análisis de los errores los datos suavizados y de esa forma hacer más compatible la comparación con los datos de reanálisis.

La Tabla 2.6 muestra las estaciones del Experimento Transecto de GPS del NAM del 2013 y de la Campaña de la Red de GPS Hidrometeorológica del 2017 que fueron seleccionadas para el análisis comparativo entre las dos bases de datos. Estas estaciones fueron escogidas debido a su ubicación geográfica. Como se puede apreciar en la Figuras 2.16 y 2.17, las estaciones de CUAH y de TNCU están en el punto más elevado al lado este de la SMO, mientras que BASC está también sobre la SMO pero en el lado oeste. Mientras que YESX se halla del mismo lado

Tabla 2.6: Estaciones seleccionadas para la comparación entre los datos observacionales de PWV y los datos de los reanálisis de ERA5 y de ERA-Interim para los años 2013 y 2017

Estación	Año	Código	Latitud (°N)	Longitud (°W)	Elevación (m)
Bahía de Kino	2013,2017	KINO	28.814	111.928	7
Ónavas	2013	ONVS	28.460	109.528	189
Badiraguato	2013	BGTO	25.362	107.551	207
Basaseachic	2013	BASC	28.203	108.209	1990
Cuauhtémoc	2013	CUAH	28.408	106.892	2110
Moctezuma	2017	USMX	29.823	109.680	626
Yécora	2017	YESX	28.378	108.920	1506
Cuauhtémoc	2017	TNCU	28.451	106.794	2110

de la SMO, pero un poco más abajo. Por su parte, ONVS, USMX y BGTO están sobre las colinas occidentales de la SMO, pero BGTO se halla más al sur del dominio, y KINO se encuentra sobre la costa. Estas ubicaciones posibilitan inferir que tanto influye la topografía de la región en los valores de PWV de ambos reanálisis. Para hacer las comparaciones entre los datos de PWV del GPS y el PWV de los reanálisis, se buscaron los puntos de malla de los reanálisis que estuvieran más cercanos a la ubicación real de las estaciones de GPS, como se muestra en la Figuras 2.16 y 2.17.

Para cuantificar que tan bien los datos de PWV de ambos reanálisis replican los valores observacionales de PWV de las estaciones de GPS, se calculó el error entre las mediciones de PWV de los reanálisis y el PWV del GPS. Este error se definió como la diferencia entre los valores de PWV de ambas bases de datos. Esta magnitud permitió calcular la sobrestimación y la subestimación de los valores de PWV del GPS por parte de los datos de los reanálisis de ERA5 y ERA-Interim.

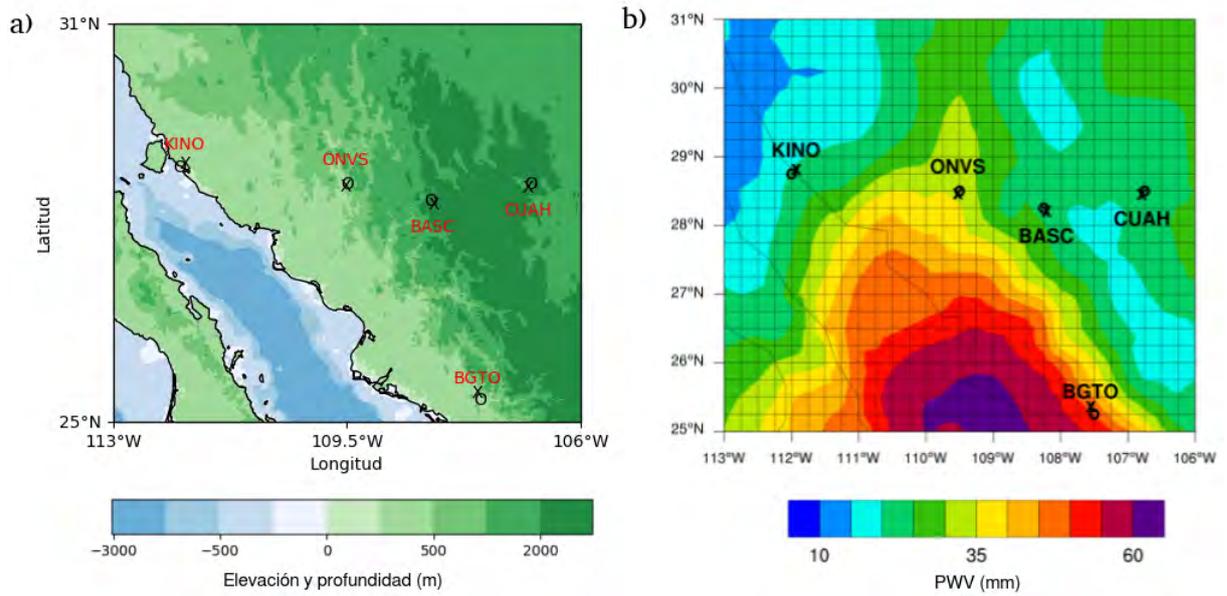


Figura 2.16: a) Mapa topográfico con la ubicación de las estaciones de GPS del 2013 (cruces negras) y de los puntos de malla de ERA5 y de ERA-Interim más cercanos (círculos negros). La figura (b) muestra las ubicaciones antes referidas y los valores de PWV del reanálisis de ERA5 para el 8 de septiembre del 2013. La figura (a) incluye la elevación de la superficie y la profundidad del mar

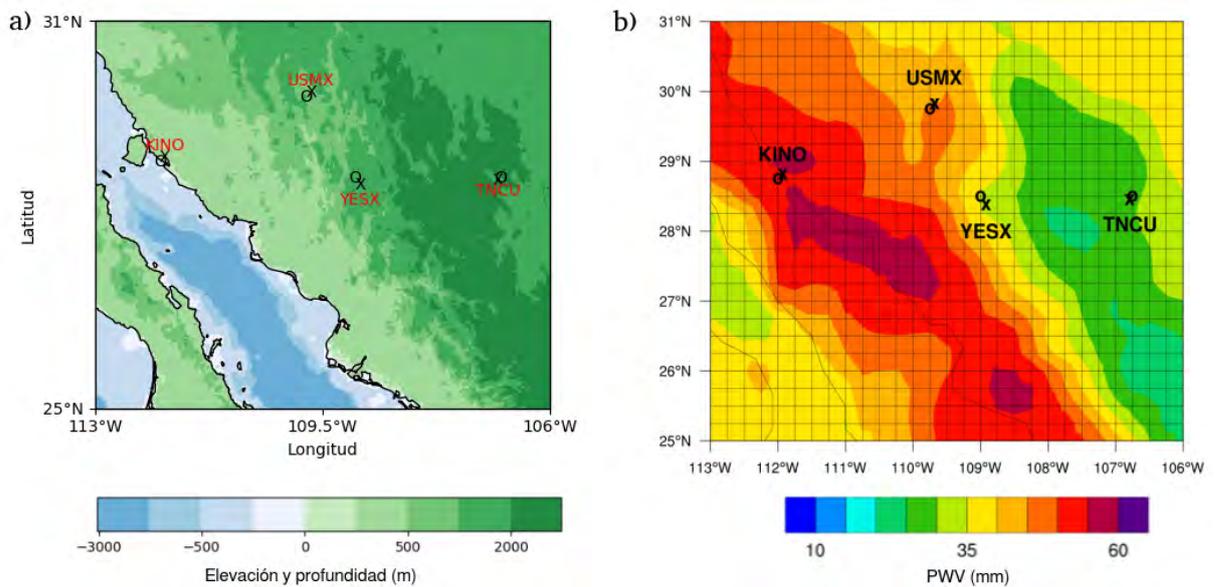


Figura 2.17: a) Mapa topográfico con la ubicación de las estaciones de GPS del 2017 (cruces negras) y de los puntos de malla de ERA5 y de ERA-Interim más cercanos (círculos negros). La figura (b) muestra las ubicaciones antes referidas y los valores de PWV del reanálisis de ERA5 para el 8 de septiembre del 2017. La figura (a) incluye la elevación de la superficie y la profundidad del mar

Capítulo 3

Resultados

El presente capítulo se encuentra dividido en 4 partes que contienen los principales resultados obtenidos durante la investigación, así como una descripción detallada de los mismos, con el fin de dar cumplimiento a los objetivos planteados en el estudio:

Primera parte: contiene los resultados obtenidos de las comparaciones entre los datos observacionales de PWV y los datos de los reanálisis de ERA5 y ERA-Interim para las estaciones analizadas durante los años 2013 y 2017 en el noroeste de México. Así como los errores de sobrestimación/subestimación que se aprecian entre los datos observacionales y los de reanálisis.

Segunda parte: se muestran los resultados de las anomalías de PWV y de los flujos de humedad para los eventos convectivos de la región A1 durante el periodo de interés, con el fin de comprender el transporte de humedad a gran escala hacia la región del NAM.

Tercera parte: se exponen los resultados del estudio del transporte de vapor de agua hacia la región del Chiricahua Gap, a partir del cálculo del IVT sobre la región y el uso de los sondeos meteorológicos.

Cuarta parte: se plantean los resultados obtenidos a partir del cálculo de los flujos de humedad superficial a escala local y su relación con los valores de PWV en las estaciones de GPS más cercanas a la ubicación de la torres de flujos.

3.1 Análisis comparativo entre los datos observacionales de PWV y los datos de los reanálisis de ERA5 y ERA-Interim

Las Figuras 3.1 y 3.2 muestran el comportamiento de las series temporales del PWV del GPS y del PWV de los reanálisis ERA5 y ERA-Interim, en las estaciones de CUAH (Figura 2.16) y TNCU (Figura 2.17) respectivamente. Como se mencionó con anterioridad, ambas estaciones se encuentran ubicadas sobre la parte más elevada de la SMO pero del lado este.

Analizando el comportamiento del PWV en ambas estaciones, se puede apreciar como los valores de PWV de los datos de ERA-Interim son superiores a los valores de PWV de ERA5 y del GPS (Figuras 3.1 (arriba) y 3.2 (arriba)); con errores que oscilan entre -6 mm y 8 mm en ambas estaciones (Figuras 3.1 (abajo) y 3.2 (abajo)). Mientras que los datos de ERA5 muestran un mejor ajuste a los valores reales de PWV, tanto en la estación de CUAH como en TNCU, con errores en el rango de -5 mm y 5 mm en ambos casos (Figuras 3.1 (abajo) y 3.2

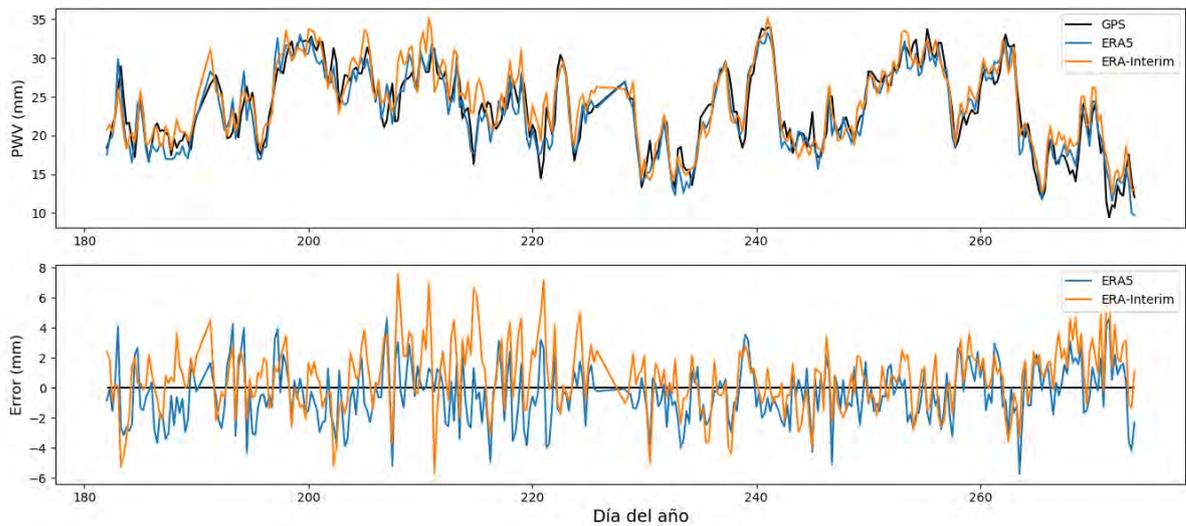


Figura 3.1: Series temporales de PWV para la estación de CUAH durante el periodo del 1 de julio al 30 de septiembre del 2013 (arriba) y errores de estimación entre el PWV del GPS y el PWV de los reanálisis (abajo)

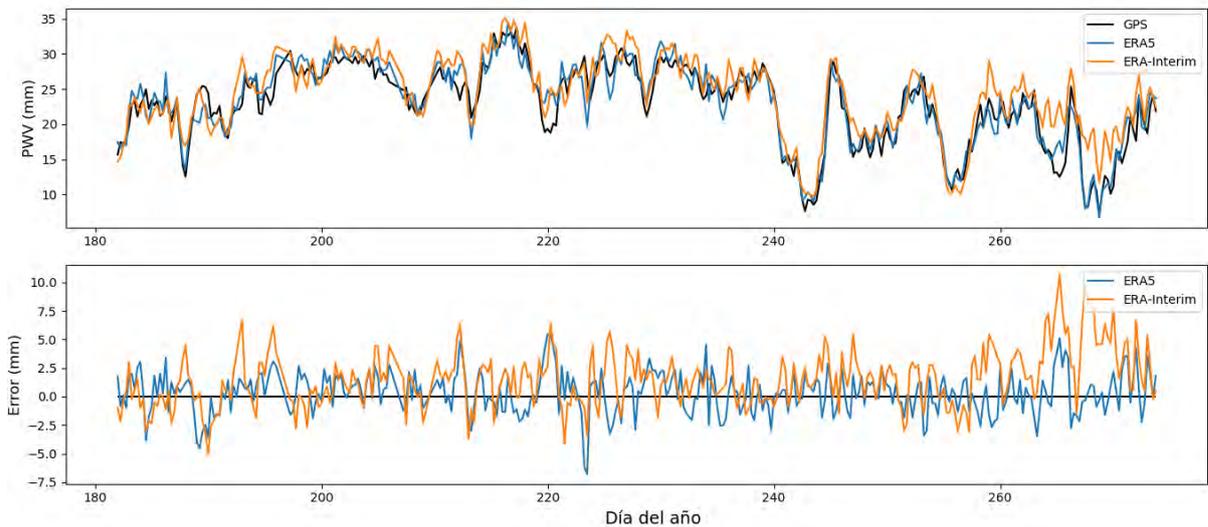


Figura 3.2: Series temporales de PWV para la estación de TNCU durante el periodo del 1 de julio al 30 de septiembre del 2017 (arriba) y errores entre el PWV del GPS y el PWV de los reanálisis (abajo)

(abajo)).

Sobre la SMO, pero del lado oeste se hallan las estaciones de BASC (Figura 2.16) y YESX (Figura 2.17). Las Figuras 3.3 y 3.4 muestran el comportamiento del PWV y de los errores entre los datos de reanálisis y de GPS en cada una de las estaciones. Para la estación de YESX, los valores de PWV provenientes de ambos reanálisis sobrestiman a los valores del GPS, siendo mayor el error en el caso de ERA-Interim, donde la diferencia entre el GPS y este reanálisis alcanza valores de 15 mm (Figura 3.4 (abajo)). En la estación de BASC, los datos de ERA5 se ajustan mejor al GPS, con errores entre -5 mm y 5 mm. Mientras que los errores asociados con ERA-Interim se encontraron en el rango de -5 mm a 10 mm (Figura 3.3).

En las colinas occidentales de la SMO se encuentran las estaciones de ONVS, BGTO (Figura 2.16) y USMX (Figura 2.17). Las Figuras 3.5, 3.6 y 3.7 muestran el comportamiento del PWV

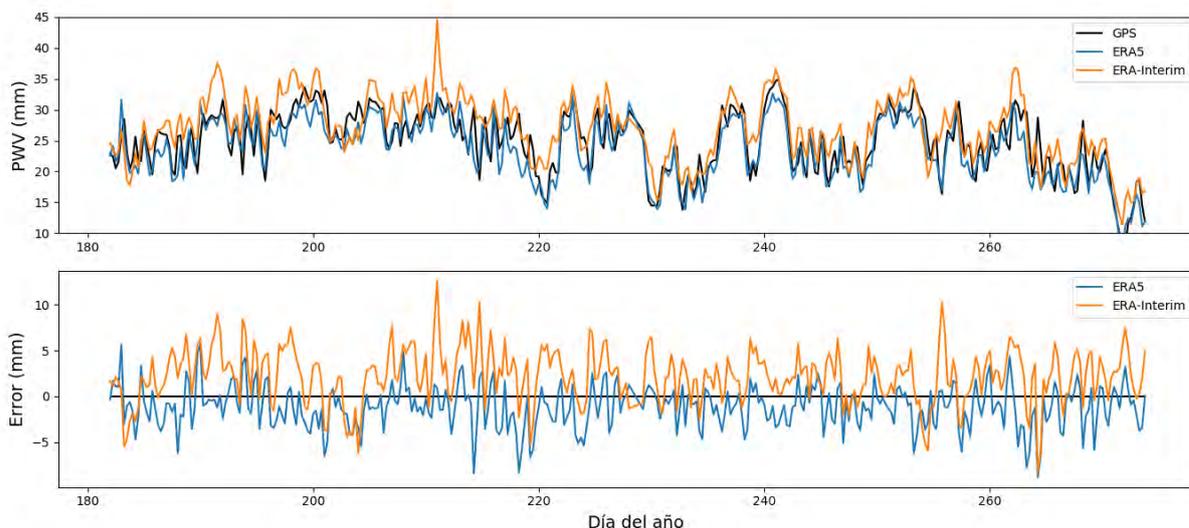


Figura 3.3: Series temporales de PWV para la estación de BASC durante el periodo del 1 de julio al 30 de septiembre del 2013 (arriba) y errores entre el PWV del GPS y el PWV de los reanálisis (abajo)

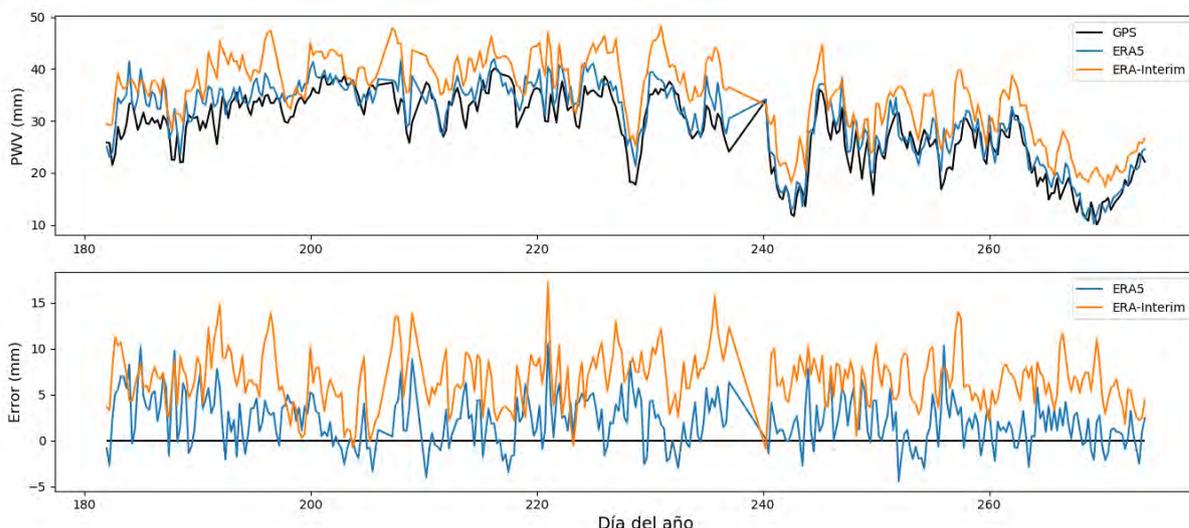


Figura 3.4: Series temporales de PWV para la estación de YESX durante el periodo del 1 de julio al 30 de septiembre del 2017 (arriba) y errores entre el PWV del GPS y el PWV de los reanálisis (abajo)

del GPS y de los reanálisis en los tres sitios, así como los errores asociados en cada una de las estaciones. Como se puede apreciar en las Figuras 3.5 (arriba) y 3.6 (arriba), los valores de PWV de ambos reanálisis subestiman los valores del GPS en las estaciones de ONVS y USMX respectivamente. En ambos casos, los errores oscilan entre -15 mm y 5 mm, llegando a -20 mm a inicios de temporada en la estación de ONVS (Figura 3.5 (abajo)). Por su parte, en la estación de BGTO (Figura 3.7), nuevamente los datos de ERA-Interim subestiman los valores reales de PWV, llegando los errores hasta -15 mm (Figura 3.7 (abajo)). Sin embargo, los datos de ERA5 se ajustan bastante a los datos del GPS, mostrando errores en el rango de -5 mm a 5 mm (Figura 3.7 (abajo)).

Para analizar el comportamiento de los errores entre los datos de PWV del GPS y del PWV de los reanálisis sobre la zona costera, se tuvo en cuenta la estación de KINO (Figura 2.17). Para esta estación, los datos de ERA-Interim sobrestimaron en su mayoría a los valores reales de PWV durante el 2013 (no se muestra) y el 2017 (Figura 3.8), con errores aproximados de 12

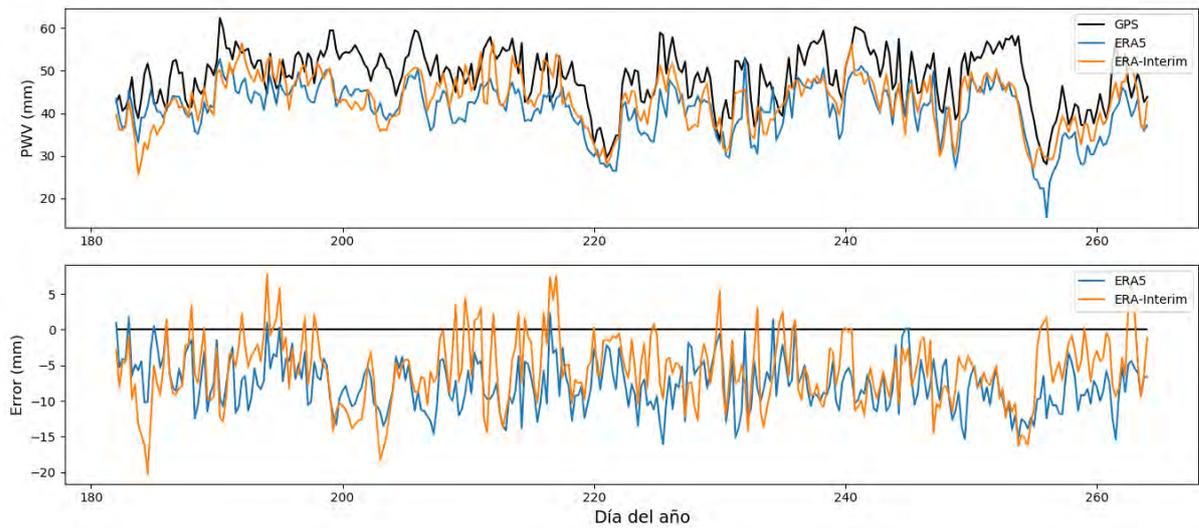


Figura 3.5: Series temporales de PWV para la estación de ONVS durante el periodo del 1 de julio al 30 de septiembre del 2013 (arriba) y errores entre el PWV del GPS y el PWV de los reanálisis (abajo)

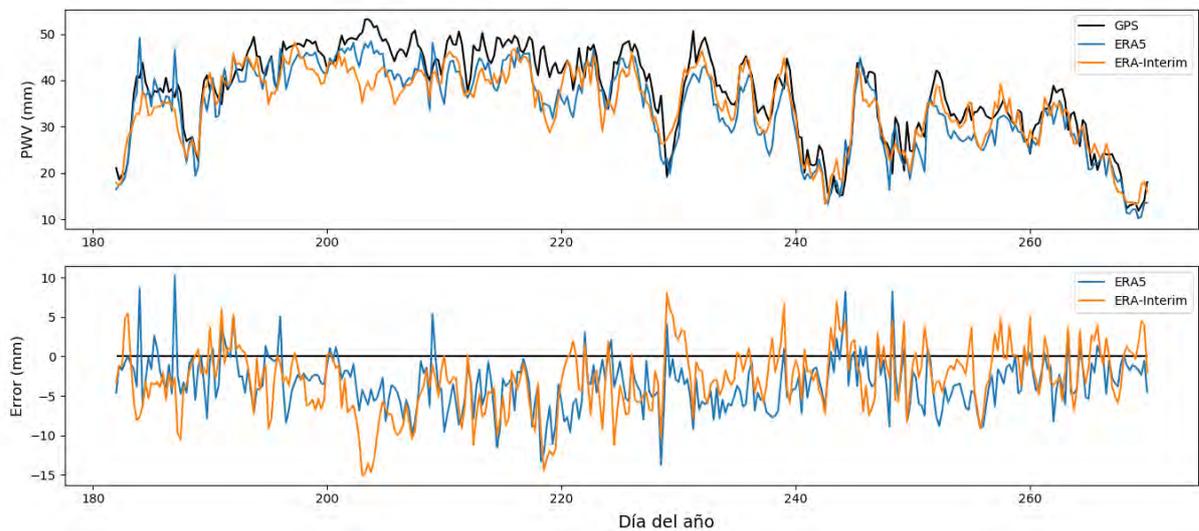


Figura 3.6: Series temporales de PWV para la estación de USMX durante el periodo del 1 de julio al 30 de septiembre del 2017 (arriba) y errores entre el PWV del GPS y el PWV de los reanálisis (abajo)

mm. Por su parte, los datos de ERA5 en su mayoría subestimaron los valores reales de PWV, con errores en el rango de -12 mm y 8 mm (Figura 3.8 (abajo)).

Como se puede apreciar, ambos reanálisis mostraron un mejor ajuste a los valores reales de PWV en las zonas más elevadas de la SMO, específicamente en el lado este (estaciones de CUAH y TNCU), con valores que oscilan entre -6 mm y -8 mm como promedio. Hacia el lado occidental de la SMO, los valores de ERA-Interim comienzan a mostrar un sobrestimación de los valores reales de PWV, como en el caso de las estaciones de BASC y YESX, donde los errores en esta última llegaron hasta los 15 mm. Por su parte, los valores de ERA5 se ajustan muy bien a los valores reales de PWV en la estación de BASC, con un margen de error de -5 mm a 5 mm; pero sobrestima un poco los valores en el caso de YESX.

Para el caso de las estaciones que se encuentra en las colinas occidentales, los datos de ERA-Interim subestiman durante la mayor parte de la temporada a los valores reales del GPS.

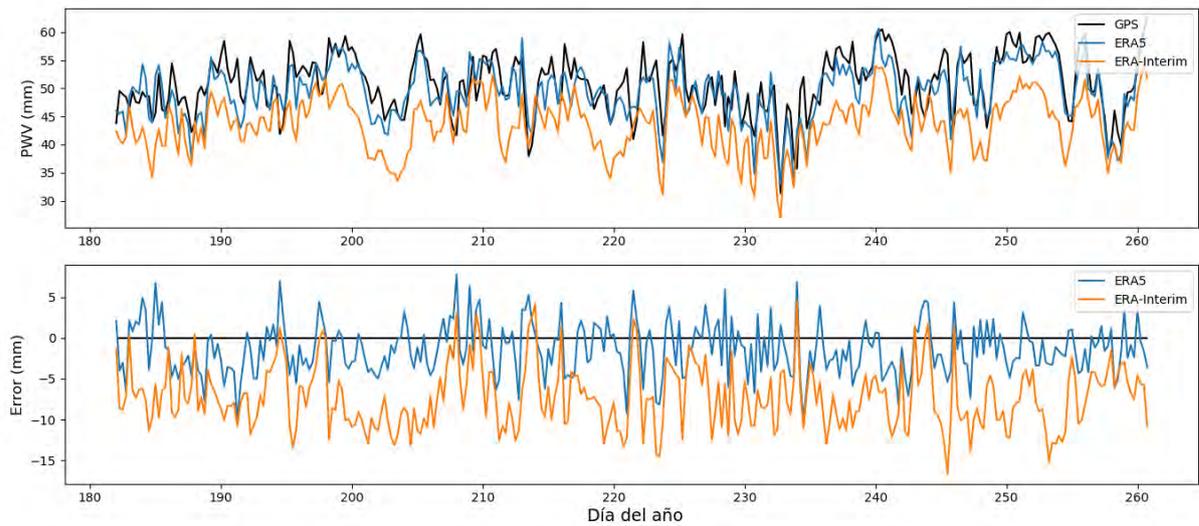


Figura 3.7: Series temporales de PWV para la estación de BGTO durante el periodo del 1 de julio al 30 de septiembre del 2013 (arriba) y errores entre el PWV del GPS y el PWV de los reanálisis (abajo)

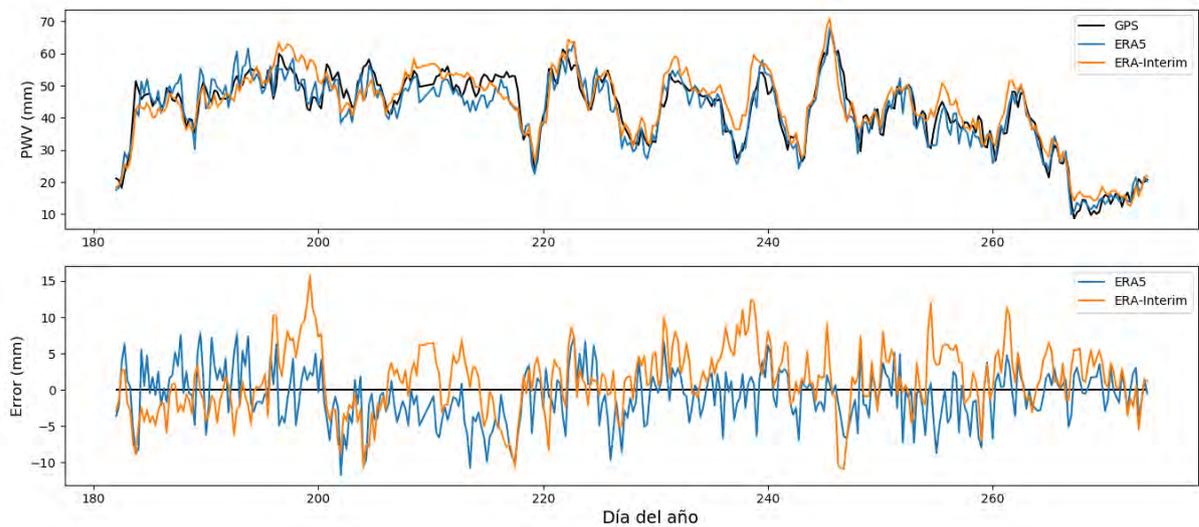


Figura 3.8: Series temporales de PWV para la estación de KINO durante el periodo del 1 de julio al 30 de septiembre del 2017 (arriba) y errores entre el PWV del GPS y el PWV de los reanálisis (abajo)

Los rangos de variación en los errores en estos casos estuvieron entre los -15 mm y los 8 mm aproximadamente. Los valores de ERA5 también subestimaron los valores reales, pero en menor medida, excepto en el caso de la estación de BGTO donde los valores se ajustaron a los datos reales, con un margen de error de -5 mm a 5 mm.

Para la zona costera, el comportamiento de ambos reanálisis fue un poco irregular, ya que en el caso de ERA-Interim los valores de PWV mostraron una sobrestimación con respecto a los datos reales. Mientras que los datos de ERA5, subestimaron los datos reales. Ambos reanálisis tuvieron un margen de error muy similar, entre los -10 mm y los 10 mm.

Las Tablas 3.1 y 3.2 muestran el valor medio, la desviación estándar y el sesgo de los errores obtenidos entre el PWV de las estaciones de GPS y los datos de reanálisis de ERA5 y de ERA-Interim para el 2013 y el 2017 respectivamente. Como se puede apreciar, los errores de ERA5 y los GPS para las estaciones de Cuauhtémoc y Basaseachic en el 2013 (Tabla 3.1) y para

Cuauhtémoc en el 2017 (Tabla 3.2), presentan las menores desviaciones estándar, en comparación con los errores obtenidos con ERA-Interim para esas mismas estaciones y con los errores de los demás sitios. Además, se puede observar que los errores entre ERA-Interim y los GPS, en ambos años, presentan mayores desviaciones estándar que los calculados con los datos de ERA5. Otra característica que presentan las series temporales de los errores, es que son sesgadas.

Tabla 3.1: Media, desviación estándar y sesgo de los errores entre el PWV de los GPS y de los reanálisis de ERA5 y de ERA-Interim para las estaciones del 2013

Estación	Media Errores ERA5	Media Errores ERA-Interim
Bahía de Kino	-0.28	1.82
Basaseachic	1.17	2.22
Cuauhtémoc	-0.41	0.65
Ónavas	-7.72	-5.71
Badiraguato	-1.36	-7.30
Estación	Desv. estándar Errores ERA5	Desv. estándar Errores ERA-Interim
Bahía de Kino	4.09	3.94
Basaseachic	2.35	2.95
Cuauhtémoc	1.88	2.16
Ónavas	3.57	4.83
Badiraguato	3.16	3.86
Estación	Sesgo Errores ERA5	Sesgo Errores ERA-Interim
Bahía de Kino	-0.11	0.10
Basaseachic	-0.19	-0.21
Cuauhtémoc	-0.09	0.10
Ónavas	0.30	0.09
Badiraguato	0.18	0.56

Tabla 3.2: Media, desviación estándar y sesgo de los errores entre el PWV de los GPS y de los reanálisis de ERA5 y de ERA-Interim para las estaciones del 2017

Estación	Media Errores ERA5	Media Errores ERA-Interim
Bahía de Kino	-0.86	1.22
Yécora	2.05	6.67
Cuauhtémoc	0.30	1.49
Moctezuma	-3.39	-2.93
Estación	Desv. estándar Errores ERA5	Desv. estándar Errores ERA-Interim
Bahía de Kino	3.69	4.47
Yécora	2.70	2.98
Cuauhtémoc	1.81	4.47
Moctezuma	3.32	4.11
Estación	Sesgo Errores ERA5	Sesgo Errores ERA-Interim
Bahía de Kino	-0.18	-0.002
Yécora	0.32	0.22
Cuauhtémoc	-0.16	0.54
Moctezuma	0.39	-0.23

De manera general, el análisis de los errores entre los datos de observacionales de PWV y los datos de reanálisis, mostró que ambos reanálisis presentan deficiencias para reproducir la variabilidad temporal del PWV en la región del NAM. Esta deficiencia se debe fundamentalmente a la sobrestimación o subestimación de los valores reales de PWV por parte de los datos de ambos reanálisis, sobre todo en las zonas costeras y las colinas occidentales de la SMO. Estos resultados están en concordancia con los trabajos realizado por DeAngelis et al. (2013), Radhakrishna et al. (2015), Zhang et al. (2017), Mejia et al. (2018) y Bock and Parracho (2019), donde se muestran claramente las dificultades que tienen los datos de reanálisis para replicar los datos reales de algunas variables. Como se mencionó con anterioridad y teniendo en cuenta el trabajo de Serra et al. (2016), una sobrestimación de los datos reales de PWV por parte de los datos de reanálisis, superior a 7 mm durante un día convectivo, puede conducir a resultados erróneos en las salidas de los modelos; dando como consecuencia una gran convergencia de vapor de agua y por consiguiente abundante precipitación sobre una región, cuando en realidad este proceso no ocurre. Esto plantea la cuestión de cómo los modelos de transporte y los modelos regionales podrían responder a este error en términos de la precipitación resultante, ya que estudios como el de Kursinski et al. (2008a) han mostrado que los resultados de los modelos numéricos son muy sensibles a los datos de inicialización.

A pesar de estos errores, los datos del reanálisis de ERA5 mostraron un mejor comportamiento durante toda la temporada en relación con los datos de su homólogo. Para el total de las 9 estaciones analizadas, en 4 de ellas, los datos de ERA5 se ajustaron en gran medida a los datos reales de PWV, con errores entre -5 mm y 5 mm. Mientras que en el resto de las estaciones, los valores de este reanálisis subestimó los valores del GPS, llegando en algunas ocasiones hasta -15 mm. Esto muestra a priori que a pesar de los resultados obtenidos con esta comparación, para este análisis en particular, los datos de ERA5 parecen ser una opción apropiada para el estudio de los flujos de humedad integrados en el vertical sobre la región del NAM.

3.2 Análisis del transporte de humedad durante los días de eventos convectivos fuertes en el 2013

Como se mencionó con anterioridad, uno de los objetivos de este trabajo fue estudiar el transporte de humedad proveniente de las principales regiones fuentes oceánicas (GC, Pacífico tropical y GM) para las precipitaciones en la región del NAM. Es por ello que en la presente sección se muestra una descripción detallada del comportamiento de este transporte, durante los eventos de convección fuerte en la región A1 en el año 2013 (Figura 2.3 y Tabla 2.5). Analizando para ello las anomalías de PWV, los flujos de humedad integrados en la vertical y los mapas de altura geopotencial y viento, durante un plazo de 3 días, que comprende el día del evento y los dos días previos al mismo.

3.2.1 Evento convectivo del 25 de julio del 2013

La Figura 3.9 muestra el campo de las anomalías de PWV para el día del evento convectivo y los dos días previos a dicho evento. Como se puede observar, dos días antes del evento (Figura 3.9 (c)) se aprecia una franja de anomalías positivas que cubre parte de la porción centro-norte de México y el suroeste de Texas, con valores de hasta 8 mm. En el resto del dominio predominan las anomalías negativas. El día previo al evento (Figura 3.9 (b)), la franja de anomalías positivas se halla desplazada más al oeste, cubriendo parte del norte del dominio, con un máximo de 8 mm sobre el sur del GC y Sonora. El día del evento, la región del NAM se

encuentra cubierta por anomalías positivas que alcanzan valores de hasta 16 mm en el norte del GC y el noroeste de Sonora. Mientras que las anomalías negativas quedan restringidas al suroeste de Texas y a la parte centro-norte de México.

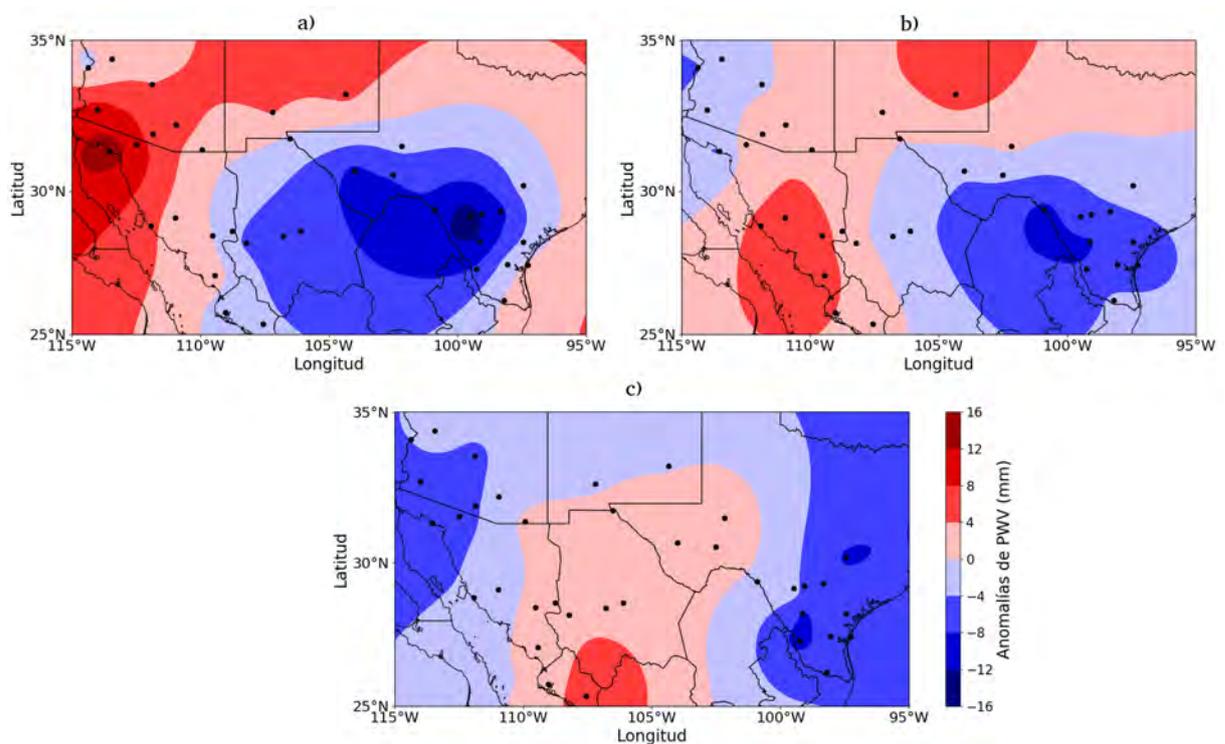


Figura 3.9: Anomalías de PWV durante el evento convectivo del 25 de julio del 2013 (a), un día antes (b) y dos días antes (c). Los puntos negros representan la ubicación de las estaciones de GPS que se utilizaron en el cálculo de las anomalías

La Figura 3.10 muestra los mapas de altura geopotencial y viento en los niveles de 300 hPa y 500 hPa. Dos días antes del evento se aprecia en el nivel de 500 hPa (Figura 3.10 (f)) una vaguada invertida sobre el noroeste de México. Dicho sistema durante los días siguientes se desplaza al oeste (Figura 3.10 (d)), quedando el día del evento sobre el noroeste de Sonora y el sur de Arizona, donde se conecta con un segmento de onda sobre Nuevo México (Figura 3.10 (b)). En 300 hPa, este sistema se halla menos definido, predominando sobre la región del NAM durante todo el plazo un amplio centro de alto geopotencial, centrado en las inmediaciones del noroeste de México y el suroeste de los Estados Unidos (Figuras 3.10 (a), (c), (e)).

La Figura 3.11 muestra los flujos de humedad en las capas de superficie-700 hPa y de 700 hPa-200 hPa, para el día del evento y los días previos. Los días antes del evento, en niveles bajos predominó un flujo de humedad débil y variable sobre la región del NAM (Figuras 3.11 (c) y (e)). Sin embargo, el día del evento (Figura 3.11 (a)) los flujos de humedad se intensificaron un poco sobre el GC y Sonora, con una componente del sur que se curva anticiclónicamente sobre Arizona y Nuevo México con máximos de $15 \times 10^2 \text{ gcm}^{-1} \text{ s}^{-1}$. En niveles medios y altos durante todo el plazo, el flujo sigue la circulación de la vaguada invertida sobre el noroeste de México antes referida (Figuras 3.11 (b), (d) y (f)), siendo el flujo más del sur sobre Sonora el día del evento (Figura 3.11 (b)).

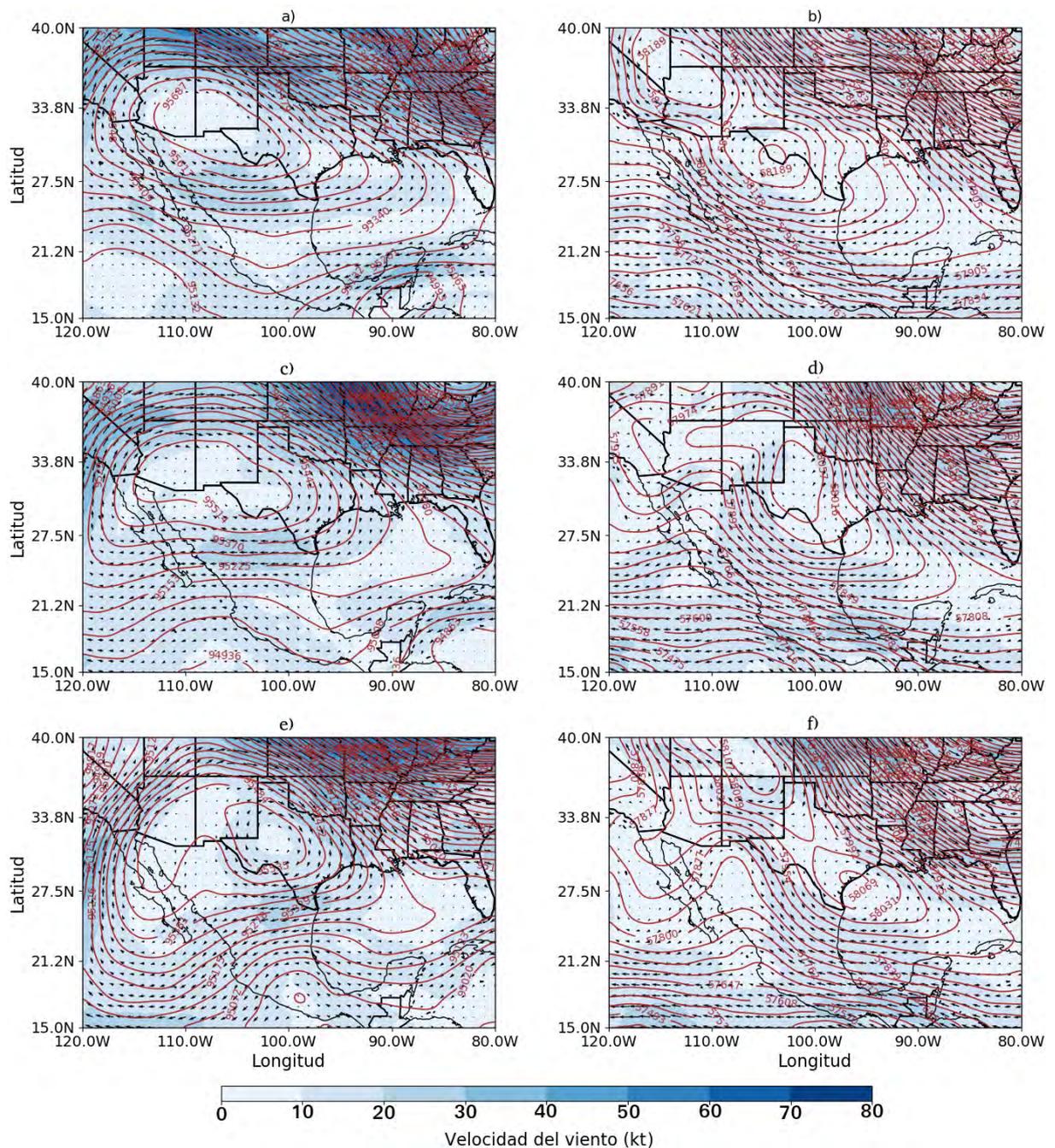


Figura 3.10: Mapas de altura geopotencial y viento en 300 hPa para el evento convectivo del 25 de julio del 2013 (a), un día antes (c) y dos días antes (e). Los mapas (b), (d) y (f) muestran la misma información pero para el nivel de 500 hPa. Las flechas indican la dirección del viento y las isohipsas están representadas con las líneas color marrón

3.2.2 Evento convectivo del 31 de julio del 2013

Como se puede observar en la Figura 3.12 (c), dos días antes al episodio convectivo se aprecia una franja de anomalías positivas de PWV, que se extiende desde Sinaloa y el sur del GC hasta Texas. El día antes del evento (Figura 3.12 (b)) el extremo sur de la franja antes mencionada, se halla desplazado al noroeste, quedando sobre Sonora y el GC con valores de hasta 9 mm. Mientras que las anomalías negativas ese día cubre toda el área por encima de los 33°N y el sur de Texas. El día del evento (Figura 3.12 (a)), toda la región al oeste de los 108°W está cubierta por anomalías positivas que llegan hasta los 12 mm, cubriendo Sonora y Arizona. En el resto del dominio predominan las anomalías negativas.

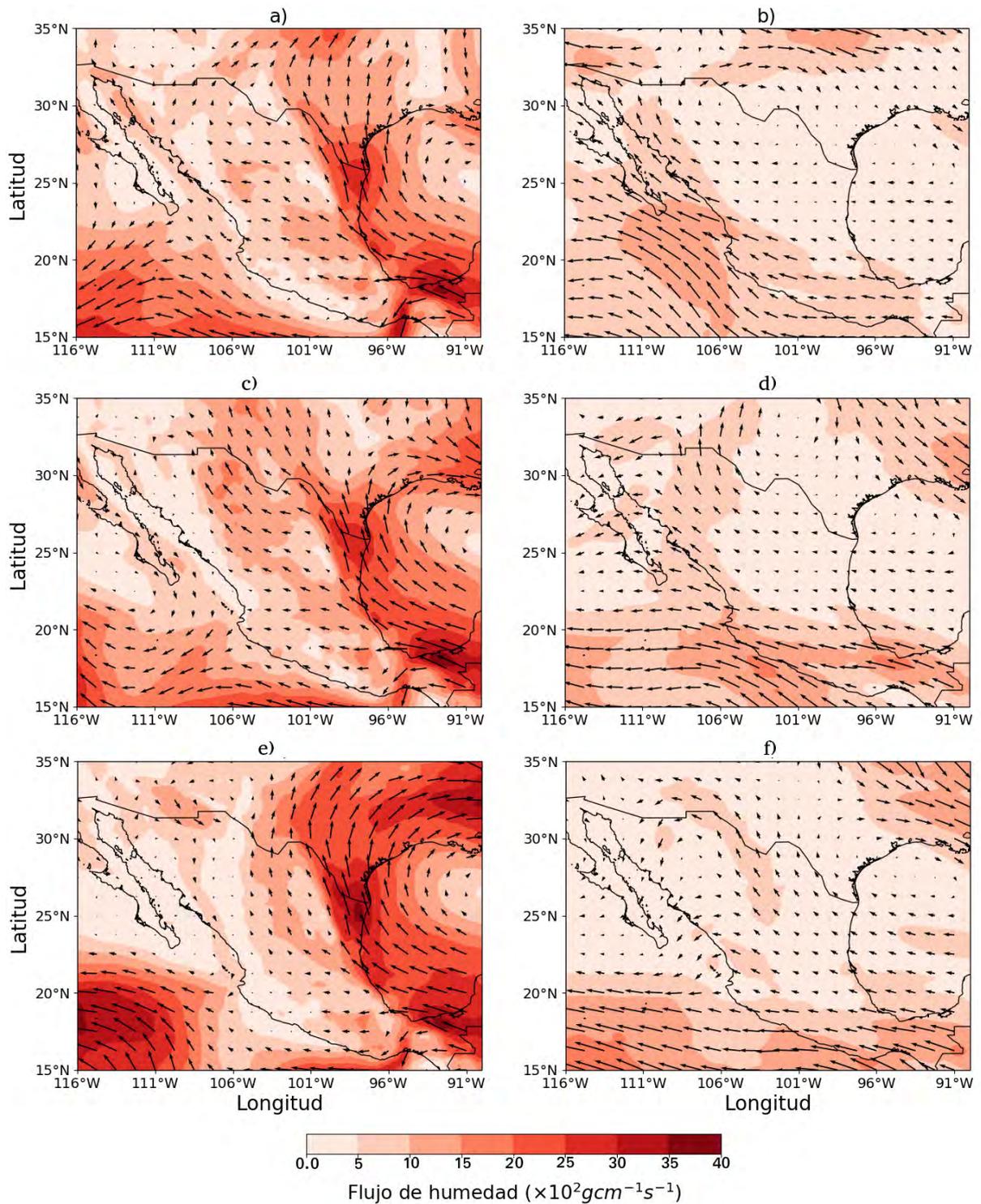


Figura 3.11: Flujos de humedad en el espesor de superficie-700 hPa para el evento convectivo del 25 de julio del 2013 (a), un día antes (c) y dos días antes (e). Los mapas (b), (d) y (f) muestran la misma información pero para el espesor de 700 hPa-200 hPa. Las flechas muestran la dirección predominante del flujo de humedad

Tanto en niveles medios (Figuras 3.13 (f), (d) y (b)) como en niveles altos (Figuras 3.13 (a), (c) y (e)), durante todo el periodo se mantuvo la influencia sobre el NAM de un amplio centro de alto geopotencial ubicado en las inmediaciones de Texas y Nuevo México. La amplia circulación de este sistema, impone vientos del sudeste al sur sobre el noroeste de México en niveles medios y altos.

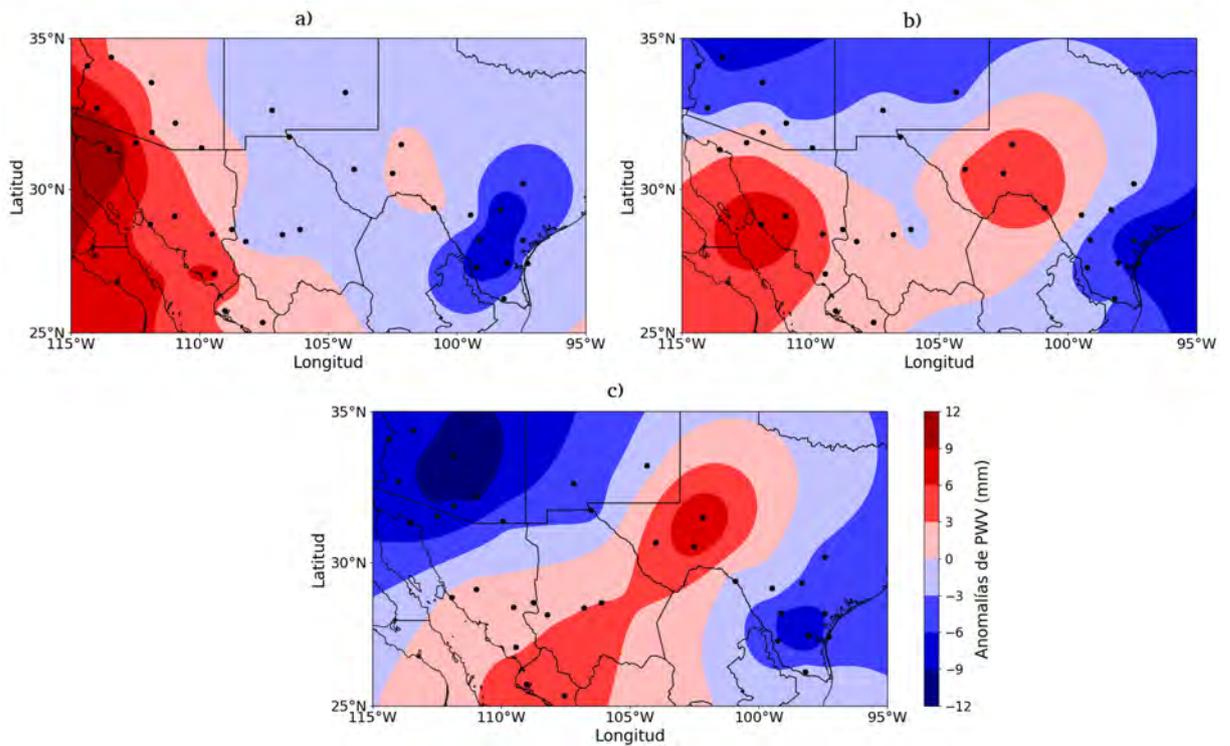


Figura 3.12: Anomalías de PWV durante el evento del 31 de julio del 2013 (a), un día antes (b) y dos días antes (c). Los puntos negros representan la ubicación de las estaciones de GPS que se utilizaron en el cálculo de las anomalías.

Dos días antes del evento convectivo, en niveles bajos se aprecia un flujo de humedad del sur que se adentra a Arizona desde el norte del GC (Figura 3.14 (e)), el cual se curva anticiclónicamente sobre el sur de Arizona y el norte de Sonora. Durante los días siguientes el flujo de humedad sobre el GC se incrementa, llegando hasta $24 \times 10^2 \text{gcm}^{-1}\text{s}^{-1}$ el día del evento (Figuras 3.14 (a) y (c)). En niveles medios y altos durante todo el plazo (Figuras 3.14 (b), (d) y (f)) se aprecia un flujo del sudeste al sur sobre la región del NAM, debido a la extensa circulación de un centro de altas presiones sobre Nuevo México y Texas.

3.2.3 Evento convectivo del 4 de agosto del 2013

Como se puede apreciar en las Figuras 3.15 (c) y (b), los días previos al evento convectivo sobre la región del NAM se observan anomalías negativas de PWV con valores que alcanzan los -9 mm. Esta zona de anomalías negativas se extiende hacia el este cubriendo gran parte del dominio y una porción del suroeste de Texas. El día del evento (Figura 3.15 (a)) aún se mantienen las anomalías negativas sobre el noroeste de México y el suroeste de los Estados Unidos, con valores similares al de los días previos. Mientras que sobre el sur del GC se aprecian anomalías positivas que se adentran a la porción sur-occidental de Sonora, con valores de hasta 6 mm.

Durante todo el periodo predomina en 500 hPa un amplio centro de alto geopotencial, con su centro bien definido sobre Texas (Figuras 3.16 (b), (d) y (f)). En 300 hPa el sistema antes descrito mantiene la misma ubicación que en 500 hPa y se combina con una vaguada superior sobre el Pacífico norte (Figuras 3.16 (a), (c) y (e)). La circulación combinada de ambos sistemas impone vientos del sudeste al sur sobre el noroeste de México y el suroeste de los Estados Unidos durante todo el plazo.

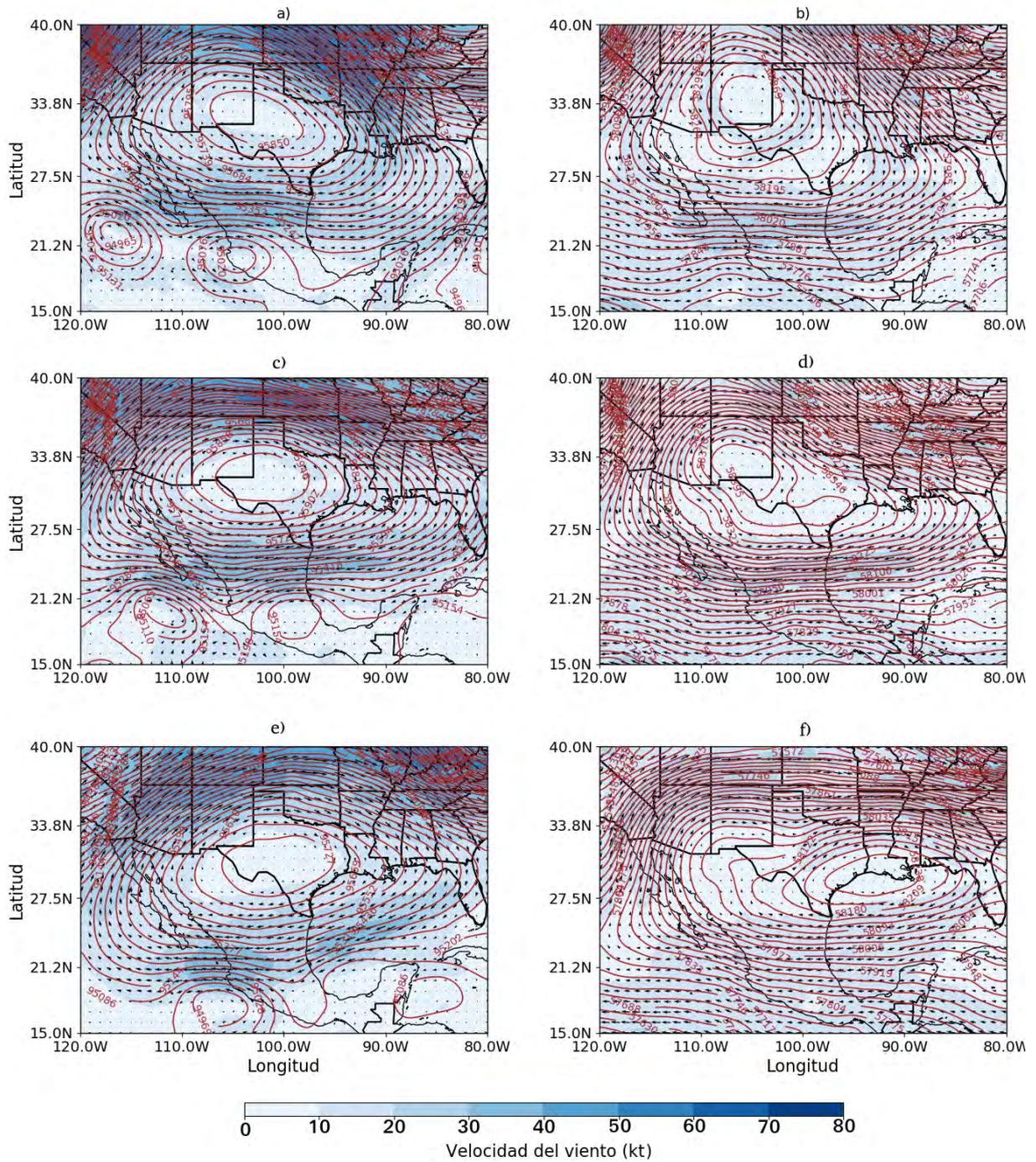


Figura 3.13: Mapas de altura geopotencial y viento en 300 hPa para el evento convectivo del 31 de julio del 2013 (a), un día antes (c) y dos días antes (e). Los mapas (b), (d) y (f) muestran la misma información pero para el nivel de 500 hPa. Las flechas indican la dirección del viento y las isohipsas están representadas con las líneas color marrón

Los flujos de humedad en niveles bajos durante todo el periodo muestran una componente del sur sobre el GC y el noroeste de Sonora, que se adentra a Arizona con valores de hasta $16 \times 10^2 \text{gcm}^{-1}\text{s}^{-1}$ (Figuras 3.17 (a), (c) y (e)). Por su parte, en niveles medios y altos, el flujo predominante durante todos los tres días fue del sudeste al sur, debido a la circulación del amplio centro de altas presiones centrado en Texas (Figuras 3.17 (b), (d) y (f)).

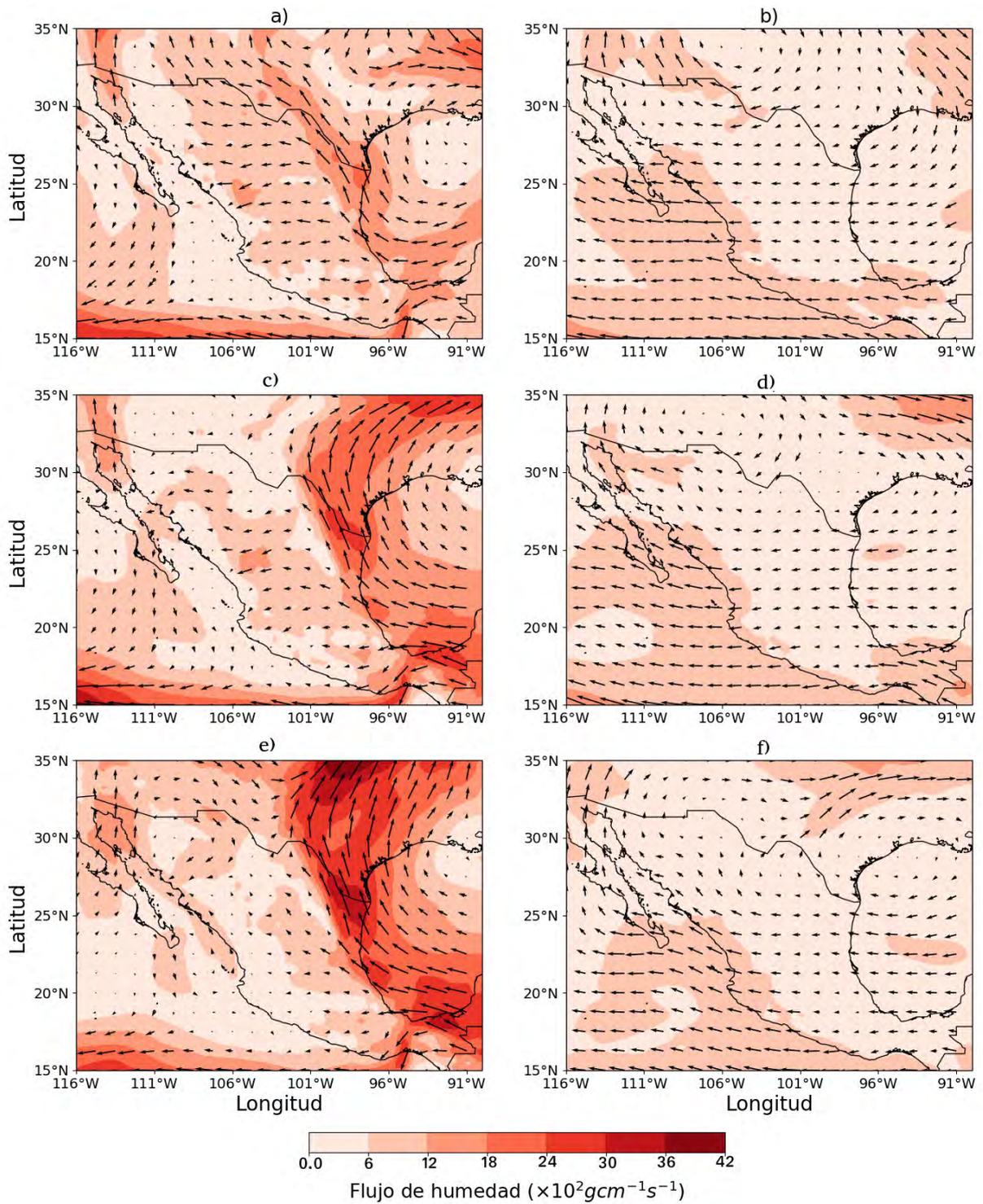


Figura 3.14: Flujos de humedad en el espesor de superficie-700 hPa para el evento convectivo del 31 de julio del 2013 (a), un día antes (c) y dos días antes (e). Los mapas (b), (d) y (f) muestran la misma información pero para el espesor de 700 hPa-200 hPa. Las flechas muestran la dirección predominante del flujo de humedad

3.2.4 Evento convectivo del 30 de agosto del 2013

Dos días antes del evento convectivo (Figura 3.18 (c)) se puede observar una amplia zona de anomalías positivas de PWV que cubre el GC, casi todo el norte de México, el sudeste de Arizona, Nuevo México y parte del suroeste de Texas, con valores de hasta 12 mm. El día previo al evento (Figura 3.18 (b)) la zona de anomalías positivas se halla desplazada más al

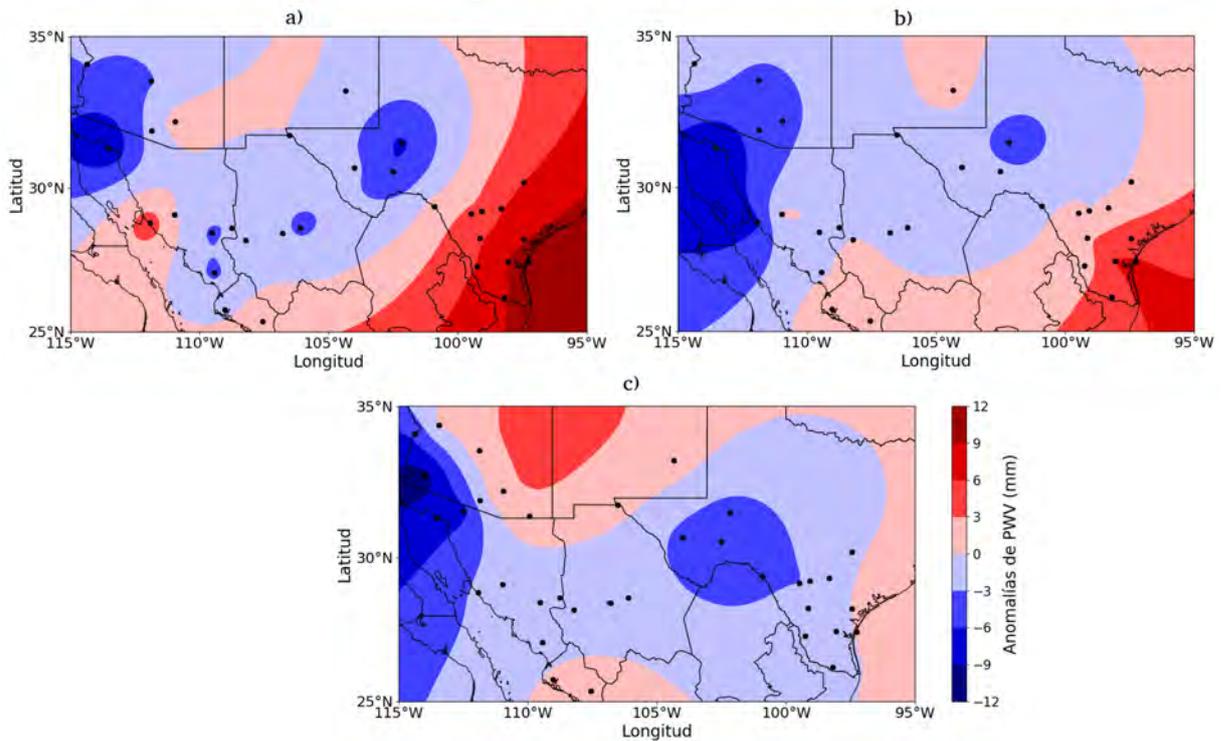


Figura 3.15: Anomalías de PWV durante el evento del 4 de agosto del 2013 (a), un día antes (b) y dos días antes (c). Los puntos negros representan la ubicación de las estaciones de GPS que se utilizaron en el cálculo de las anomalías.

noroeste, cubriendo toda el área del NAM y Baja California, con valores similares a los del día anterior. Por su parte, en la región de Texas y parte del centro-norte de México se extiende un área de anomalías negativas. El día del evento (Figura 3.18 (a)) las anomalías negativas se encuentran más al oeste, cubriendo el sur del GC y de Sonora, Texas y gran parte del norte de México. Las anomalías positivas, como consecuencia, quedaron restringidas a la región al norte de 30°N y al oeste de 108°W , con valores que alcanzan los 12 mm en algunos puntos.

En 500 hPa durante todo el plazo se aprecia un centro de alto geopotencial ubicado sobre la porción centro-sur de los Estados Unidos (Figuras 3.19 (b), (d) y (f)). La amplia circulación de este sistema se combina con un segmento de vaguada invertida sobre Arizona-Nuevo México y el nordeste de Sonora. En 300 hPa (Figuras 3.19 (a), (c) y (e)), el centro de alto geopotencial antes referido, se aprecia más expandido sobre el suroeste de los Estados Unidos y se combina con la circulación de un centro de bajo geopotencial que se desplaza al oeste desde el GM. Dicho centro se observa al sur del GC el día del evento (Figura 3.19 (a)) y en combinación con el centro de alto geopotencial, induce un viento del este sobre el noroeste de México.

Los días previos al evento, en niveles bajos se aprecia un fuerte flujo de humedad del sur sobre el GC, que se adentra a Arizona y a la costa occidental de Sonora, con valores de hasta $64 \times 10^2 \text{gcm}^{-1}\text{s}^{-1}$ (Figuras 3.20 (a), (c) y (e)). Este flujo se combina con otro de región sur sobre el noroeste de México (Figuras 3.20 (c) y (e)), resultado de la circulación de un anticiclón sobre Texas. En niveles medios y altos, los dos días antes del evento, se mantiene un flujo del sur sobre el noroeste de México, siendo más fuerte sobre el GC y la costa occidental de Sonora (Figuras 3.20 (d) y (f)). Este flujo es el resultado de la circulación del anticiclón sobre el suroeste de los Estados Unidos en combinación con la baja al sur del GC, antes descritos. El día del evento, el flujo sobre la región del NAM se torna más del este al sudeste, girando de forma anticiclónica

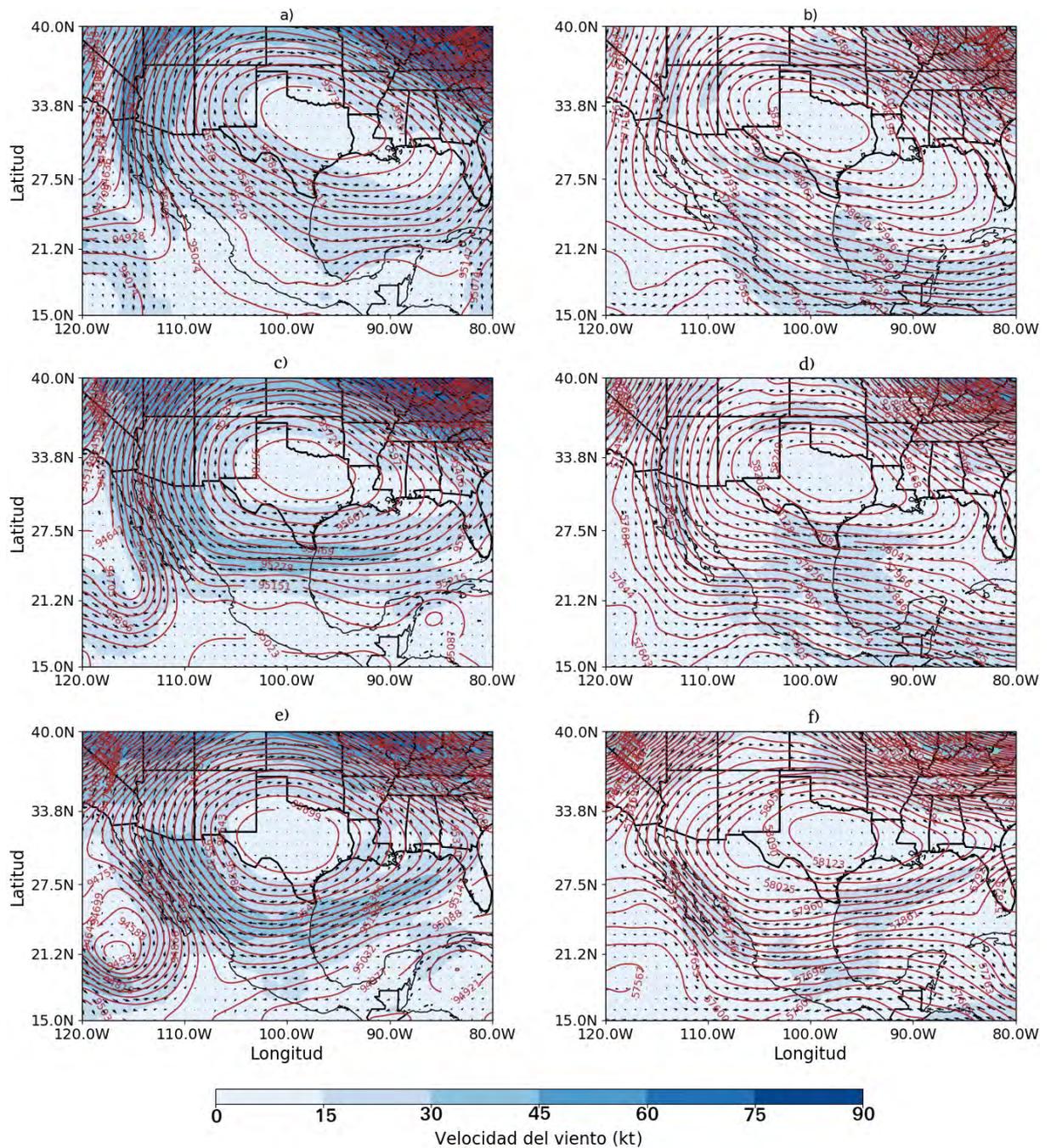


Figura 3.16: Mapas de altura geopotencial y viento en 300 hPa para el evento convectivo del 4 de agosto del 2013 (a), un día antes (c) y dos días antes (e). Los mapas (b), (d) y (f) muestran la misma información pero para el nivel de 500 hPa. Las flechas indican la dirección del viento y las isohipsas están representadas con las líneas color marrón

sobre Arizona (Figura 3.20 (b)).

3.2.5 Evento convectivo del 3 de septiembre del 2013

Dos días antes del evento convectivo se aprecian anomalías positivas de PWV de hasta 6 mm sobre Texas y el este de Nuevo México, así como en el sur del GC, Sonora y Sinaloa (Figura 3.21 (c)). Sobre el resto del dominio se aprecian anomalías negativas. El día antes del evento (Figura 3.21 (b)) las anomalías positivas se incrementan y se extienden sobre un área mayor, cubriendo el noreste de México, Texas, Nuevo México y el este de Arizona, con valores que

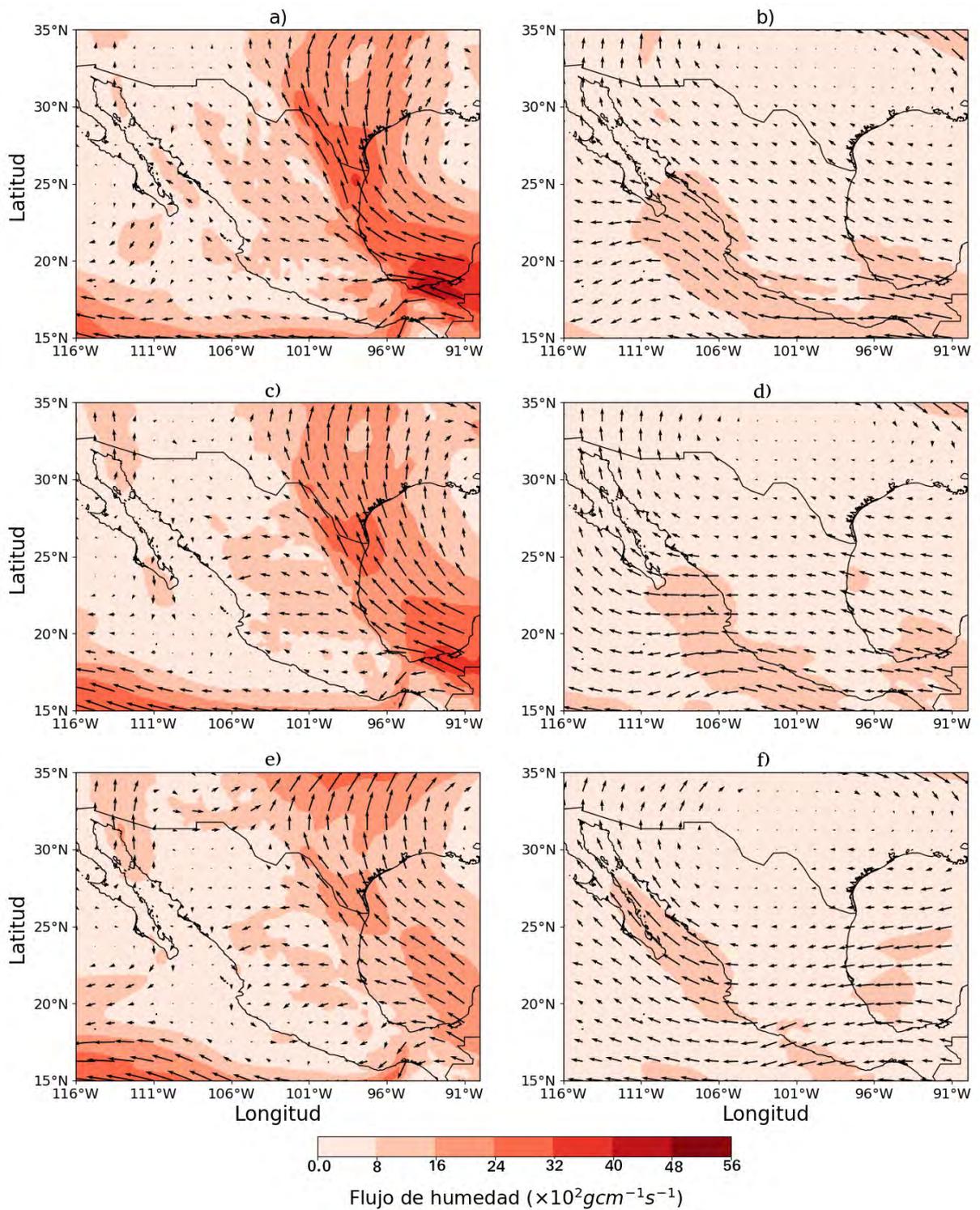


Figura 3.17: Flujos de humedad en el espesor de superficie-700 hPa para el evento convectivo del 4 de agosto del 2013 (a), un día antes (c) y dos días antes (e). Los mapas (b), (d) y (f) muestran la misma información pero para el espesor de 700 hPa-200 hPa. Las flechas muestran la dirección predominante del flujo de humedad

llegan a los 12 mm. En el resto del dominio predominan las anomalías negativas. Durante el día del evento (Figura 3.21 (a)) casi todo el dominio está cubierto por anomalías positivas con un máximo de 9 mm sobre Nuevo México. Sin embargo, en el norte de Sonora y parte de Arizona se observan anomalías negativas, con valores de -3 mm.

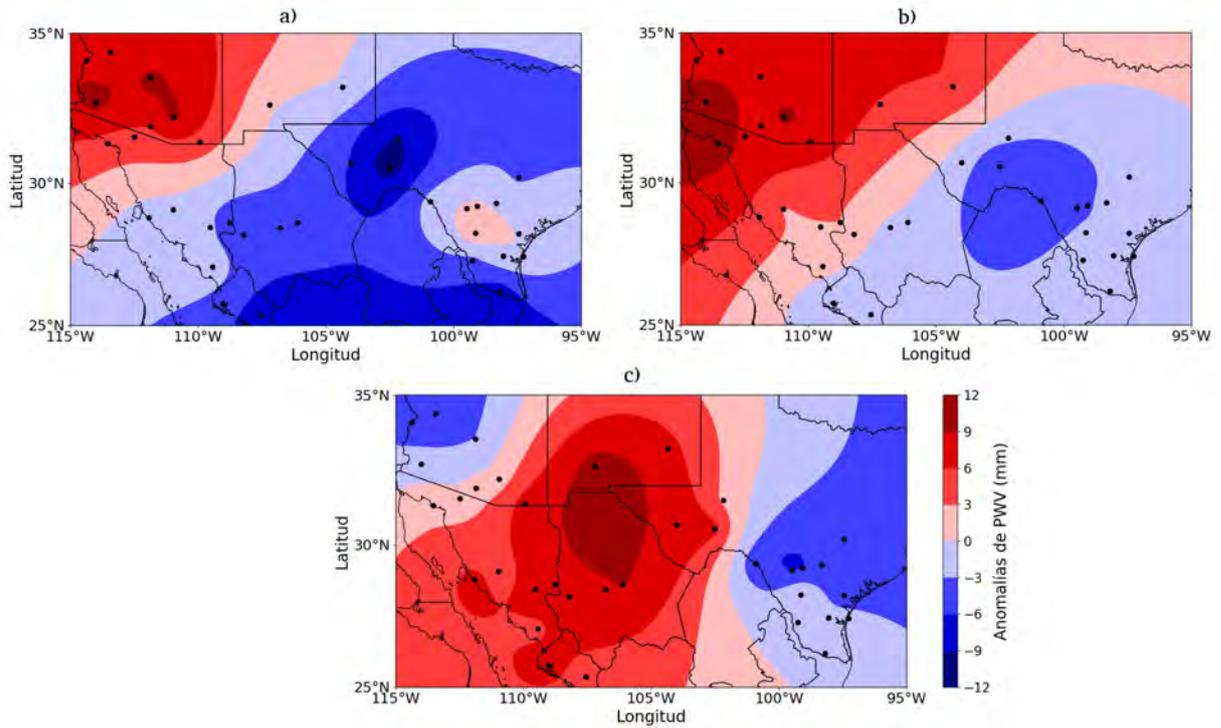


Figura 3.18: Anomalías de PWV durante el evento del 30 de agosto del 2013 (a), un día antes (b) y dos días antes (c). Los puntos negros representan la ubicación de las estaciones de GPS que se utilizaron en el cálculo de las anomalías.

Dos días antes del evento se aprecia una vaguada invertida en 500 hPa sobre la bahía de Campeche, que forma parte de un centro de bajo geopotencial que se localiza al sur de los 15°N (Figura 3.22 (f)), reflejo de una baja superior en 300 hPa sobre esa región (Figura 3.22 (e)). Mientras que sobre gran parte del norte de México, influye la circulación de un centro de alto geopotencial ubicado en las inmediaciones de Nuevo México y Colorado. El día antes del evento, el centro de bajo geopotencial y la vaguada asociada, se hallan desplazados al oeste del dominio (Figura 3.22 (c) y (d)). El día del evento, la vaguada en 500 hPa (Figura 3.22 (b)) se halla con su eje sobre el centro-norte de México, que en combinación con el centro de alto geopotencial antes mencionado, mantiene vientos del este al sudeste sobre la región del NAM.

En niveles bajos, los días previos al evento convectivo se aprecia sobre la región del NAM un flujo del este al sudeste con valores de hasta $16 \times 10^2 \text{ gcm}^{-1} \text{ s}^{-1}$ (Figuras 3.23 (c) y (e)). La circulación del flujo puede estar asociada con la presencia de una vaguada invertida en niveles bajos, reflejo de la baja presente en niveles medios y altos, descrita previamente. El día del evento se mantiene el flujo del este en niveles bajos, siendo algo débil en el sur de Arizona (Figura 3.23 (a)). Mientras que en niveles altos durante los tres días, predomina un flujo del este al sudeste, que se torna del sur sobre Arizona, debido a la circulación del centro de altas presiones localizado en las inmediaciones de Nuevo México y Colorado.

3.3 Análisis del transporte de humedad durante los días de eventos convectivos fuertes en el 2015

En esta sección se muestra una descripción detallada del transporte de humedad hacia la región del NAM durante los eventos de convección fuerte en la región A1 en el año 2015 (Figura 2.3 y Tabla 2.5). Analizando para ello las anomalías de PWV, los flujos de humedad integrados en la

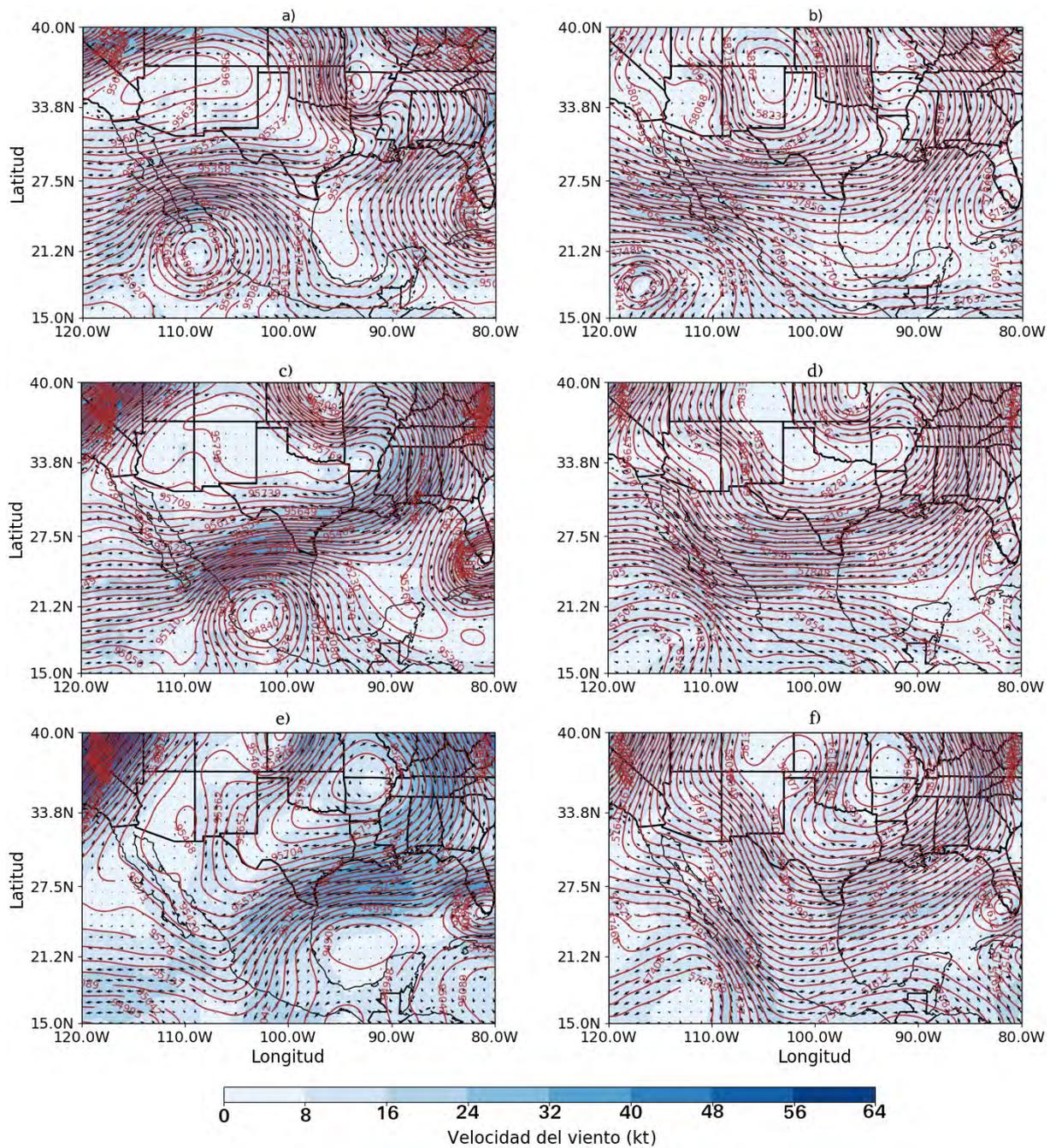


Figura 3.19: Mapas de altura geopotencial y viento en 300 hPa para el evento convectivo del 30 de agosto del 2013 (a), un día antes (c) y dos días antes (e). Los mapas (b), (d) y (f) muestran la misma información pero para el nivel de 500 hPa. Las flechas indican la dirección del viento y las isohipsas están representadas con las líneas color marrón

vertical y los mapas de altura geopotencial y viento, durante un plazo de 3 días, que comprende el día del evento y los dos días previos al mismo.

3.3.1 Evento convectivo del 2 de julio del 2015

Los días previos al evento convectivo (Figuras 3.24 (b) y (c)) se aprecia una amplia zona de anomalías negativas de PWV, que cubre la porción central y el nordeste del dominio, con valores que alcanzan los -10 mm sobre Nuevo México el día antes del evento (Figura 3.24 (b)). Mientras que las anomalías positivas esos días se pueden observar sobre el norte del GC, Arizona y California, y en el suroeste de Texas y el nordeste de México. El día del evento

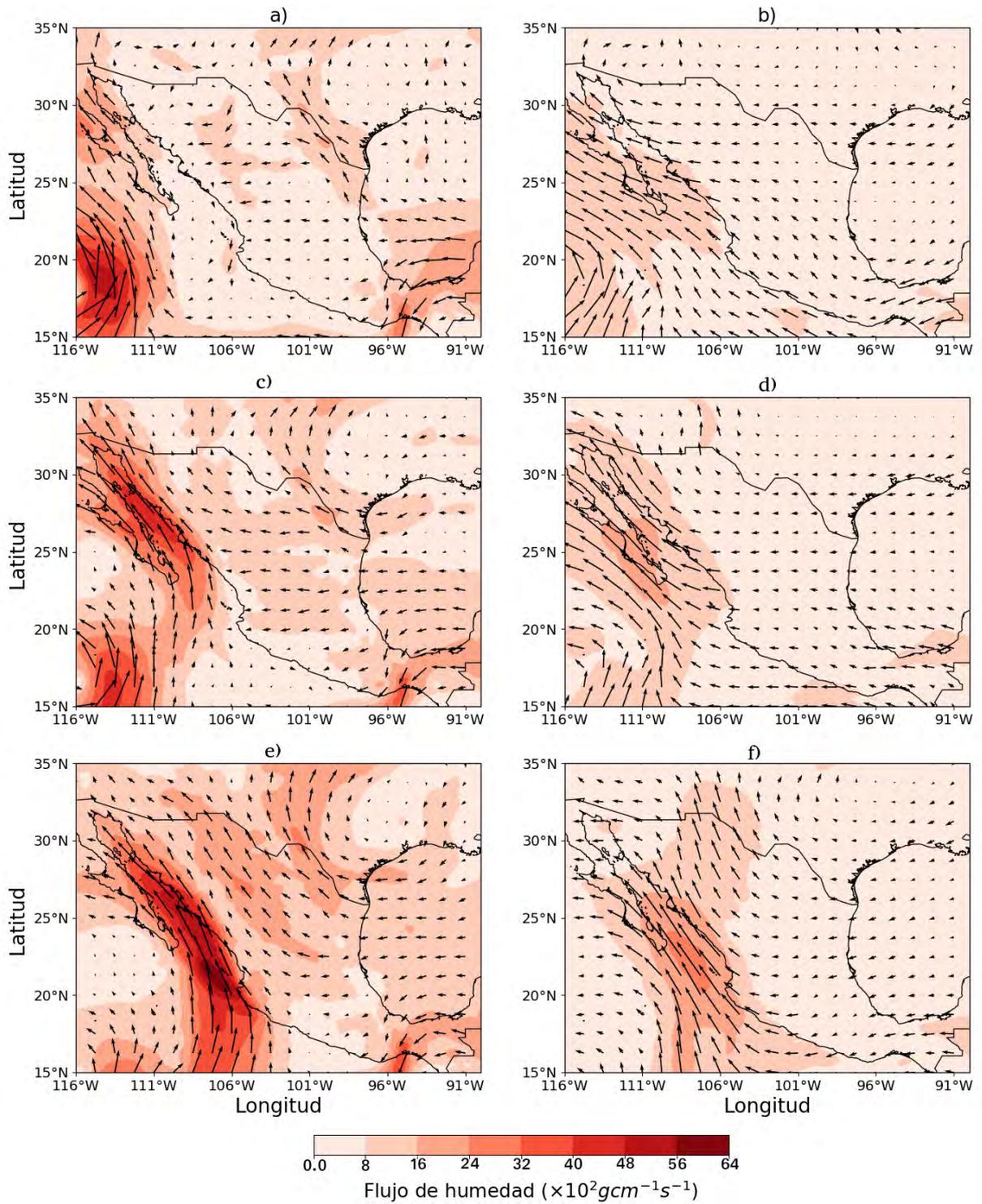


Figura 3.20: Flujos de humedad en el espesor de superficie-700 hPa para el evento convectivo del 30 de agosto del 2013 (a), un día antes (c) y dos días antes (e). Los mapas (b), (d) y (f) muestran la misma información pero para el espesor de 700 hPa-200 hPa. Las flechas muestran la dirección predominante del flujo de humedad

(Figura 3.24 (a)) las anomalías negativas cubren la mayor parte del dominio, con valores de hasta -10 mm en el suroeste de Arizona y el noroeste de Sonora. Las anomalías positivas, por su parte, se aprecian como una delgada banda que cubre el sur de Sonora y parte del nordeste de México, llegando a valores de 4 mm.

Durante todo el plazo en 500 hPa se aprecia una vaguada invertida sobre la región central de

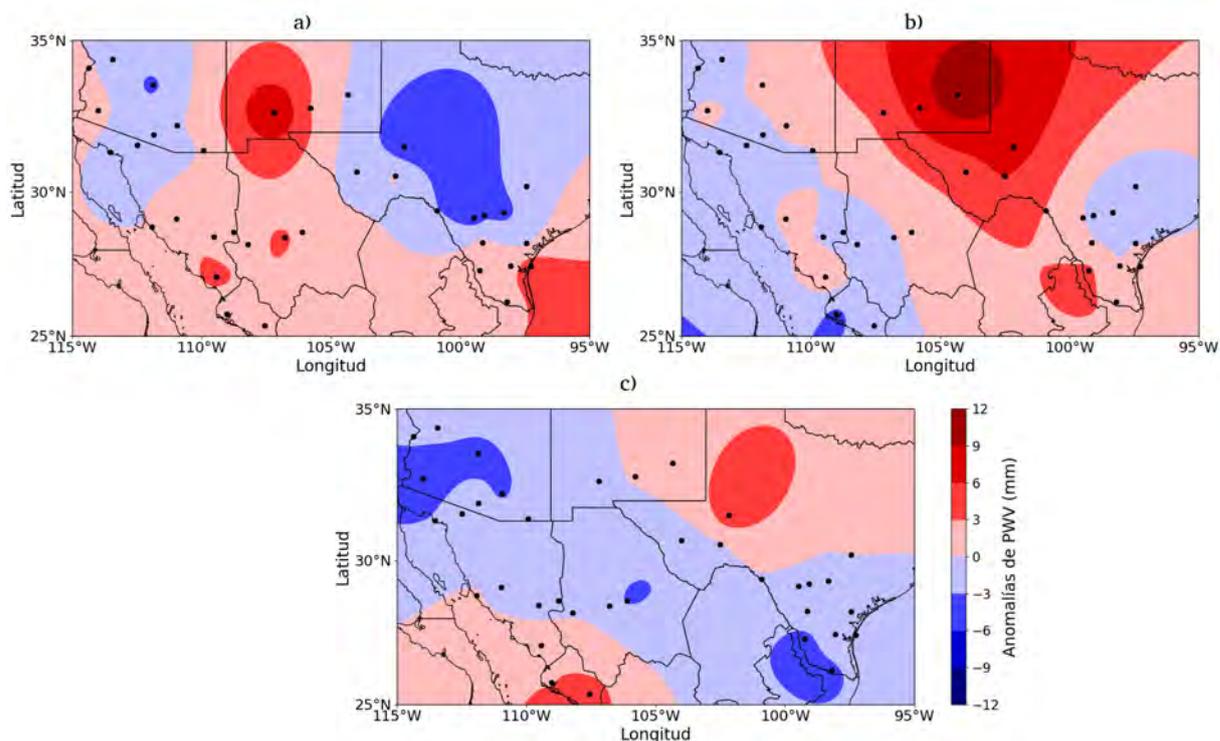


Figura 3.21: Anomalías de PWV durante el evento del 3 de septiembre del 2013 (a), un día antes (b) y dos días antes (c). Los puntos negros representan la ubicación de las estaciones de GPS que se utilizaron en el cálculo de las anomalías.

México (Figuras 3.25 (b), (d) y (f)), que interactúa con la circulación de un centro de alto geopotencial sobre el suroeste de los Estados Unidos. La combinación de estos sistemas impone un viento del este al sudeste sobre la región del NAM durante los tres días en 500 hPa. En 300 hPa, el centro de alto geopotencial antes mencionado se halla más desplazado al sur y se combina con una vaguada superior sobre el Pacífico (Figuras 3.25 (a), (c) y (e)), imponiendo vientos fuertes del sur sobre Sonora y Arizona durante todo el periodo.

Los flujos de humedad en niveles bajos durante los días previos al evento convectivo (Figuras 3.26 (c) y (e)) son débiles y variables sobre la región del NAM. Incrementándose un poco el día del evento sobre Sonora (Figura 3.26 (a)) con una dirección del norte y con valores de hasta $12 \times 10^2 \text{gcm}^{-1}\text{s}^{-1}$. En niveles medios y altos, los días previos al evento (Figuras 3.26 (d) y (f)) los flujos sobre Sonora son del este al sudeste, girando del este sobre Arizona. Mientras que el día del evento el flujo sobre Sonora se incrementa y se pone más zonal, debido a la vaguada invertida sobre el centro de México y al anticiclón sobre el suroeste de los Estados Unidos.

3.3.2 Evento convectivo del 25 de julio del 2015

Los días previos al evento convectivo se aprecia una amplia zona de anomalías positivas de PWV sobre parte de la región del NAM y Baja California (Figura 3.27 (c)). Esta franja de anomalías se extiende más al este durante el día antes, cubriendo todo el norte de México, con valores de hasta 9 mm (Figura 3.27 (b)). Sin embargo, el día del evento la región de anomalías positivas se reduce sobre el noroeste de México, apreciándose anomalías positivas sobre la mitad occidental de Sonora, el GC y Arizona, con valores de hasta 6 mm (Figura 3.27 (a)). Mientras que sobre Nuevo México y gran parte de Texas se aprecian anomalías negativas.

En 300 hPa durante todo el periodo se aprecia un centro de bajo geopotencial sobre el GM que

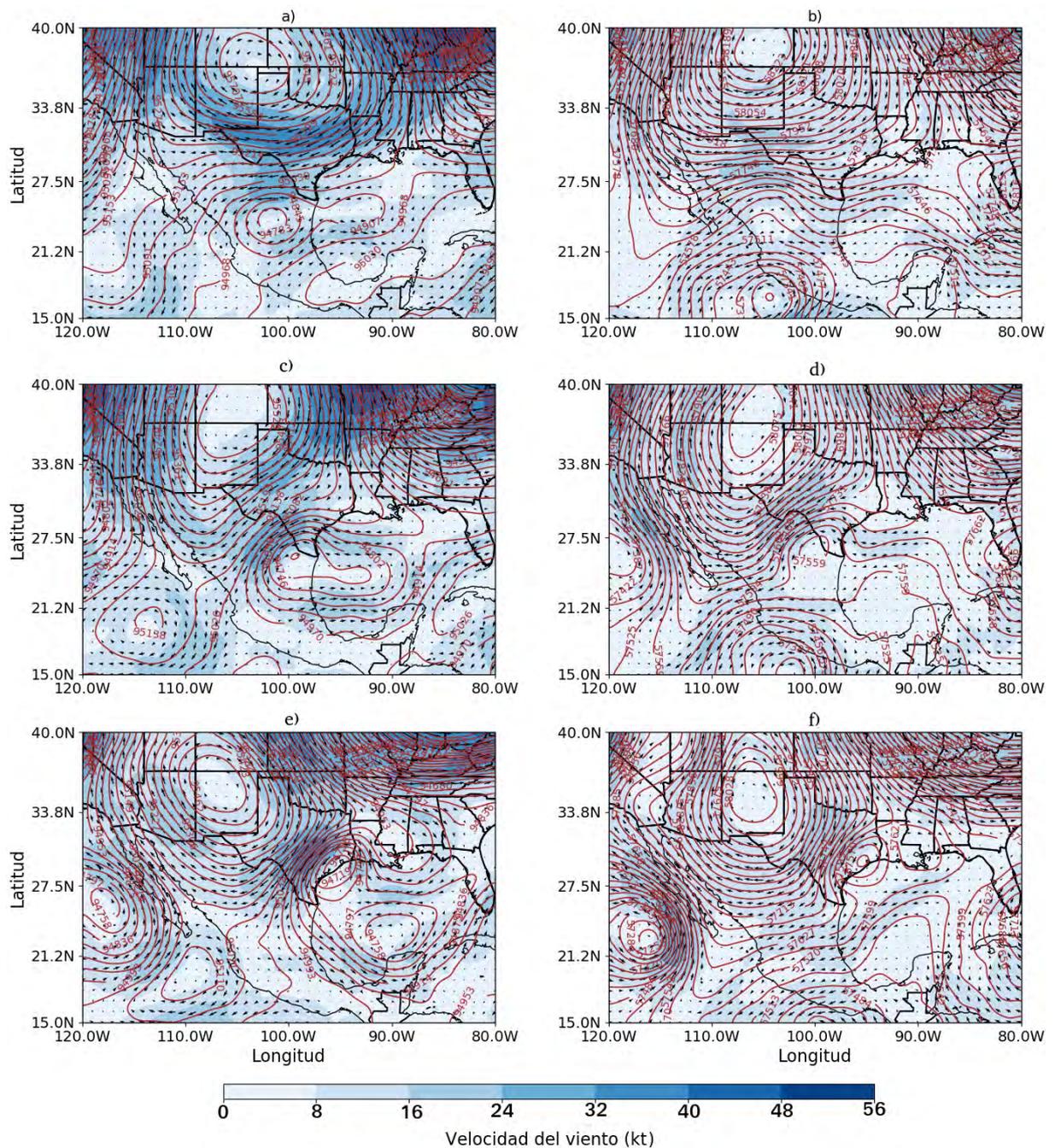


Figura 3.22: Mapas de altura geopotencial y viento en 300 hPa para el evento convectivo del 3 de septiembre del 2013 (a), un día antes (c) y dos días antes (e). Los mapas (b), (d) y (f) muestran la misma información pero para el nivel de 500 hPa. Las flechas indican la dirección del viento y las isohipsas están representadas con las líneas color marrón

se desplaza al oeste (Figuras 3.28 (c) y (e)), quedando al sur del Sonora el día del evento (Figura 3.28 (a)). Este sistema interactúa con un amplio centro de alto geopotencial ubicado en las inmediaciones de Texas y Oklahoma, imponiendo vientos del este al sudeste en 300 hPa sobre la región del NAM. En 500 hPa (Figuras 3.28 (b), (d) y (f)) se aprecia una vaguada invertida reflejo del centro de bajo geopotencial antes descrito, que se combina con el flujo del centro de alto geopotencial en este nivel y mantiene vientos del este al sudeste sobre el noroeste de México.

En los días previos al evento convectivo, los flujos de humedad en niveles bajos fueron variables

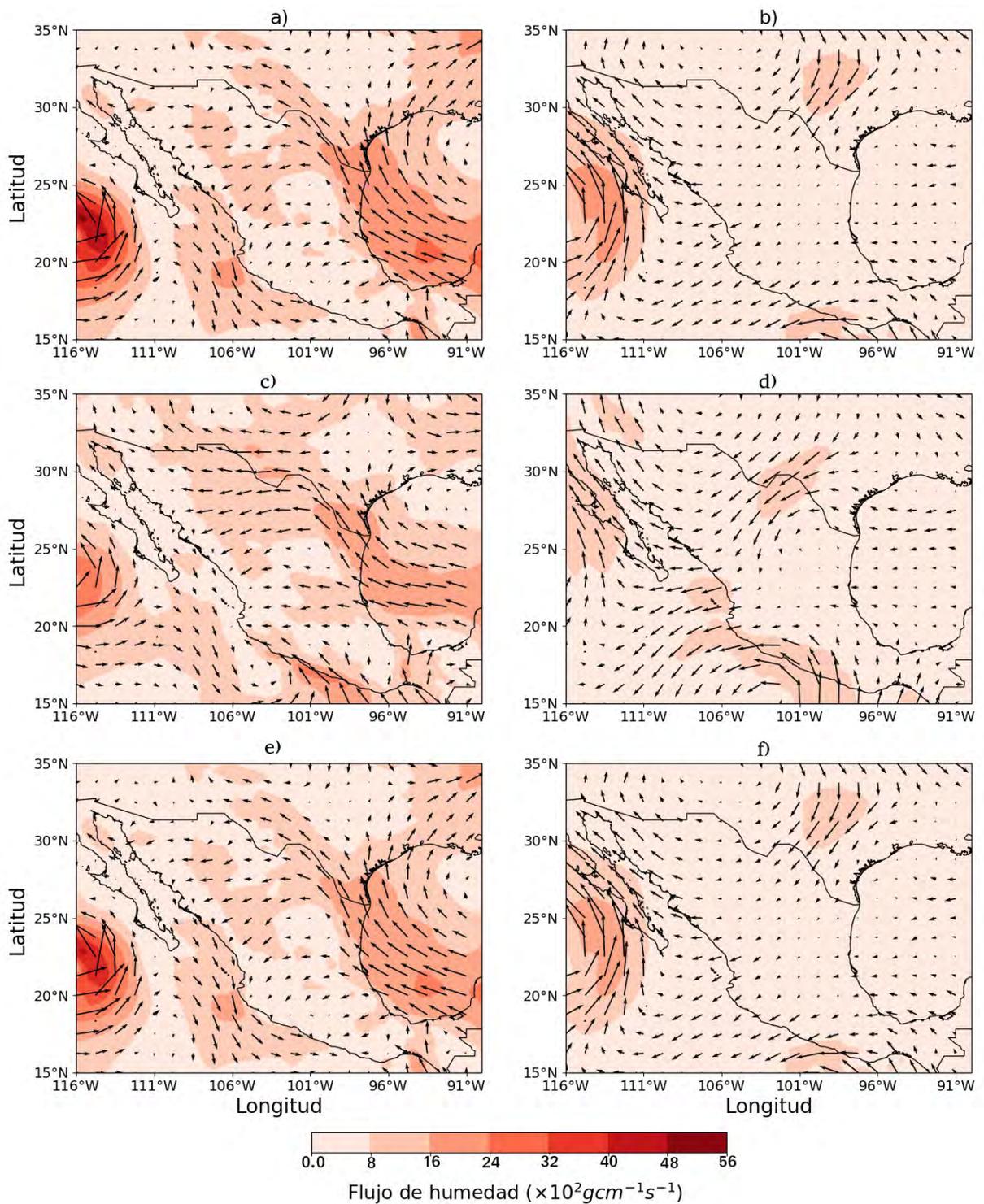


Figura 3.23: Flujos de humedad en el espesor de superficie-700 hPa para el evento convectivo del 3 de septiembre del 2013 (a), un día antes (c) y dos días antes (e). Los mapas (b), (d) y (f) muestran la misma información pero para el espesor de 700 hPa-200 hPa. Las flechas muestran la dirección predominante del flujo de humedad

sobre la región del NAM (Figuras 3.29 (c) y (e)), incrementándose durante el día del evento sobre Sonora y mostrando una ligera circulación ciclónica, con valores de hasta $16 \times 10^2 \text{ g cm}^{-1} \text{ s}^{-1}$ (Figura 3.29 (a)). Mientras que en niveles medios y altos, el flujo fue del sur y del este al sudeste durante todo el plazo, inducido por la circulación resultante entre la baja y el anticiclón antes mencionados (Figuras 3.29 (b), (d) y (f)).

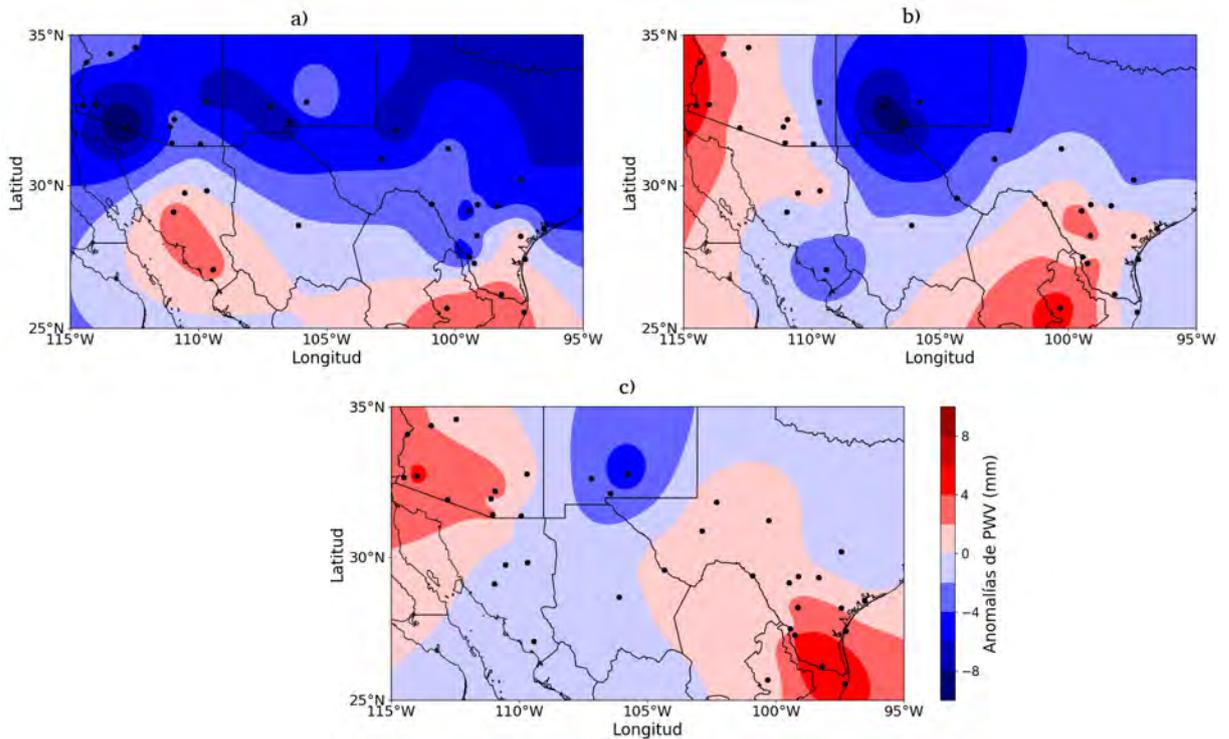


Figura 3.24: Anomalías de PWV durante el evento del 2 de julio del 2015 (a), un día antes (b) y dos días antes (c). Los puntos negros representan la ubicación de las estaciones de GPS que se utilizaron en el cálculo de las anomalías.

3.3.3 Evento convectivo del 16 de agosto del 2015

Dos días antes del evento convectivo se puede apreciar una amplia banda de anomalías positivas de PWV que cubre parte de la porción centro-norte de México, Texas, Nuevo México, el norte de Arizona y California, con valores de hasta 10 mm (Figura 3.30 (c)). Mientras que en el noroeste de México predominan las anomalías negativas. El día antes del evento, las anomalías positivas se hallan en la parte central de dominio, llegando hasta Sonora y Arizona (Figura 3.30 (b)). El día del evento las anomalías positivas cubren toda el área del monzón, con valores que alcanzan los 8 mm, mientras que sobre Texas y parte del nordeste de México predominan las anomalías negativas (Figura 3.30 (a)).

Tanto en 500 hPa (Figuras 3.31 (b), (d) y (f)) como en 300 hPa (Figuras 3.31 (a), (c) y (e)), durante todo el periodo se mantuvo un amplio centro de alto geopotencial ubicado en las inmediaciones del suroeste de Estados Unidos y el noroeste de México. La extensa circulación de este sistema llega hasta el Pacífico por debajo de los 15°N y favorece vientos del este al sudeste en 500 hPa sobre el NAM (Figuras 3.31 (b), (d) y (e)).

Los días antes del evento convectivo se puede apreciar en niveles bajos un flujo del este algo débil que se adentra a Sonora (Figuras 3.32 (c) y (e)), mientras que sobre el GC se mantiene un flujo del sur, que se curva anticiclónicamente el día del evento sobre Sonora y Arizona, con valores que alcanzan los $20 \times 10^2 \text{gcm}^{-1}\text{s}^{-1}$ (Figura 3.32 (a)). En niveles medios y altos el flujo sobre la región del NAM se mantuvo del este al sudeste los días previos al evento (Figuras 3.32 (d) y (f)). Mientras que el día del evento gira del nordeste sobre Sonora, debido a la circulación del centro de alto geopotencial antes mencionado.

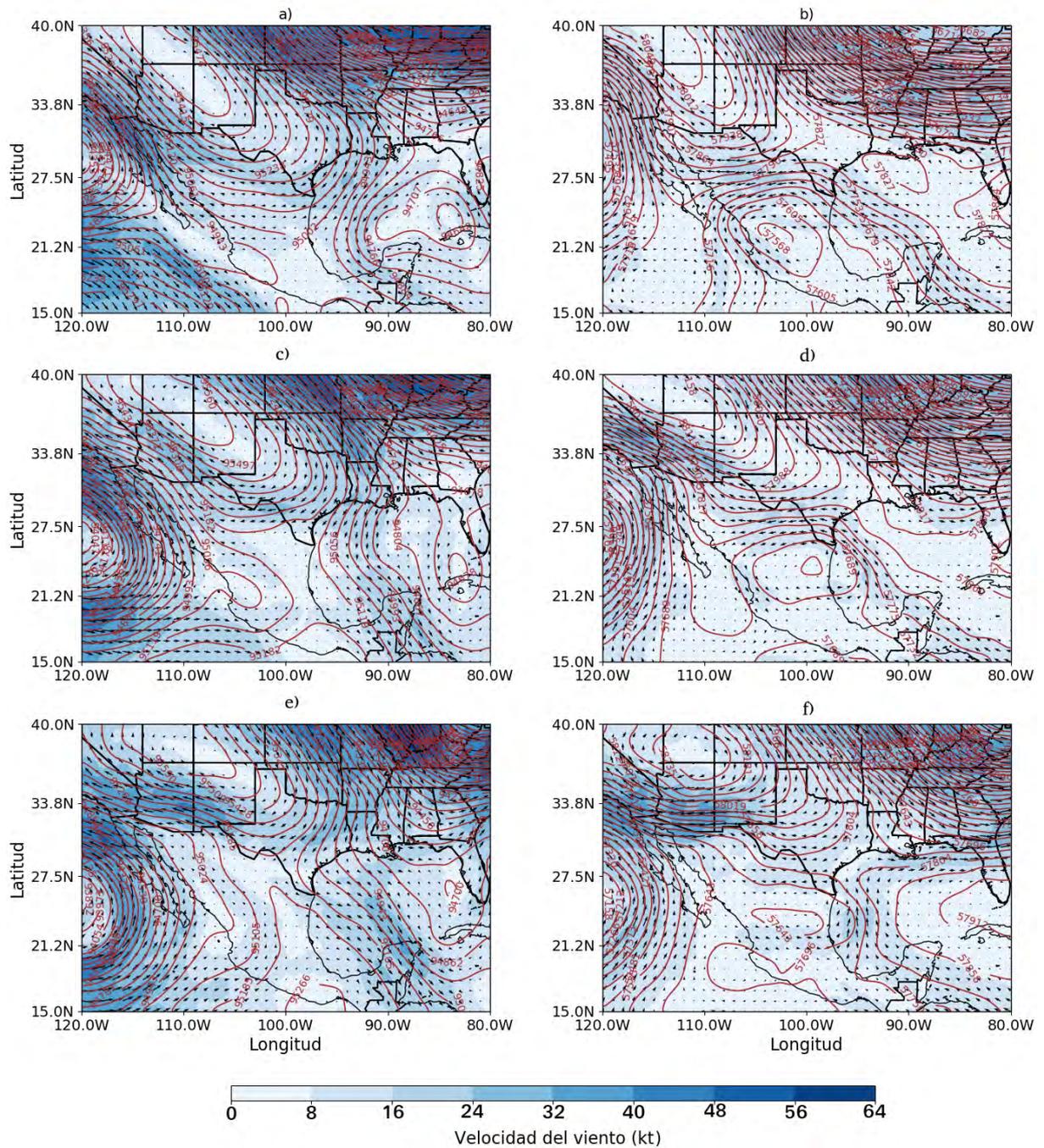


Figura 3.25: Mapas de altura geopotencial y viento en 300 hPa para el evento convectivo del 2 de julio del 2015 (a), un día antes (c) y dos días antes (e). Los mapas (b), (d) y (f) muestran la misma información pero para el nivel de 500 hPa. Las flechas indican la dirección del viento y las isohipsas están representadas con las líneas color marrón

3.3.4 Evento convectivo del 31 de agosto del 2015

Los días previos al evento convectivo se aprecian anomalías positivas de PWV en el noroeste de Sonora y la mitad occidental de Arizona, así como en Texas y Chihuahua (Figura 3.33 (c)). Estas anomalías el día antes del evento están desplazadas más al este, quedando sobre Arizona, Texas y Monterrey, mientras que en el noroeste de México se aprecian anomalías negativas con valores de hasta -3 mm (Figura 3.33 (b)). Durante el día del evento las anomalías negativas se encuentran un poco desplazadas al este (Figura 3.33 (a)), quedando sobre la porción central del dominio y el sur del GC y Sonora. Por su parte, las anomalías positivas se aprecian sobre

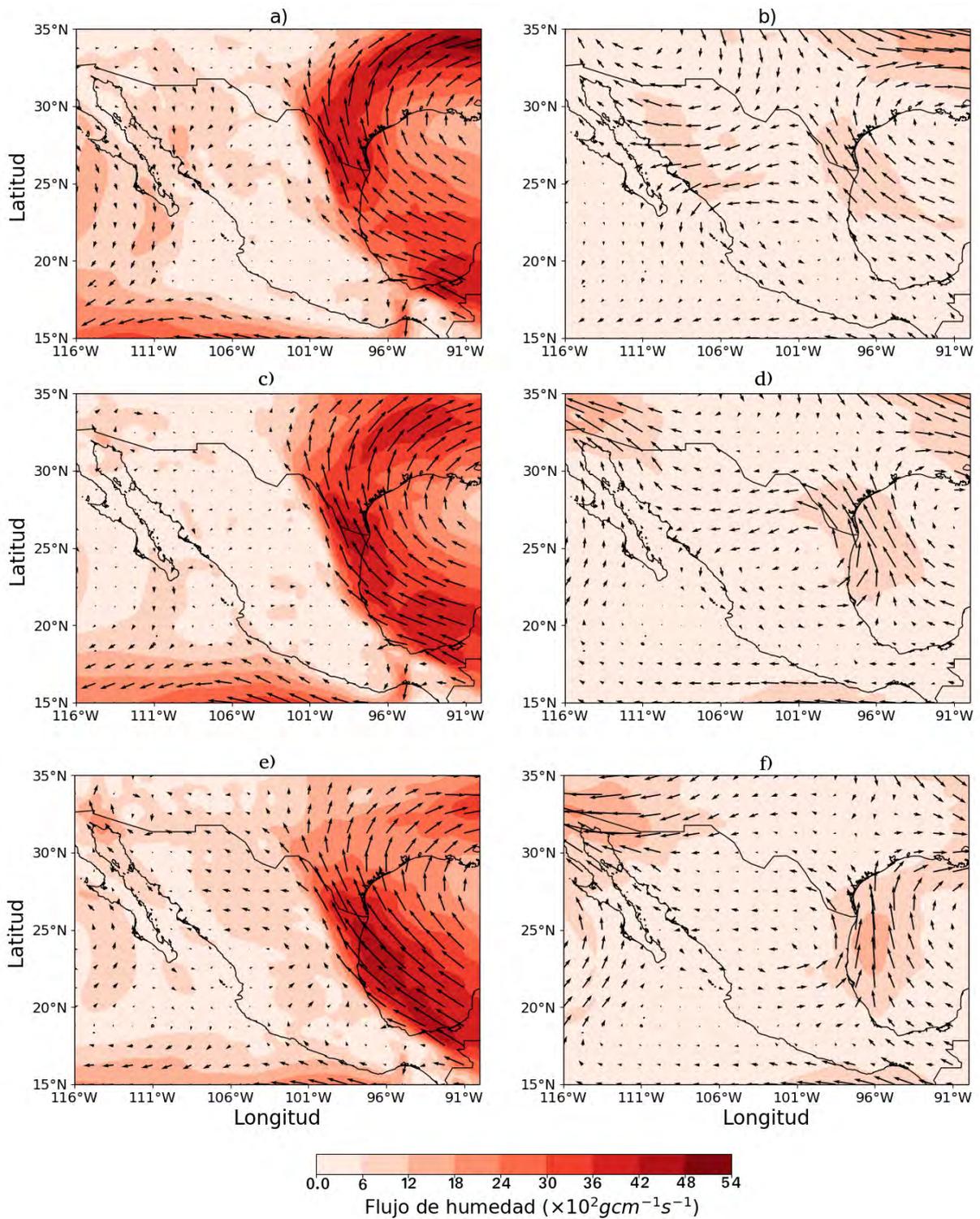


Figura 3.26: Flujos de humedad en el espesor de superficie-700 hPa para el evento convectivo del 2 de julio del 2015 (a), un día antes (c) y dos días antes (e). Los mapas (b), (d) y (f) muestran la misma información pero para el espesor de 700 hPa-200 hPa. Las flechas muestran la dirección predominante del flujo de humedad

el norte de Sonora, el GC y Arizona con valores hasta de 6 mm.

Durante todo el plazo, tanto en 500 hPa (Figuras 3.34 (b), (d) y (f)) como en 300 hPa (Figuras 3.34 (a), (c) y (e)), se observa un centro de alto geopotencial en las inmediaciones del GC y Sonora. La combinación de este sistema con una vaguada superior sobre el Pacífico,

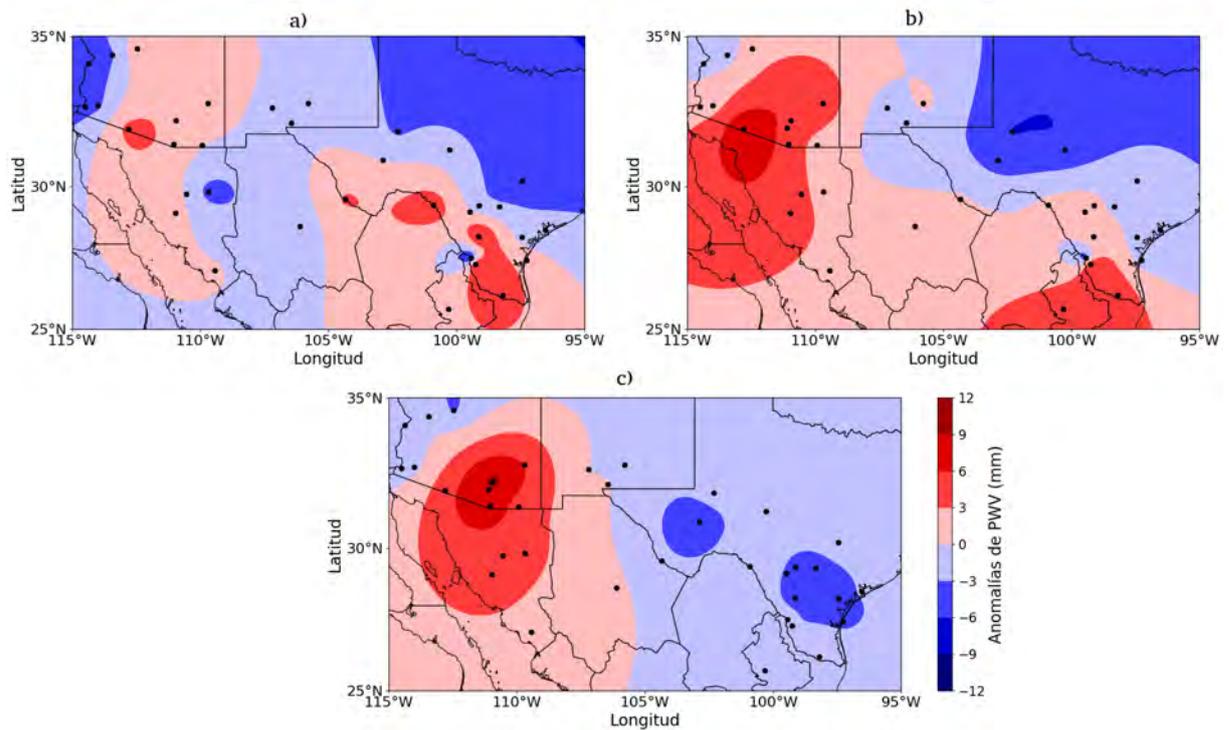


Figura 3.27: Anomalías de PWV durante el evento del 25 de julio del 2015 (a), un día antes (b) y dos días antes (c). Los puntos negros representan la ubicación de las estaciones de GPS que se utilizaron en el cálculo de las anomalías.

impone vientos del suroeste sobre el noroeste de Sonora y Arizona en todo el periodo.

Los flujos de humedad en niveles bajos en el noroeste de México durante todo el periodo fueron débiles y variables (Figuras 3.35 (a), (c) y (e)), mientras que sobre el GC se aprecia un flujo del sur que se adentra a Arizona y se incrementa con el paso de los días, alcanzando valores de $18 \times 10^2 \text{gcm}^{-1}\text{s}^{-1}$ el día del evento (Figura 3.35 (a)). En niveles medios y altos, el flujo sobre Sonora es variable durante los tres días, mostrando una componente del sur al suroeste sobre el GC y Arizona (Figuras 3.35 (b), (d) y (f)).

3.4 Análisis del transporte de humedad durante los días de eventos convectivos fuertes en el 2016

En esta sección se muestra una descripción detallada del transporte de humedad hacia la región del NAM durante los eventos de convección fuerte en la región A1 en el año 2016 (Figura 2.3 y Tabla 2.5). Analizando para ello las anomalías de PWV, los flujos de humedad integrados en la vertical y los mapas de altura geopotencial y viento, durante un plazo de 3 días, que comprende el día del evento y los dos días previos al mismo.

Como se puede apreciar en la Tabla 2.5 durante la temporada del 2016 hubo 5 eventos convectivos severos en la región A1 (ver Figura 2.3). Todos estos eventos fueron consecutivos y estuvieron asociados con un mismo sistema, una tormenta tropical sobre la costa pacífica de México que posteriormente se convirtió en el huracán Frank. Debido a que en este estudio se estaba analizando el transporte de humedad hacia la región del NAM, sólo se tuvo en cuenta para el análisis, el primer día de este conjunto de eventos convectivos. Por tanto, se seleccionó solamente el día 22 de julio, ya que la actividad convectiva que tuvo lugar los días siguientes

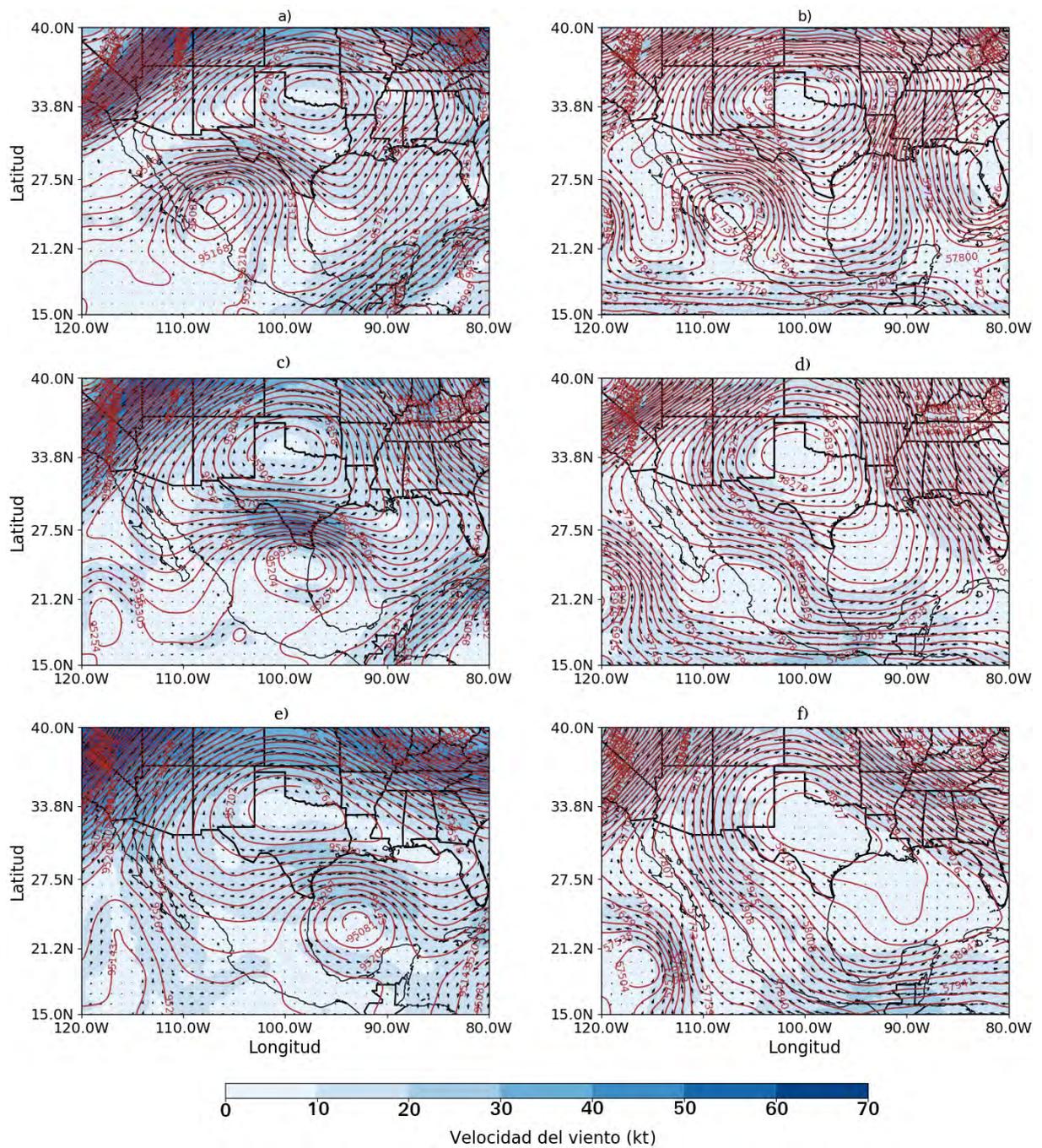


Figura 3.28: Mapas de altura geopotencial y viento en 300 hPa para el evento convectivo del 25 de julio del 2015 (a), un día antes (c) y dos días antes (e). Los mapas (b), (d) y (f) muestran la misma información pero para el nivel de 500 hPa. Las flechas indican la dirección del viento y las isohipsas están representadas con las líneas color marrón

estuvo asociada con las mismas condiciones presentes este día.

3.4.1 Evento convectivo del 22 de julio del 2016

Durante los días previos al evento se aprecia un incremento de las anomalías negativas de PWV sobre la región central del dominio, llegando a valores de -8 mm en el centro del GC (Figuras 3.36 (b) y (c)). Mientras que las anomalías positivas quedan restringidas al norte del dominio, sobre Arizona y Nuevo México principalmente. El día del evento se aprecia una zona de anomalías negativas cubriendo casi todo el dominio, con valores de hasta -8 mm sobre gran

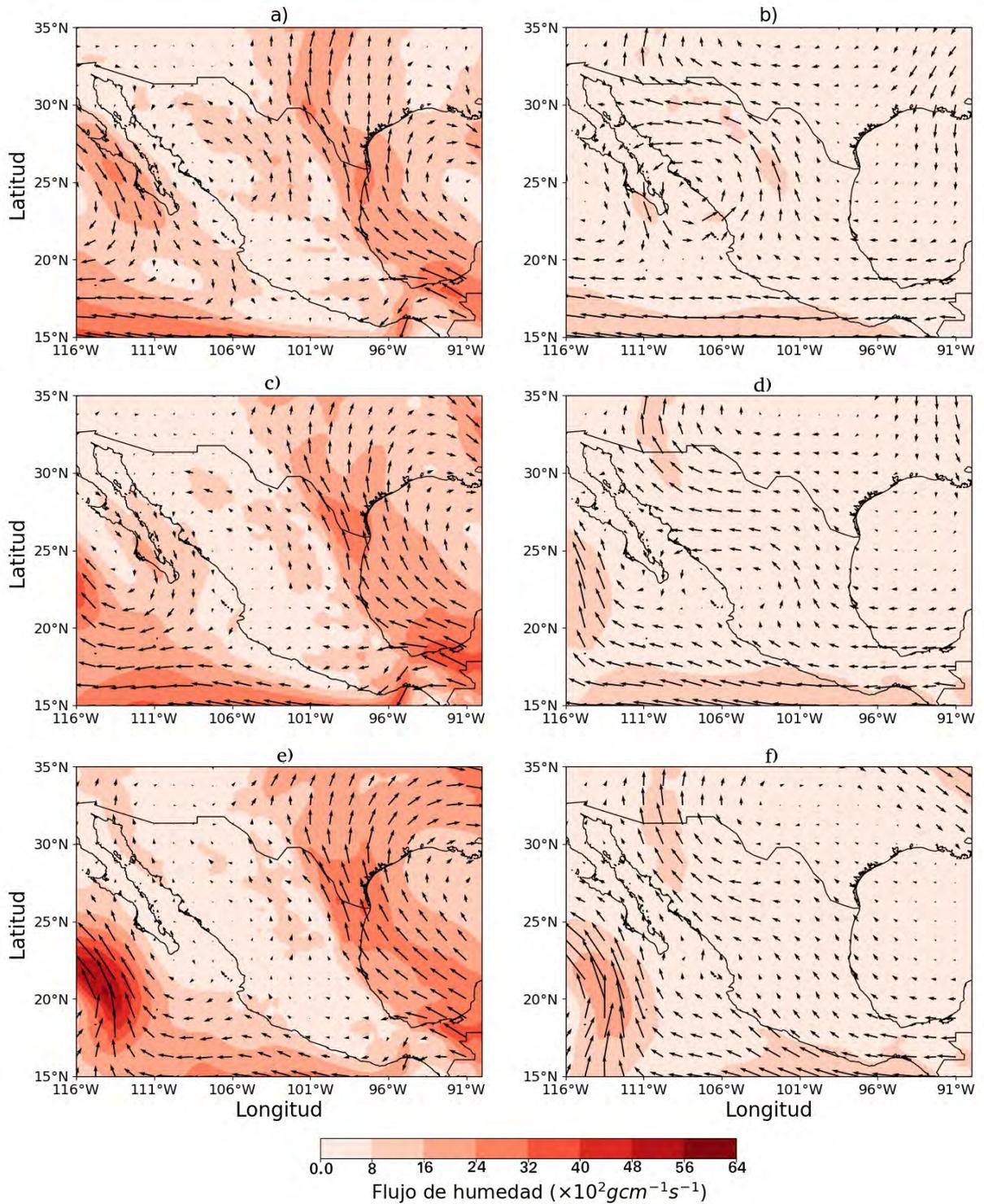


Figura 3.29: Flujos de humedad en el espesor de superficie-700 hPa para el evento convectivo del 25 de julio del 2015 (a), un día antes (c) y dos días antes (e). Los mapas (b), (d) y (f) muestran la misma información pero para el espesor de 700 hPa-200 hPa. Las flechas muestran la dirección predominante del flujo de humedad

parte de Sonora y Arizona (Figura 3.36 (a)). Mientras que sobre el GC y el extremo sur de Sonora se hallan anomalías positivas que alcanzan los 4 mm.

Los días antes del evento convectivo se aprecia en 500 hPa (Figuras 3.37 (c) y (e)) y 300 hPa (Figuras 3.37 (d) y (f)) un amplio centro de alto geopotencial ubicado en las inmediaciones de Texas y Oklahoma. La extensa circulación de este sistema impone vientos del este al sudeste

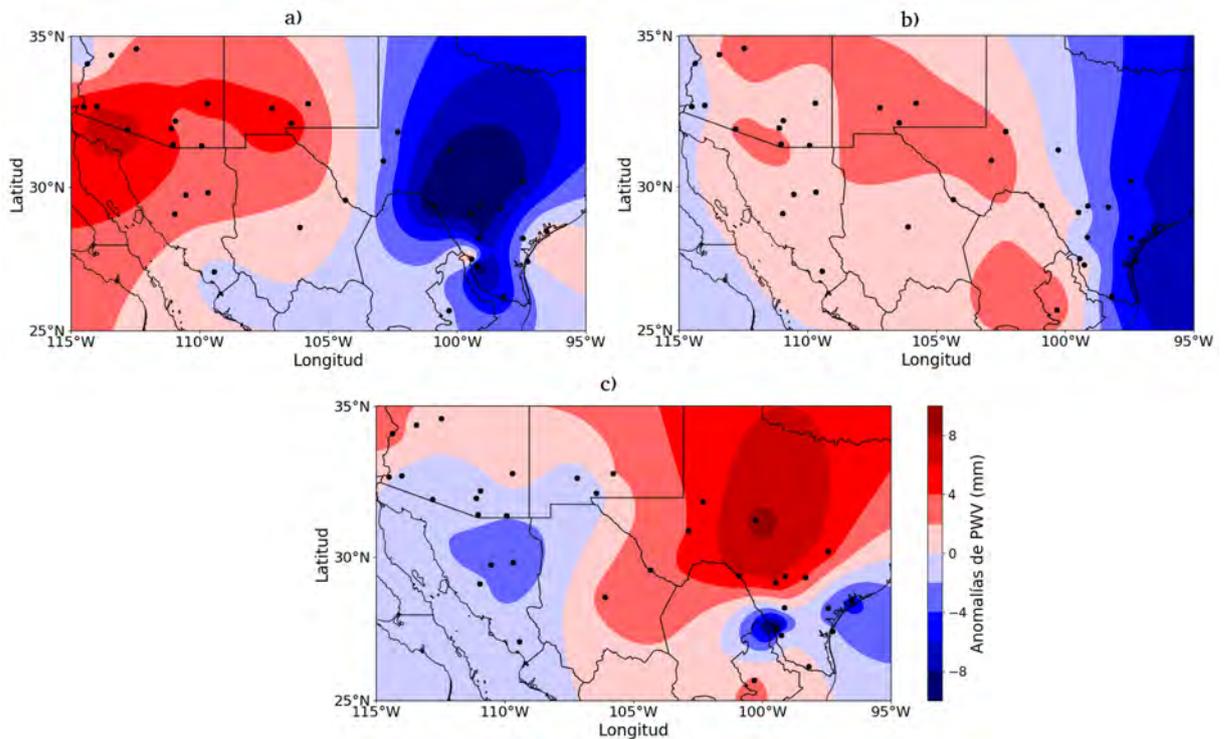


Figura 3.30: Anomalías de PWV durante el evento del 16 de agosto del 2015 (a), un día antes (b) y dos días antes (c). Los puntos negros representan la ubicación de las estaciones de GPS que se utilizaron en el cálculo de las anomalías.

sobre la región del NAM. El día del evento, el sistema antes descrito presenta dos centros bien definidos en 500 hPa ((Figuras 3.37 (b)), uno sobre California y el Pacífico, y otro sobre Texas y Nuevo México, separados por un segmento de vaguada invertida en el norte de Sonora. Mientras que en 300 hPa ((Figuras 3.37 (a)) se aprecia un solo centro sobre Texas y Nuevo México, que se combina con una vaguada invertida sobre Sonora y el sur del GC e impone vientos del este al sudeste sobre el noroeste de México.

En los días previos al evento convectivo se aprecia en niveles bajos un débil flujo del este al sudeste sobre el noroeste de México (Figuras 3.38 (c) y (e)). Mientras que el día del evento se observa un flujo de región sur sobre el GC que se adentra hacia Arizona (Figuras 3.38 (a)), con valores de hasta $16 \times 10^2 \text{gcm}^{-1}\text{s}^{-1}$. En niveles medios y altos en todo el plazo estuvo presente un flujo del este al sudeste sobre el área del NAM, como resultado de la circulación del amplio anticiclón sobre el suroeste de los Estados Unidos (Figuras 3.38 (b), (d) y (f)).

3.5 Análisis del transporte de humedad durante los días de eventos convectivos fuertes en el 2017

En la presente sección se muestra una descripción detallada del transporte de humedad hacia la región del NAM durante los eventos de convección fuerte en la región A1 en el año 2017 (Figura 2.3 y Tabla 2.5). Analizando para ello las anomalías de PWV, los flujos de humedad y los mapas de altura geopotencial y viento, durante un plazo de 3 días, que comprende el día del evento y los dos días previos al mismo.

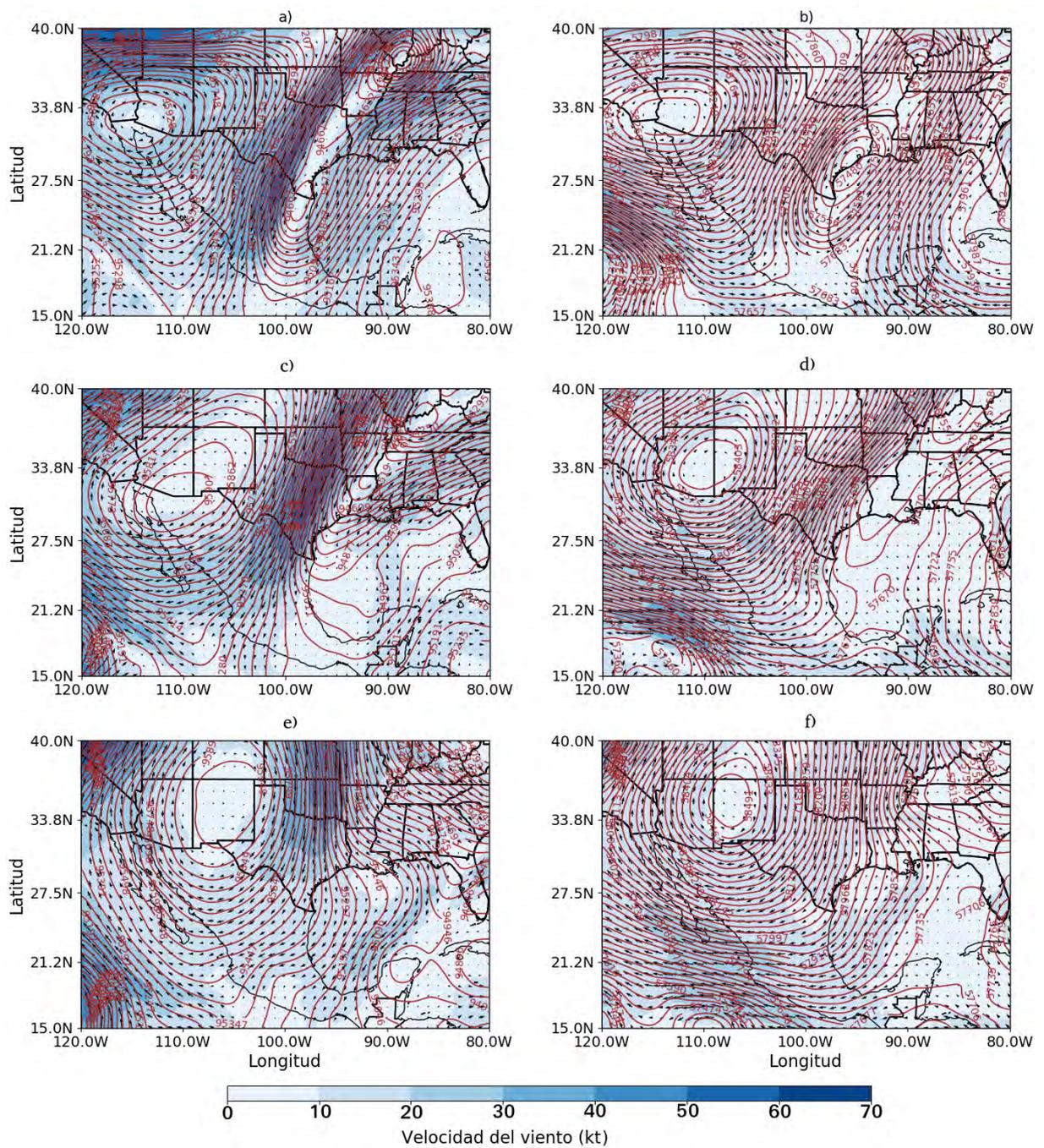


Figura 3.31: Mapas de altura geopotencial y viento en 300 hPa para el evento convectivo del 16 de agosto del 2015 (a), un día antes (c) y dos días antes (e). Los mapas (b), (d) y (f) muestran la misma información pero para el nivel de 500 hPa. Las flechas indican la dirección del viento y las isohipsas están representadas con las líneas color marrón

3.5.1 Evento convectivo del 26 de julio del 2017

Dos días antes del evento convectivo, se observan anomalías negativas de PWV sobre el GC y Sonora, con valores que alcanzan los -6 mm (Figura 3.39 (c)). Mientras que sobre Arizona, Nuevo México y gran parte del dominio predomina anomalías positivas. Sin embargo, tanto el día del evento como el día antes, sobre gran parte de la región del NAM se mantuvieron las anomalías negativas con valores de hasta -12 mm, cubrieron el norte del GC, el oeste de Sonora, Arizona y Nuevo México (Figuras 3.39 (a) y (b)). En el este de Sonora se observan anomalías positivas de hasta 3 mm ese mismo día.

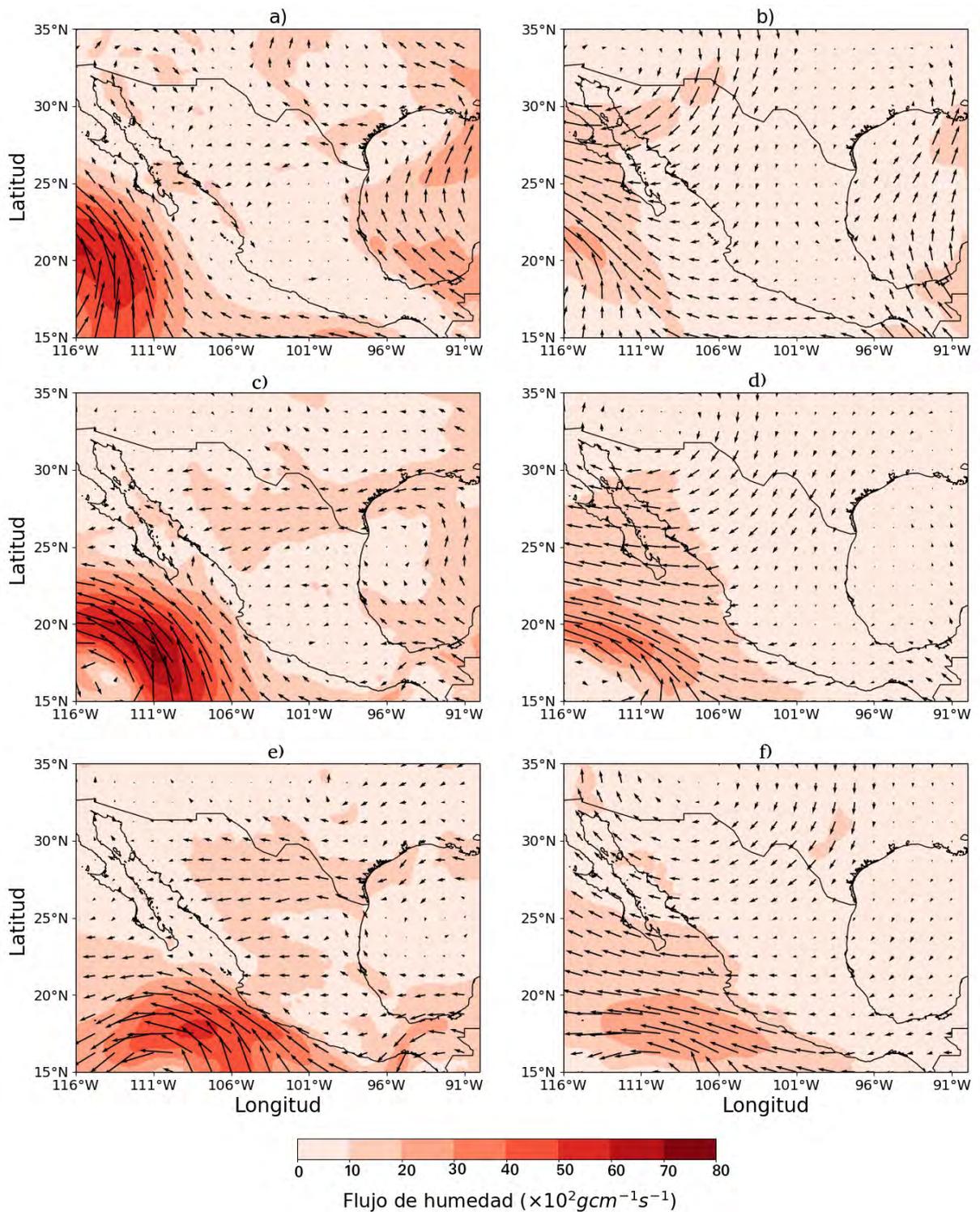


Figura 3.32: Flujos de humedad en el espesor de superficie-700 hPa para el evento convectivo del 16 de agosto del 2015 (a), un día antes (c) y dos días antes (e). Los mapas (b), (d) y (f) muestran la misma información pero para el espesor de 700 hPa-200 hPa. Las flechas muestran la dirección predominante del flujo de humedad

Durante todo el periodo en 500 hPa se aprecia un amplio centro de alto geopotencial en el suroeste de los Estados Unidos, que se combina con una vaguada invertida en la porción centro-norte de México (Figuras 3.40 (b), (d) y (f)). Esta vaguada es reflejo de un centro de bajo geopotencial en 300 hPa que se desplaza al oeste los días antes del evento (Figuras 3.40

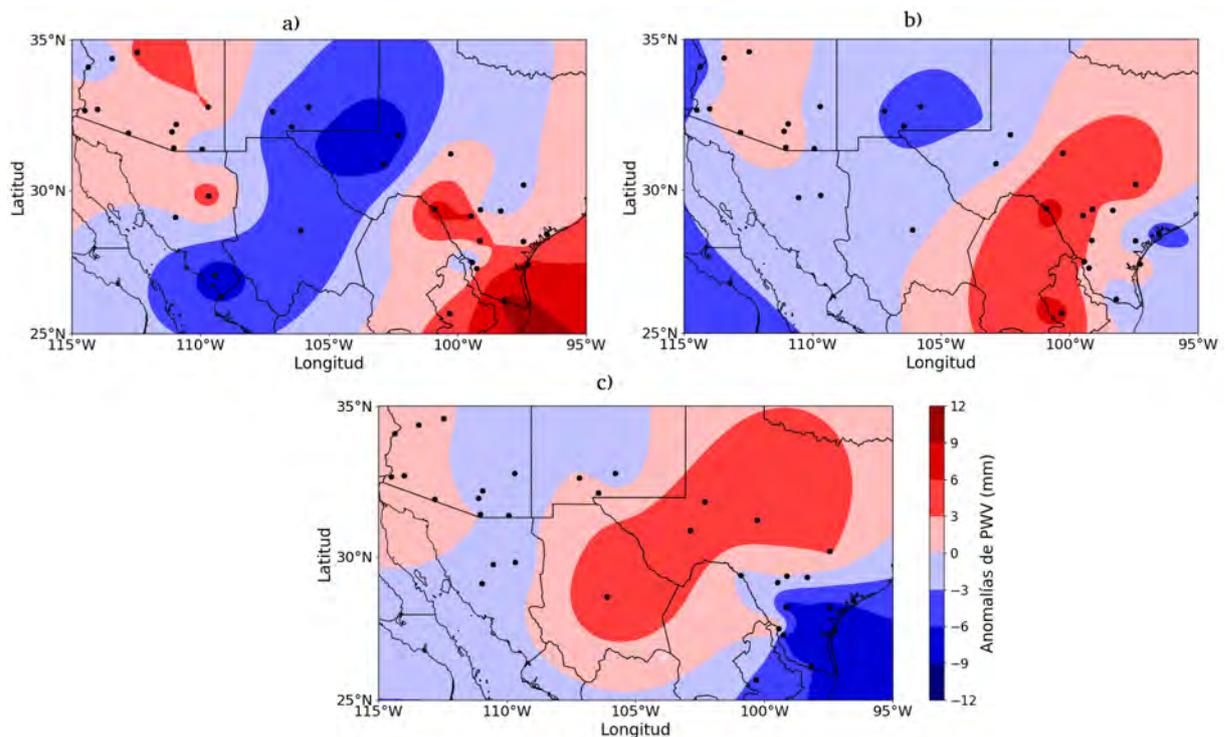


Figura 3.33: Anomalías de PWV durante el evento del 31 de agosto del 2015 (a), un día antes (b) y dos días antes (c). Los puntos negros representan la ubicación de las estaciones de GPS que se utilizaron en el cálculo de las anomalías.

(c) y (e)) y que se combina con la circulación del centro de alto geopotencial, antes referido, en este nivel. El día del evento, el centro de bajo geopotencial se encuentra localizado sobre el centro-norte de México (Figuras 3.40 (a)), imponiendo vientos del este al sudeste en 300 hPa sobre la región del NAM.

Los días previos al evento en niveles bajos se aprecia un flujo de humedad del sur sobre la región del NAM, que llega a $30 \times 10^2 \text{ g cm}^{-1} \text{ s}^{-1}$ sobre el GC (Figuras 3.41 (c) y (e)). El día del evento (Figura 3.41 (a)) el flujo se debilita y es variable sobre el noroeste de México y el suroeste de los Estados Unidos. Mientras que en niveles medios y altos (Figuras 3.41 (b), (d) y (f)), se mantuvo un flujo del este al sudeste sobre el noroeste de México, reflejo de la combinación entre la vaguada invertida presente en esta región y el centro de alta presión antes referido.

3.5.2 Evento convectivo del 31 de julio del 2017

Dos días antes del evento convectivo se pueden apreciar anomalías positivas de PWV en el noroeste de México, parte de Arizona y la porción centro-norte de México (Figura 3.42 (c)). Mientras que sobre el GC, Nuevo México y Texas, predominan las anomalías negativas. Tanto el día del evento como el día antes, se observa una zona de anomalías negativas que cubre gran parte de la región del NAM, el GC y el nordeste de México, con valores que alcanzan los -12 mm (Figuras 3.42 (a) y (b)). Por su parte, las anomalías positivas esos días cubren las regiones de Nuevo México y Texas, con valores de hasta 15 mm.

Durante los tres días, en 500 hPa se puede observar un centro de bajo geopotencial sobre Baja California, con un segmento de onda que se extiende sobre Sonora y Arizona (Figuras 3.43 (b), (d) y (f)). El sistema antes descrito separa dos centros de alto geopotencial que se ubican sobre Texas y Arizona-California, respectivamente. En 300 hPa, el centro de bajo geopotencial

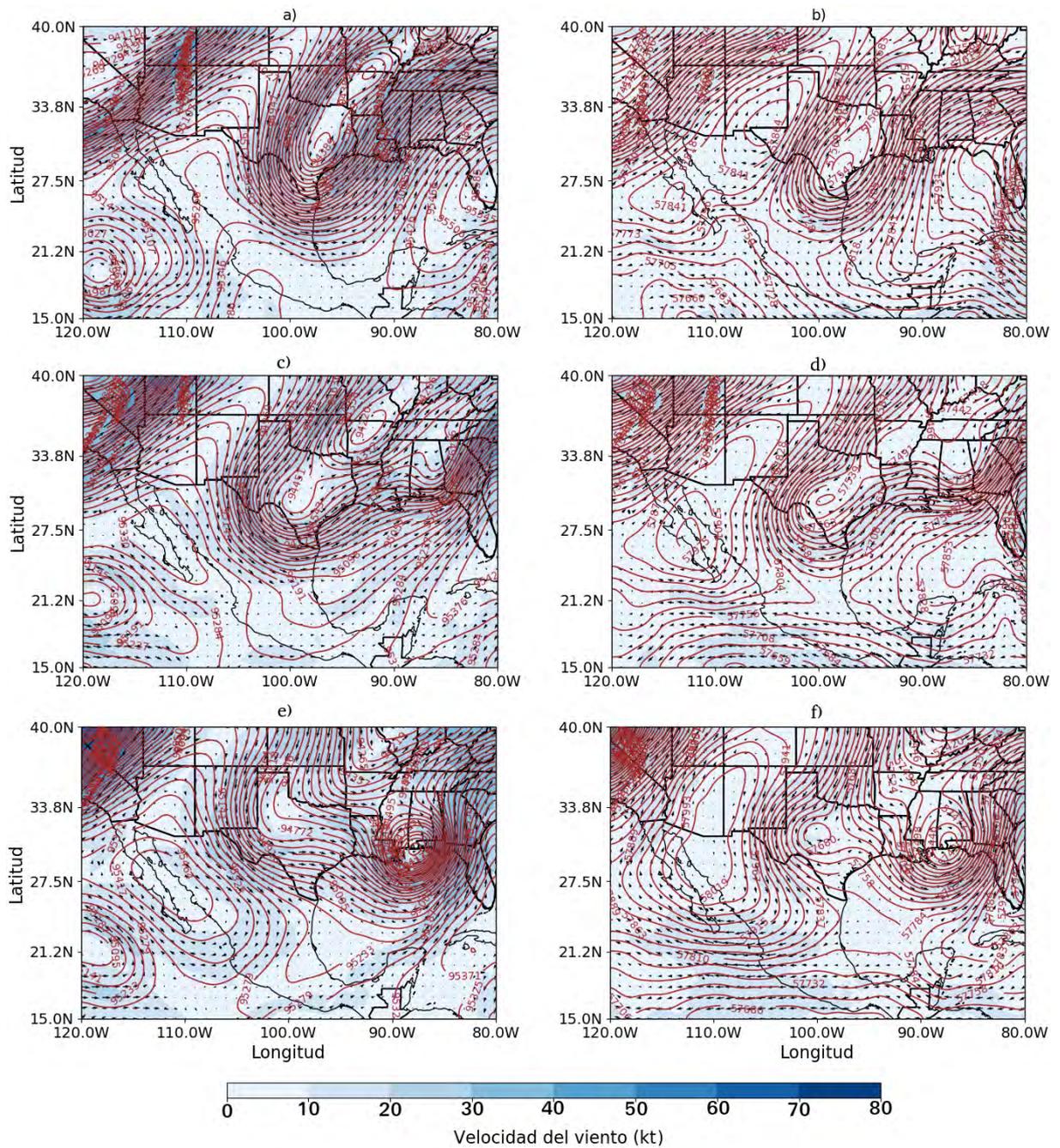


Figura 3.34: Mapas de altura geopotencial y viento en 300 hPa para el evento convectivo del 31 de agosto del 2015 (a), un día antes (c) y dos días antes (e). Los mapas (b), (d) y (f) muestran la misma información pero para el nivel de 500 hPa. Las flechas indican la dirección del viento y las isohipsas están representadas con las líneas color marrón

antes descrito carece de representación, predominando durante todo el plazo un amplio centro de alto geopotencial sobre Texas y Nuevo México (Figuras 3.43 (a), (c) y (e)).

En niveles bajos los flujos de humedad durante todo el periodo presentaron una circulación ciclónica sobre la región del NAM, con valores de $16 \times 10^2 \text{gcm}^{-1}\text{s}^{-1}$ (Figuras 3.44 (a), (c) y (e)), quizás asociados con una vaguada invertida en estos niveles reflejo de la baja en 500 hPa. En niveles medios y altos, el flujo durante todo el periodo siguió la circulación de la baja ubicada sobre Baja California (Figuras 3.44 (b), (d) y (f)).

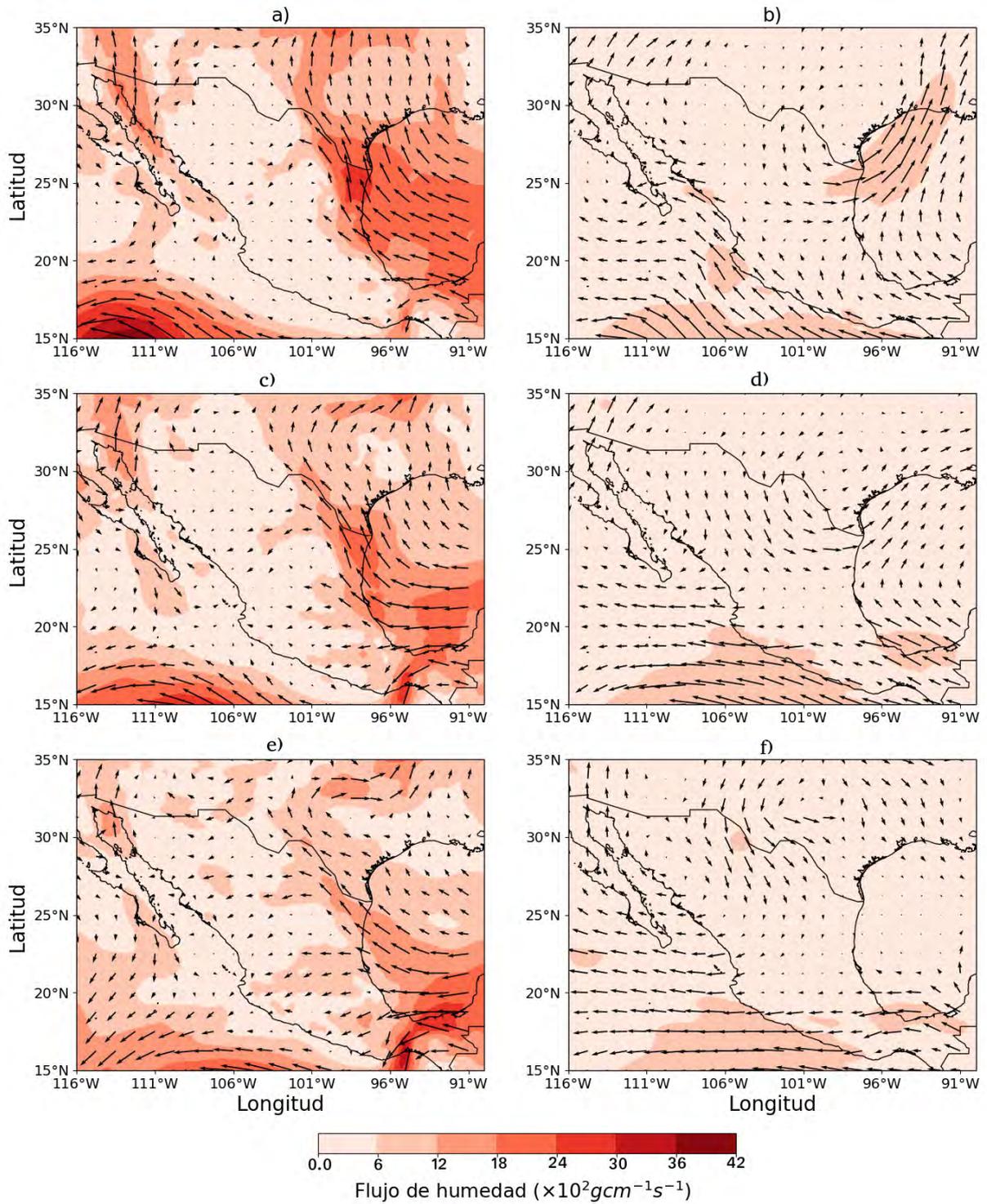


Figura 3.35: Flujos de humedad en el espesor de superficie-700 hPa para el evento convectivo del 31 de agosto del 2015 (a), un día antes (c) y dos días antes (e). Los mapas (b), (d) y (f) muestran la misma información pero para el espesor de 700 hPa-200 hPa. Las flechas muestran la dirección predominante del flujo de humedad

3.5.3 Evento convectivo del 9 de agosto del 2017

Dos días antes del evento convectivo, se pueden apreciar anomalías positivas sobre el sur del GC y Sonora, así como sobre Texas y Monterrey (Figura 3.45 (c)). Mientras que en el noroeste de México y el suroeste de los Estados Unidos, predominan las anomalías negativas. El día antes del evento se observa un máximo de anomalías positivas sobre el GC y el oeste de Sonora

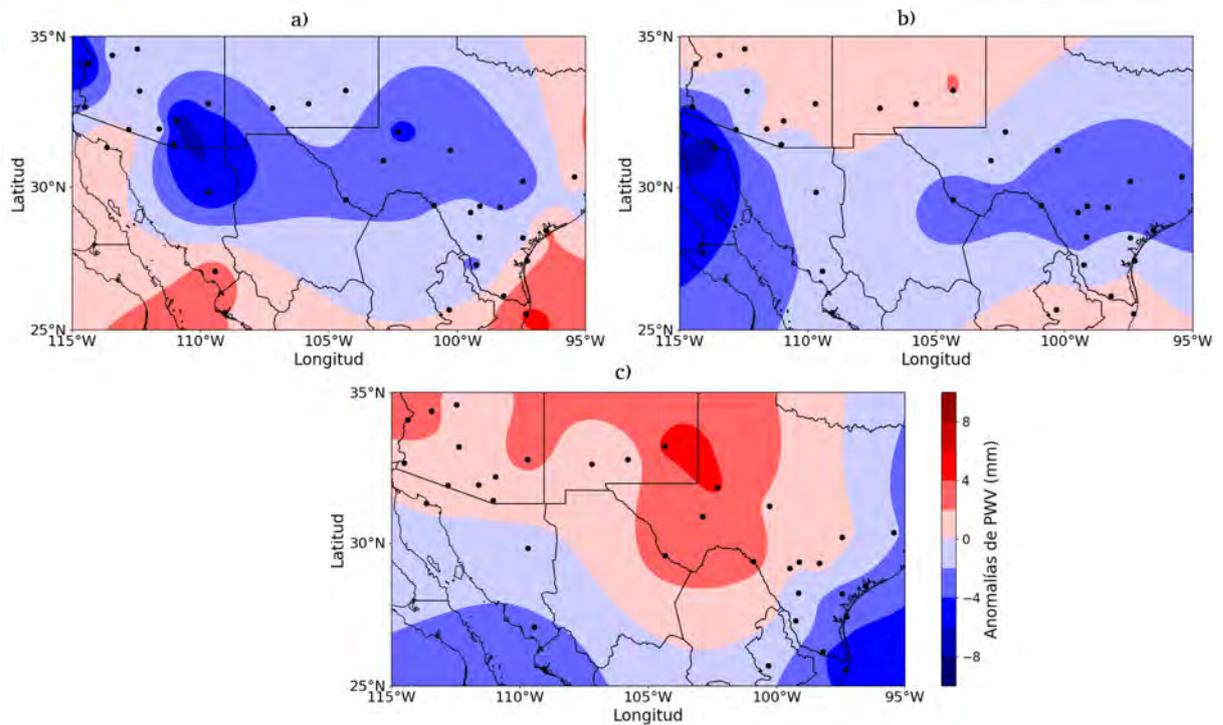


Figura 3.36: Anomalías de PWV durante el evento del 22 de julio del 2016 (a), un día antes (b) y dos días antes (c). Los puntos negros representan la ubicación de las estaciones de GPS que se utilizaron en el cálculo de las anomalías.

(Figura 3.45 (b)). Esta zona de anomalías positivas se incrementa el día del evento, cubriendo Sonora, el sur de Arizona y el suroeste de Nuevo México, con valores hasta de 12 mm (Figura 3.45 (a)). Por su parte, las anomalías negativas cubren gran parte de Arizona, el norte de Nuevo México hasta Texas y el norte de Chihuahua.

Los dos días antes del evento, tanto en 500 hPa (Figuras 3.46 (d) y (f)) como en 300 hPa (Figuras 3.46 (c) y (e)), se observa un amplio centro de alto geopotencial sobre el noroeste de México que se combina con una vaguada invertida al sudeste de su ubicación. El día del evento (Figuras 3.46 (a) y (b)) el centro de alto geopotencial antes referido se halla desplazado al este, quedando sobre el nordeste de México y el sur de Texas, mientras que la vaguada se aprecia sobre el Pacífico, con su eje cruzando el sur del GC hasta Sinaloa. Esta situación impone vientos del sudeste al sur sobre gran parte del NAM.

En niveles bajos durante todo el plazo predomina un flujo de humedad débil del este al sudeste sobre Sonora y del sur sobre el GC, que gira anticiclónicamente sobre Arizona y Nuevo México, con valores de hasta $24 \times 10^2 \text{gcm}^{-1}\text{s}^{-1}$ sobre el GC (Figuras 3.47 (a), (c) y (e)). En niveles medios y altos los flujos de humedad sobre el noroeste de México siguen la circulación de un centro de alto geopotencial sobre el suroeste de los Estados Unidos.

3.5.4 Evento convectivo del 23 de agosto del 2017

Los días previos al episodio de convección se aprecia un aumento de las anomalías positivas sobre el GC, al oeste de los 110°W (Figuras 3.48 (b) y (c)). Durante el día del evento (Figura 3.48 (a)) las anomalías positivas se desplazan más al norte, cubriendo gran parte de Sonora, Arizona y Nuevo México, con valores de hasta 10 mm. Mientras que las anomalías negativas, en su mayoría, se aprecian al este de los 107°W .

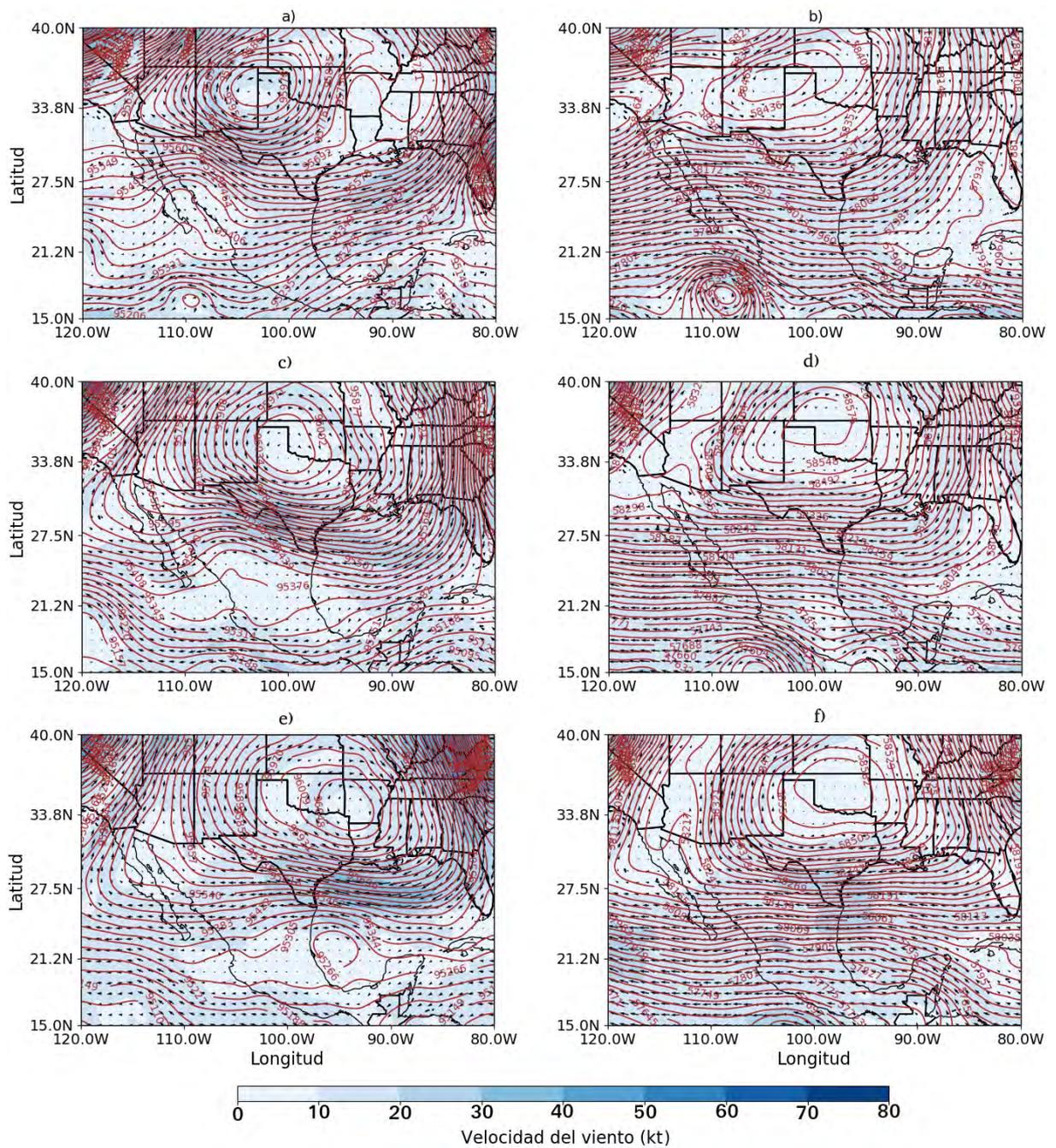


Figura 3.37: Mapas de altura geopotencial y viento en 300 hPa para el evento convectivo del 22 de julio del 2016 (a), un día antes (c) y dos días antes (e). Los mapas (b), (d) y (f) muestran la misma información pero para el nivel de 500 hPa. Las flechas indican la dirección del viento y las isohipsas están representadas con las líneas color marrón

Durante todo el plazo se aprecia en 500 hPa (Figuras 3.49 (b), (d) y (f)) y en 300 hPa (Figuras 3.49 (a), (c) y (e)) un amplio centro de alto geopotencial sobre el noroeste de México y el suroeste de Estados Unidos, que se extiende al oeste sobre el Pacífico. Este sistema interactúa con una vaguada superior que se ubica sobre la costa pacífica de California y el norte de Baja California. La combinación de ambos sistemas, produce un fuerte gradiente de presión próximo a la región del NAM y vientos del suroeste sobre el área.

En niveles bajos los días previos al evento se aprecia un flujo de humedad del sur sobre el GC

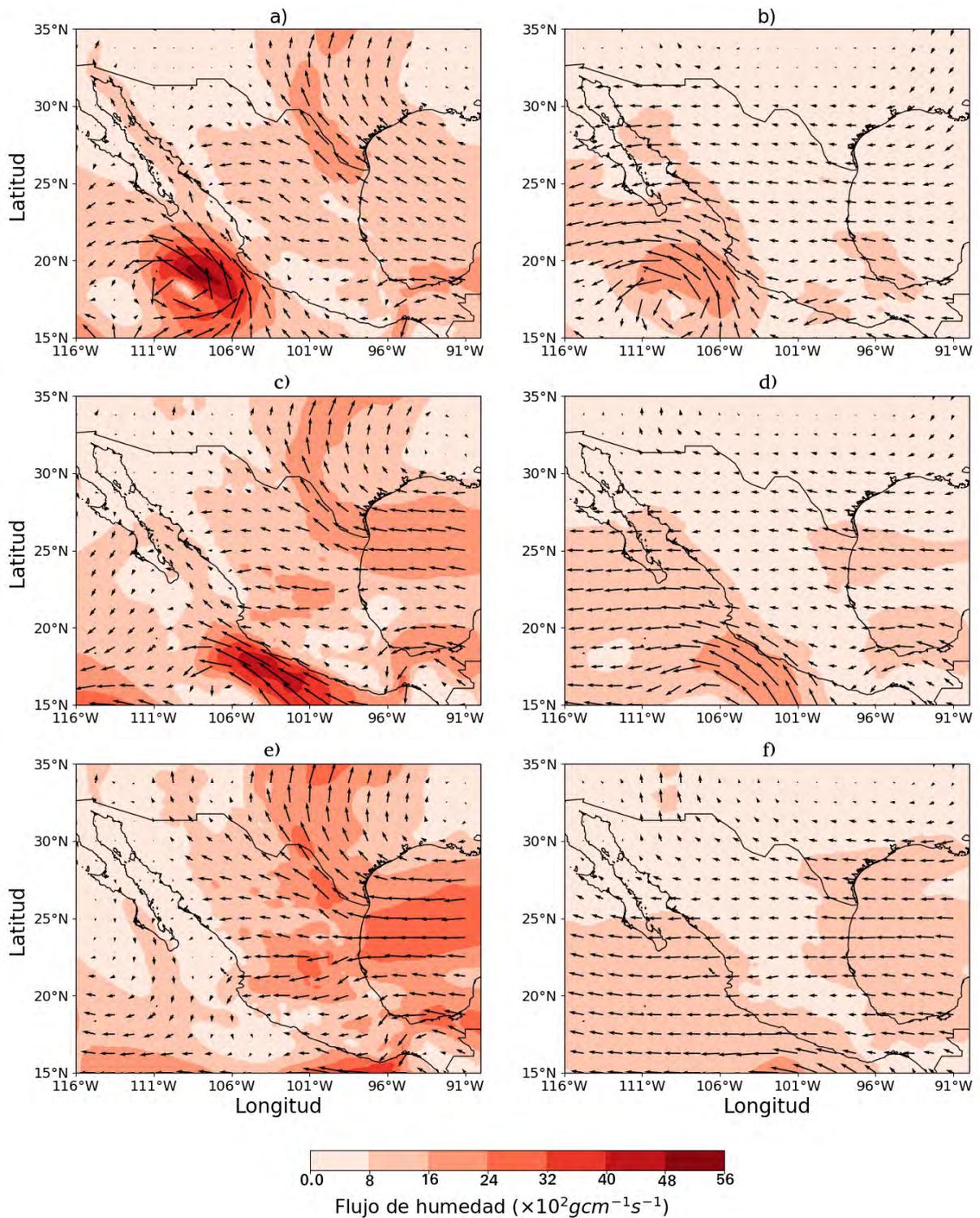


Figura 3.38: Flujos de humedad en el espesor de superficie-700 hPa para el evento convectivo del 22 de julio del 2016 (a), un día antes (c) y dos días antes (e). Los mapas (b), (d) y (f) muestran la misma información pero para el espesor de 700 hPa-200 hPa. Las flechas muestran la dirección predominante del flujo de humedad

que se adentra a Arizona y a Sonora (Figuras 3.50 (c) y (e)). Durante el día del evento el flujo de humedad se incrementa, llegando a valores de $24 \times 10^2 \text{ g cm}^{-1} \text{ s}^{-1}$ (Figura 3.50 (a)). En niveles medios y altos (Figuras 3.50 (b), (d) y (f)) se mantiene durante los tres días un flujo del sur al suroeste, asociado con el centro de alto geopotencial que se encuentra en estos niveles.

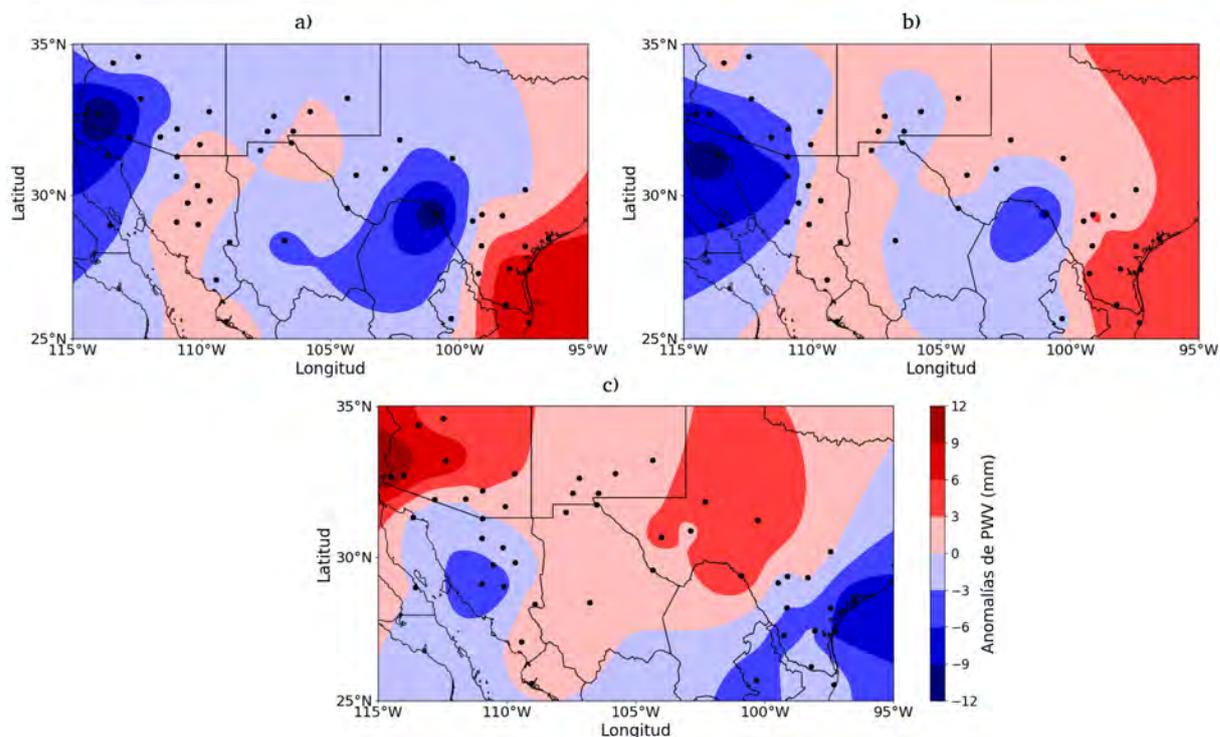


Figura 3.39: Anomalías de PWV durante el evento del 26 de julio del 2017 (a), un día antes (b) y dos días antes (c). Los puntos negros representan la ubicación de las estaciones de GPS que se utilizaron en el cálculo de las anomalías.

Del total de 19 eventos convectivos que tuvieron lugar en la región A1 (Figura 2.3) durante el periodo del 1 de julio al 30 de septiembre del 2013, 2015, 2016 y 2017 (Tabla 2.5), sólo se analizaron 14 casos. Como se mencionó con anterioridad, uno de los objetivos de este estudio fue analizar el transporte de humedad desde las regiones fuentes oceánicas hacia el NAM desde un punto de vista advectivo. Por ello no se tuvieron en cuenta aquellos días consecutivos con actividad convectiva, debido a que ésta podía estar asociada a las mismas condiciones que produjo el evento convectivo del día anterior. Haciendo esta decantación en cada uno de los años, quedaron un total de 14 eventos convectivos independientes, de los cuales, en 9 predominaron las anomalías positivas de PWV durante el día del evento sobre la región del NAM. Mientras que en los 5 eventos restantes, se observó un dominio de las anomalías negativas sobre la región de interés el día del evento.

De los 9 casos donde predominaron las anomalías positivas de PWV sobre el área del NAM, en 7 de ellos (25 de julio del 2013, 31 de julio del 2013, 30 de agosto del 2013, 25 de julio del 2015, 16 de agosto del 2015, 9 de agosto del 2017 y 23 de agosto del 2017) se pudo apreciar los días previos y el día del evento, un flujo de humedad en niveles bajos del sur sobre el GC, que se adentraba a Arizona y a la costa oeste de Sonora. En 3 de estos eventos (25 de julio del 2013, 30 de agosto del 2013 y 9 de agosto del 2017) las condiciones sinópticas presentes durante el periodo comprendido (el día del evento y dos días antes) se caracterizaron por la presencia de un amplio anticiclón en niveles medios y altos sobre el suroeste de los Estados Unidos y una vaguada invertida en niveles medios sobre o próxima a Sonora (Figuras 3.10, 3.19 y 3.46).

En 2 de los 4 casos restantes donde se manifestó un flujo de humedad del sur sobre el GC (31 de agosto del 2015 y 23 de agosto del 2017), el patrón sinóptico en niveles medios y altos, estuvo determinado por un centro de alta presión en las inmediaciones de la región del NAM y

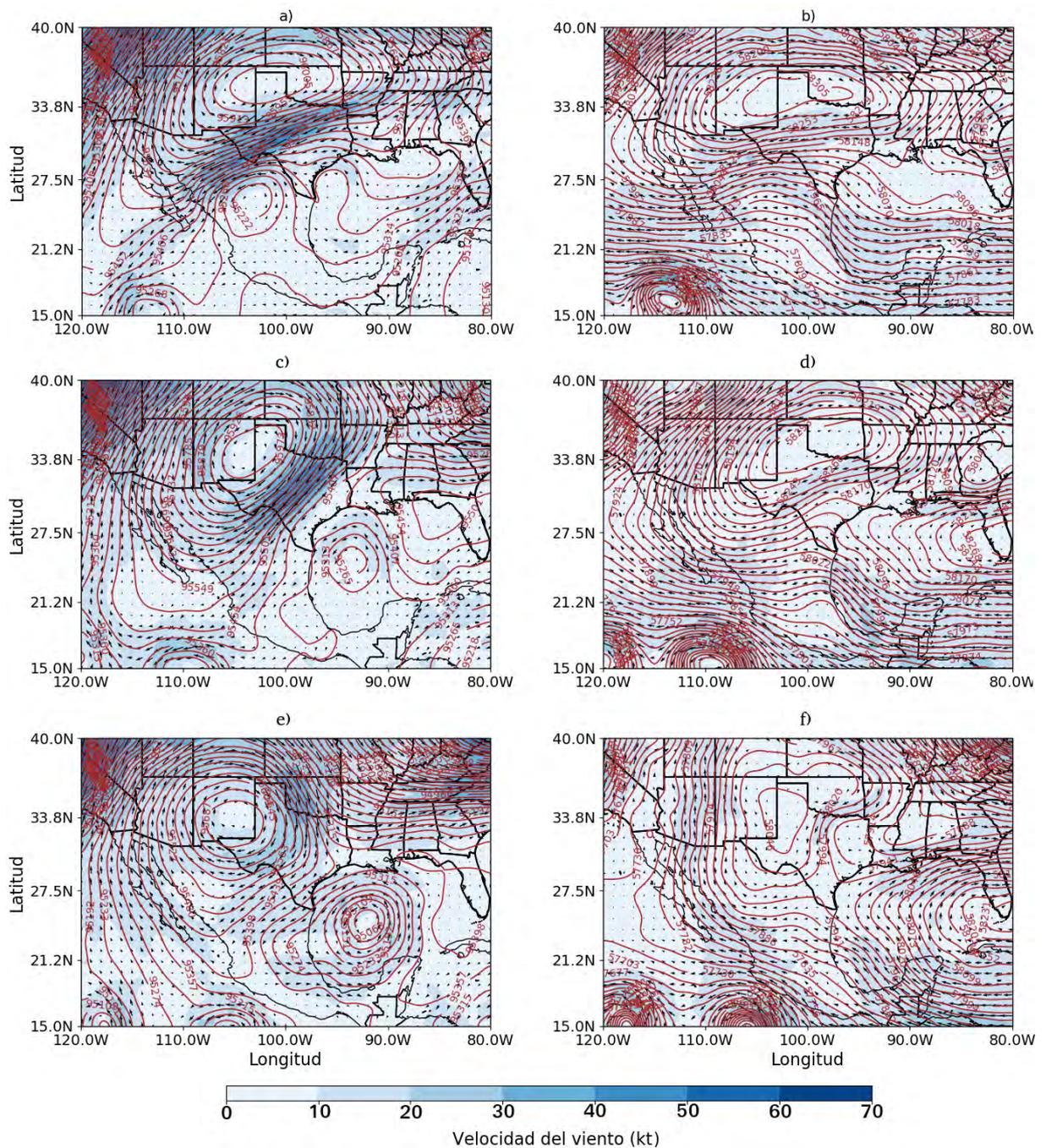


Figura 3.40: Mapas de altura geopotencial y viento en 300 hPa para el evento convectivo del 26 de julio del 2017 (a), un día antes (c) y dos días antes (e). Los mapas (b), (d) y (f) muestran la misma información pero para el nivel de 500 hPa. Las flechas indican la dirección del viento y las isohipsas están representadas con las líneas color marrón

el océano Pacífico que se combina con la circulación de una vaguada superior sobre la costa pacífica de California y Baja California (Figuras 3.34 y 3.49). Mientras que en los 2 casos restantes (31 de julio del 2013 y 16 de agosto del 2015), las condiciones sinópticas estuvieron dominadas por la amplia circulación de un anticiclón sobre Texas-Nuevo México en el primero de los casos (Figura 3.13) y sobre Arizona-California en el segundo caso (Figura 3.31). En ambos eventos, las condiciones presentes en niveles medios, indican situación de buen tiempo sobre la región. Por lo que la actividad convectiva que tuvo lugar esos días, pueden estar asociadas a condiciones en niveles bajos que favorecieron el transporte de humedad hacia la región y el posterior desarrollo de la convección. Para el día 16 de agosto del 2015, la Figura

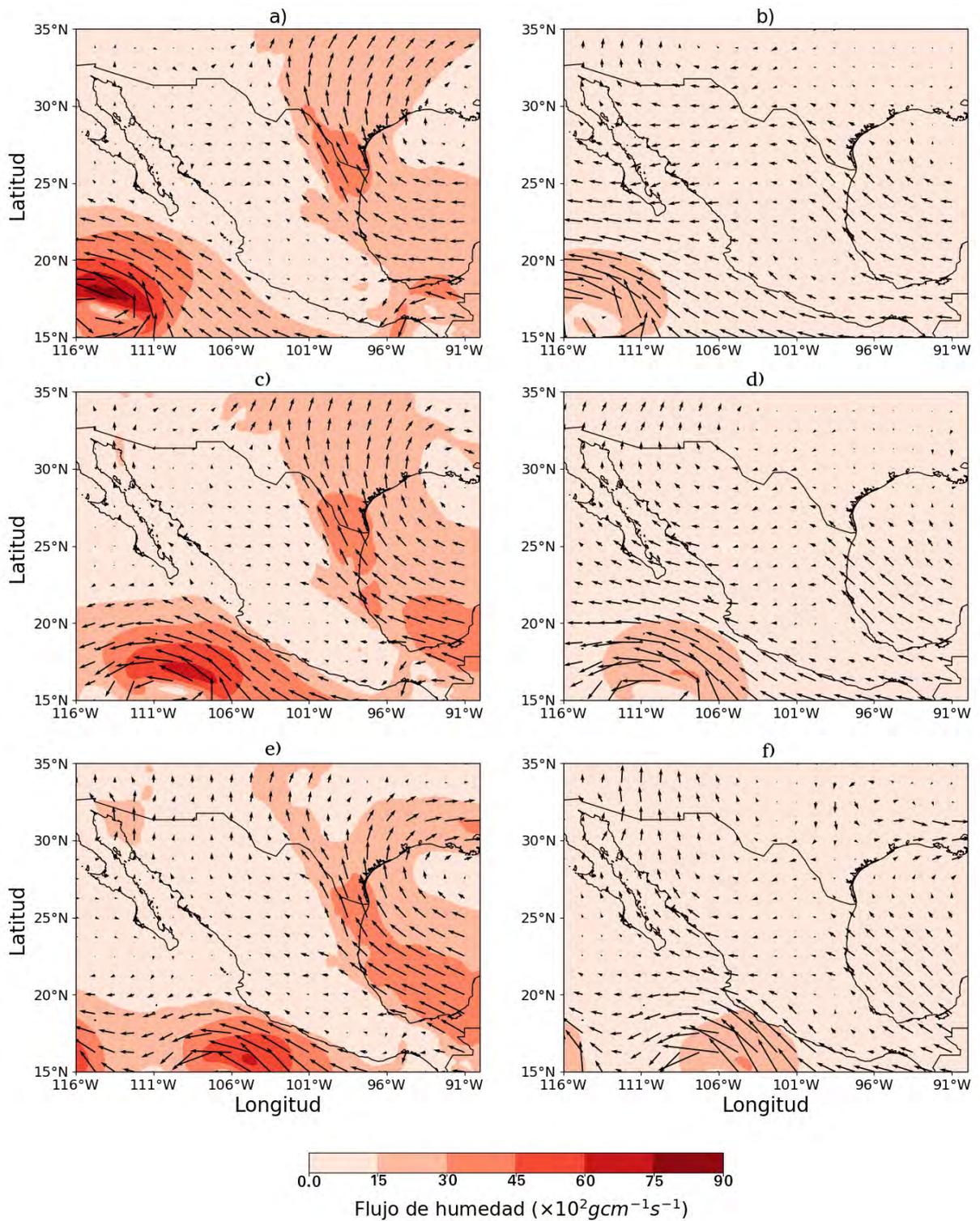


Figura 3.41: Flujos de humedad en el espesor de superficie-700 hPa para el evento convectivo del 26 de julio del 2017 (a), un día antes (c) y dos días antes (e). Los mapas (b), (d) y (f) muestran la misma información pero para el espesor de 700 hPa-200 hPa. Las flechas muestran la dirección predominante del flujo de humedad

3.32 muestra que en niveles bajos durante los tres días se aprecia un centro de baja presión al sur de los 25°N. La presencia de este sistema pudo incentivar un fenómeno de surgencia de humedad a través del GC, explicando de esta forma el flujo de humedad del sur sobre el GC y la actividad convectiva este día. En el caso del día 31 de julio del 2013, los flujos de humedad en niveles bajos sobre la región (Figura 3.14) muestran una componente del sur sobre el GC,

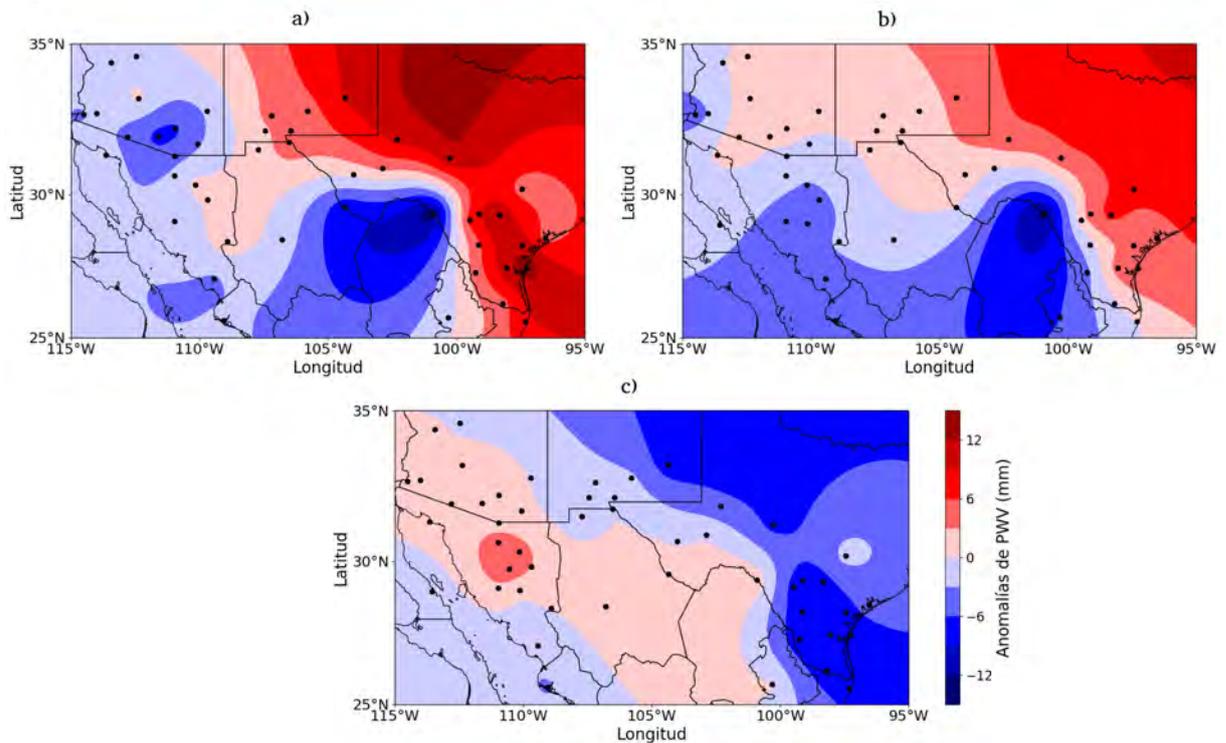


Figura 3.42: Anomalías de PWV durante el evento del 31 de julio del 2017 (a), un día antes (b) y dos días antes (c). Los puntos negros representan la ubicación de las estaciones de GPS que se utilizaron en el cálculo de las anomalías.

que quizás pudo incentivar la intrusión de aire húmedo tierra adentro, el que luego es forzado a ascender sobre la SMO y converger en la cima, generando inestabilidad y formando la convección profunda sobre la región.

En los 2 eventos restantes donde dominaron las anomalías positivas de PWV el día del evento (3 de septiembre del 2013 y 25 de julio del 2015), los flujos de humedad en niveles bajos no presentaron una componente del sur sobre el GC. En el primero de ellos, el 3 de septiembre del 2013, las condiciones sinópticas durante los días previos al evento y durante este, estuvieron caracterizadas por la presencia de una vaguada invertida en niveles medios sobre la porción centro-norte de México, que se combinaba con la circulación de un amplio anticiclón sobre el suroeste de los Estados Unidos (Figura 3.22). Este patrón impuso un flujo del este al sudeste en niveles bajos sobre el noroeste de México (Figura 3.23), indicando un posible transporte de vapor de agua en estos niveles proveniente del este. Por su parte, el evento del 25 de julio del 2015, se caracterizó por una situación sinóptica similar a la de los días 25 de julio del 2013, 30 de agosto del 2013 y 9 de agosto del 2017. Con la presencia de una vaguada invertida en niveles medios al sudeste de Sonora que se combina con un amplio anticiclón sobre Nuevo México-Texas (Figura 3.28). A pesar de que las condiciones en niveles medios fueron similar en todos estos días, los flujos de humedad en niveles bajos, para el 25 de julio del 2015, mostraron un flujo ciclónico sobre el noroeste de México, incentivado quizás por la profundización de la vaguada invertida hasta estos niveles, pudiendo ser la responsable de la actividad convectiva que tuvo lugar este día.

Para los 5 eventos restantes, donde las anomalías de PWV sobre la región del NAM fueron en su mayoría negativas durante el día del evento, las condiciones sinópticas en general, no difieren mucho de las presentes durante los días con anomalías positivas. En 2 de estos días (2

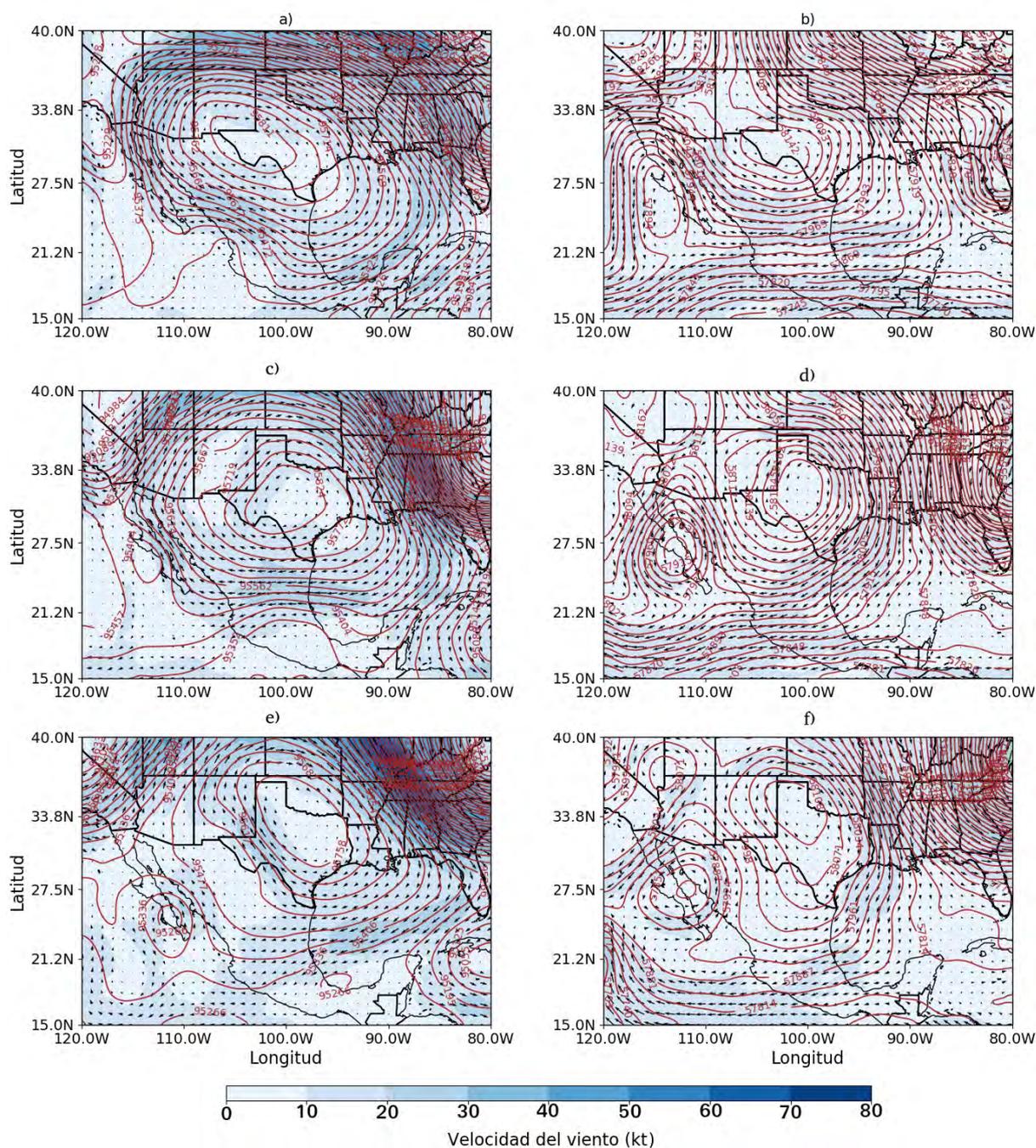


Figura 3.43: Mapas de altura geopotencial y viento en 300 hPa para el evento convectivo del 31 de julio del 2017 (a), un día antes (c) y dos días antes (e). Los mapas (b), (d) y (f) muestran la misma información pero para el nivel de 500 hPa. Las flechas indican la dirección del viento y las isohipsas están representadas con las líneas color marrón

de julio del 2015 y 26 de julio del 2017) las condiciones presentes fueron muy similares, caracterizadas por la presencia de una vaguada invertida en niveles medios sobre el centro-norte de México y un amplio anticiclón en suroeste de los Estados Unidos (Figuras 3.25 y 3.40). Los flujos de humedad en niveles medios y altos, en ambos casos, fueron del este al sudeste sobre la región, debido a la combinación de las circulaciones de los sistemas antes mencionados (Figuras 3.26 y 3.41). Mientras que en niveles bajos, los flujos de humedad difieren mucho de un evento al otro. Para el día 2 de julio del 2015 y los días previos, los flujos en niveles bajos se muestran muy variables sobre toda la región (Figura 3.26). Mientras que el 26 de julio del 2017 y los dos días antes, se aprecia un débil flujo del sur sobre el GC que se

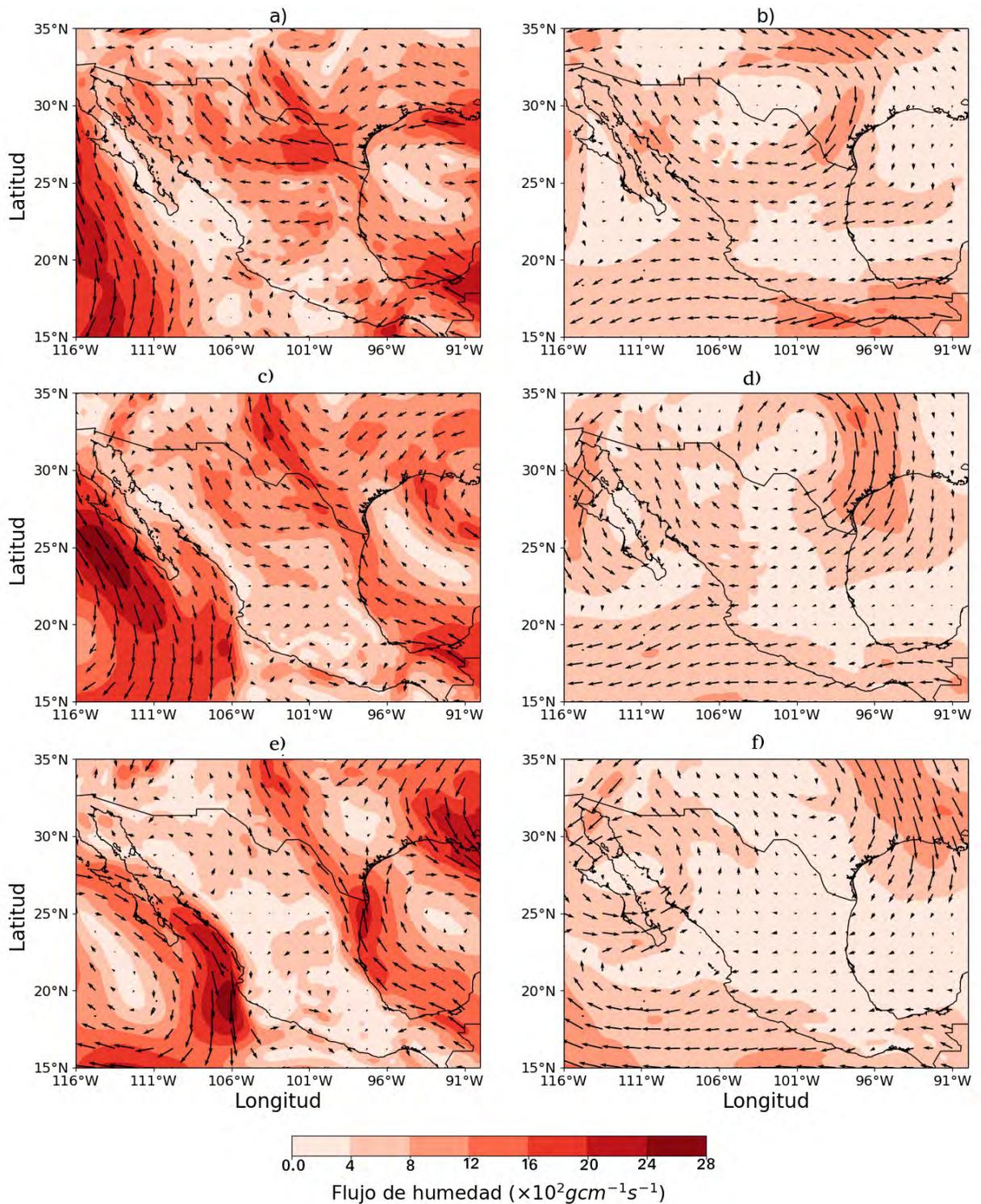


Figura 3.44: Flujos de humedad en el espesor de superficie-700 hPa para el evento convectivo del 31 de julio del 2017 (a), un día antes (c) y dos días antes (e). Los mapas (b), (d) y (f) muestran la misma información pero para el espesor de 700 hPa-200 hPa. Las flechas muestran la dirección predominante del flujo de humedad

adentra a Sonora (Figura 3.41). En ambos casos, a pesar de estar presente condiciones sinópticas similares a la del día 3 de septiembre del 2013 (Figura 3.22), los flujos de humedad en niveles bajos fueron muy diferentes, siendo éste quizás el factor por el cual los valores de PWV durante ambos casos, no se incrementaron lo suficiente para generar anomalías positivas sobre la región.

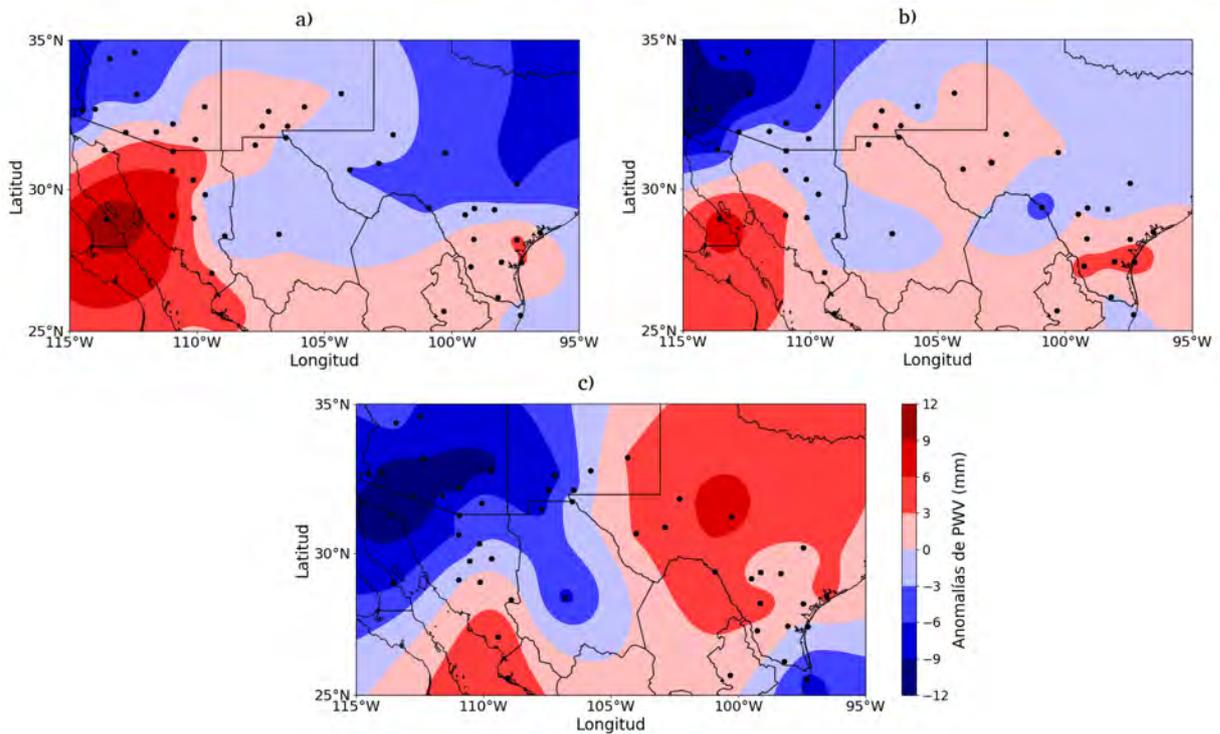


Figura 3.45: Anomalías de PWV durante el evento del 9 de agosto del 2017 (a), un día antes (b) y dos días antes (c). Los puntos negros representan la ubicación de las estaciones de GPS que se utilizaron en el cálculo de las anomalías.

En los 3 eventos restantes (4 de agosto del 2013, 22 de julio del 2016 y 31 de julio del 2017) las condiciones presentes en niveles medios y altos fueron diferentes. Durante el evento del 4 de agosto del 2013 y los días previos, se mantuvo un amplio centro de altas presiones sobre Texas, que se combinó con el flujo de una vaguada superior sobre la costa pacífica de California en niveles altos. Mientras que en niveles medios se mantuvo la amplia circulación anticiclónica sobre el suroeste de los Estados Unidos y el norte de México (Figura 3.16). En niveles bajos predominó un débil flujo del sur sobre la porción norte del GC que se adentraba hacia Arizona (Figura 3.17). A pesar que las condiciones en niveles altos y los flujos de humedad en niveles bajos durante este evento, fueron similares a la de los eventos del 31 de agosto del 2015 y del 23 de agosto del 2017, las anomalías este día sobre la región del NAM fueron negativas. Esto puede deberse a que durante este evento el centro de alto geopotencial estuvo sobre Texas (en los otros dos casos estaba localizado sobre Sonora-Arizona y el Pacífico) y su interacción con la vaguada superior quedó restringida a 300 hPa. Predominando en niveles medios un amplio centro de altas presiones bien definido sobre Texas y un flujo seco del este al sudeste sobre la región del NAM. Esta situación pudo limitar el transporte de humedad en niveles bajos hacia el área del monzón, predominando sólo un débil flujo del sur sobre el norte del GC.

En los 2 eventos restantes (22 de julio del 2016 y 31 de julio del 2017) se aprecia una vaguada invertida en niveles medios sobre Sonora y Arizona (Figuras 3.37 y 3.43). Para el caso del 31 de julio del 2017, la vaguada está asociada con un centro de bajo geopotencial sobre Baja California, que impone un flujo en niveles medios del sur sobre Sonora, que luego gira ciclónicamente sobre Arizona y Baja California. Esta misma circulación del flujo alrededor de la vaguada invertida, se observa en niveles bajos, indicando una profundización del sistema hasta estos niveles (Figura 3.44). Por su parte, los flujos de humedad durante los días previos

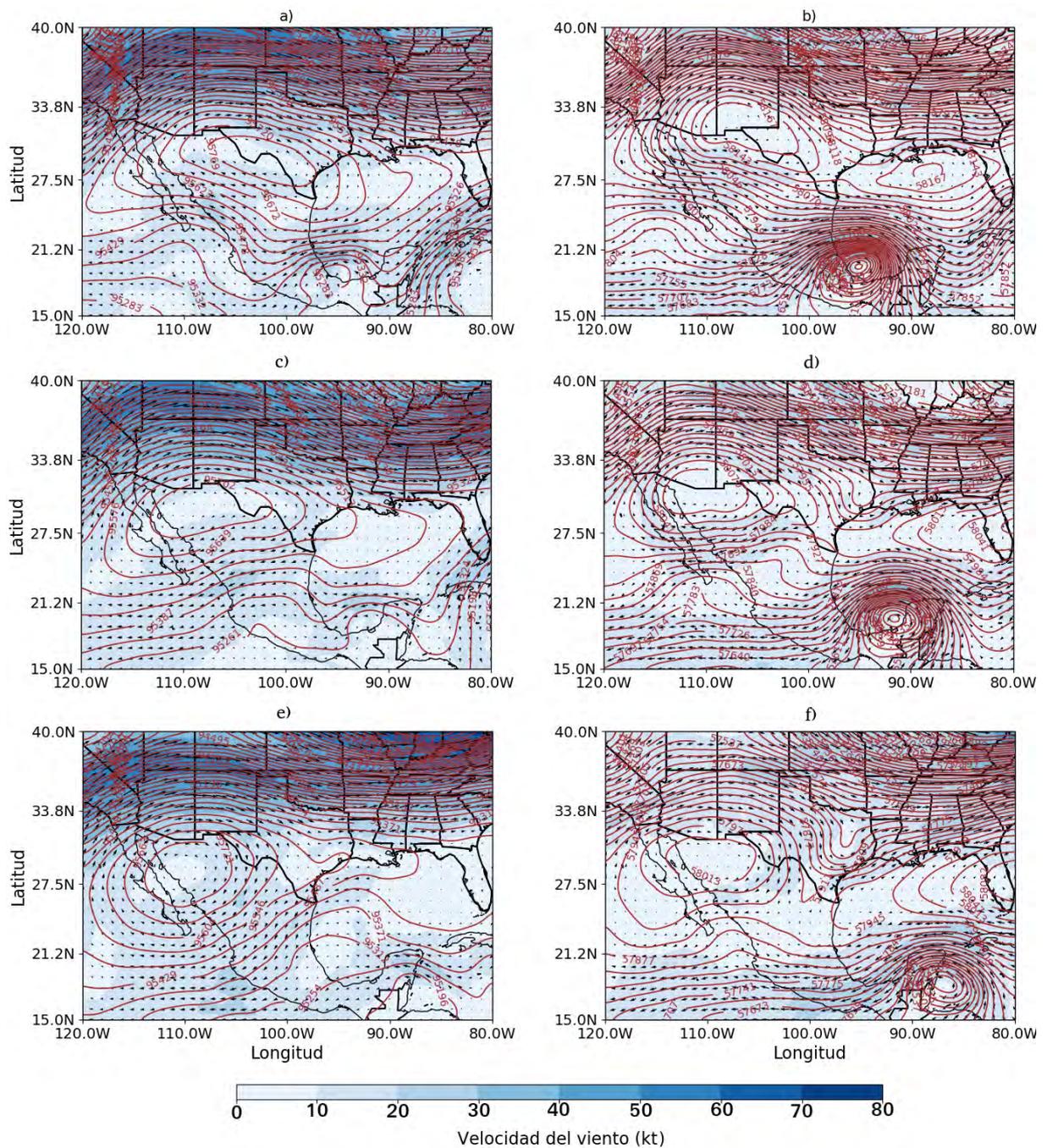


Figura 3.46: Mapas de altura geopotencial y viento en 300 hPa para el evento convectivo del 9 de agosto del 2017 (a), un día antes (c) y dos días antes (e). Los mapas (b), (d) y (f) muestran la misma información pero para el nivel de 500 hPa. Las flechas indican la dirección del viento y las isohipsas están representadas con las líneas color marrón

al 22 de julio del 2016, fueron variables y débiles sobre la región del NAM, tomando una ligera componente del sur el día del evento sobre el CG (Figura 3.38). Esto quizás pudo estar asociado con la proximidad de un centro de baja presión al sur del GC, lo que pudo incentivar un evento de surgencia de humedad. En ambos casos, se presentaron condiciones sinópticas favorables para el desarrollo de la actividad convectiva sobre la región, sin embargo, los valores de PWV no se incrementaron lo suficiente para generar anomalías positivas sobre toda la región.

Como se pudo apreciar, en la mayoría de los eventos convectivos, los mayores vectores del flujo

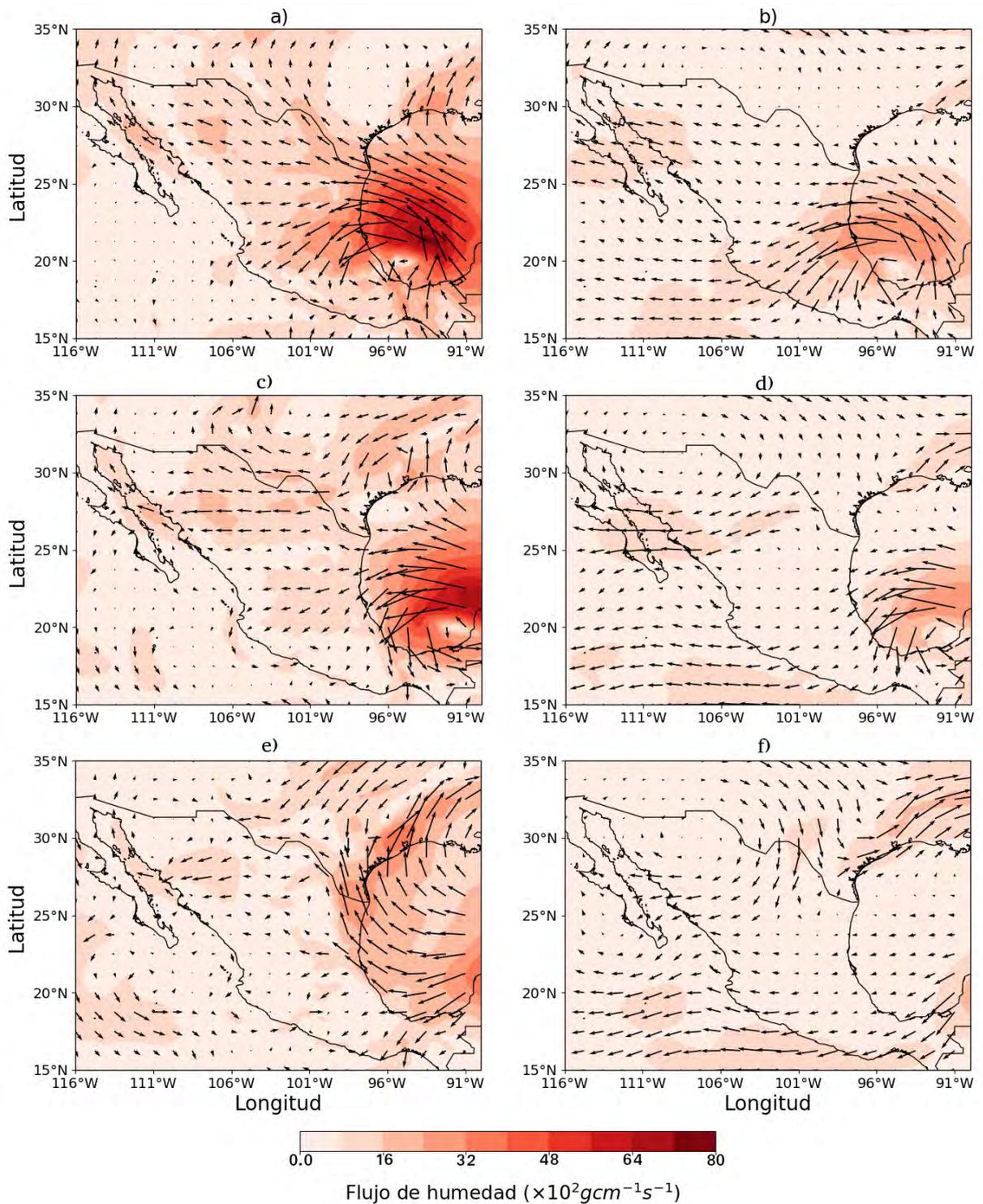


Figura 3.47: Flujos de humedad en el espesor de superficie-700 hPa para el evento convectivo del 9 de agosto del 2017 (a), un día antes (c) y dos días antes (e). Los mapas (b), (d) y (f) muestran la misma información pero para el espesor de 700 hPa-200 hPa. Las flechas muestran la dirección predominante del flujo de humedad

de humedad en el espesor de superficie-700 hPa estuvieron asociados con una fuerte componente sobre el oeste del GM que se curvaba anticiclónicamente hacia Texas. En 9 de los 14 casos analizados, se puede apreciar un flujo de región sur en niveles bajo sobre el GC que se adentraba en el suroeste de Arizona y el noroeste de Sonora, indicando un transporte de humedad en esta capa desde el GC. En algunos casos, se presentó un débil flujo de humedad

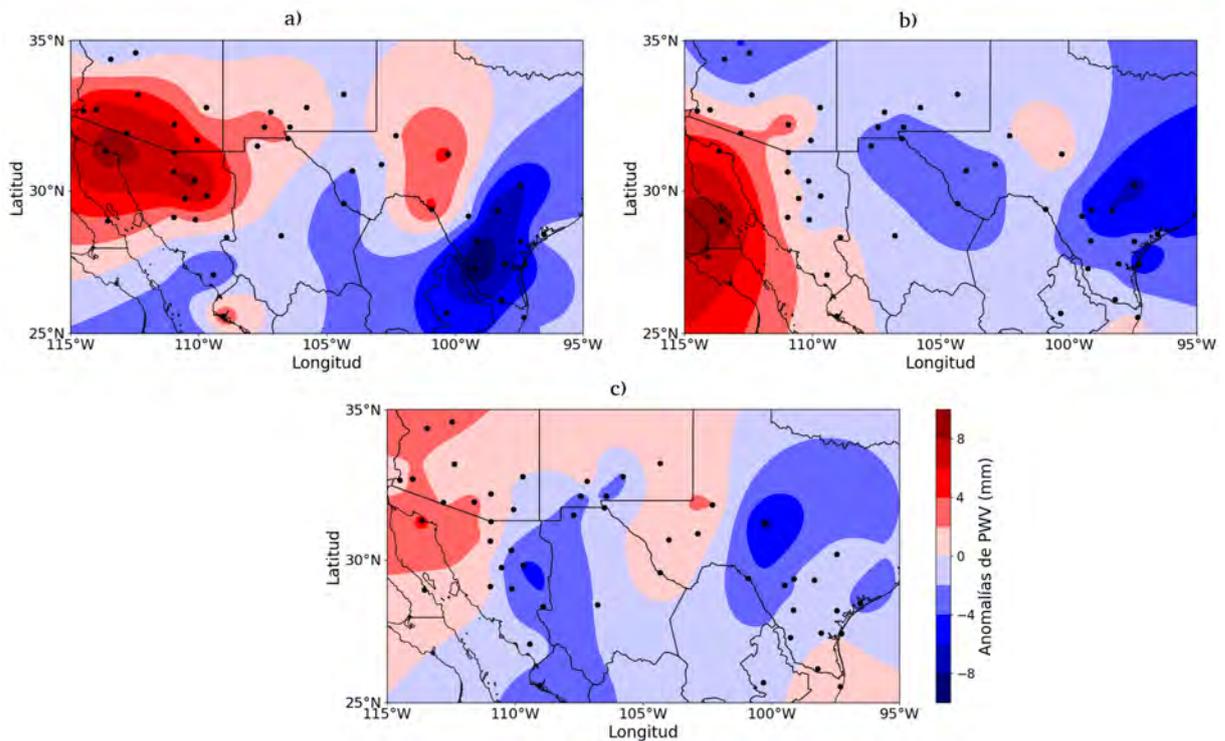


Figura 3.48: Anomalías de PWV durante el evento del 23 de agosto del 2017 (a), un día antes (b) y dos días antes (c). Los puntos negros representan la ubicación de las estaciones de GPS que se utilizaron en el cálculo de las anomalías.

del este proveniente del altiplano mexicano, siendo más fuerte en el día 3 de septiembre del 2013, donde hubo una vaguada invertida en niveles medios sobre el centro-norte de México, conduciendo a un pequeño transporte a través del continente en niveles bajos y forzando la actividad convectiva sobre la región A1. En otros eventos, por su parte, se pudo apreciar un flujo variable débil sobre el noroeste de México. Analizando los flujos de humedad en la capa de 700-200 hPa, se pudo observar que los mismos se caracterizaron por ser del este al sudeste sobre el noroeste de México y del sur sobre el suroeste de los Estados Unidos. Este comportamiento está modulado por la amplia circulación de la alta monzónica, que se encarga de transportar humedad en estos niveles desde el GM y la SMO hacia la región del NAM.

Discusión de los resultados del transporte de humedad durante los días de convección fuerte en la región A1

Los resultados obtenidos con este estudio muestran el papel dominante del GC en el transporte de humedad en niveles bajos hacia la región del NAM. Siendo la principal fuente de humedad para las precipitaciones durante los días con eventos convectivos y los días previos al evento sobre la región A1. Mientras que en niveles medios y altos, se pudo apreciar claramente que la humedad que se adentraba al NAM en estos niveles, venía del este y del sudeste a través de la circulación de la alta del monzón, pudiendo estar asociada con el GM y/o la SMO. Estos resultados están en concordancia con los trabajos de Carleton (1986), Schmitz and Mullen (1996), Adams and Comrie (1997), Higgins et al. (1997), Bosilovich et al. (2003), Cerezo-Mota et al. (2011), Hu and Dominguez (2015), Dominguez et al. (2016), Pascale and Bordoni (2016) y Jana et al. (2018), donde destacan el papel relevante del GC en el aporte de humedad en niveles bajos, para las precipitaciones en el suroeste de los Estados Unidos y el noroeste de México.

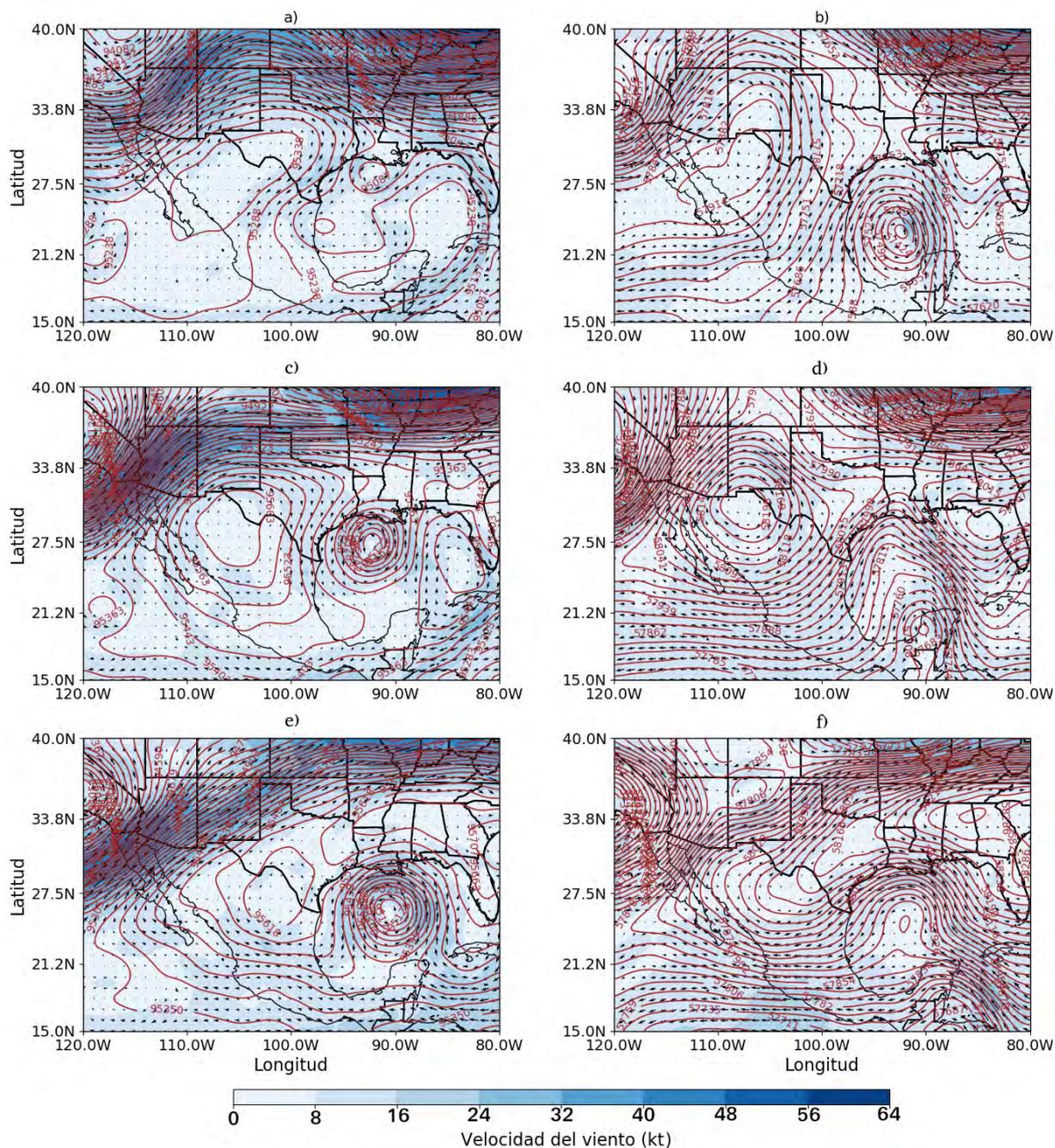


Figura 3.49: Mapas de altura geopotencial y viento en 300 hPa para el evento convectivo del 23 de agosto del 2017 (a), un día antes (c) y dos días antes (e). Los mapas (b), (d) y (f) muestran la misma información pero para el nivel de 500 hPa. Las flechas indican la dirección del viento y las isohipsas están representadas con las líneas color marrón

Mientras que la humedad que se adentra a la región desde niveles medios proviene del GM a través de la circulación de la alta monzónica. Otro resultado importante, es el indicio de un transporte de humedad en niveles bajos del este desde el continente en algunos eventos. Este resultado parece corroborar los resultados de Ralph and Galarneau (2017) sobre la existencia de un transporte de vapor de agua en niveles bajos desde el este. Sin embargo, esto sólo se produjo bajo determinadas condiciones sinópticas, como fue la presencia de una vaguada invertida en niveles medios sobre el centro-norte de México. Este sistema actuó como un forzante dinámico con un fuerte flujo del este debido a su configuración e incentivó la actividad convectiva sobre la región A1. Este punto se verá con mayor detalle en la siguiente sección.

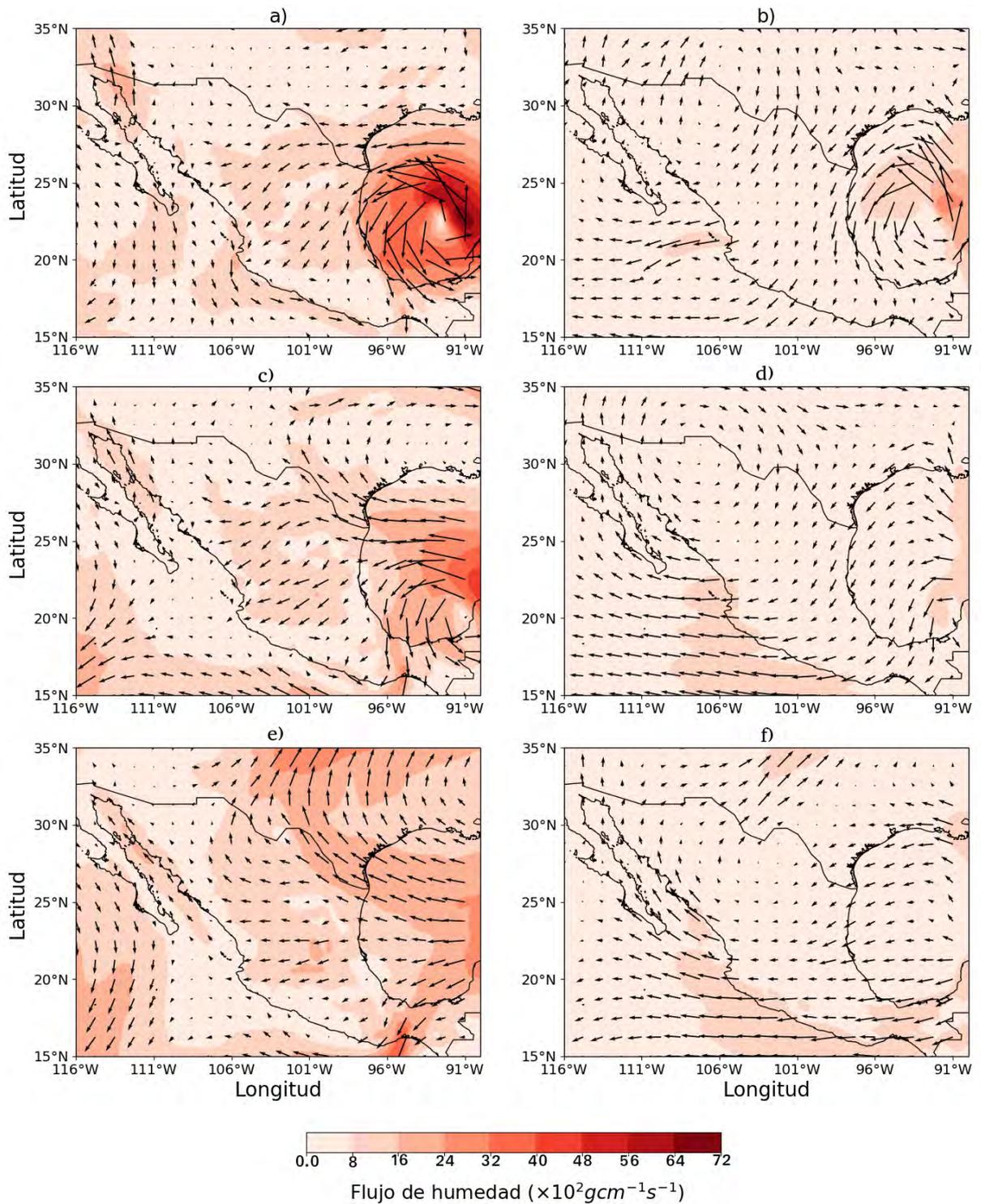


Figura 3.50: Flujos de humedad en el espesor de superficie-700 hPa para el evento convectivo del 23 de agosto del 2017 (a), un día antes (c) y dos días antes (e). Los mapas (b), (d) y (f) muestran la misma información pero para el espesor de 700 hPa-200 hPa. Las flechas muestran la dirección predominante del flujo de humedad

3.6 Análisis del transporte de vapor de agua hacia la región del Chiricahua Gap

Como parte de los resultados obtenidos en la sección anterior, se pudo observar el inicio de un transporte de humedad en niveles bajos desde el este a través del continente. Sin embargo,

esta situación sólo se pudo apreciar bajo determinado patrón sinóptico, como fue la presencia de una vaguada invertida en 500 hPa sobre el centro-norte de México. Con el objetivo de corroborar la idea de Ralph and Galarneau (2017) sobre la existencia de un transporte de humedad del este a través del Chiricahua Gap los días previos a eventos convectivos en el sur de Arizona, en esta sección se hace un análisis del transporte de humedad hacia la región del Chiricahua Gap (Figura 2.3). Teniendo en cuenta para ello el conjunto de días convectivos que tuvieron lugar sobre la región durante las temporadas monzónicas del 2013-2017 (Tabla 2.5).

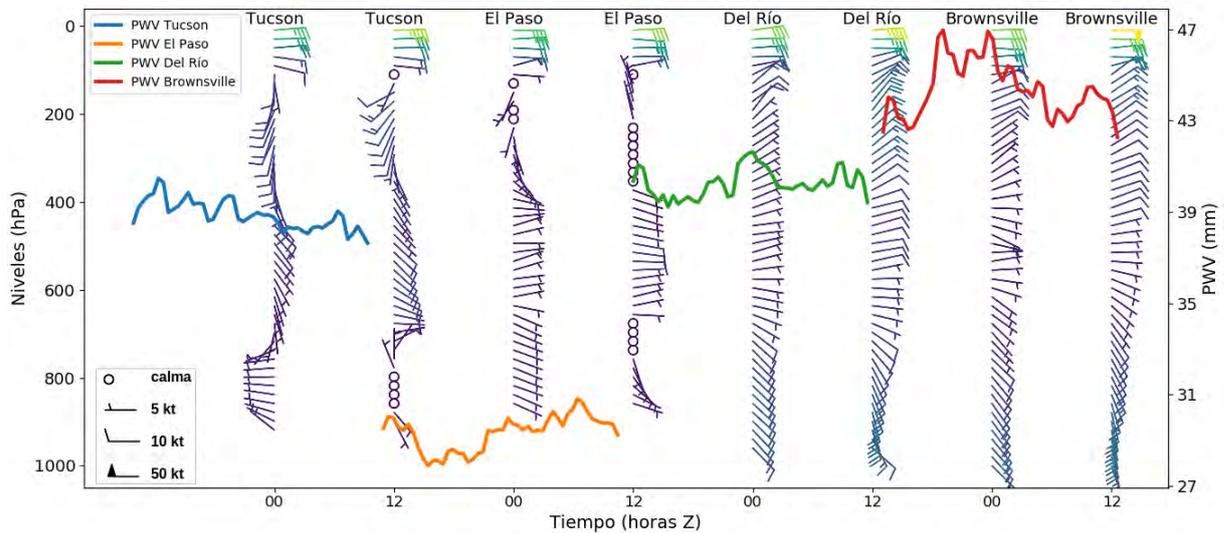


Figura 3.51: Viento promedio (nudos) y PWV promedio (mm) de los 21 eventos convectivos sobre el Chiricahua Gap para las estaciones de sondeos y de GPS de Tucson ($t=0$), El Paso ($t=-1$), Del Río ($t=-2$) y Brownsville ($t=-3$)

La Figura 3.51 muestra el perfil del viento y el PWV promedio de los 21 eventos convectivos que se desarrollaron sobre el Chiricahua Gap. Los datos de PWV y de viento pertenecen a cada una de las estaciones de sondeo de Tucson, El Paso, Del Río y Brownsville (Figura 2.4). Como se puede apreciar en la Figura 3.51, los perfiles de viento están en 2 horarios durante un mismo día, las 12Z y las 00Z, mientras que los datos de PWV están desde las 12Z de un día hasta las 12Z del siguiente día. Los datos de viento y de PWV correspondientes a la estación de Brownsville (Figura 3.51), representan los perfiles promedios de ambas variables tres días antes ($t=-3$) de cada uno de los eventos convectivos que tuvieron lugar sobre el Chiricahua Gap. De la misma forma, ocurre con los datos de vientos y PWV para el resto de las estaciones, representando en Del Río el comportamiento medio para dos días antes de los eventos ($t=-2$), para El Paso un día antes ($t=-1$) y para Tucson el día de los eventos ($t=0$).

Siguiendo la idea propuesta por Ralph and Galarneau (2017) y suponiendo que el transporte de humedad en niveles bajos durante los días previos a los eventos convectivos tiene una componente del este, entonces se podría esperar que un aumento del PWV en la estación de Brownsville tres días antes del evento convectivo, puede influir en la actividad convectiva sobre Tucson. Se podría esperar entonces que la humedad presente tres días antes en la estación de Brownsville, es transportada por el viento hacia la estación de Del Río, lo cual es posible debido a la intrusión de aire húmedo desde el GM hacia Texas y a la topografía poco elevada entre ambas estaciones (Tabla 2.3). Posteriormente, parte de la humedad en Del Río debería ser movida por el viento hacia El Paso, donde continuaría hasta llegar a Tucson. Sin embargo, debido a la elevación de la estación de El Paso y a la compleja topografía de la región (Tabla

2.3), es muy probable que parte de la humedad proveniente del este se condense y forme precipitación antes de llegar a la estación. Como consecuencia, habría una disminución del contenido de vapor de agua en la atmósfera y menos transporte en niveles bajos desde El Paso hacia Tucson.

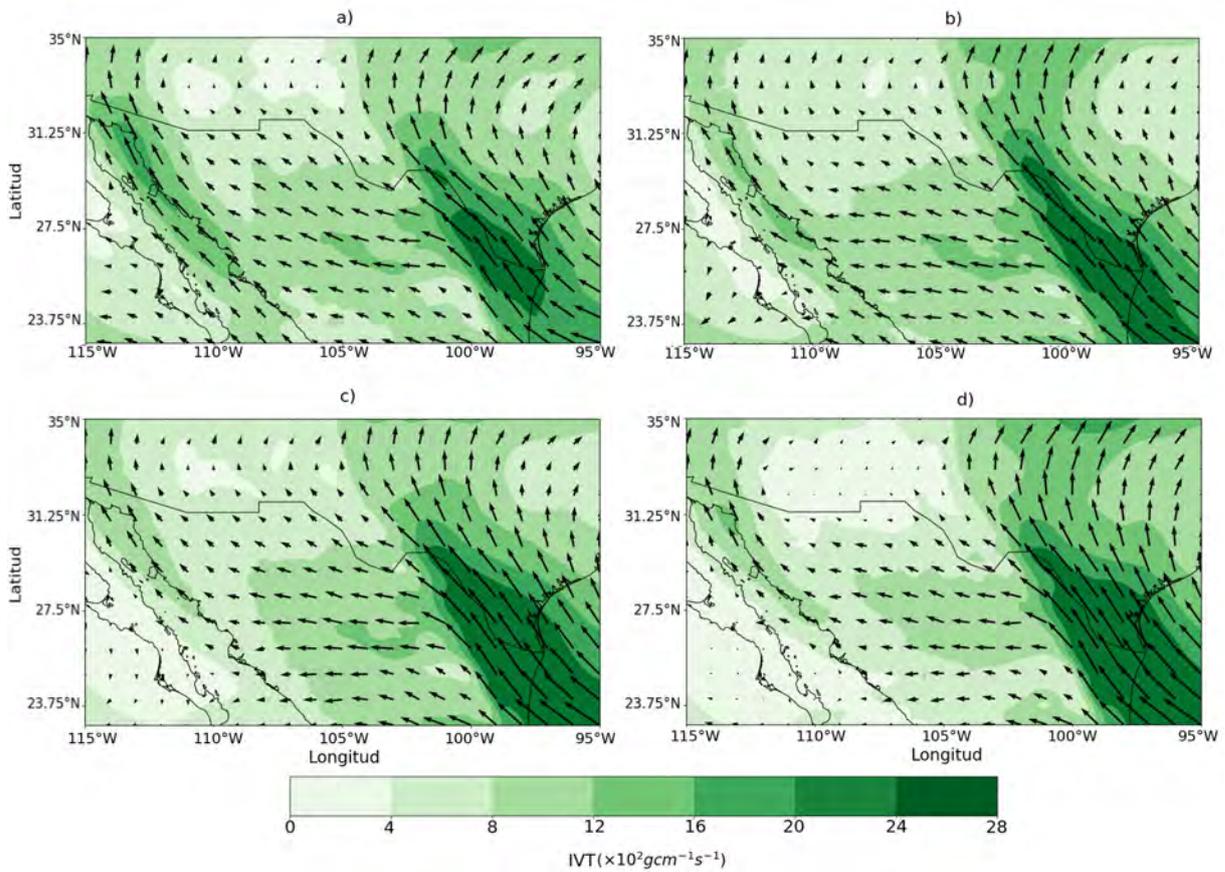


Figura 3.52: IVT promedio para el conjunto de 21 eventos convectivos en el Chiricahua Gap durante los días de los eventos (a), un día antes (b), dos días antes (c) y tres días antes (d). Las flechas muestran la dirección predominante del transporte de humedad

Si siguiendo la idea descrita con anterioridad y analizando la Figura 3.51, podemos apreciar como los vientos promedios en las estaciones de Brownsville y Del Río, los días previos a los eventos convectivos, tienen una componente del sudeste por debajo de 700 hPa. Mientras que los valores medios de PWV están por encima de 40 mm en ambas estaciones, llegando casi a los 50 mm en Brownsville. Por su parte, en el caso de El Paso se aprecia como promedio un viento del este por debajo 700 hPa durante los días previos a los eventos y valores de PWV que no alcanzan los 31 mm. Por último, durante los días convectivos, los vientos promedios por debajo de 700 hPa sobre la estación de Tucson, fueron del este al sudeste a primera hora de la mañana y luego en la tarde giraron del oeste al sur, y los valores medios de PWV fueron superiores a 39 mm. Teniendo en cuenta lo expuesto anteriormente, los vientos de los sondeos meteorológicos y los valores de PWV, no muestran claramente la idea de Ralph and Galarneau (2017).

Debido a que los resultados mostrados por la Figura 3.51 no fueron muy esclarecedores sobre la cuestión de interés, se calculó el IVT promedio para el conjunto de días donde se desarrollaron los eventos convectivos y los días previos a la ocurrencia de los mismos (Figura 3.52). Como se puede observar, en promedio, durante los 21 eventos que tuvieron lugar en el Chiricahua Gap, el patrón medio del transporte de humedad sobre el oeste de Arizona, estuvo

dominado por un fuerte flujo del sur sobre el GC que se adentraba a esta región y estaba paralelo a la costa de Sonora (Figura 3.52), con valores que alcanzaban los $20 \times 10^2 \text{gcm}^{-1}\text{s}^{-1}$. Mientras que el mayor vector del transporte se aprecia sobre el oeste del GM, el cual se adentran al nordeste de México y giran anticiclónicamente sobre Texas, con valores que alcanzan los $28 \times 10^2 \text{gcm}^{-1}\text{s}^{-1}$. Sobre el altiplano mexicano, los vectores del transporte fueron más pequeños que en las regiones previamente mencionadas, con una componente del sudeste al sur. Esta menor componente del transporte sobre dicha área muestra el impacto de los terrenos elevados de la región en la reducción de los límites de la integración vertical de los flujos de humedad (Schmitz and Mullen 1996), trayendo como consecuencia, un menor aporte de humedad en esta región para las precipitaciones.

Como se pudo apreciar, el patrón medio del IVT durante todos los eventos convectivos, no mostró indicios de un transporte de humedad desde el este a través del Chiricahua Gap. Para corroborar esta idea, se calcularon los flujos de humedad promedio en las capas de superficie-700 hPa y de 700 hPa-200 hPa (Figura 3.53). En el espesor de 700 hPa-200 hPa (Figuras 3.53 (b), (d), (f) y (h)) se muestra que como promedio, durante los días de los eventos y los días previos a la ocurrencia de los mismo, los flujos de humedad a través del Chiricahua Gap son del sudeste al sur, los cuales se hallan dentro de la amplia circulación de la alta monzónica centrada sobre el suroeste de Estados Unidos. Por su parte, en la capa de superficie-700 hPa (Figuras 3.53 (a), (c), (e) y (g)), los flujos de humedad muestran un comportamiento similar al del IVT (Figura 3.52), con el mayor vector del transporte sobre el GM girando anticiclónicamente hacia Texas y un fuerte flujo del sur sobre el GC que se adentra a Arizona y a Sonora. Mientras que sobre el altiplano mexicano, los flujos son muy débiles con una ligera componente del sudeste al sur.

Debido a estos resultados, no es muy evidente la existencia de un transporte de humedad del este en niveles bajos a través del Chiricahua Gap, durante los días previos a los episodios de actividad convectiva en el sur de Arizona como se muestra en el trabajo de Ralph and Galarneau (2017). Los datos y los análisis empleados en este estudio, muestran que durante los eventos convectivos, sobre la región de El Paso y el este del Chiricahua Gap, se mantuvo un débil transporte de humedad del sudeste al sur como promedio. Esto puede estar incentivado por la compleja topografía de la región, con zonas que superan los 1500 m de altura y que pueden constituir una barrera para la humedad proveniente desde el GM. Como consecuencia, gran parte de la humedad que viene del este y del sudeste es forzada a ascender sobre las montañas de la región, condensarse y formar precipitación antes de cruzar al otro lado. Mientras que la cercanía del GC a la región y las características que presenta el mismo, facilitan el transporte de vapor de agua en niveles bajos desde esta región hasta el sur de Arizona y parte de Sonora.

Los resultados encontrados están en concordancia con varios de los estudios previos que se han desarrollado en la región del NAM, como son los trabajos de Reitan (1957), Douglas et al. (1993), Schmitz and Mullen (1996), Adams and Comrie (1997), Higgins et al. (1997), Mitchell et al. (2002), Bosilovich et al. (2003), Cerezo-Mota et al. (2011), Moore et al. (2015), Hu and Dominguez (2015), Moore et al. (2015), Dominguez et al. (2016) y Jana et al. (2018), donde desde un punto de vista observacional y numérico se le ha atribuido el papel de principal región fuente de humedad en niveles bajos al GC. Mientras que el flujo que se adentra desde el GM hacia la región, es principalmente desde niveles medios a través de la circulación de la alta del monzón.

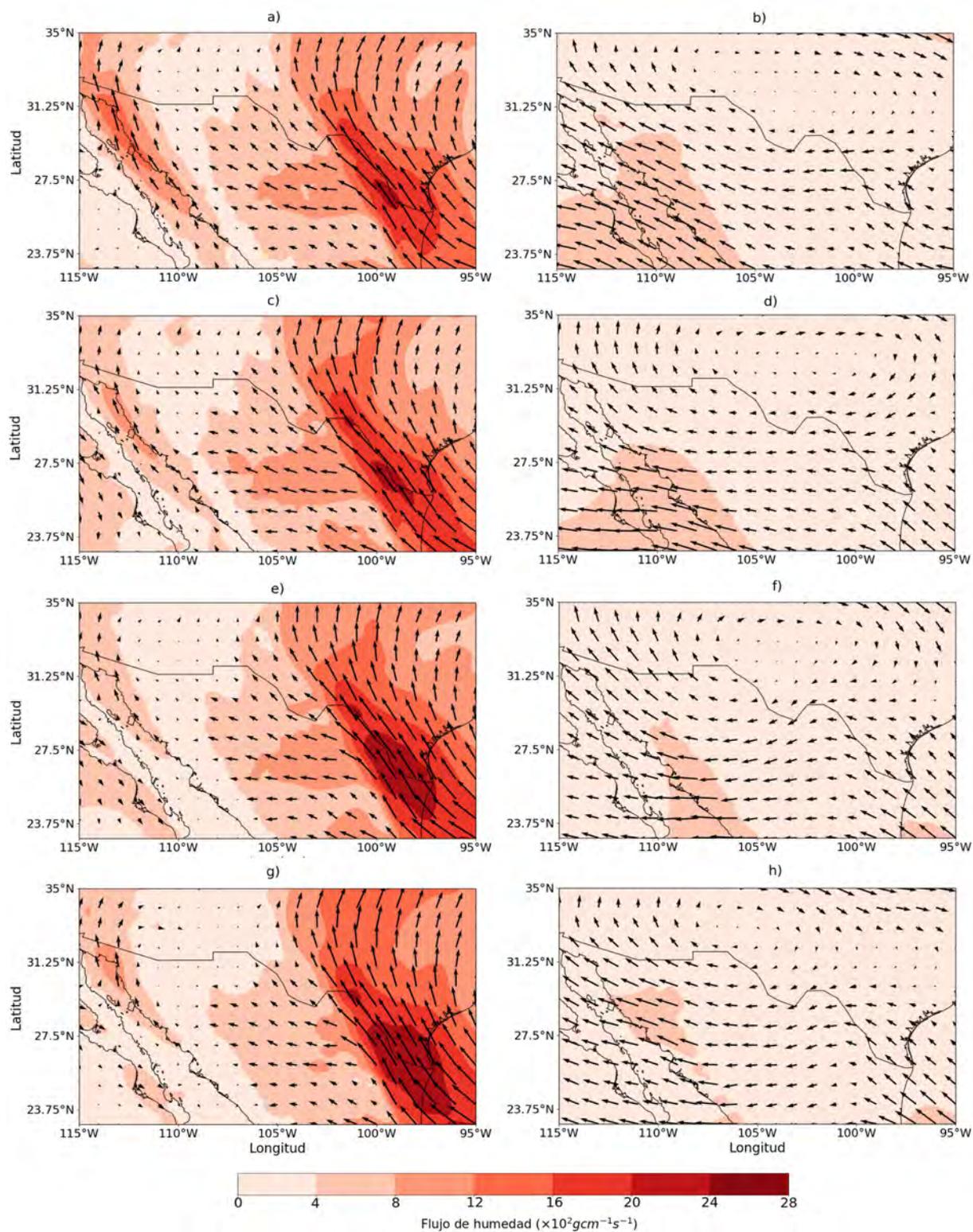


Figura 3.53: Flujos de humedad promedio en el espesor de superficie-700 hPa para el conjunto de 21 eventos convectivos sobre el Chiricahua Gap (a), un día antes de los eventos (c), dos días antes (d) y tres días antes (g). Los mapas (b), (d), (f) y (h) muestran la misma información pero para el espesor de 700 hPa-200 hPa. Las flechas muestran la dirección predominante del flujo de humedad

3.7 Análisis de los flujos de humedad superficial en el noroeste de México y el suroeste de Estados Unidos

Como se mencionó a inicios de este trabajo, muchos estudios han tomado en consideración el papel del reciclaje de la humedad que se da dentro del NAM, como una importante fuente de humedad continental para las lluvias monzónicas (ejemplo: Dominguez et al. (2008), Hu and Dominguez (2015) y Dominguez et al. (2016)). Esta idea radica fundamentalmente en que con el inicio de las precipitaciones, se produce un aumento drástico en el follaje de muchas de las plantas de la región y ese enverdecimiento, aumenta la evapotranspiración (Watts et al. 2007; Dominguez et al. 2016). A través de la evapotranspiración (evaporación de la superficie y transpiración de las plantas) se produce un flujo de vapor de agua que contribuye significativamente a la humedad para las precipitaciones (Dominguez et al. 2008). Sin embargo, poder cuantificar los flujos superficiales presenta muchas limitantes, debido fundamentalmente a la falta de datos observacionales sobre gran parte de México, lo que hace muy complejo poder validar los resultados obtenidos a partir de los modelos numéricos.

Como parte del estudio de las fuentes de humedad para las precipitaciones en la región del NAM, específicamente la cuestión del reciclaje de humedad, en esta sección se muestran los resultados obtenidos a partir del estudio de la humedad del suelo y su relación con los flujos de calor latente a escala local. Así como la contribución de estos flujos a la columna total de PWV en los sitios de Opodepe, Rayón y Walnut Gulch. Sitios que fueron seleccionados, debido a que como se mencionó previamente, tienen características típicas del suelo y de la vegetación predominante en el noroeste de México, Arizona y Nuevo México. Un punto importante en este estudio es ver si existe alguna consistencia entre lo que muestran nuestros resultados a escala local y los resultados que se infieren a partir de los datos de reanálisis.

3.7.1 Comportamiento de la humedad del suelo y los flujos de calor latente en las estaciones de Opodepe, Rayón y Walnut Gulch

La Figura 3.54 (a) muestra el comportamiento de la humedad del suelo y de los flujos de calor latente en la estación de Opodepe, (b) en Rayón y (c) en Walnut Gulch durante los meses de verano del 2017. Como se puede observar, el comportamiento de la humedad del suelo y de los flujos de calor latente en cada una de estos sitios es muy diferente. A simple vista parece existir una cierta relación entre el comportamiento de la humedad del suelo y los flujos de calor latente en las estaciones, siendo quizás más evidente en Walnut Gulch. La Tabla 3.3 muestra los coeficientes de correlación entre ambas variables, los cuales fueron estadísticamente significativos para un nivel de confianza mayor al 99%. A partir de los coeficientes de correlación se puede apreciar como para escalas de tiempos superiores a un día, la relación entre los flujos de calor latente y la humedad del suelo aumenta en los tres sitios, siendo mayor en Rayón y Walnut Gulch, con valores de 0.86 y 0.74 respectivamente.

Tabla 3.3: Coeficientes de correlación entre el calor latente y la humedad del suelo para los datos originales (DO), los datos suavizados con un promedio móvil de 1 día (1D) y los datos suavizados con un promedio móvil de 3 días (3D)

Estación	Coef. Correlación (DO)	Coef. Correlación (1D)	Coef. Correlación (3D)
Opodepe	0.23	0.53	0.56
Rayón	0.47	0.75	0.86
Walnut Gulch	0.02	0.72	0.74

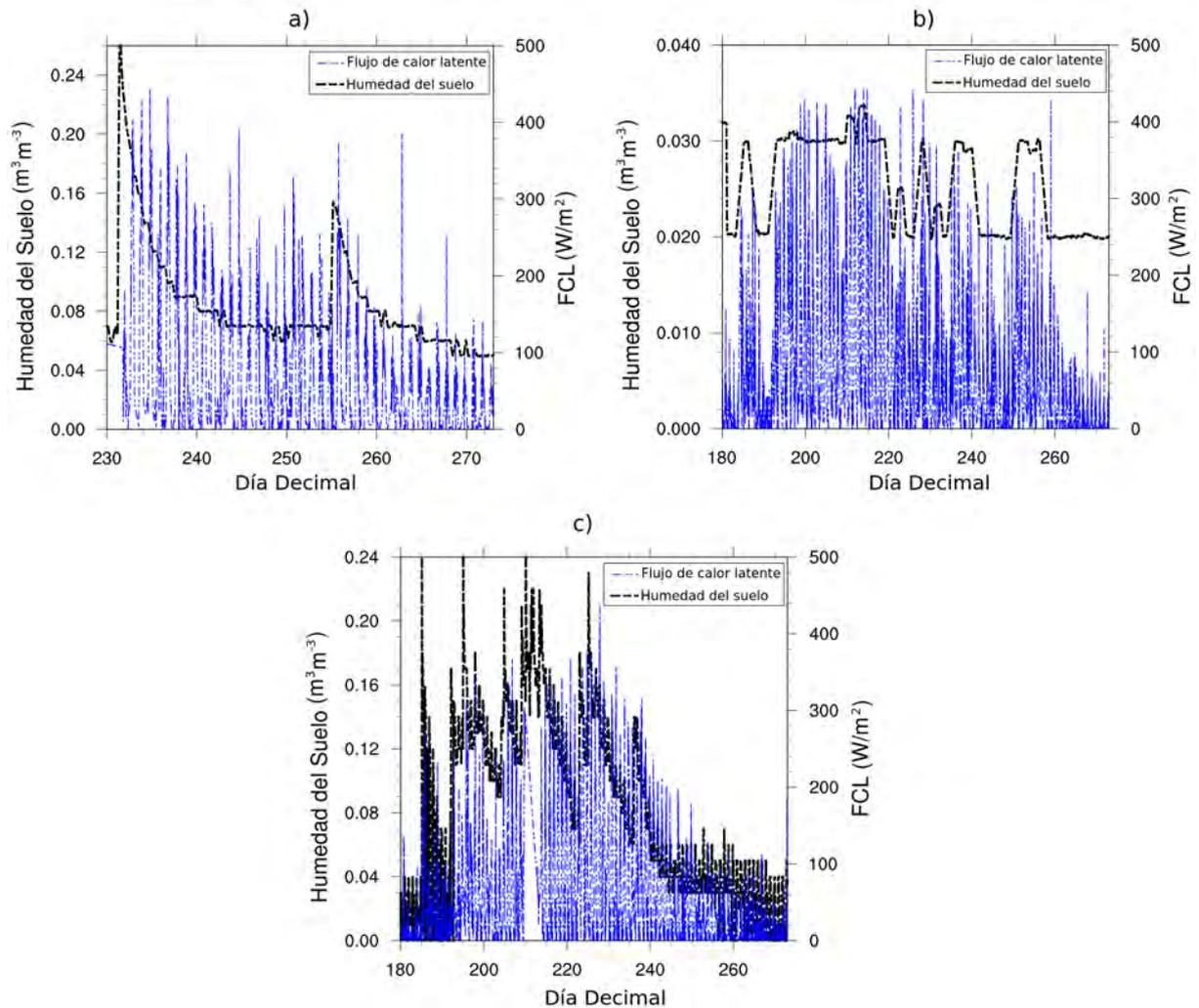


Figura 3.54: Humedad del suelo y flujo de calor latente (FCL) en las estaciones de Opodepe para el periodo del 18 de agosto al 27 de septiembre del 2017 (a), Rayón (b) y Walnut Gulch (c) para el periodo del 29 de junio al 23 de septiembre del 2017

En la escala temporal sub-diurna, las correlaciones son débiles en los tres sitios (Tabla 3.3), con valores por debajo de 0.5 en sentido general. Lo que podría ser un indicativo de que las condiciones de humedad del suelo de un mismo día, no tienen mucha influencia en el aumento de los flujos de calor superficial y por tanto, en la liberación de vapor de agua a través de la transpiración de las plantas. Debido a esto, el aporte local de la humedad del suelo para la liberación de calor latente, no parece ser tan notable a escala diaria.

3.7.2 Comportamiento de los flujos integrados de calor latente y el cambio del PWV en las estaciones de Opodepe, Rayón y Walnut Gulch

En el caso de la relación existente entre los flujos integrados de calor latente y el cambio de PWV, la Figura 3.55 muestra el comportamiento de la misma en las estaciones de Opodepe (a), Rayón (b) y Walnut Gulch (c) durante el verano del 2017. Para los tres sitios el comportamiento general de los flujos y la contribución del vapor de agua a la atmósfera es bastante similar. En cada una de las estaciones se pueden observar periodos donde se producen cambios negativos en el PWV, independientemente del incremento que se produzca en los flujos de calor latente/flujos de vapor de agua (Figuras 3.55 (a), (b) y (c)), los cuales permanecen siempre positivos durante todo el periodo.

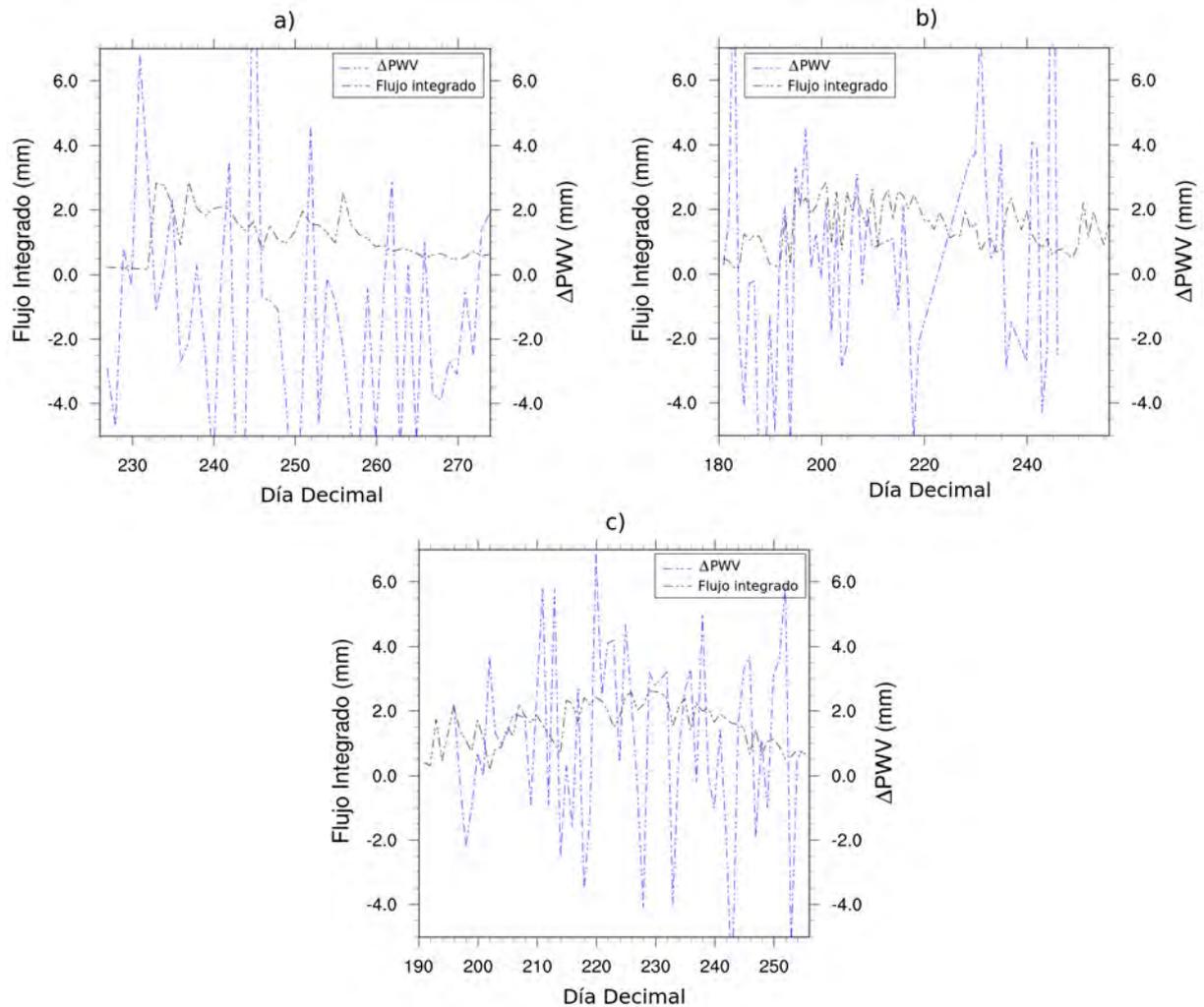


Figura 3.55: Flujo integrado de calor latente y cambio de PWV en las estaciones de Opodepe para el periodo del 14 de agosto al 1 de octubre del 2017 (a), Rayón para el periodo del 29 de junio al 3 de septiembre del 2017 (b) y Walnut Gulch para el periodo del 9 de julio al 13 de septiembre del 2017 (c)

Un punto importante en esta relación es que si los flujos de calor latente, es decir, la evaporación de la superficie y la transpiración de las plantas, contribuyen positivamente en la cantidad total del PWV en la región, esta influencia debería verse reflejada en el cambio de PWV. Teniendo en cuenta lo expuesto anteriormente y analizando los flujos de calor latente y el cambio de PWV a escala sub-diurna en cada una de las estaciones, la Tabla 3.4 muestra los coeficientes de correlación entre las variables, los cuales fueron estadísticamente significativos para un nivel de confianza mayor al 99%. Como se puede observar, las correlaciones en los tres sitios, en sentido general, son inferiores a 0.25. Esto podría indicar que los flujos integrados de calor latente no hacen una contribución significativa, a escala diaria, a la cantidad total de vapor de agua disponible en la atmósfera. Por lo que, la advección de humedad desde fuentes remotas, particularmente arriba de la capa límite, parece ser más importante para determinar el comportamiento de Δ PWV.

Tabla 3.4: Coeficientes de correlación entre el flujo integrado de calor latente y el cambio en PWV para los datos originales (DO)

Estación	Coef. Correlación (DO)
Opodepe	0.10
Rayón	0.23
Walnut Gulch	0.031

3.7.3 Comportamiento de la humedad del suelo y el PWV en las estaciones de Opodepe, Rayón y Walnut Gulch

Las Figuras 3.56 (a), (b) y (c) muestran el comportamiento entre la humedad del suelo y el PWV durante el verano del 2017 en las estaciones de Opodepe, Rayón y Walnut Gulch respectivamente. A simple vista, parece existir una cierta relación a escala estacional, entre el PWV y la humedad del suelo en las estaciones de Rayón y Walnut Gulch (Figura 3.56 (b) y (c) respectivamente), lo cual puede corroborarse con el coeficiente de correlación entre ambas variables (Tabla 3.5), que es de 0.73 en las dos estaciones para una escala de tiempo de tres días. En el caso de Opodepe, también se puede observar una cierta correlación, con valores de 0.52 para este mismo plazo de tiempo. Las correlaciones obtenidas en los tres sitios fueron estadísticamente significativas para un nivel de confianza mayor al 99%.

A diferencia de las correlaciones anteriores, donde en el ciclo diurno las mismas eran pequeñas entre las variables en los tres sitios (Tablas 3.3 y 3.4), en este caso cada una de las estaciones presentan correlaciones por encima de 0.5.

Tabla 3.5: Coeficientes de correlación entre la humedad del suelo y el PWV para los datos originales (DO), los datos suavizados con un promedio móvil de 1 día (1D) y los datos suavizados con un promedio móvil de 3 días (3D)

Estación	Coef. Correlación (DO)	Coef. Correlación (1D)	Coef. Correlación (3D)
Opodepe	0.54	0.46	0.52
Rayón	0.61	0.45	0.73
Walnut Gulch	0.58	0.65	0.73

Como se mencionó en la subsección 2.3.4 del Capítulo 2, se analizó la relación entre el cambio de CV_{int} en la capa límite y los flujos de vapor de agua de la superficie durante toda una semana, a partir de los datos de sondeos en la estación de Rayón. Para ello se tuvo en cuenta la altura de la capa límite y el cambio que tuvo CV_{int} dentro de la misma, durante el periodo de 7 am a 2 pm aproximadamente. La Tabla 3.6 muestra los resultados obtenidos a partir de este estudio, donde $Hora_{S1}$ y $Hora_{S2}$ son las horas de lanzamiento del primer y segundo sondeo respectivamente, SF son los flujos de vapor de agua superficial calculados a partir de los datos de la torre de flujo de Rayón y ACL_{S1} y ACL_{S2} , son las alturas de la capa límite obtenidas para el primer y el segundo sondeo respectivamente.

A partir de los resultados obtenidos con el análisis de los sondeos de Rayón (Tabla 3.6), se puede observar que los flujos de vapor de agua de la superficie, son muy pequeños en comparación con los cambios de CV_{int} , representando aproximadamente el 10% del cambio de esta variable, en sentido general. Además, en el día 15 de agosto se puede apreciar un cambio negativo en CV_{int} entre los sondeos de las 9:05 am y el de las 10:25 am, indicando una

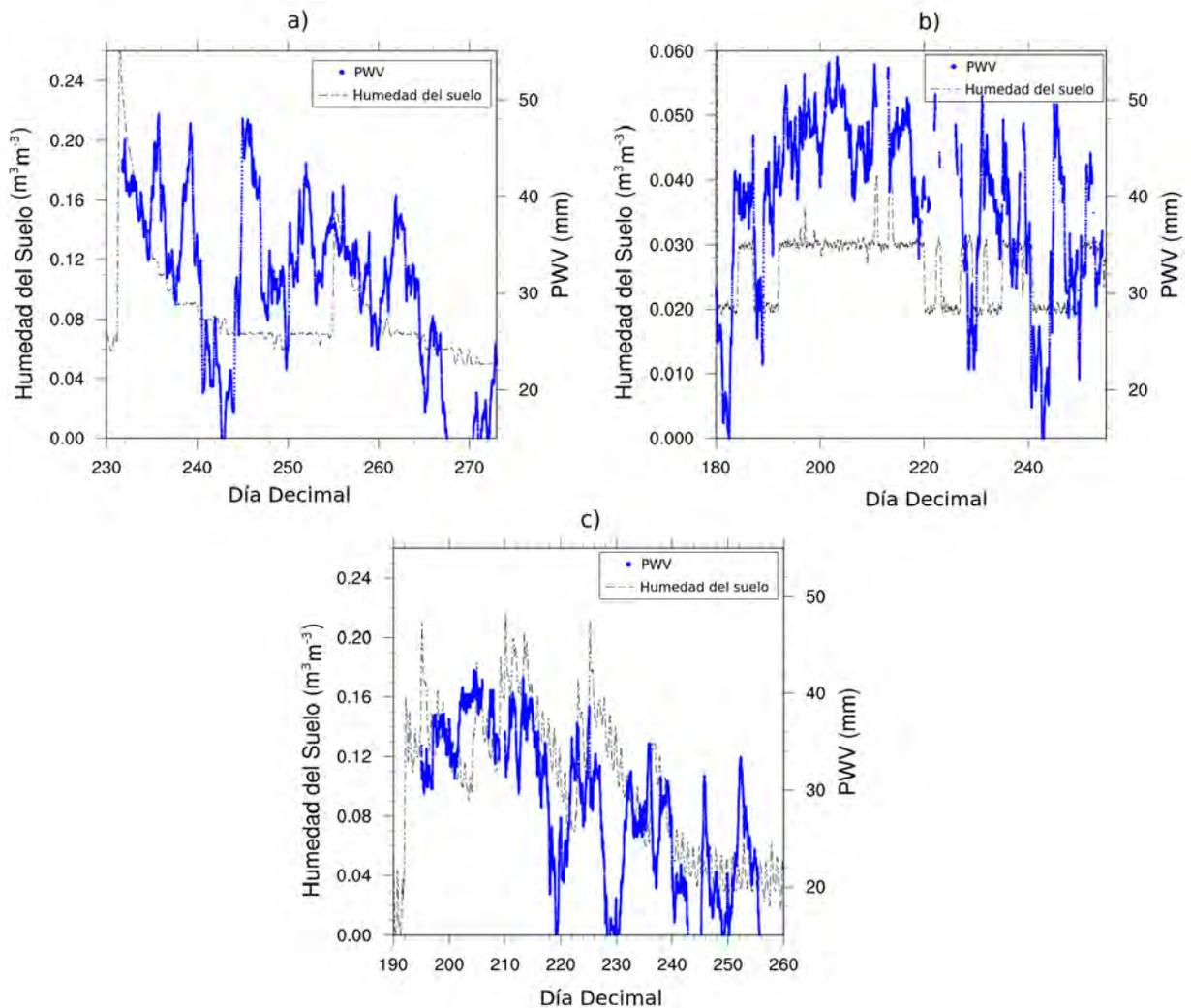


Figura 3.56: Humedad del suelo y PWV en las estaciones de Opodepe para el periodo del 18 de agosto al 27 de septiembre del 2017 (a), Rayón para el periodo del 29 de junio al 3 de septiembre del 2017 (b) y Walnut Gulch para el periodo del 9 de julio al 17 de septiembre del 2017 (c)

disminución en el valor de esta variable en este lapso de tiempo. Mientras que para ese mismo periodo de tiempo los flujos de vapor de agua aumentaron, llegando hasta 0.61 mm, lo que indica nuevamente que los flujos de la superficie no influyen mucho en el valor del PWV a escala local. Al igual que en los resultados encontrados a partir de las correlaciones, en este caso, no es muy evidente la existencia de una contribución significativa de los flujos de vapor de agua de la superficie a la cantidad de vapor de agua dentro de la capa límite a escala local.

Como se puede observar, las correlaciones entre los flujos integrados de calor latente y el cambio en el PWV en cada uno de los sitios analizados, fueron las más pequeñas de los tres conjuntos de variables analizados (Tabla 3.4). Indicando quizás, que para una escala sub-diurna, el aporte de los flujos de vapor de agua local, debido a la evaporación de la superficie y a la transpiración de las plantas, no es muy significativo para los valores de PWV.

Por otra parte, las correlaciones entre los flujos de calor latente y la humedad del suelo, así como entre el PWV y la humedad del suelo, a escalas de tiempo superiores a la sub-diurna, mostraron valores elevados, sobre todo en las estaciones de Rayón y Walnut Gulch con un valor por encima de 0.7 (Tablas 3.3 y 3.5). Como se puede observar, las correlaciones obtenidas para las escalas de tiempo mayores que la sub-diurna fueron grandes en sentido general, sin

Tabla 3.6: Datos de la altura de la capa límite, los cambios de CV_{int} y los flujos de vapor de agua superficial durante la semana del 13 al 19 de agosto del 2017 en la estación de Rayón

Día	$Hora_{S1}$	$Hora_{S2}$	FS (mm)	ACL_{S1} (m)	ACL_{S2} (m)	ΔCV_{int} (mm)
13 de agosto	8:15 am	10:00 am	0.26	364.65	394.55	4.47
	10:00 am	11:50 am	0.29	694.55	1330.95	13.46
	11:50 am	2:10pm	0.43	1330.95	1952.75	5.85
14 de agosto	8:20 am	1:00 pm	0.77	433.40	1723	17.37
	1:00 pm	2:15 pm	0.22	1723	1971	3.66
15 de agosto	7:50 am	9:05 am	0.25	757	958.75	3.14
	9:05 am	10:25 am	0.61	958.75	958.75	-1.03
	10:25 am	11:45 am	0.47	958.75	958.75	0.17
	11:45 am	1:00 pm	0.64	958.75	1419	8.03
16 de agosto	7:50 am	9:10 am	0.14	384	781.35	7.89
	9:10 am	10:30 am	0.37	781.35	1250	2.85
	10:30 am	11:50 am	0.53	1250	2135.90	7.49
	11:50 am	1:15 pm	0.34	2135.90	2923.75	4.48
	1:15 pm	2:25 pm	0.49	2923.75	2834	0.34
17 de agosto	7:30 am	9:00 am	0.25	212.40	299.40	2.20
	9:00 am	10:15 am	0.21	299.40	610.85	3.43
	10:15 am	11:15 am	0.26	610.85	740	0.75
	11:15 am	1:55 pm	0.84	740	3117	17.46
18 de agosto	8:00 am	9:10 am	0.04	345	444.15	2.08
	9:10 am	10:37 am	0.14	444.15	603	2.78
	10:37 am	11:32 am	0.20	603	920	2.47
	11:32 am	1:53 pm	0.37	920	1367.15	6.89
	1:53 pm	2:56 pm	0.14	1367.15	2237	7.53
19 de agosto	8:35 am	10:05 am	0.42	232	282	0.53
	10:05 am	11:05 am	0.23	282	356	1.73

embargo, a esta escala de tiempo es difícil determinar la causa de estos valores. Lo que nos conduce a la interrogante: ¿El aumento de los flujos de calor latente es una respuesta a la precipitación convectiva o una causa?

Para dar respuesta a esta interrogante se necesitaría un estudio más detallado sobre la evolución temporal de la humedad del suelo y la precipitación convectiva, punto que se toma en cuenta como recomendación para trabajos futuros. Sin embargo, los datos empleados y el análisis utilizado en este estudio, muestran que considerando una escala de tiempo sub-diurna, la humedad del suelo y los flujos de calor latente, no parecen aportar mucho al valor total del PWV para el mismo día a escala local. No obstante, se muestran indicios de que a una escala de tiempo superior, si parece que la humedad del suelo, desde un punto de vista local, puede contribuir al total de PWV en la columna atmosférica. Además, un punto importante a considerar en este análisis es que los suelos muy húmedos pueden ser perjudiciales para el desarrollo de la actividad convectiva, ya que reducen la temperatura de convección y hacen que la atmósfera sea más estable (Adams and Souza 2009; Findell et al. 2011).

Conclusiones

En este trabajo se hizo un estudio del transporte de humedad a gran escala desde las principales regiones fuentes oceánicas hacia el área del NAM y como un caso particular, sobre el Chiricahua Gap. Además se analizó la cuestión del reciclaje de humedad a nivel local y su contribución al total de PWV en la columna atmosférica. Por último, debido a la utilidad que tienen los datos de reanálisis en el estudio de las fuentes de humedad para las precipitaciones en el NAM, se hizo una comparación entre estos datos y los datos observacionales de PWV de varias estaciones de GPS en el noroeste de México. Las principales conclusiones de este trabajo se enumeran a continuación:

1. Los datos de los reanálisis de ERA5 y ERA-Interim mostraron dificultades para reproducir el ciclo diurno de los datos observacionales de PWV en las zonas costeras del noroeste de México y en las zonas bajas de las colinas occidentales de la SMO, con errores de hasta ± 15 mm. Mientras que en los terrenos más elevados de la SMO, los datos de reanálisis de ERA5 mostraron un buen ajuste a los datos reales de las estaciones de GPS, con errores en el rango de -5 mm y 5 mm.
2. De los 14 eventos convectivos que se analizaron en la región A1 durante el periodo de interés, en 9 de ellos predominaron las anomalías positivas de PWV durante el día del evento en la región del NAM. Mientras que en los 5 restantes, las anomalías durante los días con actividad convectiva fueron negativas.
3. En 9 de los 14 casos donde hubo actividad convectiva sobre la región A1, se apreció el día del evento y los días previos, un flujo del sur sobre el GC que se adentraba a Arizona y a la costa oeste de Sonora. En 3 de los casos restantes, el flujo en niveles bajos fue variable débil sobre la región del NAM. Mientras que en uno de los casos resultantes, el flujo presentó una circulación ciclónica en niveles bajos, asociado con la profundización de una vaguada invertida y en el otro, fue del este al sudeste, asociado con la presencia de una vaguada invertida sobre el centro-norte de México.
4. El IVT promedio de los 21 eventos con actividad convectiva que se desarrollaron en el Chiricahua Gap y los flujos de humedad en el espesor de superficie-700 hPa, mostraron una fuerte componente del sur en el transporte de vapor de agua sobre el GC, el que se adentra a Arizona y al oeste de Sonora. Mientras que en la capa de 700 hPa-200 hPa los flujos de humedad sobre el noroeste de México tenían una componente del este al sudeste, girando anticiclónicamente sobre Arizona y Nuevo México dentro de la amplia circulación de la alta del monzón. Estos resultados contradicen la idea de Ralph and Galarneau (2017) sobre la presencia de un flujo del este en niveles bajos a través del Chiricahua Gap durante los días previos a eventos de convección fuerte en el sur de Arizona.
5. Para una escala de tiempo sub-diurna, el aporte local de los flujos integrados de calor latente en los sitios de Opodepe, Rayón y Walnut Gulch, no parece ser muy significativo a los valores de PWV. Sugiriendo que quizás, la advección de vapor de agua desde

fuentes remotas, particularmente arriba de la capa límite, puede ser más importante para determinar el comportamiento del PWV. Sin embargo, para periodos de tiempo superiores a dos días, los flujos de humedad de la superficie parecen contribuir al valor total de PWV a escala local en cada uno de los sitios de estudio.

6. De manera general se puede decir que los resultados de los flujos de humedad a escala local, obtenidos a partir de los datos observacionales, no concuerdan con el comportamiento del reciclaje de humedad a grandes rasgos. Indicando que quizás los datos de reanálisis empleados en varios estudios sobre el reciclaje de humedad sobre la región del NAM, puedan tener algunas deficiencias para describir el comportamiento de los flujos de humedad sobre el área.

Recomendaciones

Con el fin de dar continuidad al trabajo realizado, se hacen las siguientes recomendaciones:

- Analizar la mezcla de vapor de agua que se produce sobre la SMO y como influye la misma en la redistribución de la humedad en los niveles medios, para la actividad convectiva que se desarrolla en el noroeste de México y el suroeste de Estados Unidos.
- Analizar la evolución temporal de la humedad del suelo, a nivel regional sobre el NAM, durante los eventos convectivos fuertes y comparar su comportamiento con la evolución del PWV en el mismo periodo de tiempo, empleando para ello los datos de Soil Moisture Active Passive (SMAP). Los cuales proporcionan información de la humedad del suelo con una buena resolución y cobertura espacial.
- Realizar una investigación más detallada de la evolución temporal de la humedad del suelo y de los eventos convectivos a escala local. Haciendo para ello una separación de los días en dos categorías: días con lluvia y días sin lluvia, en función de la humedad del suelo y de los flujos de calor latente.

Bibliografía

- Adams, D. K. and Comrie, A. C. (1997). The north American monsoon. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78(10):2197–2214.
- Adams, D. K., Gutman, S. I., Holub, K. L., and Pereira, D. S. (2013). Gns observations of deep convective time scales in the amazon. *Geophysical Research Letters*, 40(11):2818–2823.
- Adams, D. K. and Souza, E. P. (2009). CAPE and convective events in the southwest during the North American monsoon. *Monthly Weather Review*, 137(1):83–98.
- Adams, D. K., Vivoni, E. R., Lintner, B. R., Minjarez Sosa, C., Serra, Y. L., and Granados, A. e. a. (2018). The North American Monsoon GPS Hydrometeorological Network 2017: A New Look at an Old Problem. In *AGU Fall Meeting Abstracts*.
- Amador, J. A. (1998). A climatic feature of the tropical Americas: The trade wind easterly jet. *Top. Meteor. Oceanogr.*, 5(2):1–13.
- Anderson, B. T. and Roads, J. O. (2001). Summertime moisture divergence over the southwestern US and northwestern Mexico. *Geophysical research letters*, 28(10):1973–1976.
- Anderson, B. T. and Roads, J. O. (2002). Regional simulation of summertime precipitation over the southwestern United States. *Journal of Climate*, 15(23):3321–3342.
- Anderson, B. T., Ruane, A. C., Roads, J. O., and Kanamitsu, M. (2009). Estimating the influence of evaporation and moisture-flux convergence upon seasonal precipitation rates—Part II: An analysis for North American based upon the NCEP-DOE Reanalysis II model. *Journal of Hydrometeorology*, 10(4):893–911.
- Anderson, B. T., Salvucci, G., Ruane, A. C., Roads, J. O., and Kanamitsu, M. (2008). A new metric for estimating the influence of evaporation on seasonal precipitatio rates. *Journal of Hydrometeorology*, 9(3):576–588.
- Asharaf, S. and Ahrens, B. (2015). Indian summer monsoon rainfall processes in climate change scenarios. *Journal of Climate*, 28(13):5414–5429.
- Badan-Dangon, A., Dorman, C. E., Merrifield, M. A., and Winant, C. D. (1991). The lower atmosphere over the Gulf of California. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 96(C9):16877–16896.
- Berbery, E. H. (2001). Mesoscale moisture analysis of the North American monsoon. *Journal of Climate*, 14(2):121–137.
- Bieda, S. W., Castro, C. L., Mullen, S. L., Comrie, A. C., and Pytlak, E. (2009). The relationship of transient upper-level troughs to variability of the North American monsoon system. *Journal of Climate*, 22(15):4213–4227.

- Bock, O. and Parracho, A. C. (2019). Consistency and representativeness of integrated water vapour from ground-based GPS observations and ERA-Interim reanalysis. *Atmospheric Chemistry and Physics*. In review.
- Boos, W. R. and Kuang, Z. (2010). Dominant control of the South Asian monsoon by orographic insulation versus plateau heating. *Nature*, 463:218–222.
- Bosilovich, M. G., Sud, Y. C., Schubert, S. D., and Walker, G. K. (2003). Numerical simulation of the large-scale North American monsoon water sources. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 108(D16).
- Brenner, I. S. (1974). A surge of maritime tropical air-Gulf of California to the southwestern United States. *Monthly Weather Review*, 102(5):375–389.
- Brito-Castillo, L., Douglas, A. V., Leyva-Contreras, A., and Lluch-Belda, D. (2003). The effect of large-scale circulation on precipitation and streamflow in the Gulf of California continental watershed. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, 23(7):751–768.
- Bryson, R. A. and Lowry, W. P. (1955a). Synoptic climatology of the Arizona summer monsoon. Dept. of Meteorology, University of Wisconsin, Scientific Rep.1., 29 pp.
- Bryson, R. A. and Lowry, W. P. (1955b). Synoptic climatology of the Arizona summer precipitation singularity. *Bulletin of the American Meteorology Society*, 36:329–339.
- Burde, G. and Zangvil, A. (2001). The estimation of regional precipitation recycling. Part I: Review of recycling models. *Journal of climate*, 14(12):2497–2508.
- Cadet, D. L. and Greco, S. (1987). Water vapor transport over the Indian Ocean during the 1979 summer monsoon. Part I: Water vapor fluxes. *Monthly weather review*, 115(3):653–663.
- Carleton, A. M. (1986). Synoptic-dynamic character of “bursts” and “breaks” in the South-West US summer precipitation singularity. *Journal of Climatology*, 6(6):605–623.
- Carleton, A. M., Carpenter, D. A., and Weser, P. J. (1990). Mechanisms of interannual variability of the southwest United States summer rainfall maximum. *Journal of Climate*, 3(9):999–1015.
- Cerezo-Mota, R., Allen, M., and Jones, R. (2011). Mechanisms controlling precipitation in the northern portion of the North American monsoon. *Journal of Climate*, 24(11):2771–2783.
- Damiani, R., Zehnder, J., Geerts, B., Demko, J., Haimov, S., Petti, J., Poulos, G., Razdan, A., Hu, J., Leuthold, M., et al. (2008). The cumulus, photogrammetric, in situ, and Doppler observations experiment of 2006. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 89(1):57–74.
- DeAngelis, A. M., Broccoli, A. J., and Decker, S. G. (2013). A comparison of CMIP3 simulations of precipitation over North America with observations: Daily statistics and circulation features accompanying extreme events. *Journal of Climate*, 26(10):3209–3230.
- Diem, J. E. and Brown, D. P. (2006). Tropospheric moisture and monsoonal rainfall over the southwestern United States. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 111(D16).
- Dominguez, F., Kumar, P., and Vivoni, E. R. (2008). Precipitation recycling variability and ecoclimatological stability-A study using NARR data. Parte II: North American monsoon region. *Journal of Climate*, 21(20):5187–5203.

- Dominguez, F., Miguez-Macho, G., and Hu, H. (2016). WRF with water vapor tracers: A study of moisture sources for the North American monsoon. *Journal of Hydrometeorology*, 17(7):1915–1927.
- Douglas, A. V. and Englehart, P. J. (2007). A climatological perspective of transient synoptic features during NAME 2004. *Journal of climate*, 20(9):1947–1954.
- Douglas, M. W. (1995). The summertime low-level jet over the Gulf of California. *Monthly Weather Review*, 123(8):2334–2347.
- Douglas, M. W. and Li, S. (1996). Diurnal variation of the lower-tropospheric flow over the Arizona low desert from SWAMP-1993 observations. *Monthly weather review*, 124(6):1211–1224.
- Douglas, M. W., Maddox, R. A., Howard, K., and Reyes, S. (1993). The Mexican monsoon. *Journal of Climate*, 6(8):1665–1677.
- Douville, H., Chauvin, F., and Broqua, H. (2001). Influence of soil moisture on the Asian and African monsoons. Part I: Mean monsoon and daily precipitation. *Journal of Climate*, 14(11):2381–2403.
- Dunn, L. B. and Horel, J. D. (1994a). Prediction of central Arizona convection. Part I: Evaluation of the NGM and Eta model precipitation forecasts. *Weather and Forecasting*, 9(4):495–507.
- Dunn, L. B. and Horel, J. D. (1994b). Prediction of central Arizona convection. Part II: Further examination of the Eta model forecast. *Weather and Forecasting*, 9(4):508–521.
- Eltahir, E. A. and Bras, R. L. (1994). Precipitation recycling in the Amazon basin. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 120(518):861–880.
- Englehart, P. J. and Douglas, A. V. (2001). The role of eastern North Pacific tropical storms in the rainfall climatology of western Mexico. *International Journal of Climatology*, 21(11):1357–1370.
- Farfán, L. M. and Zehnder, J. A. (1994). Moving and stationary mesoscale convective systems over northwest Mexico during the Southwest Area Monsoon Project. *Weather and Forecasting*, 9(4):630–639.
- Fawcett, P. J., Stalker, J. R., and Gutzler, D. S. (2002). Multistage moisture transport into the interior of northern Mexico during the North American summer monsoon. *Geophysical research letters*, 29(23):1–9.
- Fierro, A., Gao, J., Ziegler, C. L., Mansell, E. R., MacGorman, D. R., and Dembek, S. R. (2014). Evaluation of cloud-scale lightning data assimilation technique and a 3DVAR method for the analysis and short-term forecast of the 29 June 2012. *Monthly Weather Review*, 142(1):183–202.
- Finch, Z. O. and Johnson, R. H. (2010). Observational analysis of an upper-level inverted trough during the 2004 North American Monsoon Experiment. *Monthly Weather Review*, 138(9):3540–3555.
- Findell, K. L. and Eltahir, E. A. (2003). Atmospheric controls on soil moisture–boundary layer interactions. part i: Framework development. *Journal of Hydrometeorology*, 4(3):552–569.

- Findell, K. L., Gentine, P., Lintner, B. R., and Kerr, C. (2011). Probability of afternoon precipitation in eastern United States and Mexico enhanced by high evaporation. *Nature Geoscience*, 4(7):434.
- Forzieri, G., Castelli, F., and Vivoni, E. R. (2011). Vegetation dynamics within the North American monsoon region. *Geophysical Research Letters*, 24(6):1763–1783.
- Fulton, R. (1999). Sensitivity of WSR-88D rainfall estimates to the rain-rate threshold and rain gauge adjustment: A flash flood case study. *Weather and Forecasting*, 14(5):604–624.
- Gimeno, L., Drumond, A., Nieto, R., Trigo, R. M., and Stohl, A. (2010). On the origin of continental precipitation. *Geophysical Research Letters*, 37(13).
- Gimeno, L., Drumond, A., Nieto, R., Trigo, R. M., Stohl, A., and Coauthors (2012). Oceanic and terrestrial sources of continental precipitation. *Reviews of Geophysics*, 50(4).
- Gochis, D. J., Brito-Castillo, L., and Shuttleworth, W. J. (2006). Hydroclimatology of the North American Monsoon region in northwest Mexico. *Journal of Hydrology*, 316(1-4):53–70.
- Gochis, D. J., Jimenez, A., Watts, C. J., Garatuza-Payan, J., and Shuttleworth, W. J. (2004). Analysis of 2002 and 2003 warm-season precipitation from the North American Monsoon Experiment event rain gauge network. *Monthly Weather Review*, 132(12):2938–2953.
- Gochis, D. J., Leal, J.-C., Shuttleworth, W. J., Watts, C. J., and Garatuza-Payan, J. (2003). Preliminary diagnostics from a new event-based precipitation monitoring system in support of the North American Monsoon Experiment. *Journal of Hydrometeorology*, 4(5):974–981.
- Green, C. R. and Sellers, W. D. (1964). *Arizona climate*. University of Arizona Press, pp. 503.
- Gungle, B. and Krider, E. P. (2006). Cloud-to-ground lightning and surface rainfall in warm-season Florida thunderstorms. *Journal of Geophysical Research: Atmosphere*, 111(D19).
- Hales, J. E. (1972). Surges of maritime tropical air northward over the Gulf of California. *Monthly Weather Review*, 100(4):298–306.
- Hales, J. E. (1974). Southwestern United States summer monsoon source-Gulf of Mexico or Pacific Ocean? *Journal of Applied Meteorology*, 13(3):331–342.
- Hastings, J. R. and Turner, R. M. (1965). Seasonal precipitation regimes in Baja California, Mexico. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 47(4):204–223.
- Hersbach, H. and Dee, D. (2016). ERA5 reanalysis is in production, ECMWF Newsletter 147, ECMWF. Reading, UK.
- Higgins, R., Yao, Y., and Wang, X. (1997). Influence of the North American monsoon system on the US summer precipitation regime. *Journal of Climate*, 10(10):2600–2622.
- Higgins, W. and Gochis, D. (2006). Multi-Scale interactions during the North American Monsoon. Preprints, *Symp. on Connections between Mesoscale Processes and Climate Variability*, San Antonio, TX, American Meteorological Society, 1.2.
- Holle, R. L. (2014). Diurnal variations of NLDN-reported cloud-to-ground lightning in the United States. *Monthly Weather Review*, 142(3):1037–1052.
- Holle, R. L. and Murphy, M. J. (2015). Lightning in the North American monsoon: An exploratory climatology. *Monthly Weather Review*, 143(5):1970–1977.

- Hu, H. and Dominguez, F. (2015). Evaluation of oceanic and terrestrial sources of moisture for the North American monsoon using numerical models and precipitation stable isotopes. *Journal of Hydrometeorology*, 16(1):19–35.
- Huelsing, H. K., Wang, J., Mears, C., and Braun, J. J. (2017). Precipitable water characteristics during the 2013 Colorado flood using ground-based GPS measurements. *Atmospheric Measurement Techniques*, 10(11):4055–4066.
- Itterly, K. F., Taylor, P. C., and Dodson, J. B. (2018). Sensitivity of the Amazonian convective diurnal cycle to its environment in observations and reanalysis. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 123(22):12–621.
- Jana, S., Rajagopalan, B., Alexander, M. A., and Ray, A. J. (2018). Understanding the dominant sources and tracks of moisture for summer rainfall in the southwest United States. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 123(10):4850–4870.
- Janowiak, J. E., Kousky, V. E., and Joyce, R. J. (2005). Diurnal cycle of precipitation determined from the CMORPH high spatial and temporal resolution global precipitation analyses. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 110(D23).
- Joussaume, S., Sadourny, R., and Vignal, C. (1986). Origin of precipitating water in a numerical simulation of the July climate. *Ocean-Air Interact*, 1:43–56.
- Jurwitz, L. R. (1953). Arizona’s two-season rainfall pattern. *Weatherwise*, 6(4):96–99.
- Kelley, W. E. and Mock, D. R. (1982). A diagnostic study of upper tropospheric cold lows over the western North Pacific. *Monthly Weather Review*, 110(6):471–480.
- Koster, R., Jouzel, J., Suozzo, R., Russell, G., Broecker, W., Rind, D., and Eagleson, P. (1986). Global sources of local precipitation as determined by the NASA/GISS GCM. *Geophysical Research Letters*, 13(2):121–124.
- Krishnamurti, T. N. (1971). Tropical east-west circulations during the northern summer. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 28(8):1342–1347.
- Kursinski, E., Adams, D., and Leuthold, M. (2008a). GPS observations of precipitable water and implications for the predictability of precipitation during the North American Monsoon. *CLIVAR Exchanges*, 13(2):14–21.
- Kursinski, E., Bennett, R., Gochis, D., Gutman, S. I., Holub, K. L., Mastaler, R., Minjarez Sosa, C., Minjarez Sosa, I., and van Hove, T. (2008b). Water vapor and surface observations in northwestern Mexico during the 2004 NAME enhanced observing period. *Geophysical Research Letters*, 35(3).
- Lahmers, T. M., Castro, C. L., Adams, D. K., Serra, Y. L., Brost, J. J., and Luong, T. (2016). Long-term changes in the climatology of transient inverted troughs over the north american monsoon region and their effects on precipitation. *Journal of Climate*, 29(17):6037–6064.
- Liebmann, B., Bladé, I., Bond, N. A., Gochis, D., Allured, D., and Bates, G. T. (2008). Characteristics of North American summertime rainfall with emphasis on the monsoon. *Journal of Climate*, 21(6):1277–1294.
- Lintner, B. R., Adams, D. K., Schiro, K. A., Stansfield, A. M., Amorim Rocha, A. A., and Neelin, J. D. (2017). Relationships among climatological vertical structure, column water vapor, and precipitation over the central Amazon in observations and CMIP5 models. *Geophysical Research Letters*, 44(4):1981–1989.

- Maddox, R. A., McCollum, D. M., and Howard, K. W. (1995). Large-scale patterns associated with severe summertime thunderstorms over central Arizona. *Weather and Forecasting*, 10(4):763–778.
- McCollum, D. M., M. R. A. and Howard, K. W. (1995). Case study of a severe mesoscale convective system in central Arizona. *Weather and Forecasting*, 10(3):643–665.
- Mejia, J. F., Douglas, M. W., and Lamb, P. J. (2016). Observational investigation of relationships between moisture surges and mesoscale-to large-scale convection during the North American monsoon. *International Journal of Climatology*, 36(6):2555–2569.
- Mejia, J. F., Koraćin, D., and Wilcox, E. M. (2018). Effect of coupled global climate models sea surface temperature biases on simulated climate of the western United States. *International Journal of Climatology*, 38(14):5386–5404.
- Méndez-Barroso, L. A., Vivoni, E. R., Robles-Morua, A., Mascaro, G., Yépez, E. A., Rodríguez, J. C., Watts, C. J., Garatuza-Payán, J., and Saíz-Hernández, J. A. (2014). A modeling approach reveals differences in evapotranspiration and its partitioning in two semiarid ecosystems in Northwest Mexico. *Water Resources Research*, 50(4):3229–3252.
- Minjarez-Sosa, C. M., Castro, C. L., Cummins, K. L., Krider, E. P., and Waissmann, J. (2012). Toward development of improved QPE in complex terrain using cloud-to-ground lightning data: A case study for the 2005 monsoon in southern Arizona. *Journal of Hydrometeorology*, 13(6):1855–1873.
- Minjarez-Sosa, C. M., Castro, C. L., Cummins, K. L., Waissmann, J., and Adams, D. K. (2017). An improved QPE over complex terrain employing cloud-to-ground lightning. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 56(9):2489–2507.
- Minjarez-Sosa, C. M., Waissmann, J., Castro, C. L., and Adams, D. K. (2019). Algorithm for improved QPE over complex terrain using cloud-to-ground lightning occurrences. *Atmosphere*, 10(2):85.
- Mitchell, D. L., Ivanova, D., Rabin, R., Brown, T. J., and Redmond, K. (2002). Gulf of California sea surface temperatures and the North American monsoon: Mechanistic implications from observations. *Journal of Climate*, 15(17):2261–2281.
- Mo, K. C. and Berbery, E. H. (2004). Low-level jets and the summer precipitation regimes over North America. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 109(D6).
- Mo, K. C., Chelliah, M., Carrera, M. L., Higgins, R. W., and Ebisuzaki, W. (2005). Atmospheric moisture transport over the United States and Mexico as evaluated in the NCEP regional reanalysis. *Journal of Hydrometeorology*, 6(5):710–728.
- Mohtadi, M., Prange, M., and Steinke, S. (2016). Palaeoclimatic insights into forcing and response of monsoon rainfall. *Nature*, 533(7602):191.
- Moore, A. W., Small, I. J., Gutman, S. I., Bock, Y., Dumas, J. L., Fang, P., ., and Laber, J. L. (2015). National Weather Service Forecasters use GPS precipitable water vapor for enhanced situational awareness during the Southern California summer monsoon. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 96(11):1867–1877.
- Moore, B. J., Neiman, P. J., Ralph, F. M., and Barthold, F. E. (2012). Physical processes associated with heavy flooding rainfall in Nashville, Tennessee, and vicinity during 1–2 May

- 2010: The role of an atmospheric river and mesoscale convective systems. *Monthly Weather Review*, 140(2):358–378.
- Mullen, S. L., Schmitz, J. T., and Rennó, N. O. (1998). Intraseasonal variability of the summer monsoon over southeast Arizona. *Monthly Weather Review*, 126(11):3016–3035.
- Nesbitt, S. W., Gochis, D. J., and Lang, T. J. (2008). The diurnal cycle of clouds and precipitation along the Sierra Madre Occidental observed during NAME-2004: Implications for warm season precipitation estimation in complex terrain. *Journal of Hydrometeorology*, 9(4):728–743.
- Newman, A. J. and Johnson, R. H. (2012). Mechanisms for precipitation enhancement in a North American monsoon upper-tropospheric trough. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 69(6):1775–1792.
- Newman, A. J. and Johnson, R. H. (2013). Dynamics of a simulated North American monsoon gulf surge event. *Monthly Weather Review*, 141(9):3238–3253.
- Nie, J., Boos, W. R., and Kuang, Z. (2010). Observational evaluation of a convective quasi-equilibrium view of monsoons. *Journal of Climate*, 23(16):4416–4428.
- Ordoñez, P., Nieto, R., Gimeno, L., Ribera, P., Gallego, D., Ochoa-Moya, C. A., and Quintanar, A. I. (2019). Climatological moisture sources for the Western North American Monsoon through a Lagrangian approach: their influence on precipitation intensity. *Earth System Dynamics*, 10(1):59–72.
- Pascale, S. and Bordoni, S. (2016). Tropical and extratropical controls of Gulf of California surges and summertime precipitation over the southwestern United States. *Monthly Weather Review*, 144(7):2695–2718.
- Pascale, S., Carvalho, L. M., Adams, D., Castro, C. L., and Cavalcanti, I. F. (2019). Current and future variations of the Monsoons of the Americas in a warming climate. *Current Climate Change Reports*. In press.
- Pascale, S., Kapnick, S. B., Bordoni, S., and Delworth, T. L. (2018). The influence of CO₂ forcing on North American monsoon moisture surges. *Journal of Climate*, 31(19):7949–7968.
- Pathak, A., Ghosh, S., and Kumar, P. (2014). Precipitation recycling in the Indian subcontinent during summer monsoon. *Journal of Hydrometeorology*, 15(5):2050–2066.
- Petersen, W. A. and Rutledge, S. A. (1998). On the relationship between cloud-to-ground lightning and convective rainfall. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 103(D12):14025–14040.
- Pytlak, E. and Goering, M. (2005). Upper-tropospheric troughs and their interaction with the North American monsoon. Preprints, *19th Conf. on Hydrology*, San Diego, CA, American Meteorological Society, JP2.3.
- Radhakrishna, B., Fabry, F., Braun, J. J., and Van Hove, T. (2015). Precipitable water from GPS over the continental United States: Diurnal cycle, intercomparisons with NARR, and link with convective initiation. *Journal of Climate*, 28(7):2584–2599.
- Ralph, F. M. and Galarneau, T. J. (2017). The Chiricahua Gap and the role of easterly water vapor transport in southeastern Arizona monsoon precipitation. *Journal of Hydrometeorology*, 18(9):2511–2520.

- Ramage, C. (1971). *Monsoon meteorology (vol. 15 of international geophysics series)*. Academic Press, pp. 296, New York.
- Reitan, C. H. (1957). The role of precipitable water vapor in Arizona's summer rains. Tech. Rep. on the Meteorology and Climatology of Arid Regions 2, The Institute of Atmospheric Physics, The University of Arizona, Tucson, 19 pp.
- Renard, K., Lane, L., Simanton, J., Emmerich, W., Stone, J., Weltz, M., Goodrich, D., and Yakowitz, D. (1993). Agricultural impacts in an arid environment: Walnut gulch studies. *Hydrological Science and Technology*, 9(1-4):145–190.
- Reyes, S., Douglas, M., and Maddox, R. (1994). El monzón del suroeste de Norteamérica (TRAVASON/SWAMP). *Atmósfera*, 7(2):117–137.
- Ritchie, E. A., Wood, K. M., Gutzler, D. S., and White, S. R. (2011). The influence of eastern Pacific tropical cyclone remnants on the southwestern United States. *Monthly Weather Review*, 139(1):192–210.
- Rogers, J. W., Cohen, A. E., and Carlaw, L. B. (2017). Convection during the north american monsoon across central and southern arizona: Applications to operational meteorology. *Weather and Forecasting*, 32(2):377–390.
- Rogers, P. J. and Johnson, R. H. (2007). Analysis of the 13–14 july gulf surge event during the 2004 north american monsoon experiment. *Monthly Weather Review*, 135(9):3098–3117.
- Rowe, A. K., Rutledge, S. A., Lang, T. J., Ciesielski, P. E., and Saleeby, S. M. (2008). Elevation-dependent trends in precipitation observed during NAME. *Monthly Weather Review*, 136(12):4962–4979.
- Schiffer, N. J. and Nesbitt, S. W. (2012). Flow, moisture, and thermodynamic variability associated with Gulf of California surges within the North American monsoon. *Journal of Climate*, 25(12):4220–4241.
- Schiro, K. A., Neelin, J. D., Adams, D. K., and Lintner, B. R. (2016). Deep convection and column water vapor over tropical land versus tropical ocean: A comparison between the Amazon and the tropical western Pacific. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 73(10):4043–4063.
- Schmitz, J. T. and Mullen, S. L. (1996). Water vapor transport associated with the summertime North American monsoon as depicted by ECMWF analyses. *Journal of Climate*, 9(7):1621–1634.
- Seastrand, S., Serra, Y., Castro, C., and Ritchie, E. (2015). The dominant synoptic-scale modes of North American monsoon precipitation. *International Journal of Climatology*, 35(8):2019–2032.
- Serra, Y. L., Adams, D. K., Minjarez-Sosa, C., Moker Jr, J. M., Arellano, A. F., Castro, C. L., ..., and Holub, K. (2016). The North American monsoon GPS transect experiment 2013. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 97(11):2103–2115.
- Seth, A., Giannini, A., Rojas, M., Rauscher, S. A., Bordoni, S., Singh, D., and Camargo, S. J. (2019). Monsoon Responses to Climate Changes-Connecting Past, Present and Future. *Current Climate Change Reports*, pages 1–17.

- Smith, W. P. and Gall, R. L. (1989). Tropical squall lines of the Arizona monsoon. *Monthly Weather Review*, 117(7):1553–1569.
- Stensrud, D. J., Gall, R. L., Mullen, S. L., and Howard, K. W. (1995). Model climatology of the Mexican monsoon. *Journal of Climate*, 8(7):1775–1794.
- Stensrud, D. J., Gall, R. L., and Nordquist, M. K. (1997). Surges over the Gulf of California during the Mexican monsoon. *Monthly Weather Review*, 125(4):417–437.
- Tang, M. and Reiter, E. R. (1984). Plateau monsoons of the Northern Hemisphere: A comparison between North America and Tibet. *Monthly Weather Review*, 112(4).
- Thorncroft, C. D., Hoskins, B., and McIntyre, M. E. (1993). Two paradigms of baroclinic-wave life-cycle behavior. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 119(502):17–55.
- Vera, C., Higgins, W., Amador, J., Ambrizzi, T., Garreaud, R., Gochis, D., Gutzler, D., Lettenmaier, D., Marengo, J., Mechoso, C., et al. (2006). Toward a unified view of the American monsoon systems. *Journal of climate*, 19(20):4977–5000.
- Vetterling, W. T., Press, W. H., Teukolsky, S. A., and Flannery, B. P. (2007). *Numerical recipes 3rd edition: The art of scientific computing*. Cambridge University Press.
- Villarini, G., Mandapaka, P. V., Krajewski, W. F., and Moore, R. J. (2008). Rainfall and sampling uncertainties: A rain gauge perspective. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 113(D11).
- Vivoni, E. R., Gutiérrez-Jurado, H. A., Aragón, C. A., Méndez-Barroso, L. A., Rinehart, A. J., Wyckoff, R. L., ..., and Jackson, T. J. (2007). Variation of hydrometeorological conditions along a topographic transect in northwestern Mexico during the North American monsoon. *Journal of Climate*, 20(9):1792–1809.
- Vivoni, E. R., Moreno, H. A., Mascaró, G., Rodríguez, J. C., Watts, C. J., Garatuza-Payan, J., and Scott, R. L. (2008). Observed relation between evapotranspiration and soil moisture in the North American monsoon region. *Geophysical Research Letters*, 35(22).
- Vivoni, E. R., Rodríguez, J. C., and Watts, C. J. (2010a). On the spatiotemporal variability of soil moisture and evapotranspiration in mountainous basin within the North American monsoon region. *Water Resources Research*, 46(2).
- Vivoni, E. R., Watts, C. J., Rodríguez, J. C., Garatuza-Payan, J., Méndez-Barroso, L. A., and Saiz-Hernández, J. A. (2010b). Improved land-atmosphere relations through distributed footprint sampling in a subtropical scrubland during the North American monsoon. *Journal of Arid Environments*, 74(5):579–584.
- Walker, J. M., Bordoni, S., and Schneider, T. (2015). Interannual variability in the large-scale dynamics of the south asian summer monsoon. *Journal of Climate*, 28(9):3731–3750.
- Watts, C. J., Scott, R. L., Garatuza-Payan, J., Rodríguez, J. C., Prueger, J. H., Kustas, W. P., and Douglas, M. (2007). Changes in vegetation condition and surface fluxes during NAME 2004. *Journal of Climate*, 20(9):1810–1820.
- Webster, P., Magana, V., Palmer, T., Shukla, J., Tomas, R., Yanai, M., and Yasunari, T. (1998). The monsoon: Processes, predictability and prediction. *J. Geophys. Res*, 103:14451–14510.
- Webster, P. (1987). The elementary monsoon. *Monsoons*, J. S. Fein and P. L. Stephens, Eds., John Wiley, New York, 3–32.

- Wilks, D. S. (2006). *Statistical methods in the atmospheric sciences*, volume 100. Academic press, pp.648.
- Wood, K. M. and Ritchie, E. A. (2013). An updated climatology of tropical cyclone impacts on the southwestern United States. *Monthly Weather Review*, 141(12):4322–4336.
- Zehnder, J. A. (2004). Dynamic mechanisms of the gulf surges. *Journal of Geophysical Research: Atmosphere*, 109(D10).
- Zhang, W., Lou, Y., Haase, J. S., Zhang, R., Zheng, G., Huang, J., Shi, C., and Liu, J. (2017). The use of ground-based GPS precipitable water measurements over China to assess radiosonde and ERA-Interim moisture trends and errors from 1999 to 2015. *Journal of Climate*, 30(19):7643–7667.
- Zhou, T.-J. and Yu, R.-C. (2005). Atmospheric water vapor transport associated with typical anomalous summer rainfall patterns in China. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 110(D8).

Anexos

Anexo 1A. Ubicación geográfica de las estaciones de SuomiNet empleadas en el cálculo de las anomalías de PWV sobre la región A1

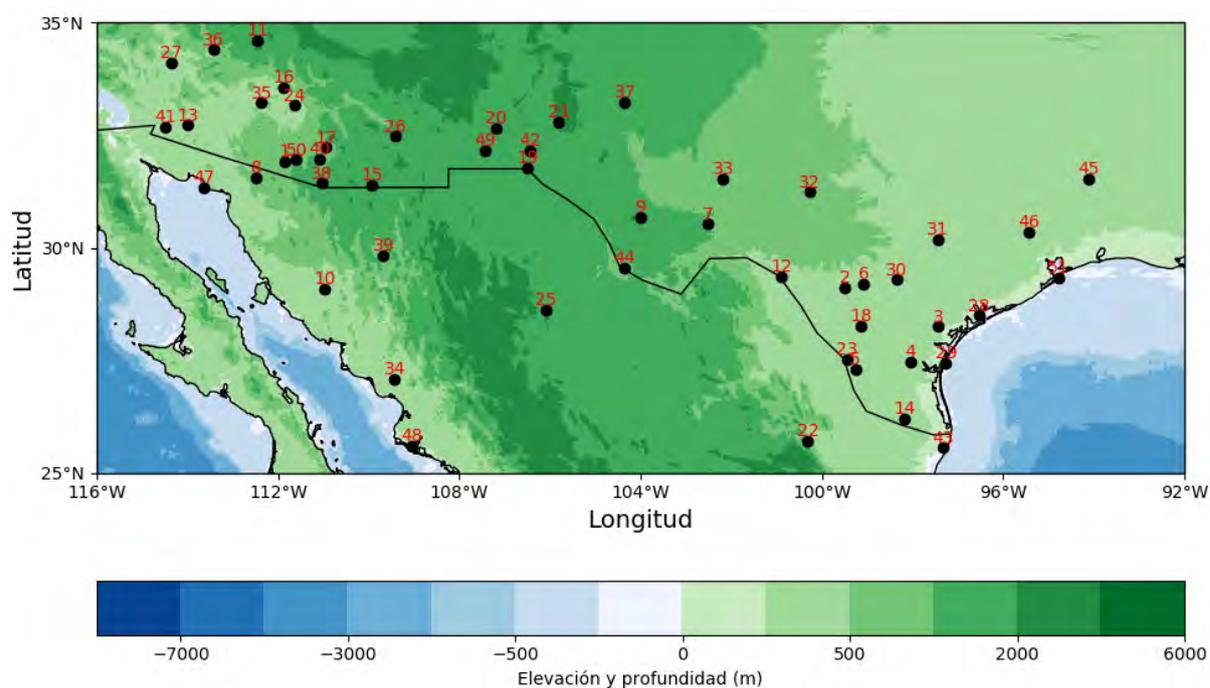


Figura I: Localización geográfica de las estaciones de SuomiNet que se emplearon en cada año para el cálculo de las anomalías de PWV durante los eventos convectivos en la región A1

Anexo 1B. Listado de las estaciones de SuomiNet empleadas en el cálculo de las anomalías de PWV sobre la región A1

Tabla I: Datos de las estaciones de SuomiNet que se emplearon en cada año para el cálculo de las anomalías de PWV durante los eventos convectivos en la región A1

Estación	Código	Latitud(°N)	Longitud(°W)	2013	2015	2016	2017
Tohono C. C., AZ	(1) SA48	31.918	111.860	x			
Uvalde, TX	(2) TXUV	29.120	99.493	x	x	x	x
Beeville, TX	(3) TXBE	28.252	97.440	x	x	x	x
Alice, TX	(4) TXAI	27.464	98.054	x			x

Estación	Código	Latitud(°N)	Longitud(°W)	2013	2015	2016	2017
Laredo, TX	(5) TXLR	27.304	99.265	x	x	x	x
Hondo, TX	(6) TXHO	29.203	99.080	x	x	x	x
Fort Stockton, TX	(7) TXFS	30.533	102.515	x	x	x	x
Ajo, AZ	(8) P001	31.565	112.480	x	x	x	x
McDonals VLBI, TX	(9) MDO1	30.680	104.014	x			x
Hermosillo, MX	(10) TNHM	29.092	110.967	x	x		x
Prescott, AZ	(11) AZPS	34.608	112.460	x	x	x	x
Del Río, TX	(12) TXDR	29.215	100.535	x	x	x	x
Roll, AZ	(13) P003	32.722	114.004	x	x		x
Pharr RRP2, TX	(14) TXPR	26.123	98.112	x	x	x	x
Bisbee, AZ	(15) AZCO	31.391	109.929	x	x	x	
Scottsdale, AZ	(16) COSA	33.568	111.882	x			
Tucson, AZ	(17) SA46	32.229	110.953	x	x	x	x
Cotulla, TX	(18) TXCT	28.263	99.144	x	x	x	x
UTEP	(19) SG33	31.772	106.506	x			x
Hatcharpt, NM	(20) P026	32.658	107.194	x	x	x	x
Apachepnt, NM	(21) P027	32.801	105.804	x	x	x	x
Monterrey, MX	(22) MTY2	25.715	100.312		x	x	x
Lufkin, TX	(23) TXLF	27.513	99.447		x		
Queen Creek, AZ	(24) AZST	33.167	111.635				
Chihuahua, MX	(25) CHIA	28.622	106.100		x		
Safford, AZ	(26) AZSF	32.480	109.424		x	x	x
Vidal, CF	(27) S623	34.112	114.355		x	x	
Victoria, TX	(28) TXVA	28.500	96.543		x	x	x
Corpus Christi, TX	(29) TXCC	27.442	97.263		x	x	x
San Antonio, TX	(30) TXAN	29.292	98.343		x	x	x
Austin, TX	(31) TXAU	30.184	97.452		x	x	x
San Angelo, TX	(32) TXSA	31.245	100.282		x	x	x
Odessa, TX	(33) TXOE	31.522	102.185		x	x	x
Navajoa, MX	(34) SA69	27.074	109.429		x	x	x
Bucheye, AZ	(35) AZBK	33.221	112.371			x	x
Wikieup, AZ	(36) P010	34.400	113.435		x	x	x
Roswell, NM	(37) NMRO	33.234	104.352		x	x	x
Amado, AZ	(38) AZAM	31.434	111.041		x	x	
Moctezuma, MX	(39) USMX	29.823	109.680		x	x	
Sahuarita, AZ	(40) P014	31.972	111.098		x		
Yuma, MX	(41) SA63	32.688	114.495		x	x	x
Las Cruces, NM	(42) NMSU	32.162	106.444		x		x
Brownsville, TX	(43) TXBV	25.561	97.321		x	x	x
Presido, TX	(44) TXPE	29.558	104.357		x	x	x
San Agustine, TX	(45) TXS1	31.525	94.127			x	
Conroe, TX	(46) TXCN	30.348	95.441			x	
Puerto Peñasco, MX	(47) TNPP	31.335	113.631			x	x
Topolobampo, MX	(48) TNTB	25.605	109.052			x	x
Deming, NM	(49) NMDE	32.160	107.433			x	x
Kitt Peak Obs., AZ	(50) KITT	31.958	111.600			x	x
Galveston, TX	(51) TXGA	29.327	94.772				x