



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO

POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

**“EL PAPEL DE LOS CICLONES TROPICALES EN
EL CLIMA DE MÉXICO”**

TESIS

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE:
MAESTRO EN CIENCIAS
(FÍSICA DE LA ATMÓSFERA)

PRESENTA

DOMÍNGUEZ SARMIENTO CHRISTIAN

JURADO EXAMINADOR

Mtro. René Garduño López (Presidente)

Dr. Tomás Morales Acoltzi (Vocal)

Dr. Víctor Orlando Magaña Rueda (Director de tesis)

Dr. Ernesto Caetano Neto (Suplente)

Dr. Ricardo Prieto González (Suplente)



Ciudad Universitaria Enero 2012

Ciencias de la Tierra



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Agradecimientos

Al Dr. Víctor O. Magaña Rueda, por mostrarme el mundo de las Ciencias Atmosféricas, por impulsarme a dar pasos importantes, ampliar mi visión científica y darle una nueva dirección a mi carrera. Gracias por la enseñanza, el tiempo dedicado y la confianza en mi capacidad.

A los sinodales, Dr. Ernesto dos Santos Caetano Neto, Dr. Tomás Morales Alcotzi, M. en C. Manuel René Garduño López y al Dr. Ricardo Prieto González, por sus valiosas aportaciones, su cordialidad, el tiempo dedicado a la revisión de esta tesis y por haberme ayudado a mejorarla.

Al Dr. Juan Matías Méndez Pérez y a la M. en C. Daniela Cruz Pastrana por su sincera amistad, su apoyo incondicional y por estar conmigo cuando más lo necesité.

Al Ing. Gustavo Vázquez, por dirigir mis primeros pasos en la programación científica y ayudarme en la mejor disposición.

A mis compañeros del grupo: Abraham, Armenia, Baldemar, Boris, Carlos, Carolina, Clemente, Eduardo, Emmanuel, Héctor, Lety, Luis Manuel, Pablo, Paola, Roberto y Violeta, por su agradable compañerismo, su afecto y compartir sus experiencias conmigo.

A Ericka Del Prado, Rocío Reyes y Marina Robles, por su amistad, sus consejos, su apoyo y la fortaleza que me dieron.

A la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), por brindarme la oportunidad de pertenecer a ella y contribuir en mi formación científica.

Al Posgrado en Ciencias de la Tierra de la UNAM, por el apoyo económico y las facilidades que se me otorgaron durante estos dos años.

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

Dedicatoria

A mis padres y mis hermanas, por ser el regalo más valioso que esta vida me ha concedido. Gracias por creer en mí, por estar en cada paso importante de mi vida, apoyándome, guiándome, alegrándome y brindándome lo mejor de ustedes. Agradezco el amor inmenso que me han dado, por educarme bajo una perspectiva diferente, por ser parte de mis principales decisiones y por haberme enseñado que nunca debo rendirme. Todos los triunfos que he logrado están dedicados solamente a ustedes, ya que son la razón de mi existir y lo que más amo en este mundo.

A personas especiales que han compartido conmigo este camino llamado vida, Ángel Becerril, Ricardo Blanco, Xóchitl Carlos, Jesús Castillo, Mariana García, Abraham Hernández, Pablo Hernández, Marcela Lara, Héctor Lonngi, Paulina Ramírez, Paola Rodríguez y Mayra Zetina. Gracias por su amistad, su cariño que he sentido en cada momento triste y alegre que hemos vivido, porque me han dedicado sonrisas y tristezas, porque en cada triunfo y fracaso han estado apoyándome y por formar parte de los mejores momentos de mi vida. No tengo palabras para expresar que me siento dichosa de tenerlos en mi vida.

A las familias Carlos-Méndez, García-Ortega, Hernández-Onofre, Ramírez-Mortera y Zetina-Piedra, por considerarme un miembro más de su familia, por su trato cariñoso, su confianza, su apoyo y por darme una calidez humana que viene directamente de su corazón noble.

Tened en mente que las cosas maravillosas que se aprenden en las escuelas son el trabajo de muchas generaciones, producidas por el esfuerzo entusiasta y la labor infinita en todos los países del orbe. Todo esto se pone en vuestras manos como herencia para que la recibáis, honréis, aumentéis y, un día, con toda vuestra fe, la traspaséis a vuestra descendencia. Esta es la forma en que nosotros los mortales logramos la inmortalidad en las cosas permanentes que creamos en común.

ALBERT EINSTEIN

Índice

Resumen	1
Capítulo 1. Introducción	3
1.1. Motivación	3
1.2. Climatología de los CTs	5
1.3. Características dinámicas de los CTs	16
1.4. Objetivos de la tesis	20
1.5. Estructura de la tesis	20
Capítulo 2. Datos y metodología	22
2.1. Descripción de los datos	22
1. Reanálisis Regional de Norteamérica (NARR)	22
a) Asimilación de la precipitación	23
b) Datos en diferentes niveles de presión	24
2. Proyecto Global Climatológico de Precipitación (GPCP)	25
3. Reanálisis NCEP/NCAR	26
4. ESRL-NOAA	27
5. BEST-TRACK HURDAT y ENP	27
2.2. Metodología	28
2.2.1. Análisis de clusters de las trayectorias de los CTs	28
2.2.2. Variables empleadas para el análisis de los CTs	30
2.2.2.1. Anomalías de precipitación	31
2.2.2.2. OLR	32
2.2.2.3. El flujo del vapor de agua	32
2.2.2.4. La velocidad vertical (omega)	33
2.2.2.5. Viento divergente húmedo	33
2.2.2.6. SST	35
2.2.3. Prueba t-Student	35

Capítulo 3. Resultados	37
3.1. El efecto estacional de los CTs en la lluvia de verano	37
3.2. Análisis por cluster	41
3.2.1. Trayectorias	41
3.2.2. Intensidad	42
3.2.3. Duración	44
3.2.4. Estacionalidad	45
3.2.5. Ciclogénesis y la variabilidad interanual	49
3.2.6. Lugar donde tocan tierra	56
3.3. La importancia de los CTs en las lluvias de verano del país	57
3.4. Contribución en la precipitación estacional	63
3.5. Efectos positivos y negativos en la precipitación	66
3.6. Aspectos dinámicos y su explicación	70
3.7. Tendencia de los clusters y su precipitación	74
Capítulo 4. Conclusiones y Trabajo Futuro	78
4.1. Conclusiones	
4.1.1. Sobre la importancia de los CTs en las lluvias estacionales de México	78
4.1.2. Sobre los efectos dinámicos de las circulaciones asociadas a los CTs	79
4.1.3. Las limitaciones de los estudios sobre contribución de las lluvias de los CTs	80
4.2. Pronóstico estacional de precipitación y escenarios de Cambio Climático (CC)	81
4.2.1. Potencial de predecibilidad con base en las SST y la incertidumbre en los pronósticos estacionales de precipitación	81
4.2.2. Usos potenciales de los resultados obtenidos	82
4.2.3. Recomendaciones para el pronóstico estacional de lluvia y los escenarios de CC	82
4.2.4. Trabajo futuro	83
Referencias	84

Resumen

La alta vulnerabilidad de México ante eventos extremos como los ciclones tropicales (CTs), ha motivado a realizar un estudio que distinga los tipos principales de trayectorias que afectan al país. En el Océano Atlántico se pueden definir 4 tipos de trayectorias (clusters) de CTs: las que describen una trayectoria recta, las que recurvan y no afectan a México, las tormentas tropicales que se encuentran en el Golfo de México y las trayectorias que en un principio son rectas pero después tienden a recurvar. En el Océano Pacífico del este, se definieron 4 grupos de trayectorias, las que recurvan y afectan a la Península de Baja California, las que describen una trayectoria larga, los que se desplazan de manera paralela a la costa del Pacífico mexicano y los que se encuentran alejados de México. Cada cluster o agrupación tiene propiedades que las distinguen de los otros, en cuanto a intensidad, duración, estacionalidad, condiciones termodinámicas bajo las cuales se formaron, la localización de la ciclogénesis y el lugar donde tocan tierra.

El ENSO es un modo natural de variabilidad que influye en la actividad ciclónica de los clusters, principalmente en el Atlántico. Los huracanes intensos que describen trayectorias rectas en el Océano Atlántico están modulados por condiciones intensas de La Niña. En el Océano Pacífico del este, los CTs que describen trayectorias largas y afectan los estados del suroeste, son modulados fuertemente por condiciones El Niño.

Los CTs contribuyen climatológicamente hasta un 30% del total de las lluvias de verano dependiendo del tipo de trayectoria. Por otra parte, la no-existencia de un tipo de trayectoria representa un “efecto de secado” en una escala anual, ya que ciertas regiones son afectadas anualmente por el paso de CTs, los cuales constituyen un elemento esencial en su régimen de lluvias de verano. Por lo que, aunque exista una alta actividad ciclónica, si los sistemas pasan alejados de México, no contribuyen a la lluvia estacional del país, pudiendo producir sequías.

Los CTs tienen efectos positivos y negativos sobre el medio ambiente, pues incrementan la humedad pero también secan. Estos efectos se presentan en escalas diarias de tiempo o de años, debido a que su circulación produce anomalías positivas de precipitación, en un radio aproximado de 5°, y anomalías negativas en una escala espacial mayor pero con una magnitud menor. Los efectos positivos y negativos en la precipitación tienen una explicación dinámica: su circulación produce cielos despejados en regiones circundantes, debido que el vapor de agua diverge cerca de superficie y su circulación induce la subsidencia, lo que implica que exista disminución de humedad en zonas cercanas y condiciones que tienden a secar la atmósfera. Así, las características dinámicas de la circulación de los CT's inhiben los desarrollos convectivos en áreas cercanas por la divergencia de humedad y producen estabilidad atmosférica a distancia. La actividad convectiva produce valores bajos de OLR por topes de nube profundos a temperaturas bajas, que emiten poca radiación de onda larga. Las fuertes corrientes ascendentes del aire en el centro del sistema se traducen en una velocidad vertical negativa intensa.

Los análisis de tendencias muestran que las tormentas tropicales y los huracanes intensos que afectan al Golfo de México y Mar Caribe están aumentando. Bajo condiciones climáticas más cálidas se podría esperar que México sea impactado más frecuentemente por CTs más intensos provenientes de la cuenca del Océano Atlántico. Por otro lado, los CTs que afectan las costas del Pacífico mexicano muestran una tendencia negativa y bajo condiciones de un calentamiento en los trópicos, los estados de las costas del Pacífico podrían experimentar sequías.

Capítulo 1

Introducción

1.1. Motivación

El ciclón tropical (CT) es una circulación atmosférica cerrada, rotando en el sentido contrario de las manecillas del reloj en el hemisferio norte y a favor de las manecillas del reloj en el hemisferio sur, según la definición del Centro Nacional de Huracanes (NHC, por sus siglas en inglés). Consiste en una gran masa de aire con vientos fuertes que giran en forma de remolino alrededor de un centro de baja presión, transporta humedad y se presentan durante la época cálida, cuando las temperaturas del mar son del orden de 26° C o más. El huracán es la etapa más intensa de un CT. Se considera que un huracán es intenso (HI) si tiene una categoría 3 o mayor.

A pesar de que los CTs son importantes por el intercambio de energía que producen entre los trópicos y las latitudes medias (Buontempo et al. 2006), México es particularmente vulnerable a estos fenómenos meteorológicos severos, tanto en el Océano Atlántico como en el Océano Pacífico del este (Jaúregui 2003). Los huracanes están al mismo nivel que los terremotos como los fenómenos geofísicos que generan pérdidas de vidas humanas y de propiedades (Emanuel 1987). También tienen un gran impacto socioeconómico en muchos países. El que un CT toque tierra depende en gran medida del tipo de trayectoria. Éstas varían con la estación del año, pero también en escalas de tiempo interanual e interdecadal (Camargo et al. 2007a).

Los daños más grandes que ocasionan los CTs provienen de las inundaciones en las áreas costeras, deslizamientos en las montañas y las mareas de tormenta. Sin embargo, las tormentas tropicales y los huracanes son también sistemas atmosféricos que proporcionan una cantidad importante de humedad al país (Jaúregui 2003), pues transportan grandes cantidades de agua que al precipitar inducen la recarga de mantos acuíferos, ríos, lagos y presas (Díaz et al. 2008). Una temporada activa de huracanes se puede traducir en un año próspero para las actividades agropecuarias en la mayoría del país, dependiendo de la trayectoria que sigan.

Los CTs constituyen un elemento esencial en la temporada de lluvias de verano en México. La disminución de la actividad de estos meteoros en el Caribe y Golfo de México en años El Niño resulta en sequías en el noroeste del país (Magaña 1999). Así, estos fenómenos meteorológicos repercuten con su presencia o con su ausencia en la temporada de lluvias de verano de México.

Por ejemplo, en el Océano Pacífico del este, los CTs contribuyen con el 20-60% de la lluvia total en algunos lugares de la costa (Englehart and Douglas 2001; 2002). Sin embargo, no existe una escala que relacione la intensidad de un CT con la cantidad de lluvia asociada a su paso. El huracán Alex, de categoría 3 al momento de entrar a Monterrey, el 1 de julio del 2010 produjo 446.5 mm en 24 horas, mientras que Gilberto el 17 de septiembre de 1988, que llegó al mismo sitio con categoría 3, generó 280 mm en el mismo periodo en Monterrey (CONAGUA 2010).

Aunque los CTs juegan un papel clave en el clima, no son bien simulados en los modelos climáticos (Trenberth and Fasullo 2007), lo que representa una importante fuente de incertidumbre en las proyecciones de éste. Los pronósticos climáticos son importantes para los tomadores de decisiones en la reducción del riesgo, la gestión de emergencias y la planeación del uso de suelo, entre otros. Por ejemplo: el turismo en varias regiones, tales como Cuba, depende de los pronósticos estacionales (Camargo et al 2010). Se requiere mejorar los modelos del clima para que incluyan su actividad y con ello su efecto sea representado en la predicción climática estacional (Englehart and Douglas 2001). El reto es simular el número, la intensidad, la categoría y la cantidad de precipitación producida a su paso en una temporada ciclónica tropical. Algunos estudios recientes muestran que con un modelo de alta resolución espacial y una representación adecuada de la temperatura de la superficie del mar es posible tener mejores representaciones de los CTs en el Atlántico.

Diversos autores (Jauregui 1995; 2003; Larson et al. 2005) han tratado de describir los CTs que tocan tierra en el país y la cantidad de precipitación que dejan a su paso. Existen investigaciones para la región del Océano Pacífico del noreste (Latorre and Penilla 1988, Englehart and Douglas 2001, Cavazos et al. 2008) que calculan el porcentaje de contribución de los CTs en las lluvias de verano e incluso para un periodo

anual. Sin embargo, estos estudios generalmente cuantifican la lluvia que ocurre durante los días del ciclón sobre continente y con ello definen la contribución de los ciclones a las lluvias, con lo que los efectos de los CTs se analizan de una forma general, por lo que se requiere establecer si las lluvias dependen de las trayectorias.

El presente estudio examina la dependencia de la lluvia estacional en las características de los CTs, principalmente en relación con su trayectoria. Los cambios en la precipitación de un periodo a otro son explorados con base en las características dinámicas de subsidencia y de convergencia de humedad.

1.2. Climatología de los CTs

La ciclogénesis tropical se presenta cuando el sistema atmosférico ha adquirido una circulación cerrada, lo que lleva de manera implícita que seguirá desarrollándose a partir de ese momento. La región ciclogénética es un área que tiene las condiciones favorables para la formación de CTs. Se distinguen 8 regiones ciclogénéticas a nivel mundial: el norte del Océano Pacífico del este, el norte del Océano Pacífico del oeste, el Golfo de Bengala, el Mar Arábigo, el sur del Océano Índico, la costa noroeste australiana, el sur del Océano Pacífico del oeste y el noroeste del Océano Atlántico que incluye el Mar Caribe y el Golfo de México (Gray 1968).

México se encuentra entre dos regiones ciclogénéticas (Fig. 1.1) afectadas por diversos modos de variabilidad: Oscilación Multidecadal del Atlántico (AMO, por sus siglas en inglés), Oscilación Decadal del Pacífico (PDO, por sus siglas en inglés), ENSO (El Niño – Southern Oscillation) y el Modo Meridional del Atlántico (AMM, por sus siglas en inglés) (e.g. Magaña 1999; Englehart and Douglas 2002; Díaz et al. 2008; Lupo et al. 2008; Kossin et al. 2010, Camargo et al. 2010). Estas fluctuaciones climáticas naturales influyen el número de CTs, su intensidad, su duración y su tipo de trayectoria (e.g. Elsner et al. 2000; 2003; Goldenberg et al. 2001; Camargo and Sobel 2005; Sobel and Camargo 2005; Zhang and Delworth 2006; Camargo et al. 2007b; 2008; 2010).

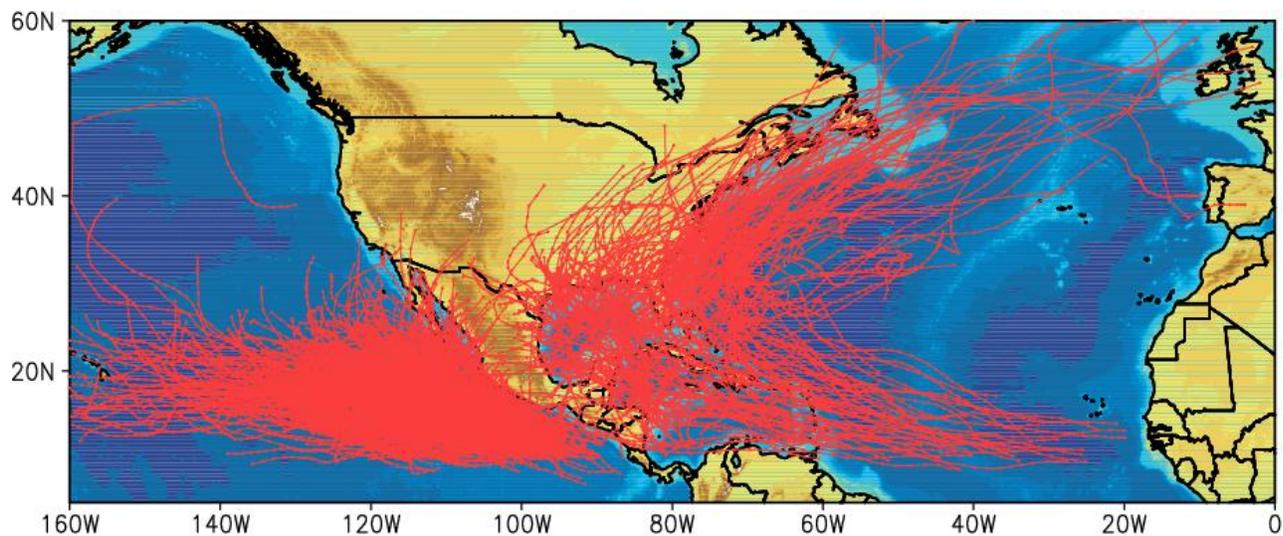


Figura 1.1. *Trayectorias de CTs durante el periodo de 1970- 2009*

Los registros históricos de las trayectorias de los CTs datan de 1857 en el Océano Atlántico del norte y de 1949 para el Océano Pacífico del este. Sin embargo, en la era pre-satelital (antes de 1970), la calidad de la información es considerada como imprecisa. Muchos CTs pudieron no haber sido incluidos en las bases de datos o los registros históricos de sus trayectorias están incompletos, especialmente aquéllos que no tocaron tierra (Elsner 2003; Camargo et al. 2007a; Kossin et al. 2010). Debido a esto, los análisis en el presente estudio se aplicaron para el periodo de tiempo de 1970-2009.

Según el NHC, la temporada de huracanes en el Océano Atlántico, que incluye el Mar Caribe y Golfo de México, empieza el 1º de junio y termina el 30 de noviembre. En el Océano Pacífico del este empieza el 15 de mayo y termina el 30 de noviembre. Por lo que, las lluvias asociadas al paso de CTs comprenden la temporada primavera-verano-otoño. Por razones prácticas, se utilizará el término “lluvia de verano” para referirse a la precipitación producida en el primer día del primer CT, ya sea en el Océano Atlántico o en el Océano Pacífico, hasta el día final del último CT en ambas cuencas oceánicas. Así, las lluvias de verano de un año abarcan desde mayo hasta principios de diciembre.

El área de estudio se encuentra delimitada entre la latitud de 10° a 35° N y en la longitud de 70° a 120° W. Los CTs que hayan tocado esta región en más de un punto y con una categoría mayor o igual a tormenta tropical (TT), son incluidos en el trabajo. En otras palabras, no se consideran los registros con un solo punto debido a que no describen una trayectoria y tampoco se incluyen las depresiones tropicales en el estudio.

Durante el periodo de 1970-2009 en el área de estudio, se registraron 264 CTs en el Océano Atlántico (6.6 por año) y 549 en el Océano Pacífico del este (13.7 por año). El año más activo en la cuenca del Océano Atlántico durante este periodo fue el 2005 (28 CTs); mientras que para el Océano Pacífico del este fue el año 1992 (24 CTs) (Fig. 1.2).

Aunque la actividad ciclónica puede cambiar cuando el clima cambia, ciertas asociaciones entre el cambio climático, los CTs y otros eventos atmosféricos extremos son aún inciertas (Emanuel 1987; Trenberth and Fasullo 2007). Sin embargo, en un planeta más caliente, más húmedo, con temperaturas de la superficie del mar (SST, por sus siglas en inglés) más altas y una vulnerabilidad social mayor habrán cambios importantes en las características de los CTs (e.g. aumentará su intensidad) y en su impacto en la sociedad (Anthes et al. 2006). La respuesta de la actividad ciclónica tropical al cambio climático podría reflejarse en la distribución de la probabilidad de su intensidad, su duración y dónde tocarán tierra (Kossin et al. 2010). Estudios recientes marcan el año de 1995 como el inicio de una actividad ciclónica mayor en la cuenca del Océano Atlántico debido a cambios observados en las SST del Atlántico del este. Los cambios se consideran una combinación de la variabilidad natural y el efecto antropogénico: el calentamiento debido al efecto invernadero (Goldenberg et al. 2001, Holland and Webster 2007).

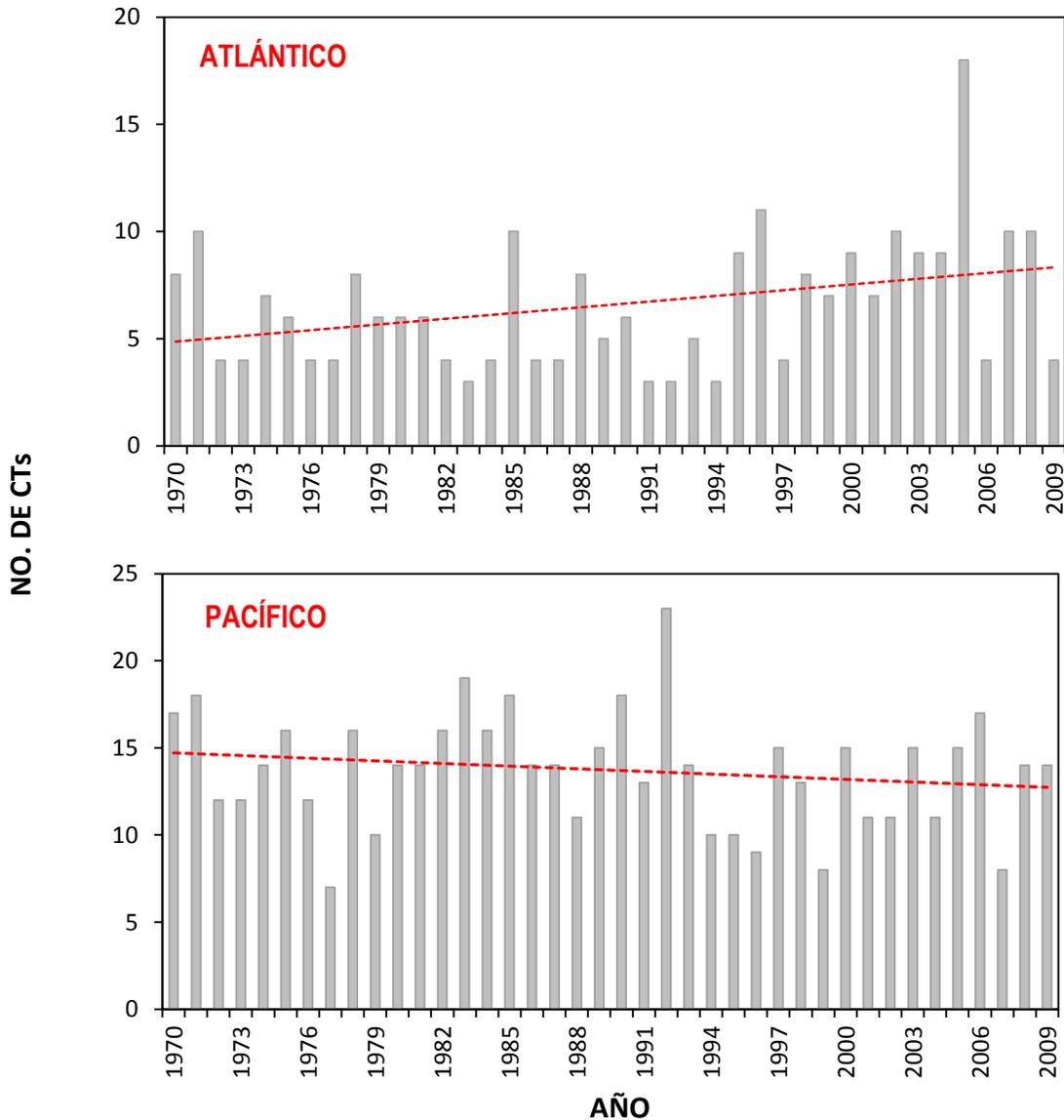


Figura 1.2. Actividad ciclónica durante el periodo 1970-2009 en el área de estudio

La variabilidad climática natural y las condiciones termodinámicas del medio ambiente (e.g. SST) modulan fuertemente las estadísticas estacionales de los CTs y su evolución por mes varía (Camargo et al. 2007a; 2007b; 2008; Kossin et al. 2010) alcanzando su máxima actividad en los meses de agosto y septiembre (Fig. 1.3).

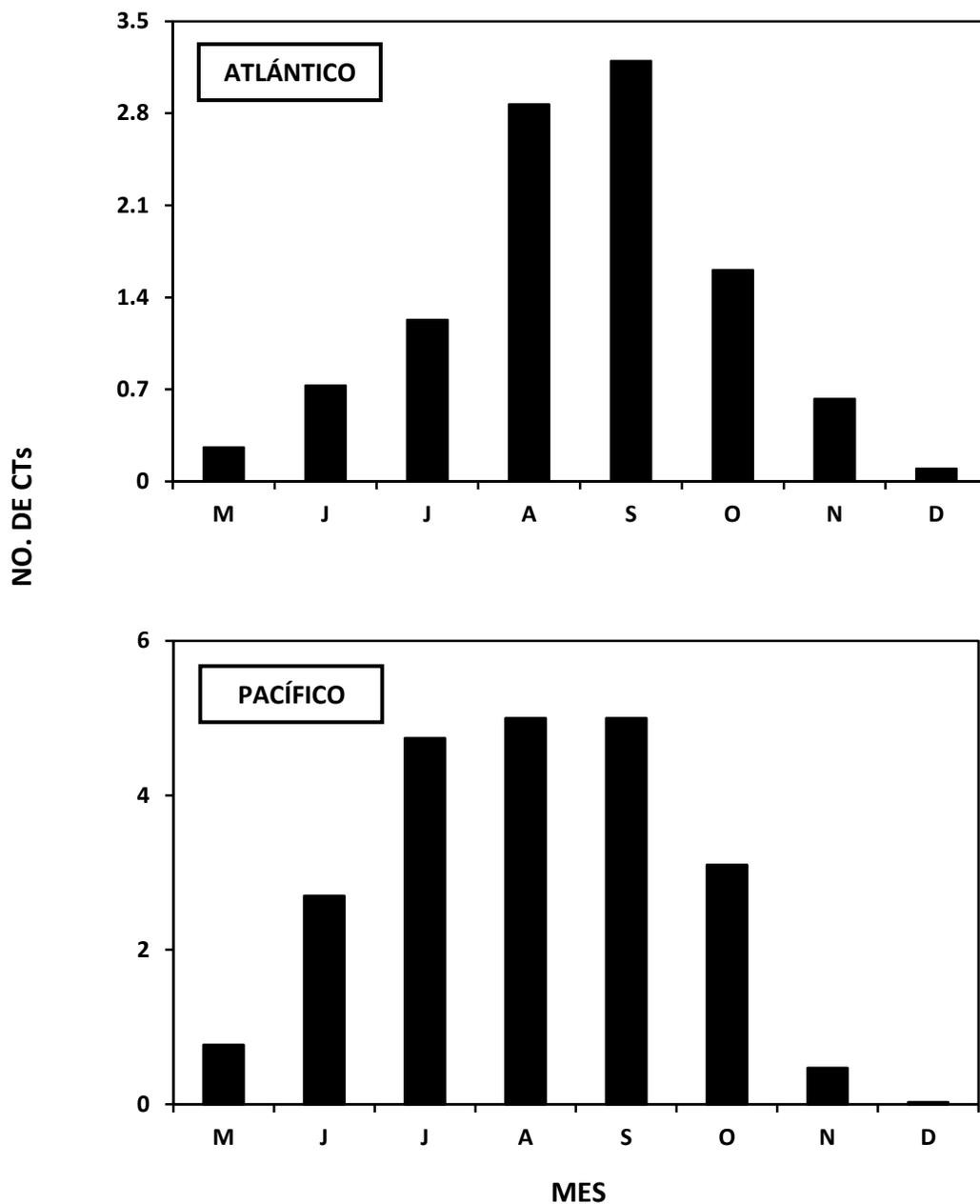


Figura 1.3. Número promedio de CTs por mes durante el periodo de 1970-2009

La actividad ciclónica tropical está modulada por fluctuaciones climáticas en escalas de tiempo interanuales a interdecadales. Por ejemplo: una fase fría del ENSO, un débil gradiente vertical del viento (la diferencia del viento zonal entre los 850 mb y 200 mb) y un gran contenido de humedad favorecerán el número de CTs en el Océano

Atlántico (Magaña 1999; Elsner et al. 2000; 2003; Camargo et al. 2007c; 2010; Larson et al. 2005; Kossin et al. 2010)

Las lluvias de verano durante El Niño disminuyen en una gran parte del país, llegando a veces a ocasionar sequías. Varios procesos dinámicos se combinan: el desplazamiento de la Zona Intertropical de Convergencia (ZITC) hacia el ecuador, la subsidencia incrementada sobre la parte continental y la disminución de la actividad de las ondas del este (OE) debido a la aceleración del Jet de niveles bajos del Caribe (CLLJ, por sus siglas en inglés) que resulta en una disminución de la actividad convectiva sobre México (Magaña 1999).

Por el contrario, durante veranos La Niña, las lluvias en la mayor parte del territorio mexicano son cercanas o superiores a lo normal, pudiendo ser anómalamente intensas. Algunos factores que favorecen el incremento de lluvias están relacionados con el desplazamiento hacia el norte de la ZITC en el Pacífico del este y el debilitamiento de los vientos alisios resultando en menos lluvias en la costa del Caribe centroamericano, mientras que se produce un superávit de precipitación en la costa del Pacífico (Magaña 1999). Esto se debe a que el ENSO modifica la actividad de las OE y el número de los huracanes del Atlántico norte (Fig. 1.4). Sin embargo, estudios previos no han encontrado una relación estadísticamente significativa del ENSO con el número de huracanes en el Pacífico del este. En años El Niño, los CTs en esta cuenca oceánica tienden a ser más intensos aunque están más alejados de las costas mexicanas (Magaña 1999; Camargo et al. 2008; 2010, Díaz et al. 2008).

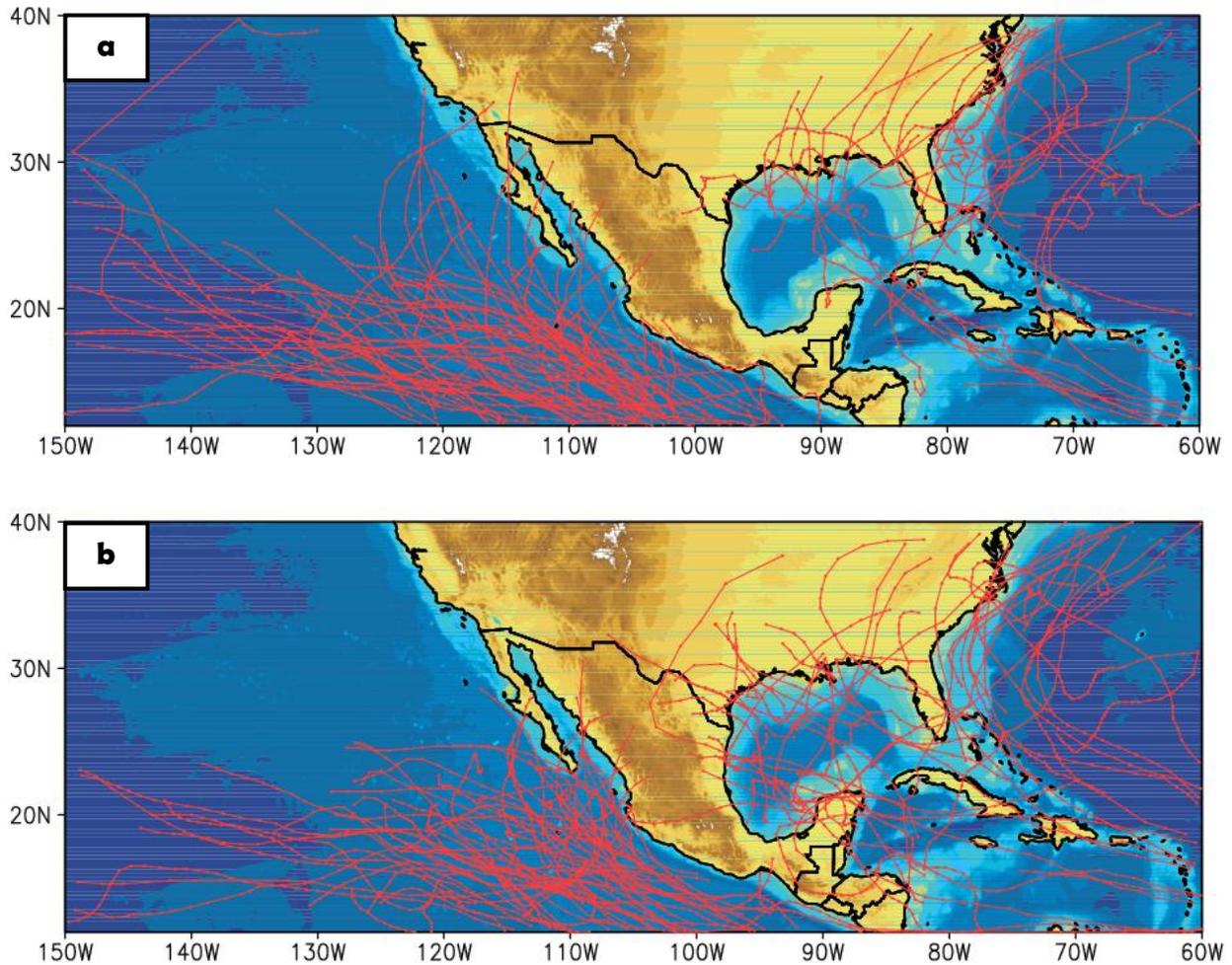


Figura 1.4. Trayectorias de los CTs durante veranos a) El Niño y b) La Niña

Algunos estudios recientes relacionan la actividad ciclónica tropical con otros modos de variabilidad natural como: la PDO y la AMO (Goldenberg et al. 2001; Englehart and Douglas 2002; Zhang and Delworth 2006; Diaz et al. 2008; Lupo et al. 2008). La variabilidad interdecadal de la PDO está asociada con cambios en las circulaciones de gran escala, que produce cambios en las lluvias del país. Durante la fase positiva de la PDO (en fase con el ENSO), existe una contribución más grande de los CTs en la precipitación anual del noroeste de México que durante la fase negativa, aunque la teleconexión es más fuerte en la parte sur del país (Englehart and Douglas 2002). Por otra parte, la AMO también juega un papel principal en la variación de la intensidad y el número de CTs en el Océano Atlántico que su vez se relaciona con las lluvias de verano (la fase positiva favorece el desarrollo de huracanes debido a que las

SST están por arriba de lo normal y existe una disminución de la cizalla) (Goldenberg et al. 2001).

La AMM es un modo de variabilidad natural en escalas de tiempo interanual a interdecadal en el Océano Atlántico. La modulación de la AMM se manifiesta a través de su influencia en las variables ambientales que afectan la actividad ciclónica. Por ejemplo: está correlacionada significativamente con la cizalla vertical del viento (al igual que el ENSO) y con las SST. También es referida como el modo dipolo del Atlántico. La fase positiva (SST por arriba de lo normal en el Atlántico norte) se caracteriza por un desplazamiento hacia el norte de la ZITC del Atlántico y un cambio hacia el sur de la región tropical de ciclogénesis, así como por un incremento de la frecuencia de huracanes intensos y su duración (Camargo et al. 2010; Kossin et al. 2010).

Si existiera una escala que relacionara la intensidad del huracán con la cantidad de lluvia que produjo, sería de gran importancia para México, pues los mayores daños no están asociados a los intensos vientos sino a las fuertes precipitaciones y los escurrimientos de las lluvias (Magaña 1999).

La lluvia medida en una localidad particular durante el paso de un CT depende de varios factores, entre ellos: la localización con respecto a la trayectoria de la tormenta, la intensidad máxima de los vientos y los efectos locales, por ejemplo: la topografía y la orientación de la costa. Por lo que, la precipitación puede variar enormemente de un CT a otro y aún con el tiempo durante el mismo sistema. La distribución y la evolución de la precipitación están asociadas con la evolución del corte vertical de los campos de flujo a gran escala (Rogers et al. 2003). Varios estudios consideran que la precipitación producida por un CT se encuentra únicamente dentro de un radio de influencia de 5° (~ 550 km) desde su centro (Englehart and Douglas 2001; Larson et al. 2005; Cavazos et al. 2008). En este trabajo, la lluvia de un CT se encuentra restringida únicamente a este radio de influencia, excepto cuando se mencione lo contrario.

Durante el periodo de 1979-2009, el 42.6% de los huracanes en el Océano Atlántico fueron de categoría 1 y su tasa de precipitación no fue tan intensa en comparación con los de categoría 2, 4 y 5. Estos huracanes afectaron a los estados de Veracruz, Tabasco, Campeche, Chiapas y parte de Oaxaca. Por otra parte, la tasa de precipitación diaria de un huracán categoría 4 puede ser aún mayor que la de un huracán categoría 5 dependiendo de la región que afecte. Los huracanes mayores (categoría 3, 4 y 5) siguen una trayectoria recta (o casi recta) en la cuenca del Océano Atlántico (Fig. 1.5).

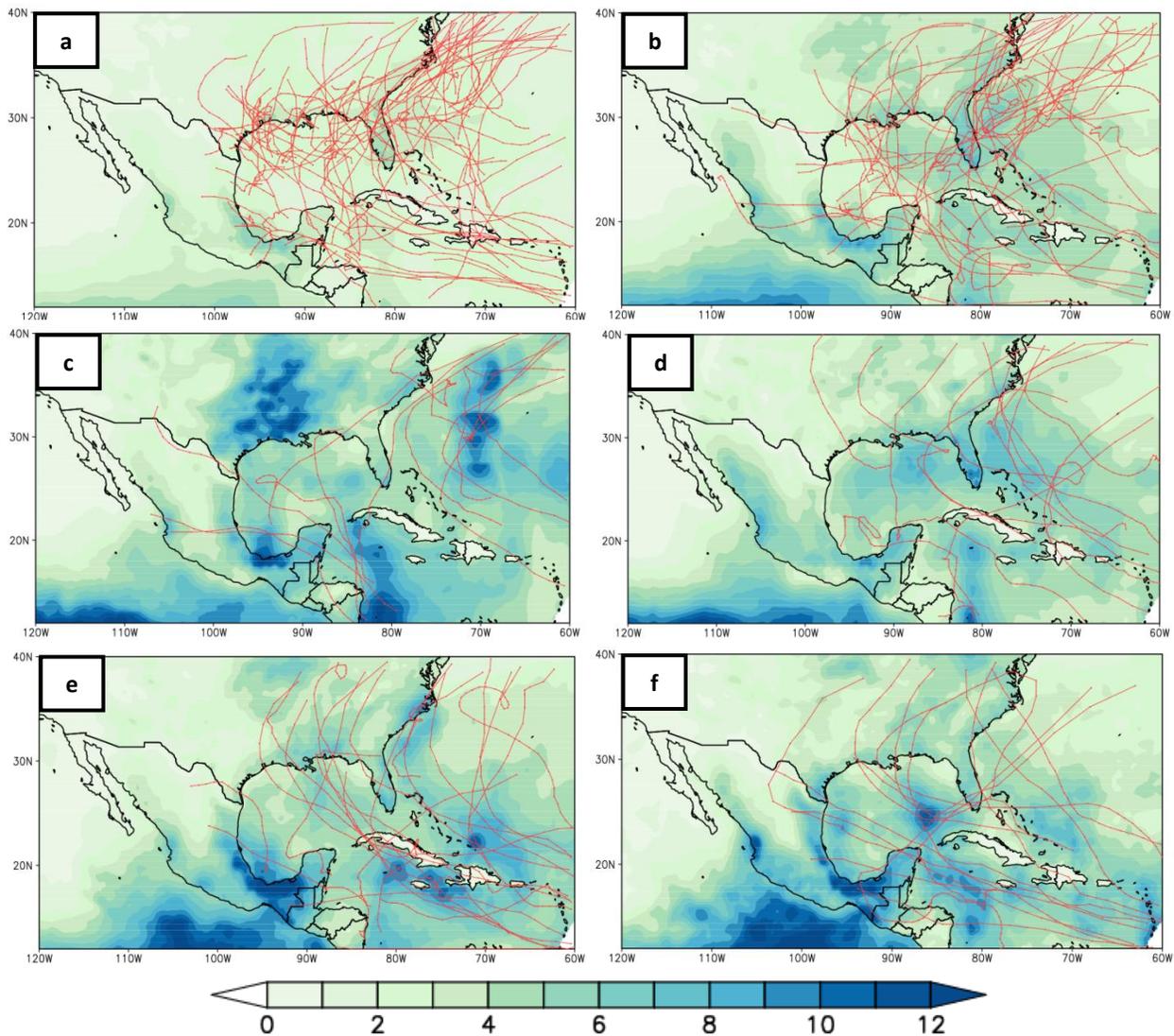


Figura 1.5. Trayectorias de los CTs por categoría a) TT, b) categoría 1, c) categoría 2, d) categoría 3, e) categoría 4, f) categoría 5 en el Océano Atlántico y su tasa de precipitación diaria (mm/día) durante el periodo 1979-2009

En el Océano Pacífico durante el mismo periodo, la mayoría de los CTs alcanzaron la categoría 1. La tasa de precipitación entre los huracanes de categoría 1, 3, 4 y 5 no muestra una variación de acuerdo con la intensidad del sistema. Las trayectorias de estos huracanes afectan principalmente a los estados de Baja California, Sonora, Sinaloa, Nayarit, Jalisco y Colima (Fig. 1.6).

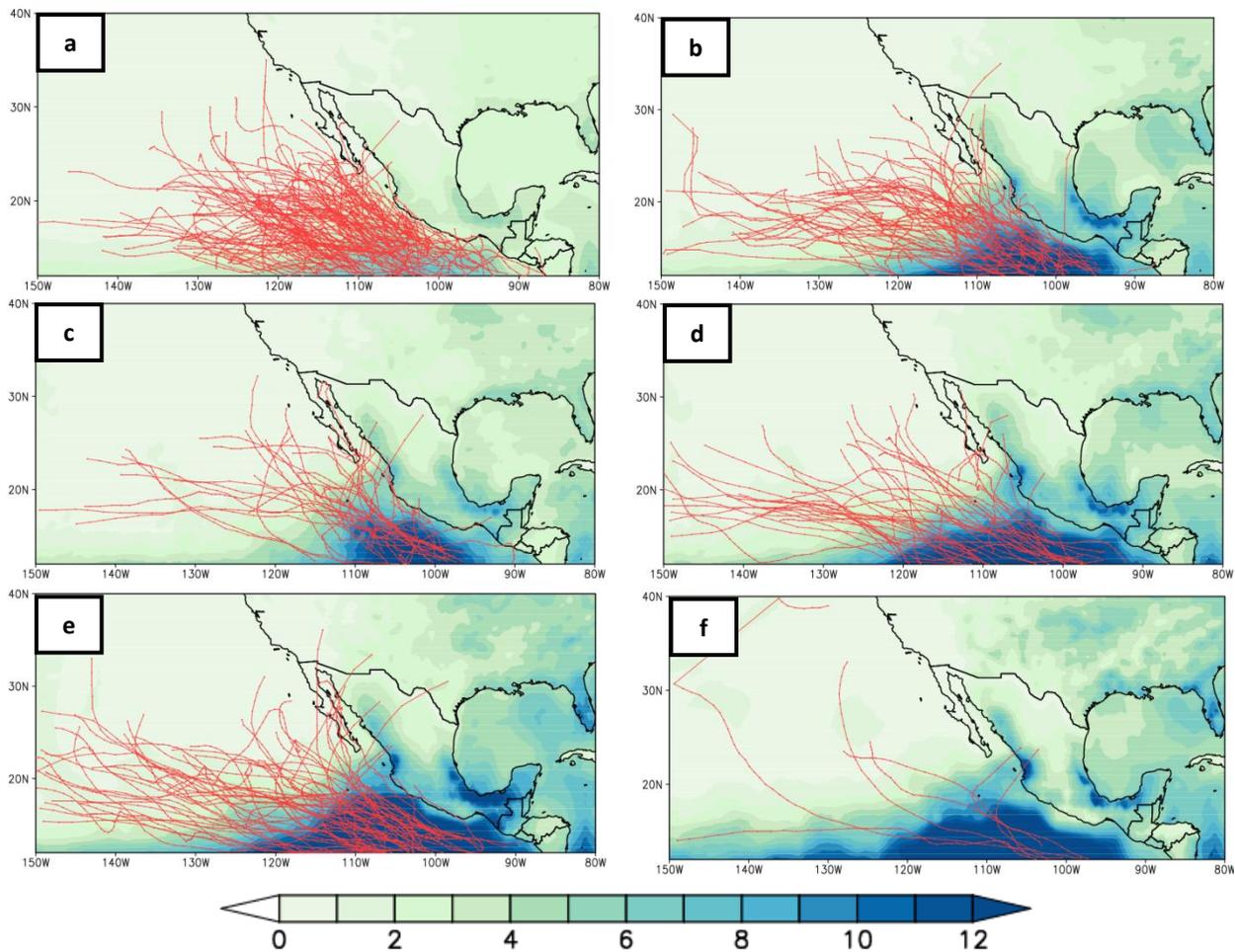


Figura 1.6. Trayectorias de los CTs por categoría a) TT, b) categoría 1, c) categoría 2, d) categoría 3, e) categoría 4, f) categoría 5 en el Océano Pacífico y su tasa de precipitación diaria (mm/día) durante el periodo 1979-2009

En las figuras 1.5 y 1.6 existen varias regiones con una tasa de precipitación que no es producida por los CTs debido a que exceden el radio de influencia de éstos.

La importancia de estudiar las trayectorias de los CTs reside en el lugar donde tocan tierra y con la intensidad que llegan al territorio mexicano; ya que la población en las áreas costeras del país ha incrementado considerablemente durante las últimas dos décadas, haciendo a México un país altamente vulnerable a los CTs. Debido a esto, existe una necesidad de generar un conocimiento mayor acerca de los factores que controlan las trayectorias (Jáuregui 2003; Kossin et al. 2010). Todos los estados que se encuentran en las costas de la República Mexicana han sido afectados por los CTs cuando éstos tocan tierra. Incluso, la costa este de los Estados Unidos también resulta afectada por los CTs que se forman en el Océano Atlántico (Fig. 1.7).

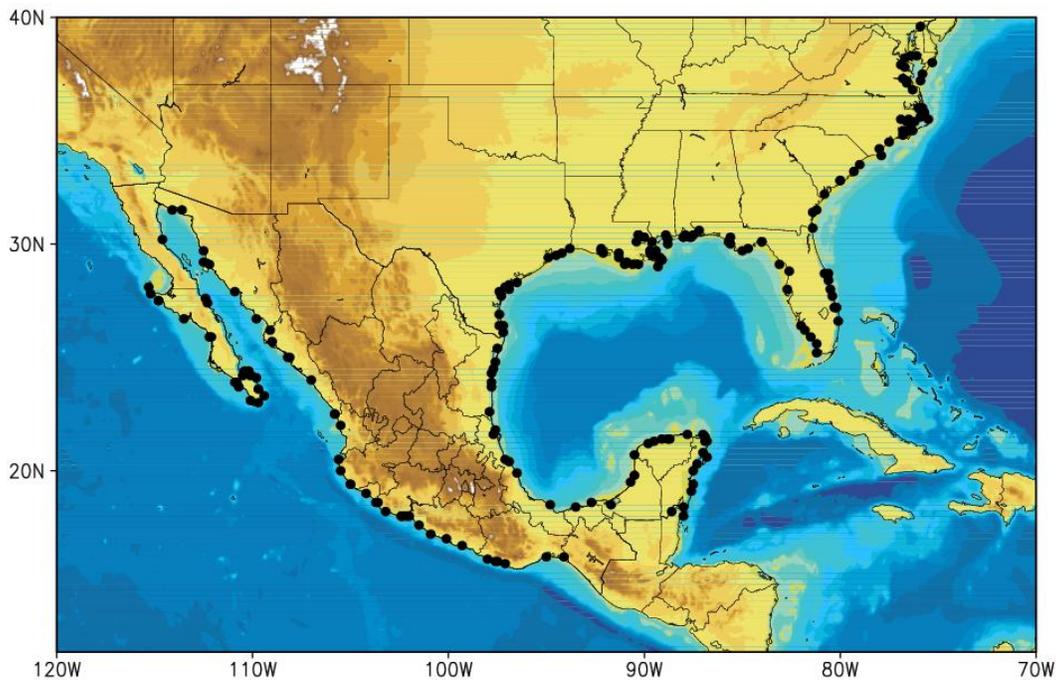


Figura 1.7. Lugares donde los CTs (puntos) han tocado tierra durante el periodo 1970-2009.

1.3. Características dinámicas de los CTs

Los CTs pueden ser vistos como una máquina de Carnot que, mediante procesos isotérmicos y adiabáticos, toma el calor del océano y lo transforma en energía cinética hacia la atmósfera. Al final del ciclo, el aire experimenta una compresión adiabática permitiendo un descenso del aire (Emanuel 1987).

La circulación del CT consiste en un flujo de entrada de la capa límite hacia una región de fuerte convección que está alrededor del centro de la tormenta (pared del ojo), donde el aire asciende dentro de las torres de nubes convectivas. Existe divergencia en niveles altos, cerca de la tropopausa y una subsidencia moderada en un radio más grande que el centro de la tormenta. La convección tiende a estar concentrada en las regiones de convergencia en niveles bajos. Lo anterior, no surge porque la convergencia fuerce directamente la convección, sino porque las condiciones del medio ambiente son favorables para que la parcela ascienda al nivel de libre convección (LFC, por sus siglas en inglés) (Holton 2004).

Asimismo, la velocidad máxima que pueden alcanzar los vientos depende del grado máximo del desequilibrio termodinámico del ambiente entre la atmósfera y el océano (la diferencia entre las SST y la temperatura del aire) y la razón de los coeficientes de intercambio entre la entalpía y el momento (Emanuel 1997). Los CTs logran un equilibrio cuando la producción de energía (proporcional a la velocidad del viento) iguala la disipación debido a la fricción que es proporcional a la 3^o potencia de la velocidad del viento.

La estructura del CT típico consiste de células convectivas profundas girando hacia su ojo (Buontempo et al 2006). Su circulación puede ser dividida en 5 regiones: el ojo del CT, la pared del ojo, las bandas lluviosas, el nivel superior de la capa límite y la región donde subsidie (Fig. 1.8).

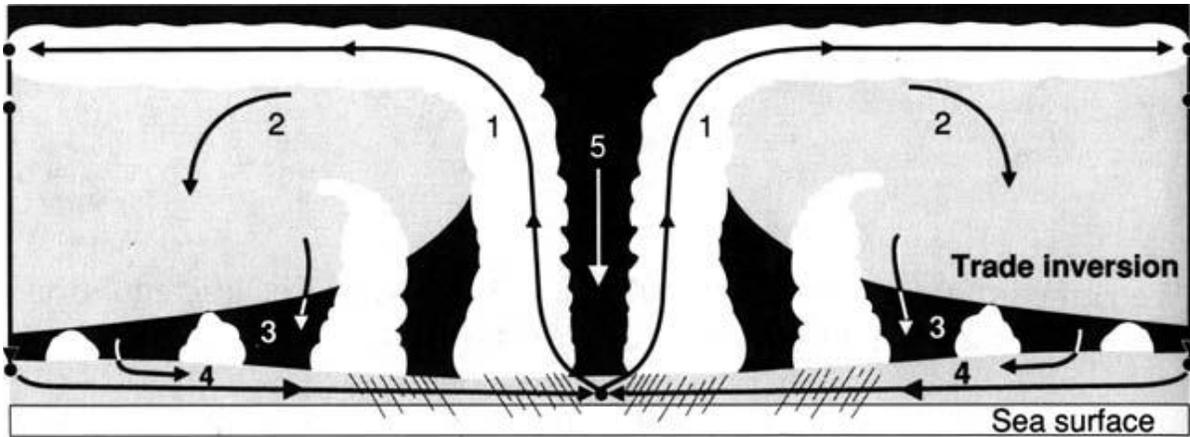


Figura 1.8. Esquema de una sección transversal de la circulación meridional secundaria en un huracán maduro. El aire gira hacia el ojo (región 5) en la capa límite (región 4), asciende a lo largo de superficies constantes de momento en las nubes de la pared de ojo (región 1) y lentamente subsidia y se seca en las regiones 2 y 3, tomada de Holton (2004)

Además, tienen que existir mecanismos que compensen el movimiento ascendente del aire en la pared del ojo: una divergencia en altos niveles que origine un descenso del aire (Willoughby 1979). Existen dos tipos de subsidencia en la circulación del CT: la que se produce en el centro del sistema (región 5), la cual es forzada por el giro mecánico del ojo y la fuerte convección debido a la liberación del calor latente, y la que es producida afuera del ojo (regiones 2 y 3). Ésta es forzada mecánicamente y es más débil que la primera (Emanuel 1997; Zhang and Kieu 2005). Mientras la convección en la pared del ojo del ciclón ocurre dentro de 100-500 km del radio, la subsidencia débil ocurre de 1100-1800 km de distancia desde el radio (Molinari and Vollaro 1990).

Los CTs ejercen efectos positivos y negativos sobre su ambiente. Su circulación hace que el aire confluya hacia el ojo dentro de la capa límite y así produce divergencia en otras regiones cercanas al sistema. Por ello, su circulación implica tanto un efecto de “humidificar” (efecto positivo) como un efecto de “secar” (efecto negativo) que consiste en disminuir la columna total del vapor de agua y modificar los valores de la radiación saliente de onda larga (OLR, por sus siglas en inglés) en una escala diaria de tiempo (Sobel and Camargo 2005).

Los CT's pueden traer grandes cantidades de precipitación en periodos cortos de tiempo y éstas representan una porción importante de las lluvias de verano a lo largo de la costa del Golfo y la costa del Pacífico mexicano. Es decir, su efecto positivo equivale a varios meses de lluvia. Por otro lado, aunque su radio varía de 100-1100 km, no necesariamente es proporcional a su intensidad.

Los CT's que tocan tierra en el Océano Atlántico tienden a dejar más lluvia en comparación con las tormentas del Pacífico del este. Por ejemplo: el CT Emily duró del 11 al 21 de julio del 2005, el día 17 de julio alcanzó la categoría 5 y el máximo de lluvia se registró en las costas de Tamaulipas en donde aproximadamente precipitó más de 240 mm ese día, esta región tiene una precipitación promedio en verano de 600 mm/año. Así, este evento extremo representó una gran contribución a la precipitación promedio en verano de esta región (Fig. 1.9).

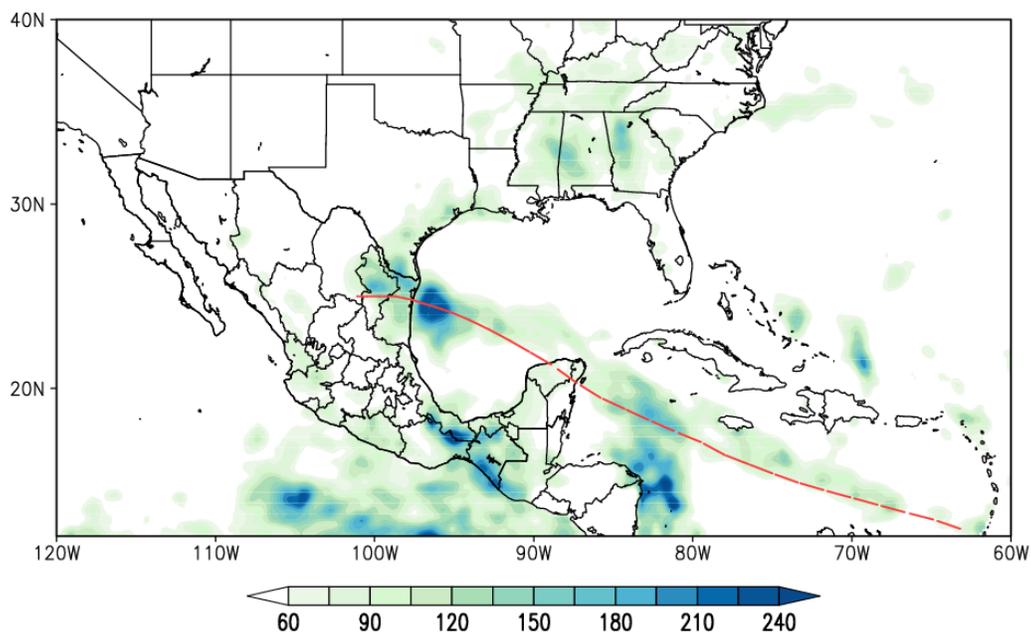


Figura 1.9. *Precipitación acumulada (mm) durante el huracán Emily que ocurrió del 11 al 21 de julio del 2005*

En la cuenca del Pacífico del este, el CT Lidia duró del 8 hasta el 14 de septiembre de 1993, el día 11 de septiembre alcanzó la categoría 4. El sistema contribuyó a las lluvias de verano en la región de los estados de Sinaloa, Chihuahua

Durango y Nayarit, registrando aproximadamente 120 mm. Para esta región, la precipitación durante el verano no excede los 500 mm/año. En otras palabras, la existencia de este fenómeno aportó más del 20% a las lluvias de verano (Fig. 1.10).

A pesar de que los dos CTs alcanzaron una categoría alta, la cantidad de precipitación acumulada por el huracán Emily en el Océano Atlántico es más grande que la lluvia producida por el huracán Lidia en el Océano Pacífico del este. Por lo que, la lluvia producida por un CT varía en el espacio y en el tiempo sin estar relacionada con la intensidad que alcanza.

Aún más, con una alta o baja actividad ciclónica, la temporada de lluvias de verano depende de las trayectorias que sigan los sistemas, ya que si pasan alejadas no dejan lluvia al país, lo que podría traducirse en sequías en algunas regiones de México. Así, es de suma importancia analizar la contribución de los CTs en la precipitación estacional, de acuerdo con su trayectoria.

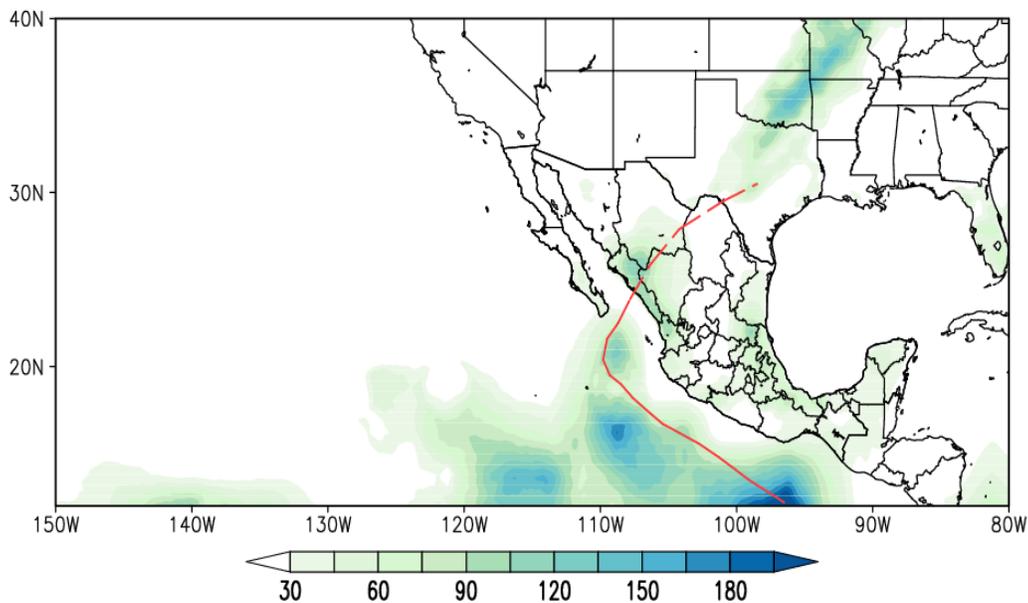


Figura 1.10. *Precipitación acumulada (mm) durante el huracán Lidia que ocurrió del 8 al 14 de septiembre de 1993*

1.4. Objetivo de la tesis

Este trabajo tiene el objetivo de analizar el impacto de los diversos tipos de trayectorias de los CTs en las lluvias de verano sobre México y su importancia en el clima regional considerando procesos dinámicos y la variabilidad interanual.

Por lo que básicamente se trata de:

- Obtener el porcentaje de la contribución a la precipitación de acuerdo con las agrupaciones de trayectorias parecidas de CTs (cluster), para que de esta manera se pueda dar una idea general de su importancia en el clima de México.
- Describir el efecto de “humedecer y secar” la parte continental de México debido a las características de la circulación de un CT de acuerdo con su distancia al país.

Lo anterior, llevó a:

- Analizar los tipos de trayectorias de acuerdo con su estacionalidad, duración, génesis y el lugar donde tocan tierra.
- Determinar los mecanismos físicos y dinámicos asociados al paso de CTs con una ubicación espacial parecida.

1.5. Estructura de la tesis

La tesis se divide en cuatro capítulos:

En el primer capítulo se ha dado una introducción de la importancia de los CTs en el clima de México y se presentaron los antecedentes de la variabilidad interanual de la actividad ciclónica, discutiendo la importancia de la contribución de los CTs en las lluvias de verano así como los efectos negativos y positivos producidos por su circulación. En este sentido, se planteó el efecto de humedecer y secar una región debido a las características de su circulación.

En el segundo capítulo, se describen los datos utilizados de varias fuentes y se presenta la metodología usada e implementada para realizar agrupaciones de las trayectorias de los CTs. Se proponen también las variables meteorológicas que serán usadas para el análisis de los aspectos dinámicos de la circulación del CT.

En el tercer capítulo, se menciona el efecto estacional de los CTs en la precipitación, se muestran los resultados obtenidos del análisis cluster y su relación con el ENSO. Se presenta el grado de contribución a la lluvia de verano de acuerdo con el tipo de trayectoria. Así como se profundiza en la explicación dinámica de los efectos positivos y negativos de los CTs en escalas de tiempo diarias y estacionales.

En el cuarto capítulo, se presentan las conclusiones sobre los resultados logrados mediante el análisis cluster y se discute su potencial en el pronóstico estacional y los escenarios de cambio climático. También se abre la pauta para las posibilidades de desarrollar una investigación futura en este tema.

Capítulo 2

Datos y metodología

2.1. Descripción de los datos

Un elemento importante para analizar el clima de una región son las bases de datos de buena calidad, una alta resolución temporal y espacial, que abarquen un periodo largo de años. En la actualidad, se cuentan con bases de datos de variables meteorológicas que cubren periodos prolongados de tiempo; variando en su resolución espacial y temporal. La información atmosférica proviene de varias fuentes: observaciones en sitio, radiosondeos, radares, satélites, entre otros y se integra, mediante su asimilación con un modelo físico, en mallas regulares (reanálisis) para facilitar su uso. El objetivo del reanálisis es ofrecer una base de información de calidad para la investigación y que sea adecuada para muchos usos, incluyendo las investigaciones meteorológicas y climáticas (Kalnay et al. 1996).

Se utilizaron bases diarias de datos para estudiar los aspectos dinámicos de los CT's y la precipitación asociada a su paso. Para ello, se utilizaron las bases de datos del Reanálisis Regional de Norteamérica (NARR, por sus siglas en inglés), del Centro Nacional para la Predicción Medioambiental (NCEP, por sus siglas en inglés), del Centro Nacional para la Investigación Atmosférica (NCAR, por sus siglas en inglés), de la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica (NOAA, por sus siglas en inglés) y del Proyecto Global Climatológico de Precipitación (GPCP, por sus siglas en inglés). Por otro lado, las trayectorias de los CTs en el Océano Atlántico y el Océano Pacífico fueron obtenidas de las bases de datos best-track HURDAT y ENP.

1. Reanálisis Regional de Norteamérica (NARR)

El NARR es una base de datos meteorológicos construida en mallas de 32 X 32km de resolución y frecuencia de cada 3 horas, se creó a partir de observaciones históricas de estaciones y el uso de un modelo numérico para su asimilación, lo que permite que sea dinámicamente consistente¹. Las bases de datos de NARR tienen una alta resolución

espacial y temporal, contienen datos de todos los elementos del sistema climático: criosfera, litosfera, atmosfera e hidrosfera (Mesinger et al. 2006). Las bases de datos elegidas para la realización de este trabajo tienen una escala temporal diaria en el periodo de 1979-2009 y una resolución espacial de $0.2^\circ \times 0.2^\circ$.

a) Asimilación de la precipitación

La asimilación de datos de la precipitación observada es el aspecto más importante a considerar en los datos del NARR. Aunque ha sido evaluada con respecto a otras bases de datos, contiene errores sistemáticos en la asimilación, principalmente en las fronteras entre países. Reconocidos los problemas, los datos en ciertas regiones pueden ser usados como una aproximación de la realidad. La metodología usada para asimilar la precipitación es diferente para Estados Unidos, Canadá y el sur México, incluso sobre tierra y océano (Mesinger et al. 2006). En la región de las Antillas Mayores, el NARR tiene valores indefinidos de precipitación (Fig. 2.1). No obstante, la precisión general de su información ha generado resultados importantes para numerosas investigaciones (Mesinger et al. 2006).

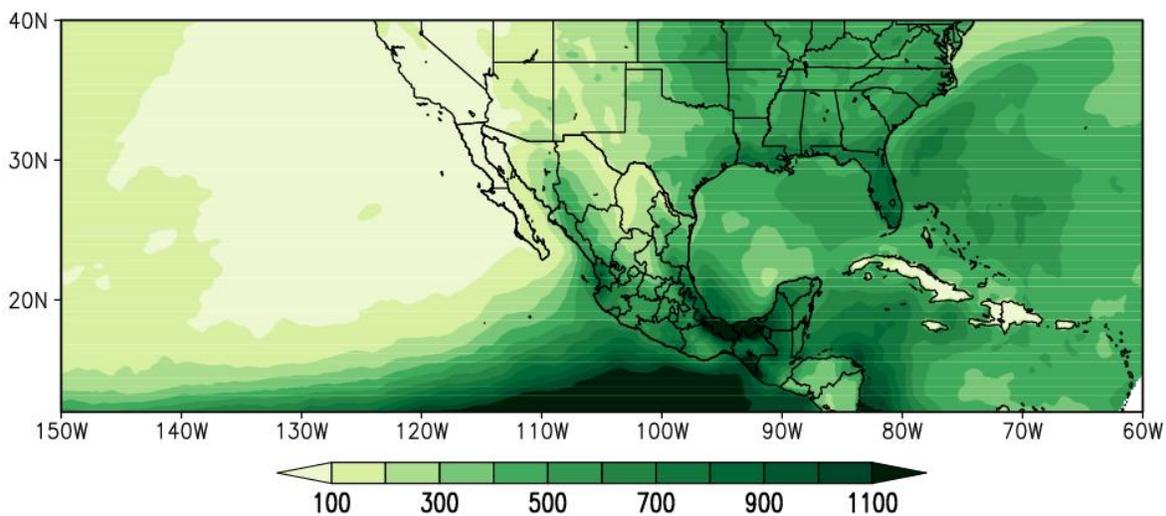


Figura 2.1. Lluvias de verano del NARR (mm/año) durante el periodo de 1997- 2008

b) Datos en diferentes niveles de presión

El NARR ofrece consistencia y confianza en los datos de las variables meteorológicas a diferentes niveles de presión, especialmente en vientos, humedad y temperatura. Los datos del NARR tienen una mayor calidad que los del reanálisis global 2 (GR2, por sus siglas en inglés) (Mesinger et al. 2006).

Las bases de datos de la componente zonal y meridional del viento, la velocidad vertical (ω) y la humedad específica del NARR tienen 29 niveles que comprenden desde la superficie hasta los 100 mb. La figura 2.2 muestra los niveles en donde se tiene información relevante para el presente análisis.

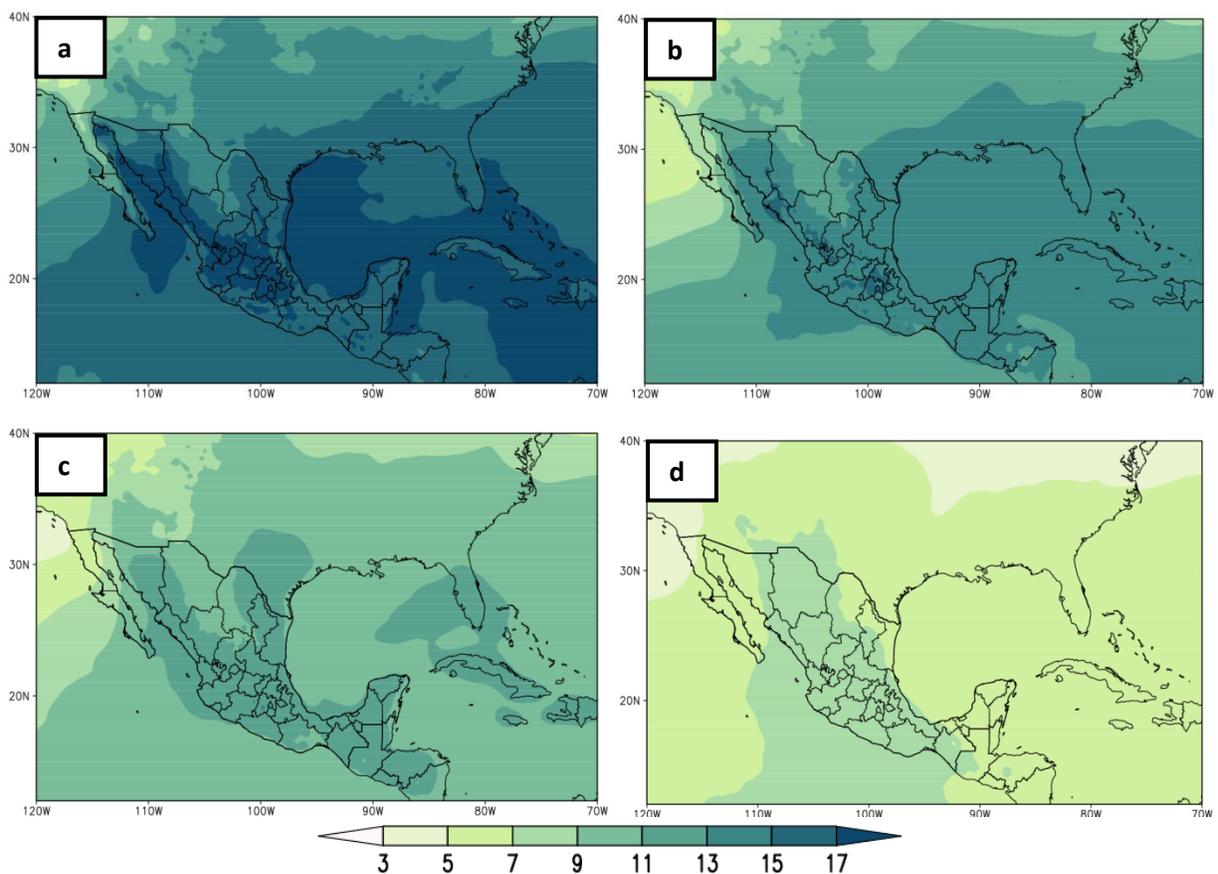


Figura 2.2. Humedad específica (g/kg) del NARR en el mes de septiembre durante el periodo de 1979- 2009, en el nivel a) 1000 mb, b) 925 mb, c) 850 mb, d)700 mb

2. Proyecto Global Climatológico de Precipitación (GPCP)

Uno de los objetivos del GPCP es llevar a un mayor entendimiento de los patrones espaciales y temporales de la precipitación global². La información de más de 6,000 estaciones, satélites y observaciones de sondeos han sido combinados para estimar la lluvia. Esta combinación proporciona una estimación de la lluvia sobre los océanos y agrega el detalle espacial necesario para los análisis de lluvia sobre continente.

La información del GPCP ha sido utilizada para validar la precipitación generada por los modelos de los sistemas de reanálisis, tales como: NCEP/NCAR y del Centro Europeo para Pronósticos del Tiempo a Plazo Medio (ECMWF, por sus siglas en inglés)².

La precipitación diaria del GPCP es producida en NASA GSFC (Goddard Space Flight Center). Las estimaciones de precipitación son derivadas por métodos diferentes en los trópicos y en los extratropicos. Los productos diarios y mensuales son evaluados a través de comparaciones con el periodo de enero 1995- diciembre de 1997 y con la información satelital. Los campos de precipitación diarios y mensuales del GPCP han sido útiles para los estudios meteorológicos e hidrológicos (Bolvin et al. 2009).

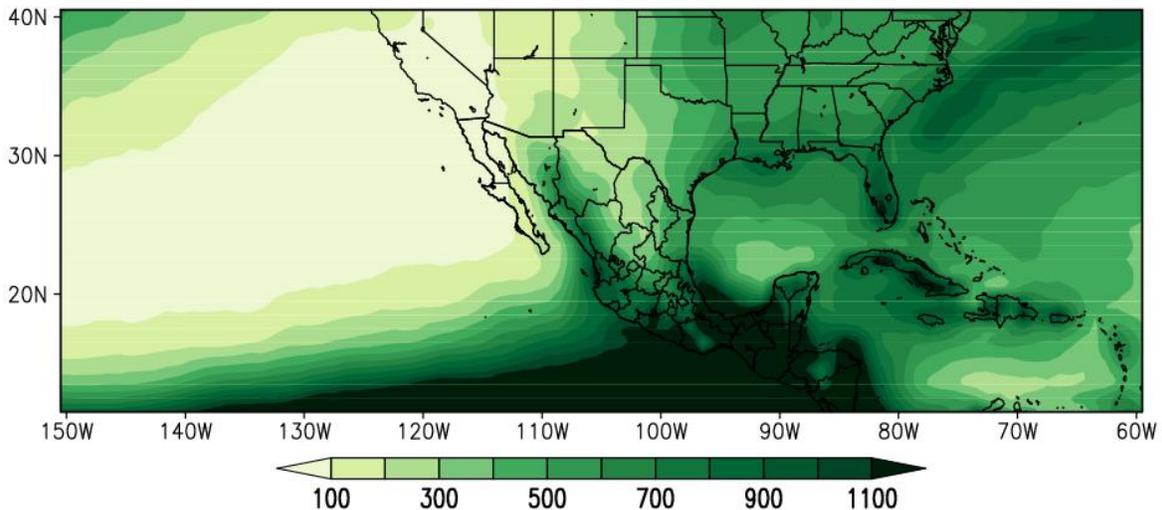


Figura 2.3. Lluvias de verano del GPCP (mm/año) durante el periodo de 1997- 2008

La base de precipitación diaria del GPCP comprende el periodo del 1 de octubre de 1996 hasta el 30 de abril del 2009, su resolución espacial es de $1^{\circ} \times 1^{\circ}$. Al comparar los registros del GPCP (Fig. 2.3) con el NARR (Fig. 2.1), éste último subestima su precipitación estacional. Por ejemplo: la estación Santa María, Cintalapa, Chiapas, cuyas coordenadas geográficas son $16^{\circ}56' N$ y $93^{\circ} 49' W$, recibe en promedio 1500 mm en verano. Los datos del NARR (fig. 2.1) registran menos de 1100 mm para esta región, en cambio, los datos del GPCP muestran valores por arriba de 1100 mm. Por lo que los datos del NARR subestiman la precipitación en varias regiones: las Antillas, la ZITC, en los estados de Oaxaca, Chiapas y Campeche así como en Guatemala, Belice, El Salvador y Nicaragua. Sin embargo, se utilizan estos datos debido a que ofrecen un periodo de tiempo más largo (1979-2009) y una consistencia en la región norte del país, clave importante para el estudio.

3. Reanálisis NCEP/NCAR

Los datos de NCEP/NCAR son el producto de un análisis global con 40 años de registros de campos atmosféricos. Esta base de datos apoya las necesidades de las investigaciones y de las comunidades climáticas de monitoreo, incluye datos observados de la superficie de la Tierra, datos de boyas, radiosondeos, información satelital, entre otros.

Las bases de datos de NCEP/NCAR tienen un riguroso control de calidad. La idea básica del proyecto de reanálisis es utilizar un sistema de pronóstico/análisis para realizar una asimilación de datos usando la información meteorológica disponible desde el año 1957.

La base de datos de la OLR fue obtenida de un radiómetro de muy alta resolución (AVHRR, por sus siglas en inglés), el cual se encuentra sobre un satélite en órbita polar de la NOAA. Los datos tienen una resolución espacial de $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ y sus registros diarios empiezan a partir de 1974.

4. ESRL- NOAA

La temperatura de la superficie del mar es una variable importante para las investigaciones meteorológicas y climáticas, ya que tiene un alto grado de impacto en la convección tropical organizada. La base diaria de las SST del ESRL (Earth System Research Laboratory) de la NOAA usa un esquema de interpolación óptima, una resolución espacial de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ y comprende el periodo del 1 de septiembre de 1981 hasta el 31 de diciembre del 2009. Los datos de las SST se derivan de la información de radiómetros de muy alta resolución, de boyas, de barcos y un ajuste a gran escala de la información satelital con respecto a la información en sitio (Reynolds et al. 2007). Un ejemplo de la información de SST se tiene en la climatología de septiembre que define adecuadamente la presencia de albercas de agua caliente (SST $> 28^\circ\text{C}$) rodeando a México (Fig. 2.4)

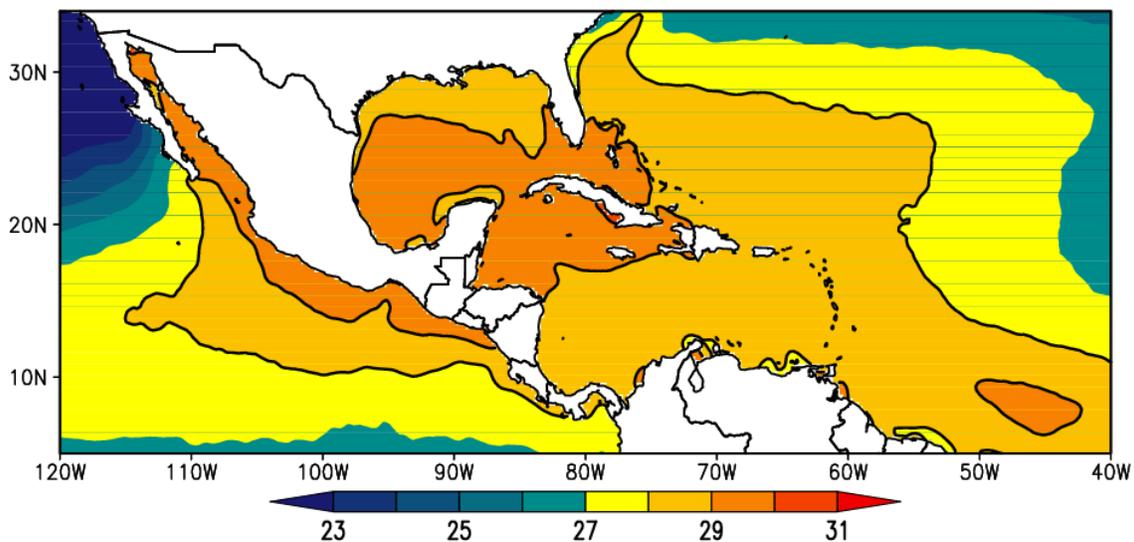


Figura 2.4. SST ($^\circ\text{C}$) en el mes de septiembre durante el periodo de 1981- 2009

5. BEST-TRACK HURDAT y ENP

Best-track HURDAT es el registro oficial de las tormentas tropicales y huracanes en el Océano Atlántico, Golfo de México y Mar Caribe, incluyendo los que tocaron tierra en Estados Unidos a partir del año 1851. HURDAT contiene registros de la ubicación del centro del CT, la velocidad de los vientos en nudos y la presión central mínima en milibares cada 6 horas. Es actualizada cada año por el NHC³ de la NOAA. Por otro

lado, Best-track ENP contiene información únicamente de la parte norte del Océano Pacífico del este a partir del año 1949. Al igual que HURDAT, contiene registros de la posición en latitud y longitud del centro del CT, la velocidad del viento y la presión central mínima⁴.

2.2. Metodología

2.2.1. Análisis de clusters de las trayectorias de los CTs

Los CTs pueden ser clasificados en dos grandes grupos: “los que recurvan” (R) y “los que se mueven en dirección recta” (Straight Moving, SM, por sus siglas en inglés), en general, su trayectoria no tiene una curvatura. En el océano Atlántico, los huracanes en el Caribe y el Golfo de México regularmente describen trayectorias SM y alcanzan intensidades máximas. En cambio, los CTs que recurvan llegan a un punto en donde reducen su velocidad, giran hacia el norte y se aceleran hacia el este cuando transitan de latitudes tropicales hacia latitudes medias, debido al efecto beta (Adem 1956) y a que alcanzan latitudes con vientos oestes (Elsner 2003; Camargo 2007a).

La circulación de gran escala de la atmósfera tiene un papel predominante en determinar el movimiento de los CT's a través de la dirección del flujo de gran escala. El ciclón y el medio ambiente interactúan para modificar el flujo circundante y el vórtice es advechado (dirigido) por el flujo modificado (Adem 1956).

Existen varias técnicas para realizar agrupaciones de trayectorias de CTs. El método de los *K-means*, utilizado por Elsner 2003 para el Océano Atlántico, agrupa a los CTs considerando la posición (latitud y longitud geográfica) en donde adquieren su máxima intensidad y las coordenadas de su intensidad final como huracán. En general, es un método sencillo y ampliamente usado que busca asignar cada trayectoria a un grupo *K* tal que la varianza total entre los grupos sea minimizada. Sin embargo, el método de los *K-means* no puede acomodar trayectorias de diferente longitud y esto representa una grave deficiencia para agrupar a los CTs.

El método utilizado para hacer los clusters de las trayectorias de los CTs fue desarrollado por Gaffney (2004); es una herramienta de algoritmos en MATLAB

llamada CCT⁵ (Curve Clustering Toolbox, disponible en <http://www.datalab.uci.edu/resources/CCT/doc/demo.html>). Contiene 15 métodos diferentes para hacer clusters: los *K-means*, las mezclas gaussianas, 8 métodos de mezclas de regresión lineal y 5 métodos de regresión no-lineal. El CCT también incluye diversas funciones para la visualización, selección del modelo y simulación de la información.

La mezcla de modelos de regresión polinomial del CCT ofrece una construcción probabilística que ajusta tanto la ubicación como la forma geográfica de las trayectorias y considera una longitud diferente entre ellas. Estas características proporcionan ventajas sobre el método de los *K-means*. La principal novedad es el uso de un método objetivo para clasificar las trayectorias de los CTs que no está solamente basado en pocos puntos de la trayectoria, sino que considera su forma y su localización (Gaffney 2004).

El CCT asume que cada CT es generado por un modelo i de regresión diferente y cada modelo tiene su propio “parámetro de forma” que 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 una trayectoria pertenezca a un cluster determinado y la matriz de ruido. Lo anterior, describe las varianzas en latitud y longitud para cada posición observada del CT de acuerdo con el modelo.

Las posiciones (latitud y longitud geográfica) son tratadas como condicionalmente independientes y así, el producto de estas dos representa la función completa para una trayectoria. Cada trayectoria es asignada a una componente del modelo (una curva de regresión polinomial de la posición de la tormenta contra el tiempo) que fue la más probable de haber generado esa trayectoria de acuerdo con el modelo.

Los métodos tradicionales de hacer clusters operan sobre puntos o vectores característicos con el tamaño de una dimensión fija. En contraste, las curvas consisten

de un número variable de puntos en intervalos de tiempo. Sin embargo, tanto el método de los *K-means* como el de las mezclas Gaussianas continúan sin considerar esto.

También existen ciertos pasos de pre-procesamiento en la técnica de hacer clusters. Por ejemplo, se sustraen las coordenadas de los puntos iniciales de cada trayectoria para que empiecen en una posición (latitud y longitud geográfica) de (0,0). También, otro paso es normalizar las medidas de la latitud y la longitud geográfica para que tengan la misma varianza. El CCT tiene la capacidad de realizar lo anteriormente descrito, pero tales pasos de pre-procesamiento no producen resultados significativos ni fáciles de interpretar, por lo que no se utilizaron (Camargo 2004; 2007a).

Se probaron los 15 métodos para hacer clusters en ambas cuencas usando diferentes órdenes de polinomios ($n= 1, 2, 3, 4, 5$). Se encontró que no todos los métodos podían simular las trayectorias de los CTs de manera adecuada debido a que algunos extrapolaban erróneamente las trayectorias. Los métodos de mezcla de regresión lineal (lrm, por sus siglas en inglés) ofrecieron un mejor ajuste de la trayectoria observada a la idealizada, en comparación con los métodos de mezcla de regresión no-lineal (srm, por sus siglas en inglés) en ambas cuencas oceánicas.

El modelo cuadrático de regresión lineal ofrece la mejor interpretación y el mejor ajuste. Es decir, se utilizó el modelo de regresión lineal que no considera ninguna transformación y se realizó el experimento para un número de clusters $K= 3, 4$ y 5 en ambas cuencas oceánicas. Tanto para el Océano Atlántico como para el Pacífico se optó por simplicidad utilizar 4 clusters.

2.2.2. Variables empleadas para el análisis de los CTs

Los CTs pueden humidificar o secar las regiones que son influenciadas por efectos de circulaciones directas como se observa en la imagen satelital de vapor de agua del huracán Irene del 2011; muestra que su circulación produce convección en las partes cercanas al centro del sistema, pero que parece inducir subsidencia en las regiones próximas a la costa oeste de la península de Florida, Alabama, Georgia, parte del Mar Caribe y de Cuba (Fig. 2.5).

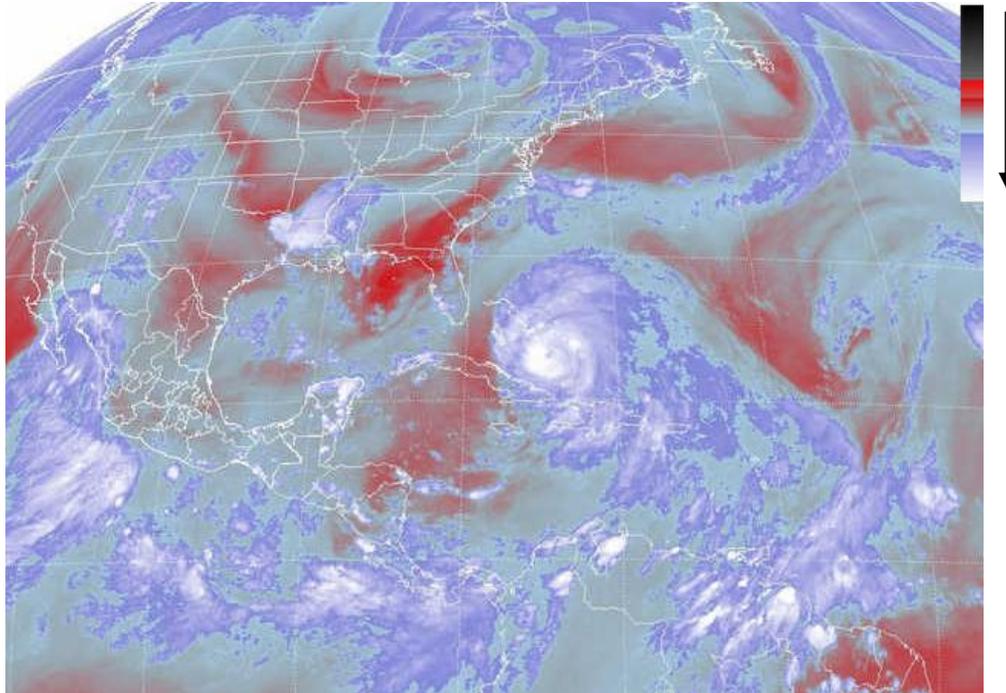


Figura 2.5. Imagen satelital del vapor de agua a las 20:45 Z durante el huracán Irene, el día 24 de agosto del 2011 (tomado de <http://smn.cna.gob.mx/>)

Así, el efecto de secar y humidificar su medio ambiente puede ser analizado mediante diversas variables meteorológicas, por ejemplo: las anomalías de precipitación, la OLR, el flujo de la convergencia del vapor de agua, la velocidad vertical omega y el viento divergente (campo vectorial, quitando su parte rotacional).

2.2.2.1. Anomalías de la precipitación

Es un indicador para establecer dónde existe la mayor cantidad de precipitación (mm) y dónde dejó de ocurrir la lluvia al paso del CT. La anomalía de precipitación se define como la diferencia entre la cantidad de lluvia del día en que ocurre el CT y la precipitación que se registró hace diez días.

$$Z = P_{CT} - P_{10antes} \quad (2.1)$$

Donde P_{CT} corresponde al registro de la precipitación de un día del CT y $P_{10antes}$ es la precipitación diez días antes del registro anterior.

2.2.2.2. OLR

Es una variable que señala cuánta radiación se emite al espacio y está en relación con la temperatura de superficie de la Tierra y con cuánta nubosidad y tipo de nubes existen en la atmósfera. Los valores bajos de la OLR ($<220 \text{ W/m}^2$) son por lo general debidos a que nubes profundas en la atmósfera tienen un tope frío que emite poca OLR comparada con zonas libres de nubes a mayor temperatura, lo que indica una convección atmosférica profunda. Los valores altos de la OLR ($> 270 \text{ W/m}^2$) están relacionados con cielos despejados⁷.

2.2.2.3. El flujo de vapor de agua

Es una medida que muestra el área donde el vapor de agua fluye o converge, toma en cuenta el efecto de los vientos y la advección de la humedad. Las áreas de convergencia de humedad persistente son regiones favorables para el desarrollo de tormentas e inestabilidad⁷, sus unidades son kg/m^2 . El NARR ofrece la base de datos integrada de flujo de vapor de agua en 1000- 700 mb, ya que en estos niveles reside más del 80% del vapor de agua de la atmósfera (Mesinger et al. 2006) y el contenido de vapor de agua disminuye drásticamente en los niveles superiores; es decir, el aire se encuentra seco por arriba de 700 mb (Fig. 2.2). El flujo del vapor de agua se calcula mediante la ecuación (2.2).

$$C = -\nabla \cdot \frac{1}{g} \int_{1000}^{700} \bar{q} \bar{\mathbf{V}} dp = -\nabla \cdot \left[\frac{1}{g} \int_{1000}^{700} (\bar{q})(\bar{\mathbf{V}}) dp + \frac{1}{g} \int_{1000}^{700} \overline{q' \mathbf{V}'} dp \right] \quad (2.2)$$

Donde **C** es la convergencia del flujo de vapor de agua, **q** es la humedad específica, **g** es la gravedad y **V** es el vector viento. El término $\bar{q} \bar{\mathbf{V}}$ representa el transporte total del vapor de agua en un nivel de presión, $(\bar{q})(\bar{\mathbf{V}})$ corresponde al transporte promedio del vapor de agua y $\overline{q' \mathbf{V}'}$ es el transporte turbulento del vapor de agua.

2.2.2.4. La velocidad vertical (omega)

Es una medida de movimientos verticales en la atmósfera. Su valor está en coordenadas de presión (Pa/s) y puede ser positiva o negativa. Un valor positivo indica que el aire se encuentra descendiendo en altura (subsistencia) y un valor negativo señala que el aire está ascendiendo (convección)⁷.

2.2.2.5. Viento divergente húmedo

En los trópicos, el campo del viento modula en gran medida el campo de presión o altura geopotencial debido a que los campos de masas se ajustan a los campos de vientos⁷ cuando el radio de deformación de Rossby (~5000 km a ~10000 km) es mayor que el tamaño del sistema (Herrera 2011).

Los centros de bajo (alto) potencial de velocidad están asociados con vientos divergentes (convergentes). El teorema de Helmholtz indica que la velocidad del viento horizontal puede ser separada en la parte no-divergente \mathbf{v}_ψ (o rotacional) y la parte divergente \mathbf{v}_χ (o irrotacional).

$$\mathbf{v} = \mathbf{v}_\psi + \mathbf{v}_\chi = \mathbf{k} \times \nabla\psi + \nabla\chi \quad (2.3)$$

Donde χ corresponde al potencial de velocidad y ψ corresponde a la función de corriente del campo de vientos u y v .

La segunda parte contribuye a los campos atmosféricos divergentes asociados con el movimiento vertical. En los trópicos, el calentamiento atmosférico relacionado con la convección induce la convergencia y la divergencia del viento en niveles superiores. Así, éstas manejan el movimiento vertical atmosférico y las circulaciones (Krishnamurti and Bounoua 1996; Wang and Enfield, 2002).

Los análisis del viento divergente húmedo son de suma importancia para el estudio del efecto de secado sobre la parte continental de México por efectos de circulación de un CT (de acuerdo con su distancia al país).

La técnica de expansiones de Fourier descrita en Krishnamurti and Bounoua (1996) permite calcular el potencial de la velocidad a través de los campos de vientos en un nivel de presión. Después, se obtuvo el gradiente del potencial que es proporcional a la velocidad del viento divergente⁷. Si se multiplica por la humedad específica, el viento divergente húmedo indica en que regiones existe convergencia y en cuales divergencia de humedad. El análisis se realizó en los niveles de presión de 925, 850 y 700 mb. Sin embargo, el mejor nivel que representa los efectos de secado es a 850 mb. La figura 2.6 muestra el viento divergente húmedo durante el huracán Rita (cat. 5) a 850 mb, el día 23 de septiembre del 2005.

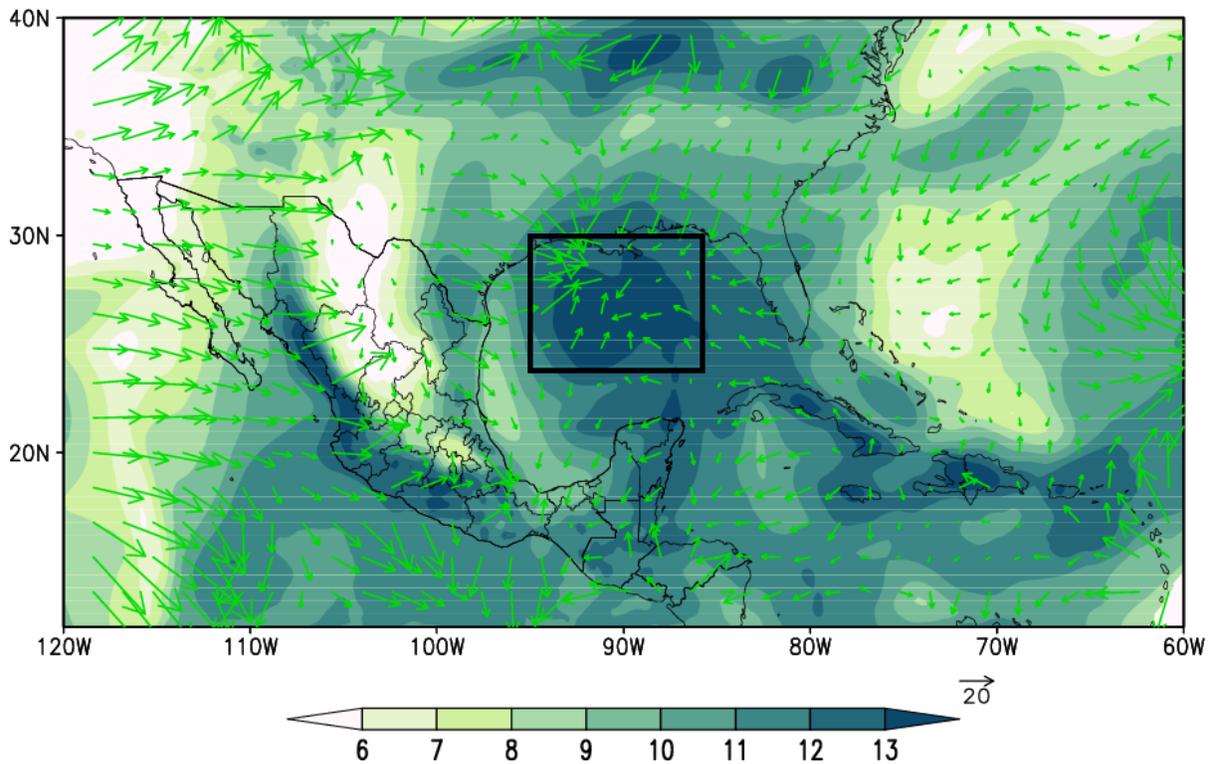


Figura 2.6. Vector viento divergente húmedo ($m/s \cdot g/kg$) y la humedad específica (g/kg) a 850 mb (paleta) durante el huracán Rita cuya ubicación es señalada por el cuadro, el 23 de septiembre del 2005

2.2.2.6. SST

Es un factor importante que interviene tanto en la formación como en la intensificación de los CTs (Emanuel 1987). La alberca de agua caliente del hemisferio Oeste (WHWP, por sus siglas en inglés) es una región del océano con temperaturas por encima de 28.5 °C que tiene un gran impacto en la convección tropical organizada. Engloba la alberca de agua caliente del Océano Atlántico y la del Pacífico del este (Fig. 2.4). Además, es una fuente de calor atmosférica que está implicada en el desarrollo de las trayectorias más frecuentes que han tocado tierra en Norteamérica (Wang and Enfield 2003). Por ello, esta variable es usada preferentemente para estudiar las condiciones en las cuales ocurre la ciclogénesis.

Resumiendo, el efecto (positivo) de humidificar una región produce valores bajos en la OLR, una convergencia del flujo de vapor de agua, una velocidad vertical (omega) negativa, anomalías positivas de precipitación y una convergencia del viento divergente húmedo. Análogamente, el efecto (negativo) de secar una región se traduce en valores altos de la OLR, una divergencia del flujo de vapor de agua, una velocidad vertical positiva, anomalías negativas de precipitación y divergencia del viento divergente húmedo.

2.2.3. Prueba t-Student

Es una prueba que determina la probabilidad de que dos promedios pertenezcan a una misma población (en el caso en que la diferencia no sea significativa) o que provengan de distintas poblaciones (en el caso que la diferencia de promedios sea significativa).

Existen dos versiones de la prueba t-Student: una que supone que las varianzas poblacionales son iguales y otra versión que asume lo contrario. La prueba Fisher-Snedecor determina si se puede suponer o no la igualdad de la varianza en las dos poblaciones. La prueba t-Student es controlada por los grados de libertad, ν , que pueden tomar el valor de cualquier número entero positivo, donde $\nu = n - 1$ siendo n el número de observaciones independientes. Si se trata de varianzas poblacionales desiguales, $\nu = \min(n_1 - 1, n_2 - 1)$, donde n_1 es el tamaño de la primera muestra y n_2 es el tamaño de la segunda muestra (Wilks 2006).

El estadístico de la distribución t-Student para varianzas poblacionales desiguales está dado por la fórmula:

$$ttes = \left| \frac{\bar{x}_1 - \bar{x}_2}{\sqrt{\frac{s_1^2}{n_1} + \frac{s_2^2}{n_2}}} \right| \quad (2.4)$$

Donde n_1 es el tamaño de la primera muestra y n_2 es el tamaño de la segunda muestra, \bar{x}_1 y \bar{x}_2 corresponden al promedio de la primera y de la segunda muestra, respectivamente. Las desviaciones estándar están representadas por s_1 y s_2 (Wilks 2006).

De acuerdo con los grados de libertad y el nivel de significancia elegido (80, 90, 95, 97.5, 99, 99.99%), se obtiene el valor de la distribución t-Student que proviene del uso de una tabla. Si el valor de $ttes$ es mayor que el valor de la distribución t-Student, entonces la diferencia de los promedios es significativa en el nivel de confianza elegido.

Capítulo 3

Resultados

3.1. Efecto estacional de los CTs en la lluvia de verano

Las lluvias de México tienen una gran variabilidad en el espacio y sus patrones cambian constantemente a través del tiempo. Las OE y los CTs son los principales responsables de las lluvias de verano en el territorio mexicano (Magaña 1999). La dinámica de las lluvias en la región del Caribe y Golfo de México es compleja, ya que la actividad de las ondas del este depende en gran medida de la magnitud de los vientos alisios. La CLLJ parece inhibir no sólo la formación de huracanes, sino la amplificación de las OE que producen lluvias sobre una gran parte de México (Herrera 2011).

Por consiguiente, la actividad ciclónica tropical impacta considerablemente las lluvias de verano en varias regiones de México. Una alta actividad se puede traducir en el fin de un periodo de sequía (Mendez and Magaña 2010); en cambio, una baja actividad puede representar problemas con la irrigación, la producción de energía eléctrica y las actividades agropecuarias del país.

Particularmente, en el año 1997 existió una baja actividad ciclónica en el Océano Atlántico debido a El Niño, aparte de un retraso en el inicio de las lluvias que provocó una demora en las siembras, produjo grandes pérdidas económicas en el país (Magaña et al. 1999). Por el contrario, en el año 2005 hubo una alta actividad ciclónica. Al analizar la precipitación de estos dos años, se concluye que los CTs marcan la pauta de diferencia en la lluvia de verano en varias regiones: Tamaulipas, la parte sur del país, Cuba y Mar Caribe (Fig. 3.1).

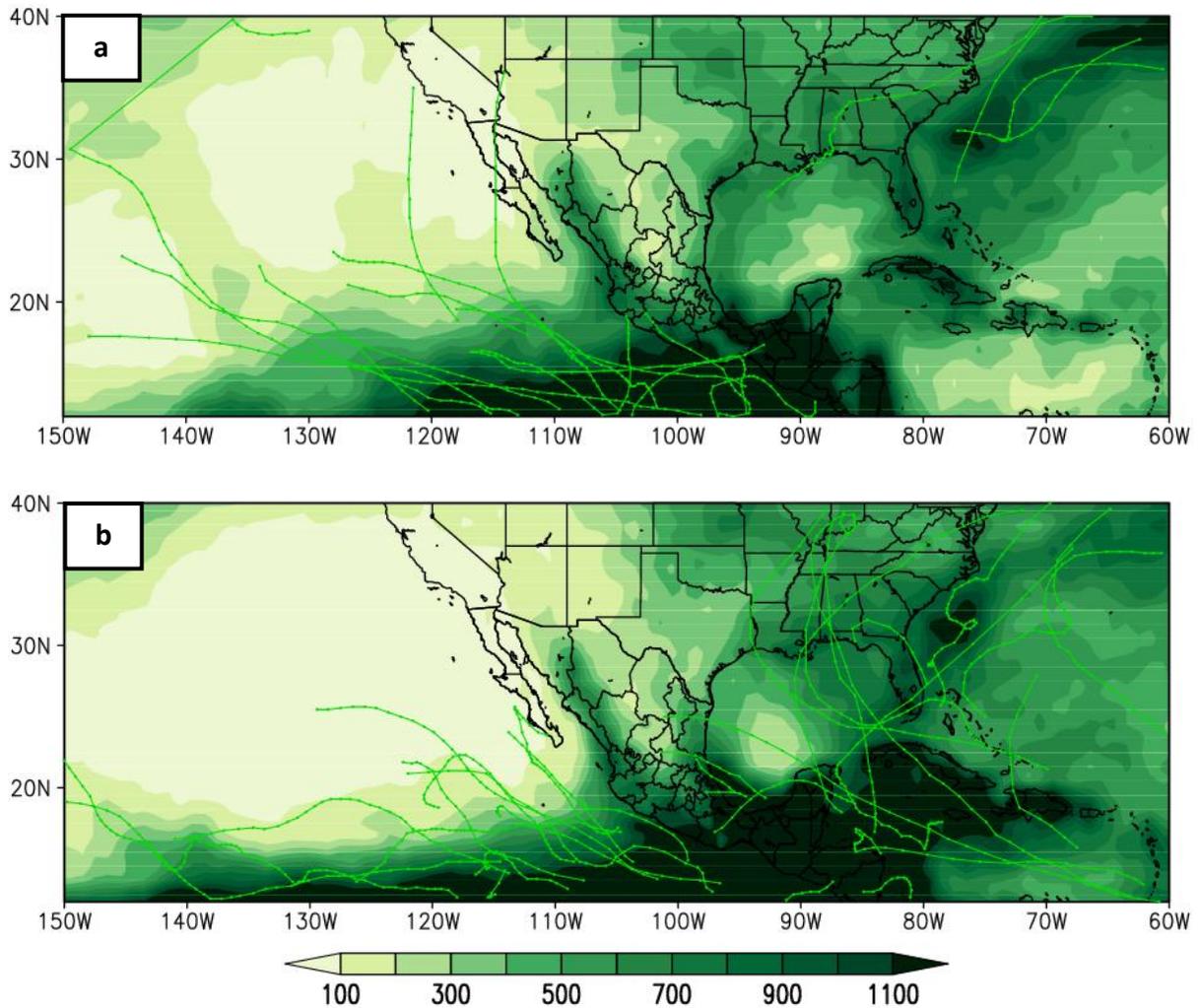


Figura 3.1. Lluvia de verano (mm) del GPCP durante la actividad ciclónica tropical de a) 1997 y b) 2005

De acuerdo con la serie de tiempo de la precipitación estacional en dos puntos que son afectados por el paso de CTs (Fig. 3.2), el primero ubicado en 18°N, 95.4 °W y el segundo ubicado en 20°N, 90°W, el año de 1997 registró una menor precipitación en el Océano Atlántico en comparación con el año del 2005, en el que existió una alta actividad ciclónica representando un máximo relativo para ambos puntos. Lo anterior, indica que las lluvias debidas al paso de los CTs constituyen un elemento esencial en la precipitación de verano en la región del suroeste mexicano.

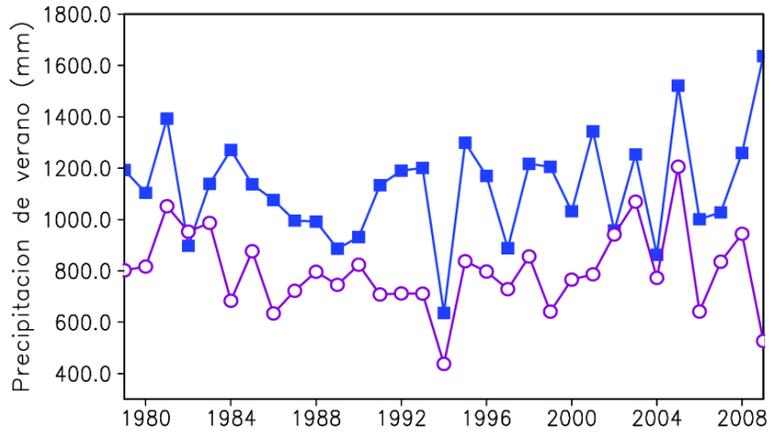


Figura 3.2. Precipitación de verano (mm) del NARR durante el periodo de 1979- 2009 en el punto 18.4 °N, 95.4 °W (línea azul) y en el punto 20 °N, 90 °W (línea morada)

La figura 3.3 demuestra la importancia de que existan trayectorias de CTs que impacten al país para que exista suficiente disponibilidad de agua producida por su paso. Cuando existe una baja actividad ciclónica, como el año de 1997, gran parte de los estados de la vertiente del Golfo experimentan un déficit de lluvias debido a que no existieron CTs cuya trayectoria tocara su territorio. Así, la temporada de lluvias en el país depende en gran medida de la trayectoria que sigan los CTs, ya que si pasan alejados, incluso si no existen, pueden no dejar precipitación en el país. Por ello, los CTs impactan de diferente manera en la lluvia de verano de México, dependiendo de su trayectoria.

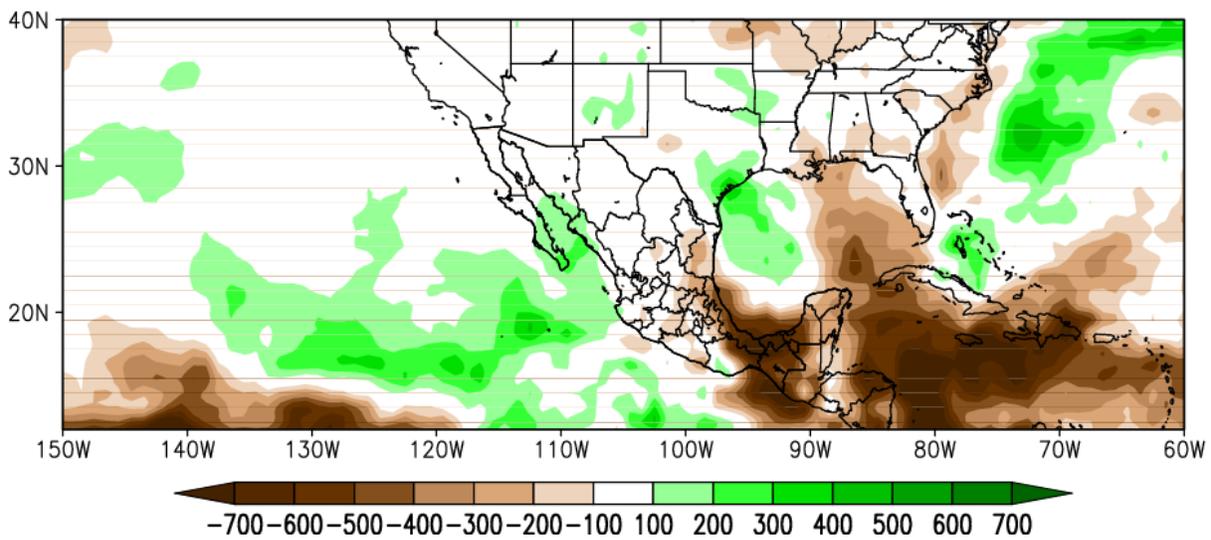


Figura 3.3. Diferencia de precipitación de verano (mm) del GPCP entre el año de 1997 y 2005

Si se compara la climatología de las lluvias de verano incluyendo el efecto de los CTs (Fig. 3.4a) con la climatología que los excluye (Fig. 3.4b), que considera únicamente los días cuando el sistema atmosférico permanece “inerte” debido a que no existió actividad ciclónica en ambas cuenca oceánicas, se concluye que los CTs representan más del 50% de las lluvias de verano en gran parte del país.

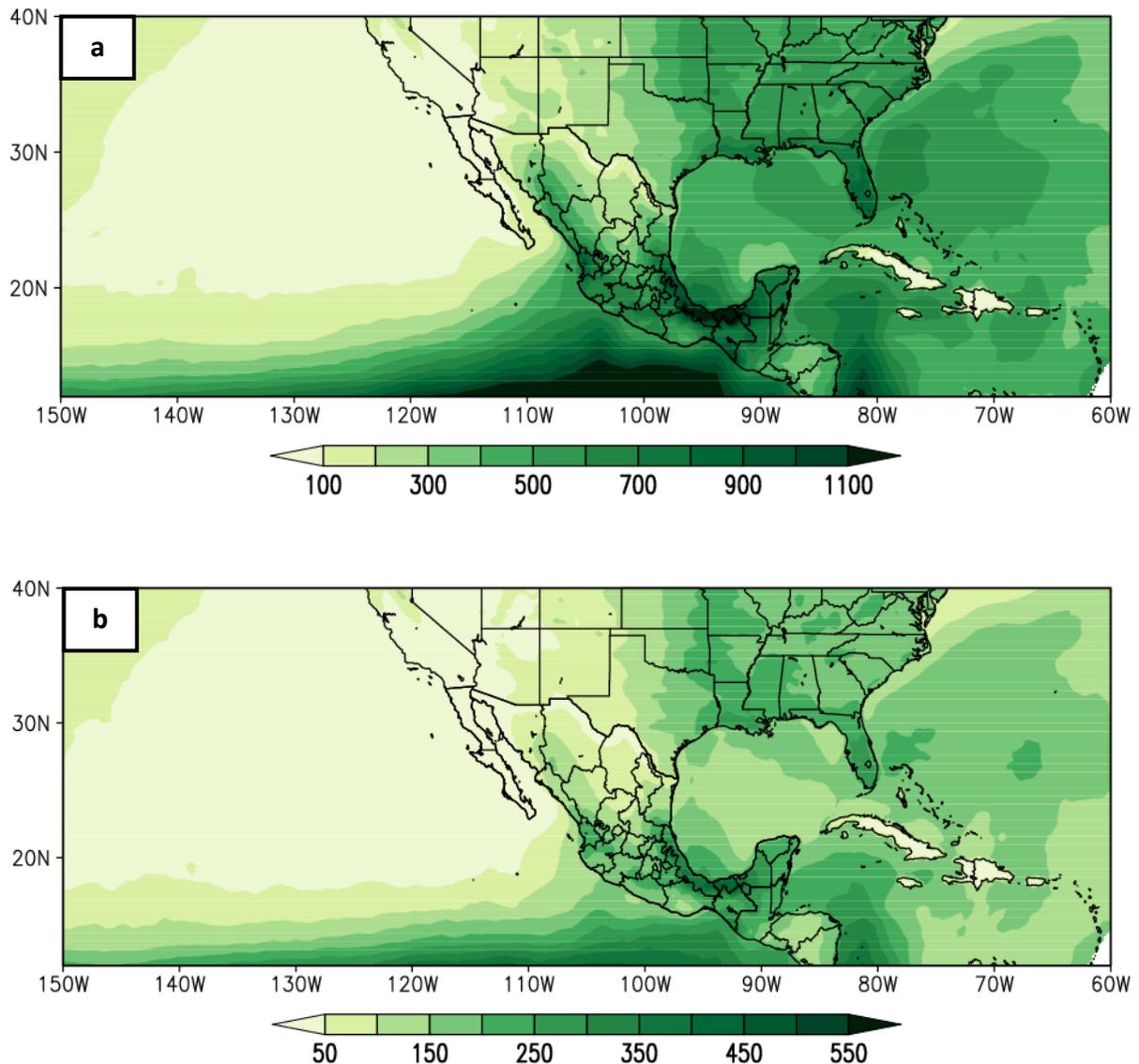


Figura 3.4. Climatología de la lluvia de verano del NARR a) incluyendo el efecto estacional de los CTs y b) sin incluir a los CTs en el periodo de 1979-2009 (mm/año)

3.2. Análisis por cluster

3.2.1. Trayectorias

Al aplicar la técnica de agrupación de trayectorias (Gaffney 2004), los clusters muestran una diferencia en la localización geográfica y en la forma de su trayectoria. El cluster A describe una larga trayectoria recta que afecta a los estados de la vertiente del Golfo de México; los CTs que no tocan a México y tienen una trayectoria que recurva pertenecen al cluster B; el cluster C está integrado mayormente por TT de longitud corta que se encuentran en el Golfo de México y en el cluster D se encuentran los CTs que en un principio describen una trayectoria recta pero después recurvan hacia los Estados Unidos, sus trayectorias tocan únicamente los estados del sur del país: Yucatán, Campeche y Quintana Roo (Fig. 3.5).

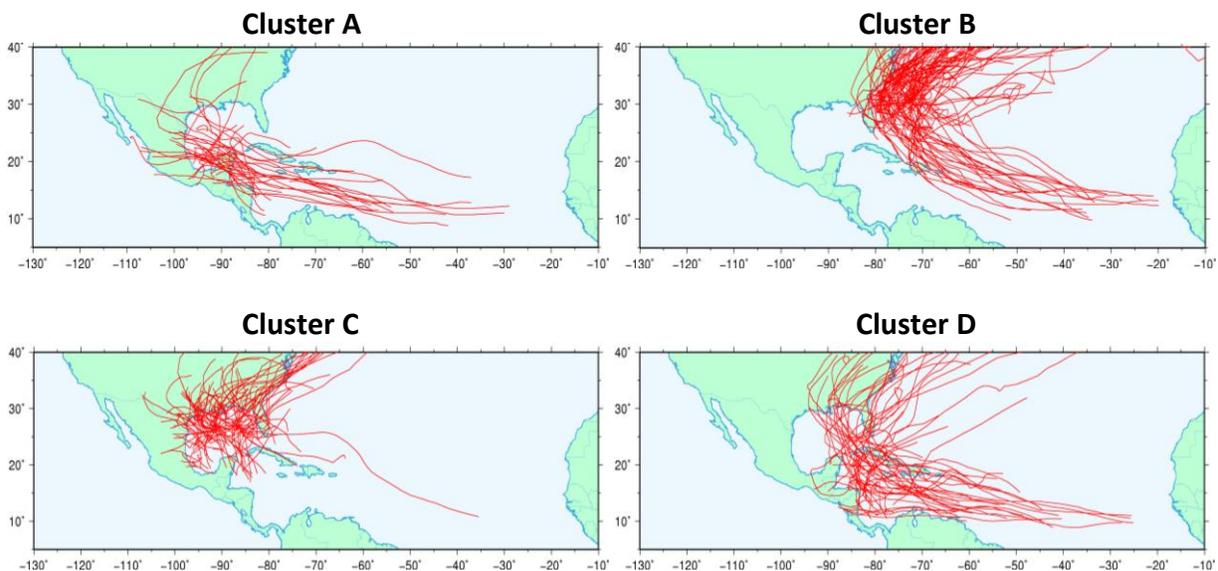


Figura 3.5. Trayectorias de los CTs en cada cluster en el Océano Atlántico en el periodo de 1970-2009

De los 264 CTs que se registraron en el Atlántico en el periodo de 1970-2009, 35 (13.2 %) son miembros del cluster A, 97 (36.7 %) pertenecen al cluster B, 81 (30.7 %) son del cluster C y 51 (19.3%) conforman el cluster D. De aquí que, las trayectotrias de los clusters B y C son las más probables a existir en comparación con los clusters A y D que afectan las latitudes bajas.

En el Océano Pacífico del este, los miembros del cluster A recurvan hacia la Península de Baja California y afectan parte del noroeste mexicano; los integrantes del cluster B describen una trayectoria larga pasando frente a las costas de los estados del suroeste del país, los CTs que conforman el cluster C tienen una trayectoria recta que se mueve paralela al Pacífico mexicano y las trayectorias del cluster D no tocan a México (Fig. 3.6).

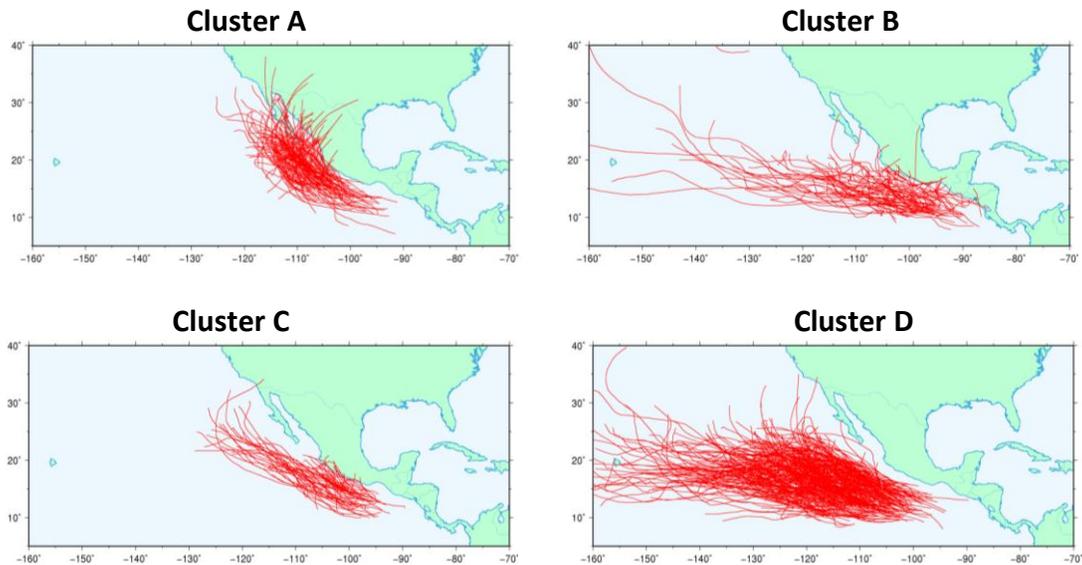


Figura 3.6. *Trayectorias de los CTs en cada cluster en el Océano Pacífico en el periodo de 1970-2009*

Se registraron 549 CTs en el Océano Pacífico del este, 125 (22.8%) integran el cluster A, 72 (13.1%) son miembros del cluster B, 56 (10.2%) son del cluster C y 296 (53.9%) pertenecen al cluster D. Lo anterior indica que más del 50% de las trayectorias de CTs en el Pacífico no tocan el territorio mexicano. De igual forma, el mayor porcentaje de los CTs (36.7%) en el Océano Atlántico recurvan y no tocan la República Mexicana.

3.2.2. Intensidad

La máxima intensidad que alcanza un CT está completamente relacionada con el tamaño de su trayectoria. En el Atlántico, el 40% de los miembros del cluster A corresponden a huracanes intensos (HI), huracanes de categoría 3 o mayor, que

describen trayectorias rectas, por lo que su larga duración y la región de la alberca de agua caliente (SST > 28°C) (Fig. 2.4) les permite intensificarse. De la misma manera, el 40% de los CTs del cluster D son HI. Análogamente, el 63% de los miembros del cluster C son TT debido a su corta trayectoria. Sin embargo, la prolongada trayectoria de los CTs del cluster B no permite que se intensifiquen debido a que se desplazan hacia el norte y entran en contacto con SST más bajas, por lo que sólo el 20% de sus integrantes son HI (Fig. 3.7).

En el Océano Pacífico del este, el 49% de los CTs del cluster A son TT. El 35% de los miembros del cluster B, que describen trayectorias largas, corresponden a HI. Sin embargo, el 45% del cluster D son TT cuyas trayectorias no tocan a México. En este cluster intervienen condiciones termodinámicas (SST < 28°C) combinadas con un mayor corte vertical (Camargo et al. 2008) que no permiten la intensificación hacia HI (Fig. 3.7).

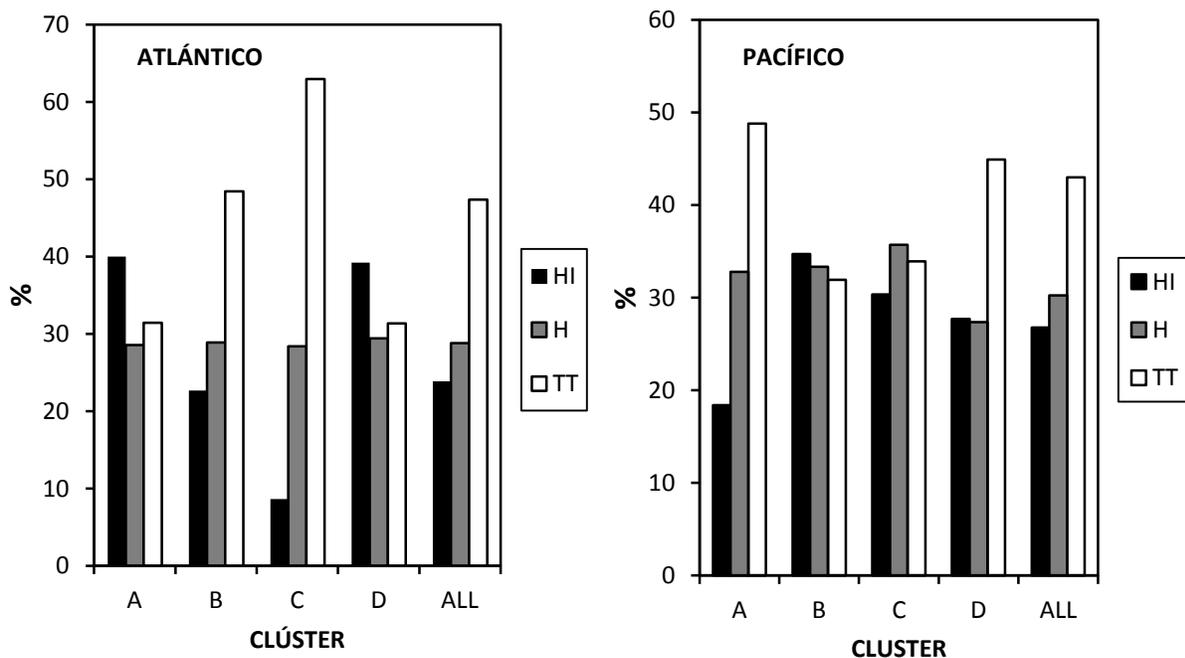


Figura 3.7. Porcentaje de CTs con intensidad de TT (Tormenta Tropical), H (huracán) y Huracán Intenso (HI) en cada cluster durante el periodo de 1970-2009

En la figura 3.7, el término huracán (H) se refiere únicamente a CTs con intensidades de categoría 1 y 2.

3.2.3. Duración

El tiempo de vida de un CT está intrínsecamente relacionado con su tipo de trayectoria, la que a su vez está asociada con la intensidad máxima que alcanzan (Camargo and Sobel 2005). El 75% de los CTs en Atlántico duran menos de 10 días. Sin embargo, existen casos como el del CT Ginger en 1971 que duró 29 días. El 75% de los miembros del cluster A duran hasta 10 días, el promedio de vida del cluster B es de 8 días a pesar de su larga trayectoria, el cluster C, integrado mayormente por TT, dura en promedio 5 días y el 75% los integrantes del cluster D tienen una duración de hasta 12 días (Fig. 3.8).

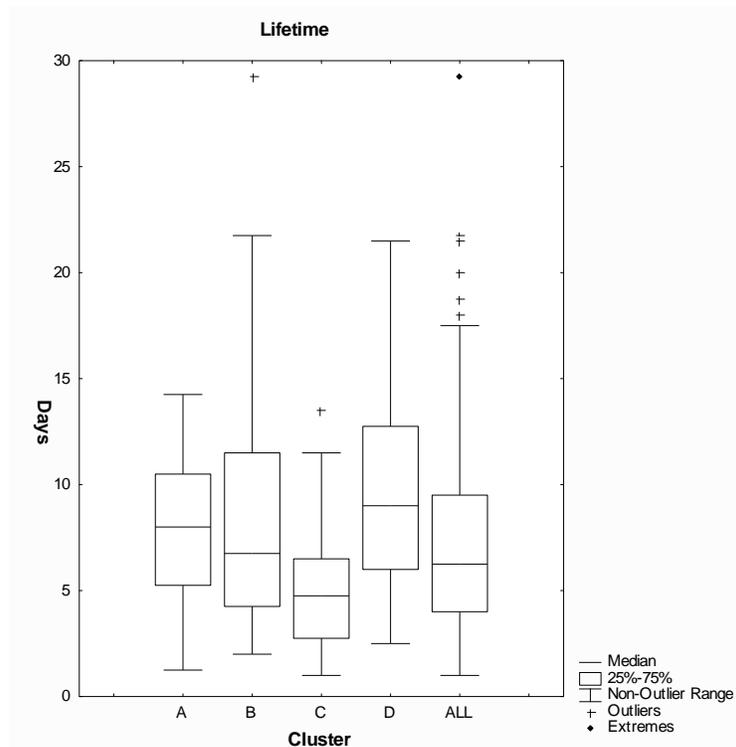


Figura 3.8. Distribución de la duración por CT, en cada cluster y para todos los CT en el Océano Atlántico, durante el periodo del 1970-2009. Las cajas muestran los percentiles 25 y 75, las líneas en las cajas marcan la mediana, la cruz (+) representa los valores atípicos y los rombos los valores extremos

El 75% del tiempo de vida de los CTs en el Pacífico del Este es menor a 8 días, siendo menor que en el Atlántico. Uno de los factores que contribuyen a la rápida desaparición de los CTs es tocar tierra (Camargo et al. 2008). El 75% de los miembros

del cluster A duran menos de 5 días porque impactan inmediatamente la Península de Baja California, el 75% de las trayectorias largas que pertenecen al cluster B tienen una duración menor a 11 días, siendo más grande en el Pacífico del este y el 75% de los CTs del cluster D duran hasta 10 días (Fig. 3.9).

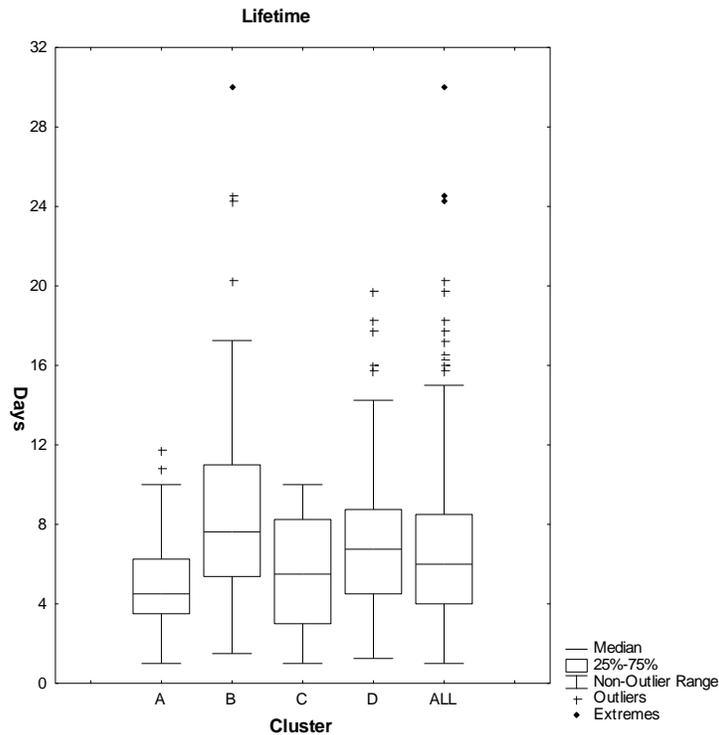


Figura 3.9. Distribución de la duración por ciclón, en cada cluster y para todos los CT en el Océano Pacífico, durante el periodo del 1970-2009. Las cajas muestran los percentiles 25 y 75, las líneas en las cajas marcan la mediana, la cruz (+) representa los valores atípicos y los rombos los valores extremos

3.2.4. Estacionalidad

El pico de la actividad ciclónica en el Atlántico coincide con la expansión del área de la alberca de agua caliente (Figs. 1.3 y 2.4) hacia las costas del Caribe y el este del Atlántico tropical (Wang and Enfield 2003). Así, los CTs siguen un ciclo estacional establecido principalmente por altas SST y una menor cizalla del viento (Wehner et al. 2010). Además de que gran parte de la variabilidad estacional depende de las condiciones termodinámicas del mes (SST), las fluctuaciones de alta frecuencia, e.g. OE que son otro factor importante que modula la distribución estacional de los CTs y

son progenitoras de la ciclogénesis en los trópicos, tienen su máxima actividad durante los meses de agosto y septiembre (CCSP 2208; Emanuel et al. 2008; Kossin et al. 2010).

La estacionalidad de los clusters indica las regiones que pueden ser impactadas por el paso de CTs, de acuerdo con el tipo de trayectoria más probable a ocurrir en el mes. En el Océano Atlántico, los miembros del cluster B cuyas trayectorias no tocan a México predominan en los inicios de la temporada ciclónica (mayo). Durante los meses de junio y julio, el cluster C que afecta el Golfo de México, es más probable a ocurrir. Por otra parte, el cluster A alcanza su máxima actividad en el mes de septiembre. Durante los últimos meses de la temporada ciclónica, noviembre y diciembre, prevalecen las trayectorias del cluster D (Fig. 3.10a).

En términos de porcentaje, el cluster C domina durante el inicio de la temporada, los CTs del cluster B son más probables a ocurrir durante la mitad del ciclo de la actividad ciclónica y el cluster D tiene el mayor porcentaje de ocurrencia durante los meses de octubre-noviembre (Fig. 3.10b).

La expansión de la alberca de agua caliente y la disminución de la intensidad del CLLJ (Elsner 2000; Herrera 2011) durante el mes de septiembre permite que las trayectorias de los clusters A y B alcancen su máxima actividad ciclónica así como la entrada de los CTs en el Golfo de México.

En el Pacífico del este, la alberca de agua caliente se empieza a extender a principios de verano en la región del Golfo de Tehuantepec (Wang and Enfield 2003). Por tal razón, el Pacífico es más activo durante el mes de mayo (24 CTs) en comparación con el Atlántico (8 CTs) donde la alberca de agua caliente no se encuentra bien desarrollada. Estos patrones de comportamiento hacen que la evolución estacional de la actividad ciclónica en el Pacífico sea diferente con respecto al Atlántico.

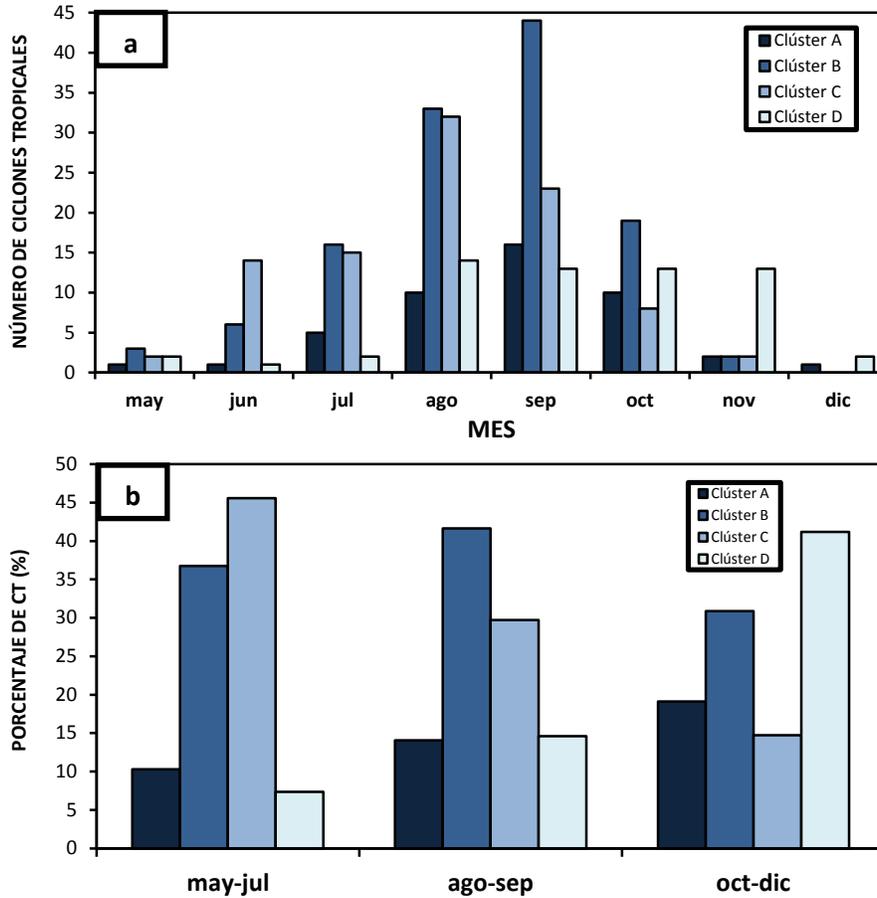


Figura 3.10. a) Número total de CTs para cada cluster como función del mes y b) porcentaje de CTs en cada cluster durante el inicio (may-jul), mitad (ago-sep) y final (oct-dic) de la temporada ciclónica en el Atlántico durante el periodo 1970-2009

Durante el inicio del verano, la máxima actividad ciclónica del cluster B se presenta en el mes de junio cuando la alberca de agua caliente se empieza a extender a lo largo de la costa del Pacífico (Wang and Enfield 2003). Los cluster B y D, que afectan a los estados del sur, describen dos máximos relativos en su estacionalidad. La máxima actividad ciclónica del cluster B ocurre en junio y octubre. De manera similar, los dos máximos relativos del cluster D ocurren en junio y en septiembre (Fig. 3.11a). Este comportamiento de canícula coincide con la característica principal de la precipitación en la región del Pacífico tropical del este (Magaña et al 1999; Amador et al. 2006). Las trayectorias de los CTs que se encuentran en latitudes cercanas a Centroamérica y sur de México describen una distribución bimodal a diferencia de las trayectorias del cluster A y C que se encuentran en latitudes más altas. En términos de

porcentaje, las trayectorias del cluster B y C son menos probables a ocurrir durante la mitad de la temporada ciclónica (Fig. 3.11b).

De acuerdo con su estacionalidad, el cluster A en el Pacífico, que impacta a los estados del noroeste mexicano, tiene un 40% de probabilidad a mitad de verano (Fig. 3.11b) de existir y llenar las presas de los estados del noroeste como producto de las lluvias producidas por su paso. Particularmente, en sitios como el estado de Sinaloa que es afectado por el cluster A y su cantidad de lluvia de verano no excede los 400 mm (Fig. 3.4a), su temporada de lluvias puede depender en gran medida de la entrada de huracanes.

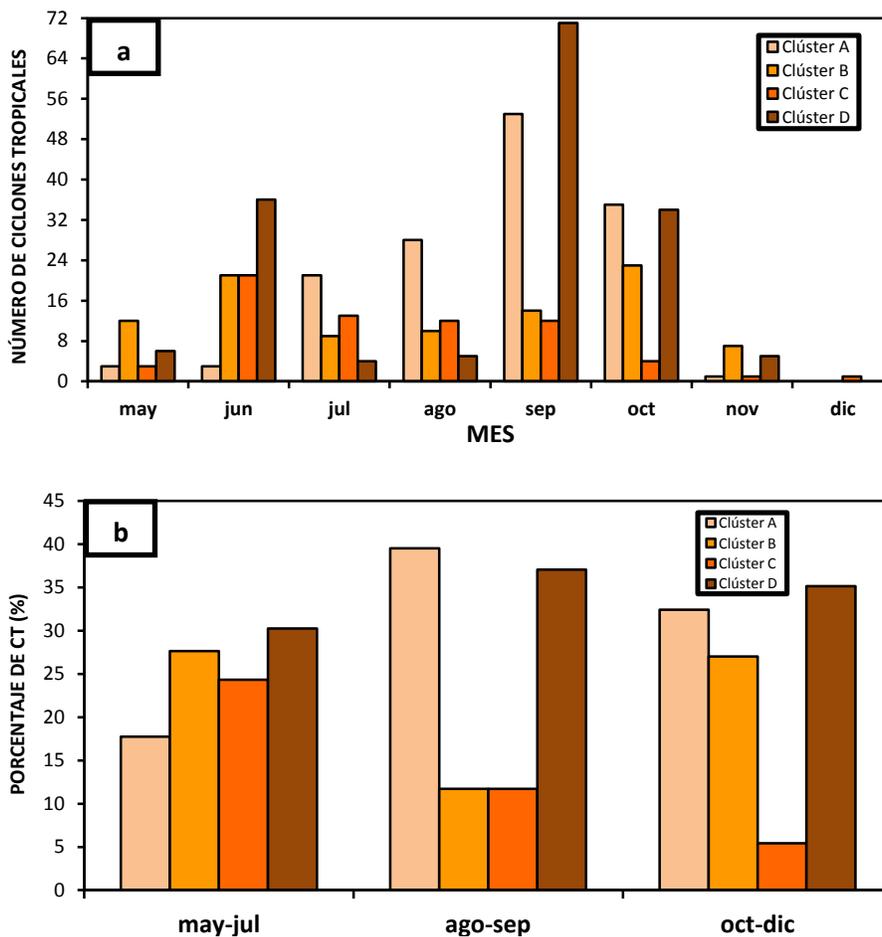


Figura 3.11. a) Número total de CTs para cada cluster como función del mes y b) porcentaje de CTs en cada cluster durante el inicio (may-jul), mitad (ago-sep) y final (oct-dic) de la temporada ciclónica en el Pacífico durante el periodo 1970-2009

3.2.5. Ciclogénesis y la variabilidad interanual

Los CTs se pueden originar de una perturbación de la ZITC, de una agrupación de nubes, de las OE o de la nubosidad asociada a un frente frío estacionario de latitudes medias (McBride 1981; McBride and Zehr 1981). La ciclogénesis ocurre cuando éstos encuentran condiciones favorables a gran escala. Los factores termodinámicos y dinámicos que determinan la formación de los CTs son: las SST, el contenido de humedad en niveles medios, la magnitud de la cizalla del viento, la inestabilidad condicional y la vorticidad absoluta en bajos niveles (850 mb) (Gray 1968; McBride 1981; Camargo et al. 2007c; Belanger et al. 2010; Wehner et al. 2010).

Para identificar las condiciones asociadas con la ciclogénesis tropical de cada tipo de trayectoria, se elaboraron compuestos de las anomalías estandarizadas de las SST de cada miembro del cluster. Estas anomalías representan la desviación local del promedio del mes en que ocurrió la ciclogénesis y son estandarizadas debido a que la varianza de las SST puede cambiar de acuerdo con la ubicación y la época del año. Así, los valores están en unidades de desviación estándar del promedio (ecuación 3.1).

$$Anom = \frac{SST_{dia} - \overline{SST}}{S_{SST}} \quad (3.1)$$

Donde *Anom* es la anomalía estandarizada de las SST, la SST en que ocurre la ciclogénesis está representada por SST_{dia} , el término \overline{SST} corresponde al promedio del mes en que ocurrió la ciclogénesis, durante el periodo 1982-2009. La desviación estándar está representada por S_{SST} .

Los clusters presentan diferencias en la posición de su génesis, la cual juega un papel importante en definir su tipo de trayectoria. En la región del Atlántico, gran parte de las trayectorias de los clusters A, B y D se forman en la región principal de desarrollo (MDR, por sus siglas en inglés) que comprende el área de 10° - 20° N y 20° - 70° W (Wehner et al. 2010). En las costas del Mar Caribe se forman el cluster A y D (Fig. 3.12A y 3.12D). La ciclogénesis de los miembros del cluster B se encuentra en la costa sureste de los EUA (Fig. 3.12B) y el cluster C se forma en la región del Golfo de México (Fig. 3.12C). Los miembros de los clusters del Atlántico se forman en SST > 28°C. El

patrón de anomalías del cluster A muestra que se forman en condiciones intensas de La Niña debido a las anomalías frías del Pacífico del este (Fig. 3.12A). El patrón de formación del cluster D está modulado por la fase positiva de la AMM (Kossin et al. 2010; Vimont and Kossin 2007) debido a las anomalías positivas en gran parte del Atlántico que se asocian con el cambio hacia el sur de la región de ciclogénesis (Fig. 3.12D).

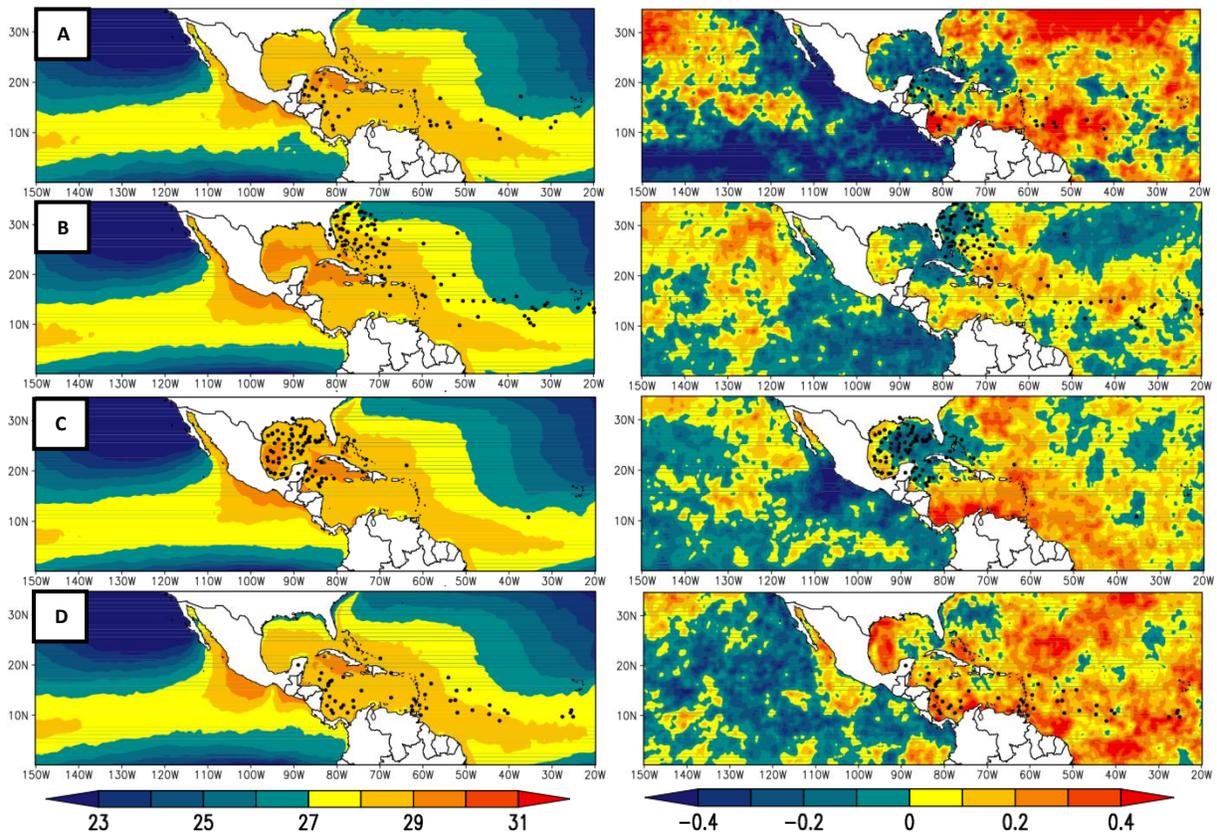


Figura 3.12. *Compuestos de SST (°C) durante la ciclogénesis de cada miembro del cluster (izquierda) y las anomalías estandarizadas de las SST basadas en cada miembro del cluster para el Océano Atlántico (derecha). Cada miembro del compuesto representa la SST para cada mes y año de cada evento de ciclogénesis. Las anomalías están estandarizadas por mes*

Por otra parte, la región de ciclogénesis del Pacífico del este es la región más activa en términos de génesis por unidad de área y de tiempo (Camargo et al. 2008). La región principal de desarrollo se encuentra al oeste del Golfo de Tehuantepec (8° - 15° N) donde existen $SST > 28^{\circ}C$ y se localiza la alberca de agua caliente (Wang and Enfield 2003). Para analizar las condiciones bajo las cuales se forman los clusters del Pacífico, se usó la misma técnica aplicada para el Atlántico.

Los CTs del Pacífico del este se forman en $SST > 28^{\circ}C$. La ciclogénesis del cluster A tiene una componente hacia el norte (por arriba de los $15^{\circ}N$) en su formación (Fig. 3.13A). Por otra parte, la formación de las trayectorias del cluster B está modulada por condiciones El Niño debido a la amplia región de las anomalías positivas que comprende el área de $150^{\circ}W$ - $80^{\circ}W$ (Fig. 3.13B).

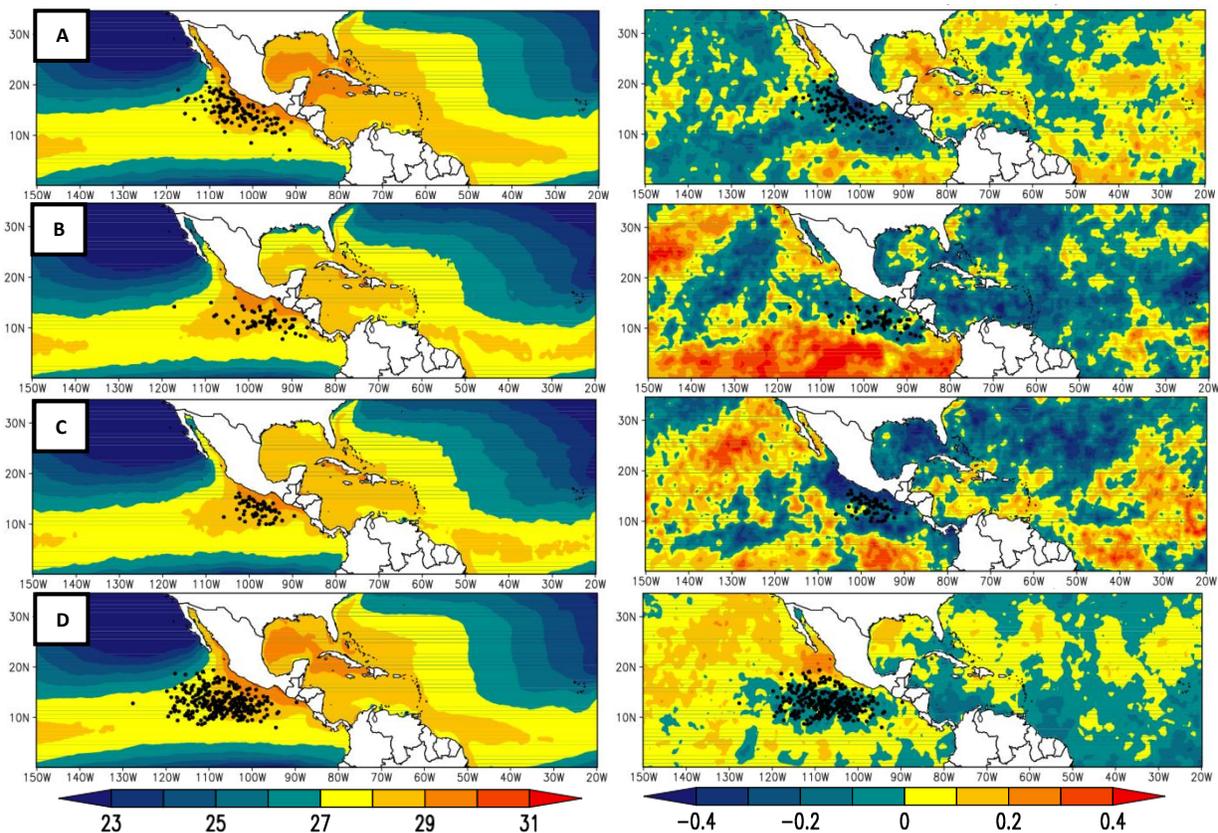


Figura 3.13. *Compuestos de SST ($^{\circ}C$) durante la ciclogénesis de cada miembro del cluster (izquierda) y las anomalías estandarizadas de las SST basadas en cada miembro del cluster para el Océano Pacífico (derecha). Cada miembro del compuesto representa la SST para cada mes y año de cada evento de ciclogénesis. Las anomalías están estandarizadas por mes*

Las trayectorias influenciadas por el ENSO tienen un nivel más grande de predictabilidad sobre escalas de tiempo estacionales o intraestacionales y estas relaciones podrían ser usadas como base para desarrollar predicciones probabilísticas de CTs (Sobel and Camargo 2005; Camargo et al. 2007c; Camargo et al. 2008). La variabilidad interanual refleja el impacto de El Niño en el Atlántico tropical y lo hace más predecible (Belanger et al. 2010). Por el contrario, estudios previos han tratado de analizar el comportamiento de la actividad ciclónica en el Pacífico del este durante el ENSO, sin considerar los diversos tipos de trayectorias. Por lo que sus resultados no muestran un comportamiento definido en la frecuencia de los CTs (Magaña 1999; Camargo et al. 2008).

Para examinar la forma en que el ENSO modula el comportamiento de los clusters del Atlántico y del Pacífico, se eligió el índice del Niño 3.4 para definir los eventos de El Niño y La Niña. Se consideró únicamente la actividad ciclónica de los meses de agosto, septiembre y octubre (ASO) cuando el ENSO registra anomalías importantes (Sheinbaum 2003; Zhao et al. 2010) y se presenta el pico de la actividad ciclónica en ambas cuencas. Se ocuparon ocho años con los valores más altos de El Niño (1972, 1982, 1986, 1987, 1991, 1997, 2002, 2004) y La Niña (1970, 1971, 1973, 1975, 1988, 1995, 1998, 1999) durante el periodo de 1970-2006 utilizados por Camargo et al. (2007c), los demás años son considerados neutros. Después, se aplicó la prueba t-Student para verificar que los resultados obtenidos sean significativos.

El cluster A, C y D del Atlántico, registraron cambios significativos a un nivel de confianza del 99% durante El Niño y La Niña, lo que indica que el ENSO afecta principalmente la actividad ciclónica en el Mar Caribe y Golfo de México. La actividad nula del cluster A en años El Niño coincide con el análisis de la ciclogénesis (Fig. 3.12A) ya que las trayectorias de este cluster prefieren condiciones La Niña para su formación. El cluster B no mostró un cambio significativo en su frecuencia durante años El Niño y La Niña (Fig. 3.14).

En la cuenca del Pacífico del Este, el cluster B fue el único tipo de trayectoria que registró cambios significativos a un nivel de confianza del 97.5% (Fig. 3.15), ya que su ciclogénesis ocurre bajo estas condiciones (Fig. 3.13b) y existe un aumento en su

frecuencia durante años El Niño, sus características: una ciclogénesis orientada hacia el sur, huracanes más intensos (Fig. 3.7) y trayectorias que se extienden hacia el Pacífico central (Fig. 3.6), coinciden con los resultados de estudios previos (Magaña 1999a; Camargo et al. 2007c; 2008).

Así, el ENSO modula de distinta manera los tipos de trayectorias en ambas cuencas, haciendo que los clusters que son modulados por esta fluctuación sean potencialmente predecibles (Camargo and Sobel 2005). Además, la alta (baja) actividad de los clusters, modulados por el ENSO, se puede traducir en un superávit (déficit) de precipitación de verano para las regiones que afectan, de acuerdo con su trayectoria, como ocurrió en los años 1997 y 2005 en el Atlántico.

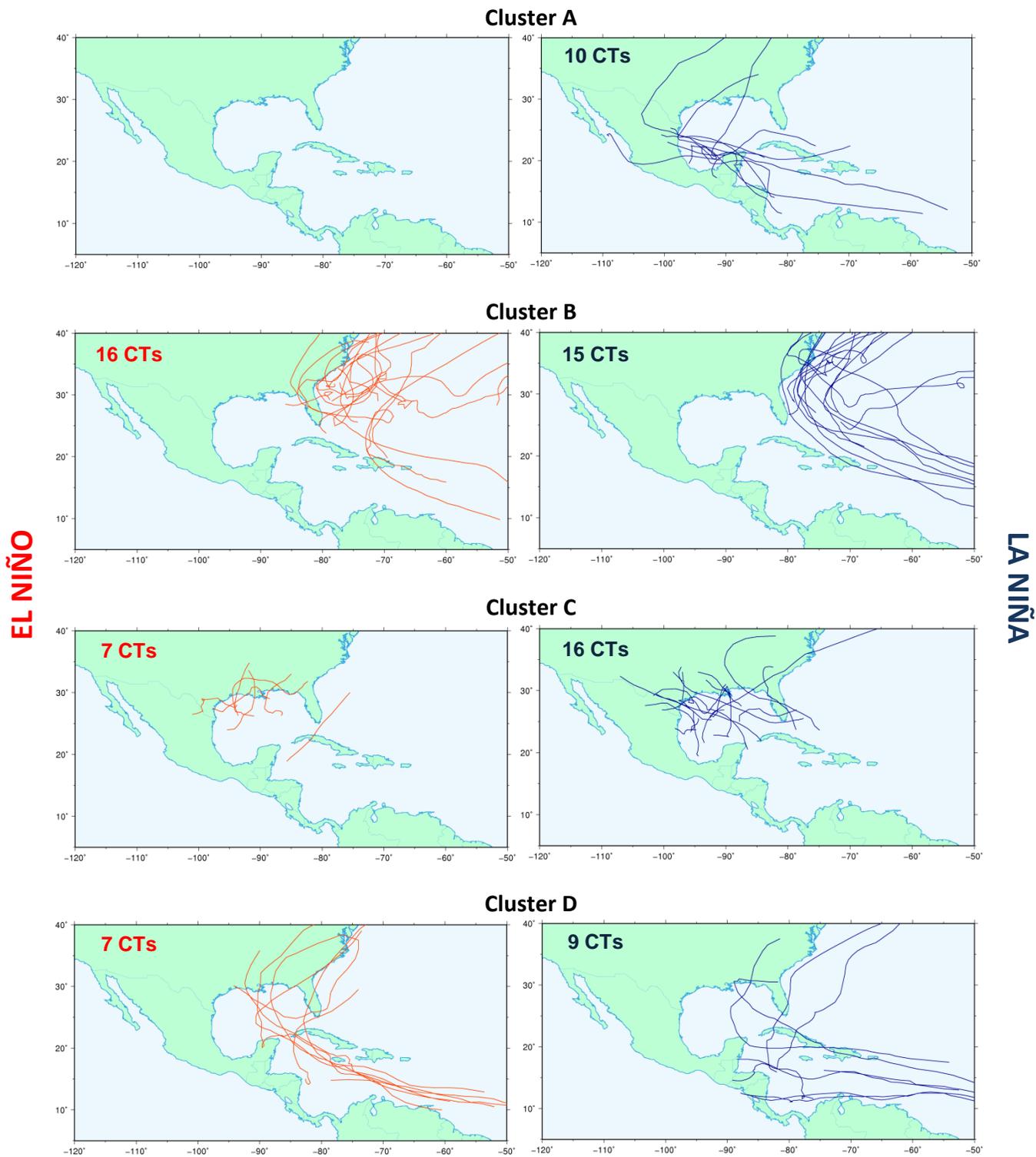


Figura 3.14. Trayectorias de los CTs en cada cluster del Atlántico en veranos El Niño (izquierda) y en veranos La Niña (derecha)

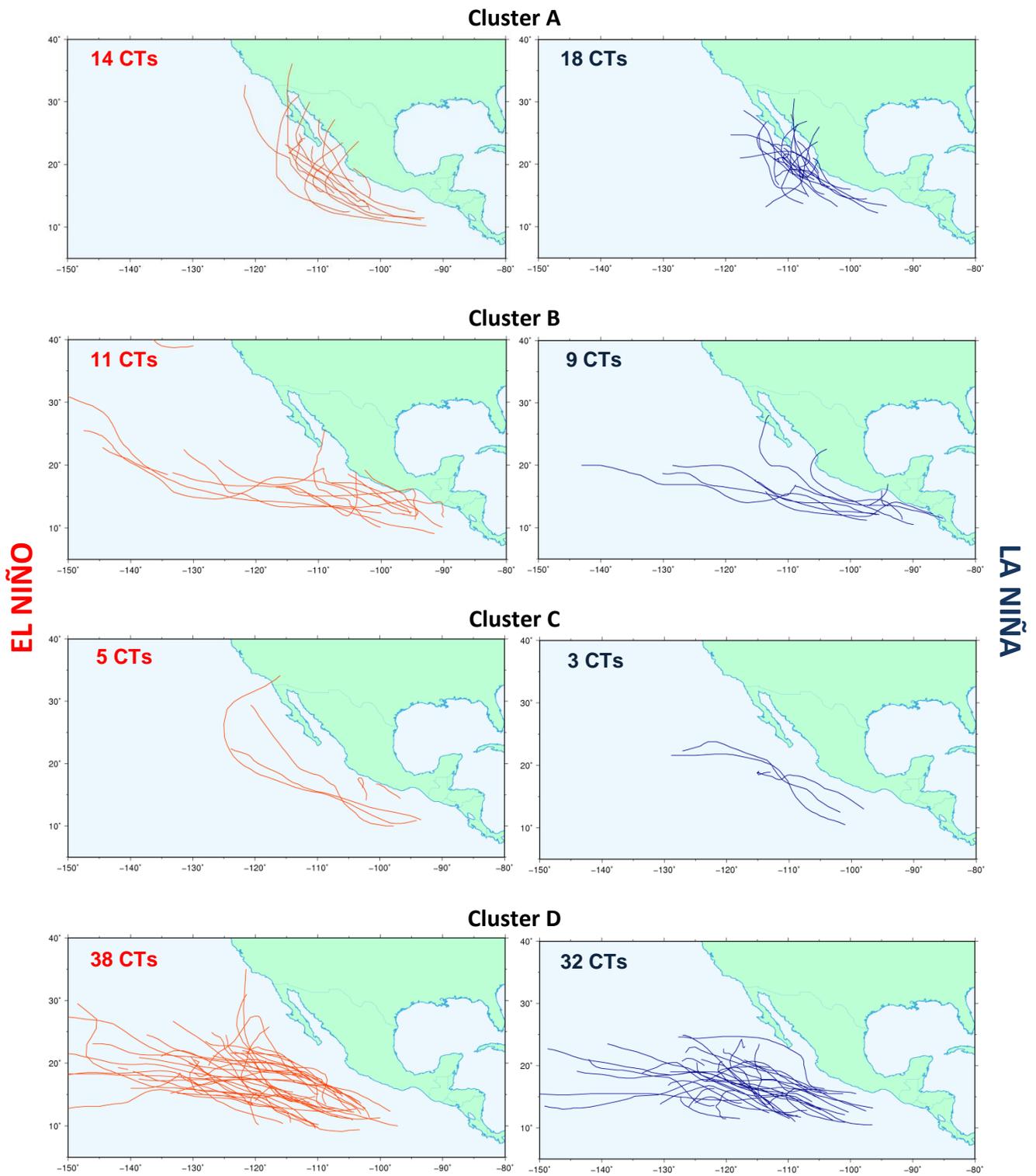


Figura 3.15. Trayectorias de los CTs en cada cluster del Pacífico durante veranos El Niño (izquierda) y veranos La Niña (derecha)

3.2.6. Lugar donde tocan tierra

El evento de tocar tierra es cuando el centro del CT toca el continente (Camargo et al. 2007a). Aparte de las variaciones en la estacionalidad, duración e intensidad, los clusters muestran comportamientos diferentes en la ubicación geográfica donde tocan tierra.

En el Océano Atlántico, el 71.4% de los integrantes del cluster A tocaron tierra en los estados de la vertiente del Golfo. El 34% de los miembros del cluster B impactaron la costa sureste de los EUA (hasta los 40°N). El cluster C tiene la probabilidad del 91.4% de tocar tierra en el Golfo de México y el 37.3% de los CTs que pertenecen al cluster D impactaron las costas del Mar Caribe y la costa sureste de los EUA (Fig. 3.16). Así, el tipo de trayectoria determina la región probable donde el CT tocará tierra.

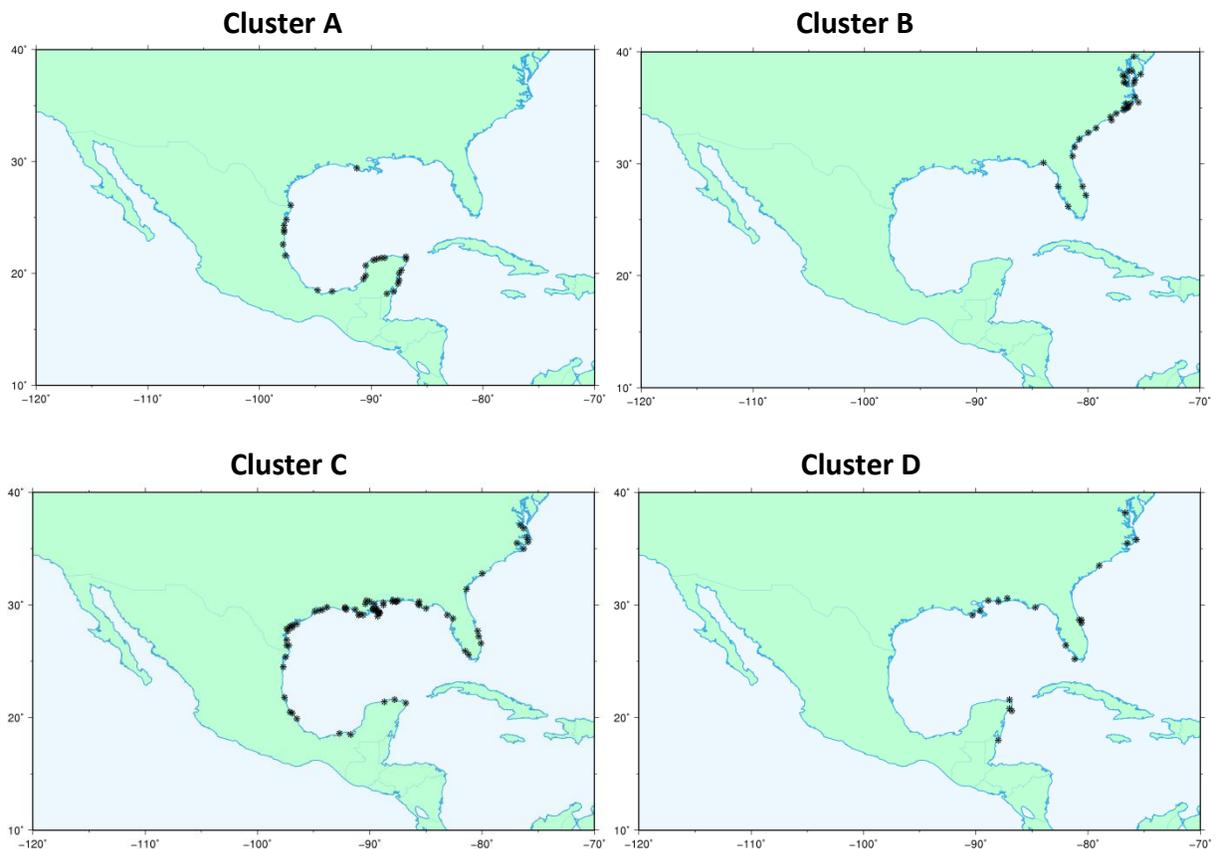


Figura 3.16. Lugar donde tocan tierra los CTs (puntos) de cada cluster en el Océano Atlántico en el periodo 1970-2009

En el Océano Pacífico del este, el 32.8% de las trayectorias que pertenecen al cluster A y el 18% de los miembros del cluster B tocaron el territorio mexicano. Los CTs del cluster C y D no tocaron tierra (Fig. 3.17). Así, las costas del oeste mexicano sufren el impacto de varios CTs que tocan tierra o se mueven paralelos a la línea de costa. Las regiones con mayor probabilidad de que un CT toque tierra se encuentran en el noroeste del país: Sonora, Sinaloa, Nayarit y la parte sur de la península de Baja California (Fig. 3.17).

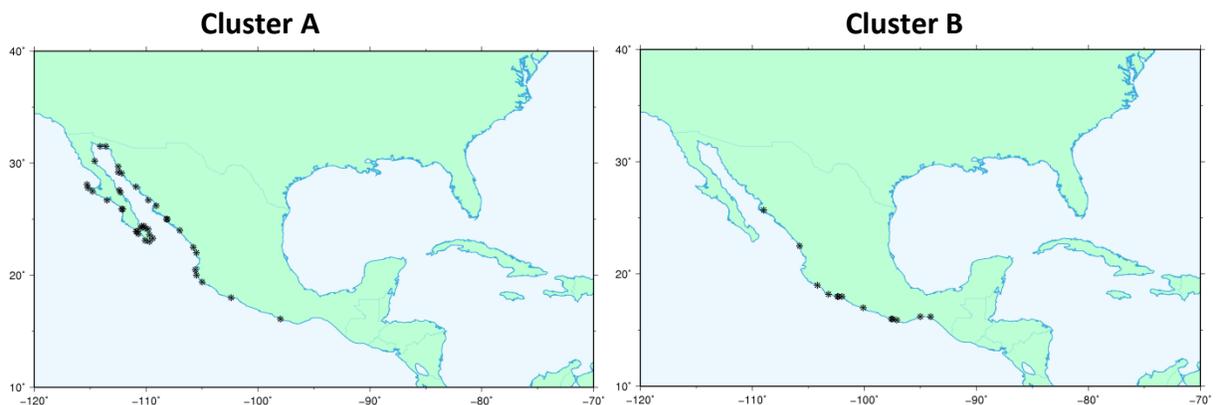


Figura 3.17. Lugar donde tocan tierra los CTs (puntos) del cluster A y B del Océano Pacífico en el periodo 1970-2009

3.3. La importancia de los CTs en las lluvias de verano del país

El efecto estacional de los CTs en la lluvia total de verano en México presenta variaciones estacionales y espaciales, pues varía el tipo de trayectoria, la frecuencia (Figs. 3.5; 3.6; 3.10; 3.11) y la precipitación producida a su paso.

La intensidad de la precipitación producida por CTs ayuda a entender cuáles son las regiones que reciben una mayor cantidad de lluvia, de acuerdo con su trayectoria. Así, la tasa de precipitación (mm/día) sirve para señalar las zonas en la que existe una intensidad mayor de precipitación. Se elaboró promediando la lluvia del número total de días en el que existió cada cluster durante en el periodo de 1979-2009. Debido a que se consideran solamente los días en que existieron CTs pertenecientes a un cluster, se separa la lluvia que producen los CTs de otros procesos distintos a estos meteoros, ya que la precipitación producida por un CT no excede la distancia de ~ 550 km.

Después, se aplicó una prueba t-student, a un nivel de confianza del 99.99%, entre los campos de precipitación de cada cluster y el campo de precipitación sin CTs (el sistema atmosférico permanece inerte) de acuerdo con su cuenca. Esta prueba sirvió para determinar las regiones estadísticamente significativas, que son afectadas en cuanto a precipitación debido a las trayectorias de los clusters, y confirmar la veracidad de los resultados obtenidos.

Para el Atlántico, la tasa diaria de precipitación del cluster A es más intensa en la vertiente del Golfo de México y aumenta con la existencia de este tipo de trayectorias (Fig. 3.18A). En la costa sureste de los EUA aumenta la tasa de precipitación cuando es afectada por el cluster C (Fig. 3.18C), lo que indica que la existencia de este tipo de trayectorias favorece a esta región, en cuanto a lluvias se refiere. La tasa de precipitación más intensa del cluster D se registra en el archipiélago de las Antillas y el Mar Caribe (Fig. 3.18D).

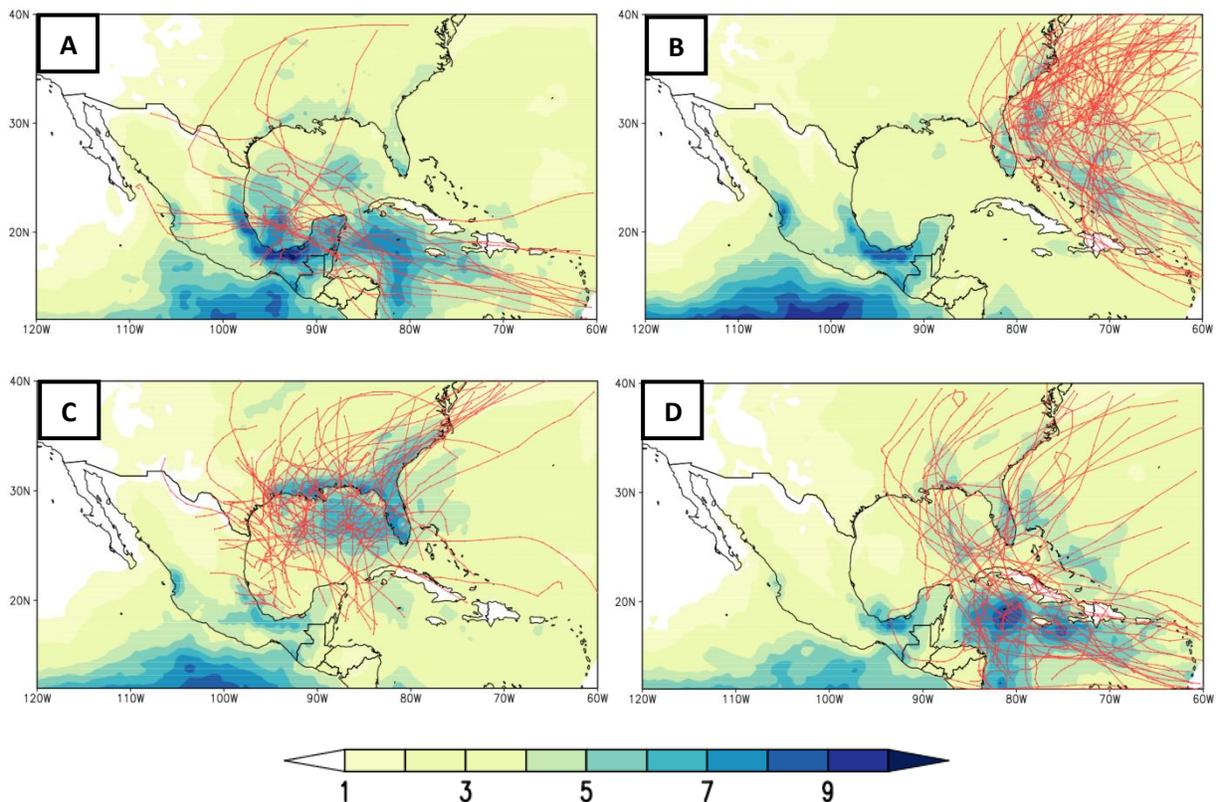


Figura 3.18. Tasa diaria de precipitación (mm/día) de cada cluster en el Atlántico en el periodo 1979-2009

El cluster A contribuye significativamente en las lluvias de verano en los estados de Tamaulipas, Veracruz, Tabasco, Campeche, Yucatán, Quintana Roo y el Mar Caribe (Fig. 3.19A). Las trayectorias del cluster B no afectan a México por lo que no producen un efecto estacional en las lluvias del país (Fig. 3.19B). El cluster C es estadísticamente significativo en la región de la península de Florida, Georgia, Carolina del Sur y las costas de Alabama, Mississippi y Luisiana como lo indicó su tasa de precipitación (Fig. 3.18C). La región de las Antillas es afectada significativamente en las lluvias de verano por las trayectorias del cluster D (Fig. 3.19D).

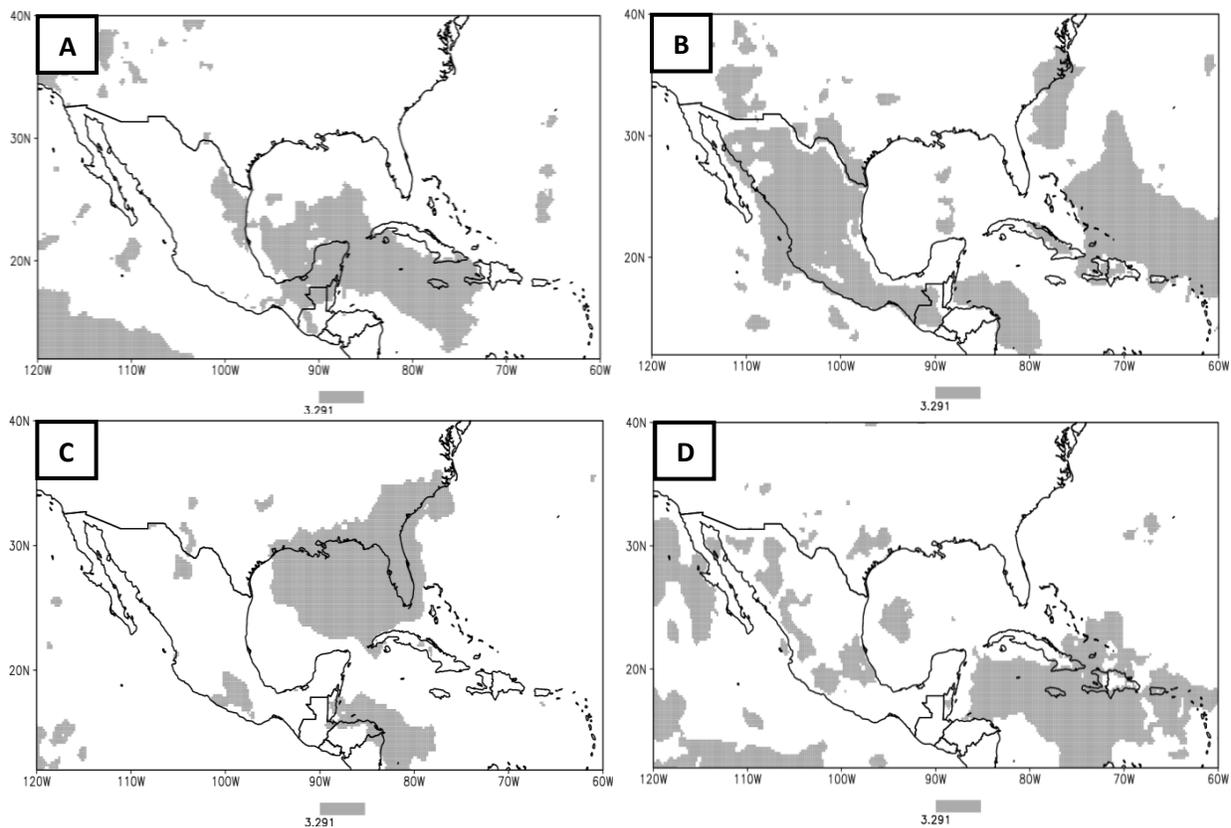


Figura 3.19. Tasa diaria de precipitación (mm/día) estadísticamente significativa a un nivel de confianza del 99.99% (sombreado) para cada cluster del Atlántico en el periodo 1979-2009.

Para el Pacífico del este, la tasa diaria de precipitación en la región de 110° - 100° W es intensa en todos los clusters, debido a la ZITC. Por otro lado, la existencia del cluster A es importante para los estados de Sonora, Sinaloa, Nayarit, Jalisco, Colima y parte de Guerrero, pues su tasa de precipitación aumenta, en comparación con los demás, por el paso de este tipo de trayectorias (Fig. 3.20A). El cluster B

repercute solamente en los estados del sur (Fig. 3.20B) y el cluster C tiene una tasa de precipitación importante en los estados de Nayarit, Jalisco, Colima y Michoacán (Fig. 3.20C). La tasa diaria de precipitación del cluster D no repercute en la lluvia estacional del país, debido a que sus trayectorias no tocan el territorio mexicano (Fig. 3.20D).

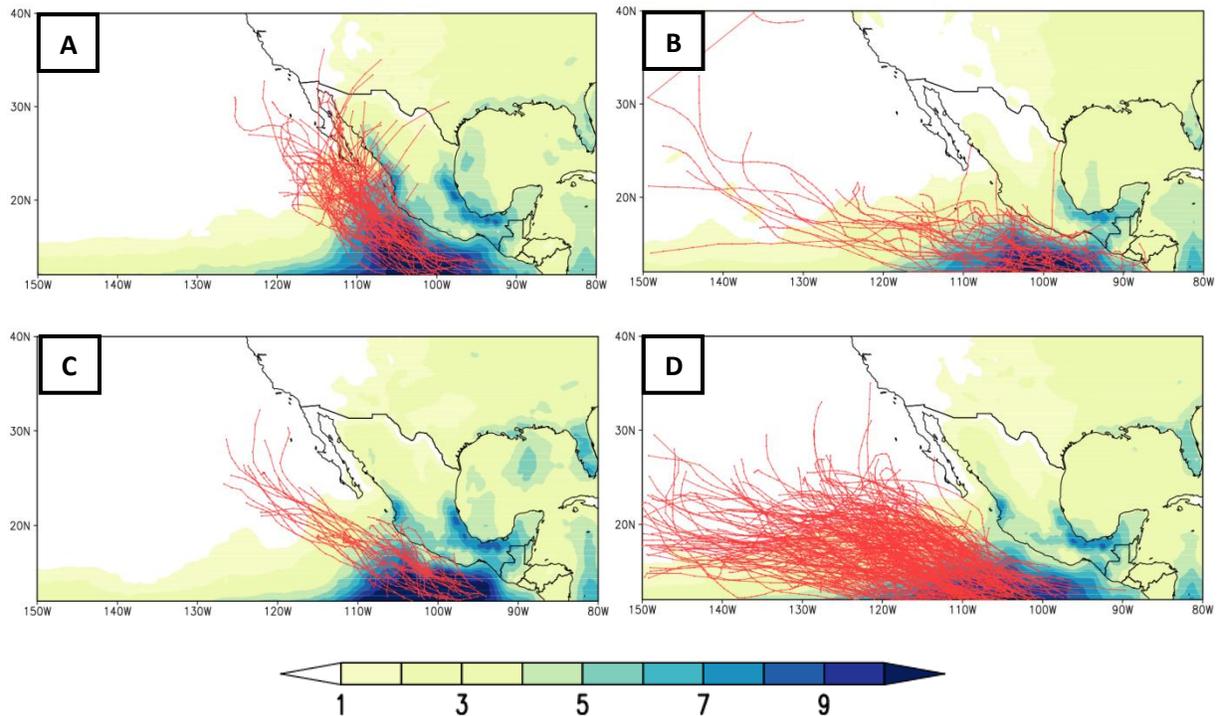


Figura 3.20. Tasa diaria de precipitación (mm/día) de cada cluster en el Pacífico en el periodo 1979-2009

El cluster A del Pacífico del este tiene un efecto estacional significativo en las lluvias de verano de la Península de Baja California y en los estados del noreste mexicano (Fig. 3.21A). Los estados del suroeste son afectados significativamente en la precipitación estacional por las trayectorias del cluster B (Fig. 3.21B). Por su parte, el cluster C tiene un efecto significativo en los estados del suroeste mexicano, como lo indica su tasa de precipitación (Fig. 3.20C). Las trayectorias del cluster D no producen un efecto estacional significativo en las lluvias de verano de las costas del Pacífico mexicano, debido a que sus trayectorias están alejadas del país en un radio mayor de 5° (Fig. 3.21D).

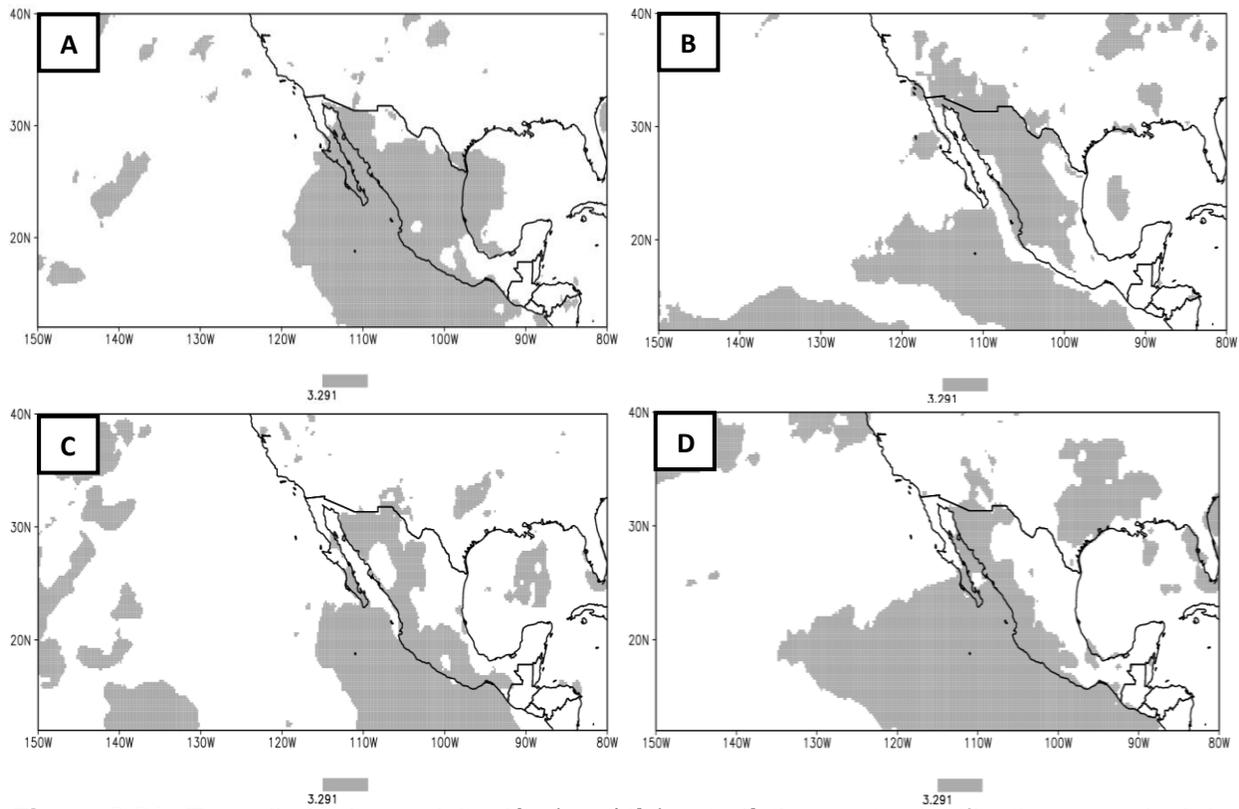


Figura 3.21. Tasa diaria de precipitación (mm/día) estadísticamente significativa a un nivel de confianza del 99.99% (sombreado) para cada cluster del Pacífico en el periodo 1979-2009

En un año podría no existir un tipo de trayectoria, por lo que surge la pregunta: ¿cuál sería el grado de impacto en la precipitación estacional si un cluster no existiera? en cierto modo, es difícil imaginar el efecto de un CT que no existió. Para responder lo anterior, se sumaron las tasas diarias de precipitación de 3 clusters excluyendo el que se supone que no existió.

La figura 3.22 muestra las zonas que serían afectadas si no existiera un tipo de trayectoria en el Océano Atlántico. Las regiones como la vertiente del Golfo, la costa de EUA y el Mar Caribe son dependientes de la entrada de CTs cuya trayectoria las afecte, ya que su tasa de precipitación disminuye cuando se compara con los casos donde existe el cluster que las afecta.

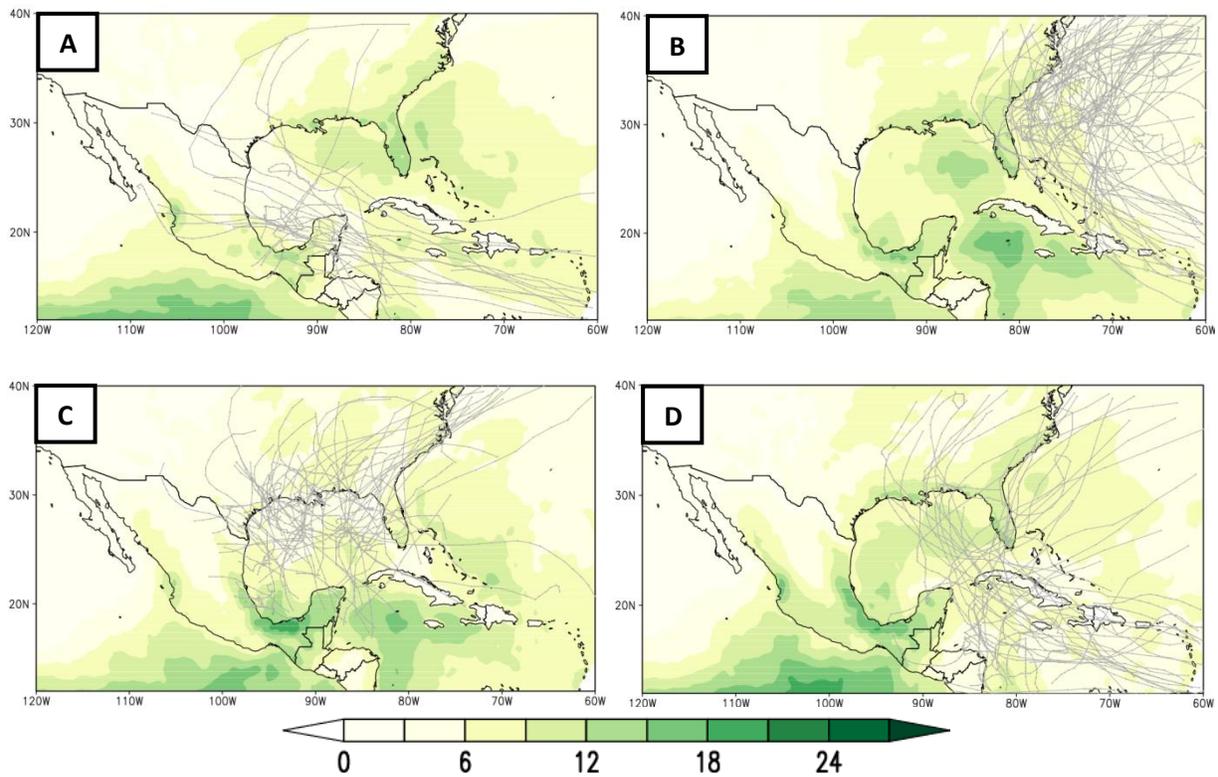


Figura 3.22. Tasa diaria de precipitación (mm/día) excluyendo el cluster del Atlántico en el periodo de 1979-2009.

Si no existieran las trayectorias de CTs que tocan a la Península de Baja California y los estados del noroeste mexicano, esta región sufriría graves problemas por la disminución drástica en sus lluvias (Fig. 3.23A). Por lo que, la no-existencia de un tipo de trayectorias representa un efecto de secado a una escala estacional para una cierta área.

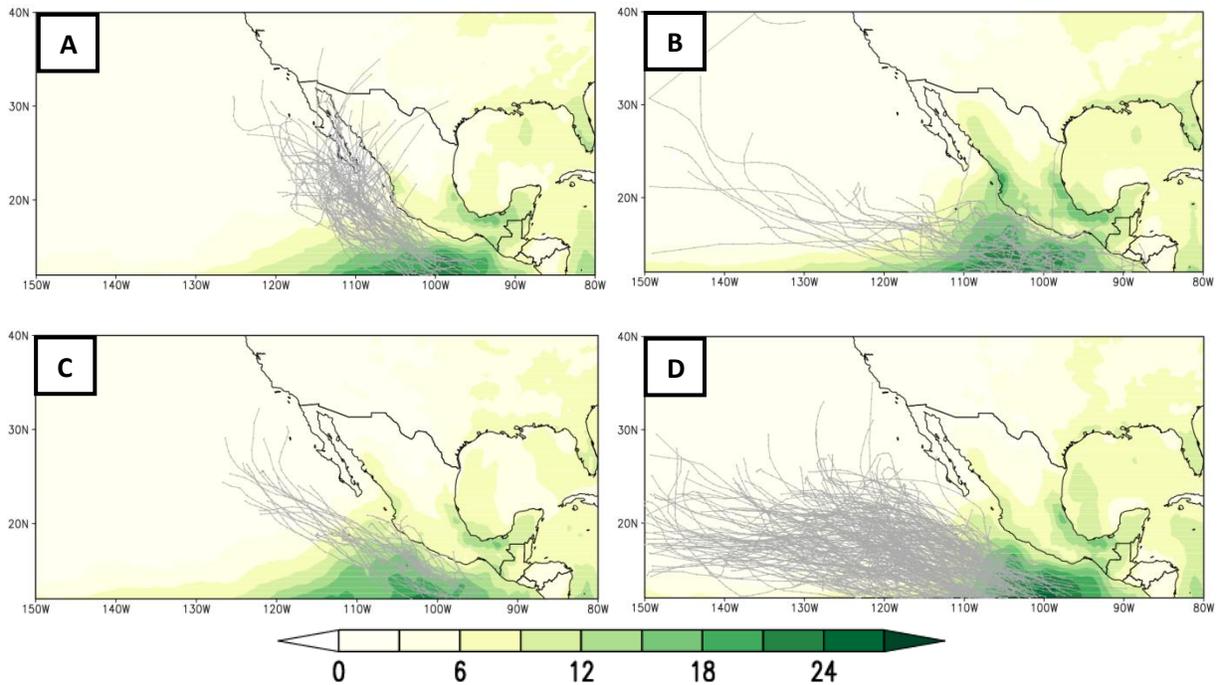


Figura 3.23. Tasa diaria de precipitación (mm/día) excluyendo el cluster del Pacífico en el periodo de 1979-2009.

3.4. Contribución en la precipitación estacional

La precipitación ocasionada por los CTs es una porción importante de la lluvia total de verano. La trayectoria de los CTs presenta variaciones estacionales y espaciales (Figs. 3.5; 3.6; 3.10; 3.11), por lo que el porcentaje de su contribución a la precipitación estacional no es homogéneo ni uniforme.

El análisis cluster de CTs adquiere un mayor sentido cuando se trata de entender la variabilidad que producen en las lluvias de verano y la importancia de su efecto en la precipitación estacional. Los CTs afectan a diferentes regiones del país, de acuerdo con su trayectoria. Por ello, producen una variación en la lluvia de verano. Su interacción con el medio ambiente se encuentra restringida a un radio crítico de 5° (~550 km) (Englehart and Douglas 2001); por lo que dependiendo de su localización geográfica, de la frecuencia de un tipo de trayectoria y de qué tanto precipite en una región, será el valor de su contribución a la lluvia total de verano.

En el océano Atlántico, el cluster A contribuye climatológicamente en más del 20% a las lluvias de verano en los estados del noroeste mexicano (Fig. 3.24A), debido a que en esta región precipita 400 mm en verano (Fig. 3.4A). En sitios como Yucatán, cuya precipitación de verano no excede los 700 mm (Fig. 3.4A), los CTs contribuyen con menos del 16% en su lluvia estacional. El cluster C representa un porcentaje del 20% en las costas del sureste de EUA, mientras que los miembros del cluster D contribuyen hasta un 30% en el archipiélago de las Antillas y Mar Caribe (Fig. 3.24D). Particularmente, la región del Caribe se caracteriza por la existencia de una fuerte subsidencia y la climatología de la lluvia anual coincide con el pico de la actividad ciclónica tropical (Gamble and Curtis 2008). Por lo que las trayectorias de los clusters A y D representan una fuente importante de humedad para esta área.

En conclusión, para el Atlántico la lluvia producida por los CTs es una componente principal de las lluvias de verano debido a que contribuyen climatológicamente hasta un 30% en la precipitación estacional, dependiendo de su tipo de trayectoria.

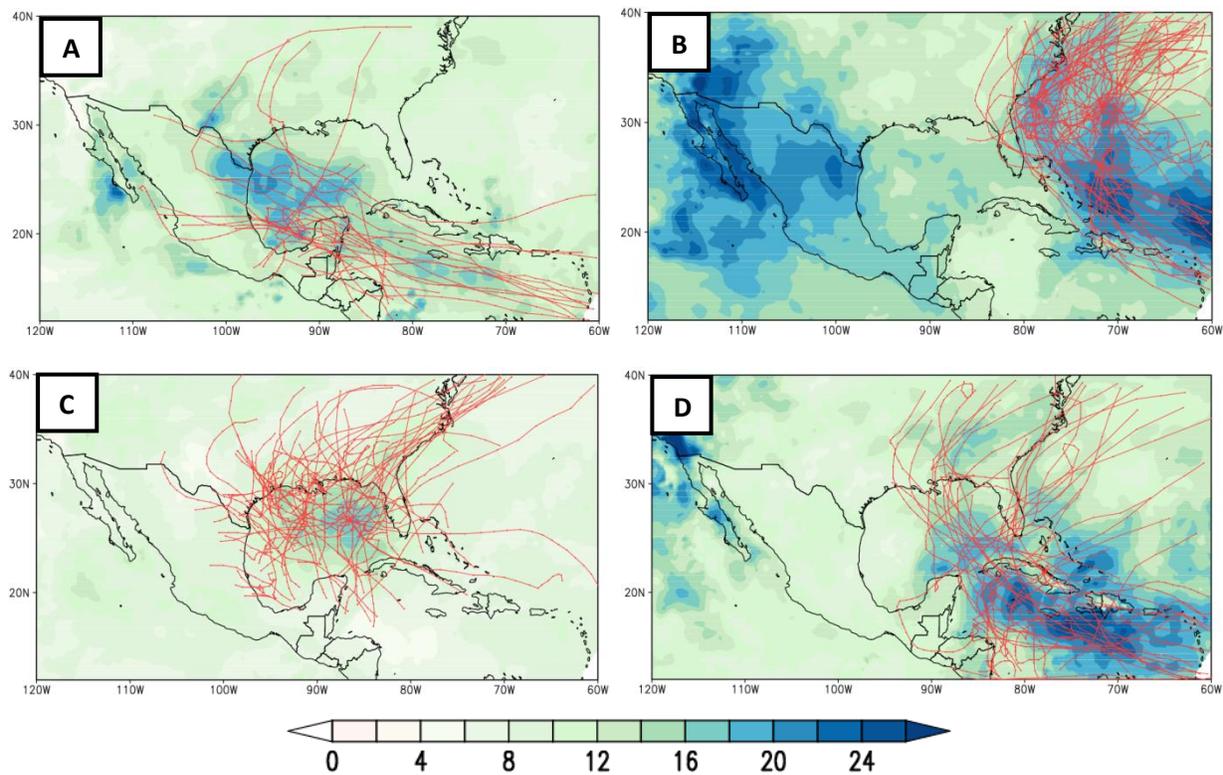


Figura 3.24. *Porcentaje de lluvia de verano de cada cluster del Atlántico en el periodo 1979-2009*

En el Pacífico del este, el efecto estacional de los CTs en la precipitación constituye un elemento de suma importancia para la Península de Baja California, pues en esta región su precipitación en verano no excede los 200 mm, por lo que el paso de CTs aporta más del 30% a las lluvias de verano en esta región. (Fig. 3.25A).

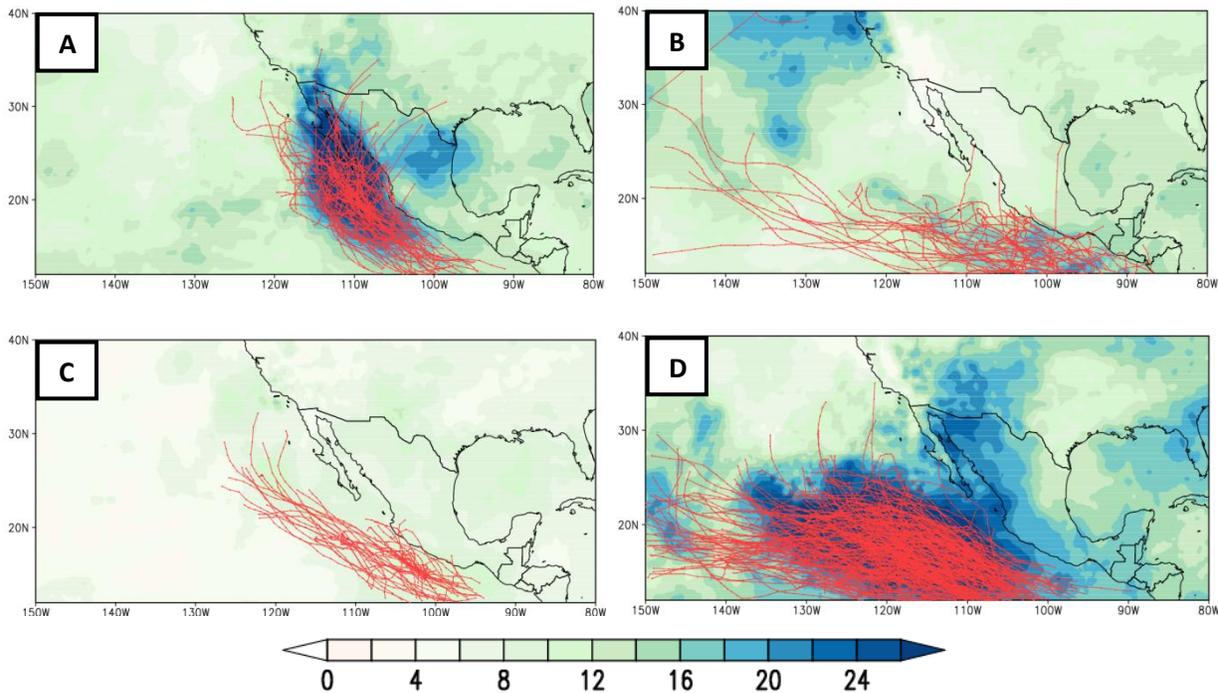


Figura 3.25. Porcentaje de lluvia de verano de cada cluster del Pacífico en el periodo 1979-2009

Así, los diversos tipos de trayectorias, en el Océano Atlántico y en el Océano Pacífico del este, tienen un impacto diferenciado en las lluvias de verano sobre México. Sin embargo, el número de CTs por año no permanece constante ocasionando una variabilidad en las lluvias de verano. Particularmente, la variación de la frecuencia de un tipo de trayectorias afectará la cantidad de precipitación que recibe una región. Por lo que, una mayor o menor actividad ciclónica de un cluster causará cambios en la lluvia estacional de una región. Por ejemplo, el cluster A y el cluster C del Atlántico contribuyeron con el 50% de la precipitación total de verano en sus años más activos (Fig. 3.26), lo que supera a su porcentaje climatológico de contribución a las lluvias de verano.

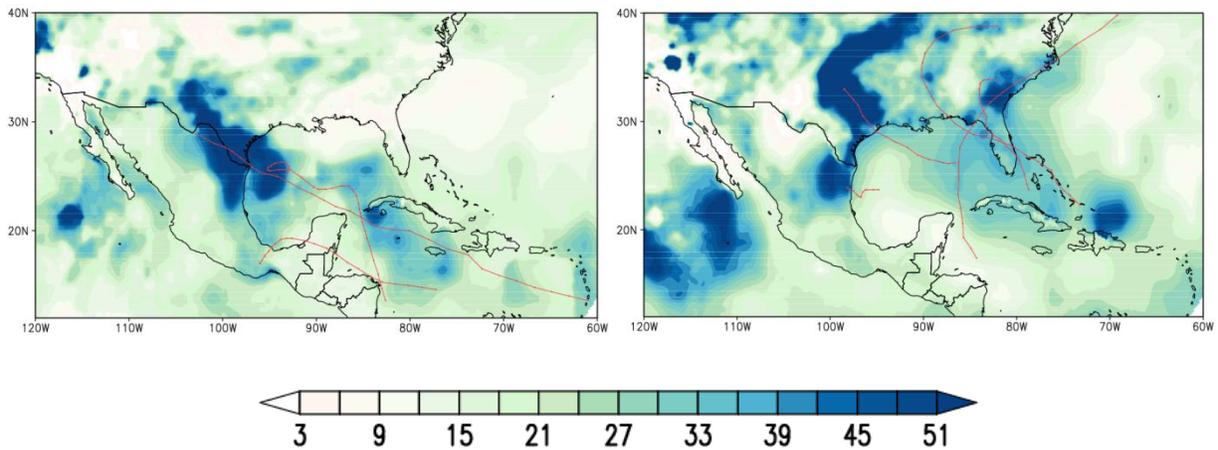


Figura 3.26. *Porcentaje de lluvia de verano durante la máxima actividad ciclónica del cluster A –Atlántico, 1980 (izquierda) y C-Atlántico, 1995 (derecha)*

De igual manera, los porcentajes de contribución de los CTs a las lluvias de verano varían en los estados del Pacífico mexicano, siendo un 50% en los años más activos (Fig. 3.27). Por lo que, una alta actividad ciclónica se traduce en una temporada de lluvias intensa para una región, dependiendo de la trayectoria de los CTs.

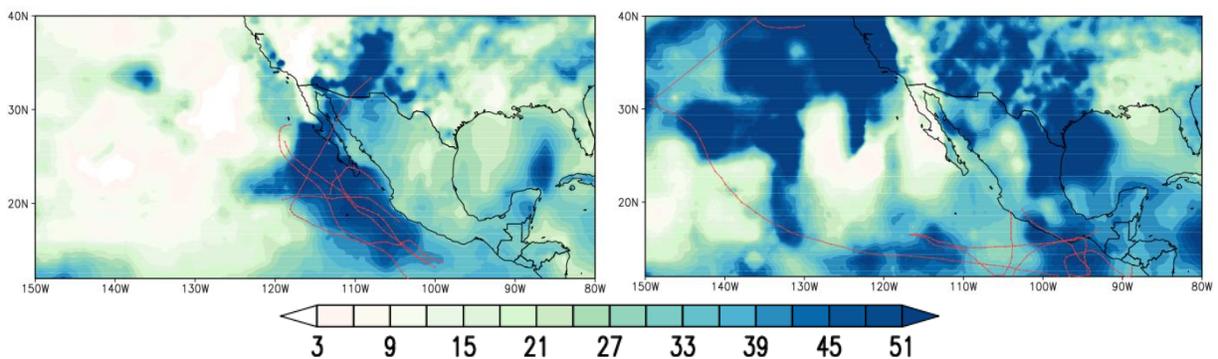


Figura 3.27. *Porcentaje de lluvia de verano durante la máxima actividad ciclónica del cluster A- Pacífico, 1989 (izquierda) y B-Pacífico, 1997(derecha)*

3.5. Efectos positivos y negativos en la precipitación

Los CTs contribuyen climatológicamente a la precipitación estacional. Sin embargo, la variabilidad interanual de los CTs produce anomalías negativas en las lluvias de verano debido a la no-existencia de un tipo de trayectorias. Los efectos de humedecer y secar la parte continental y oceánica debido a la actividad ciclónica también existen en una

escala temporal diaria. Es decir, los CTs no sólo producen anomalías positivas y negativas en la precipitación estacional, sino que en su trayectoria humedecen y secan las regiones que se encuentran dentro de su radio de influencia (~550 km).

Para analizar tales efectos, se utilizó la base diaria de precipitación GPCP. Se eligió un CT en cada cuenca y que de acuerdo con su trayectoria, afecte a México. Después, se construyeron las anomalías diarias de precipitación que consisten en la diferencia de los días de la trayectoria del CT con el campo promedio de lluvia, constituido por diez días previos a la formación del CT hasta que el sistema ya no se considera como CT.

En el Atlántico, el huracán Dolly se formó el día 20 y se disipó el 27 de julio del 2008, alcanzando la categoría 2 el día 23. Se desplazó desde las costas del Mar Caribe hasta el estado de Chihuahua. Durante el inicio de su trayectoria, produjo anomalías positivas en la península de Yucatán pero secó las costas de Tamaulipas. Sin embargo, el día 23 de julio aporta una gran cantidad de lluvia en los estados de Tamaulipas y Nuevo León (Fig. 3.28).

El huracán Henriette del Pacífico del este duró del 30 de agosto al 6 de septiembre del 2007. Aunque tocó tierra al este del Cabo San Lucas, en su recorrido previo dejó grandes cantidades de lluvia cerca de Acapulco. El potencial de Henriette para reducir la precipitación fue más intenso en comparación con Dolly. Sin embargo, las anomalías positivas superan en magnitud a las negativas, por lo que el efecto de secado es contrarrestado (Fig. 3.29).

En resumen, el patrón de comportamiento de estos CTs (Figs. 3.28 y 3.29) indica que el efecto de humedecer un área supera en magnitud al efecto de secado. En un principio, una región que experimenta un déficit en la precipitación debido a la circulación del CT, días después será compensada por grandes cantidades de lluvia asociadas al paso del CT y el caso contrario (Fig. 3.29). Así, la circulación de los CTs tiene dos efectos importantes: humedecer una zona debido a la actividad convectiva y reducir la precipitación causando un efecto de secado.

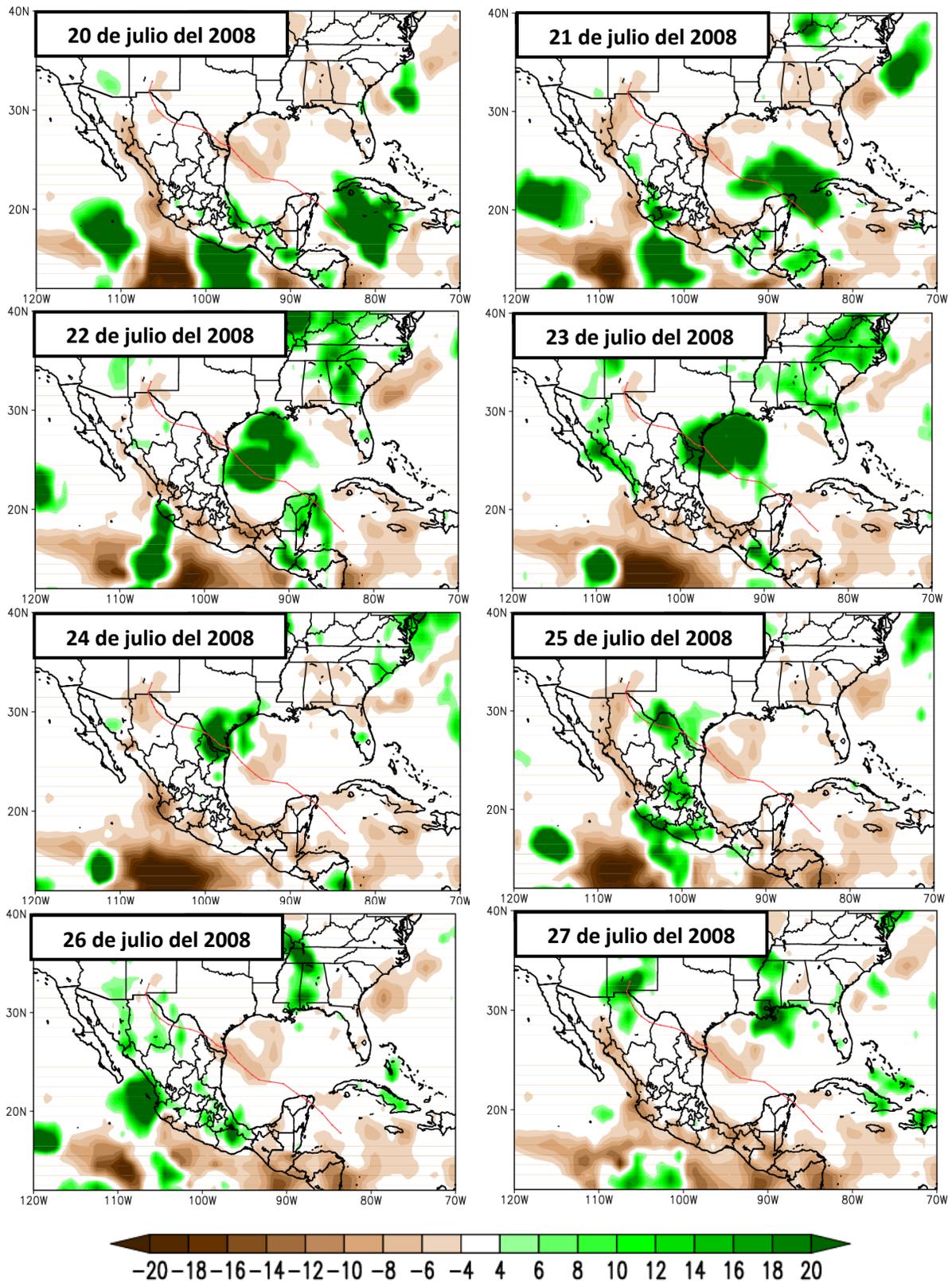


Figura 3.28. Anomalías de precipitación (mm) asociadas al paso del huracán Dolly en el Atlántico

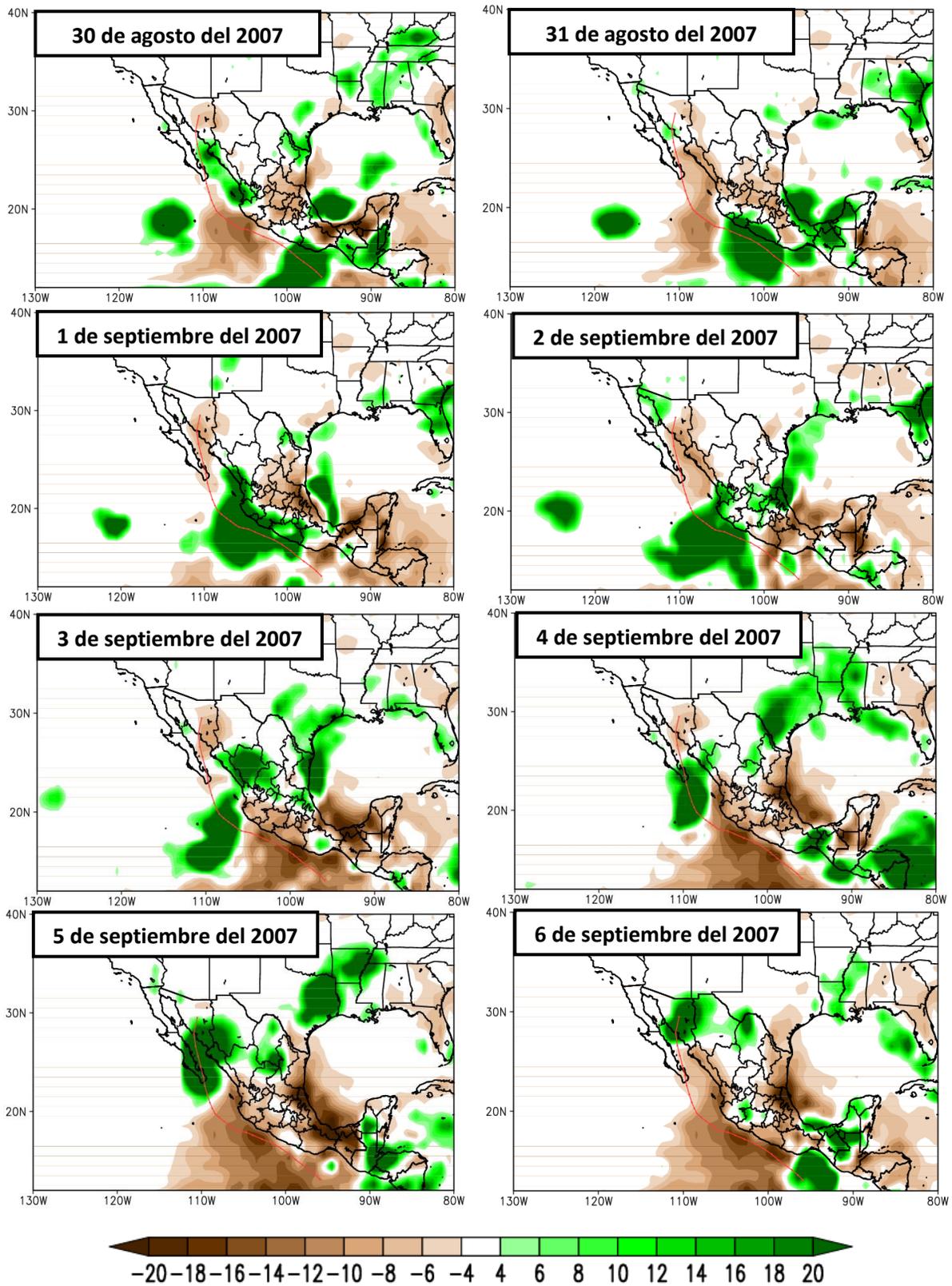


Figura 3.29. Anomalías de precipitación(mm) asociadas al paso del huracán Henriette en el Pacífico

3.6. Aspectos dinámicos y su explicación

Los CTs aparecen como una gota débil y difusa de alta vorticidad con valores bajos de OLR y un gran contenido de humedad (Sobel and Camargo 2005). La circulación de un CT humedece y seca una región (Figs. 3.28 y 3.29), por lo que influye de manera positiva y negativa en el medio ambiente. Desde un punto de vista dinámico, existe la pregunta: ¿cuáles son los mecanismos dinámicos del CT que producen anomalías positivas y negativas en la precipitación? Para responderla es necesario analizar los compuestos de variables meteorológicas como: anomalías de precipitación, viento divergente húmedo a un nivel de 850 mb, convergencia del flujo de vapor de agua, omega a un nivel de 700 mb y OLR.

Por ejemplo, el huracán Dean alcanzó la categoría 5 el 21 de agosto del 2007, se degradó, el 22 de agosto del 2007, a categoría 1 al momento de entrar a costas veracruzanas. Este día produjo anomalías negativas de precipitación en Yucatán, Quintana Roo y las costas del Mar Caribe (Fig. 3.30a). Los valores de $OLR < 220 \text{ W/m}^2$ (Fig. 3.30b) indican que en el estado de Veracruz existió una profunda actividad convectiva debida a Dean, lo que coincide con las anomalías positivas de precipitación y los valores negativos de omega (Fig. 3.30d). Los valores negativos de la convergencia del flujo de vapor de agua en el Golfo de México, Yucatán, Campeche, Quintana Roo y Chiapas (Fig. 3.30c), indican que en estas regiones existe divergencia, donde también se encuentran las anomalías negativas de precipitación y $OLR > 270 \text{ W/m}^2$. Los valores positivos de omega (Fig. 3.30d) muestran que en las regiones circunvecinas a la máxima convergencia del flujo de vapor de agua, existe subsidencia debida a la circulación del CT.

Una profunda actividad convectiva produce valores bajos de OLR ($< 220 \text{ W/m}^2$), debido a que no permite escapar la radiación de onda larga, las fuertes corrientes ascendentes del aire en la pared del ojo están asociadas con los valores negativos de omega (Fig. 3.30d). Holton (2004) indica que el aire confluye hacia el ojo hasta el tope de la capa límite. Es decir, existe una convergencia dominante en el centro del sistema creando una divergencia débil de humedad en las regiones próximas a la circulación del

CT, ya que absorbe el contenido de agua del medio ambiente circundante (Sobel and Camargo 2005), efecto de secado, donde induce cielos despejados ($OLR > 270 \text{ W/m}^2$).

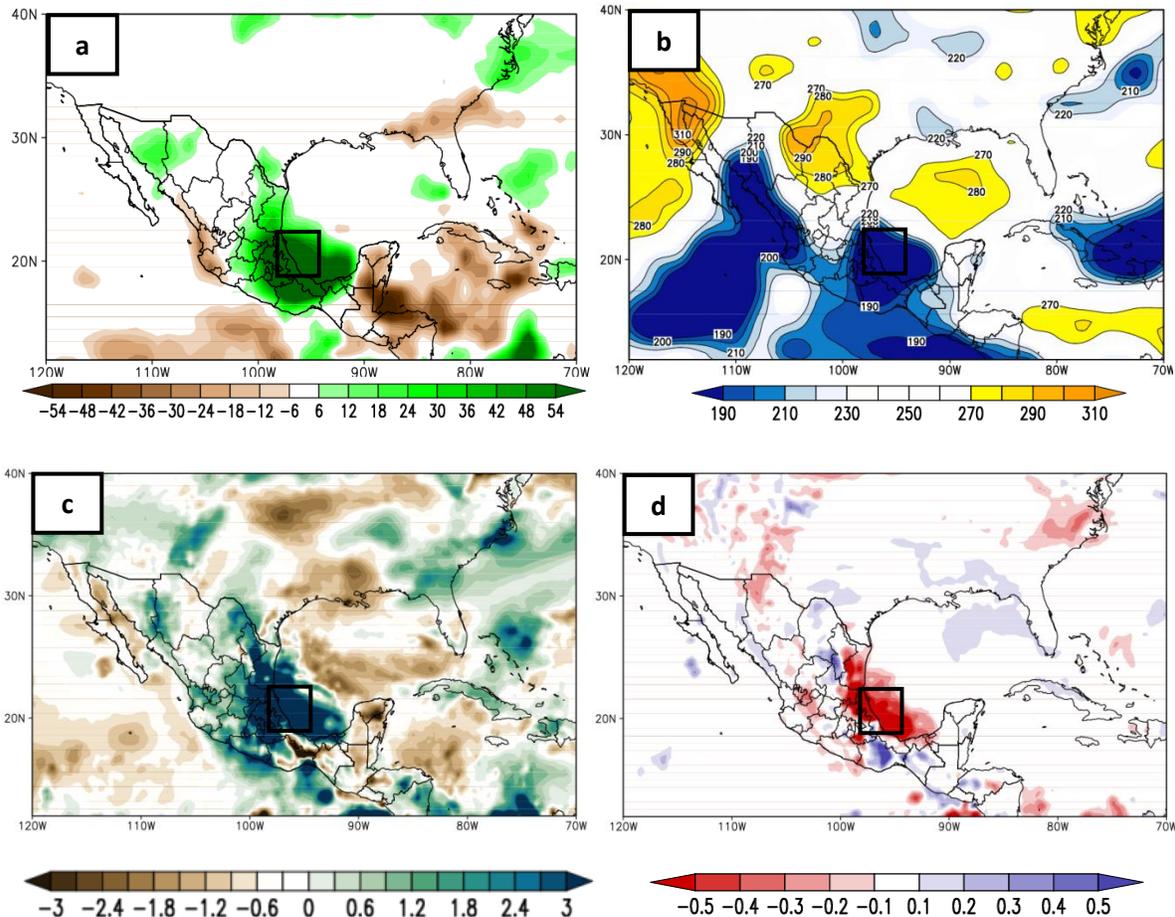


Figura 3.30. a) Anomalías de precipitación (mm), b) $OLR(\text{W/m}^2)$ c)convergencia del flujo de vapor de agua ($\text{kg/m}^2/\text{s}$) y d) omega (Pa/s) a 700 mb, durante el huracán Dean, el 22 de agosto del 2007

Para analizar los procesos dinámicos de los clusters en la región de estudio en el Océano Atlántico y en el Océano Pacífico, se consideró que el radio promedio de influencia de un CT es de 5° ($\sim 550 \text{ km}$) (Englehart and Douglas 2001) y en base a esto, se elaboró un mallado de $5^\circ \times 5^\circ$ de las trayectorias de cada cluster en ambas cuencas durante el periodo de 1979-2009. Se consideró únicamente las celdas en las que existen más de 10 posiciones de CTs. Finalmente, el análisis de los aspectos dinámicos comprendió 40 celdas en el Océano Atlántico y 33 celdas en el Océano Pacífico. Se

muestran compuestos de las variables meteorológicas, variando su posición en el Océano Atlántico y en el Océano Pacífico.

Desde el punto de vista dinámico, las figuras 3.31 y 3.32 muestran que los CTs afectan las condiciones promedio de convección en verano a través de la convergencia de humedad, la subsidencia inducida por su circulación o los cambios en las condiciones de la columna de vapor de agua y la humedad troposférica en niveles medios. Los efectos positivos y negativos en la precipitación se relacionan con cambios en la circulación de bajos niveles (divergencia de humedad) y con incrementos en la subsidencia, respectivamente.

Los casos analizados en el Océano Atlántico y en el Océano Pacífico (Fig. 3.31; 3.32) muestran que la definición del radio de influencia solamente se refiere a los efectos positivos de los CTs; es decir, las anomalías positivas de precipitación, la convergencia del flujo de vapor de agua y una profunda actividad convectiva, se encuentran restringidas a un área cercana a su circulación. Sin embargo, los efectos de secado relacionados con la divergencia de humedad y subsidencia, se extienden más allá de los 5° en regiones que no son tocadas por la trayectoria del CT.

En conclusión, la trayectoria del CT define las regiones que experimentan anomalías positivas y negativas de precipitación, subsidencia, convergencia y divergencia del vapor de agua, aún si no son tocadas por su trayectoria. Por lo que un CT que pasa alejado del país, puede no sólo no producir lluvias en el territorio mexicano, sino incluso remover humedad de la parte continental.

Anomalías de precipitación y viento divergente húmedo

Convergencia del flujo de vapor de agua y omega (700 mb)

OLR

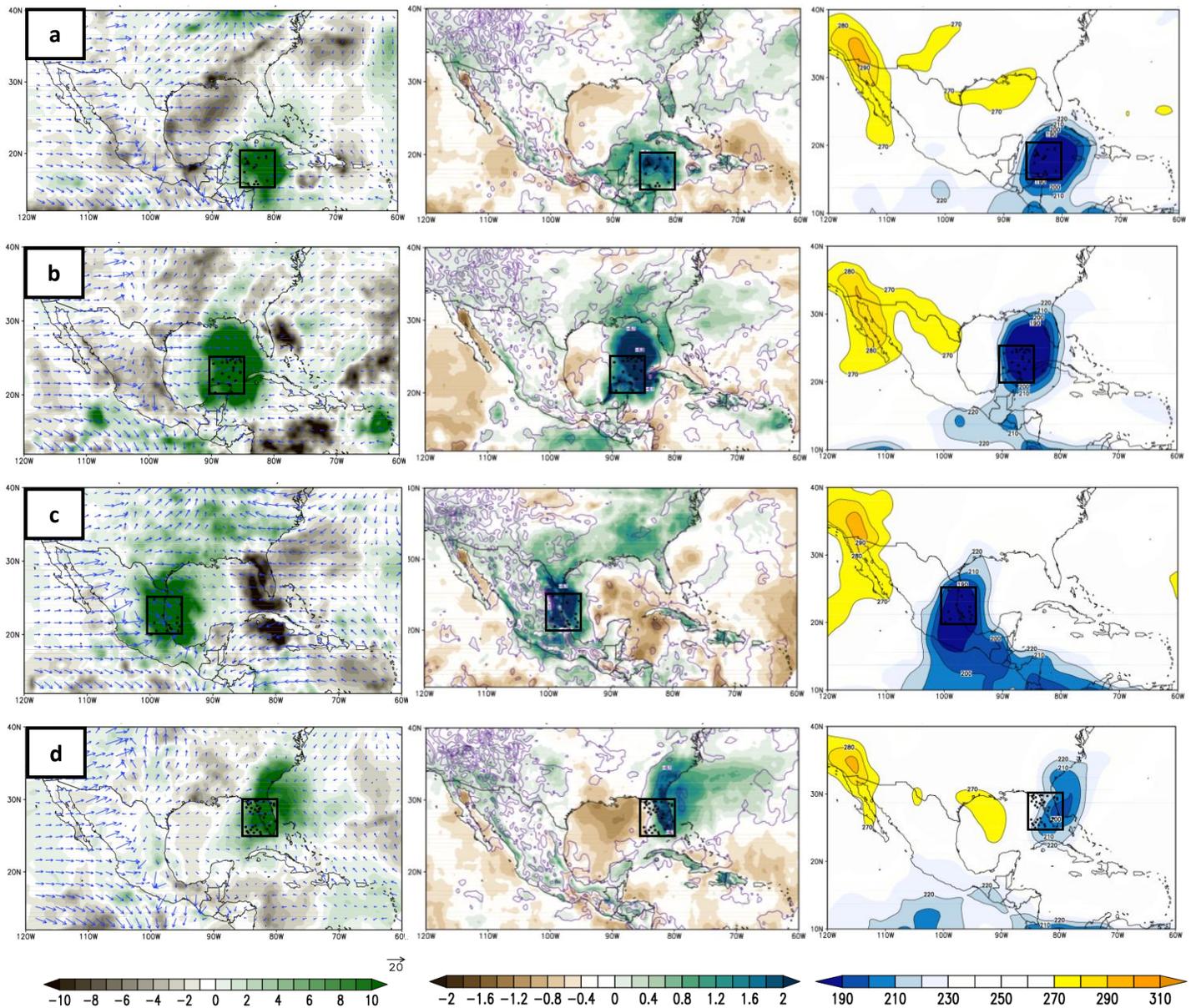


Figura 3.31. Anomalías de precipitación (mm) (paleta) y vector viento divergente húmedo ($m/s \cdot g/kg$) a 850 mb, convergencia del flujo de vapor de agua ($kg/m^2/s$) (paleta) y omega (Pa/s) a 700 mb (línea morada), OLR (W/m^2) (paleta) para las celdas (marcadas por el cuadro) a) 15° - 20° N y 85° - 80° W b) 20° - 25° N y 90° - 85° W c) 20° - 25° N y 100° - 95° W d) 25° - 30° N y 85° - 80° W en el Océano Atlántico durante el periodo de 1979-2009.

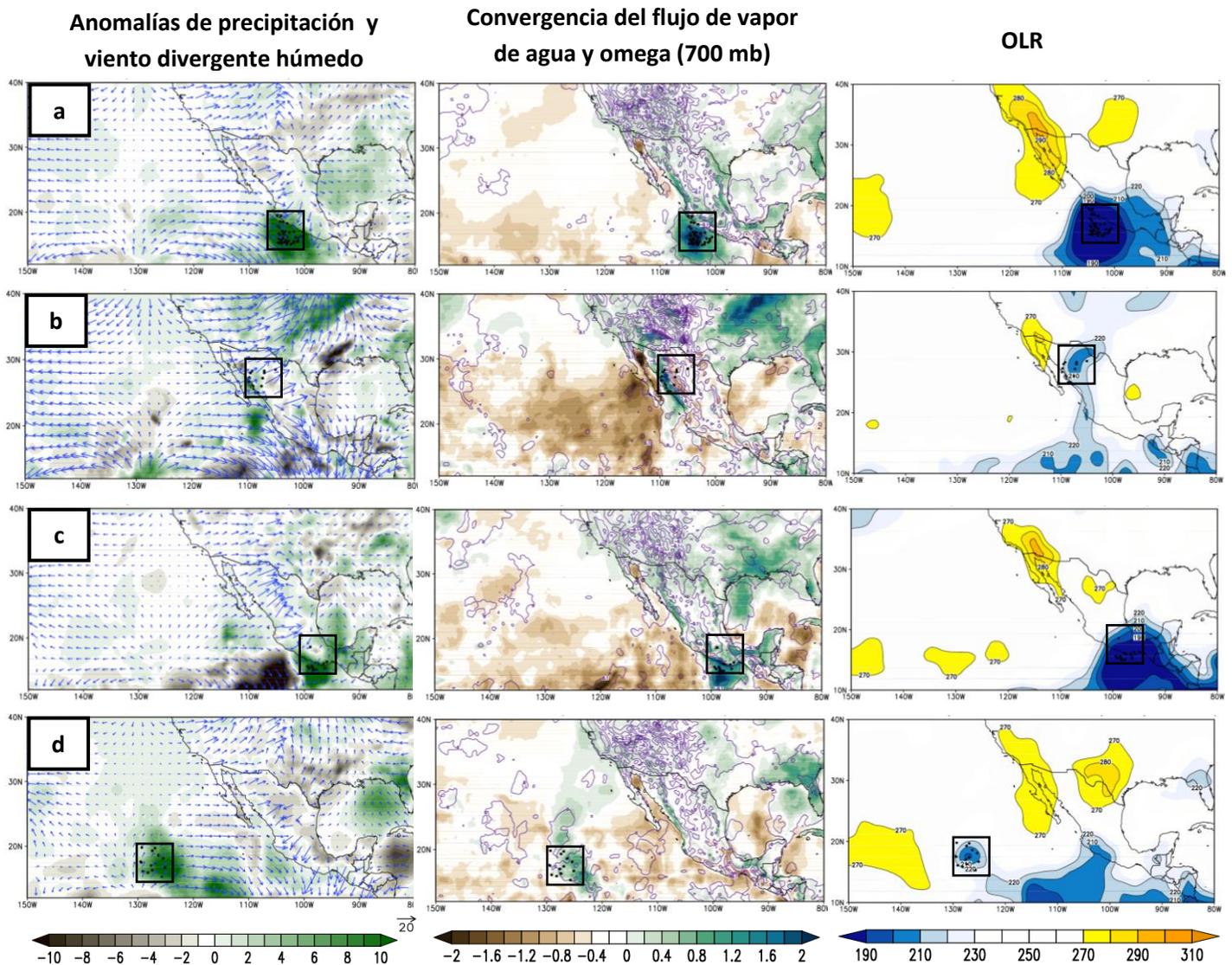


Figura 3.32. Anomalías de precipitación (mm) (paleta) y vector viento divergente húmedo ($m/s * g/kg$) a 850 mb, convergencia del flujo de vapor de agua ($kg/m^2/s$) (paleta) y omega (Pa/s) a 700 mb (línea morada), OLR (W/m^2) (paleta) para las celdas (marcadas por el cuadro) a) $15^{\circ}-20^{\circ}N$ y $105^{\circ}-100^{\circ}W$ b) $25^{\circ}-30^{\circ}N$ y $110^{\circ}-105^{\circ}W$ c) $15^{\circ}-20^{\circ}N$ y $100^{\circ}-95^{\circ}W$ d) $15^{\circ}-20^{\circ}N$ y $130^{\circ}-125^{\circ}W$ en el Océano Pacífico durante el periodo de 1979-2009.

3.7. Tendencia de los clusters y la precipitación.

En general, la actividad de los CTs de la cuenca del Atlántico muestra una tendencia positiva en el periodo de 1970-2009 (Fig. 1.2). El incremento en los últimos años del siglo XX en el número de CTs intensos está fuertemente correlacionado con los cambios observados en las SST en la región de ciclogénesis ($0.41^{\circ}C - 0.67^{\circ}C$) (Wehner et al. 2010) y con el calentamiento del Atlántico tropical en comparación con las otras

cuencas (Knutson et al. 2008). La noción de que la lluvia debida a los CTs aumentará en un clima más cálido está basada en la hipótesis de que el incremento de agua precipitable, acompañando el calentamiento de las SST tropicales, aumentará la convergencia de humedad. En condiciones simuladas de altas concentraciones de CO₂, se produce una mayor cantidad de precipitación relacionada con CTs debido a que aumenta su número. Por el contrario, si la frecuencia de los CTs se redujera, la lluvia total debida su paso también disminuirá (CCSP 2008).

El cluster A y D, integrados en un 40% por huracanes intensos, tienen una tendencia positiva; es decir, los huracanes categoría 3, 4 y 5 que afectan los estados del Golfo de México, la región de las Antillas y Mar Caribe se están volviendo más frecuentes (Fig. 3.33A; 3.33B). Del mismo modo, el número de CTs del cluster C está aumentando (Fig. 3.33C). En cambio, los CTs del cluster B que no afectan a México no muestran una tendencia (Fig. 3.33B). De acuerdo con lo anterior, México debe estar preparado para enfrentarse de una manera más frecuente a los impactos de huracanes más intensos. Si bien la precipitación producida por el CT no depende de su categoría, las regiones que muestran un incremento en la actividad ciclónica podrían experimentar un aumento en su lluvia estacional.

Los resultados anteriores coinciden con las proyecciones futuras de un mayor número de CTs alcanzando categorías más altas, debido a que existirá un calentamiento en las regiones principales de desarrollo. Las predicciones para el 2100 de anomalías positivas de las SST en la región ciclogénica del Atlántico, engloba un amplio rango de posibilidades (0.4°C - 4°C) dependiendo del escenario de emisiones considerado. Así, las simulaciones futuras señalan que aumentará la frecuencia de huracanes más intensos en el Atlántico del Norte. Sin embargo, existe una discrepancia en los resultados de los experimentos ya que se utilizan varios escenarios, cambia el periodo de las bases de datos, consideran diferentes condiciones a gran escala (corte vertical del viento, la ubicación de su génesis, las anomalías de las SST, la humedad en niveles superiores, etc.) y difieren en el uso de los modelos climáticos que cuentan con diversas resoluciones horizontales (Emanuel et al. 2008; Knutson et al. 2008; Wehner et al. 2010; Zhao et al. 2010). Este estudio presenta un avance importante al determinar

los tipos de trayectorias que están volviéndose más frecuentes en la cuenca del Atlántico y de esta manera, se determinan las regiones que en un futuro podrían tener anomalías positivas en la precipitación estacional.

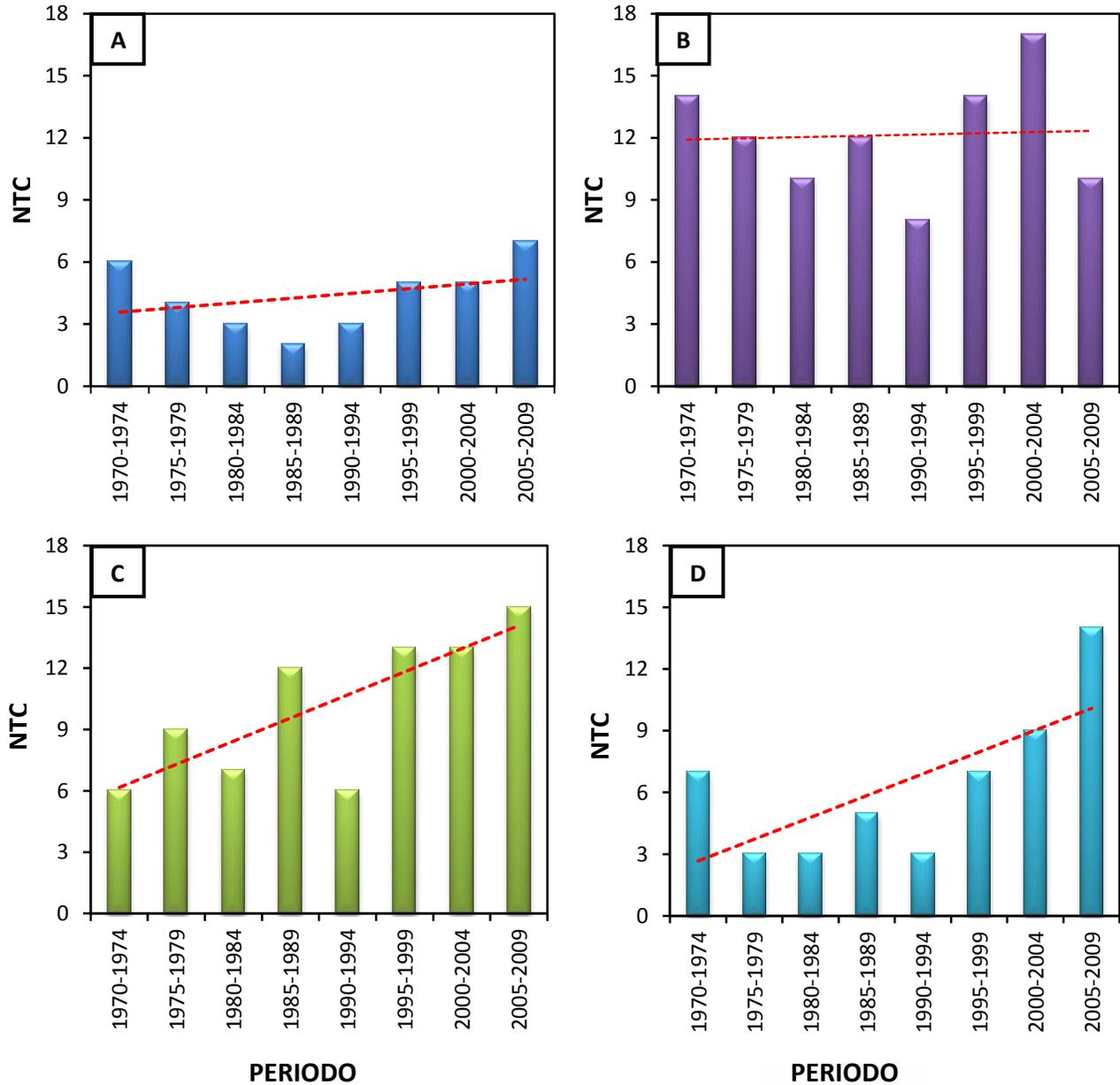


Figura 3.33. Número de CTs de cada cluster (barras) y su tendencia (línea punteada) por periodos de cinco años de 1970-2009 en el Océano Atlántico

En el Pacífico, los miembros del cluster A que afectan la mayoría de los estados del noroeste de México no han cambiado históricamente (Fig. 3.34A). Sin embargo, los CTs del cluster B, modulado por el ENSO, han disminuido su frecuencia drásticamente

(Fig. 3.34B). Esto implica que los estados del suroeste de México tendrían una menor cantidad de lluvia en verano y podrían sufrir sequías. Lamentablemente, la cuenca del Océano Pacífico del este es la única a nivel global que muestra una tendencia negativa en su actividad ciclónica. Las proyecciones futuras de los modelos climáticos para esta cuenca son inciertas debido a que el número de CTs no está bien simulado (Emmanuel et al. 2008). No obstante, las proyecciones indican que habrá un calentamiento en su región principal de ciclogénesis (Wehner et al. 2010).

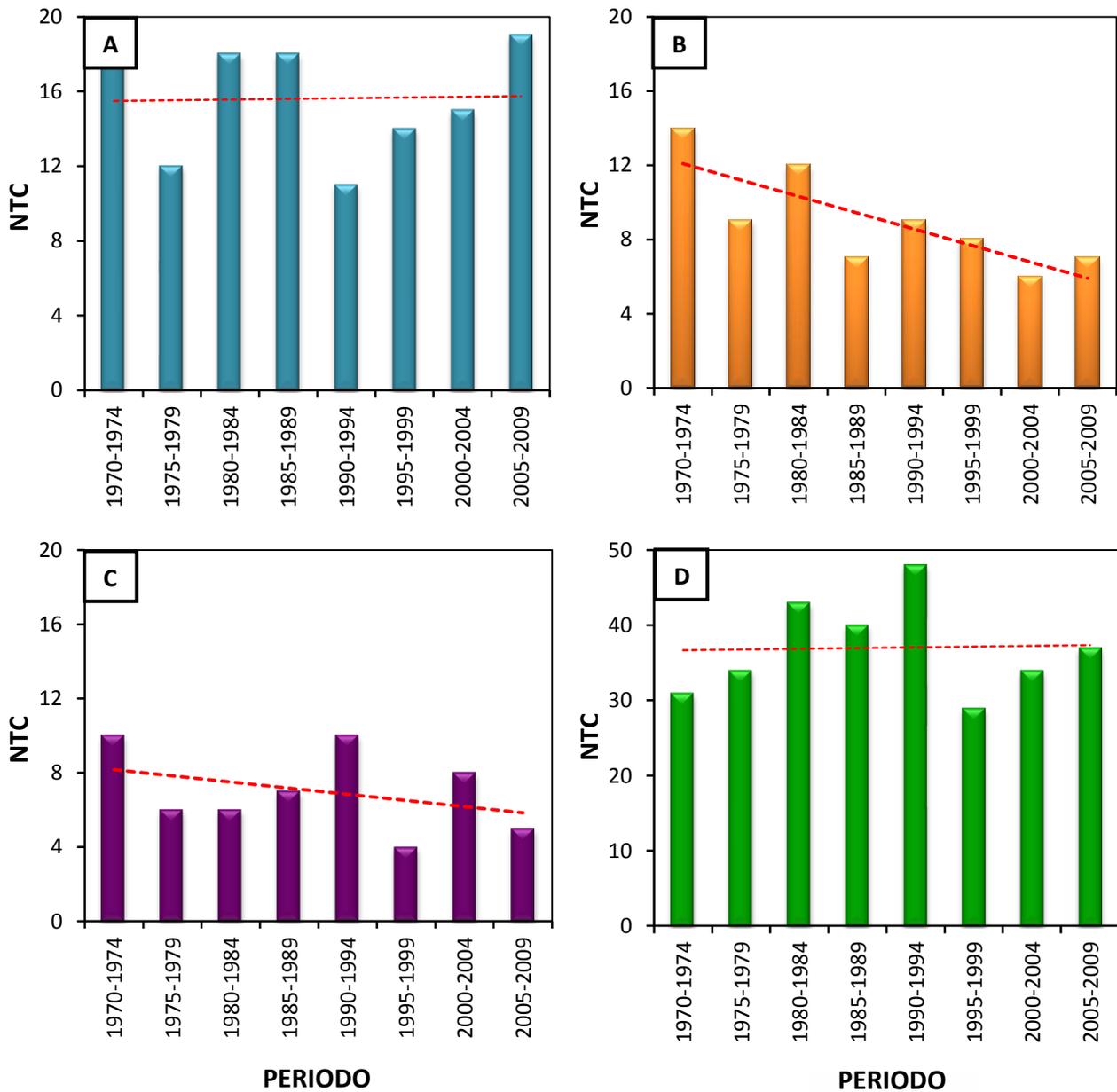


Figura 3.34. Número de CTs de cada cluster (barras) y su tendencia (línea punteada) por periodos de cinco años de 1970-2009 en el Océano Pacífico.

Capítulo 4

Conclusiones y Trabajo Futuro

4.1. Conclusiones

4.1.1. Sobre la importancia de los CTs en las lluvias estacionales de México

La alta vulnerabilidad de México ante eventos extremos como los CTs, ha motivado a realizar un estudio que distinga los tipos principales de trayectorias que afectan al país. El análisis cluster revela que en el Océano Atlántico se pueden definir 4 tipos de trayectorias (clusters) de CTs: las que describen una trayectoria recta, las que recurvan y no afectan a México, las tormentas tropicales que se encuentran en el Golfo de México y las trayectorias que en un principio son rectas pero después tienden a recurvar. En el Océano Pacífico del este, se definieron 4 grupos de trayectorias, las que recurvan y afectan a la Península de Baja California, las que describen una trayectoria larga, los que se desplazan de manera paralela a la costa del Pacífico mexicano y los que se encuentran alejados de México. Cada cluster o agrupación tiene propiedades que las distinguen de los otros, en cuanto a intensidad, duración, estacionalidad, condiciones termodinámicas bajo las cuales se formaron, la localización de la ciclogénesis y el lugar donde tocan tierra. Del lado del Atlántico, México es afectado principalmente por las trayectorias de las tormentas tropicales del Golfo de México y por los huracanes intensos que describen una trayectoria recta. De lado del Pacífico, es afectado principalmente por dos tipos de trayectorias: los CTs que tocan la Península de Baja California y los que impactan a los estados del suroeste.

El ENSO es un modo natural de variabilidad que influye en la actividad ciclónica de los clusters, principalmente en el Atlántico. Los huracanes intensos que describen trayectorias rectas en el Océano Atlántico están modulados por condiciones intensas de La Niña. En el Océano Pacífico del este, los CTs que describen trayectorias largas y afectan los estados del suroeste, son modulados fuertemente por condiciones El Niño.

Aún más, la contribución en la precipitación estacional depende del tipo de trayectoria. La lluvia producida por los CTs es una parte esencial de la precipitación estacional debido a que contribuyen climatológicamente hasta un 30% del total de las lluvias de verano. Sin embargo, en años muy activos representan hasta un 50%. La contribución de los CT's a la lluvia estacional varía de una región a otra, pues en regiones donde precipita más de 700 mm en verano, su contribución no excede del 20%. Sin embargo, los estados del norte del país dependen en gran medida de la entrada de un CT para su temporada de lluvias en verano, ya que su precipitación varía de 100 a 400 mm en verano. Por otra parte, la no-existencia de un tipo de trayectoria representa un “efecto de secado” en una escala anual, ya que ciertas regiones son afectadas anualmente por el paso de CTs, los cuales constituyen un elemento esencial en su régimen de lluvias de verano. Por lo que, aunque exista una alta actividad ciclónica, si los sistemas pasan alejados de México, no contribuyen a la lluvia estacional del país, pudiendo producir sequías.

Los análisis de tendencias muestran que las tormentas tropicales y los huracanes intensos que afectan al Golfo de México y Mar Caribe están aumentando (Holland and Webster 2007; Goldenberg et al. 2003). Bajo condiciones climáticas más cálidas se podría esperar que México sea impactado más frecuentemente por CTs más intensos, aunque algunas proyecciones recientes sugieren que los CTs en el Atlántico se podrían alejar de la región del Caribe (Knutson et al. 2008). Los CTs que afectan las costas del Pacífico mexicano muestran una tendencia negativa y bajo condiciones de un calentamiento en los trópicos, los estados de las costas del Pacífico podrían experimentar sequías. Aún es poco claro si las tendencias que muestran los modelos están influenciadas por el sesgo de los escenarios a producir condiciones tipo El Niño (Emanuel et al. 2008).

4.1.2. Sobre los efectos dinámicos de las circulaciones asociadas a los CTs

Los CTs tienen efectos positivos y negativos sobre el medio ambiente, pues incrementan la humedad pero también secan. Estos efectos se presentan en escalas diarias de tiempo o de años, debido a que su circulación produce anomalías positivas de precipitación, en un radio aproximado de 5°, y anomalías negativas en una escala

espacial mayor pero con una magnitud menor. Los efectos positivos y negativos en la precipitación tienen una explicación dinámica: su circulación produce cielos despejados en regiones circundantes, debido que el vapor de agua diverge cerca de superficie y su circulación induce la subsidencia, lo que implica que exista disminución de humedad en zonas cercanas y condiciones que tienden a secar la atmósfera. Así, las características dinámicas de la circulación de los CT's inhiben los desarrollos convectivos en áreas cercanas por la divergencia de humedad y producen estabilidad atmosférica a distancia. La actividad convectiva produce valores bajos de OLR por topes de nube profundos a temperaturas bajas, que emiten poca radiación de onda larga. Las fuertes corrientes ascendentes del aire en el centro del sistema se traducen en una velocidad vertical negativa intensa. En conclusión, los efectos dinámicos de la circulación de los CT's depende en gran medida de la posición del ojo del huracán con respecto a México, ya que si está alejado del país, no deja lluvias a su paso y además, remueve humedad de la parte continental.

4.1.3. Las limitaciones de los estudios sobre contribución de las lluvias de los CTs

Algunos estudios (Latorre and Penilla 1988, Englehart and Douglas 2001, Jauregui 1995; 2003; Larson et al. 2005; Cavazos et al. 2008) describen los CTs que tocan tierra en el país y la cantidad de precipitación que dejan a su paso. Sin embargo, sólo hacen un recuento de la lluvia al paso de los sistemas, sin considerar cómo los diversos tipos de trayectorias tienen un impacto diferenciado en las lluvias sobre México. Además, debe pensarse en los efectos de secado que causan las circulaciones de los CT's sobre las regiones circundantes, pues los CT's también inhiben el desarrollo de nubes y por lo tanto una región podría experimentar un déficit de precipitación dependiendo de su posición con respecto a la circulación del CT.

4.2. Pronóstico estacional de precipitación y escenarios de Cambio Climático (CC)

4.2.1. Potencial de predecibilidad con base en las SST y la incertidumbre en los pronósticos estacionales de precipitación

Algunos modelos estadísticos utilizan como predictores el estado de la atmósfera y el océano durante un periodo antes de que inicie la temporada de huracanes (Klotzbach et al. 2011). En cambio, los modelos dinámicos y los modelos acoplados océano-atmósfera utilizan índices predictores que están relacionados con la génesis, como: el corte vertical del viento, la vorticidad de niveles bajos, la humedad de la troposfera media y la inestabilidad húmeda (Camargo et al. 2007d; 2010). Zhao et al. (2010) mostraron que la calidad del pronóstico estacional de los CTs, basado en un modelo acoplado de atmósfera-océano, dependerá en gran parte de la habilidad del modelo para predecir la evolución de la diferencia entre las SST de la región principal de desarrollo y las SST promedio de los trópicos. Asimismo, asumen que las anomalías observadas de las SST, previas a la temporada ciclónica, persisten a lo largo de la estación, lo que da como resultado una buena simulación de la actividad ciclónica tropical.

El ENSO es el principal predictor utilizado para realizar pronósticos estacionales de la actividad ciclónica debido a que modifica la circulación a gran escala, así como las condiciones de temperatura de superficie del mar. Por ello, un mejor pronóstico estacional del ENSO producirá una predicción más precisa de la actividad ciclónica (Camargo et al. 2007c; 2007d; 2010). Tanto los modelos dinámicos como estadísticos pueden predecir de manera adecuada la dinámica del ENSO (Camargo et al. 2007d; 2010; Klotzbach et al. 2011). Así, los distintos tipos de trayectorias que tienen una relación fuerte con el ENSO, se vuelven más predecibles.

Sin embargo, aún cuando son de suma importancia para el clima de México y parte del Caribe, los CTs y su contribución en las lluvias regionales de verano no están incluidos en los pronósticos estacionales de precipitación, debido a su pobre simulación

en los modelos climáticos dinámicos regionales y totalmente ausentes en los modelos estadísticos, por lo que se convierten en una fuente de incertidumbre.

4.2.2. Usos potenciales de los resultados obtenidos

La contribución de los CTs a la precipitación estacional, dependiendo de su trayectoria, así como los efectos de humedecer y secar una región debido a su circulación, podrían proporcionar una herramienta útil para los pronósticos estacionales. Debido a que, los efectos positivos o negativos de los CTs, de acuerdo con su tipo de trayectoria, pueden ser explorados midiendo la variabilidad en la lluvia regional, aprovechando la capacidad de los modelos de clima regional para simular circulaciones casi estacionarias, y la posibilidad de que se les pueda sembrar un vórtice ciclónico parecido a un huracán. Los pronósticos estacionales de las SST podrían ser utilizados para designar las regiones con mayores probabilidades de ser afectadas por ciertos clusters, especialmente para los que están fuertemente modulados por el ENSO. Por otro lado, entender las tendencias de la actividad ciclónica en un largo periodo en ambas cuencas y los tipos de trayectorias que se formarán, es esencial para una mejor evaluación de cambios posibles en el clima, debido al calentamiento global.

4.2.3. Recomendaciones para el pronóstico estacional de lluvia y los escenarios de CC

El pronóstico estacional de lluvias no incluye la contribución de los CTs a la precipitación estacional. Para mejorar su calidad, un primer paso implicaría una mejor simulación de la dinámica de los CTs y la cantidad de precipitación producida durante su paso, de acuerdo con su trayectoria. Para que de esta manera, los resultados de mejores simulaciones junto con el pronóstico de la actividad ciclónica se incrusten en los pronósticos de la lluvia estacional. Por otro lado, los análisis de las tendencias en la región de Mesoamérica y en particular en la zona costera del Golfo de México revelan que se están calentando y que los eventos extremos se están intensificando. Por lo que, la generación de escenarios bajo cambio climático debe incluir estimaciones de cambios en la variabilidad y en la actividad e intensidad de los CTs, de acuerdo con las trayectorias que se están volviendo más frecuentes.

4.2.4. Trabajo futuro

Se requiere de estudios que incorporen la contribución de los CTs en la precipitación estacional, dependiendo de su trayectoria, en los pronósticos climáticos, ya que diversas actividades socioeconómicas del país basan sus diagnósticos en gran medida en las condiciones ambientales en las que se desarrollan y las acciones por tomar frente una amenaza climática dependerán de la confianza que se tenga en el pronóstico climático. Por ello, se requiere definir un esquema de pronóstico que tome en cuenta la actividad de huracanes y su contribución a las lluvias, al menos en un sentido probabilístico. El reto es simular de una manera adecuada el número, la intensidad, la categoría, el tipo de trayectorias más activas, el lugar donde podrían tocar tierra y la cantidad de precipitación esperada a su paso en una temporada verano-otoño. El trabajo futuro más importante implica el uso de modelos climáticos regionales con una resolución fina que sean capaces de realizar varios experimentos, incluyendo un periodo largo de tiempo, incorporando el efecto estacional de los CTs en los pronósticos estacionales de precipitación.

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.
- Amador Jorge A., Eric J. Alfaro, Omar G. Lizano, Víctor O. Magaña, 2006: Atmospheric forcing of the eastern tropical Pacific: A review. *Progress in Oceanography*. **69**, 101-142.
- Anthes Richard A., Robert W. Correl, Greg Holland, James W. Hurrell, Michael C. MacCracken, Kevin E. Trenberth, 2006: Hurricanes and global warming- potential linkages and consequences. *Bulletin of the American Meteorological Society*. **87(5)**, 623-628.
- Belanger Jame 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.
- Bolvin David T., Robert F. Adler, George J. Huffman, Eric J. Nelkin, Jani P. Poutiainen, 2009: Comparison of GPCP monthly and daily precipitation estimates with high-latitude gauge observations. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*. **48(9)**, 1843-1857.
- Buontempo Carlo, Harald Flentje and Christoph Kiemle, 2006: In the eye of a tropical cyclone. *Weather*. **61 (2)**, 47-50.
- Camargo Suzana J., Andrew W. Robertson, Scott J. Gaffney, and Padharaic Smyth, 2004: Cluster analysis of western North Pacific tropical cyclone tracks. Proc. 26th Conf. on Hurricanes and Tropical Meteorology. Miami, FL, American Meteorological Society. 250–251.
- and Adam H. Sobel, 2005: Western North Pacific tropical cyclone intensity and ENSO. *Journal of Climate*. **18**, 2996-3006.
- , 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 Series on Earth System Science in Asia, J.C.L. Chan and J.D. Keptert editors, Volume 4. p. 325-360. 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.
- Comisión Nacional del Agua, 2010: Comunicado de Prensa No. 156-10. México, D.F. [Disponible en línea en <http://www.conagua.gob.mx/CONAGUA07//Comunicados/BOLETIN%20156-10.pdf>]
- Climate Change Science Program (CCSP), 2008: Weather and climate extremes in a changing climate. Regions of focus: North America, Hawaii, Caribbean, and U.S. Pacific Islands. A report by the U.S. Climate Change Science Program and the Subcommittee on Global Change Research. [Thomas R. Karl, Gerald A. Meehl, Christopher D. Miller, Susan J. Hassol, Anne M. Waple, and William L. Murray (eds.)]. Department of Commerce, NOAA's National Climatic Data Center, Washington, D.C., USA, 164 pp.
- 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.
- Elsner James B., Kam-Biu Liu and Bethany Kocher, 2000: Spatial variations in major U.S. hurricane activity: statistics and a physical mechanism. *Journal of Climate*. **13**, 2293–2305.
- , 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.

- , Ragoth Sundararajan and John Williams, 2008: Hurricanes and global warming: results from downscaling IPCC AR4 simulations. *Bulletin American Meteorological Society*. **89**, 347-367.
- 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.
- Gaffney, Scott John, 2004: Probabilistic curve-aligned clustering and prediction with regression mixture models. Ph.D. thesis, University of California, Irvine, CA. 281 pp. [Disponible en línea http://www.ics.uci.edu/pub/sgaffney/outgoing/sgaffney_thesis.pdf.]
- Gamble Douglas W. and Scott Curtis, 2008: Caribbean precipitation: review, model and prospect. *Progress in Physical Geography*. **32(3)**, 265-276.
- Goldenberg Stanley B., Christopher W. Landsea, Alberto M. Mestas-Nuñez and William M. Gray, 2001: The Recent increase in Atlantic hurricane activity: causes and implications. *Science*. **293 (5529)**, 474-479.
- Gray William M., 1968: Global view of the origin of tropical disturbances and storms. *Monthly Weather Review*. **96(10)**, 669-700.
- Herrera Aztegui Luis Eduardo, 2011: Interacción trascientes - flujo medio y el clima en Mesoamérica. Tesis de maestría, *Universidad Nacional Autónoma de México, Centro de Ciencias de la Atmósfera*. México D.F., 63 pp.
- Holland Greg J. and Peter J. Webster, 2007: Heightened tropical cyclone activity in the North Atlantic: natural variability or climate trend?. *Philosophical Transactions of the Royal Society - Series A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*. **365 (1860)**, 2695-2716.
- Holton James R, 2004: Hurricanes (Cap. IX). An introduction to dynamic meteorology. 4 edition. *Elsevier Academic Press, USA*, p. 304-309. ISBN: 0-12-354015-1.
- 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.

- Kalnay, E., 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*. **77**, 437-472.
- 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, in press.
- 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.
- Krishnamurti T.N. and L. Bounoua, 1996: Estimation of streamfunction, velocity potential and geopotential height from the wind field (Cap. 4). *An Introduction to numerical weather prediction techniques*. CRC Press, Volume 1. p. 73-92. ISBN 0-8493-8910-0
- Latorre D. Carlos y Luis Penilla, 1988: Influencia de los ciclones en la precipitación de Baja California Sur. *Atmósfera*. **1**, 99-112.
- 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
- Lupo A. R., T. K. Latham, T. H. Magill, J. V. Clark, C. J. Melick, P. S. Market, 2008: The interannual variability of hurricane activity in the Atlantic and East Pacific regions. *National Weather Digest*. **32 (2)**, 1-14.
- Magaña Rueda Víctor O (Editor), 1999: 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 p.
- Magaña Víctor, Amador Jorge A., Medina Socorro, 1999: The mid-summer drought over Mexico and Central America. *Journal of Climate*. **12**, 1577–1588.
- Mcbride John L., 1981: Observational analysis of tropical cyclone formation. Part I: basic description of data sets. *Journal of the Atmospheric Sciences*. **38(6)**, 1117-1131.

- and Raymond Zehr, 1981: Observational analysis of tropical cyclone formation. Part II: comparison of non- developing versus developing systems. *Journal of the Atmospheric Sciences*. **38(6)**, 1132-1151.
- Méndez Matías and Víctor Magaña, 2010: Regional aspects of prolonged meteorological droughts over Mexico and Central America. *Journal of Climate*. **23(5)**, 1175-1188.
- Mesinger Fedor, Dimego Geof, Eugenia Kalnay, Kenneth Mitchell, Perry C. Shafran, Wesley Ebisuzaki, Dusan Jovic, Jack Woollen, Eric Rogers, Ernesto H. Berbery, Michael B. Ek, Yun Fan, Robert Grumbine, Wayne Higgins, Hong Li, Ying Lin, Geoff Manikin, David Parrish and Wei Shi, 2006: North American Regional Reanalysis. *Bulletin of American Meteorological Society*. **87**, 343–360.
- Molinari John and David Vollaro, 1990: External influences on hurricane intensity. Part II: vertical structure and response of the hurricane vortex. *Journal of the Atmospheric Sciences*. **47(15)**, 1902- 1918.
- Reynolds Richard W., Thomas M. Smith, Chunying Liu, Dudley B. Chelton, Kenneth S. Casey and Michael G. Schlax, 2007: Daily high-resolution-blended analyses for sea surface temperature. *Journal of Climate*. **20**, 5473-5496.
- 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.
- Sheinbaum Julio, 2003: Current theories on El Niño- Southern Oscillation: A review. *Geofísica Internacional*. **42(3)**, 291-305.
- Sobel H. Adam and Camargo Suzana J., 2005: Influence of Western North Pacific tropical cyclones on their large- scale environment. *Journal of the Atmospheric Sciences*. **62**, 3396- 3407.
- 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.
- Vimont Daniel J. and James P. Kossin, 2007: The Atlantic Meridional Mode and hurricane activity. *Geophysical Research Letters*. **34**. L07709. 5 pp.
- Wang Chunzai and David B. Enfield, 2003: A Further study of the tropical Western Hemisphere Warm Pool. *Journal of Climate*. **16**, 1476-1493.
- Wehner Michael F., G. Bala, Phillip Duffy, Arthur A. Mirin and Raquel Romano, 2010: Towards direct simulation of future tropical cyclone statistics in a high-resolution global atmospheric model. *Advances in Meteorology*. Vol. **2010**, 13 pp.

Wilks Daniel S., 2006: Hypothesis Testing (Cap. 5). *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*. Second edition. Academic Press. Volumen 91 (International Geophysics Series) p. 131-177. ISBN 0-12-751966-1

Willoughby H.E., 1979: Forced secondary circulations in hurricanes. *Journal of Geophysical Research*. **84**, 3173- 3183.

Zhang Da-Ling and Chanh Q. Kieu, 2005: Shear- forced vertical circulations in tropical cyclones. *Geophysical Research Letters*. **32**, L13822. 4 pp.

Zhang Rong and Thomas L. Delworth, 2006: Impact of Atlantic multidecadal oscillations on India/Sahel rainfall and Atlantic hurricanes. *Geophysical Research Letters*. **33**, L17712. 5 pp.

Zhao Ming, Isaac M. Held and Gabriel A. Vecchi, 2010: Retrospective forecasts of the hurricane season using a global atmospheric model assuming persistence of SST anomalies. *Monthly Weather Review*. **138**, 3858-3868.

Sitios de internet

¹<http://www.data.gov/geodata/g600035> Consultada en agosto del 2011.

²<http://jisao.washington.edu/data/gpcp/daily/> Consultada en marzo del 2010.

³<http://www.nhc.noaa.gov/> Consultada en febrero del 2010.

⁴http://www.aoml.noaa.gov/hrd/data_sub/hurr.html Consultada en enero del 2010.

⁵<http://www.datalab.uci.edu/resources/CCT/doc/demo.html> Consultada en enero del 2010.

⁶<http://smn.cna.gob.mx/> Consultada en septiembre del 2011.

⁷<http://www.meted.ucar.edu> Consultada en Agosto del 2011.