



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

Transición de los cúmulos de los alisios a nubes de convección profunda

T E S I S

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:

DOCTORADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA:

YANET DÍAZ ESTEBAN

DIRECTORA DE TESIS:

DRA. GRACIELA B. RAGA

Centro de Ciencias de la Atmósfera

Ciudad Universitaria, CDMX, julio de 2020



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.

Declaro conocer el Código de Ética de la Universidad Nacional Autónoma de México, plasmado en la Legislación Universitaria. Con base en las definiciones de integridad y honestidad ahí especificadas, aseguro mediante mi firma al calce que el presente trabajo es original y enteramente de mi autoría. Todas las citas de, o referencias a, las obras de otros autores aparecen debida y adecuadamente señaladas, así como acreditadas mediante los recursos editoriales convencionales.

A handwritten signature in black ink, appearing to read 'Yanet Díaz Esteban' in a cursive style.

Yanet Díaz Esteban

Índice general

1. Introducción	1
1.1. Introducción	1
1.2. Antecedentes	2
1.3. Objetivos	8
1.4. Características climatológicas de la región de estudio	9
2. Materiales y Métodos	18
2.1. Área de estudio	18
2.2. Selección de casos con débil forzamiento sinóptico	19
2.3. Clasificación del régimen convectivo	21
2.4. Definición y cálculo de la transición	23
2.5. Datos	25
2.6. Diseño de experimentos con WRF	26
3. Factores involucrados en la transición de convección somera a profunda	30
3.1. Validación de ERA5	30
3.2. Características de los regímenes convectivos	34
3.2.1. Evolución temporal de los regímenes convectivos	37
3.2.2. Condiciones meteorológicas de superficie	38
3.2.3. Perfil de humedad en la tropósfera	41
3.2.4. Viento	43
3.2.5. Estabilidad atmosférica	45
3.2.6. Comparación entre parámetros	48

- 3.3. Relación de variables atmosféricas con la transición 49
- 3.4. Importancia del viento meridional en la transición 54
- 4. Simulación numérica de casos 58**
 - 4.1. Evolución diurna de la convección 58
 - 4.2. Condiciones dinámicas y termodinámicas ambientales 63
 - 4.3. Efectos en el balance de humedad sobre Yucatán 66
- 5. Conclusiones 71**
 - Referencias 91

Índice de figuras

1.	Relieve de la Península de Yucatán.	8
2.	Imagen visible del GOES-13 para las 21:15 UTC (16:15 Hora Local), para el día a) 18/07/2014 y b) 5/08/2014.	9
3.	Imagen visible Geocolor del GOES-East para la región de los alisios.	10
4.	a) Acumulados mensuales y b) distribución de frecuencias para valores de precipitación, como promedio sobre el área: 21.59 a 17.48°N; 93.98 a 86.62°W, con datos de la base CHIRPS, para el periodo 1981-2018.	11
5.	Precipitación climatológica diaria promediada sobre el área: 21.59 a 17.48°N; 93.98 a 86.62°W (Península de Yucatán), usando datos de la base CHIRPS, para el periodo 1981-2018. La curva negra muestra un promedio móvil de 30 días.	11
6.	a) Promedio de largo plazo (1997-2013) de presión a nivel del mar (colores, en hPa), humedad específica en 925 hPa (contornos, en g/kg) y viento en 850 hPa (vectores, en m/s) para el periodo MJJASO, con datos del reanálisis ERA-Interim. b) Promedio estacional de precipitación media diaria, en mm/día, con datos de la base CHIRPS.	12
7.	Climatología sinóptica de la región comprendida entre 10 y 30°N y 120 y 60°W, en términos de anomalías respecto al promedio de la estación (Fig. 6a). Los patrones son obtenidos usando un algoritmo de red neuronal, y representan diferentes configuraciones sinópticas que ocurren en la región, con un determinada frecuencia y persistencia (Díaz-Esteban y Raga, 2018).	13
8.	Anomalías de precipitación asociadas a los patrones sinópticos de la Figura 7.	13

9.	Frecuencia absoluta de cada patrón a lo largo del periodo 1997-2013 (panel superior), y precipitación estacional (promedio móvil para toda el área de la península) durante la estación MJJASO (panel inferior).	15
10.	Ciclo anual de la cubierta de nubes bajas, medias y altas en la Península de Yucatán, con datos del <i>International Satellite Cloud Climatology Project</i> (ISCCP) (Rossow y Schiffer, 1999).	15
11.	Fracción promedio de nubes sobre la Península de Yucatán, con datos de CloudSat (http://atmos.tamucc.edu/).	16
12.	Evolución interanual de la fracción de nubes en la región de estudio para a) MJJASO y b) NDEFMA, con datos del reanálisis ERA5.	17
13.	a) Tipos de vegetación y usos de suelo y b) regímenes de humedad del suelo, para la República Mexicana (Gomez Diaz et al., 2019).	19
14.	Región donde se aplican los umbrales para eliminar días con forzamiento sinóptico afectando la Península de Yucatán.	20
15.	Ejemplo de dos perfiles de fracción de nubes en días que cayeron dentro de cada una de las categorías: a) convección somera y b) convección profunda.	23
16.	Ejemplo del cálculo de τ para un día en particular con convección profunda. a) Evolución del centro de masa M_c . b) Pendientes de crecimiento de M_c evaluadas tramo a tramo para todo el ciclo diurno.	24
17.	Estaciones utilizadas para evaluar la base de datos de ERA5. Los símbolos circulares corresponden a las estaciones de GPS (SUOMINET) y los cuadrados a las estaciones de sondeos.	26
18.	Anidamiento de los dominios del WRF, la resolución de estos es de 32.4, 10.8, 3.6, 1.2 y 0.4 km, para los dominios D1, D2, D3, D4 and D5, respectivamente.	27
19.	Presión a nivel del mar (colores, en hPa) y viento en superficie (vectores, en m/s) para los días a) 18/07/2014 y b) 05/08/2014 a las 9:00 HL, con datos del GFS.	28
20.	Sondeos correspondientes a Cancún para las 7:00 HL: a) 18/07/2014 y b) 05/08/2014, con datos de la Universidad de Wyoming.	29

21.	Ciclo diurno de las variables meteorológicas dentro de cada régimen convectivo, para las estaciones Mérida (panel izquierdo) y Cancún (panel derecho). Las observaciones corresponden a las mediciones de GPS de la red SUOMINET.	31
22.	Perfil vertical de las variables meteorológicas a las 12 UTC dentro de cada régimen convectivo, para las estaciones Mérida (panel izquierdo) y Cancún (panel derecho). Las observaciones corresponden a los radiosondeos.	33
23.	Ciclo diurno de la fracción de nubes para los dos regímenes convectivos: a) CS y b) CP.	35
24.	Precipitación acumulada diaria para los dos regímenes convectivos: a) CS y b) CP.	36
25.	Ciclo diurno de la velocidad vertical ω para los dos regímenes convectivos: a) CS y b) CP.	37
26.	Frecuencia absoluta dentro del periodo lluvioso en el periodo 1980-2018 de los regímenes convectivos: a) CS y b) CP.	38
27.	Ciclo diurno de variables meteorológicas para cada régimen de convección: a) temperatura y punto de rocío, b) humedad relativa, c) presión a nivel del mar, d) velocidad del viento, e) vapor de agua integrado en la columna y f) altura de la capa límite.	39
28.	Ciclo diurno de: a) agua de nube total y b) hielo total integrados en la columna atmosférica.	40
29.	Ciclo diurno de los flujos de superficie para los dos regímenes convectivos: a) calor latente y b) calor sensible.	41
30.	Distribución vertical de la diferencia (CP – CS) en humedad específica entre los regímenes, como función del tiempo y la altura.	42
31.	Distribución espacial de las diferencias (CP – CS) en humedad específica en el nivel de 850 hPa sobre la región de estudio, para las 9, 10 y 11 HL.	42
32.	Distribución vertical del ciclo diurno de la componente zonal del viento para los dos regímenes convectivos: a) CS y b) CP.	43
33.	Distribución vertical del ciclo diurno de la componente meridional del viento para los dos regímenes convectivos: a) CS y b) CP.	44

34.	Ciclo diurno de la cizalladura vertical del viento calculada entre niveles medios (5 km) y bajos (1 km).	45
35.	Viento en 750 hPa sobre la Península de Yucatán a las 9, 10 y 11 HL para los dos regímenes convectivos: a) CS y b) CP.	46
36.	Distribución vertical del ciclo diurno de la diferencia (CP – CS) en: a) gradiente vertical de temperatura y b) temperatura potencial equivalente.	47
37.	Ciclo diurno de CAPE para los regímenes convectivos.	48
38.	Coefficientes de la prueba de Mann–Whitney para las diferencias de las medianas. Se muestra el valor del estadístico z para un nivel de confianza del 99 %; valores positivos indican que la mediana de los datos en CP es significativamente mayor que la mediana de los datos en CS, y valores negativos indican lo opuesto. Las barras transparentes corresponden a los parámetros que no son significativos al 99 %.	49
39.	Diagramas de caja de los parámetros meteorológicos para diferentes τ (12, 13, 14 y 15 h): a) vapor de agua total en la columna, b) humedad específica entre 1 y 5 km, c) flujo de calor sensible en superficie, d) gradiente vertical de temperatura entre 2 y 4 km, e) v entre 1 y 5 km y f) v entre 5 y 10 km.	50
40.	Altura máxima alcanzada por el centro de masa del condensado de nube, observada para diferentes rangos de percentiles de variables atmosféricas. El eje de abscisas muestra el valor promedio de cada intervalo en términos de los percentiles: $1 \leq x \leq 25$; $25 < x \leq 50$; $50 < x \leq 75$; y $75 < x \leq 100$, respectivamente.	52
41.	Precipitación total observada para diferentes rangos de percentiles de variables atmosféricas. El eje de abscisas muestra el valor promedio de cada intervalo en términos de los percentiles: $1 \leq x \leq 25$; $25 < x \leq 50$; $50 < x \leq 75$; y $75 < x \leq 100$, respectivamente.	54
42.	Transporte de humedad atmosférica hacia la Península de Yucatán a través de las fronteras: a) este y b) sur, para días CS y CP, integrado en la capa 5–10 km (panel superior) y en la capa 1–5 km (panel inferior).	56

43.	Balance regional neto del transporte de humedad dentro de la Península de Yucatán para las capas: a) 5–10 km y b) 1–5 km.	57
44.	Profundidad de la nube para cada celda del dominio D5 y para cada hora desde las 11:00 AM hasta las 5:00 PM para dos casos de estudio: 18/07/2014 (panel superior) y 05/08/2014 (panel inferior).	59
45.	Centro de masa del condensado total de nube para dos casos de estudio: 18/07/2014 y 05/08/2014.	60
46.	Razón de mezcla de hidrometeoros dentro de la nube para el caso de estudio 18/07/2014, para distintas horas de la simulación. La escala del eje de las abscisas coincide con la de la Figura 47, para facilitar la comparación entre ambas.	60
47.	Razón de mezcla de hidrometeoros dentro de la nube para el caso de estudio 05/08/2014, para distintas horas de la simulación.	61
48.	Velocidad vertical (m/s) en cada hora de la simulación como promedio de área: a) 18/07/2014 y b) 05/08/2014.	62
49.	Velocidad vertical como promedio entre las 13 y las 16 horas, para las nubes con topes dentro de distintos rangos: a) 18/07/2014 y b) 05/08/2014.	63
50.	Componentes zonal (a) y meridional (b) de la velocidad del viento, y humedad específica (c) como promedio de área a las 7:00, 10:00 y 13:00 horas, para dos casos simulados: 18/07/2014 y 05/08/2014.	65
51.	Transporte de humedad a través de cada frontera del dominio D5 (Península de Yucatán). Valores positivos indican que el flujo entra al dominio, y valores negativos indican lo opuesto: a) por debajo de 5 km, b) de 5 a 10 km.	67
52.	Balance regional total del transporte de humedad dentro del dominio D5 (Península de Yucatán) para las capas: a) 5 a 10 km y b) 1 a 5 km.	68
53.	Perfil vertical de flotabilidad (T_{vp} - T_{va}), como promedio de 1:00 a 4:00 PM, para torres convectivas con topes a diferentes alturas: a) 18/07/2014 y b) 05/08/2014.	69
A1.	Viento en 850 hPa asociado a los patrones sinópticos de Figura 7.	75

A2. Ciclo diurno promedio del perfil vertical de dT/dz para: a) días con convección somera y b) días con convección profunda.	75
A3. Velocidad vertical en cada hora de la simulación (caso 18/07/2014), para las nubes con topes dentro de distintos rangos.	76
A4. Velocidad vertical en cada hora de la simulación (caso 05/08/2014), para las nubes con topes dentro de distintos rangos.	76
A5. Componente zonal de la velocidad (m/s) en cada hora de la simulación como promedio de área para: a) 18/07/2014 y b) 05/08/2014.	77
A6. Componente meridional de la velocidad (m/s) en cada hora de la simulación como promedio de área para: a) 18/07/2014 y b) 05/08/2014.	77
A7. Flotabilidad en cada hora de la simulación (caso 18/07/2014), para las nubes con topes dentro de distintos rangos.	78
A8. Flotabilidad en cada hora de la simulación (caso 05/08/2014), para las nubes con topes dentro de distintos rangos.	78
A9. a) Humedad relativa, b) presión a nivel del mar, c) temperatura y d) agua precipitable para tres estaciones en la Península de Yucatán y para el WRF interpolado a los puntos de estas estaciones, para el caso 18/07/2014.	79
A10. a) Humedad relativa, b) presión a nivel del mar, c) temperatura y d) agua precipitable para tres estaciones en la Península de Yucatán y para el WRF interpolado a los puntos de estas estaciones, para el caso 05/08/2014.	80
A11. Distribución vertical de variables simuladas y observadas a las 1200 UTC (7:00 AM) en las estaciones: a) Mérida y b) Cancún, para el caso 18/07/2014.	81
A12. Distribución vertical de variables simuladas y observadas a las 1200 UTC (7:00 AM) para las estaciones: a) Mérida y b) Cancún, para el caso 05/08/2014.	82

Índice de tablas

1.	Umbrales de valores máximos de fracción de nubes (\max_{FN}) a diferentes alturas para determinar el régimen de convección: CS o CP.	21
2.	Esquemas físicos del WRF empleados para las simulaciones	27

Resumen

Los modelos de circulación general a menudo fallan en la representación del ciclo diurno de la convección sobre tierra, exhibiendo un pico en la precipitación que ocurre con un desfase de la realidad. Este hecho tiene implicaciones para la estimación del balance del agua en superficie y para la representación de los efectos radiativos de las nubes, entre otros. Por lo tanto, es muy importante proporcionar información sobre este tema, para poder parametrizar adecuadamente los procesos de nube y precipitación en los modelos regionales y globales. El presente trabajo tiene como objetivo investigar los factores que influyen en la transición de la convección somera a profunda en la franja de los alisios (de los 30-35°N hasta algunos grados al norte del Ecuador), usando una perspectiva observacional y de modelación numérica. El estudio se enfoca en la porción más oriental de México, en particular en la Península de Yucatán, una región donde la topografía es mayormente plana y la variabilidad en términos de uso de suelo es en general pequeña. En dicha región, durante el verano -y cuando no hay un forzamiento sinóptico importante- dos regímenes de convección coexisten principalmente: un régimen de cúmulos someros, con poca o ninguna precipitación asociada, y un régimen de convección profunda vespertina, con grandes acumulados de precipitación, y el cual es precedido por un pequeño periodo de convección somera.

La metodología consiste en la comparación de campos meteorológicos en superficie y en distintos niveles verticales, para los dos regímenes de convección, en aras de responder la pregunta de cuáles son los factores meteorológicos involucrados en el desarrollo de convección profunda en esta región. El análisis se enfoca en eventos convectivos que ocurren en la escala temporal de un ciclo diurno y donde la influencia sinóptica es baja. Además, se analiza la relación de variables meteorológicas con parámetros que caracterizan la transición (hora de la transición, altura de la nubosidad, precipitación), tomando solamente los días con convección profunda. Se emplean datos de reanálisis (ERA5), sondeos atmosféricos, productos de satélite y observaciones de superficie de una red de GPS. También se realizan simulaciones a una alta resolución espacial, con el objetivo de estudiar casos dentro de cada uno de los regímenes, y obtener una caracterización más detallada que la obtenida con datos de reanálisis.

Los principales resultados indican la importancia de factores dinámicos –componente meridional del viento– así como, termodinámicos –humedad específica en la capa de cúmulos someros– en la transición de convección somera a profunda. La presencia de una componente del sur en el viento en niveles bajos y medios provee a la península de abundante humedad y calor procedente del Mar Caribe y de latitudes bajas, y contribuye a pre-acondicionar la atmósfera para la transición.

Los resultados obtenidos pueden ser útiles para ampliar el entendimiento de los procesos involucrados en la convección profunda en regiones continentales tropicales, el cual es aún poco entendido. Además, estos resultados pueden ser relevantes para reducir las incertidumbres en los modelos regionales y globales, contribuyendo a mejorar la simulación numérica de la transición de convección somera a profunda y de la precipitación en la región de los alisios.

Capítulo 1

Introducción

1.1. Introducción

Las nubes y los procesos convectivos son cruciales en la regulación de los balances hídrico y de energía global. El ciclo diurno de la convección es importante porque las nubes asociadas al mismo experimentan procesos de evaporación y condensación, e interactúan con la radiación solar e infrarroja a medida que atraviesan por sus ciclos individuales de formación, maduración y disipación (Bony et al., 2017). Además, los procesos termodinámicos y dinámicos que ocurren en las nubes pueden afectar el transporte de calor, humedad y momento, así como, estimular la turbulencia a nivel local.

En regiones tropicales, la convección sobre tierra exhibe un patrón característico a lo largo del ciclo diurno, con cúmulos someros en la mañana, los cuales crecen durante horas tempranas de la tarde transicionando hacia nubes de convección profunda con precipitación asociada. Cuando no hay forzamiento sinóptico este ciclo diurno termina al final de la tarde u horas tempranas de la noche. En cambio, la presencia de forzamiento de gran escala puede favorecer la organización de la convección y la formación de sistemas de más larga vida.

Entender los procesos involucrados en este ciclo diurno es de gran importancia ya que muchos autores han documentado que los modelos de circulación general a menudo no representan adecuadamente el ciclo diurno de la convección y la precipitación, en términos de su

amplitud y de su fase, ya sea en regiones tropicales como en extratropicales (Bechtold et al., 2004; Collier y Bowman, 2004; Dai, 2006; Dai y Trenberth, 2004; Hannak et al., 2017; Lee et al., 2007; Stephens et al., 2010; Yin y Porporato, 2017a).

Dichos problemas en los modelos están asociados a la dificultad para simular una transición adecuada de la convección somera a profunda (Zhuang et al., 2017). Ambas son parametrizadas de manera separada, empleando componentes de la atmósfera de gran escala en las parametrizaciones de la convección profunda que sin embargo no pueden ser aplicadas en las de convección somera (Zhang y McFarlane, 1995).

Guichard et al. (2004) sugiere que la ausencia de una etapa intermedia en la convección que tenga en cuenta los cúmulos someros y congestos y sus efectos en la atmósfera, puede contribuir significativamente a los errores de los modelos de circulación general. Este estado intermedio se caracteriza por un incremento gradual en la humedad de la tropósfera libre y un enfriamiento de la capa límite por las corrientes descendentes. Este proceso está ausente en la mayoría de los modelos, lo que provoca que simulen un inicio demasiado temprano de la lluvia convectiva produciendo un sesgo en el pico diurno de la convección profunda.

Por lo tanto, es importante entender los errores de estos modelos, para lo cual es necesario ahondar en los diferentes regímenes convectivos que coexisten durante la estación lluviosa en los trópicos. Esto plantea la cuestión de qué condiciones atmosféricas mesoescalares favorecen los distintos regímenes de convección, por ejemplo, la convección de cúmulos someros, la presencia de congestus y nubes de nivel medio, y la convección profunda.

1.2. Antecedentes

La transición de convección somera a profunda sobre los océanos tropicales ha sido estudiada de manera extensa. Los estudios más relevantes y recientes son los de Del Genio et al. (2012a); Hagos et al. (2014); Rowe y Houze (2015); Ruppert (2016); Ruppert y Johnson (2015, 2016); Xu y Rutledge (2016). En estos estudios se describe la transición de la convección somera a profunda asociada con el paso de la fase suprimida a la fase activa de

la Oscilación Madden-Julian, que es el modo de variabilidad más importante en los océanos tropicales. Según estos estudios, la transición a gran escala de nubes someras a profundas ocurre en una escala del orden de 8–10 días, aunque con una larga dispersión de entre 2 y 20 días. Este proceso se manifiesta simultáneamente con un incremento de gran escala de la humedad troposférica, la lluvia y el calentamiento diabático, a medida que la subsidencia de gran escala disminuye. En particular Ruppert (2016) encuentra que el ciclo diurno de los cúmulos someros durante la fase suprimida acelera el inicio de gran escala de la convección profunda. El forzamiento diurno debido al calentamiento y humedecimiento gradual producido por estos cúmulos someros genera una reducción paulatina de la subsidencia de gran escala y un incremento gradual de la profundidad de las nubes.

Sin embargo, el estudio de la transición sobre regiones continentales ha recibido menos atención. Varios estudios han abordado tópicos relacionados con la convección continental y los factores que influyen en el inicio de la convección profunda a lo largo del ciclo diurno. Estos estudios han usado perspectivas observacionales y de modelación numérica, a través de la simulación a escalas que permiten la resolución explícita de procesos de nubes. Dentro del grupo de los estudios que emplean un punto de vista observacional se pueden citar: Zehnder et al. (2006), Nesbitt et al. (2008), Zehnder et al. (2009), Zhang y Klein (2010), Hohenegger y Stevens (2013), Schiro et al. (2016), Zhuang et al. (2017), Mulholland et al. (2018), Zhuang et al. (2018) y Schiro y Neelin (2019). Los más importantes dentro del enfoque de simulaciones numéricas han sido los de Grabowski et al. (2006), Kuang y Bretherton (2006), Houston y Niyogi (2007), Kirshbaum (2011), Tompkins (2001), Böing et al. (2012), Del Genio et al. (2012b), Rieck et al. (2014), Berg et al. (2018), Kurowski et al. (2018) y Lee et al. (2019). De todos estos estudios, algunos más relevantes y concluyentes han identificado factores importantes que están involucrados en la transición de convección somera a profunda. Estos se pueden agrupar en algunos criterios principales, y se describen detalladamente a continuación.

- **Humedad troposférica**

Varios autores han destacado la relevancia de la humedad en la tropósfera media para el desarrollo de las nubes convectivas profundas, a través de su rol en la flotabilidad de las parcelas ascendentes. En particular, Zhang y Klein (2010) encuentran una relación

positiva entre la humedad relativa inmediatamente encima de la capa límite y un inicio temprano y mayor duración de eventos de precipitación vespertina, para el caso de la convección en regiones continentales extensas como es el caso de las Grandes Planicies de Estados Unidos. Otros autores documentan resultados similares para el Amazonas. Por ejemplo Schiro et al. (2016) y Schiro y Neelin (2019) demuestran la importancia de la variabilidad de la humedad en la tropósfera baja para la convección, a través de una alta relación entre la lluvia y el vapor de agua total en la columna atmosférica. En una tropósfera baja suficientemente mezclada, altos valores de vapor de agua en la columna conducen a mayor flotabilidad de parcelas en la capa convectiva. Además, la probabilidad de observar sistemas convectivos de mesoescala en esta región se incrementa como función de la humedad en la tropósfera baja. También Zhuang et al. (2017) sugieren que la transición a convección profunda en la Amazonas central ocurre en condiciones de elevada humedad atmosférica. Haciendo uso de modelación numérica de alta resolución, Chaboureaud et al. (2004) obtienen resultados similares para las latitudes medias continentales. Derbyshire et al. (2004) evalúan la sensibilidad de la convección profunda a la humedad ambiental por encima de los 2 km, determinando que este factor es crucial para determinar diferencias elementales entre distintos tipos de convección. También Kirshbaum (2011) a través de la simulación numérica explícita de la convección diurna sobre una montaña, describe que el inicio de la convección profunda ocurre mediante el ascenso de termales (corrientes ascendentes de aire cálido) que aprovechan las estelas de sus predecesoras (un camino más húmedo), disminuyendo así el efecto negativo del *entrainment* y permitiendo la rápida glaciación sobre el nivel de congelación. Este proceso aumenta la flotabilidad de la nube en niveles medios y posibilita el ascenso a la tropopausa.

- **Piscinas frías**

Otro grupo de autores destaca la importancia de las piscinas frías como un mecanismo importante para la organización de la convección. Droegemeier y Wilhelmson (1985) definen las piscinas frías como áreas de aire enfriado por la evaporación de gotas cerca de la base de la nube y que se dispersan en la superficie como corrientes de densidad debajo de nubes precipitantes. Tompkins (2001), Schlemmer y Hohenegger (2014) y Li et al.

(2014) señalan que los márgenes de las piscinas frías contienen parcelas de aire más fríos y húmedos que el aire circundante. La idea de que este proceso es un componente crucial en la transición de convección somera a profunda ha sido sugerida por varios autores (Tompkins (2001), Khairoutdinov y Randall (2006), Kuang y Bretherton (2006), Böing et al. (2012), Schlemmer y Hohenegger (2014), Rowe y Houze (2015), Torri et al. (2015) y Kurowski et al. (2018)). El aire forzado a ascender a lo largo del frente de rachas de la piscina fría fue uno de los primeros mecanismos identificados como responsable para el estallido de convección profunda; este se denomina forzamiento mecánico, y se produce en presencia de cizalladura vertical del viento en niveles bajos. Este es el caso de sistemas organizados como tormentas multiceldas, sistemas convectivos de mesoescala y líneas de turbonadas (Rotunno et al., 1988). Sin embargo, en ausencia de cizalladura vertical del viento también se ha observado la presencia de piscinas frías (Tompkins, 2001). En este caso, se originan nuevas nubes cuando la piscina fría está en una fase madura o en disipación, en cuyo caso el frente de rachas no es suficientemente fuerte para elevar el aire de manera mecánica. Tompkins (2001) sugiere entonces un forzamiento termodinámico, en el cual la acumulación de vapor de agua en las fronteras de la piscina fría puede proveer suficiente flotabilidad a las parcelas de aire para iniciar la convección. No obstante, algunos autores han señalado que las piscinas frías no son el desencadenador de la transición a convección profunda, más bien éstas pueden constituir un mecanismo importante para el desarrollo posterior de la nube, como por ejemplo la formación de convección secundaria (Wu et al., 2009). Este mecanismo de piscinas frías sólo ocurre después de que ya se ha desarrollado convección con precipitación, por lo que otros factores deben contribuir a la transición antes de que se desarrolle esta interacción piscinas frías–precipitación (Rowe y Houze, 2015).

■ **Inestabilidad atmosférica**

Otros autores destacan la importancia de la inestabilidad en las capas bajas para la transición. Houston y Niyogi (2007) encuentran que el ascenso vertical del aire nuboso está correlacionado positivamente con el gradiente vertical de la temperatura (o *lapse rate*) en la capa de nube. En sus simulaciones, sólo los casos con mayores *lapse rates* (mayor grado de descenso de la temperatura con la altura) experimentaron desarrollo

de convección profunda, observándose un ascenso vertical más intenso asociado a la liberación de inestabilidad térmica. También Wu et al. (2009) destacan la importancia de las variaciones en el *lapse rate* de temperatura para la transición; en sus simulaciones las nubes someras transicionaron a convección profunda aproximadamente a la misma hora en que el *lapse rate* de la temperatura potencial virtual del aire nuboso se tornó mayor que el del ambiente, sugiriendo que la transición depende de un aumento de la flotabilidad en la nube generado por un aumento en la inestabilidad en la capa de nubes. La inestabilidad en la capa entre 2 y 4 km también presenta una correlación positiva con el acumulado total de lluvia, como señalan Zhang y Klein (2010). En estudios más recientes, Zhuang et al. (2017) demuestran que la iniciación de convección profunda ocurre bajo condiciones de alta inestabilidad (en términos de CAPE) para regiones continentales amplias como el Amazonas. No obstante, de acuerdo con Kirshbaum (2011) el enfoque tradicional del análisis del CAPE y CIN en la parcela es incapaz de explicar por sí solo la transición de convección somera a profunda, ya que esta depende de la mezcla entre la nube y el ambiente. También Wu et al. (2009) sugiere que no se puede proveer una explicación adecuada de la transición usando la variable CIN, ya que en sus experimentos numéricos con distintas condiciones iniciales la transición ocurrió bajo valores de CIN cercanos a cero, independientemente del experimento.

■ **Heterogeneidades en superficie**

Las variaciones espaciales en las propiedades de la superficie (cubierta y uso de suelo, etc) conducen a características heterogéneas de la superficie, que a su vez provocan calentamientos diferenciales que afectan el transporte turbulento en la capa límite y el desarrollo de la convección (Kang et al., 2007). El impacto de los grados de heterogeneidad de la superficie en el inicio de la convección profunda es estudiado por varios autores. A través de simulaciones a escalas muy pequeñas (o *large-eddy*), Rieck et al. (2014) y Rochetin et al. (2017) documentan que la transición puede adelantarse sobre superficies con mayor grado de heterogeneidad con respecto a superficies homogéneas. También Lee et al. (2019) demuestran que grandes heterogeneidades pueden inducir una circulación secundaria que posibilita el transporte vertical de humedad formando una piscina de humedad que facilita la transición a cúmulos congestus y posteriormen-

te a profundos. A través de un enfoque observacional, Zhuang et al. (2018) destacan que para regiones continentales como las Grandes Planicies del Sur de Estados Unidos y el centro-occidente de África, las condiciones de superficie –como temperatura y humedad– modulan la flotabilidad que permite que se desencadene o no la convección profunda. Esta idea de que la heterogeneidad de la superficie puede generar circulaciones que impactan el inicio de convección húmeda es sustentado también a partir de estudios observacionales para el occidente de África y el Sahel (Lothon et al. (2011) y Taylor et al. (2007), respectivamente).

A pesar del progreso en el entendimiento de la convección profunda, el ciclo diurno de la nubosidad convectiva continúa siendo un reto para los actuales modelos de circulación general. Además, la influencia de distintos factores ambientales en el inicio de la convección profunda varía de acuerdo a las distintas regiones convectivas del planeta (Zhuang et al., 2018), y entender estas diferencias es fundamental para modelar adecuadamente el comportamiento de la convección profunda a nivel global.

Los antecedentes revisados hasta el momento se han enfocado en los trópicos profundos (15°N - 15°S), en zonas con vegetación densa, o bien en regiones continentales de latitudes medias. Esos resultados pueden no ser válidos para otras regiones del planeta, como por ejemplo zonas con cercanía a la costa sujetas a la influencia de sistemas de brisas de mar y tierra. El estudio de los antecedentes en esta temática revela además que existe una brecha en el entendimiento de la transición en la región de los alisios (entre los 30 - 35°N hasta aproximadamente 10°N).

Dado que no existe aún un consenso sobre cuáles factores termodinámicos y dinámicos son más importantes para la transición, abordar esta temática puede ser útil para contribuir al entendimiento de los procesos que controlan la convección profunda en regiones continentales, lo cual aún es poco entendido. Los resultados de este tipo de estudios pueden ser útiles para diseñar experimentos numéricos con modelos de resolución explícita de nubes, que pueden arrojar información relevante para las parametrizaciones de convección.

1.3. Objetivos

Este estudio se enfoca en la transición de convección somera a profunda en la Península de Yucatán, la cual está sometida a un flujo predominante de los alisios, y cuya topografía es mayormente plana (Figura 1). Además presenta relativa homogeneidad en términos de uso de suelo. Es conocido que la precipitación en esta región puede estar determinada o controlada por la dinámica de gran escala (Díaz-Esteban y Raga, 2018), sin embargo, esta tesis se concentra en casos donde el forzamiento sinóptico sobre el área de interés es mínimo, con el objetivo de aislar el proceso de la convección y explorar los mecanismos que controlan su transición de somera a profunda.

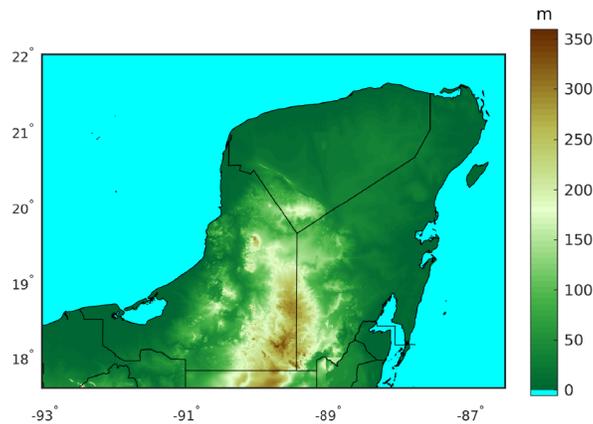


Figura 1: Relieve de la Península de Yucatán.

El interés en esta región viene dado por dos razones fundamentales: i) la proximidad a dos cuencas importantes, el Mar Caribe y el Golfo de México, así como, los diferentes regímenes de viento, añaden complejidad al ciclo diario de la convección sobre la península, y ii) durante el periodo lluvioso –y bajo débil forzamiento sinóptico– coexisten dos regímenes de convección: un régimen de cúmulos someros que, en su gran mayoría no tiene precipitación asociada y un régimen de convección vespertina profunda, con grandes acumulados de precipitación asociada y un periodo corto de convección somera que lo precede. Durante este último, una vaguada térmica se desarrolla sobre la península, típicamente orientada en la dirección nortesur, y se desplaza hacia el oeste. En la Figura 2 se pueden observar ejemplos de cada uno de estos casos, un día donde la convección permanece somera (Figura 2a) y otro donde hay

convección profunda durante la tarde (Figura 2b).

Por lo tanto, esto lleva al planteamiento del objetivo principal, el cual es investigar los factores termodinámicos y dinámicos que favorecen el desarrollo de la convección profunda en esta región.

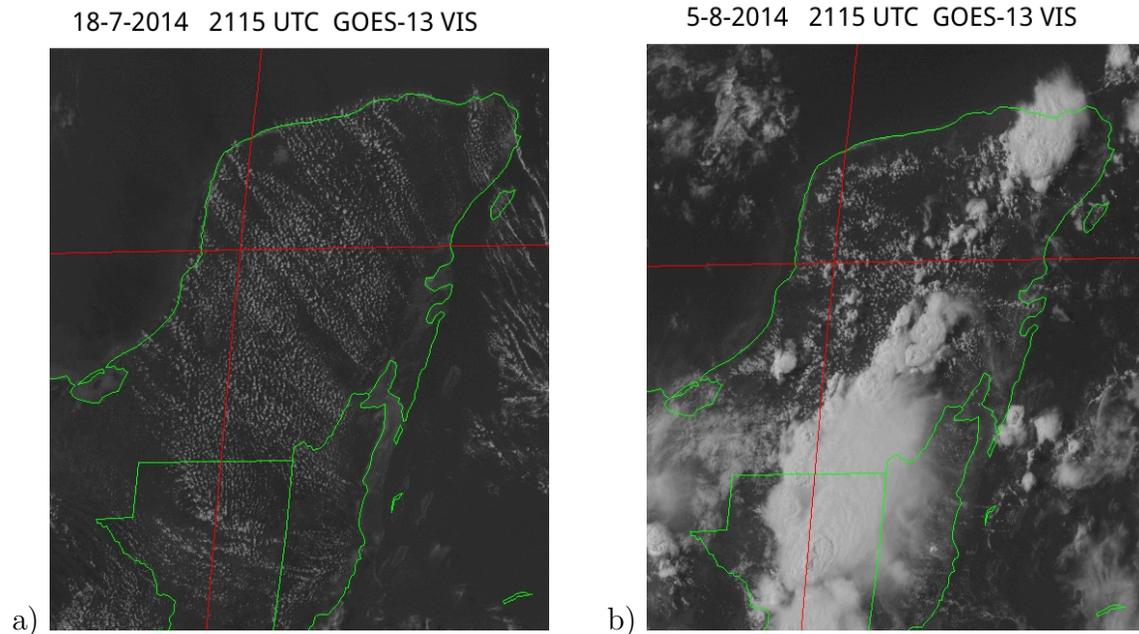


Figura 2: Imagen visible del GOES-13 para las 21:15 UTC (16:15 Hora Local), para el día a) 18/07/2014 y b) 5/08/2014.

1.4. Características climatológicas de la región de estudio

Este estudio se centra en el este de México, una zona que se encuentra sometida al flujo de los vientos alisios. Esta región del planeta está caracterizada por la presencia de nubes convectivas someras (Figura 3), que predominan sobre las aguas oceánicas cálidas y que se denominan cúmulos de los alisios (Snodgrass et al., 2009). Estas nubes tienen la característica de que su desarrollo vertical termina abruptamente en el estrato inferior de la inversión de los alisios.

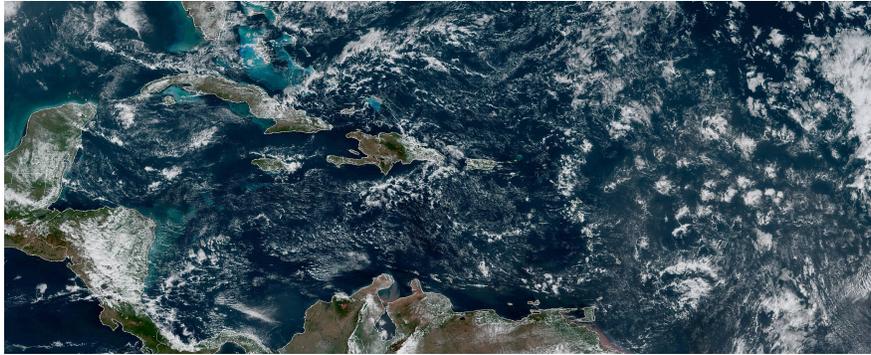


Figura 3: Imagen visible Geocolor del GOES-East para la región de los alisios.

La Península de Yucatán se localiza en el extremo este de México, entre los 21.59 y 17.48°N y los 93.98 y 86.62°W, en el cinturón de los alisios. La mayor parte del territorio está conformada por una llanura con alturas máximas de 350 metros sobre el nivel del mar (Figura 1). La integran los estados mexicanos de Yucatán, Quintana Roo y Campeche, además de Belice y una porción de Guatemala.

La precipitación en dicha región está marcada por un ciclo estacional, definido mayormente por una estación lluviosa (de mayo a octubre: MJJASO) y otra poco lluviosa (de noviembre a abril: NDEFMA). En la Figura 4a se observa el acumulado climatológico mensual promediado sobre el área de la Península de Yucatán. Como se puede observar, septiembre es el mes de mayor cantidad de precipitación, con un promedio de 220 mm/mes, seguido por junio, agosto y octubre. Mientras que para el periodo poco lluvioso los acumulados oscilan los 50 mm/mes o bien alcanzan valores inferiores.

La distribución de frecuencias se muestra en la Figura 4b, que evidencia una distribución bimodal, siendo el valor de 2 mm/día el más frecuente en la península. Además hay un segundo valor más frecuente que es de 7 mm/día, que puede corresponder a sistemas de escala mayor a la mesoescala.

La climatología diaria de la lluvia en la región se puede observar en la Figura 5. Esta presenta un mínimo relativo a finales de julio y principios de agosto, correspondiente a la sequía de medio verano o sequía intraestival, una característica del ciclo anual de la precipitación

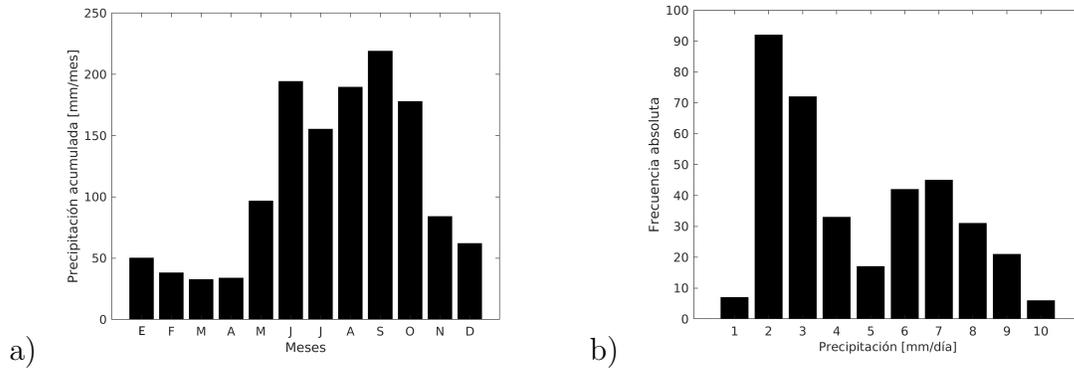


Figura 4: a) Acumulados mensuales y b) distribución de frecuencias para valores de precipitación, como promedio sobre el área: 21.59 a 17.48°N; 93.98 a 86.62°W, con datos de la base CHIRPS, para el periodo 1981-2018.

que se observa en el sur de México, partes de Centroamérica y el Caribe. Esta se manifiesta como una disminución relativa de la lluvia en los meses de julio y agosto (Magaña et al., 1999). Es debido a esto que el ciclo anual de la lluvia en esta región presenta dos máximos: uno en junio y otro en septiembre.

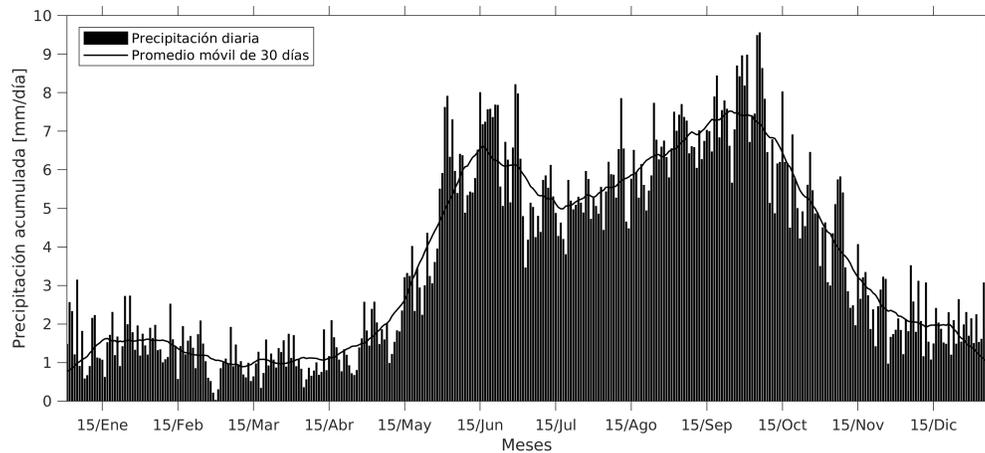


Figura 5: Precipitación climatológica diaria promediada sobre el área: 21.59 a 17.48°N; 93.98 a 86.62°W (Península de Yucatán), usando datos de la base CHIRPS, para el periodo 1981-2018. La curva negra muestra un promedio móvil de 30 días.

La climatología para la estación MJJASO en términos de la presión atmosférica a nivel medio del mar, viento en 850 hPa y humedad específica en 925 hPa se muestra en la Figura 6a. Se evidencia el Anticiclón subtropical de las Azores Bermudas (NASH: *North Atlantic Subtropical High*) influyendo sobre gran parte de la cuenca del Caribe, con una circulación

del viento mayormente del este, mostrando los vientos más intensos al sur de 20°N y al este de 95°W.

El patrón espacial de la precipitación diaria promedio es mayormente uniforme sobre Yucatán (Figura 6b), con valores entre 2 y 3 mm/día, en contraste con otras áreas del territorio mexicano y Centroamérica, que presentan mayor variabilidad espacial asociada principalmente a una topografía más compleja.

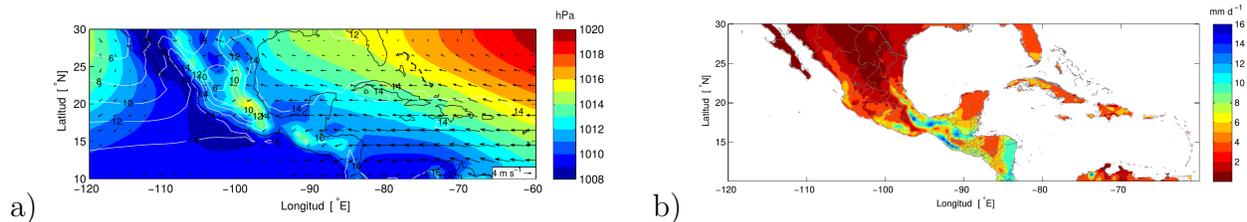


Figura 6: a) Promedio de largo plazo (1997-2013) de presión a nivel del mar (colores, en hPa), humedad específica en 925 hPa (contornos, en g/kg) y viento en 850 hPa (vectores, en m/s) para el periodo MJJASO, con datos del reanálisis ERA-Interim. b) Promedio estacional de precipitación media diaria, en mm/día, con datos de la base CHIRPS.

El comportamiento de la precipitación en el sureste de México está influenciado por patrones sinópticos que tienen lugar sobre esta región, como se puede evidenciar en Díaz-Esteban y Raga (2018). La Figura 7 muestra la climatología sinóptica para la región, en base a las variables presión a nivel del mar, humedad específica en 925 hPa y viento en 850 hPa, para el periodo 1997-2013. Las configuraciones sinópticas son diferentes entre sí, y tienen una preferencia de ocurrencia dentro del periodo lluvioso, indicado por las iniciales del mes correspondiente en la parte superior de cada mapa. Además tienen una frecuencia relativa, indicada por el porcentaje sobre cada mapa y una frecuencia absoluta, indicado por el valor entre paréntesis; ambas denotan la relevancia de estos patrones para la región de estudio, en términos de su probabilidad de ocurrencia dentro del periodo 1997-2013.

Las anomalías de precipitación asociadas a cada uno de estos regímenes sinópticos se pueden ver en la Figura 8, mostrándose solamente la Península de Yucatán. Estas anomalías son calculadas con respecto al promedio climatológico de la Figura 6b.

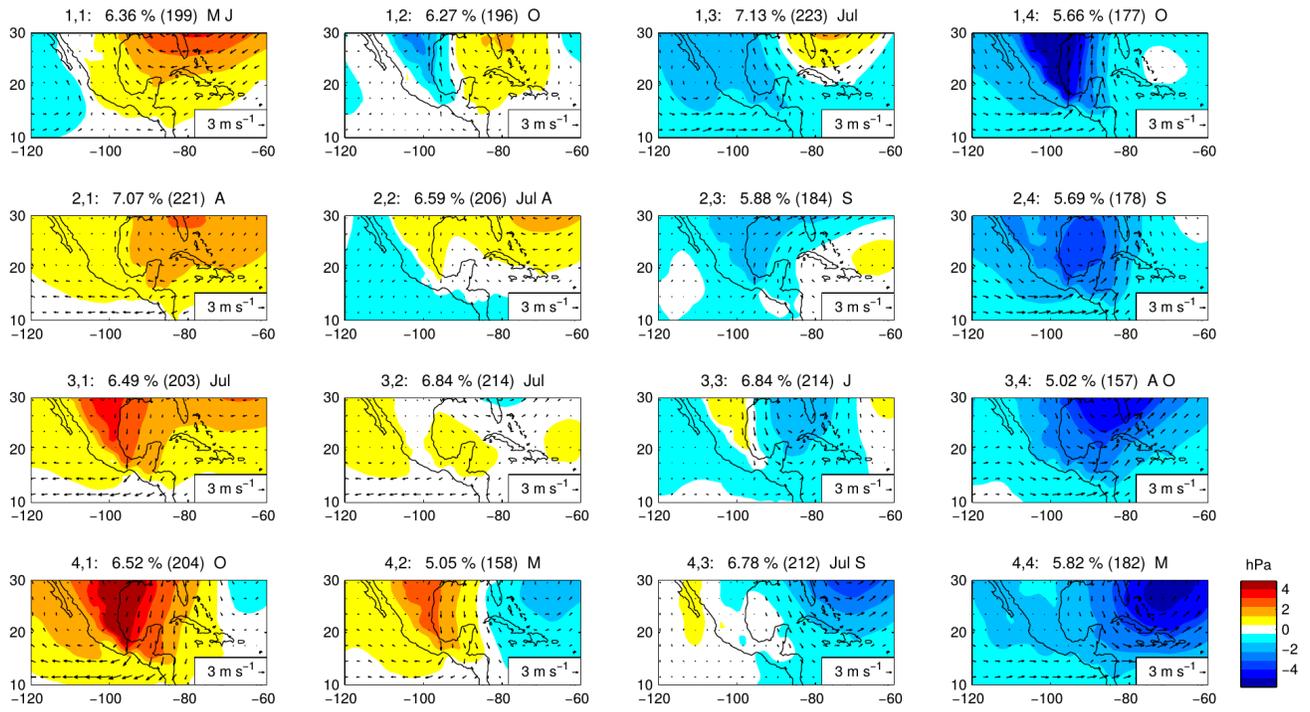


Figura 7: Climatología sinóptica de la región comprendida entre 10 y 30°N y 120 y 60°W, en términos de anomalías respecto al promedio de la estación (Fig. 6a). Los patrones son obtenidos usando un algoritmo de red neuronal, y representan diferentes configuraciones sinópticas que ocurren en la región, con un determinada frecuencia y persistencia (Díaz-Esteban y Raga, 2018).

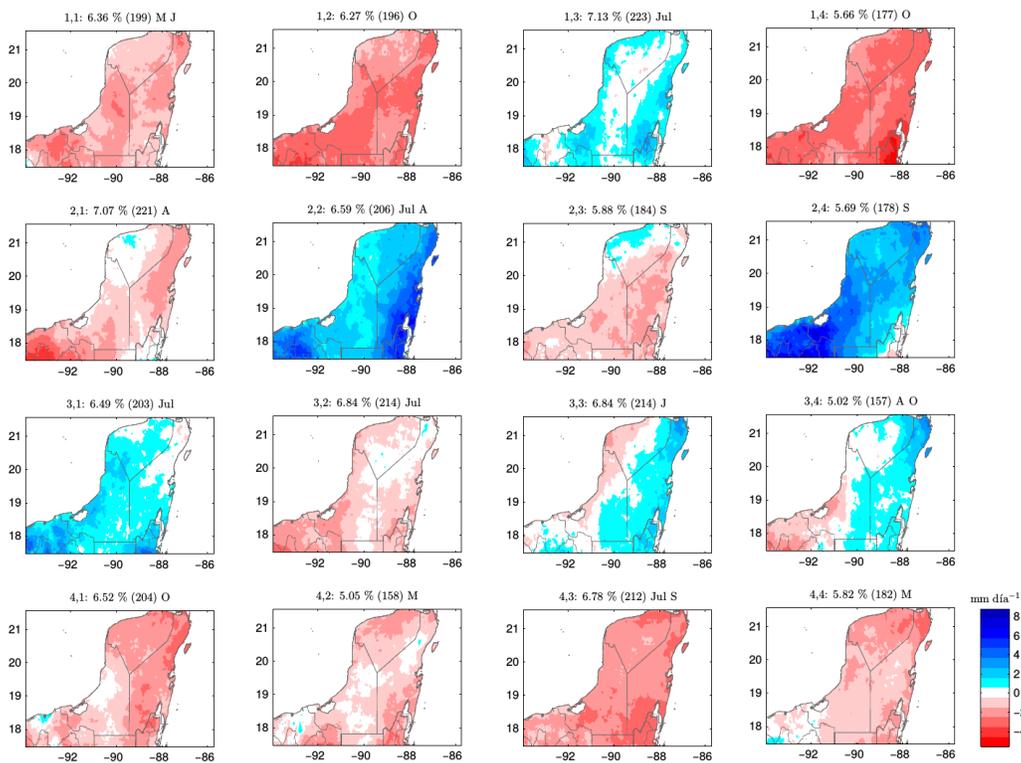


Figura 8: Anomalías de precipitación asociadas a los patrones sinópticos de la Figura 7.

Este análisis permite determinar a qué configuraciones sinópticas están asociados los valores más extremos de anomalías de precipitación; por ejemplo, los patrones 2,2 y 2,4 son los que presentan mayor anomalía de precipitación (~ 8 mm/día), estando relacionados con un flujo de alisios proveniente del Caribe típico del verano y una circulación cerrada en el Golfo de México (baja, ciclón tropical, etc), respectivamente. De igual manera, el patrón 1,2 que muestra valores de precipitación por debajo de la media climática, se corresponde con una circulación anticiclónica al noreste del Golfo de México con presión en superficie más alta que el promedio.

Estos patrones sinópticos son idóneos para el análisis interanual de la precipitación sobre el sur de México, pues permiten determinar si la mayor frecuencia de un modo en particular puede influenciar la precipitación de la estación lluviosa durante un año en particular. En la Figura 9 se muestra la frecuencia absoluta anual de los patrones y la precipitación (promedio de área) que se registró en ese determinado año. Por ejemplo, el modo 2,1 que representa un predominio de altas presiones por encima de los 15°N y que está asociado también a una intensificación del jet de niveles bajos del Caribe (Figura A1 del Apéndice), ocurre más frecuentemente en los años 1997, 2003 y 2009, coincidiendo con una precipitación estacional bastante baja, por debajo de los 10 mm/día, como promedio. Esto indica la importancia de patrones sinópticos para el estudio de la variabilidad interanual de la lluvia en esta región.

Analizando ahora las características de la nubosidad, la región de estudio presenta una gran variabilidad estacional de la misma. La Figura 10 muestra el ciclo anual promedio de la fracción de nubes bajas, medias y altas sobre la Península de Yucatán, para el periodo 1980-2018. Las nubes bajas tienen una presencia importante durante todo el año, especialmente en los meses de diciembre a abril, donde son prácticamente el tipo de nubosidad predominante. En los meses de mayo a octubre la fracción de nubes altas aumenta con valores de hasta 50%, indicando que durante esta temporada los tipos de nubes más predominantes son los cumulonimbus, cirrocúmulos, cirrostratos, cirros, etc.

Por lo tanto, en la Península de Yucatán, varios regímenes de convección coexisten a lo largo del año, lo cual también se puede distinguir en los distintos niveles verticales (Figura 11).

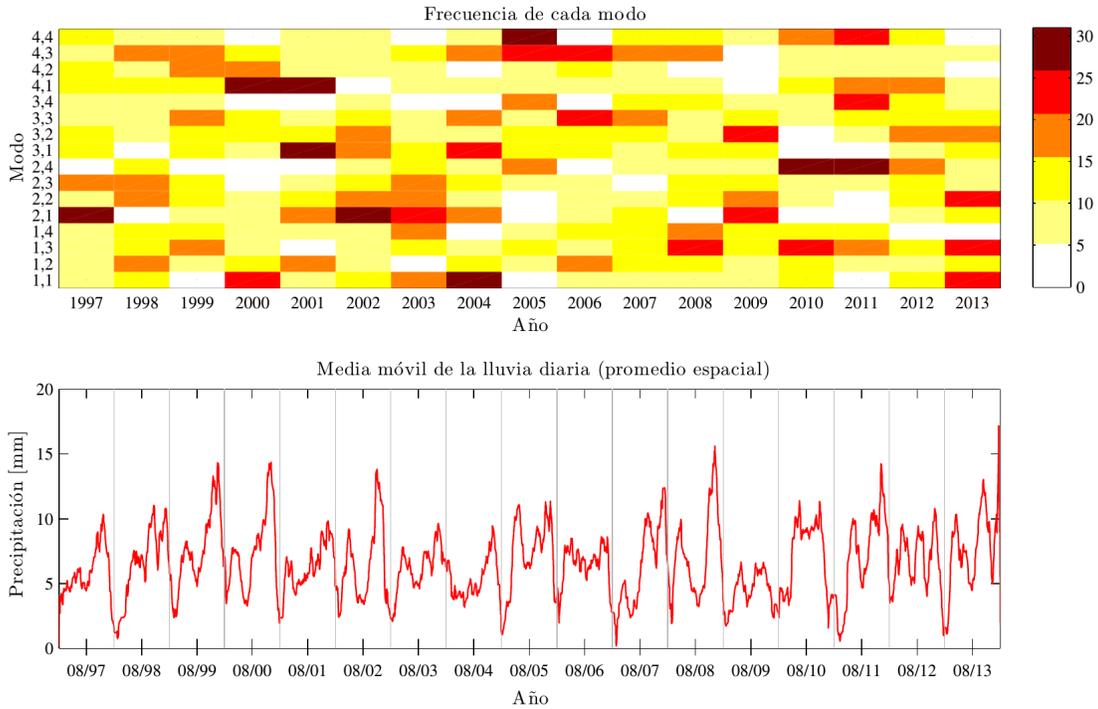


Figura 9: Frecuencia absoluta de cada patrón a lo largo del periodo 1997-2013 (panel superior), y precipitación estacional (promedio móvil para toda el área de la península) durante la estación MJJASO (panel inferior).

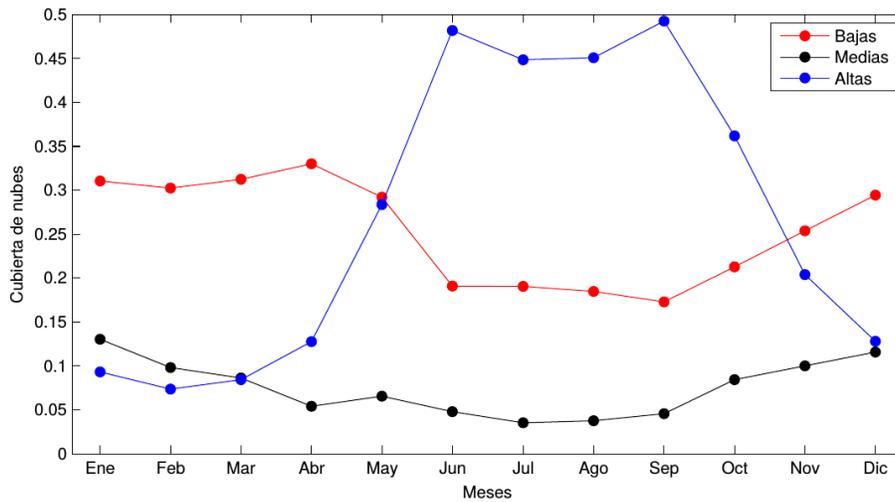


Figura 10: Ciclo anual de la cubierta de nubes bajas, medias y altas en la Península de Yucatán, con datos del *International Satellite Cloud Climatology Project* (ISCCP) (Rossow y Schiffer, 1999).

Entre 1 y 5 km de altura la fracción de nubes oscila entre 8 y 15 % en los meses del periodo lluvioso, especialmente durante el mes de octubre. De igual manera, entre los 7 y los 13 km la fracción nubosa alcanza valores de hasta 30 % en dicho periodo. En contraste, durante el periodo poco lluvioso la cobertura nubosa es significativamente más baja, con solo la presencia de algunos nublados por debajo de los 4 km.

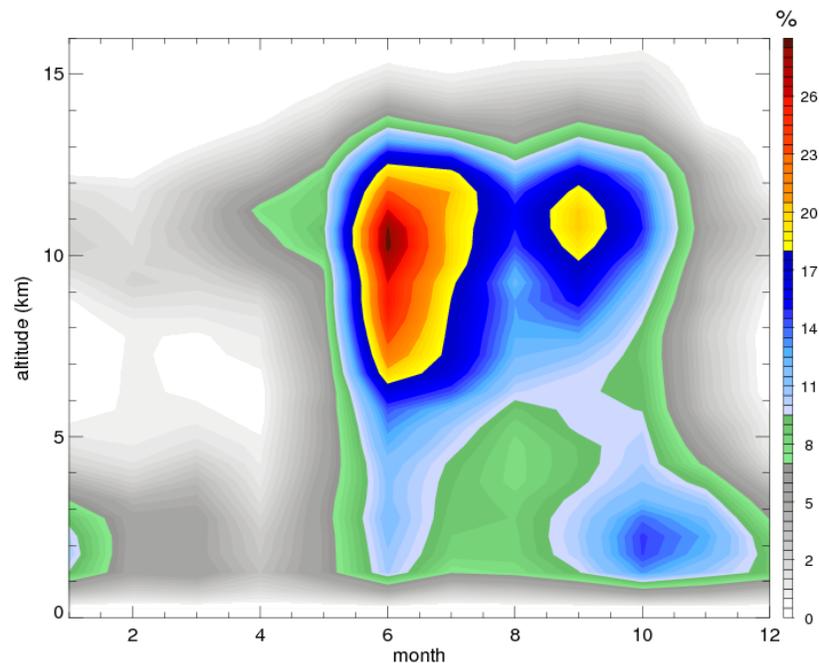


Figura 11: Fracción promedio de nubes sobre la Península de Yucatán, con datos de CloudSat (<http://atmos.tamucc.edu/>).

La variación interanual en la cubierta de nubes en la región de estudio para el periodo 1980-2018 se muestra en la Figura 12. Para el periodo lluvioso hay mayor variabilidad interanual en la cubierta de nubes altas, mientras que para el periodo poco lluvioso la nubosidad es mucho menor y presenta también menor variabilidad. Un aspecto interesante es la ligera tendencia a la disminución en la cubierta de nubes bajas en ambas estaciones, aunque es un poco más claro en el periodo lluvioso. Esta disminución puede estar asociada a diversos factores, sobre todo a variaciones en los flujos de calor, ya que algunas nubes bajas como por ejemplo los cúmulos someros en regiones continentales están estrechamente acoplados con la capa superficial subyacente mediante un ciclo diario de flujos de calor en superficie (Zhang y Klein, 2013).

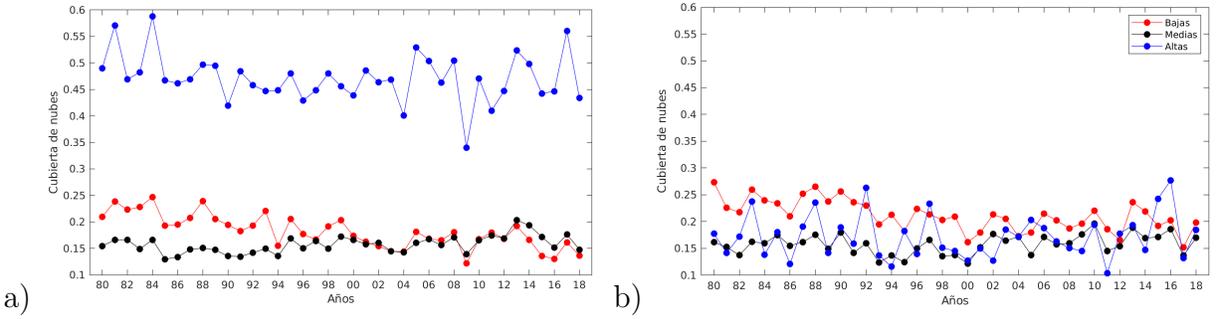


Figura 12: Evolución interanual de la fracción de nubes en la región de estudio para a) MJJASO y b) NDEFMA, con datos del reanálisis ERA5.

El análisis anterior demuestra que en el periodo lluvioso la nubosidad sobre la región de estudio es mayor que en el poco lluvioso, además de que su variabilidad en términos de los tipos de regímenes convectivos es mucho más amplia. Por lo tanto, en el presente estudio nos centraremos en este periodo para el entendimiento de los factores involucrados en la transición de convección somera a profunda sobre tierra en la región de los alisios.

Capítulo 2

Materiales y Métodos

En este capítulo se introduce el área de estudio, enfatizando el porqué es un sitio ideal para enfocar este estudio. Además, se describe la metodología establecida, que incluye la selección de casos con débil forzamiento sinóptico y la discriminación de los mismos en días con convección somera y días con convección profunda. También se describen los datos utilizados, que provienen de distintas fuentes, tanto de reanálisis como de observaciones. Finalmente se describe el modelo de predicción numérica del tiempo utilizado para realizar simulaciones que contribuyeron a los resultados de la tesis, y se explica el diseño de los experimentos, ilustrando las características de los casos seleccionados para las simulaciones.

2.1. Área de estudio

Este estudio se enfoca en el la región este de México, específicamente en la Península de Yucatán, un área delimitada por las coordenadas: 17.5 a 21.5°N y 91.5 a 86.5°W. Como se puede observar en la Figura 1, la topografía de la región es bastante homogénea, y la mayor parte de ella presenta una altura inferior a los 200 metros sobre el nivel del mar. Es notable cómo dicha región presenta gran homogeneidad en términos de uso de suelo y tipos de vegetación, como se puede observar en la Figura 13a. Sobre la mayor parte de la península predominan el bosque húmedo tropical y el bosque seco tropical, aunque también hay pequeñas regiones de pastizales (centro-norte) así como, otros tipos de vegetación sin clasificar. Además, al analizar los tipos de regímenes de humedad del suelo (Figura 13b)

se puede detectar que sobre la península predominan mayormente dos tipos de regímenes, en contraste con el resto de la República Mexicana donde la variabilidad en términos de humedad del suelo es mayor.

Esta zona es ideal para el estudio de la transición de convección somera a profunda sobre tierra porque que es un área semi-continental dentro de la región de los alisios, donde esta temática no ha sido tan explorada, ya que la mayoría de los estudios previos se ha centrado en los trópicos profundos o bien en regiones extratropicales. Además, en esta área no existen forzamientos orográficos ni de uso de suelo, lo que permite enfocarse mejor en los procesos convectivos y aportar información importante sobre la convección profunda en regiones tropicales continentales.

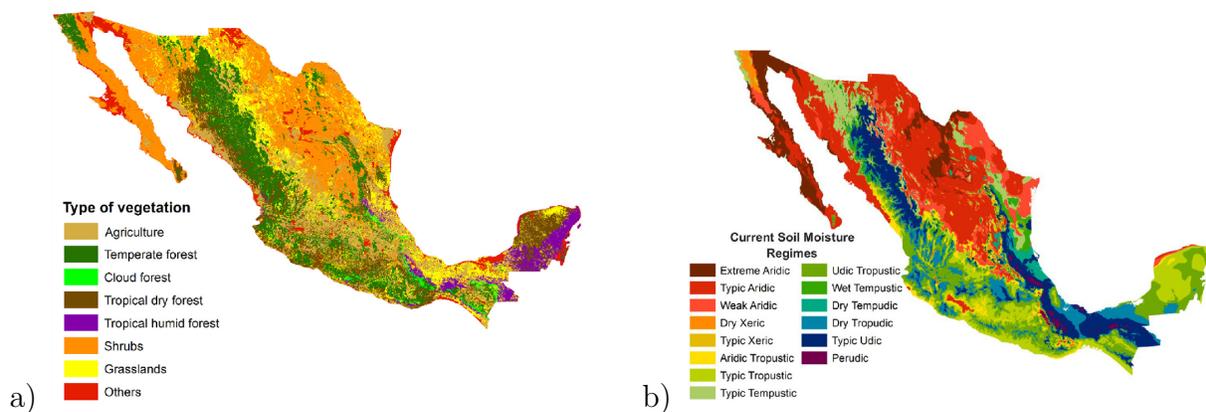


Figura 13: a) Tipos de vegetación y usos de suelo y b) regímenes de humedad del suelo, para la República Mexicana (Gomez Diaz et al., 2019).

2.2. Selección de casos con débil forzamiento sinóptico

Esta tesis se centra en la estación lluviosa en el este de México, periodo durante el cual algunos sistemas de escala sinóptica pueden producir precipitación. Algunos de estos sistemas son los ciclones tropicales, las ondas del este, centros de baja presión, vaguadas de niveles bajos y medios, entre otros. Todos estos sistemas presentan una circulación asociada, exhibiendo típicamente una curvatura en las isobaras en niveles bajos de la atmósfera.

La presente metodología se basa en filtrar los datos diarios a las 15 UTC (10:00 AM Hora Local, en lo adelante HL) de vorticidad relativa en 850 hPa (ζ_{850}) y del Laplaciano del geopotencial también en 850 hPa ($\nabla^2\Phi_{850}$), para eliminar días que tengan un forzamiento sinóptico importante. Los umbrales empleados son los siguientes:

i) los valores de ζ_{850} (2.1) están basados en la vorticidad planetaria ($\sim 1,4586 \times 10^{-4}\text{s}^{-1}$):

$$-10^{-4} \text{ s}^{-1} \leq \zeta_{850} \leq 10^{-4} \text{ s}^{-1} \quad (2.1)$$

ii) los valores para $\nabla^2\Phi_{850}$ (2.2) están basados en valores típicos para las perturbaciones tropicales en la región:

$$-20 \text{ s}^{-2} \leq \nabla^2\Phi_{850} \leq 20 \text{ s}^{-2} \quad (2.2)$$

Los valores de ζ_{850} y $\nabla^2\Phi_{850}$ que son seleccionados son sólo los que caen dentro de los rangos establecidos en 2.1 y 2.2. Los umbrales se aplican sólo en las áreas adyacentes a la Península de Yucatán, indicadas en los recuadros de la Figura 14. Para determinar las regiones donde se aplican los filtros con estos umbrales se tomó en cuenta la extensión característica de las perturbaciones en los trópicos, de manera que cualquier sistema que esté tentativamente afectando la península, por su longitud horizontal tendría que estar dentro o en los límites de los recuadros negros. Por lo tanto, dichos sistemas son detectados por el algoritmo, lo que permite descartar ese día en particular.

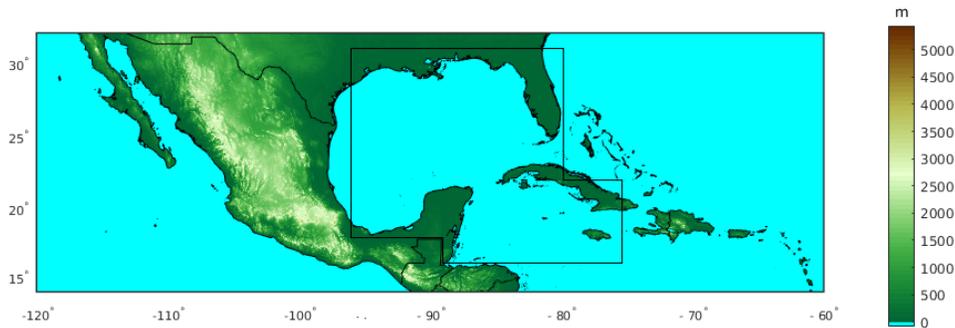


Figura 14: Región donde se aplican los umbrales para eliminar días con forzamiento sinóptico afectando la Península de Yucatán.

Dado que se emplean datos dentro del periodo 1980-2018 (39 años) y se seleccionan sólo los días del periodo lluvioso, en total 7176 días son analizados, de los cuales sólo 3145 pasaron ambos filtros especificados en 2.1 y 2.2.

El objetivo de realizar este filtrado es asegurar que los eventos de convección que se van a estudiar no estén asociados a sistemas de escala sinóptica, y sí a forzamientos locales y de mesoescala. De esta manera se garantiza aislar el proceso de la convección, de manera que las nubes sean generadas localmente y estén limitadas dentro del ciclo diurno.

2.3. Clasificación del régimen convectivo

Después de seleccionar los días con forzamiento sinóptico débil o nulo, se aplicó un método para clasificarlos en días donde la convección permaneció somera a lo largo del ciclo diurno (“CS”), o días donde las nubes experimentaron una transición a convección profunda (“CP”). El criterio de clasificación se basa en la fracción de nubes (FN) a las 21 UTC (4:00 PM HL) en diferentes niveles verticales. La tabla 1 muestra los umbrales de valores máximos de fracción de nubes empleados para cada clasificación. Estos umbrales se basan en el modelo conceptual para las nubes tropicales planteado por Johnson et al. (1999), donde tres tipos de nubes –cúmulos (0-4 km), congestos (5-9 km) y cumulonimbos (11-16 km)– son componentes principales del espectro de nubes convectivas en los trópicos, las cuales están asociadas a una distribución trimodal de divergencia, *detrainment* y fracción de nubes.

Tabla 1: Umbrales de valores máximos de fracción de nubes (\max_{FN}) a diferentes alturas para determinar el régimen de convección: CS o CP.

Régimen convectivo	Intervalo vertical		
	0,5 - 4 km	4 - 8 km	8 - 13 km
CS	$\max_{FN} \geq 0,2$	$\max_{FN} < 0,05$	$\max_{FN} < 0,05$
CP	$\max_{FN} \geq 0,2$	$\max_{FN} > 0$	$\max_{FN} \geq 0,2$

Como los datos empleados están en una malla, los criterios especificados en la tabla 1 se aplican en cada punto de rejilla tomando el dato de las 21 UTC, pues el objetivo es analizar eventos convectivos que sean generados localmente durante el verano en la península, los cuales alcanzan su máximo cerca de las 21 UTC. Otros autores, como Zhuang et al. (2017) también usaron una clasificación basada en fracción nubosa para este tipo de estudios.

La clasificación arrojó un total de 1156 días dentro de la categoría de CS y 1570 dentro de la de CP. En la Figura 15 se muestran dos ejemplos de días que cayeron dentro de cada una de estas categorías. En un día típico de convección somera (Figura 15a), a las 21 UTC (4:00 PM) predomina la nubosidad en las capas bajas, con un valor máximo de 0.25 cerca de los 4 km. En un día con convección profunda (Figura 15b) también se observa un máximo cerca de los 4-5 km con valores por encima de 0.35, pero además en las capas altas se observa otro pico con valores por encima de 0.25, el cual representa el desarrollo de las nubes de convección profunda cerca de los 13-14 km, con el correspondiente yunque que la mayoría de las veces persiste hasta la medianoche. En la capa entre 5 y 10 km el porcentaje de cielo cubierto es bajo con respecto a los valores máximos en la capa somera y en niveles altos, esto se puede deber a la poca relevancia de las nubes medias en la región de los alisios, como se observó también en el análisis de las Figuras 10 y 12. En efecto en esta capa intermedia sí hay presencia de nubosidad (p. ej. cúmulos en fase de congestos), pero como la transición sobre tierra entre estas nubes y los cumulonimbos se produce muy rápidamente (del orden de las 2 horas (Hohenegger y Stevens, 2013)), esto produce que la nubosidad esta capa sea menos relevante. Por lo tanto el porcentaje de cielo cubierto en los niveles medios es menor comparado con los niveles más altos.

Vale resaltar que algunos días fueron descartados porque no cayeron dentro de ninguna de estas categorías. Estos días corresponden por ejemplo a casos donde predomina la nubosidad en los niveles altos (cirros, etc) o días con lluvia en horas del final de la tarde y/o la noche.

Una vez obtenida la clasificación, se generaron mapas promedio de varios parámetros meteorológicos en superficie y en distintos niveles verticales.

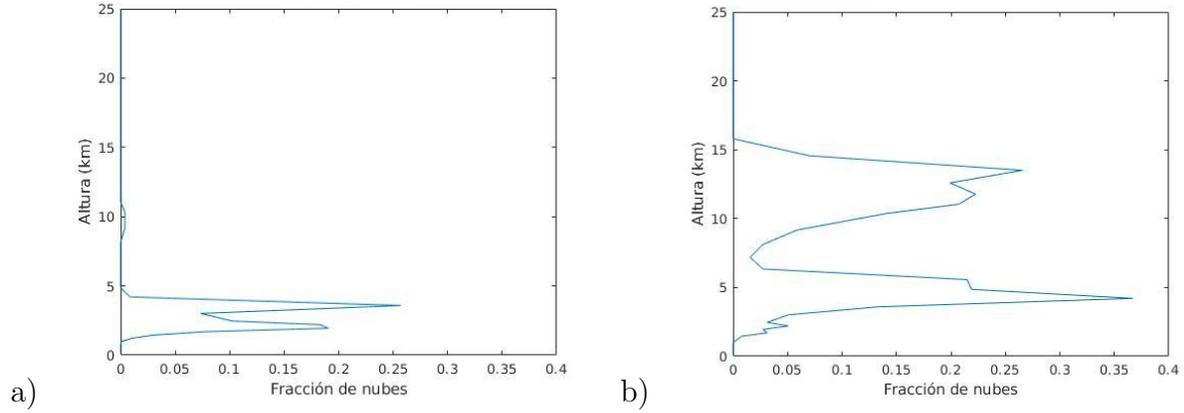


Figura 15: Ejemplo de dos perfiles de fracción de nubes en días que cayeron dentro de cada una de las categorías: a) convección somera y b) convección profunda.

2.4. Definición y cálculo de la transición

Algunos autores, por ejemplo Wu et al. (2009) y Yin y Porporato (2017b), han remarcado la utilidad de definir la transición de la convección somera a profunda en términos de la hora aproximada en la que la convección profunda se comienza a desarrollar. En estudios previos se han usado algunas métricas arbitrarias para definirla, en base al condensado total de nubes, la razón de precipitación o la altura del tope de las nubes, entre otras. En este trabajo se emplea el concepto del centro de masa del condensado total de nubes, al igual que en Wu et al. (2009). Sin embargo, se toma el condensado total de nubes C como la suma de las razones de mezcla del agua líquida y del hielo de nube, debido a que son los hidrometeoros que tienen mayor importancia en la convección húmeda (nubes de fase mixta) en trópicos. El centro de masa del condensado se define entonces como:

$$M_c(t) = \frac{\sum_{j=1}^h C_{tj} z_j}{\max \left(\sum_{j=1}^h C_{t=1}, \sum_{j=1}^h C_{t=2}, \dots, \sum_{j=1}^h C_{t=24} \right)} \quad (2.3)$$

donde h es el número total del niveles verticales ($h = 27$ para este estudio), C es el promedio de área del condensado en cada nivel vertical j y paso de tiempo t , y z es la altura de cada nivel vertical, en km.

De este modo M_c es estimado para cada paso de tiempo multiplicando el condensado en cada nivel por su correspondiente altura, sumándolo para todos los niveles verticales, y finalmente ponderándolo por el máximo valor observado dentro del ciclo diario. Por lo tanto, M_c provee una estimación de la localización vertical de la masa nubosa como un todo y no la localización de alguna torre convectiva individual.

La transición es definida entonces en base a este centro de masa. En Wu et al. (2009) consideraron la razón de crecimiento de la convección somera como referencia para el cálculo de la hora local de la transición (en adelante τ). En cambio, en este estudio se busca el momento dentro del ciclo diario de M_c en el cual ocurre un punto de cambio. Para esto se calculan las pendientes de M_c para cada intervalo de una hora (por ejemplo: 11-12, 12-13, 13-14, etc), posteriormente se encuentra el valor de la pendiente más grande en el intervalo 12-15 horas, el cual indica el momento del ciclo diario en el cual el condensado experimenta el cambio más abrupto en su razón de crecimiento. La Figura 16 muestra un ejemplo de este cálculo para un día en particular clasificado como CP. En este ejemplo, el centro de masa de la nubosidad comienza a ascender desde aproximadamente las 8 horas (Figura 16a), siendo a las 14 horas cuando experimenta un cambio abrupto en su serie, el cual coincide con el momento del ciclo diario donde la pendiente de M_c experimentó un valor máximo (Figura 16b). Por lo tanto para este caso en particular, $\tau=14$ horas.

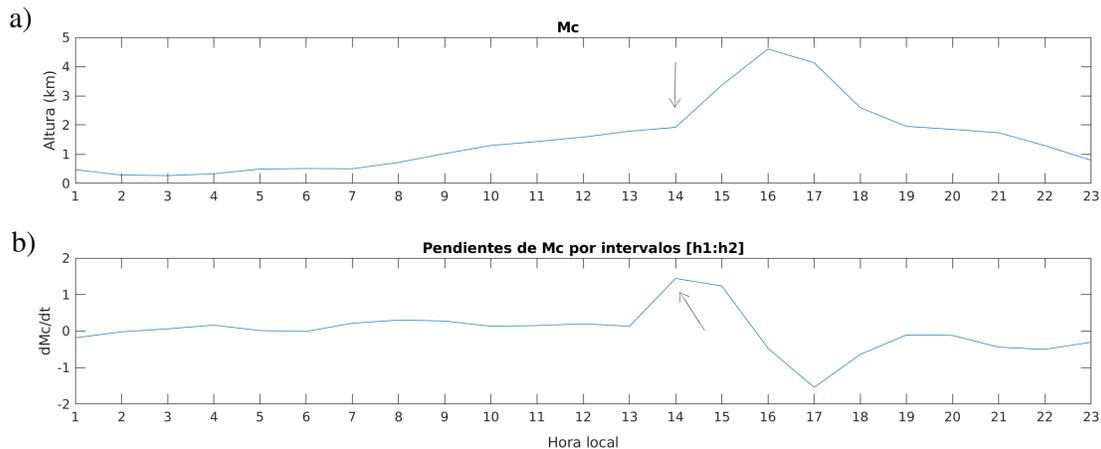


Figura 16: Ejemplo del cálculo de τ para un día en particular con convección profunda. a) Evolución del centro de masa M_c . b) Pendientes de crecimiento de M_c evaluadas tramo a tramo para todo el ciclo diario.

Este análisis es aplicado para cada día con convección profunda dentro del periodo considerado, para determinar la hora de la transición, es decir: $\tau = 12$, $\tau = 13$, $\tau = 14$, o $\tau = 15$ h. Del total de casos estudiados, el 13.6 % de estos transicionaron a las 12 horas, 16.3 % a las 13 h, 29.5 % a las 14 h y 40.6 % a las 15 h.

2.5. Datos

Para el filtrado y la clasificación se emplearon datos del reanálisis ERA5 pertenecientes al *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF). Estos datos constituyen una nueva generación de reanálisis que combina una gran cantidad de observaciones históricas (satélite y mediciones *in-situ*) con un sistema de pronóstico, usando avanzados métodos de asimilación de datos (Copernicus Climate Change Service (C3S), 2017). La resolución horizontal es de 0.25 grados (~ 28 km), con 27 niveles en la vertical.

También se emplean los sondeos de la base de datos de la Universidad de Wyoming (University of Wyoming, 2017) y los datos de SUOMINET, una red de estaciones en tierra que proveen mediciones de algunas variables en superficie a partir de GPS (Ware et al., 2000). Estos datos se utilizan para estimar la validez de los reanálisis empleados en este estudio. La ubicación geográfica de las estaciones utilizadas se muestra en la Figura 17.

Para los estimados de precipitación se emplearon datos de la base *Climate Hazards Group InfraRed Precipitation with Station* (CHIRPS). Esta base de datos emplea información de satélites a 0.05 grados de resolución horizontal, la cual se combina con mediciones de estaciones de superficie (*in-situ*) para crear un producto global en rejilla (Funk et al., 2015).

Para validar la clasificación obtenida y caracterizar los regímenes de convección se emplearon datos de temperatura de brillo del proyecto CLAUS (*Cloud Archive User Service*) (Environmental Systems Science Centre y Robinson, 2013), que consisten en una serie de tiempo de imágenes del infrarrojo térmico a nivel global obtenido a partir de satélites. La resolución espacial de estos productos es de 1/3 de grado, mientras que la temporal es de 3 horas, cubriendo el periodo desde 1984 hasta 2007.

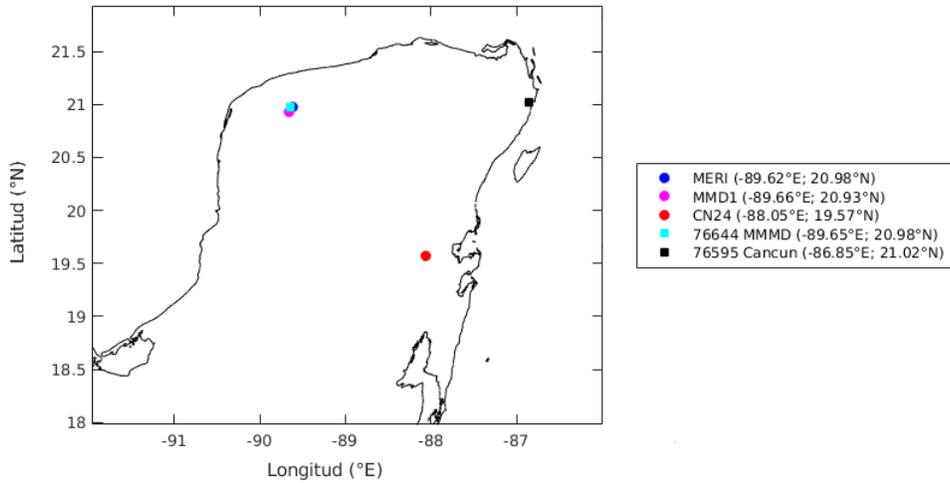


Figura 17: Estaciones utilizadas para evaluar la base de datos de ERA5. Los símbolos circulares corresponden a las estaciones de GPS (SUOMINET) y los cuadrados a las estaciones de sondeos.

2.6. Diseño de experimentos con WRF

Las simulaciones se llevaron a cabo con el modelo WRF (*Weather Research and Forecasting*) versión 3.8. Este sistema de predicción numérica del tiempo ha sido usado en un amplio rango de escalas desde *large-eddy* hasta simulaciones globales. El núcleo ARW (*Advanced Research WRF*) emplea una aproximación no hidrostática, compresible, con una rejilla horizontal tipo Arakawa C escalonada, y coordenadas verticales que siguen el terreno cerca de la superficie. Además cuenta con un conjunto de opciones físicas para parametrizar y representar procesos de microfísica, convección de cúmulos, superficie, capa límite y radiación (Skamarock et al., 2008). El uso de WRF se extiende desde las aplicaciones en la investigación científica hasta en el pronóstico operativo.

En este trabajo se emplea el núcleo ARW, con un anidamiento de dominios hasta llegar a la resolución espacial de 400 metros en el dominio interno. Esto se hace con el objetivo de no parametrizar la convección de cúmulos y los procesos de nubes y que estos se resuelvan explícitamente. Esta configuración de los dominios se muestra en la Figura 18.

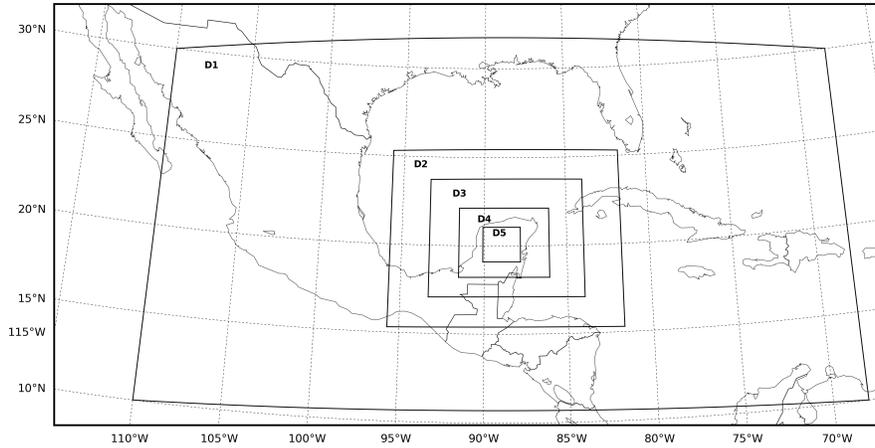


Figura 18: Anidamiento de los dominios del WRF, la resolución de estos es de 32.4, 10.8, 3.6, 1.2 y 0.4 km, para los dominios D1, D2, D3, D4 and D5, respectivamente.

Se realizaron dos experimentos, que fueron inicializados a las 0300 UTC (10:00 PM HL del día previo), y tuvieron una duración de 27 horas, de manera que las primeras horas se pudieron tomar como el tiempo de *spin up* del modelo. Las condiciones iniciales y de frontera provienen del modelo GFS, a 0.5° de resolución. El conjunto de parametrizaciones empleadas se muestra en la tabla 2.

Tabla 2: Esquemas físicos del WRF empleados para las simulaciones

Parametrización	Opción
Microfísica	Thompson
Radiación onda larga	RRTMG
Radiación onda corta	Dudhia
Capa superficial	Quasi-Normal Scale Elimination PBL
Superficie terrestre	5-layer thermal diffusion
Capa límite	Quasi-Normal Scale Elimination PBL
Cúmulos	Kain-Fritsch (excepto en D4 y D5)

Los casos seleccionados son los días 18 de julio y 5 de agosto de 2014. El objetivo de lanzar estas simulaciones es demostrar si en días donde los perfiles de viento y humedad son diferentes entre sí se observan diferencias morfológicas en la manera en cómo evolucionan las características de la convección.

Los campos base del GFS usados en las simulaciones (Figura 19) muestran cierta similitud en los valores de la presión superficial cerca de Yucatán, además en ambos casos se presenta un flujo de alisios en horas de la mañana, que se acelera en el Golfo de México occidental en el caso del día 18/07. El hecho de que no existen sistemas sinópticos importantes afectando (o cercanos a) la Península de Yucatán en ninguno de estos dos días, fue uno de los criterios empleados para la selección de estos dos casos.

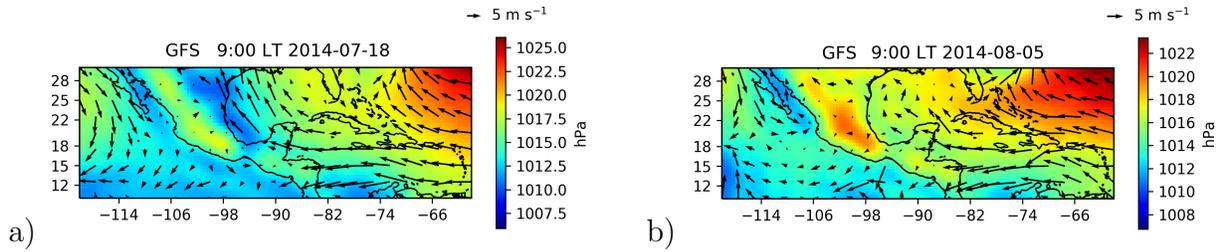


Figura 19: Presión a nivel del mar (colores, en hPa) y viento en superficie (vectores, en m/s) para los días a) 18/07/2014 y b) 05/08/2014 a las 9:00 HL, con datos del GFS.

Otro criterio importante a tener en cuenta para dicha selección fue la diferencia distintiva en los perfiles de humedad, viento y estabilidad entre estos dos casos (Figura 20). En la capa inferior a los 4 km la humedad es ligeramente mayor en el caso 05/08, y aproximadamente alrededor de los 500 hPa (~ 5 km) aumenta en el día 18/07. El agua precipitable calculada para toda la columna atmosférica a las 7:00 AM revela esta diferencia en la humedad total, con valores de 38.89 y 46.21 mm para los casos 18/07 y 05/08, respectivamente. En cuanto la estabilidad, la cual se puede medir a través del CAPE en estos dos sondeos, se puede observar que es ligeramente superior en el caso 05/08 que en 18/07, con valores de 2037.95 y 1633.85 J/kg, respectivamente. En cuanto al patrón de viento, en las capas bajas de la atmósfera se observa un flujo de alisios del sureste, con un giro del noreste a partir de los 700 hPa el 18/07. Sin embargo el 05/08 se observa un comportamiento diferente, ya que por encima de ese nivel predomina un flujo del sureste y del suroeste. Este comportamiento diferente del viento puede ser clave para el transporte de humedad en estas capas, y por consiguiente, es necesario examinar si puede ser clave para el desencadenamiento de la convección profunda.

Finalmente, el último criterio considerado para la selección de estos dos casos es la disponibilidad de datos de observaciones para la evaluación de las principales variables en las simulaciones, las cuales están más completas a partir del año 2013.

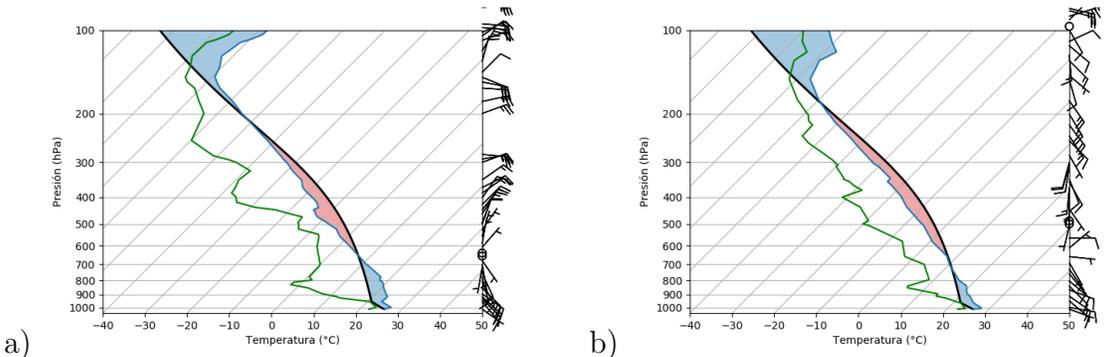


Figura 20: Sondeos correspondientes a Cancún para las 7:00 HL: a) 18/07/2014 y b) 05/08/2014, con datos de la Universidad de Wyoming.

Capítulo 3

Factores involucrados en la transición de convección somera a profunda

3.1. Validación de ERA5

Se compararon los promedios de los ciclos diurnos de cada categoría (CS y CP) con los datos de SUOMINET disponibles (2010-2017). Debido a que las mediciones presentan huecos en la serie, se seleccionaron las estaciones más completas, estas fueron Mérida (-89.62°E ; 20.98°N) y Cancún (-86.84°E ; 21.02°N). Luego se realizó una interpolación de los datos en rejilla de ERA5 hacia los puntos de estas estaciones. La Figura 21 muestra los ciclos diurnos de las variables temperatura, humedad relativa, presión a nivel del mar y agua precipitable para las dos estaciones analizadas. Las líneas azules representan el reanálisis y las negras son las observaciones, mientras que el patrón sólido representa los días con convección profunda y el discontinuo los días con convección somera.

El patrón del ciclo diurno de las variables para las dos estaciones es comparable, aunque en la estación de Mérida el ciclo diurno de las variables en superficie es más amplio que en la estación de Cancún, puesto que en ésta última está modulado por la cercanía al mar. Para la temperatura y la humedad durante la madrugada y primeras horas de la mañana el reanálisis tiene valores muy cercanos a los de la observación, con diferencias menores a 2°C y 8% , respectivamente. Hacia el mediodía esas diferencias se hacen mayores para ambos regímenes convectivos, especialmente para la temperatura.

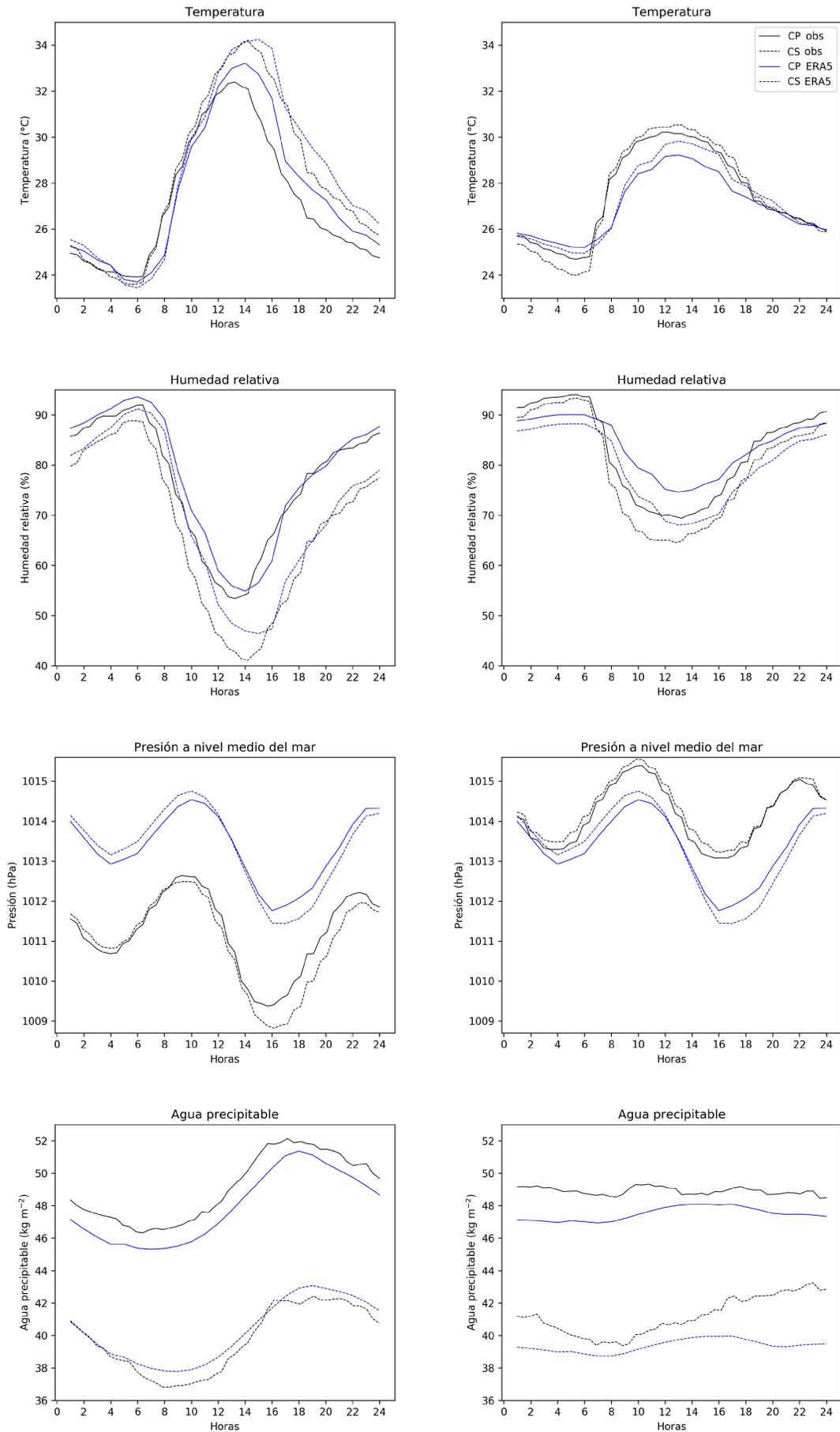


Figura 21: Ciclo diurno de las variables meteorológicas dentro de cada régimen convectivo, para las estaciones Mérida (panel izquierdo) y Cancún (panel derecho). Las observaciones corresponden a las mediciones de GPS de la red SUOMINET.

En el caso de la presión a nivel del mar, mientras que en la estación de Mérida el reanálisis presenta errores entre 2 y 3 hPa, para la estación de Cancún estos son menores, del orden de 1 hPa, lo cual representa un porcentaje muy bajo respecto a los valores de la variable. Para el agua precipitable, la estación de Mérida tiene un ciclo diurno más pronunciado y también más representativo del comportamiento de esta variable en los trópicos (Yashiro et al., 2016).

Como se puede ver, los errores del reanálisis son bastante pequeños, especialmente para los días del régimen CS. Esto puede deberse a que la convección está acoplada con los flujos de calor y humedad de la superficie, los cuales como se verá más adelante, son de mucha menor magnitud en días CS respecto a días CP.

Un aspecto a resaltar es que a pesar de los sesgos que presenta el reanálisis en la representación de las observaciones del GPS, éste es consistente en la caracterización de los dos regímenes convectivos discriminados en este estudio. Por ejemplo, para la humedad relativa se puede ver cómo los valores en días CP (líneas continuas) son siempre mayores que en días CS (líneas discontinuas), y esto ocurre tanto para las observaciones como para el reanálisis, denotando la consistencia entre ambas bases de datos.

La Figura 22 muestra los perfiles verticales de algunas variables meteorológicas a partir de observaciones de radiosondeos a las 12 UTC (7:00 HL). Se puede observar cómo el reanálisis subestima la temperatura en prácticamente toda la columna atmosférica; sin embargo, los valores son muy similares a los de las observaciones en la tropósfera baja y media.

La temperatura de punto de rocío muestra valores muy cercanos a las observaciones para ambas estaciones, especialmente para los días dentro del régimen CS. Para los días CP también el reanálisis muestra valores cercanos a las observaciones, sobre todo en la capa entre 5 y 8 km. La diferencia en punto de rocío entre días CP y CS es un poco más grande en las observaciones que en el modelo, particularmente en la capa entre 2 y 6 km.

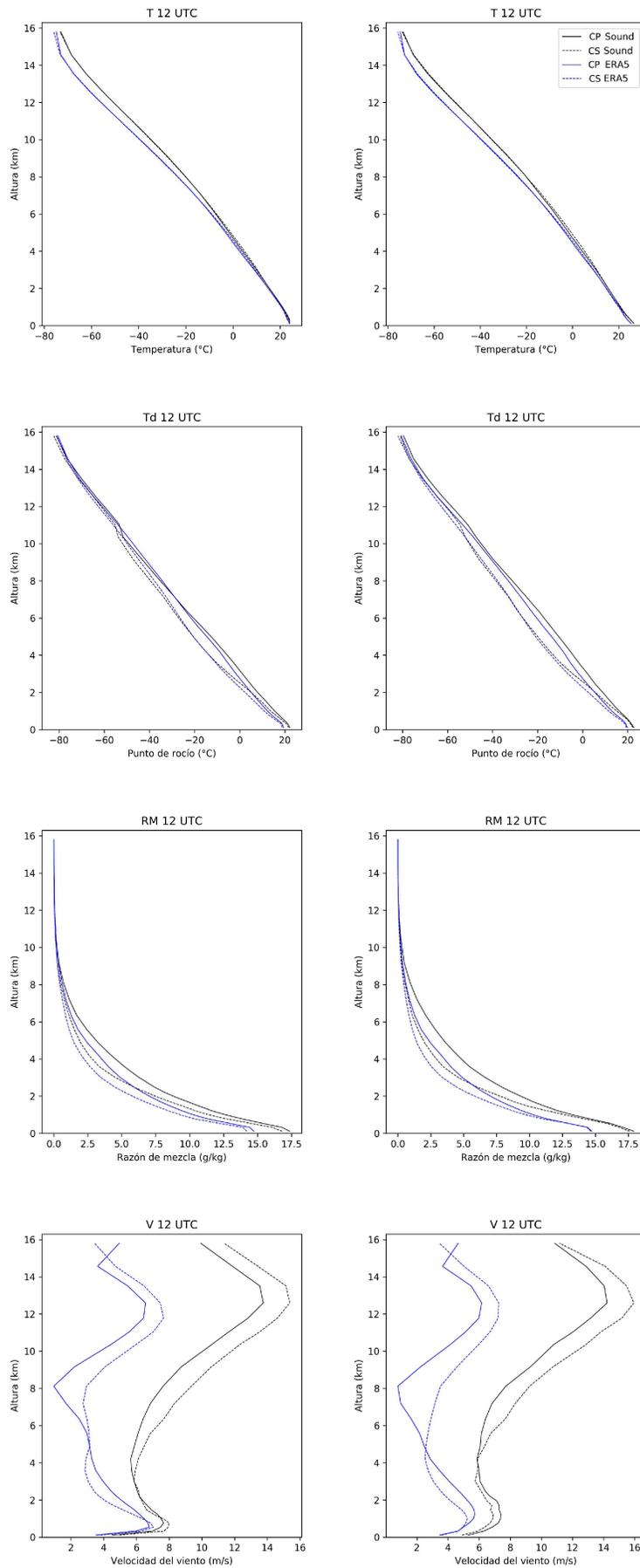


Figura 22: Perfil vertical de las variables meteorológicas a las 12 UTC dentro de cada régimen convectivo, para las estaciones Mérida (panel izquierdo) y Cancún (panel derecho). Las observaciones corresponden a los radiosondeos.

En el caso de la razón de mezcla, el reanálisis subestima el valor real de las observaciones para ambos regímenes convectivos, en aproximadamente 2 g/kg. No obstante, la relación entre los dos regímenes se conserva en el reanálisis, evidenciando que la razón de mezcla es siempre menor en días CS que en días CP, tal y como se observa en los datos del sondeo.

El análisis de la velocidad del viento muestra que el reanálisis subestima en gran magnitud el valor real de los sondeos, sobre todo a partir de los 4 km. Sin embargo es notable cómo el perfil vertical es bien descrito por el reanálisis, mostrando un incremento en la intensidad del viento a la altura de la capa límite y otro incremento cerca de los 12 km. Además, la relación entre los regímenes CS y CP es adecuadamente representada por el reanálisis, por ejemplo, para la estación de Cancún alrededor de los 4 km, la diferencia entre ambos regímenes es pequeña, tal y como se observa en los datos del sondeo. Por debajo de este nivel el viento es menor en días CS y por encima de esta nivel es mayor, y este comportamiento también es adecuadamente representado por el reanálisis.

Como se ha podido constatar, el reanálisis presenta algunas diferencias importantes respecto a las observaciones, pero estas son en su mayoría respecto a la magnitud de las variables. En términos generales el reanálisis subestima a las observaciones, lo cual se evidencia más claramente en los perfiles verticales. No obstante, la representación tanto del ciclo diurno de las variables en superficie, como de los perfiles verticales, es adecuada, mostrando los máximos y los mínimos en los mismos intervalos en que lo hacen los datos de las observaciones. Además, la relación entre las variables meteorológicas entre días CS y CP es bien discriminada por ERA5 y es consistente con las observaciones. Por lo tanto, ERA5 constituye una fuente útil para los fines de este trabajo.

3.2. Características de los regímenes convectivos

El ciclo diurno de la fracción de nubes como promedio de área sobre la península se muestra en la Figura 23. Como se puede observar, la metodología utilizada permite identificar los diferentes patrones de fracción nubosa en los dos regímenes de convección. En ambos hay presencia de yunques de cirros de la convección del día anterior, la cual va disminuyendo con

el avance de la madrugada, en consistencia con la sublimación de cristales de hielo que se produce (Nesbitt et al., 2008). Otro aspecto en común en ambos regímenes es el desarrollo de convección somera a partir de las 9 – 10 HL, consistente con valores de entre 15 y 20 % en la fracción de nubes.

Los días con convección somera exhiben nubes durante la tarde con toques por debajo de los 5 km y bases cerca de 1 km. En niveles altos se observa una pequeña fracción de cubierta nubosa, la cual se debe a cirros, cirrostratos, así como, otro tipo de nubosidad alta. En la tropósfera media no hay presencia de nubosidad a lo largo de todo el ciclo diurno. La distribución vertical es diferente en días con convección profunda, ya que se observa un máximo en la fracción nubosa cerca de los 12 km entre las 16 y las 21 HL. En dichos días, la convección inicia con una fase de nubes someras hasta aproximadamente las 10 HL, seguida por una fase de cúmulos de un poco mayor desarrollo vertical que transicionan a cúmulos profundos o cumulonimbos que a menudo alcanzan la tropopausa, con un pico de alrededor de 30 % en la fracción nubosa. También se observa como característica el correspondiente yunque que se desarrolla como parte de la convección profunda y que persiste hasta la medianoche.

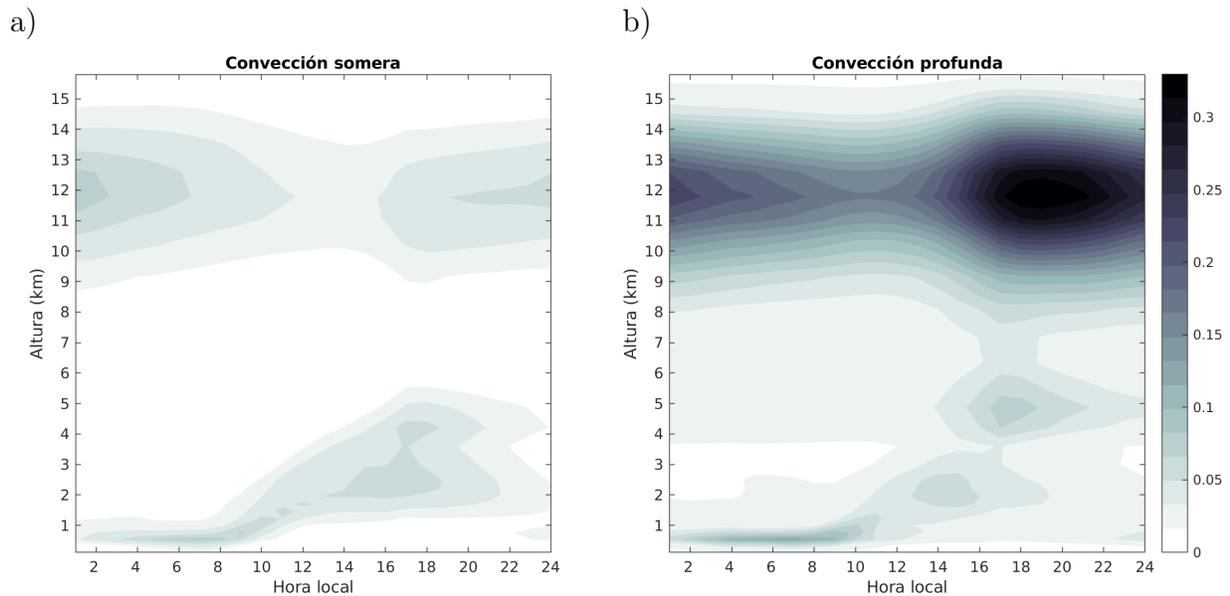


Figura 23: Ciclo diurno de la fracción de nubes para los dos regímenes convectivos: a) CS y b) CP.

Como se puede constatar, hay marcadas diferencias en cuanto a la fracción de nubes entre ambos regímenes convectivos, pero también en cuanto a la precipitación (Figura 24), lo cual valida este enfoque para el estudio de la transición de convección somera a profunda. Los mapas de precipitación acumulada diaria indican valores que en promedio superan los 10 mm/día para los días de convección profunda, mientras que los acumulados son mucho menores (< 4 mm/día) durante los días de sólo convección somera. Asimismo, el patrón espacial de la precipitación revela distinciones entre ambos regímenes; mientras que en días con CP hay mayores acumulados hacia la región oriental de la península, en días con CS los mayores valores se localizan al norte de la misma. No obstante, ambos casos muestran un máximo al suroeste cerca de la laguna de Términos, probablemente asociado a algún efecto orográfico debido a la interacción del flujo predominante con la cuenca del mismo nombre.

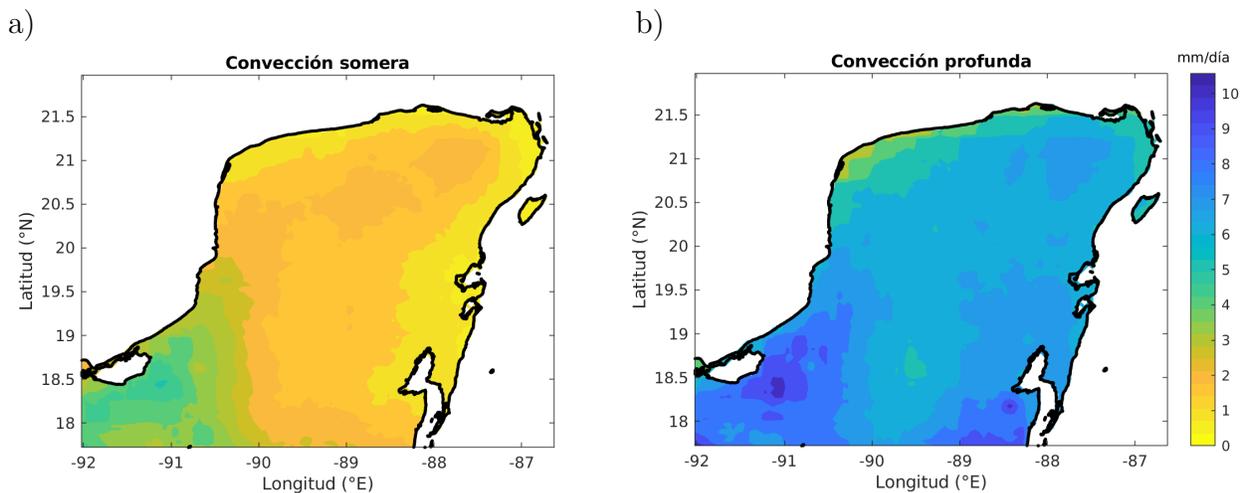


Figura 24: Precipitación acumulada diaria para los dos regímenes convectivos: a) CS y b) CP.

La Figura 25 muestra el ciclo diurno de la velocidad vertical en presión ($\omega = \frac{dp}{dz}$, en Pa/s) para los dos casos: CS y CP, como promedios de área. En los casos CS, predomina la subsidencia durante prácticamente todo el día, en particular en horas de la mañana y en la tropósfera media entre 5 y 12 km. El ascenso del aire ($\omega < 0$) está limitado a la capa por debajo de los 4 km, que es donde ocurre la convección somera. En días con CP también se observa subsidencia en horas de la mañana, pero es menor en magnitud. El aire ascendente ($\omega > 0$) durante la tarde alcanza hasta los 14 km, indicando el desarrollo vertical de la nubosidad.

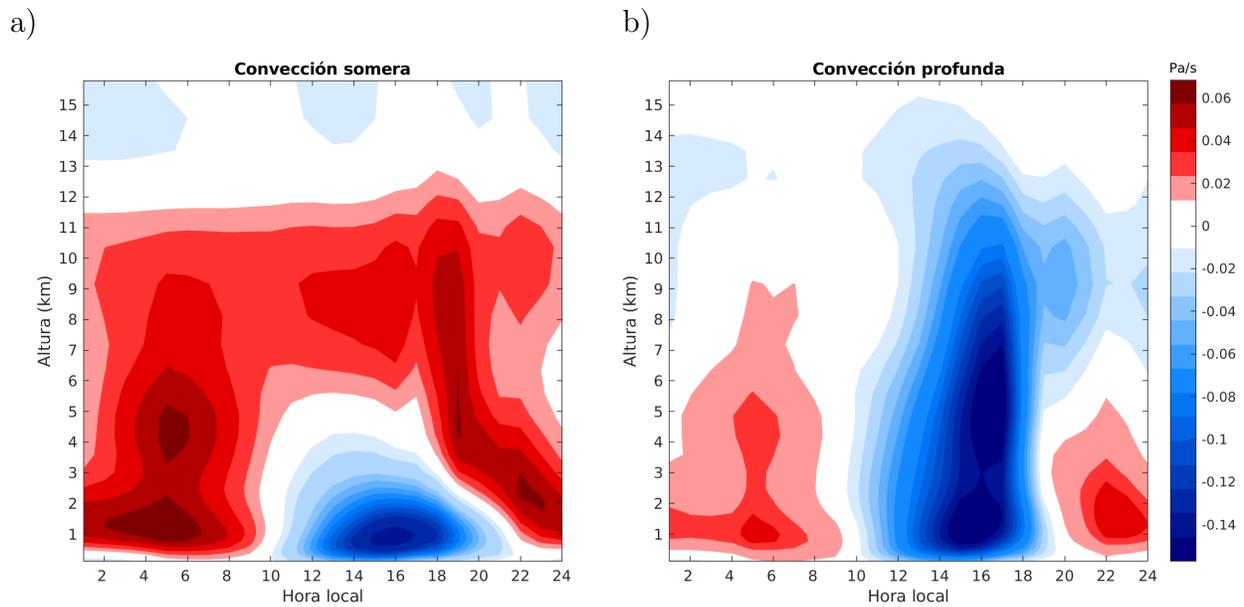


Figura 25: Ciclo diario de la velocidad vertical ω para los dos regímenes convectivos: a) CS y b) CP.

3.2.1. Evolución temporal de los regímenes convectivos

La Figura 26 muestra la frecuencia absoluta de cada uno de los regímenes convectivos dentro del periodo estudiado, con el objetivo de evaluar si estos tienen una preferencia de ocurrencia en particular dentro de la estación lluviosa. Es notable cómo la frecuencia de días con sólo convección somera (Figura 26a) es mayor al inicio y fin de la estación lluviosa, es decir en los meses de mayo y octubre, superando los 250 eventos. El mes de menor frecuencia de estos casos es junio, el cual es justamente el mes con mayor cantidad de casos con CP (Figura 26b). Por otro lado, los días con convección profunda aumentan en frecuencia durante los meses de junio a septiembre, con un pequeño mínimo relativo en julio. En mayo y octubre se tienen las frecuencias más bajas de los días con CP; esto sugiere que al principio y al final de la estación lluviosa son más propensos a ocurrir días con sólo convección somera, y que es al centro de la estación cuando las condiciones son más propicias para la ocurrencia de días con mayor desarrollo convectivo.

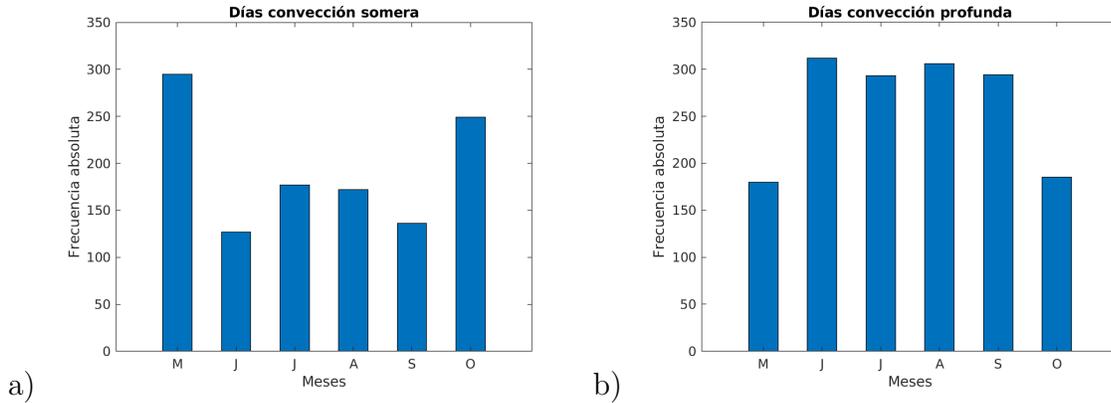


Figura 26: Frecuencia absoluta dentro del periodo lluvioso en el periodo 1980-2018 de los regímenes convectivos: a) CS y b) CP.

3.2.2. Condiciones meteorológicas de superficie

Las principales variables meteorológicas de superficie se muestran en la Figura 27, como función del ciclo diurno. Las gráficas muestran el promedio de área de todos los días dentro de cada uno de los regímenes convectivos. Los ciclos diurnos de las variables muestran claras diferencias entre los regímenes, particularmente entre las 14 y 18 horas, como resultado de grandes diferencias en los procesos convectivos. No obstante, el objetivo es centrarse en el comportamiento de los parámetros meteorológicos durante las horas de la mañana (hasta las 10 HL), para detectar posibles factores determinantes en la transición a convección profunda.

Para la temperatura y la humedad relativa (Figura 27a, b) las diferencias entre regímenes son pequeñas en horas tempranas del día, aunque es evidente que la humedad relativa en superficie es ligeramente mayor en días CP. También la temperatura de punto de rocío es algo superior en días CP ($\sim 0.5^{\circ}\text{C}$). Sin embargo, tanto la presión a nivel del mar como el viento a 10 metros (Figura 27c, d) tienen valores más pequeños en días CP durante la mañana, aunque estas diferencias son pequeñas. En cuanto al vapor de agua integrado en la columna (Figura 27e) se observa que a lo largo de todo el ciclo diurno hay una gran diferencia entre los dos regímenes. En días CP el vapor de agua es mayor en aproximadamente 7 kg/m^2 al correspondiente en días CS. Esto implica que en días donde hay convección profunda hay disponibilidad de aproximadamente 17.5% más vapor de agua en toda la columna atmosférica.

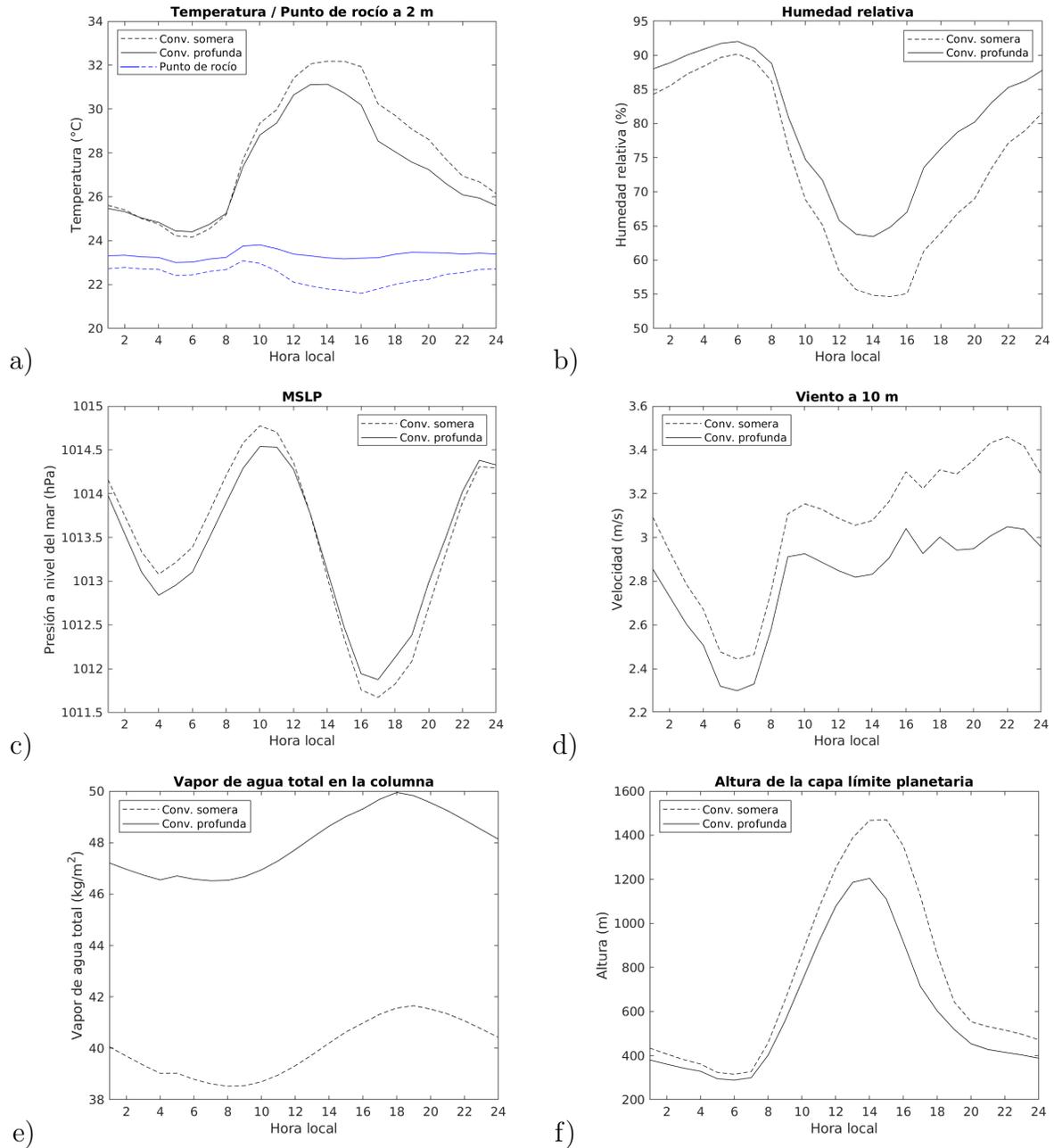


Figura 27: Ciclo diario de variables meteorológicas para cada régimen de convección: a) temperatura y punto de rocío, b) humedad relativa, c) presión a nivel del mar, d) velocidad del viento, e) vapor de agua integrado en la columna y f) altura de la capa límite.

La altura de la capa límite planetaria para los dos regímenes (Figura 27f) muestra que a lo largo del ciclo diario hay diferencias entre ambos regímenes, especialmente entre las 14 y 16 HL, siendo mayor en días CS. Este comportamiento está acoplado con la velocidad del viento (Figura 27d), puesto que a menor velocidad del viento también será menor la mezcla

vertical que ocurre en la capa límite, y con ello la profundidad de la misma.

El ciclo diario del agua y el hielo de nube integrados en la columna se muestran en la Figura 28. Es notable cómo los mayores contrastes entre los dos regímenes están en el contenido de hielo. Mientras que el agua de nube es bastante similar para ambos, con diferencias menores a 0.02 kg/m^2 , en el contenido de hielo difieren en aproximadamente 0.07 kg/m^2 . Esta brecha se maximiza durante las horas de la convección profunda (entre las 14 y las 20 horas).

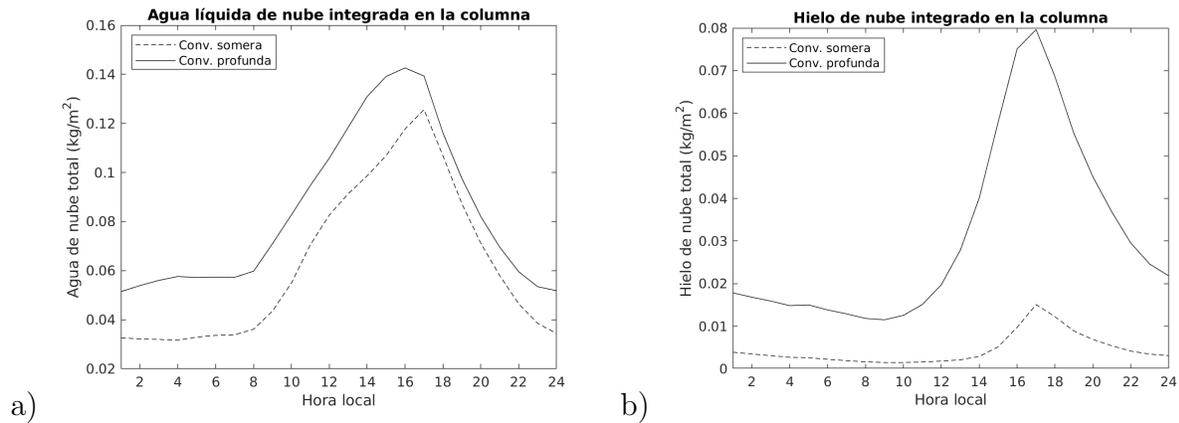


Figura 28: Ciclo diario de: a) agua de nube total y b) hielo total integrados en la columna atmosférica.

El ciclo diario de los flujos de calor en superficie se muestra en la Figura 29. Estos flujos están acoplados con el ciclo diario de la radiación solar, exhibiendo su máximo alrededor de las 13–14 HL. Después de la salida del sol, el flujo de calor latente (Figura 29a) se incrementa un poco más en días con convección profunda que en días con convección somera, consistente con el mayor contenido de humedad y razón de mezcla en superficie que está presente en dichos días. En cambio, el flujo de calor sensible (Figura 29b) es menor en días con convección profunda, particularmente de las 10 HL en adelante, como resultado de la disminución de temperatura asociada con una menor cantidad de radiación solar que alcanza la superficie debido a la mayor cobertura nubosa. Este comportamiento del flujo de calor sensible durante días con convección profunda es consistente con lo obtenido por otros autores, por ejemplo, Zhang y Klein (2010) para las Grandes Planicies del sur de Estados Unidos, así como, Zhuang et al. (2017) para la Amazonia central.

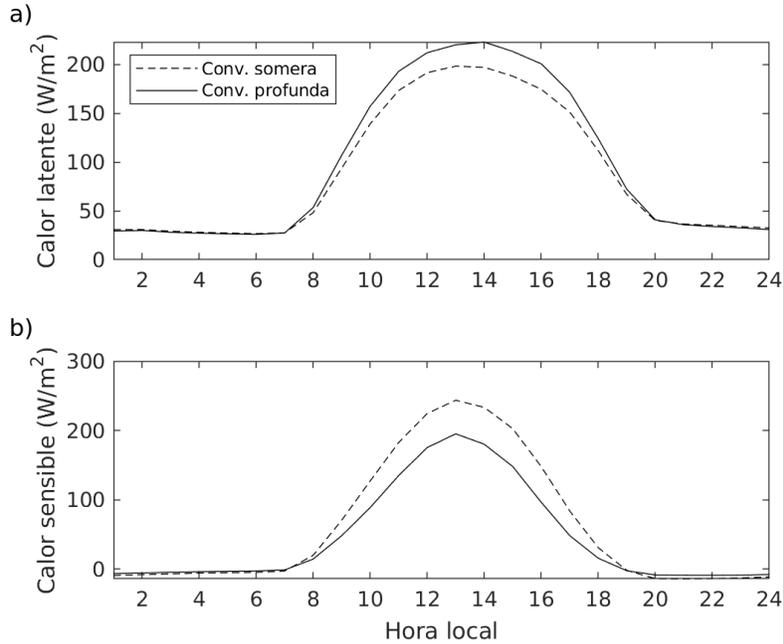


Figura 29: Ciclo diario de los flujos de superficie para los dos regímenes convectivos: a) calor latente y b) calor sensible.

3.2.3. Perfil de humedad en la tropósfera

A continuación se examina la relevancia de la humedad en la tropósfera baja y media para la transición. En la Figura 30 se muestra la diferencia (CP – CS) en humedad específica entre días con CP y CS; la gráfica muestra promedios de área como función del tiempo y de la altura. El perfil vertical se muestra solamente hasta los 8 km, ya que por encima de esa altura la humedad es muy baja, y además la diferencia entre ambos regímenes es cero por encima de dicho nivel. El mayor contraste entre los dos regímenes se localiza en la capa de 2 a 4 km, especialmente desde las 6 y hasta las 14 HL. Esto indica que a partir del amanecer y hasta el inicio de la convección profunda hay mayor contenido de humedad disponible en días CP que en CS, con diferencias de aproximadamente 1.6 g/kg en la capa de cúmulos someros (2–4 km). También cerca de la superficie se observa un comportamiento similar, aunque las diferencias son inferiores a 1 g/kg, en promedio. Este resultado es consistente con lo que han encontrado otros autores, en particular Wu et al. (2009), Zhang y Klein (2010) y Zhuang et al. (2017), quienes han enfatizado la importancia de la humedad en la capa de cúmulos someros para la transición sobre regiones continentales.

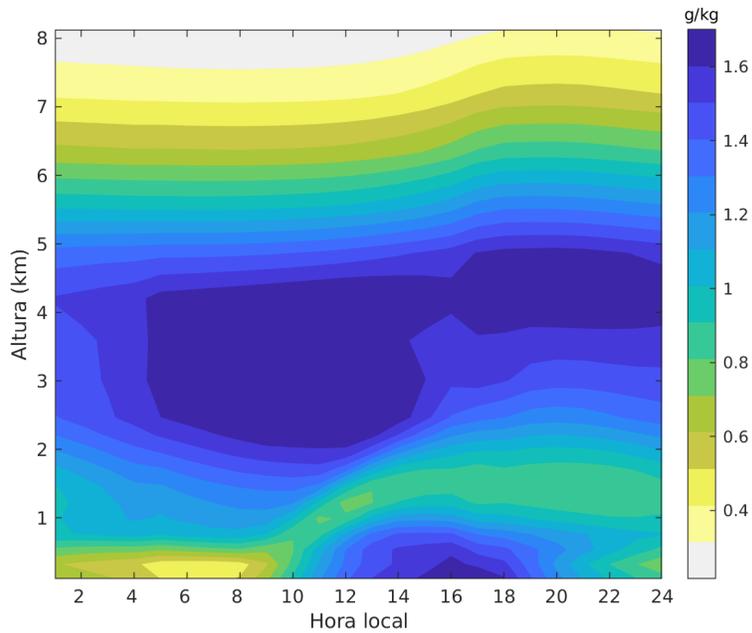


Figura 30: Distribución vertical de la diferencia (CP – CS) en humedad específica entre los regímenes, como función del tiempo y la altura.

La distribución espacial de las diferencias en humedad específica para el nivel de 850 hPa (~ 3 km) a las 9, 10 y 11 HL se muestra en la Figura 31. Al igual que para la figura anterior, todas las diferencias son positivas, lo cual significa que la humedad específica es siempre mayor en días con CP. Como puede verse, las mayores diferencias se concentran hacia la parte centro-norte de la península. Esta estructura espacial provee información sobre el patrón de este régimen de convección vespertina profunda en la península.

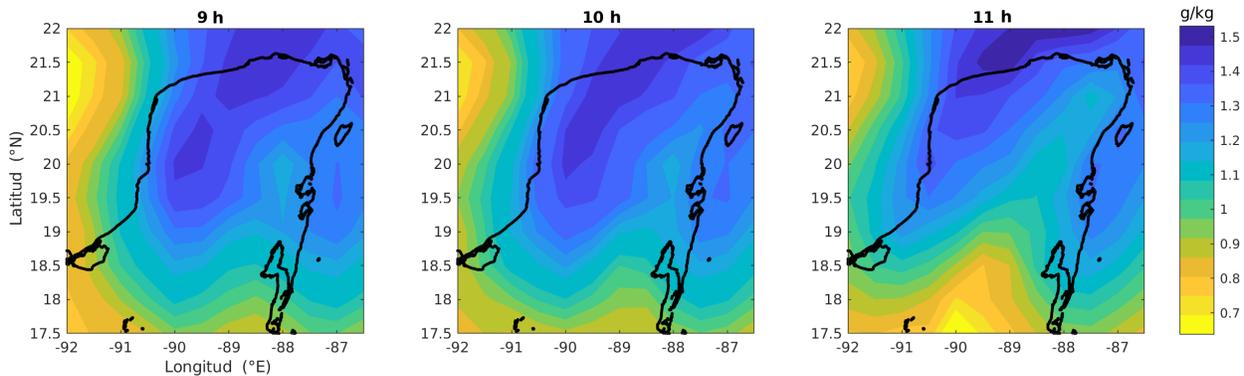


Figura 31: Distribución espacial de las diferencias (CP – CS) en humedad específica en el nivel de 850 hPa sobre la región de estudio, para las 9, 10 y 11 HL.

3.2.4. Viento

En esta sección se analiza el campo de viento desde distintas perspectivas para los dos regímenes convectivos. La Figura 32 muestra el promedio de área de las componentes zonal (u) y meridional (v) del viento como función del tiempo y la altura. En el caso de u , el campo es similar bajo los dos regímenes, exhibiendo prácticamente el mismo patrón a lo largo del ciclo diurno. Esto se debe a que en esta región una característica fundamental es el predominio del régimen de alisios, especialmente durante el verano.

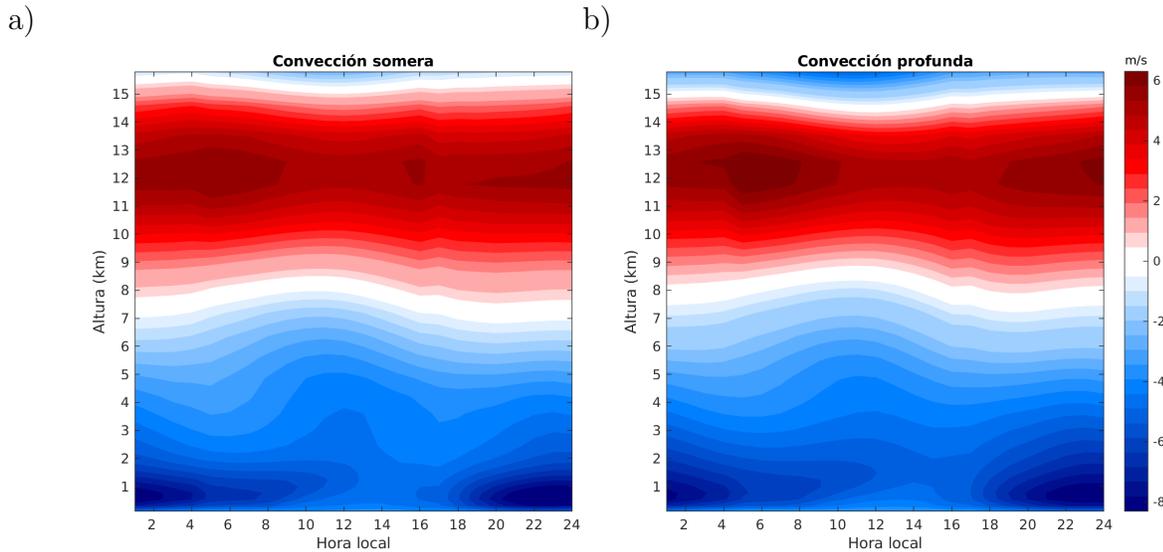


Figura 32: Distribución vertical del ciclo diurno de la componente zonal del viento para los dos regímenes convectivos: a) CS y b) CP.

Sin embargo, la evolución diurna de la componente meridional del viento muestra diferencias importantes entre ambos regímenes (Figura 33). A pesar de que cerca de la superficie ambos casos presentan una capa con una componente del sur, en días CP esta capa es más profunda que en días CS, alcanzando hasta los 5 km. Además, en niveles medios se observa una componente del norte que es más intensa en días CS, de los 5 km hasta la tropopausa, con un máximo cerca de los 11 km. Esta característica se observa durante la madrugada, la mañana y hasta aproximadamente las 11 horas.

En contraste, en días CP la componente del norte se observa por encima de los 7 km durante la mañana y por encima de los 10 km después de las 11 horas, además de que

es menor en magnitud (≤ 1 m/s). Otro aspecto a destacar es que durante las horas de la madrugada y la mañana la componente del sur es cero en la capa alrededor de 4 km en días CS, mientras que en días CP hay una componente del sur que llega más profundo en la tropósfera. Esto puede tener implicaciones para la advección de humedad y calor, ya que al sur de la Península de Yucatán se localiza el Mar Caribe sur-occidental, que constituye una importante fuente de humedad. Esta componente del sur que se observa en días CP persiste en niveles medios hasta horas de la tarde, coincidiendo con la convección profunda que se observa en los días CP (Figura 23).

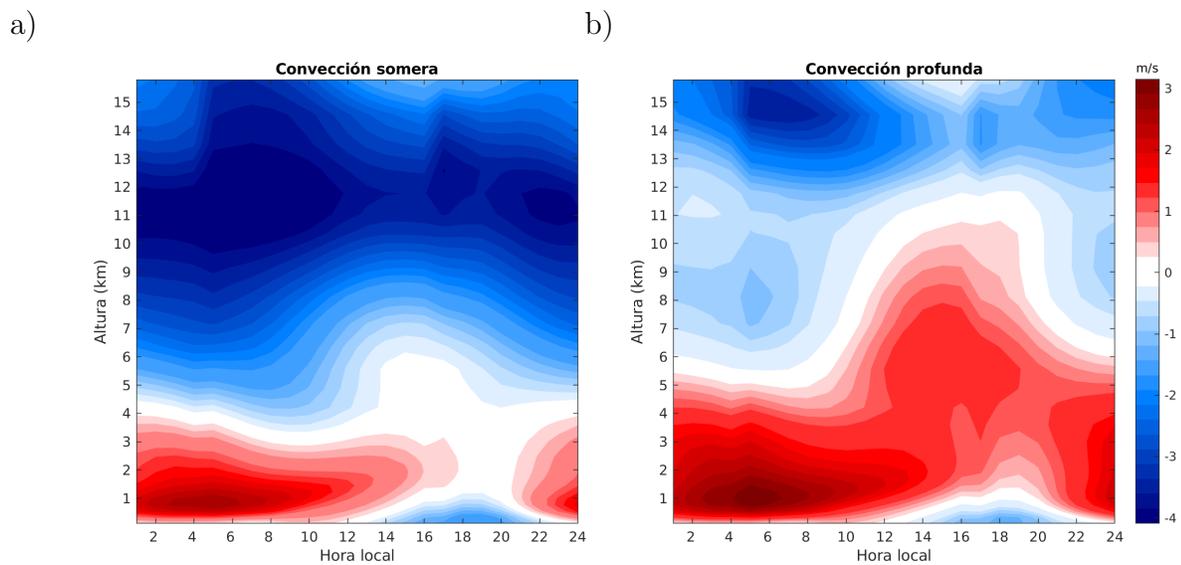


Figura 33: Distribución vertical del ciclo diario de la componente meridional del viento para los dos regímenes convectivos: a) CS y b) CP.

La cizalladura vertical del viento se calcula entre 1 y 5 km (Figura 34). Esta es siempre mayor en días CS, en particular durante las horas previas a la transición, que es de hecho cuando se observan las diferencias más grandes. Para ambos regímenes de convección, la cizalladura comienza a decrecer a las 6–8 HL justo antes del inicio de la convección somera, e incrementa nuevamente a las 18–20 HL, coincidiendo con la disipación de los remanentes de la convección. Sin embargo es notable como el ciclo diario de la cizalladura en días CP muestra un mínimo más temprano (~ 13 – 14 LT) que en días CS (~ 15 LT).

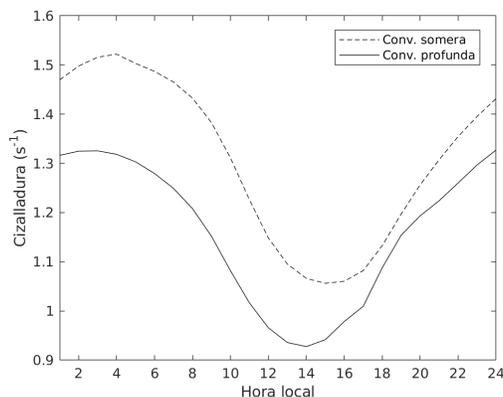


Figura 34: Ciclo diario de la cizalladura vertical del viento calculada entre niveles medios (5 km) y bajos (1 km).

El patrón espacial del viento para el nivel de 750 hPa se muestra en la Figura 35, evidenciando un viento predominantemente zonal en días CS en horas tempranas, mientras que en días CP predomina un flujo del sureste. También es notable como la magnitud del viento es mayor en casos CP, alcanzando los 7 m/s hacia el sureste de la península; mientras que en días CS en la mayor parte de la región se mantiene por debajo de los 5.5 m/s.

3.2.5. Estabilidad atmosférica

Con el objetivo de ilustrar los mecanismos relacionados con la estabilidad atmosférica, se calcularon las diferencias (CP – CS) en el gradiente vertical de temperatura dT/dz (Figura 36a). La gráfica muestra promedios de área como función del tiempo y la altura. En la capa cercana a la superficie se observan diferencias pequeñas durante la madrugada y la mañana, indicando que el gradiente vertical de temperatura es, en promedio, similar para ambos regímenes convectivos. En cambio, a partir de las 9 HL, dT/dz es inferior en días con CP que en días con CS en la capa límite.

En el estrato entre 2 y 4 km, dT/dz es mayor en aproximadamente $0.4^{\circ}\text{C}/\text{km}$ en días CP que en CS, lo cual se puede ver a lo largo de todo el ciclo diario. Esto implica que la atmósfera en la capa de cúmulos someros es en promedio más inestable en dichos días. Este hecho de que el gradiente vertical de la temperatura ambiente tenga implicaciones para la estabilidad

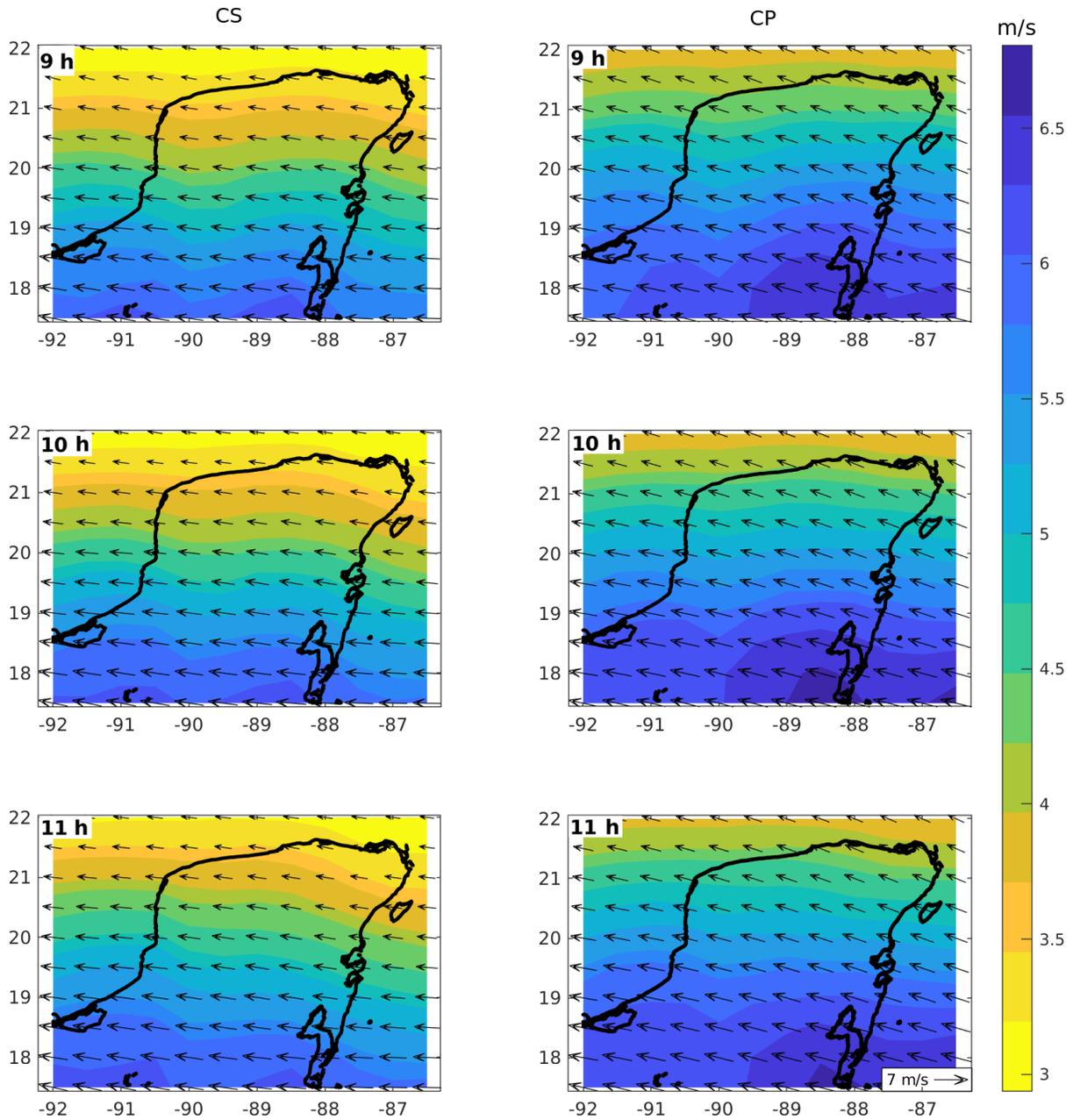


Figura 35: Viento en 750 hPa sobre la Península de Yucatán a las 9, 10 y 11 HL para los dos regímenes convectivos: a) CS y b) CP.

de las parcelas ha sido enfatizado previamente por varios autores, como por ejemplo Houston y Niyogi (2007) y Wu et al. (2009). En la Figura A2 del Apéndice, se muestran los ciclos diurnos de dT/dz para ambos casos (CS y CP), los cuales evidencian que, en efecto, las diferencias más notables se observan en la capa de 2 a 4 km.

La Figura 36b muestra las diferencias (CP – CS) en temperatura potencial equivalente (θ_e) con el objetivo de ilustrar y comparar conjuntamente el contenido de humedad y la temperatura del aire en días CS y CP. θ_e es una variable útil para diagnosticar la inestabilidad del aire, así como, su flotabilidad o buoyancia positiva, de manera que la θ_e de una parcela se incrementa con su temperatura y su contenido de humedad. Por consiguiente, la Figura 36b evidencia diferencias importantes en términos de inestabilidad entre días CS y CP, especialmente en la capa entre 1 y 5 km, y entre las 8 y las 10 HL. La temperatura potencial equivalente es mayor en aproximadamente 3.5 K en días donde se experimenta convección profunda vespertina, alcanzándose la máxima diferencia alrededor de los 2.5 km. Esto es importante ya que áreas con θ_e relativamente alta pueden constituir zonas de génesis de tormentas inducidas termodinámicamente, y a menudo estar asociadas a zonas de advección cálida y/o advección de humedad.

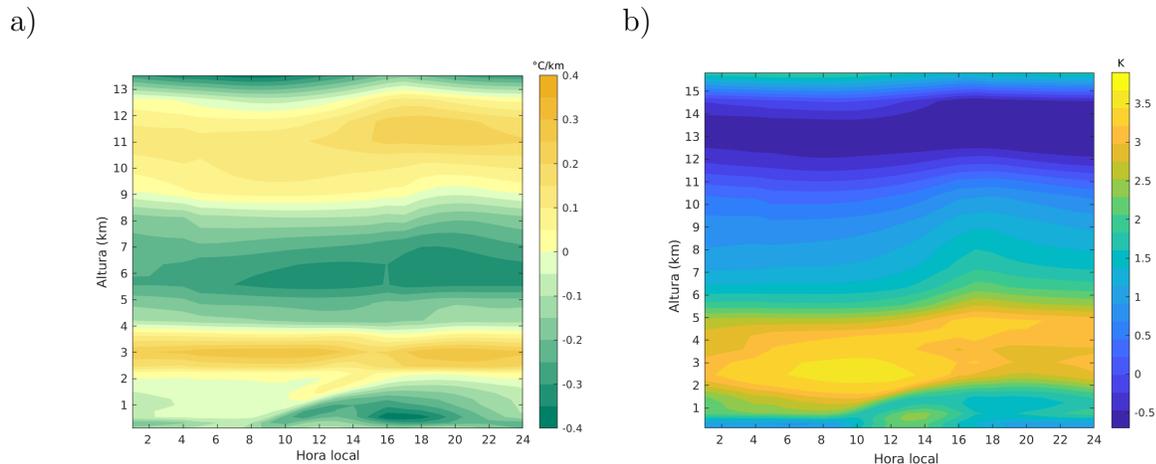


Figura 36: Distribución vertical del ciclo diurno de la diferencia (CP – CS) en: a) gradiente vertical de temperatura y b) temperatura potencial equivalente.

Algunos autores (Wu et al., 2009; Yin et al., 2015) han observado que la energía potencial disponible para la convección (CAPE, por sus siglas en inglés) es una métrica importante para cuantificar la intensidad de la convección. La Figura 37 muestra el ciclo diurno de CAPE para los dos regímenes de convección. Durante la madrugada y la mañana (hasta las 8 HL) CAPE evoluciona de manera similar en días CS y CP, aunque es aproximadamente 200 J/kg más grande en este último. A las 10 HL el CAPE en días CS decrece abruptamente, consistente

con una atmósfera más estratificada en dichos días. En contraste, en días con CP el CAPE se incrementa de las 9 HL en adelante, indicando la disponibilidad de energía convectiva y un ambiente más inestable.

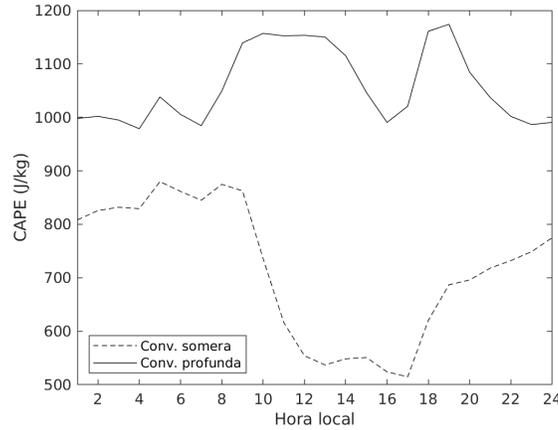


Figura 37: Ciclo diario de CAPE para los regímenes convectivos.

3.2.6. Comparación entre parámetros

Para determinar la significancia de algunos de los parámetros analizados hasta el momento para la transición, se aplicó la prueba estadística no paramétrica de Mann–Whitney para la diferencia de las medianas en las series de tiempo de los días con CS y CP.

La Figura 38 muestra los resultados obtenidos para algunos de los parámetros estudiados. Las diferencias fueron evaluadas a las 10 HL, dado que el objetivo fue identificar las condiciones atmosféricas durante la mañana que puedan conducir a la transición de régimen convectivo. De este análisis se deriva que el agua precipitable integrada en la columna es el parámetro más importante en términos de la diferencia entre regímenes, ya que es mucho mayor en días CP. Otras variables como humedad específica entre 1 y 5 km, CAPE, dT/dz , componente v en niveles bajos y medios, y flujo de calor latente en superficie, también son significativamente mayores en días CP que en CS.

En cambio, otras variables como el flujo de calor sensible y la temperatura son menores en días con convección profunda. También la cizalladura vertical del viento entre 1 y 5 km y la

velocidad del viento en superficie son menores en días con CP. Otros parámetros, en cambio, no evidencian ser significativamente diferentes a las 10 AM. Es importante mencionar que también se aplicó la prueba estadística a las series de tiempo de las 11 HL, la cual arrojó resultados similares a los presentados para las 10 HL.

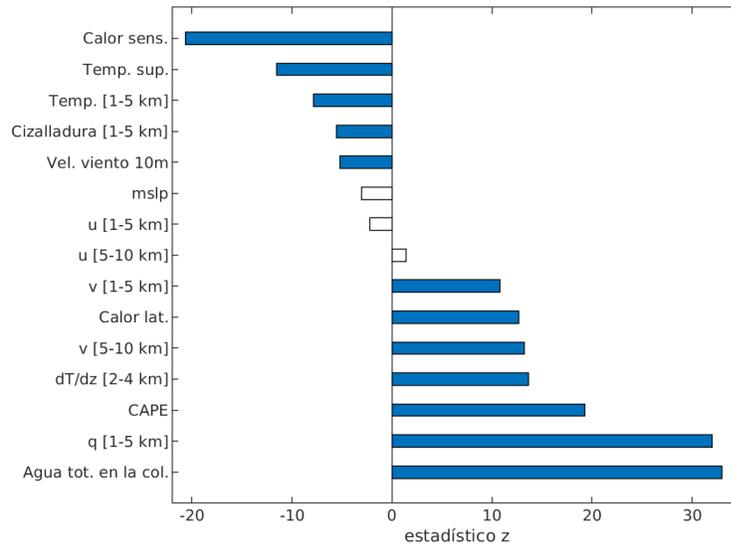


Figura 38: Coeficientes de la prueba de Mann–Whitney para las diferencias de las medianas. Se muestra el valor del estadístico z para un nivel de confianza del 99%; valores positivos indican que la mediana de los datos en CP es significativamente mayor que la mediana de los datos en CS, y valores negativos indican lo opuesto. Las barras transparentes corresponden a los parámetros que no son significativos al 99%.

3.3. Relación de variables atmosféricas con la transición

En la sección 2.4 se explica cómo se define y calcula la transición, en términos del centro de masa del condensado de nube, promediado espacialmente sobre la Península de Yucatán. Una vez determinada la hora de la transición τ para cada día con convección profunda, se estima el comportamiento de algunos parámetros meteorológicos como función de τ . Para esto se toman las series de tiempo de los valores de los parámetros a las 10:00 AM de cada día, y se agrupa cada uno de estos valores en función de la hora en que ocurrió la transición en ese día en particular. Es decir, los valores de las variables se distribuyen dentro de cada τ , permitiendo así analizar cómo se relaciona la transición con el estado medioambiental en horas

de la mañana. La Figura 39 muestra diagramas de caja para algunos parámetros esenciales.

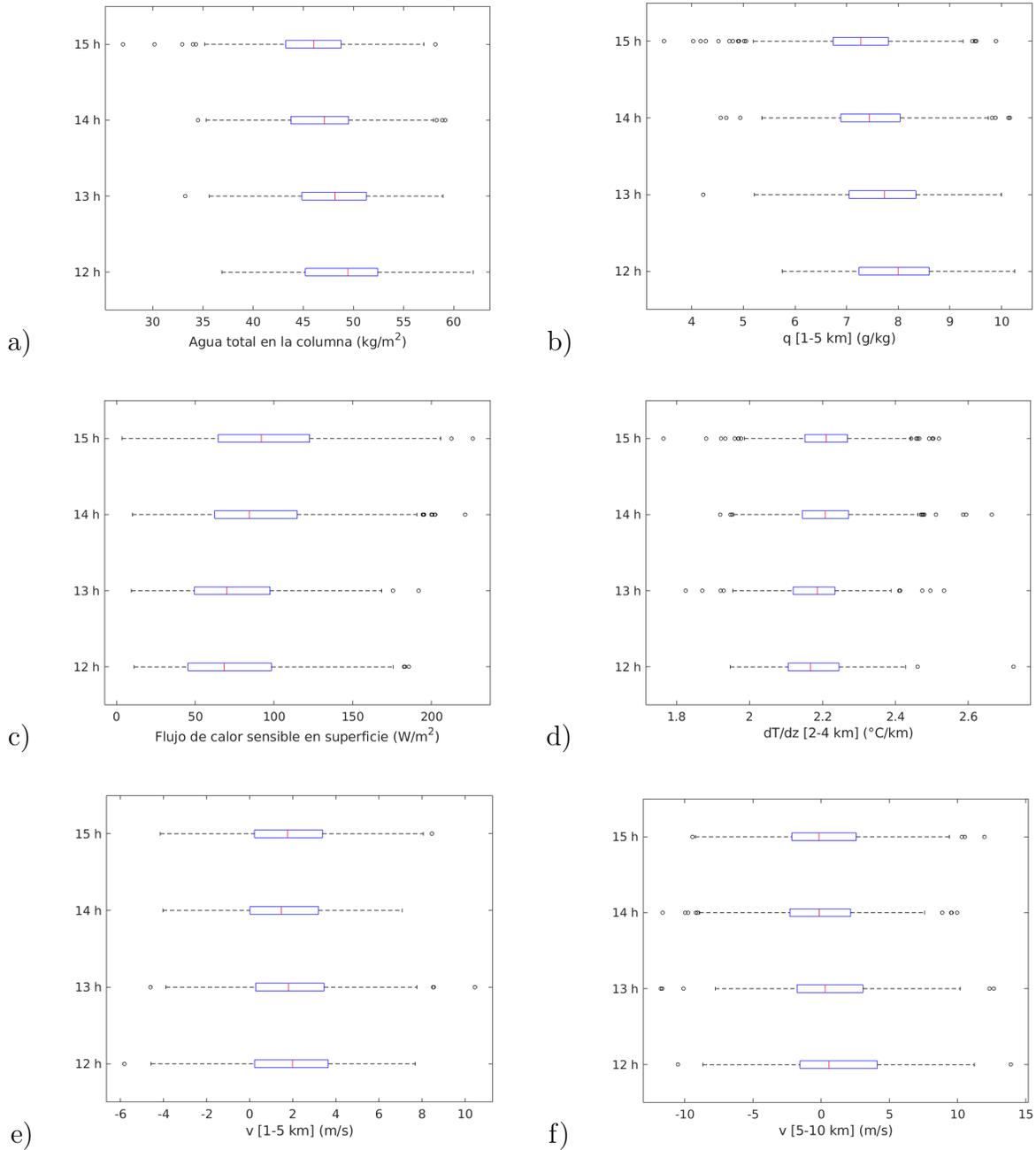


Figura 39: Diagramas de caja de los parámetros meteorológicos para diferentes τ (12, 13, 14 y 15 h): a) vapor de agua total en la columna, b) humedad específica entre 1 y 5 km, c) flujo de calor sensible en superficie, d) gradiente vertical de temperatura entre 2 y 4 km, e) v entre 1 y 5 km y f) v entre 5 y 10 km.

El comportamiento de las variables agua precipitable y humedad específica en niveles bajos (Figura 39a, b) es similar, mostrando que para valores altos de humedad atmosférica la transición de convección somera a profunda tiende a ocurrir en horas más tempranas, mientras que para valores pequeños ésta tiende a ocurrir más tarde. Este resultado concuerda con lo que han obtenido otros autores previamente, en particular con tres estudios recientes sobre el Amazonas (Schiro y Neelin, 2019; Schiro et al., 2016; Zhuang et al., 2017).

El flujo de calor sensible en superficie (Figura 39c) es menor para los días donde la transición ocurre más temprano, lo cual puede ser explicado por la mayor cantidad de nubosidad que está presente en dichos días desde horas tempranas. Este hecho puede ser un indicador de que tanto el calentamiento diurno cerca de la superficie como los flujos de calor son factores que determinan la iniciación de la convección, pero que no influyen en la transición a convección profunda; o al menos no son tan importantes en comparación con otros factores.

La Figura 39d muestra el comportamiento del gradiente vertical de temperatura para cada τ . Aunque dT/dz presenta valores similares para todas las horas de transición, este es un poco mayor en los días donde la transición ocurre más tarde. Esto sugiere que en presencia de una atmósfera más inestable la transición puede ocurrir más tarde. Una posible explicación para este comportamiento es que en una atmósfera con una humedad lo suficientemente alta, un ambiente más estable puede causar que la capa límite durante la mañana crezca más lentamente, ocasionando que la acumulación de humedad se produzca con mayor eficiencia (Yin et al., 2015). Otros autores, como por ejemplo Zhang y Klein (2010) encontraron que condiciones atmosféricas más inestables están asociadas con un inicio tardío de la precipitación para el caso de la convección continental, lo cual es consistente con los resultados obtenidos en este trabajo.

El último parámetro analizado es el viento meridional (Figura 39e, f). A pesar de que esta variable muestra grandes diferencias entre los regímenes convectivos (ver la Sección 3.2.3), no se evidencia una relación tan clara con la transición, ya que los valores de v son similares independientemente de la hora de la transición. Sin embargo es notable cómo el viento meridional entre 1 y 5 km es mayormente positivo, indicando que un predominio

de una componente del sur en niveles bajos de la tropósfera puede estar favoreciendo una transición más temprana. El hecho de que no se observe un comportamiento claro de los valores de v para distintos τ puede deberse a que dichos valores presentan poca dispersión, indicando que están centrados cerca de la media.

Con el objetivo de examinar la relación entre estos parámetros atmosféricos y la transición en esta región de interés, se calcularon los percentiles 25, 50, 75 y 100 de las variables que mostraron la relación más robusta en los análisis anteriores. Posteriormente, se calculó la altura máxima alcanzada por M_c (ecuación 2.3) correspondiente a esos percentiles. La Figura 40 muestra el comportamiento obtenido, que revela que todas estas variables evidencian una relación positiva con la altura máxima que alcanza el centro de masa, algunas de manera más marcada que otras.

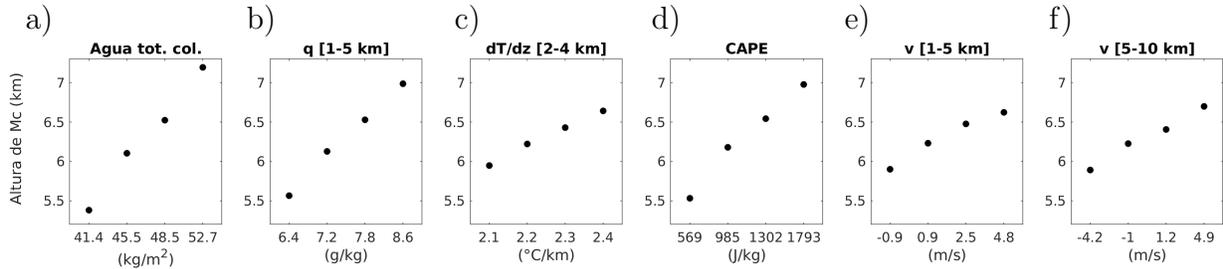


Figura 40: Altura máxima alcanzada por el centro de masa del condensado de nube, observada para diferentes rangos de percentiles de variables atmosféricas. El eje de abscisas muestra el valor promedio de cada intervalo en términos de los percentiles: $1 \leq x \leq 25$; $25 < x \leq 50$; $50 < x \leq 75$; y $75 < x \leq 100$, respectivamente.

El gradiente vertical de temperatura en la capa de 2 a 4 km (Figura 40c) es mayor para mayores valores de M_c , lo que sugiere que un incremento de la inestabilidad atmosférica puede conducir al crecimiento vertical de la nubosidad, aunque como se mostró anteriormente, está asociado con una transición más tardía. Valores grandes de CAPE también se relacionan con un incremento en el desarrollo vertical de la masa nubosa (Figura 40d), este resultado resalta la importancia de la inestabilidad del ambiente para la intensidad de la convección profunda.

La relación más clara se observa para las variables de humedad: vapor de agua precipitable y humedad específica entre 1 y 5 km (Figura 40a, b). Varios estudios previos a través de

enfoques observacionales y de modelación numérica han reportado que la presencia de alto contenido de humedad específica en los niveles bajos de la tropósfera favorece el desarrollo de convección profunda. Cuando existe un alto contenido de humedad en la tropósfera baja y media, los procesos en la nube se ven beneficiados a través de dos mecanismos fundamentales: el aumento de la flotabilidad positiva de las parcelas dentro de la nube y la reducción de los efectos negativos del *entrainment* debido a la disminución de la evaporación de las gotas de nube que se producen cuando el aire no saturado del ambiente penetra a la nube en distintos niveles.

En cuanto al viento meridional (Figura 40e, f), aunque menos marcada también se observa una relación positiva. En niveles bajos y medios (1–5 km) un incremento en la intensidad de los valores positivos de v (componente del sur) está asociado con un ascenso vertical más profundo (Figura 40e). De manera similar, en niveles altos (5–10 km) grandes valores negativos de v corresponden a una menor elevación del condensado en la vertical, lo que sugiere que la influencia de una componente del norte en la altura no favorece la convección profunda (Figura 40f).

Un análisis similar se realizó para la precipitación total diaria (Figura 41). Como en el análisis anterior, valores altos de vapor de agua en la columna atmosférica están asociados con mayores acumulados de precipitación (Figura 41a, b). Por otro lado, los parámetros de estabilidad atmosférica aunque mostraron una relación positiva con el desarrollo vertical de la nubosidad y la convección, no muestra una relación clara con la precipitación total registrada, como se evidencia en la Figura 41c, d. Con respecto al viento meridional, se observa un comportamiento más sutil, dado que para diferentes rangos de percentiles la lluvia acumulada solamente varía en ~ 2.5 mm/día. De manera similar a los resultados obtenidos para la hora de la transición y la altura máxima del condensado, vientos intensos del sur (valores positivos) por debajo de los 5 km están asociados con mayor precipitación (Figure 41e), mientras que vientos intensos del norte (valores negativos) por encima de los 5 km están relacionados con menor precipitación (Figura 41f).

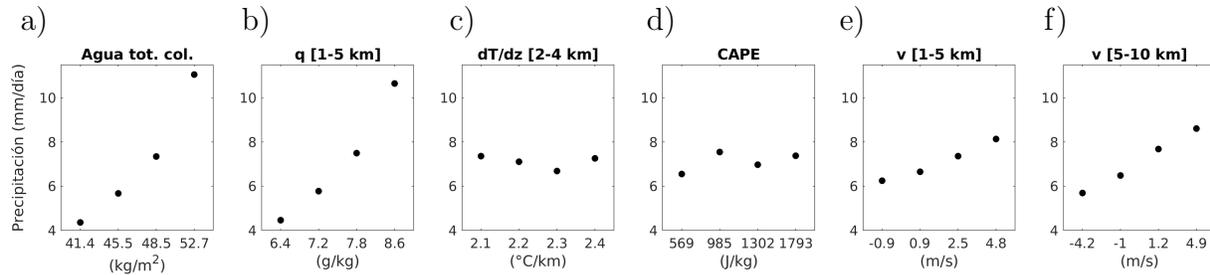


Figura 41: Precipitación total observada para diferentes rangos de percentiles de variables atmosféricas. El eje de abscisas muestra el valor promedio de cada intervalo en términos de los percentiles: $1 \leq x \leq 25$; $25 < x \leq 50$; $50 < x \leq 75$; y $75 < x \leq 100$, respectivamente.

3.4. Importancia del viento meridional en la transición

Hasta el momento los resultados obtenidos revelan que existen diferencias grandes en los dos regímenes de convección, en particular en las variables: humedad en niveles bajos y medios y viento meridional. La importancia de una atmósfera muy húmeda para el desarrollo de convección profunda ha sido reportado ampliamente por varios estudios observacionales y de modelación (Derbyshire et al. (2004), Zhang y Klein (2010), Kirshbaum (2011), Hagos et al. (2014), Schiro et al. (2016), Zhuang et al. (2017) y Schiro y Neelin (2019)). Sin embargo, existe menos evidencia que argumente la relevancia del comportamiento del viento meridional en horas de la mañana en el proceso de la transición de convección somera a profunda en regiones tropicales.

Dado que el área de estudio se encuentra situada cerca de dos fuentes principales de humedad –el Mar Caribe occidental y el Golfo de México– la dirección del viento puede tener implicaciones importantes para el transporte de humedad. El flujo preferencial sobre esta región es el régimen de alisios del este, de manera que de mayo a octubre la fuente de humedad es el Caribe. El análisis realizado en este estudio sugiere que un fortalecimiento de la componente v en niveles bajos y medios puede disparar el desarrollo vertical de los típicos cúmulos someros de verano, favoreciendo su transición a convección profunda.

La capa cercana a la superficie tiene una componente del sur durante la mañana, lo cual es el patrón típico de verano. Sin embargo, en días de convección profunda esta componente

del sur se observa en una capa mucho más profunda y además es más intensa en cuanto a magnitud. Este hecho tiene implicaciones para el desarrollo convectivo, dado que este flujo del sur advecta humedad y calor desde el Caribe sur-occidental y desde las latitudes más bajas. Para explorar más a fondo esta idea, se calculó el transporte de humedad atmosférica a través de cada frontera en la Península de Yucatán. El transporte de humedad a través de cada frontera qn se calculó empleando la expresión de la ecuación 3.1, donde L es la longitud de la frontera y n es el vector normal apuntando hacia afuera de las fronteras de la región (Lin et al., 2017; Schmitz y Mullen, 1996). Asimismo, \vec{Q} es el flujo de humedad integrado verticalmente entre dos capas o niveles, y está dado por la expresión 3.2. En la ecuación 3.2, g es la aceleración de la gravedad, q es la humedad específica, \vec{V} es el vector de viento horizontal, y P_{inf} y P_{sup} son la presión de la capa inferior y superior, respectivamente.

$$qn = \int_L \vec{Q} \cdot \vec{n} dl \quad (3.1)$$

$$\vec{Q} = \frac{1}{g} \int_{P_{sup}}^{P_{inf}} q \vec{V} dp. \quad (3.2)$$

El transporte de humedad por cada frontera qn se estima para dos capas: por debajo y por encima de 5 km, teniendo en cuenta el análisis anterior y con el objetivo de explorar la importancia de la advección de humedad en cada una de estas capas. La Figura 42 muestra los resultados del cálculo para las primeras 12 horas del ciclo diurno.

Como se puede observar, el transporte de humedad siempre es mayor en la frontera este en ambas capas, aunque con un orden de magnitud de diferencia entre las dos capas. Como se esperaba, la humedad que entra a la península es siempre mayor en días con CP. Sin embargo, un resultado más sorprendente es que en días con CS la humedad que entra a través de la frontera sur en la capa 5–10 km es casi cero durante las horas de la mañana y hasta las 10 HL (Figura 42b, panel superior). Esto indica que este elemento fundamental para el desarrollo convectivo –advección de calor y humedad del sur– está ausente. En cambio, en días CP existe un fuerte flujo de humedad por la frontera sur en esta capa, con valores de hasta $10 \times 10^6 \text{ kg s}^{-1}$ en horas de la madrugada y la mañana (Figura 42b, panel superior). Este

transporte de humedad es un elemento importante para el *onset* de la convección profunda, dado que provoca que la tropósfera media esté más húmeda durante las primeras horas del día, proveyendo a la convección somera con un ambiente más favorable para la transición.

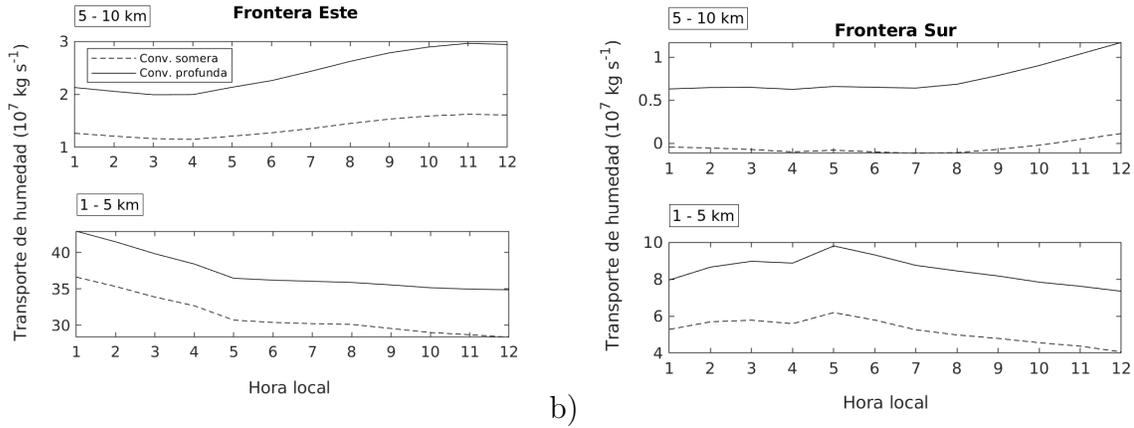


Figura 42: Transporte de humedad atmosférica hacia la Península de Yucatán a través de las fronteras: a) este y b) sur, para días CS y CP, integrado en la capa 5–10 km (panel superior) y en la capa 1–5 km (panel inferior).

También se calculó el balance regional del transporte de humedad a través de todas las fronteras (norte, sur, este y oeste) delimitadas por el cuadrado de coordenadas 18.5 a 21°N y 90 a 88°W. El balance está definido por la expresión 3.3 (Schmitz y Mullen, 1996).

$$\{\bar{E} - \bar{P}\} = \oint_C qn \, dC \quad (3.3)$$

Los símbolos $\{ \}$ denotan promedio de área y qn es el transporte de humedad a través de cada frontera (Ecuación 3.1). La integral de línea es calculada a lo largo de la trayectoria cerrada que delimita la región. Esta expresión permite estimar el balance del agua promediado espacialmente en una columna atmosférica determinada.

Áreas con exceso de evaporación sobre la precipitación ($E - P > 0$) son regiones “fuente” de vapor de agua, mientras que áreas con exceso de precipitación sobre la evaporación ($E - P < 0$) son regiones “sumidero” de vapor.

El cálculo del balance regional de vapor de agua y transporte de humedad a través de las fronteras regionales se muestra en la Figura 43. En ambas capas el balance neto se mantiene cerca de cero durante la mañana en días CS. En la capa 1–5 km en ambos regímenes existe un balance negativo en horas de la madrugada, denotando pérdida de humedad en general, sin embargo a partir de las 7 – 8 HL el balance pasa a ser positivo en días CP, manteniéndose cerca de cero en los casos CS. De igual manera en la capa 5–10 km se observa un balance neto positivo en días CP entre las 4 y las 12 HL, mientras que en los casos de CS se mantiene alrededor de cero. Esto implica que en días con CS o bien hay pérdida de humedad ($E - P < 0$) o bien toda la humedad disponible proviene de fuentes locales (es decir, evaporación en la superficie, evapotranspiración de plantas, etc). Mientras tanto en días CP, se tiene una contribución de humedad desde fuentes externas, representada por valores positivos del balance regional ($E - P > 0$).

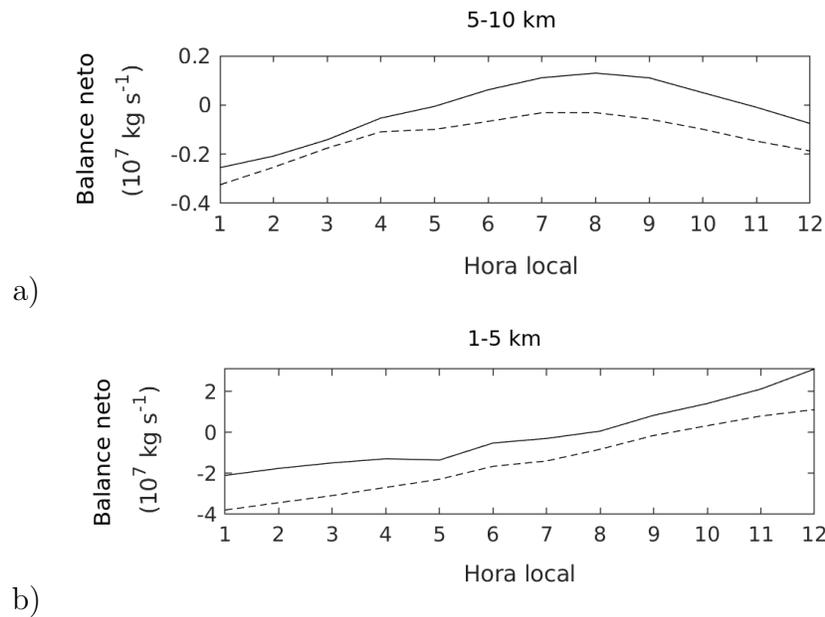


Figura 43: Balance regional neto del transporte de humedad dentro de la Península de Yucatán para las capas: a) 5–10 km y b) 1–5 km.

Capítulo 4

Simulación numérica de casos

En este capítulo se exploran las simulaciones numéricas de dos casos, con el objetivo de estudiar la evolución de ejemplos individuales de días con y sin transición, a una resolución más alta que la disponible en los reanálisis y las observaciones. Como se vio en la sección 2.6 (Figuras 19 y 20), estos dos casos parten con diferencias sutiles en la dinámica de gran escala, pero con condiciones termodinámicas y dinámicas particulares. Como resultado, ambos evolucionan en patrones espaciales de nubosidad y precipitación muy distintivos (Figura 2), mostrando también características propias en cuanto al desarrollo vertical, la razón de mezcla de hidrometeoros y la intensidad de las corrientes ascendentes, entre otros aspectos.

4.1. Evolución diurna de la convección

El comportamiento de la convección a lo largo de las dos simulaciones se puede analizar a través de la profundidad de las nubes, la cual se calcula para cada punto del dominio D5 como la diferencia (en kilómetros) entre la altura del tope y de la base de la nube. La distribución espacial de la convección de las 11 a las 17 horas se observa en la Figura 44. Lo primero que destaca de este análisis es que el patrón espacial de la nubosidad es similar en ambos casos, evidenciando un alargamiento del noroeste al sureste del área; esto se debe al patrón de viento predominante en esta región, el cual modula en gran medida esta estructura en la convección. Durante el caso 18/07 se observan nubes de un espesor no mayor a 4 km, predominando las nubes de alrededor de 2 km de espesor; sin embargo el ciclo diurno en el

caso 05/08/ es bastante diferente, presentándose desde las 13 horas nubes de mayor espesor, las cuales llegan a los 16 km en algunos puntos de rejilla a las 17 horas.

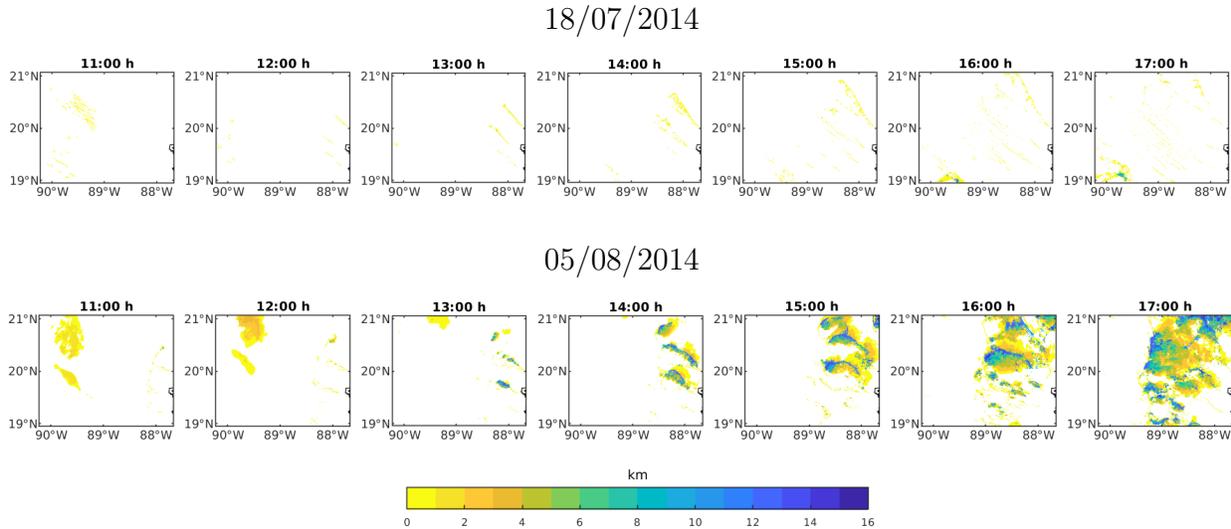


Figura 44: Profundidad de la nube para cada celda del dominio D5 y para cada hora desde las 11:00 AM hasta las 5:00 PM para dos casos de estudio: 18/07/2014 (panel superior) y 05/08/2014 (panel inferior).

Usando la metodología expuesta en la sección 2.4 para el cálculo del centro de masa de la nubosidad, se puede comparar cómo evoluciona en el tiempo el condensado de nube, como promedio de área en estos dos casos estudiados (Figura 45). El 18/07 el centro de masa alcanza su valor máximo a las 16 horas, sin exceder los 2 km de altura, en promedio para toda el área. En el caso 05/08 este máximo se ubica un poco más tarde, entre las 16 y las 18 horas, alcanzando los 7 km, en promedio. Es notable cómo difieren estos dos casos, al menos en cuanto a la estructura de la nubosidad y su desarrollo vertical. No obstante es necesario analizar otros parámetros que definen y distinguen la convección profunda de la somera.

La distribución en la vertical de la razón de mezcla de hidrometeoros para distintas horas de la simulación del caso de convección somera (18/07) se muestra en la Figura 46. Los hidrometeoros calculados en el modelo son hielo de nube (q_i), agua de nube (q_c), nieve (q_s), graupel (q_g) y lluvia (q_r). Esta estructura vertical, así como, valores muy pequeños —del orden de 10^{-4} a 10^{-3} g/kg— caracterizan la presencia de nubosidad en las capas bajas entre 1 y 3 km, denotada por los valores de agua de nube en esas capas: q_c del orden de 10^{-3} g/kg

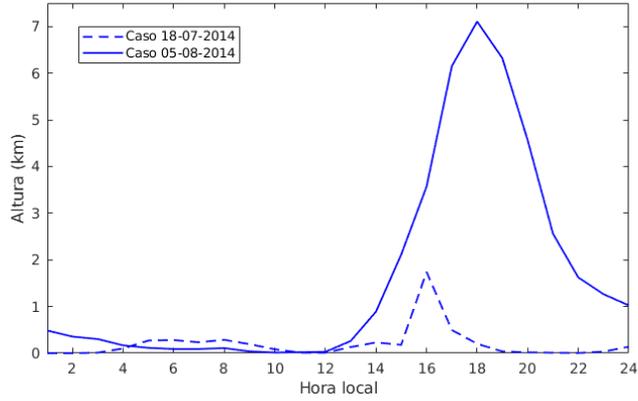


Figura 45: Centro de masa del condensado total de nube para dos casos de estudio: 18/07/2014 y 05/08/2014.

de 1:00 a 4:00 PM. También ocurren algunas pocas nubes altas entre 6 y 9 km, lo que se evidencia por la presencia de hielo y nieve cerca de esos niveles: q_i del orden de 10^{-4} g/kg y q_s del orden de 10^{-3} g/kg a las 4:00 PM. Esta distribución vertical revela que esta fracción de nubes en la altura puede estar asociada a cirros que están presentes desde la madrugada y la mañana, y que empiezan a disminuir durante el día. Además, es evidente que no están conectados con la nubosidad somera de las capas bajas.

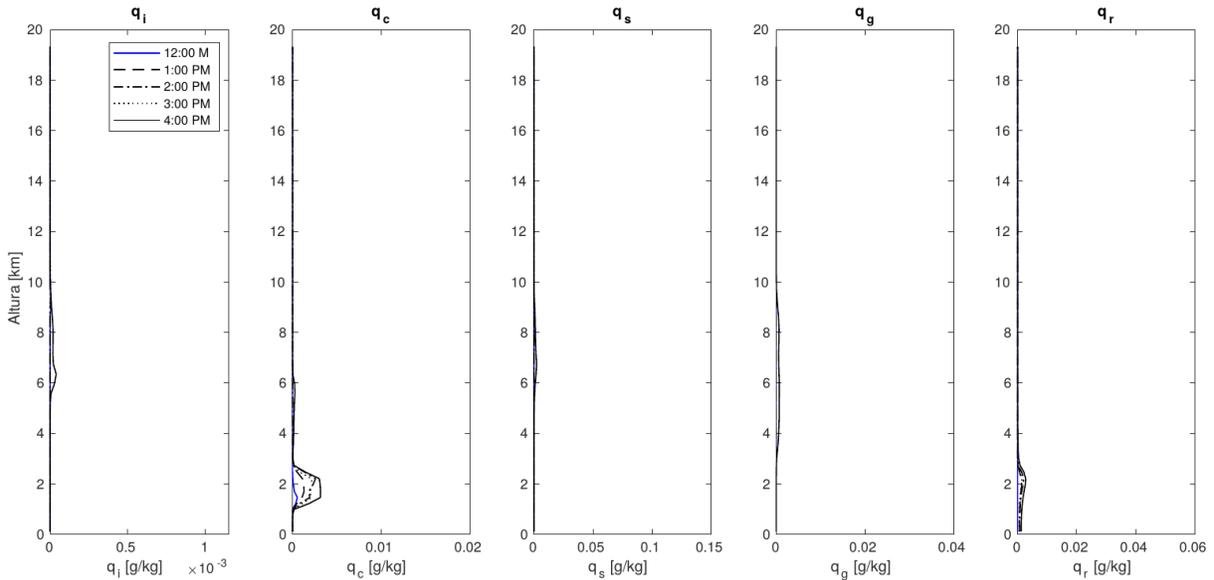


Figura 46: Razón de mezcla de hidrometeoros dentro de la nube para el caso de estudio 18/07/2014, para distintas horas de la simulación. La escala del eje de las abscisas coincide con la de la Figura 47, para facilitar la comparación entre ambas.

Los perfiles de hidrometeoros para el caso de convección profunda (Figura 47) muestran patrones que difieren del caso 18/07, tanto en la estructura como en los valores, los cuales son varios órdenes de magnitud superiores. A las 12:00 PM hay un máximo en el agua de nube alrededor de los 2 km, y una hora después ya se observa un segundo máximo cerca de los 5 km de altura; ambos continúan aumentando con el avance del tiempo. Por otro lado, en esta simulación hay presencia de hielo, nieve y graupel en niveles altos, con valores máximos que se localizan entre 5 y 10 km y que incrementan con el tiempo. En correspondencia, la presencia de lluvia cerca de la superficie también aumenta con el paso del tiempo y con el consiguiente desarrollo de la convección.

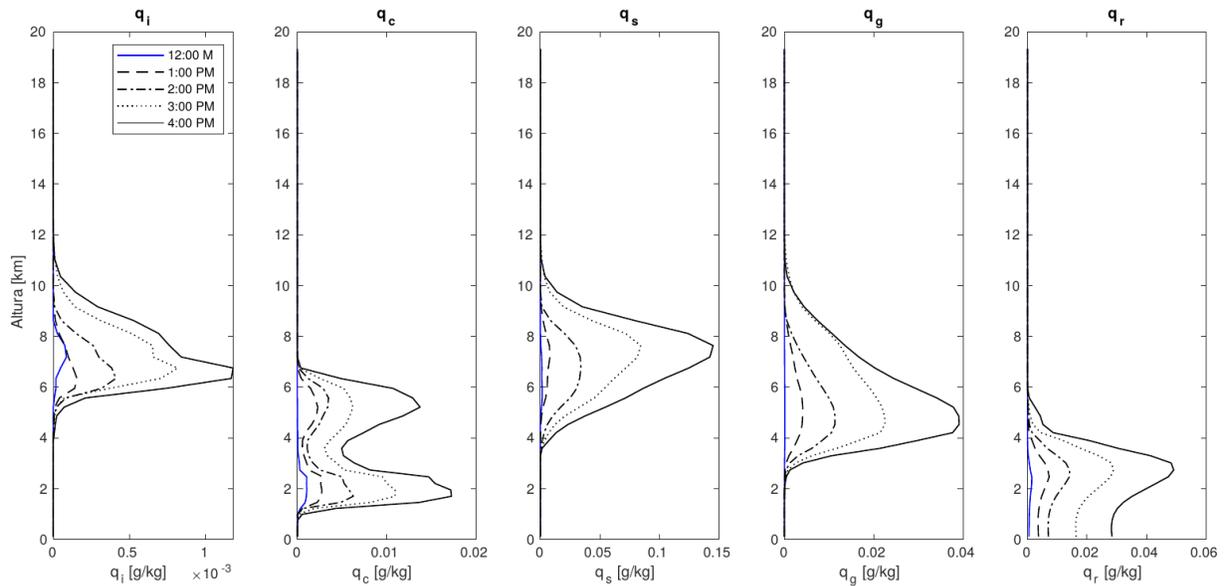


Figura 47: Razón de mezcla de hidrometeoros dentro de la nube para el caso de estudio 05/08/2014, para distintas horas de la simulación.

El análisis de la velocidad vertical (w , en m/s) para cada hora de la simulación (Figura 48) demuestra que los mayores valores se concentran entre las 14 y las 22 horas. Valores positivos indican ascenso del aire, mientras que valores negativos indican descenso. Por lo tanto, en el caso de convección profunda (Figura 48b) el ascenso del aire se concentra entre los 2 y los 14 km, con un pico máximo alrededor de los 10 km. Mientras que en el caso de convección somera (Figura 48a) una capa de subsidencia entre 4 y 12 km predomina durante las horas de la tarde. Este patrón se ajusta al obtenido con el análisis observacional (Sección

3.2 del Capítulo 3) y es consistente con la caracterización de la velocidad vertical en días con convección somera y en días con convección profunda.

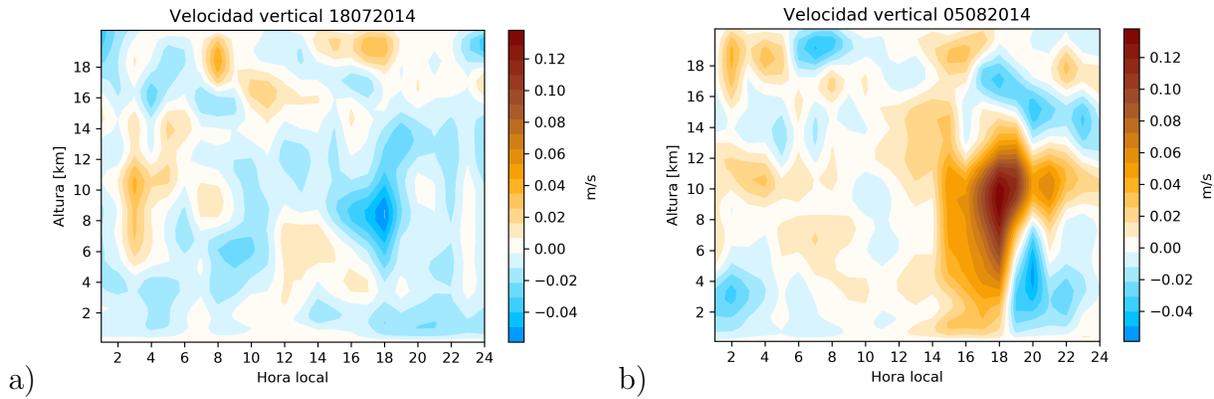


Figura 48: Velocidad vertical (m/s) en cada hora de la simulación como promedio de área: a) 18/07/2014 y b) 05/08/2014.

De manera más detallada en la Figura 49 se puede ver la velocidad vertical calculada en las corrientes dentro de las nubes cuyos topes se encuentran a distintas alturas. Se calcularon estas velocidades como promedio entre las 13 y las 16 horas, que es donde se alcanzan los mayores valores en la convección diurna. Para los dos casos de estudio las nubes muy someras con topes inferiores o iguales a 2.5 km (curva azul) tienen una velocidad vertical pequeña, oscilando alrededor de 0.5 m/s como promedio. Aquellas nubes cuyos topes están por debajo de los 4 km (curva naranja) tienen velocidades cerca de 3.5 m/s, con un máximo entre los 2 y 3 km. Es notable cómo para ambos casos (18/07 y 05/08) el comportamiento de la convección en la fase somera y de sus propiedades, como por ejemplo la velocidad vertical, es similar. Sin embargo, cuando ocurre una transición de la convección de somera a profunda estos comportamientos divergen a partir de cierto punto, lo que se puede observar en la velocidad vertical de las nubes con topes entre 4 y 5.8 km (curva verde). Este ejemplo muestra cómo para el caso de convección somera (Figura 49a), en lugar de seguir aumentando la velocidad de las corrientes ascendentes en concordancia con el desarrollo de la nube —como se observa en el caso 05/08 ($w \geq 5$ m/s)— ésta al contrario decrece, tornándose negativa alrededor de los 2.5 km, indicando descenso del aire cerca de dicho nivel para estas nubes. Para nubes más grandes, con topes dentro de los rangos 5.8 a 6.5, 6.5 a 8.5 y 8.5 a 12 km —las cuales sólo están presentes en el caso con convección profunda (Figura 49b)—, la velocidad vertical

oscila entre 2 y 4 m/s, con valores máximos localizados a una mayor altura. La velocidad vertical de las corrientes ascendentes correspondientes a nubes con toques a distintas alturas, para cada hora por separado de las 11:00 AM a las 4:00 PM se muestra en la figuras A3 y A4 del Apéndice.

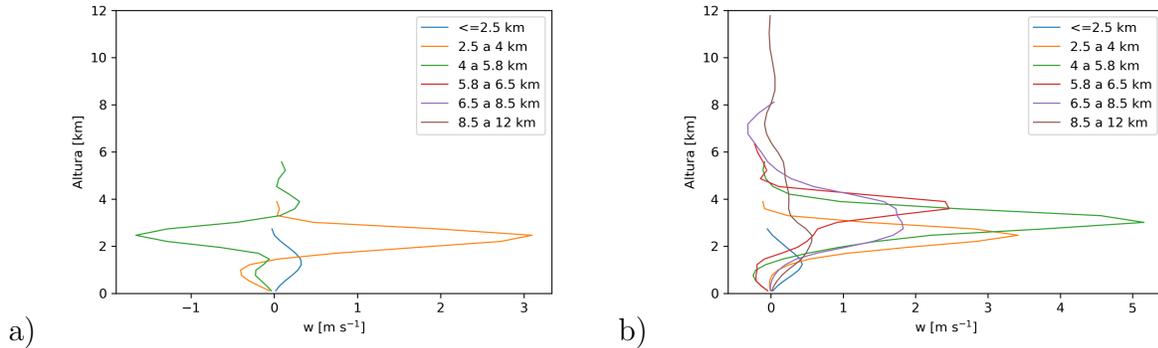


Figura 49: Velocidad vertical como promedio entre las 13 y las 16 horas, para las nubes con toques dentro de distintos rangos: a) 18/07/2014 y b) 05/08/2014.

Hasta el momento con la caracterización de la estructura espacial y vertical de los procesos convectivos en los dos casos estudiados se ha podido constatar que estos presentan rasgos distintivos que responden a distintos regímenes de convección, y con seguridad se puede argumentar que mientras que en el caso 05/08 ocurre una transición a convección profunda, en el caso 18/07 no ocurre dicha transición. A continuación se tratarán de explicar las condiciones termodinámicas y dinámicas del ambiente en el cual se desarrollaron cada uno de estos casos. Con esto se tratará de entender cómo el patrón de mesoescala impacta los procesos atmosféricos y por consiguiente la organización de convección profunda.

4.2. Condiciones dinámicas y termodinámicas ambientales

En la sección 2.6, Figura 20 se evidenció que las simulaciones de los dos casos parten con condiciones termodinámicas y dinámicas diferentes entre sí; en esta sección veremos cómo evoluciona ese estado medioambiental con el paso de las horas de simulación.

Como se verá, las condiciones ambientales evolucionan de manera diferente a lo largo del día en los dos casos de estudio. Si analizamos la estructura vertical (como promedio de área) de u , v y q por separado a las 7:00, 10:00 y 13:00 horas (Figura 50) se pueden observar algunos rasgos importantes. En primer lugar, que el viento zonal (Figura 50a) tiene un comportamiento similar en ambos casos de estudio en los niveles por debajo de los 6 km de altura, indicando un flujo del este y con velocidades similares. La mayor peculiaridad en el comportamiento del viento zonal es la presencia de un *jet* del este cerca de los 12 km en el caso de convección somera (18/07), con valores de hasta 16 m/s. Este intenso *jet* puede provocar advección de humedad fuera del dominio de estudio, provocando que esas capas permanezcan más secas. En el caso de convección profunda (05/08) el flujo zonal cambia de negativo a positivo (del este vs del oeste) alrededor de los 9 km, con valores muy pequeños. El patrón observado en el caso 05/08 es consistente con lo obtenido en el análisis observacional para los días con convección profunda (ver Figura 32), indicando un cambio en el sentido de u (del este al oeste) alrededor de los 8 - 9 km.

Para el viento meridional (Figura 50b), aunque en las capas bajas ambos casos presentan una componente del sur (v positiva), alrededor de los 4 km esta se aproxima a cero en el caso 18/07, y llega a ser del norte (v negativa) por encima de los 10 km. En cambio en el caso 05/08 no se observa este comportamiento, sino que v mantiene valores positivos en la mayor parte de la columna atmosférica, indicando una fuerte componente del sur durante este día. Un detalle interesante es que en la capa entre 2 y 6 km el viento meridional en el caso 05/08 aumenta en intensidad con el paso del tiempo, siendo notable la diferencia entre el valor de v a las 7:00 h (~ 1 m/s) y a las 13:00 h (~ 4 m/s).

Esta variación en el tiempo del perfil de viento puede estar involucrada en el aumento de la humedad que se percibe dentro de estos tres intervalos de tiempo analizados (Figura 50c). Nótese que la humedad también aumenta con el tiempo en el caso 18/07, pero esto sólo ocurre por debajo de los 2 km, mientras que este incremento de q en el caso 05/08 está ocurriendo también por encima de los 2 km y hasta aproximadamente los 7 km.

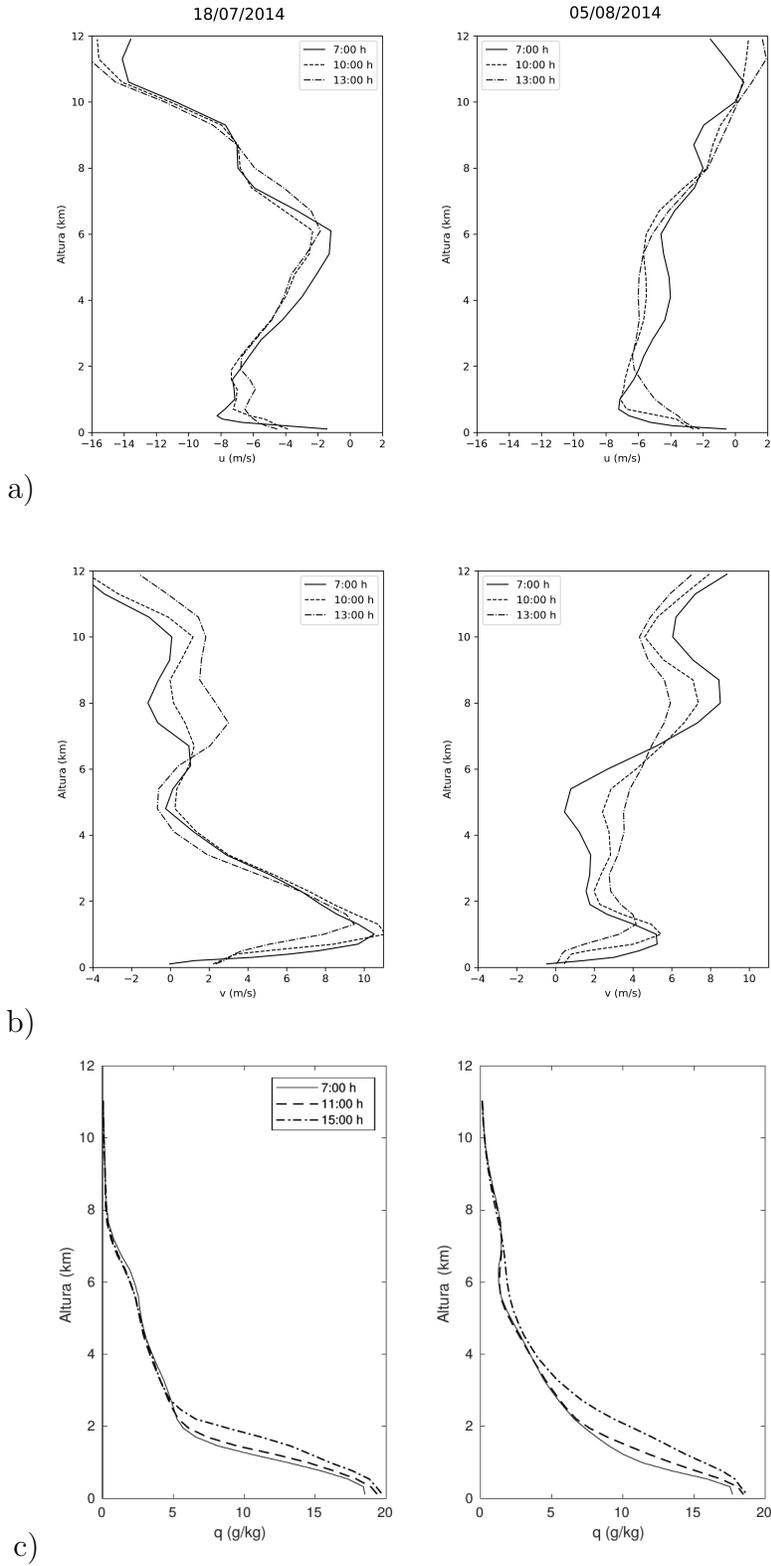


Figura 50: Componentes zonal (a) y meridional (b) de la velocidad del viento, y humedad específica (c) como promedio de área a las 7:00, 10:00 y 13:00 horas, para dos casos simulados: 18/07/2014 y 05/08/2014.

Las gráficas de u y v como promedio de área para todo el ciclo diurno de los dos casos de estudio se muestran en las figuras A5 y A6 del Apéndice. En éstas se puede corroborar la información mostrada previamente en la Figura 50, así como, el subsecuente efecto de la convección profunda y somera en la circulación regional (de 12 a las 20 horas).

4.3. Efectos en el balance de humedad sobre Yucatán

En esta sección se trata de determinar si el estado dinámico observado en las simulaciones puede modificar los procesos en las distintas capas atmosféricas y con ello el estado termodinámico de las parcelas, afectando por consiguiente la estructura de la convección. Para esto se calcularon los flujos de humedad por cada frontera del dominio interior de la simulación, de la misma manera que en la sección 3.4 del Capítulo 3. Esto se realizó para cada una de las simulaciones, subdividiendo el análisis en dos capas, del mismo modo que en dicha sección.

En consistencia con el análisis observacional, tanto en el caso de convección somera (línea discontinua) como en el de convección profunda (línea sólida) el transporte de humedad hacia la península es positivo en las fronteras este y sur, indicando que por estas dos “paredes” se produce entrada de humedad. Por consiguiente, la pérdida de humedad ocurre por las fronteras oeste y norte. En las capas bajas de la tropósfera (Figura 51a) el flujo de humedad hacia la península es mayor en el caso de convección profunda tanto por la frontera este como por la sur (en esta última sólo a partir de las 9:00 horas). Mientras tanto por las fronteras oeste y norte se está produciendo pérdida de humedad, que es mayor en la frontera oeste en el día con convección profunda, sin embargo por la frontera norte la cantidad de humedad que se transporta hacia afuera es mucho menor en este caso que en el de convección somera, indicando que hay mayor convergencia de flujo de humedad a niveles bajos.

En los niveles medios, por encima de 5 km (Figura 51b) el contenido de humedad que entra por la frontera sur es más grande en el caso con convección profunda que en el de convección somera, aunque también sale más humedad por la frontera norte para este día en particular. Por las fronteras este y oeste también se produce un flujo de humedad importante en el día 05/08, especialmente a partir de las 10 horas. Un detalle importante es el flujo saliente por

la frontera oeste en el día 18/07, el cual tiene un máximo de $-20 \times 10^8 \text{ kg/s}$ entre las 10 y las 14 horas, un hecho que puede estar asociado al intenso *jet* del este que se observa en este día en las capas altas de la atmósfera (Figura 5a del Apéndice). Este viento intenso del este contribuye a que se transporte la humedad mucho más allá de la península alejándola de la misma y desproveyéndola de este importante componente para el pre-condicionamiento del aire para la convección profunda.

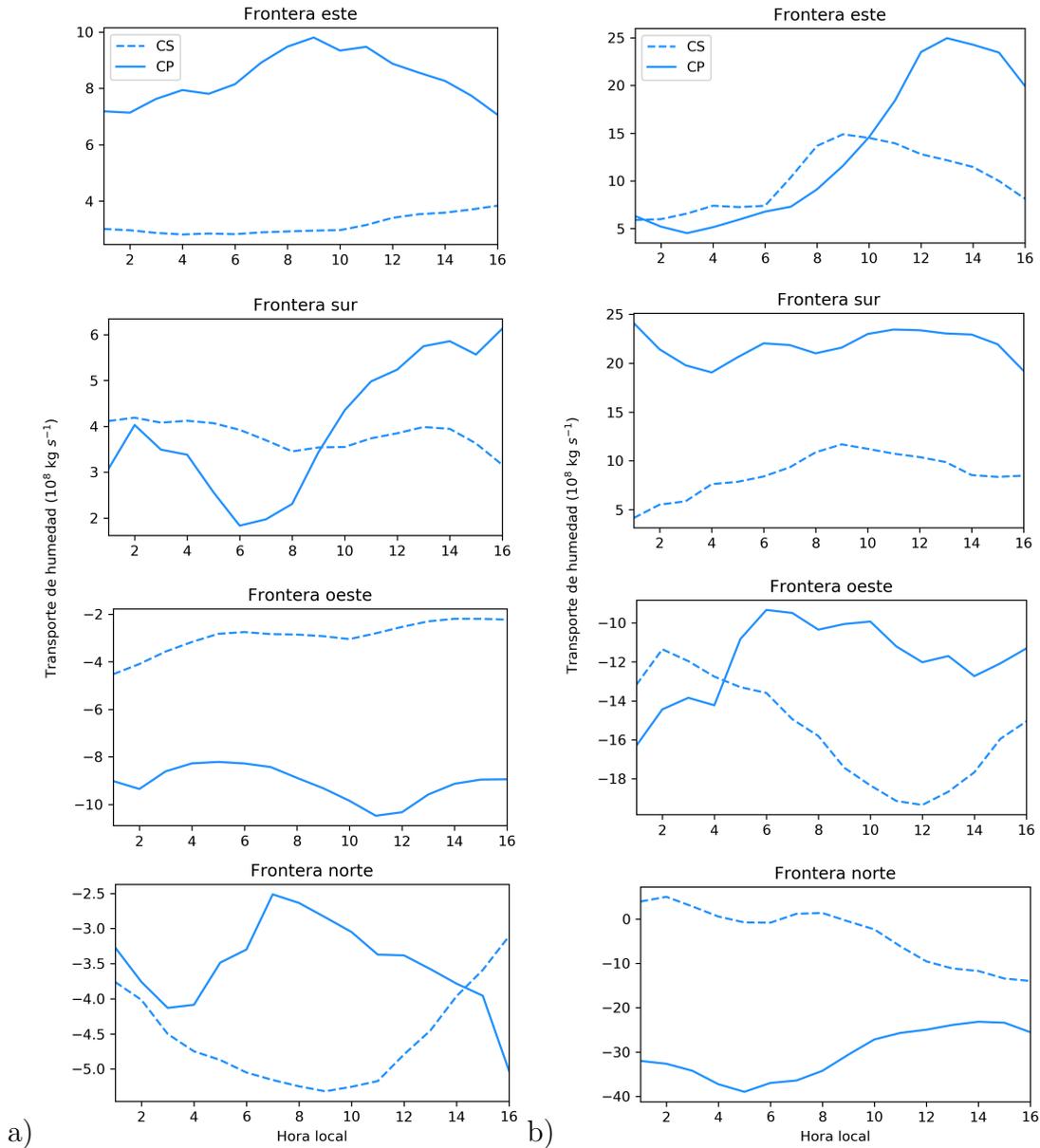


Figura 51: Transporte de humedad a través de cada frontera del dominio D5 (Península de Yucatán). Valores positivos indican que el flujo entra al dominio, y valores negativos indican lo opuesto: a) por debajo de 5 km, b) de 5 a 10 km.

Sin embargo, es necesario conocer el balance regional total del transporte de humedad dentro del dominio D5 para poder determinar a lo largo de qué fronteras se produce la ganancia de humedad más importante y en qué capa de la atmósfera esto ocurre, además de en qué horarios se produce el aporte más considerable. La Figura 52 muestra estos balances, calculados como la suma algebraica de los flujos en cada frontera y en cada capa.

En las capas más altas (Figura 52a) se observa cómo el balance el día 05/08 es negativo durante la madrugada, tornándose positivo a partir de las 10 horas. Mientras que en esta misma capa en el día 18/07 el balance pasa a ser negativo alrededor de esa misma hora. En las capas cercanas a la superficie (Figura 52b) se observa que el balance en el caso 05/08 se torna positivo desde mucho antes (aproximadamente 7:00 AM) y permanece con valores positivos hasta las 15 horas. Esto puede indicar la importancia de la convergencia de humedad para disparar la convección profunda por encima de otros factores como por ejemplo los flujos locales de superficie, lo que concuerda con lo encontrado por Hohenegger y Stevens (2013).

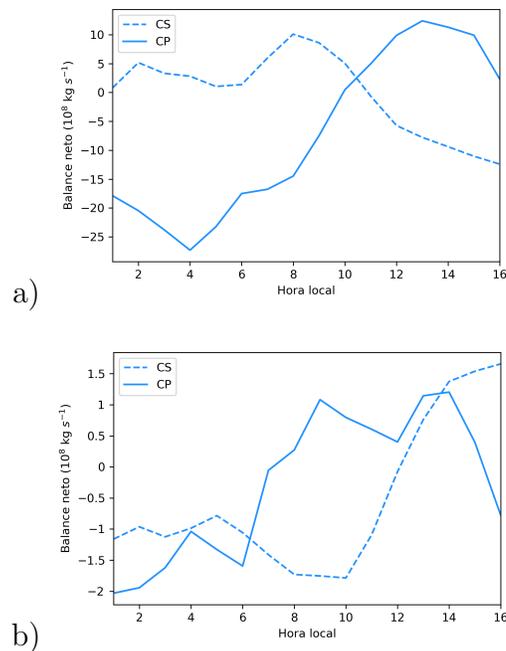


Figura 52: Balance regional total del transporte de humedad dentro del dominio D5 (Península de Yucatán) para las capas: a) 5 a 10 km y b) 1 a 5 km.

Como resultado de este efecto las nubes en distintas capas adquieren flotabilidad positiva en el día 05/08 a partir de la 1:00 PM (Figura 53b). En este análisis la flotabilidad es calculada como la diferencia entre la temperatura virtual de la parcela y la del ambiente, en grados Kelvin, de la misma manera que en Del Genio y Wu (2010). Como se puede observar en el día con convección profunda la flotabilidad aumenta en correspondencia con el desarrollo vertical, por ejemplo, las nubes con topes entre 4 y 5.8 km (curva verde) tienen mayor flotabilidad que aquellas con topes entre 2.5 y 4 km (curva naranja). Para las nubes con mayor crecimiento en la altura los valores de flotabilidad son un poco más pequeños, sin embargo presentan su máximo más arriba en la altura.

Por su parte, en el caso con convección somera (Figura 53a) la flotabilidad tiene valores positivos sólo en las capas más bajas, mientras que en las nubes con topes entre 4 y 5.8 km predomina la flotabilidad negativa.

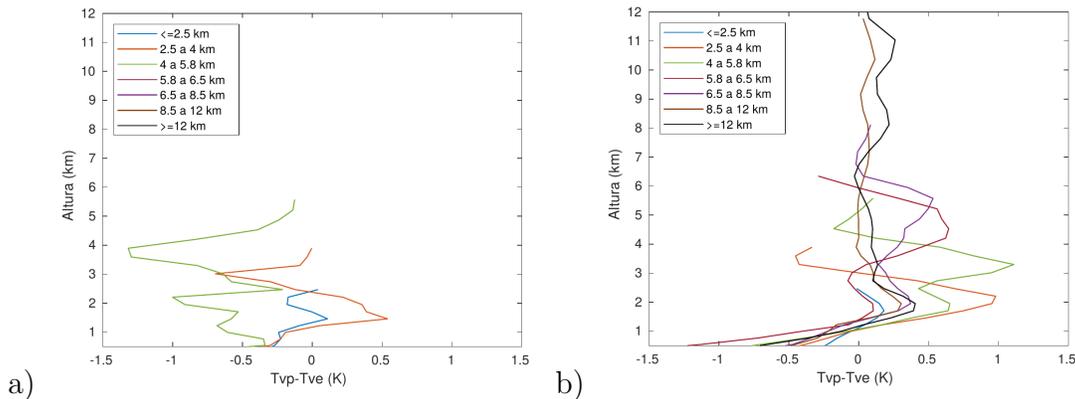


Figura 53: Perfil vertical de flotabilidad ($T_{vp}-T_{va}$), como promedio de 1:00 a 4:00 PM, para torres convectivas con topes a diferentes alturas: a) 18/07/2014 y b) 05/08/2014.

Los valores de flotabilidad para cada hora desde las 11:00 AM hasta las 4:00 PM se muestran en las figuras A7 y A8 del Apéndice.

Como se ha podido constatar en este capítulo, las simulaciones numéricas a muy alta resolución espacial han permitido caracterizar las diferencias esenciales entre los dos regímenes de convección. El análisis de las particularidades de cada caso, a una resolución espacial horizontal y vertical mayor que la disponible en el reanálisis, ha permitido corroborar que

el perfil vertical del viento meridional es importante para la convergencia de humedad y la transición de régimen. Este aporte del viento a la convergencia de humedad en niveles medios contribuye a impedir el desarrollo de flotabilidad negativa en el caso con transición (05/08), la cual se produciría debido al *entrainment* y al subsecuente enfriamiento por evaporación de gotas dentro de la nube, cosa que se observa en el caso sin transición (18/07).

Capítulo 5

Conclusiones

El estudio de la convección profunda y en particular de la transición de los cúmulos someros a cumulonimbos profundos ha vuelto a recibir atención recientemente, ya que algunos aspectos no han sido aún completamente entendidos. Esto afecta la calidad de la predicción numérica del tiempo y el clima, en especial de variables tan importantes como la precipitación.

La serie de valores diarios (10:00 AM hora local) de altura geopotencial y vorticidad relativa en 850 hPa correspondiente al periodo 1980-2018 fue filtrada para seleccionar solamente días en que el forzamiento sinóptico fue débil, con el objetivo de enfocarse en los forzantes locales de la convección. Posteriormente esos días seleccionados se clasificaron en dos tipos de regímenes de convección: convección somera versus convección profunda. La comparación entre estos dos regímenes reveló que existen diferencias claras en las variables meteorológicas tanto en superficie como en distintos niveles de la tropósfera, las cuales se observan desde las primeras horas del día. Las mayores diferencias se observaron en el contenido de humedad en niveles bajos y medios a las 10:00 AM –un resultado que se esperaba encontrar–, pero también en la componente meridional del viento a distintos niveles. La importancia de la humedad específica en niveles bajos y medios para el desarrollo convectivo ha sido ampliamente reportada y discutida por varios estudios previos (Derbyshire et al. (2004), Zhang y Klein (2010), Kirshbaum (2011), Hagos et al. (2014), Schiro et al. (2016), Zhuang et al. (2017) y Schiro y Neelin (2019)). Una tropósfera más húmeda beneficia los procesos en la nube a partir de dos mecanismos fundamentales: aumentando la flotabilidad positiva de las parcelas ascendentes

y reduciendo la evaporación de las gotas de nube que se produce debido al *entrainment* de aire sub-saturado en distintos niveles. Sin embargo, la relevancia del viento meridional en el proceso de la transición de convección somera a profunda en regiones tropicales ha sido menos discutida, y este factor parece ser clave en la región de interés.

Los resultados del trabajo sugieren que la intensificación de la componente meridional del viento en niveles bajos y medios puede influenciar el desarrollo vertical de los típicos cúmulos someros de verano, favoreciendo su transición a convección profunda. Durante las mañanas en días de verano la capa cercana a la superficie tiene una componente del sur, lo cual es el patrón típico para esa época del año. Sin embargo, en días con convección profunda ésta componente del sur se observa en una capa mucho más profunda y además es más intensa en cuanto a su magnitud. Este hecho tiene implicaciones para el desarrollo convectivo, dado que este flujo del sur advecta humedad y calor desde el Caribe sur-occidental y desde las latitudes más bajas, permitiendo por lo tanto que la humedad penetre mucho más profundamente en la altura. Este resultado se confirma con el cálculo del flujo de humedad que penetra por cada frontera y por cada capa (Sección 3.4). Dicho análisis evidenció que en días con sólo convección somera (sin transición) la humedad que entra a través de la frontera sur en la capa entre 5 y 10 km es aproximadamente cero durante horas de la mañana y hasta aproximadamente las 10:00 AM. Por el contrario, en días con convección profunda (con transición) en esta capa está presente un intenso flujo de humedad a través de la frontera sur, propiciando que la tropósfera media esté más húmeda y permitiendo que exista un ambiente más favorable para que la convección somera transicione.

Además, los resultados del trabajo sugieren que la importancia del viento meridional no está confinada solamente a las capas cercanas a la superficie, ya que existe una relación entre la transición y v en los niveles superiores. El comportamiento del viento meridional en la altura también modula el desarrollo convectivo. Como se observó en el análisis de la Figura 33, la magnitud del viento meridional alrededor de 10 km es menor en días que experimentan convección profunda. Asimismo, el análisis de la relación de los parámetros convectivos con la componente meridional entre 5 y 10 km mostró que una intensa componente del norte (v negativa) está asociada con menos precipitación y –aunque menos evidente– con una

transición un poco más tardía. Este viento del norte en niveles altos – el cual proviene de la región continental de Norteamérica– es más frío y más seco. Por lo tanto, la presencia de esos vientos intensos impiden el acondicionamiento de la tropósfera alta a través de la evaporación de las parcelas nubosas en el estado de cúmulos congestus. Este comportamiento del viento meridional en la tropósfera alta pudiera ser un factor importante para determinar si las nubes convectivas transicionan a cumulonimbus profundos.

Además, la cizalladura vertical del viento resultó mucho más fuerte en días con convección somera, sin embargo, no mostró una relación estadísticamente significativa con la transición y con los parámetros convectivos. Esto puede deberse al hecho de que los datos correspondientes a los días con convección profunda (donde la cizalladura tiene valores pequeños) presentan poca dispersión.

Una observación importante debe hacerse respecto a los efectos de retroalimentación entre el viento y la convección, ya que no se debe ignorar el hecho de que la convección profunda afecta el comportamiento del viento a distintas escalas. Sin embargo, en este trabajo se hace énfasis en el estudio del viento durante las primeras horas de su ciclo diurno (hasta las 10:00 AM), de manera que se asegure que el patrón de vientos es el que está afectando a la transición, y no lo opuesto.

En este trabajo se validó la base de datos de reanálisis ERA5 para poder realizar el estudio. Sin embargo, una recomendación importante sería evaluar la sensibilidad de la clasificación de los regímenes a otra base de datos de reanálisis, como por ejemplo NARR (*North American Regional Reanalysis*) o MERRA (*Modern-Era Retrospective analysis for Research and Applications*).

La simulación numérica de dos casos de estudio con forzamientos sinópticos débiles — a una resolución espacial alta (400 m) que permite resolver explícitamente los procesos de nube—, hizo posible evaluar cómo partiendo de condiciones mesoescalares dinámicas y termodinámicas con características distintivas, la convección evolucionó de maneras diferentes en los dos casos, obteniéndose dos ejemplos de convección con y sin transición. Estas simula-

ciones además permitieron caracterizar aspectos morfológicos de la convección en la región de estudio, como la organización espacial de las nubes, contenido de hidrometeoros, intensidad de las corrientes ascendentes en función del desarrollo de la convección, entre otros aspectos. Además, se pudo sostener la hipótesis de la importancia del viento meridional en las capas medias de la atmósfera en la transición, a través de la advección de humedad que provee al ambiente con inestabilidad convectiva favorable para el desarrollo vertical.

Una limitante de este estudio de casos es la ausencia de un *ensemble* o conjunto de simulaciones que puedan proveer de mayor robustez a los resultados obtenidos. La manera más óptima de realizar el estudio incluiría un set de corridas con distintas configuraciones de parametrizaciones, así como, con un grupo más amplio de casos a ser simulados. Sin embargo, esto no fue posible debido a limitaciones en cuanto a recursos computacionales.

Independientemente de esta limitación, las simulaciones realizadas fueron evaluadas usando las observaciones de algunas variables meteorológicas disponibles tanto en superficie como en la altura (ver Figuras A9 – A12 del Apéndice), concluyendo que a pesar de algunos sesgos en cuanto a los valores absolutos el modelo WRF representa razonablemente bien las características mesoescalares de la región de estudio. Por lo tanto se puede concluir que constituye una herramienta útil para el estudio de la convección profunda en los trópicos.

Este trabajo aporta elementos nuevos a la temática de la transición de cúmulos someros a convección profunda en regiones continentales tropicales, que pueden ampliar el entendimiento en este tema. Los resultados pueden ser evaluados en modelos de predicción numérica del tiempo y el clima, contribuyendo a mejorar los pronósticos de precipitación.

Apéndice

Figura A1: Viento en 850 hPa asociado a los patrones sinópticos de Figura 7.

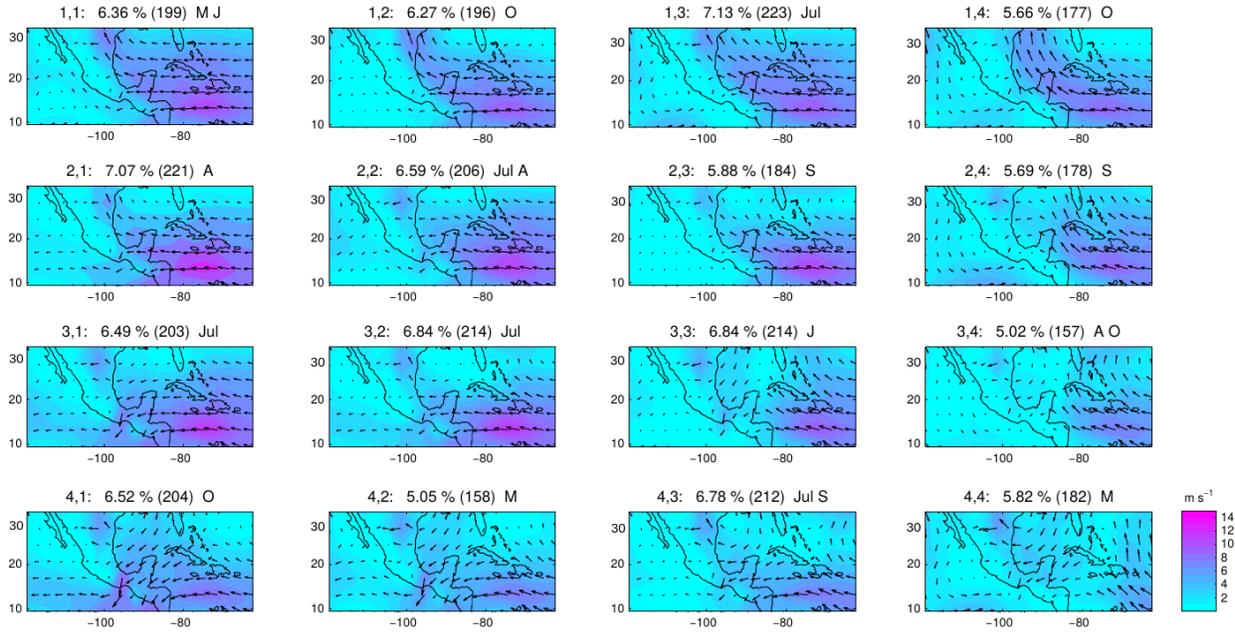


Figura A2: Ciclo diario promedio del perfil vertical de dT/dz para: a) días con convección somera y b) días con convección profunda.

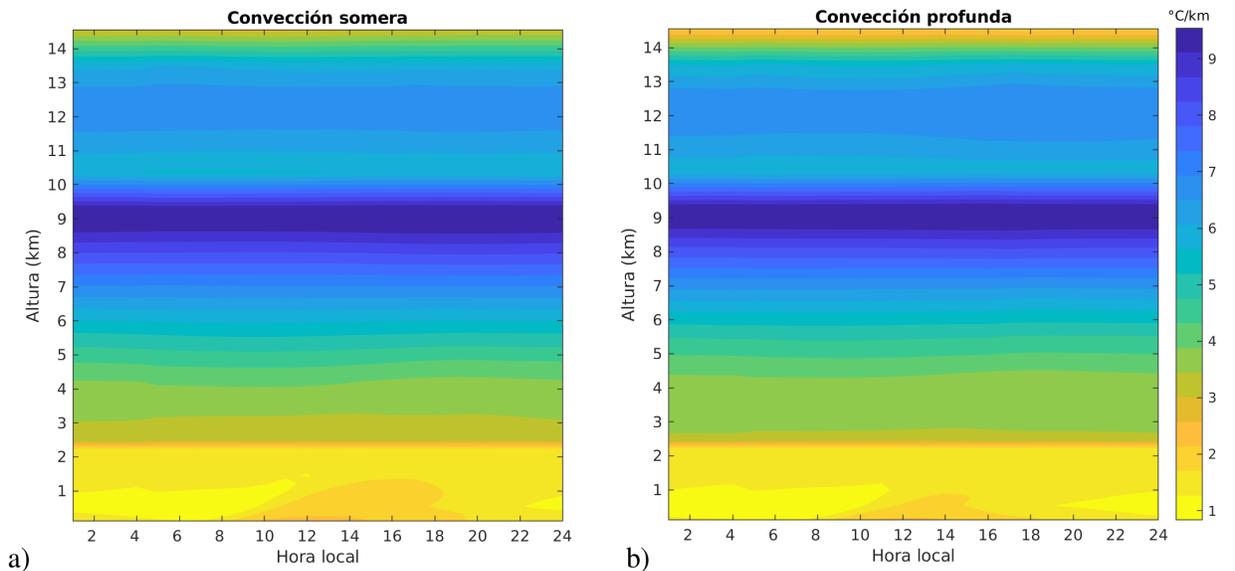


Figura A3: Velocidad vertical en cada hora de la simulación (caso 18/07/2014), para las nubes con topes dentro de distintos rangos.

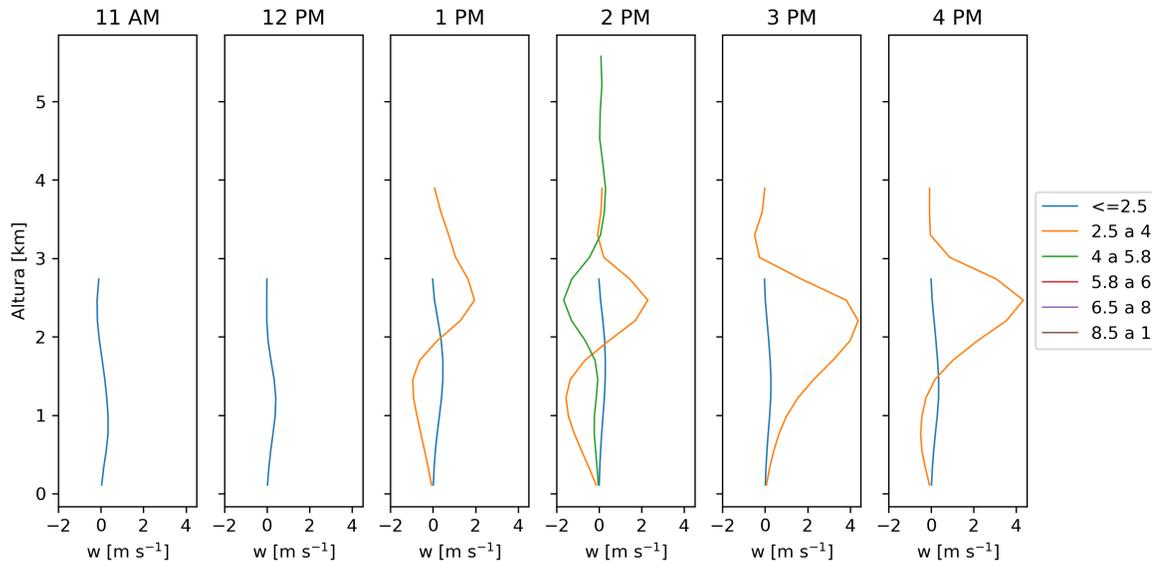


Figura A4: Velocidad vertical en cada hora de la simulación (caso 05/08/2014), para las nubes con topes dentro de distintos rangos.

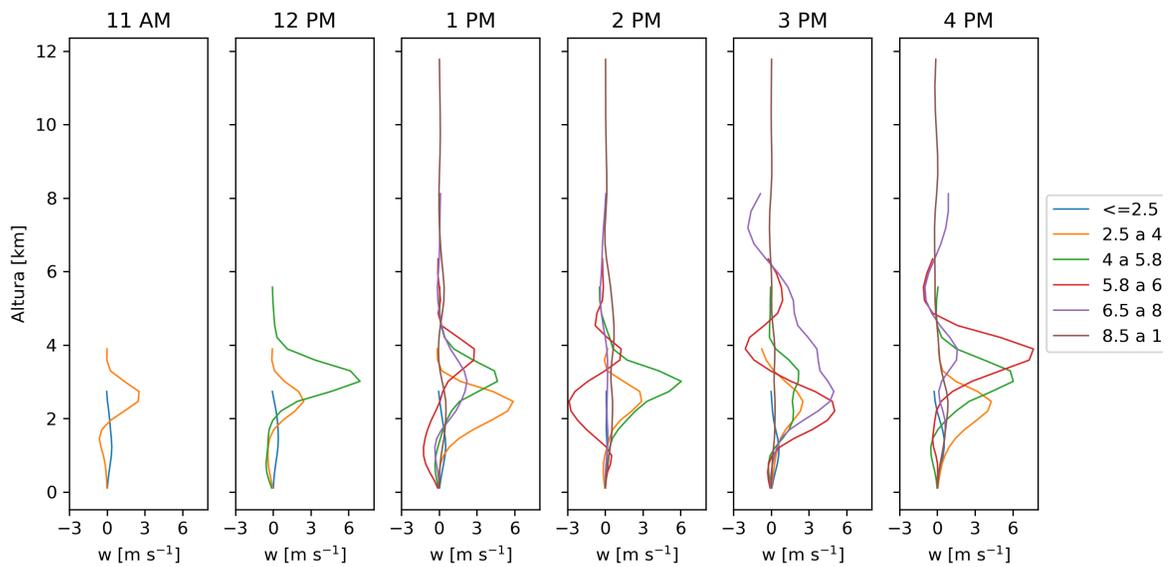


Figura A5: Componente zonal de la velocidad (m/s) en cada hora de la simulación como promedio de área para: a) 18/07/2014 y b) 05/08/2014.

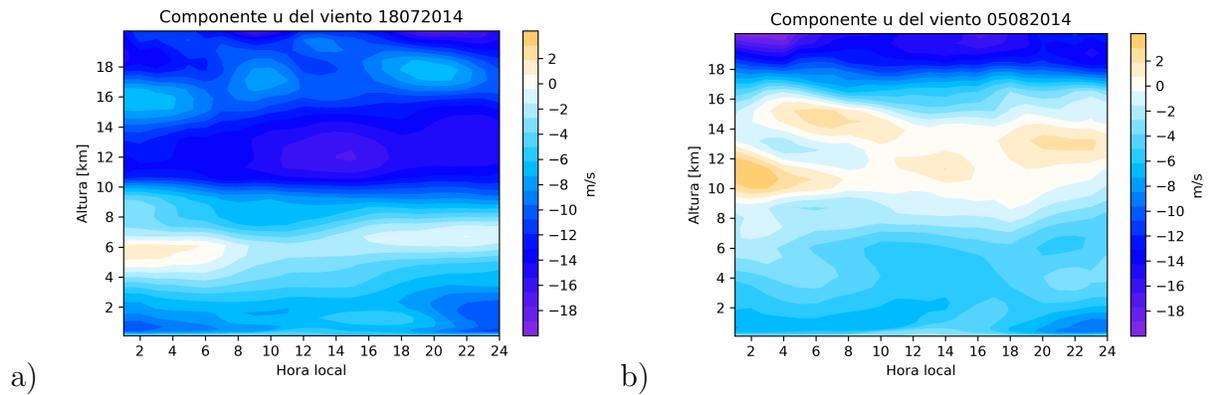


Figura A6: Componente meridional de la velocidad (m/s) en cada hora de la simulación como promedio de área para: a) 18/07/2014 y b) 05/08/2014.

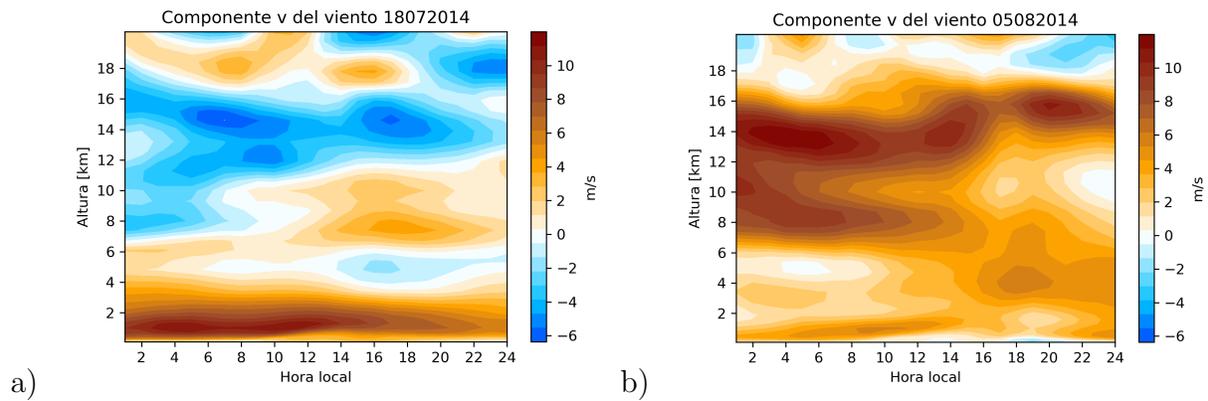


Figura A7: Flotabilidad en cada hora de la simulación (caso 18/07/2014), para las nubes con topes dentro de distintos rangos.

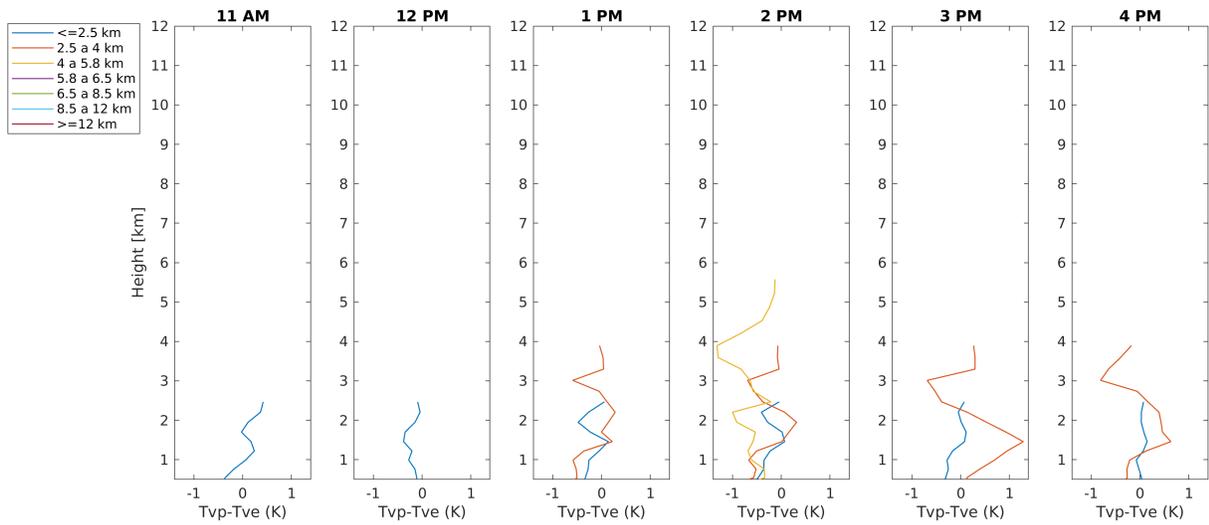
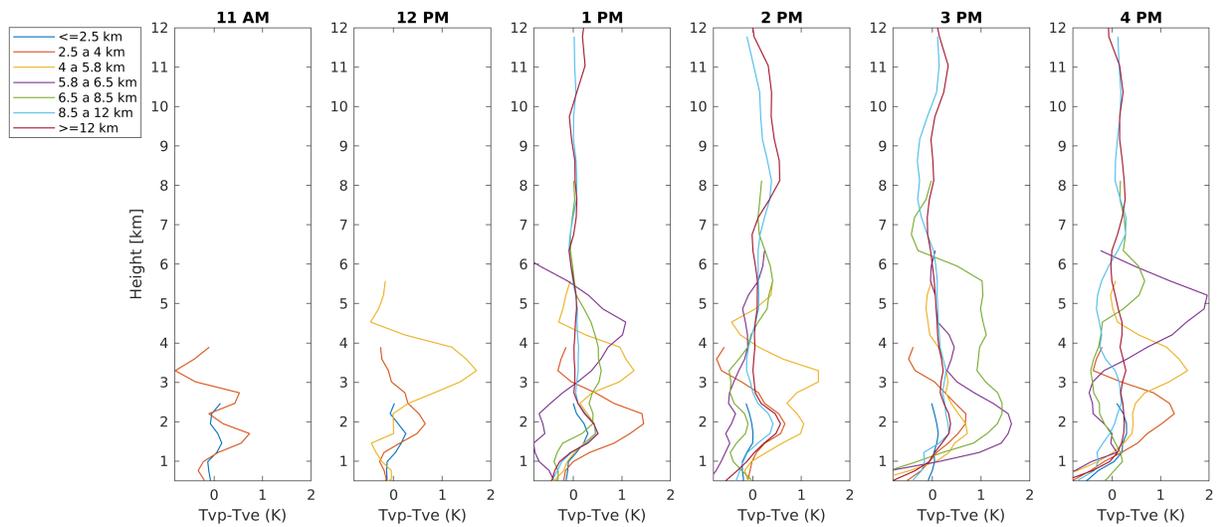
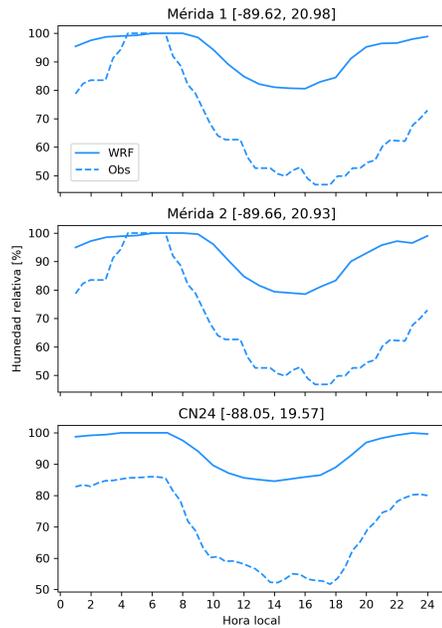


Figura A8: Flotabilidad en cada hora de la simulación (caso 05/08/2014), para las nubes con topes dentro de distintos rangos.

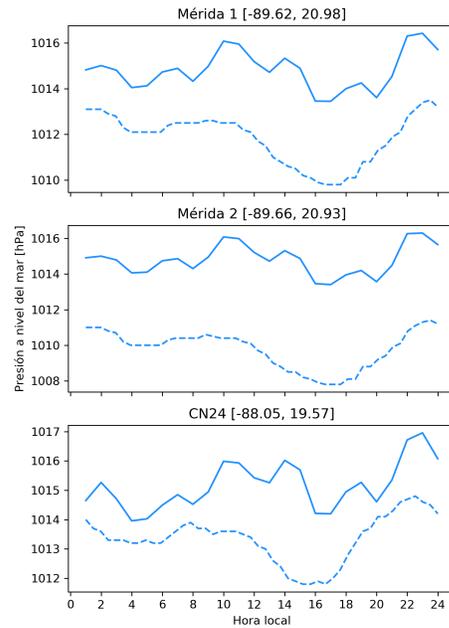


Comparación de las salidas del WRF con observaciones

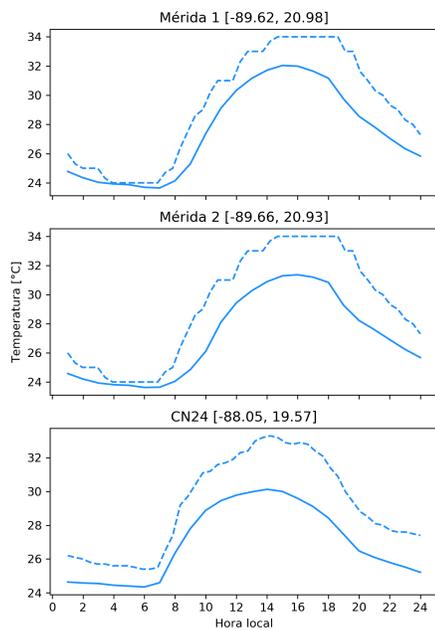
Figura A9: a) Humedad relativa, b) presión a nivel del mar, c) temperatura y d) agua precipitable para tres estaciones en la Península de Yucatán y para el WRF interpolado a los puntos de estas estaciones, para el caso 18/07/2014.



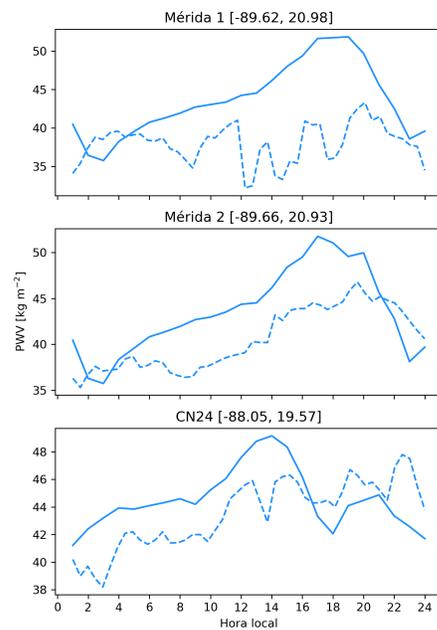
a)



b)

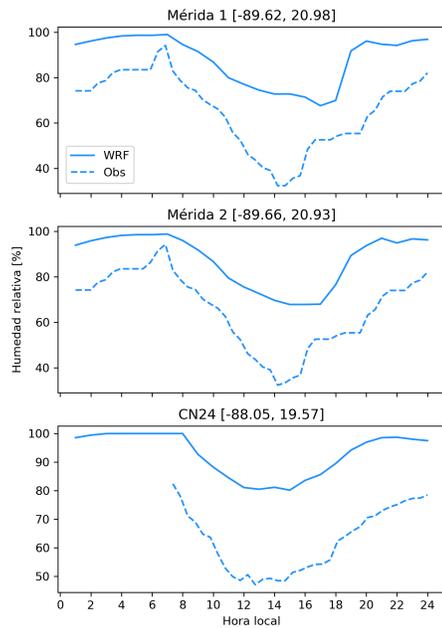


c)

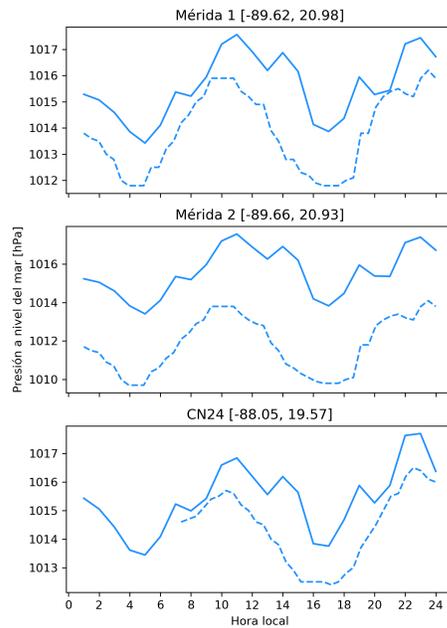


d)

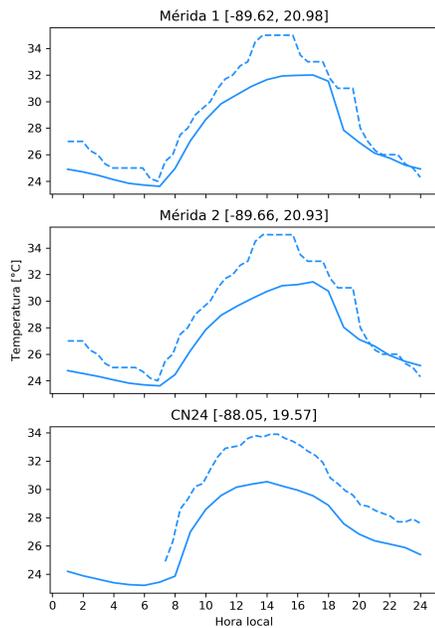
Figura A10: a) Humedad relativa, b) presión a nivel del mar, c) temperatura y d) agua precipitable para tres estaciones en la Península de Yucatán y para el WRF interpolado a los puntos de estas estaciones, para el caso 05/08/2014.



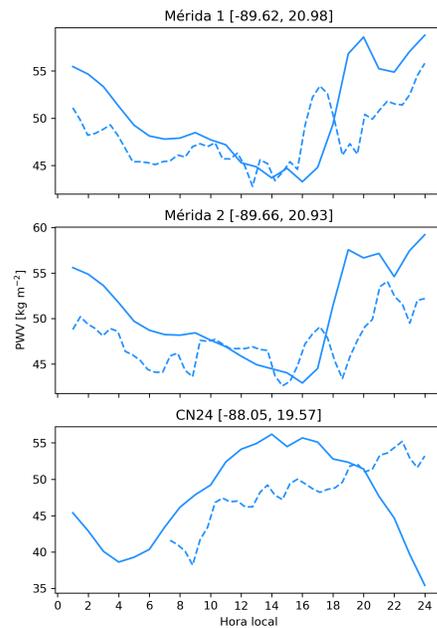
a)



b)

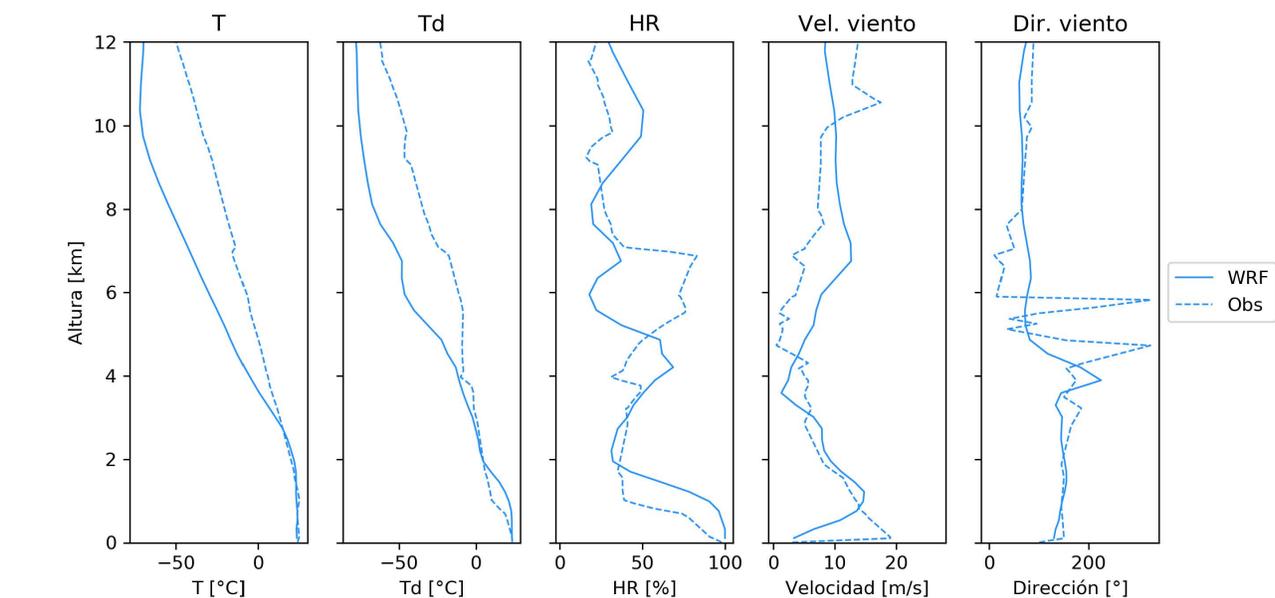


c)

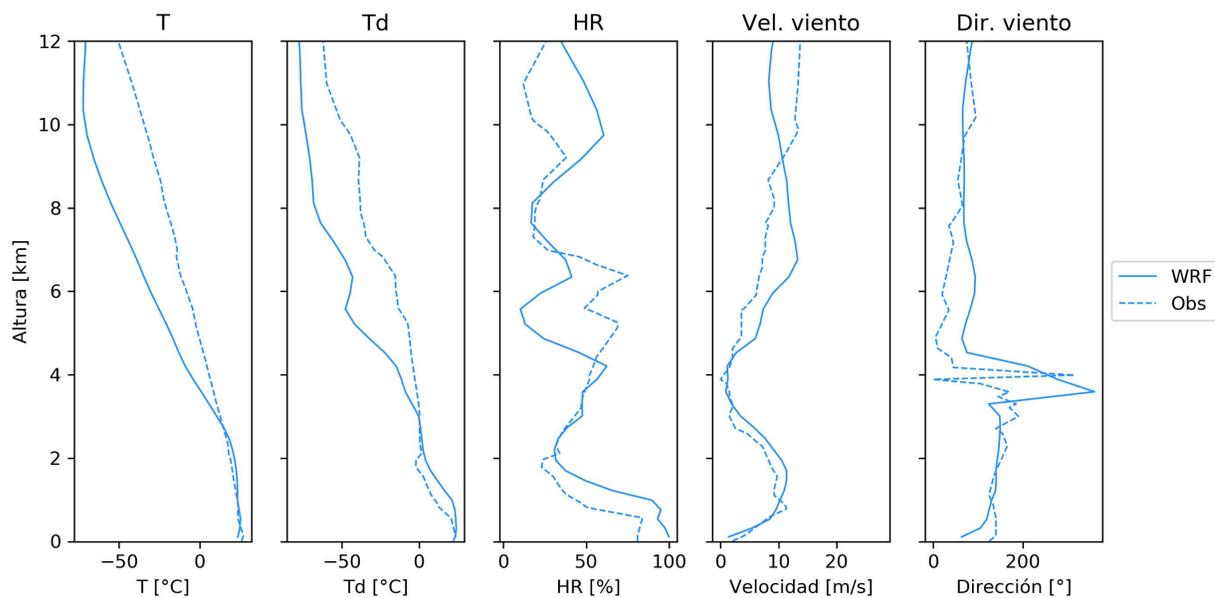


d)

Figura A11: Distribución vertical de variables simuladas y observadas a las 1200 UTC (7:00 AM) en las estaciones: a) Mérida y b) Cancún, para el caso 18/07/2014.

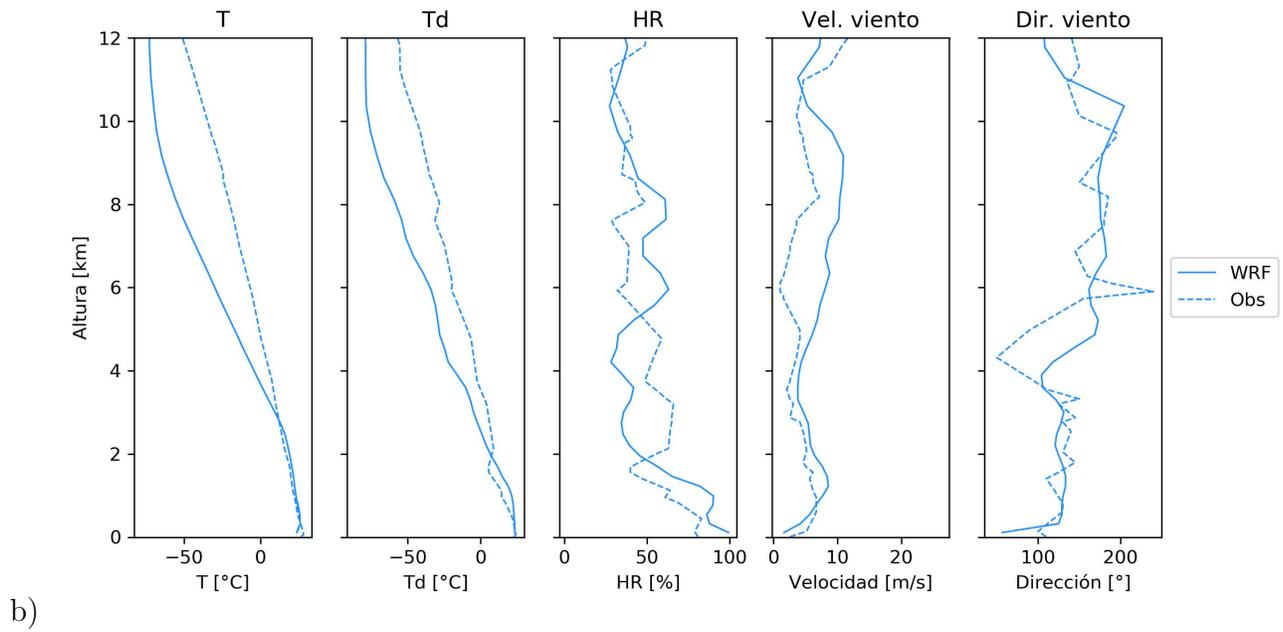
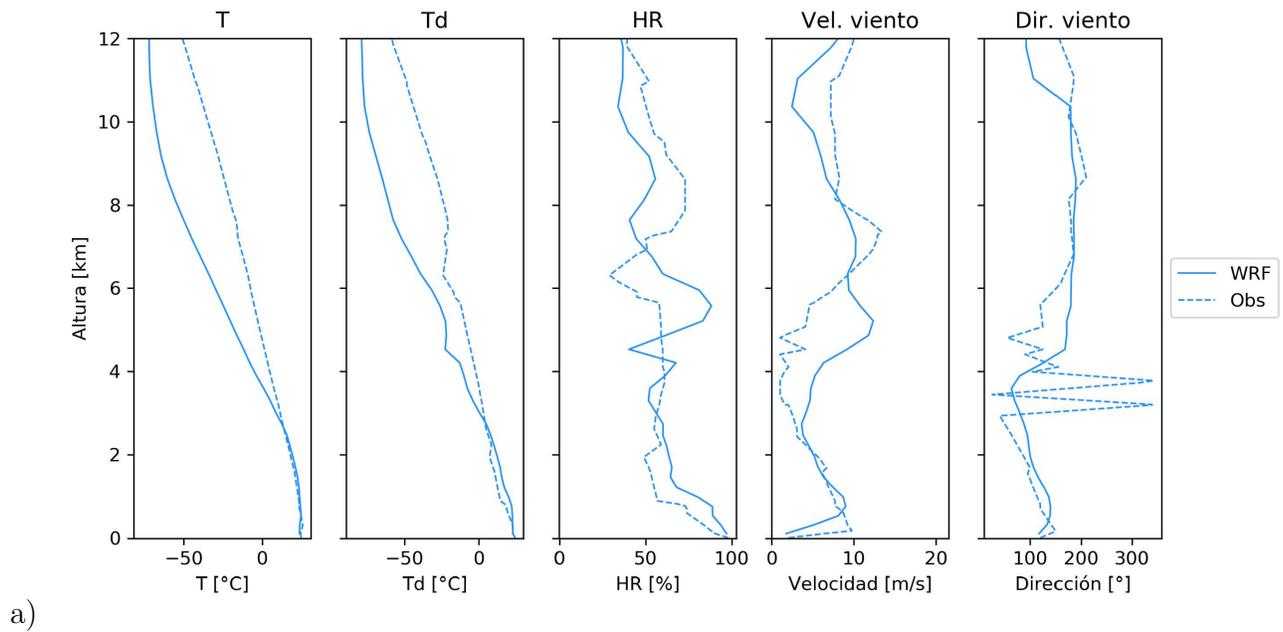


a)



b)

Figura A12: Distribución vertical de variables simuladas y observadas a las 1200 UTC (7:00 AM) para las estaciones: a) Mérida y b) Cancún, para el caso 05/08/2014.



Bibliografía

- Bechtold, P., Chaboureaud, J.-P., Beljaars, A., Betts, A. K., Köhler, M., Miller, M., Redelsperger, J.-L., 2004. The simulation of the diurnal cycle of convective precipitation over land in a global model. *Q. J. R. Meteorol. Soc* 130, 3119–3137, DOI: 10.1256/qj.03.103.
- Berg, L. K., Fast, J., Gustafson, W. I., Xiao, H., Endo, S., Toto, T., Vogelmann, A., Tai, S.-L., Qian, Y., Huang, M., 2018. Linking Land-Atmosphere-Cloud Interactions using Large-Eddy Simulations of Shallow to Deep Convective Cloud Transitions over the Central United States. En: EGU2018-10647, Vol 20, EGU General Assembly 2018.
- Bony, S., Stevens, B., Carlson, D., 2017. Understanding clouds to anticipate future climate. *WMO Bulletin* 66 (1), 8–11.
- Böing, S. J., Jonker, H. J. J., Siebesma, A. P., Grabowski, W. W., 2012. Influence of the Subcloud Layer on the Development of a Deep Convective Ensemble. *Journal of the Atmospheric Sciences* 69, 2682–2698, DOI: 10.1175/JAS-D-11-0317.1.
- Chaboureaud, J.-P., Guichard, F., Redelsperger, J.-L., Lafore, J.-P., 2004. The role of stability and moisture in the diurnal cycle of convection over land. *Q. J. R. Meteorolog. Soc.* 130 (604), 3105–3117, doi:10.1256/qj.03.132.
- Collier, J. C., Bowman, K. P., 2004. Diurnal cycle of tropical precipitation in a general circulation model. *Journal of Geophysical Research* 109, D17105, DOI: 10.1029/2004JD004818.
- Copernicus Climate Change Service (C3S), 2017. ERA5: Fifth generation of ECMWF atmospheric reanalyses of the global climate. Disponible en: <https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/home>, fecha de acceso: 01-11-2018).

- Dai, A., 2006. Precipitation Characteristics in Eighteen Coupled Climate Models. *Journal of Climate* 19, 4605–4630.
- Dai, A., Trenberth, K. E., 2004. The Diurnal Cycle and Its Depiction in the Community Climate System Model. *Journal of Climate* 17, 930–951.
- Del Genio, A., Wu, J., 2010. The role of entrainment in the diurnal cycle of continental convection. *Journal of Climate* 23, 2722–2738, DOI: 10.1175/2009JCLI3340.1.
- Del Genio, A. D., Chen, Y. D., Kim, D., Yao, M. S., 2012a. The MJO Transition from Shallow to Deep Convection in CloudSat/CALIPSO Data and GISS GCM Simulations. *Journal of Climate* 25 (11), 3755–3770, DOI: 10.1175/JCLI-D-11-00384.1.
- Del Genio, A. D., Wu, J., Chen, Y., 2012b. Characteristics of Mesoscale Organization in WRF Simulations of Convection during TWP-ICE. *Journal of Climate* 25, 5666–5688, DOI: 10.1175/JCLI-D-11-00422.1.
- Derbyshire, S. H., Beau, I., Bechtold, P., Grandpeix, J.-Y., Piriou, J.-M., Redelsperger, J.-L., Soares, P. M. M., 2004. Sensitivity of moist convection to environmental humidity. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 130 (604), 3055–3079, DOI: 10.1256/qj.03.130.
- Droegemeier, K., Wilhelmson, R., 1985. Three-dimensional numerical modeling of convection produced by interacting thunderstorm outflows. part i: Control simulation and low-level moisture variations. *Journal of Atmospheric Sciences* 42 (22), 2381–2403, doi:10.1175/1520-0469(1985)042<2381:TDNMOC>2.
- Díaz-Esteban, Y., Raga, G. B., 2018. Weather regimes associated with summer rainfall variability over southern Mexico. *Int. J. Climatol.* 38 (1), 169–186, DOI: 10.1002/joc.5168.
- Environmental Systems Science Centre, Robinson, G., 2013. 3-hourly High Resolution Brightness Temperature (BT) images. Disponible en <http://catalogue.ceda.ac.uk/uuid/c2112bdd5f0ad698e70be6ab54c9a2ac>, fecha de acceso: 01-06-2019.
- Funk, C., Peterson, P., Landsfeld, M., Pedreros, D., Verdin, J., Shukla, S., Husak, G., Rowland, J., Harrison, L., Hoell, A., Michaelsen, J., 2015. The climate hazards infrared pre-

- precipitation with stations—a new environmental record for monitoring extremes. *Scientific Data* 2, 150066, DOI: 10.1038/sdata.2015.66.
- Gomez Diaz, J. D., Monterroso, A. I., Ruiz, P., Lechuga, L. M., Conde Álvarez, A. C., Asensio, C., 2019. Soil moisture regimes in Mexico in a global 1.5°C warming scenario. *International Journal of Climate Change Strategies and Management* 11 (4), 465–482, DOI: 10.1108/IJCCSM-08-2018-0062.
- Grabowski, W. W., Bechtold, P., Cheng, A., Forbes, R., Halliwell, C., Khairoutdinov, M., Lang, S., Nasuno, T., Petch, J., Tao, W.-K., Wong, R., Wu, X., Xu, K.-M., 2006. Daytime convective development over land: A model intercomparison based on LBA observations. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 132, 317–344, DOI: 10.1256/qj.04.147.
- Guichard, F., Petch, J., Redelsperger, J.-L., Bechtold, P., Chaboureau, J.-P., Cheinet, S., Grabowski, W., Greiner, H., Jones, C., Köhler, M., Piriou, J.-M., Tailleux, R., Tomasini, M., 2004. Modelling the diurnal cycle of deep precipitating convection over land with cloud-resolving models and single-column models. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 130, 3139–3172, DOI: 10.1256/qj.03.145.
- Hagos, S., Feng, Z., Landu, K., Long, C. N., 2014. Advection, moistening, and shallow-to-deep convection transitions during the initiation and propagation of Madden-Julian Oscillation. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems* 6, 938–949, DOI: 10.1002/2014MS000335.
- Hannak, L., Knippertz, P., Fink, A. H., Kniffka, A., Pante, G., 2017. Why Do Global Climate Models Struggle to Represent Low-Level Clouds in the West African Summer Monsoon? *Journal of Climate* 30, 1665–1687, DOI: 10.1175/JCLI-D-16-0451.1.
- Hohenegger, C., Stevens, B., 2013. Preconditioning deep convection with cumulus congestus. *Journal of the Atmospheric Sciences* 70, 448–464, DOI: 10.1175/JAS-D-12-089.1.
- Houston, A. L., Niyogi, D., 2007. The sensitivity of convective initiation to the lapse rate of the active cloud-bearing layer. *Monthly Weather Review* 135, 3013–3032, DOI: 10.1175/MWR3449.1.

- Johnson, R. H., Rickenbach, T. M., Rutledge, S. A., Ciesielski, P. E., Schubert, W. H., 1999. Trimodal characteristics of tropical convection. *Journal of Climate* 12, 2397–2418.
- Kang, S.-L., Davis, K., LeMone, M., 2007. Observations of the abl structures over a heterogeneous surface during ihop 2002. *J. Hydrometeor.* 8, 221–244, doi:10.1175/JHM567.1.
- Khairoutdinov, M., Randall, D., 2006. High-Resolution Simulation of Shallow-to-Deep Convection Transition over Land. *Journal of the Atmospheric Sciences* 63, 3421–3436.
- Kirshbaum, D. J., 2011. Cloud-Resolving Simulations of Deep Convection over a Heated Mountain. *Journal of the Atmospheric Sciences* 68, 361–378, DOI: 10.1175/2010JAS3642.1.
- Kuang, Z., Bretherton, C. S., 2006. A mass-flux scheme view of a high-resolution simulation of a transition from shallow to deep cumulus convection. *Journal of the Atmospheric Sciences* 63, 1895–1909.
- Kurowski, M. J., Suselj, K., Grabowski, W. W., Teixeira, J., 2018. Shallow-to-deep transition of continental moist convection: Cold pools, surface fluxes, and mesoscale organization. *Journal of the Atmospheric Sciences* 75, 4071–4090, DOI: 10.1175/JAS-D-18-0031.1.
- Lee, J. M., Zhang, Y., Klein, S. A., 2019. The effect of land surface heterogeneity and background wind on shallow cumulus clouds and the transition to deeper convection. *Journal of the Atmospheric Sciences* 76, 401–419, DOI: 10.1175/JAS-D-18-0196.1.
- Lee, M. I., Schubert, S., Suarez, M. J., Held, I. M., Lau, N. C., Ploshay, J. J., Kumar, A., Kim, H. K., Schemm, J. K. E., 2007. An analysis of the warm-season diurnal cycle over the continental United States and northern Mexico in general circulation models. *J. Hydrometeorol.* 8, 344–366.
- Li, Z., Zuidema, P., Zhu, P., 2014. Simulated convective invigoration processes at trade wind cumulus cold pool boundaries. *J. Atmos. Sci.* 71 (8), 2823–2841, doi:10.1175/JAS-D-13-0184.1.
- Lin, X., Wen, Z., Zhou, W., Wu, R., Chen, R., June 2017. Effects of Tropical Cyclone Activity on the Boundary Moisture Budget over the Eastern China Monsoon Region. *Advances in Atmospheric Sciences* 34, 700–712, DOI: 10.1007/s00376-017-6191-6.

- Lothon, M., Campistron, B., Chong, M., Couvreux, F., Guichard, F., Rio, C., Williams, E., 2011. Life cycle of a mesoscale circular gust front observed by a c-band doppler radar in west africa. *Mon. Wea. Rev.* 139 (5), 1370–1388, doi: 10.1175/2010MWR3480.1.
- Magaña, V., Amador, J., Medina, S., 1999. The midsummer drought over Mexico and Central America. *Journal of Climate* 12, 1577–1588.
- Mulholland, J. P., Nesbitt, S. W., Trapp, R. J., Rasmussen, K. L., Salio, P. V., 2018. Convective Storm Life Cycle and Environments near the Sierras de Córdoba, Argentina. *Monthly Weather Review* 146, 2541–2557, DOI: 10.1175/MWR-D-18-0081.1.
- Nesbitt, S. W., Gochis, D. J., 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, 728–743, DOI: 10.1175/2008JHM939.1.
- Rieck, M., Hohenegger, C., Heerwaarden, C. C. v., 2014. The influence of land surface heterogeneities on cloud size development. *Monthly Weather Review* 142, 3830–3846, DOI: 10.1175/MWR-D-13-00354.1.
- Rochetin, N., Couvreux, F., Guichard, F., 2017. Morphology of breeze circulations induced by surface flux heterogeneities and their impact on convection initiation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 143, 463–478, doi: 10.1002/qj.2935.
- Rossow, W., Schiffer, R., 1999. Advances in Understanding Clouds from ISCCP. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 80, 2261–2288.
- Rotunno, R., Klemp, J. B., Weisman, M. L., 1988. A theory for strong, long-lived squall lines. *J. Atmos. Sci.* 45 (3), 46–485, doi:10.1175/1520-0469(1988)045<0463:ATFS>.1.CO;2
- Rowe, A. K., Houze, R. A., 2015. Cloud organization and growth during the transition from suppressed to active MJO conditions. *J. Geophys. Res. Atmos.* 120, 10324–10350, DOI: 10.1002/2014JD022948.
- Ruppert, J. H., 2016. Diurnal timescale feedbacks in the tropical cumulus regime. *J. Adv. Model Earth Sy.* 8 (3), 1483–1500, DOI: 10.1002/2016MS000713.

- Ruppert, J. H., Johnson, R. H., 2015. Diurnally modulated cumulus moistening in the preonset stage of the madden–julian oscillation during dynamo. *J. Atmos. Sci.* 72 (4), 1622–1647, doi: 10.1175/JAS-D-14-0218.1.
- Ruppert, J. H., Johnson, R. H., 2016. On the cumulus diurnal cycle over the tropical warm pool. *J. Adv. Model Earth Sy.* 8 (2), 669–690.
- Schiro, K. A., Neelin, J. D., 2019. Deep convective organization, moisture vertical structure, and convective transition using deep-inflow mixing. *Journal of the Atmospheric Sciences* 76, 966–987, DOI: 10.1175/JAS-D-18-0122.1.
- Schiro, K. A., Neelin, J. D., Adams, D. K., 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, 4043–4063, DOI: 10.1175/JAS-D-16-0119.1.
- Schlemmer, L., Hohenegger, C., 2014. The formation of wider and deeper clouds as a result of cold-pool dynamics. *Journal of the Atmospheric Sciences* 71, 2842–2858, doi: 10.1175/JAS-D-13-0170.1.
- Schmitz, J. T., Mullen, S. L., 1996. Water Vapor Transport Associated with the Summertime North American Monsoon as Depicted by ECMWF Analyses. *Journal of Climate* 9, 1621–1634.
- Skamarock, W. C., Klemp, J. B., Dudhia, J., Gill, D. O., Barker, D. M., Duda, M. G., Huang, X.-Y., Wang, W., Powers, J. G., 2008. A Description of the Advanced Research WRF Version 3. NCAR, Boulder, Colorado, USA.
- Snodgrass, E. R., Di Girolamo, L., Rauber, R. M., 2009. Precipitation Characteristics of Trade Wind Clouds during RICO Derived from Radar, Satellite, and Aircraft Measurements. *Journal of Applied Meteorology and Climatology* 48, 464–483, DOI: 10.1175/2008JAMC1946.1.
- Stephens, G. L., LEcuyer, T., Forbes, R., Gettlemen, A., Golaz, J.-C., Bodas-Salcedo, A.,

- Suzuki, K., Gabriel, P., Haynes, J., 2010. Dreary state of precipitation in global models. *J. Geophys. Res.* 115, D24211, DOI: 10.1029/2010JD014532.
- Taylor, C., Parker, D. J., Harris, P., 2007. An observational case study of mesoscale atmospheric circulations induced by soil moisture. *Geophys. Res. Lett.* 34, L15801, doi: 10.1029/2007GL030572.
- Tompkins, A. M., 2001. Organization of tropical convection in low vertical wind shears: The role of cold pools. *Journal of the Atmospheric Sciences* 58, 1650–1672.
- Torri, G., Kuang, Z., Tian, Y., 2015. Mechanisms for convection triggering by cold pools. *Geophys. Res. Lett.* 42, 1943–1950, DOI: 10.1002/2015GL063227.
- University of Wyoming, 2017. Department of atmospheric sciences. Disponible en: <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>, fecha de acceso: 01-09-2017.
- Ware, R., Fulker, D. W., Stein, S. A., Anderson, D. N., Avery, S. K., Clark, R. D., Droege, K., Kuettner, J. P., Minster, J. B., 2000. Suominet: A real-time national GPS network for atmospheric research and education. *Bulletin of the American Meteorological Society* 87, 677–694.
- Wu, C.-M., Stevens, B., Arakawa, A., 2009. What controls the transition from shallow to deep convection? *Journal of the Atmospheric Sciences* 66, 1793–1806, DOI: 10.1175/2008JAS2945.1.
- Xu, W. X., Rutledge, S. A., 2016. Time scales of shallow-to-deep convective transition associated with the onset of Madden-Julian Oscillations. *Geophys. Res. Lett.* 43, 2880–2888, DOI: 10.1002/2016GL068269.
- Yashiro, H., Kajikawa, Y., Miyamoto, Y., Yamaura, T., Yoshida, R., Tomita, H., 2016. Resolution dependence of the diurnal cycle of precipitation simulated by a global cloud-system resolving model. *Scientific Online Letters on the Atmosphere* 12, 272–276, DOI: 10.2151/sola.2016-053.
- Yin, J., Porporato, A., 2017a. Diurnal cloud cycle biases in climate models. *Nature Communications* 8 (2269), DOI: 10.1038/s41467-017-02369-4.

- Yin, J., Porporato, A., March 2017b. Response and feedback of cloud diurnal cycle to rising temperatures. eprint arXiv:1703.08727.
- Yin, Y., Albertson, J. D., Rigby, J. R., Porporato, A., 2015. Land and atmospheric controls on initiation and intensity of moist convection: CAPE dynamics and LCL crossings. *Water Resources Research* 51, 8476–8493, DOI: 10.1002/2015WR017286.
- Zehnder, J. A., Hu, J., Radzan, A., 2009. Evolution of the Vertical Thermodynamic Profile during the Transition from Shallow to Deep Convection during CuPIDO 2006*. *Monthly Weather Review* 137, 937–953, DOI: 10.1175/2008MWR2829.1.
- Zehnder, J. A., Zhang, L., Hansford, D., Radzan, A., Selover, N., Brown, C. M., 2006. Using digital cloud photogrammetry to characterize the onset and transition from shallow to deep convection over orography. *Monthly Weather Review* 134, 2527–2546.
- Zhang, G. J., McFarlane, N. A., 1995. Sensitivity of Climate Simulations to the Parameterization of Cumulus Convection in the Canadian Climate Center General-Circulation Model. *Atmos. Ocean* 33 (3), 407–446.
- Zhang, Y., Klein, S., 2013. Factors Controlling the Vertical Extent of Fair-Weather Shallow Cumulus Clouds over Land: Investigation of Diurnal-Cycle Observations Collected at the ARM Southern Great Plains Site. *Journal of the Atmospheric Sciences* 70, 1297–1315, DOI: 10.1175/JAS-D-12-0131.1.
- Zhang, Y., Klein, S. A., 2010. Mechanisms Affecting the Transition from Shallow to Deep Convection over Land: Inferences from Observations of the Diurnal Cycle Collected at the ARM Southern Great Plains Site. *Journal of the Atmospheric Sciences* 67, 2943–2959, DOI: 10.1175/2010JAS3366.1.
- Zhuang, Y., Fu, R., Marengo, J. A., Wang, H., 2017. Seasonal variation of shallow-to-deep convection transition and its link to the environmental conditions over the Central Amazon. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 122, 2649–2666, DOI: 10.1002/2016JD025993.

