



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

**“LOS CICLONES TROPICALES Y LA PREDICTIBILIDAD
DEL CLIMA DE MÉXICO”**

T E S I S

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE
DOCTORA EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA:

CHRISTIAN DOMÍNGUEZ SARMIENTO

TUTOR

DR. VÍCTOR ORLANDO MAGAÑA RUEDA (IGg-UNAM)

MIEMBROS DEL COMITÉ TUTOR

DR. FERNANDO GARCÍA GARCÍA (CCA-UNAM)

DR. TOMÁS MORALES ACOLTZI (CCA-UNAM)

DRA. ROSARIO DE LOURDES ROMERO CENTENO (CCA-UNAM)

DR. ADALBERTO TEJEDA MARTÍNEZ (FIECA-UV)

CIUDAD UNIVERSITARIA, CD.MX. MARZO 2018



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

A mis padres y mis hermanas por estar alentándome siempre y por apoyarme en este camino. Ustedes son mi más grande tesoro. Gracias por estos bellos e invaluable momentos que la vida nos ha permitido compartir.

A Alejandro Jaramillo Moreno porque juntos creamos universos. Gracias por mostrarte como eres y aceptarme como soy. Gracias infinitamente por ayudarme a ser una mejor persona y estar siempre para mí.

A la familia García-Ortega y a Mariana Viveros porque son mi segunda familia. En especial a las Marianas, gracias por su inmenso cariño y amistad.

Agradecimientos

Al Dr. Víctor O. Magaña Rueda, por impulsarme a crecer tanto profesionalmente como personalmente y ampliar mi criterio científico. Gracias por tus enseñanzas y tu tiempo dedicado.

A los sinodales, Dr. Fernando García García, Dr. Tomás Morales Alcotzi, Dra. Rosario Romero Centeno y al Dr. Adalberto Tejeda Martínez, por sus valiosas aportaciones, su cordialidad para atender mis preguntas, el tiempo dedicado a la revisión de esta tesis y por haberme ayudado a mejorarla.

A la Dra. Graciela Raga y al Dr. Ernesto Caetano porque fueron mis guías y me apoyaron a seguir mis ideas. Gracias por creer en mí.

A la Dra. Rosmeri Porfirio Da Rocha de la Universidad de Sao Paulo (USP) por invitarme a hacer una estancia de 2 meses (febrero y marzo del 2013) en el Grupo de Estudios Climáticos (GrEC) del Instituto de Astronomía, Geofísica y Ciencias Atmosféricas. Gracias por su enseñanza sobre el modelaje regional usando el RegCM y por todo el apoyo computacional y profesional que me brindó.

A la Dra. Eugenia Kalnay y al Dr. Malaquías Peña por invitarme a hacer una estancia de 7 meses (septiembre 2013- abril 2014) en la Universidad de Maryland en colaboración con el Centro de Modelaje Medioambiental (EMC, por sus siglas en inglés) de la NOAA. Gracias por todas sus interesantes discusiones, su tiempo dedicado a este proyecto y por enseñarme sobre el modelaje atmosférico global. Además, agradezco el apoyo computacional que me proporcionaron para poder correr el modelo GEFS.

A la Dra. Cindy Bruyeré y al Dr. James Done del Centro Nacional para la Investigación Atmosférica (NCAR, por sus siglas en inglés) por invitarme a hacer una estancia de 6 meses (septiembre 2014- febrero 2015) en la sección de Clima Regional (RCS, por sus siglas en inglés). Gracias por haberme proporcionado las corridas climáticas del ensamble del WRF. Además, les

agradezco que me hayan ayudado a crecer profesionalmente. Siempre disfruto enormemente nuestras pláticas científicas. Gracias por el apoyo que me han brindado para el desarrollo de mi carrera científica.

Al Ing. Gustavo Vázquez, por ayudarme siempre en la mejor disposición y enseñarme sobre la programación científica.

A mis compañeros del grupo: Carolina Neri, Eduardo Herrera, Emmanuel Zúñiga y Luis Galván. Gracias por su honesto compañerismo y su amistad.

A la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), en especial al Posgrado en Ciencias de la Tierra, por el apoyo económico y las facilidades que me otorgó durante cuatro años para participar en congresos nacionales e internacionales.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT) por otorgarme la beca número 41243, sin la cual no hubiera desarrollado mis estudios de doctorado en la máxima casa de estudios del país.

“At the heart of science is an essential balance between two seemingly contradictory attitudes—an openness to new ideas, no matter how bizarre or counterintuitive they may be, and the most ruthless skeptical scrutiny of all ideas, old and new. This is how deep truths are winnowed from deep nonsense”.

Carl Sagan, *The Demon-Haunted World: Science as a Candle in the Dark* (1997), 304

Human history begins with man's act of disobedience which is at the very same time the beginning of his freedom and development of his reason.

Erich Fromm

Índice general

Índice de figuras	vi
Índice de tablas	x
Resumen.....	1
Abstract	1
1. Introducción	2
1.1. Motivación: El papel de los ciclones tropicales en la producción de lluvia	2
1.2. Esfuerzos por incluir los ciclones tropicales en los pronósticos climáticos estacionales	5
1.3. Modelos climáticos globales y regionales: alcances y limitaciones	10
1.4. Pronóstico de la lluvia estacional y de ciclones tropicales (ciclogénesis, trayectoria, precipitación, intensificación y disipación).....	13
1.5. Objetivos de la tesis	20
1.6. Estructura de la tesis	20
2. Datos y modelos.....	22
2.1. Base de datos de ciclones tropicales	22
2.2. Datos del Servicio Meteorológico Nacional de México	23
2.3. Datos de reanálisis	24
2.4. Modelos globales: Pronósticos estacionales del Ensamble Nacional Multimodelo	26
2.5. Modelo global atmosférico GEFS	26
2.6. Modelos regionales	27
2.6.1. Modelo Climático Regional RegCM.....	27
2.6.2. Modelo Regional Climático Anidado WRF.....	30
3. Metodología.....	34
3.1. Evaluación de los reanálisis ERAI, CFSR, TRMM y GPCP	34
3.2. Filtrado para detectar la lluvia debida al paso de CTs	38
3.3. Ensamble y siembra de vórtices en el GEFS.....	39
3.4. Análisis de ciclogénesis, trayectoria y disipación de ciclones tropicales en modelos globales y regionales	43
3.4.1. Modelo global GEFS	45
3.4.2. Modelos regionales: RegCM4.3 y NRCM-WRF	45
4. Resultados	48
4.1. Habilidad de los modelos globales y regionales para simular ciclogénesis tropical, trayectoria y estructura vertical de CTs.....	48
4.1.1. Modelo GEFS	48
4.1.2. Modelo climático NRCM-WRF.....	58
4.1.3. Modelo regional RegCM4.3	80
4.2. Impactos de sembrar vórtices	83
4.3. Modelos regionales: precipitación y trayectorias de CTs	87
4.3.1. Modelo climático NRCM-WRF.....	87
4.3.2. Modelo regional RegCM4.3	95
4.4. Ventajas de incluir CTs en los pronósticos estacionales.....	96
4.5. Una propuesta metodológica de pronósticos estacionales de lluvia para México	100
5. Conclusiones y trabajo futuro.....	101
5.1. Un esquema de pronóstico de lluvias con CTs.....	101
5.2. Recomendaciones para la gestión del agua en México: antes, durante y después de un CT	102
5.3. Trabajo futuro.....	103
6. Apéndice 1: Sobre la circulación del CT y las estadísticas regionales de lluvia asociada a su paso	104
7. Apéndice 2: Artículo publicado	115
8. Referencias	139

Índice de figuras

1.1.	Pronóstico de lluvia estacional del IRI emitido en mayo del 2010 para los meses junio-julio-agosto	15
1.2.	Cantidad total de lluvia acumulada (cm) en puntos que están 24 km a la derecha de la trayectoria de un huracán del hemisferio norte, simulado por un modelo ideal que muestra la distancia recorrida por la trayectoria. Se supone que la tormenta se mueve a 15 mph. Del lado izquierdo, la tormenta se intensifica sobre el océano y su lluvia se incrementa. Después de viajar 6000 km, la tormenta toca tierra. La lluvia disminuye rápidamente cuando la tormenta se mueve tierra adentro sobre el suelo seco; mientras que la lluvia dura un poco más sobre un pantano. Tomado de Divine Wind (Emanuel, 2005).	17
2.1.	Trayectorias y número de CTs ocurridos en el norte del Océano Atlántico (NATL) y en el Océano Pacífico del este (ENP) durante el periodo de 1990-2000 (fuente HURDAT).	22
2.2.	Ubicación de las estaciones utilizadas del SMN y precipitación estacional (barra de color). Las estaciones en los cuadros fueron utilizadas para definir regiones climáticas.	24
2.3.	Lluvia estacional del año 2005 de A) ERAI, B) CFSR, C) TRMM y D) GPCP.	25
2.4.	Dominio y topografía del modelo RegCM4.3.	30
2.5.	Dominio y topografía del modelo NRCM-WRFv3.4.	32
3.1.	Función de distribución de probabilidad de la precipitación diaria sobre A) noreste, B) noroeste, C) sureste y D) suroeste de México durante el periodo 1998-2009. La línea negra corresponde a los datos de las estaciones en superficie, la línea azul a los datos de ERAI, la línea amarilla a los del CFSR, la línea gris a los del GPCP y la línea naranja representa los datos del TRMM.	35
3.2.	Lluvia acumulada (mm) y filtrada debido al paso de Manuel en el Pacífico mexicano e Ingrid en el Golfo de México con base en datos de ERAI. Las líneas en negro representan sus trayectorias	39
3.3.	Procedimiento de la aproximación experimental para sembrar vórtices	40
3.4.	Distribución espacial y temporal de los vórtices artificiales: ubicación del vórtice en A) experimento 1 con CIs del 22 de junio, B) experimento 2 con CIs del 22 de junio, C) experimento 4 con CIs del 23 de junio y D) experimento 5 con CIs del 24 de junio. La vorticidad a 850 mb está sombreada y las cruces representan la ubicación de los centroides	42
3.5.	Modificación de las CIs en A)24 de junio y C)23 de junio mediante el sembrado de vórtices en el B) experimento 5 y D) experimento 4. La vorticidad a 850 mb está sombreada y las flechas representan el viento al mismo nivel.	43
3.6.	Trayectorias de CTs en el norte del Océano Atlántico y en el Océano Pacífico del este en el miembro A) ck6m, B) ck1m, C) cn6y, D) cnty, E) ctty, F) rk6m, G) rktm, H) rn6y, I) rnty, y J) rty del ensamble	47
4.1.	Distribución de la frecuencia del tiempo de vida en días de los vórtices desarrollados en cada experimento y en el súper ensamble	49
4.2.	Intensidad del vórtice ($10^{-5} s^{-1}$) en las CIs de los 20 miembros del experimento 2 (sombreado) y los vientos (m/s) a 850 mb (vectores).	50
4.3.	Velocidad horizontal del viento del vórtice (m/s) en las CIs de los 20 miembros del experimento 2 (sombreado) en un radio de 330 km a partir de su centro.	51
4.4.	Humedad específica del vórtice ($10^{-3} kg/kg$) en las CIs de los 20 miembros del experimento 2 (sombreado) en un radio de 330 km a partir de su centro.	52
4.5.	Intensidad del vórtice ($10^{-5} s^{-1}$) en las CIs de los 20 miembros del experimento 2 (sombreado) en un radio de 330 km a partir de su centro	52
4.6.	Trayectorias de los vórtices en las miembros del experimento: A)1, B)2, C)3, D)4, E)5 y F) probabilidad de impacto del súper ensamble. La línea roja representa la trayectoria observada de Alex, 2010.	53
4.7.	Evolución temporal de los vórtices según su A) y B) vorticidad ($10^{-5} s^{-1}$) a 850 mb, C) y D) precipitación (mm), E) y F) humedad relativa (%) a 850 mb y de G) y H) calor latente (W/m^2) para los vórtices fuertes (izquierda) y los vórtices débiles (derecha) de los cinco experimentos.	55

4.8.	A) y B) velocidad del viento (m/s) y patrones de circulación a 700 mb, C) y D) cizalla del viento (m/s), E) y F) temperatura potencial equivalente (K) a 850 mb, G) y H) temperatura de la superficie del mar (K) para los vórtices fuertes (izquierda) y los vórtices débiles (derecha) de los cinco experimentos	56
4.9.	Evolución de la estructura vertical de: A)-D) velocidad del viento (m/s), E)-H) vorticidad (10^{-5} s^{-1}), I)-L) humedad relativa(%) y M)-P) temperatura potencial equivalente (K) de los vórtices fuertes en un radio de 330 km a partir de su centro.....	57
4.10.	Evolución de la estructura vertical de: A)-D) velocidad del viento (m/s), E)-H) vorticidad (10^{-5} s^{-1}), I)-L) humedad relativa(%) y M)-P) temperatura potencial equivalente (K) de los vórtices débiles en un radio de 330 km a partir de su centro.....	57
4.11.	Radiación saliente de onda larga (OLR) (W/m^2) en los miembros A) ck6m, B) rnty y C) ck6m	58
4.12.	Tiempo de vida (días) de los vórtices en los miembros del WRF en las regiones de interés durante 1990-2000	59
4.13.	Estacionalidad de los vórtices en los miembros del WRF en las regiones de interés durante 1990-2000.	59
4.14.	Frecuencia relativa del número de vórtices que se forman en las regiones de interés con respecto a las cuencas oceánicas NAT y ENP en los miembros del WRF durante 1990-2000.....	60
4.15.	Humedad relativa a 600 mb (%) en los días de ciclogénesis (izquierda) y los días en los que no existió ningún vórtice (derecha) en los miembros ck6m, ck6m, cn6y, cnty y ctty durante 1990-2000. Los puntos negros señalan el lugar donde ocurrió la ciclogénesis tropical.	61
4.16.	Como en la figura 4.15, pero para los miembros rk6m, rktm, rn6y, rnty y rtty	61
4.17.	Cizalla del viento (m/s) en los días de ciclogénesis (izquierda) y los días en los que no existió ningún vórtice (derecha) en los miembros ck6m, ck6m, cn6y, cnty y ctty durante 1990-2000. Los puntos negros señalan el lugar donde ocurrió la ciclogénesis tropical	62
4.18.	Como en la figura 4.17, pero para los miembros rk6m, rktm, rn6y, rnty y rtty	62
4.19.	Velocidad horizontal del viento (m/s) y patrones de circulación a 850 mb en los días de ciclogénesis (izquierda) y los días en los que no existió ningún vórtice (derecha) en los miembros ck6m, ck6m, cn6y, cnty y ctty durante 1990-2000. Los puntos señalan el lugar donde ocurrió la ciclogénesis tropical.....	63
4.20.	Como en la figura 4.19, pero para los miembros rk6m, rktm, rn6y, rnty y rtty	63
4.21.	Humedad relativa (%) a 600 mb en los días de ciclogénesis (izquierda) y los días en los que no existió ningún vórtice (derecha) en los miembros cn6m, cntm, rn6m, rntm durante 1990-2000. Los puntos negros señalan el lugar donde ocurrió la ciclogénesis tropical.	65
4.22.	Cizalla del viento (m/s) en los días de ciclogénesis (izquierda) y los días en los que no existió ningún vórtice (derecha) en los miembros cn6m, cntm, rn6m, rntm durante 1990-2000. Los puntos negros señalan el lugar donde ocurrió la ciclogénesis tropical	66
4.23.	Velocidad horizontal del viento (m/s) y patrones de circulación a 850 mb en los días de ciclogénesis (izquierda) y los días en los que no existió ningún vórtice (derecha) en los miembros cn6m, cntm, rn6m, rntm durante 1990-2000. Los puntos señalan el lugar donde ocurrió la ciclogénesis tropical ..	66
4.24.	Índice del CLLJ usando el viento zonal a 925 mb de ERAI (línea negra) y los 10 miembros del ensamble del WRF durante el periodo 1990-2000	68
4.25.	Estructura vertical de la humedad relativa (%) de los vórtices que se formaron en el Pacífico mexicano. Los números impares corresponden a vórtices intensos y los números pares corresponden a vórtices débiles de cada parametrización (etiqueta superior derecha) en un radio de 330 km a partir de su centro	69
4.26.	Estructura vertical de velocidad horizontal del viento (m/s) de los vórtices que se formaron en el Pacífico mexicano. Los números impares corresponden a vórtices intensos y los números pares corresponden a vórtices débiles de cada parametrización (etiqueta superior derecha) en un radio de 330 km a partir de su centro	70
4.27.	Estructura vertical de la vorticidad (10^{-5} s^{-1}) de los vórtices que se formaron en el Pacífico mexicano. Los números impares corresponden a vórtices intensos y los números pares corresponden a vórtices	

débiles de cada parametrización (etiqueta superior derecha) en un radio de 330 km a partir de su centro	71
4.28. Estructura vertical de temperatura potencial equivalente (K) que se formaron en el Pacífico mexicano. Los números impares corresponden a vórtices intensos y los números pares corresponden a vórtices débiles de cada parametrización (etiqueta superior derecha) en un radio de 330 km a partir de su centro	72
4.29. Estructura vertical de la velocidad vertical (w) ($10^{-3}s^{-1}$) que se formaron en el Pacífico mexicano. Los números impares corresponden a vórtices intensos y los números pares corresponden a vórtices débiles de cada parametrización (etiqueta superior derecha) en un radio de 330 km a partir de su centro	73
4.30. Estructura vertical de la humedad relativa (%) de los vórtices que se formaron en el Caribe. Los números impares corresponden a vórtices intensos y los números pares corresponden a vórtices débiles de cada parametrización (etiqueta superior derecha) en un radio de 330 km a partir de su centro	74
4.31. Estructura vertical de la vorticidad ($10^{-5}s^{-1}$) de los vórtices que se formaron en el Caribe. Los números impares corresponden a vórtices intensos y los números pares corresponden a vórtices débiles de cada parametrización (etiqueta superior derecha) en un radio de 330 km a partir de su centro	75
4.32. Estructura vertical de temperatura potencial equivalente (K) que se formaron en el Caribe. Los números impares corresponden a vórtices intensos y los números pares corresponden a vórtices débiles de cada parametrización (etiqueta superior derecha) en un radio de 330 km a partir de su centro	76
4.33. Estructura vertical de la humedad relativa (%) de los vórtices que se formaron en el Golfo de México. Los números impares corresponden a vórtices intensos y los números pares corresponden a vórtices débiles de cada parametrización (etiqueta superior derecha) en un radio de 330 km a partir de su centro	77
4.34. Estructura vertical de la vorticidad ($10^{-5}s^{-1}$) de los vórtices que se formaron en el Golfo de México. Los números impares corresponden a vórtices intensos y los números pares corresponden a vórtices débiles de cada parametrización (etiqueta superior derecha) en un radio de 330 km a partir de su centro	78
4.35. Estructura vertical de temperatura potencial equivalente (K) que se formaron en el Golfo de México. Los números impares corresponden a vórtices intensos y los números pares corresponden a vórtices débiles de cada parametrización (etiqueta superior derecha) en un radio de 330 km a partir de su centro	79
4.36. Precipitación acumulada, líneas de corriente a 700 mb y la trayectoria durante el paso de Alex 2010 en A) el ERAI, B) la parametrización de MIT + BATS del RegCM4, C) la parametrización de MIT + Zheng del RegCM4 y durante el paso de Karl 2010 en D) el ERAI, E) la parametrización de MIT + BATS del RegCM4 y F) la parametrización de MIT + Zheng del RegCM4. Las líneas rojas representan la trayectoria	81
4.37. Precipitación acumulada, líneas de corriente a 700 mb y la trayectoria durante el paso de Emily 2005 en A) el ERAI, B) MIT + BATS del RegCM4, C) igual que B pero con una TSMs +3°K en su región de ciclogénesis. La línea roja representa la trayectoria	82
4.38. Trayectorias de los vórtices en las perturbaciones del GEFS en las CIs del día A)23, C)24, E)25, y su probabilidad (%) de impacto B) 23 (dos días antes de la ciclogénesis), D) 24 (un día antes de la ciclogénesis) y E) 25 (el día que ocurrió la ciclogénesis). La línea roja representa la trayectoria observada de Alex 2010.....	83
4.39. Probabilidad (%) de que exista una excedencia de 150 mm en la precipitación acumulada durante 16 días en las perturbaciones del GEFS con las CIs del día A)23, C)24, E)25, y la lluvia acumulada (mm) del ERAI durante 16 días desde el día B) 23 (dos días antes de la ciclogénesis), D) 24 (un día antes de la ciclogénesis) y E) 25 (el día que ocurrió la ciclogénesis)	84
4.40. A) Probabilidad (%) de que exista una excedencia de 150 mm en la precipitación acumulada durante 16 días en el super ensamble del GEFS y B) lluvia acumulada (mm) del ERAI durante 16 días desde el día 25 (el día que ocurrió la ciclogénesis)	85

4.41.	Tasa promedio de la precipitación de cada 6 horas del GEFS (puntos rojos), ERAI (triángulos invertidos) y las estaciones del noroeste de México (estrellas).....	86
4.42.	Probabilidad (%) de que exista una excedencia de 150 mm en la precipitación acumulada y producida por los vórtices durante 16 días en el experimento: A)1, B) 2, C) 3, D) 4, E)5 y F)en el super ensamble. La línea roja representa la trayectoria observada de Alex, 2010	87
4.43.	Lluvia (mm) producida por las trayectorias de los vórtices por el ERAI y en 5 miembros del ensamble: ck6m, cktm, cn6y, cnty y ctty durante 1995, 1997 y 1999.....	88
4.44.	Lluvia (mm) producida por las trayectorias de los vórtices por el ERAI y en 5 miembros del ensamble: rk6m, rktm, rn6y, rnty y rtty durante 1995, 1997 y 1999.....	89
4.45.	Contribución (%) de los vórtices del ERAI y en 5 miembros del ensamble: ck6m, cktm, cn6y, cnty y ctty a la lluvia estacional de 1995, 1997 y 1999	90
4.46.	Contribución (%) de los vórtices del ERAI y en 5 miembros del ensamble: rk6m, rktm, rn6y, rnty y rtty a la lluvia estacional de 1995, 1997 y 1999.	91
4.47.	Tasa diaria promedio de la precipitación producida por vórtices del WRF que tocaron tierra y se formaron en la región del Caribe (puntos rojos), Golfo de México(puntos anaranjados), Pacífico Mexicano (puntos azules) y de los CTs del ERAI que se formaron en el Caribe (triángulos rojos invertidos), Golfo de México (triángulos anaranjados invertidos), Pacífico (triángulos azules invertidos) y afectaron el continente. Las estrellas representan la tasa diaria de precipitación reportada por las estaciones en superficie que fueron afectadas por los CTs que se formaron en esas regiones.	92
4.48.	Días de CTs (barras) y precipitación estacional simulada por los miembros del WRF (puntos) sobre A) noreste, B) noroeste, C) sureste y D) suroeste de México durante el periodo 1990-2000. Los puntos negros corresponde a la precipitación observada por las estaciones en superficie y los azules corresponden a la precipitación del ERAI	94
4.49.	Días de CTs (barras) y precipitación estacional simulada por los miembros del WRF (puntos) sobre A) noreste, B) noroeste, C) sureste y D) suroeste de México durante el periodo 1990-2000. Los puntos negros corresponde a la precipitación observada por las estaciones en superficie y los azules corresponden a la precipitación del ERAI	94
4.50.	Precipitación estacional (mm) del 2005 en A)ERAI y las parametrizaciones B)Grell C)Icup98, D)Icup99, E)Kuo y F)MIT del RegCM4	95
4.51.	Precipitación estacional (mm) en A)2005 usando la combinación MIT-BATS del RegCM4, B)2005 con datos de ERAI, C)2006 usando la combinación MIT-BATS del RegCM4, D)2006 con datos de ERAI. Las líneas en rojo representan las trayectorias de CTs	96
4.52.	Pronóstico estacional de precipitación con 3.5, 2.5, 1.5 y 0.5 meses de anticipación al impacto de A)Alex 2010, B)Ingrid 2013, C) Manuel 2013 y D) Odile 2014 en el norte de México. Las barras grises (oscuras) representan el pronóstico de condiciones normales (por debajo de lo normal) y las barras de color negro representan el pronóstico de condiciones por arriba de lo normal.....	98
4.53.	Pronóstico estacional híbrido de precipitación con 3.5, 2.5, 1.5 y 0.5 meses de anticipación al impacto de Alex 2010 en el norte de México. Las barras grises (oscuras) representan el pronóstico de condiciones normales (por debajo de lo normal) y las barras de color negro representan el pronóstico de condiciones por arriba de lo normal.....	99

Índice de tablas

1.1.	Entidades que emiten pronósticos estacionales de la actividad ciclónica tropical de acuerdo a la cuenca oceánica y el tipo de pronóstico	7
2.1.	Combinaciones de las parametrizaciones físicas que se usaron para evaluar el comportamiento de los vórtices en los mares intramericanos y el Océano Pacífico del este.....	33
3.1.	Valores de BS para las cuatro regiones de estudio en México. Los valores más bajos se encuentran en negritas	36
3.2.	Valores del NRMSE de las cuatro regiones de estudio en México. Los valores más bajos se encuentran en negritas	37
3.3.	Valores de S. Los valores más altos se encuentran en negritas	37

Resumen

México es particularmente vulnerable a fenómenos meteorológicos severos como los ciclones tropicales (CTs), tanto en el Océano Atlántico como en el Océano Pacífico del Este debido a su poder destructivo. Sin embargo, gran parte de la disponibilidad de agua en el norte del país está relacionada con el llenado de las presas producto de las lluvias producidas por CTs. Aún cuando son de suma importancia para el clima de México y parte del Caribe, su simulación climática está limitada tanto en modelos globales (CFSv2 y GEFS), como en los regionales (WRF y RegCM4), ya que ambos modelos no tienen la capacidad de alimentar la inestabilidad océano-atmósfera que propicia las condiciones favorables para el desarrollo de un CT, así como el transporte de humedad y, en consecuencia, la precipitación que producen. Además, las trayectorias simuladas dependen de las parametrizaciones físicas, pues éstas tienden a producir un número mayor de CTs que tienen trayectorias que recorren y no afectan a México, en comparación con los demás tipos de trayectoria. Por lo que, las simulaciones de CTs están limitadas en gran medida por el esquema físico que se elija. Por su parte, los miembros del Ensamble Nacional Multimodelo (NMME, por sus siglas en inglés) fueron analizados y se encontró que pueden producir vórtices con características de CTs. Sin embargo, también tienen limitaciones para simular la intensidad de la precipitación de un CT. Por lo tanto, los pronósticos estacionales de precipitación en verano tienen baja predictibilidad y errores de hasta un 50% cuando existe una alta actividad ciclónica tropical, representando así una fuente de incertidumbre importante. En conclusión, debido a que los modelos regionales y globales aún tienen grandes limitaciones, se propone el uso de un esquema de pronóstico híbrido. Este podría tomar en cuenta el pronóstico dinámico de la actividad de huracanes y ser modificado estadísticamente por su contribución climatológica a las lluvias de verano, la cual depende de la región de México y de la fase del ENSO (El Niño o la Niña).

Abstract

Mexico is highly vulnerable to highly-impact tropical phenomenon as tropical cyclones (TCs), both over Atlantic and Pacific Ocean due to their destructive power. However, most of the water availability in the northern Mexico is related to the supply of rainfall produced by TCs to dams. Even when TCs are highly important for the Mexican and Caribbean climate, their climatic simulation is still poor both in global (CFSv2 and GEFS) and regional (WRF and RegCM4) models, as these kinds of models are not able to feed oceanic-atmospheric instabilities that enhance the favorable conditions for TC development, as well as the moisture transport and consequently, the rainfall that is produced by them. In addition, the simulated tracks are highly dependent on physical parameterizations. They tend to produce more re-curving TCs that do not affect Mexico when compared to other kind of tracks. Therefore, TC simulations are restricted by the physical parameterization scheme. Furthermore, the members of the National Multi-Model Ensemble (NMME) were analyzed and it was found that these global models can produce TC-like vortices. However, their simulations are also poor to capture intensity of TC rainfall. Therefore, their seasonal forecast of precipitation has low predictability and errors of 50% in rainfall when a high TC activity existed, so it represents an important source of uncertainty. All in all, a scheme of hybrid forecast is proposed because both regional and global models still have huge limitations. This forecast could take into account the dynamic forecast of TC activity and be statistically modified by the TC contribution to summer rainfall, which depends on the Mexican region and the ENSO conditions (El Niño or La Niña).

1 Introducción

“[Richard Feynman] believed in the primacy of doubt, not as a blemish upon our ability to know but as the essence of knowing. The alternative to uncertainty is authority, against which science has fought for centuries.”

Gleick J., Genius: The Life and Science of Richard Feynman (1992), 371-372

1.1. Motivación: El papel de los ciclones tropicales en la producción de lluvia

México es vulnerable a fenómenos meteorológicos severos como los ciclones tropicales (CTs), debido a su poder destructivo (Jaúregui, 2003; Emanuel, 1987). El riesgo de que un CT toque tierra depende evidentemente del tipo de trayectoria que siga (Apéndice 1), la cual a su vez está modulada por las circulaciones dominantes en el llamado nivel de timoneo. En México, los daños más grandes que ocasionan los CTs son resultado de las intensas lluvias que resultan en inundaciones y deslizamientos en las montañas, además de las mareas de tormenta producidas por los fuertes vientos. Sin embargo, las tormentas tropicales y los huracanes también son mecanismos que proporcionan una cantidad significativa de lluvia al país (Jaúregui, 2003), pues son sistemas atmosféricos que transportan grandes cantidades de agua e inducen la recarga de mantos acuíferos, ríos, lagos y estratos de agua subterránea (Díaz et al., 2008).

Los CTs constituyen un elemento esencial en la temporada de lluvias de verano en México (Méndez y Magaña 2010). La disminución de la actividad de estos meteoros en el Caribe y Golfo de México en años El Niño puede resultar en sequías en algunas zonas del país (Magaña, 2004), pues gran parte de la disponibilidad de agua, por ejemplo en el norte de México, proviene de las lluvias producidas por CTs (Aguilar-Benitez, 2011; Sisto et al., 2015). Por ejemplo, el huracán Alex tocó tierra en el noreste de México el 1 de julio del 2010 y la precipitación que produjo sobre el área metropolitana de Monterrey fue de 446 mm en 24 horas. Este valor es cercano al valor promedio de la precipitación acumulada en verano en la región noreste de México. Los niveles de las presas se elevaron lo suficiente para proporcionar agua a las diferentes actividades socioeconómicas de la región durante la sequía prolongada del 2010-2013 que ocurrió en el norte de México (Magaña y Neri, 2012). En este sentido, la lluvia producida por

Alex durante este periodo de sequía amortiguó la crisis hídrica que existió en el noreste de México (Sisto et al., 2015).

En el Océano Pacífico del este, los CTs contribuyen con el 20% al 60% de la lluvia total en algunos lugares de la costa mexicana (Englehart and Douglas 2001; 2002; Breña-Naranjo et al., 2015). Generalmente, se piensa en los efectos del huracán de acuerdo a la categoría alcanzada en la escala Saffir-Simpson, la cual los clasifica según la magnitud de los vientos del CT. Sin embargo, no existe una escala que relacione la intensidad de un CT con la cantidad de lluvia que produce. En sitios del norte de México, como el estado de Nuevo León, Sonora, Sinaloa, Baja California y Durango, la temporada de lluvias depende en gran medida de la entrada de huracanes. Sin embargo, aun con alta actividad de CTs en la cuenca del Pacífico o del Atlántico, la temporada de lluvias puede ser deficitaria dependiendo de la trayectoria que sigan los sistemas, pues si pasan alejados de la costa no dejan lluvia, e incluso remueven humedad de la parte continental (efecto negativo), reduciendo así las posibilidades de que se produzcan precipitaciones (Domínguez, 2012), por ello, los CTs juegan un papel clave en el clima, y en particular en el ciclo hidrológico.

Dada su importancia, es necesario incorporar el efecto de estos sistemas a los pronósticos de lluvia estacional, pues su contribución, positiva o negativa, es significativa a nivel regional. Sin embargo, estos sistemas de mesoescala no son simulados adecuadamente por los modelos climáticos (Trenberth, 2007). Algunos experimentos recientes muestran que con alta resolución espacial y una apropiada representación de las condiciones de temperatura de la superficie del mar (TSMs), los modelos acoplados de circulación general (CGCMs, por sus siglas en inglés), pueden simular aproximadamente la actividad de huracanes (Zhao et al., 2010a). Sin embargo, determinar si el pronóstico del efecto de los CTs en la lluvia estacional es adecuado, requiere que se entienda la forma en que ocurren los procesos físicos que los rigen, ya que la finalidad es conocer si el modelo es capaz de reproducirlos. Son diversos los estudios que estiman la contribución positiva de los ciclones tropicales a las lluvias estacionales (Cavazos et al., 2008; Jiang et al., 2010; Khouakhi et al., 2016), pero son nulos los trabajos que consideran su efecto de disminución en la lluvia acumulada.

En México, diversas actividades socioeconómicas consideran la información climática como sinónimo de agua disponible. En particular, el sector agrícola-ganadero depende de las expectativas de lluvia y disponibilidad de agua en el ciclo primavera-verano. Existen años

extraordinarios en que el período de lluvias se alarga o se reduce como reflejo de la variabilidad climática interanual. Los contrastes entre años de lluvia intensa o débil son marcados en zonas semiáridas y áridas de México. Un peligro climático se presenta cuando las probabilidades de que la lluvia sea deficitaria y la temperatura sea muy alta aumentan, pues esto puede afectar a un sector vulnerable. En el 2011 y 2012 los impactos de la sequía meteorológica fueron altamente negativos, con incendios de gran magnitud, pérdidas económicas muy elevadas en el sector agrícola y ganadero (Magaña y Neri, 2012), e incluso afectaciones en el sector de agua potable (Aguilar-Benitez, 2011). Las acciones reactivas a los impactos negativos dependen del entendimiento que se tenga sobre la relación agua-sector, pero éstas tienen por lo general un costo mucho mayor que las acciones preventivas. Sin embargo, la prevención ante la sequía depende de los esquemas de manejo de agua regionales. Un sistema de alerta temprana para la sequía depende de la confianza que se tenga en el pronóstico climático, y dicho nivel de confianza depende a su vez del entendimiento que se tenga sobre los procesos físicos, del periodo de antelación del pronóstico y de su resolución espacial deseada. En la actualidad, la calidad de los pronósticos es mayor cuando el forzante climático está relacionado con condiciones La Niña o El Niño, principalmente ante eventos intensos, como en 1982 y 1997 (Magaña, 2004). Por lo tanto, los pronósticos climáticos pueden adquirir un gran valor para los tomadores de decisiones cuando se trata de gestionar el riesgo, de desarrollar esquemas de manejo del agua o cuando se planea el uso de suelo.

Aún cuando los CTs son de suma importancia para el clima de México y el Caribe (Gamble and Curtis, 2008), su contribución en las lluvias regionales de verano no está incluida en los pronósticos estacionales debido a su pobre representación en los modelos climáticos dinámicos regionales y ausencia en los modelos estadísticos, por lo que estos sistemas meteorológicos son una fuente de incertidumbre en las previsiones climáticas o en los escenarios de cambio climático. Se requiere de estudios que incorporen su contribución a la precipitación estacional en los pronósticos climáticos, ya que repercuten en la toma de decisiones de los sectores productivos. Es necesario considerar a los CTs en los esquemas de pronóstico estacional de lluvias, al menos en un sentido probabilístico que permita estimar el riesgo. El reto es simular de una manera adecuada no sólo el número de CTs y su intensidad, sino también el tipo de trayectorias dominantes y su efecto en la cantidad de precipitación esperada, aunque es una meta que tomará varios años de investigación. En el caso de México, dicha consideración se debe hacer para los pronósticos de la temporada verano-otoño.

Varios estudios (Latorre and Penilla, 1988; Englehart and Douglas, 2001; Jauregui, 1995; 2003; Larson et al., 2005; Cavazos et al., 2008; Breña-Naranjo et al., 2015; Khouakhi et al., 2016) se han enfocado en describir los CTs que tocan tierra en el país y la cantidad de precipitación que dejan a su paso. Sin embargo, la mayoría de ellos hacen sólo un recuento de la lluvia al paso de los sistemas, sin considerar que los diversos tipos de trayectorias tienen un impacto diferenciado en las lluvias sobre México. Aún más, se debe considerar en qué medida, la contribución de los CTs a las lluvias estacionales aumenta o limita el grado de predictibilidad del clima, principalmente en lo que a lluvias se refiere. Aunado a esto, existe interés por parte de organismos gubernamentales, como CONAGUA, y el sector privado, para estimar cómo el manejo de las hectáreas de cultivo puede incorporar el pronóstico de lluvia y la gestión preventiva de los impactos potenciales de los CTs en la disponibilidad de agua en el norte de México.

La información del pronóstico estacional del clima que considere la contribución de los huracanes servirá para definir de mejor manera el esquema de riesgo, por ejemplo, en el sector del manejo del agua, ya que muchos de los estados del norte de México le apuestan a la entrada de un huracán para resolver sus problemas hídricos en agricultura y abasto urbano. Esto es debido a que el 76.7% del volumen nacional de agua es destinado a la agricultura y sólo un 14.2% es para consumo público (CONAGUA, 2015). Ante ello, el considerar a los CTs y las probabilidades de su entrada a tierra bajo condiciones moduladas por ENSO o bajo variabilidad climática interdecadal es fundamental si se quiere hacer de la predicción climática estacional un elemento importante para la toma de decisiones y óptimo aprovechamiento de los recursos naturales, como el agua.

1.2. Esfuerzos por incluir los ciclones tropicales en los pronósticos climáticos estacionales

La predicción climática estacional es una estimación futura de cómo cambiarán las estadísticas del clima con varios meses de antelación (Lorenz, 1975) y está relacionada con el conocimiento científico de los procesos físicos que controlan los eventos que serán pronosticados. Por su parte, la predictibilidad climática es la cuantificación de qué tan predecible es el estado futuro del clima (Palmer, 2006). Este conocimiento se genera a partir del uso de modelos climáticos que están basados en las ecuaciones de balance de momento, energía y masa, así como en la cantidad de registros observacionales del sistema climático. En este sentido, las leyes que gobiernan el

movimiento atmosférico y el conocimiento preciso del estado de la atmósfera son las dos componentes principales para predecir su evolución. Por ello, el uso de modelos climáticos es indispensable para hacer predicciones (Ehrendorfer 2005).

El problema de la predicción de huracanes en plazos estacionales se ha reducido por lo general a: 1) predecir el estado futuro del sistema climático a escala global que favorezca o inhiba la formación de estos sistemas en términos de TSMs, y 2) predecir la respuesta estacional y regional de los huracanes al estado climático futuro (Vecchi et al., 2011). Sin embargo, la predicción climática estacional representa un gran reto, ya que es un problema de condiciones iniciales que depende también de la evolución de las condiciones de frontera, es decir, del forzante climático (Kalnay, 2002; Shukla and Kinter, 2006).

Los pronósticos estacionales de la actividad ciclónica tropical están basados en esquemas estadísticos o dinámicos, o en una mezcla de ambos (Tabla 1.1). Las técnicas utilizadas para producir los pronósticos estacionales de la actividad ciclónica tropical tienen una gran incertidumbre debido a que ninguna ha demostrado tener una habilidad adecuada (Hess et al., 1995; Klotzbach et al., 2011). En años recientes se han obtenido resultados interesantes gracias al aumento de la resolución espacial con que se resuelven los modelos, lo que permite modelar de mejor forma los procesos de mesoescala. Esto requiere sin duda de capacidad técnica y computacional para convertir un pronóstico climático de alta resolución espacial en habilidad de predicción.

Aunque la tecnología en materia de cómputo ha avanzado rápidamente, aun existen varios retos relacionados con las predicciones estacionales dinámicas. Por ejemplo, la convección tropical representa una limitación en los pronósticos de todos los modelos climáticos y aún más, los patrones meteorológicos que pueden afectar la actividad ciclónica no siempre son pronosticados o simulados adecuadamente en escalas de tiempo estacionales. Una tercera fuente de incertidumbre en los pronósticos dinámicos del clima es el número de CTs esperado, ya que éste puede variar bajo las mismas condiciones de frontera (Camargo et al., 2007d; 2010). Así, la habilidad de los pronósticos dinámicos de CTs depende del modelo usado, su resolución y la predictibilidad inherente de los regímenes de circulación a gran escala, incluyendo los que están relacionados con el ENSO.

Tabla 1.1 Entidades que emiten pronósticos estacionales de la actividad ciclónica tropical de acuerdo a la cuenca oceánica y el tipo de pronóstico.

ENTIDAD	OCÉANO ATLÁNTICO DEL NORTE	OCÉANO PACÍFICO DEL NORESTE
Universidad del Estado de Colorado (CSU, USA)	Estadístico	X
Instituto Meteorológico de Cuba (INSMET, Cuba)	Estadístico	X
Centro Europeo para los Pronósticos de Tiempo de Alcance Medio (ECMRWF, Inglaterra)	Dinámico	Dinámico
Oficina Meteorológica (MetOffice, Reino Unido)	Dinámico	X
Instituto de Investigación Internacional para el Clima y la Sociedad (IRI, USA)	Dinámico	Dinámico
Centro de Predicción del Clima de la NOAA (CPC, USA)	Estadístico-Dinámico	Estadístico-Dinámico
Riesgo de Tormentas Tropicales (TSR, Inglaterra)	Estadístico	X

Klotzbach et al., (2011) proponen que los métodos estadísticos se basan en tres procedimientos principales: método de análogos, ecuaciones estadísticas de regresión y el uso del pronóstico de las anomalías atmosféricas-oceánicas que son producidas por modelos globales acoplados y con los que se alimentan las relaciones empíricas. A continuación, se describen los procedimientos que utiliza cada institución para la elaboración de los pronósticos estadísticos de actividad ciclónica tropical:

1. Universidad del Estado de Colorado (CSU, por sus siglas en inglés): pronósticos emitidos a principios de diciembre, abril, junio y agosto. El pronóstico emitido en diciembre considera como predictores las TSMs de octubre-noviembre, la altura geopotencial a 500 mb y la presión a nivel del mar en noviembre, estos tres predictores se utilizan en una regresión cuadrática del periodo de 1950-2010. El pronóstico de abril considera el pronóstico de diciembre, el gradiente de las TSMs en marzo-febrero y la presión reducida a nivel del mar en marzo. Para realizar el pronóstico en junio, se considera el pronóstico de abril, las TSMs en abril-mayo, la presión reducida a nivel del mar en mayo y el viento zonal a 200 mb en abril-mayo. El pronóstico final de agosto toma en cuenta el pronóstico de junio, las TSMs en junio-julio, la presión reducida al nivel del mar en el mismo periodo y el número de días de CTs en el Atlántico antes del 1º de agosto que es el mes en el que se presenta el pico de la actividad ciclónica tropical.

2. **Instituto Meteorológico de Cuba (INSMET):** utiliza un método basado en análogos y ecuaciones de regresión que predicen el número e intensidad de los CTs en una temporada. Utiliza como predictores las TSMs, la magnitud de los vientos alisios y la intensidad de la alta subtropical en el Atlántico Norte, que actúa como un modulador importante en las trayectorias de los CTs.
3. **Centro de Predicción del Clima (CPC, por sus siglas en inglés):** clasifica el tipo de temporada en probabilidades (por debajo de lo normal, normal o arriba de lo normal). Los pronósticos están basados en predecir el impacto combinado del ENSO y la señal de la Oscilación Multidecadal del Atlántico (AMO, por sus siglas en inglés), ya que tienen un fuerte vínculo con las condiciones atmosféricas y oceánicas que están asociadas típicamente a fluctuaciones en la actividad ciclónica tropical. En el primer paso, el CPC relaciona el índice del ENSO con las anomalías de la TSM en el Atlántico. El segundo paso consiste en utilizar el método de análogos basados en el clima y, posteriormente, se utilizan ecuaciones de regresión que incluyen la cizalla del viento y la TSM como predictores. Éstas son obtenidas del promedio de un ensamble de 60 miembros del modelo climático acoplado llamado Sistema Climático de Pronóstico (CFS, por sus siglas en inglés) para el pico del periodo de la actividad ciclónica tropical: agosto-septiembre-octubre (ASO).
4. **Riesgo de Tormentas Tropicales (TSR, por sus siglas en inglés):** divide el Océano Atlántico en dos regiones: el Océano Atlántico del norte “extratropical” y el Mar Caribe y Golfo de México. Los predictores que se emplean son: el pronóstico de la velocidad de los vientos alisios, por su influencia en la vorticidad ciclónica, la cizalla del viento en la región principal de desarrollo y el pronóstico de la TSM entre el oeste de África y el Mar Caribe durante la temporada de ASO.

Los métodos dinámicos utilizan modelos climáticos acoplados (océano – atmósfera) en modo de ensamble. La resolución espacial y los métodos para rastrear vórtices con características de CTs varía entre cada entidad internacional. A continuación, se describen los procedimientos usados para generar pronósticos dinámicos (Klotzbach et al., 2011):

1. **Centro Europeo para Pronósticos del Tiempo de Alcance Medio (ECMWF):** estos pronósticos únicamente están disponibles para los miembros del ECMWF y de la Organización Meteorológica Mundial (WMO, por sus siglas en inglés). El método consiste en

utilizar las salidas de un CGCM para predecir la actividad ciclónica tropical. La componente atmosférica del CGCM tiene una resolución espacial de 120 km y 62 niveles verticales, siendo 5 mb el nivel tope. Por otra parte, su componente oceánica tiene 29 niveles verticales. El método del ECMWF está basado en la habilidad de los CGCMs para crear perturbaciones parecidas a vórtices que tienen similitudes en la fuerza de sus vientos con los CTs. Los productos de este pronóstico estacional incluyen el número de CTs, la localización promedio de la génesis, el número de huracanes intensos y la Energía Ciclónica Acumulada (ACE, por sus siglas en inglés).

2. **Instituto de Investigación Internacional para el Clima y la Sociedad (IRI):** emite pronósticos estacionales de la actividad ciclónica en forma de probabilidades de terciles (arriba de lo normal, normal y debajo de lo normal). En los trópicos, se usan los pronósticos multi-modelo de la TSM para el norte del Océano Pacífico del este. En cambio, para el Océano Atlántico del norte, se combinan los pronósticos estadísticos-dinámicos de la TSMs. Los CTs se definen en el modelo mediante el uso de un algoritmo objetivo que identifica el momento en que las variables termodinámicas y dinámicas exceden los umbrales de la climatología observada y, además, existe un centro de vorticidad considerado como el centro del CT. Después, se cuenta el número de miembros del ensamble que tienen CTs en una cuenca oceánica, considerando las categorías arriba de lo normal, normal y debajo de lo normal, y se divide entre el número total de miembros del ensamble. Los pronósticos de la actividad ciclónica para el Océano Pacífico del este son emitidos durante marzo, abril, mayo y junio para la temporada junio-julio-agosto-septiembre (JJAS), cuando ocurre la máxima actividad ciclónica. Por otro lado, los pronósticos para el Océano Atlántico son emitidos en abril, mayo, junio, julio y agosto para la temporada (ASO).

Lamentablemente, estos métodos no han mostrado una habilidad que sugiera la conveniencia de uno sobre otro. Por ello, ambas técnicas continúan practicándose y consecuentemente, los responsables de elaborar los pronósticos estacionales de la actividad ciclónica tropical han optado por definir sus productos como solamente una herramienta informativa, que no debe ser usada para propósitos de planeación (Klotzbach, comunicación personal, 2015). Por ello, ningún tipo de pronóstico estacional de la actividad ciclónica proporciona información acerca de los probables tipos de trayectorias y subsecuentemente, de las posibles regiones afectadas, en cuanto a precipitación se refiere. Sin embargo, esta información sigue siendo uno de los productos más importantes que un pronóstico climático estacional

pudiera proporcionar a los tomadores de decisiones en cuestiones del manejo del agua, agricultura y planeación de actividades socioeconómicas.

Si se desea mejorar la predicción ciclónica tropical en una escala estacional, se deben mejorar los pronósticos del ENSO, TSMs tropicales y la respuesta de los patrones de circulación atmosférica en varias escalas espaciales. En este sentido, los avances de la predicción climática dependerán de un mejor entendimiento de la física de los procesos atmosféricos, cuya adecuada representación en resoluciones espaciales más finas ayudará a mejorar la calidad de los pronósticos. Además, es necesario que se incremente sustancialmente la capacidad computacional con la finalidad de aumentar la resolución espacial y representar mejor los procesos de mesoescala.

1.3. Modelos climáticos globales y regionales: alcances y limitaciones

Los modelos climáticos globales y regionales son las principales herramientas que ayudan a entender los procesos que gobiernan el sistema climático y una de las metas de la modelación del clima es reproducir las principales características del clima y los procesos que las modulan (Pal et al., 2007). Los modelos de circulación general (GCMs, por sus siglas en inglés) ofrecen una cobertura global y, por ello, se han usado para elaborar pronósticos meteorológicos de mediano plazo (hasta 15 días), pronósticos climáticos estacionales (meses) y proyecciones climáticas futuras (Kalnay, 2002). Los GCMs pueden ser clasificados en dos grupos: atmosféricos (AGCM), cuyo rango de predicción es de hasta 2 semanas debido a que su única componente es la atmósfera, y acoplados (CGCMs), en los cuales la componente atmosférica está acoplada a los modelos de océano-suelo-nieve. Los CGCMs son utilizados para pronosticar con varios meses de antelación el estado del sistema atmósfera-suelo-océano. Así, los CGCMs le dan más importancia al uso de las condiciones de frontera como: la cantidad de nieve, la humedad del suelo y las TSMs. Sin embargo, no excluyen el uso de diferentes perturbaciones atmosféricas en una misma condición inicial.

Algunas de las limitaciones que tienen los AGCMs y CGCMs se deben a que no pueden modelar adecuadamente los procesos atmosféricos que ocurren en los trópicos, debido a que tienen una baja habilidad para parametrizar los procesos de sub-malla, como la convección que es dominante en los trópicos. Por el contrario, los modelos globales simulan apropiadamente la dinámica baroclínica de los extratrópicos, ya que sólo depende de los gradientes de temperatura y

presión. La dinámica tropical es mucho más compleja y difícil de modelar que la de latitudes medias, pues los procesos físicos barotrópicos de convección que rigen el comportamiento de los trópicos no están bien representados por las parametrizaciones de la convección de cúmulus (Kalnay, 2002).

La necesidad de reflejar la condición de la actividad convectiva en forma explícita, hace que los modelos con alta resolución espacial se aproximen de mejor forma a cambios en los patrones de convergencia de humedad y, con ello, algunos son capaces de producir vórtices ciclónicos en forma explícita. Sin embargo, otras aproximaciones con modelos de resolución espacial media han resultado en simulaciones de las condiciones que permitirían el desarrollo de los vórtices (Knutson et al., 2008; Vecchi et al., 2011), como es el caso de algunos GCMs que generan vórtices con características de tormentas tropicales y que incluso alcanzan intensidad de huracán, a pesar de que su resolución espacial no es muy fina (20-100km), la escala horizontal de los CTs es menor que ésta y no simulan a detalle el centro del sistema. Aún así, se convierten en herramientas útiles para entender la respuesta de los CTs a los forzantes del clima.

Los cambios en las TSMs impactan en la frecuencia de CTs a través de un efecto indirecto: los cambios en la precipitación convectiva (McDonald et al., 2005). Por ello, la variabilidad en la frecuencia de los CTs es consistente con los cambios en la circulación atmosférica de gran escala (Camargo et al., 2007b; Vecchi et al., 2011). La mayoría de las simulaciones actuales de GCMs que permiten generar circulaciones tipo CTs, requieren prescribir las TSMs, es decir, no permiten la respuesta del océano a los fuertes vientos ni la retroalimentación en la circulación de los huracanes. Sin embargo, dada la distribución de TSMs observadas, estos modelos demuestran su capacidad de reproducir muchas características de la variabilidad de la actividad de CTs en décadas recientes, en las cuales los datos observados son más confiables. Estas características incluyen la distribución geográfica mundial, el ciclo estacional, la variabilidad interanual, así como la tendencia actual de la frecuencia de los CTs en múltiples cuencas oceánicas (Zhao et al., 2010a; Vecchi et al., 2011). Aunque los GCMs no tienen la capacidad de simular de manera correcta la intensidad que un CT puede alcanzar, es posible mejorar su habilidad mediante un ajuste estadístico (Zhao and Held 2010b; Vecchi et al., 2011).

Por otra parte, los modelos de clima regional son usados para tres propósitos principales: 1) estudios de predictibilidad estacional; 2) *downscaling* dinámico para escenarios de cambio

climático y 3) estudios de procesos, mecanismos y variabilidad regional que no son vistos en los GCMs y los productos de reanálisis (Pal et al., 2007). Los modelos regionales tienen la ventaja de reproducir de manera más precisa, en comparación con los GCMs, fenómenos de mesoescala como CTs, el forzamiento orográfico de la precipitación, squall lines, entre otros, debido a su fina resolución espacial. Sin embargo, requieren que las condiciones de frontera laterales – las cuales se encuentran en los bordes del dominio horizontal y son proporcionadas por un GCM de resolución burda- sean muy precisas para evitar la propagación de errores en el interior del dominio (Kalnay, 2002). Además, la información de las condiciones iniciales (CIs) proporcionadas por el GCM es “borrada” por la influencia de las condiciones de frontera después de más de un mes simulado. Por lo que, el modelo regional se convierte en una “simple lupa” del GCM en el dominio regional para tiempos largos de integración del modelo. Por otra parte, los modelos regionales van a desaparecer en un futuro cercano, debido al incremento en la resolución espacial de los modelos globales (algunos tienen resoluciones finas de 15 km) y la disminución del costo de la tecnología computacional (Mark Iredell EMC/NCEP/NOAA, comunicación personal, 2014).

En general, los modelos globales y regionales son más hábiles simulando la variabilidad climática que la circulación de un CT. Esto es debido a una mejor representación de las TSMs, la humedad del suelo, la nieve y la vegetación en los modelos, ya que éstas modifican los flujos de la superficie y la convergencia atmosférica en niveles bajos, a través de los cambios en los gradientes de presión y temperatura horizontal. Por consiguiente, los cambios en la convección forzada a gran escala dependerán de la intensidad de la convergencia del flujo de humedad (Kalnay, 2002) y, por lo tanto, el calentamiento vertical de la atmósfera será alterado por medio de la liberación de calor latente, lo que trae consigo una variabilidad estacional en la lluvia (Skukla and Kinter, 2006). Así, el pronóstico estacional de la precipitación está en función de los patrones de circulación simulados por los GCMs.

Cada intento realizado para mejorar los modelos, tanto globales como regionales, se ha concentrado en disminuir la incertidumbre de la formulación del modelo (resolución espacial, tipo de malla, método para resolver la malla, método de asimilación de datos, interacciones con otras partes del sistema climático, etc.) y sus parametrizaciones (Smith, 2006). No obstante, los modelos futuros mudarán de la aproximación hidrostática -que no tiene habilidad en una resolución espacial más pequeña a 20 km- a la aproximación no hidrostática -que representa mejor los procesos de mesoescala- (Kalnay, 2002), usando un dominio global y regional anidado

dentro del mismo modelo y tratando que su resolución espacial sea fina. Asimismo, los pasos futuros señalan el uso de esquemas híbridos de parametrización (dinámico + estocástico) (Palmer, 2006). Sin embargo, aún quedan bastantes metas por alcanzar con la finalidad de disminuir las limitaciones de los modelos globales y regionales. Además, esto solamente se podrá lograr con la colaboración de varios centros internacionales de investigación.

1.4. Pronóstico de la lluvia estacional y de ciclones tropicales (ciclogénesis, trayectoria, precipitación, intensificación y disipación)

Los pronósticos meteorológicos sólo utilizan la atmósfera como su componente principal. Su plazo de predicción es de hasta 15 días y después de ese tiempo, la atmósfera se vuelve impredecible y caótica, debido a que los errores en las ecuaciones que incluyen los términos de advección crecen exponencialmente. Sin embargo, el uso de datos de TSM, humedad del suelo y cobertura de nieve, considerados como forzantes climáticos y a su vez condiciones de frontera en los GCMs, proporcionan una predictibilidad más allá de 15 días debido a su lenta evolución.

Por ejemplo, los cambios graduales (de semanas a meses) en la TSM tropical (forzante) inducen cambios en la convergencia del flujo de humedad en niveles bajos, liberación de calor latente y calentamiento profundo de la atmósfera, produciendo así cambios en los patrones de circulación y, por consiguiente, una variabilidad estacional en la precipitación que puede ser pronosticada con una buena habilidad si el forzante es fuerte. También, la evolución de la humedad del suelo es un forzante climático importante que determina el grado de evaporación y la temperatura de la superficie, influenciando así el comportamiento de la lluvia regional (Skukla and Kinter, 2006).

Los pronósticos climáticos deben basarse en probabilidades, ya que ningún pronóstico es perfecto y siempre existe incertidumbre. Mientras más alta sea la probabilidad de una condición climática, se tendrá mayor confianza en la habilidad del pronóstico, pues esto indica que los miembros del pronóstico coinciden en el comportamiento del clima futuro (Kalnay, 2002). Además, Krishnamurti et al. (2006) señalan que la combinación de pronósticos de diferentes modelos (ensamble multimodelo) produce mejores proyecciones que los pronósticos producidos por modelos individuales. Este ensamble puede ser producido por una combinación de modelos con diferente condición inicial, de frontera y parametrizaciones físicas. Las probabilidades del pronóstico climático se dividen en terciles: por debajo de lo normal (0-33%), normal (33%-66%),

por arriba de lo normal (66%-100%). Los umbrales que determinan las fronteras de cada tercil están basados en la distribución observada de la variable en un periodo de 30 años. En caso de que las probabilidades pronosticadas de cada tercil sean uniformes (por ejemplo: por debajo de lo normal 40%, normal 30% y por arriba de lo normal 30%), se usará la climatología de la variable, es decir, el promedio de la variable usando 30 años durante el mes de interés. Lo anterior indica que existe una carencia de certidumbre sobre el comportamiento de la variable con meses de antelación (Skukla and Kinter, 2006).

Por lo tanto, las variables climáticas son predecibles cuando la probabilidad del pronóstico es diferente a la climatología, es decir, su valor pronosticado es diferente al valor promedio del clima (Palmer, 2006). Así, esta información puede ser empleada por los tomadores de decisiones en el sector de agricultura, planeación del uso del agua, demanda eléctrica, estrategias de inversión y adaptación, entre otros. En el caso de la agricultura, el pronóstico de un inicio temprano de la temporada de lluvias puede ayudar a los campesinos y agricultores a determinar las fechas ideales para el sembrado de cultivos y así, realizar un eficiente manejo del uso del agua (Webster et al., 2006). El uso de ensambles ha ayudado a mejorar la comunicación de la incertidumbre de un pronóstico. El tamaño y resolución del ensamble dependerán del usuario, es decir, del sector en el cual se utilizarán los pronósticos climáticos. Sin embargo, la información proporcionada sólo adquiere importancia cuando existe la habilidad para llevar a cabo acciones de prevención (Smith, 2006). En este sentido, un *“pronóstico climático útil”* es aquel que proporciona información climática relevante, la cual sirve para tomar decisiones a un nivel local en un plazo de tiempo que permite re-estructurar los planes o estrategias de los usuarios (Webster et al., 2006).

El ENSO, un modo natural de variabilidad del clima, es el principal *predictor* utilizado para realizar pronósticos estacionales de la actividad ciclónica tropical, debido a que modifica los campos de la divergencia en niveles superiores, la cizalla del viento y el contenido de humedad en niveles medios de la atmósfera, así como las condiciones de las TSMs. Por ello, un mejor pronóstico estacional del ENSO producirá una predicción más precisa de la actividad ciclónica (Camargo et al., 2007d; 2010). No obstante, el ENSO no sólo influye en su frecuencia, sino también en el tipo de trayectoria. Por ejemplo, los CTs que describen trayectorias rectas en el Océano Atlántico son modulados significativamente por La Niña, haciéndolos más predecibles (Domínguez, 2012). En el Océano Pacífico del este, los CTs de trayectorias largas y cuya ciclogénesis está confinada a las costas de los estados del suroeste del país, son modulados

significativamente por condiciones El Niño (Domínguez, 2012). Así, los distintos tipos de trayectorias que tienen una relación fuerte con el ENSO se vuelven más predecibles.

Sin embargo, aun cuando existe una fuerte relación entre las trayectorias de CTs y el ENSO, la predictibilidad del clima de México disminuye durante el periodo de lluvias de verano. Esto se debe a que las estructuras meteorológicas que afectan al país, como los CTs y las ondas del este, están mal simuladas por los CGCMs (Barnston et al., 2010). Por ejemplo, el pronóstico estacional (multimodelo) de precipitación producido por el IRI (Fig. 1.1) para los meses de junio-julio-agosto del 2010 (año La Niña) fue completamente erróneo para la región del noreste de México, la cual fue afectada por el CT Alex, convirtiendo estos meses en anómalamente lluviosos. Lo anterior, sugiere que a pesar de que puede existir la formación de un vórtice en los CGCMs, aún restan varios años de investigación para modelar adecuadamente la precipitación producida por un CT.

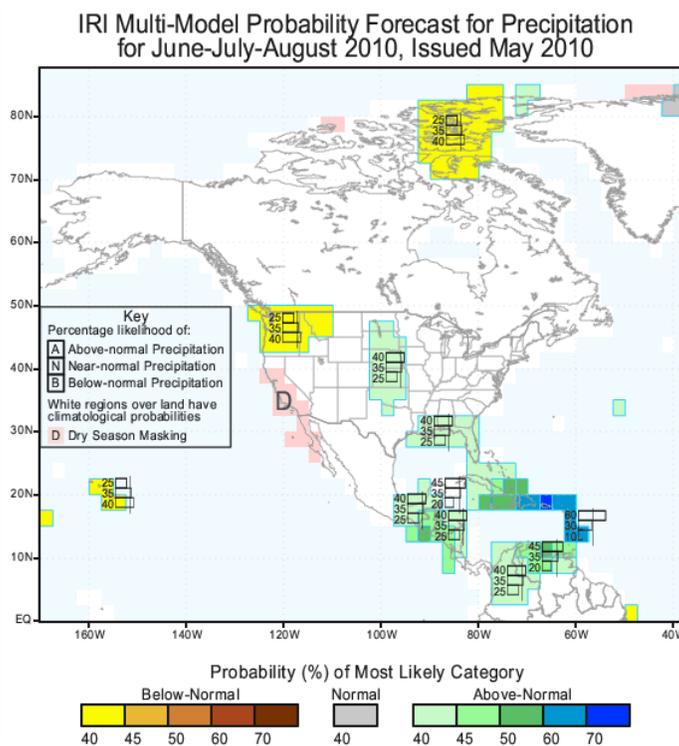


Figura 1.1. *Pronóstico de lluvia estacional del IRI emitido en mayo del 2010 para los meses junio-julio-agosto.*¹

Algunos GCMs muestran una mejor habilidad en pronosticar trayectorias de CTs, las cuales dependen de los patrones de circulación a gran escala, que el pronóstico de la cantidad de precipitación asociada a su paso o aún más, los máximos de la precipitación que ocurrirán. La

¹ <https://iri.columbia.edu/our-expertise/climate/forecasts/seasonal-climate-forecasts/> consultada en abril del 2017.

lluvia que produce un CT depende de varios factores: la evolución de su campo de viento, la velocidad de ascenso del vapor de agua, elementos geográficos regionales -como topografía, la cercanía de su trayectoria a las costas (Cerveny and Newman, 2000; Rogers et al., 2003)-, su tamaño, su velocidad de traslación (determina el flujo de vapor de agua que entra en la circulación del CT) y las condiciones ambientales relacionadas con las circulaciones de gran escala, como la humedad relativa (Hill and Lackmann, 2009; Knaff et al., 2014).

La física que controla la lluvia producida por CTs depende de su etapa de madurez, pues las fuerzas que interactúan entre sí cambian completamente cuando tocan tierra. Por ejemplo, la fricción entre los vientos de la tormenta y la superficie terrestre aumentan drásticamente cuando se aproxima a las costas y, por lo tanto, el flujo de entrada a la pared del ojo se intensifica (Ooyama, 1982). Esto favorece que exista más lluvia, es decir, la presencia de montañas ayuda a que los vientos de la tormenta asciendan y se produzcan lluvias torrenciales (Emanuel, 2005). Sin embargo, si el continente está seco, el CT se debilita, ya que la superficie terrestre no proporciona una cantidad adecuada de evaporación a su circulación. Así, debido a que los movimientos ascendentes del CT se debilitan, la cantidad de lluvia producida por CTs es menor cuando tocan tierra, en comparación a cuando se encuentran sobre el océano (Fig. 1.2). En el caso contrario, el CT incrementa el vapor de agua que fluye hacia la tormenta cuando existe suficiente humedad del suelo, como en pantanos o manglares (Emanuel, 2005). También, las superficies hidrológicas pueden proporcionar calor latente para detener el debilitamiento del CT y seguir produciendo lluvia (Braun, 2006). Aunado a esto, aunque el terreno sea plano y seco, los CTs pueden producir mucha lluvia si interactúan con sistemas frontales.

En un sentido climático, las causas de la disipación de CTs en CGCMs han sido poco estudiadas (Corral et al., 2010). Por su parte, el pronóstico meteorológico operativo se ha encargado de definir las circunstancias bajo las cuales la circulación y organización convectiva del CT se debilita: existencia de barreras orográficas, dejar de interactuar con el océano (que es la principal fuente de energía), presencia de una fuerte cizalla ambiental, interacción con aguas frías (TSMs < 26 °C), movimiento casi-estacionario (lento) que provoca el afloramiento de agua frías (conocido como *upwelling*) y poca humedad en la atmósfera. Sin embargo, se requiere de estudios que exploren las razones del debilitamiento de los vórtices con características de CTs en los modelos climáticos. Esto podría explicar, en cierta parte, los errores en las anomalías pronosticadas de la precipitación estacional (Fig. 1.1), ya que si el CT modelado tiene una corta duración sobre el océano, su simulación no indicará que su trayectoria tocará tierra, y así no se

podrá detectar la lluvia extrema producida en las regiones continentales. La disipación de los CTs en los modelos climáticos puede ser explicada por la disminución de condiciones dinámicas y termodinámicas de la atmósfera que son necesarias para su desarrollo y, por ende, esto conduce al debilitamiento del vórtice (Corral et al., 2010).

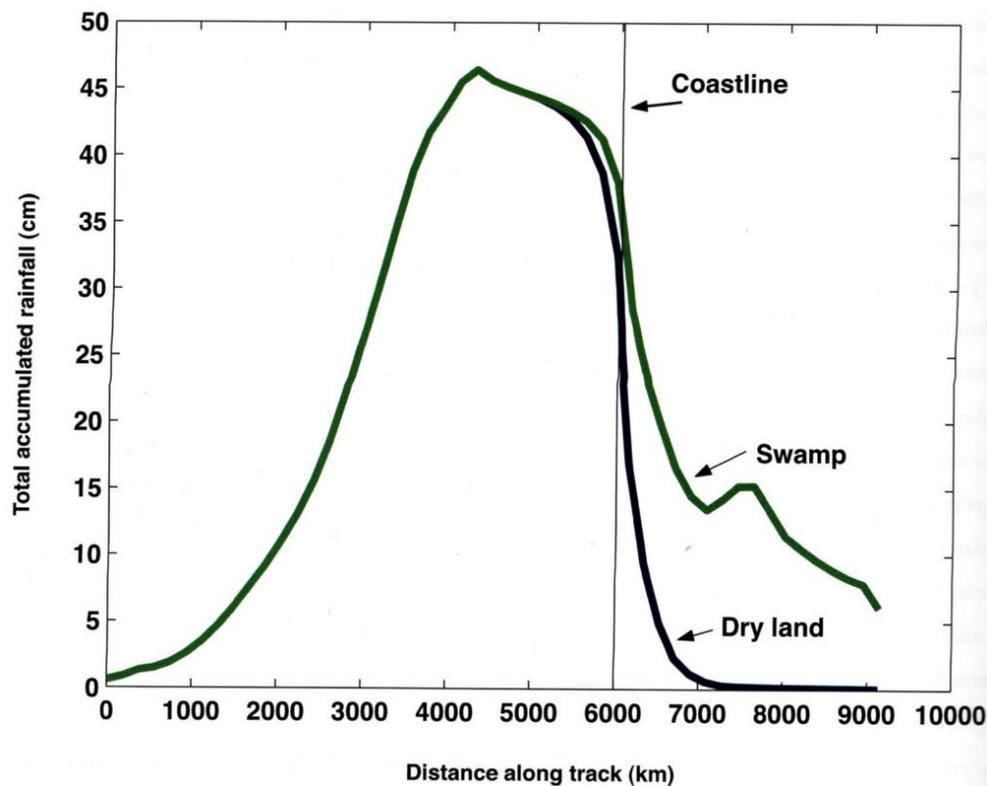


Figura 1.2. Cantidad total de lluvia acumulada (cm) en puntos que están 24 km a la derecha de la trayectoria de un huracán del hemisferio norte, simulado por un modelo ideal que muestra la distancia recorrida por la trayectoria. Se supone que la tormenta se mueve a 15 mph. Del lado izquierdo, la tormenta se intensifica sobre el océano y su lluvia se incrementa. Después de viajar 6000 km, la tormenta toca tierra. La lluvia disminuye rápidamente cuando la tormenta se mueve tierra adentro sobre el suelo seco; mientras que la lluvia dura un poco más sobre un pantano. Tomado de Divine Wind (Emanuel, 2005).

A pesar de que la ciclogénesis tropical ha sido bastante examinada desde hace varias décadas (Charney et al, 1964; Yanai 1964; Ooyama, 1969), aún sigue siendo uno de los grandes problemas sin resolver en la meteorología tropical. Algunos estudios sugieren que los precursores de la formación de CTs son los sistemas convectivos de mesoescala (SCMs) (Bister and Emanuel, 1997; Raymond and Sessions, 2007), ondas convectivas acopladas (Schreck et al., 2012; Peng et al., 2012), disturbios en la zona intertropical de convergencia (Nieto-Ferreira and Schubert, 1997) y la nubosidad remanente asociada al paso de un frente estacionario (McTaggart-Cowan et al., 2008). Sin embargo, únicamente la ciclogénesis tropical producida por el paso de ondas convectivas acopladas, como las ondas del este, tienen una predictibilidad limitada a dos

semanas de antelación. El nivel de interacción de los otros precursores se encuentra en la mesoescala, por lo que, la predicción de ciclogénesis está restringida a unas cuantas horas de antelación.

En el Océano Atlántico, se ha encontrado que, por lo menos, el 50% de los CTs provienen del paso de las ondas del este (Pasch et al., 1998; Thorncroft and Hodges, 2001). Por el contrario, la dinámica de ciclogénesis tropical en el Océano Pacífico del Este se vuelve más compleja, ya que la corriente en chorro de bajos niveles del Caribe puede regular en cierta parte la ciclogénesis que existe en esa zona (Molinari et al., 1997). Aun así, este no es el único mecanismo que existe en esa región; procesos físicos -como el gradiente de presión transversal ecuatorial - pueden inducir también la ciclogénesis en el Pacífico Mexicano (Toma and Webster, 2010). Además de que las perturbaciones de la zona intertropical de convergencia juegan un papel importante en la producción de CTs en el Océano Pacífico del este (Nieto-Ferreira and Schubert, 1997).

Los mecanismos que dan origen a CTs por parte de SCMs pueden ocurrir en cualquier parte del mundo, ya que los SCMs no están confinados a una cuenca oceánica determinada. Asimismo, están constituidos por un centro frío en los niveles bajos de la tropósfera, debido al enfriamiento producido por la evaporación, y un centro cálido en la tropósfera superior (Bister and Emanuel, 1997). Al inicio, el centro frío se encuentra por arriba de una capa de aire cálido y seco (anticiclón de niveles bajos), que resulta de la subsidencia forzada por la circulación del vórtice ciclónico de centro frío. Después, el vórtice de centro frío se desplaza hacia la capa límite, por lo que el aire húmedo e inestable ocupa los niveles más bajos de la tropósfera. Los mecanismos que hacen posible abastecer grandes cantidades de calor y humedad del océano al aire son el resultado del transporte turbulento que ocurre en la capa límite (Yanai, 1964). Así, la presencia del vórtice en la capa límite favorece el desarrollo de la convección en dos maneras: los vientos del vórtice intensifican los flujos de la superficie del mar y el centro frío reduce la temperatura potencial equivalente, la cual es necesaria para que ocurra la convección (Bister and Emanuel, 1997). En consecuencia, el calor latente incrementa la vorticidad cerca de la superficie, que resulta en una mayor velocidad ascendente del viento (Ooyama, 1982). La humedad relativa alta disminuye la evaporación de la lluvia producida por los SCMs y, por lo tanto, las corrientes descendentes, responsables de la evaporación, reducen su intensidad. De esta forma, se desarrolla un vórtice de centro cálido que se intensifica cerca de la superficie debido a la convección organizada de aire inestable y húmedo (Raymond and Sessions, 2007). Por ello, la intensificación del centro cálido trae consigo una inestabilidad inercial (Yanai, 1964).

De acuerdo con lo mencionado anteriormente, la amplia gama de escalas espaciales y temporales asociadas con los procesos físicos y dinámicos de la génesis de CTs hacen que no haya teorías simples, sólo complicadas. Por ello, la aproximación simplista de considerar exclusivamente la relación de la ciclogénesis tropical con las condiciones ambientales como: cizalla mínima, máxima vorticidad relativa, TSMs > 26.5 °C, gran contenido de humedad atmosférica en altos niveles y fuertes gradientes de presión y temperatura del aire, ha resultado más atractiva. Además, estas condiciones están bien simuladas por los modelos. La habilidad para pronosticar la ciclogénesis en AGCMs y CGCMs está basada en el grado de predicción de la magnitud del campo de cizalla y de la correcta frecuencia de vórtices ciclónicos existentes, como las ondas del este (Belanger et al., 2012). Por consiguiente, pronosticar eventos ciclogénéticos dependerá de los esquemas de parametrización convectiva y de la resolución del modelo, ya que la circulación de un CT es representada mejor cuando la resolución es detallada (McDonald et al., 2005). Sin embargo, la ciclogénesis tropical aún representa un reto no sólo en los pronósticos meteorológicos, sino incluso en los pronósticos climáticos estacionales.

Aunque la cantidad de lluvia no está asociada a la intensidad del CT, ha surgido la necesidad a través de las décadas de usar paradigmas que se basan en la dinámica y termodinámica atmosférica para explicar la intensificación de CTs (Montgomery and Smith, 2012). Por ejemplo, la inestabilidad condicional de segundo tipo (CISK, por sus siglas en inglés) considera que los CTs surgen de la fricción de los vientos con la superficie oceánica, pues ésta genera convergencia de humedad e induce la liberación de calor latente y así, se producen los SCMs (Charney and Eliassen, 1964). Por su parte, el paradigma de intercambio de calor en la superficie inducido por los vientos (WISHE, por sus siglas en inglés) considera que los CTs son el resultado de una inestabilidad océano-atmósfera, donde los flujos de calor latente y la evaporación son cruciales en el desarrollo de los CTs (Bister and Emanuel, 1997). Sin embargo, estos dos paradigmas no explican los procesos no-lineales de la advección e inestabilidad convectiva, los cuales son aspectos fundamentales de la intensificación de CTs (Ooyama, 1982), por lo que el nuevo paradigma, propuesto por Montgomery, explica que la convección profunda (torres verticales calientes) está controlada por la velocidad de rotación del viento del CT y su intensificación ocurre dentro de la capa límite (también mencionado en Ooyama, 1982). Así, la organización de las bandas nubosas y su interacción con los flujos de calor juegan un papel fundamental en la intensificación (Montgomery and Smith, 2012). Este paradigma ha sido mayormente aceptado por la comunidad científica.

Todos estos procesos de intensificación están concentrados al nivel de mesoescala; por lo que, los AGCMs y CGCMs tienen muchos problemas al pronosticar vórtices intensos. En un sentido meteorológico, el pronóstico de intensificación de CTs tiene una mala habilidad en los modelos regionales y globales que utilizan una resolución de 10-20 km, pues los flujos de calor latente y los que ocurren en la capa límite están mal representados, se requiere de modelos acoplados con resoluciones espaciales más finas (menos de 5 km). Por el contrario, la adecuada simulación de la intensificación de CTs está fuera del alcance del pronóstico estacional debido a la burda resolución de los modelos empleados (20-100 km).

1.5. Objetivos de la tesis

Este trabajo tiene el objetivo principal de estimar la contribución de los CTs del Pacífico y el Atlántico en las lluvias de verano sobre México considerando las capacidades de los modelos climáticos globales, regionales y las de los esquemas empíricos para simular su actividad y la precipitación estacional regional.

Por lo que básicamente, se trata de:

- a) Analizar la capacidad de modelos climáticos globales y regionales de generar actividad de vórtices y lluvia asociada al paso de CTs sobre los mares intraméricanos y sobre el Pacífico tropical del este.
- b) Analizar la capacidad de los modelos dinámicos de generar las condiciones necesarias para el desarrollo de CTs.
- c) Explorar los pronósticos estacionales de lluvia producidos por modelos acoplados de circulación general para la región norte de México.
- d) Analizar el impacto de los CTs en la predictibilidad del clima regional (precipitación) sobre México.

1.6. Estructura de la tesis

La tesis consta de 5 capítulos:

En el primer capítulo se revisó la importancia de los CTs en el sistema atmosférico como fuente de variabilidad climática, particularmente de las lluvias estacionales y se dieron ejemplos de diversos esquemas estadísticos y dinámicos de los pronósticos climáticos estacionales de la

actividad de CTs. También, se discutió sobre los alcances y limitaciones de los modelos globales y regionales al no considerar explícitamente el papel de los CTs como moduladores de precipitación. En este sentido, también se abordó el tema de la predictibilidad de la lluvia estacional cuando existe una fuente de incertidumbre como lo es una alta actividad ciclónica tropical. Además, los procesos físicos de ciclogénesis tropical, precipitación, intensificación y disipación de CTs fueron descritos a grandes rasgos, así como su impacto en el pronóstico climático.

En el segundo capítulo, se detallan los datos de trayectorias de CTs (HURDAT), los reanálisis de lluvia (ERA-Interim, CFSR, TRMM y GPCP) y estaciones en superficie del SMN que fueron utilizados con el propósito de evaluar la lluvia producida por los CTs en los modelos dinámicos globales y regionales. Asimismo, las características y parametrizaciones del modelo global GEFS, el modelo climático regional RegCM4 y el WRF anidado (en modo climático) fueron descritas.

En el tercer capítulo, se presenta la metodología utilizada para la evaluación del mejor reanálisis en cuestiones de lluvia extrema. Se propone el uso de un índice ciclogénico para la siembra de vórtices y el método para crear la distribución espacio-temporal de los vórtices en el experimento del superensamble. Además, se discuten los procedimientos empleados para analizar la ciclogénesis, trayectoria y disipación de CTs en los modelos regionales RegCM4 y WRF.

En el cuarto capítulo, se discuten la habilidad del modelo global GEFS y los regionales WRF y RegCM4 para simular la ciclogénesis tropical, el tipo de trayectoria, la estructura vertical de los CTs y la precipitación acumulada. En este sentido, se analiza el impacto de la siembra de vórtices en el GEFS en el pronóstico de lluvia. Además, se presenta la ventaja de incluir los CTs en los pronósticos estacionales de lluvia en México.

En el quinto capítulo, se presentan las conclusiones del papel de los CTs en las lluvias estacionales y se propone un esquema empírico de pronóstico de lluvias con CTs. Por lo que, se discute la gestión del agua en México durante el paso de estos sistemas. También, se abre la pauta para desarrollar y mejorar los pronósticos climáticos de lluvia mediante la inclusión de CTs en una investigación futura en este tema.

2 Datos y modelos

“I believe that the ultimate climate models... will be stochastic, i.e. random numbers will appear somewhere in the time derivatives.”

Edward Lorenz (1975)

2.1. Base de datos de ciclones tropicales

El Centro Nacional de Huracanes (NHC, por sus siglas en inglés) es la entidad encargada de mantener un análisis de la historia de trayectorias e intensidades de los CTs que se generan en los mares intraméricanos (IAS, por sus siglas en inglés), en el resto del Océano Atlántico y en el Océano Pacífico tropical del este (ENP, por sus siglas en inglés). Este análisis utiliza observaciones satelitales y registros proporcionados por aviones cazahuracanes, al igual que reportes de barcos de oportunidad, con lo que se ha logrado tener idea de la actividad de CTs en el periodo pre-satelital. De esta manera, se forma la base de datos HURDAT que contiene registros de CTs que pertenecen a la región sinóptica IV, definida por la Organización Meteorológica Mundial. Este registro oficial proporciona información de la ubicación del centro del CT, la velocidad de los vientos en nudos y la presión central mínima en milibares reportada cada 6 horas. Además, contiene información de los CTs que tocaron tierra en Estados Unidos a partir del año 1851. En el ENP, HURDAT también contiene información de la posición en latitud y longitud del centro del CT, la velocidad del viento en diferentes cuadrantes y la presión central mínima; sin embargo, únicamente se encuentra disponible a partir del año 1949.²

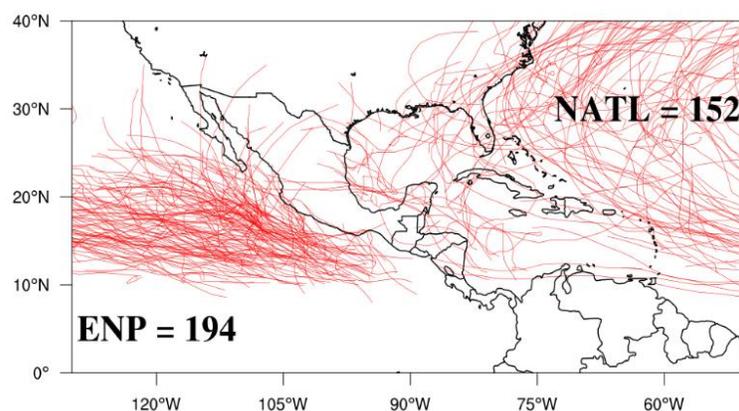


Figura 2.1. Trayectorias y número de CTs ocurridos en el norte del Océano Atlántico (NATL) y en el Océano Pacífico del este (ENP) durante el periodo de 1990-2000 (fuente HURDAT).

² http://www.aoml.noaa.gov/hrd/data_sub/hurr.html consultada en abril del 2017.

2.2. Datos del Servicio Meteorológico Nacional de México

Uno de los desafíos principales en la investigación de fenómenos hidrometeorológicos y climáticos en México es contar con fuentes confiables de datos que contengan información en largos periodos de tiempo. El organismo nacional encargado de mantener, almacenar y distribuir esta información es la Comisión Nacional del Agua (CONAGUA). Este organismo tiene a su cargo el Servicio Meteorológico Nacional (SMN), el cual tiene la responsabilidad de hacer públicas las observaciones de precipitación y temperatura que registran diariamente las estaciones en superficie.

Los datos de precipitación diaria fueron obtenidos de 2,000 estaciones climatológicas del SMN de México³ (Fig. 2.2). El criterio utilizado para su selección estuvo basado en que contaran, por lo menos, con un registro de 30 años de observaciones y que estuvieran operando hasta el año 2014. La lluvia estacional de verano se definió como la lluvia comprendida en los meses de mayo a noviembre. Este periodo corresponde a los meses de la actividad ciclónica tropical en los IAS y el ENP. Los registros climatológicos de las estaciones denotan la variación del clima regional, ya que existen zonas en el norte del país donde la precipitación anual de verano es menor a 400 mm, mientras que la región sur excede los 1,000 mm. Con la finalidad de estimar el impacto de los CTs en la lluvia estacional de México, se definieron cuatro regiones de estudio: noreste, noroeste, sureste y suroeste (Fig. 2.2). La orografía es determinante en la interacción de los sistemas atmosféricos con las montañas, lo que determina en buena medida la intensidad de las lluvias a escala regional.

En las regiones del norte, la existencia de presas para el abasto de agua es de gran importancia. En cada una de estas regiones (noroeste y noreste) se ubican presas administradas por la CONAGUA que sirven para el almacenamiento del agua. En las presas del sur, el uso del agua es principalmente para generación de energía hidroeléctrica o para la regulación de caudales de los ríos. Los datos de los niveles de las presas se encuentran disponibles en la base de datos (BANDAS) creada por el Instituto Mexicano de Tecnología del Agua (IMTA) y disponible en internet con datos diarios, mensuales y de niveles máximos. Las presas que contaran con un registro continuo de datos durante el periodo 1979-2013 fueron elegidas para analizar el impacto que los CTs tienen en sus niveles de agua. La distancia de la presa debe ser por lo menos de 2.5° desde el centro del CT reportado por el NHC.

³ <http://smn.cna.gob.mx/es/climatologia/informacion-climatologica> consultada en septiembre del 2016.

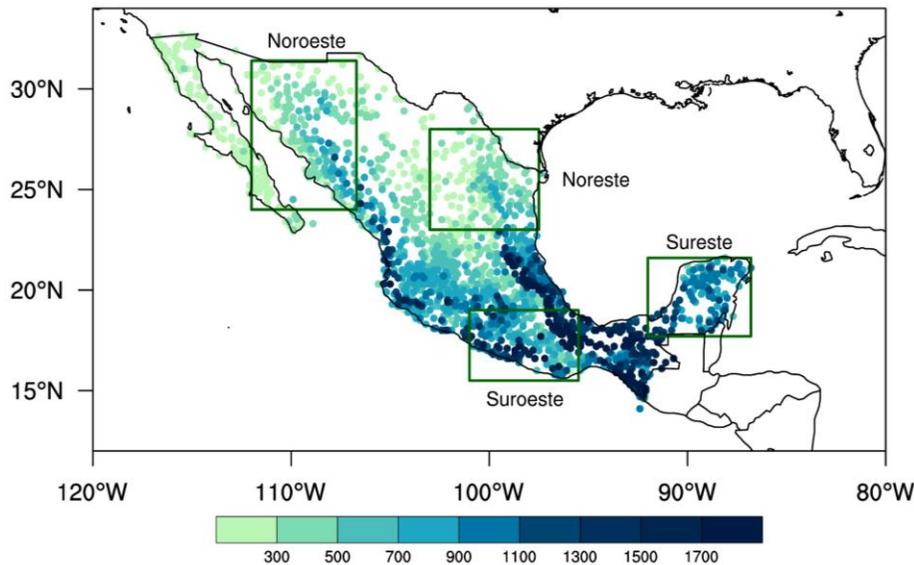


Figura 2.2. Ubicación de las estaciones utilizadas del SMN y precipitación estacional (barra de color). Las estaciones en los cuadros fueron utilizadas para definir regiones climáticas.

2.3. Datos de reanálisis

El monitoreo diario de las variables atmosféricas es realizado con mediciones de estaciones meteorológicas, con radiosondeos, globos cautivos, estimaciones de radares y de satélites. Esta información se integra, mediante su asimilación por métodos matemáticos, en mallas regulares (reanálisis) utilizando un modelo físico, con el propósito de facilitar su uso en la investigación del tiempo y clima de una región (Kalnay et al., 1996). Las bases de datos de los reanálisis varían en su resolución temporal-espacial y el periodo de años que abarcan.

El reanálisis ERA-Interim (ERA-I) del Centro Europeo para Pronósticos Meteorológicos de Mediano plazo⁴ (ECMWF, por sus siglas en inglés) tiene una resolución espectral T255 (~80 km) con 60 niveles verticales (Dee et al., 2011). Esta resolución es adecuada para describir las circulaciones asociadas con el paso de los CTs y su impacto en la lluvia estacional de México. La precipitación del ERA-I es estimada cada 6 horas y está disponible desde 1979 hasta la fecha.

El reanálisis del Sistema de Pronóstico Climático (CFSR, por sus siglas en inglés) es una base global de datos de alta resolución y fue creado mediante el acoplamiento de los modelos atmósfera-océano-suelo-hielo marino para representar de mejor manera el comportamiento del sistema climático. Su resolución espacial es de ~38 km (.3125°) con 64 niveles verticales que se extienden desde la superficie hasta los 0.26 mb. Las variables atmosféricas se encuentran cada 6 horas para el periodo 1979-2009 (Saha et al., 2010).

⁴ <http://apps.ecmwf.int/datasets/data/interim-full-daily/> consultada en noviembre del 2016.

La Misión para Medir la Precipitación Tropical (TRMM, por sus siglas en inglés) es un proyecto basado en información satelital de la NASA y de la Agencia Japonesa de Exploración Espacial. Este proyecto se centra en monitorear las regiones tropicales y subtropicales que proporcionan información importante sobre la lluvia en los trópicos, como la precipitación producida por las trayectorias de los CTs (Lonfat et al., 2004; Jian and Zipser, 2010). La resolución espacial y temporal del reanálisis TRMM 3B42 es de 0.25° y cada 3 horas. Sin embargo, la NASA interpoló esta base de datos para crear un producto diario con la misma resolución espacial, el cual está disponible desde 1998 hasta la fecha.

Finalmente, el reanálisis del Proyecto Climático de Precipitación Global (GPCP, por sus siglas en inglés) se formó por medio de la combinación de observaciones en superficie y satelitales. Esta base de datos está disponible desde octubre de 1996 hasta el presente. Su resolución temporal diaria y espacial de ~110 km (1°) han representado un avance en la exploración de la convección tropical (Huffman et al., 2001).

ERA-Interim (ERA-Interim), CFSR, TRMM y GPCP fueron analizados para elegir el reanálisis que representara de manera adecuada la lluvia extrema en las cuatro regiones de estudio, ya que posiblemente presenten variaciones en la intensidad de lluvia asimilada y esto podría conducir a subestimar la lluvia producida por los CTs. Por ejemplo, la actividad ciclónica tropical del 2005 en el Océano Atlántico del Norte ha sido la más intensa en el periodo 1970-2016. Sin embargo, la cantidad de lluvia estacional estimada en los reanálisis de datos meteorológicos varía considerablemente. La resolución espacial y el método de asimilación de datos empleado tienen un impacto importante en la precipitación estimada (Fig. 2.3). El reanálisis ERA-Interim produce más lluvia en la región del noreste de México o en Centroamérica comparado con los demás reanálisis. De forma similar, ERA-Interim señala una mayor cantidad de precipitación en las regiones oceánicas que el resto de los reanálisis usados en este trabajo.

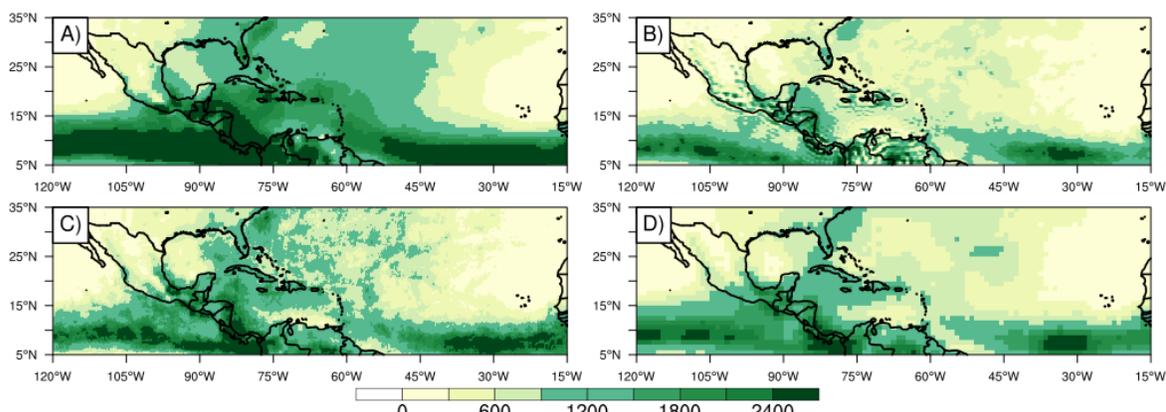


Figura 2.3. Lluvia estacional del año 2005 de A) ERAI, B) CFSR, C) TRMM y D) GPCP.

2.4. Modelos globales: Pronósticos estacionales del Ensamble Nacional Multimodelo

El Ensamble Multimodelo Nacional (NMME, por sus siglas en inglés) es un experimento realizado por varios centros operacionales y proporciona información de los pronósticos estacionales climáticos desde 2 semanas hasta 11 meses⁵ de antelación. Cada uno de los modelos climáticos acoplados pertenecen a un centro operacional, e incluye diversos miembros de distinta resolución espacial (desde 50km hasta 100 km) y periodos de pronósticos retrospectivos (hindcast). Se ha demostrado que el ensamble NMME tiene una mejor habilidad en cuestiones de predecir el clima que los modelos individuales acoplados (Kirtman et al., 2014).

Cada modelo consta de diferente número de miembros: COLA-RSMAS-CCSM4 (10), GFDL-CM2p1-aer04(10), GFDL-CM2p5-FLOR-A06(12), GFDL-CM2p5-FLOR-B01(12), IRI-ECHAM4p5-DirectCoupled(12), NASA-GMAO-062012(11), NCAR-CEMS1 (10), CMC2-CanCM4(10) y NCEP-CFSv2(32). Los ocho modelos producen pronósticos estacionales de precipitación y actividad de CTs. Por ejemplo, el modelo Sistema de Pronóstico Climático versión 2 (CFSv2, por sus siglas en inglés) ha mostrado tener una habilidad moderada en pronosticar el número de CTs que se formarán en una temporada de verano en el océano del Atlántico norte (LaRow et al., 2010).

El ensamble oficial del NMME fue empleado para analizar el impacto de los CTs en la lluvia estacional pronosticada en la región norte del país durante el periodo 2010-2014.

2.5. Modelo global atmosférico GEFS

El modelo GEFS (Global Ensemble Forecast System) es un modelo global atmosférico que se utiliza para el pronóstico operacional meteorológico (desde horas hasta 16 días) y sub-estacional (desde 2 semanas hasta 1.5 meses), está constituido por 20 miembros o pronósticos con diferentes condiciones iniciales atmosféricas, más un miembro que corresponde a lo observado (no fue perturbado), usualmente llamado “miembro-control”. El modelo espectral, llamado así porque usa funciones de ondas para representar la información, es usado operativamente por el Centro Nacional de Predicción Ambiental (NCEP, por sus siglas en inglés) de USA para realizar los pronósticos nacionales hasta un plazo de 45 días. El GEFS intenta cuantificar la cantidad de incertidumbre en un pronóstico mediante la generación de un ensamble de múltiples pronósticos,

⁵<https://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/Models/NMME/> consultada en enero del 2017.

cada CI (miembro) es ligeramente diferente de las observaciones y producido por el método de transformación del ensamble con re-escalamiento (ETR, por sus siglas en inglés) (Juang, 2004).

Los pronósticos de los 20 miembros en los primeros 8 días son corridos a una resolución T382L42 (36 km) y los pronósticos de días subsecuentes son corridos a una resolución de T126L64 (100 km). Sus variables primitivas son la vorticidad, la divergencia, el logaritmo de la presión, la humedad específica y la temperatura virtual. La asimilación del campo de las TSMs que se introducirán al modelo utiliza los valores de 7 días anteriores a la fecha de emisión del pronóstico, y después se usan valores que van disminuyendo en un tiempo “e-folding” de 90 días en el transcurso de los días pronosticados.

El modelo GEFS fue utilizado para realizar experimentos con una resolución de 36 km y 42 capas en la vertical para los 20 miembros más la condición de control. La incertidumbre del modelo es aumentada mediante la introducción de perturbaciones estocásticas en la tendencia de las variables atmosféricas (Environmental Modeling Center, 2003; Juang, 2004). Además, este modelo ha reportado simular mejor el patrón de distribución de la lluvia, la precipitación máxima y la trayectoria de CTs en comparación con los modelos GFDL, HWRF, R-CLIPER y ETA (Roth, 2012).

2.6. Modelos regionales

2.6.1. Modelo Climático Regional RegCM

El modelo climático regional versión 4.3 (RegCM4.3, por sus siglas en inglés) es una versión hidrostática y compresible de la quinta generación de modelo de mesoescala (MM5), y usa una malla de Arakawa tipo B. El RegCM4 requiere condiciones iniciales y de frontera, dependientes del tiempo, para las componentes del viento, temperatura, presión de superficie y vapor de agua. Además, se debe contar con un campo preliminar de TSMs (Pal et al., 2007).

Este modelo ofrece un esquema de radiación (NCAR CCM3) y un esquema que representa la superficie terrestre (BATS). Sin embargo, ofrece dos parametrizaciones de capa límite: Holtslag y UW-Turbulence y siete esquemas de parametrización de la convección: Antes Kuo, Grell, Grell con supuestos de Fritsch Chappell, Grell con supuestos de Arakawa-Schubert, MIT-Emanuel y las combinaciones de MIT y Grell en tierra-océano: Icup98 (MIT en el continente y Grell en el océano) e Icup99 (Grell en el continente y MIT en el océano). Adicionalmente, aún cuando no está acoplado a un modelo oceánico, tiene parametrizaciones que

representan los intercambios de flujos en la superficie del océano y la atmósfera baja: BATS y Zheng (Pal et al., 2007; Elguindi et al., 2013).

Después de un análisis exhaustivo de la sensibilidad de las parametrizaciones físicas del RegCM4 (no se detallará), se eligió considerar solamente las siguientes parametrizaciones para realizar las simulaciones climáticas a una resolución espacial de 13 km:

- **Esquema de capa límite Holtslag:** Emplea una formulación del número crítico de masa de Richardson. El perfil vertical no-local de la difusión de transcientes de calor, humedad y momentum se especifica desde la superficie hasta la altura de la capa límite planetaria (CLP). La difusión de los remolinos depende de la velocidad de fricción, altura, longitud de Monin-Obhukov y la altura de la CLP. Este tipo de esquema tiende a producir transferencia vertical turbulenta a menudo excesiva y fuerte. Para superar estos problemas, se definen condiciones muy estables: condiciones de razón de mezcla en altura en relación con la longitud de Monin-Obhukov menor de 0.1.
- **Esquema de convección Grell:** Considera a las nubes como circulaciones de corrientes ascendentes y descendentes. No ocurre una mezcla directa entre el aire dentro de la nube y el aire del medio ambiente, excepto en el fondo y en el tope de las circulaciones. El flujo de masa es constante con la altura y no con el *entrainment* o *detrainment*, el cual ocurre a lo largo de los límites de la nube. Los niveles en los que se originan las corrientes ascendentes/descendentes están dados por los niveles de energía estática húmeda máxima/mínima, respectivamente. Este esquema se activa cuando la parcela que se levanta alcanza la convección húmeda. La condensación en las corrientes ascendentes es calculada por el levantamiento de una parcela saturada. El flujo de masa de las corrientes descendentes (m_o) depende del flujo de masa de las corrientes ascendentes (m_b) de acuerdo con:

$$m_o = \frac{\beta I_1}{I_2} m_b \quad (2.1)$$

En la ecuación 2.1, I_1 es la condensación normalizada de la corriente ascendente, I_2 es la evaporación normalizada de las corrientes descendentes y β es la fracción de la condensación de las corrientes ascendentes que se re-evapora en las corrientes descendentes; β depende de la cizalla y varía de 0.3-0.5. La lluvia convectiva está dada por la ecuación 2.2:

$$P^c = I_1 m_b (1 - \beta) \quad (2.2)$$

El calentamiento y el humedecimiento en el esquema de Grell están determinados tanto por los flujos de masa y el detrainment en el tope como en el fondo de la nube. Además, el efecto de enfriamiento de las corrientes descendentes húmedas es incluido. Las nubes convectivas estabilizan rápidamente el ambiente; sin embargo, los procesos no-convectivos lo desestabilizan.

$$m_b = \frac{ABE'' - ABE}{NA\Delta t} \quad (2.3)$$

ABE es la energía de flotabilidad (boyante) disponible para la convección, ABE'' es la cantidad de energía boyante disponible para la convección más la energía boyante generada por algunos de los procesos no-convectivos durante el intervalo de tiempo Δt , y NA es el índice de cambio de ABE por cada unidad de m_b (ecuación 2.3). ABE'' es calculado a partir de los campos actuales más las tendencias futuras resultantes de la advección de calor, humedad y el ajuste adiabático seco.

- **Esquema de convección MIT-Emanuel.** El esquema asume que la razón de mezcla en las nubes es inhomogénea y episódica. También, considera que los flujos convectivos están basados en un modelo idealizado de corrientes ascendentes y descendentes a una escala del tamaño de las nubes. La convección es iniciada cuando el nivel de boyancia es más grande que el nivel base de las nubes. Entre estos dos niveles, el aire se eleva y la fracción de la humedad condensada forma precipitación, mientras que la fracción restante forma nubes. Se supone que la nube se mezcla con el aire del ambiente de acuerdo a un espectro uniforme de mezclas que ascienden o descienden a un nivel de boyancia neutral. Los índices de la mezcla del *entrainment* y *detrainment* son una función de los gradientes verticales de boyancia en las nubes. Este esquema ofrece la formulación de la autoconversión del agua de la nube en precipitación que se encontrará adentro de ella. Por otro lado, la autoconversión del contenido de agua aunado a las bajas temperaturas en el tope de la nube representan los procesos de producción de hielo. Finalmente, la precipitación se adiciona también en las corrientes descendentes, que son hidrostáticas y transportan calor y agua.
- **Esquema del intercambio de flujo océano-atmósfera BATS:** usa las relaciones de similitud estándar de Monin-Obukhov para calcular los flujos de condiciones muy estables y convectivas. La longitud de rugosidad se mantiene constante y no es una función del viento y de la estabilidad.
- **Esquema del intercambio de flujo océano-atmósfera Zheng:** describe todas las condiciones de estabilidad e incluye una velocidad de la ráfaga del viento en los flujos de

momentum. Esto con el propósito de considerar el flujo adicional inducido por la variabilidad de la escala de la CLP. Los flujos de calor sensible (SH), calor latente (LH) y momento τ entre la superficie del océano y la atmósfera baja son calculados usando algoritmos aerodinámicos de masa:

$$\tau = \rho_a u_*^2 (u_x^2 + u_y^2)^{1/2} / u \quad (2.4)$$

$$SH = -\rho_a C_{pa} u_* \theta_* \quad (2.5)$$

$$LH = -\rho_a L_e u_* q_* \quad (2.6)$$

Donde u_x y u_y son las componentes promedio del viento, u_* es la velocidad friccional del viento, θ_* es el parámetro de escalamiento de la temperatura, q_* el parámetro de escalamiento de la humedad específica, ρ_a es la densidad del aire, C_{pa} es el calor específico del aire y L_e es el calor latente de vaporización.

El dominio utilizando en el RegCM4 abarca desde el ENP hasta las costas de África (Fig. 2.4). El RegCM4.3 fue forzado con los datos del ERAI para las condiciones de frontera y se corrió a una resolución espacial de 13 km, usando todas las parametrizaciones anteriormente descritas.

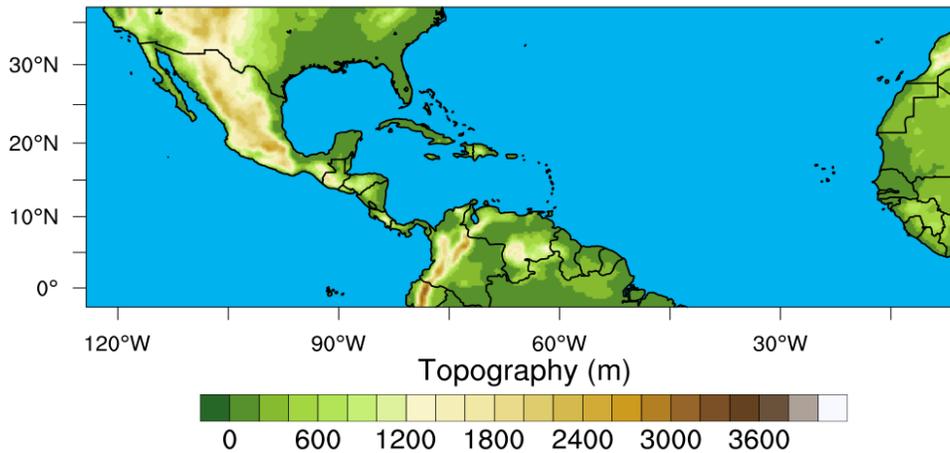


Figura 2.4. Dominio y topografía del modelo RegCM4.3.

2.6.2. Modelo Regional Climático Anidado WRF (NRCM-WRF)

El modelo Weather Research and Forecasting versión 3.4 (WRF v3.4) es un modelo no hidrostático de mesoescala, cuya malla horizontal es Arakawa tipo C. El esquema de Runge-Kutta de tercer orden es empleado para realizar la integración en el tiempo. Este modelo fue creado principalmente por la colaboración del Centro Nacional de Investigación Atmosférica (NCAR, por sus siglas en inglés) y los Centros Nacionales para la Predicción Medioambiental (NCEP, por sus siglas en inglés) de la NOAA con el objetivo de representar sistemas

atmosféricos que los GCMs no eran capaces de simular detalladamente. El WRF ha sido utilizado tanto para aplicaciones meteorológicas como climáticas (Bruyère et al., 2017).

En un sentido climático, el modelo se anida a un reanálisis global o a las salidas de GCMs, dependiendo del propósito. Debido a esto, el WRF en modo climático se le ha nombrado como NRCM (Nested Regional Climate Model). Los resultados de este anidamiento han servido para proporcionar información relevante sobre la adaptación, vulnerabilidad, disponibilidad de agua y planeación de actividades socioeconómicas a nivel regional. El modelo tiene un conjunto de esquemas de parametrización de microfísica (WRF Single-Moment 6-Class y Thompson), convección de cúmulus (Kain-Fritsch, New Simplified Arakawa-Schubert y Tiedtke), CLP (Mellor-Yamada-Janjic y Yonsei University), radiación de onda larga (Community Atmospheric Model y Rapid Radiative Transfer Gases Model) y uso de suelo (Noah, 5-layer thermal diffusion, RUC Land Surface Model y Community Land Model Version), entre otros menos usados por la comunidad científica. Estas parametrizaciones interactúan entre sí por medio sus variables (humedad, viento, temperatura potencial, etc.) y del intercambio de flujos de superficie (Bruyère et al., 2017).

NCAR diseñó un experimento que utiliza todos los esquemas físicos de las parametrizaciones del NRCM-WRF con la finalidad de crear un ensamble climático de 24 miembros a una resolución espacial de 36 km. El modelo fue anidado con el reanálisis ERAI durante el periodo de prueba de 1990-2000. Los valores diarios de las TSMs que se utilizan en el modelo son del reanálisis de Reynolds. Estas TSMs son interpoladas y actualizadas cada 6 horas en el NRCM-WRF (Bruyère et al., 2017). La única parametrización del uso de suelo que se utilizó fue el de Noah. El dominio del ensamble abarca, de norte a sur, desde Canadá hasta Brasil. En las fronteras este-oeste se encuentran la región principal de desarrollo de CTs (MDR, por sus siglas en inglés) y Hawaii, respectivamente (Fig 2.6).

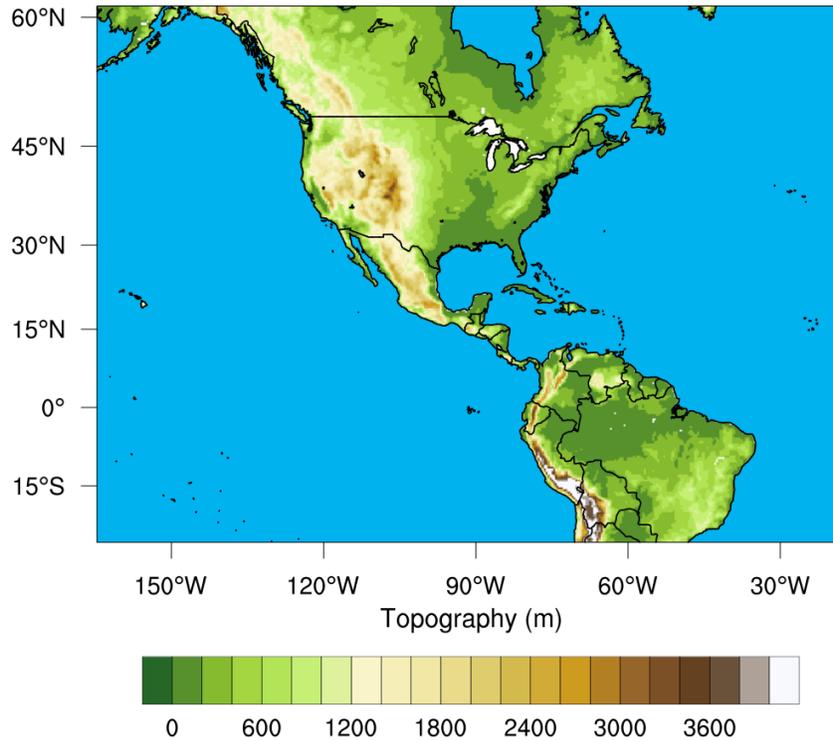


Figura 2.5. *Dominio y topografía del modelo NRCM-WRFv3.4*

Las variables de temperatura, presión y precipitación de los 24 miembros del ensamble fueron evaluadas mediante el uso de varias métricas estadísticas para determinar los miembros en los que se analizaría la actividad ciclónica tropical en el norte del Océano Atlántico y Océano Pacífico del este (Bruyère et al., 2017). Sólo 10 miembros mostraron tener un comportamiento realista de las variables mencionadas anteriormente en la región de los IAS y el ENP.

En la Tabla 2.1 se presentan las abreviaciones de los miembros. Se formaron utilizando: la primera letra del esquema de radiación de onda larga (“c” para representar Community Atmospheric Model y “r” para representar la parametrización de Rapid Radiative Transfer Gases Model), seguida por la primera letra del esquema de cúmulus (“k” para Kain-Fritsch, “n” para New Simplified Arakawa-Schubert y “t” representa Tiedtke), después se agrega el identificador para el esquema de microfísica (“6” para WRF Single-Moment 6-Class y “t” para Thompson) y, finalmente, se incorpora la primera letra de la parametrización de la CLP (“m” para Mellor-Yamada-Janjic y “y” representa Yonsei University). Por ejemplo, la abreviación rktm (Tabla 2.1) significa que el esquema de radiación es Rapid Radiative Transfer Gases Model, el esquema de cúmulus es Kain-Fritsch, la microfísica corresponde al esquema de Thompson y la CLP utiliza el esquema de Mellor-Yamada-Janjic. Estos 10 miembros se utilizarán para analizar el comportamiento de los vórtices y la lluvia asociada a su paso en las simulaciones de 1990-2000.

Tabla 2.1. *Combinaciones de las parametrizaciones físicas que se usaron para evaluar el comportamiento de los vórtices en los mares intraméricanos y el Océano Pacífico del este.*

		RADIACIÓN			
		Community Atmospheric Model		Rapid Radiative Transfer Gases Model	
		CAPA LÍMITE		CAPA LÍMITE	
CUMULUS	MICROFÍSICA	Mellor-Yamada-Janjic	Yonsei University	Mellor-Yamada-Janjic	Yonsei University
Kain-Fritsch	WRF Single-Moment 6-Class	ck6m		rk6m	
	Thompson	cktm		rktm	
New Simplified Arakawa-Schubert	WRF Single-Moment 6-Class		cn6y		rn6y
	Thompson		cnty		rnty
Tiedtke	Thompson		ctty		rtty

3 Metodología

“...The use of more complex, physically realistic dynamical models does not automatically provide more reliable forecast. Increased complexity can increase by orders of magnitude the sources for error, which can cause degradation in skill.”

Landsea and Knaff (2000), How much skill was there in forecasting the very strong 1997-98 El Niño?. Bull. Am. Meteorol. Soc., p 2117

3.1. Evaluación de los reanálisis ERAI, CFSR, TRMM y GPCP

Antes de proceder a analizar el comportamiento de los CTs en la precipitación modelada sobre México, se analizó la calidad de los reanálisis de datos meteorológicos para usarse como fuentes de información de las lluvias extremas. Además, se usaron datos observados de lluvia medida en estaciones meteorológicas de una región como referencia. Diversos reanálisis de precipitación han sido utilizados para estudiar el papel de los CTs en el sistema climático (Murakami, 2014). Las características sinópticas de los CTs -como la distribución global, frecuencia, trayectoria y lugar de ciclogénesis- están adecuadamente representadas en los reanálisis (Murakami, 2014). Sin embargo, las características de mesoescala del CT, como su intensidad y estructura, siguen siendo un reto, ya que sólo el reanálisis japonés JRA-55 y el CFSR han logrado representar los CTs con intensidad mayor a la categoría 1. Lo anterior podría ser debido a la resolución espacial fina (~0.5°) de los datos (Murakami, 2014).

La precipitación asociada al paso de CTs es diferente en cada uno de los reanálisis, aún cuando su resolución espacial es lo suficientemente fina para detectar con detalle su circulación. Se compararon los datos de precipitación de cuatro reanálisis (ERAI, CFSR, TRMM y GPCP) con la lluvia reportada por las estaciones en superficie del SMN durante el periodo 1998-2009, con el fin de elegir el que detectara mejor los eventos extremos de lluvia. Según la definición de evento extremo (Wilks, 2006), el percentil 95 de la función de distribución de probabilidad (PDF, por sus siglas en inglés) Gamma de la lluvia en las diferentes regiones de estudio puede definir adecuadamente un evento extremo. La precipitación por encima de los 50 mm/día en las cuatro regiones mexicanas afectadas por CTs es una medida adecuada de un evento extremo (Fig. 2.2).

Los reanálisis TRMM3B42 y GPCP no simulan valores diarios de precipitación superiores a 20 mm/día en las regiones del noreste y noroeste de México (Fig. 3.1A; 3.1B), ya que el 97% de los datos se encuentran en los intervalos de 0-10 mm/día y de 10-20 mm/día. Únicamente los reanálisis CFSR y ERAI produjeron valores de lluvia más intensos a 20-30 mm/día en estas regiones. Por el contrario, la intensidad de la lluvia en las regiones del sur fue mejor capturada en los cuatro reanálisis, ya que el percentil 99 de los datos se encuentran en el intervalo 30-40 mm/día (Fig. 3.1C; 3.1D). Los valores de la precipitación extrema en la región del suroeste fueron mejor representados por el ERAI (Fig. 3.1D), ya que este reanálisis fue capaz de capturar valores de más de 50 mm/día. Sin embargo, los cuatro reanálisis presentaron deficiencias espaciales en la representación de la lluvia regional, por lo que, no existe un solo reanálisis que simule adecuadamente la precipitación en las cuatro regiones de estudio. Por lo tanto, se decidió utilizar tres métricas para determinar su habilidad de ajuste a las observaciones, con la finalidad de elegir el reanálisis con mejor desempeño y poder explorar adecuadamente la contribución de los CTs a la lluvia de verano.

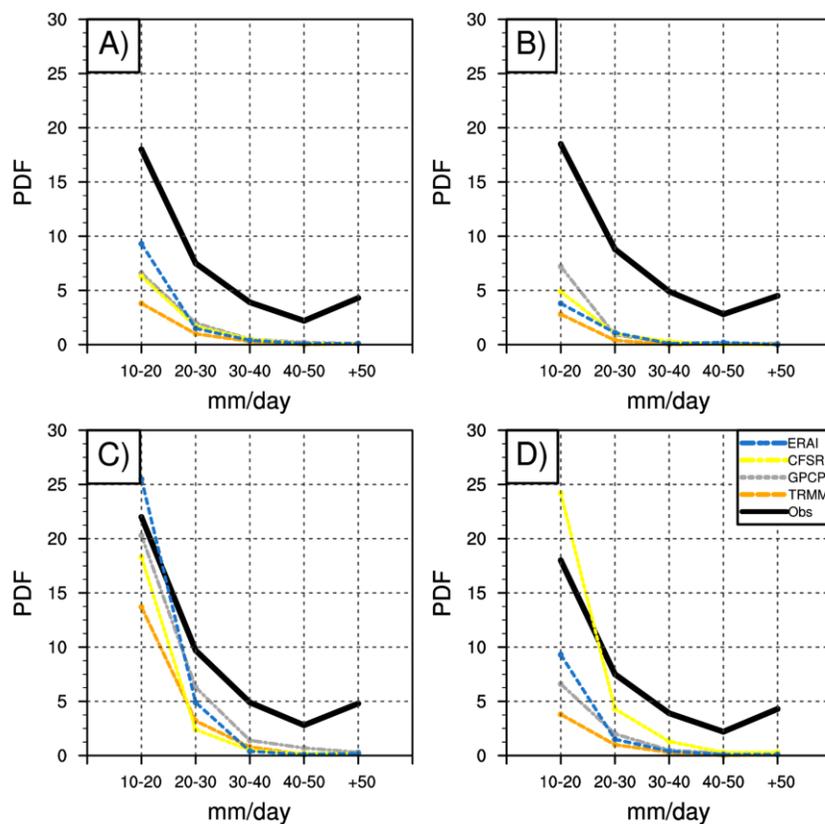


Figure 3.1. Función de distribución de probabilidad de la precipitación diaria sobre A) noreste, B) noroeste, C) sureste y D) suroeste de México durante el periodo 1998-2009. La línea negra corresponde a los datos de las estaciones en superficie, la línea azul a los datos de ERAI, la línea amarilla a los del CFSR, la línea gris a los del GPCP y la línea naranja representa los datos del TRMM.

El índice Brier (BS, por sus siglas en inglés) es una métrica del error cuadrático medio entre las probabilidades de ocurrencia modeladas y observadas (Liu et al., 2011). Los valores pequeños del BS significan que el reanálisis tiene una buena habilidad para simular las observaciones. Se expresa como:

$$BS = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (P_{mi} - P_{oi})^2 \quad (3.1)$$

Donde n es el número de los intervalos (los mismos usados en la Fig. 3.1), P_{mi} y P_{oi} son los valores modelados y observados de la probabilidad en cada intervalo, respectivamente.

La Tabla 3.1 muestra que el ERAI tiene la mejor habilidad para simular la lluvia en las regiones del noreste, sureste y suroeste de México, en comparación con los demás reanálisis. El CFSR obtuvo el menor valor del índice BS en el noroeste de México y el GPCP fue uno de los mejores reanálisis, junto con el ERAI, en la región suroeste.

Tabla 3.1. Valores de BS para las cuatro regiones de estudio en México. Los valores más bajos se encuentran en negritas.

REGIÓN	ERAI	CFSR	TRMM	GPCP
Noreste	0.010	0.012	0.020	0.015
Noroeste	0.012	0.011	0.028	0.020
Sureste	0.004	0.010	0.014	0.005
Suroeste	0.002	0.006	0.008	0.002

La raíz normalizada del error cuadrático medio (NRMSE, por sus siglas en inglés) es la raíz del error cuadrático medio dividida por la desviación estándar correspondiente a las observaciones. Esta métrica considera tanto el valor promedio como la desviación estándar (Liu et al., 2011). Los valores altos de esta métrica (mayores de 0.6) indican una representación inadecuada de las observaciones por parte del reanálisis. Su ecuación se define como:

$$NRMSE = \frac{\sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (P_{mi} - P_{oi})^2}}{\sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (P_{oi} - \bar{P}_o)^2}} \quad (3.2)$$

Donde n es el número de los intervalos, P_{mi} y P_{oi} son los valores de la probabilidad modelados y observados en cada intervalo, respectivamente. \bar{P}_o representa el valor promedio de las observaciones. La Tabla 3.2 señala que el ERAI tiene un buen desempeño al simular la lluvia de las cuatro regiones. Sin embargo, el índice NRMSE también indica que el CFSR tiene la

mayor habilidad para capturar la lluvia que se produce en el noroeste de México. Asimismo, este índice muestra que el GPCP tiene la misma habilidad que el ERAI para estimar la lluvia de la región sur del país.

Tabla 3.2. Valores del NRMSE de las cuatro regiones de estudio en México. Los valores más bajos se encuentran en negritas.

REGIÓN	ERAI	CFSR	TRMM	GPCP
Noreste	0.4	0.5	0.6	0.5
Noroeste	0.5	0.5	0.8	0.6
Sureste	0.3	0.5	0.6	0.3
Suroeste	0.2	0.4	0.5	0.2

El índice del valor mínimo acumulado de las distribuciones observadas y modeladas (S) es una métrica simple que se usa para medir el área común entre las dos PDFs. Si el reanálisis es perfecto, la curva modelada se comportará como las observaciones, así que la suma total de las probabilidades será 1. Mientras que, si el área común entre las dos curvas es pequeña, el índice S será cercano a cero, lo cual significa una mala simulación de los valores observados (Perkins et al., 2007). El índice se calcula mediante la fórmula:

$$S = \sum_{i=1}^n \text{Minimum}(P_{mi}, P_{oi}) \quad (3.3)$$

Como se mencionó antes, P_{mi} y P_{oi} son los valores de la probabilidad modelados y observados en cada intervalo, respectivamente. La métrica S revela que los reanálisis CFSR y GPCP son tan buenos como el ERAI en el noroeste y sureste mexicanos (Tabla 3.3). De acuerdo a esta métrica, GPCP tiene una simulación adecuada de la lluvia en la región del sur en comparación con los otros reanálisis.

Tabla 3.3. Valores de S . Los valores más altos se encuentran en negritas.

REGIÓN	ERAI	CFSR	TRMM	GPCP
Noreste	0.8	0.7	0.7	0.7
Noroeste	0.7	0.7	0.6	0.7
Sureste	0.8	0.8	0.7	0.8
Suroeste	0.9	0.8	0.8	0.9

A pesar de que el TRMM tiene una resolución espacial relativamente fina (0.25°), no fue capaz de mostrar un buen desempeño para representar la precipitación observada en las regiones elegidas. Además, el GPCP mostró un pobre desempeño en el norte de México, debido a que sus

índices BS y NRMSE fueron altos. Las tres métricas – BS, NRMSE y S- muestran que el ERAI tiene un desempeño consistente sobre las cuatro regiones del país. Debido a ello, se eligió este reanálisis para evaluar el comportamiento de la lluvia producida por los CTs en los modelos globales y regionales.

3.2. Filtrado para detectar la lluvia debido al paso de CTs

No hay un radio específico para determinar la precipitación asociada al paso de un CT. Algunos estudios (Englehart and Douglas, 2001) sugieren que la precipitación asociada a la trayectoria de los CTs se puede definir como la lluvia confinada dentro de un radio de 2.5° (~ 250 km) desde el centro del CT. Por su parte, Breña-Naranjo et al. (2015) indicaron que las distancias de 500 km a 1000 km desde el centro del CT tienen un impacto pequeño en la precipitación acumulada debido a su paso. Kouakhi et al. (2016) mostraron que la lluvia producida por los CTs en las costas de Norteamérica y Centroamérica tiende a disminuir más allá de 400 km con respecto al centro del CT, debido a la presencia de largas cadenas montañosas que tienen una considerable elevación sobre el nivel del mar. Así que parece adecuado utilizar el umbral de 2.5° de radio desde el centro del CT, reportado por el NHC, para determinar la precipitación asociada al paso de los CTs.

Una intensa convergencia de humedad en niveles bajos que está asociada con la circulación de los CTs, pero se encuentra distante al centro del CT (ejemplo: eventos predecesores de lluvia descritos en Galarneau et al. 2010), no fue considerada en el análisis de la lluvia producida por los CTs en el ERAI y en los modelos atmosféricos globales y regionales. También se determinó que los eventos de lluvia asociados a los remanentes de CTs (sin una circulación definida, es decir, la presión atmosférica es mayor a 1008 mb) no serían incluidos en el análisis del ERAI, ya que el NHC sólo reporta los centros de CTs con categorías iguales o mayores a la depresión tropical.

De esta manera, las coordenadas de las trayectorias de los CTs reportadas por el NHC y los datos de precipitación del ERA-I y de estaciones en superficie permiten estimar la lluvia producida por éstos con base al umbral de 2.5° . Por ejemplo, utilizando esta técnica de filtrado y los datos de precipitación del ERAI, se estima que los CTs Manuel e Ingrid del 2013 generaron una lluvia acumulada de más de 300 mm/día siguiendo su trayectoria (Fig. 3.2).

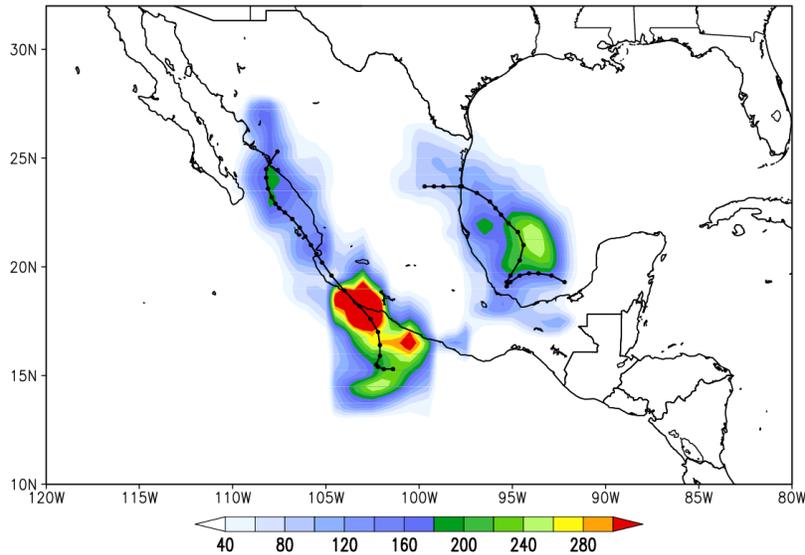


Figura 3.2. Lluvia acumulada (mm) y filtrada debido al paso de Manuel en el Pacífico mexicano e Ingrid en el Golfo de México con base en datos de ERAI. Las líneas en negro representan sus trayectorias.

3.3. Ensamble y siembra de vórtices en el GEFS

Los mecanismos dinámicos y termodinámicos que dan origen a un CT no han sido bien entendidos (Montgomery and Smith, 2012). Estudios recientes (Bister and Emanuel, 1997; Raymond and Sessions, 2007) han explorado las condiciones que favorecen la formación de los CTs, desde la escala planetaria hasta la mesoescala. A pesar de ello, no se ha concluido cuáles son los procesos de interacción océano-atmósfera que conducen a la formación de los CTs. Actualmente, sólo se conocen las condiciones atmosféricas necesarias bajo las cuales se originan. Ooyama (1982) señaló que las condiciones sinópticas no determinan directamente el proceso de ciclogénesis; sin embargo, pueden señalar las regiones en las que podría ocurrir. Bajo este enfoque, se han formulado varios índices ciclogénéticos que relacionan la circulación general de la atmósfera con la escala sinóptica (Camargo et al., 2007c).

El índice potencial de génesis (GPI, por sus siglas en inglés) es un índice adimensional de detección de zonas en las que se pudieran desarrollar CTs, de acuerdo con las condiciones ambientales. El GPI se basa en la vorticidad absoluta (η) a 850 mb, la humedad relativa (H) a 600 mb, el potencial de intensidad (V_{pot}) (Bister and Emanuel, 1997) y la cizalla del viento (V_{shear} , por sus siglas en inglés) representados en la ecuación (3.4). El comportamiento de cada variable describe las condiciones ideales en las que se puede desarrollar la actividad convectiva profunda de un CT en su primera etapa de desarrollo. La teoría del V_{pot} menciona que existe un grado de

transferencia de energía entre la atmósfera y el océano. Por lo cual, su cálculo requiere datos de TSMs y la temperatura de la estratósfera, es decir, la temperatura del aire a 200 mb.

$$GPI = |10^5 \eta|^{3/2} \left(\frac{H}{50}\right)^3 \left(\frac{V_{pot}}{70}\right)^3 (1 + 0.1V_{shear})^{-2} \quad (3.4)$$

La ecuación (3.4) está basada en la suposición de que la disipación friccional de la energía está asociada con los vientos tangenciales que se encuentran en balance a la altura de la capa límite (Montgomery and Smith, 2012). No obstante, esta suposición sólo es válida durante la primera etapa de formación del CT, debido a que los vientos tangenciales no son lo suficientemente fuertes para causar desbalances en la estructura del CT.

La manera tradicional de hacer pronósticos estacionales operativos de la actividad ciclónica tropical en el CPC/NOAA es realizar la integración del modelo, y después contar el número de vórtices que se formaron (Jae Schemm, comunicación personal, 2013). No obstante, la evaluación de los pronósticos parece indicar que los vórtices producidos corresponden a CTs reales más una componente de ruido, es decir, vórtices que no son reales y son producidos por el modelo. Por ello, se construyó una nueva aproximación aprovechando el uso de ensambles del pronóstico GEFS e incluyendo la siembra de vórtices en regiones que tuvieran el potencial de desarrollar CTs. Las regiones fueron pronosticadas mediante el uso del GPI (Fig. 3.3). Lo anterior no tiene la finalidad de establecer coordenadas geográficas ni días precisos en los que ocurrió la ciclogénesis, sino de obtener trayectorias probables y, por ende, la lluvia asociada a su paso.

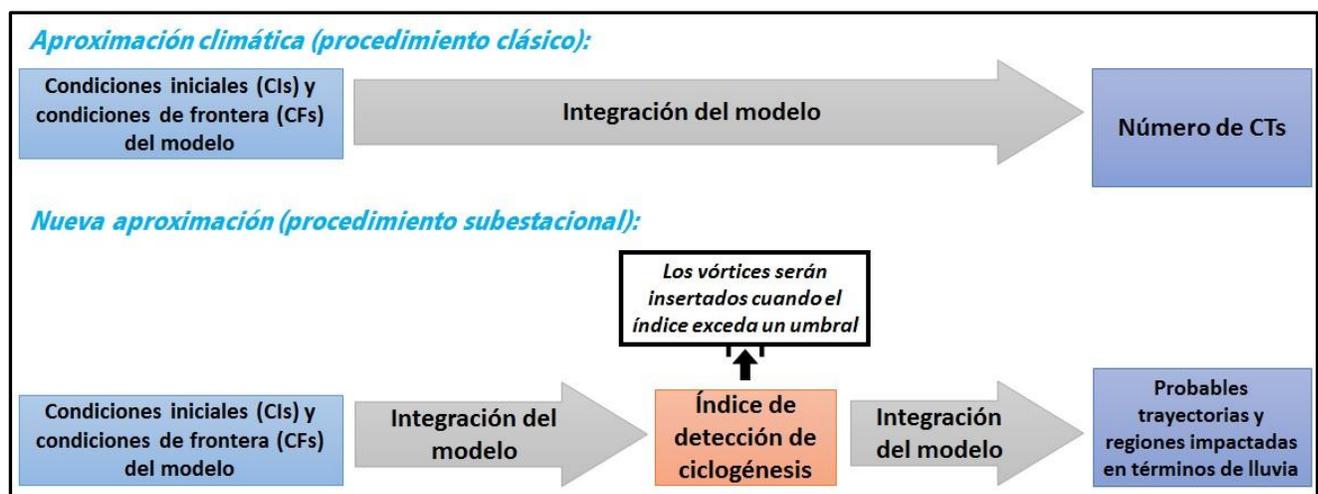


Figura 3.3. Procedimiento de la aproximación experimental para sembrar vórtices

El sembrado de vórtices requiere de pronósticos de regiones que tengan la capacidad de desarrollar y mantener inestabilidades atmosféricas sin llegar a desaparecerlas. Estos pronósticos deben ser acertados y deben evitar producir falsas alarmas (por ejemplo: indicar lugares con potencial de desarrollo convectivo profundo y que estén alejados de la zona real donde ocurrió el CT).

De acuerdo a las pruebas que se realizaron con pronósticos de las variables del GPI (no mostrado) para determinar posibles zonas ciclogénicas en el periodo 2010-2013, el pronóstico acertado de estas regiones sólo puede ser realizado con 11 días de anticipación utilizando un CGCM, como el CFSv2, y con 4 días de anticipación utilizando un AGCM, como el GEFS. Se optó por usar el modelo GEFS para realizar los experimentos de sembrado y ensamble debido a la capacidad computacional disponible.

El huracán Alex 2010, que ocurrió del 25 de junio al 1 de julio, fue el objeto de estudio para probar la técnica del sembrado de vórtices. Alex fue elegido por la importancia en su contribución a las lluvias del noreste del país. Varias intensidades de CT fueron probadas en los experimentos con la finalidad de detectar si el modelo era capaz de mantener la circulación del CT por varios días. Así, se encontró que las categorías de depresión tropical y tormenta tropical desaparecían en el modelo después de 3 días de su inserción. Por ello, la intensidad del vórtice que se utilizó en los experimentos fue de categoría 1, cuyo tamaño corresponde al promedio de los vórtices que se desarrollan en el Caribe y su transporte vertical energético hacia la atmósfera (e.g. transporte de humedad y temperatura por medio del fuerte ascenso de vientos dentro de la circulación vertical del CT) llega hasta los 350 mb.

Las CIs de los días 17 de junio y 21 de junio del 2010 fueron probadas para determinar los lugares en los que se sembrarían los vórtices artificiales. No obstante, como se mencionó anteriormente, las CIs del 17 de junio señalaron falsas alarmas. Por el contrario, las CIs del 21 de junio indicaron que en la región del Caribe existían las condiciones adecuadas para la ciclogénesis tropical desde el 22 hasta el 25 de junio. Por lo tanto, se llevaron a cabo cinco experimentos con la finalidad de obtener una distribución espacial y temporal de los vórtices (Fig. 3.4) en la región del Caribe y, así, crear un experimento superensamble con 100 miembros utilizando cinco CIs del GEFS: dos durante el día 22 de junio, dos para el día 23 y un día antes de su ciclogénesis (24 de junio). Los experimentos 1 y 2 tienen las mismas CIs del 22 de junio, pero la ubicación del centroide del vórtice artificial es diferente. El experimento 3 y 4 tienen las CIs

del 23 de junio. Sin embargo, para la ubicación del centroide en el experimento 3 es la misma que el experimento 2. Finalmente, el experimento 5 tiene las CIs del 24 de junio y la ubicación del centroide está localizada más al sur en comparación con los demás experimentos.

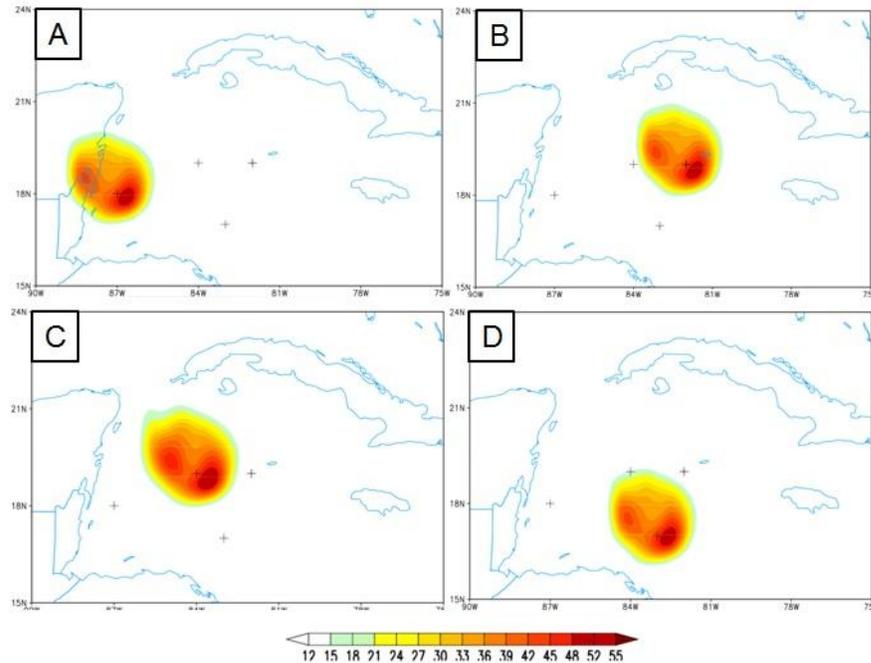


Figura 3.4. *Distribución espacial y temporal de los vórtices artificiales: ubicación del vórtice en A) experimento 1 con CIs del 22 de junio, B) experimento 2 con CIs del 22 de junio, C) experimento 4 con CIs del 23 de junio y D) experimento 5 con CIs del 24 de junio. La vorticidad a 850 mb está sombreada y las cruces representan la ubicación de los centroides.*

Para realizar el sembrado del vórtice en las 20 perturbaciones de cada experimento, se creó una herramienta de inserción definida como INEFOR (Inserción En FORtran), que incluye varias subrutinas: localización del centroide (coordenadas del centro artificial) del CT, determinación del día en el que se sembraría el vórtice artificial, modificación de las variables primitivas del modelo GEFS en todos los niveles verticales y el cambio de las coordenadas espectrales a coordenadas gaussianas (latitud y longitud geográfica) del modelo y viceversa. El reto de INEFOR fue sembrar el vórtice en el GEFS sin perturbar la atmósfera circunvecina (Fig. 3.5). Después de insertarlo, el pronóstico de los 20 miembros perturbados de cada experimento fue realizado de acuerdo al procedimiento operacional del EMC/NOAA, es decir, se integró el modelo hasta 16 días después de las CIs.

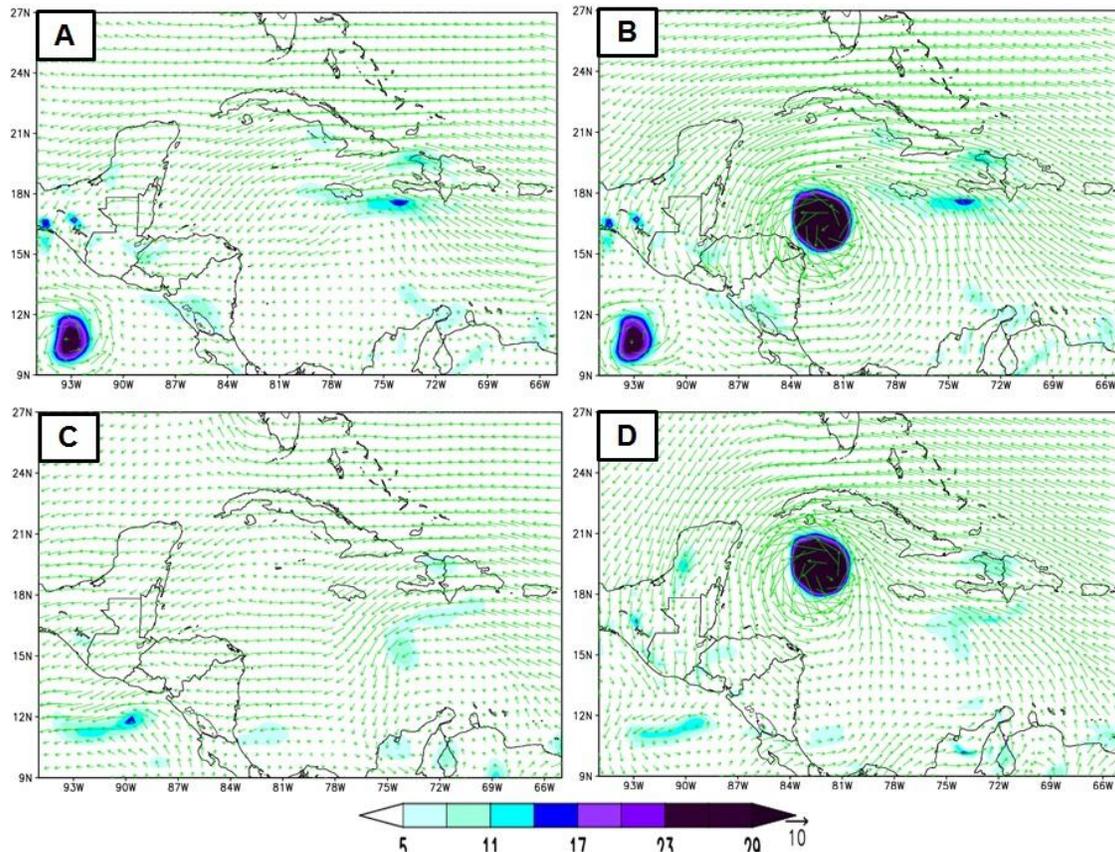


Figura 3.5. *Modificación de las CIs en A)24 de junio y C)23 de junio mediante el sembrado de vórtices en el B) experimento 5 y D) experimento 4. La vorticidad a 850 mb está sombreada y las flechas representan el viento al mismo nivel.*

3.4. Análisis de ciclogénesis, trayectoria y disipación de CTs en modelos globales y regionales

Braun (2006) y Kurihara (1975) señalan que la condensación del vapor de agua, la humedad troposférica, la evaporación del océano y su movimiento traslacional del CT mantienen su estructura. Además de que el vapor de agua que es advectado hacia la circulación del CT ayuda a su desarrollo. Por el contrario, los CTs se disipan cuando existe una desaceleración de la circulación radial y vertical, así como una reducción de la convergencia del flujo de calor latente. Esto debilita el centro cálido y la velocidad del viento en superficie del CT. Consecuentemente, disminuye la convergencia del flujo de humedad, del calor latente y así, la condensación del vapor de agua. A partir de las ecuación 3.5, 3.6 y 3.7, se encuentran fórmulas que describen los balances del vapor de agua, nube y precipitación del CT (Braun, 2006):

$$\frac{\partial q_v}{\partial t} = -\nabla \cdot (q_v V') - \frac{\partial (q_v w)}{\partial z} + q_v \left(\nabla \cdot V' + \frac{\partial w}{\partial z} \right) - Q_{C+} + Q_{C-} - Q_{p+} + Q_{p-} + B_v + D_v \quad (3.5)$$

$$\frac{\partial q_c}{\partial t} = -\nabla \cdot (q_c V') - \frac{\partial (q_c w)}{\partial z} + q_c \left(\nabla \cdot V' + \frac{\partial w}{\partial z} \right) + Q_{C+} - Q_{C-} + B_c + D_c + Z_c \quad (3.6)$$

$$\frac{\partial q_p}{\partial t} = -\nabla \cdot (q_p V') - \frac{\partial(q_p w)}{\partial z} + q_p \left(\nabla \cdot V' + \frac{\partial w}{\partial z} \right) + \frac{\partial(q_p V_T)}{\partial z} + Q_{p+} - Q_{p-} + D_p + Z_p \quad (3.7)$$

Donde q_v , q_c y q_p son las razones de mezcla del vapor de agua, nubes y precipitación, respectivamente. Los primeros dos términos del lado derecho en las ecuaciones 3.5, 3.6 y 3.7 representan los términos de divergencia del flujo horizontal y vertical (i.e. $\nabla \cdot (q_p V')$ y $\frac{\partial(q_p w)}{\partial z}$) en la ecuación 3.5. El movimiento horizontal del viento del CT está representado por V' . El viento vertical y de traslación del CT corresponden a w y V_T respectivamente. Q_{c+} , Q_{c-} , Q_{p+} y Q_{p-} son las fuentes (+) y los sumideros (-) de la nube (C) y de la precipitación (p). Un ejemplo de estas fuentes y sumideros microfísicos podría ser la condensación y la evaporación. B_v y B_c son las contribuciones de las parametrizaciones de capa límite planetaria a los balances de vapor de agua y de la nube. D_v , D_c y D_p son los términos parametrizados de difusión turbulenta para el vapor de agua, nubes y precipitación. Finalmente, Z_c y Z_p son términos fuente artificiales que se agregan para eliminar razones de mezcla negativas producidas por el método de cálculo (i.e. diferencias finitas). Las ecuaciones 3.5, 3.6 y 3.7 expresan que el desarrollo del CT depende principalmente de la advección de humedad ambiental, la tasa de cambio en su condensación y el movimiento horizontal de la tormenta. Sin embargo, la resolución de los modelos globales (>50 km) limita la simulación adecuada de la dependencia del desarrollo del vórtice con estas variables.

Así, el análisis de la ciclogénesis (disipación) de CTs depende de los métodos de rastreo en los que el vórtice empieza a (deja de) cumplir ciertos criterios usados para definir si tiene características de CT. Las técnicas de rastreo empleadas en modelos globales y regionales difieren en las condiciones atmosféricas que debe cumplir el vórtice. Incluso, se emplean diferentes métodos en los modelos globales dependiendo del tipo de pronóstico, es decir, los algoritmos que se utilizan para rastrear vórtices en GCMs operacionales de pronóstico meteorológico varían con respecto a los empleados en CGCMs que se usan para elaborar el pronóstico climático estacional (Jae Schemm, comunicación personal, 2013).

Esta diferencia es debida a que el pronóstico meteorológico emplea datos en tiempo real de las características del CT, las cuales son obtenidas mediante imágenes de satélite y aviones cazahuracanes. Esta información es asimilada posteriormente para crear las perturbaciones del ensamble. Por el contrario, el rastreo de CTs en el pronóstico estacional sólo requiere que los vórtices cumplan ciertas condiciones de humedad en varios niveles, intensidad de viento y vorticidad. Además, el rastreo de CTs en modelos regionales emplean algoritmos parecidos a los

que se utilizan en los pronósticos climáticos. Sin embargo, estas técnicas deben ser ajustadas de acuerdo a los estándares del modelo.

3.4.1. Modelo global GEFS

El modelo global atmosférico GEFS utiliza operacionalmente la técnica creada por Marchok (2002). Este sistema de rastreo emplea 4 parámetros atmosféricos en los niveles de 850 a 750 mb: el máximo de vorticidad relativa, el mínimo de altura geopotencial, el mínimo de la velocidad del viento y el mínimo de la presión a nivel del mar. Además, con la finalidad de evitar rastrear vórtices irreales, los CTs detectados deben vivir por lo menos 24 horas dentro del pronóstico y deben mantener un contorno cerrado de la presión atmosférica en un intervalo de 2 mb (Marchok, 2002). Sin embargo, esta técnica es altamente sensible a la ubicación del centro del CT, pues errores pequeños en su localización observada pueden ocasionar que las trayectorias pronosticadas varíen mucho.

Básicamente, el algoritmo promedia la ubicación de los máximos o mínimos, dependiendo del parámetro atmosférico analizado, y determina la posición pronosticada del CT mediante un análisis Barnes (Marchok, 2002). Este paso se realiza subsecuentemente hasta que el vórtice sea considerado débil y su circulación no esté bien definida en los pronósticos meteorológicos.

3.4.2. Modelos regionales: RegCM4.3 y NRCM-WRF

Las simulaciones de los modelos regionales fueron realizadas con diferentes resoluciones espaciales y periodos de prueba. El RegCM4 se utilizó para analizar los años 2005 y 2006, así como casos de estudio de los CTs Emily 2005, Alex y Karl ,2010 que afectaron el territorio mexicano. Por otro lado, el ensamble de 10 miembros del modelo NRCM-WRF se utilizó durante el periodo 1990-2000 con la finalidad de analizar el impacto de las parametrizaciones físicas en la trayectoria de los vórtices con características de CT y su lluvia asociada.

En el modelo RegCM4, se analizaron los años 2005 (alta actividad ciclónica tropical observada en los IAS) y 2006 (baja actividad ciclónica tropical observada en los IAS) con el objetivo de analizar el impacto de las parametrizaciones de cúmulus MIT y Icup 99 (combinación de parametrizaciones: Grell en el continente y MIT en el océano), así como las parametrizaciones del intercambio de flujo océano-atmósfera BATS y Zheng en la lluvia estacional y eventos

extremos de precipitación en México. Además, se analizó si el RegCM4 tenía la capacidad de producir vórtices haciendo una combinación de estas parametrizaciones y utilizando las variables atmosféricas de la intensidad del viento, vorticidad y presión atmosférica al nivel del mar como indicadores que definen la presencia de CTs en el modelo regional.

En el modelo NRCM-WRF, el algoritmo desarrollado por Hodges 1999 fue utilizado por Bruyère et al. 2017 para rastrear las trayectorias de CTs. Sin embargo, esta herramienta detecta solamente centros de vorticidad, por lo que, se adicionaron criterios adicionales para definir los vórtices como CTs:

- i. La suma de las diferencias horizontales de temperatura entre el CT y su medio ambiente en los niveles de 700, 500 y 300 mb debe ser mayor a 2 K
- ii. La velocidad promedio del viento a 850 mb se mayor que la velocidad promedio del viento a 300 mb.
- iii. La diferencia horizontal de temperatura entre el CT y el medio ambiente a 300 mb sea mayor que a 850 mb.
- iv. La ubicación de la ciclogénesis está al sur de 40° N
- v. Los CTs deben conservar intensidad de por lo menos tormenta tropical durante 36 horas.
- vi. La velocidad del viento del vórtice debe exceder los 12 m/s para las parametrizaciones Kain-Fritsch y 10 m/s para las demás parametrizaciones.

Bruyère et al. 2017 encontraron que las parametrizaciones de cúmulus y CLP tienen un mayor impacto en la actividad ciclónica tropical que los esquemas de radiación y microfísica. En general, la parametrización Kain-Fritsch reproduce adecuadamente el número de CTs en los IAS, mientras que la combinación de Tiedtke o New Simplified Arakawa-Schubert con Mellor-Yamada-Janjic produce menos ciclones tropicales en comparación con las demás parametrizaciones. Así, las trayectorias de los CTs en los 10 miembros del ensamble fueron obtenidas mediante el uso del algoritmo de rastreo que considera los criterios anteriores (Fig. 3.6).

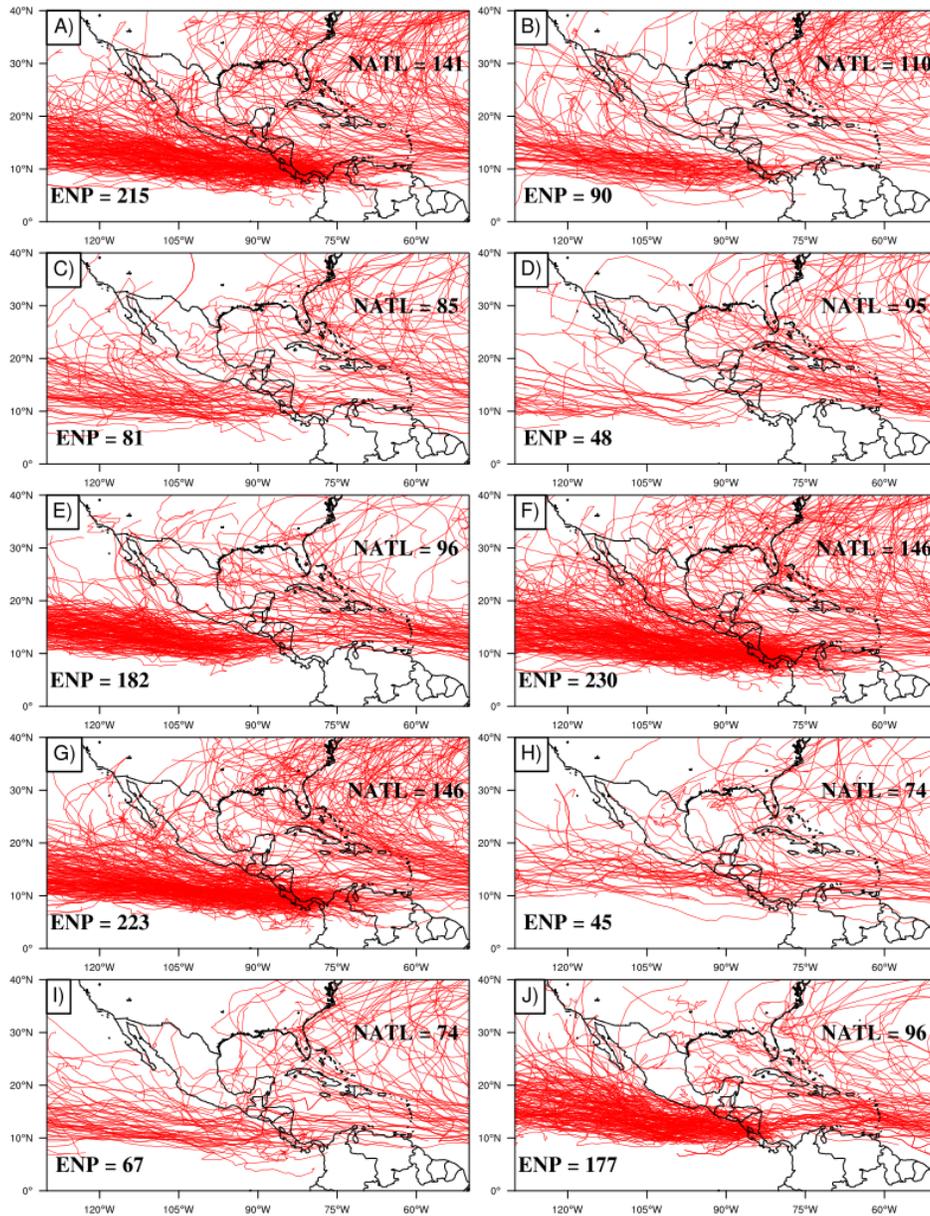


Figura 3.6. Trayectorias de CTs en el norte del Océano Atlántico y en el Océano Pacífico del este en el miembro A) *ck6m*, B) *cktm*, C) *cn6y*, D) *cnty*, E) *ctty*, F) *rk6m*, G) *rktm*, H) *rn6y*, I) *rnty*, y J) *rtty* del ensamble

El número de CTs y sus trayectorias varían de acuerdo a la combinación de las parametrizaciones (Bruyère et al. 2017). Así, el punto de ciclogénesis (disipación) se determina cuando el vórtice cumple (deja de cumplir) con las características mencionadas. Estas trayectorias y su precipitación asociada fueron analizadas para determinar la capacidad del NRCM-WRF de producir vórtices en los IAS y el ENP, así como su habilidad para simular eventos extremos de lluvia.

4 Resultados

“Global atmospheric models are less accurate in the tropics, because their ability to parameterize realistically the subgrid scale processes such as convection, which are dominant in the tropics, is not as good as the numerical representation of the resolved baroclinic dynamics, which is dominant in the extratropics. In the tropics, the assumption of a perfect model is therefore much less justified than in the extratropics.”

Eugenia Kalnay, Atmospheric modelling, data assimilation and predictability (2003), chapter 6, p.252

4.1. Habilidad de los modelos globales y regionales para simular ciclogénesis tropical, trayectoria y estructura vertical de CTs

Las salidas del modelo global GEFS y de los modelos regionales WRF y RegCM4 fueron examinadas con el propósito de determinar las condiciones en las que se desarrollan/disipan los vórtices y si las trayectorias simuladas describen los patrones observados. Además, se analizó la habilidad del modelo global GEFS y del modelo climático regional WRF para representar la estructura vertical de los CTs.

4.1.1. Modelo GEFS

Las variables primitivas del modelo atmosférico GEFS fueron modificadas en sus 42 capas verticales y en las 20 perturbaciones del modelo mediante la inserción de un vórtice artificial. Se realizaron 5 experimentos con 20 miembros cada uno, utilizando diferentes CIs y una distribución espacial de los vórtices. El objetivo fue crear un súper ensamble de 100 miembros que pudiera describir la evolución de los vórtices y la precipitación asociada a su paso.

La mayoría de los experimentos mostraron que más del 70% de los vórtices vivieron más de 4 días. Por ejemplo, 64% de los vórtices del experimento 2 vivieron entre 4-8 días y el 54% de los vórtices del experimento 5 vivieron más de 8 días. Los vórtices del experimento 5 (CIs del 24 de junio) fueron más longevos en comparación con los demás experimentos. El súper ensamble

indicó que el 23% de los vórtices vivieron menos de 4 días, 40% vivieron de 4 a 8 días y el 37% más de 8 días (Fig. 4.1).

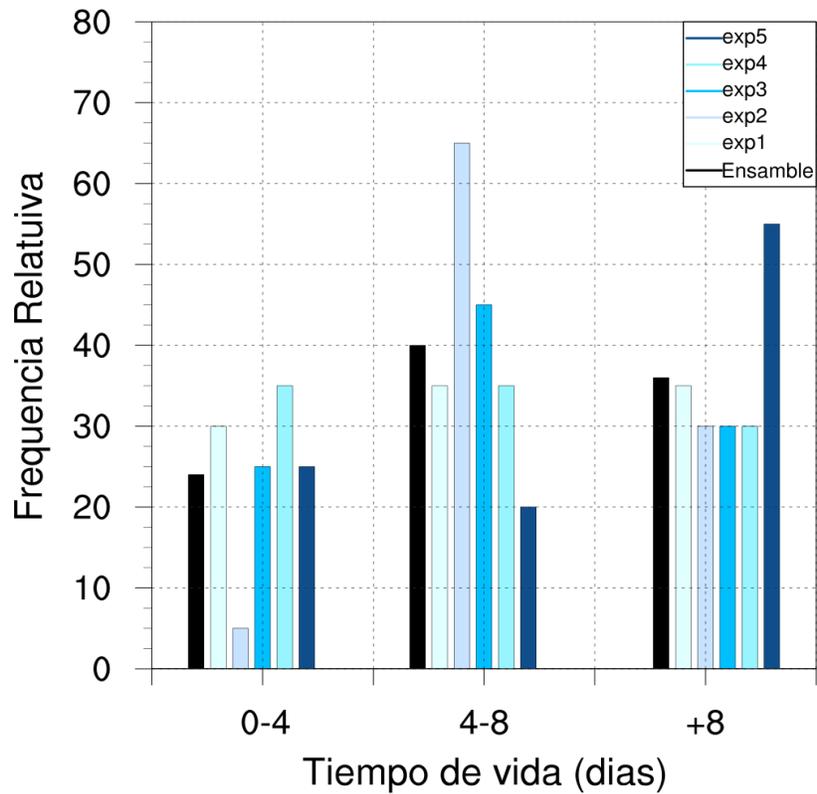


Figura 4.1. *Distribución de la frecuencia del tiempo de vida en días de los vórtices desarrollados en cada experimento y en el súper ensamble.*

Se usó la herramienta INEFOR para realizar los 5 experimentos con el mismo vórtice artificial. Sin embargo, la atmósfera de las perturbaciones del modelo GEFS en cada uno de los experimentos modificó el vórtice haciéndolo más intenso o más débil dependiendo de las condiciones ambientales. Por ejemplo, las perturbaciones 10, 14, 18 y 19 del experimento 2 muestran una menor intensidad del vórtice en comparación con las perturbaciones 1, 4, 8 y 11. Este comportamiento también se observa en la intensidad de los vientos de estas perturbaciones (Fig. 4.2).

Este tipo de modificaciones afectó el número de días que vivieron los vórtices y, por ende, la precipitación acumulada que produjeron.

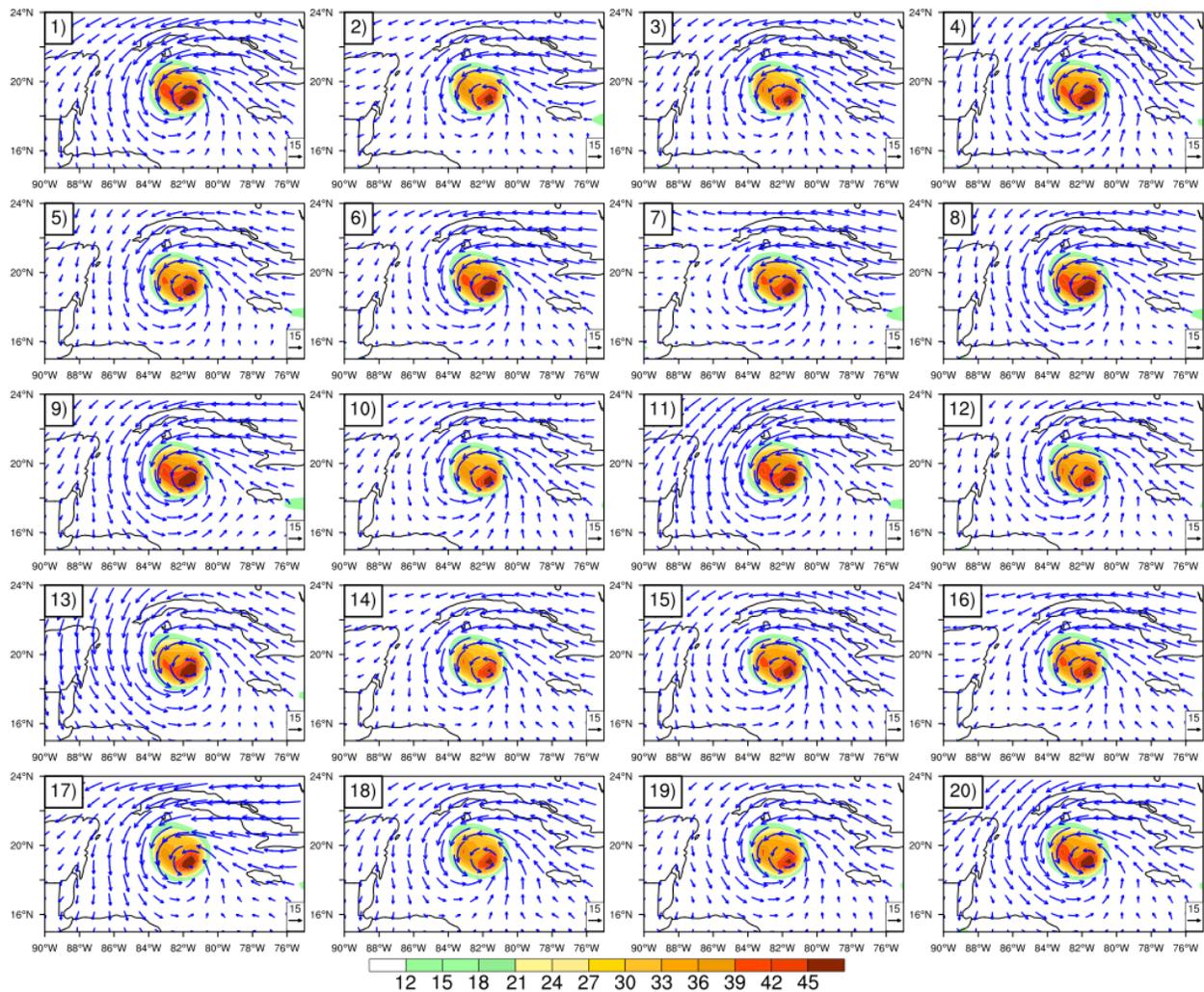


Figura 4.2. Intensidad del vórtice (10^5 s^{-1}) en las CIs de los 20 miembros del experimento 2 (sombreado) y los vientos (m/s) a 850 mb (vectores).

El vórtice se considera artificial en el sentido de que las CIs fueron modificadas. Sin embargo, la estructura horizontal y vertical del vórtice se obtuvo mediante la técnica de asimilación de datos de satélite, aviones cazahuracanes y estaciones GPS ubicadas en el Caribe, por lo que, su representación horizontal y vertical corresponde a lo observado. Por ejemplo, la representación de la velocidad del viento (m/s) del vórtice en la vertical es adecuada, ya que se pueden distinguir los vientos en calma que corresponden al centro del CT, aun cuando la resolución espacial es de 36 km. (Fig. 4.3). Asimismo, la estructura vertical del vórtice se extiende hasta la atmósfera media (500 mb). Además, los vórtices menos intensos (Fig. 4.3.(9); 4.3.(10); 4.3.(13); 4.3.(15)) tienen una estructura más débil en ambos lados del radio que los vórtices más intensos (Fig. 4.3.1; 4.3.4; 4.3.8; 4.3.11).

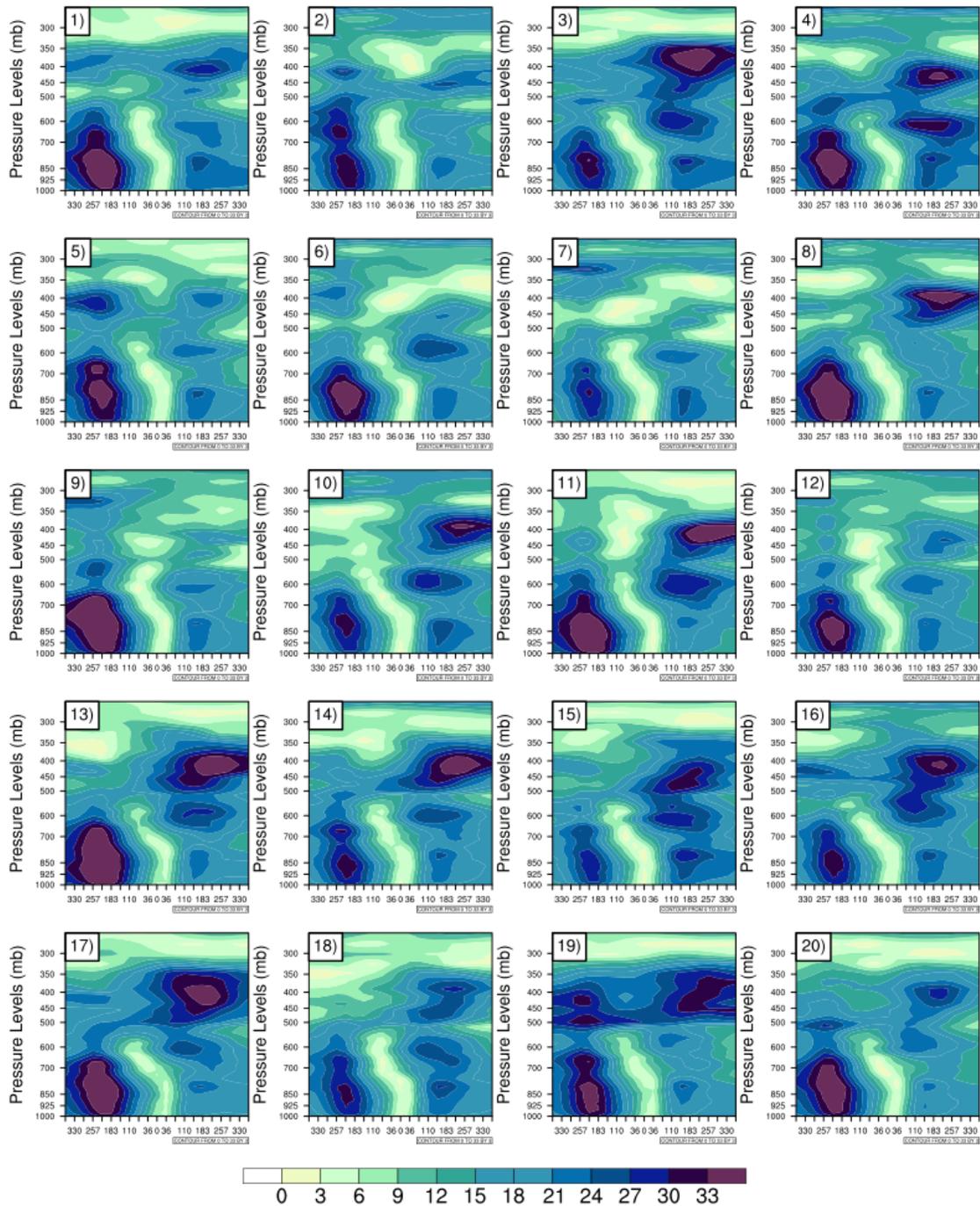


Figura 4.3. *Velocidad horizontal del viento del vórtice (m/s) en las CIs de los 20 miembros del experimento 2 (sombreado) en un radio de 330 km a partir de su centro.*

Los vórtices de las diferentes perturbaciones también muestran una estructura vertical definida en términos de la humedad específica que se extiende hasta los 600 mb (Fig. 4.4) y la vorticidad en la vertical (Fig. 4.5). Las diferencias entre las CIs de los vórtices persisten en cada una de las variables presentadas.

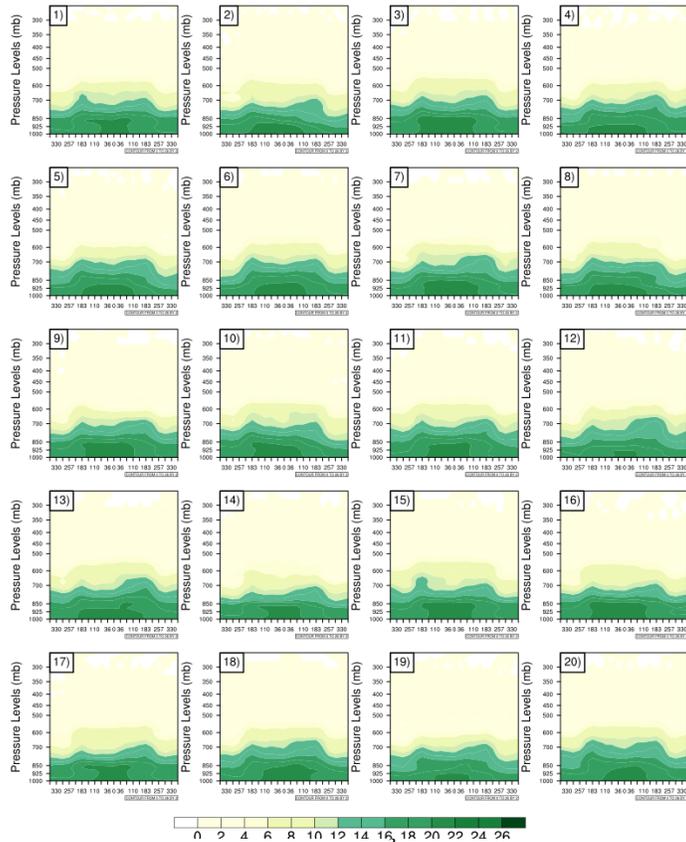


Figura 4.4. Humedad específica del vórtice (10^{-3} kg/kg) en las CIs de los 20 miembros del experimento 2 (sombreado) en un radio de 330 km a partir de su centro.

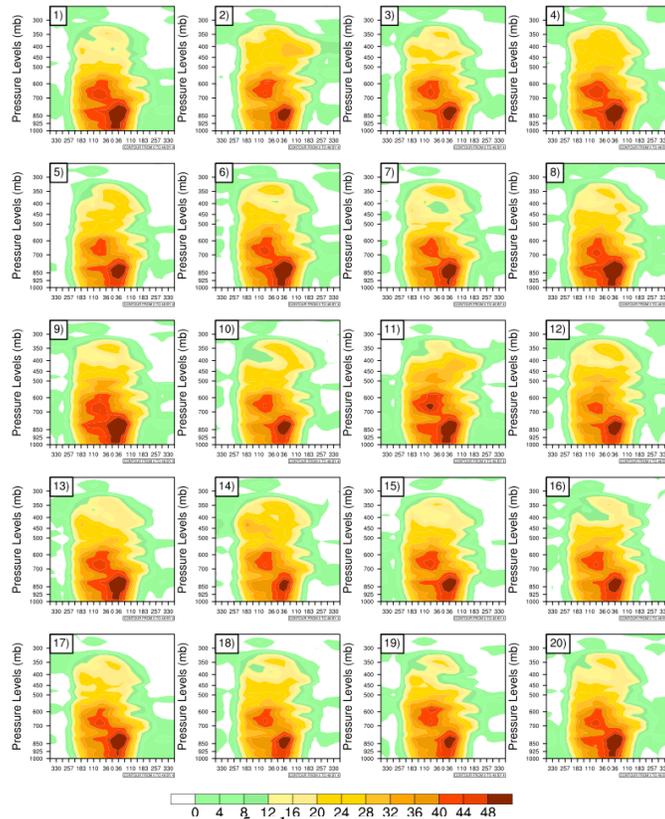


Figura 4.5. Intensidad del vórtice (10^{-3} s^{-1}) en las CIs de los 20 miembros del experimento 2 (sombreado) en un radio de 330 km a partir de su centro.

La mayoría de las trayectorias pronosticadas en los 5 experimentos mostraron que el vórtice artificial tocaría tierra en México. No obstante, algunas trayectorias recurvaron hacia los estados del sureste estadounidense o hacia la península de la Florida. La probabilidad de impacto indica que más del 55% de los miembros del ensamble pronosticaron un desplazamiento hacia los estados mexicanos de la vertiente del Golfo de México (Fig. 4.6F). Sin embargo, sólo el 30% de los miembros indicaron afectación en el noreste del país, como lo hizo la trayectoria observada de Alex, 2010 (línea roja en Fig. 4.6). En consecuencia, el súper ensamble de precipitación acumulada se vio afectado por este resultado.

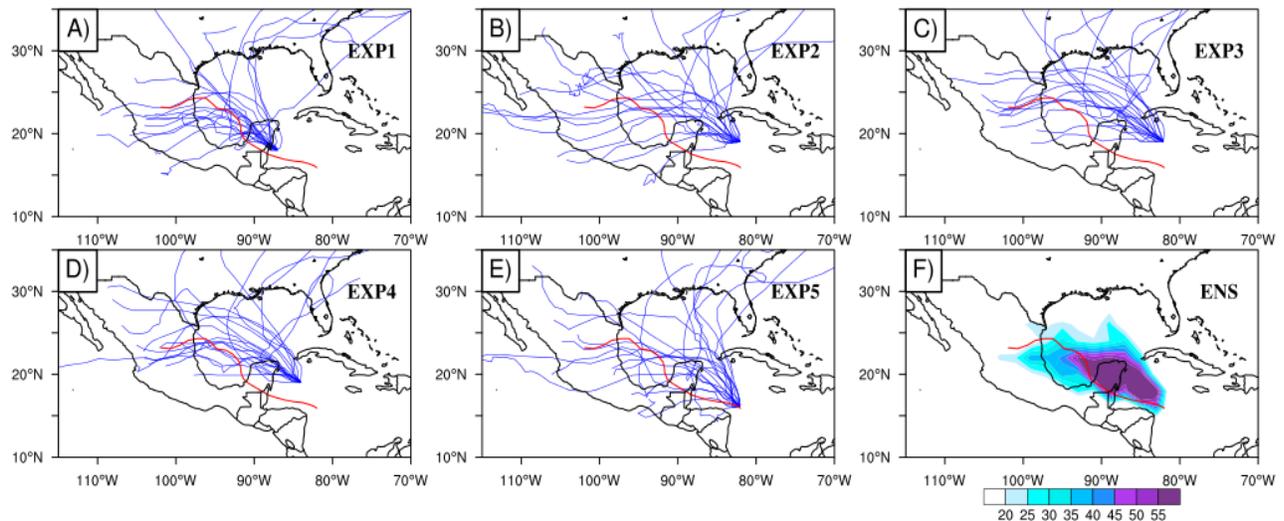


Figura 4.6. Trayectorias de los vórtices en las miembros del experimento: A)1, B)2, C)3, D)4, E)5 y F) probabilidad de impacto del súper ensamble. La línea roja representa la trayectoria observada de Alex, 2010.

De los 100 miembros del super ensamble, se eligieron los 5 vórtices más intensos y los 5 más débiles con base a su vorticidad a 850 mb, con el objetivo de analizar su evolución temporal durante las horas de integración del modelo. Se obtuvo un promedio de área utilizando un radio de 2° desde el centro del vórtice. Los resultados indican que los vórtices fuertes y débiles evolucionan de manera distinta a través de las horas de pronóstico. Por ejemplo, ambos tipos de vórtices empiezan la simulación alrededor del valor de vorticidad de $15 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ a 850 mb (Fig. 4.7A; 4.7B). Sin embargo, los vórtices fuertes parecen intensificarse hasta las 90 hrs de integración del modelo. Por su parte, los vórtices débiles disminuyen su intensidad a partir de las 18 hrs de pronóstico. Esto podría ser explicado en base a las ecuaciones 3.5, 3.6 y 3.7 que indican que la advección de humedad intensifica el desarrollo del vórtice y acelera sus vientos. Los vórtices intensos se mantienen sobresaturados (más del 100% de humedad relativa a 850 mb) en

la mayor parte de su tiempo de vida y los vórtices débiles disminuyen gradualmente su contenido de humedad a través de las horas de integración (Fig. 4.7E; 4.7F).

Este comportamiento también se ve reflejado en la cantidad de precipitación que producen, puesto que las parametrizaciones convectivas están en función del valor de la humedad relativa atmosférica. Los vórtices intensos producen más de 20 mm hasta las 114 hrs de pronóstico y los vórtices débiles producen menos de este valor después de las 6 hrs de integración (Fig. 4.7C; 4.7D). La teoría indica que a una mayor tasa de evaporación (calor latente positivo), el vórtice se intensificará; sin embargo, el calor latente simulado en los vórtices más intensos muestra un comportamiento de decaimiento después de las 30hrs de pronóstico, lo cual no coincide con la evolución temporal de la vorticidad a 850 mb. El calor latente simulado en los vórtices débiles también muestra un comportamiento oscilatorio (Fig. 4.7G; 4.7H).

Los vórtices intensos se desarrollan en una atmósfera que tiene vientos máximos de más de 15 m/s en el área de la Península de Florida y sus patrones de viento a 700 mb indican una componente hacia el noreste. Este resultado puede indicar también la ubicación de los vórtices. Por el contrario, la atmósfera en la que se desarrollan los vórtices débiles alcanza valores <11 m/s en el Golfo de México. Este valor también podría señalar la posición de los vórtices débiles (Fig. 4.8A; 4.8B). La cizalla ambiental en la que se desarrollaron los vórtices intensos, que es la magnitud de la diferencia entre los vientos a 850 mb y 200 mb, fue mínima cerca del área donde los vórtices fueron insertados; sin embargo, ésta se intensifica en el Golfo de México (Fig. 4.8C). Por su parte, la cizalla ambiental en la que se desarrollaron los vórtices débiles es intensa en el área del Caribe (>12 m/s), pero disminuye en el Golfo de México, lo que podría indicar que al principio el desarrollo de los vórtices experimentan un ambiente hostil, pero esto cambia cuando llegan al Golfo de México (Fig. 4.8D). La temperatura potencial equivalente (θ_e), cuyos valores sirven para señalar estabilidad e inestabilidad atmosférica, muestra que los vórtices intensos experimentaron valores >348 K en el sur de México y parte de la península de la Florida, estos valores coinciden con el análisis de la vorticidad a 700 mb (Fig. 4.8A). Sin embargo, el análisis de θ_e durante el desarrollo de los vórtices débiles muestra que la parte continental de México tiene valores altos, lo que podría señalar que los vórtices afectaron principalmente esta área. En términos de las TSMs y la humedad relativa (no mostrada), no se encontró alguna diferencia entre el desarrollo de ambos tipos de vórtices (Fig. 4.8G; 4.8H).

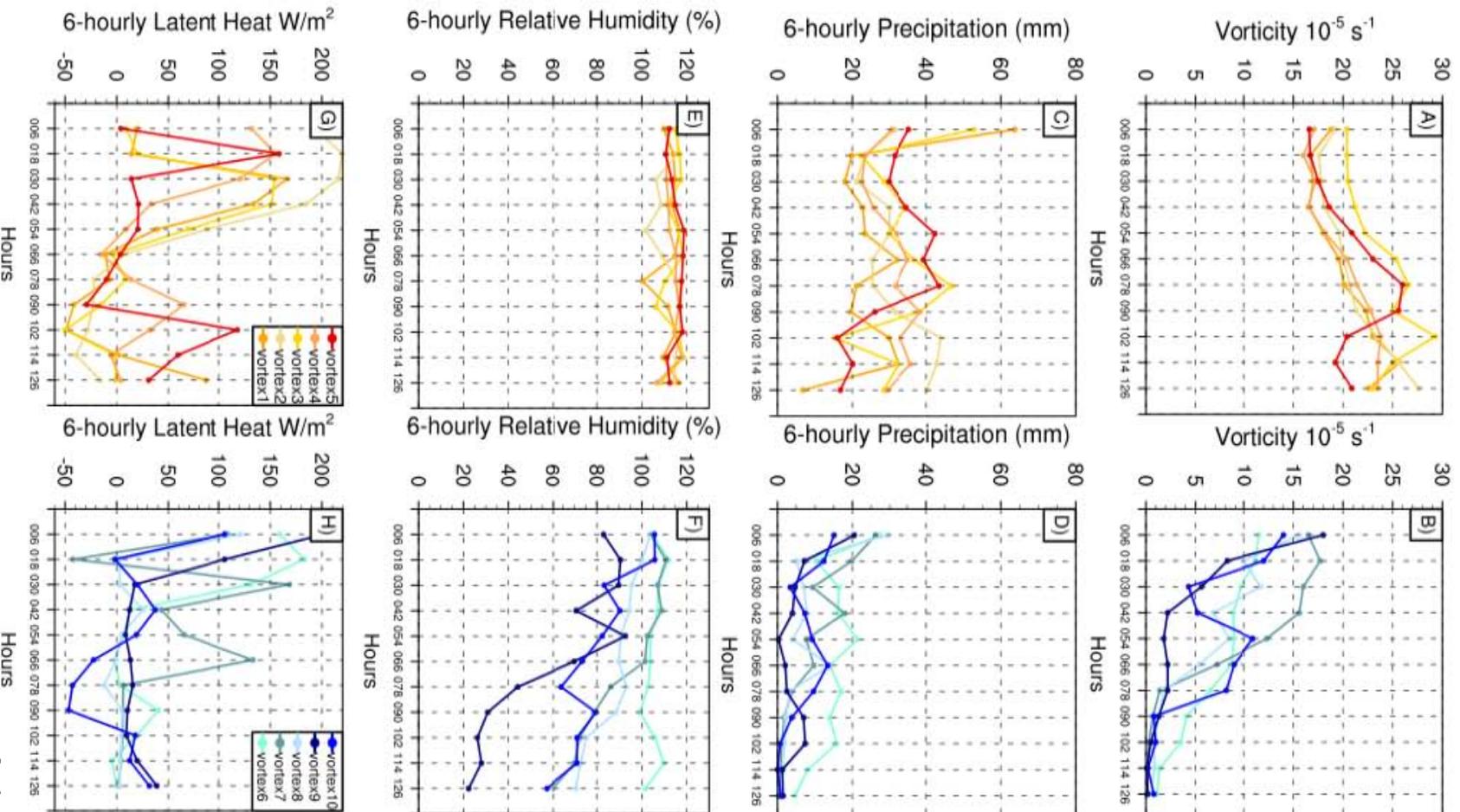


Figura 4.7. Evolución temporal de los vórtices según su A) y B) vorticidad (10^{-5} s^{-1}) a 850 mb, C) y D) precipitación (mm), E) y F) humedad relativa (%) a 850 mb y de G) y H) calor latente (W/m^2) para los vórtices fuertes (izquierda) y los vórtices débiles (derecha) de los cinco experimentos.

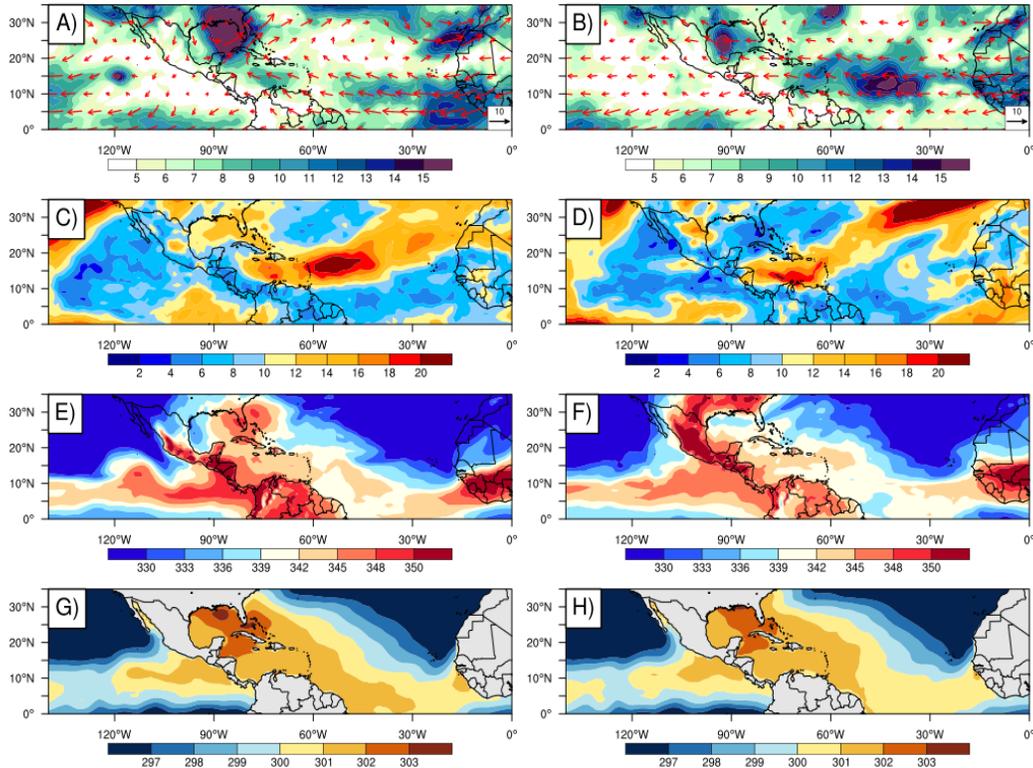


Figura 4.8. A) y B) velocidad del viento (m/s) y patrones de circulación a 700 mb, C) y D) cizalla del viento (m/s), E) y F) temperatura potencial equivalente (K) a 850 mb, G) y H) temperatura de la superficie del mar (K) para los vórtices fuertes (izquierda) y los vórtices débiles (derecha) de los cinco experimentos

La estructura vertical del vórtice, insertada en las CIs, fue modificada por el modelo aún en las primeras 72 horas de pronóstico. Ambos tipos de vórtices no tienen una estructura vertical definida en términos de la velocidad del viento (Fig. 4.9 A-D; 4.10 A-D). Sin embargo, la estructura vertical de la vorticidad es más fuerte en los vórtices intensos que en los débiles, aunque después de 144 hrs de pronóstico (6 días), el modelo no simula la estructura vertical de los vórtices. En términos de la humedad relativa (%), ambos tipos de vórtices mantienen una humedad por encima de 70% hasta los 600 mb (Fig. 4.9 I-J; 4.10 I-J). No obstante, los vórtices fuertes tienen una humedad relativa de < 20% en las 144 hrs de pronóstico (Fig. 4.9L) y su estructura es menos húmeda que la de los vórtices débiles en la misma hora de pronóstico (Fig. 4.10L). La atmósfera estable y estratificada está caracterizada por un gradiente de $\frac{\partial \theta_e}{\partial z} > 0$, es decir, que la θ_e aumenta con la altura. Por su parte, en una atmósfera inestable, el gradiente $\frac{\partial \theta_e}{\partial z} < 0$, es decir que θ_e disminuye con la altura. El modelo GEFS logra simular un pequeño gradiente negativo en la estructura vertical hasta las 96 hrs (Fig. 4.9M; 4.9N). Sin embargo, después de las 120 hrs, la estructura se vuelve estable, pues la θ_e aumenta con la altura (Fig. 4.9O; 4.9P).

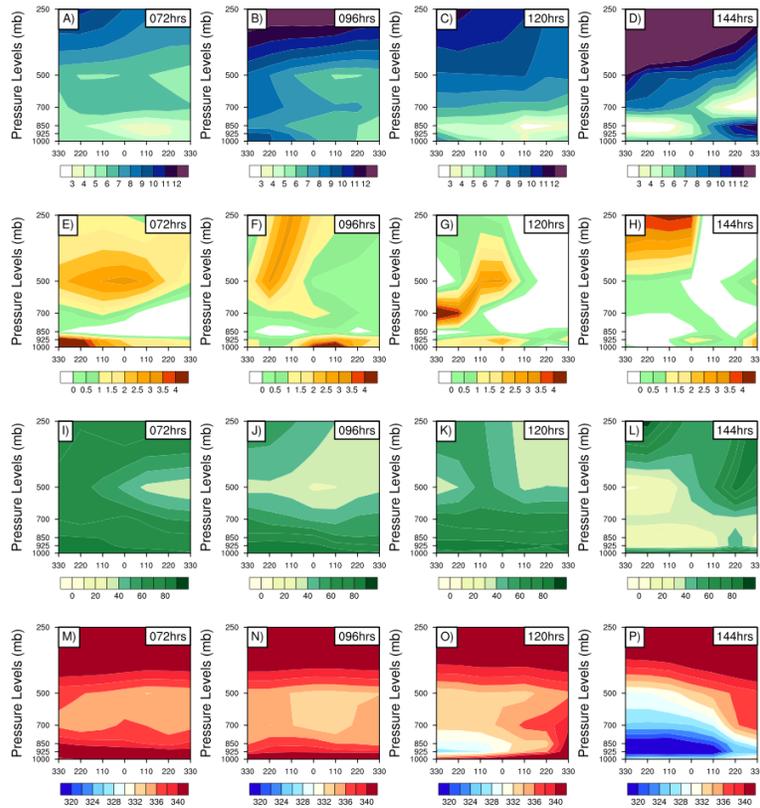


Figura 4.9. Evolución de la estructura vertical de: A)-D) velocidad del viento (m/s), E)-H) vorticidad ($10^{-5} s^{-1}$), I)-L) humedad relativa(%) y M)-P) temperatura potencial equivalente (K) de los vórtices fuertes en un radio de 330 km a partir de su centro.

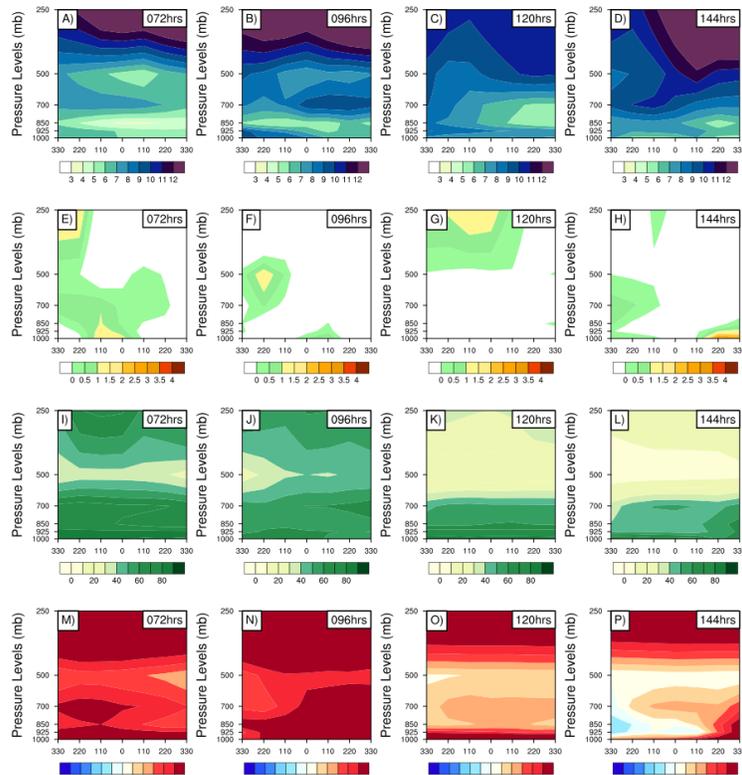


Figura 4.10. Evolución de la estructura vertical de: A)-D) velocidad del viento (m/s), E)-H) vorticidad ($10^{-5} s^{-1}$), I)-L) humedad relativa(%) y M)-P) temperatura potencial equivalente (K) de los vórtices débiles en un radio de 330 km a partir de su centro.

4.1.2. Modelo climático NRCM-WRF

El modelo WRF en modo climático, se corrió con los datos del ERAI como condiciones de frontera para realizar las simulaciones de 11 años durante el periodo 1990-2000 con una resolución espacial de 36 km. Mediante el uso de una técnica de rastreo de vórtices, se obtuvieron las trayectorias de los 10 miembros que simularon de manera adecuada la frecuencia de los CTs durante el mismo periodo en el NAT y el ENP (Bruyère et al., 2017). Sin embargo, para los fines de este estudio, sólo se analizaron los vórtices que se formaron en el Golfo de México, Mar Caribe y el Pacífico Mexicano, pues estos CTs son los únicos que afectan a México.

Los vórtices simulados en los 10 miembros: 1) ck6m, 2) cktm, 3) cn6y, 4) cnty, 5) cty, 6) rk6m, 7) rk6m, 8) rn6y, 9) rnty y 10) rty varían en intensidad y tamaño. Por ejemplo, el miembro cktm (Tabla 2.1), simula vórtices de gran tamaño en la región del Caribe (Fig. 4.11A). Los valores menores de 120 W/m^2 de la radiación saliente de onda larga (OLR, por sus siglas en inglés) señalan la ubicación de la convección profunda. También, el miembro rnty (esquema de radiación Rapid Radiative Transfer Gases Model, esquema de cúmulus New Simplified Arakawa-Schubert, esquema de microfísica Thompson y parametrización de CLP Yosei University), genera vórtices en el Golfo de México que corresponde a las circulaciones de disturbios observados en esa región (Fig. 4.11B). Por su parte, el miembro ck6m puede genera vórtices pequeños en el Pacífico mexicano (Fig. 4.11C).

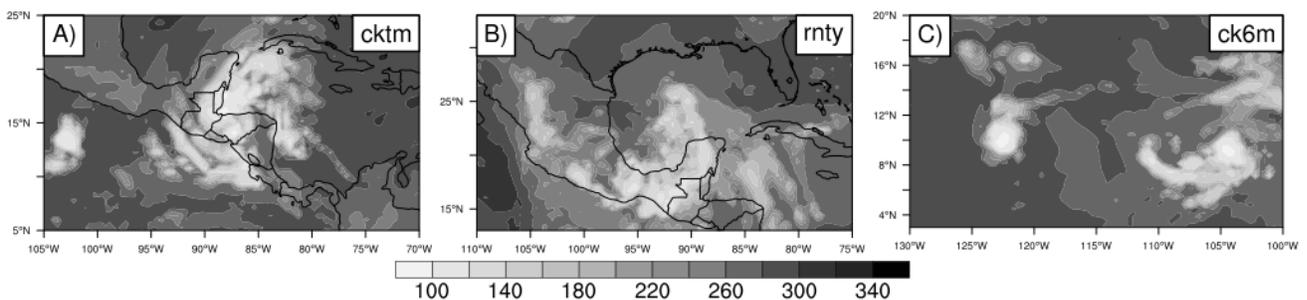


Figura 4.11. Radiación saliente de onda larga (OLR) (W/m^2) en los miembros A) cktm, B) rnty y C) ck6m.

A diferencia de los vórtices analizados en el GEFS, que fueron creados por asimilación de datos observados, los vórtices de los miembros del WRF fueron creados por el modelo regional, por ello, sus características dinámicas y termodinámicas son diferentes a las obtenidas en el análisis realizado al modelo GEFS, aún cuando la resolución espacial sea la misma.

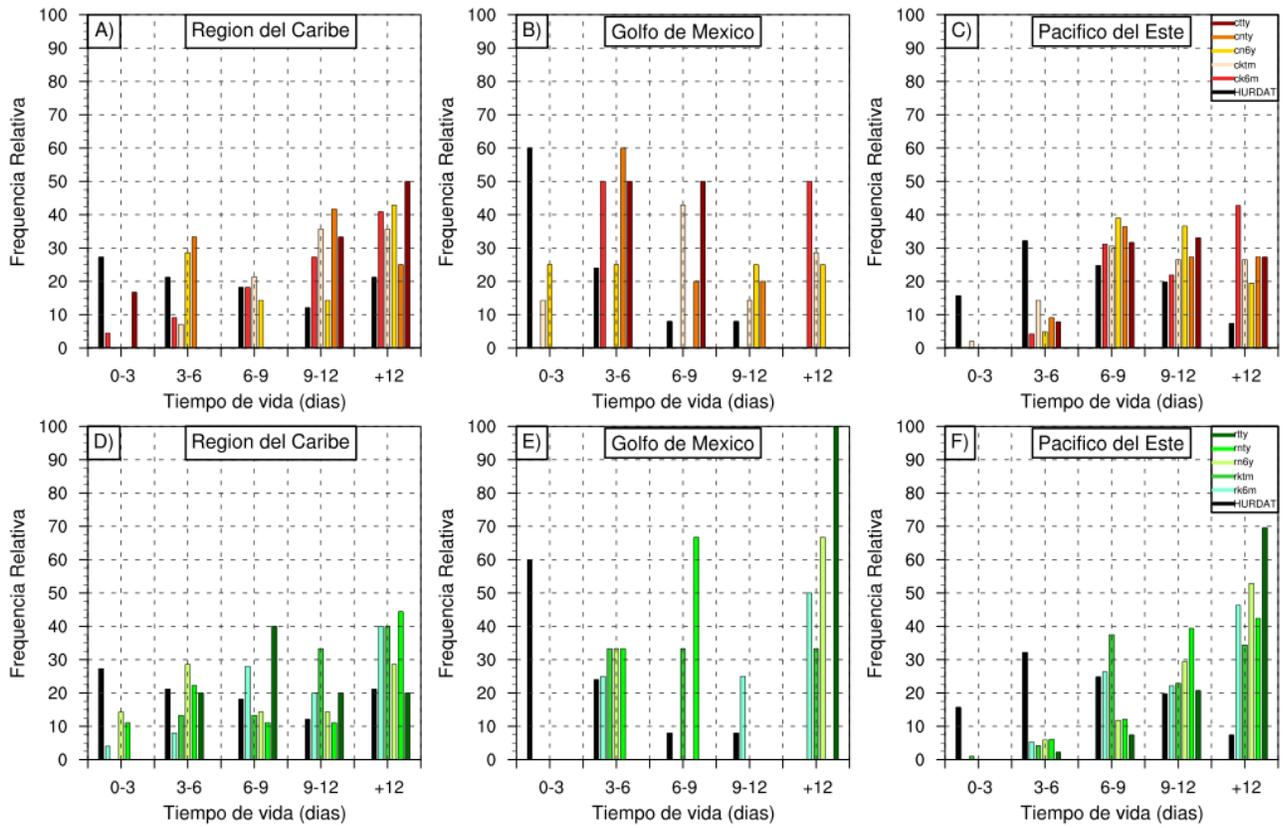


Figura 4.12. Tiempo de vida (días) de los vórtices en los miembros del WRF en las regiones de interés durante 1990-2000.

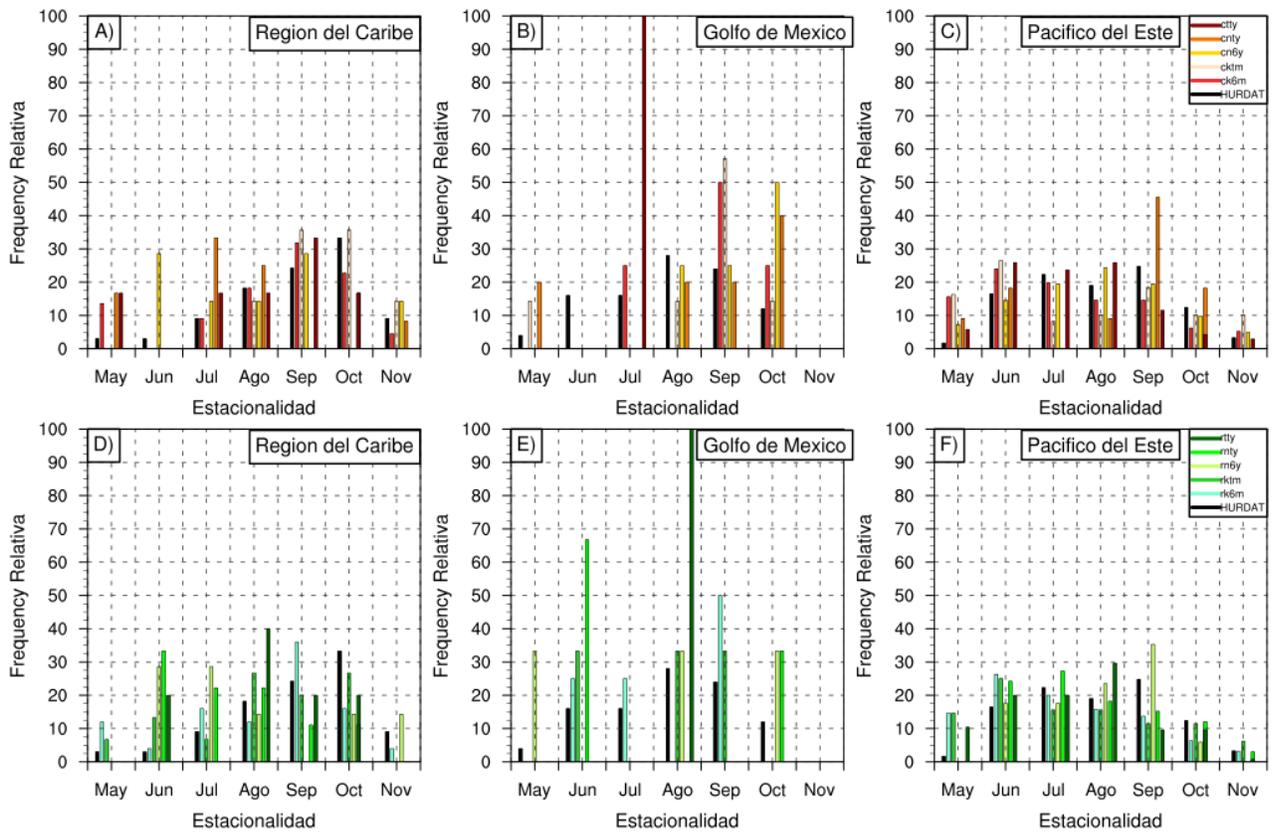


Figura 4.13. Estacionalidad de los vórtices en los miembros del WRF en las regiones de interés durante 1990-2000.

Los miembros del WRF tienden a simular vórtices, que se formaron en la región del Caribe, con más de 6-9 días de tiempo de vida. No obstante, los vórtices que se formaron en la región del Caribe en los 10 miembros del WRF tienden a ser más longevos que los CTs observados en esa región (Fig. 4.12A; 4.12D). De igual manera, los miembros ck6m, cktm, cn6y, rk6m, rktm, rn6y, rtty tienden a sobreestimar el tiempo de vida de los vórtices que se formaron en el Golfo de México, pues éstos tienden a vivir de 3-6 días o hasta más de 12 días (Fig. 4.12B;4.12E). También, el tiempo de vida de los vórtices que se formaron en el Pacífico Mexicano está sobreestimado por los miembros del ensamble (Fig. 4.12C; 4.12F). De manera general, los miembros del WRF tienden a simular vórtices con largos tiempos de vida (> 6 días). En consecuencia, las trayectorias de los vórtices tendrán una mayor longitud que las observadas.

La estacionalidad de los vórtices en las regiones del Caribe y Pacífico mexicano está adecuadamente simulada con respecto a la observada (Fig. 4.13). Sin embargo, los vórtices que se formaron en el Golfo de México tienden a ser producidos durante julio, agosto, septiembre y octubre. Por ejemplo, los miembros ctyy y rtty tienden a formar vórtices únicamente en el Golfo de México en julio y agosto, respectivamente (Fig. 4.13B; 4.13E).

Por otro lado, el porcentaje observado de los CTs que se formaron en el Mar Caribe con respecto a todos los CTs del NAT es de 20% durante el periodo 1990-2000. Sin embargo, todos los miembros del ensamble tienden a formar menos vórtices en esta región (Fig. 4.14A). De igual manera, los 10 miembros del ensamble tienden a producir menos vórtices en el Golfo de México con respecto a los CTs observados (Fig. 4.14B). Por el contrario, los miembros cktm, ctyy y rtty forman más vórtices cuya ciclogénesis está ubicada en el Pacífico mexicano durante el periodo de estudio (Fig. 4.14C). Por lo tanto, los resultados señalan que los vórtices formados en NAT en el dominio del WRF (Fig. 2.6) tienden a simular más trayectorias que recorren y no afectan a México (Apéndice 1).

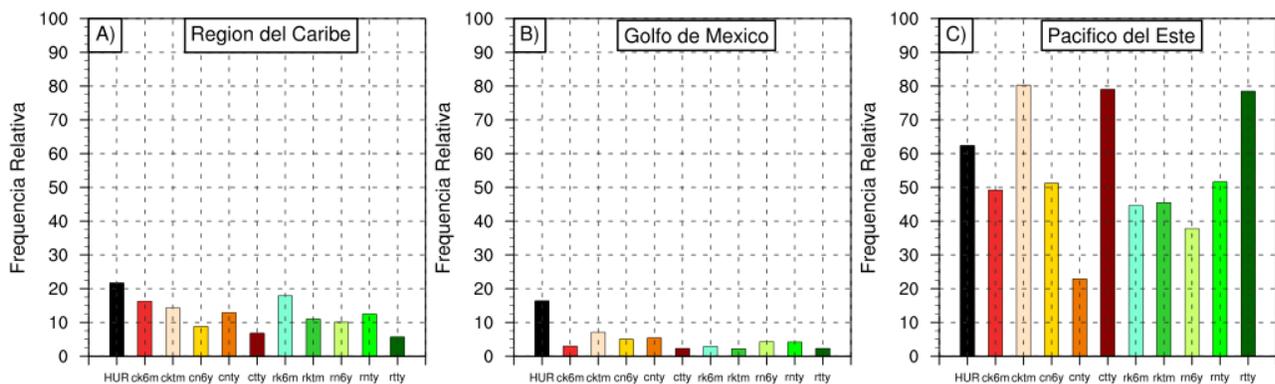


Figura 4.14. Frecuencia relativa del número de vórtices que se forman en las regiones de interés con respecto a las cuencas oceánicas NAT y ENP en los miembros del WRF durante 1990-2000.

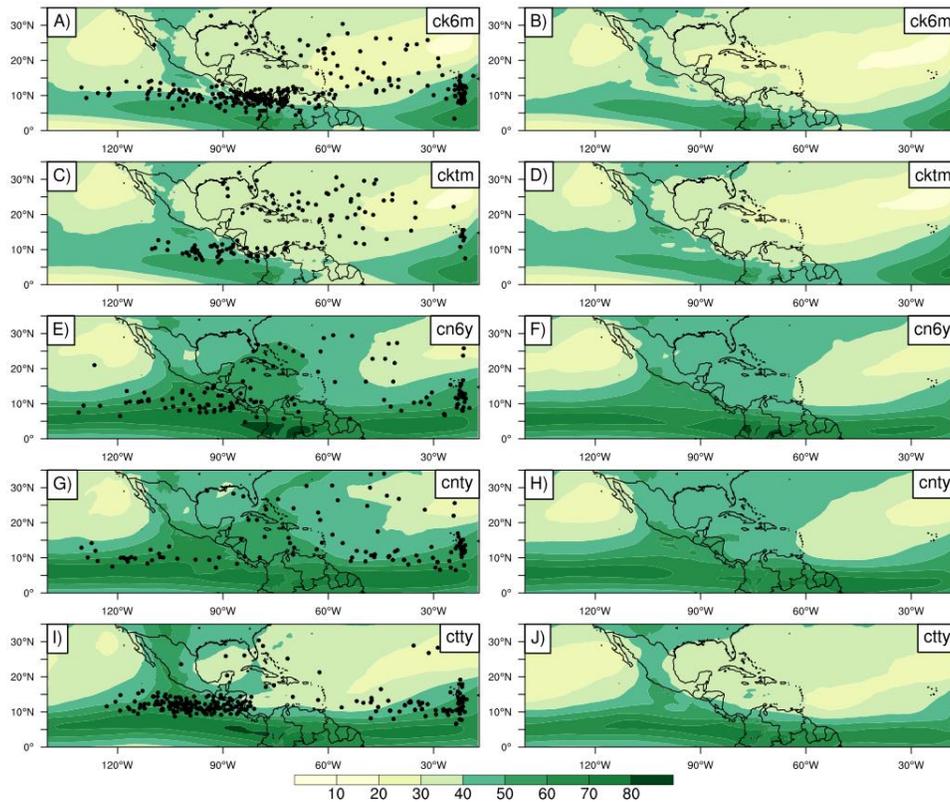


Figura 4.15. Humedad relativa a 600 mb (%) en los días de ciclogénesis (izquierda) y los días en los que no existió ningún vórtice (derecha) en los miembros ck6m, cktm, cn6y, cnty y ctty durante 1990-2000. Los puntos negros señalan el lugar donde ocurrió la ciclogénesis tropical.

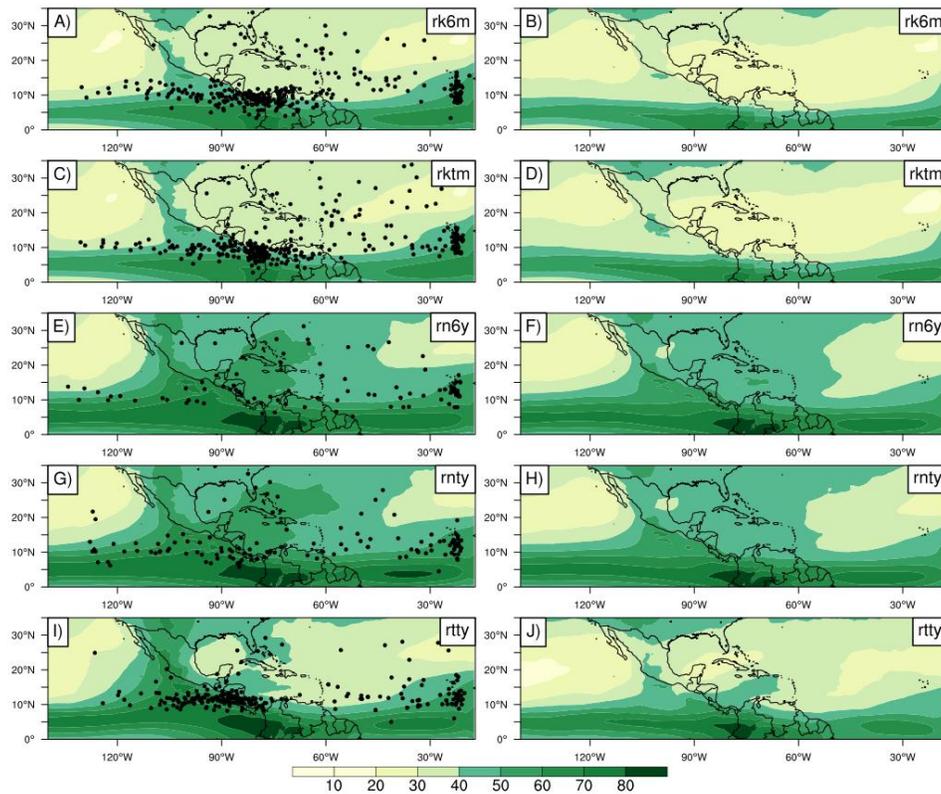


Figura 4.16. Como en la figura 4.15, pero para los miembros rk6m, rktm, rn6y, rnty y rtty.

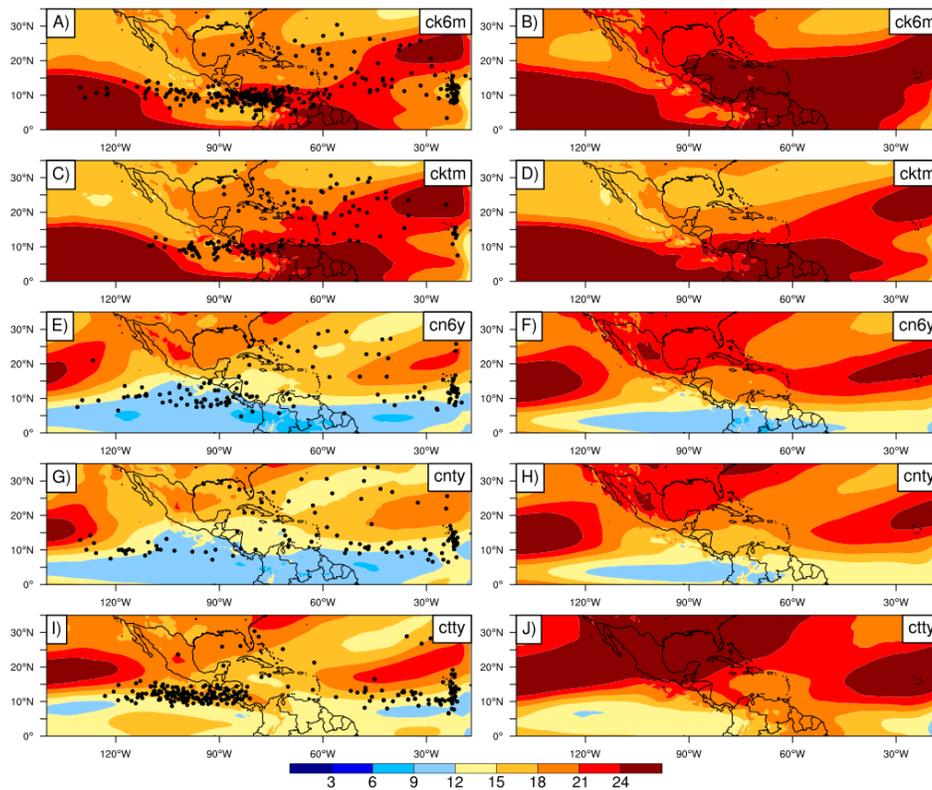


Figura 4.17. Cizalla del viento (m/s) en los días de ciclogénesis (izquierda) y los días en los que no existió ningún vórtice (derecha) en los miembros ck6m, ck6tm, cn6y, cnty y ctty durante 1990-2000. Los puntos negros señalan el lugar donde ocurrió la ciclogénesis tropical.

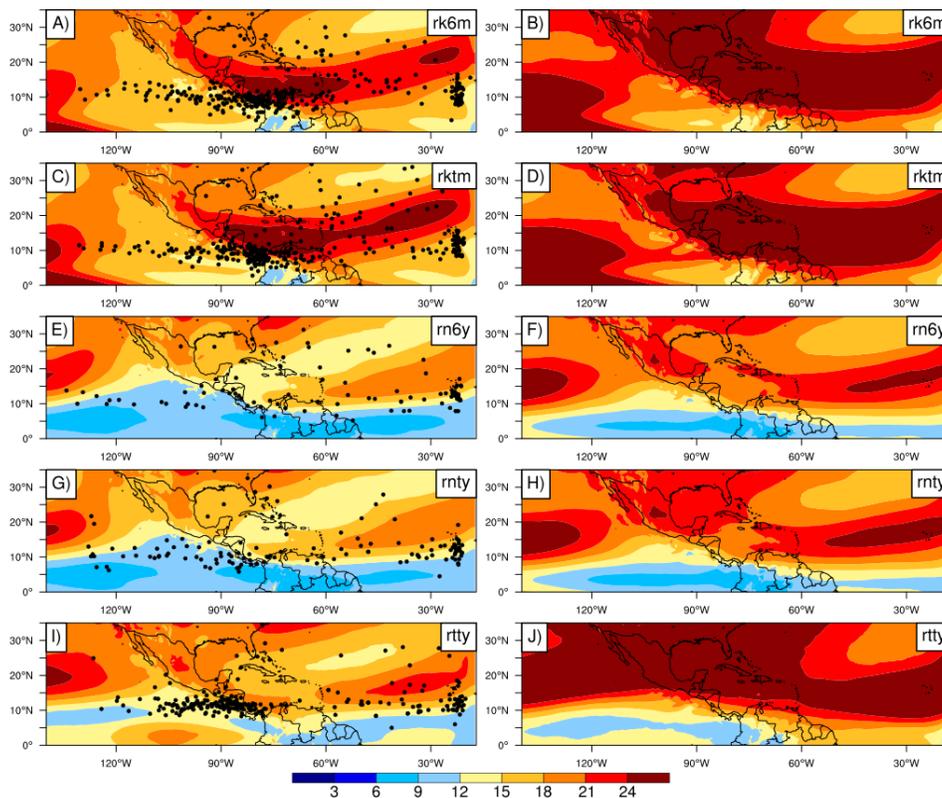


Figura 4.18. Como en la figura 4.17, pero para los miembros rk6m, rk6tm, rn6y, rn6y, rnty y rnty.

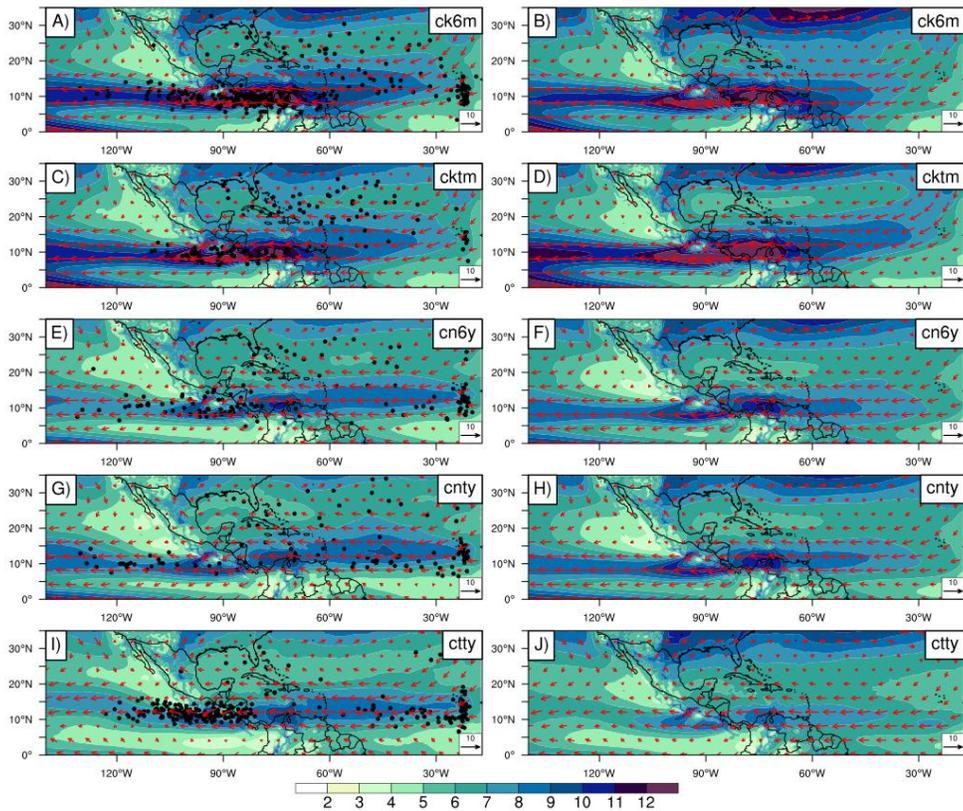


Figura 4.19. Velocidad horizontal del viento (m/s) y patrones de circulación a 850 mb en los días de ciclogénesis (izquierda) y los días en los que no existió ningún vórtice (derecha) en los miembros *ck6m*, *ck1m*, *cn6y*, *cnty* y *ctty* durante 1990-2000. Los puntos señalan el lugar donde ocurrió la ciclogénesis tropical.

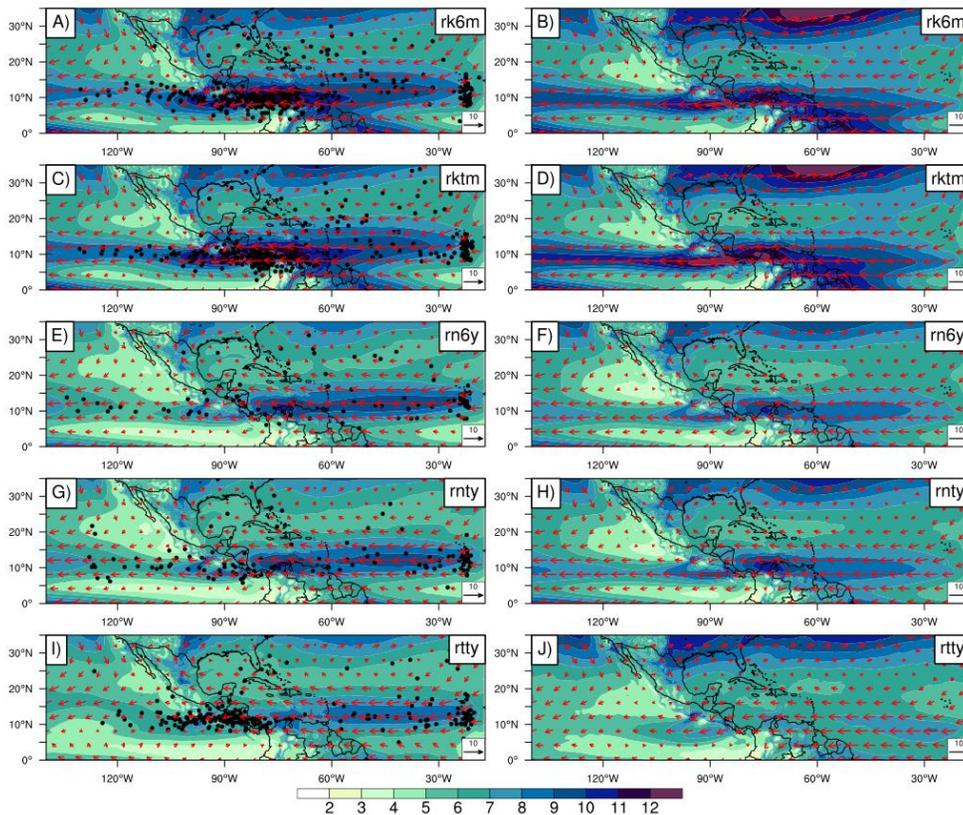


Figura 4.20. Como en la figura 4.19, pero para los miembros *rk6m*, *rk1m*, *rn6y*, *rn1y* y *rtty*.

Con la finalidad de analizar el ambiente bajo el cual ocurrió la ciclogénesis, se analizaron las variables atmosféricas propicias para la formación de CTs: humedad relativa a 600 mb (Fig. 4.15; 4.16), cizalla del viento (Fig. 4.17; 4.18), la velocidad del viento y los patrones de circulación a 850 mb (Fig. 4.19; 4.20) y la temperatura potencial equivalente (no mostrada). Además, se compararon los días en los que ocurrió la ciclogénesis y los días en los que no existió ningún vórtice en los miembros del WRF durante el periodo 1990-2000 para tratar de determinar si existía algún cambio notable en la variable atmosférica que condujera a la formación de vórtices.

En términos generales, la humedad relativa a 600 mb no modula la ciclogénesis tropical en ninguna de las cuencas oceánicas, pues no existe una notable diferencia entre los días que ocurrió la formación de vórtices y los días en los que no existió ninguno. Sin embargo, la ciclogénesis que ocurrió en los miembros ck6m, cktm, rk6m, rktm (Fig. 4.15A y C; 4.16A y C) tiene valores < 40% de humedad relativa en el NAT. La formación de vórtices en los miembros cn6y, cnty, rn6y, rnty, rty se produce con 70% de humedad, por lo que, la ocurrencia de la ciclogénesis sucede con valores bajos comparados con los observados. Aún así, el comportamiento de la humedad relativa durante los días con vórtices y sin vórtices es el mismo (Fig. 4.15; 4.16). De igual manera, la temperatura potencial equivalente no mostró ningún cambio entre los dos casos. Por ello, se puede concluir que la ciclogénesis tropical que ocurre en el WRF no está modulada por un efecto termodinámico.

La cizalla del viento muestra un comportamiento diferente en algunos miembros entre los días que existió la formación de los vórtices y los días en los que no existió ninguno. (Fig. 4.17; 4.18). Los miembros ck6m, cnty, ctty (Fig. 4.17A; 4.17G; 4.17I), rk6m, rktm, rnty, rty (Fig. 4.18A; 4.18C; 4.18G; 4.18I) cambiaron drásticamente su valores cuando ocurrió la ciclogénesis. Por ejemplo, los valores de la cizalla en los días en los que ocurrió la formación de vórtices en el miembro ctty son de hasta 18 m/s. Sin embargo, los días en los que no existió ningún vórtice, la cizalla supera los 24 m/s en ambas cuencas oceánicas (Fig. 4.18I; 4.18J). Por lo tanto, la cizalla parece modular la ocurrencia de la ciclogénesis tropical en algunos miembros.

Los miembros ck6m, cktm, rk6m y rktm tienden a simular la ocurrencia de la ciclogénesis en velocidades del viento mayores a 12 m/s para la región del Caribe y el Pacífico mexicano, mientras que los demás miembros simulan la formación de vórtices a una velocidad de 9 m/s. Los miembros cnty, ctty (Fig. 4.17G; 4.17I), rnty y rty (Fig. 4.18G; 4.18I) muestran una velocidad

del viento ligeramente mayor en la región del Caribe y en la región principal de desarrollo (MDR, por sus siglas en inglés) en comparación con los días que no existió ningún vórtice. Por ello, la velocidad del viento es un factor que pudiera afectar la ciclogénesis, pero su importancia depende del miembro del ensamble.

La simulaciones en los modelos climáticos producen un “bias” que es un error sistemático que desarrollan los modelos durante tiempos largos de integración (años). Por lo que los resultados de las figuras 4.15, 4.16, 4.17, 4.18, 4.19 y 4.20 apuntan hacia la pregunta de si la formación de vórtices que acontece en los miembros que tienen la menor actividad ciclónica tropical de los 24 miembros del ensamble original ocurría bajo patrones similares a los de los 10 miembros que generaron el mayor número de vórtices y que fueron seleccionados para su estudio. Por ello, se analizaron las condiciones de humedad relativa a 600 mb, cizalla del viento y velocidad del viento en las que ocurrió la ciclogénesis en 4 miembros de casi nula actividad ciclónica: cn6m, cntm, rn6m y rntm.

El comportamiento de la humedad relativa (%) a 600 mb también parece no impactar en la formación de vórtices, ya que los valores de humedad no cambian en los días en los que ocurrió la ciclogénesis y en los que no existió ningún vórtice (Fig. 4.21). Sin embargo, la cizalla también juega un papel fundamental en la formación de vórtices, ya que los valores menores de 15 m/s conducen a la ciclogénesis tropical (Fig. 4.22).

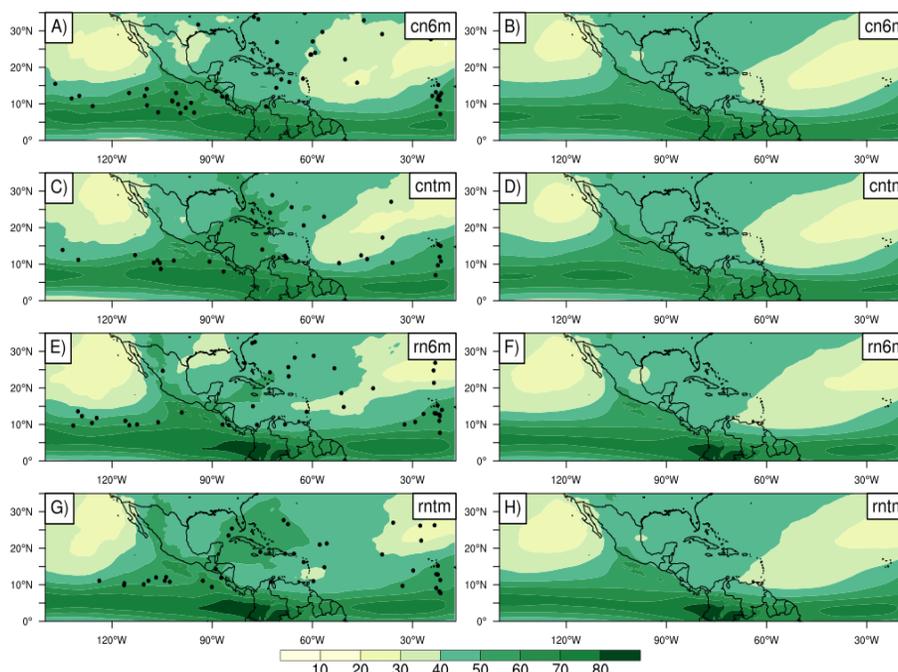


Figura 4.21. Humedad relativa (%) a 600 mb en los días de ciclogénesis (izquierda) y los días en los que no existió ningún vórtice (derecha) en los miembros cn6m, cntm, rn6m, rntm durante 1990-2000. Los puntos negros señalan el lugar donde ocurrió la ciclogénesis tropical.

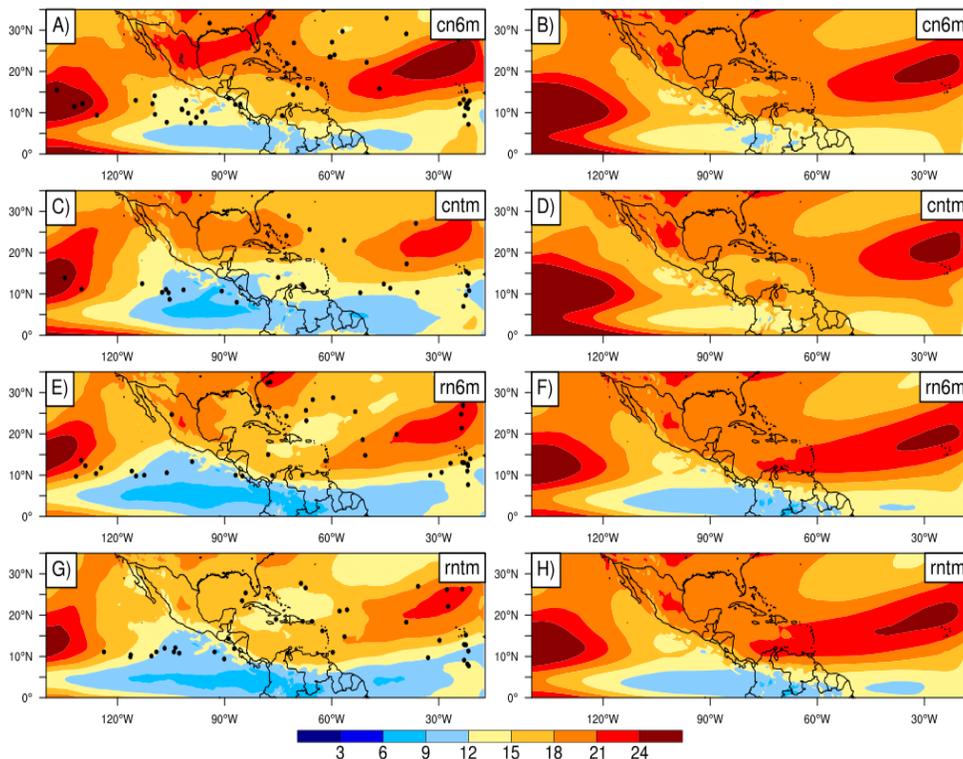


Figura 4.22. Cizalla del viento (m/s) en los días de ciclogénesis (izquierda) y los días en los que no existió ningún vórtice (derecha) en los miembros *cn6m*, *cntm*, *rn6m*, *rntm* durante 1990-2000. Los puntos negros señalan el lugar donde ocurrió la ciclogénesis tropical.

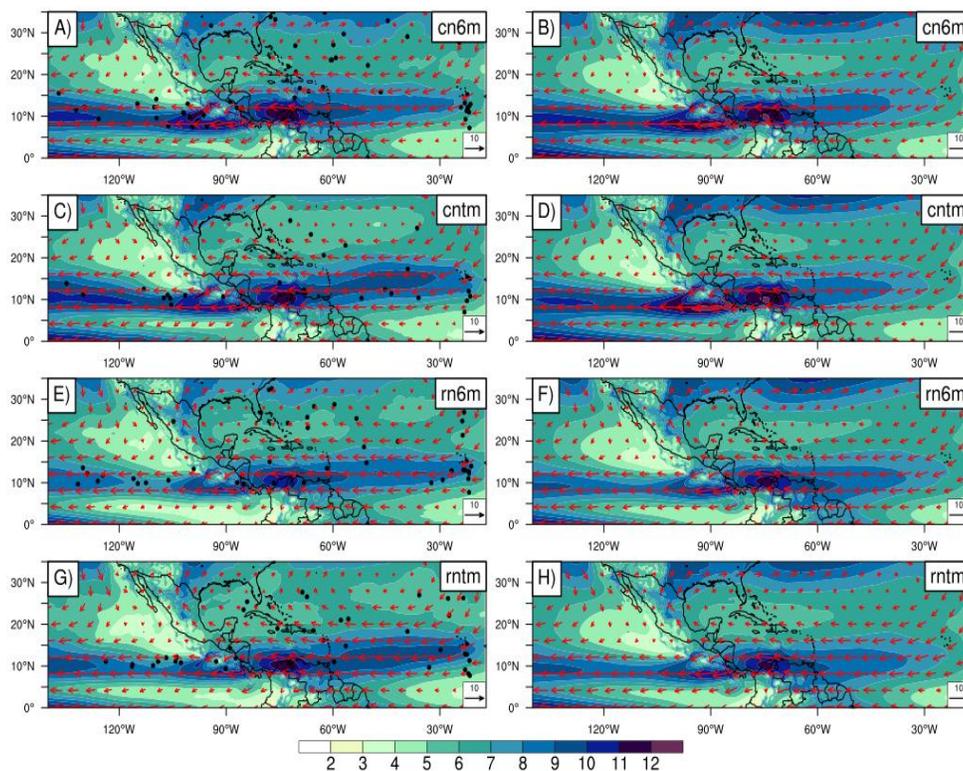


Figura 4.23. Velocidad horizontal del viento (m/s) y patrones de circulación a 850 mb en los días de ciclogénesis (izquierda) y los días en los que no existió ningún vórtice (derecha) en los miembros *cn6m*, *cntm*, *rn6m*, *rntm* durante 1990-2000. Los puntos señalan el lugar donde ocurrió la ciclogénesis tropical.

El patrón de comportamiento de la velocidad del viento en los 4 miembros con menor actividad ciclónica no cambia entre los días con formación de vórtices y sin vórtices (Fig. 4.23). Estos resultados sugieren que la atmósfera simulada en cada uno de los 4 miembros requiere de mayores gradientes de velocidad para producir vórtices, pues pareciera que no existen importantes variaciones dinámicas que conduzcan a la ciclogénesis a lo largo del tiempo de simulación.

El porcentaje de los vórtices que se forman en el Caribe es menor comparado con el observado (Fig. 4.14A). Así que, surgió la pregunta sobre cuáles podrían ser las causas dinámicas de la menor ocurrencia de vórtices en el Caribe. La corriente en chorro del Caribe en bajos niveles (CLLJ, por sus siglas en inglés) podría ser responsable de esta disminución de vórtices en la simulación, ya que cuando existen anomalías intensas en los vientos zonales a 925 mb durante los meses de mayo-noviembre, la actividad ciclónica sobre el Caribe disminuye. Por ello, se usó el índice del CLLJ con los datos del ERAI, que es un promedio del viento zonal a 925 mb en el área comprendida entre 12.5°–17.5°N y 80°–70°W (Wang, 2007), para analizar cómo los miembros simularon su comportamiento durante el periodo 1990-2000.

De manera general, los años en los que el índice del CLLJ está cercano a cero (línea negra en Fig. 4.24), como en 1990, 1996 y 2000, los miembros tienden a sobreestimar la velocidad de los vientos, por lo que simulan una CLLJ más intensa. En los años que registraron un índice negativo intenso observado, años 1995 y 1999 (La Niña) con una alta actividad ciclónica en los IAS, la mitad de los miembros del ensamble simularon también un índice negativo. Sin embargo, la magnitud es bastante menor de -1.0 m/s, por lo que, los 10 miembros del WRF no tienen la capacidad de simular eventos intensos que corresponden a años La Niña (Fig. 4.24).

Durante los años que se registró un índice positivo intenso, años El Niño 1991, 1994 con baja actividad ciclónica, los miembros simulan un comportamiento anómalo variado tanto positivo como negativo; sin embargo, la magnitud de los índices positivos de los miembros no excede 1 m/s (a excepción de los miembros cktm, rktm en 1991 y ck6m, cktm, rk6m y rktm en 1994 que simulan un comportamiento opuesto al del reanálisis). En cambio, en el año de 1997, año de un Niño muy intenso, todos los miembros simulan el comportamiento opuesto al del índice en el reanálisis (Fig. 4.24). En conclusión, la incorrecta simulación de la intensidad del CLLJ en los 10 miembros del WRF no conduce a una menor formación de vórtices.

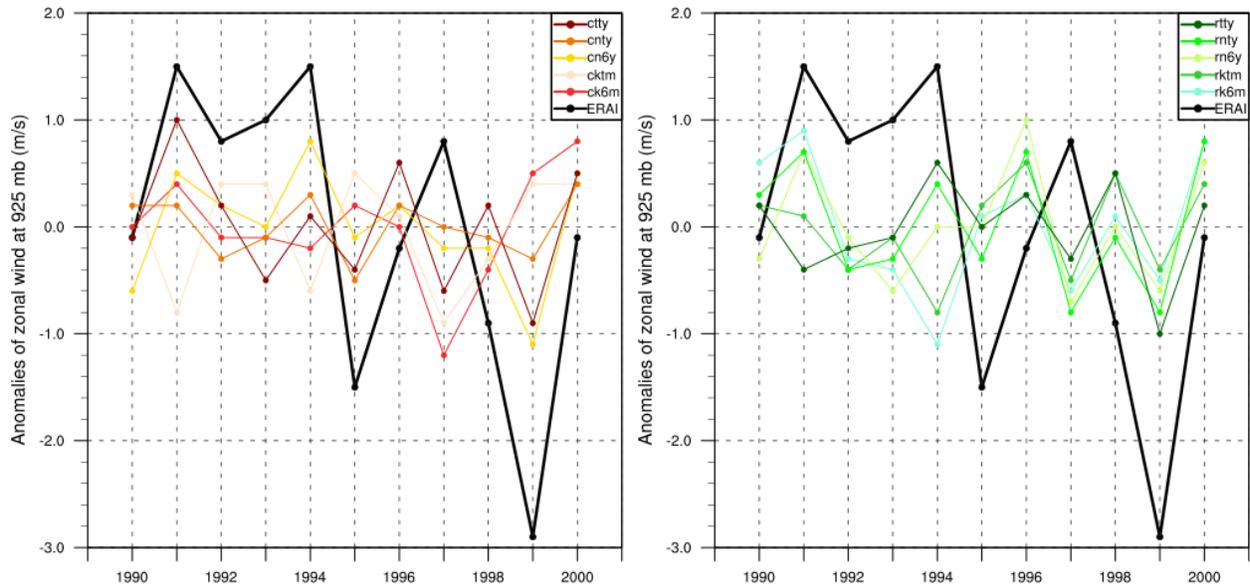


Figura 4.24. Índice del CLLJ usando el viento zonal a 925 mb de ERAI (línea negra) y los 10 miembros del ensamble del WRF durante el periodo 1990-2000.

Los vórtices que se formaron en el Mar Caribe, Golfo de México y ENP se clasificaron en intensos y débiles de acuerdo con el promedio de área de su vorticidad a 850 mb y que se encuentra exclusivamente confinada a un radio de 2° desde su centro. Los umbrales para definir los vórtices intensos y débiles varían de acuerdo a la región, pues la curva de distribución de la vorticidad es diferente. Por ejemplo, el valor positivo (negativo) utilizado para definir los vórtices intensos/débiles que se formaron en el Pacífico mexicano tiene que ser mayor (menor) a $3.5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ($-3.5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$). Por su parte, la clasificación de los vórtices que se formaron en el Mar Caribe se basa en el valor de $2.5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ($-2.5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) para definir los vórtices como intensos (débiles). En el Golfo de México, el umbral para clasificar los vórtices es más pequeño comparado con las otras regiones: $1.5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ($-1.5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) para vórtices intensos (débiles).

Las estructuras verticales de humedad relativa (%), velocidad horizontal del viento (m/s), vorticidad (10^{-5} s^{-1}), temperatura potencial equivalente (K) y velocidad vertical (10^{-3} m/s) sirvieron para determinar la habilidad del modelo WRF para simular las características de un CT en diferentes niveles de altura. En el ENP, el miembro cn6y muestra una diferente estructura vertical entre los vórtices intensos y los débiles (Fig. 4.25.9; 4.25.10). Sin embargo, el miembro rnty muestra un comportamiento opuesto, pues los vórtices débiles tienen una estructura más húmeda en comparación con los vórtices intensos (Fig. 4.25.15; 4.25.16). Los demás miembros no muestran diferencias entre la estructura vertical de los vórtices intensos/débiles.

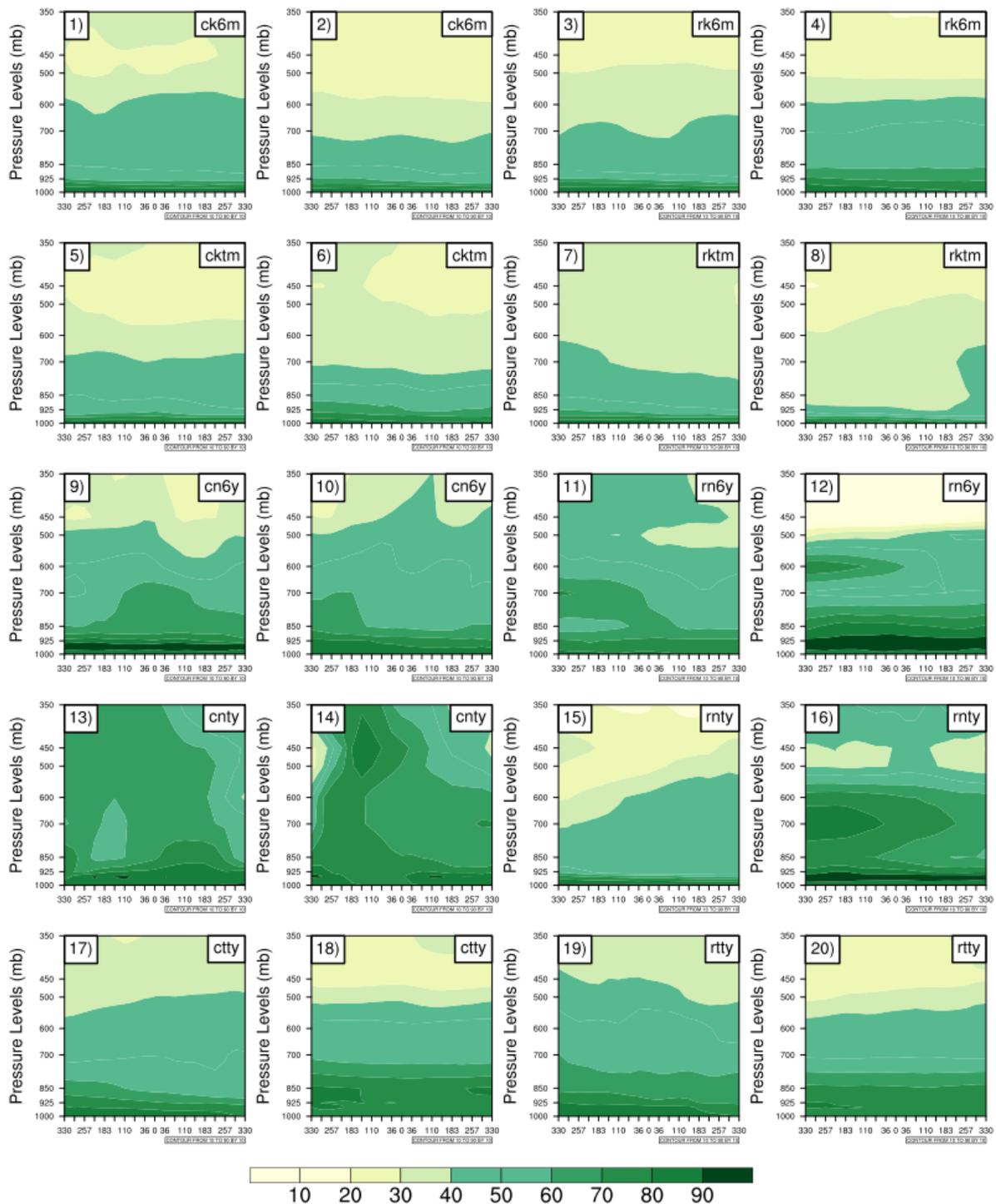


Figura 4.25. Estructura vertical de la humedad relativa (%) de los vórtices que se formaron en el Pacífico mexicano. Los números impares corresponden a vórtices intensos y los números pares corresponden a vórtices débiles de cada parametrización (etiqueta superior derecha) en un radio de 330 km a partir de su centro.

La estructura vertical de la velocidad horizontal del viento se comporta de manera variante y contraria a lo esperado, ya que los vórtices débiles parecen ser más intensos en la capa de 700-600 mb en los miembros rk6m, cktm, rktm, cn6y y rn6y (Fig. 4.26.3; 4.26.4; 4.26.5; 4.26.6; 4.26.7; 4.26.8; 4.26.9; 4.26.10; 4.26.11; 4.26.12) que los vórtices fuertes.

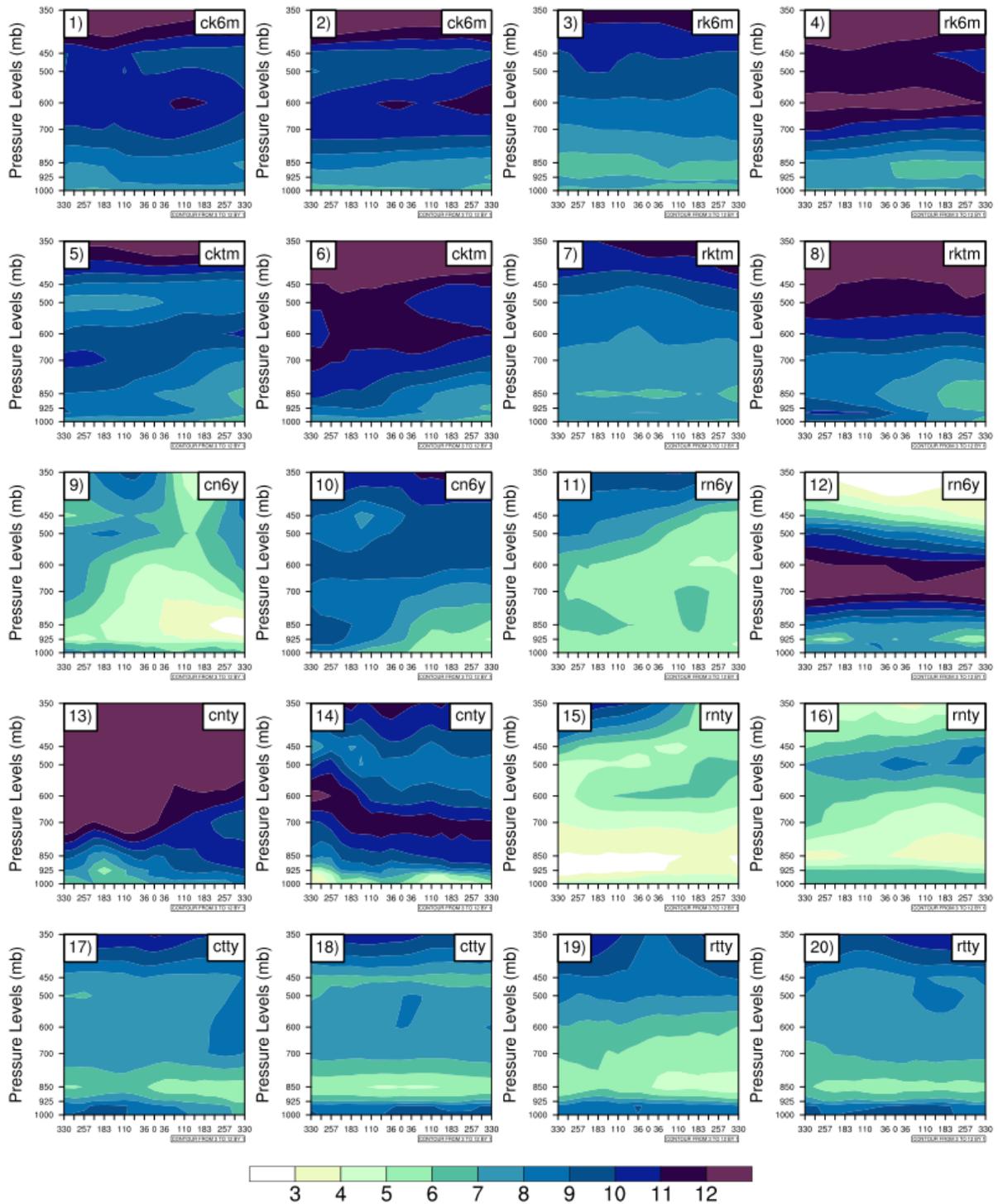


Figura 4.26. Estructura vertical de velocidad horizontal del viento (m/s) de los vórtices que se formaron en el Pacífico mexicano. Los números impares corresponden a vórtices intensos y los números pares corresponden a vórtices débiles de cada parametrización (etiqueta superior derecha) en un radio de 330 km a partir de su centro.

Por su parte, la estructura vertical de la vorticidad de los vórtices que se formaron en el Pacífico mexicano tampoco está bien simulada por ninguno de los 10 miembros del ensamble (Fig. 4.27), puesto que su estructura no se parece a la construida por medio de asimilación de datos (Fig. 4.5).

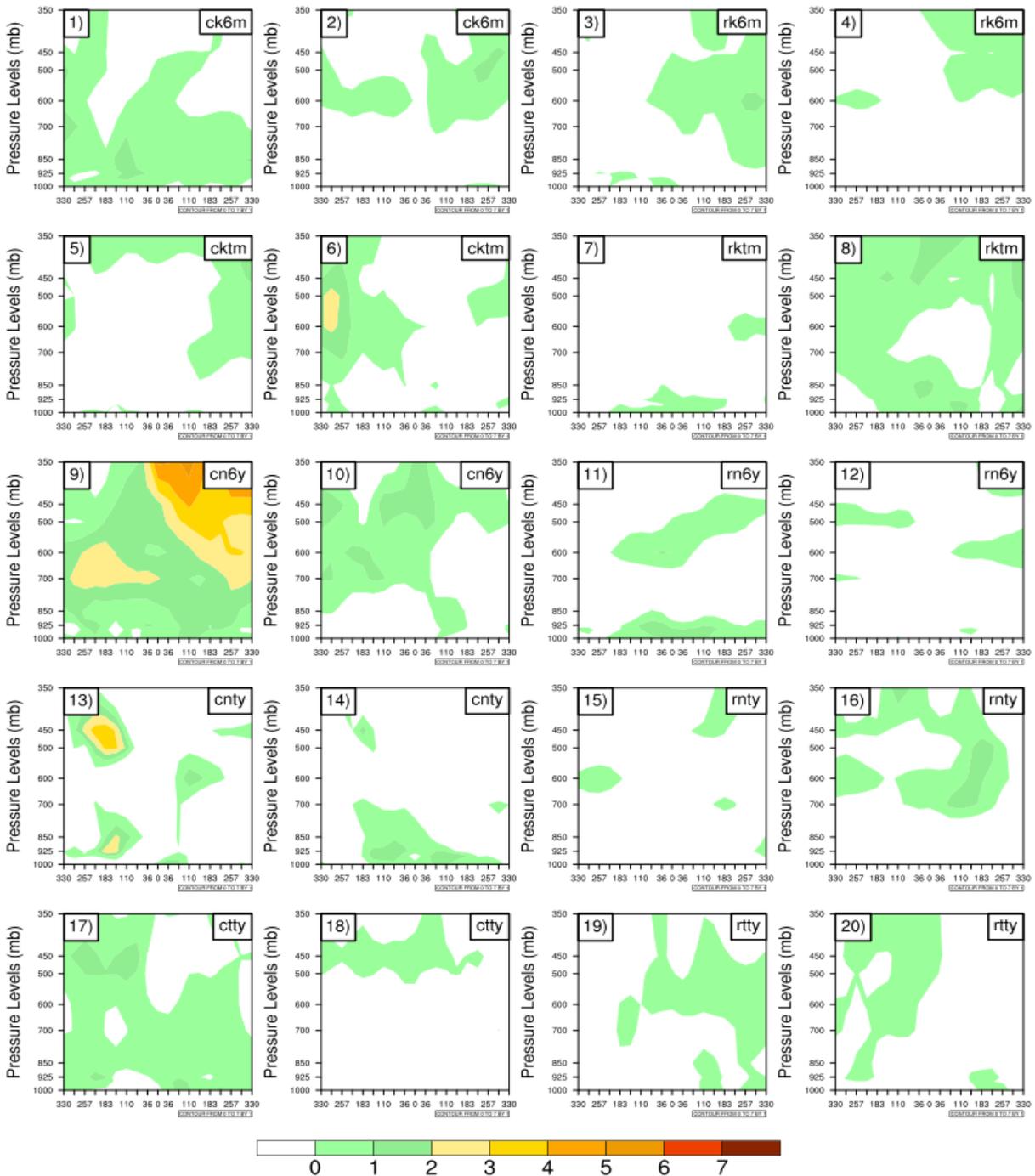


Figura 4.27. Estructura vertical de la vorticidad ($10^{-5} s^{-1}$) de los vórtices que se formaron en el Pacífico mexicano. Los números impares corresponden a vórtices intensos y los números pares corresponden a vórtices débiles de cada parametrización (etiqueta superior derecha) en un radio de 330 km a partir de su centro.

Con respecto a la estructura vertical de θ_e , los únicos miembros que simulan una atmósfera ligeramente inestable son cn6y, rn6y, cnty, ccty, rtty; sin embargo, no existe una diferencia vertical definida entre el centro de sus vórtices intensos/débiles y la distancia de 330 km. La teoría indica que el centro debería tener los valores más altos y éstos deberían decrecer conforme se aleja del centro cálido del vórtice (Fig. 4.28). Así, se concluye que el WRF no puede

simular una estructura vertical térmica de los vórtices. Por su parte, el análisis de la estructura vertical de la velocidad vertical w (Fig. 4.29) indica que las corrientes ascendentes (valores negativos) y las corrientes descendentes (valores positivos) están adecuadamente simuladas por 9 miembros del ensamble, ya que el miembro rty sólo alcanza a simular corrientes descendentes en los vórtices intensos.

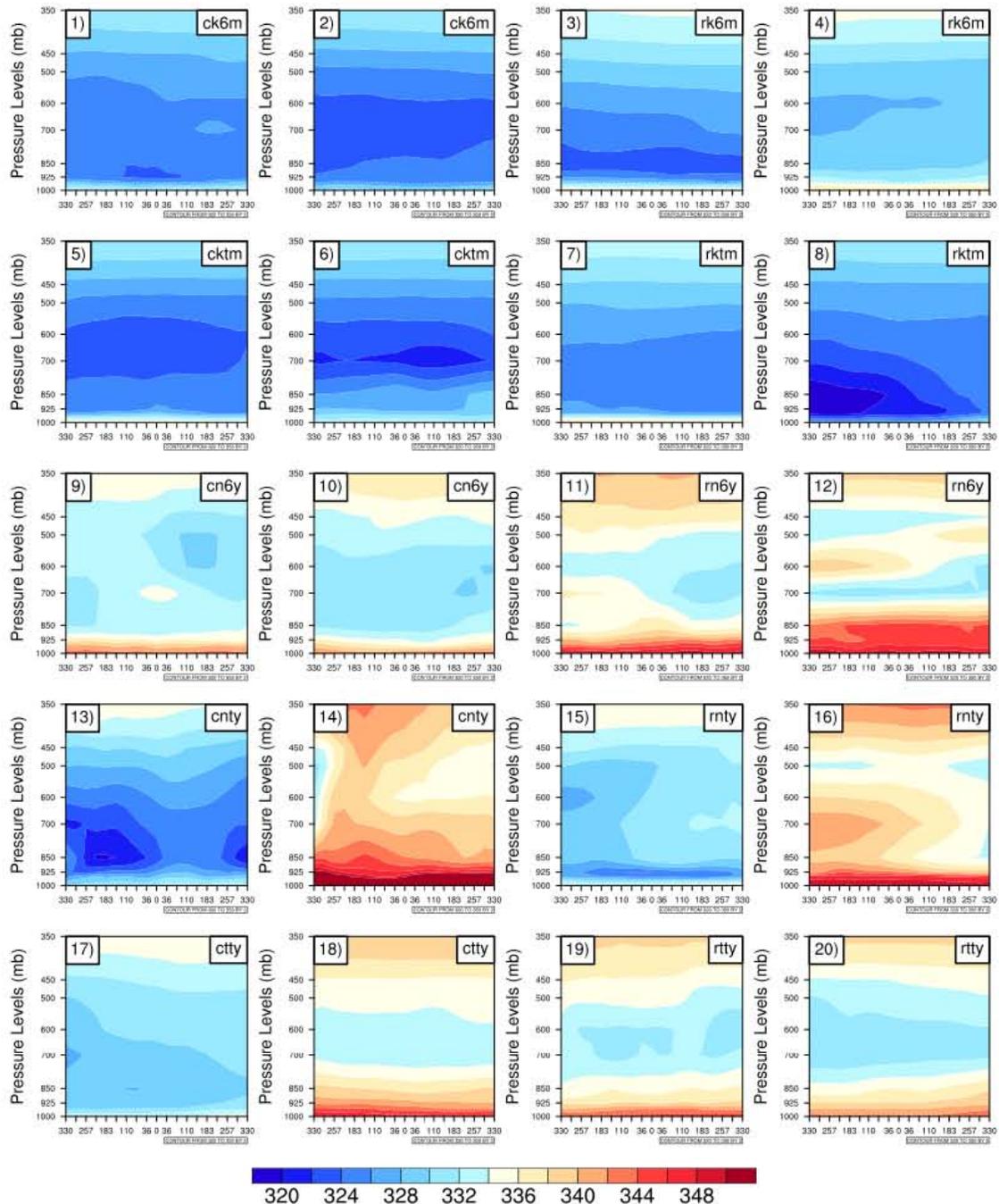


Figura 4.28. Estructura vertical de temperatura potencial equivalente (K) que se formaron en el Pacífico mexicano. Los números impares corresponden a vórtices intensos y los números pares corresponden a vórtices débiles de cada parametrización (etiqueta superior derecha) en un radio de 330 km a partir de su centro.

Los datos de reanálisis indican que cerca del centro debe existir una corriente ascendente y otra descendente de vientos (Apéndice A). Sin embargo, conforme el CT pierde la intensidad de sus vientos en superficie, sólo las corrientes ascendentes dominan el centro. Así, los 9 miembros simulan una combinación de corrientes ascendentes y descendentes o sólo ascendentes (Fig. 4.29).

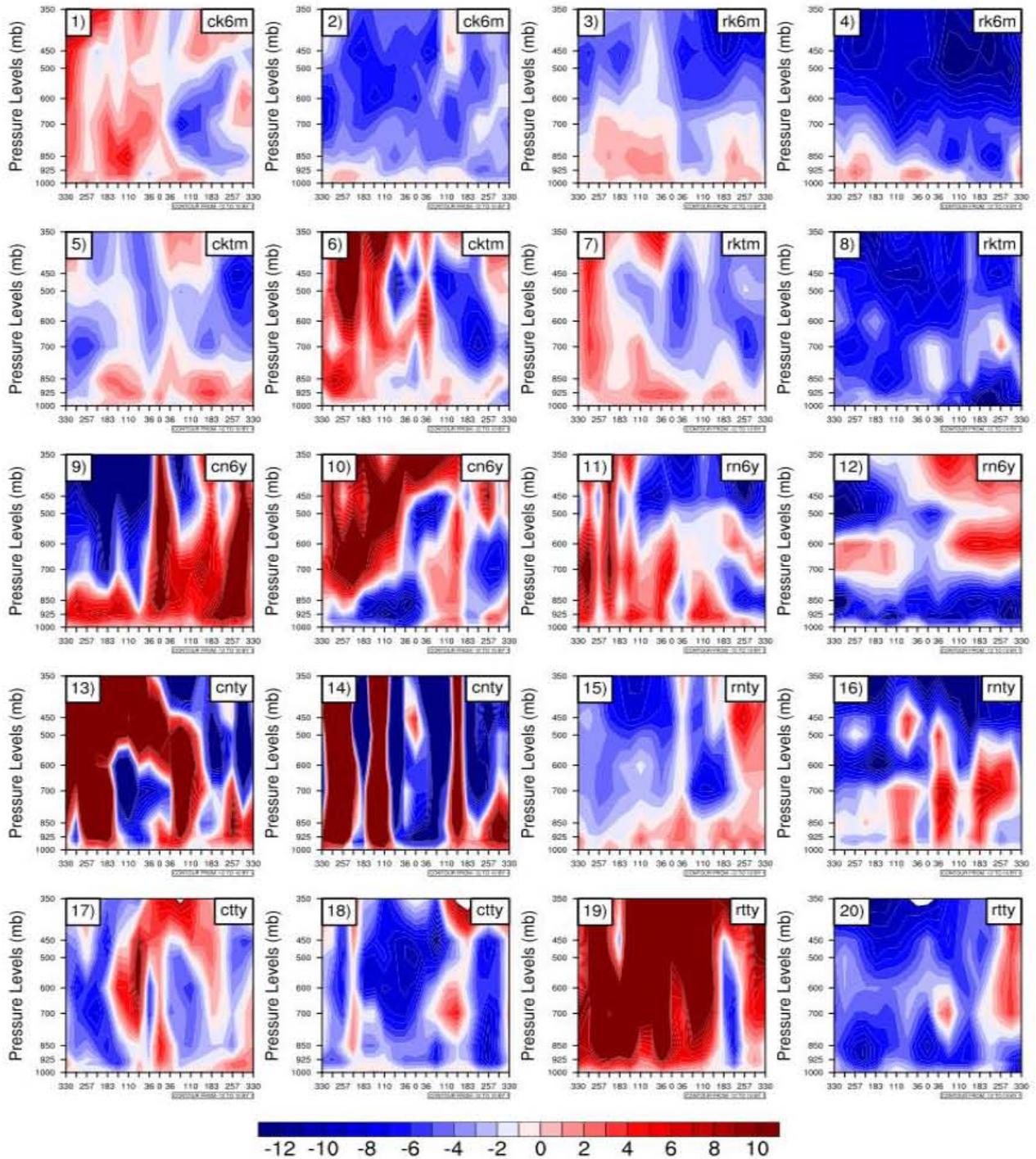


Figura 4.29. Estructura vertical de la velocidad vertical (w) ($10^{-3} s^{-1}$) que se formaron en el Pacífico mexicano. Los números impares corresponden a vórtices intensos y los números pares corresponden a vórtices débiles de cada parametrización (etiqueta superior derecha) en un radio de 330 km a partir de su centro.

Por su parte, la simulación de la estructura vertical de la humedad relativa muestra que los vórtices que se formaron en el Caribe están representados adecuadamente por 6 miembros: rk6m, cn6y, rn6y, cnty, ctty y rtty, pues los demás miembros simulan condiciones de una estructura vertical seca con valores de humedad relativa menores a 40% en todos los niveles de presión (Fig. 4.30).

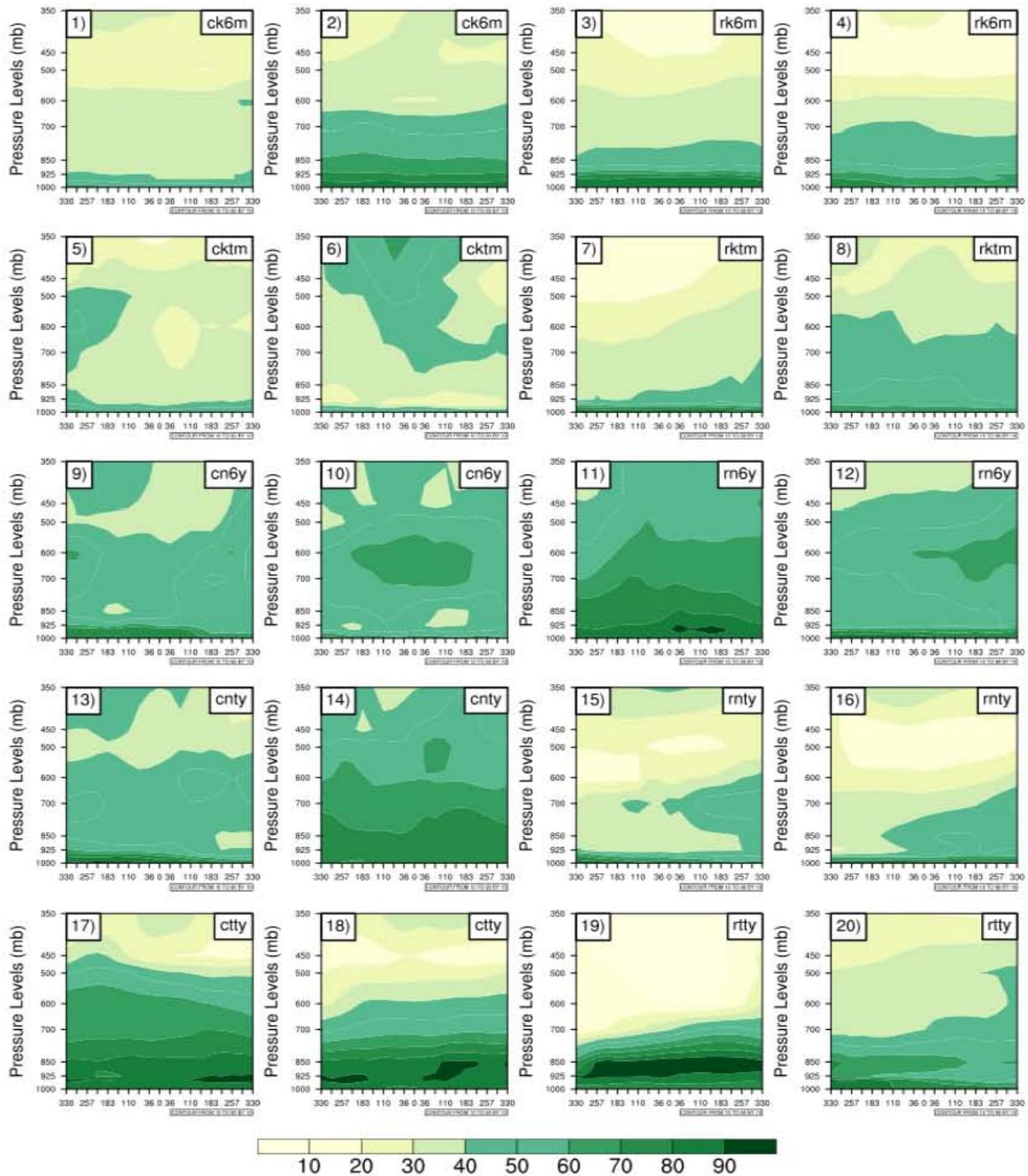


Figura 4.30. Estructura vertical de la humedad relativa (%) de los vórtices que se formaron en el Caribe. Los números impares corresponden a vórtices intensos y los números pares corresponden a vórtices débiles de cada parametrización (etiqueta superior derecha) en un radio de 330 km a partir de su centro.

La estructura vertical del velocidad del viento horizontal y la temperatura potencial equivalente de los vórtices que se formaron en el Caribe está pobremente simulada por todos los miembros del WRF (no mostrado). Sin embargo, a diferencia de los resultados obtenidos en el Pacífico mexicano (Fig. 4.27), las simulaciones de la estructura vertical de la vorticidad en el Caribe muestran que algunos miembros captan ciertas características de los vórtices intensos en diferentes niveles de presión, como los miembros rktm, cn6y, rn6y, cnty y rtty (Fig. 4.31).

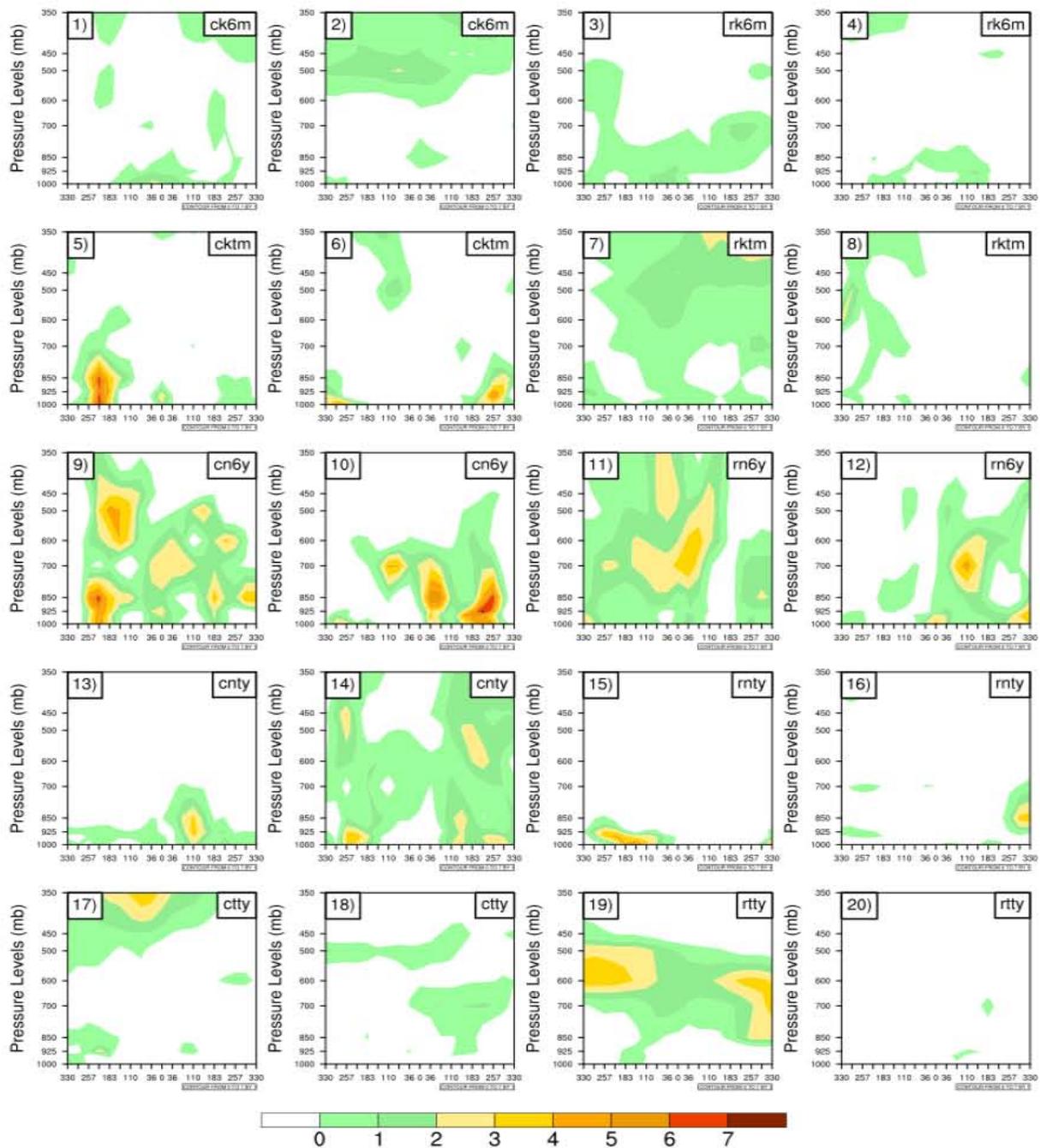


Figura 4.31. Estructura vertical de la vorticidad ($10^{-5} s^{-1}$) de los vórtices que se formaron en el Caribe. Los números impares corresponden a vórtices intensos y los números pares corresponden a vórtices débiles de cada parametrización (etiqueta superior derecha) en un radio de 330 km a partir de su centro.

De igual manera, la mayoría de los miembros logra simular adecuadamente las corrientes ascendentes y descendentes que ocurren cerca del centro del vórtice. No obstante, los miembros cnty, ctyy y rtyy simulan erróneamente el comportamiento de las corrientes (Fig. 4.32).

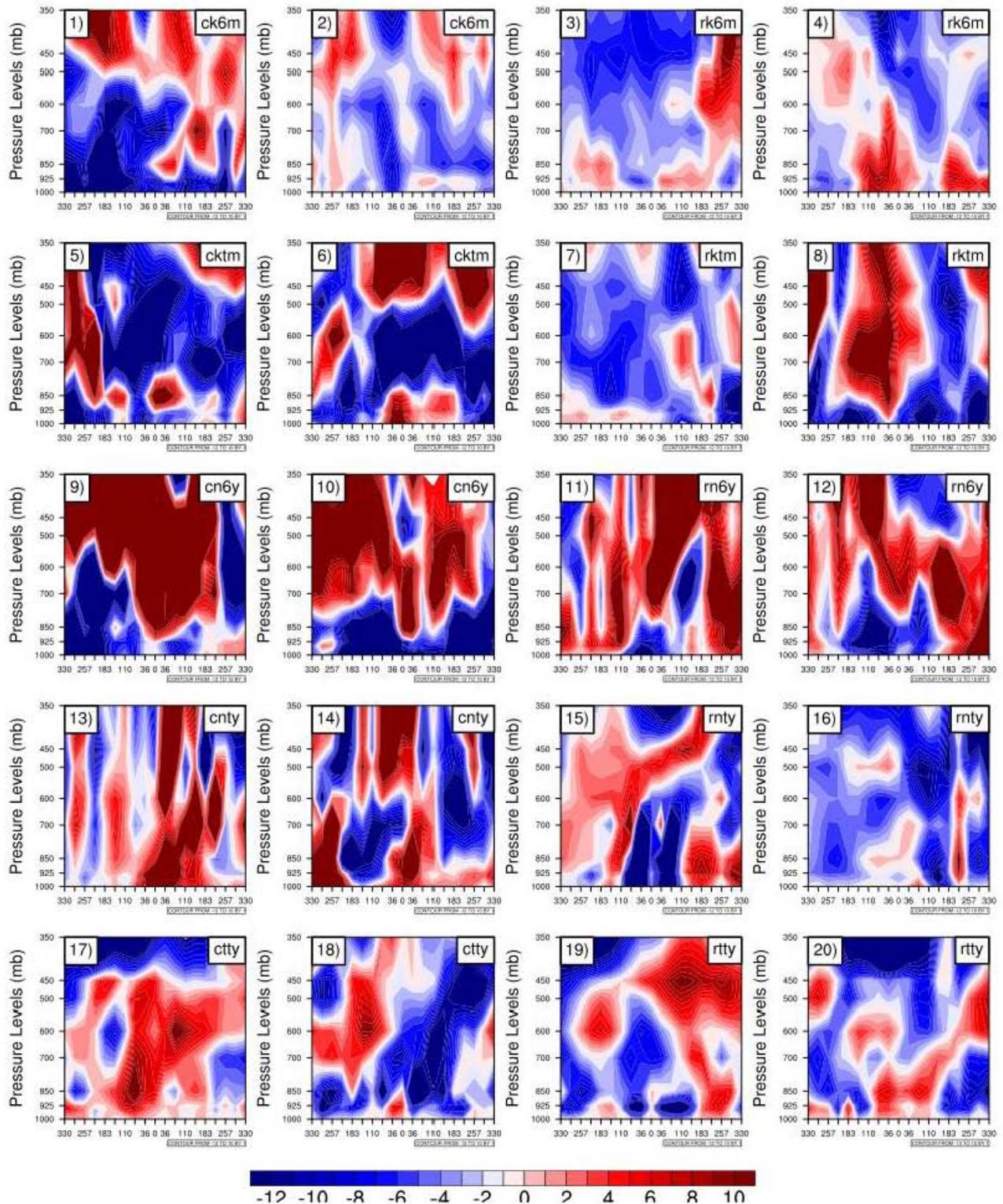


Figura 4.32. Estructura vertical de temperatura potencial equivalente (K) que se formaron en el Caribe. Los números impares corresponden a vórtices intensos y los números pares corresponden a vórtices débiles de cada parametrización (etiqueta superior derecha) en un radio de 330 km a partir de su centro.

La estructura vertical de la humedad relativa de los vórtices que se formaron en el Golfo de México está simulada de manera adecuada por los 10 miembros; así como los vórtices del Pacífico mexicano y del Caribe (Fig. 4.33). Sin embargo, su representación podría ser mejor si el WRF pudiera captar un gradiente zonal entre el centro del vórtice y la distancia de 330 km.

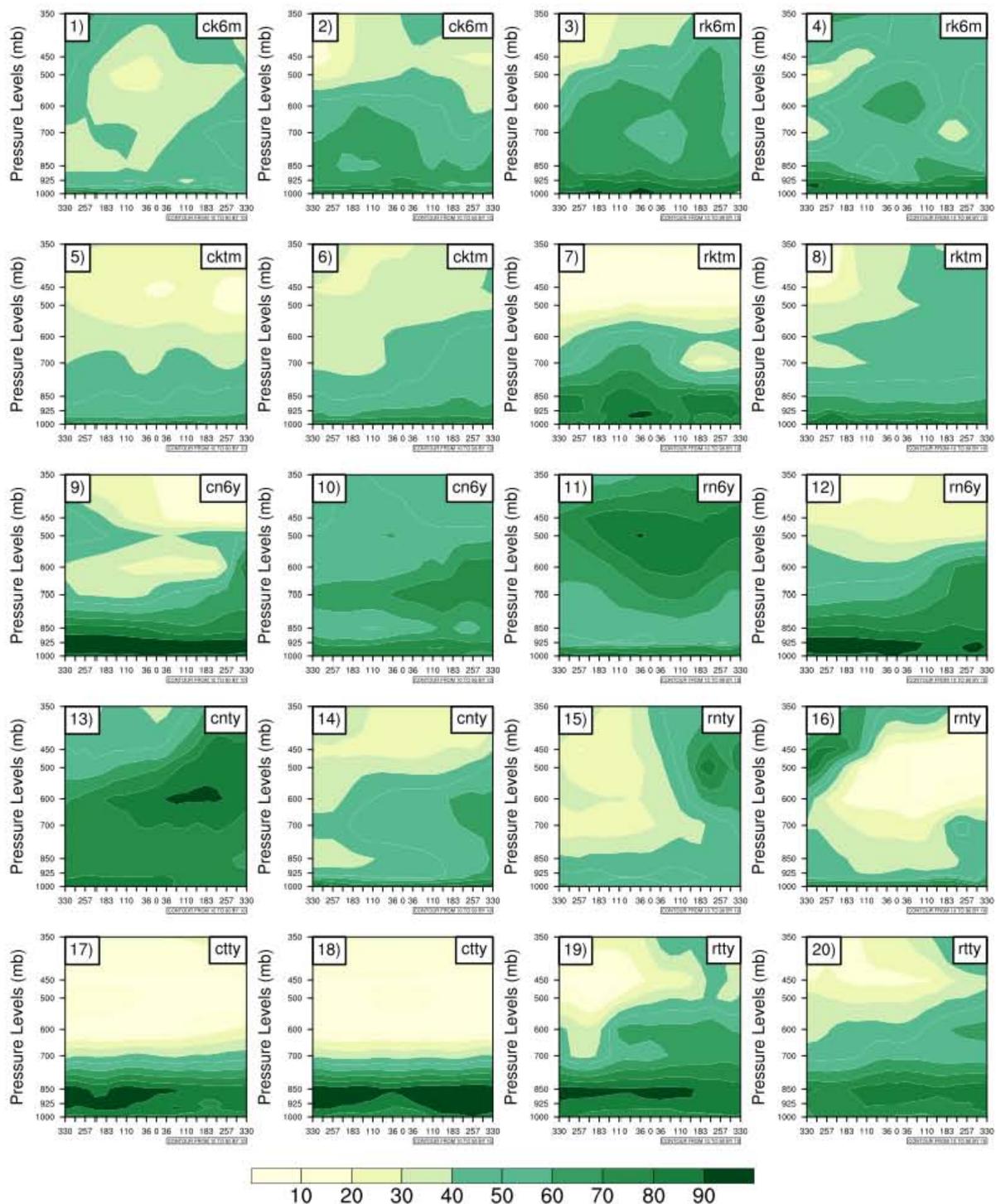


Figura 4.33. Estructura vertical de la humedad relativa (%) de los vórtices que se formaron en el Golfo de México. Los números impares corresponden a vórtices intensos y los números pares corresponden a vórtices débiles de cada parametrización (etiqueta superior derecha) en un radio de 330 km a partir de su centro.

Algunos miembros logran simular la estructura vertical de la vorticidad en el Golfo de México adecuadamente, por ejemplo: rk6m, rktm, cnty y ctty (Fig. 4.34). La estructura vertical simulada por el miembro ctty está bien definida, aunque pertenezca a la de un vórtice débil (Fig. 4.34.18). Aún así, hubiera sido ideal que los vórtices del Pacífico mexicano y región del Caribe hubieran simulado un patrón similar al miembro ctty en el Golfo de México.

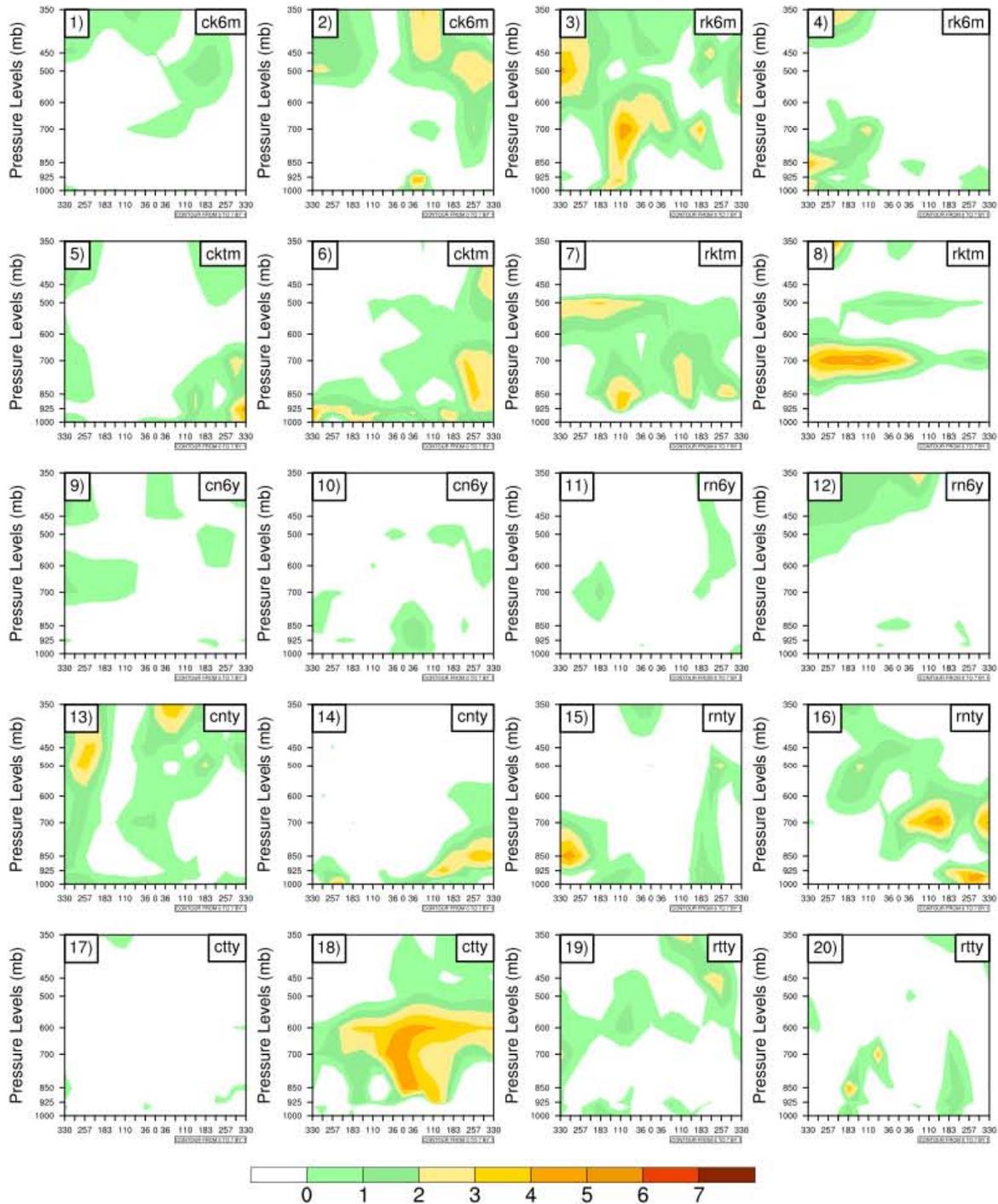


Figura 4.34. Estructura vertical de la vorticidad ($10^{-5} s^{-1}$) de los vórtices que se formaron en el Golfo de México. Los números impares corresponden a vórtices intensos y los números pares corresponden a vórtices débiles de cada parametrización (etiqueta superior derecha) en un radio de 330 km a partir de su centro.

La estructura vertical de la θ_e en los vórtices que se formaron en el Golfo de México está simulada adecuadamente por 9 miembros (Fig. 4.35). Sin embargo, el miembro rktm no muestra un patrón definido de corrientes ascendentes y descendentes, ya que sólo muestra corrientes descendentes (Fig. 4.35.7; 4.35.8). Aunado a esto, las estructuras verticales de la velocidad del viento horizontal y de la temperatura potencial equivalente están pobremente simuladas por el WRF para estos vórtices.

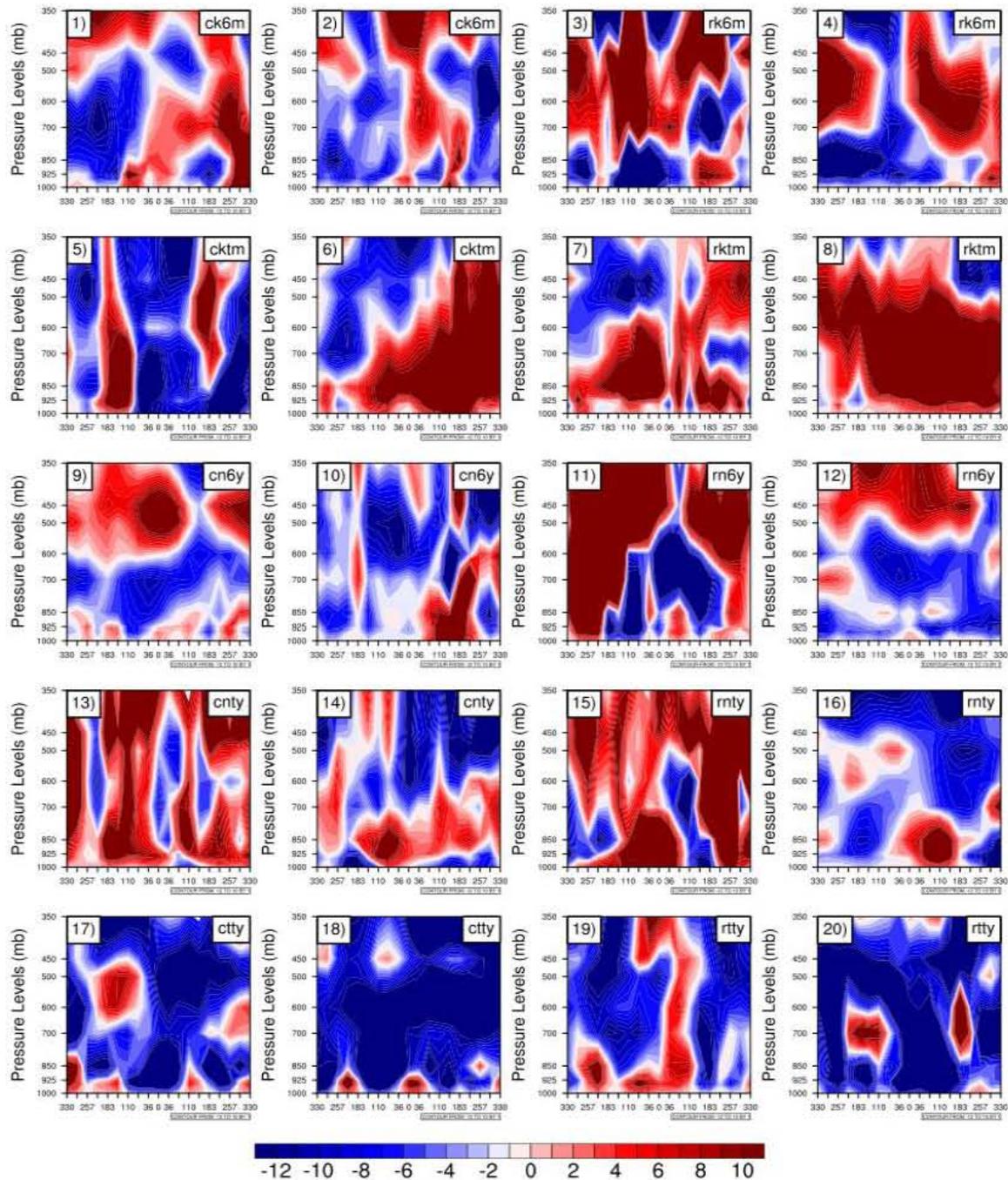


Figura 4.35. Estructura vertical de temperatura potencial equivalente (K) que se formaron en el Golfo de México. Los números impares corresponden a vórtices intensos y los números pares corresponden a vórtices débiles de cada parametrización (etiqueta superior derecha) en un radio de 330 km a partir de su centro.

En conclusión, el WRF produce vórtices bajo condiciones dinámicas pero no termodinámicas, pues la ciclogénesis generada no depende de la humedad atmosférica o de la temperatura. Además, los vórtices del WRF no tienen una estructura vertical bien definida en términos de temperatura atmosférica, temperatura potencial equivalente, velocidad horizontal del viento y vorticidad que corresponda a la realidad, aún cuando su tiempo de vida está sobrestimado.

4.1.3. Modelo regional RegCM4.3

El modelo RegCM4 fue forzado en las condiciones de frontera por los datos del ERAI, al igual que el modelo regional WRF, y se corrió a una resolución de 13 km. Esto fue con la finalidad de analizar si los patrones de lluvia estacional y las trayectorias de los vórtices estaban adecuadamente simulados.

Varios experimentos de CTs se llevaron a cabo utilizando las diferentes parametrizaciones de cúmulus e intercambio de flujo océano-atmósfera. Sin embargo, se encontró que las parametrizaciones de cúmulus Grell, Icup98 (MIT en el continente y Grell en el océano) e Icup99 (Grell en el continente y MIT en el océano) no producían muchos vórtices, ya que tenían una atmósfera “inerte”. Por lo tanto, se eligió utilizar la siguiente combinación de parametrizaciones: cúmulus MIT más el intercambio del flujo océano-atmósfera BATs y MIT más el intercambio del flujo océano-atmósfera Zheng.

El huracán Alex 2010 fue analizado utilizando las CIs 10 días antes de su formación en el mar Caribe y se realizó una integración del modelo por 20 días. La combinación de MIT + BATS produce dos vórtices que no afectan el noreste de México durante la integración del modelo y se encuentran más al norte de la latitud de 25° (Fig. 4.36B). Por su parte, la combinación de MIT + Zheng produce un vórtice con una trayectoria similar a la observada (Fig. 4.36C). Sin embargo, ambas combinaciones simulan patrones de circulación completamente diferentes a los del reanálisis ERAI al nivel de 700 mb (Fig. 4.36A) y la precipitación acumulada producida por la trayectoria de los vórtices no excede los 40 mm. Las dos combinaciones producen una convergencia de humedad cerca de las costas de Chiapas que no corresponde con lo observado.

Por su parte, el huracán Karl 2010 también fue analizado utilizando CIs 10 días antes de su formación e integrando por un tiempo de 20 días. La combinación MIT + flujo océano-atmósfera BATs (Fig. 4.36E) produce un vórtice con una trayectoria similar a la observada ya

que afecta el territorio mexicano; sin embargo, se encuentra más al norte de la latitud de 20°. De igual manera, ambos tipos de combinaciones subestiman la lluvia acumulada causada por la trayectoria del vórtice (> 240 mm) y muestran una convergencia intensa de humedad en 700 mb en las costas de Chiapas (Fig. 4.36E; 4.36F).

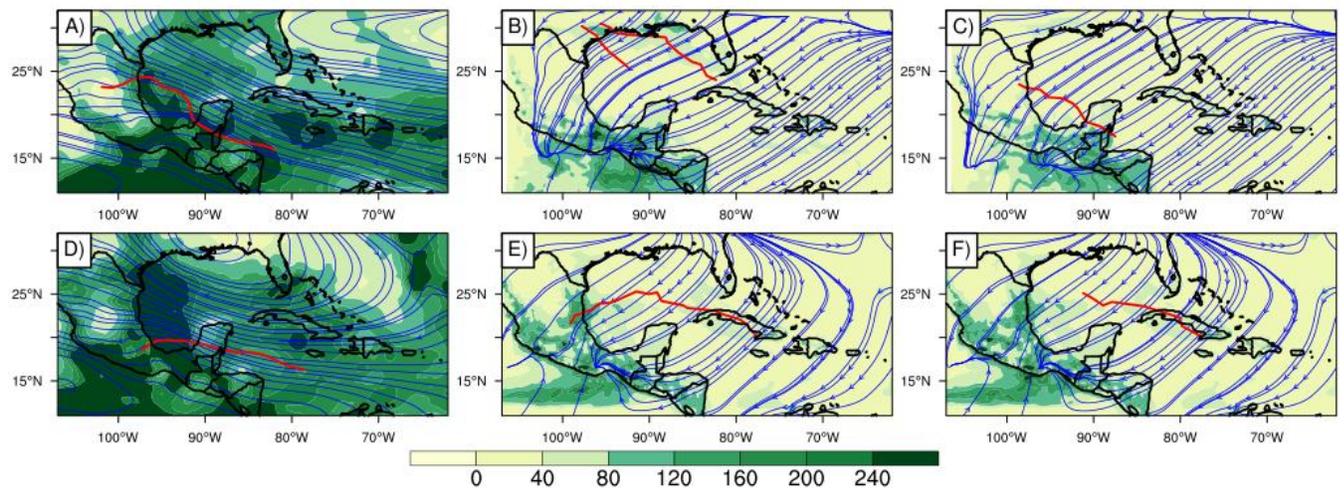


Figura 4.36. Precipitación acumulada, líneas de corriente a 700 mb y la trayectoria durante el paso de Alex 2010 en A) el ERAI, B) la parametrización de MIT + BATS del RegCM4, C) la parametrización de MIT + Zheng del RegCM4 y durante el paso de Karl 2010 en D) el ERAI, E) la parametrización de MIT + BATS del RegCM4 y F) la parametrización de MIT + Zheng del RegCM4. Las líneas rojas representan la trayectoria.

El huracán Emily 2005, con CIs de un día antes de su ciclogénesis e integrando por un tiempo de 15 días, fue analizado utilizando la combinación MIT + flujo océano-atmósfera BATS, ya que es la que produjo mayor convección comparada con la de Zheng, y las CIs de 5 días antes de ocurriera su ciclogénesis. Además, se realizó un experimento en el que se aumentaron 3 K a la región donde ocurrió la ciclogénesis tropical. La finalidad de este experimento fue detectar si los patrones de circulación a 700 mb obedecían al cambio del forzante (en este caso, las TSMs) y determinar si podría existir un cambio en la trayectoria simulada del vórtice.

La combinación MIT + BATS muestra una convergencia intensa de humedad en las costas de Chiapas, por lo que se concluye que el modelo RegCM tienen un “bias” en esta zona. De igual manera, los patrones de circulación en 700 mb son diferentes a los mostrados por el reanálisis ERAI (Fig. 4.37A) y la lluvia acumulada producida por las trayectoria de dos vórtices no excede los 50 mm (Fig. 4.37B). Sin embargo, las dos trayectorias sólo afecta la Península de Florida y los estados sureños estadounidenses. El experimento de adición de 3K a la región de ciclogénesis de Emily muestra que el modelo no simula ninguna respuesta de los patrones de

circulación y de la precipitación acumulada al cambio del forzante, puesto que son iguales a la corrida que no tiene la modificación de las TSMs (Fig. 4.37C). Sin embargo, parece producir mayor precipitación en la zona de ciclogénesis tropical que tienen las TSMs más altas. Asimismo, se producen dos vórtices cuyas trayectorias son parecidas a las corridas sin el cambio en el forzante.

En conclusión, el RegCM4 no tiene la habilidad de simular adecuadamente los patrones de circulación en el steering level, ni la respuesta de éstos a un cambio en el forzante de las TSMs. De igual manera, subestima el valor de la lluvia acumulada por más del 50%. Aunado a esto, la mayoría de sus parametrizaciones de cúmulus (Grell, Icup98, Icup99) no producen vórtices y la lluvia se encuentra subestimada por más del 70% de su valor observado en las regiones del noreste, noroeste, sureste y suroeste (no mostrado).

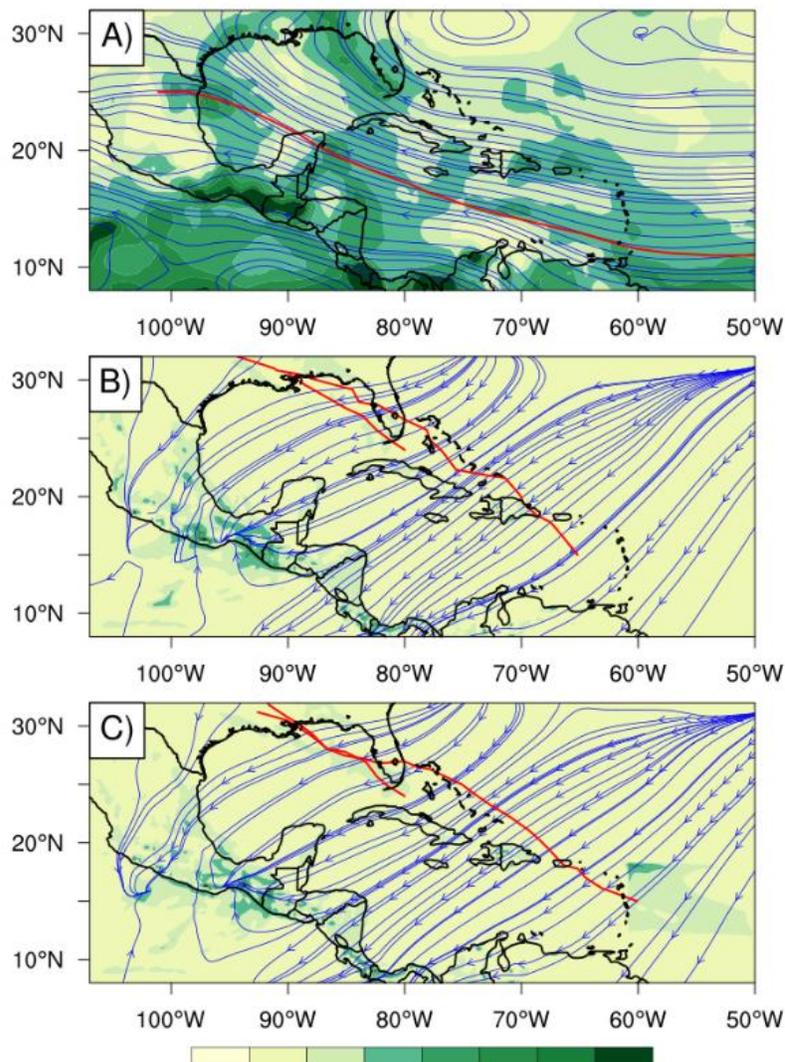


Figura 4.37. Precipitación acumulada, líneas de corriente a 700 mb y la trayectoria durante el paso de Emily 2005 en A) el ERAI, B) MIT + BATS del RegCM4, C) igual que B pero con una TSMs +3°K en su región de ciclogénesis. La línea roja representa la trayectoria.

4.2. Impactos de sembrar vórtices

El modelo GEFS puede desarrollar disturbios sin la necesidad de insertarle vórtices artificiales. Sin embargo, estos disturbios no se desarrollan en las 20 perturbaciones del GEFS y tampoco tienen la intensidad suficiente para sobrevivir durante varios días en la integración del modelo (Fig. 4.38), lo que afectó la lluvia producida durante la corta duración de sus trayectorias. Además, la intensidad de sus vientos no es lo suficientemente fuerte para interactuar con los patrones de circulación sinópticos y, por ende, las trayectorias serán más dispersas (Fig. 4.38). Las aseveraciones anteriores son el resultado de haber experimentado con diferentes intensidades de vórtices para determinar la categoría que debería tener el vórtice artificial que se insertó en los experimentos.

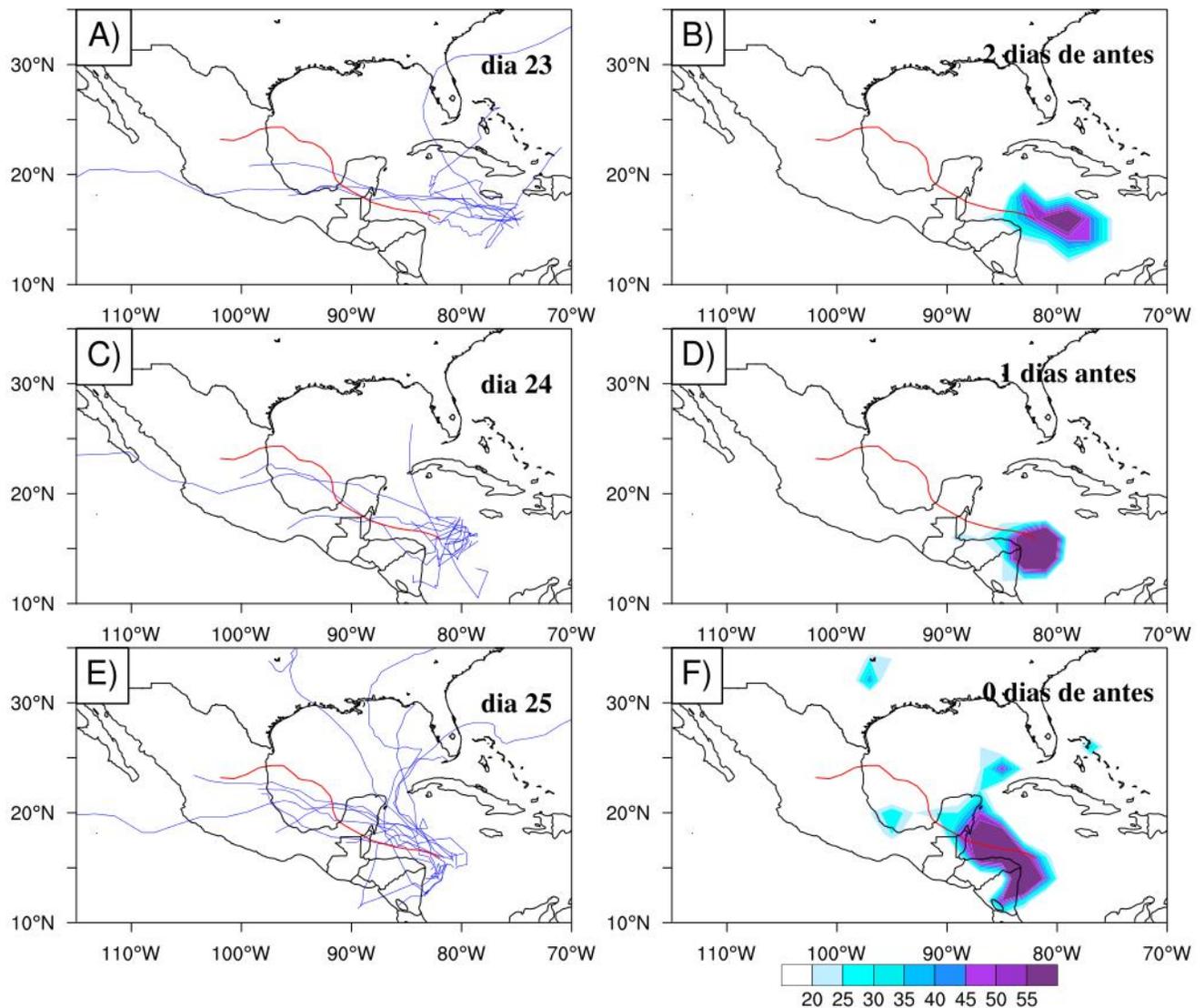


Figura 4.38. Trayectorias de los vórtices en las perturbaciones del GEFS en las CIs del día A) 23, C) 24, E) 25, y su probabilidad (%) de impacto B) 23 (dos días antes de la ciclogénesis), D) 24 (un día antes de la ciclogénesis) y E) 25 (el día que ocurrió la ciclogénesis). La línea roja representa la trayectoria observada de Alex 2010.

La probabilidad de impacto muestra que el modelo pronostica un vórtice que no vivirá muchos días (Fig. 4.38B) y sólo se encontrará en las costas del Caribe mexicano. Durante el día 24 de junio, que es un día antes de la ciclogénesis, la probabilidad de impacto también muestra que el vórtice no vivirá mucho tiempo y afectará únicamente a las costas de Centroamérica (Fig. 4.38D). Por su parte, el día que ocurrió la ciclogénesis, la probabilidad de impacto pronostica una región más amplia en comparación con los demás días. Sin embargo, sólo se encuentra restringida a la Península de Yucatán. Lo anterior es consecuencia directa de la intensidad del disturbio; entre más débil, el GEFS no simulará tiempos de vida largos.

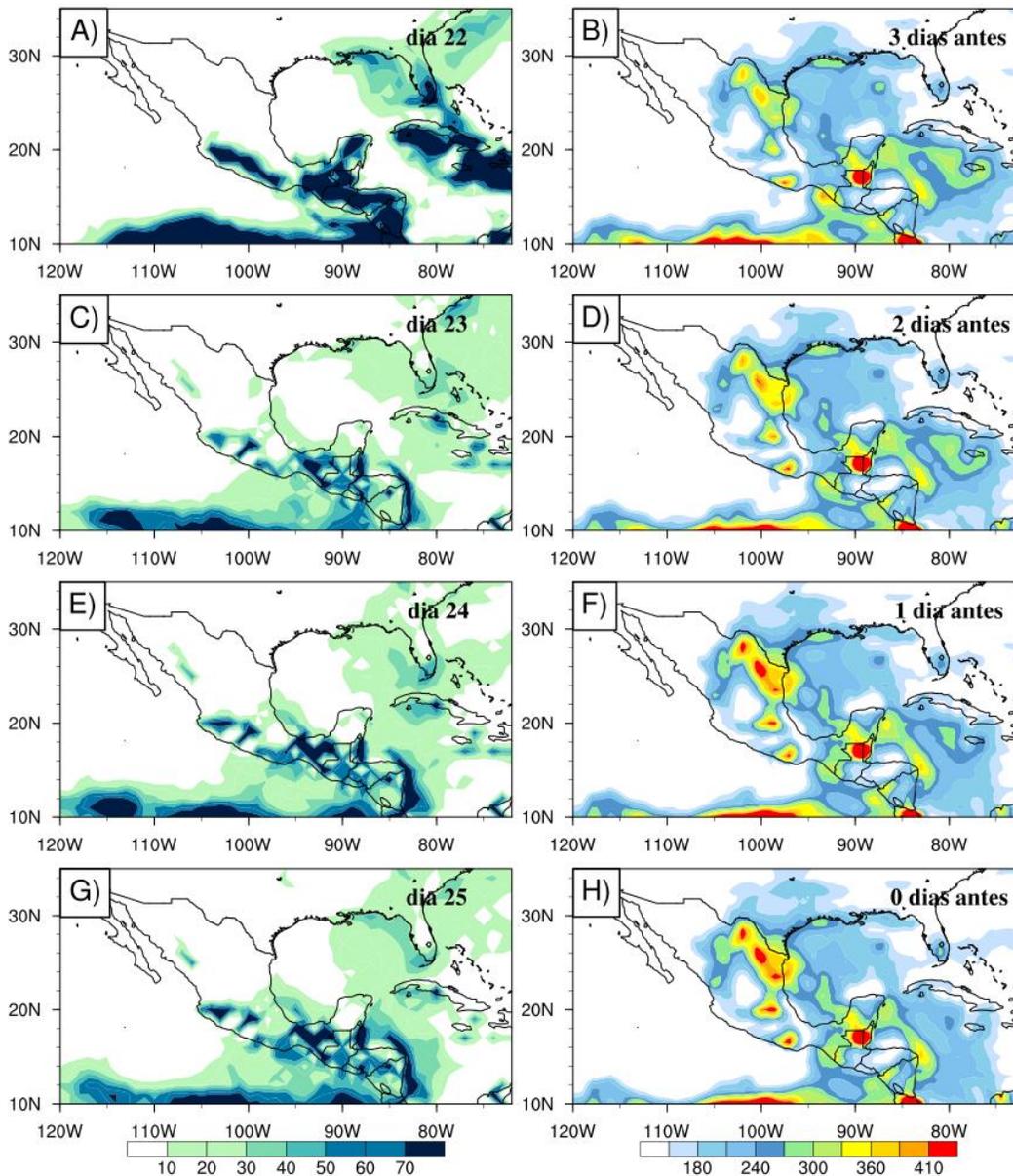


Figura 4.39. Probabilidad (%) de que exista una excedencia de 150 mm en la precipitación acumulada durante 16 días en las perturbaciones del GEFS con las CIs del día A) 23, C) 24, E) 25, y la lluvia acumulada (mm) del ERAI durante 16 días desde el día B) 23 (dos días antes de la ciclogénesis), D) 24 (un día antes de la ciclogénesis) y E) 25 (el día que ocurrió la ciclogénesis).

Los pronósticos de los días 22, 23, 24 y 25 de junio indican que no habrá una lluvia acumulada en 16 días que exceda los 150 mm en el noreste del país (Fig. 4.39A; 4.39C; 4.39E; 4.39G). Sólo pronostican hasta un 40% de probabilidad de lluvia de más de 150 mm para la región centro del país durante los días 24 y 25, ya que las trayectorias pronosticadas durante esos días no afectan más allá de esa región. Si la lluvia pronosticada se compara con los datos del ERAI, se observa que el GEFS no tiene la habilidad de pronosticar precipitaciones intensas para el noreste de México (Fig. 4.39).

La ventaja de sembrar vórtices es que su intensidad es mayor a la de un disturbio producido por el modelo y, por lo tanto, su trayectoria y tiempo de vida serán más largos. Así, el impacto de sembrar vórtices resulta benéfico para el pronóstico de lluvia acumulada, pues el super ensamble logra captar, con un 40% de probabilidad, que habrán lluvias en 16 días que exceden los 150 mm (Fig. 4.40A). De igual manera, el patrón de precipitación pronosticado es similar al de las lluvias acumuladas durante 16 días desde el día de la ciclogénesis de Alex 2010 usando los datos del ERAI (Fig. 4.40B).

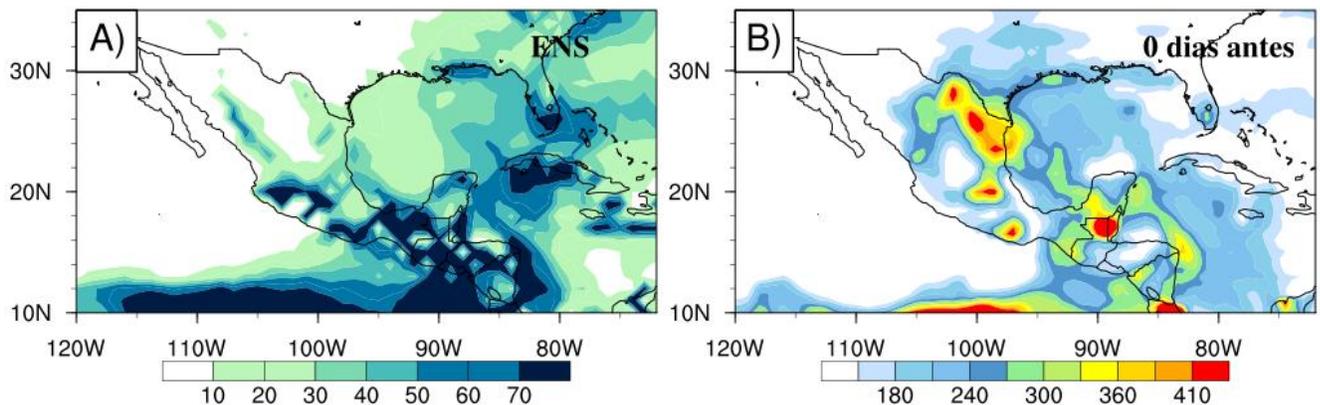


Figura 4.40. A) Probabilidad (%) de que exista una excedencia de 150 mm en la precipitación acumulada durante 16 días en el super ensamble del GEFS y B) lluvia acumulada (mm) del ERAI durante 16 días desde el día 25 (el día que ocurrió la ciclogénesis).

La tasa promedio de precipitación de cada 6 hrs producida por los vórtices que tocaron tierra es de 58 mm en cada uno de los experimentos (Fig. 4.41). Aunque este valor subestima la lluvia producida cada 6 horas por Alex en el ERAI sobre continente, el GEFS puede señalar adecuadamente la región que será afectada por lluvias extremas, como lo indica la figura 4.40A. Por su parte, las estaciones en superficie del noreste de México registraron, en promedio, una tasa de precipitación de 200 mm en 6 horas durante el paso de Alex en esa región (Fig. 4.41). La diferencia es de 142 mm por cada 6 hrs en promedio; sin embargo, el modelo GEFS ha mostrado

que con la siembra de vórtices es posible pronosticar la región continental que será impactada por las lluvias del CT.

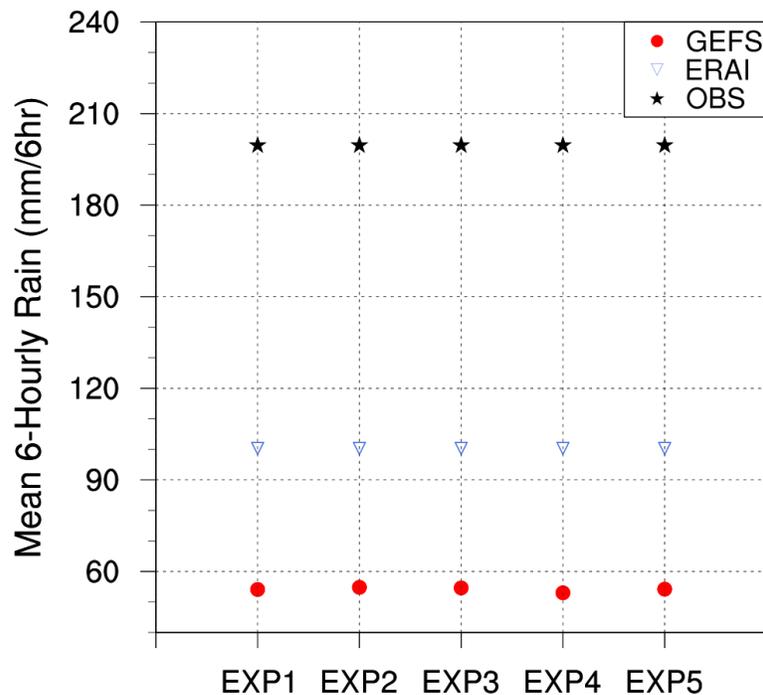


Figura 4.41. Tasa promedio de la precipitación de cada 6 horas del GEFS (puntos rojos), ERAI (triángulos invertidos) y las estaciones del noroeste de México (estrellas).

La lluvia pronosticada y acumulada durante 16 días fue filtrada para obtener la lluvia producida por los vórtices en cada uno de los experimentos y, así, definir la probabilidad de precipitación extrema (> 150 mm).

Todos los experimentos muestran que existe, por lo menos, un 30% de probabilidad de que la región noreste reciba más de 150 mm (Fig. 4.42). El super ensamble muestra también que la región noreste tiene un 30% de probabilidad de lluvias > 150 mm (Fig. 4.42F). El porcentaje podría ser mayor si el GEFS tuviera la capacidad de simular realísticamente la estructura vertical de humedad y de las corrientes ascendentes/descendentes después de 5 días de integración, pues la parametrización de la precipitación está en función de ambas variables. Sin embargo, aún con estas limitaciones, los experimentos de la siembra de vórtices señalan que su inserción aumenta la predictibilidad de lluvias extremas en el noreste de México.

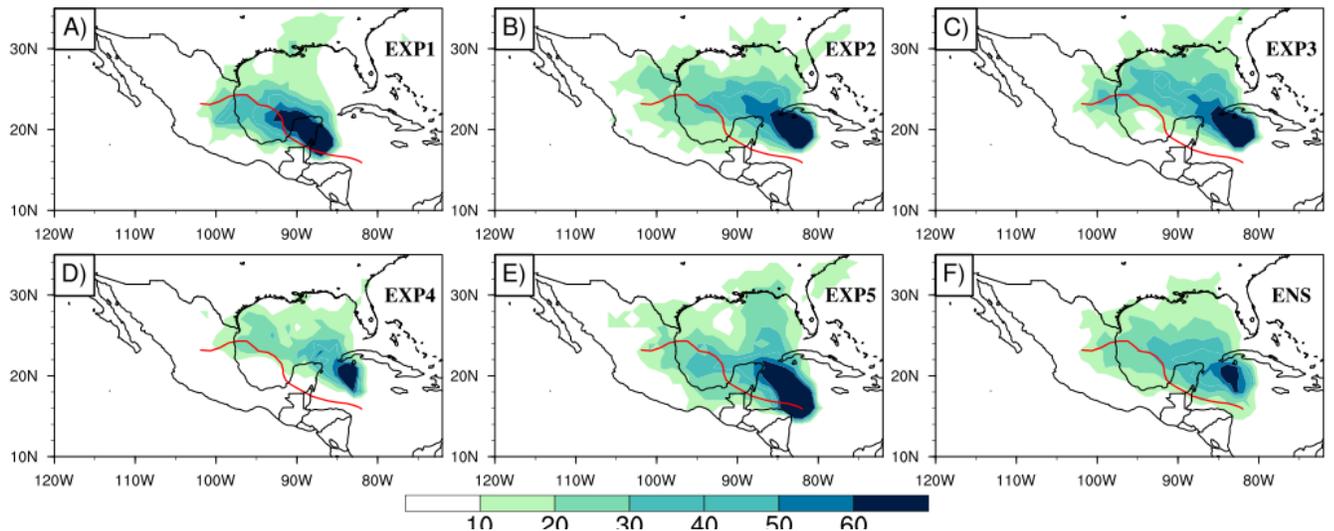


Figura 4.42. Probabilidad (%) de que exista una excedencia de 150 mm en la precipitación acumulada y producida por los vórtices durante 16 días en el experimento: A)1, B) 2, C) 3, D) 4, E)5 y F)en el super ensamble. La línea roja representa la trayectoria observada de Alex, 2010.

4.3. Modelos regionales: precipitación y trayectorias de CTs

Varios estudios recientes (Deshpande et al., 2011; Fovell et al., 2010; Pattanayak et al., 2012) señalan que las parametrizaciones físicas de convección, capa límite y microfísica de los modelos regionales producen trayectorias diferentes a las observadas, utilizando aún datos de reanálisis. Las trayectorias y la lluvia producida por los vórtices de los modelos regionales WRF y RegCM4 fueron analizadas para determinar las limitaciones de ambos modelos en su simulación.

4.3.1. Modelo climático NRCM-WRF

Los años 1995, 1997 y 1999 fueron elegidos para analizar las trayectorias de CTs y su precipitación asociada en los miembros del WRF. Los años 1995 y 1999 fueron años que registraron una alta actividad ciclónica tropical en los IAS, ya que fueron años La Niña. Los CTs produjeron más de 300 mm en los estados de la vertiente del Golfo de México y hasta 180 mm en la región noreste del país, según los datos del ERAI (Fig. 4.43). El año de 1997 fue un año de un Niño muy intenso, por lo que, el número de CTs que se desarrollaron en los IAS fue escaso.

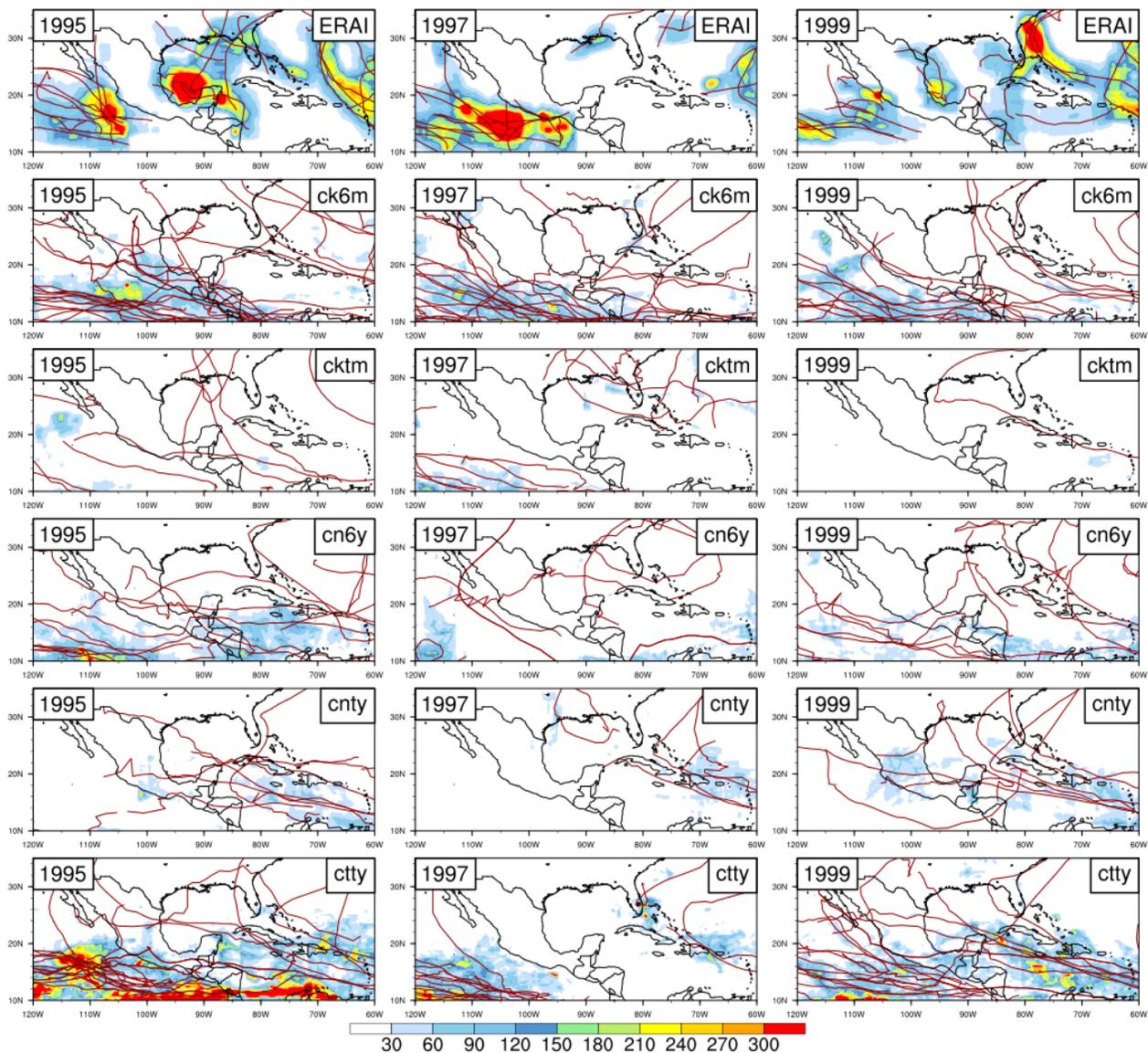


Figura 4.43. Lluvia (mm) producida por las trayectorias de los vórtices por el ERAI y en 5 miembros del ensamble: ck6m, cktm, cn6y, cnty y cty durante 1995, 1997 y 1999.

Las trayectorias del WRF y su precipitación asociada dependen del miembro del ensamble, ya que aun cuando existió una alta actividad ciclónica tropical en los IAS, únicamente los miembros ck6m, cn6y, cnty, cty, rk6m, rktm, rn6y, rty lograron simular trayectorias que impactan el territorio mexicano en la costa este (Fig. 4.43; 4.44). Sin embargo, la cantidad de precipitación acumulada que producen los vórtices es menor a 60 mm. Por lo que, las lluvias extremas producidas por los vórtices en los IAS están pobremente simuladas. Aunque en general, los miembros del modelo WRF parecen tener una habilidad superior para simular la precipitación producida por los vórtices en la cuenca del ENP. Además, los miembros cty y rty mostraron la mejor habilidad para producir una mayor cantidad de lluvia ciclónica en ambas cuencas en comparación con los demás miembros, no obstante, sigue siendo deficitaria (Fig. 4.43; 4.44). La

pobre simulación de la precipitación producida por los vórtices en los miembros del WRF podría ser explicada en base a la estructura vertical deficiente de la humedad atmosférica y de las corrientes ascendentes y descendentes que tienen los vórtices desde que se forman. Por ello, no pueden simular la precipitación extrema asociada a su paso.

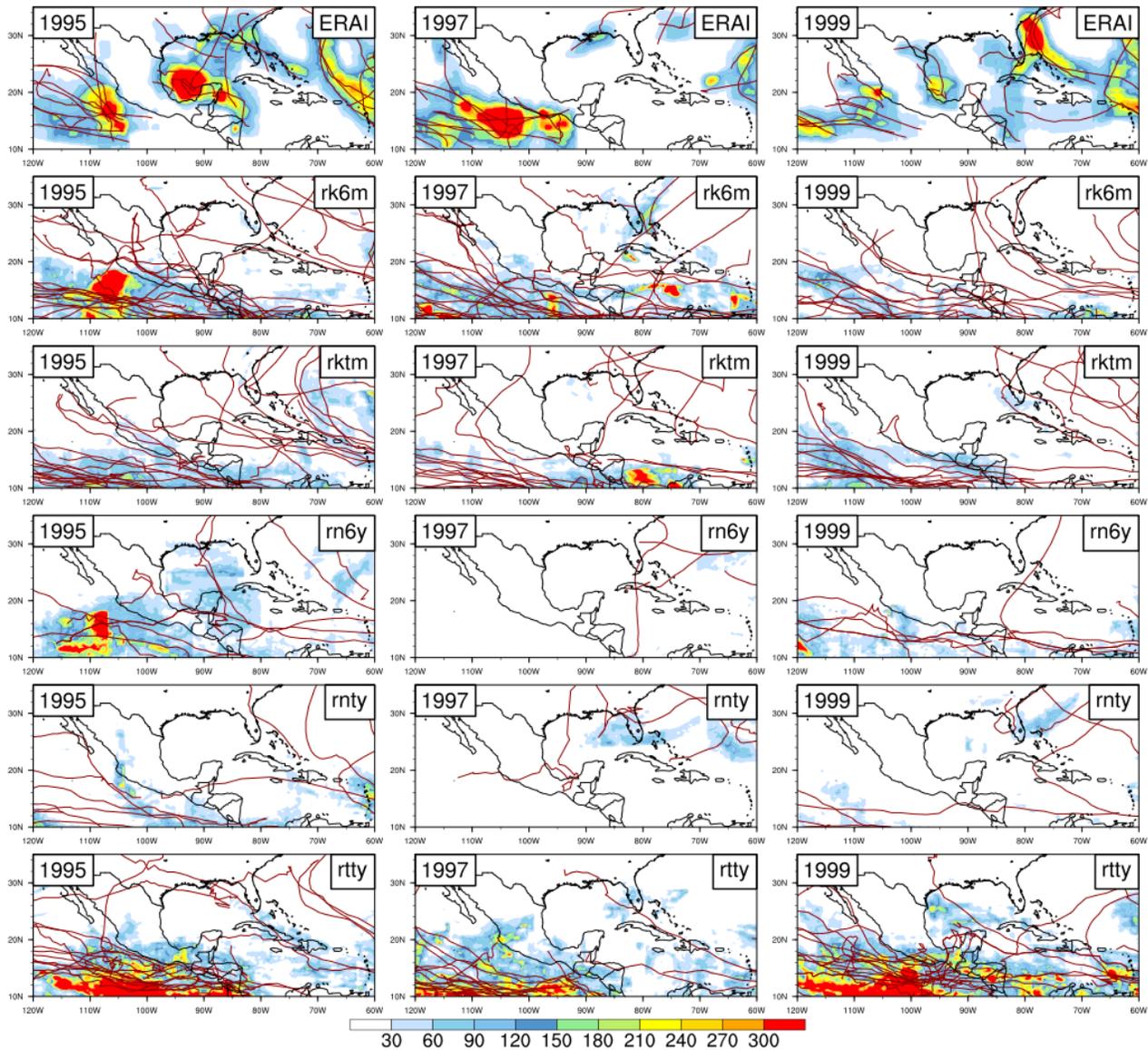


Figura 4.44. Lluvia (mm) producida por las trayectorias de los vórtices por el ERAI y en 5 miembros del ensamble: rk6m, rktm, rn6y, rnty y rtty durante 1995, 1997 y 1999.

Debido a que la precipitación acumulada que generan los vórtices es menor a 60 mm durante toda su trayectoria, su contribución a las lluvias estacionales es limitada, pues en el mejor de los casos contribuyen hasta un 20% a la precipitación de verano en los IAS y hasta un 50% en el ENP. Sin embargo, los miembros ctyy y rtty no simulan trayectorias que impacten el territorio mexicano durante los años 1995 y 1999, por lo que, aun cuando el porcentaje de contribución se

acerque a lo observado, las trayectorias están lejos de corresponder a las reales tanto en los IAS como en el ENP (Fig. 4.45; 4.46).

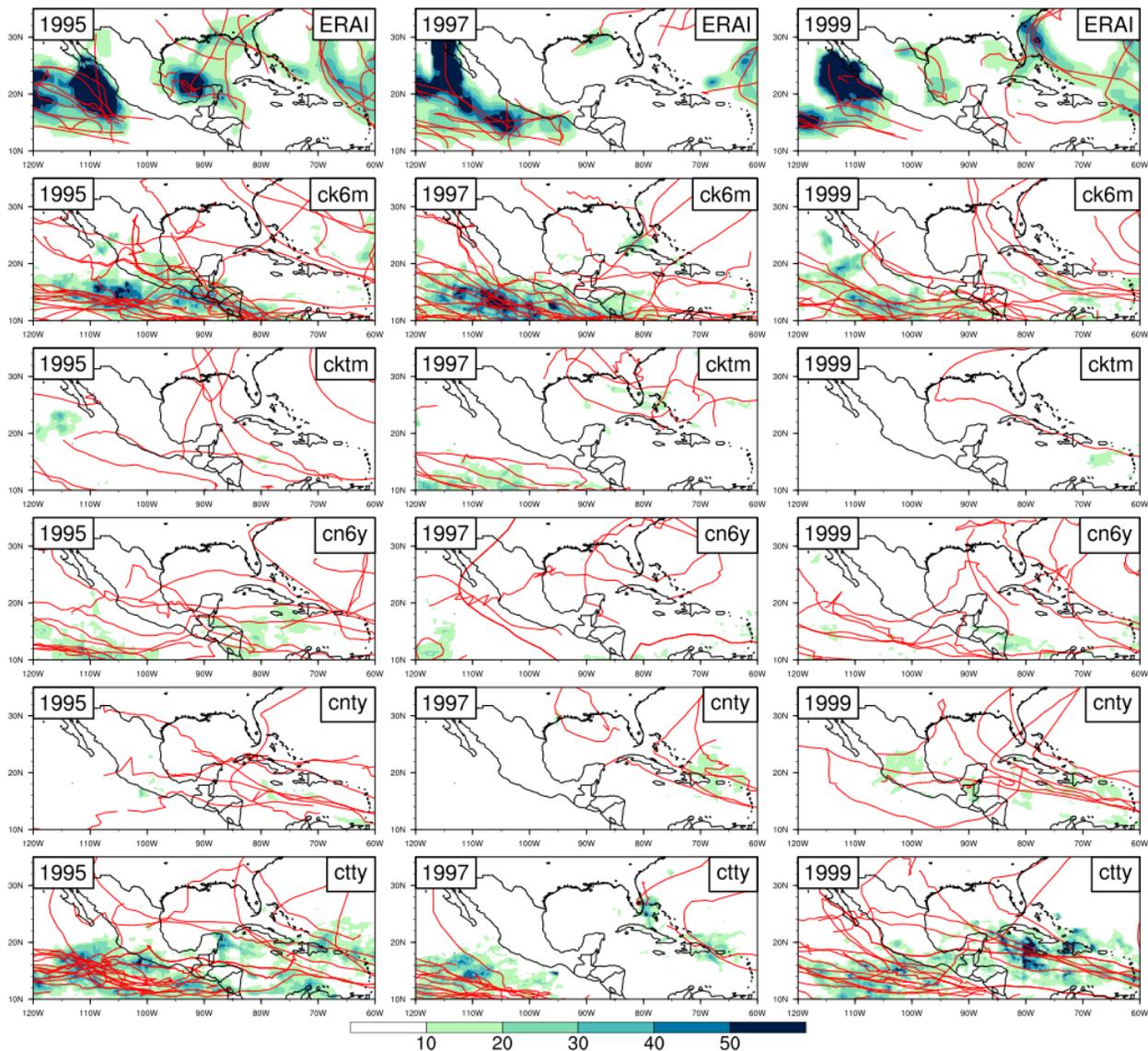


Figura 4.45. Contribución (%) de los vórtices del ERAI y en 5 miembros del ensamble: ck6m, cktm, cn6y, cnty y ctty a la lluvia estacional de 1995, 1997 y 1999.

Por otra parte, el año 1997 reportó una actividad ciclónica casi nula en los IAS. Sin embargo, los miembros ck6m, cktm, cn6y, cnty, rk6m, rktm, rn6y y rnty desarrollaron vórtices en los IAS. Esto puede estar asociado con el comportamiento opuesto del CLLJ que simularon estos miembros, pues en lugar de tener un índice positivo de la intensidad de los vientos zonales a 925 mb, generaron un índice negativo que permite la formación de vórtices en los IAS (Fig. 4.24). En el ENP, existió una contribución de los CTs a la lluvia estacional en más del 50% en la Península de Baja California y hasta 30% en los estados del suroeste. No obstante, ningún miembro muestra

trayectorias de vórtices que impacten la península y únicamente los miembros ctyy y rtyy logran simular una contribución adecuada en los estados del suroeste mexicano (Fig. 4.45; 4.46).

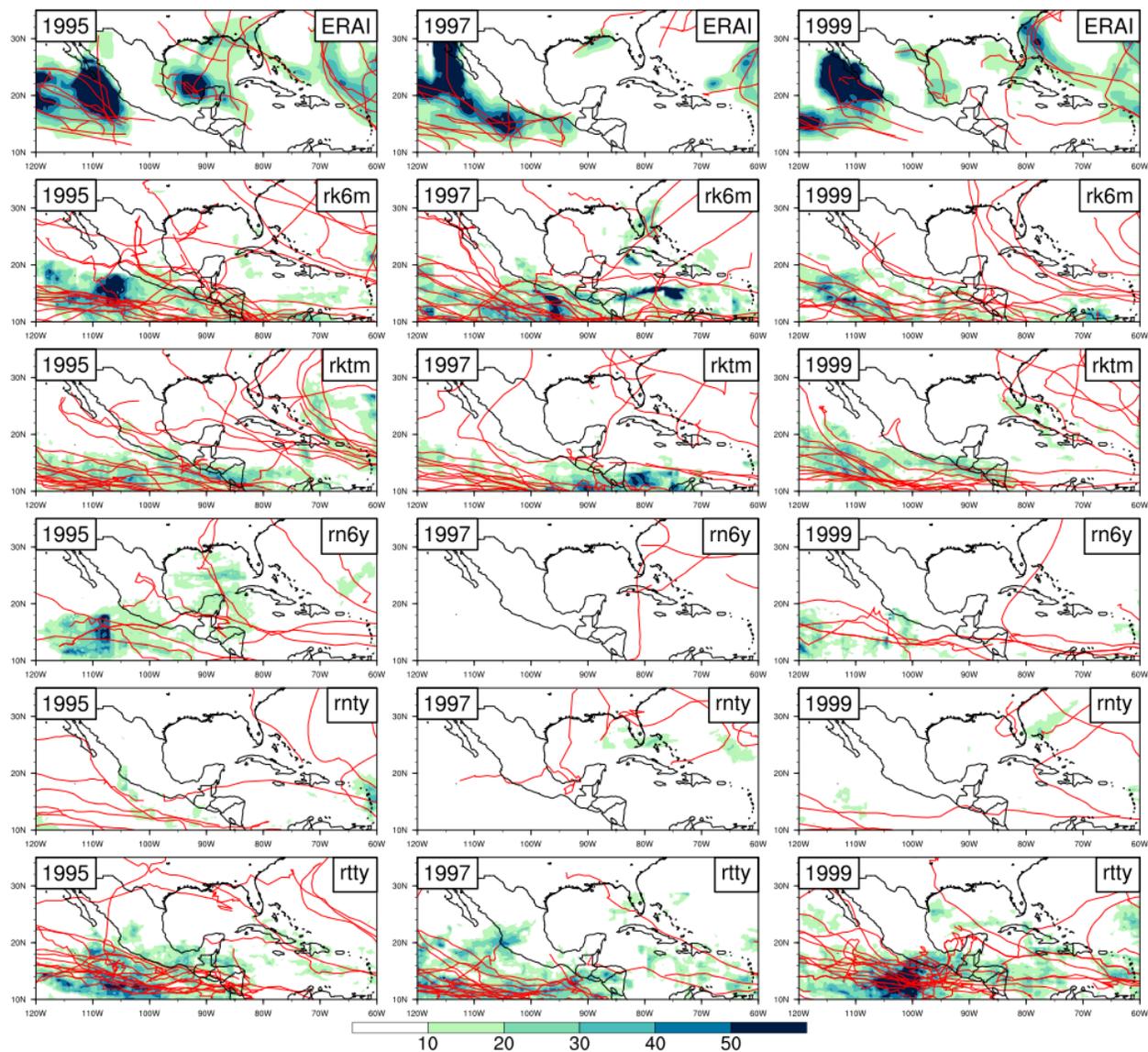


Figura 4.46. Contribución (%) de los vórtices del ERAI y en 5 miembros del ensamble: rk6m, rktm, rn6y, rnty y rtyy a la lluvia estacional de 1995, 1997 y 1999.

La tasa diaria de precipitación producida por los vórtices que tocaron tierra varía de acuerdo a la combinación de las parametrizaciones y la región de formación. Por ejemplo, los miembros cktm, rk6m, rnty, rtyy producen en promedio una tasa diaria de precipitación de hasta 39 mm en los vórtices que tocaron tierra y que se formaron en la región del Caribe. Sin embargo, los datos del reanálisis ERAI muestran que los CTs que provienen de esa región producen una tasa diaria de hasta 55 mm sobre el continente. Por su parte, las estaciones en superficie que fueron afectadas por CTs formados en esa región señalan que se produjo una tasa diaria de 79

mm (Fig. 4.47). Los vórtices cuya ciclogénesis se encontró en el Golfo de México y que tocaron tierra producen en promedio la menor tasa diaria de precipitación registrada por las estaciones. En general en el Golfo de México, la tasa diaria simulada por los vórtices que tocaron tierra es de alrededor de 30 mm, la cual es menor que la tasa diaria producida por los CTs del ERAI que provienen de esa región y que afectaron el continente (47 mm). Por su parte, los vórtices cuya ciclogénesis ocurre en el Pacífico Mexicano y que afectaron la costa oeste mexicana alcanzan en promedio una tasa diaria simulada de hasta 25 mm. No obstante, la tasa diaria registrada por las estaciones en superficie es de 79 mm (Fig. 4.48).

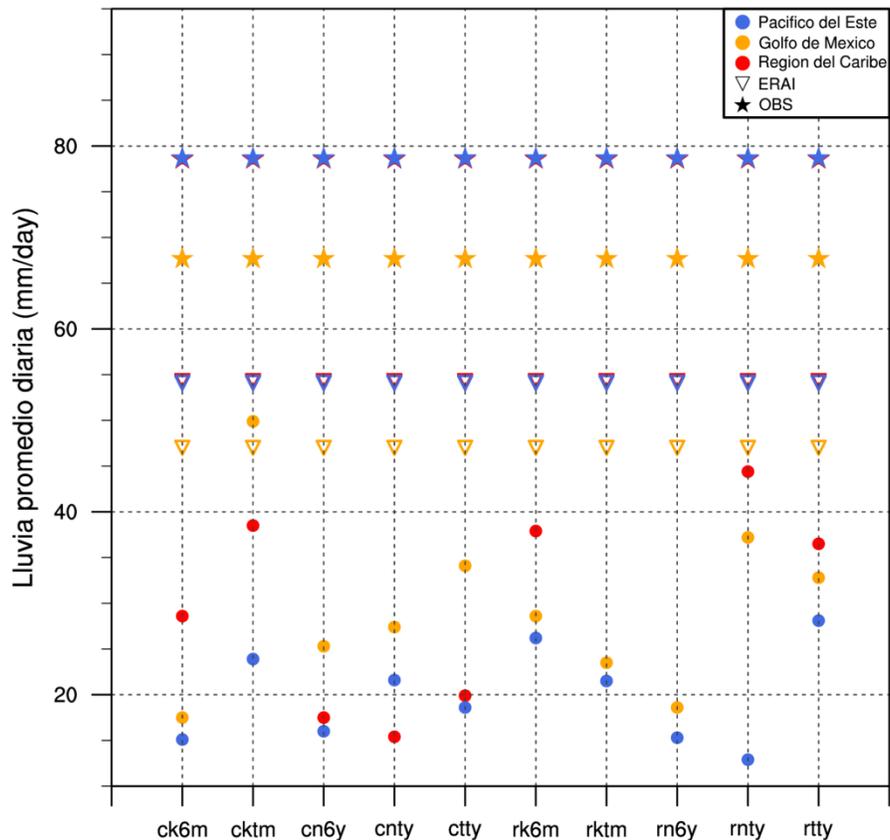


Figura 4.47. Tasa diaria promedio de la precipitación producida por vórtices del WRF que tocaron tierra y se formaron en la región del Caribe (puntos rojos), Golfo de México (puntos anaranjados), Pacífico Mexicano (puntos azules) y de los CTs del ERAI que se formaron en el Caribe (triángulos rojos invertidos), Golfo de México (triángulos anaranjados invertidos), Pacífico (triángulos azules invertidos) y afectaron el continente. Las estrellas representan la tasa diaria de precipitación reportada por las estaciones en superficie que fueron afectadas por los CTs que se formaron en esas regiones.

Cabe resaltar que la tasa diaria de precipitación simulada es mayor en el océano que en el continente, como lo demuestra las figuras 4.43 y 4.44. Además, aunque el WRF haya sido forzado con datos del ERAI, la simulación de la lluvia ciclónica sobre continente es pobre, ya que no supera la habilidad del ERAI para representar la lluvia producida por CTs en la parte

continental. Aún más, el GEFS fue corrido a una misma resolución espacial que el WRF (36 km) y la tasa de precipitación simulada por el modelo global (232 mm/día) supera por mucho la tasa de simulada por los miembros del WRF.

También, surgió el cuestionamiento sobre la habilidad del WRF para simular la precipitación estacional de la región noreste, noroeste, sureste y suroeste. La precipitación observada durante verano por las estaciones en superficie en la región noroeste es de 400 mm/año. La lluvia de verano del ERAI sobrestima casi el doble del valor observado. De manera general, la precipitación simulada por los miembros del WRF oscila entre los 225-450 mm/año, por lo que está simulada adecuadamente (4.48A; 4.49A). Sin embargo, la lluvia estacional simulada no muestra una dependencia del número anual de días de CTs en esta región. En el noroeste, el ERAI muestra valores adecuados de la lluvia estacional y la simulación de la precipitación también se encuentra en el rango de 225-450 mm/año. La lluvia tampoco muestra alguna variación en función del número de días de CTs que impactaron en esa región (4.48B; 4.49B).

En el sureste del país, la lluvia estacional observada por las estaciones en superficie es de 1100 mm/año. La lluvia del ERAI está sobrestimada sobre esta región, ya que sus valores anuales están por encima de 1500 mm/año. Sin embargo, aún cuando los miembros fueron forzados por los datos del ERAI, subestiman la precipitación estacional en esa área (4.48C; 4.49C). Por su parte, en el suroeste del país, los miembros del ensamble subestiman ligeramente la precipitación estacional observada (1100 mm), porque los valores simulados oscilan en el rango de 1100-900 mm/año (Fig. 4.56D; 4.57D).

En base a estos resultados, se podría concluir que el WRF tiene un “bias” en el norte que tiende a sobreestimar la lluvia producida por los 10 miembros del ensamble y subestima la precipitación en la región sur del país.

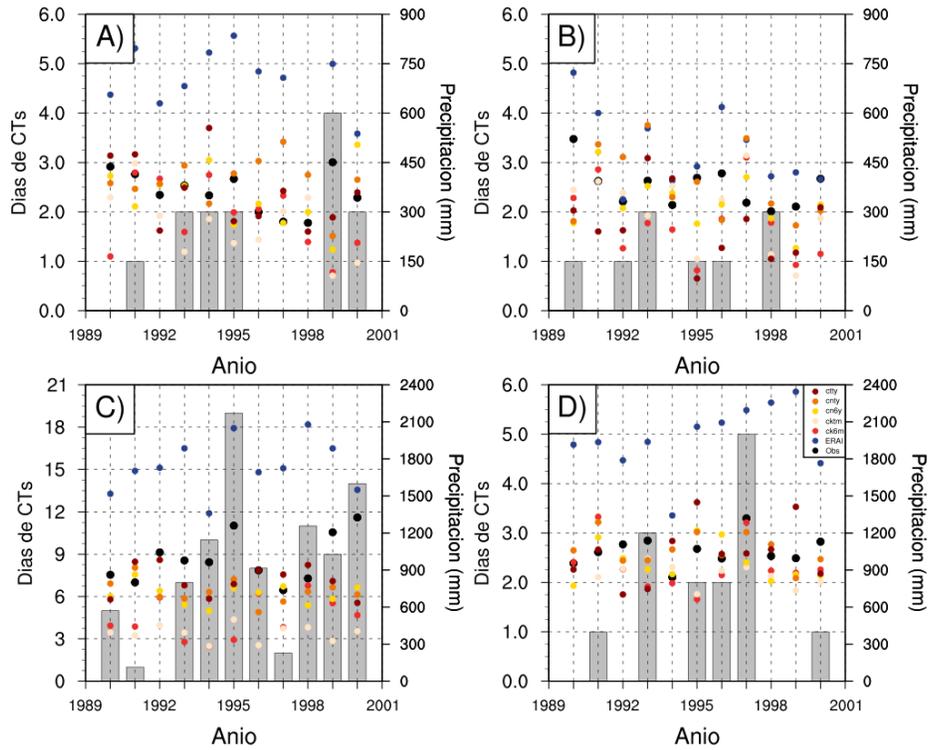


Figura 4.48. *Días de CTs (barras) y precipitación estacional simulada por los miembros del WRF (puntos) sobre A) noreste, B) noroeste, C) sureste y D) suroeste de México durante el periodo 1990-2000. Los puntos negros corresponde a la precipitación observada por las estaciones en superficie y los azules corresponden a la precipitación del ERAI.*

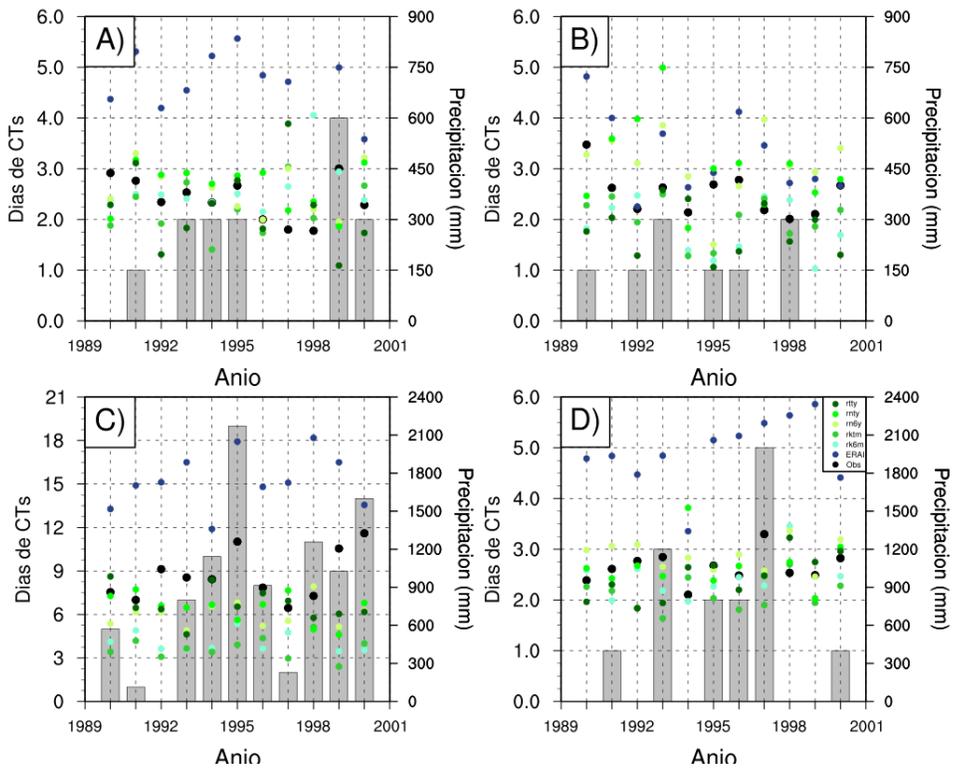


Figura 4.49. *Días de CTs (barras) y precipitación estacional simulada por los miembros del WRF (puntos) sobre A) noreste, B) noroeste, C) sureste y D) suroeste de México durante el periodo 1990-2000. Los puntos negros corresponde a la precipitación observada por las estaciones en superficie y los azules corresponden a la precipitación del ERAI.*

4.3.2. Modelo regional RegCM4.3

Las parametrizaciones del modelo RegCM4 tienen dificultades para hacer llover en el continente o en el océano. De manera general, tienden a simular una atmósfera inerte que genera precipitación deficiente. Por ejemplo, la parametrización de cúmulus Grell, Icup98 y Kuo simulan una precipitación acumulada menor a 400 mm durante toda la estación de verano del 2005. Esto equivale a lo que llueve en las regiones áridas del país (Fig. 4.50B; 4.50C; 4.50E). La parametrización MIT del RegCM4 es la que produce una mayor cantidad de lluvia en el 2005 y aún así, sólo genera una precipitación de 800 mm en el sur del país, probablemente debida al bias de convergencia de humedad que el modelo tiende a simular en esa zona. La lluvia acumulada de las demás regiones es de apenas 200 mm (Fig. 4.38; 4.37). Por ejemplo, en la región del Caribe llovió más de 1400 mm en el 2005 (Fig. 4.50A); sin embargo, el RegCM4.3 simula menos de 400 mm, aún en su parametrización más convectiva.

A pesar de que el RegCM4.3 fue forzado también con datos del ERAI y corrido a una resolución espacial más fina que el WRF (13 km), tiene una habilidad menor para simular precipitación.

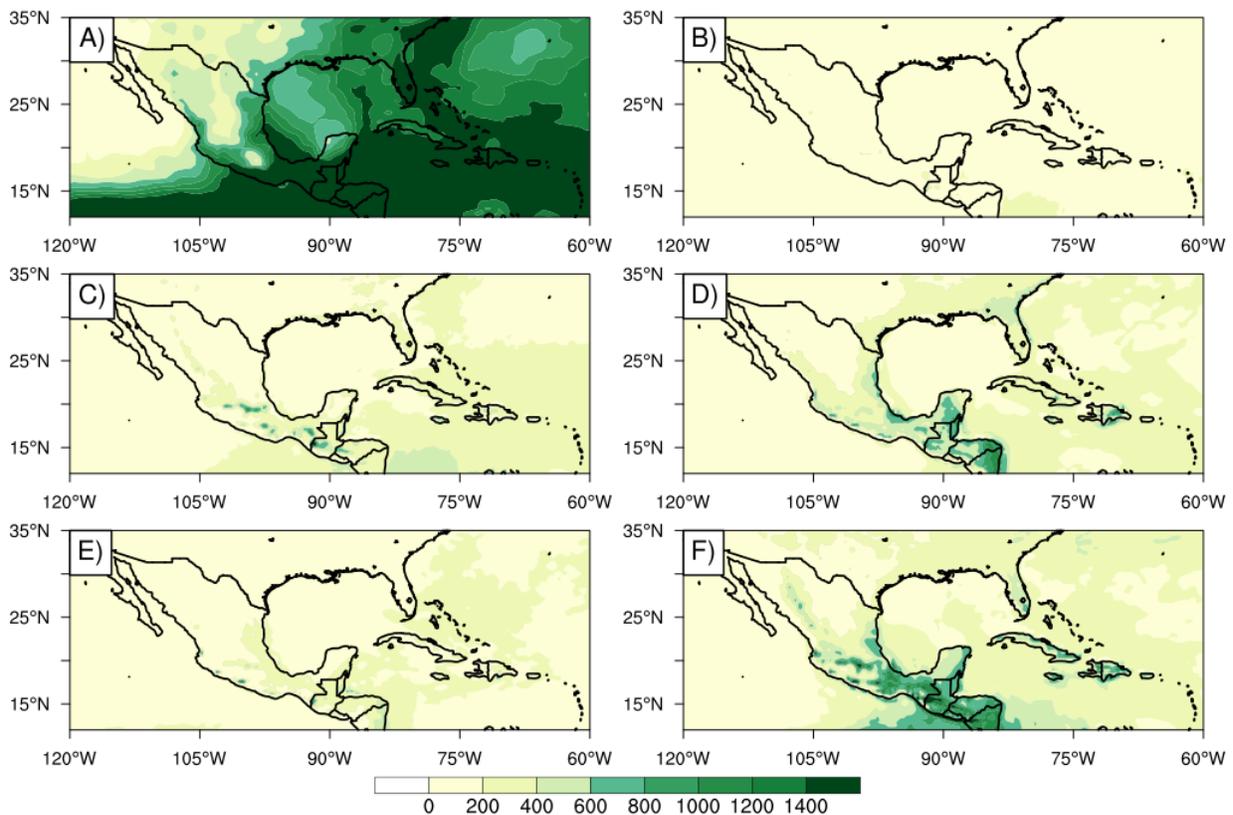


Figura 4.50. Precipitación estacional (mm) del 2005 en A) ERAI y las parametrizaciones B) Grell C) Icup98, D) Icup99, E) Kuo y F) MIT del RegCM4

Con la finalidad de comparar la habilidad del RegCM4.3 para simular lluvia estacional y la actividad ciclónica tropical, el año 2005 (alta actividad ciclónica) y el año 2006 (baja actividad ciclónica) fueron analizados utilizando la parametrización de cúmulus MIT + BATS con CIs del 1° de mayo y un tiempo de integración de 214 días (mayo-noviembre). El RegCM4.3 no logra simular vórtices con largos tiempos de vida en ambos años, pues sus trayectorias son cortas, comparadas con las observadas. Durante ambos años, el RegCM4.3 no logra simular una precipitación mayor a 1200 mm en regiones pequeñas como la costa de Chiapas. La simulaciones del RegCM4.3 indican valores de menos de 600 mm para el dominio entero (Fig. 4.51A; 4.51C). Por ejemplo, en la banda latitudinal de 5-15° N, el ERAI capta una lluvia estacional mayor a 1800 mm; no obstante, el RegCM4.3 simula un precipitación escasa (< 600 mm); el valor modelado equivale a más de la mitad del reanálisis durante el 2005 y 2006 (Fig. 4.51B; 4.51D).

En conclusión, el RegCM4.3 tiene poca habilidad para generar vórtices con trayectorias y tiempos de vida largos. Sin embargo, su limitación más grande es la cantidad de precipitación que simula, ya que indica que la precipitación del dominio entero corresponde al régimen pluvial de las zonas áridas del país. Por lo tanto, no se recomienda usarlo para estudios del clima tropical.

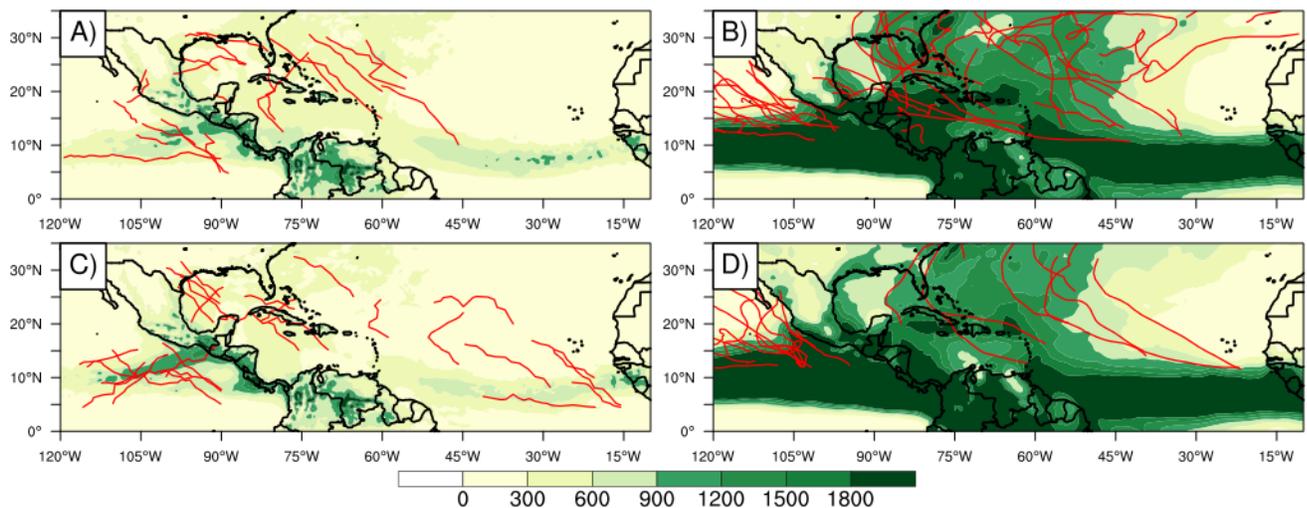


Figura 4.51. Precipitación estacional (mm) en A)2005 usando la combinación MIT-BATS del RegCM4, B)2005 con datos de ERAI, C)2006 usando la combinación MIT-BATS del RegCM4, D)2006 con datos de ERAI. Las líneas en rojo representan las trayectorias de CTs.

4.4. Ventajas de incluir CTs en los pronósticos estacionales

La limitación de los modelos regionales, como el WRF y RegCM4, para simular patrones de trayectorias observadas y la contribución de los CTs a la lluvia estacional, aunado con los excesivos requerimientos computacionales para utilizar la siembra de vórtices en un modelo global atmosférico, como el GEFS, conduce a buscar soluciones viables al problema de generar

pronósticos estacionales confiables. El ensamble multimodelo NMME utiliza 8 CGCMs cuyos miembros tienen por lo menos 10 CIs. Este ensamble cuenta con pronósticos de hasta 8 meses de antelación, es decir, si la CI es el mes de junio del 2017, se podría encontrar el pronóstico de lluvia para el mes de febrero del 2018. Sin embargo, la habilidad para predecir la lluvia en el ensamble NMME decae después de los 3 meses (no mostrado).

Los pronósticos climáticos son más confiables cuando existe una fase intensa del ENSO. Así, la predictibilidad de la lluvia en México es limitada durante la fase neutra. Por ejemplo, el ensamble NMME señala que existe una probabilidad del 34% de que la precipitación sea normal con 3.5 meses de anticipación al mes en el que impacto de Alex 2010 el noreste del país y las condiciones por arriba de lo normal tienen una probabilidad del 40%. A pesar de que el 2010 fue un año de Niña intensa, el ensamble NMME no logra captar adecuadamente las condiciones por arriba de lo normal, por lo que, no existe una diferencia contundente entre el pronóstico de las condiciones normales y por arriba de lo normal (Fig. 4.52A). En este sentido, los tomadores de decisiones se rigen por la climatología. De igual manera, la lluvia pronosticada con 2.5 meses de antelación indica que las condiciones normales tienen un 40% de probabilidad y las condiciones de que el mes sea lluvioso tienen una probabilidad del 50%. Por lo que, el margen de diferencia sigue siendo pequeño. Los tomadores de decisiones en México usualmente no utilizan los pronósticos a un mes de anticipación, puesto que no sirven para la planeación de las actividades socioeconómicas, se requiere que la planeación sea elaborada con el mayor tiempo de anticipación posible.

Por otro lado, Ingrid 2013 afectó el noreste del país durante condiciones neutras del ENSO. Así, el ensamble NMME durante 3.5, 2.5, 1.5 e incluso 0.5 meses de anticipación pronostica condiciones de lluvia por debajo de lo normal durante el mes que Ingrid afectó el noreste del país (Fig. 4.52B). De la misma manera, las probabilidades de que la lluvia esté por debajo de lo normal y por arriba de lo normal durante el mes que Manuel 2013 afectó el noroeste son cercanas al 40%; por lo tanto no existe una clara diferencia sobre cuál condición predominará (Fig. 4.52C). Sin embargo, los CGCMs han mejorado su sistema de asimilación de datos y su resolución espacial a través de los años. Esta mejora se traduce en una mayor habilidad para pronosticar la lluvia con varios meses de anticipación, como sucedió con el huracán Odile 2014. Los pronósticos indican que las condiciones de lluvia serán por arriba de normal con el casi 60% de probabilidad durante 3.5 y 2.5 meses de anticipación (Fig. 4.52D).

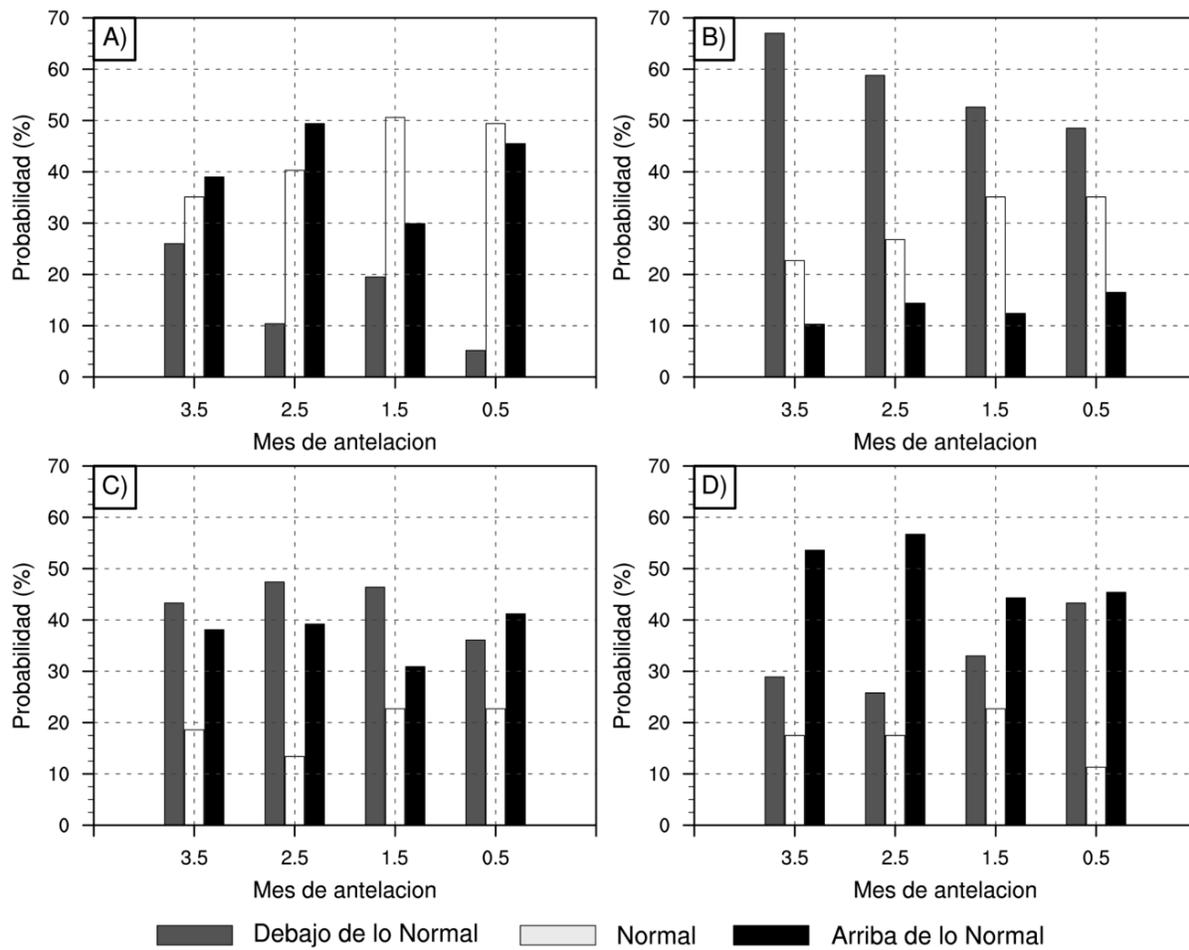


Figura 4.52. Pronóstico estacional de precipitación con 3.5, 2.5, 1.5 y 0.5 meses de anticipación al impacto de A) Alex 2010, B) Ingrid 2013, C) Manuel 2013 y D) Odile 2014 en el norte de México. Las barras grises (oscuras) representan el pronóstico de condiciones normales (por debajo de lo normal) y las barras de color negro representan el pronóstico de condiciones por arriba de lo normal.

Los tomadores de decisiones del sector agropecuario y del uso del agua demandan que los pronósticos estacionales de precipitación sean confiables. Esto es con la finalidad de planear sus actividades con 2 meses de anticipación, ya que la ocurrencia de algún fenómeno climático extremo, como la sequía, requiere elaborar nuevas estrategias de enfrentamiento para evitar grandes pérdidas económicas. Por lo que, contar con pronósticos confiables es una necesidad nacional. La habilidad de los pronósticos estacionales producidos por CGCMs depende en gran manera de la presencia de una fase fuerte del ENSO. Así, las características de los CTs, como su trayectoria y contribución a las lluvias estacionales, que respondan a esta variabilidad natural podrán proporcionar herramientas que sirvan para determinar con anticipación las regiones continentales que serán afectadas por su paso.

Usar un ensamble multimodelo para pronosticar la lluvia estacional es una tarea necesaria. Sin embargo, no significa que sea suficiente, puesto que la predictibilidad, aun usando un ensamble de los mejores CGCMs, puede estar limitada. El método híbrido (dinámico + estadístico) proporciona una oportunidad para mejorar la habilidad de los modelos para predecir la precipitación. Por ejemplo, en la región del noreste aumentan las posibilidades de que por lo menos un CT toque tierra en esa región durante años La Niña. Si todos los miembros del NMME (parte dinámica) son modificados mediante la adición de un 30%, que corresponde al porcentaje climatológico de contribución de los CTs a las lluvias de esta región (parte estadística, Apéndice 1), las condiciones pronosticadas por arriba de lo normal cambian de 40-50% (Fig. 4.52A) hasta 65-80% (Fig. 4.53) con 2.5 o 3.5 meses de anticipación.

De esta manera, los tomadores de decisiones contarán con una mejor herramienta para la planeación de las actividades socioeconómicas y más aun si se encuentran bajo condiciones de una sequía intensa, ya que el uso de pronósticos híbridos permitirá que los tomadores de decisiones puedan empezar a planear con anticipación el uso del agua (evitar cortes prolongados del recurso) y alertar a los campesinos de los cultivos que podrían plantar.

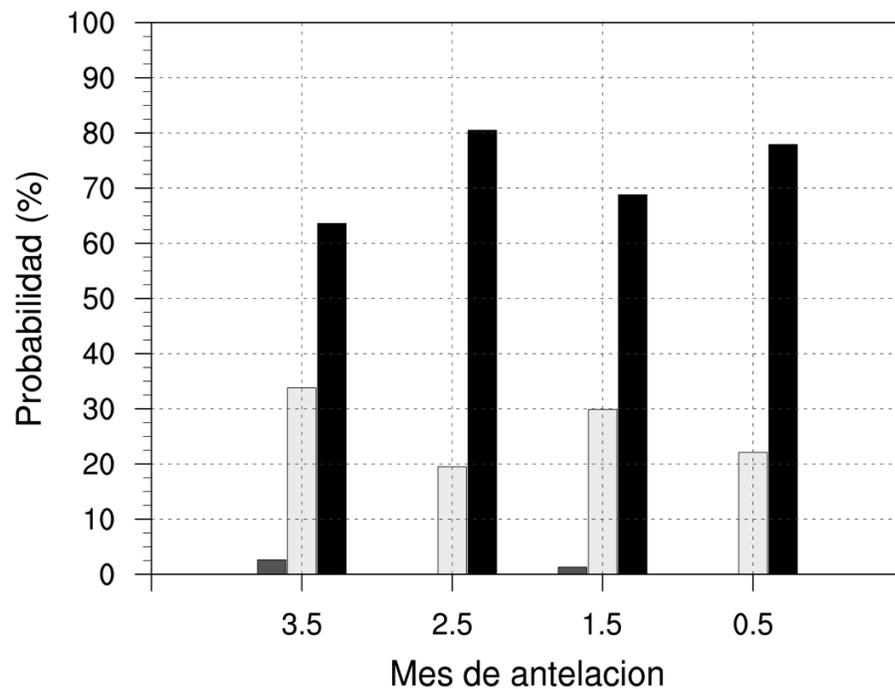


Figura 4.53. Pronóstico estacional híbrido de precipitación con 3.5, 2.5, 1.5 y 0.5 meses de anticipación al impacto de Alex 2010 en el norte de México. Las barras grises (oscuras) representan el pronóstico de condiciones normales (por debajo de lo normal) y las barras de color negro representan el pronóstico de condiciones por arriba de lo normal.

4.5. Una propuesta metodológica de pronósticos estacionales de lluvia para México

Debido a que los modelos regionales, los cuales son computacionalmente accesibles, no muestran una adecuada habilidad para simular la trayectoria y precipitación asociada al paso de los CTs, no se recomienda que se utilicen para la elaboración de pronósticos estacionales de lluvia en México. Sería ideal que la siembra de vórtices en los modelos acoplados pudiera ser corrida en una computadora personal. Sin embargo, México aún no cuenta con la suficiente tecnología computacional para correr varios CGCMs. Esto representa una limitante para la elaboración de pronósticos climáticos.

De esta manera, los pronósticos híbridos proporcionan una solución viable para construir pronósticos estacionales de lluvia que sean confiables para México. Sin embargo, se recomienda utilizar sólo 6 CGCMs del ensamble NMME (parte dinámica): CCSM4, GFDL-CM2p1-aer04, GFDL-CM2p5-FLOR-A06, GFDL-CM2p5-FLOR-B01, NASA-GMAO-062012, y NCEP-CFSv2, ya que éstos mostraron una mejor habilidad para pronosticar meses lluviosos cuando existió una alta actividad ciclónica tropical. Después, los pronósticos se podrían modificar adicionando el 30% de la lluvia estacional de la región (parte estadística) cuando la fase negativa del ENSO esté activa. Así, se podrá obtener un pronóstico confiable cuyo costo computacional no es alto.

Capítulo 5

Conclusiones y Trabajo Futuro

“I can live with doubt and uncertainty. I think it's much more interesting to live not knowing than to have answers which might be wrong.”

Richard P. Feynman, The Pleasure of Finding Things Out (1981)

5.1. Un esquema de pronóstico de lluvias con CTs

Las estadísticas de lluvia de una región pueden cambiar completamente con tan sólo 2 días de lluvia producida por un CT (Apéndice 1), ya que son eventos hidrometeorológicos extremos que proporcionan importantes cantidades de precipitación al país. Así, los CTs producen por lo menos el 50% de la precipitación en regiones áridas. Los años con baja actividad ciclónica tropical propician condiciones de sequía en los estados de la vertiente del Golfo de México. La fase negativa del ENSO (La Niña) produce años con alta actividad ciclónica tropical (Apéndice 1), por lo que se produce suficiente disponibilidad de agua para las actividades agropecuarias del país. No obstante, no es suficiente que una temporada ciclónica sea activa en los IAS o el ENP, sino que deben existir trayectorias que impacten el territorio mexicano.

Los modelos atmosféricos globales (como el GEFS) y regionales (como el WRF y el RegCM4) tienen grandes limitaciones para simular de manera adecuada la precipitación y los tipos de trayectoria de los CTs en un sentido climático, pues la interacción de los flujos de superficie de un CT y su estructura vertical no están bien representados en resoluciones espaciales de entre 13 y 30 km. Aún los modelos CGCMs (i.e. los miembros del NMME) no logran pronosticar adecuadamente la precipitación extrema producida por los CTs, mostrando así una baja predictibilidad y errores del 50% en los pronósticos de lluvia durante la temporada de verano. Por consiguiente, las características de los CTs (tipo de trayectoria, lugar de ciclogénesis, tiempo de vida, estacionalidad y frecuencia), aún representan grandes retos en la modelación climática.

La relación de los tipos de trayectoria con la fase del ENSO (Domínguez, 2012) podría ser una herramienta que ayude a determinar empíricamente las regiones que podrían ser afectadas por la lluvia de los CTs en una estación de verano. Aunado a esto, el uso de los pronósticos

híbridos (estadística de datos + dinámica de modelos) propone una solución viable al problema de la poca predictibilidad en años con una alta actividad ciclónica en los IAS.

Los pronósticos producidos por CGCMs deben ser corregidos estadísticamente mediante la inclusión del porcentaje de lluvia producida por el tipo de trayectoria. Esto ofrecerá resultados confiables para los tomadores de decisiones. Por ejemplo, el pronóstico híbrido de Alex 2010, cuya trayectoria recta se formó en la región del Caribe y su probabilidad de ocurrencia aumenta bajo condiciones La Niña, muestra resultados confiables aún con 3.5 meses de anticipación (Fig. 4.53). Así, las actividades agropecuarias podrán ser planeadas adecuadamente para su ejecución hasta con 3 meses de anticipación.

5.2. Recomendaciones para la gestión del agua en México: antes, durante y después de un CT

La gestión del agua en México debe seguir un acercamiento de “bottom-up”, en el que los planes de adaptación, el crecimiento poblacional y la capacidad de resiliencia ante los fenómenos hidrometeorológicos sean considerados como prioridad (Pielke et al., 2012).

Si bien una región puede experimentar una sequía prolongada antes de que algún CT la impacte, las medidas de gestión del agua deben ser implementadas primeramente en el sector agropecuario, pues el 78% de la disponibilidad de agua del país es destinada a este sector, por ello, se deben plantar cultivos que utilicen poca agua e incrementar la eficiencia de su irrigación para tratar de aprovechar el recurso hídrico de manera óptima (Scott et al., 2007; Webster et al., 2006). Las políticas del uso de agua deben accionarse desde las primeras señales de una sequía y no ejecutarlas hasta que las presas estén casi vacías. Estas políticas deben establecer que se promueva una cultura del agua que permita su eficiente consumo. Lo anterior conducirá a que la opinión pública vea los periodos de estiaje como medidas preventivas de la escasez de agua y que en ningún momento son excesivas. Estas acciones tendrán la finalidad de administrar el agua disponible de manera racional antes del paso de un CT (Landa et al., 2008). No se recomienda confiar en el uso del agua de los mantos acuíferos, ya que más del 70% se encuentra sobreexplotado (CONAGUA, 2015).

Durante el paso del CT, sería ideal que se crearan varios mantos acuíferos artificiales, es decir, que se construyan pozos de un tamaño considerable en los que el agua producida por el CT pueda ser captada. Además, podrían servir como almacenes del agua liberada por las presas, pues

se requiere liberar agua cuando el nivel operacional fue rebasado. Aunque en años de sequías prolongadas, las presas del norte pueden disminuir su nivel hasta menos del 10% (contener solamente azolves). Así, el paso de CTs puede producir el llenado de las presas del norte hasta un nivel de casi 100% (Fig. 15 del Apéndice 2). Después del paso del CT, la región afectada contará con suficiente disponibilidad de agua. Sin embargo, sería ideal elaborar acciones estratégicas que condujeran a un gasto racional del agua.

5.3. Trabajo futuro

Los modelos regionales tienen grandes limitaciones para simular la trayectoria, la precipitación y la estructura vertical de los CTs. Por su parte, los AGCMs, como el GEFS, tienen un alto costo computacional y la simulación adecuada de sus vórtices se ve limitada a unas cuantas horas de integración. Por ello, surge la interrogante de si la siembra de los vórtices en modelos CGCMs, que ofrecen una adecuada representación del océano, podría permitir que los vórtices simulados no mueran y se intensifiquen, pues la respuesta de la superficie oceánica a los vientos intensos del CT estaría explícitamente representada y así, se podrían obtener trayectorias más realistas, pues los vórtices no morirían inmediatamente. Sin embargo, la resolución espacial debería ser más fina a 30 km para poder simular las bandas nubosas del CT y por ende, mejorar la simulación de la precipitación ciclónica. Además, el uso de los modelos regionales en resoluciones espaciales de 10-36 km empieza a ser cuestionado, ya que actualmente la resolución espacial de los modelos globales es de 15-30 km.

El uso de modelos globales con una resolución espacial no-uniforme, como el Modelo para la Predicción a Través de Escalas (MPAS, por sus siglas en inglés), ofrece un campo de investigación prometedor. Aunado a esto, parte del trabajo futuro debe comprender la detección y el análisis de la capacidad de evolución de las ondas tropicales (como las ondas del este y las ondas acopladas convectivas tipo Kelvin) a CTs con meses de antelación en los modelos acoplados. Esto permitiría dejar de utilizar índices ciclogénicos, ya que estas ondas se consideran progenitoras de los CTs en los IAS y en el ENP. Este trabajo futuro podría mejorar los pronósticos estacionales de lluvia para México.

APÉNDICE 1

Sobre la circulación del CT y las estadísticas regionales de lluvia asociada a su paso

A.1. El efecto de la subsidencia y la divergencia de humedad

La circulación de un ciclón tropical (CT) consiste en un conjunto de nubes profundas (cumulonimbus) que giran alrededor de un flujo convergente en niveles bajos de la atmósfera, lo que mantiene la entrada de calor latente para mantener la convección tropical. El aire húmedo convergente asciende formando nubes profundas que tienden a concentrarse alrededor del “ojo del huracán” con intensos movimientos ascendentes. El flujo radial saliente en el nivel de la tropopausa crea una subsidencia débil en un radio más grande que el del tamaño de la tormenta, siguiendo los principios de conservación de masa. Así, se necesitan mecanismos que compensen los movimientos del aire ascendente en la pared del ojo que resultan en divergencia de masa en niveles altos, los cuales originan un movimiento de aire descendente (Willoughby, 1979) definido como subsidencia.

Existen dos tipos de subsidencia inducida por la circulación del CT: a) la subsidencia que está confinada al centro del CT y que la está forzada por el giro mecánico del ojo e incrementada por la convección debido a la liberación del calor latente (Willoughby, 1998) b) la subsidencia que es más débil que la anterior forzada mecánicamente por la circulación del CT y que se encuentra afuera del radio del ojo (Emanuel, 1997; Zhang and Kieu, 2005).

Esta subsidencia se encuentra mejor definida cuando el CT está sobre el océano, ya que, al no existir barreras orográficas, el “efecto de secado” por subsidencia incrementa la capacidad de absorber humedad y con ello, el transporte de vapor de agua para la convección tropical hasta la altura de la capa límite hacia la pared del ojo (Braun, 2006).

En resumen, la convección cercana a la pared del ojo del CT ocurre dentro de un radio de 100-500 km. Sin embargo, la subsidencia débil ocurre en el rango de 1100 a 1800 km (Molinari and Vollaro, 1990) desde el centro del CT. Este movimiento descendente es inducido por la divergencia en niveles altos, por lo que no está confinada a la estructura interna del CT y es considerada como un “efecto sinóptico”, en comparación a la subsidencia que se encuentra dentro del ojo. Así, la circulación de los CTs puede inducir subsidencia y divergencia de humedad en los

bajos niveles de la atmósfera alrededor del CT, lo cual termina por inhibir los desarrollos convectivos y subsecuentemente, la precipitación como un efecto distante del CT.

El “efecto secador” de los CTs no ha sido muy explorado y ha recibido una atención limitada en la investigación. Sobel and Camargo (2005) mencionan que la presencia de un CT puede disminuir la columna total diaria del vapor de agua, aumentar los valores de la radiación de onda larga saliente (lejos de la circulación del CT) y así, producir cielos despejados. Por ello, los CTs producen una intensa convergencia. Sin embargo, también remueven la humedad atmosférica en distancias más grandes que su circulación ciclónica (Kurihara, 1975). Este efecto puede ser relevante para la lluvia estacional si en una temporada ciclónica existieran muchas trayectorias de CTs que pasaran a una distancia de 200-300 km a la costa, pero no tocaran tierra, pues la humedad atmosférica podría disminuir a distancia y así, conducir a condiciones de anomalías negativas de precipitación, si varios CTs pasan alejados del continente.

El efecto de secado tiene una menor importancia cuando se compara con las lluvias torrenciales que un CT produce; sin embargo, su circulación también produce subsidencia y anomalías negativas de precipitación (no mostradas) que inhiben la actividad convectiva en lugares remotos al paso del CT. Este efecto de secado podría tomar relevancia en el ciclo hidrológico en una escala regional.

A.2. Sobre la técnica de agrupamiento de trayectorias de CTs

Las trayectorias de los CTs describen, en general, dos grandes grupos: los que se mueven en dirección recta y los que recurvan. Los primeros alcanzan intensidades máximas en el Caribe y Golfo de México. En contraste, los que recurvan llegan a un punto en donde reducen su velocidad para desplazarse hacia el este, ya que empiezan a interactuar con los vientos del oeste de latitudes medias y así, pierden la intensidad máxima de sus vientos (Elsner, 2003; Camargo et al., 2007a). Los patrones de circulación atmosférica en escala sinóptica tienen un papel fundamental en determinar el movimiento de los CTs a través de la dirección del flujo, especialmente en el nivel de los 700 mb (conocido como nivel de timoneo, “steering level”). El CT y el medio ambiente interactúan para modificar el flujo circundante y el vórtice es advechado por el flujo modificado bajo el efecto beta (Adem, 1956).

Se han desarrollado varias técnicas para agrupar trayectorias de CTs parecidas (clusters). El método de los *K-means* utiliza las coordenadas geográficas (latitud y longitud) del lugar donde

adquieren su máxima intensidad y la posición de su intensidad final como huracán (Elsner, 2003). Sin embargo, este método tiene una gran deficiencia al no considerar el tiempo de vida de los CTs y, por ende, no poder agrupar las trayectorias de diferente longitud.

Gaffney (2004) desarrolló una herramienta de algoritmos en MATLAB llamada *Curve Clustering Toolbox*⁶ (CCT) que contiene 15 métodos diferentes para hacer clusters: *K-means*, mezclas gaussianas, 8 métodos de mezclas de regresión lineal y 5 métodos de regresión no-lineal. Las principales ventajas del uso de la mezcla de modelos de regresión polinomial residen en que el algoritmo no está basado solamente en pocos puntos de la trayectoria, pues considera diversas longitudes, formas y localización de trayectorias de CTs. El CCT asume que cada CT de un grupo (cluster) tiene su propio “parámetro de forma”, el cual incluye los coeficientes de regresión, el número total de puntos de la trayectoria, la varianza entre los componentes de cada grupo del cluster, la probabilidad de que la trayectoria del CT pertenezca a un cluster determinado y la matriz de ruido. Cada trayectoria es asignada a una curva de regresión polinomial de la posición de la tormenta contra el tiempo (la componente del modelo que fue la más probable de haber generado esa trayectoria). Además, existen dos pasos primordiales de pre-procesamiento en la técnica de agrupamiento: sustracción de las coordenadas geográficas de los puntos iniciales de cada trayectoria para que empiecen en una posición de (0,0) y la normalización de la latitud y longitud geográfica con la finalidad de tener la misma varianza. Sin embargo, debido a que tales pasos de pre-procesamiento no producen resultados contundentes y claros (Camargo et al., 2007a), no se utilizan, por lo general, al momento de realizar clusters.

Para agrupar trayectorias de CTs que se localizan en los Mares Intramericanos (IAS, por sus siglas en inglés) y en el Océano Pacífico del Este (ENP, por sus siglas en inglés), se pueden utilizar diferentes órdenes de polinomios $n = 1, 2, 3, 4, 5$ en los métodos de regresión. Sin embargo, no todos los métodos pueden modelarlas adecuadamente, debido a que algunos modelos extrapolan erróneamente las trayectorias. En general, los métodos de mezcla de regresión lineal ofrecen un mejor ajuste de la trayectoria observada a la modelada, en comparación con los métodos de mezcla de regresión no-lineal para ambas cuencas oceánicas, ya que no consideran ninguna transformación. El número de clusters $K = 4$ ofrece una mejor simplicidad para IAS y ENP.

⁶<http://www.datalab.uci.edu/resources/CCT/doc/demo.html> consultada en abril del 2016.

A.3. Estadísticas regionales de lluvia y CTs

La lluvia de verano en México tiene una variabilidad natural debido a la modulación del ENSO en la actividad ciclónica tropical de los IAS. Sin embargo, los CTs que se encuentran en el ENP no han mostrado una respuesta clara a las variaciones de la TSMs en el Pacífico Tropical (Camargo et al., 2008; Kossin et al., 2010; Klotzbach et al., 2011). Durante los años en los que la actividad ciclónica tropical de los IAS está por debajo de lo normal, existen anomalías negativas de precipitación en el noreste de México, puesto que ningún CT impacta el territorio mexicano. Estas anomalías negativas producen a su vez sequías meteorológicas prolongadas que después se convierten en sequías hidrológicas y agrícolas, las cuales provocaron pérdidas económicas graves en el sector agropecuario (Méndez and Magaña, 2010). Sin embargo, aún cuando la actividad ciclónica sea alta, las trayectorias de los CTs podrían no tocar tierra en costas mexicanas y, por lo tanto, no contribuirían a la precipitación estacional, como el caso de 1984, 1985, 1989 y 2006 (Fig. A.1A). Durante estos años, la mayoría de las trayectorias impactaron el sureste de los USA. Por otro lado, existieron anomalías negativas de precipitación sobre el noreste de México, principalmente en los estados cercanos al Golfo de México (Fig. A.1.A). Estos años fueron años neutro, aunque la disminución de la actividad ciclónica tropical en el Golfo de México en años El Niño también afecta la precipitación estacional del noreste, pues produce años anómalamente secos (Fig. A.1.B).

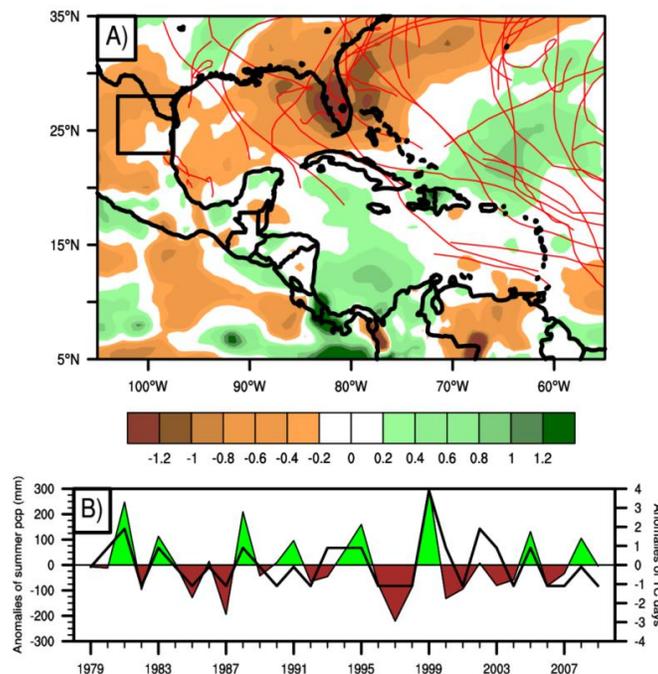


Figura A.1. (A) Anomalías de precipitación (mm/día) durante el periodo Junio-Octubre (JJASO) de los años (1984, 1985, 1989 y 2006) cuando varios CTs afectaron el sureste de USA y ningún CT tocó tierra en México, las líneas rojas representan las trayectorias de CTs (B) Serie de tiempo de anomalías de precipitación en el noreste de México para el periodo de 1979-2009. La línea negra representa las anomalías del número de días de CTs en esa región.

La trayectoria de los CTs tiende a producir dos mecanismos opuestos: una convergencia de humedad dentro de su trayectoria que desarrolla la convección profunda y una divergencia de humedad en zonas adyacentes que está apoyada por una subsidencia en niveles superiores. Así, esta divergencia inhibe el desarrollo de la convección tropical y resulta en anomalías negativas de precipitación. Por ejemplo, en los estados del Golfo de México y noreste de México existen anomalías negativas de convergencia integrada de humedad en la tropósfera cuando las trayectorias de los CTs afectaron la costa este de USA (Fig. A.2B). Este patrón negativo representa la subsidencia inducida por su circulación y que es reforzada por el brazo descendente de la celda de Ferrel, la cual afecta típicamente la región norte de México, produciendo así divergencia de humedad en esta zona (Fig. A.2A).

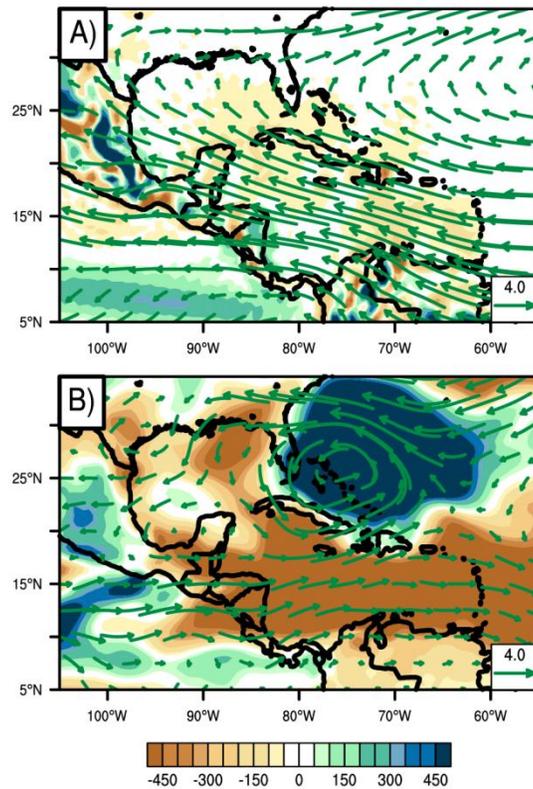


Figura A.2. (A) Climatología de la convergencia de humedad y vientos (vectores verdes) a 700 mb (B) anomalías de la convergencia integrada de humedad (kg/m^2) en la tropósfera, considerándola como una sola capa durante el periodo Junio-Octubre (JJASO) de los años 1984, 1985, 1989 y 2006, cuando varios CTs afectaron el sureste de USA y ningún CT tocó tierra en México.

En el Pacífico mexicano, cuando la actividad ciclónica tropical no afecta la península de Baja California, como en los años 1980, 1985, 1990 y 1994, el noroeste mexicano tiene anomalías negativas de precipitación (Fig. A.3A), estos patrones espaciales coinciden con la divergencia integrada de humedad sobre la península de Baja California, señalando así la subsidencia inducida por la circulación de los CTs (Fig. A.4B). La mayoría de los años en los que

la actividad ciclónica tropical es baja en la península corresponde a años de no-La Niña, como los años neutro y El Niño. Sin embargo, si existen varios CTs que se desplacen hacia el Pacífico central, las anomalías de precipitación tenderán a ser positivas a lo largo del ENP (Fig. A.3A).

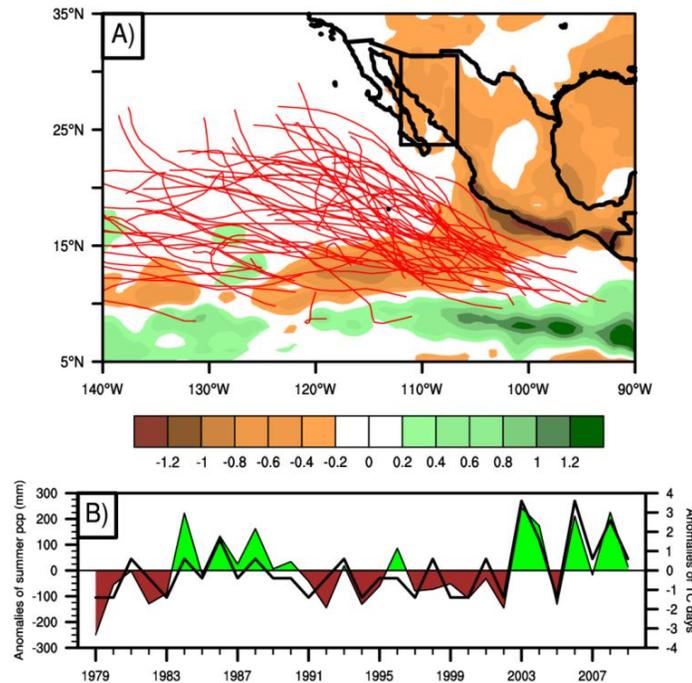


Figura A.3. (A) Anomalías de precipitación (mm/día) durante el periodo Junio-October (JJASO) de los años (1980, 1985, 1990, 1994) cuando pocos CTs afectaron la península de Baja California. Las líneas rojas representan las trayectorias de CTs (B) Serie de tiempo de anomalías de precipitación en el noroeste de México para el periodo de 1979-2009. La línea negra representa las anomalías del número de días de CTs en esa región.

De esta manera, el ENSO puede ser usado como predictor de la lluvia estacional en México, ya que la actividad ciclónica tropical en los IAS se encuentra modulada por sus fases. No obstante, la señal climática estacional está limitada solamente a esta cuenca, ya que únicamente los CTs que se forman el suroeste del país y se extienden hasta 130° W están modulados significativamente (97.5% de confianza) por la fase positiva del ENSO. Los demás tipos de trayectorias del ENP no responden a las fases del ENSO (Domínguez, 2012).

En promedio, los CTs afectan la región noreste de México dos días/año y producen 150 mm/año. Sin embargo, en años de alta actividad ciclónica, como los años La Niña 1995, 1999 y 2010, la región noreste puede ser afectada hasta por 5 días y recibir hasta 400 mm/año. En este sentido, la lluvia extrema producida por estos hidrometeoros durante años La Niña se convierte en una componente esencial para el abastecimiento de agua en esa región (Fig. A.5A).

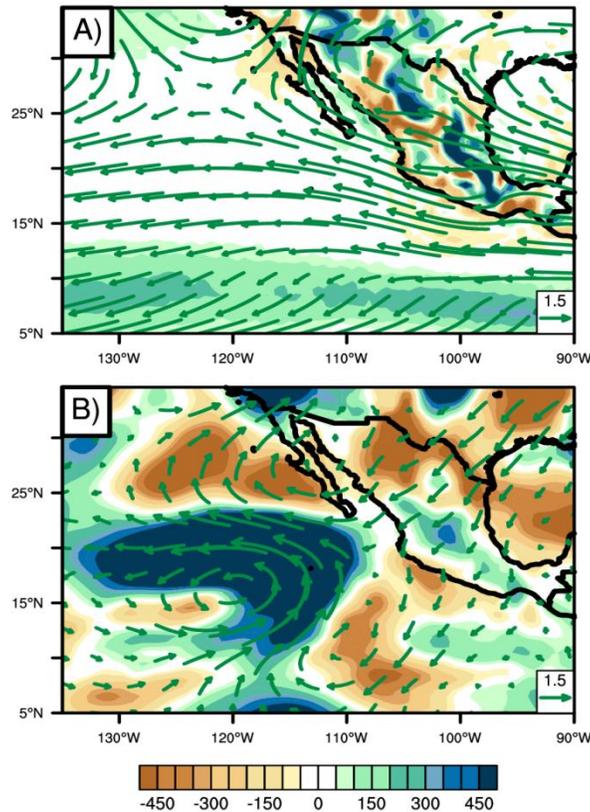


Figura A.4. (A) Climatología de la convergencia de humedad y vientos (vectores verdes) a 700 mb (B) anomalías de la convergencia integrada de humedad (kg/m^2) en la tropósfera, considerándola como una sola capa durante el periodo Junio-Octubre (JJASO) de años 1980, 1985, 1990 y 1994 cuando pocos CTs afectaron la península de Baja California.

Aunque el ENSO no modula la actividad ciclónica tropical en el occidente de México, los CTs también representan un elemento clave en las lluvias de la región noroeste, que también es afectada en promedio dos días/año y recibe 150 mm por el paso de CTs. Sin embargo, los CTs que ocurrieron bajo condiciones neutras han mostrado contribuir hasta 420 mm/año (Fig. A.5B). Por otro lado, la región sureste de México es afectada por CTs en promedio 10 días/año y recibe una precipitación de hasta 250 mm/año debida solamente al paso de estos eventos extremos. Durante años El Niño, el tiempo en los que los CTs afectan esta región disminuye drásticamente hasta 2 días y la cantidad de lluvia alcanza un mínimo de hasta 30 mm/año (Fig. A.5C). Por el contrario, durante años La Niña, la lluvia producida por los CTs puede llegar hasta los 700 mm/año, lo que representa la mitad de su régimen estacional de lluvia (Fig. 2.2).

En términos climáticos, la región suroeste recibe la menor cantidad de precipitación debido a CTs (100 mm/año) y es afectada en un menor número de días comparado con las demás regiones (1.5 días). En los años 1997 y 2010, la lluvia producida exclusivamente por CTs fue de 250 mm; sin embargo, ambos años pertenecen a fases opuestas del ENSO. Aunque El Niño

parecería afectar esta región más frecuentemente que La Niña, la precipitación producida por los CTs no muestra una clara señal entre las dos fases (Fig. A.5D).

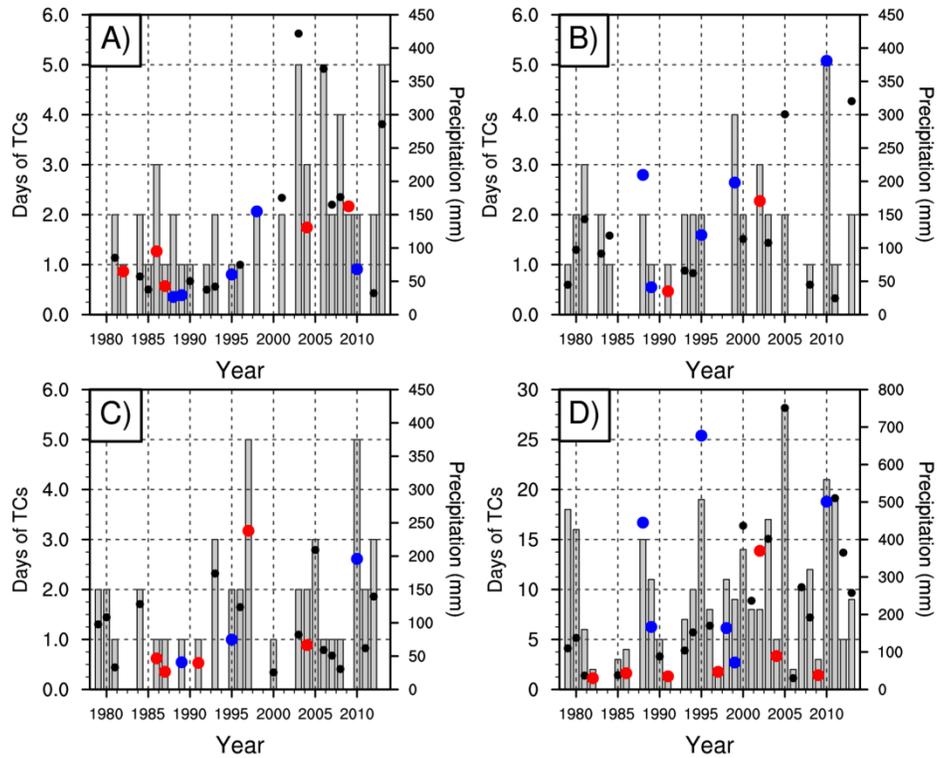


Figura A.5. *Días de CTs (barras) y precipitación producida por CTs (puntos) sobre A) noreste, B) noroeste, C) sureste y D) suroeste de México durante el periodo 1979-2013. Los puntos rojos(azules) pertenecen a años El Niño (La Niña) y los puntos negros representan los años definidos como condiciones neutrales.*

El grado de importancia de la lluvia producida por los CTs está en función del régimen regional de precipitación, es decir, la contribución de los CTs a la lluvia estacional será mayor en las regiones que no exceden los 400 mm/año en el verano (Fig. A.6). Por ejemplo, los CTs contribuyen hasta 70% de la lluvia estacional en la península de Baja California, cuya precipitación durante esta estación no rebasa los 300 mm/año. Sin embargo, la componente de la lluvia asociada al paso de CTs en la región sur de México representa hasta el 30% de su precipitación estacional. Lo anterior es debido a que el régimen pluvial de esta región rebasa los 1000 mm/año. Por otro lado, aunque la lluvia en el interior del país es menor a 700 mm/año, el porcentaje de la precipitación producida por CTs disminuye hasta un 10% debido a la presencia de las Sierras Madre Oriental y Occidental que debilitan la circulación ciclónica tropical y hacen casi imposible que los CTs se adentren al interior del país (Fig. A.6).

Con respecto a EUA, los CTs contribuyen hasta un 30% de la lluvia estacional en la península de Florida y hasta un 20% en los estados del sureste estadounidense. Los CTs son un

elemento esencial en las lluvias de los estados de Arizona, New Mexico y Texas donde contribuyen hasta un 50% en precipitación estacional, aunque es poco común que los CTs afecten esas regiones, ya que generalmente la lluvia es producida por sus remanentes (Fig. A.6). En Centroamérica, los CTs contribuyen menos del 10% a sus lluvias de verano. Sin embargo, las lluvias extremas suelen ocasionar inundaciones en esas zonas. Por su parte, la contribución de los CTs a las lluvias de la región del Caribe es de hasta 20% anual (Fig. A.6).

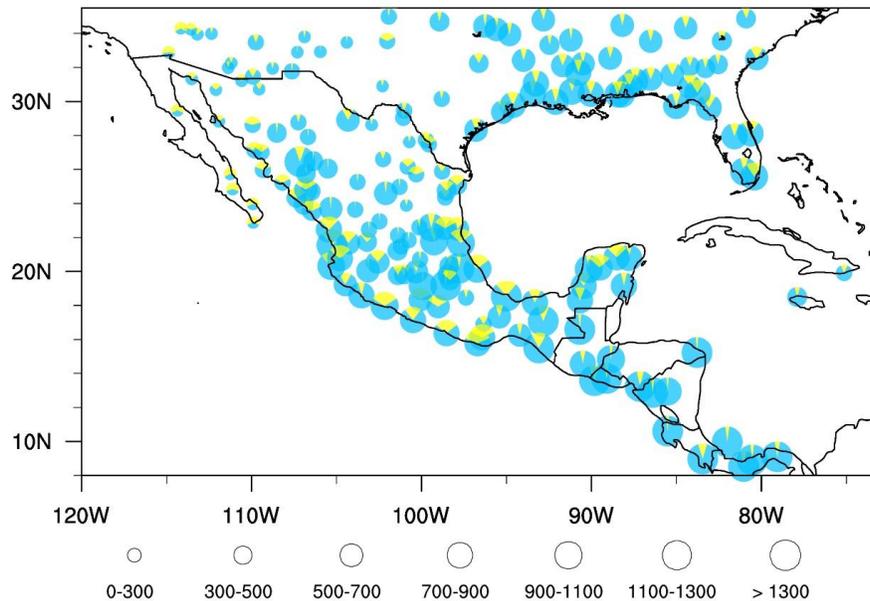


Figura A.6. Contribución de los CTs a la lluvia de verano (verde) durante el periodo 1979-2009 de acuerdo a la precipitación registrada por las estaciones en superficie.

Los 264 CTs que se formaron en los IAS durante el periodo 1979-2009 se pueden agrupar en 4 clusters. Así, 13.2% (35) de los CTs describen trayectorias rectas que afectan principalmente el noreste mexicano (IAS-A; Fig. A.7A), 36.7% (97) describen trayectorias curvas que afectan la costa este de EUA (IAS-B; Fig. A.7B), 30.7% (81) mostraron trayectorias erráticas y de corto tiempo de vida en el Golfo de México (IAS-C; Fig. A.7C) y finalmente, 19.3% (51) describieron trayectorias que en un principio son rectas, pero después recurvan hacia la península de la Florida (IAS-D; Fig. A.7D). El tipo de trayectoria también está relacionado con la categoría que los CTs pueden alcanzar. Por ejemplo, el 40% de los miembros de los clústers IAS-A y IAS-D son huracanes mayores (categoría 3, 4 y 5). Mientras que el 50% de los miembros del clúster IAS-C son tormentas tropicales, debido a su corta duración. También, existe una conexión entre el tiempo de vida y el tipo de trayectoria, como el clúster IAS-D en el que 75% de sus miembros duran hasta 12 días. Asimismo, el tiempo de vida promedio del clúster IAS-A, que describe una trayectoria recta, es de ocho días. Domínguez (2012) encontró que el clúster IAS-A está

fuertemente modulado por condiciones La Niña. Así, aumenta la probabilidad de que por lo menos un CT toque tierra en el noreste del país durante esta fase del ENSO.

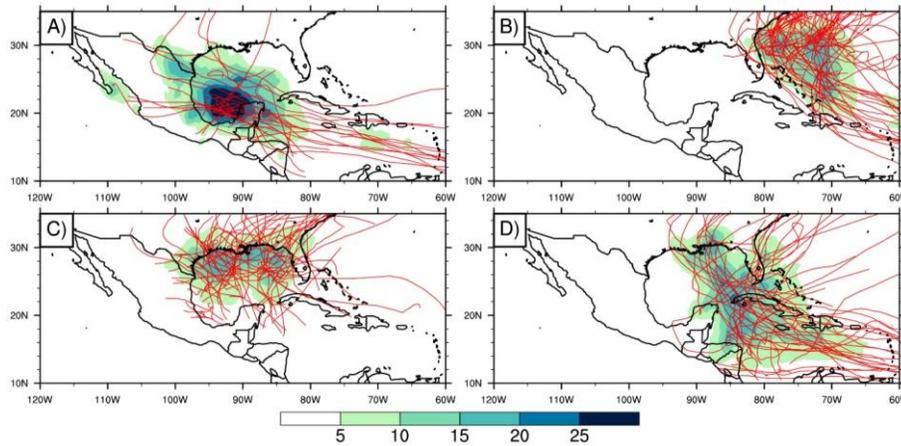


Figura A.7. Contribución (%) de los clústers a la precipitación de verano sobre los Mares Intramericanos (IAS) durante el periodo 1979-2009.

En el ENP, existieron 549 CTs durante el periodo 1979-2009. El 22.8% (125) pertenecen a trayectorias que afectaron la península de Baja California (ENP-A; Fig. A.8A), 13.1% (72) describieron trayectorias largas que se forman en el suroeste de México y se extienden hasta 130° W (ENP-B; Fig. A.8B), sólo 10.2% (52) de las trayectorias se desplazan de manera paralela a la costa oeste de México (ENP-C; Fig. A.8C), el 53.9% (296) son CTs que no tocan tierra en México y tienen un movimiento hacia el noroeste (ENP-D; Fig. A.8D). El 49% de los miembros del clúster ENP-A corresponden a tormentas tropicales, lo que indica que la península de Baja California es usualmente afectada por CTs de una baja categoría. Por su parte, los CTs que pertenecen al clúster ENP-B se caracterizan por tener la categoría más intensa en esta cuenca oceánica y se encuentran modulados por condiciones fuertes de El Niño en un nivel de confianza del 97.5% (Domínguez, 2012).

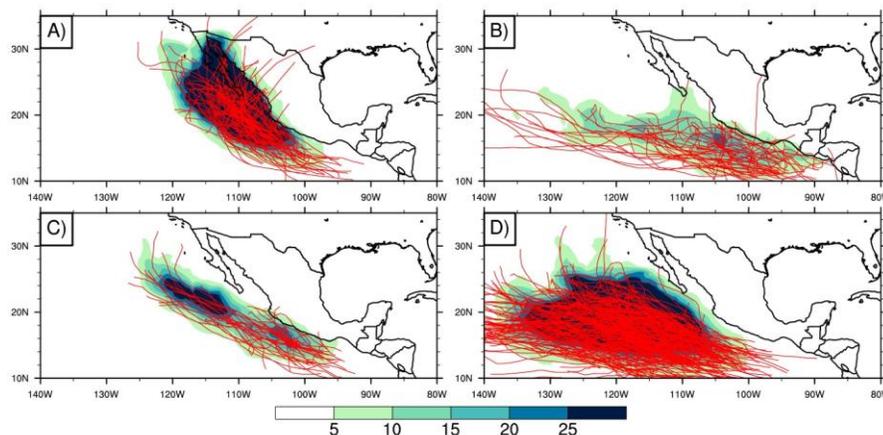


Figura A.8. Contribución (%) de los clústers a la precipitación de verano en el Océano Pacífico del Este (ENP) durante el periodo 1979-2009.

El clúster IAS-A y ENP-A contribuyen climatológicamente con más del 30% a la precipitación de verano en México (Fig. A.7A; Fig. A.8A), este tipo de trayectorias comúnmente tocan tierra en las regiones áridas del noreste y noroeste de México, respectivamente. A pesar de los daños causados por las lluvias extremas producidas por los CTs, los clusters IAS-A (Fig. A.7A) y ENP-A (Fig. A.8A) pueden proporcionar cantidades importantes de agua al norte del país y por ello, los tomadores de decisiones y los administradores del uso del agua han expresado su interés en predecir este tipo de trayectorias en escalas de tiempo estacional.

A pesar de que la actividad ciclónica tropical sea débil en una temporada, no significa que la contribución de los CTs a la lluvia de verano también sea mínima, pues ésta depende de su trayectoria y de su cercanía a la región continental. Por el contrario, aun cuando la actividad ciclónica tropical esté por arriba de lo normal, la carencia de trayectorias tipo IAS-A y IAS-C, que afectan la región noreste de México, puede resultar en la ausencia de lluvias extremas. Por ejemplo, las CTs que ocurrieron el año 2003 describieron tipos de trayectoria IAS-B y IAS-D, las cuales no producen precipitación intensa sobre el país (Fig. A.7B; A.7D).

De igual manera, aun cuando la actividad ciclónica tropical estuvo por arriba de lo normal (más de 15 CTs por año) en el ENP, la precipitación en el noroeste de México fue nula durante los años 1980, 1985, 1990 y 1994 (Fig. A.3B), ya que el clúster ENP-A estuvo inactivo durante esos años y las trayectorias de los CTs no pasaron cerca de esta región. Si por lo menos algún CT hubiera durado 3 días sobre esta región, la precipitación estacional podría haber aumentado hasta 200 mm. Los tipos de trayectoria que predominaron en esos años pertenecen a los clusters ENP-B, ENP-C y ENP-D, los cuales no producen lluvias extremas en la región continental de México. Por el contrario, su patrón de trayectoria puede incrementar las anomalías de precipitación en el norte de México mediante la remoción de humedad, debido al efecto de secado que produce la circulación del CT (Fig. A.2; A.4).

APÉNDICE 2. ARTÍCULO PUBLICADO

The role of tropical cyclones in precipitation over the tropical and subtropical North America

Christian Domínguez¹ and Víctor Magaña^{2*}

¹*Posgrado en Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM),
México City, Mexico*

²*Instituto de Geografía, Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), México City,
México*

*Corresponding Author Address:

Instituto de Geografía, Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM)
Circuito exterior, Ciudad Universitaria, 04510
Mexico City, Mexico
victormr@unam.mx

6187 words and 15 figures

Keywords: Tropical cyclones, tropical cyclone trajectory, moisture flux, precipitation anomaly, water reservoirs.

Abstract

Tropical cyclones (TCs) are essential elements of the hydrological cycle in tropical and subtropical regions. In the present study, the contribution of TCs to seasonal precipitation around the tropical and subtropical North America is examined. When TC activity over the tropical eastern Pacific (TEP) or the Intra Americas Seas (IAS) is below (above-normal), regional precipitation may be below (above-normal). However, it is not only the number of TCs what may change seasonal precipitation, but the trajectory of the systems. TCs induce intense precipitation over continental regions if they are close enough to shorelines, for instance, if the TC center is located, on average, less than 500 km-distant from the coast. However, if TCs are more remote than this threshold distance, the chances of rain over continental regions decrease, particularly in arid and semi-arid regions. In addition, a distant TC may induce subsidence or produce moisture divergence that inhibits, at least for a few days, convective activity farther away than the threshold distance. An analysis of interannual variability in the TCs that produce precipitation over the tropical and subtropical North America shows that some regions in northern Mexico, which mostly depend on this effect to undergo wet years, may experience seasonal negative anomalies in precipitation if TCs trajectories are remote. Therefore, TCs (activity and trajectories) are important modulators of climate variability on various time scales, either by producing intense rainfall or by inhibiting convection at distant regions from their trajectory. The impact of such variations on water availability in northern Mexico may be relevant, since water availability in dams recovers under the effects of TC rainfall. Seasonal precipitation forecasts or climate change scenarios for these regions should take into account the effect of TCs, if regional adaptation strategies are implemented.

1. Introduction

Tropical cyclones (TCs) are frequently associated with disasters given the adverse impacts that the related intense winds, storm surges, and heavy rainfall have on vulnerable

48 regions (Smith et al., 2009). In some places though, TCs have a positive effect in terms of
49 becoming the primary source of water to refill dams and other surface water reservoirs
50 (Aguilar-Benitez, 2011). Therefore, they are key atmospheric phenomena in the
51 hydrological cycle of several tropical and semi-arid regions around the world (Trenberth
52 and Fasullo, 2007). Several studies show that the contribution of TCs to seasonal or annual
53 rainfall may be up to 50% over some continental regions, depending on the evolution of
54 their wind field, topographical effects, atmospheric humidity and size, but mainly, the
55 closeness of these systems to shorelines (Cerveny and Newman, 2000; Rogers et al., 2000;
56 Jiang and Zipser, 2010). Although most analyses focus on only estimating their impact in
57 seasonal precipitation, they may also induce the opposite effect (inhibit convection).

58

59 Some studies have examined how TCs may result in a decrease of seasonal precipitation
60 (e.g., Shanko and Chamberlain, 1998) having a dual effect: inducing large amounts of
61 precipitation in few days, or reducing seasonal precipitation due to their absence or distant
62 trajectories. In this way, negative regional seasonal precipitation anomalies and even
63 meteorological droughts can occur in years of diminished TC activity or when the dominant
64 TC trajectories are distant from continental regions by inducing enhanced moisture
65 divergence (Shanko and Chamberlain, 1998). However, these changes in regional
66 circulations and precipitation are not always documented as important factors of seasonal
67 precipitation for water planning.

68

69 The synoptic characteristics that modulate convective activity in TCs are associated with
70 moisture flow convergence at low levels of the atmosphere and a radial outflow near the
71 tropopause that leads to subsidence at a larger radius than the storm center (Willoughby,
72 1979). Two kinds of subsidence induced by TCs occur: a) at the storm centre, which is
73 forced by the mechanic eye spin and enhanced convection due to the release of latent heat;
74 and b) weaker subsidence outside the core of the system that is forced mechanically
75 (Emanuel, 1997; Zhang and Kieu, 2005). The latter may produce clear skies in neighboring
76 regions to the TC system.

77

78 Shephard et al. (2007) found that TCs accounted from 8 to 17% of cumulative rainfall at
79 different locations along the coastal zone of the southeastern United States. TCs that are
80 close to Mexico may contribute from 20 to 60% of the observed seasonal rainfall for some
81 coastal regions (Englehart and Douglas, 2001; Breña-Naranjo et al., 2015). This makes TCs
82 an essential climatic element of the summer rainy season in Mexico (Jáuregui, 2003;
83 Larson et al., 2005). However, TCs have a dual effect in terms of accumulated precipitation
84 that needs to be assessed more comprehensively. For instance, easterly waves from the
85 Atlantic are significant contributors to summer precipitation over the Intra Americas Seas
86 (IAS) and the Mesoamerican regions (Magaña et al., 2003). At times, these systems
87 become TCs and recurve in the middle of the Atlantic Ocean, transporting moisture into the
88 subtropical mid-Atlantic Ocean, and reducing the chances of rain over the tropical and
89 subtropical North America. Consequently, a larger TC activity in the Atlantic and even in
90 the IAS does not necessarily mean more precipitation over the continental regions. The
91 number of TCs forming in the North Atlantic or in the eastern Pacific may vary from one
92 year to another in relation to low frequency climate variability.

93

94 TC activity in the Atlantic and the eastern Pacific Oceans from May to November is
95 modulated by El Niño/Southern Oscillation (ENSO) (Magaña, 2004). During La Niña (El
96 Niño), large (diminished) TC activity over the IAS may result in enhanced (decreased)

97 precipitation over southern, central and northeastern Mexico (Magaña et al., 2003). TC
98 activity also shows important interdecadal variations in relation to the Atlantic
99 Multidecadal Oscillation (AMO) and the Pacific Decadal Oscillation (PDO). The AMO and
100 the PDO phases may also result in prolonged meteorological droughts over the North
101 America (Méndez and Magaña, 2010). During these dry periods, one single TC event may
102 provide enough rainfall in a region as to make its summer rainy season quasi-normal or
103 above-normal in the middle of a prolonged meteorological drought. This was the case of
104 the Hurricane Alex, 2010 or tropical storm Ingrid, 2013 that affected the northeast of
105 Mexico and produced enough precipitation to turn into normal the precipitation statistics
106 during that summer season and recover the levels of dams during a severe drought period
107 (Sisto et al., 2015).

108

109 In arid and semiarid regions of northern Mexico, TCs are sources of water to recharge
110 aquifers, rivers, lakes (Diaz et al., 2008) and dams (Aguilar-Benitez, 2011). For instance,
111 Hurricane Alex made landfall on July 1st, 2010 and produced the amount of 446 mm in 24
112 hours over the Monterrey Metropolitan Area, which is close to the average summer
113 precipitation of the northeastern Mexico. TC Alex helped to recover El Cuchillo dam water
114 levels to normal conditions, enough to provide this resource for several socioeconomic
115 activities during the prolonged 2010-2012 drought (Magaña and Neri, 2012). Thus, TCs
116 may be water suppliers during dry periods, ameliorating the effects of water crisis (Sisto et
117 al., 2015). Including the effect of TCs in climate outlooks would be of great benefit in the
118 water management plans where water distribution is frequently decided on a yearly basis,
119 especially during periods of drought (Neri and Magaña, 2016).

120

121 For seasonal precipitation outlooks, TCs trajectories are as important as TC activity itself.
122 The need for information on this subject is necessary, particularly in arid and semiarid
123 regions of northwestern Mexico, where the average annual precipitation is around 400 mm.
124 Current seasonal climate prediction schemes rarely take into account the TC effect on
125 accumulated rainfall for water availability projections, mainly because TC trajectories are
126 hard to predict (Camargo et al., 2010). TC trajectories are primarily determined by the beta
127 effect (Adem, 1956) and the dominant large-scale circulations (Hill and Lackmann, 2009),
128 which could be adequately simulated by current climate models (e.g., Trenberth et al.,
129 1998; Wang et al., 2015). Some schemes only predict the number of TCs and the potential
130 intensity distribution during a season. However, for seasonal precipitation forecasts, TC
131 intensity is less important than the number of systems and trajectories. Some of the rainiest
132 TCs have been tropical storms or tropical depressions but have resulted in extreme rains of
133 more than 300 mm/day, such as Stan in 2005 over the IAS (Pasch and Roberts, 2006).
134 Therefore, estimating the contribution of TCs to accumulated seasonal or annual rainfall
135 should consider the position (trajectory) and days that affect a region (Kubota and Chan,
136 2009). Kossin et al. (2010) related some TC tracks over the north Atlantic to the ENSO
137 phase.

138 The main objective of this study is to investigate the positive and negative impacts of TCs
139 on summer rainfall over the tropical and subtropical North America, considering not only
140 their frequency, but their preferred tracks as elements that lead to wet or dry summer
141 seasons. A diagnostic of such aspect of TCs should be included when seasonal predictions
142 (outlooks) and regional climate change scenarios are developed. A more detailed analysis
143 of this dual TC effect may help to understand low predictability for summer seasons of
144 some regions of the world, such as northern Mexico (Gutzler et al., 2009).

145

146 This paper is organized as follows: in Section 2, the data used in the analyses are described
147 (reanalysis, rain gauge station data, reservoir records, as well as TC data). The
148 methodology followed to examine TC activity, including their preferred trajectories and
149 impacts on precipitation is discussed. In Section 3, an analysis of the contribution of
150 various types of TC trajectory clusters to accumulated seasonal precipitation is presented.
151 Preferred TC trajectories are also analyzed in terms of quasi-stationary circulations at the
152 TC steering level. The impacts of TCs in water balances and their potential inclusion on
153 seasonal precipitation forecast are also examined. Discussion and conclusions are given in
154 section 4.

155

156 **2. Data and methodology**

157

158 Historical records of TC activity for the second half of the twentieth century are
159 available in the HURDAT database of the National Hurricane Center. HURDAT includes
160 data on TCs tracks and their intensity. These data may be considered more accurate after
161 the 1970s, when satellite observations are available (Vecchi and Knutson, 2007). Therefore,
162 special emphasis for the analysis is given to data after 1979. Although the information on
163 the intensity of the systems is given in terms of the Saffir-Simpson scale, it is not
164 considered relevant for the analyses, as there is not a direct relationship between TC
165 intensity and its associated precipitation. TCs whose intensity is higher than tropical
166 depression and whose location (center of the system) is in the domain of interest (10° - 35° N
167 and 120° - 70° W) were included in the analysis. Threshold-distances or radius of influence
168 to define TC-related rainfall range from 400 km to 1000 km from the TC center (Englehart
169 and Douglas, 2001; Jiang and Zipser, 2010; Breña-Naranjo et al., 2015). In general, a radius
170 of influence of 500 km is considered adequate for most analyses of the influence of TCs on
171 regional precipitation. The threshold distance may vary from one system to another, but this
172 approximation has been considered adequate to estimate the TC contribution to rainfall
173 (Jiang and Zipser, 2010).

174

175 Daily precipitation data comes from rain gauge stations in the domain of interest. The
176 surface weather station data for Mexico was obtained from the Mexican Weather Service
177 archives. The rest of the station data comes from more than 2000 rain gauge stations, with
178 at least 30 years of data for the 1979-2013 period, from the Global Historical Climatology
179 Project (GHCP). Particular emphasis is given to the impact of TCs over precipitation in
180 Mexico, where the density of precipitation information is at least one order of magnitude
181 larger than in the surrounding regions.

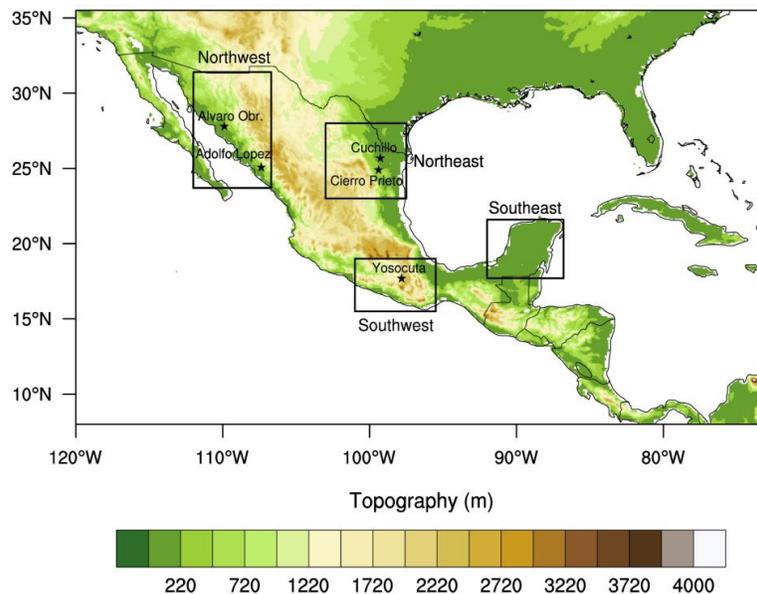
182

183 Meteorological data to examine wind fields and moisture divergence were obtained from
184 the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts ERA-Interim (ERA-I) which
185 have a T255 spectral resolution (~ 80 km) on 60 vertical levels (Dee et al. 2011). The
186 moisture flux information at lower atmospheric levels is relevant to relate precipitation over
187 the continental and oceanic regions. For consistency, the ERA-I rainfall data are also used
188 to complement rain-gauge data mainly over oceanic regions. This data is available from
189 1979 to present. In most cases, extreme rainfall related to TC activity corresponds to events
190 of more than 50 mm day^{-1} . When compared with surface station data, the ERA interim data
191 adequately captures the effect of TCs in precipitation, which makes them a good estimate
192 of rainfall over oceanic regions as well.

193

194 TCs trajectories are grouped by their spatial-temporal characteristics using a probabilistic
 195 clustering technique, called Curve Clustering Toolbox (CCT) (Gaffney, 2004). The CCT of
 196 TC tracks takes into account length, location and geographical shape of the trajectories.
 197 Camargo et al. (2008) and Kossin et al. (2010) used this type of clustering approach to
 198 define dominant TC trajectories over the North Atlantic and tropical north Eastern Pacific
 199 Ocean (TEP). Four clusters for TC trajectories over the Atlantic and four for the eastern
 200 Pacific were defined in the present analysis, in order to identify how these TC clusters
 201 affect the continental coasts. Following Englehart and Douglas (2001), a threshold distance
 202 from the TC center to the coastal region (~ 500 km) was used to define a radius of influence
 203 where these tropical systems produce extreme rainfall. Composite analyses for the effect of
 204 each cluster during the June-July-August-September-October (JJASO) period, considered
 205 in general terms as the summer rainy season, were constructed.

206
 207 Specific regions over Mexico were considered to determine the impact of TCs on summer
 208 precipitation and water reservoirs. Four regions were selected according to their location
 209 and summer precipitation regimen: northeast, northwest, southeast and southwest of
 210 Mexico (Fig. 1). Data of national reservoirs were obtained from the Mexican Water
 211 Administration archives
 212 (<http://www.conagua.gob.mx/CONAGUA07/Contenido/Documentos/Portada%20BANDA>
 213 [S.htm](http://www.conagua.gob.mx/CONAGUA07/Contenido/Documentos/Portada%20BANDA)). The reservoirs that had the longest record of daily data in the 1979-2013 period
 214 were taken into account for this study (Fig. 1).



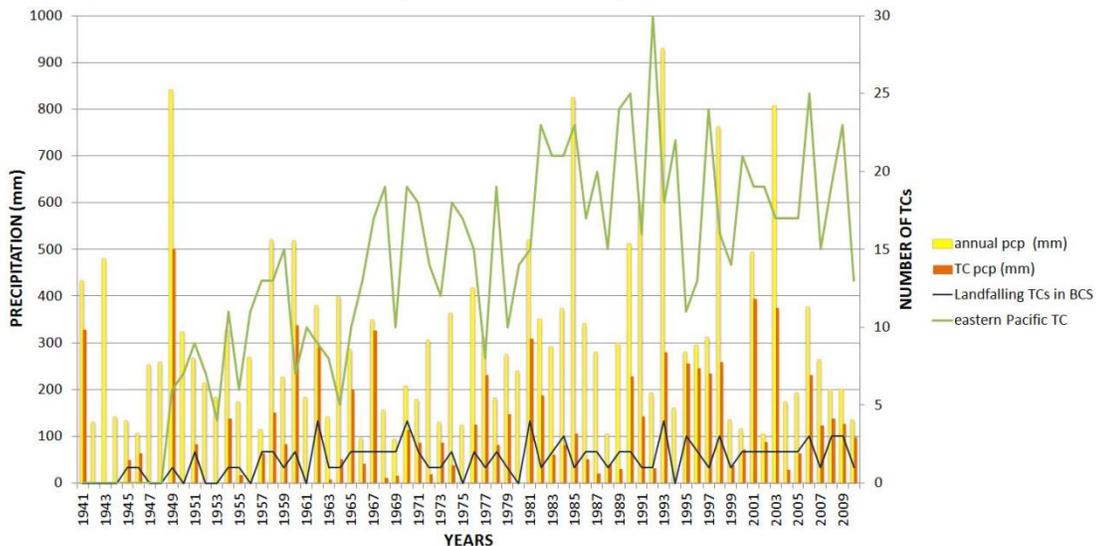
215
 216 **Figure 1.** Topography (m) and locations of water reservoirs (stars) over the four study
 217 regions: northwest, northeast, southeast and southwest of Mexico.

218
 219 **3. Results**

220 *a) TC activity over North America and precipitation*

221
 222 The contribution of TCs to seasonal precipitation in tropical and subtropical regions
 223 is well known (e.g., Jiang and Zipser, 2010). However in arid and semi-arid regions, as in
 224 northern Mexico, the effect of a land-falling or sufficiently close TC to shorelines, results in
 225 a significant contribution to the annual accumulated rainfall. Changes in TC activity impact
 226 may lead to large interannual variations in precipitation and water availability in some of
 227 these regions. The contribution of TCs in seasonal precipitation over Mexico was explored

228 by using the rain-gauge station daily data and adding the rainfall when TCs are present at a
 229 distance less than the critical threshold of 500 km from the location of the station. For
 230 instance, the annual precipitation (from January to December) in the southern part of the
 231 Baja California peninsula is around 200 mm when there is no TC contribution to regional
 232 rainfall. However, when TCs affect the southern part of the Baja California peninsula,
 233 precipitation may vary from 500 to 800 mm yr⁻¹. In recent decades, the number of TCs over
 234 the northeastern tropical Pacific, and around southern Baja California peninsula in
 235 particular, has risen, inducing a positive trend in rainfall (Fig. 2). Rain gauge data in
 236 southern Baja peninsula confirms the occurrence of intense precipitation when a TC is
 237 close by, as indicated in the HURDAT database. Anomalously wet years are usually related
 238 to the occurrence of one or two TCs in around the southern tip of the Baja peninsula ($r \approx$
 239 0.43 at a 97% level of confidence). The reports of TCs making landfall over this region
 240 were analyzed together with the extreme precipitation captured by the surface stations
 241 during the 1941-2010 period. The increase in extreme rainfall could be only explained
 242 based on the rise of TCs that affect the Baja California Peninsula, since they are the only
 243 atmospheric systems that produce extreme precipitation during summer. In this sense, the
 244 uncertainty associated with missing TCs before the pre-satellite era decreases.

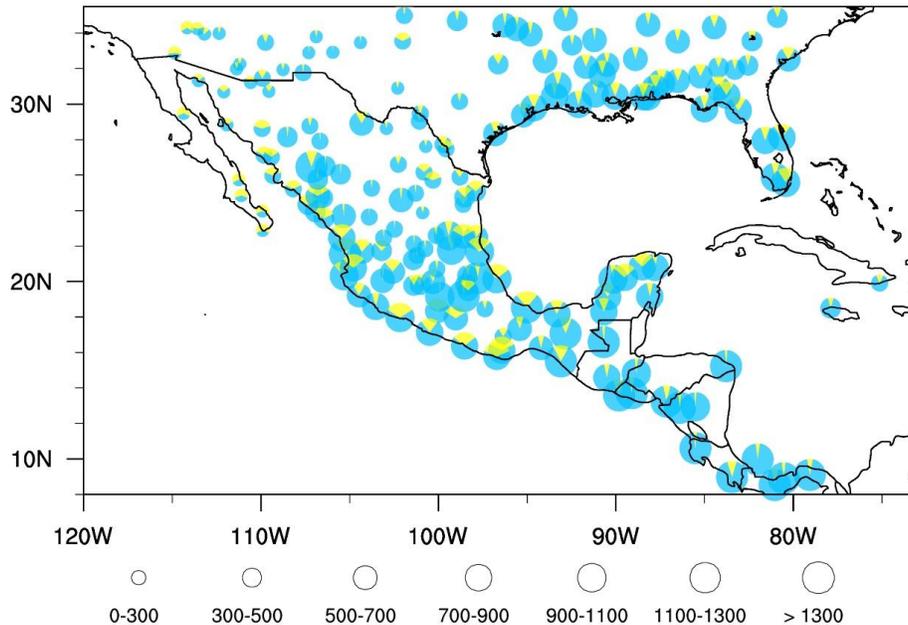


245 **Figure 2.** Annual summer precipitation (mm) over the southern part of the Baja California
 246 peninsula (yellow bars) and the estimated contribution of tropical cyclones (TCs) to
 247 precipitation in the region (red bar). Number of TCs in the eastern tropical Pacific (green
 248 line) and number of TCs that affected the southern part of the Baja peninsula (black line)
 249 between 1941 and 2010.

251
 252

253 The TC contribution to seasonally accumulated precipitation is more relevant in arid-
 254 semiarid regions, as well as southern coastal regions (Fig. 3). Most stations of northwestern
 255 and northeastern Mexico correspond to semiarid regions and there, TCs may contribute up
 256 to 40% of the annual precipitation in northwestern Mexico and up to 60% in the Baja
 257 California peninsula. The contribution depends on the number of TCs per season, but also
 258 on the dominant trajectories of these systems. In general, landfalling TCs or TCs
 259 sufficiently close to the coast affect these regions during the lifespan of these systems.

260



261
 262 **Figure 3.** Average annual rainfall (mm) (blue circles) for the 1979-2013 period, at stations
 263 where TCs have a contribution (yellow area) to the total precipitation. The circle size
 264 represents the amount of annual summer rainfall.
 265

266 In relatively dry regions, where rainfall is generally less than 300 mm yr^{-1} , as in most of the
 267 northern Mexico and southwestern US, TCs may determine wet years. In the tropical
 268 regions, where precipitation is more than 1000 mm yr^{-1} on average, the rainfall contribution
 269 of a TC is less significant in annual precipitation. TCs produce and induce precipitation by
 270 means of moisture fluxes and by reducing the subsidence effect over the subtropical
 271 regions. Even when atmospheric moisture fluxes from the IAS or the TEP reach the arid
 272 and semi-arid regions of northern Mexico, the intense subsidence and atmospheric stability
 273 at those latitudes reduces the chances of deep convection. When TCs approach,
 274 atmospheric stability diminishes and upward vertical motions develop to induce tropical
 275 convection. This effect is observed in the eastern Caribbean where TCs reduce atmospheric
 276 stability, causing intense ascending motion that results in deep convection and intense
 277 precipitation.
 278

279 In summary, over the tropical Americas, the contribution of TCs to summer rainfall may be
 280 more than 40% in regions where the precipitation is less than 500 mm yr^{-1} , while it may be
 281 less than 30% in places where the summer rainfall is more than 700 mm yr^{-1} . In inland
 282 regions, such as the Mexican plateau or the central northern Mexico plateau, surrounded by
 283 the western and eastern Sierra Madre mountain ranges, the TC contribution to precipitation
 284 is meager, with less than 10% of the annual accumulated rainfall, because these tropical
 285 systems weaken after reaching the coastal regions.
 286

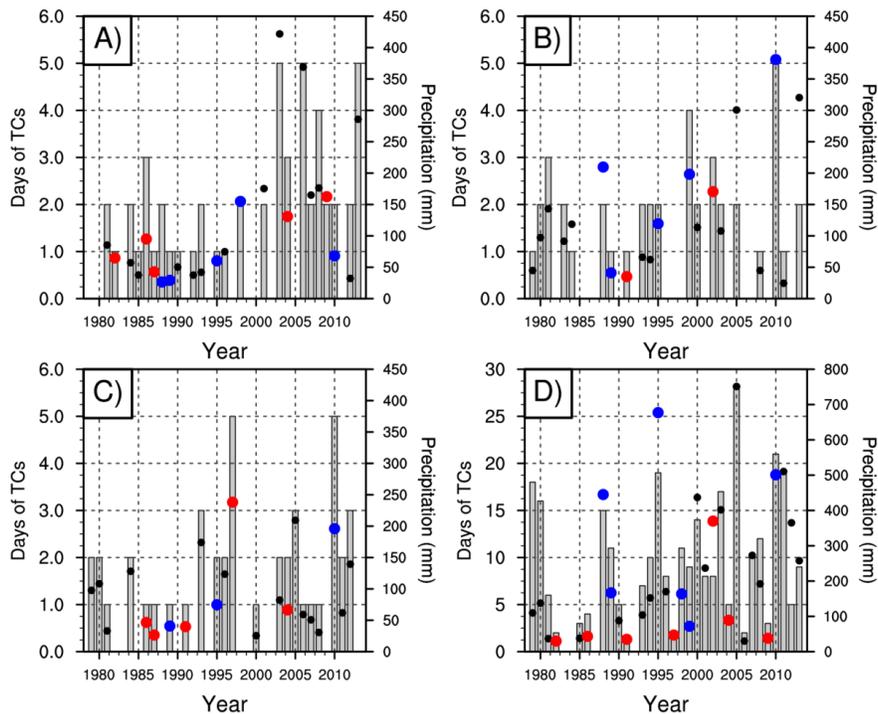
287 TC activity is frequently modulated by modes of low frequency climate variability. For
 288 instance, TCs over the IAS are more frequent under La Niña conditions (Bell and Chelliah,
 289 2006), and consequently, they tend to induce a positive anomaly in precipitation over the
 290 continental regions of the tropical North America. The number of TCs over the IAS is
 291 larger during La Niña years as well as the number of days when TCs induce precipitation in
 292 a region. On the contrary, during El Niño years, there are less TCs over the IAS, and the
 293 number of TCs that induce precipitation over land is less as well. Over the northeastern

294 tropical Pacific, the modulation of TC activity by ENSO (Fig. 4A) is not as clear as over
 295 the IAS (Fig. 4B). Considering the critical threshold distance from the coast (500km), the
 296 mean number of days that TCs affect the coastal zone of northwestern or northeastern
 297 Mexico is around 2 days, and their contribution to annual precipitation is from ~100 to 250
 298 mm (Fig. 4A and Fig. 4B). The TC activity, modulated by ENSO, may result in a weak
 299 contribution to annual precipitation.

300

301 In recent decades, there is a significant positive trend (97% level of confidence) in TC
 302 activity over the TEP that is leading to more extreme precipitation events over the Mexican
 303 Pacific coast (Fig. 2). The TEP TCs seldom last more than 1 day, but the number of
 304 systems and days of nearby TC activity are larger when compared to the other regions. TCs
 305 that affect the southwestern part of Mexico have a typical contribution to annual rainfall
 306 from 100 to 200 mm on average (Fig. 4C). The southeast of Mexico and northern Central
 307 America are also affected by the Caribbean TCs, which on average, have a contribution of
 308 more than 100 mm yr⁻¹, mainly during La Niña conditions (Fig. 4D). The interannual
 309 variations on such contribution to precipitation are more evident over the IAS (Kossin et al.
 310 2010) than over the TEP (Camargo et al., 2008), essentially because of the ENSO
 311 modulation.

312



313

314 **Figure 4.** Precipitation produced by tropical cyclones (TCs) (circles) and number of days
 315 (grey bars) when TCs affect: (A) northwest, (B) northeast, (C) southwest and (D) southeast
 316 of Mexico and northern Central America for the 1979-2013 period. The red (blue) circles
 317 correspond to El Niño (La Niña) years and the black circles represent years defined as
 318 neutral conditions.

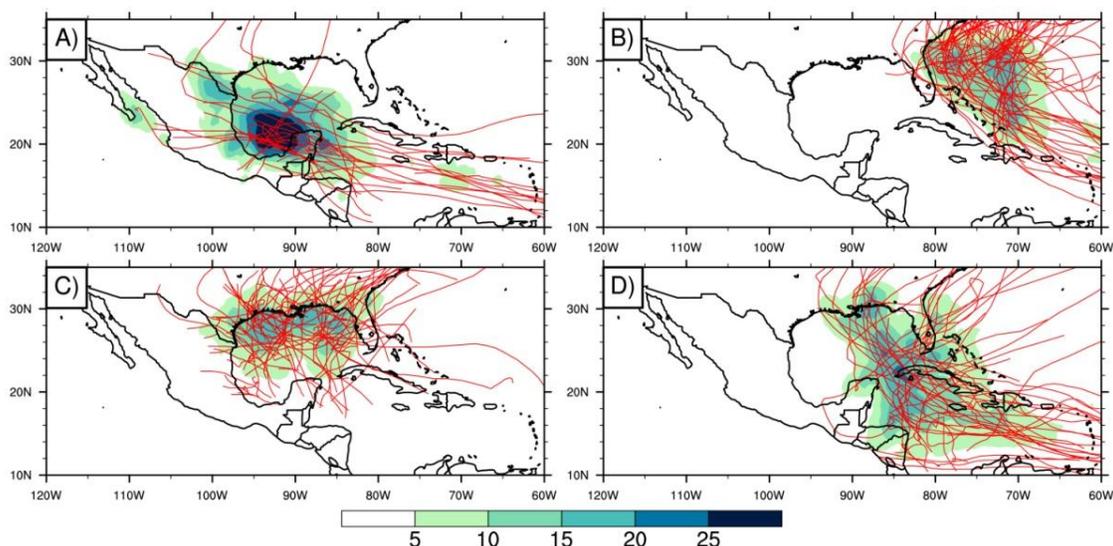
319

320 The TC contribution to annual rainfall may be examined in terms of the dominant
 321 trajectories of the systems, which may lead to further explain climate variability at a
 322 regional scale including these tropical transients. For the 1979-2009 period, a total of 264
 323 TCs were analyzed by means of the CCT scheme. Over the Atlantic ocean, the CCT

324 analysis showed that 13.2% (35) of the TCs had straight trajectories, grouped in the IAS-A
 325 cluster (Fig 5A), that affected the Yucatan Peninsula and the northeastern part of Mexico;
 326 36.7% (97) had curved tracks that moved from the tropical central Atlantic into the eastern
 327 part of the USA, and were grouped in the IAS-B cluster (Fig. 5B). The IAS-C cluster
 328 represents 30.7% (81) of TCs over the IAS, the corresponding trajectories were erratic,
 329 short-term life, and mainly impacted the central northern part of the Gulf of Mexico (Fig.
 330 5C). Finally, 19.3% (51) of the TCs had a straight-curved trajectory over the Caribbean Sea
 331 and the northern part of the Gulf of Mexico, and were grouped in the IAS-D cluster (Fig.
 332 5D). Around 40% of the IAS-A and IAS-D clusters were intense hurricanes (category 3, 4
 333 and 5). 75% of TCs from the IAS-A cluster had a lifespan of up to 10 days. 75% of IAS-D
 334 cluster lasted up to 12 days, which makes them the longest lasting cluster of the IAS. Most
 335 of the TCs in the IAS-B and IAS-C clusters correspond to tropical storms (63% and 50%,
 336 respectively).

337
 338 Based on daily gridded precipitation data, the IAS and TEP TC cluster contribution to
 339 climatological summer precipitation was estimated for years when TCs were active in a
 340 particular cluster (Fig. 5 and Fig. 6). For the IAS-A cluster, the most affected regions by TC
 341 precipitation correspond to the states of the Yucatan peninsula and the eastern coastal states
 342 of Mexico, adjacent to the Gulf of Mexico (Fig. 5A). TCs in cluster IAS-B mainly affected
 343 the eastern coast of the US (Fig. 5B), while TCs in cluster C had an impact on the
 344 southeastern US states, close to the northern part of the Gulf of Mexico (Fig. 5C). TCs in
 345 the IAS-D cluster mainly affected the Greater Antilles and parts of northern Central
 346 America and the Yucatan peninsula (Fig. 5D).

347



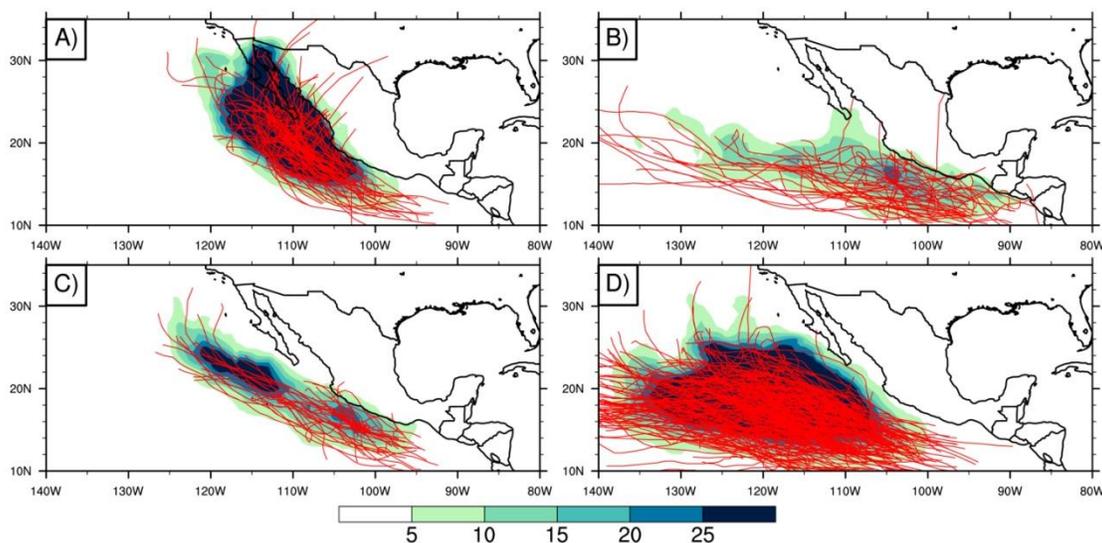
348
 349 **Figure 5.** Contribution (%) of cluster (A)IAS-A, (B)IAS-B, (C)IAS-C, (D)IAS-D to summer
 350 rainfall (shading) over the Intra Americas Seas for the 1979-2009 period. Observed TC
 351 trajectories for each cluster are denoted by red lines.

352

353 The TEP clusters are not as contrasting as those in the IAS. Those that affected the Pacific
 354 coast of Central America and Mexico follow a more meridional trajectory than those that
 355 had a minimum contribution over continental regions and moved more zonally (Fig. 6).
 356 During the 1979-2009 period, there were 549 TCs in the TEP: 22.8% (125) affected the
 357 Baja California peninsula (TEP-A; Fig 6A); 13.1% (72) of the systems had a long, almost
 358 zonal tracks (TEP-B), that affected only the southwestern states of Mexico (Fig. 6B);

359 cluster TEP-C only had 10.2% (52) of all the TCs in the region and had a trajectory parallel
 360 to the western Mexican coast. This kind of tracks moves away from Mexico as the TCs
 361 move northwestwards (Fig. 6C). Finally, 53.9% (296) of all the TCs are grouped in TEP-D
 362 cluster, distant from the continental region and consequently, with a meager contribution to
 363 summer precipitation in Mexico or Central America (Fig. 6D). TEP-A and TEP-D clusters
 364 mainly correspond to tropical storms (49% and 45%, respectively).
 365

366 The cluster TEP-B includes the most intense hurricanes in the basin. In terms of their role
 367 as precipitation contributors over land, the TEP-A is the most important contributor to
 368 rainfall over northwestern Mexico. On average, the TEP-A contribution to the mean annual
 369 summer precipitation may be up to 30 percent of the seasonally accumulated rainfall,
 370 particularly in semiarid regions, where summer precipitation is less than 400 mm yr⁻¹. TCs
 371 from the TEP-B and TEP-C clusters contribute to rainfall only over the Pacific coast of
 372 southern Mexico.

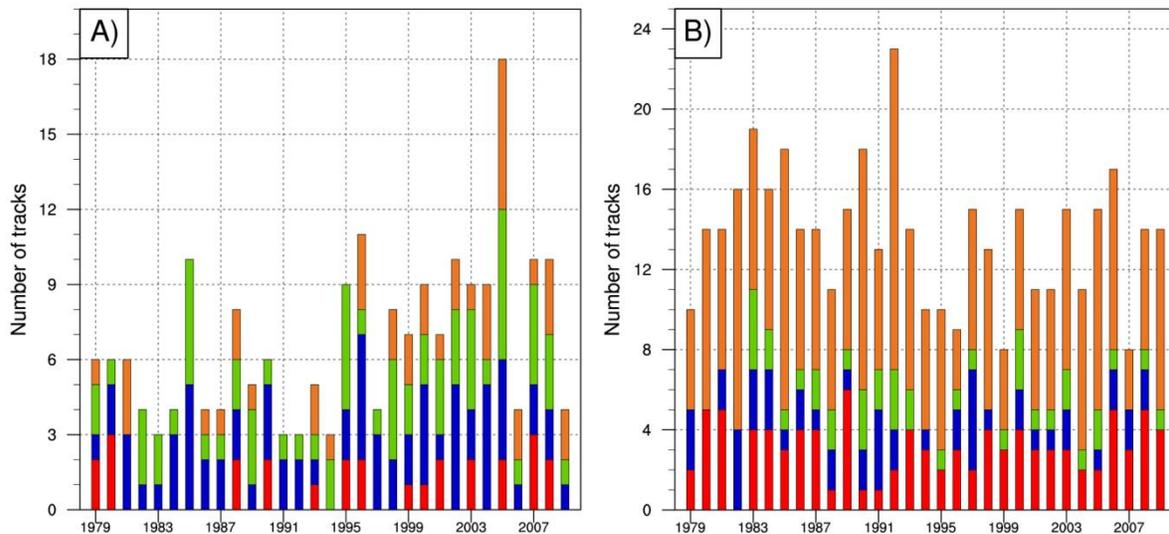


373 **Figure 6.** Contribution (%) of cluster (A) TEP-A, (B) TEP-B, (C) TEP-C, (D) TEP-D to
 374 summer rainfall over the Tropical Eastern Pacific Ocean for the 1979-2009 period.
 375 Observed TC trajectories are denoted by red lines.
 376

377
 378 ENSO modulates TC activity over the IAS. Cluster dominance under El Niño or La Niña
 379 conditions was examined. The TC contribution to seasonal precipitation among clusters
 380 was contrasting from one cluster to another and between El Niño and La Niña conditions.
 381 El Niño (1982, 1987, 1991, 1997, 2002) and La Niña (1988, 1989, 1995, 1998, 1999)
 382 years, and the rest of the years as neutral, resulted in statistically significant TC activity and
 383 variations in the TC contribution to seasonal precipitation. Clusters IAS-A, IAS-C and IAS-
 384 D are less active during El Niño years than during La Niña conditions (statistically
 385 significant at 99 % level of confidence and consistent with Kossin et al., 2010). For the
 386 TEP, only cluster TEP-B appears to be affected by El Niño conditions (statistically
 387 significant at 97.5% level of confidence and consistent with Camargo et al., 2008).
 388

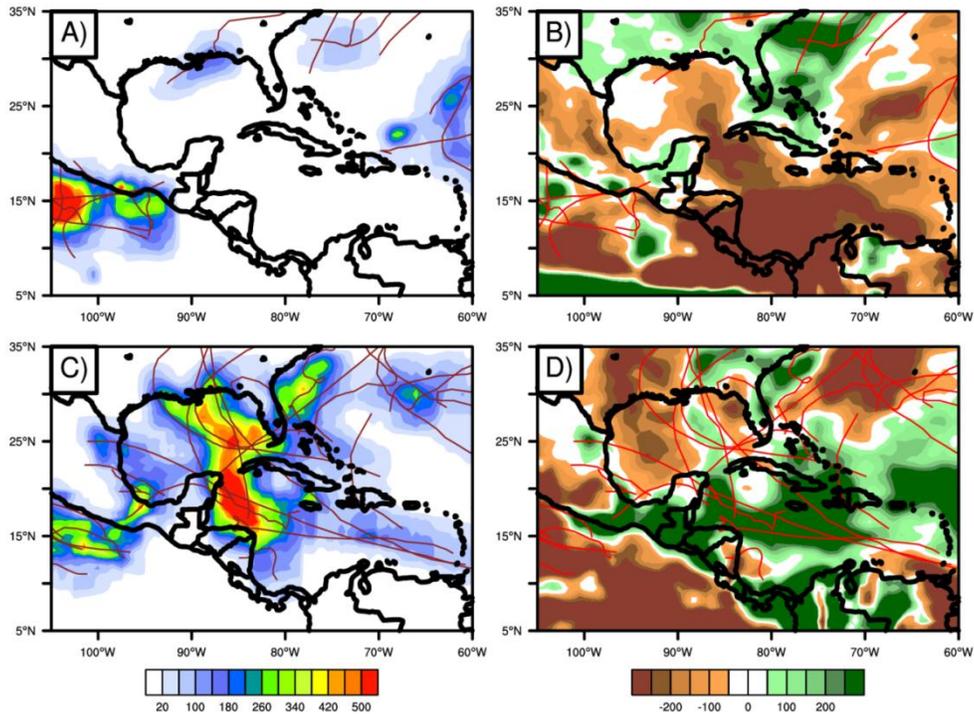
389 The TC activity and the type of trajectories exhibit large interannual and interdecadal
 390 variability over the IAS (Fig. 7A) and over the TEP (Fig. 7B). For instance, the summer of
 391 1997 corresponded to El Niño conditions and only 4 TCs over the region occurred, mainly
 392 from cluster IAS-B, which does not contribute to seasonal precipitation in Mexico (Fig.
 393 7A). The summer of 1997 was particularly dry in central southern Mexico and Central

394 America (Fig. 8B). The lack of TCs over these regions along with enhanced subsidence,
 395 less easterly waves than average, and a southerly displaced Inter Tropical Convergence
 396 Zone (ITCZ) over the eastern Pacific contributed to this extremely dry condition (Magaña
 397 et al., 2003). In regions where some TC trajectories (cluster IAS-B and IAS-C) are
 398 observed, a positive precipitation anomaly is observed (Fig. 8B). The IAS-B cluster appears
 399 to positively contribute to seasonal precipitation in 1997 off the eastern coast of the US,
 400 producing around 140 mm of rain (Fig. 8A)



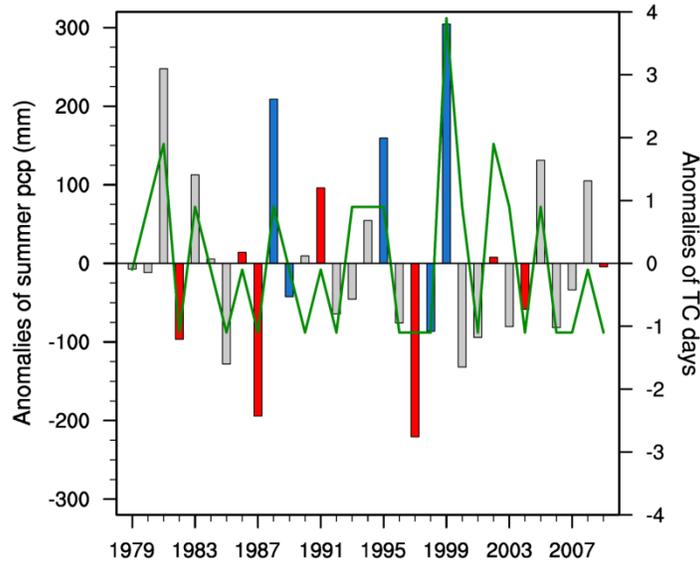
401
 402 **Figure 7.** Yearly number of TCs over (A) the Intra Americas Seas and (B) the Tropical
 403 Eastern Pacific for the 1979-2009 period. The partial contribution of clusters A (red), B
 404 (blue), C (green) and D (orange) is represented by the length of the bar.

405
 406
 407 On the other hand, large TC activity over the IAS during 2005 was observed, with two TCs
 408 from the IAS-A cluster, four TCs from IAS-B, six TCs from IAS-C and six from IAS-D
 409 (Fig. 7A), that contributed with approximately up to 260 mm over the northeastern Mexico
 410 and 560 mm over most of the Caribbean Sea and the Gulf of Mexico (Fig. 8C). There is a
 411 close relationship between TC trajectories and their regional precipitation, which may add
 412 up to more than 500 mm in a few days (Fig. 8C). It is clear though, that TCs are not the
 413 only source of precipitation in the tropical and subtropical North America, given that there
 414 are still negative seasonal precipitation anomalies even during a highly active 2005 TC
 415 season (Fig 8D).



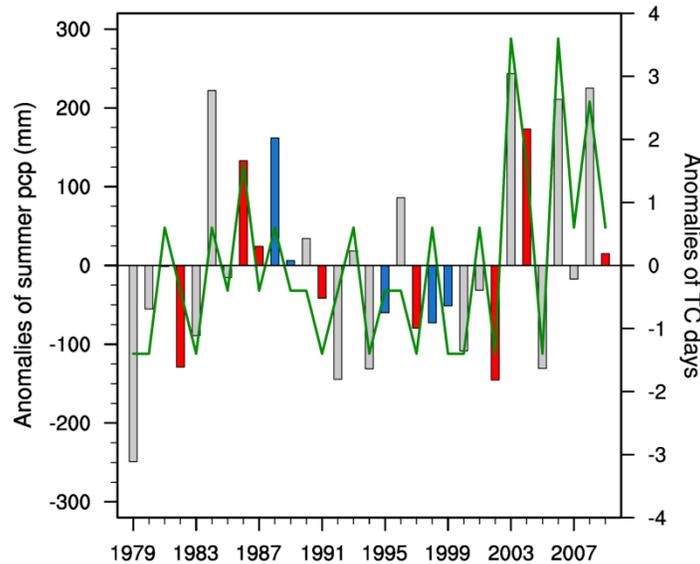
416
 417 **Figure 8.** (A) TC contribution to summer precipitation (mm) during 1997 and (B) the
 418 corresponding summer precipitation anomalies (mm) for that summer season, a relatively
 419 TC inactive period over IAS. (C) TC contribution to summer precipitation (mm) during
 420 2005 and (D) the corresponding summer precipitation anomalies (mm) for that summer
 421 season, a highly active TC period over IAS. Observed TC tracks are denoted by red lines.
 422

423 The number of days under the influence of TCs is an important element to consider when
 424 analyzing the contribution of these tropical systems to seasonal precipitation. For instance,
 425 when the number of TC days from cluster IAS-A is above-normal, the precipitation
 426 anomalies over northeastern Mexico are mostly positive (Fig. 9). Under strong El Niño
 427 conditions, TCs from cluster IAS-A are usually absent, as in 1982, 1987 and 1997 (Fig.
 428 7A), which results in negative precipitation anomalies over the northeastern part of Mexico.
 429 However, the activity of cluster IAS-C can be normal under moderate El Niño conditions,
 430 as in 2002 or 2009, which may result in almost normal rainfall conditions in the northeast
 431 region (Fig. 9). The correlation between the anomalies of regional precipitation and the
 432 anomalies of TC days for cluster IAS-A is 0.72 at 99.99% level of confidence.



433
 434 **Figure 9.** Time series of summer (JJASO) average precipitation anomalies (mm) in the
 435 northeastern Mexico for the 1979-2009 period. The red (blue) bars correspond to El Niño
 436 (La Niña) years and the gray bars represent years defined as neutral conditions. The green
 437 line represents the anomalies in the number of TC days for cluster IAS-A.

438
 439 When the TEP-A cluster is less active than normal, as in 1979, 1980, 1990, 1994 and 2005
 440 under neutral ENSO conditions, a negative summer precipitation anomaly is more frequent
 441 over northwestern Mexico (Fig. 10). TCs from cluster TEP-A constitute important events to
 442 modulate seasonal precipitation in the North American monsoon region, as during the year
 443 of 2003 and 2006. The correlation between the anomalies of regional precipitation and the
 444 anomalies of TC days for cluster TEP-A is 0.82 at 99.99% level of confidence.
 445

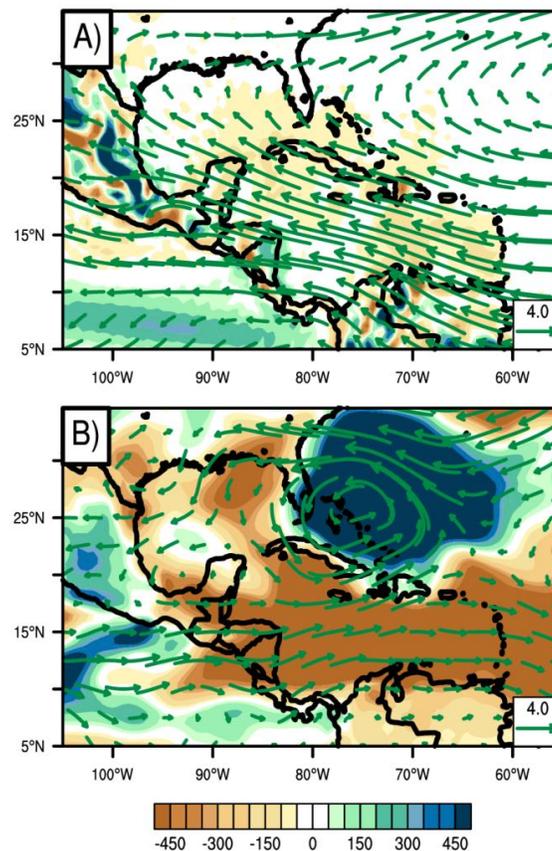


446
 447 **Figure 10.** Time series of summer (JJASO) average precipitation anomalies (mm) in the
 448 northwestern Mexico for the 1979-2009 period. The red (blue) bars correspond to El Niño
 449 (La Niña) years and the gray bars represent years defined as neutral conditions. The green
 450 line represents anomalies in the number of TC days for cluster TEP-A.

451
 452

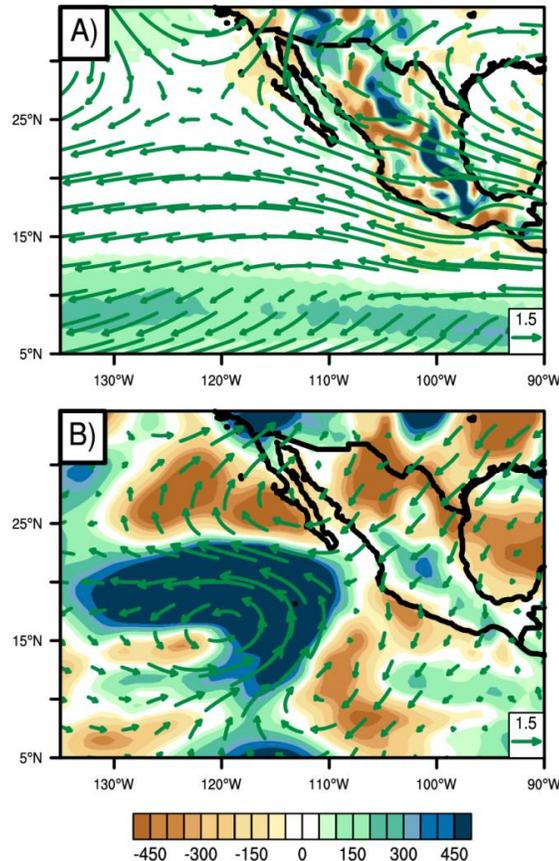
453 *b) Processes for TC contribution or inhibition to regional precipitation*

454 The mechanisms which favor or inhibit precipitation over the regions affected by
455 the TC activity are related to changes in moisture fluxes (convergence and divergence), as
456 in the ITCZ or the Caribbean Sea. The subtropical regions correspond to zones where
457 moisture divergence at lower levels is strong. The IAS regions also experience the effects
458 of subsidence that inhibit deep convection (Magaña and Caetano, 2005). Easterly waves
459 and TCs are mechanisms that reduce atmospheric stability and allow the development of
460 tropical convective activity over the oceanic subtropical regions. TC clusters induce zones
461 where anomalous moisture convergence occurs. An example of such effect is presented for
462 TCs from cluster IAS-B during the years 1984, 1985, 1989 and 2006, when IAS-B activity
463 is above-normal. When the mean 700 hPa circulation for the Northern Hemisphere summer
464 (JJASO) is obtained, it is observed that moisture divergence dominates over the IAS, with
465 the presence of a mean southeasterly flow at the TC steering level (Fig. 11A). However,
466 when TCs of a particular IAS cluster are present, the situation may vary significantly due to
467 changes in the mean atmospheric circulation and the moisture flux divergence. For
468 instance, when TCs from IAS-B cluster are present, moisture flux convergence is large over
469 off the southeastern US, while divergence is enhanced over the Caribbean Sea (Fig. 11B).
470 In other words, the presence of TCs in a region induce moisture flux convergence, as well
471 as moisture flux divergence in surrounding regions inhibiting tropical convection and
472 reducing the amount of seasonal rainfall.



473 **Figure 11.** (A) 700 hPa wind field (m/s) (green vectors) and water vapor flux convergence
474 accumulation (kg/m^2), for the entire atmosphere considered as a single layer (shaded),
475 mean state over the IAS for JJASO and (B) Average anomalies during days when IAS-B
476 cluster was active during 1984, 1985, 1989 and 2006.
477
478

479 Over the TEP, the ITCZ is a region of intense moisture convergence. Off the Baja
 480 California peninsula, moisture divergence dominates during the summer months (Fig.
 481 12A). The TEP-D is active and TEP-A cluster is almost inactive, moisture divergence over
 482 the northwestern states of Mexico is enhanced (Fig. 12B), which induces negative
 483 anomalies of precipitation. The spatial pattern of the anomalous moisture convergence
 484 tends to coincide with the regions of anomalous cyclonic circulations associated with
 485 enhanced TEP-D cluster activity, around 17N, 120W.
 486



487
 488 **Figure 12.** (A) 700 hPa wind field (m/s) (green vectors) and water vapor flux convergence
 489 accumulation (kg/m^2), for the entire atmosphere considered as a single layer (shaded),
 490 mean state over the TEP for JJASO and (B) Average anomalies during days when TEP-D
 491 cluster was active during 1980, 1985, 1990 and 1994.

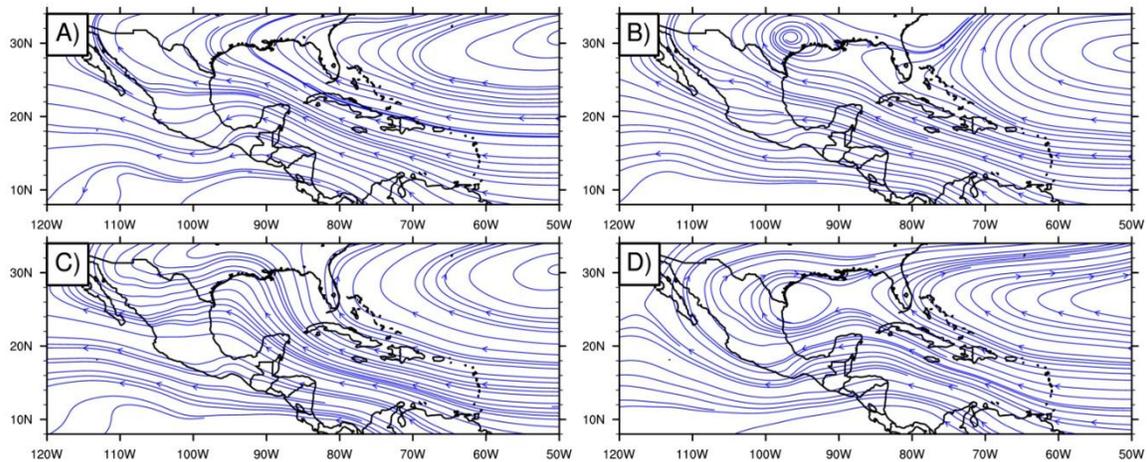
492
 493

494 *c) Mean atmospheric circulations at the TC steering level*

495

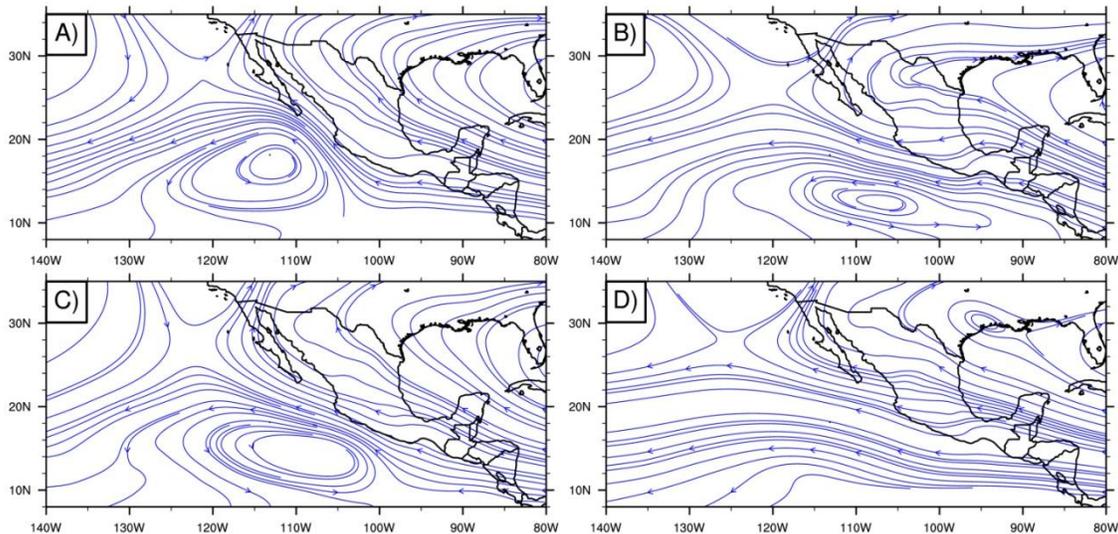
496 TC trajectories are the result of complex interactions between a number of internal
 497 and external influences. The preferred TC trajectory mainly depends on the location where
 498 the system forms and the mean quasi-stationary circulations at the steering level.
 499 Atmospheric circulations at 700 hPa may be an adequate approximation for the steering
 500 level, since the mean seasonal circulations include the effect of the TC, and reflect their
 501 presence in the circulation in particular regions. However, they also show the mean
 502 background flow in which the TCs move, such as subtropical large-scale circulations,
 503 hardly affected by the TC passage. The mean southeast-northwest trajectory for a TC is
 504 mainly determined by the beta effect (Adem, 1956), but the flow over the Atlantic basin,

505 given by the presence of the North Atlantic Subtropical High (NASH), plays a major role in
 506 defining the preferred trajectory followed by TCs (Lenggenhager, 2013), but its variations
 507 may determine the frequency of a particular TC cluster. For instance, for the IAS-A cluster,
 508 the NASH extends zonally at around 30°N, and the dominant circulation at the steering
 509 level extends from the Caribbean Sea into the Yucatan peninsula and the coastal regions of
 510 the western Gulf of Mexico (Fig. 13A). For the IAS-B cluster, the mean circulation of the
 511 steering level includes the NASH that extends to the eastern coast of the USA allowing the
 512 TCs to recurve around this region. An anticyclonic circulation over Texas also seems to
 513 prevent these systems from moving into the southern USA (Fig. 13B). Clusters IAS-C and
 514 IAS-D, also show circulations over the IAS (Fig. 13C; 13D) that determine the preferred
 515 TC trajectories.
 516



517 **Figure 13.** Mean steering (streamlines at 700 hPa) flow of clusters over the Intra-Americas
 518 Sea during the 1979-2009 period for: (A) IAS-A, (B) IAS-B, (C) IAS-C and (D) IAS-D.
 519
 520

521
 522 For the TEP region, the trajectories largely depend on whether the wind off the Pacific
 523 coast of Mexico has a strong meridional component or not (Fig. 14). The more zonal the
 524 flow, the more distant the TCs move from the continental region. For instance, for the TEP-
 525 A cluster, the mean flow at the 700 hPa steering level has a well-defined circulation into the
 526 Gulf of California that increases the chances of TCs to move inland into the northwestern
 527 Mexico (Fig. 14A). For clusters TEP-B and TEP-C, the steering level flow (Fig. 14B; 14C)
 528 show that the circulation is intense close to the southern coast of Mexico and then deflects
 529 into the central Pacific, preventing TCs from reaching northwestern Mexico, as observed in
 530 the corresponding clusters. The flow tends to be more zonal for the TEP-D cluster, which
 531 determines more zonal trajectories into the central Pacific and off the coast of the Mexican
 532 Pacific (Fig. 14D).
 533



534
 535 **Figure 14.** Mean steering (streamlines at 700 hPa) flow of clusters over the Tropical
 536 Eastern Pacific during the 1979-2009 period for: (A) TEP-A, (B) TEP-B, (C) TEP-C and
 537 (D) TEP-D.
 538

539 If the mean flow for a summer season were estimated, it would be possible to determine the
 540 preferred TC cluster or TC dominant trajectories. This is certainly a difficult task, but
 541 should be pursued if the potential impacts of TCs in regional precipitation are projected for
 542 instance, for water management purposes.
 543

544 *d) Impact of TCs on water reservoirs*

545 The TC impact in water reservoir levels may be analyzed by using data of the dam
 546 levels prepared by the Mexican National Water Commission (CONAGUA,). The analysis
 547 of the impact of TC on water levels was done for the Adolfo Lopez Mateos and the Alvaro
 548 Obregon dams, which are located in the northwestern region of Mexico and have a
 549 Maximum Operating Storage Capacity (MOSC) of 3086.1 and 2989.2 millions of cubic
 550 meters (mcm), respectively. For the northeastern region of Mexico, El Cuchillo and Cerro
 551 Prieto dams, with MOSCs of 1123.14 and 300 mcm, were examined. Finally, Yosocuta
 552 located in the southwestern part of Mexico, with a MOSC of only 46.8 mcm, was used as
 553 an example.
 554

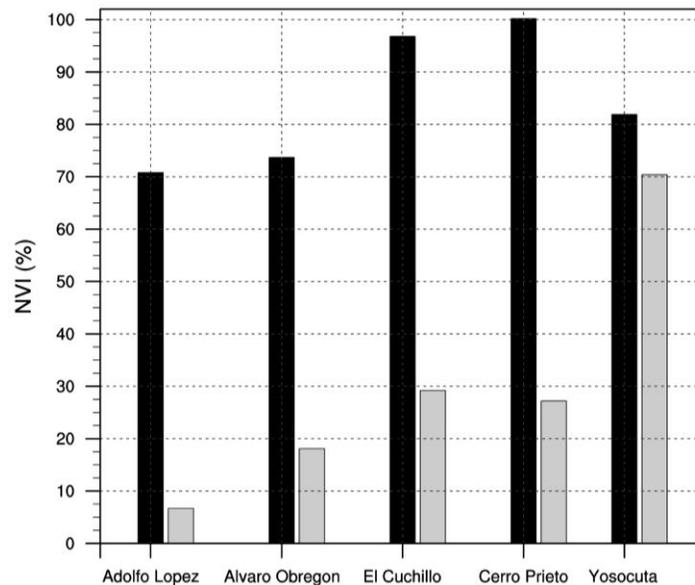
555 The *Net Volume Index (NVI)* was used to assess the contribution of TCs to the water stored
 556 in these reservoirs. Following Sisto et al. (2015), the NVI can be expressed as:
 557

$$NVI (\%) = \frac{\text{volume stored} - \text{minimum operating capacity}}{\text{Maximum Operating Capacity}}$$

558
 559 The *NVI* difference between months when TCs produced intense rains and runoff and
 560 months without tropical cyclone activity over the regions served to estimate the impact of
 561 TCs on the water availability of the previously mentioned dams.
 562

563 TCs produce extreme precipitation, which could significantly change stored water levels.
 564 The impacts; however, are more important in the water reservoirs located in the north. TCs
 565 from the TEP-A cluster can raise the water level from 10% up to 70% in the reservoirs
 566 situated in the northwestern region (Fig. 15). TCs of the IAS-A and IAS-C clusters can

567 significantly change the NVI in reservoirs located in the northeastern Mexico, from values
 568 of ~30% to values of ~100%. During the 2010-2013 drought period, the water levels of
 569 reservoirs located in the northeastern Mexico dramatically diminished due to an increase in
 570 water demands and a strong meteorological drought. The northeastern Mexico water crisis
 571 was slightly alleviated by two TC events: hurricane Alex in 2010 (IAS-A), under La Niña
 572 conditions and Tropical Storm Ingrid in 2013 (IAS-C), under neutral conditions. They
 573 provided such enough water to reservoirs that a major catastrophe on water supply over that
 574 region was avoided (Sisto et al., 2015). Their contribution to water levels of the dams was
 575 independent of their intensity.
 576



577 **Figure 15.** Change (%) of Net Volume Index (NVI) of water reservoirs during months of
 578 tropical cyclones inducing precipitation in the region (dark bars) and without TCs
 579 influence (light bars) for the 1979-2013 period.
 580

581
 582 In the southern regions of Mexico, the NVI of water reservoirs is barely noticeable when
 583 TCs occur nearby. The impact of clusters TEP-B and TEP-C produce, on average, an
 584 increase of 10% in the water levels, given the relatively minor contribution of TCs to
 585 summer rainfall in these regions.
 586

587
 588 **4. Discussion and conclusions**
 589

590 TCs are recognized as key contributors to summer precipitation in most tropical
 591 regions. Their role in water balances is crucial in semi-arid regions as in northern Mexico,
 592 as they may provide up to 50% of the seasonal precipitation in some regions. Various
 593 studies have estimated that the contribution of TCs to the accumulated annual or seasonal
 594 precipitation may be from 10% to 50%, which makes them key elements of the water
 595 balances in countries like Mexico. However, variations in TCs activity are part of the
 596 interannual climate variability, leading to positive and negative anomalies in precipitation.
 597 In other words, some of the wettest or driest years for some regions may depend on the
 598 characteristic (number and trajectories) of the TC season. This dual role of TCs in
 599 modulating seasonally accumulated precipitation is rarely considered in climate predictions
 600 or outlooks.

601 In the present study, these opposite effects of TCs have been analyzed, for TCs in the Intra
602 Americas Seas and tropical eastern Pacific for the 1979-2009 period. The use of a
603 threshold-distance of 5° captured adequately the rainfall produced by TCs. The main
604 elements to consider in the estimates of the TC contribution to seasonal rainfall are the
605 location and the trajectory, including number of days that the system affects a region.
606 Details of individual TC size and shape add limited value to the considerations on the
607 radius of influence of the TC (Xu et al., 2017). TCs from a particular trajectory cluster
608 affect precipitation by means of enhancing or reducing moisture flux convergence or
609 divergence. TCs that approach northern Mexico may cause significant increases in water
610 availability thanks to one or two days of intense rainfall, as long as the TC is close enough
611 to the shoreline. Nevertheless, years of above-normal or normal TC activity, either over
612 IAS or TEP, may not necessarily mean above-normal or normal expected precipitation at
613 the regional level. This will depend on TC activity for specific trajectories (clusters),
614 particularly for the northeastern or northwestern Mexico. Even more, the absence of certain
615 type of TC track may lead to significant negative anomalies of precipitation for some
616 regions.

617
618 An estimate of the so-called TC mean steering level, say at 700 hPa, may be of great
619 benefit to outlook the potential effect of TCs of a particular trajectory over a continental
620 region. The relationship between the mean quasi-stationary circulations and ENSO
621 conditions may serve to predict the mean flow at the 700 hPa and to consider if a TC may
622 induce more or less precipitation. Several attempts to predict TC activity, not only in terms
623 of number of systems, but also in terms of regions where their activity may be more
624 frequent for a season, have been developed to have an estimate of the regions that may be
625 affected, but not with the aim of including their effect on seasonal precipitation forecasts. If
626 such type of predictions were created, they could serve to prepare water management plans,
627 mainly for regions that largely depend on the effect of TCs to increase water availability, as
628 the semiarid regions of the north of Mexico. The TC activity for the Atlantic and the
629 Eastern Pacific has generally been diagnosed and forecasted using ENSO conditions
630 (Klotzbach et al., 2011). In this sense, the oceanic forcing is the main modulator of the
631 dominant seasonal atmospheric circulation patterns, which in fact lead to preferred
632 trajectories of TCs at the steering level, for instance, 700 hPa.

633
634 At present, the effect of TCs in the hydrological cycle, of northern Mexico for instance, is
635 missing in most seasonal forecasts produced by global climate models. At times, estimates
636 of the impacts of TCs on seasonal precipitation have been developed, considering the
637 forecasts of the number of TCs and intensity. However, the TC trajectory may be more
638 relevant for rainfall predictions than the intensity of the system itself. The present analysis
639 may lead to develop forecast schemes of TC trajectories for the Americas that eventually
640 result in rainfall estimates. For the time being, the empirical results of this analysis serve to
641 emphasize the role of TCs in any projection of climate, or as a source of uncertainty in
642 seasonal climate predictions or climate change scenarios. Future work should consider the
643 role of large-scale forcing in determining preferred TC tracks and ensembles of scenarios
644 on what their effect could be on seasonal climate at a regional scale.

645
646
647
648
649

650 **5. Acknowledgments**

651 C. Dominguez was financially supported by CONACyT under the scholarship 41243. The
652 present study has benefited from the financial support of projects INEGI-CONACyT
653 209932, and PAPIIT IN112717. The technical assistance of Gustavo Vázquez is
654 appreciated.

655

656

657 **6. References**

658 Adem J. (1956). A series solution for the barotropic vorticity equation and its application in
659 the study of atmospheric vortices. *Tellus*. 8, 364-372.

660

661 Aguilar-Benitez I. (2011). *Los servicios del agua en el norte de México en Gestión, manejo*
662 *financiero y aspectos ambientales*. México: Ed. El Colef y El Colson. [In Spanish].

663

664 Bell, G.D. and Chelliah M. (2006). Leading Tropical Modes Associated with Interannual
665 and Multidecadal Fluctuations in North Atlantic Hurricane Activity. *J. Climate*. **19**: 590–
666 612. doi:10.1175/JCLI3659.1.

667

668 Breña-Naranjo, J. A., Pedrozo-Acuña A., Pozos-Estrada O., Jiménez-López S.A.,
669 and López-López MR. (2015). The contribution of tropical cyclones to rainfall in
670 Mexico. *J. Phys. Chem. Earth*. **83**:111–122. doi:10.1016/j.pce.2015.05.011.

671

672 Camargo SJ, Robertson AW, Barnston AG and Ghil M. (2008). Clustering of Eastern
673 North Pacific tropical cyclone tracks: ENSO and MJO effects. *Geochem. Geophys.*
674 *Geosyst.* 9, Q06V05.

675

676 - , Sobel AH, Barnston AG and Klotzbach PJ (2010). “The influence of natural climate
677 variability on tropical cyclones, and seasonal forecasts of tropical cyclone activity”
678 (Chapter XI) in *Global Perspectives on Tropical Cyclones from Science to Mitigation*, 2nd
679 edition. Chan and J.D. Kepert editors. World Scientific Publishing Co. 4, 325–
680 360. Singapore, Singapore. ISBN 978-981-4293-47-1.

681

682 Cerveny RS and Newman LE (2000). Climatological Relationship between tropical
683 cyclones and rainfall. *Mon. Weather Rev.* 128, 3329-3336.

684

685 Dee DP, Uppala SM, Simmons AJ, Berrisford P, Poli P, Kobayashi S, Andrae U,
686 Balmaseda MA, Balsamo G, Bauer P, Bechtold P, Beljaars ACM, Van de Berg L, Bidlot J,
687 Bormann N, Delsol C, Dragani R, Fuentes M, Geer AJ, Haimberger L, Healy SB, Hersbach
688 H, Hólm EV, Isaksen L, Kållberg P, Köhler M, Matricardi M, McNally AP, Monge-Sanz
689 BM, Morcrette JJ, Park BK, Peubey C, De Rosnay P, Tavolato C, Thépaut JN and Vitart F.
690 (2011). The ERA-Interim re-analysis: Configuration and performance of the data
691 assimilation system. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 137, 553–597.

692

693 Díaz SC, Salinas-Zavala CA and Hernández-Vázquez S. (2008). Variability of rainfall from
694 tropical cyclones in northwestern México and its relation to SOI and PDO. *Atmósfera*.
695 21(2), 213-223.

696

697 Emanuel KA. (1997). Some aspects of hurricane inner-corner dynamics and energetic, *J.*
698 *Atmos. Scie.* 54, 1014-1026.

699

700 Englehart PJ and Douglas AV. (2001). The role of eastern North Pacific tropical storms in
701 the rainfall climatology of western Mexico. *Int. J. Climatol.* 21, 1357 – 1370.

702

703 Gaffney SJ. (2004). Probabilistic curve-aligned clustering and prediction with regression
704 mixture models. [Ph.D. thesis]. [Irvine, CA, USA]: University of California.

705

706 Gutzler, D.S., Long LN, Schemm J., Roy SB., Bosilovich M., Collier JC, Kanamitsu M.,
707 Kelly P., Lawrence D., Lee M., Sánchez RL., Mapes B., Mo K., Nunes A., Ritchie EA.,
708 Roads J., Schubert S., Wei H., and Zhang GJ. (2009). Simulations of the 2004 North
709 American Monsoon: NAMAP2. *J.Climate.* 22: 6716–6740. doi:10.1175/2009JCLI3138.1

710

711 Hill KA and Lackmann GM. (2009). Influence of Environmental Humidity on Tropical
712 Cyclone Size. *Mon. Weather Rev.* 137, 3294–3315.

713

714 Jáuregui OE. (2003). Climatology of landfalling hurricanes and tropical storms in Mexico,
715 *Atmósfera.* 16, 194-204.

716

717 Jiang H. and Zipser EJ. (2010). Contribution to the global precipitation from eight seasons
718 of TRMM data: regional, seasonal and interannual variations. *J. Clim.* 23, 1526-1543.

719

720 Klotzbach PJ, Barnston A, Bell G, Camargo SJ, Chan JCL, Lea A, Saunders M and Vitart F.
721 (2011). *Seasonal forecasting of tropical cyclones in Global Guide to Tropical Cyclone*
722 *Forecasting*, 2nd edition. World Meteorological Organization: C. Guard editor. Geneva,
723 Switzerland.

724

725 Kossin JP, Camargo SJ and Sitkowski M. (2010). Climate modulation of North Atlantic
726 hurricane tracks. *J. Clim.* 23, 3057-3076.

727

728 Kubota H., and Chan JCL. (2009). Interdecadal variability of tropical cyclone landfall in
729 the Philippines from 1902 to 2005, *Geophys. Res. Lett.* 36, L12802.

730

731 Larson J, Zhou Y and Higgins RW. (2005). Characteristics of landfalling tropical cyclones
732 in the United States and Mexico: climatology and interannual variability. *J. Clim.* 18(8),
733 1247-1262.

734 Lenggenhager S. (2013). Tropical Cyclone Tracks and the Subtropical High Pressure
735 System in the North-Atlantic in a 400-year Climate Simulation. [master's thesis]. [Bern,
736 Switzerland]: University of Bern.

737

738 Magaña V., Vázquez JL, Pérez JL y Pérez JB (2003). Impact of El Niño on precipitation in
739 Mexico. *Geofísica Internacional.* 42, 313-330.

740

741 - (2004). *Los Impactos del Niño en México.* Mexico: Universidad Nacional
742 Autónoma de México and Secretaría de Gobernación. [In Spanish].

743

744 - Caetano E. (2005). Temporal evolution of summer convective activity over the
745 Americas warm pools. *Geophys. Res. Lett.* 32, L02803

746
747 - and Neri C. (2012). Cambio Climático y Sequías en México. *Revista Ciencia de la*
748 *Academia de Ciencias*, 63:26-35. [In Spanish].
749
750 Méndez M. and Magaña V. (2010). Regional aspects of prolonged meteorological droughts
751 over Mexico and Central America. *J. Clim.* 23(5), 1175-1188.
752
753 Neri C. and Magaña V. (2016). Estimation of Vulnerability and Risk to Meteorological
754 Drought in Mexico. *Weather Clim. Soc.* 8, 95–110.
755
756 Pasch RJ. and Roberts DP. (2006). Tropical Cyclone Report: Hurricane Stan. *National*
757 *Hurricane Center*. Miami, Florida, USA. 1-12.
758
759 Rogers EB., Adler RF. and Pierce HF. (2000). Contribution to the North Pacific
760 climatological rainfall as observed from satellites. *J. App.Meteorol.* 39, 1648-1678.
761
762 Shanko, D. and Chamberlain P. (1998). The effects of the south-west Indian Ocean tropical
763 cyclones on Ethiopian drought. *Int. J. Climatol.* 18, 1373–1388.
764
765 Shephard JM., Grundstein A., and Mote TL. (2007). Quantifying the contribution of
766 tropical cyclones to extreme rainfall along the coastal southeastern United States. *Geophys.*
767 *Res. Lett.* 34, L23810.
768
769 Sisto NP., Ramirez AI., Aguilar-Barajas I. and Magaña-Rueda V. (2015). Climate threats,
770 water supply vulnerability and the risk of a water crisis in the Monterrey Metropolitan Area
771 (Northeastern Mexico). *J. Phys. Chem. Earth.* 91, 2-9. doi:10.1016/j.pce.2015.08.015
772
773 Smith K, P, DN and E Corporation. (2009). *Environmental Hazards: assessing risk and*
774 *reducing disaster*. 5th edition. New York: Routledge, Milton Park, Abingdon, Oxon.
775
776 Trenberth KE., Branstator GW., Karoly D., Kumar D., Lau NC. and Ropelewski C. (1998).
777 Progress during TOGA in understanding and modeling global teleconnections associated
778 with tropical sea surface temperatures. *J. of Geophys. Res.* 103, C7, 14291-14324.
779
780 - and Fasullo J. (2007). Water and energy budgets of hurricanes and implications for
781 climate change. *J. of Geophys. Res.* 112, D23107.
782
783 Vecchi GA. and Knutson TR. (2007). On estimates of historical North Atlantic tropical
784 cyclone activity. *J of Clim.* 21: 3580- 3600.
785
786 Wang L., Ting M., Chapman D., Lee DE., Henderson N. and Yuan X. (2015). Prediction of
787 northern summer low-frequency circulation using a high-order vector auto-regressive
788 model. *Clim Dyn.* 46: 693-709. doi:10.1007/s00382-015-2607-0
789
790 Willoughby HE. (1979). Forced secondary circulations in hurricanes, *J. of Geophys. Res.*
791 84, 3173- 3183.
792
793 Xu G., Osborn TJ, and Matthews AJ, (2017). Moisture transport by Atlantic tropical
794 cyclones onto the North American continent. *Clim Dyn*, 48:3161–3182.

795

796 Zhang DL. and Kieu CQ. (2005). Shear- forced vertical circulations in tropical cyclones,
797 *Geophys. Res. Lett.* 32, L13822.

798

799

800 **List of figure legends**

801 **Figure 1.** *Topography (m) and locations of water reservoirs (stars) over the four study*
802 *regions: northwest, northeast, southeast and southwest of Mexico.*

803

804 **Figure 2.** *Annual summer precipitation (mm) over the southern part of the Baja California*
805 *peninsula (yellow bars) and the estimated contribution of tropical cyclones (TCs) to*
806 *precipitation in the region (red bar). Number of TCs in the eastern tropical Pacific (green*
807 *line) and number of TCs that affected the southern part of the Baja peninsula (black line)*
808 *between 1941 and 2010.*

809

810 **Figure 3.** *Average annual rainfall (mm) (blue circles) for the 1979-2013 period, at stations*
811 *where TCs have a contribution (yellow area) to the total precipitation. The circle size*
812 *represents the amount of annual summer rainfall.*

813

814 **Figure 4.** *Precipitation produced by tropical cyclones (TCs) (circles) and number of days*
815 *(grey bars) when TCs affect: (A) northwest, (B) northeast, (C) southwest and (D) southeast*
816 *of Mexico and northern Central America for the 1979-2013 period. The red (blue) circles*
817 *correspond to El Niño (La Niña) years and the black circles represent years defined as*
818 *neutral conditions.*

819

820 **Figure 5.** *Contribution (%) of cluster (A)IAS-A, (B)IAS-B, (C)IAS-C, (D)IAS-D to summer*
821 *rainfall (shading) over the Intra Americas Seas for the 1979-2009 period. Observed TC*
822 *trajectories for each cluster are denoted by red lines.*

823

824 **Figure 6.** *Contribution (%)of cluster (A)TEP-A, (B) TEP-B, (C)TEP-C, (D)TEP-D to*
825 *summer rainfall over the Tropical Eastern Pacific Ocean for the 1979-2009 period.*
826 *Observed TC trajectories are denoted by red lines.*

827 **Figure 7.** *Yearly number of TCs over (A) the Intra Americas Seas and (B) the Tropical*
828 *Eastern Pacific for the 1979-2009 period. The partial contribution of clusters A (red), B*
829 *(blue), C (green) and D (orange) is represented by the length of the bar.*

830

831 **Figure 8.** *(A) TC contribution to summer precipitation (mm) during 1997 and (B) the*
832 *corresponding summer precipitation anomalies (mm) for that summer season, a relatively*
833 *TC inactive period over IAS. (C) TC contribution to summer precipitation (mm) during*
834 *2005 and (D) the corresponding summer precipitation anomalies (mm) for that summer*
835 *season, a highly active TC period over IAS. Observed TC tracks are denoted by red lines.*

836

837 **Figure 9.** *Time series of summer (JJASO) average precipitation anomalies (mm) in the*
838 *northeastern Mexico for the 1979-2009 period. The red (blue) bars correspond to El Niño*
839 *(La Niña) years and the gray bars represent years defined as neutral conditions. The green*
840 *line represents the anomalies in the number of TC days for cluster IAS-A.*

841

842 **Figure 10.** *Time series of summer (JJASO) average precipitation anomalies (mm) in the*
843 *northwestern Mexico for the 1979-2009 period. The red (blue) bars correspond to El Niño*

844 (La Niña) years and the gray bars represent years defined as neutral conditions. The green
845 line represents anomalies in the number of TC days for cluster TEP-A.

846

847 **Figure 11.** (A) 700 hPa wind field (m/s) (green vectors) and water vapor flux convergence
848 accumulation (kg/m^2), for the entire atmosphere considered as a single layer (shaded),
849 mean state over the IAS for JJASO and (B) Average anomalies during days when IAS-B
850 cluster was active during 1984, 1985, 1989 and 2006.

851

852 **Figure 12.** (A) 700 hPa wind field (m/s) (green vectors) and water vapor flux convergence
853 accumulation (kg/m^2), for the entire atmosphere considered as a single layer (shaded),
854 mean state over the TEP for JJASO and (B) Average anomalies during days when TEP-D
855 cluster was active during 1980, 1985, 1990 and 1994.

856

857 **Figure 13.** Mean steering (streamlines at 700 hPa) flow of clusters over the Intra-Americas
858 Sea during the 1979-2009 period for: (A) IAS-A, (B) IAS-B, (C) IAS-C and (D) IAS-D.

859

860 **Figure 14.** Mean steering (streamlines at 700 hPa) flow of clusters over the Tropical
861 Eastern Pacific during the 1979-2009 period for: (A) TEP-A, (B) TEP-B, (C) TEP-C and
862 (D) TEP-D.

863

864 **Figure 15.** Change (%) of Net Volume Index (NVI) of water reservoirs during months of
865 tropical cyclones inducing precipitation in the region (dark bars) and without TCs
866 influence (light bars) for the 1979-2013 period.

867

868

Referencias

- Adem Julián, 1956: A series solution for the barotropic vorticity equation and its application in the study of atmospheric vortices. *Tellus*. **8**, 364-372.
- Aguilar-Benitez Ismael, 2011: Los servicios del agua en el norte de México en Gestión, manejo financiero y aspectos ambientales. *Ed. El Colef y El Colson*, México.
- Barnston, Anthony G., Shuhua Li, Simon J. Mason, David G. DeWitt, Lisa Goddard, Xiaofeng Gong, 2010: Verification of the First 11 Years of IRI's Seasonal Climate Forecasts. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*. **49**, 493–520.
- Belanger James I., Judith A. Curry and Peter Webster, 2010: Predictability of North Atlantic Tropical Cyclone Activity on Intraseasonal Time Scales. *Monthly Weather Review*. **138(12)**, 4362-4374.
- Bister Marja and Kerry A. Emanuel, 1997: The Genesis of Hurricane Guillermo: TEXMEX Analyses and Modeling Study. *Monthly Weather Review*. **125**, 2662- 2682.
- Braun Scott A., 2006: High-resolution simulation of Hurricane Bonnie (1998). Part II: Water budget. *Journal of the Atmospheric Sciences*. **63**, 43–64.
- Breña-Naranjo Agustin, Adrián Pedrozo-Acuña, Oscar Pozos-Estrada, Salma Jiménez-López and Marco R. López-López, 2015: The contribution of tropical cyclones to rainfall in Mexico. *Journal of Physics and Chemistry of the Earth*. **83**, 111–122.
- Bruyère Cindy, Roy Rasmussen, Ethan Gutmann, James Done, Mari Tye, Abigail Jaye, Andreas Prein, Priscilla Money, Ming Ge, Sherrie Fredrick, Peter Friis-Hansen, Luca Garrè, Vidyunmala Veldore, and Jonathan Niesel, 2017: Impact of Climate Change on the Gulf of Mexico Hurricanes. *NCAR Technical Note*, NCAR/TN-535+STR. 164pp.
- Camargo Suzana J., Andrew W. Robertson, Scott J. Gaffney, Padharaic Smyth, and Michael Ghil, 2007a: Cluster analysis of typhoon tracks. Cluster Analysis of Typhoon Tracks. Part I: General Properties. *Journal of Climate*. **20**, 3635–3653.
- , Andrew W. Robertson, Scott J. Gaffney, Padharaic Smyth, and Michael Ghil, 2007b: Cluster analysis of typhoon tracks. Part II: Large-scale circulation and ENSO. *Journal of Climate*. **20**, 3654–3676.
- , Kerry A. Emanuel and Adam H. Sobel, 2007c: Use of a Genesis Potential Index to Diagnose ENSO effects on Tropical Cyclone Genesis. *Journal of Climate*. **20**, 4819–4834.
- , Anthony G. Barnston, Philip J. Klotzbach and Christopher W. Landsea 2007d. Seasonal tropical cyclone forecasts. *WMO Bulletin*. **56(4)**, 297-309.
- , Andrew W. Robertson, Anthony G. Barnston and Michael Ghil, 2008: Clustering of eastern North Pacific tropical cyclone tracks: ENSO and MJO effects. *Geochemistry Geophysics Geosystems*. **9**, Q06V05. 23 pp.
- , Adam H. Sobel, Anthony G. Barnston and Philip J. Klotzbach, 2010: The influence of natural climate variability on tropical cyclones, and seasonal forecasts of tropical cyclone activity.

(Cap. XI). *Global Perspectives on Tropical Cyclones, from Science to Mitigation*, 2nd edición. World Scientific Publishing Co. 4, 325-360. Singapore, Singapore. ISBN 978-981-4293-47-1.

- Cavazos Tereza, C. Turrent y D. P. Lettenmaier, 2008: Extreme precipitation trends associated with tropical cyclones in the core of the North America Monsoon. *Geophysical Research Letters*. **35**, L21703. 5 pp.
- Cerveny Randall S. and Lynn E. Newman, 2000: Climatological Relationship between tropical cyclones and rainfall. *Monthly Weather Review*. **128**, 3329-3336.
- Charney, Jule G. and Arnt Eliassen, 1964: On the growth of the hurricane depression. *Journal of the Atmospheric Sciences*. **21**, 68–75.
- Corral Álvaro, Alberto Ossó and Josep Enric Llebot, 2010: Scaling of tropical-cyclone dissipation. *Nature Physics*. **6**, 693-696.
- Comisión Nacional del Agua (CONAGUA), 2015: Estadísticas del Agua en México 2015. SEMARNAT y CONAGUA. México D.F., México.
- Dee D.P., S.M. Uppala, A.J. Simmons, P. Berrisford, P. Poli, S. Kobayashi, U. Andrae, M.A. Balmaseda, G. Balsamo, P. Bauer, P. Bechtold, A.C.M. Beljaars, L. Van de Berg, J. Bidlot, N. Bormann, C. Delsol, R. Dragani, M. Fuentes, A.J. Geer, L. Haimberger, S.B. Healy, H. Hersbach, E.V. Hólm, L. Isaksen, P. Kållberg, M. Köhler, M. Matricardi, A.P. McNally, B.M. Monge-Sanz, J.J. Morcrette, B.K. Park, C. Peubey, P. De Rosnay, C. Tavolato, J.N. Thépaut and F. Vitart, 2011: The ERA-Interim re-analysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. **137**, 553–597.
- Deshpande M.S., S. Pattnaik and P.S. Salvekar, 2011: Impact of cloud parameterization on the numerical simulation of a super cyclone. *Annales Geophysicae*. **30**, 775-795.
- Díaz S. C., C.A. Salinas-Zavala y S. Hernández-Vázquez, 2008: Variability of rainfall from tropical cyclones in northwestern México and its relation to SOI and PDO. *Atmósfera*. **21 (2)**, 213-223.
- Domínguez Sarmiento Christian, 2012: El papel de los ciclones tropicales en el clima de México. Tesis de maestría, *Universidad Nacional Autónoma de México, Centro de Ciencias de la Atmósfera*. México D.F., 89 pp.
- Ehrendorfer Martin, 2005: Climate predictability (Cap. XVI). Numerical Data and Functional Relationships in Science and Technology, Group V Geophysics: Observed Global Climate. Hantel M. editor. *Springer Materials Publisher*. The Landolt-Börnstein Database New Series. Volume **6**. p. 540-563.
- Elguindi Nellie, Xunqiang Bi, Filippo Giorgi, Badrinath Nagarajan, Jeremy Pal, Fabien Solmon, Sara Rauscher, Ashraf Zakey, Travis O'Brien and Graziano Giuliani, 2013: Regional Climatic Model RegCM User Manual Version 4.3. Earth System Physics Section. *The Abdus Salam International Center for Theoretical Physics*. 34 p. [Disponible en línea en <http://users.ictp.it/RegCNET/regcm.pdf>]
- Elsner James B., 2003: Tracking hurricanes. *Bulletin American Meteorological Society*. **84**, 353–356.

- Emanuel Kerry A., 1987: The dependence of hurricane intensity on climate. *Nature*. **326 (6112)**, 483-485.
- , 1997: Some aspects of hurricane inner-corner dynamics and energetics. *Journal of the Atmospheric Sciences*. **54**, 1014-1026.
- , 2005: Rain (Chapter 24). *Divine Wind: The History and Science of Hurricanes*. Oxford University Press. 182-191. ISBN 978-0195149418.
- Englehart, Phil J. and Arthur. V. Douglas, 2001: The role of eastern north pacific tropical storms in the rainfall climatology of western Mexico. *International Journal of Climatology*. **21**, 1357 – 1370.
- , 2002: Mexico's summer rainfall patterns: an analysis of regional modes and changes in their teleconnectivity. *Atmósfera*. **15**, 147 – 164.
- Environmental Modeling Center, 2003: The GFS Atmospheric Model. *NCEP Office Note 442*, Global Climate and Weather Modeling Branch, EMC, Camp Springs, Maryland.
- Fovell, Robert G., Kristen L. Corbosiero, Axel Seifert and Kuo Nan Liou, 2010: Impact of cloud-radiative processes on hurricane track. *Geophysical Research Letters*. **37**, L07808.
- Gaffney, Scott John, 2004: Probabilistic curve-aligned clustering and prediction with regression mixture models. Ph.D. thesis, *University of California, Irvine, CA*. 281 pp. [Disponibile en línea http://www.ics.uci.edu/pub/sgaffney/outgoing/sgaffney_thesis.pdf].
- Galarneau Tomas J., Lance F. Bosart and Russ S. Schumacher, 2010: Predecessor Rain Events ahead of Tropical Cyclones. *Monthly Weather Review*. **138**, 3272-3297.
- Gamble Douglas W. and Scott Curtis, 2008: Caribbean precipitation: review, model and prospect. *Progress in Physical Geography*. **32(3)**, 265-276.
- Hess J. C., J. B. Elsner and N. E. LaSeur, 1995: Improving seasonal hurricane predictions for the Atlantic basin. *Weather and Forecasting*. **10**, 425–432.
- Hill Kevin A. and Gary M. Lackmann, 2009: Influence of Environmental Humidity on Tropical Cyclone Size. *Monthly Weather Review*. **137**: 3294–3315.
- Huffman George, Robert F. Adler, Mark M. Morrissey, David T. Bolvin, Scott Curtis, Robert Joyce, Brad McGavock and Joel Susskind, 2001: Global Precipitation at One-Degree Daily Resolution from Multi-Satellite Observations. *Journal of Hydrometeorology*. **2**, 36-50.
- Jáuregui Ostos Ernesto, 2003: Climatology of landfalling hurricanes and tropical storms in Mexico. *Atmósfera*. **16**, 194-204.
- e Irma Zitácuaro, 1995: El impacto de los ciclones tropicales del Golfo de México, en el Estado de Veracruz. *Riesgos por fenómenos naturales en el Estado de Veracruz*. La Ciencia y el Hombre. Universidad Veracruzana. **7(2)**, p 75-119.

- Jiang Haiyan and Edward J. Zipser, 2010: Contribution to the global precipitation from eight seasons of TRMM data: regional, seasonal and interannual variations. *Journal of Climate*. **23**, 1526-1543.
- Juang, Hann-Ming H., 2004: A reduced spectral transform for the NCEP seasonal Forecast Global Spectral Atmospheric Model. *Monthly Weather Review*. **132**, 1019-1035.
- Kalnay Eugenia, M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, A. Leetmaa, R. Reynolds, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, R. Jenne, and D. Joseph, 1996: The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bulletin of the American Meteorological Society*. **7**, 437-472.
- , 2002: Atmospheric Modeling, Data Assimilation, and Predictability. *Cambridge University Press*, 368 pp. ISBN 9780521796293.
- Khouakhi Abdou, Gabriele Villinari and Gabriel Vecchi, 2016: Contribution of Tropical Cyclones to Rainfall at the Global Scale. *Journal of Climate*. **30**, 359-372.
- Kirtman, Ben P., D. Min, J.M. Infanti, J.L. Kinter, D.A. Paolino, Q. Zhang, H. Van Den Dool, S. Saha, M. Pena-Mendez, E. Becker, P. Peng, P. Tripp, J. Huang, D.G. DeWitt, M.K. Tippett, A. Barnston, S. Li, A. Rosati, S. Schubert, M. Rienecker, M. Suarez, Z. Li, J. Marshak, Y.K. Lim, J. Tribbia, K. Pegion, W.J. Merryfield, B. Denis, E. Wood, 2014: The North American multimodel ensemble: Phase-1 seasonal to interannual prediction; Phase-2 toward developing intraseasonal prediction, *Bulletin of the American Meteorological Society*. **95**, 585-601.
- Klotzbach Philip J., Anthony Barnston, Gerry Bell, Suzana Camargo, Johnny C. L. Chan, Adam Lea, Mark Saunders and Frederic Vitart, 2011: Seasonal forecasting of tropical cyclones. *Global Guide to Tropical Cyclone Forecasting*. 2nd edition. World Meteorological Organization, C. Guard editor. Geneva, Switzerland.
- Knaff John A., Scott P. Longmore and Debra A. Molnar, 2014: An Objective Satellite-Based Tropical Cyclone Size Climatology. *Journal of Climate*. **27**, 455-476.
- Knutson Thomas R., Joseph J. Sirutis, Stephen T. Garner, Gabriel A. Vecchi and Isaac M. Held, 2008: Simulated reduction in Atlantic hurricane frequency under twenty-first-century warming conditions. *Nature Geoscience*. **1(6)**, 359- 364.
- Kossin James P., Suzana J. Camargo and Matthew Sitkowski, 2010: Climate modulation of North Atlantic hurricane tracks. *Journal of Climate*. **23**, 3057-3076.
- Khouakhi A., Villinari G. and Vecchi G., (2016). Contribution of Tropical Cyclones to Rainfall at the Global Scale. *Journal of Climate*. **30**: 359-372.
- Krishnamurti T.N., T. S. V. Vijaya Kumar, Won-Tae Yun, Arun Chakraborty and Lydia Stefanova, 2006: Weather and seasonal climate forecasts using the superensemble approach (Chapter 20). *Predictability of Weather and Climate*, T. Palmer and R. Hagedorn, eds.: Cambridge, UK: Cambridge University Press, p. 532-560.
- Kurihara Y., 1975: Budget Analysis of a Tropical Cyclone Simulated in an Axisymmetric Numerical Model. *Journal of Atmospheric Sciences*. **32**, 25-59.

- Landa Rosalva, Víctor Magaña y Carolina Neri, 2008: Agua y clima: elementos para la adaptación al cambio climático. (Primera ed.). *SEMARNAT-Centro de Ciencias de la Atmósfera*. México, D.F. 133 pp.
- LaRow Timothy E., Lydia Stefanova, Dong-Wook Shin and Steven Cocks, 2010: Seasonal Atlantic tropical cyclone hindcasting/forecasting using two sea surface temperatures. *Geophysical Research Letters*. **37**, L02804.
- Larson Joshua, Yaping Zhou and R. Wayne Higgins, 2005: Characteristics of landfalling Tropical Cyclones in The United States and Mexico: Climatology and Interannual Variability. *Journal of Climate*. **18 (8)**, 1247-1262.
- Latorre D. Carlos and Luis Penilla, 1988: Influencia de los ciclones en la precipitación de Baja California Sur. *Atmósfera*. **1**, 99-112.
- Liu Zhaofei, Zongxue Xu, Zhijun Yao and Heqing Huang, 2011: Comparison of surface variables from ERA and NCEP reanalysis with station data over eastern China. *Theoretical and Applied Climatology*. **107(3)**, 611-621.
- Lonfat Manuel, Frank D. Marks and Shuyi S. Chen, 2004: Precipitation distribution in tropical cyclones using the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) microwave imager: A global perspective. *Monthly Weather Review*. **132**, 1645-1660.
- Lorenz Edward N., 1975: Climatic predictability. *The physical basis of climate and climate modeling*. (Appendix 2.1). GARP Publication Series in Geneva, World Meteorological Organization, Volume **16**. p. 132-136.
- Magaña Rueda Víctor O (Editor), 2004: Los impactos de El Niño en México. *Universidad Nacional Autónoma de México/ InterAmerican Institute for the Global Change Research/ Secretaría de Gobernación/Secretaría de Educación Pública-Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología*, México, D.F., 229 pp.
- y Carolina Neri, 2012: Cambio Climático y Sequías en México. *Revista Ciencia de la Academia de Ciencias*, vol. 63:26-35. Mexico.
- Marchok Timothy P., 2002: How the NCEP tropical cyclone tracker works. *25th Conference on Hurricanes and Tropical Cyclones*. American Meteorological Society.
- McDonald R.E., D. G. Bleaken, D. R. Cresswell, V. D. Pope and C. A. Senior, 2005: Tropical Storms: representation and diagnosis in climate models and the impacts of climate change. *Climate Dynamics*. **25(1)**, 19-36.
- McTaggart-Cowan Ron, Glenn D. Deane, Lance F. Bosart., Chris A. Davis and Tomas J. Galarnau, 2008: Climatology of Tropical Cyclogenesis in the North Atlantic (1948-2004). *Monthly Weather Review*. **136**, 1284-1304.
- Méndez Matías and Víctor Magaña, 2010: Regional Aspects of Prolonged Meteorological Droughts over Mexico and Central America. *Journal of Climate*. **23(5)**, 1175-1188.

- Molinari John and David Vollaro, 1990: External influences on hurricane intensity. Part II: vertical structure and response of the hurricane vortex. *Journal of Atmospheric Sciences*. **47(15)**, 1902-1918.
- , David Knight, Michael Dickinson, David Vollaro, and Steven Skubis, 1997: Potential Vorticity, Easterly Waves, and Eastern Pacific Tropical Cyclogenesis. *Monthly Weather Review*. **125**, 2699–2708.
- Montgomery Michael T. and Roger K. Smith, 2012: Paradigms for tropical cyclone intensification. *Tropical Cyclone Research Report*. **1**, 1-29.
- Murakami Hiroyuki, 2014: Tropical Cyclones in Reanalysis datasets. *Geophysical Research Letters*. **41**, 2133-2141.
- Nieto-Ferreira Rosana and Wayne H. Schubert, 1997: Barotropic Aspects of ITCZ Breakdown. *Journal of the Atmospheric Sciences*. **54**, 261-285.
- Ooyama Katsuyuki, 1969: Numerical simulation of the life cycle of tropical cyclones. *Journal of Atmospheric Sciences*. **26**, 3–40.
- Ooyama Katsuyuki, 1982: Conceptual Evolution of the Theory and Modeling of the Tropical Cyclone. *Journal of the Meteorological Society of Japan*. **60(1)**, 369–380.
- Pal S. Jeremy, Filippo Giorgi, Xunqiang Bi, Nellie Elguindi, Fabien Solmon, Xuejie Gao, Sara A. Rauscher, Raquel Francisco, Ashraf Zakey, Jonathan Winter, Moestasim Ashfaq, Faisal S. Syed, Jason L. Bell, Noah S. Diffenbaugh, Jagadish Karmacharya, Abourahmane Konare, Daniel Martinez, Rosmeri P. Da Rocha, Lisa C. Sloan and Allison L. Steiner, 2007: Regional Climate Modeling for the Developing World. *Bulletin of American Meteorological Society*. **88**, 1395-1409.
- Palmer Tim, 2006: Predictability of weather and climate: from theory to practice (Chapter 1). *Predictability of Weather and Climate*, T. Palmer and R. Hagedorn, eds.: Cambridge, UK: Cambridge University Press, p. 1-29.
- Pasch Richard J., Lixion A. Avila and Jiann-Gwo Jiing, 1998: Atlantic Tropical Systems of 1994 and 1995: A Comparison of a Quiet Season to a Near-Record-Breaking One. *Monthly Weather Review*. **126**, 1106–1123.
- Pattanayak Sujata, U.C. Mohanty, and Krishna K. Osuri, 2012: Impact of Parameterization of Physical Process on Simulation of Track and Intensity of Tropical Cyclone Nargis (2008) with WRF-NMM Model. *The Scientific World Journal*. **2012**, Article ID 671437, 18 pp.
- Peng Melinda S., Bing Fu, Tim Li and Duane E. Stevens, 2012: Developing versus Nondeveloping Disturbances for Tropical Cyclone Formation. Part I: North Atlantic. *Monthly Weather Review*. **140**, 1047–1066.
- Perkins S.E., A.J. Pitman, N.J. Holbrook and J. McAneney, 2007: Evaluation of the AR4 Climate Models' Simulated Daily Maximum Temperature, Minimum Temperature, and Precipitation over Australia Using Probability Density Functions. *Journal of Climate*. **20**, 4356-4376.

- Pielke Roger A. Sr, Rob Wilby, Dev Niyogi, Faisal Hossain, Koji Dairuku, Jimmy Adegoke, George Kallos, Timothy Seastedt, and Katherine Suding, 2012: Dealing with complexity and extreme events using a bottom-up, resource-based vulnerability perspective in Extreme Events and Natural Hazards: The Complexity Perspective. *Geophysical Monograph Series*. 196, edited by A. S. Sharma et al., 345–359 pp, AGU, Washington, D. C.
- Raymond David J., and Sharon L. Sessions, 2007: Evolution of convection during tropical cyclogenesis. *Geophysical Research Letters*. **34**, L06811.
- Rogers Robert, Shuyi Chen, Joseph Tenerelli and Hugh Willoughby, 2003: A numerical study of the impact of vertical shear on the distribution of rainfall in hurricane Bonnie (1998). *Monthly Weather Review*. **131**, 1577-1599.
- Roth David, 2012: Role of HPC in the TC program & TC QPF process in *NWS Charleston, SC Tropical Workshop*.
- Saha Suranjana and coauthors, 2010: The NCEP Climate Forecast System Reanalysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*. **91**, 1015-1057.
- Scott Christopher A., Francisco Flores-López and Jesús R. Gastélum, 2007: Appropriation of Río San Juan water by Monterrey City, Mexico: implications for agriculture and basin water sharing. *Paddy Water Environment*. **5**, 253-262.
- Schreck, Carl J., John Molinari and Anantha Aiyyer, 2012: A Global View of Equatorial Waves and Tropical Cyclogenesis. *Monthly Weather Review*. **140**, 774–788.
- Shukla, J. and J. L. Kinter III, 2006: Predictability of seasonal climate variations: A pedagogical review (Chapter 12). *Predictability of Weather and Climate*, T. Palmer and R. Hagedorn, eds.: Cambridge, UK: Cambridge University Press, p. 306-341.
- Smith Leonard A., 2006: Predictability past, predictability present (Chapter 9). *Predictability of Weather and Climate*, T. Palmer and R. Hagedorn, eds.: Cambridge, UK: Cambridge University Press, p. 217-250.
- Sisto Nicolas P., Aldo I. Ramirez, Ismael Aguilar-Barajas and Victor Magaña-Rueda, 2015: Climate threats, water supply vulnerability and the risk of a water crisis in the Monterrey Metropolitan Area (Northeastern Mexico). *Journal of Physics and Chemistry of the Earth*. **91**, 2-9.
- Sobel Adam H. and Suzana J. Camargo, 2005: Influence of Western North Pacific tropical cyclones on their large-scale environment. *Journal of Atmospheric Sciences*. **62**, 3396- 3407.
- Thorncroft Chris and Kevin Hodges, 2001: African Easterly Wave Variability and Its Relationship to Atlantic Tropical Cyclone Activity. *Journal of Climate*. **14**, 1166–1179.
- Toma Violeta E. and Peter J. Webster, 2010: Oscillations of the intertropical convergence zone and the genesis of easterly waves. Part I: diagnosis and theory. *Climate Dynamics*. **34**, 587-604.
- Trenberth Kevin E. and John Fasullo, 2007: Water and energy budgets of hurricanes and implications for climate change. *Journal of Geophysical Research*. **112**, D23107. 10 pp.

- Vecchi Gabriel A., Ming Zhao, Hui Wang, Gabriele Villarini, Anthony Rosati, Arun Kumar, Isaac M. Held and Richard Gudge1, 2011: Statistical-Dynamical Predictions of Seasonal North Atlantic Hurricane Activity. *Monthly Weather Review*. **139**, 1070- 1082.
- Wang Chunzai, 2007: Variability of the Caribbean Low-Level Jet and its Relations to Climate. *Climate Dynamics*. **29**:411-422.
- Webster Peter, T. Hopson, C. Hoyos, A. Subbiah, H.R. Chang and Grossman, 2006: A three-tier overlapping prediction scheme: tools for strategic and tactical decisions in the developing world (Chapter 26). *Predictability of Weather and Climate*, T. Palmer and R. Hagedorn, eds.: Cambridge, UK: Cambridge University Press, p. 645-673.
- Wilks Daniel S., 2006: *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*. Second edition. Academic Press. Volumen 91 (International Geophysics Series). Oxford, United Kingdom. ISBN 0-12-751966-1.
- Willoughby H.E., 1979: Forced secondary circulations in hurricanes. *Journal of Geophysical Research*. **84**, 3173- 3183.
- Willoughby H. E., 1998: Tropical cyclone eye thermodynamics. *Monthly Weather Review*. **126**, 3053–3067.
- Yanai Mitchio, 1964: Formation of tropical cyclones. *Review of Geophysics*. **2**, 367–414.
- Zhang Da-Ling and Chanh Q. Kieu, 2005: Shear- forced vertical circulations in tropical cyclones. *Geophysical Research Letters*. **32**, L13822. 4 pp.
- Zhao Ming, Isaac M. Held and Gabriel A. Vecchi, 2010a: Retrospective Forecasts of the Hurricane Season Using a Global Atmospheric Model Assuming Persistence of SST Anomalies. *Monthly Weather Review*. **138**, 3858-4374.
- and Isaac M. Held, 2010b: An Analysis of the Effect of Global Warming on the Intensity of Atlantic Hurricanes Using a GCM with Statistical Refinement. *Journal of Climate*. **23**, 6382–6393.