



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

**PREDICTIBILIDAD DEL CLIMA DE MÉXICO Y REDUCCIÓN DE  
ESCALA DINÁMICA**

TESIS

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:  
MAESTRA EN CIENCIAS DE LA TIERRA

P R E S E N T A :

**ARMENIA FRANCO DÍAZ**

TUTOR

DR. ERNESTO DOS SANTOS CAETANO NETO (IGg UNAM)

JURADO

Dr. Víctor Manuel Mendoza Castro (CCA UNAM)

Dra. Tereza Cavazos Pérez (CICESE)

Dra. Rosmeri Porfirio da Rocha (USP, Brasil)

Dra. Marta Pereira Llopart (UNESP, Brasil)

Ciudad Universitaria

Diciembre 2015



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.

## Resumen

Los modelos regionales del clima (MRC) han sido usados para reducir la escala de salidas de modelos de circulación general globales (MCG) y reproducir patrones climáticos regionales observados sobre diversas regiones del planeta. Aun y cuando se asume que las simulaciones regionalizadas tienen un grado aceptable de habilidad para predecir patrones estacionales de gran escala, es imperativo investigar qué características de la gran escala que provienen de sus condiciones de frontera laterales se mantienen y qué procesos relacionados con la mesoescala son mejor representados después de aplicar la técnica de reducción de escala dinámica.

En esta tesis se evalúa el desempeño del MRC ICTP-RegCM versión 4.3, forzado en sus condiciones de fronteras laterales con datos del (1) reanálisis ECMWF ERA-Interim y (2) de los miembros del ensamble de pronóstico del MCG IRI-ECHAM4.5, para simular y predecir condiciones climáticas durante el verano boreal en un área que incluye al Océano Pacífico del este y al Océano Atlántico tropical.

Los resultados muestran que el MRC presenta una baja habilidad para reproducir los patrones medios mensuales de circulación de gran escala sobre latitudes tropicales que provienen por sus forzantes de frontera laterales; las diferencias entre ellos se incrementan hacia el fin del periodo de simulación y de pronóstico. Dado que la dinámica de mesoescala puede estar en gran medida condicionada a la variabilidad de la gran escala y a la descripción de la orografía y cobertura de suelo regional en el MRC, las inconsistencias entre la dinámica de los campos que ingresan en el modelo y el resultado de las simulaciones regionales podrían afectar significativamente los pronósticos de los campos estacionales del MRC. A pesar de la importancia de los procesos de variación diurna relacionados con la convección tropical, el MRC presenta una baja habilidad para describir el ciclo diurno, encontrándose diferencias importantes entre los patrones de variación diurna del MRC y las observaciones. Además, el MRC mostró un sesgo a sobreestimar la lluvia pronosticada, especialmente sobre la alberca de agua caliente del Océano Pacífico del este, localizado frente a la costa este de México y Sudamérica.

Investigar estos aspectos ha servido para aclarar el valor agregado que el MRC puede proveer al reanálisis y a los pronósticos de un MCG, como una forma de identificar los aciertos, errores y sesgos del modelo RegCM.

## **Abstract**

Regional Climate Models (RCM) have been used to downscale Global Climate Model (GCM) outputs to produce high-resolution forecasts, reproducing several features of observed regional climates over various regions of the globe. Even when downscaled simulations are assumed to have an acceptable level of ability to predict large-scale seasonal climatic patterns, it is imperative to investigate which large-scale features that come from lateral boundary conditions are maintained, and which processes related to the mesoscale are better represented after applying the dynamical downscaling technique.

In this thesis, the performance of the ICTP-RegCM version 4.3 regional climate model is evaluated, when forced at the lateral boundaries with data from (1) the ECMWF ERA-Interim reanalysis, and (2) the GCM IRI-ECHAM4.5 ensemble forecast, to simulate and predict climate conditions in the boreal summer over an area that includes the tropical eastern Pacific Ocean and the tropical Atlantic Ocean.

The results show that the RCM has low skill to accurately reproduce the large-scale, monthly mean circulation patterns over the tropical latitudes that result from lateral boundary forcing, with differences between them increasing at the end of the simulation or forecast period. Since mesoscale dynamics might be widely conditioned by large-scale variability and details of orographic and regional land cover, inconsistencies in large-scale dynamics between the input and output could affect significantly the RCMs climatological forecast fields. Considering the importance of diurnal variations in processes related to tropical convection, the RCM has little ability to describe the diurnal cycle, indicating important differences between patterns of diurnal variations in the RCM and observations. Also, the RCM showed a bias to overestimate predicted rainfall, especially over the tropical eastern Pacific Ocean warm pool, located off the west coast of Mexico and South America.

Investigating these issues has served to clarify the added value that the RCM can provide to the reanalysis and to the GCM forecast outputs, as a way to identify RCM forecast hits, errors and biases.

*Dedicada con profundo amor  
a Argelia, a Carlos y a Clemente.*

# Agradecimientos institucionales

A la **Universidad Nacional Autónoma de México**, institución que me ha brindado formación académica desde el Bachillerato y a la que estoy muy orgullosa de pertenecer.

Al **Posgrado en Ciencias de la Tierra de la UNAM**, por el apoyo brindado y por dar seguimiento a la realización de mis estudios de Maestría.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (**CONACYT**), por otorgarme la Beca para el Programa de Maestría en Ciencias de la Tierra, con **No. 346261**.

A los apoyos financieros adicionales para el presente trabajo, provenientes del proyecto **PAPIIT-IT100715**, bajo el nombre “*Vulnerabilidad de Humedales Costeros ante Un Clima Cambiante: Evaluación Usando Modelación Hidronumérica*”.

Al **Instituto de Geografía de la UNAM**, por el apoyo brindado durante la realización de esta tesis.

Al Instituto de Astronomía, Geofísica y Ciencias Atmosféricas de la *Universidade de São Paulo* (**IAG-USP**), por el apoyo brindado para la realización de una estancia académica con motivo de investigación y colaboración para este trabajo de tesis.

Al **APEC Climate Center**, por el apoyo brindado para asistir al “*Training Program 2013 on Producing High Resolution Climate Information*”, durante el periodo de estudios de Maestría.

# Agradecimientos personales

A mi asesor, el Dr. Ernesto Caetano, por su invaluable apoyo, amistad y guía en este proceso tan importante de mi vida académica. Por toda la confianza depositada en mi persona y por compartir conmigo su experiencia y conocimiento. Con gratitud y sincero cariño.

Al Dr. Víctor Magaña, por su apoyo e interés mostrado durante mi proceso de estudios de maestría. Por su buena disposición a atender mis dudas académicas.

Al M.C. Luis Clemente López Bravo, por su invaluable amistad, motivación y apoyo constantes; por todo el diálogo y las ideas aportadas a este trabajo; por su excepcional compañerismo y ánimo siempre dispuesto a mejorar el entendimiento; por la confianza y cariño depositados en mi persona.

Al Dr. Tomás Morales Acoltzi, por su apoyo constante durante todo el proceso de la maestría y por su siempre buena disposición a ayudarme en cualquier momento que fue necesario.

A mis sinodales: Dra. Rosmeri Porfirio da Rocha, Dra. Marta Pereira Llopart, Dra. Tereza Cavazos y Dr. Víctor Mendoza, por el apoyo brindado y por las importantes aportaciones e interés mostrado en este trabajo de tesis.

A la M.C. Daniela Cruz y al Dr. Matías Méndez, por todo el apoyo que me brindaron para la realización de esta tesis y por los buenos momentos que he pasado junto a ustedes y a la hermosa Camila.

Al Dr. Kevin Hodges, por la ayuda siempre amable y desinteresada que me brindó para la realización de esta tesis.

A mi familia: Enedina, Alfredo, María Luisa, Rafaela y Angélica, por todo el apoyo, paciencia y cariño que me han brindado durante este tiempo.

A mis amigos: Alejandra, Livia, Farnaz y Daniel, por su invaluable amistad y apoyo en todo momento; por la motivación que siempre me han dado para seguir adelante y por todos los momentos que hemos pasado juntos.

A mis compañeros del grupo de Clima y Sociedad del IGg-UNAM, por los buenos momentos.

A los miembros del GrEC del IAG-USP, por todo el apoyo y facilidades brindadas durante mi estancia en su universidad y por los buenos momentos que pasé junto a ustedes.

¡Joven! Si mis notas llegan algún día a tus manos, recuerda que los cambios más provechosos y duraderos son aquellos que tienen su origen en el mejoramiento de las costumbres, sin conmoción violenta alguna.

*La Hija del Capitán. Aleksandr S. Pushkin*

...Qué estúpido y qué divertido, cómo le hubiera hecho sonreír a Seymour... y probablemente me hubiera asegurado, nos hubiera asegurado a todos, que no valía la pena preocuparse por ello. Basta. *Actúa*, Zachary Martin Glass, cuando y donde quieras, puesto que crees que debes hacerlo, pero hazlo *con todas tus fuerzas*. Si haces cualquier cosa que sea hermosa en un escenario, algo indefinible que produzca un goce, algo que esté por encima y más allá del ingenio y de la técnica teatrales, S. y yo alquilaremos *smokings* y sombreros de copa y te esperaremos solemnemente en la salida de actores con ramilletes de boca de dragón. De todas formas, en lo poco que pueda valer, por favor cuenta siempre con mi afecto y apoyo a cualquier distancia que nos encontremos.

*Franny y Zooey. J.D. Sallinger*

# Índice general

<b>1. Introducción</b>	<b>13</b>
1.1. Motivación . . . . .	13
1.2. Antecedentes . . . . .	14
1.2.1. Modelación del Sistema Climático . . . . .	14
1.2.2. Modelos de Circulación General de la Atmósfera . . . . .	15
1.2.3. Modelos Atmosféricos Regionales del Clima . . . . .	17
1.2.4. El clima de México . . . . .	20
1.3. Objetivos . . . . .	37
<b>2. Datos y Metodología</b>	<b>38</b>
2.1. Diseño de los experimentos empleando el modelo regional del clima ICTP-RegCM versión 4.3 . . . . .	38
2.1.1. Simulaciones históricas con reanálisis ECMWF-ERA-Interim . . . . .	41
2.1.2. Pronóstico probabilístico con el MCG IRI-ECHAM 4.5 . . . . .	42
2.2. Observaciones . . . . .	43
<b>3. Predictibilidad en la modelación numérica del sistema climático</b>	<b>45</b>
3.1. Definición de predictibilidad . . . . .	45
3.2. Predictibilidad en la técnica de reducción de escala dinámica . . . . .	50
<b>4. Resultados</b>	<b>52</b>
4.1. Evaluación de la técnica de reducción de escala dinámica con condiciones de frontera del Reanálisis ERA-Interim (2004-2011) . . . . .	56
4.1.1. Simulación de las circulaciones de gran escala . . . . .	57
4.1.2. Simulación de las precipitación RegCM-ERAIN . . . . .	63
4.1.3. Simulación del ciclo diurno . . . . .	67

4.2.	Evaluación de la técnica de reducción de escala dinámica con condiciones de frontera del MCG ECHAM 4.5 a modo pronóstico (verano 2011) . . . . .	75
4.2.1.	Precipitación acumulada mensual . . . . .	75
4.2.2.	Simulación del pronóstico de ondas del este . . . . .	82
4.2.3.	Filtrado espectral de campos de razón de mezcla y vientos . . . . .	85
<b>5.</b>	<b>Conclusiones</b>	<b>95</b>
5.1.	Resumen de la investigación . . . . .	95
5.2.	Contribuciones mayores . . . . .	97
5.3.	Discusión sobre el trabajo futuro . . . . .	98
	<b>Bibliografía</b>	<b>110</b>

# Índice de figuras

1.1. Las componentes más importantes del sistema climático y sus procesos asociados a la escala global. Modificado de Stocker (2011) . . . . .	14
1.2. Relieve de la República Mexicana. Tomado de Ortíz y Vidal (2006) . . . . .	21
1.3. Climatología mensual de OLR ( $W\ m^{-2}$ ). Periodo base 1981-2010 (fuente de datos: <i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i> ) . . . . .	23
1.4. Climatología de presión reducida al nivel del mar (mb) y de campos de viento en superficie ( $m\ s^{-1}$ ) (flechas azules) correspondientes al mes de (a) enero y (b) julio. Periodo base 1981-2010 . . . . .	25
1.5. Patrón compuesto de anomalías de precipitación acumulada (mm) del trimestre junio-julio-agosto (JJA), bajo condiciones (a) El Niño y (b) La Niña. Periodo base 1981- 2010 . . . . .	27
1.6. Climatología mensual de TSM ( $^{\circ}C$ ). Periodo base 1982-2000 . . . . .	29
1.7. Climatología mensual del campo de viento ( $m\ s^{-1}$ ) (flechas rojas) y de humedad específica ( $kg\ kg^{-1}$ ) en altura, ubicados sobre (a) Yucatán, (b) Tamaulipas, (c) Oaxaca, (d) Durango-Coahuila, (e) Sinaloa e (f) Istmo de Tehuantepec. Periodo base 1981-2001 . . . . .	31
1.8. Climatología de estadísticas de (a) densidad de trayectorias y (b) génesis de OEs para el verano extendido del HN (mayo-octubre) al nivel de presión de 700 mb. Periodo base 1981-2010 . . . . .	34
2.1. Dominio seleccionado para las simulaciones empleando la técnica reducción de escala dinámica con el modelo regional RegCM v.4.3 . . . . .	39
3.1. Anomalía de precipitación mensual acumulada (mm) de la media del ensamble de 24 miembros del pronóstico del MCG ECHAM4.5, para el mes de mayo bajo condición (a) El Niño y (b) La Niña. Periodo base 1971-2000 . . . . .	47

3.2. Anomalía de temperatura a dos metros ( $^{\circ}\text{C}$ ) de la media del ensamble de 24 miembros del pronóstico del MCG ECHAM4.5, para el mes de mayo bajo condición (a) El Niño y (b) La Niña. Periodo base 1971-2000 . . . . .	49
4.1. Campos medios de vorticidad relativa ( $\text{s}^{-1}$ ) y líneas de corriente del viento para (a) las simulaciones RegCM-ERAIN a 945 mb y (b) reanálisis ERA-Interim a 950 mb, correspondientes al mes de mayo. Periodo base 2004-2011 . . . . .	59
4.2. Misma que la figura 4.1, pero correspondiente al mes de julio . . . . .	60
4.3. Campos medios de vorticidad relativa ( $\text{s}^{-1}$ ) y líneas de corriente del viento para (a) las simulaciones RegCM-ERAIN a 270 mb y (b) reanálisis ERA-Interim a 250 mb, correspondientes al mes de mayo. Periodo base 2004-2011 . . . . .	61
4.4. Misma que la figura 4.3, pero correspondiente al mes de julio . . . . .	62
4.5. Precipitación acumulada mensual promedio (mm) (a) simulada con RegCM-ERAIN y (b) observaciones satelitales TRMM, para el mes de mayo. Periodo base 2004-2011 . . . . .	64
4.6. Misma que la figura 4.5, pero correspondiente al mes de julio . . . . .	65
4.7. Misma que la figura 4.5, pero correspondiente al mes de septiembre . . . . .	66
4.8. Campos medios de temperatura a 2 metros ( $^{\circ}\text{C}$ ) y de viento a 10 metros ( $\text{m s}^{-1}$ ) para (a, c, e) simulaciones RegCM-ERAIN y (b, d, f) reanálisis ERA-Interim, durante los meses de mayo, julio y septiembre (respectivamente) a las 06 UTC (noche) . . . . .	69
4.9. Misma que la figura 4.8, pero correspondiente a las 18 UTC (día) . . . . .	70
4.10. Ciclo diurno de la convergencia de flujo de humedad integrada verticalmente ( $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ) y flujo de humedad (flechas rojas) ( $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$ ) simuladas con (a) RegCM-ERAIN y (b) reanálisis ERA-Interim, correspondientes a las 18 UTC (día) del mes de julio. Periodo base 2004-2011 . . . . .	72
4.11. Misma que la figura 4.10, pero correspondiente a las 06 UTC (noche) . . . . .	72
4.12. Diferencias entre las 18 UTC y 06 UTC (día-noche) de los campos de flujo de humedad ( $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$ ) y de convergencia de flujo de humedad integrada verticalmente ( $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ) de (a y c) las simulaciones RegCM-ERAIN y (b y d) del reanálisis ERA-Interim, correspondientes al mes de julio. Periodo base 2004-2011 . . . . .	73

4.13. Media del ensamble del pronóstico (a) RegCM-ECHAM, (b) ECHAM4.5 y (c) estimaciones de satélite CMORPH, del acumulado de precipitación mensual (mm) del mes de mayo del año 2011 . . . . .	76
4.14. Misma que la figura 4.13, pero correspondiente al mes de julio del año 2011 . . . . .	77
4.15. Anomalía de variación diurna de precipitación acumulada mensual (mm) del mes de julio de 2011 observada con CMORPH, correspondiente a las (a) 00, (b) 06, (c) 12 y (d) 18 UTC . . . . .	79
4.16. Anomalía de variación diurna de precipitación acumulada mensual (mm) del mes de julio de 2011 de la media del ensamble de pronóstico RegCM-ECHAM, correspondiente a las (a) 00, (b) 06, (c) 12 y (d) 18 UTC . . . . .	80
4.17. Misma que la figura 4.16, pero correspondiente a la media del ensamble de pronóstico del MCG ECHAM4.5 . . . . .	81
4.18. Densidad de trayectorias de OEs pronosticadas con (a) RegCM-ECHAM y (b) ECHAM4.5 al nivel de presión de 670 mb, para el verano extendido del HN (mayo-octubre) del año 2011 . . . . .	83
4.19. Génesis de trayectorias de OEs pronosticadas con (a) RegCM-ECHAM y (b) ECHAM4.5 al nivel de presión de 670 mb, para el verano extendido del HN (mayo-octubre) del año 2011 . . . . .	84
4.20. Campos filtrados del pronóstico de razón de mezcla de vapor de agua ( $\text{g kg}^{-1}$ ) y viento ( $\text{m s}^{-1}$ ) de (a) RegCM-ECHAM y (b) ECHAM-4.5 del mes de mayo de 2011 . . . . .	87
4.21. Misma que la figura 4.20, pero correspondiente al mes de julio de 2011 . . . . .	88
4.22. Misma que la figura 4.20, pero correspondiente al mes de septiembre de 2011 . . . . .	89
4.23. Campos filtrados del pronóstico de razón de mezcla de vapor de agua ( $\text{g kg}^{-1}$ ) y viento ( $\text{m s}^{-1}$ ) de (a) RegCM-ECHAM y (b) ECHAM-4.5 del mes de mayo de 2011 . . . . .	91
4.24. Misma que la figura 4.23, pero correspondiente al mes de julio de 2011 . . . . .	92
4.25. Misma que la figura 4.23, pero correspondiente al mes de septiembre de 2011 . . . . .	93

# Capítulo 1

## Introducción

### 1.1. Motivación

La modelación numérica del clima es una área de investigación que tiene el potencial de permitirnos aplicar y ampliar el conocimiento sobre los procesos físicos que ocurren en el sistema climático a nivel global o regional y de los fenómenos e interacciones entre la atmósfera, los océanos y los continentes que se involucran, lo cual dependerá fundamentalmente de las escalas espaciales y temporales representativas de cada fenómeno. Una aplicación de la modelación del clima es la de pronosticar el estado futuro del sistema climático en escalas estacionales, comúnmente conocidos como pronóstico estacionales.

Contar con pronósticos climáticos estacionales confiables implica beneficios significativos para la población de diversas regiones del planeta. Episodios climáticos de gran impacto a nivel social, económico y natural como El Niño y la Oscilación del Sur (ENOS; Philander, 1985) llevan a considerar la necesidad de desarrollar habilidades en materia de pronóstico del clima a nivel mensual y estacional (Easterling y Stern, 1999), permitiendo el uso de información climática prevista para reducir el riesgo debido a la ocurrencia de eventos climáticos adversos. La precipitación es de un interés primordial en un pronóstico estacional por su importancia para el desarrollo de los ecosistemas y de las actividades humanas. La creciente demanda de información climática de calidad ha generado la necesidad de desarrollar e implementar esquemas confiables de pronóstico estacional para México. Lo anterior implica que en una primera instancia sea evaluada la capacidad de pronóstico de los modelos climáticos de la región a diferentes escalas. Por las razones anteriores, en este trabajo se planteó la idea de evaluar la habilidad que tiene el modelo regional del clima ICTP-RegCM versión 4.3, basándose

a un diagnóstico de la predictibilidad de la región comprendida entre México y el Caribe, la cual se caracteriza porque tiene una alta componente tropical durante el verano extendido (mayo-octubre) del hemisferio norte (HN) y, finalmente, se busca determinar el verdadero potencial que éste tiene para su uso a manera de pronóstico mensual probabilístico.

## 1.2. Antecedentes

### 1.2.1. Modelación del Sistema Climático

El sistema climático involucra una gran cantidad de procesos físicos dentro de la atmósfera global, la hidrósfera, la criósfera, la litósfera y la biósfera planetaria (Fig. 1.1). Estos subsistemas también son conocidos como componentes del sistema climático. Las componentes del sistema interactúan de una manera compleja en diversas escalas de tiempo y espacio. Los procesos físicos involucrados en estas interacciones han sido ampliamente estudiados de manera observacional y teórica en las últimas décadas, lo que se ha reflejado en importantes avances en la modelación numérica del clima.

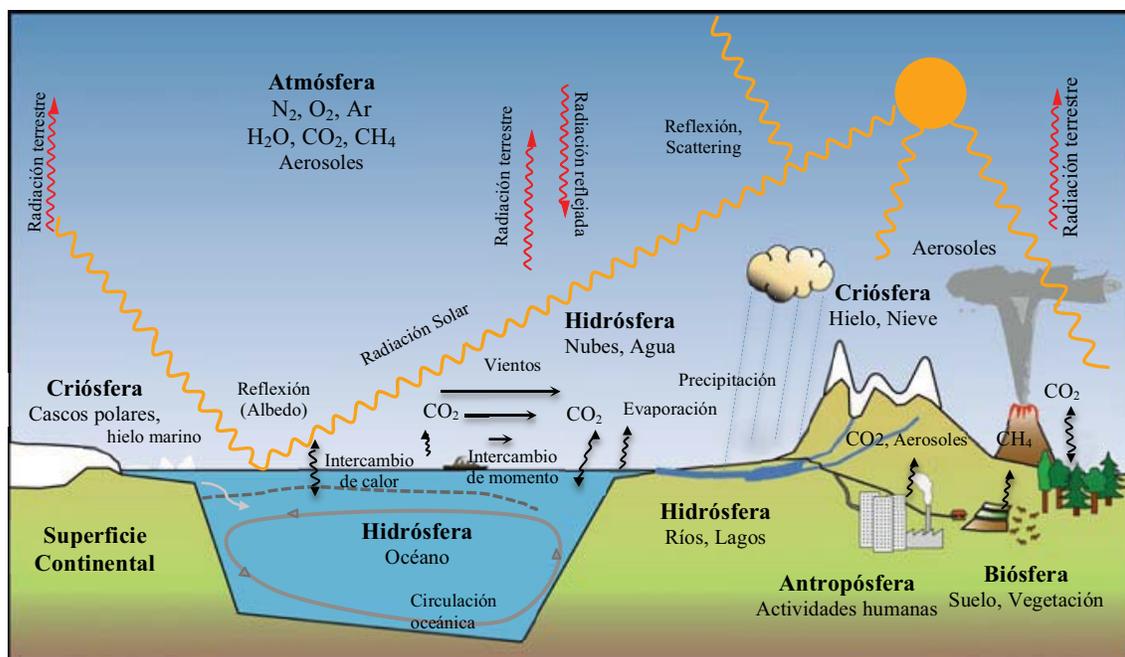


Figura 1.1: Las componentes más importantes del sistema climático y sus procesos asociados a la escala global. Modificado de Stocker (2011)

Dada la naturaleza global del sistema climático, la modelación numérica se ha convertido en la principal herramienta para estudiar el equilibrio dinámico del sistema y su variabilidad, así como el único modo de probar la respuesta del sistema climático cuando se modifican diversos forzantes del clima. Además, resulta muy importante, tanto por su valor en términos de investigación, como en su uso para pronóstico, porque permite:

- 1) Realizar diagnósticos del clima actual basados en modelos numéricos, enfocados a la investigación de los procesos físicos que dan origen al clima, así como el estudio de fenómenos que impactan en la variabilidad climática estacional e interanual;
- 2) Generar pronósticos climáticos a escalas estacionales, orientados a cubrir necesidades específicas de diferentes sectores;
- 3) Proyectar el clima bajo diferentes escenarios futuros, simulando la respuesta del sistema a cambios en los forzantes del sistema climático (e.g. temperatura de superficie del mar, emisiones futuras de gases de efecto invernadero de origen antropogénico y natural, etc.).

A menudo, la modelación numérica del clima tiene como objetivo estudiar la predictibilidad de un sistema en términos de las diferentes escalas de movimiento, los procesos físicos involucrados y la transferencia de energía entre escalas. Debido a que los subsistemas climáticos forman parte de procesos complejos (que involucran interacciones no lineales que determinan el clima), en la modelación es necesario que los subsistemas interactúen y se retroalimenten para tener una mejor aproximación del comportamiento del sistema entero. Esto se logra con la mejora continua en la descripción de los procesos físicos descritos de forma explícita y a través parametrizaciones. El conocimiento que se tenga acerca de las escalas en las que interactúan los procesos físicos de cada componente del sistema climático, se traducirá en el incremento de la habilidad y la predictibilidad de las simulaciones numéricas del clima y, en consecuencia, en el entendimiento de los procesos que los gobiernan.

### **1.2.2. Modelos de Circulación General de la Atmósfera**

Se han desarrollado diferentes modelos numéricos que tiene como objetivo modelar el sistema climático, destacándose los **Modelos de Circulación General de la Atmósfera** (MCGs) que inicialmente surgieron de aquellos modelos que fueron desarrollados para la predicción de tiempo meteorológico, a mediados del siglo XX (Stocker, 2011). Desde sus inicios, los MCGs han sido usados exhaustivamente para investigar los mecanismos, los procesos y los forzantes del sistema climático que son responsables del clima del planeta.

Los modelos climáticos cumplen con objetivos específicos y se caracterizan por el tipo de formulaciones empleadas en su desarrollo y el tipo de parametrizaciones descritas. Los modelos más sofisticados están basados en la descripción explícita del movimiento y de los procesos físicos resueltos o parametrizados a la escala espacial de las simulaciones. Ejemplo de ello son los MCGs acoplados<sup>1</sup>, que son herramientas sofisticadas diseñadas para simular el sistema climático y la interacción entre los subsistemas, respondiendo a los forzantes más importantes de la atmósfera, de la superficie terrestre y de los océanos en tres dimensiones. En cada interfaz, la atmósfera está acoplada al océano y a la superficie continental, a través del intercambio de energía en forma de flujos de calor y de humedad y transferencia de momento, debido a la interacción de la atmósfera con superficies de características físicas distintas, por lo que los MCGs acoplados se ubican en el nivel más alto en la jerarquía de los modelos empleados para la modelación del sistema climático (eg. IGCM, HadCM3, GFDL CM2, CFSv2, ECHAM, y MPAS).

Actualmente, más de una docena de centros de investigación alrededor del mundo desarrollan MCGs acoplados océano-atmósfera (AOGCMs, por sus siglas en inglés) para mejorar el conocimiento sobre el clima del planeta (Stocker, 2011). Además, existen programas internacionales como el *Coupled Model Intercomparison Project (CMIP)*<sup>2</sup> del *World Climate Research Programme (WCRP)*, que tiene como objetivo establecer un protocolo estándar experimental para estudiar las salidas de los AOGCMs.

Por el tipo de solución no analítica del sistema de ecuaciones diferenciales en derivadas parciales en el que se basa la descripción de un MCG y debido al tipo de tratamiento numérico del problema, la atmósfera es discretizada en una malla donde se resuelve el sistema de ecuaciones, empleando diferentes métodos numéricos para aproximar la solución, ya sea diferencias finitas, elemento finito, volumen finito o métodos espectrales, y se integran en el tiempo: las variables de pronóstico son directamente integradas (e.g. temperatura del aire, presión en superficie y vientos) y las variables de diagnóstico y los parámetros son calculados a partir de las variables de pronóstico o por medio de parametrizaciones físicas.

A alta resolución ( $<1^\circ \times 1^\circ$  horizontalmente) los MCGs tienen la capacidad de identificar el

---

<sup>1</sup>Gran parte de la variabilidad natural del sistema climático es modulada por oscilaciones en el océano que están estrechamente acopladas a la atmósfera. Dada la importancia que tiene el océano sobre el sistema climático (al ser el subsistema que contiene la mayor cantidad de calor), los modelos más avanzados incluyen en su descripción la interacción que existe entre el océano y la atmósfera, conocidos como modelos climáticos acoplados (METED-UCAR).

<sup>2</sup><http://cmip-pcmdi.llnl.gov/cmip5/>

gradiente meridional de humedad que se observan entre las regiones más áridas del planeta (entre los 20° y 45° de latitud) y aquellas regiones donde se encuentra contenida la mayor cantidad de humedad en la atmósfera (en los trópicos y en las regiones ubicadas entre los 45° y 65° de latitud está contenido el 90 % de la humedad total de la atmósfera) (Stocker, 2011). Por otra parte, la comparación entre MCGs muestra un sesgo en las variables de pronóstico y de diagnóstico, siendo el vapor de agua la que tiene las incertidumbres más altas, en contraste con las variables de calor, por ejemplo en los trópicos en donde la formación de nubes afecta significativamente la temperatura en superficie (Stocker, 2011). El pronóstico de cobertura de nube resulta un variable muy importante porque rige el papel del efecto retroalimentador del vapor de agua dentro del balance radiativo y ésta es justamente la retroalimentación que se considera más importante dentro del sistema climático.

Entre los muchos parámetros obtenidos a partir de los modelos climáticos, los más demandados son la precipitación, la temperatura cerca de la superficie, la humedad de suelo y cercana a la superficie, y los flujos de humedad en superficie. Ninguno de los productos demandados que se mencionan son variables primarias de control. La precipitación pertenece a aquellas variables con mayor dificultad para ser simuladas (Dai, 2006; Li y Gao, 2011) y es la que varía más entre los modelos de todas aquellas variables derivadas del vapor de agua (Stocker, 2011).

### **1.2.3. Modelos Atmosféricos Regionales del Clima**

Mientras que para algunos casos de investigación la información obtenida con un MCG puede ser suficiente, para otros la información regional representa un valor agregado, por ejemplo en la estructura de campos de temperatura y de precipitación en áreas de topografía compleja y en la descripción de circulaciones atmosféricas locales y regionales asociadas a circulaciones de brisa de mar, a complejos convectivos de mesoescala, etc. Por lo anterior, se han desarrollado **Modelos Atmosféricos Regionales del Clima** (MRC), con el objetivo de aportar información climática más allá de la resolución que un MCG actual permite, de utilidad en diversos estudios del clima que involucran procesos atmosféricos a nivel estacional y a escala regional.

Un modelo de alta resolución ( $\leq 50$  kilómetros), como un MRC, incorpora los forzantes en superficie de alta resolución como la topografía, el tipo y cobertura de vegetación, el tipo de suelo y líneas costeras (Hong y Kanamitsu, 2014). En general, estos modelos combinan las

características de un modelo de área limitada, con una descripción de los procesos físicos más cercanos en superficie (Giorgi et al., 2001) (e.g. la descripción de la capa límite planetaria dentro de un modelo de clima).

### **1.2.3.1. Concepto de valor agregado en modelación regional del clima**

De acuerdo con Warner (2010), el conocimiento adicional que se deriva de un MRC es comúnmente llamado *valor agregado*, el cual es atribuido a que existe:

- 1) Una mejor representación de los forzantes locales de menor escala;
- 2) La habilidad de representar explícitamente algunos procesos, en lugar de parametrizarlos;
- 3) Permite una interacción no lineal entre un espectro de ondas más completo.

En relación con la idea anterior, Denis (2002) plantea que aquellas características de menor escala que se obtienen con las simulaciones de un MRC se deben principalmente a las siguientes fuentes :

- 1) Forzantes locales en superficie;
- 2) Las no linealidades descritas en las ecuaciones dinámicas que representan la atmósfera dentro del MRC;
- 3) Inestabilidades hidrodinámicas.

Los MRCs se basan en diseños de áreas limitadas con una resolución que permite describir variabilidad y cambio del clima a una escala regional y pueden ser usados para estudiar procesos y hacer estudios de sensibilidad a escala regional (Feser et al., 2011). Sin embargo, debe mencionarse que una de las desventajas propias de los MRCs es que la dinámica de la atmósfera de alta resolución que éstos resuelven no interactúa con la dinámica del océano (no existe acoplamiento), por lo que las características de la interacción océano-atmósfera descritas en las condiciones de frontera no se verían beneficiadas con la reducción de escala. Por esta razón, algunos autores han cuestionado el valor agregado que puede ofrecer un MRC (en especial en proyecciones de cambio climático) en el caso en que los MCG de los que se prescriben las condiciones de frontera no ofrezcan simulaciones confiables de ondas planetarias y de las estadísticas de tormentas tropicales y extratropicales, bloqueando otros fenómenos regionales (Shukla et al., 2010; Pielke y Wilby, 2012). Un cuestionamiento adicional es que estos modelos no pueden capturar las teleconexiones globales y no pueden mejorar este aspecto

de la predicción regional. Sin embargo, puede decirse que en el caso de aquellos procesos fuertemente influenciados por forzamientos locales como la retroalimentación nieve-albedo, la orografía compleja o líneas costeras, son más susceptibles a beneficiarse con el incremento de la resolución (Di Luca et al., 2015).

La comunidad científica ha planteado la fuerte necesidad que existe en desarrollar proyectos que tengan como eje demostrar metodologías e impactos a diferentes escalas entre el clima regional y global. Por ahora, muchos esfuerzos para mejorar este aspecto van encaminados a la investigación teórica y a la modelación numérica, en donde el aumento de recursos computacionales será esencial (Hurrell et al., 2009; Shukla et al., 2010; Trenberth et al., 2013; Hong y Kanamitsu, 2014).

#### **1.2.3.2. Técnica de reducción de escala dinámica**

En la técnica de reducción de escala dinámica (también conocida como regionalización dinámica) los productos de las simulaciones de un MCG se utilizan para derivar variables que corresponden a condiciones de frontera laterales tridimensionales (perfiles verticales de temperatura, de humedad y de viento) y de superficie (presión y temperatura de superficie del mar) a lo largo del tiempo. Las condiciones de frontera son integradas por el MRC y son presentadas cada 6 horas dentro de un dominio definido por cuatro fronteras laterales, a distintos niveles de presión y en la superficie del dominio, a efecto de capturar internamente la circulación atmosférica y algunas interacciones con la superficie. Se asume que los reanálisis globales y los MCG describen confiablemente los fenómenos de tiempo asociados a la gran escala (Feser et al., 2011); además resulta de suma importancia que los MGCs tengan un buen desempeño al simular características de la circulación y del clima que afecten al clima regional, (eg. corrientes en chorro, las trayectorias de tormenta, etc.).

Se ha documentado que la regionalización dinámica es sensible a la posición de las fronteras laterales, la extensión del dominio del MRC y a la calidad de los datos utilizados como condiciones de frontera (Baumhefner y Perkey, 1982; Denis et al., 2002). Otra consideración importante es que idealmente las fronteras laterales deben estar lo suficientemente alejadas del área de interés, de manera que el efecto de las fronteras no contaminen la solución durante el periodo de simulación o de pronóstico.

Al aplicar la técnica de regionalización dinámica se debe de asegurar consistencia con los campos que ingresan al esquema de procesamiento del MRC, esto quiere decir que los

campos de gran escala no se vean modificados radicalmente, de manera que los fenómenos de escala regional se desarrollen exclusivamente por el MRC (Giorgi et al., 2001). En la técnica de reducción de escala dinámica, los datos del reanálisis y del MCG constituyen la mejor descripción de las condiciones de gran escala (Di Luca et al., 2015), por esta razón al aplicar la técnica no es de esperarse una mejora en las variables de gran escala que son usadas para forzar al MRC (Hong y Kanamitsu, 2014), pero es posible que las simulaciones de un MRC mejoren algunas otras variables asociadas a la gran escala (eg. la precipitación), aunque el mayor valor agregado que se obtenga se verá reflejado en características de menor escala a la del reanálisis o del MCG, como consecuencia de resolver procesos de mesoescala (Feser et al., 2011).

#### **1.2.4. El clima de México**

Dada la importancia que tiene en la modelación numérica del clima el conocimiento acerca del comportamiento y la temporalidad de los sistemas de gran escala, sinópticos y de mesoescala que dan origen al clima y que se desean modelar, se consideró hacer una revisión general de los principales sistemas sinópticos y circulaciones que influyen el clima de México.

##### **1.2.4.1. Localización geográfica**

La República Mexicana se encuentra ubicada entre las latitudes 13°N y 33°N, cruzando el Trópico de Cáncer y comparte fronteras al este con el Golfo de México y el Mar Caribe (que forman parte de Océano Atlántico) y al oeste con el Océano Pacífico (longitud entre 120°W y 85°W), factores que influyen determinadamente en su clima. Cerca del 85 % de la porción continental de México forma parte con una serie de cadenas montañosas que incluyen a la Sierra de Baja California, la Sierra Madre Occidental, la Sierra Madre Oriental, el Sistema Volcánico Transversal Mexicano, la Sierra Madre del Sur y la Sierra Madre de Chiapas (Fig. 1.2).

México yace entre dos cinturones climáticos contrastantes: el trópico (cinturón de convergencia) y el subtropical (cinturón de divergencia). Esta configuración permite que el clima de México se vea afectado por interacciones dinámicas entre los trópicos y los extratropicales (Magaña, 1999b). A grandes rasgos, el sur de México se caracteriza por ser húmedo, mientras que el norte es generalmente árido.

Los patrones sinópticos y circulaciones que determinan el clima sobre México corresponden a:

- 1) La zona intertropical de convergencia (ZITC);

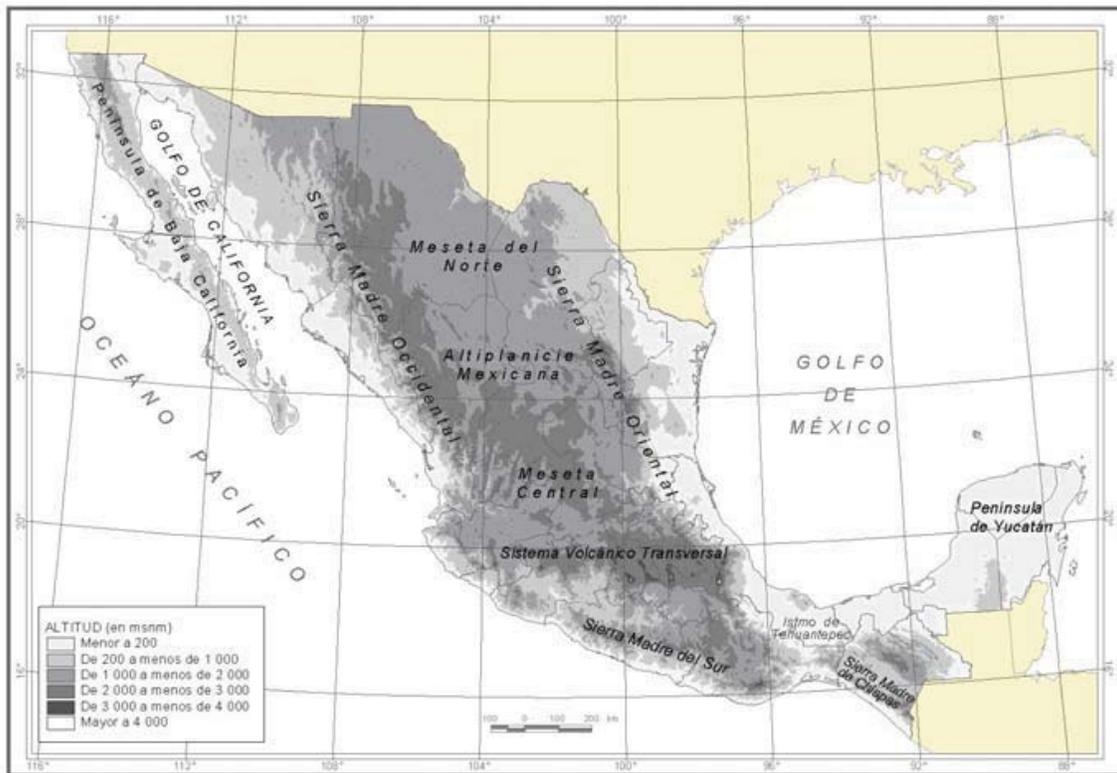


Figura 1.2: Relieve de la República Mexicana. Tomado de Ortíz y Vidal (2006)

- 2) Dos sistemas de presión semipermanentes en superficie (sobre el Océano Atlántico la alta presión de Bermudas-Azores; sobre el Océano Pacífico, la alta presión del Océano Pacífico norte).

La variación anual en la posición, el tamaño y la intensidad la ZITC y de los sistemas sinópticos de presión, causan muchos de los cambios que se llevan a cabo en el tiempo meteorológico de México (Walker, 1954), ya que influyen en las trayectorias de tormentas, corrientes en chorro, en la ubicación de frentes y de monzones estacionales. A continuación se hace una breve descripción de estos sistemas.

- ***Zona Intertropical de Convergencia Climatológica***

La ZITC climatológica es una banda de convección profunda en la confluencia de los alisos del noroeste y del sureste (un mecanismo de transporte de calor, de humedad e intercambio de momento). La ZITC sigue un ciclo anual: durante todo el año, sobre el Océano Pacífico, la ZITC permanece estacionada en el HN, excepto durante períodos de El Niño (Toma y Webster,

2010a). Los valores bajos de radiación de onda larga saliente (OLR, por sus siglas en inglés) son una medida indirecta de la convección profunda y en el océano, y pueden ser asociados a la ubicación de la ZITC. La figura 1.3 muestra la climatología de OLR correspondiente a los meses del verano extendido (de mayo a octubre) del HN.

En el hemisferio sur (HS) la ZITC yace a menudo sobre la vaguada ecuatorial, un cinturón casi continuo de baja presión y de movimientos ascendentes ubicado entre las altas presiones semipermanentes del Océano Atlántico del norte y del sur, conocido también como ecuador meteorológico. La vaguada ecuatorial migra hacia el norte de América central durante el verano extendido del HN y se mantiene cerca de Sudamérica Ecuatorial los demás meses del año. Muy menudo la ZITC y la vaguada ecuatorial coinciden en posición. La dinámica y la estructura de la ZITC desempeñan un papel muy importante para determinar las características en que los subsistemas del sistema climático, océano-atmósfera y continente-atmósfera, interactúan a escala local. Además influye en la circulación de los océanos tropicales a escala de cuenca y en otras características del clima de la Tierra a una escala global (Waliser y Jiang, 2015). Es posible que la ubicación de la convección y la variación de la frecuencia más alta de la ZITC sea el resultado de los procesos dinámicos locales. Parte de la evidencia es que la intensidad y la ubicación en latitud de la ZITC varía en función de la longitud; además, se sabe que los transientes se mueven a lo largo de la ZITC (Toma y Webster, 2010a).

- ***Circulación Anticiclónica del Atlántico***

Ubicada sobre el Océano Atlántico, el sistema de alta presión de Bermudas-Azores (ABA) (Fig. 1.4), tiene un importante influencia en el desarrollo del tiempo del Caribe durante gran parte del año. Se tiene registro de que en el verano del HN este sistema se encuentra más reforzado y está ubicado más hacia el oeste. Durante el otoño, el centro de la presión se mueve hacia el este y la alta presión se debilita. Durante el invierno del HN, el centro de la presión se mueve nuevamente hacia el oeste, aunque los valores de presión media que se registran son menores en comparación con la que se tiene en verano. Cuando la ABA se expande hacia el suroeste, el gradiente de presión entre la alta subtropical y la ZITC se incrementa. Aunque hasta ahora no se ha establecido una razón dinámicamente congruente que explique por qué el viento se intensifica entre el centro-sur del Mar Caribe, la configuración anterior coincide con vientos típicamente más intensos cerca del nivel de 925 mb, que se localizan entre 15°N y 20°N en el mes de julio y que se conoce como la corriente en chorro de bajos niveles del Caribe (CCC) (Amador y Magana, 1999; Salinas-Prieto, 2006). Los gradientes de presión también se intensifican sobre el

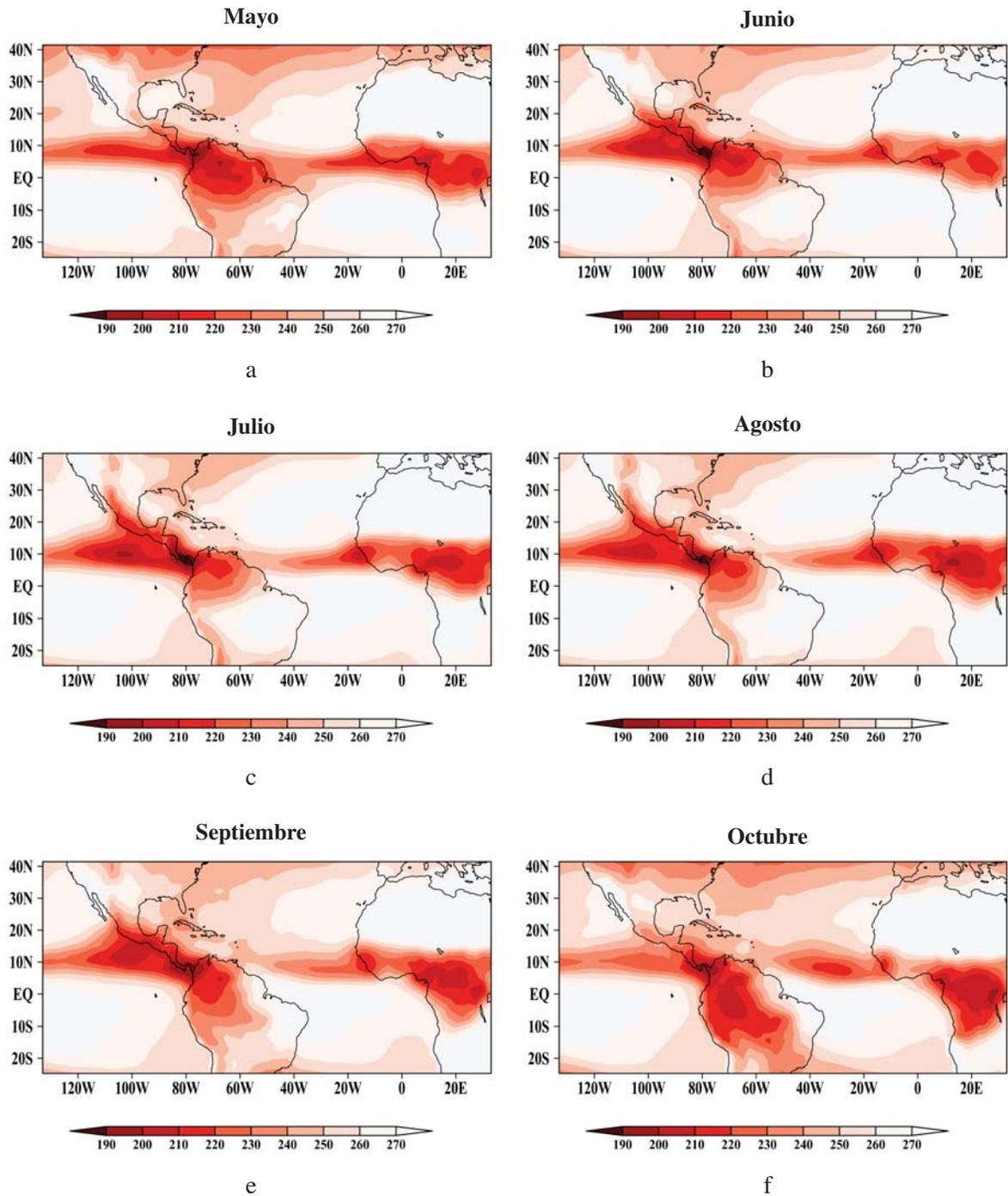


Figura 1.3: Climatología mensual de OLR ( $\text{W m}^{-2}$ ). Periodo base 1981-2010 (fuente de datos: *National Oceanic and Atmospheric Administration*)

mar Caribe en invierno y el viento se torna del noreste y del este, formado un segundo máximo del viento zonal anual, coincidente con un segundo máximo anual de la CCC.

En este punto, es importante mencionar que algunos autores han asociado la intensificación del CCC con la amplificación de la ABA en un balance geostrófico aproximado (Wang et al., 2007) y por influencias térmicas y orográficas cercanas a la región del Caribe (Muñoz et al., 2008), sin embargo, en este trabajo se comparte la idea de que el primer mecanismo mencionado no podría ser el causante de la aceleración del CCC, debido a que el radio de deformación de Rossby ( $L_R$ ) sobre el Caribe oscila entre 2700 a 5000 km (Herrera et al. 2014), lo que implica que es mayor que la longitud de la CCC; esta evidencia sugiere que  $L < 2\pi L_R$ , y, de acuerdo a Gill (1982), el campo de masas ajusta al campo de vientos y no ocurre del modo contrario.

- ***Circulación Anticiclónica del Pacífico***

Durante el verano el sistema de alta presión del Océano Pacífico norte (APN) se localiza justo enfrente de las costas de California. Esta circulación causa que durante los meses de verano la costa este de Estados Unidos y parte de la Península de Baja California presenten muy poca precipitación. En invierno la APN se desplaza hacia el sur, permitiendo que los vientos penetren hacia las costas de California y parte de Baja California y que la corriente en chorro polar se desplace hacia el sur de Estados Unidos.

#### **1.2.4.2. Oscilaciones de baja frecuencia que afectan el clima de México**

Se han identificado diferentes oscilaciones que implican la interacción entre los subsistemas océano y atmósfera, y que tienen un fuerte impacto en el desarrollo del clima estacional, decadal y multidecadal de México. Entre las oscilaciones más importantes que se han detectado se encuentra el ENOS (Philander, 1990), que no presenta una periodicidad, con diferentes características e impactos globales entre un episodio y otro. La dinámica del ENOS involucra procesos por medio de los cuales el Océano Pacífico tropical se ajusta activamente al debilitamiento de los vientos alisios (Cavazos y Hastenrath, 1990; Méndez-Pérez, 2010). En México, el impacto más evidente del fenómeno ENOS se da en el régimen de precipitación estacional: durante episodios de verano El Niño, las lluvias disminuyen en gran parte del territorio, principalmente en el centro y sur del país (Fig. 1.5a), asociados a la intensificación de los vientos alisios, a la reducción de agua precipitable y a menor desarrollo vertical de nubes profundas, factores que inhiben la ciclogénesis en la región del Caribe (Magaña, 1999b).

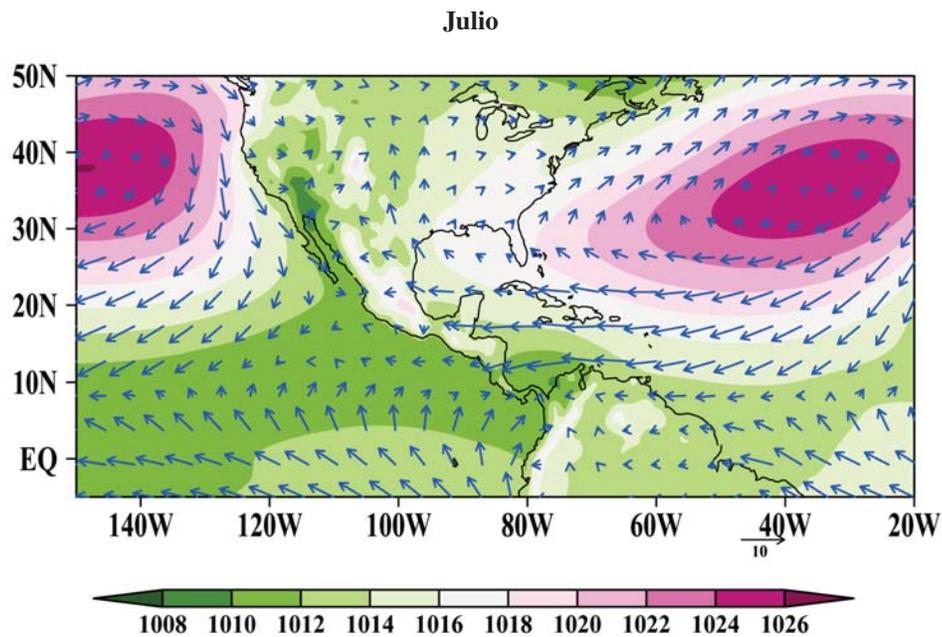
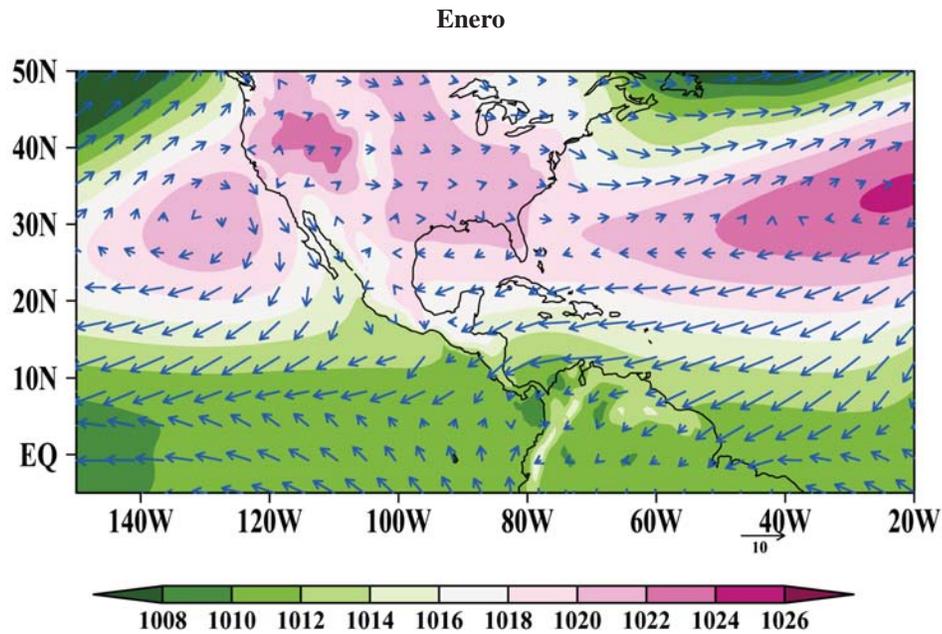


Figura 1.4: Climatología de presión reducida al nivel del mar (mb) y de campos de viento en superficie ( $\text{m s}^{-1}$ ) (flechas azules) correspondientes al mes de (a) enero y (b) julio. Periodo base 1981-2010

Durante veranos La Niña, las lluvias son cercanas a lo normal o por arriba de lo normal en prácticamente todo el país (Fig. 1.5b). Entre de los factores que influyen a la presencia de este régimen se encuentra el desplazamiento hacia el norte de la ZITC en el Pacífico del este, el debilitamiento de los vientos alisios (Cavazos y Hastenrath, 1990), relacionado a su vez con una mayor actividad de ondas del este (Salinas-Prieto, 2006) y a mayor ciclogénesis en los Mares Intra-Americanos (Méndez-Pérez, 2010).

Los episodios El Niño durante el invierno continuamente se caracterizan por tener precipitaciones por arriba de lo normal en el norte del país; lo contrario ocurre bajo la condición La Niña de invierno, dónde se aprecian anomalías negativas de precipitación en gran parte del territorio. Esto se debe en parte al desplazamiento de la corriente de chorro subtropical hacia el sur (hacia el norte) durante inviernos de El Niño (La Niña) (Cavazos y Hastenrath, 1990).

#### **1.2.4.3. Clima de verano en México**

- ***Precipitación***

A grandes rasgos, el verano en México está caracterizado por un régimen de lluvias que comienzan en los meses de mayo y junio en el sur del país y se extiende hacia en norte de una forma relativamente rápida a lo largo de las llanuras de la Sierra Madre Occidental en los meses subsecuentes, hasta decaer lentamente entre los meses de septiembre a octubre. Este régimen de lluvias es variable a lo largo de la meseta de México: los estados del sureste de México (alrededor de las latitudes 10°N-20°N) presentan un doble pico de precipitación, periodo conocido como “sequía de medio verano” o “canícula” (Magaña et al., 1999a), mientras que la mayoría del resto del territorio muestra un solo pico máximo de precipitación de verano.

La canícula se aprecia como un doble pico de máxima precipitación durante los meses de junio, septiembre y octubre, y un mínimo relativo durante julio y agosto, efecto que se observa en el sur de México y en Centro América (Magaña y Caetano, 2005). La evolución de la canícula se asocia con fluctuaciones en la intensidad y la localización de la ZITC del Océano Pacífico del este y a la convergencia y a la divergencia de los vientos de bajos niveles sobre la alberca de agua caliente, localizada frente a las costas del suroeste de México y de América central. Al inicio de la época de lluvias, la alberca de agua caliente se encuentra a una temperatura de superficie del mar (TSM) de 29°C y, posteriormente, a consecuencia de la alta actividad convectiva inicial que bloquea la entrada de radiación solar, decrece cerca de 1°C, provocando en consecuencia una disminución considerable de la actividad convectiva tropical profunda (Fig. 1.6), de acuerdo

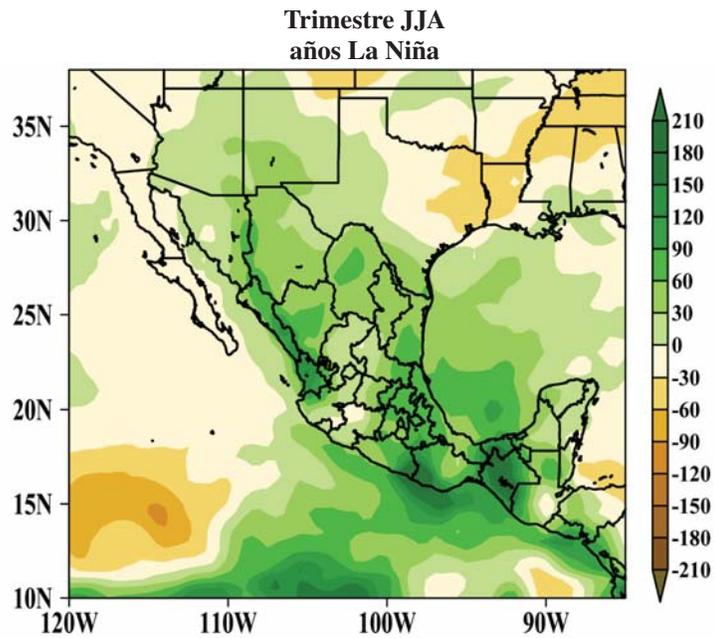
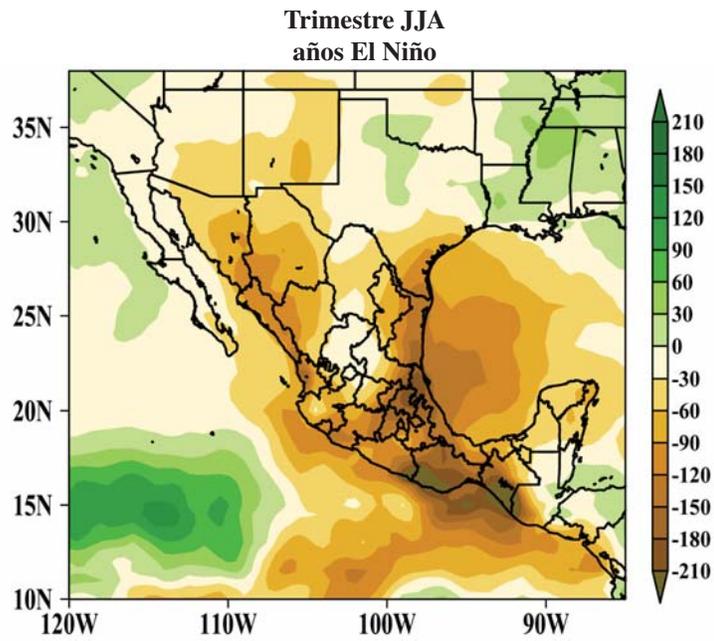


Figura 1.5: Patrón compuesto de anomalías de precipitación acumulada (mm) del trimestre junio-julio-agosto (JJA), bajo condiciones (a) El Niño y (b) La Niña. Periodo base 1981- 2010

a la relación de Clausius-Clapeyron. Finalmente, esa ausencia de nubes profundas permite la entrada de energía solar radiativa más libre, provocando un nuevo aumento de TSM que se establece cerca de los 28.5°C (Webster, 1994). Una característica asociada a este fenómeno es que paralelamente a la disminución (incremento) de la actividad convectiva en esa región, los vientos del Caribe se intensifican (debilitan)(Magaña et al., 1999a).

Una historia diferente se presenta en la parte noroeste del país, donde una circulación monzónica domina gran parte del verano extendido cada año. En esta región montañosa, donde las tasas de mayor calentamiento se presentan durante los meses de julio, agosto y septiembre, produciendo que los vientos provenientes del Océano Pacífico y Golfo de California se inyecten profundamente hacia el continente, acarreado la mayoría de la humedad de bajos niveles que llega al oeste de México durante la época de verano, en forma de ríos atmosféricos (Berbery, 2001; CPC, 2004; Turrent y Cavazos, 2009) y a través de periodos intermitentes de activación de transporte de humedad que responden a circulaciones locales en el Golfo de California. Estos factores, junto con el forzamiento orográfico, juegan el papel más importante en el establecimiento de la circulación del Monzón de Norteamérica (MNA; Stensrud et al., 1995) y en el ciclo diario de precipitación que tiene asociado. La época típica del inicio del MNA en México es a principios del mes de junio, e inicios de julio en los estados de Arizona y Nuevo México. La variación en la intensidad del MNA es más evidente en los meses de mayo, agosto, septiembre y octubre, lo que indica que durante los meses en los que el forzamiento local es más intenso (junio y julio) se tengan patrones diarios de precipitación más establecidos. En la época de transición (entre septiembre y octubre) ocurren episodios en los que puede haber interacción entre los frentes polares asociados a la corriente en chorro polar y la alta humedad de suelo provista por las lluvias del monzón, generando fuertes tormentas que afectan considerablemente el norte del estado de Sonora y el estado de Arizona.

- ***Régimen de vientos***

A lo largo de la costa del Golfo de México, el Caribe y gran parte continental de México, el régimen de los vientos del este domina las circulaciones someras y medias; este régimen es más intenso en el sur y va decreciendo en intensidad hacia el norte (Walker, 1954). En el noreste del país, durante los meses de mayo a junio, el régimen de vientos alisios adquiere una componente hacia el norte a causa del calentamiento radiativo en la superficie del norte de México (Fig. 1.7). Únicamente durante los meses de julio a septiembre el régimen es prácticamente del este en toda la costa del Golfo y del Caribe. El régimen de vientos del este es una importante fuente de

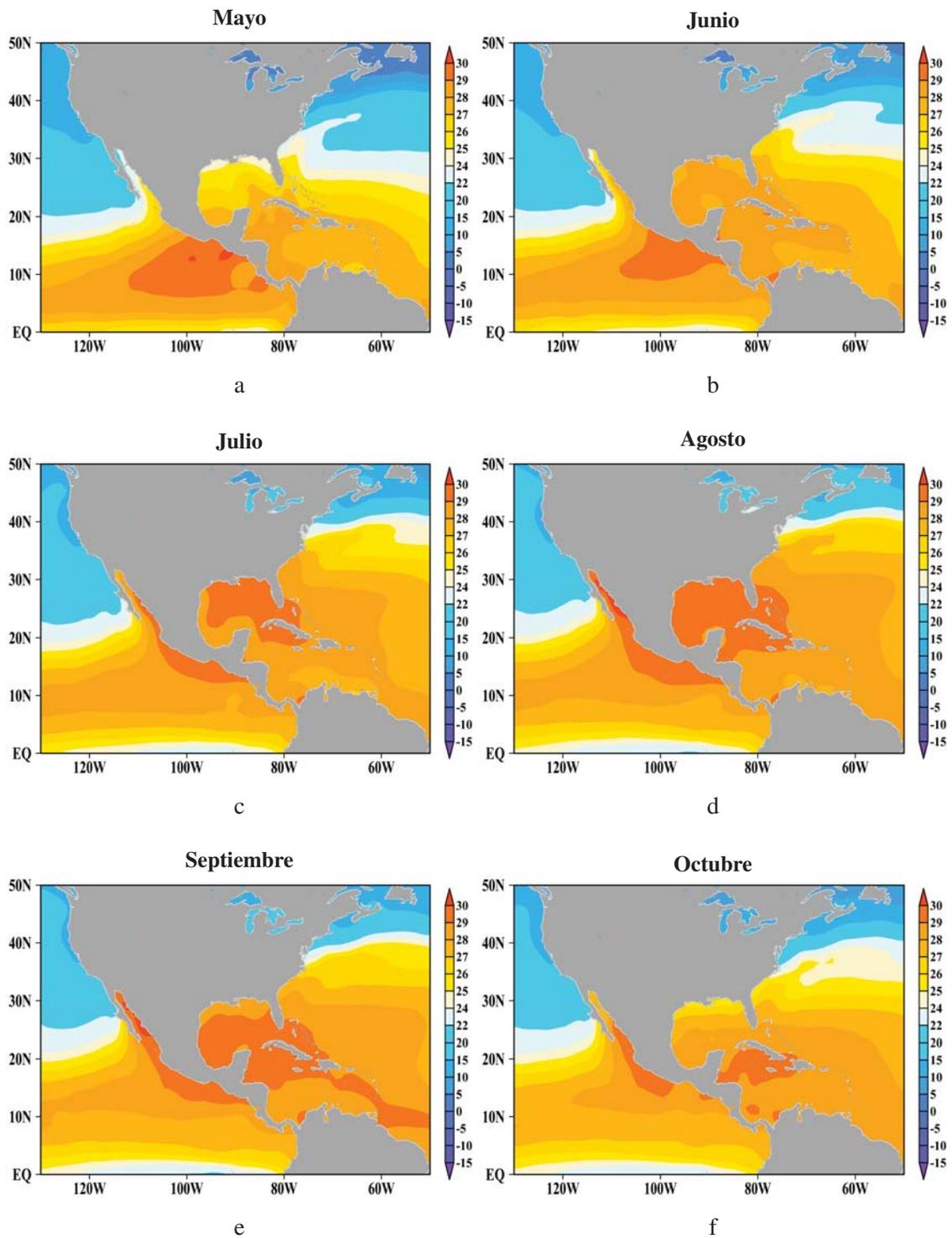


Figura 1.6: Climatología mensual de TSM (°C). Periodo base 1982-2000

aporte de humedad que entra a la meseta de México durante el verano. Por otro lado, la costa del Pacífico está dominada por un régimen de vientos variable, ya que responde a diferentes forzamientos como el calentamiento radiativo en continente y también a la TSM del Océano Pacífico.

- ***Ondas del este y ciclones tropicales***

Otros factores que impactan considerablemente en las condiciones de verano en México es el paso de ondas del este (OEs) y de ciclones tropicales que se forman en los océanos Atlántico y Pacífico y los complejos convectivos tropicales asociados a éstos. Los complejos convectivos tropicales son modulados en por modos individuales de ondas tropicales. A su vez, la convección da origen a ondas que pueden propagarse a lo largo del planeta o verticalmente (Berry y Thorncroft, 2005), lo que puede influir de manera muy importante en los sistemas sinópticos de la atmósfera. A este mecanismo acoplado se le conoce como ondas ecuatoriales convectivas acopladas (CCEWs, por sus siglas en inglés) y tienen una influencia directa en la variabilidad intraestacional del clima y del tiempo en los trópicos, ya que controlan la intensidad y la temporalidad de la precipitación, además de que son importantes contribuyentes para la génesis de ciclones tropicales por medio de la vorticidad vertical de bajos niveles, que sirve para alcanzar circulación local. Las CCEWs pueden ser clasificadas entre ondas divergentes (ondas de Kelvin) y más rotacionales (ondas  $n=1$  de Rossby, ondas de Rossby-Gravedad mezclada y del tipo depresión tropical)<sup>3</sup>. De todas las CCEWs mencionadas, las ondas del tipo depresión tropical (DT) no corresponden a alguna teoría lineal de ondas ecuatoriales. Para los trópicos las ondas tipo DT tiene el impacto más significativo en la precipitación que cualquier otro tipo de CCEWs (Lubis y Jacobi, 2014). En general, una fuerte actividad de ondas DT ocurre en los meses de abril y agosto, y un mínimo durante mayo a junio, consecuencia en parte a la variabilidad de la CCC (Salinas-Prieto, 2006).

Las anomalías positivas (negativas) de precipitación asociadas a la estructura dinámica de las ondas DT, principalmente corresponden a la vaguada (cresta) de un tren de vórtices casi paralelo el ecuador, en donde una fuerte (débil) convección, inducida por el flujo en rotación, puede ocurrir. En África, las ondas DT que se forman, más conocidas como ondas del este africanas (OEAs), son suprimidas durante el periodo de octubre a febrero y son más activas durante julio a septiembre. La mayoría de las OEAS tienen su inicio en las montañas africanas (alrededor de los 10°E), posteriormente emergen de las costas del continente africano, aproximadamente cada

---

<sup>3</sup>Para mayores detalles sobre la teoría de las CCEWs consultar Zdunkowski y Bott (2003).

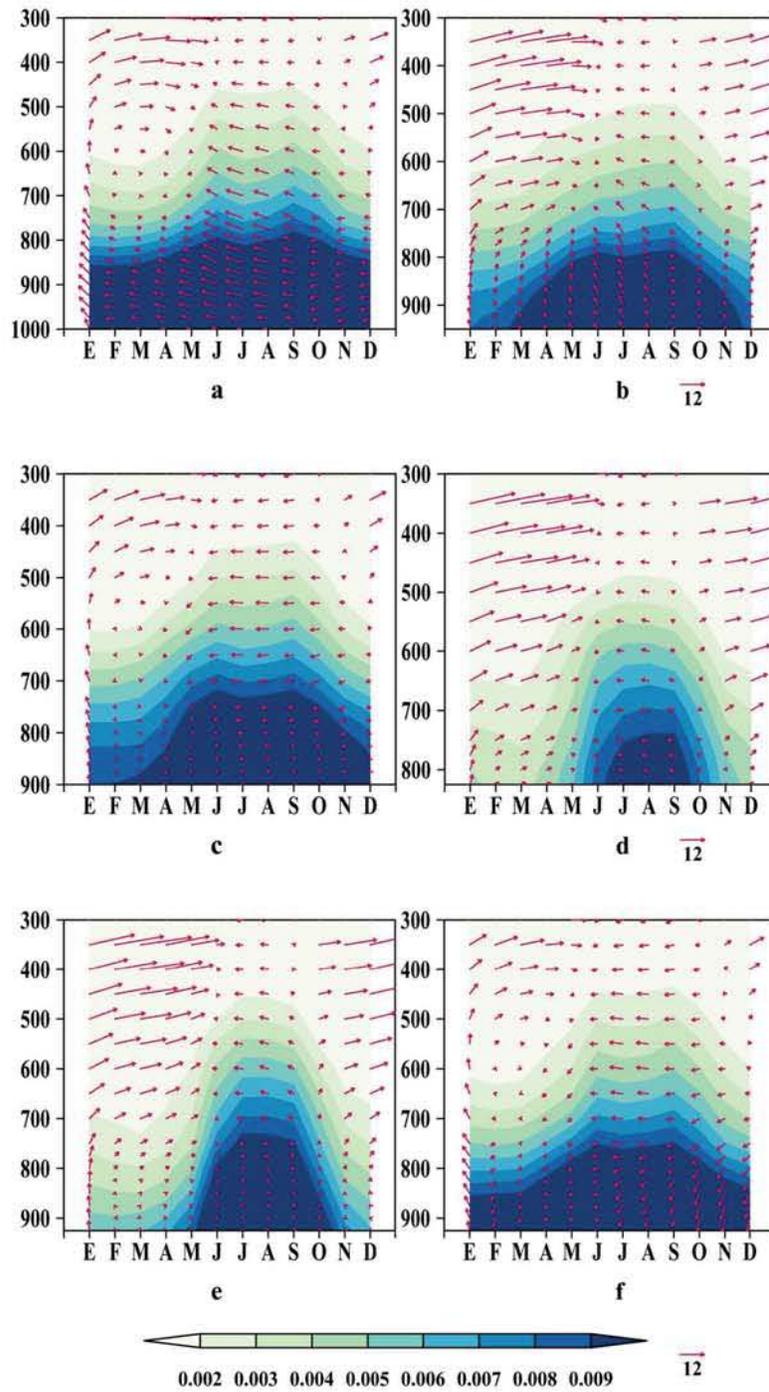


Figura 1.7: Climatología mensual del campo de viento ( $\text{m s}^{-1}$ ) (flechas rojas) y de humedad específica ( $\text{kg kg}^{-1}$ ) en altura, ubicados sobre (a) Yucatán, (b) Tamaulipas, (c) Oaxaca, (d) Durango-Coahuila, (e) Sinaloa e (f) Istmo de Tehuantepec. Periodo base 1981-2001

tres o cuatro días (entre los 5°-15°N). Esta localización provoca que las OEAS se propaguen sobre el Océano Atlántico. Las OEAs son de escala sinóptica (entre 2000-4000 km de longitud horizontal) y extensión latitudinal de 10°-15°, que se propagan hacia el oeste con velocidades de fase de 7-8 m s<sup>-1</sup> (desplazándose alrededor de 6°-7° de longitud por día) y anomalías máximas de velocidad del viento meridional en los niveles de presión de 700-850 mb (Reed et al., 1977; Serra et al., 2008). Se cree que las OEAs son provocadas por forzamiento local, probablemente asociado con el calor latente liberado en niveles altos de la atmósfera de la región del continente africano donde se aprecia el crecimiento de las OEAs (alrededor de los 10°E) (Thorncroft et al., 2008). El calentamiento conduce al establecimiento inicial de una vaguada que llega a la costa de África Occidental cerca de 5-7 días más tarde, dependiendo de la naturaleza del perfil de calentamiento. Las OEAs se activan más eficientemente por perfiles de calentamiento que establecen circulaciones en la troposfera inferior, cerca de la región de entrada de la corriente en chorro africana. Además, se tiene evidencia de que la actividad de ondas de Kelvin favorece las condiciones para la génesis de las OEAS durante el verano. Las OEAs y las ondas de Kelvin tienen ciclos estacionales sobre América y el Océano Atlántico muy similares a los observados en África.

Como se mencionó anteriormente, las OEAs juegan un papel muy importante en el desarrollo del clima del Atlántico tropical, incluyendo el Caribe y el Golfo de México, ya que modulan la precipitación diaria sobre el África del este y por ser las principales precursoras para las formación de ciclones tropicales del Atlántico (Thorncroft y Hodges, 2001). La variabilidad en la intensidad de las OEAs determina la variabilidad de los ciclones tropicales en el Atlántico (Thorncroft et al., 2008). Cuando las OEAs viajan hasta la meseta de México a través de una guía de ondas que se extiende desde África hasta América a través de Océano Atlántico (durante la época de verano), pueden provocar lluvias intensas que impactan sobre todo en la parte centro y sur del país. Debido a la alta frecuencia en la distribución de OEAs que pasan sobre México, estos sistemas aportan una importante cantidad de precipitación del total del acumulado del verano extendido. En el Mar Caribe, en años con una mayor actividad de OEAs, se observa una menor intensidad de la CCC de bajos niveles, identificándose una relación inversa entre OEAs y flujo medio (Salinas-Prieto, 2006). La CCC es una estructura semi-permanente del Caribe central donde los vientos del este se aceleran en bajos niveles y se maximizan cerca de los 925 mb. A este nivel se crea divergencia, provocando una marcada subsidencia, inhibiendo la intensificación de convección y la ciclogénesis tropical. La CCC alcanza un máximo en julio y decrece conforme avanza la temporada de huracanes. Existe una fuerte correlación entre el índice de la oscilación del sur (IOS) y la ciclogénesis en el Caribe del este (exceptuando

noviembre), encontrándose que cuando prevalece un valor negativo del IOS (años El Niño) se inhibe la formación de ciclones tropicales en esa zona (Shieh y Colucci, 2010).

Otro tipo de ondas DT que impactan en el desarrollo de ciclones tropicales del Océano Pacífico y, en consecuencia en el clima de la región, son aquellas que se observan en el Océano Pacífico del este. Algunos autores consideran que, lejos de que estas OEs sean aquellas mismas que se propagan desde el Océano Atlántico tropical, éstas se generan *in situ* debido probablemente a la existencia de ciertas inestabilidades en la ZITC (Toma y Webster, 2010b), donde las grandes tasas de liberación de calor latente a través de la convección actuarían como la fuente de energía inicial (Serra et al., 2008). Toma y Webster (2010b) plantean como hipótesis que el factor de forzamiento principal de las OEs en esta región del Pacífico es un oscilador de calentamiento inercial, que sería consecuencia de la inestabilidad inercial del flujo que se genera por un gradiente de presión “*cross-equatorial*”, asociado a los cambios de gran escala y baja frecuencia en la distribución de la TSM. La figura 1.8 muestra la climatología de 1981-2010 de estadísticas de las OEs del océano Atlántico y del Pacífico tropical del este. En años con mayor actividad de OEs se puede producir entre un 20 y un 30 % más de precipitación que en años con poca actividad, en regiones como el Caribe y la Península de Yucatán (Méndez-Pérez, 2010).

Por otro lado, otros sistemas que tienen mucha influencia en el clima de verano de México son los ciclones tropicales, los cuales corresponden a sistemas organizados de nubes y tormentas eléctricas de mesoescala. Estos se desarrollan sobre aguas cálidas del océano, a partir de perturbaciones meteorológicas preexistentes del este, depresiones del monzón o perturbaciones de ciclones extratropicales, bajo al menos cinco condiciones dinámicas apropiadas (temperatura arriba de 26.5°C, cizalla vertical del viento menor a 10 m s<sup>-1</sup>, suficiente inestabilidad atmosférica para desarrollar convección húmeda y distancia de al menos 500 kilómetros del ecuador). La temporada de ciclones tropicales del Atlántico se extiende desde el 1 de junio al 30 de noviembre y en el Pacífico oriental se extiende desde el 15 de mayo al 30 de noviembre. Los ciclones tropicales formados entre 5° y 30° grados de latitud norte típicamente se mueven hacia el oeste. A veces los vientos en los niveles medios y superiores de la atmósfera cambian, dirigiendo el ciclón hacia el norte y noroeste. Cuando los ciclones tropicales alcanzan latitudes cercanas a los 30°N a menudo se mueven al noreste. Cuando los efectos de un ciclón tropical se hacen presentes, vienen acompañados de una cantidad de precipitación grande, nubosidad y ráfagas de viento de los 63 a los 118 km h<sup>-1</sup> o más (Meted-UCAR, 2015), por lo que la actividad de los ciclones tropicales que impactan cerca de las costas México (de más de 500 km de radio) constituye un elemento fundamental en el desarrollo de la temporada de lluvias. En particular,

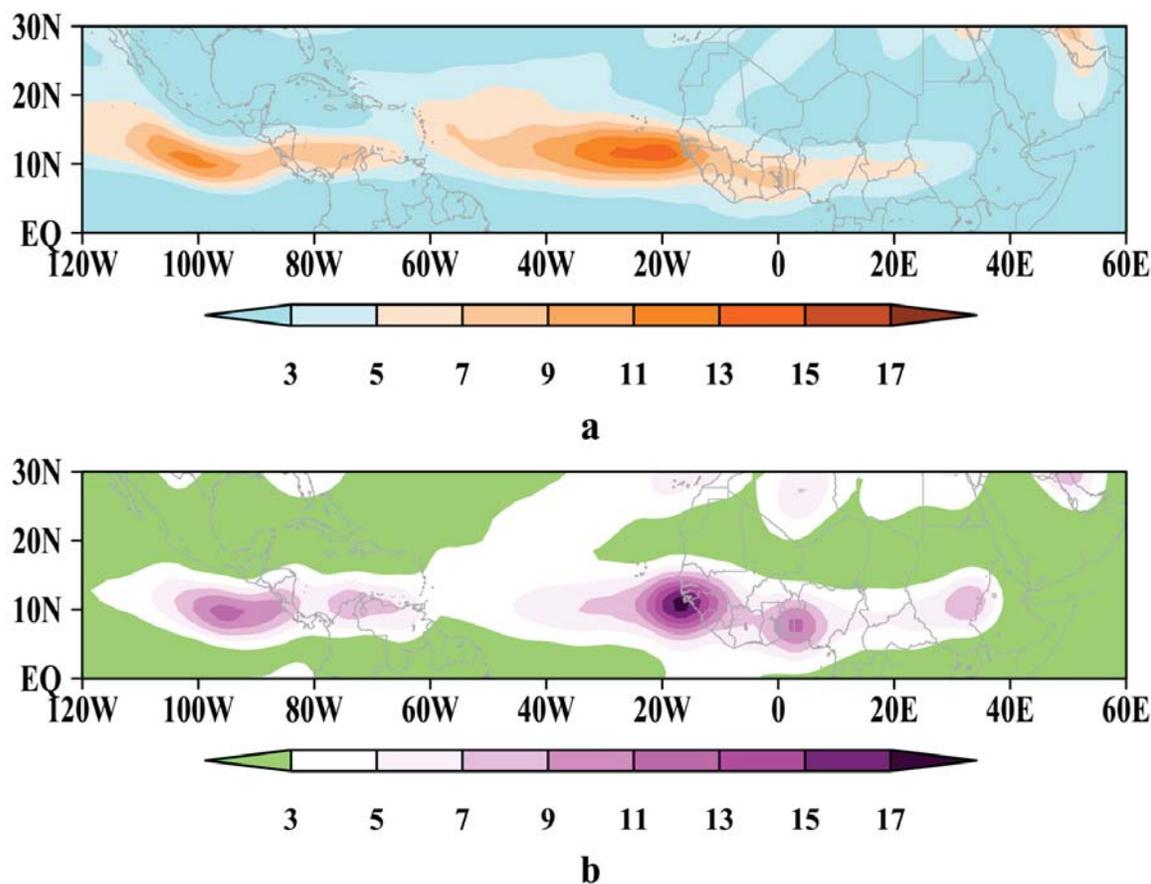


Figura 1.8: Climatología de estadísticas de (a) densidad de trayectorias y (b) génesis de OEs para el verano extendido del HN (mayo-octubre) al nivel de presión de 700 mb. Periodo base 1981-2010

la disminución de la actividad de ciclones tropicales en el Caribe y el Golfo de México en años El Niño resulta en severas sequías en el noreste del país (Magaña et al., 1999a).

#### 1.2.4.4. Clima de invierno de México

Por su ubicación entre la frontera trópico-extratropical, en la época de invierno los sistemas meteorológicos que caracterizan el clima de México son de latitudes medias, esto se debe a que con el establecimiento del invierno del HN ocurre la migración de la vaguada ecuatorial y de la ZITC hacia el sur geográfico (y con ello los sistemas tropicales y los sistemas de altas presiones semipermanentes de ambos océanos) permitiendo que las circulaciones asociadas a la latitudes medias (celda de Ferrel) se establezcan en gran parte del territorio, ocurriendo que los

vientos del oeste se extiendan más hacia el sur en el invierno con respecto al verano (régimen de circulación de Rossby de latitudes medias).

A diferencia del verano, los vientos del este en los niveles bajos son muy variables a lo largo de la costa del Pacífico y sobre el continente, lo que permite que los vientos del oeste dominen. Durante el invierno, el patrón dominante de flujo de vientos sobre la República Mexicana es una mezcla de los vientos que provienen del oeste que se mezclan los vientos fríos provenientes del norte y asociados con la Alta presión de Norteamérica, ubicada sobre la meseta de Estados Unidos.

Otros mecanismos de circulación de gran escala que impactan en el desarrollo del clima de invierno de México son la corriente en chorro subtropical (también conocida como corriente en chorro del Pacífico) y la corriente en chorro polar. Ambos se presentan más intensos durante esta época del año. La corriente en chorro subtropical es casi continua a los 250 milibares y varía de posición latitudinal entre los 20°N y los 35°N, resultando favorable para la formación de ciclones de latitudes medias y frentes que impactan el Golfo de México y el Caribe durante invierno, dejando una gran cantidad de lluvias invernales a su paso en diferentes zonas del país.

Los vientos máximos de la corriente en chorro polar se ubican alrededor de los 300 mb, oscilando entre los 30° a 35°N, e influyen apreciablemente en el tiempo meteorológico del México cuando su posición está lo suficientemente al sur como para interactuar con la corriente en chorro subtropical, de mayor temperatura y cargado de humedad proveniente del Océano Pacífico. Estos sistemas de latitudes medias son los llamados “nortes” que afectan el Golfo de México y sureste de México, e incluso en ocasiones hasta Centroamérica y el Caribe (Schultz et al., 1997). Esta interacción ocasional está generalmente asociada a episodios de invierno El Niño.

El Golfo de México es una región que en ocasiones ve afectada por la formación e intensificación de ciclones de latitudes medias. Las bajas del Golfo de México se forman en las estaciones de otoño y primavera, pero son más intensas durante el invierno cuando el gradiente de temperatura entre el aire frío polar y el aire tibio tropical es más intenso. Estas bajas generalmente se desplazan hacia el noreste. Cuando la divergencia de niveles altos (asociada a la corriente en chorro polar) se monta sobre la corriente en chorro subtropical, ocurre una línea convergencia de bajos niveles a lo largo de la superficie del frente, alcanzando movimiento ascendente, decaimiento de la presión en superficie y la formación del ciclón-extratropical en la superficie.

Durante los episodios invernales El Niño, la corriente en chorro subtropical se desplaza más hacia el sur y se intensifica, incrementando a su vez el flujo del oeste-este sobre Estados Unidos y el Golfo de México, lo que provoca que el patrón de tormentas migre hacia el sur e incremente el paso de frentes que impactan México. Algunos de los ciclones de latitudes medias que se forman a lo largo de la corriente en chorro polar entran al sur de California y el norte de Baja California. Esta configuración resulta en inviernos muy húmedos y en anomalías positivas de precipitación sobre el norte de México y en otras regiones del país. Los episodios de invierno La Niña están caracterizados porque la alta presión de Norteamérica se desplaza más hacia el norte de su posición habitual y se extiende hasta de el sur de Alaska, actuando como un mecanismo estable intensificado. Por lo anterior y debido a la circulación anticiclónica que se fortalece, la corriente en chorro polar rodea la alta presión, desplazándose hacia el norte en el Océano Pacífico y posteriormente toma una trayectoria hacia el sur sobre la meseta de Estados Unidos. Esta configuración implica una reducción en el régimen de precipitación invernal y una tendencia a temperaturas más altas en el Norte de México, el sur y la costa este de Estados Unidos.

### **1.3. Objetivos**

En el problema de predicción del clima a cualquier escala resulta crítico identificar los errores de un modelo de clima y un elemento clave para ello es evaluar la habilidad que tenga para representar los fenómenos a diferentes escalas espaciales y temporales que impactan en el clima, con miras a cuantificar cuánta confianza podemos tener en sus simulaciones y predicciones. En este trabajo se busca evaluar aquellas características inherentes al clima regional de verano (patrones planetarios y regionales) que la técnica de reducción de escala dinámica es capaz de reproducir y, en su caso, mejorar o degradar, respecto a los ofrecidos por un reanálisis global y un pronóstico de MCG, en específico empleando el modelo regional del clima ICTP-RegCM versión 4.3 con condiciones de frontera prescritas con el reanálisis ECMWF-ERA-Interim (Dee et al., 2011) y del pronóstico MPI/IRI-ECHAM4.5 (Roeckner, 1996), respectivamente, en la región del planeta que comprende América Central, el Caribe y parte de África (25°S-42N, 133°W-33°E).

# Capítulo 2

## Datos y Metodología

### 2.1. Diseño de los experimentos empleando el modelo regional del clima ICTP-RegCM versión 4.3

En este estudio se aplicó la técnica de reducción de escala dinámica, utilizando la versión modificada del NCAR RegCM, el modelo regional del clima RegCM versión 4.3, actualmente desarrollado y distribuido por el *Abdus Salam International Centre of Theoretical Physics* (ICTP)<sup>4</sup>. El modelo NCAR RegCM fue desarrollado originalmente por (Dickinson et al., 1989; Giorgi y Bates, 1989; Giorgi, 1990) y está basado en la parte dinámica de la versión 4 del *Mesoscale Model* del Penn State/NCAR (MM4, por sus siglas en Inglés) (Anthes et al., 1987). Al igual que el MM4, el RegCM es un modelo de tres dimensiones, de ecuaciones primitivas, hidrostático y de coordenadas verticales sigma. A diferencia del MM4, el RegCM está adaptado para estudios climáticos.

El dominio seleccionado para las simulaciones descritas a continuación fue (25°S-42°N, 133°W-33°E) (Fig. 2.1); la resolución horizontal empleada fue de 50 km, bajo la proyección cartográfica *Normal Mercator*, con 18 niveles híbridos en vertical acorde a la configuración del modelo.

En todas las simulaciones presentadas, el esquema de superficie continental fue corrido cada 300 segundos, tres veces el paso de tiempo del modelo, de acuerdo a las sugerencias del desarrollador. Se empleó un paso de tiempo relativamente pequeño para asegurar la ocurrencia de convergencia en áreas de interés con actividad convectiva significativa.

---

<sup>4</sup><https://gforge.ictp.it>

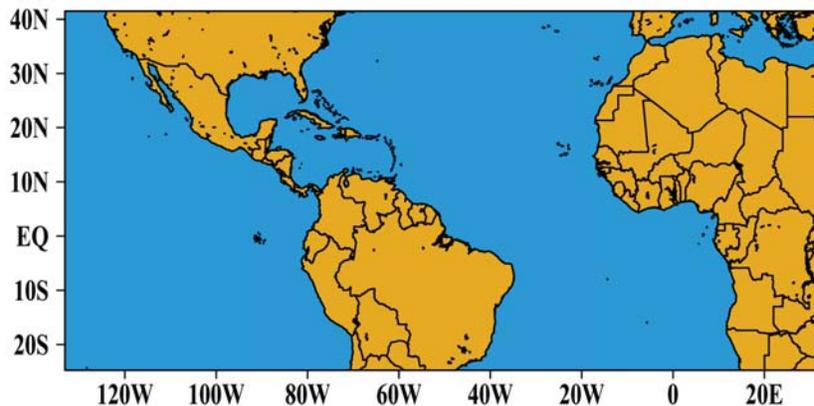


Figura 2.1: Dominio seleccionado para las simulaciones empleando la técnica de reducción de escala dinámica con el modelo regional RegCM v.4.3

En el presente estudio, el modelo emplea los cálculos radiativos basados en los propuestos por Kiehl et al. (1998) para el *Community Climate Model* (CCM3, por sus siglas en inglés); los cálculos de la capa límite planetaria son representados usando las formulaciones propuestas por Holtslag et al. (1990). Para representar la física en superficie continental los cálculos están basados en los procesos hidrológicos de interacción suelo-vegetación del *Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme* (BATS, por sus siglas en inglés) (Dickinson, 1986).

El esquema empleado para resolver las nubes no convectivas y la precipitación asociadas a la gran escala es el propuesto por Pal et al. (2000), referido como *Subgrid Explicit Moisture Scheme* (SUBEX); los procesos de precipitación convectiva (convección cumulus) son representados usando una parametrización de convección mixta: MIT-Emanuel (Emanuel, 1991) sobre el océano y Grell (Grell, 1993) sobre el área continental, implementado la condición de cierre de cuasi-equilibrio de Arakawa y Schubert (1974).

- ***Nota sobre el esquema de parametrización cúmulos Grell y MIT-Emanuel***

Considerando que el desempeño de un modelo regional del clima es por lo general muy sensible a la elección de las condiciones de frontera laterales y al esquema de parametrización convectivo (Gianotti, 2013), se hace una breve descripción de los esquemas elegidos para las simulaciones presentadas en esta tesis. Cabe mencionar que en este estudio se empleó fundamentalmente la configuración del modelo RegCM v.4 que, de acuerdo con Diro et al. (2012), ha mostrado mejor desempeño para el dominio CORDEX<sup>5</sup> América Central y el Caribe.

<sup>5</sup><http://www.cordex.org>

Las parametrizaciones de cúmulos consisten en un modelo que reúne los efectos de un ensamble de nubes cúmulos a través de (1) las ecuaciones de balance de la gran escala, (2) un modelo de ensamble de nubes cúmulos y (3) una condición de cierre. Estos tres aspectos usan el concepto de *flujo de masa cúmulos* en sus formulaciones.

Los esquemas de Grell y MIT-Emanuel son esquemas de flujo de masa que fueron diseñados originalmente para emplearse en modelos de resolución más baja comparada con la de un MRC, de modo que una única celda de malla contuviera la descripción de un ensamble de celdas convectivas individuales. El efecto de usar un único criterio límite consiste esencialmente en imponer un comportamiento uniforme en la mayoría de las celdas convectivas dentro de la malla del MRC (Gianotti, 2013).

En la realidad, la circulación general de la atmósfera involucra varios procesos que tiene como fin llevar a la atmósfera a un estado de equilibrio, de manera que exista un balance de energía y de momento global. En los trópicos, estos procesos involucran circulaciones desde la superficie hasta la troposfera, a través de la convección profunda y somera. El mecanismo compensador que acompaña la convección profunda y las corrientes ascendentes, es la subsidencia que ocurre en zonas libres de nubosidad, por lo que, hablando en términos de escalas horizontales, la convección está en cuasi-equilibrio con los forzantes de gran escala (Yanai et al., 1973).

La función de cuasi-equilibrio de una nube fue propuesto por Arakawa y Schubert (1974) como una teoría para describir la interacción de un ensamble de cúmulos con la gran escala, donde los procesos convectivos y no-convectivos están casi en balance. El cierre es alcanzado asumiendo que existe balance entre la generación de la inestabilidad convectiva húmeda y su destrucción por la formación de nubes. La convección cúmulos ocurre como resultado de inestabilidad húmeda convectiva debido a los forzamientos, en el que la energía potencial del estado medio es convertida en energía cinética cúmulos. Los esquemas de convección cúmulos Grell y MIT-Emanuel son dos esquemas de flujo de masa que implementan el ajuste convectivo adoptando el cuasi-equilibrio, en el que las escalas de tiempo sobre las cuales la convección remueve la inestabilidad creada por los forzantes de gran escala (no convectivos) es mucho más pequeña en comparación con la escala de tiempo de los forzantes de gran escala. El esquema Grell trata las nubes en dos circulaciones fijas: la corriente ascendente y la corriente descendente, sin que exista mezcla entre la nube y los alrededores, a excepción de los límites en vertical de la nube. Por otro lado, el esquema MIT-Emanuel considera que la mezcla dentro de las nubes

es inhomogénea y recurrente, por lo que permite flujos convectivos basados en un modelo de corrientes ascendentes y descendentes dentro de la nube.

### **2.1.1. Simulaciones históricas con reanálisis ECMWF-ERA-Interim**

El modelo RegCM requiere de condiciones de frontera dependientes del tiempo que lo fuercen: campos meteorológicos de viento zonal y meridional, de temperatura, de presión en superficie y de vapor de agua. El conjunto de datos empleados como condiciones de frontera en las simulaciones históricas con el modelo RegCM provienen del Reanálisis ERA-Interim, el más reciente proyecto de reanálisis global de la atmósfera que se ha implementado en el *European Centre for Medium Range Weather Forecasts* (ECMWF) (Dee et al., 2011). Estas simulaciones serán referidas en adelante como RegCM-ERAIN.

La razón por la que los campos de variables de pronóstico del reanálisis ERA-Interim fueron elegidas para las simulaciones históricas se debe a que en estudios anteriores éste ha demostrado un buen desempeño en la representación del ciclo hidrológico (Dee et al., 2011), superando en múltiples aspectos a su predecesor inmediato, el reanálisis ERA40, que a su vez representa de una manera muy aproximada aquellos patrones espaciales y de variabilidad del vapor de agua observados y una aceptable representación del fenómeno El Niño (Sudrajat et al., 2005), aspectos muy importantes en el clima de la región tropical.

Los datos de reanálisis están disponibles en el portal del ECMWF<sup>6</sup> para el periodo de 1979 al presente, a la resolución espacial vertical y horizontal original ( $0.75^\circ \times 0.75^\circ$ ) e interpoladas a resoluciones más gruesas o más finas, a escala temporal de cada 6 horas (00, 06, 12 y 18 UTC). Originalmente, la resolución espacial del modelo atmosférico y el sistema de reanálisis ERA-Interim consta de 60 niveles en la vertical (con el nivel más alto a 0.1 mb), con una representación en armónicos espectrales T255 para los campos dinámicos básicos y una malla Gaussiana equiespaciada uniforme (aproximadamente a 79 kilómetros), para los campos en superficie (Berrisford et al., 2011). El modelo atmosférico está acoplado a un modelo oceánico.

El modelo RegCM emplea los datos del reanálisis ERA-Interim extrapolados a una resolución espacial horizontal de  $1.5^\circ \times 1.5^\circ$  en latitud y longitud y 37 niveles de presión a 00, 06, 12 y 18 UTC. Fueron asignados 12 puntos de malla en cada dirección para la zona lateral de amortiguamiento, donde se empleó la técnica de relajación exponencial de Davies y

---

<sup>6</sup><http://apps.ecmwf.int>

Turner (1977) para combinar los campos del modelo y las condiciones laterales de frontera. Las integraciones comenzaron a las 00 UTC del 01 de mayo y terminaron las 00 UTC del 01 de noviembre del año correspondiente dentro del periodo 2004 al 2011.

Adicionalmente, el modelo RegCM requiere de un campo global de TSM que actúa como forzantes en la superficie oceánica. Las TSM mensuales fueron prescritas usando los datos publicados en el portal de la *National Oceanic & Atmospheric Administration* (NOAA, por sus siglas en inglés)<sup>7</sup>, derivados a partir de la interpolación lineal de datos del análisis de interpolación óptima de las TSM semanales observadas, con resolución espacial horizontal de  $1^\circ \times 1^\circ$ , referidos en adelante como OISSTv2. La información topográfica fue tomada del *United States Geological Survey's Global 30 arc second elevation dataset* (GTOPO30)<sup>8</sup>

A partir de los campos previamente descritos, en el modelo se construyen las condiciones de frontera climáticas iniciales a una escala regional (50 kilómetros), interpolando las salidas del reanálisis a la resolución seleccionada del modelo RegCM. Dentro del modelo, a este paso se le denomina la construcción del archivo 'ICBC' (*initial climatic boundary conditions*).

### **2.1.2. Pronóstico probabilístico con el MCG IRI-ECHAM 4.5**

Los campos de salida a cada 6 horas de los ocho primeros miembros del ensamble de pronóstico de verano del año 2011 del *European Centre-Hamburg* MCG ECHAM versión 4.5, fueron empleados como condiciones de frontera para las simulaciones históricas de pronóstico probabilístico con RegCM, referidos en adelante como pronósticos RegCM-ECHAM.

El MCG ECHAM4.5 corresponde a la cuarta generación de MCGs desarrollados por el *Max Planck Institute for Meteorology* (MPI), mismo que tiene como primer antecedente al modelo espectral de predicción del tiempo del ECMWF. La versión 4.5 es presentada por el *International Research Institute for Climate and Society* (IRI) de la Universidad de Columbia. El ECHAM4.5 está basado en las ecuaciones primitivas para la atmósfera, está acoplado al modelo de circulación general del océano y, a excepción de las variables compuestas por agua y gases traza, las variables de pronóstico están representadas por series de armónicos esféricos con truncamiento triangular al número de onda 42 (T42). El modelo emplea el sistema de coordenadas híbridas sigma-presión con 19 niveles espaciados irregularmente (Roeckner, 1996).

---

<sup>7</sup><http://www.esrl.noaa.gov>

<sup>8</sup><http://edc2.usgs.gov/glcc/glcc.php>

En este estudio únicamente se emplearon los pronósticos correspondientes a los primeros ocho miembros del MCG ECHAM4.5 forzados con TSM persistentes (PSST, por sus siglas en inglés), correspondientes a los tiempos 00 UTC del 01 de mayo, hasta las 00 UTC del 01 de noviembre del año 2011. De acuerdo con Rauscher et al. (2007) los miembros del ensamble fueron construidos usando dos métodos: para algunos miembros las fechas de inicio varían, mientras que otros tienen la misma fecha de inicio pero fueron perturbados con algún ruido de viento atmosférico a manera de que su solución divergiera. El conjunto de datos de pronósticos MCG empleados está disponible para su descarga a través del portal del IRI<sup>9</sup>.

En los campos originales del MCG ECHAM4.5, las TSM persistentes corresponden a campos de TSM construidas a partir de las anomalías observadas del mes previo al del inicio de la simulación (quedando fija durante todo el periodo de simulación) y son adicionadas a la climatología mensual de TSM del mes a pronóstico. Por ejemplo, en estos pronósticos se emplearon datos correspondientes al mes de mayo, donde la anomalía correspondía al mes de abril y se adicionó la climatología mensual correspondiente a los meses de pronóstico de mayo a octubre.

Al igual que las simulaciones RegCM-ERAIN, los datos de TSM OISSTv2 fueron empleados para construir el archivo ICBC de los pronósticos RegCM-ECHAM.

Franco-Díaz (2012) ha evaluado la habilidad para reproducir los patrones trimestrales de precipitación y temperatura de 29 años de pronósticos del MCG ECHAM4.5 con TSM persistentes, en distintas regiones sobre México, mostrando una habilidad aceptable al simular las variables de precipitación y temperatura trimestrales sobre la mayoría del país, en especial en los meses de invierno y bajo una condición anómala de forzante de TSM del océano Pacífico central (periodos La Niña y El Niño).

## 2.2. Observaciones

Para evaluar el desempeño de las simulaciones del RegCM4.3, se emplearon diferentes bases de datos de acuerdo al campo de interés estudiado y a la resolución:

---

<sup>9</sup><http://iri.columbia.edu>

- 1) Para evaluar el desempeño de las simulaciones RegCM-ERAIN, las simulaciones de precipitación se compararon principalmente con datos del análisis de precipitación multi-satélite (TMPA) 3B42, de la *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM, por sus siglas en inglés) (Huffman et al., 2007), referido en este trabajo simplemente como TRMM. Este fue considerado como el conjunto de datos adecuado para su uso en la primer parte de este estudio, ya que los productos TRMM están disponibles desde enero de 1998 hasta la actualidad, en todo el dominio de análisis y a  $0.25^\circ \times 0.25^\circ$  de resolución espacial, por lo que es uno de los conjuntos de datos de mayor resolución espacial y temporal disponible sobre esta región. Los datos se encuentran libres para su descarga en la página de internet del *Goddard Space Flight Center* de la NASA<sup>10</sup>.
  
- 1) Los campos de precipitación de los pronósticos RegCM-ECHAM fueron evaluadas con la estimación de precipitación mundial del CMORPH (*Climate Prediction Center MORPHin technique*) (Joyce et al., 2004), derivadas a partir de datos de satélites geoestacionarios, con resolución temporal de 3 horas y espacial de  $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ . La base de datos están libres para su descarga en la página de *Climate Prediction Center* de la NOAA<sup>11</sup>.

---

<sup>10</sup><http://trmm.gsfc.nasa.gov>

<sup>11</sup><http://www.cpc.ncep.noaa.gov>

## Capítulo 3

# Predictibilidad en la modelación numérica del sistema climático

### 3.1. Definición de predictibilidad

En la presente investigación se abordó la discusión de los resultados considerando la importancia que tiene la predictibilidad del sistema climático a escala regional en la modelación numérica del clima.

La predictibilidad es una característica inherente de un fluido y tiene su origen en la física y la dinámica del sistema (Hoskins, 2006). La predictibilidad de la atmósfera también posee un límite temporal inherente, que está determinado por las inestabilidades y las no-linealidades del sistema atmosférico (Palmer, 2006). Justamente la naturaleza no-lineal del sistema atmosférico permite el intercambio de energía a distintas escalas de movimiento, de manera que en modelación numérica de la atmósfera la ocurrencia de un error en cualquier escala eventualmente se transmitirá a todas las demás escalas. De forma análoga esto ocurre con la presencia de diferentes inestabilidades en la atmósfera (convectiva, baroclínica, barotrópica, etc.) que crecerán hasta tener efectos en todas las escalas de movimiento de la atmósfera.

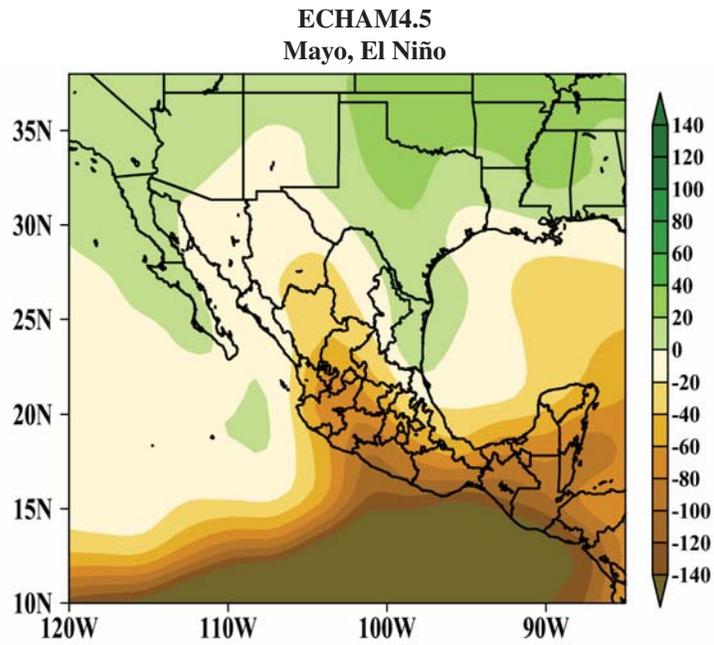
Lo anterior permite deducir que los pronósticos de clima y tiempo poseen necesariamente un grado de incertidumbre, lo que se relaciona con la incapacidad que se tiene para representar todos los fenómenos físicos que ocurren en las diferentes escalas de movimiento del sistema (Ray, 1986). Aquellas incertidumbres y errores presentes en la modelación numérica de la atmósfera que limitan la predictibilidad, se originan en el modelo matemático y en sus condiciones iniciales en el caso de tiempo (Warner, 2010).

En la atmósfera las escalas de movimiento más pequeñas tienden a pronosticarse con menor habilidad que las escalas mayores (Miyakoda et al., 1969; Baumhefner, 1984; Shukla, 1981). Una explicación de lo anterior es que existen diferencias en las tasas de crecimiento del error inherentes a las distintas escalas de movimiento horizontales.

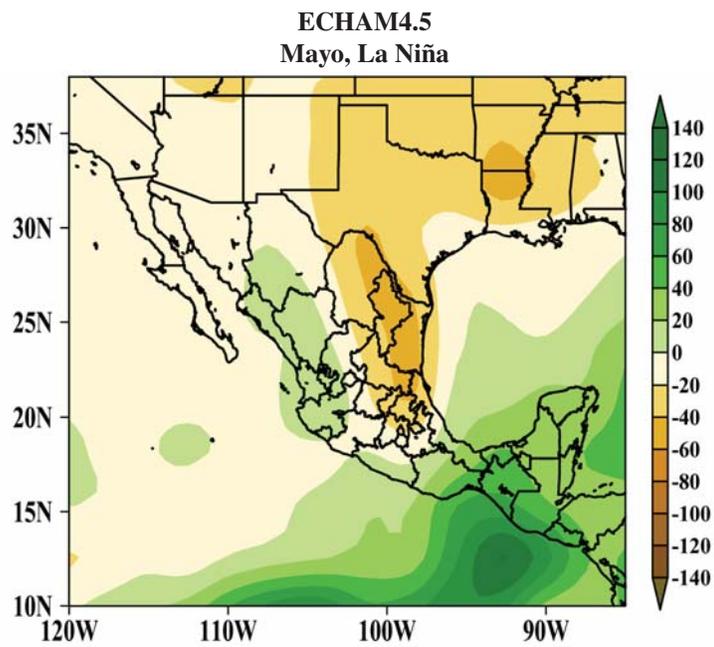
La predictibilidad atmosférica varía no sólo con la escala horizontal, sino también con la estación, la localización geográfica, el patrón sinóptico (Ray, 1986; López-Bravo, 2015) y la variable dependiente (Warner, 2010). Shukla (1981) demostró que la predictibilidad varía considerablemente entre los trópicos y los extratropicos. Las variaciones día a día en los trópicos están dominadas por inestabilidades asociadas a la convección, mientras que los extratropicos están asociados con inestabilidades baroclínicas. En el caso de tiempo meteorológico la tasa de crecimiento del error es mayor (menor) en los trópicos (extratropicos) y en consecuencia la predictibilidad del tiempo es menor (mayor). En contraste, las fluctuaciones del clima de baja frecuencia en los trópicos están dominadas por variaciones lentas en las condiciones de frontera, de manera que las medias estacionales en los trópicos suelen ser más predecibles que en los extratropicos (Shukla y Kinter III, 2006). Debido a que en el trópico la convección forma parte integral de los movimientos de gran escala, la TSM es la condición frontera en superficie que más impacta en el desarrollo del clima en los trópicos y gobierna la convergencia del flujo de humedad, así como los flujos de calor latente y sensible entre el océano y la atmósfera (Raymond et al., 2015).

Existen fenómenos atmosféricos que tienden a mostrar una evolución muy bien definida, que les otorga un grado de predictibilidad alto. Esta evolución se explica a partir del balance termodinámico y dinámico que existe en sus estructuras (Hoskins, 2006). Un ejemplo de estas estructuras a escala sinóptica son los ciclones de latitudes medias y a escala anual el ENOS. Estudios previos han analizado el incremento de predictibilidad de los pronósticos globales bajo forzantes de TSM anómalas (Goddard et al., 2003; Barnston et al., 2010). En particular, para la región de México la ocurrencia del fenómeno ENOS tiene efectos muy definidos en el régimen de lluvias y de temperatura cercana a superficie.

Las anomalías de TSM asociadas con el ENOS tienden a persistir y producir patrones anómalos en la actividad convectiva de la región a una escala temporal estacional, imprimiendo mayor predictibilidad al sistema climático pronosticado (Franco-Díaz, 2012). La figura 3.1 muestra las anomalías de precipitación mensual acumulada (temperatura media mensual) del MCG ECHAM4.5, para el mes de mayo en años bajo condición (a) El Niño y (b) La Niña.



a



b

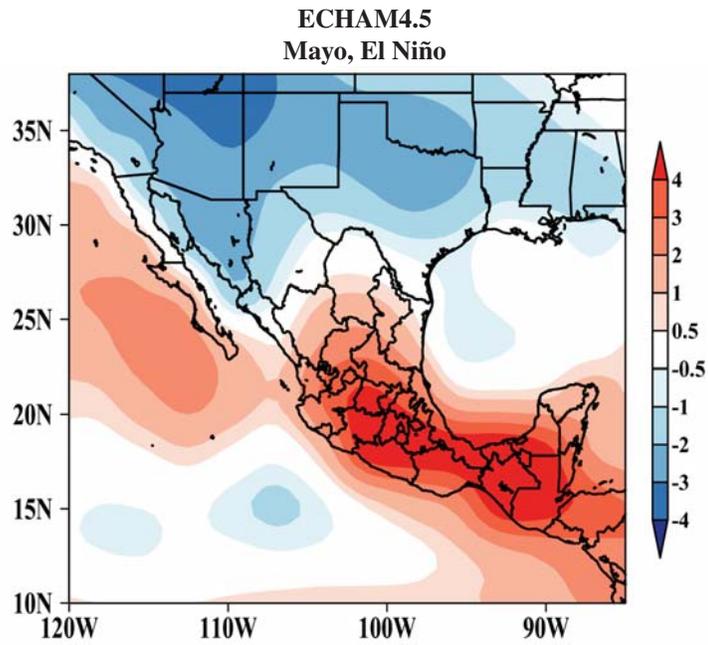
Figura 3.1: Anomalía de precipitación mensual acumulada (mm) de la media del ensamble de 24 miembros del pronóstico del MCG ECHAM4.5, para el mes de mayo bajo condición (a) El Niño y (b) La Niña. Periodo base 1971-2000

Los patrones de anomalía de precipitación y temperatura obtenidos con el pronóstico del MCG ECHAM4.5 (Fig. 3.1 y 3.2) son cercanos en patrón y magnitud a los observados en el país (Magaña, 1999b). El patrón de precipitación coincide con el “dipolo” de anomalías, recurrentemente observado en México bajo condiciones de forzante ENOS (Méndez-Pérez, 2010; Franco-Díaz, 2012). En el sur de Estados Unidos, en México y en el Caribe, el máximo de habilidad de los MCGs (como una medida numérica directa de la predictibilidad) ocurre en el invierno del HN, durante la época de poca lluvia, siguiendo la teleconexión con el ENOS (Mason y Goddard, 2001).

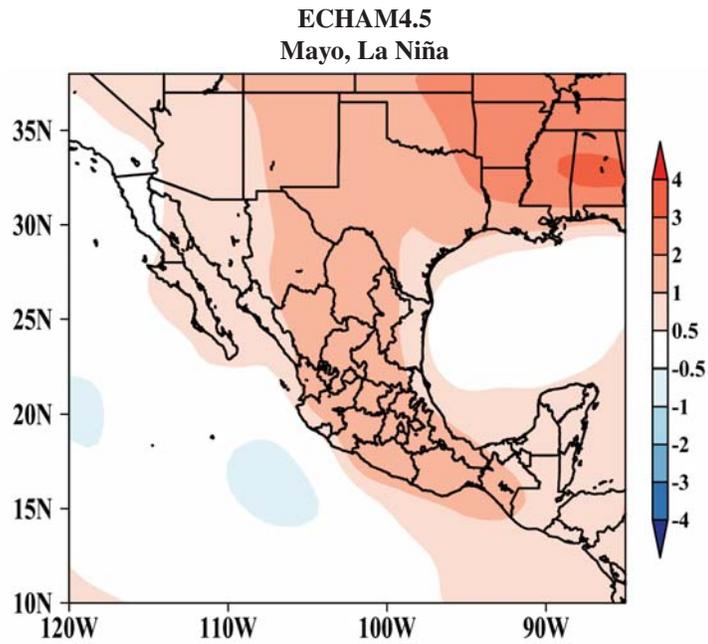
Sin embargo, todavía existen incertidumbres considerables en las predicciones del ENOS, en particular, por la influencia de la llamada “barrera de predictibilidad de primavera”. Esta barrera se manifiesta como una fuerte caída en la persistencia mensual del índice oceánico y atmosférico observado, asociado con el ENOS durante la primavera del HN; en los modelos de predicción numérica del clima ésta aparece como una repentina disminución (o aumento) del coeficiente de correlación de anomalías, sin importar el mes de inicio de la simulación (Webster y Yang, 1992; Duan y Hu, 2015). Aunque aún no se ha alcanzado un acuerdo general sobre la causa de este fenómeno, éste sigue siendo un tema de investigación de la modelación del clima.

La habilidad que tienen los MCGs para simular patrones meteorológicos en alguna región en particular corresponde al conocimiento que se tiene de los efectos directos de las anomalías de TSM del Océano Pacífico sobre la región y en diferentes épocas del año (Barnston et al., 2010). Las anomalías de TSM son capaces de modificar la amplitud y el crecimiento de las perturbaciones de escala sinópticas en el trópico y en mayor magnitud pueden cambiar drásticamente la localización de la convergencia y la precipitación (Latif et al., 1998); a este tipo de inestabilidades se les conoce como del tipo barotrópico. Análogamente, en el extratropical los cambios en la estructura y persistencia de las ondas planetarias pueden modificar la frecuencia, la intensidad y la persistencia de las inestabilidades de escala sinóptica; el comportamiento observado en sistemas del extratropical es consistente con la hipótesis de que tales sistemas pueden originarse por perturbaciones infinitesimales de un flujo básico baroclínicamente inestable (Holton y Hakim, 2012).

En general, cuándo y dónde existen estados de la atmósfera que están cerca del límite de inestabilidad (ya sea baroclínica, barotrópica o del tipo convectivo), la predictibilidad del sistema es menor, debido a que pequeñas perturbaciones que son pobremente observadas y resueltas por los modelos numéricos pueden causar que el sistema tome trayectorias alternativas de solución en el espacio fase (Warner, 2010).



a



b

Figura 3.2: Anomalía de temperatura a dos metros ( $^{\circ}\text{C}$ ) de la media del ensamble de 24 miembros del pronóstico del MCG ECHAM4.5, para el mes de mayo bajo condición (a) El Niño y (b) La Niña. Periodo base 1971-2000

## **3.2. Predictibilidad en la técnica de reducción de escala dinámica**

En la práctica, no existe un único rango de tiempo que pueda ser atribuible para la predictibilidad de la atmósfera, porque cada escala espacial tiene una validez diferente en un dado espacio de tiempo. Aunque el límite de predictibilidad está dado por el periodo de tiempo en que una simulación deja de ser útil (debido al crecimiento de los errores con el tiempo), hay usos potenciales para modelos donde el límite de predictibilidad y el crecimiento de los errores iniciales son menos relevantes, como en el caso de los MRCs (Anthes et al., 1989).

Aunque los modelos de área limitada fueron inicialmente diseñados para predicciones numéricas de tiempo a corto plazo y para la modelación de mesoescala (Ray, 1986), en las últimas dos décadas han sido usados para reducir la escala de los MCGs (eg. MRCs) (Dickinson et al., 1989; Giorgi, 1990), integrando sus salidas por un periodo largo de tiempo (desde pocos meses hasta algunas décadas) para establecer estimaciones climáticas de escala regional estadísticamente significantes. En la técnica de regionalización dinámica los MRC son corridos por periodos de tiempo más allá de dos semanas, de manera que la sensibilidad a las condiciones iniciales se pierde.

En la modelación del sistema climático, parte de la habilidad para simular y pronosticar las desviaciones de las normales estacionales o promedios está a menudo asociada con la habilidad del modelo para capturar correctamente los patrones de circulación general de la atmósfera. Por otro lado, respecto a los patrones de gran escala resueltos dentro del dominio limitado de un MRC, hay pocas razones para esperar que las circulaciones usadas como condiciones de frontera laterales puedan ser modificadas por el MRC; si esto sucede, se generan perturbaciones que pueden llevar a imbalances en el modelo que tienen como consecuencia la pérdida de habilidad y de predictibilidad (Laprise et al., 2000).

Anteriormente se ha demostrado que el límite de predictibilidad de un MRC es muy diferente al de un modelo de pronóstico global (Anthes et al., 1989; Laprise et al., 2000). En la técnica de regionalización dinámica, la predictibilidad que exista proviene principalmente establecer de condiciones de frontera laterales obtenidas por el modelo global (Laprise et al., 2000). Algunos estudios sugieren que el rango de predictibilidad más amplio de un MRC está confinado a la gran escala, justamente en la que no se espera que un MRC contribuya en valor agregado. Por otro lado, se ha demostrado que en experimentos donde de la solución tiene una fuerte dependencia

a la gran escala, los MRC no son capaces de incrementar su predictibilidad. Inclusive, cuando la solución del modelo está fuertemente influenciada por la frontera en superficie, no es de esperarse una mejoría significativa en la habilidad sin contar con condiciones de frontera confiables (Castro et al., 2005).

El control que ejercen las condiciones de frontera laterales en el MRC responde al cambio de estación, siendo más fuerte en latitudes medias (Castro et al., 2005). En verano (en especial para dominios muy grandes) se ha notado que las condiciones de frontera laterales no ejercen el suficiente control sobre la solución desarrollada por el MRC en el interior de su dominio; a este fenómeno se le conoce como “divergencia intermitente en el espacio fase” (IDSP, por sus siglas en inglés) (Laprise et al., 2000). La ocurrencia de este fenómeno está relacionada con marcados gradientes que se desarrollan particularmente en la salida del dominio. La tendencia de un MRC a mostrar IDSP depende del tiempo que toma las perturbaciones viajar de las fronteras hacia las el área de interés. Por ejemplo, para latitudes medias, con fronteras laterales de aproximadamente 4000 km, el control de las fronteras parece ser suficiente. En lo que se refiere a los trópicos, aún no está bien establecido por qué ocurre ese fenómeno. La mayor conclusión acerca de la IDPS es que está relacionada con desviaciones entre la observación y las simulaciones del MRC, debido a errores en el modelo o a que el control en las fronteras laterales resulta insuficiente.

# Capítulo 4

## Resultados

En la primer parte de este capítulo se hace una revisión de los procesos que afectan la precipitación estacional y diurna de la región tropical y se discuten algunos de los problemas típicos que presentan los MCGs y los MRCs para representarlos. Se analiza el papel de las parametrizaciones de convección cúmulos y su relación con los fenómenos de gran escala para la simulación de precipitación.

Como primer paso en el proceso de la evaluación el desempeño del MRC ICTP-RegCM v.4.3 y el origen de los errores documentados en esta evaluación, se analizan las integraciones climatológicas de los meses de verano para las simulaciones RegCM-ERAIN; se investiga la variabilidad espacial asociada con las circulaciones de gran escala y al ciclo diurno de precipitación, determinando la habilidad del modelo para representar esta variabilidad y los fenómenos asociados y también determinar aquellas regiones donde tiene un desempeño bajo.

Como segundo paso, se analizan las simulaciones RegCM-ECHAM a manera de pronóstico por ensambles y su desempeño para resolver el ciclo diurno de la precipitación y la trayectoria de ondas del este africanas. Finalmente, se emplea una técnica de filtrado basada en el Análisis espectral de Fourier en 2D para identificar las circulaciones de mesoescala resueltas por el modelo regional, diferenciándolas de aquellas circulaciones de gran escala provistas por el MCG e identificando los problemas que tiene para representar las circulaciones y la distribución de humedad a gran escala.

- **Precipitación**

Las relaciones no lineales involucradas en la generación precipitación y en la dinámica de la atmósfera son la mayor fuente de incertidumbre para los modelos numéricos de clima y de tiempo (Li y Gao, 2011). El entendimiento sobre los procesos que dan origen a la precipitación y cómo éstos interactúan con la dinámica es de vital importancia para mejorar la habilidad de los pronósticos. Ampliar el conocimiento que se tiene sobre la precipitación requiere de la relación cuantitativa entre microfísica, nubes, calor latente, vapor de agua, convección húmeda y dinámica de la atmósfera. La precipitación está relacionada con la dinámica de la atmósfera y termodinámica a través de la liberación de calor latente durante los cambios de fase del agua y el calor absorbido durante la evaporación de la precipitación. En la modelación numérica del clima resulta muy importante poder simular con precisión la convección húmeda, ya que el efecto agregado de elementos convectivos es una componente muy importante para las circulaciones estacionales monzónicas, las circulaciones de la celda de Hadley y Walker y el ENOS. Al igual que las circulaciones estacionales, la componente diurna es una manifestación del sistema climático que involucra forzamiento radiativo que impacta en la física de nubes, procesos retroalimentativos entre la cobertura nubosa y radiación, interacciones atmósfera-océano, atmósfera-continente e interacciones entre los fenómenos sinópticos y la mesoescala.

En escalas de tiempo interanuales, la interacción de los procesos que involucran a la precipitación, las nubes y los flujos radiativos son fundamentales para los mecanismos que modulan la variabilidad. El balance radiativo en la columna atmosférica está controlado principalmente por la distribución de agua en cualquiera de sus formas. Las variables húmedas pronosticadas por el modelo son comúnmente empleadas para estimar la cantidad total de nubes, pero usualmente el desempeño de los modelos de clima para representarla es bajo (Slingo, 1989; Xu y Krueger, 1991).

Debido a que las nubes cúmulos presentes en niveles bajos de la atmósfera dominan los trópicos y son comunes en otras latitudes, éstas impactan considerablemente en el balance radiativo. En términos de balance energético del planeta, los cúmulos actúan calentando la troposfera a través del transporte de energía, principalmente en la forma de calor latente y verticalmente actúan desde la capa límite planetaria hasta los niveles de la troposfera libre, donde se convierte en calor sensible por condensación. Una nube *cumulonimbus* produce precipitación que usualmente llega hasta la superficie, por lo que el efecto neto de un ensamble de estas

nubes es el de calentar la atmósfera (Krueger, 2001). En los trópicos la convección cúmulos más profunda ocurre sobre las TSM cálidas, impulsada por fuertes flujos de calor sensible y calor latente, inestabilidad y buoyancia dentro de la capa límite. Capturar adecuadamente estos fenómenos implicaría resolver razonablemente el balance radiativo y dinámico del sistema.

Conforme se incrementa la resolución de un modelo, los procesos que determinan la localización, duración e intensidad de la lluvia convectiva deben ser mejor descritas, lo que debería incrementar la habilidad de los en los pronósticos de precipitación convectiva. Lo anterior implica que al incrementar la resolución de las circulaciones de mesoescala en la capa límite (e.g. brisas de mar, flujos a través de barreras orográficas y flujos convectivos), los efectos asociados a procesos que tiendan a inhibir o a favorecer la convección deben ser mejor representados, .

- ***Parametrización de la convección cúmulos***

La convección asociada con nubes cúmulos (o convección cúmulos) se refiere al proceso en que una parcela de aire se calienta, se expande y se vuelve menos densa que sus alrededores, lo que provoca un movimiento ascendente hasta su punto de saturación, formando una nube o una celda convectiva. La fuerza que causa la aceleración ascendente de la parcela es llamada *buoyancia* y es proporcional a la diferencia de densidades entre la parcela y sus alrededores.

La convección cúmulos ocurre cuando la atmósfera está condicionalmente inestable (inestable con respecto al desplazamiento de una parcela adiabática húmeda, pero estable respecto a desplazamientos sobre una adiabática seca). En los MRCs y en los MCGs, el movimiento ascendente de un cúmulo penetra a una o a más capas del modelo, pero horizontalmente el proceso ocurre a nivel de sub-malla. Esto significa que las corrientes ascendentes no pueden ser resueltas de manera explícita y una parametrización de cúmulos convectivos es requerida para representar sus efectos.

Las parametrizaciones de convección buscan describir la convección en el lugar y momento adecuados (si es aplicable, con el ciclo diurno correspondiente) y con el correcto desarrollo e intensidad. Las parametrizaciones deben definir correctamente las modificaciones de la gran escala debida a la convección, de manera que la convección subsecuente sea simulada con precisión (Warner, 2010). En general, los procesos de gran escala controlan la convección húmeda y, en consecuencia, la convección liberará calor latente para que las celdas convectivas mantengan las circulaciones de gran escala (Warner, 2010) y se pueden establecer las nuevas condiciones .

Es de suma importancia mencionar que el desempeño de algunas parametrizaciones depende de la estación y del régimen meteorológico que domina en regiones geográficas específicas (Mapes et al., 2003; Im et al., 2008). Algunas parametrizaciones presentan mayor habilidad para simular procesos en los trópicos y otras para latitudes medias. Un problema común en modelación es que una vez establecida la parametrización a elegir, los MCG y los MRC usan la misma para todo el dominio geográfico, sin opción a elegir específicamente la que mejor se adapte a cada región en particular dentro del dominio.

En la modelación numérica del clima, simular las nubes tropicales representa un reto, dado que la mayoría de la convección tropical que ocurre tiene su origen en la mesoescala (Krueger, 2001). Estudios previos han demostrado que los distintos esquemas de parametrización convectiva aplicados en los trópicos tienen diferentes fortalezas y debilidades; en estudios actuales no existe evidencia consistente de que en particular las parametrizaciones Grell o MIT-Emanuel (empleadas en este estudio) tengan una mayor habilidad al simular la convección la región tropical (Gianotti, 2013). En general se ha reportado que consistentemente el esquema MIT-Emanuel sobrestima la precipitación (Davis et al., 2009; Pal et al., 2007), y el esquema Grell tiende a subestimar la lluvia de verano y sobreestimar la lluvia de invierno (Im et al., 2008).

Debido a que existen dos maneras en que un MCG y un MRC activan el ajuste convectivo, (1) estableciendo criterios límite para activar o inhibir la convección y (2) estableciendo suficientes condiciones para iniciar la convección, es muy probable que el error de los modelos climáticos tienda a reflejarse en la representación de variable de precipitación (Dai, 2006), ocurriendo una sobreestimación de los procesos convectivos que dan origen a la precipitación (eg. Berbery (2001); Gianotti (2013)).

Específicamente en la técnica de reducción de escala dinámica, las parametrizaciones de los procesos físicos empleadas en el MCG tienen una influencia en la solución de MRC; en el caso de que éstas sean diferentes, invariablemente resultará en diferencias en las soluciones en la frontera, causando gradientes y retroalimentaciones erróneas entre las dos mallas, influyendo en el interior del dominio del MRC (Warner et al., 1997). Otro aspecto importante a mencionar es que, aparte de las parametrizaciones de convección cúmulos, los procesos asociados a la mesoescala también suelen estar parametrizados en un MCG.

Un aspecto muy importante para el desempeño de la convección parametrizada de los MRC, consiste en la localización del primer evento de convección húmeda, por las implicaciones de

retroalimentación que tendrá al paso del tiempo. El aspecto más difícil de la iniciación de la convección está relacionado con la zona de convergencia dentro de la capa límite no-convectiva (Krueger, 2001).

En un MRC, el forzamiento está determinado por las circulaciones de gran escala, que a su vez son fuertemente modificadas por la convección. No debe pensarse que los forzamientos se establecen y que la convección únicamente responde a ellos. La convección y el forzamiento evolucionan juntos de acuerdo a las reglas definidas por la combinación de la dinámica y la parametrización de cúmulos (Randall et al., 1997).

#### **4.1. Evaluación de la técnica de reducción de escala dinámica con condiciones de frontera del Reanálisis ERA-Interim (2004-2011)**

De acuerdo con Hong y Kanamitsu (2014), las fuentes de error que se presentan en la técnica de regionalización dinámica pueden ser resultado de:

- 1) La incertidumbre en los campos de gran escala provistos por el MCG;
- 2) El tratamiento matemático (en lugar de físico) de las condiciones laterales de frontera;
- 3) Inadecuaciones en la descripción de los procesos físicos del MRC;
- 4) Inconsistencias entre el tratamiento matemático de la física en el MCG y el MRC.

Considerando la importancia de la física y de la dinámica descritas y resueltas en un modelo numérico del clima para la simulación de los campos precipitación (como una variable derivada de mayor importancia para un pronóstico estacional), se analizan parte de los campos y procesos más importantes que dan generación a la precipitación en el modelo RegCM.

### 4.1.1. Simulación de las circulaciones de gran escala

Las circulaciones de gran escala son fundamentales para el desarrollo de convección cúmulos y, a su vez, el transporte de calor, de humedad y de momento de los complejos convectivos tiene un gran efecto en la dinámica de gran escala de la atmósfera. Se analizó el desempeño del modelo regional RegCM-ICTP para simular las circulaciones de gran escala a diferentes niveles dentro del dominio de interés.

A partir de la construcción de campos promedio mensuales de las variables de vorticidad relativa y líneas de corriente del viento zonal (u) y meridional (v) del reanálisis ERA Interim, y de las simulaciones RegCM-ERAIN, correspondientes al periodo 2004-2011, se determinó la ubicación, la forma y la magnitud de las circulaciones de gran escala medias mensuales que se presentan en el dominio estudiado a lo largo del periodo de análisis (de mayo a octubre), para ambos casos.

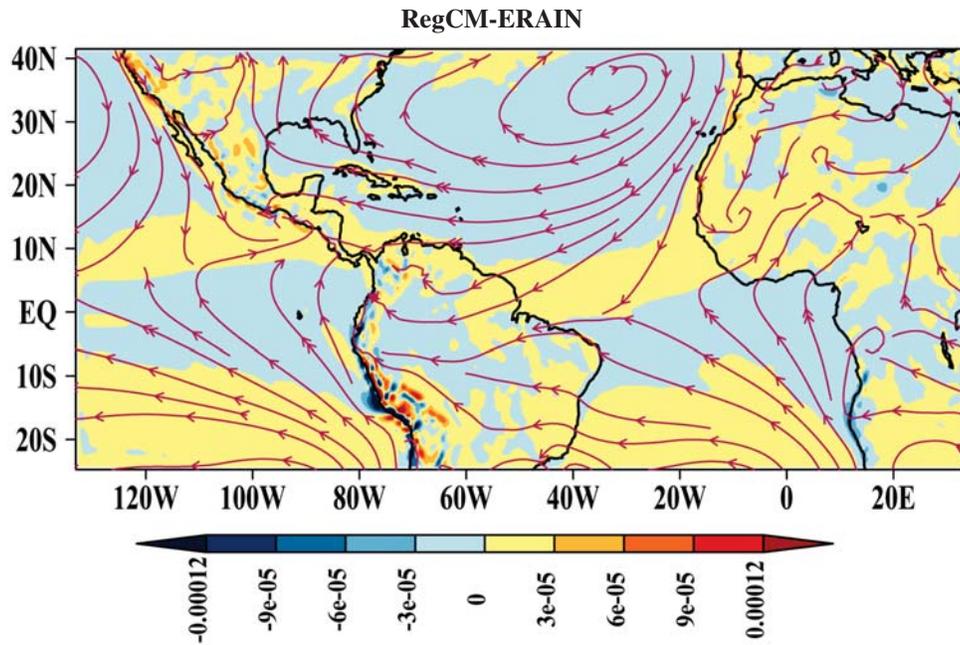
Al comparar ambos campos, se identificaron diferencias tanto en la forma y la ubicación de las circulaciones. Estas diferencias se hacen aún más evidentes conforme se aumenta de nivel en vertical (Fig. 4.3) y varían en diferentes meses del análisis e impactan en los cambios en la dirección de los patrones de circulación y en la ubicación de los sistemas, incrementándose en algunas zonas del dominio, por ejemplo en el Pacífico del este frente a las costas de la zona continental del Istmo de Tehuantepec, en el estado de Oaxaca, México, un área de particular interés para este estudio.

Partiendo de la hipótesis de que las circulaciones de gran escala simuladas con el MRC no deben variar significativamente de las correspondientes al MCG del que provienen sus condiciones de frontera (Laprise et al., 2000; Giorgi et al., 2001; Hong y Kanamitsu, 2014), la información que se puede extraer de la construcción de estos campos es que los sistemas dinámicos de gran escala se ven afectados negativamente por el modelo regional, principalmente en áreas oceánicas, lo que se traduce en la pérdida de habilidad para resolver los sistemas atmosféricos a diferentes escalas. Los campos medios de vorticidad y líneas de corriente del mes de mayo y julio (periodo base 2004-2011) del modelo RegCM (Fig. 4.1a y 4.2a), en comparación con los del Reálisis ERA-Interim (Fig. 4.1b y 4.2b), muestran que:

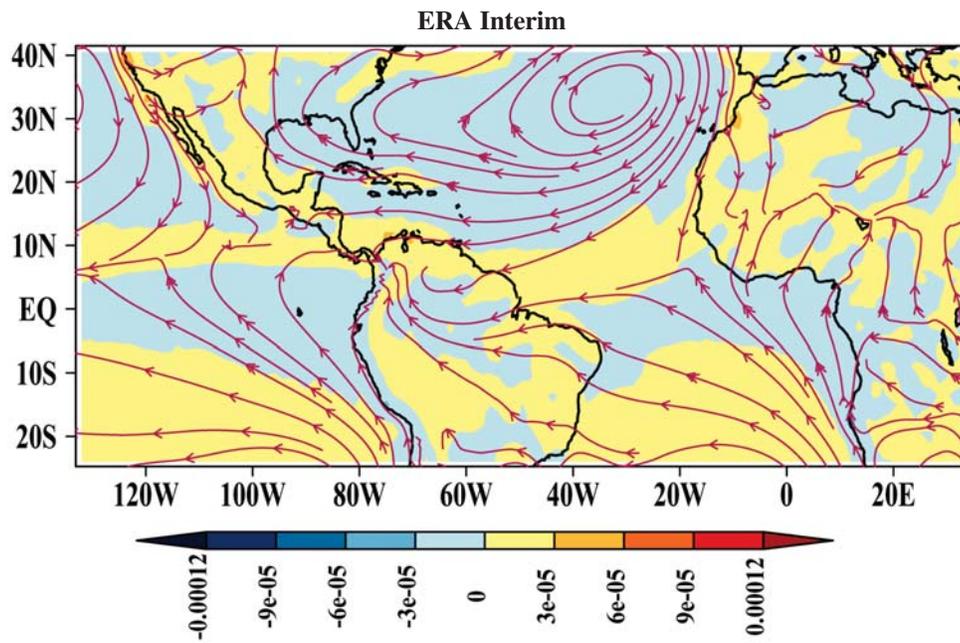
- La circulación anticiclónica en el nivel de presión de 945 mb, asociada Alta Presión de Bermudas-Azores sobre el Océano Atlántico Norte, tiende a no ajustarse por completo a

la forma y ubicación de los campos del Reanálisis ERA-Interim (950 mb). El desajuste se hace más evidente en meses consecutivos al mes de inicio de las simulaciones.

- Las líneas de flujo de corriente toman una dirección diferente en la región oceánica ubicada frente a las costas de Liberia, Sierra Leona y Guinea (una región de especial interés debido a que ahí ocurre génesis y es una zona importante de paso trayectorias de OEAs), al igual que la región de Océano Pacífico este, frente a las costas del Istmo de Tehuantepec (Fig. 4.1a y 4.1b).
- Además, se hace visible el efecto de borde sobre la frontera este del dominio, en especial en los campos medios de vorticidad relativa. Este efecto es más o menos fuerte dependiendo del nivel de presión del modelo regional.

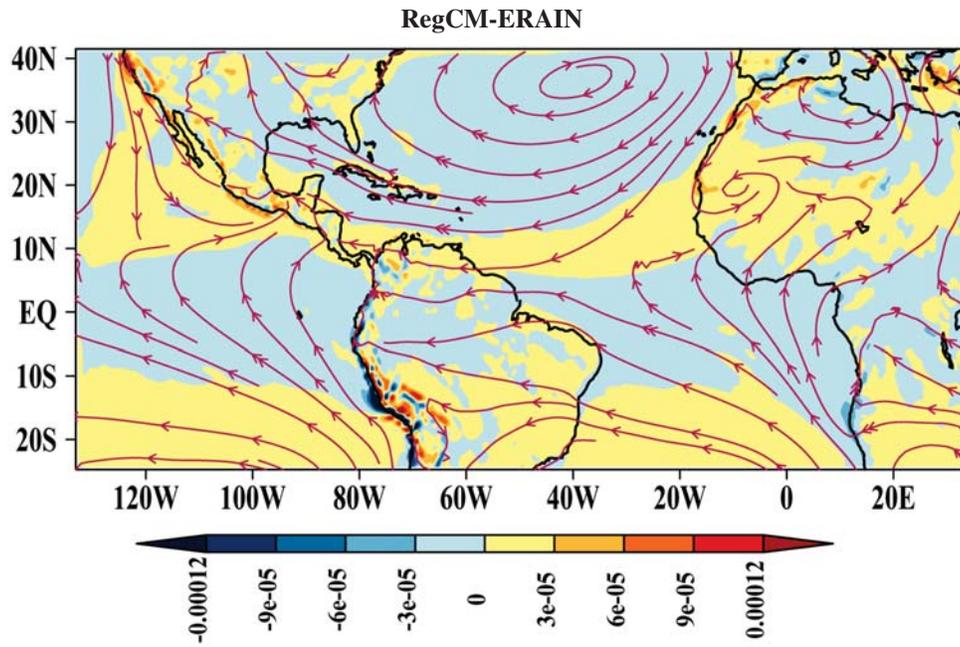


a

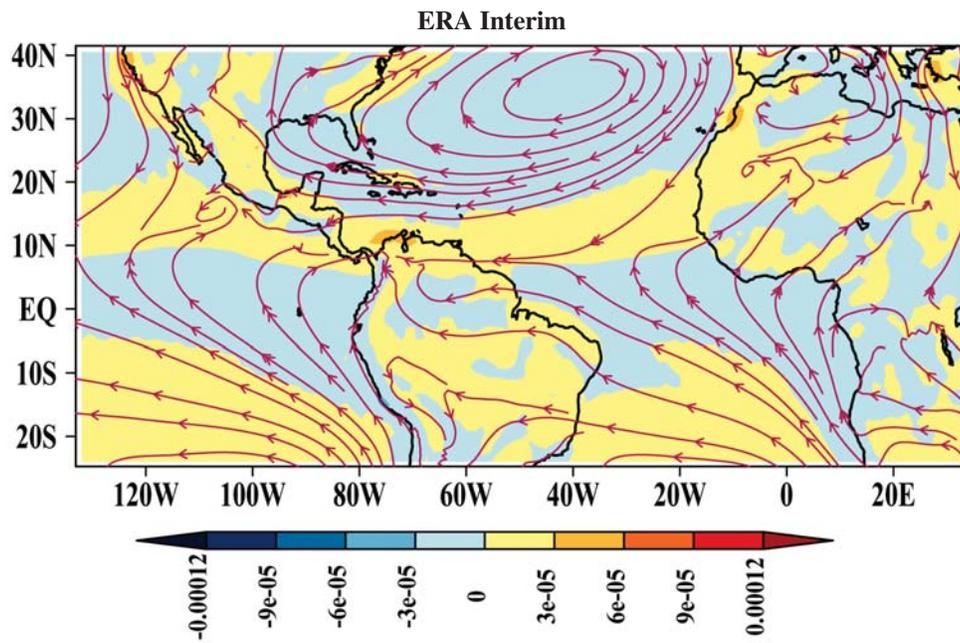


b

Figura 4.1: Campos medios de vorticidad relativa ( $s^{-1}$ ) y líneas de corriente del viento para (a) las simulaciones RegCM-ERAIN a 945 mb y (b) reanálisis ERA-Interim a 950 mb, correspondientes al mes de mayo. Periodo base 2004-2011



a



b

Figura 4.2: Misma que la figura 4.1, pero correspondiente al mes de julio

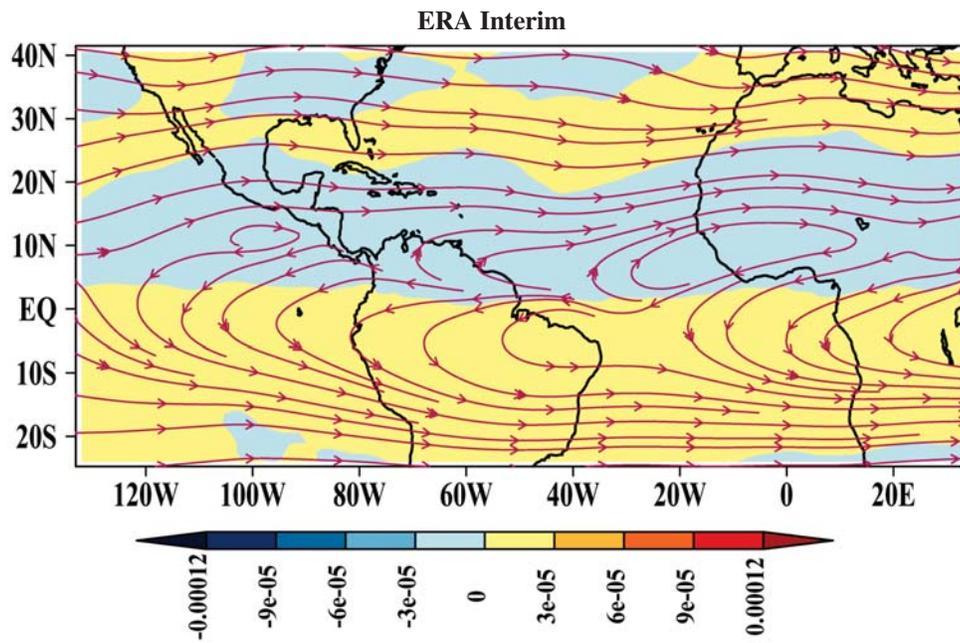
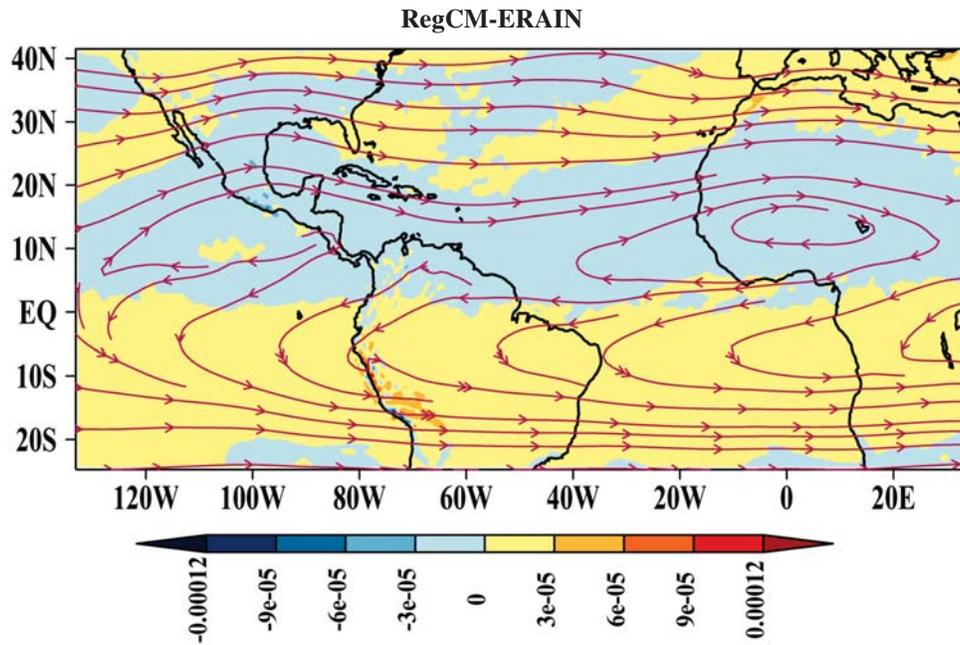
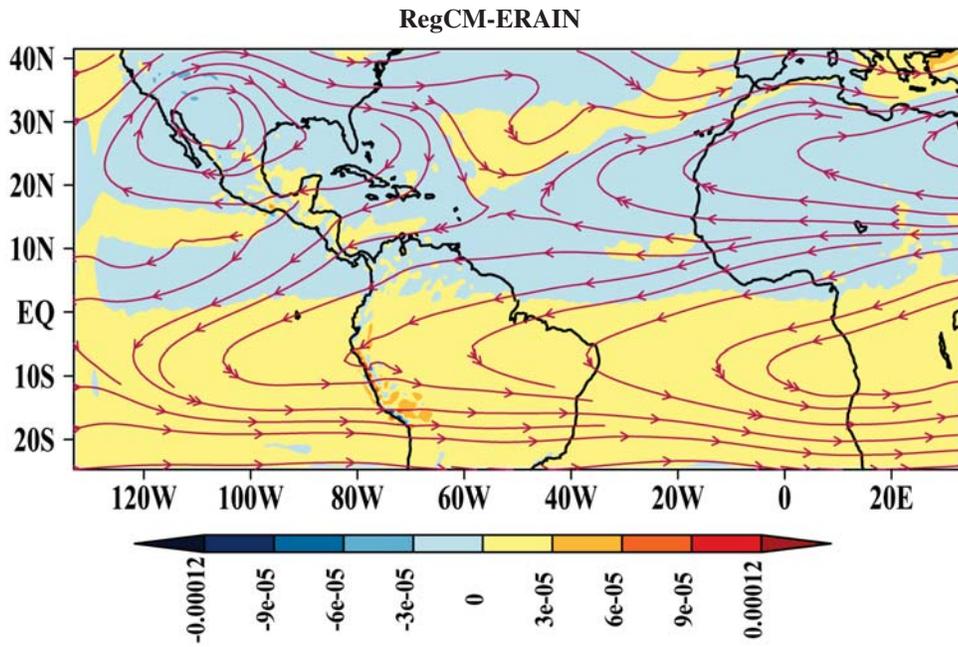
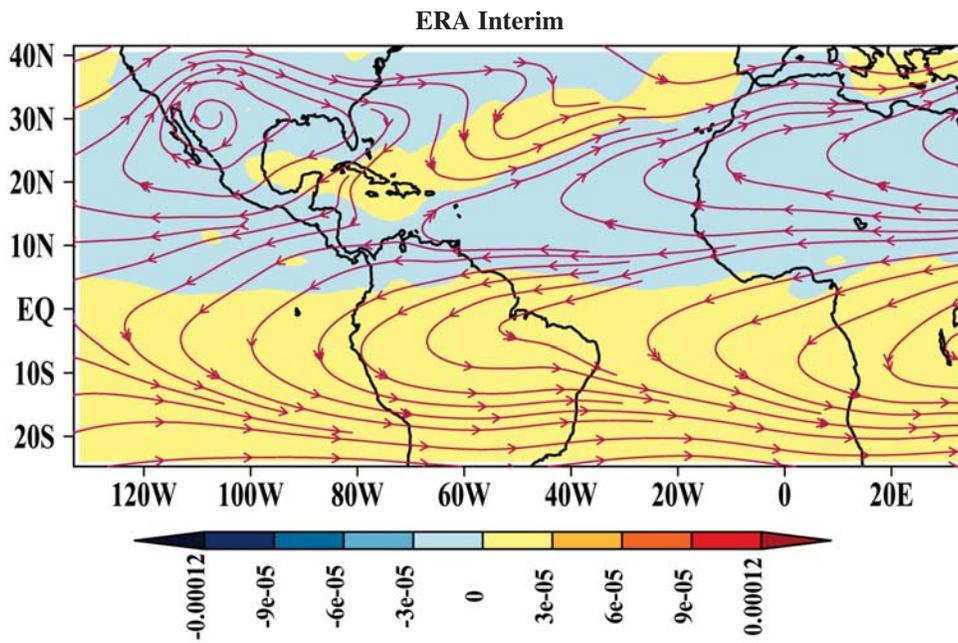


Figura 4.3: Campos medios de vorticidad relativa ( $s^{-1}$ ) y líneas de corriente del viento para (a) las simulaciones RegCM-ERAIN a 270 mb y (b) reanálisis ERA-Interim a 250 mb, correspondientes al mes de mayo. Periodo base 2004-2011



a



b

Figura 4.4: Misma que la figura 4.3, pero correspondiente al mes de julio

En los resultados se observa el efecto de la orografía de alta resolución sobre los campos de vorticidad relativa derivados de las variables de pronóstico simuladas por el RegCM, donde se aprecia que existe un efecto forzante muy intenso sobre los campos de viento en regiones elevadas. Estos resultados representan uno de los principales problemas de los RCM, relacionados con la poca habilidad para representar interacciones con las barreras orográficas, debido a la interpolación en vertical que se aplica durante la etapa de pre-procesamiento del modelo (ICBC), lo que indica que el modelo tiene una sensibilidad alta al forzamiento topográfico, en especial en lugares de orografía muy elevada, como La Gran Cordillera de los Andes. Este efecto se propaga a niveles del modelo muy superiores de la atmósfera, cercanos a los 270 mb (Fig. 4.3b y 4.4b).

Con el análisis anterior se establece que existe una pérdida en la habilidad de las simulaciones de campos dinámicos en la región tropical, lo que repercute en la descripción del transporte de humedad y de energía, comprometiendo a su vez en la capacidad de pronosticar la precipitación del modelo. Por esta razón, el siguiente paso corresponde al análisis del desempeño de RegCM para simular la precipitación del dominio entero y posteriormente en los campos en superficie sobre las regiones que muestran las mayores discrepancias a lo largo el periodo temporal de los experimentos.

#### **4.1.2. Simulación de las precipitación RegCM-ERAIN**

Las figuras 4.5, 4.6 y 4.7 muestran el acumulado mensual de precipitación promedio del periodo 2004-2011, para los meses de mayo, julio y septiembre, respectivamente, (a) simulados por el modelo RegCM y (b) las estimaciones de satélite TRMM. El principal problema detectado en las simulaciones del modelo RegCM está relacionada con el exceso de precipitación que se genera en gran parte del dominio, en especial sobre la alberca de agua caliente del Océano Pacífico del Este.

El modelo RegCM es capaz de simular el patrón más general de la precipitación acumulada mensual con un cierto grado de habilidad, sin embargo las sobrestimaciones de precipitación ocurren de manera sistemática durante los periodos de integración de las simulaciones, en especial sobre el océano. El exceso de precipitación indica que durante la simulación existen las condiciones para activar y desarrollar la convección. Existen algunas regiones en las que se aprecia este efecto, como lo son la alberca de agua caliente frente al Istmo de Tehuantepec y el Océano Atlántico tropical frente a las costas de Guinea y Sierra Leona. En la sección previa, se

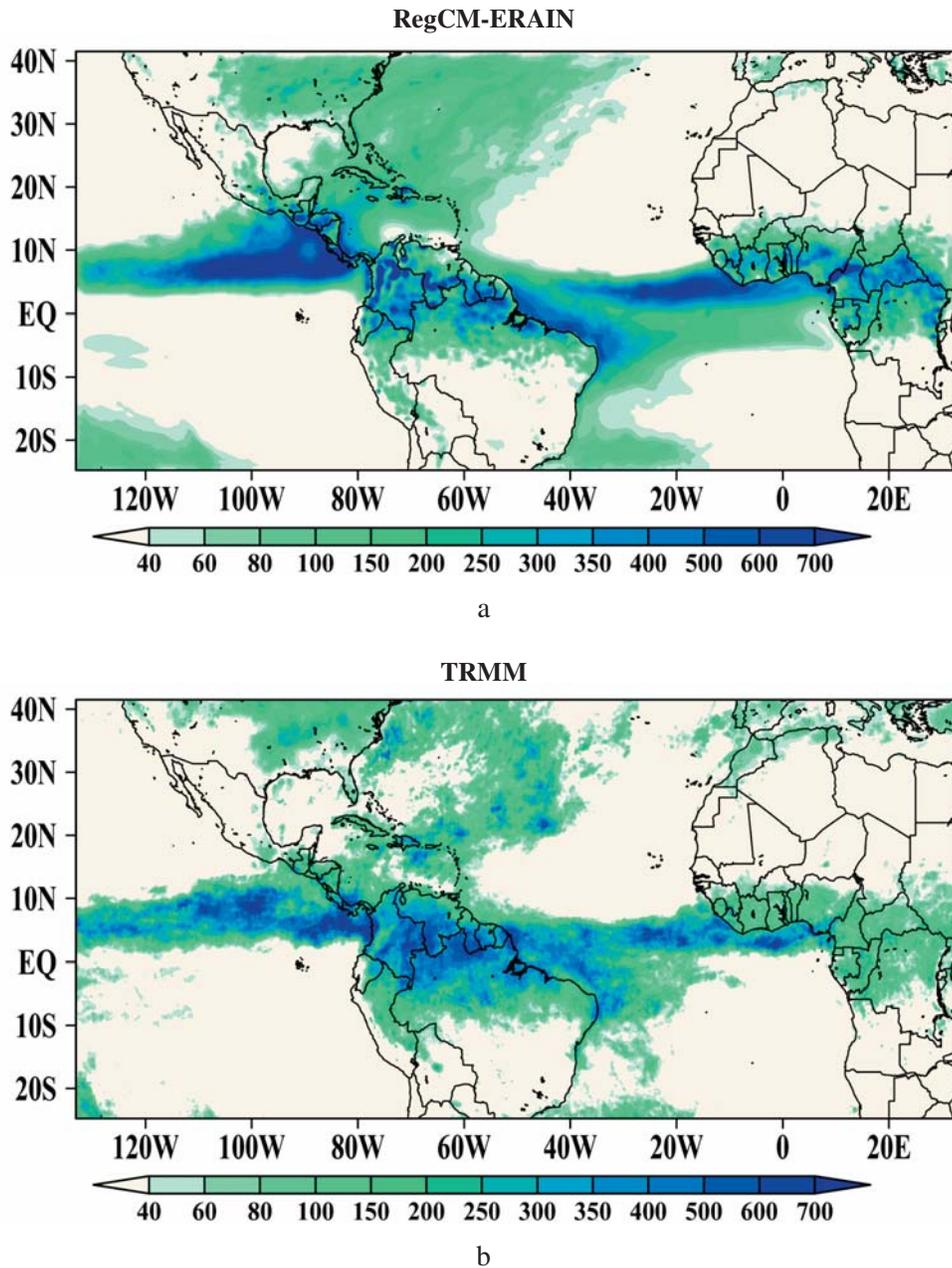


Figura 4.5: Precipitación acumulada mensual promedio (mm) (a) simulada con RegCM-ERAIN y (b) observaciones satelitales TRMM, para el mes de mayo. Periodo base 2004-2011

mostraron importantes diferencias entre los patrones de circulación sobre estas mismas regiones; esta relación indica que existen problemas en la descripción de los procesos físicos descritos en las parametrizaciones, que no son consistentes con los procesos observados en la región tropical. El exceso de precipitación sobre el océano utilizando la parametrización de convección

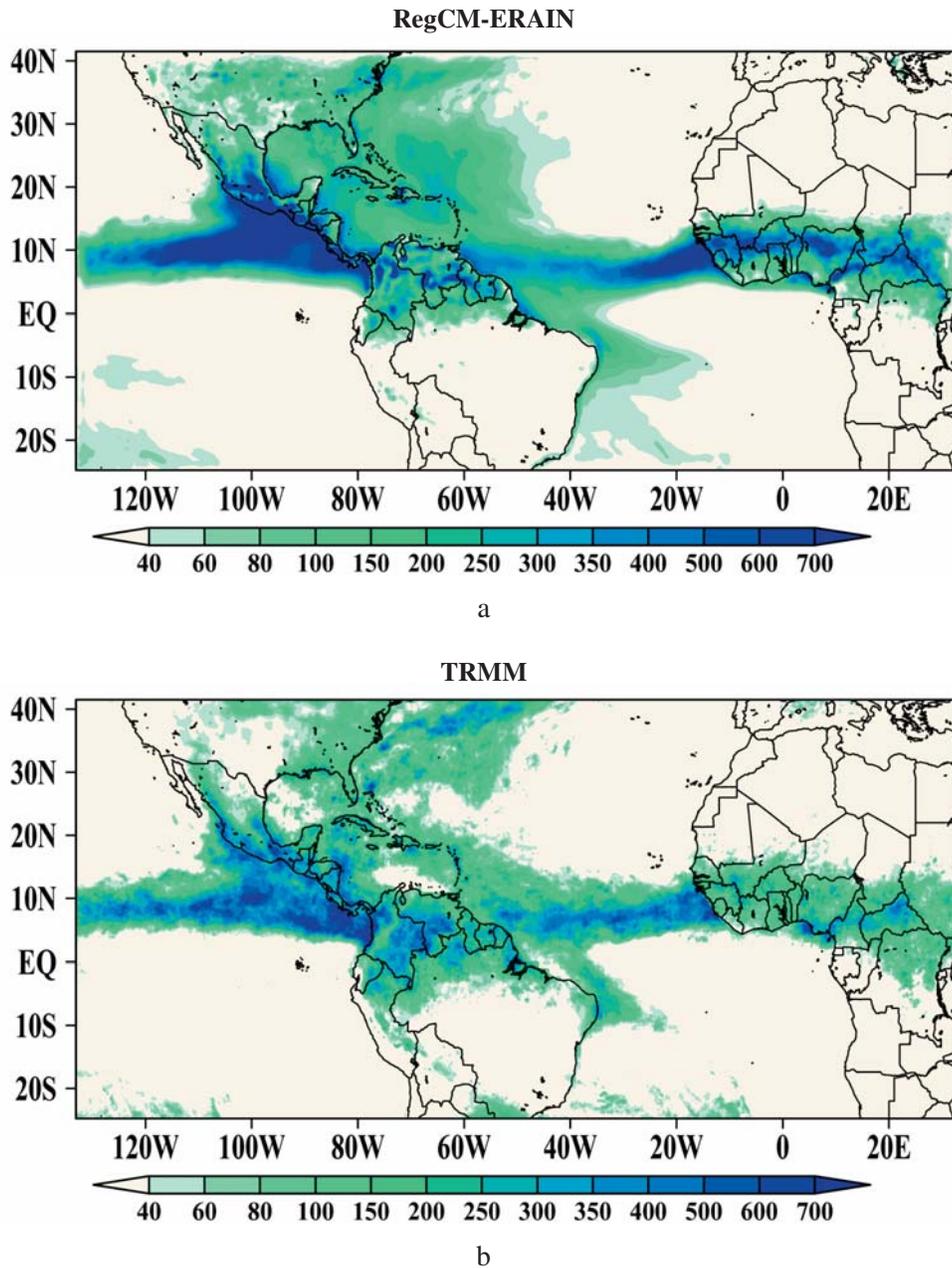


Figura 4.6: Misma que la figura 4.5, pero correspondiente al mes de julio

MIT-Emanuel y Grell sobre continente en época de verano sobre los trópicos, concuerda con lo encontrado en estudios anteriores (eg. Pal et al. (2007); Im et al. (2008); Gianotti (2013)).

Sobre la región continental de México se observan patrones y magnitudes de precipitación que no corresponden con las observaciones. Este efecto se hace más notorio hacia los meses

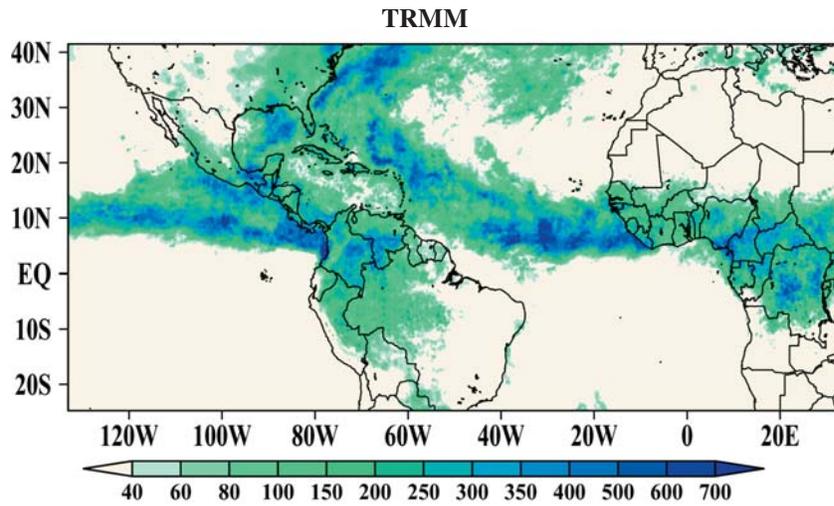
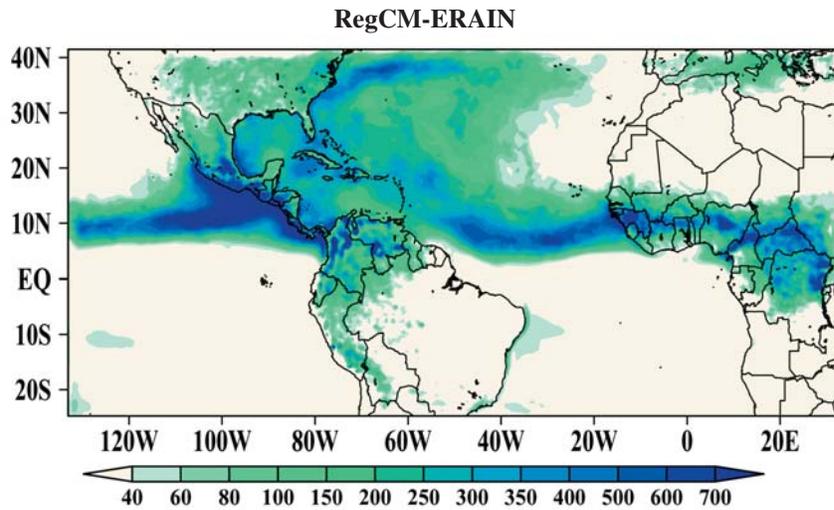


Figura 4.7: Misma que la figura 4.5, pero correspondiente al mes de septiembre

de mayor precipitación de verano, julio (Fig. 4.6), seguida de junio, agosto y septiembre (Fig. 4.7). Considerando la influencia que tienen las circulaciones de diurnas de mesoescala que se involucran en los mecanismos de generación de precipitación continental, se analizó el ciclo diurno observado de estas regiones y la manera en que son resueltas en el MRC, con el fin de identificar las posibles causas de la sobreestimación de precipitación sobre la región.

### 4.1.3. Simulación del ciclo diurno

El ciclo diurno y el ciclo estacional son modos de variabilidad del sistema climático que están directamente relacionados con la respuesta del sistema a las variaciones en los forzantes de gran escala en superficie (TSM, radiación, etc.) (Yang y Slingo, 2001). En la evaluación de un MRC es necesario determinar la habilidad que tiene para representar estos ciclos, donde la descripción correcta en los forzantes permitirá simular las estructuras y las circulaciones estacionales y diurnas esenciales para las simulaciones del clima, lo que impactará positivamente en la predictibilidad (Hurrell et al., 2009). Por el contrario, una definición incorrecta de las circulaciones estacionales y diurnas repercute negativamente en la habilidad del modelo.

- **Nota sobre el contexto regional del ciclo diurno**

Simular adecuadamente el ciclo diurno es fundamental para determinar cuándo y dónde ocurrirá la convección cúmulos; a menudo ello dependerá en gran medida de los procesos parametrizados para describir la capa límite planetaria, donde se involucra intercambio de calor y humedad, y transferencia de momento en los niveles cercanos a la superficie con niveles superiores de la atmósfera. Debido a la morfología del territorio de México, que se encuentra entre dos océanos que responden a mecanismos físicos diferentes, los ciclos diurnos de precipitación varían considerablemente en toda su extensión, porque las diferentes regiones responden a diferentes forzantes del clima, que darán origen a la mesoescala, que a su vez interactúa con la gran escala. A pesar de la importancia de los mecanismos de generación de precipitación convectiva, la simulación de la propagación de la lluvia ha mostrado problemas en los MCG y MRC. Gianotti (2013) documentó que el modelo RegCM v.3 sufre de las mismas deficiencias con respecto a la migración de la lluvia convectiva, efecto relacionado con la variabilidad diurna en los trópicos.

Las diferencias temporales entre los picos de precipitación sobre el océano y el continente indican modos de variabilidad diurna muy importantes que caracterizan el clima regional en los trópicos. Debido a que la mayor causa de la precipitación diurna es consecuencia de procesos radiativos (calentamiento), su amplitud está fuertemente influenciada por la latitud y la estación. Kikuchi y Wang (2008) caracterizaron el ciclo diurno de precipitación tropical de acuerdo a su amplitud, picos máximos y mínimos en el tiempo y fase de propagación, encontrando que en México (a partir de los 20°N hacia el sur, aproximadamente) y Centroamérica se experimenta un régimen costero, caracterizado por tener dos sub-regímenes:

1. El régimen del lado marítimo, que presenta una precipitación de amplitud relativamente grande, con una fase de propagación hacia alta mar y un pico máximo que ocurre de las 21-12 (del día siguiente) hora estándar local (LST, por sus siglas en inglés).
2. El régimen del lado continental, con una amplitud mayor y una fase de propagación tierra adentro y un pico que ocurre entre las 12 -21 LST.

Las características de fase y pico no se ven afectadas por cambios de estación, únicamente la amplitud. A diferencia del régimen costero-continental, en el estudio referido se observó que bajo el régimen costero-marítimo la brisa de continente puede no ser suficiente para producir convergencia e inducir precipitación, debido a que la diferencia de temperatura entre la superficie del océano y del continente es débil. Es probable que las ondas de gravedad que provienen del continente (debido a la convección o al forzante orográfico) actúen como un mecanismo más adecuado para iniciar y mantener la convección en este régimen (Yang y Slingo, 2001; Warner et al., 2003).

- ***Simulaciones del ciclo diurno en superficie RegCM-ERA-Interim***

Una vez descrita la importancia de las variaciones diurnas en la región, se exploró la respuesta del modelo RegCM a la simulación del ciclo diurno de la variable de temperatura a dos metros (T2M) y del campo de viento a 10 metros, en particular en el área confinada a la República Mexicana, el Golfo de México y parte del Océano Pacífico del este. Las figuras 4.8 y 4.9 muestran los campos medios resultado de las simulaciones RegCM-ERA-Interim con los correspondientes del Reanálisis ERA-Interim, para los meses de mayo, julio y septiembre del periodo completo de análisis (2004-2011), a las 06 UTC y 18 UTC, respectivamente.

En ambos casos, 06 UTC (fig. 4.8) y 18 UTC (fig. 4.9), se observan diferencias entre el campo de T2M simulado por el modelo regional y el reanálisis; estas diferencias varían entre uno y tres grados Celsius en la parte continental, acentuándose sobre las zonas más elevadas de la región, es decir, la Sierra Madre Oriental y Sierra Madre Occidental. La magnitud de estas diferencias se mantienen lo largo de los meses de la simulación.

Sobre el océano, las discrepancias más notables de la variable T2M se observan en la zona donde se ubica la alberca de agua caliente en el océano Pacífico del este, aproximadamente entre (10°-16°N; 105°-95°W), donde el campo de temperatura simulado por el modelo regional varía sistemáticamente, tanto en magnitud como en patrón respecto al reanálisis.

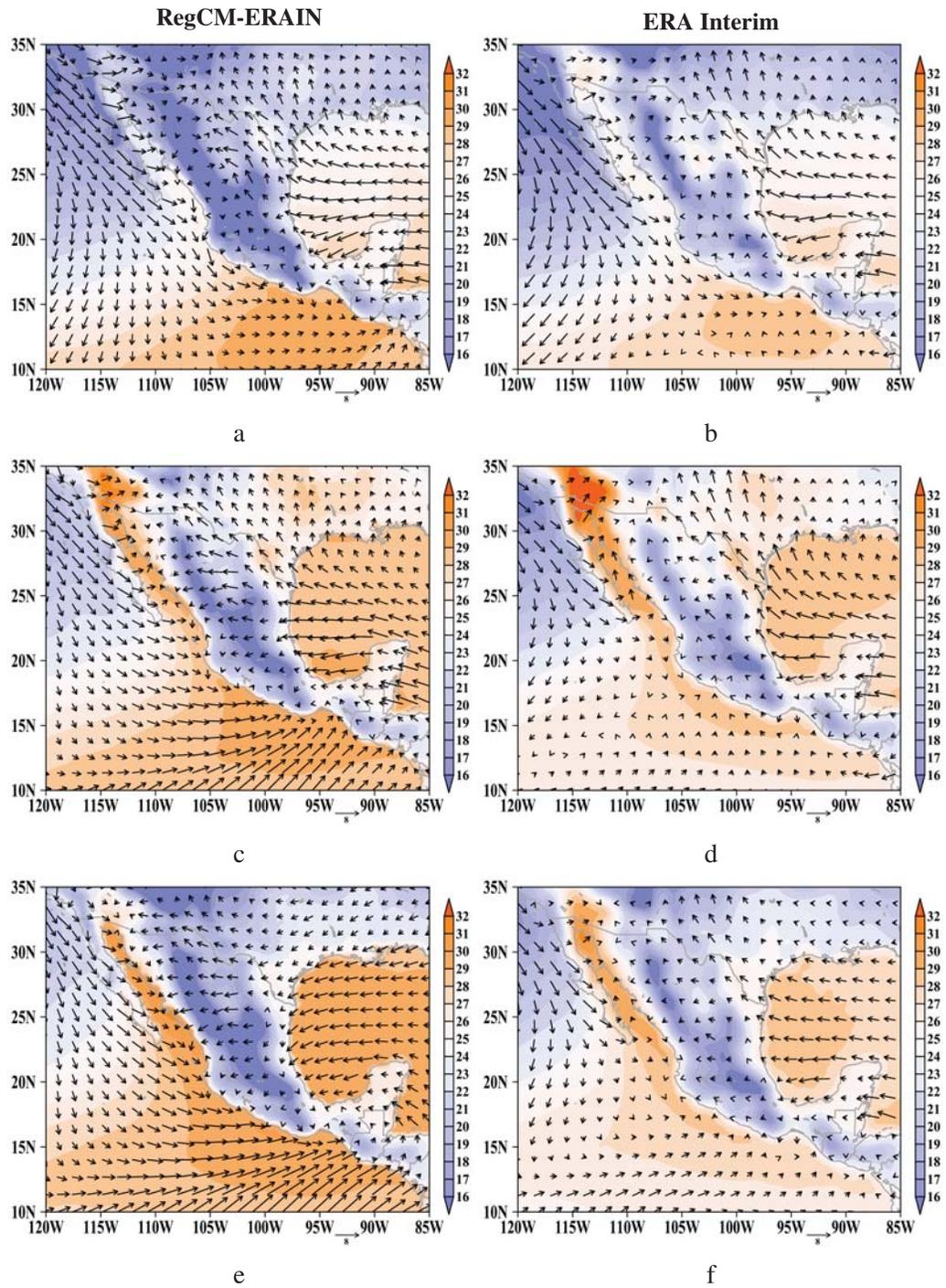


Figura 4.8: Campos medios de temperatura a 2 metros ( $^{\circ}\text{C}$ ) y de viento a 10 metros ( $\text{m s}^{-1}$ ) para (a, c, e) simulaciones RegCM-ERAIN y (b, d, f) reanálisis ERA-Interim, durante los meses de mayo, julio y septiembre (respectivamente) a las 06 UTC (noche)

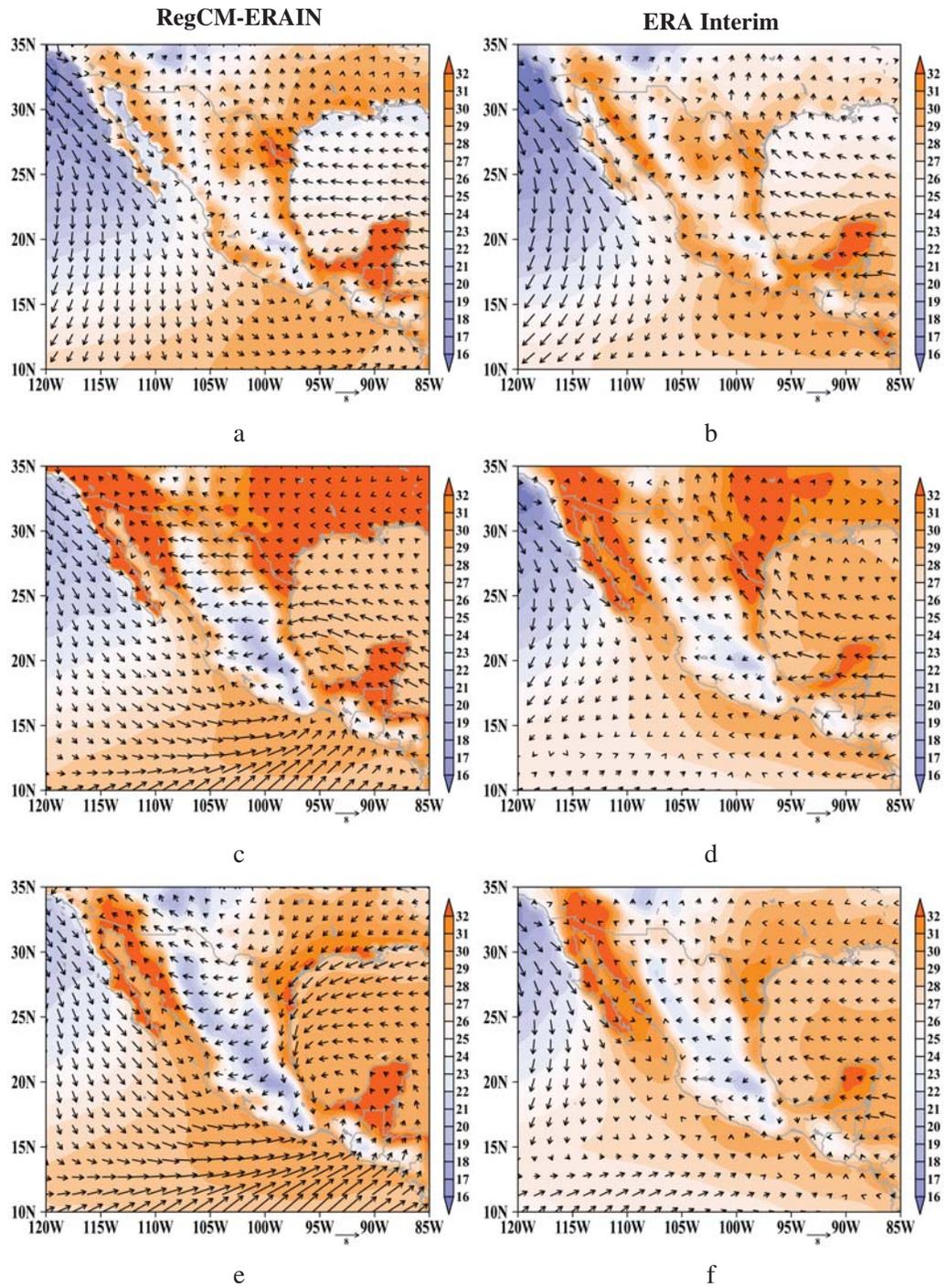


Figura 4.9: Misma que la figura 4.8, pero correspondiente a las 18 UTC (día)

Los campos diurnos simulados por el RegCM no resuelven por completo las circulaciones esperadas en gran parte del océano Pacífico del este, parte del continente y del Golfo de México.

El resultado de estas diferencias se traduce en poca habilidad para representar aquellos procesos ligados con ciclos diurnos que requieren de un forzamiento térmico cercano a superficie y relacionados directamente con convección dentro de la capa límite, que afectarían circulaciones de mesoescala, entre los que se encuentra las corrientes en chorro de bajos niveles (eg. La CC del Caribe), brisa marítima y diversos fenómenos relacionados con la convección húmeda, y en la escala estacional se encuentran los monzones (eg. monzón de NA), los sistemas de alta presión subtropicales y la migración de la circulación de Hadley (con la humedad y precipitación asociadas). Adicionalmente se toma en cuenta la fuerte dependencia que existe entre los campos simulados a diferentes niveles de presión del RegCM, lo que tiene en consecuencia que errores en las circulaciones y temperatura en superficie se transferirán a los campos simulados en altura y a los procesos convectivos de mesoescala asociados.

- *Ciclo diurno de la convergencia de flujo de humedad*

Como parte de la evaluación de la habilidad del modelo RegCM, se indagó en la respuesta que tiene para simular las circulaciones regionales que contribuyen a la precipitación, en particular en el ciclo diurno necesario para resolver las interacciones entre la circulación y la convección cúmulos. Las imágenes 4.10 y 4.11 muestran el ciclo diurno de convergencia de flujo de humedad promedio del mes de julio de los años 2004-2011, para (a) las simulaciones RegCM-ERAIN y (b) el reanálisis ERA-Interim, particularmente dentro de la región de mayor interés de este trabajo. El flujo de humedad y la convergencia de flujo de humedad son campos que representan la dirección en la que se transporta la mayor cantidad de humedad (de la superficie a un nivel de presión dado de la atmósfera) y de donde proviene, respectivamente. A escala diurna, estos campos permiten identificar mecanismos relacionados con circulaciones de mesoescala, como el monzón de Norteamérica en el noroeste de México.

La figura 4.12 muestra las diferencias entre los flujos de humedad y convergencia de flujo de humedad entre el periodo de día y la noche del mes de julio, mes en el que el monzón de Norteamérica está establecido en gran parte del noroeste de México y está más activo. En esta región, donde la topografía está descrita de manera más compleja (ej. Sierra Madre Occidental, Sierra Madre Oriental, etc.), el forzamiento topográfico es fundamental para describir los fenómenos de mesoescala de la región, como el monzón de Norteamérica.

En trabajos previos se ha analizado el mecanismo diurno del monzón de Norteamérica (eg. Castro et al. (2001)) y el desempeño de algunos modelos regionales para describir este

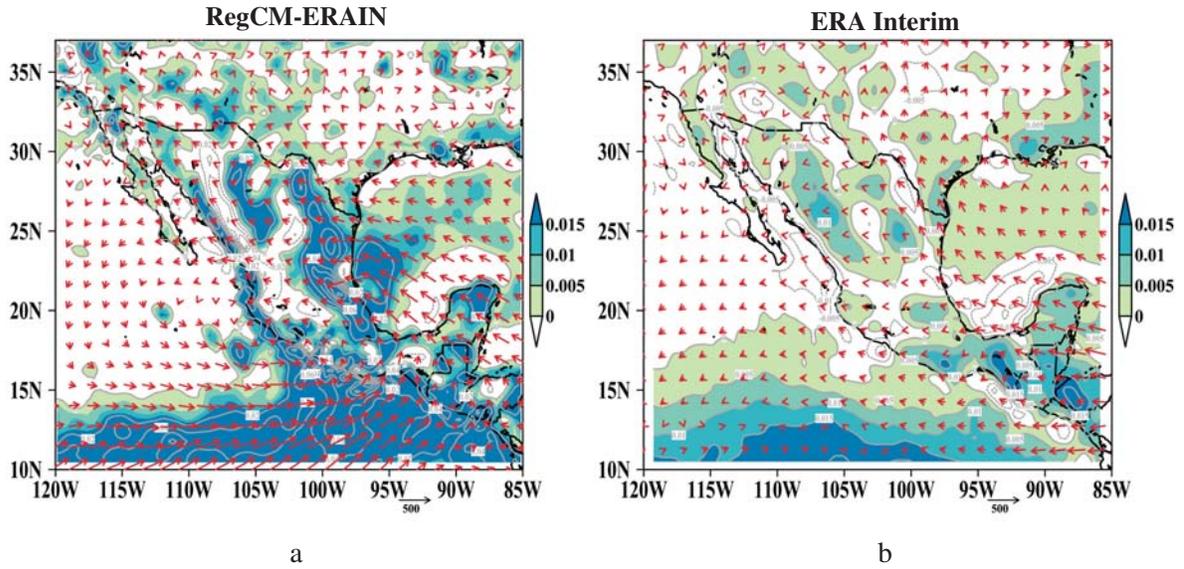


Figura 4.10: Ciclo diario de la convergencia de flujo de humedad integrada verticalmente ( $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ) y flujo de humedad (flechas rojas) ( $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$ ) simuladas con (a) RegCM-ERAIN y (b) reanálisis ERA-Interim, correspondientes a las 18 UTC (día) del mes de julio. Periodo base 2004-2011

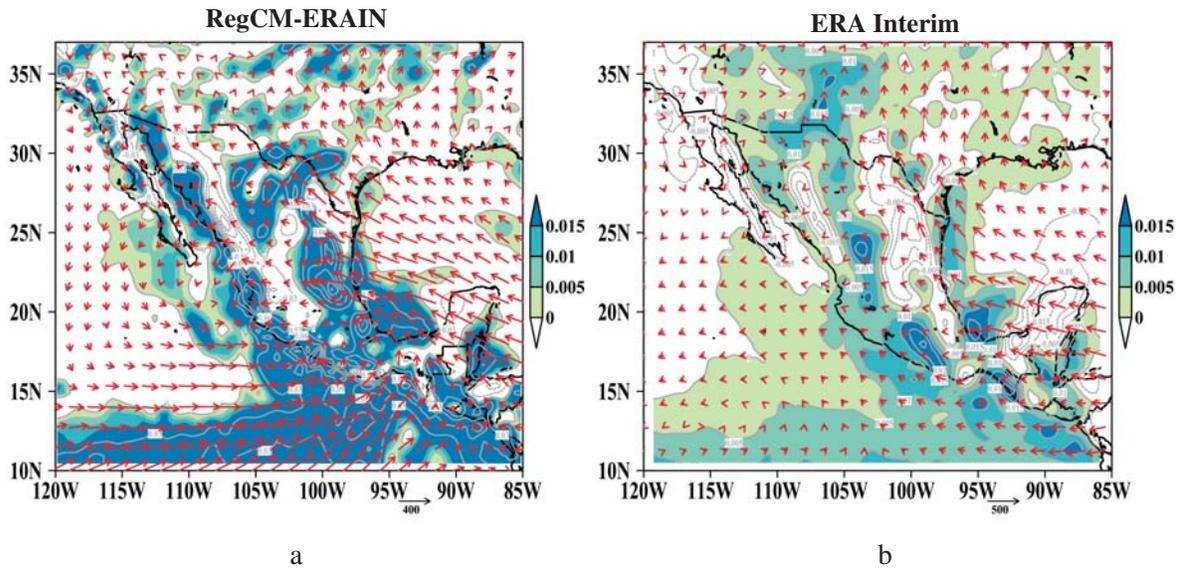


Figura 4.11: Misma que la figura 4.10, pero correspondiente a las 06 UTC (noche)

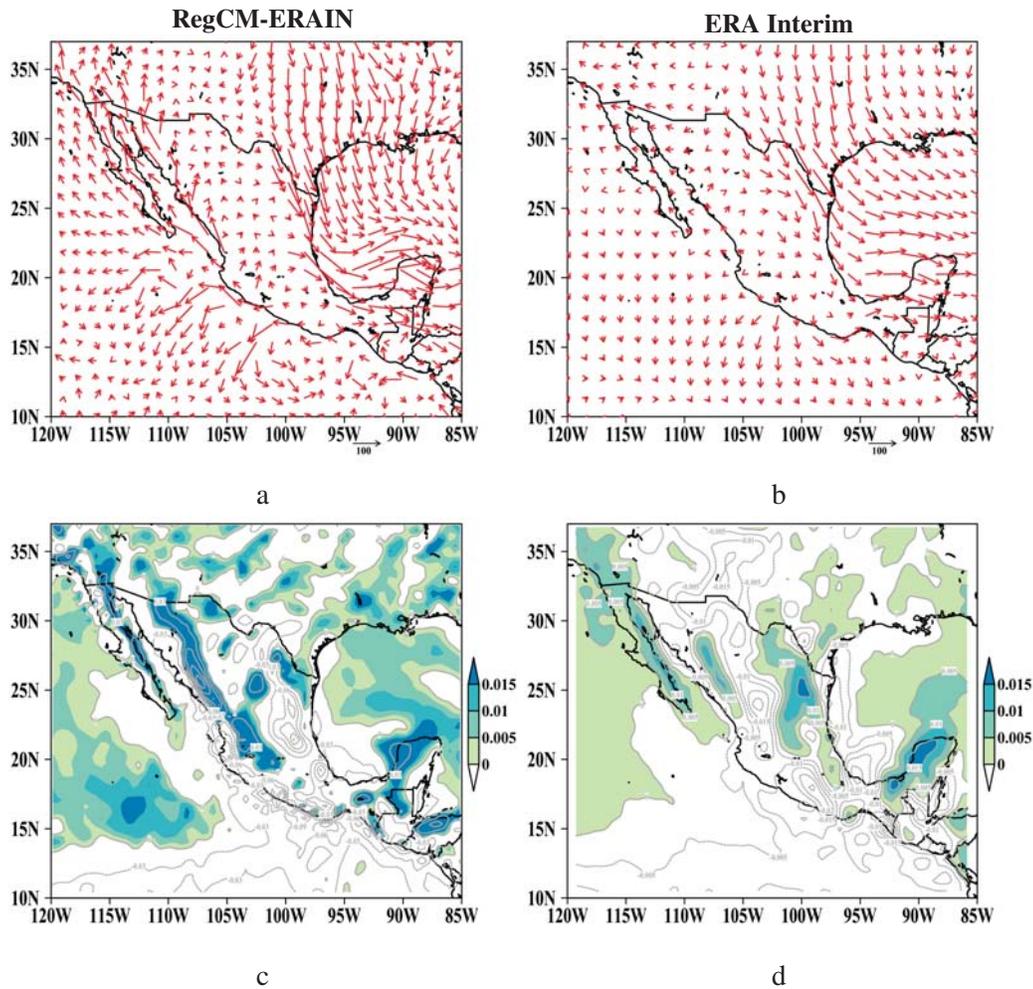


Figura 4.12: Diferencias entre las 18 UTC y 06 UTC (día-noche) de los campos de flujo de humedad ( $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$ ) y de convergencia de flujo de humedad integrada verticalmente ( $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ) de (a y c) las simulaciones RegCM-ERAIN y (b y d) del reanálisis ERA-Interim, correspondientes al mes de julio. Periodo base 2004-2011

fenómeno (eg. Berbery (2001); Castro et al. (2007)), estableciendo que durante la tarde ocurre un patrón de divergencia de flujo de humedad sobre el Golfo de California. Posteriormente, la brisa de mar favorece el flujo de humedad hacia continente (en dirección de la Sierra Madre Occidental) y la convergencia, seguida de precipitación muy intensa. Siguiendo esta hipótesis y considerando que los fenómenos de mesoescala que requieren de un forzamiento térmico regional para desarrollarse son mejor representados en un modelo regional, se obtuvo que las simulaciones RegCM-ERAIN muestran similitud con el mecanismo diurno de convergencia de flujo de humedad observado, generador del monzón de Norteamérica (Fig. 4.12c). El modelo

regional es capaz de reproducir parte del mecanismo descrito en la región Noroeste de México. Sin embargo, comparadas con el reanálisis (Fig. 4.12d), las simulaciones RegCM-ERAIN muestran una magnitud de convergencia y de flujo de humedad mucho más intenso y se extiende más hacia el norte (Fig. 4.12d) y la diferencia diaria del flujo de humedad del RegCM (Fig. 4.12a) tiende a una circulación menos uniforme que la que describen en otros estudios sobre esta región (eg. Berbery (2001)).

La diferencia que existe entre los campos calculados para el reanálisis y el MRC se hace más evidente en el Océano Pacífico del este, frente a la zona continental del Istmo de Tehuantepec (Figs. 4.10 y 4.11). Los flujos de humedad que el RegCM simula sobre la región no corresponden ni en dirección ni en magnitud; además, la convergencia de flujo de humedad del RegCM es considerablemente mayor en comparación con los obtenidos del reanálisis. El error en la ubicación y en la magnitud de los flujos de humedad repercute en la simulación adecuada de las variables climáticas que está dominadas por la ocurrencia del ciclo diario, como la precipitación en los trópicos (Warner, 2010), porque existe un exceso de transporte de vapor de agua, generando condiciones de inestabilidad que no corresponden a los mecanismo físicos observados en la región.

Por otro lado, la dirección del flujo de humedad que resuelve el modelo regional sobre el Golfo de México no se modifica sustancialmente en comparación con el reanálisis, y las diferencias diurnas de la convergencia del flujo de humedad (Fig. 4.12) sobre regiones como la península de Yucatán logran simularse con un grado aceptable de habilidad.

Los resultados muestran que las simulaciones con RegCM-ERAIN poseen el sesgo a generar circulaciones muy intensas y un exceso de precipitación sobre la región donde se ubica la alberca de agua caliente del Océano Pacífico este, que pueden asociarse a errores en el campo T2M sobre el océano, lo cual repercute directamente en la habilidad del modelo para activar la parametrización de convección y en las circulaciones de mesoescala y de gran escala sobre la región de estudio.

## **4.2. Evaluación de la técnica de reducción de escala dinámica con condiciones de frontera del MCG ECHAM 4.5 a modo pronóstico (verano 2011)**

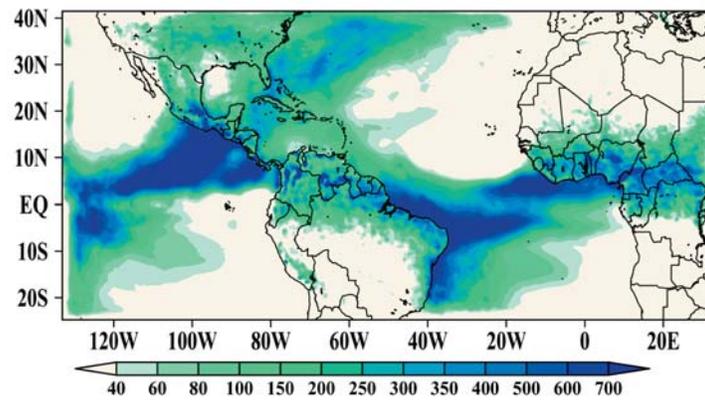
### **4.2.1. Precipitación acumulada mensual**

Una vez que se ha descrito el desempeño del modelo RegCM con las condiciones de frontera laterales climáticas más cercanas a la realidad y que se conocen algunos de los errores que presenta para simular los patrones físicos dentro del dominio estudiado, se analizó la ejecución del MCG anidado con pronósticos del MCG ECHAM4.5.

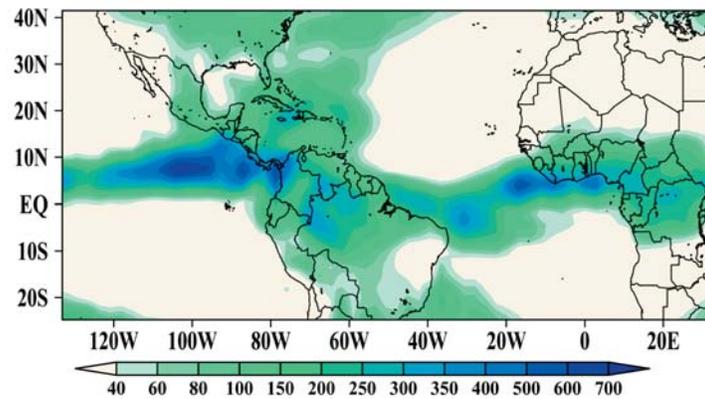
Durante el verano de 2011 se presentaron características particularmente secas en la mayoría del territorio de México, causando grandes estragos en el sector agrícola y de manejo del agua del país. Las condiciones que ocurrieron durante el mes de mayo 2011 (mes de emisión del pronóstico) fue una transición de TSM bajo condiciones La Niña a condiciones de ENOS-neutral, pero con impactos atmosféricos persistentes muy parecidos a los ocurridos durante años La Niña, particularmente en los trópicos. A manera de estudio de la predictibilidad de la región, se emplearon ocho miembros de ensamble de las simulaciones de pronóstico del MCG ECHAM4.5 para el verano extendido del año 2011 y fueron forzadas en superficie con TSM observadas, tratando de disminuir el efecto de un forzante equivocado de TSM; esto permite enfocar nuestra evaluación en el desempeño del modelo regional, sin adicionar la incertidumbre que se tiene cuando se pronostican las TSM o se asume persistencia en las anomalías en el modelo regional.

Las figuras 4.13 y 4.14 muestran la precipitación acumulada mensual de la media de ocho miembros de ensamble que corresponden a las simulaciones del pronóstico (a) RegCM-ECHAM y (b) del MCG ECHAM 4.5, para los meses de mayo y junio de 2011, respectivamente; también se muestran los observados calculados con las estimaciones de precipitación por satélite CMORPH correspondientes a los meses señalados (Fig. 4.13c y 4.14c).

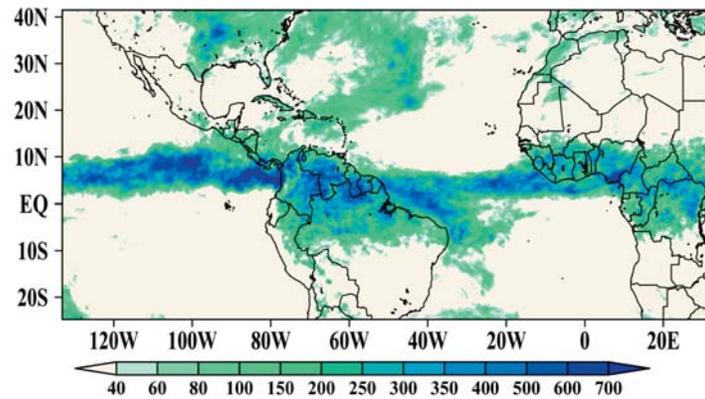
Aún y cuando los patrones generales de precipitación se acercan en forma al patrón mensual de los observados, los resultados que arrojan las simulaciones de precipitación RegCM-ECHAM tienden a presentar los errores observados en las simulaciones de precipitación de los experimentos RegCM-ERAIN, presentando además un marcado efecto de borde en la frontera oeste del dominio:



a

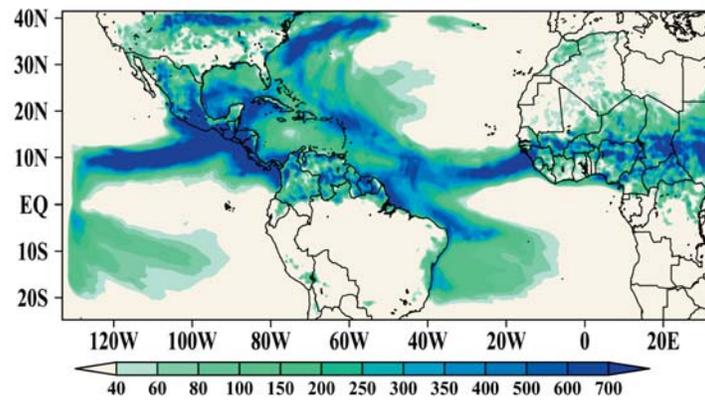


b

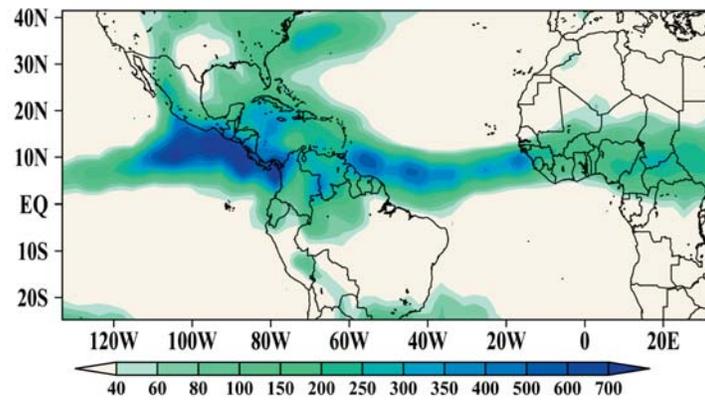


c

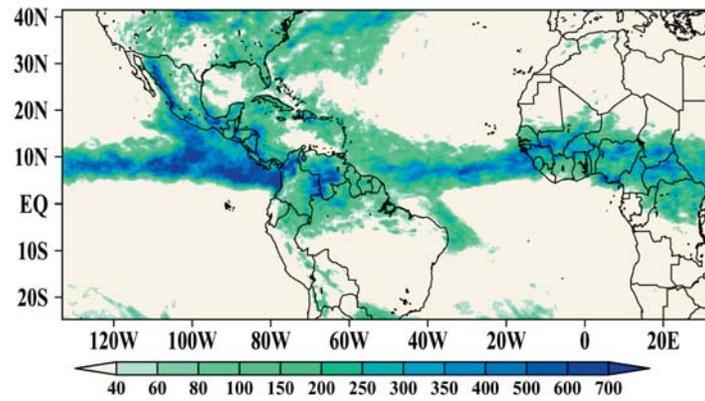
Figura 4.13: Media del ensemble del pronóstico (a) RegCM-ECHAM, (b) ECHAM4.5 y (c) estimaciones de satélite CMORPH, del acumulado de precipitación mensual (mm) del mes de mayo del año 2011



a



b



c

Figura 4.14: Misma que la figura 4.13, pero correspondiente al mes de julio del año 2011

1. El exceso de precipitación es notable en prácticamente las mismas regiones que se reportaron para las simulaciones RegCM-ERA-Interim y, adicionalmente, ocurre un patrón de precipitación frente a las costas de Brasil que no coincide con los observados.

2. Al comparar los resultados de la media del ensamble de precipitación simulada con el modelo regional y los obtenidos directamente de las simulaciones del MCG, contra los observados CMORPH, muestra mayor habilidad para producir el patrón y magnitud de las observaciones.

Un análisis de precipitación acumulado no es suficiente para determinar las capacidades reales de ambos modelos, por lo que fue necesario evaluar el ciclo diario de la precipitación. Para el estudio de la variabilidad de precipitación diaria se calculó la anomalía de precipitación acumulada diaria estimada con CMORPH para las 00, 06, 12 y 18 UTC, durante el mes de julio, mes en el que en promedio se registra la mayor cantidad de lluvia acumulada durante la época de verano del HN sobre la región de interés (Fig. 4.15a, 4.15b, 4.15c, y 4.15d respectivamente).

Los resultados del análisis de datos observados CMORH muestran patrones que coinciden con el régimen costero tropical de precipitación diaria descrito por Kikuchi y Wang (2008). La anomalía de variación diaria de precipitación muestra una anomalía negativa sobre la mayor parte continental de México, en el periodo de las 12-18 UTC y para las 00-06 UTC las anomalías positivas aparecen en gran parte del territorio en continente. Por otra parte, sobre el océano Pacífico, se observa un ciclo diario extendido, con anomalías positivas hacia las 06-18 UTC y anomalías negativas la otra mitad del ciclo, es decir de 18-06 UTC.

Este análisis de variación diaria de precipitación permitió describir del monzón de Norteamérica, que corresponde a una marcada precipitación que se manifiesta en el continente, sobre la Sierra Madre occidental, en horas de la tarde y un decaimiento de la lluvia hacia la noche.

Para identificar la capacidad de los modelos para representar, se calcularon las anomalías de precipitación de la media del ensamble de pronóstico del RegCM (Fig. 4.16) y del MCG ECHAM4.5 (Fig. 4.17), para las 00, 06, 12 y 18 UTC (a, b, c y d, respectivamente).

El modelo RegCM (Fig. 4.16) genera patrones de ciclo diario muy diferentes a los observados con CMORPH (Fig. 4.15). Los principales cambios encontrados en el cálculo de la anomalía de precipitación del RegCM se dan en el Océano Pacífico, frente a las costas del Istmo de Tehuantepec, y en el centro de México, que coincide con las mismas regiones donde se presenta una estimación de precipitación por arriba de lo observado. El modelo RegCM no es capaz de simular el patrón diario de precipitación que caracteriza al monzón

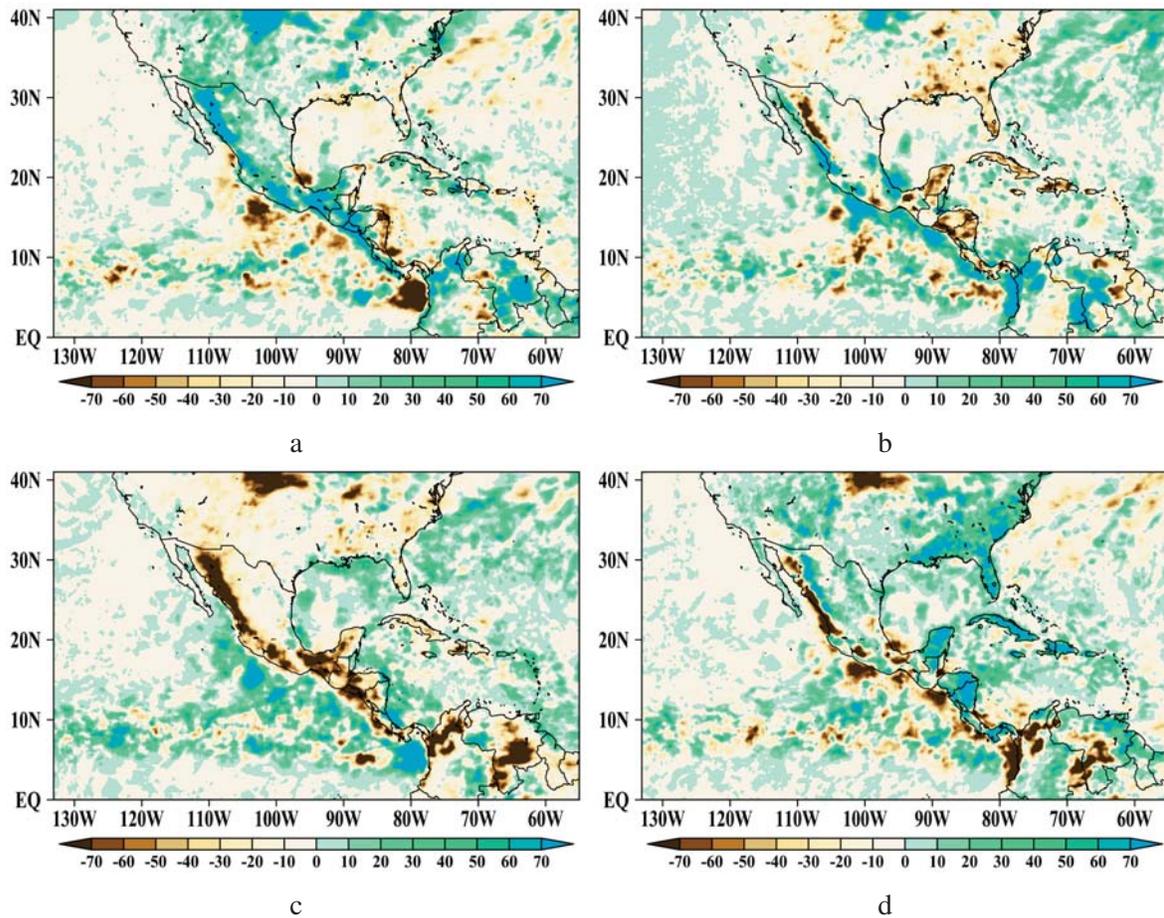


Figura 4.15: Anomalía de variación diurna de precipitación acumulada mensual (mm) del mes de julio de 2011 observada con CMORPH, correspondiente a las (a) 00, (b) 06, (c) 12 y (d) 18 UTC

de Norteamérica y tampoco el régimen de variabilidad diurna costera que domina gran parte del territorio continental y oceánico de México y Centroamérica. Lo anterior permite determinar que al existir ausencia de un régimen de lluvia diurno similar al observado, difícilmente existirá una retroalimentación entre los fenómenos diurnos y las circulaciones mesoescala, como la brisa océano-continente, que representen de manera realista el sistema climático de la región tropical. La representación errónea de la mesoescala se traduce en una baja habilidad del MRC y en una predictibilidad muy baja en los pronósticos estacionales.

La anomalía diurna que simula el MCG ECHAM4.5 es un ciclo marcado por dos fases generales de precipitación (06 y 18 UTC) y de ausencia de precipitación (00 y 12 UTC) sobre la región de continental de México y Centroamérica, el Océano Pacífico del este y en el Caribe (Fig.

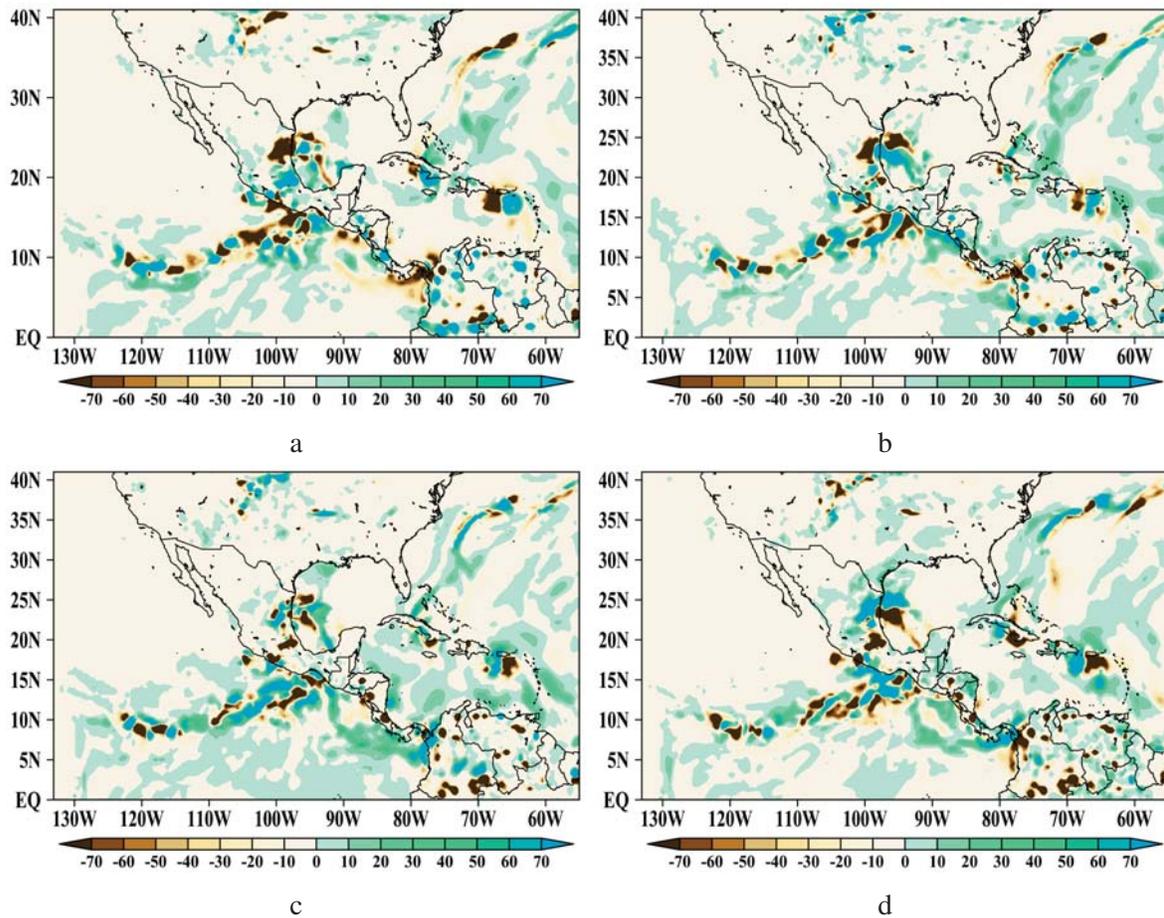


Figura 4.16: Anomalía de variación diurna de precipitación acumulada mensual (mm) del mes de julio de 2011 de la media del ensamble de pronóstico RegCM-ECHAM, correspondiente a las (a) 00, (b) 06, (c) 12 y (d) 18 UTC

4.17). No es posible apreciarse ningún ciclo diurno de precipitación asociado a la mesoescala de la región, por lo que se infiere que las circulaciones de mesoescala asociadas a la convección del régimen costero no son representadas en el MCG (Sato et al., 2009).

Los errores en los campos de precipitación simulada indican que en ambos modelos existen deficiencias para simular la variabilidad diurna de la precipitación, lo cual a menudo está asociado con la representación de los procesos físicos y de las circulaciones de mesoescala en el modelos (Dai, 2006). Estudios previos demuestran que aún y usando esquemas de parametrizaciones convectivas (empleados tanto en MCGs como en MRCs), los modelos presentan muchos problemas al reproducir los patrones de propagación de lluvia convectiva, como la fase y la amplitud del ciclo diurno, particularmente sobre continente (eg. Gianotti

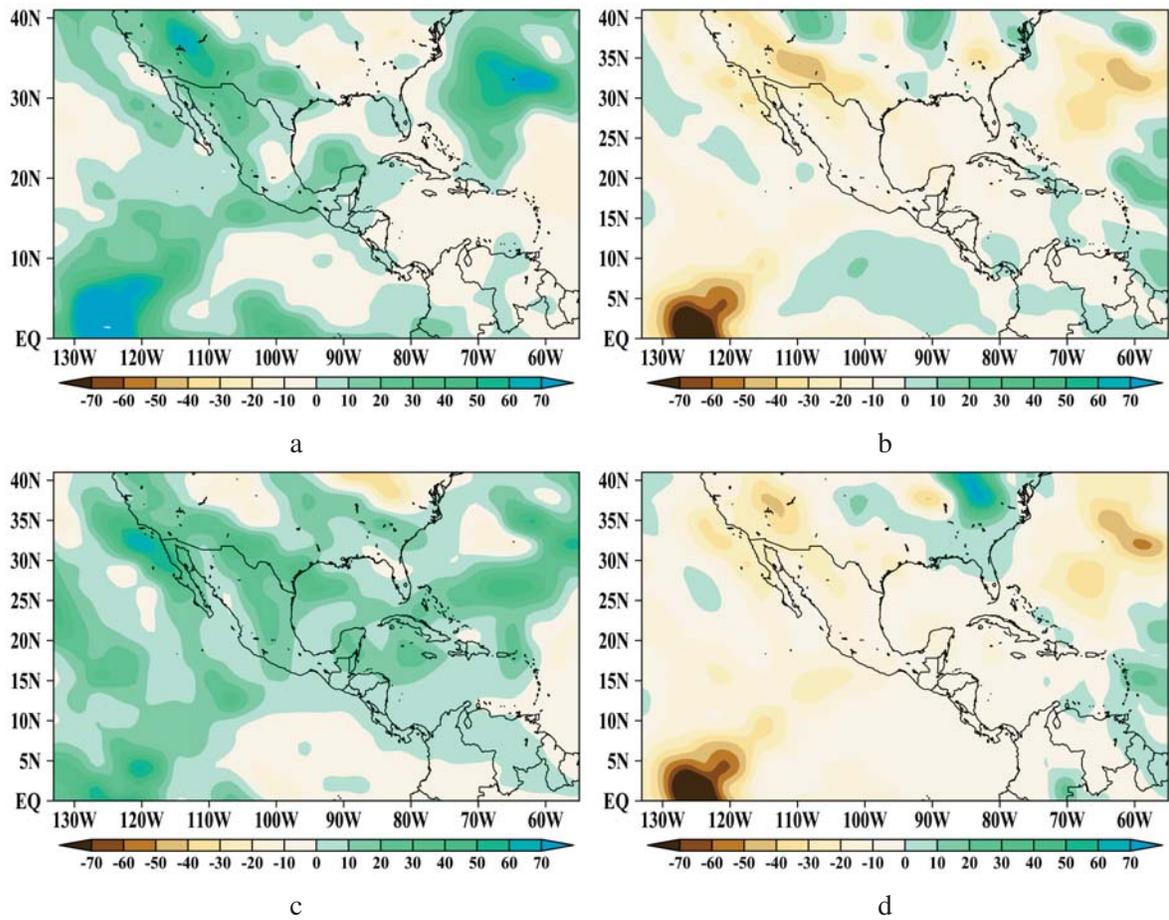


Figura 4.17: Misma que la figura 4.16, pero correspondiente a la media del ensamble de pronóstico del MCG ECHAM4.5

(2013); Dai (2006)). Una mala representación del ciclo diurno en los trópicos puede ser una de las mayores preocupaciones para predecir la variabilidad del clima tropical (Sato et al., 2009).

#### 4.2.2. Simulación del pronóstico de ondas del este

Una de las hipótesis de esta tesis está relacionada con que la reducción de escala dinámica ocurre una mejora en la predictibilidad de los pronósticos estacionales, debido a la incorporación de descripciones físicas relacionadas con la mesoescala inmersas en la gran escala, que impactan en el clima de la región en escala mensual y estacional y en una consecuente mejora en la representación de fenómenos asociados. Por esta razón se analizó la manera en que el modelo RegCM pronostica perturbaciones de mesoescala relacionadas con circulaciones, particularmente al nivel de presión de 670 mb, un nivel dentro del rango característico de la guía de las OEs. Las OEs son fenómenos que se encuentran en el límite entre la mesoescala alpha (Orlanski, 1975) y la escala sinóptica, y son fundamentales para la distribución de la humedad en México y el Caribe durante el verano boreal.

El método que se empleó para identificar y seguir las OEs es el propuesto por Hodges (1999), sintetizado en un código conocido como *TRACK code*<sup>13</sup>, donde la construcción de las trayectorias de las ondas y el análisis estadístico se calcula directamente en una esfera. Para la construcción de las estadísticas de OEs (densidad y génesis de trayectorias estacionales) se emplearon criterios que permitieran cuantificar únicamente sistemas coherentes con las características de las OEs (Thorncroft y Hodges, 2001): perturbaciones con vorticidad relativa de al menos  $+0.5 \times 10^5 \text{ s}^{-1}$ , con periodos de vida mínimo de dos días y propagación por al menos 1000 km de longitud. Las figuras 4.18 y 4.19 muestran la densidad y génesis de trayectorias de ondas del este pronosticadas, respectivamente, calculadas a partir de los campos de viento horizontales del nivel de presión de 670 mb de (a) las simulaciones del modelo RegCM-ECHAM y (b) de los campos de viento de pronóstico de entrada empleados en las simulaciones del modelo regional correspondientes al MCG ECHAM4.5 (interpolados al nivel de presión 670 mb y a una resolución horizontal de 50 km), para el periodo de verano extendido del año 2011.

Las estadísticas muestran diferencias muy marcadas entre las trayectorias correspondientes a las simulaciones RegCM-ECHAM (Fig. 4.18a), respecto a las del ECHAM4.5 (Fig. 4.18b), particularmente en la región del Océano Atlántico donde la guía de ondas se desvía hacia el

<sup>13</sup><http://www.nerc-essc.ac.uk/kih/TRACK/Track.html> (cortesía del Dr. Kevin Hodges)

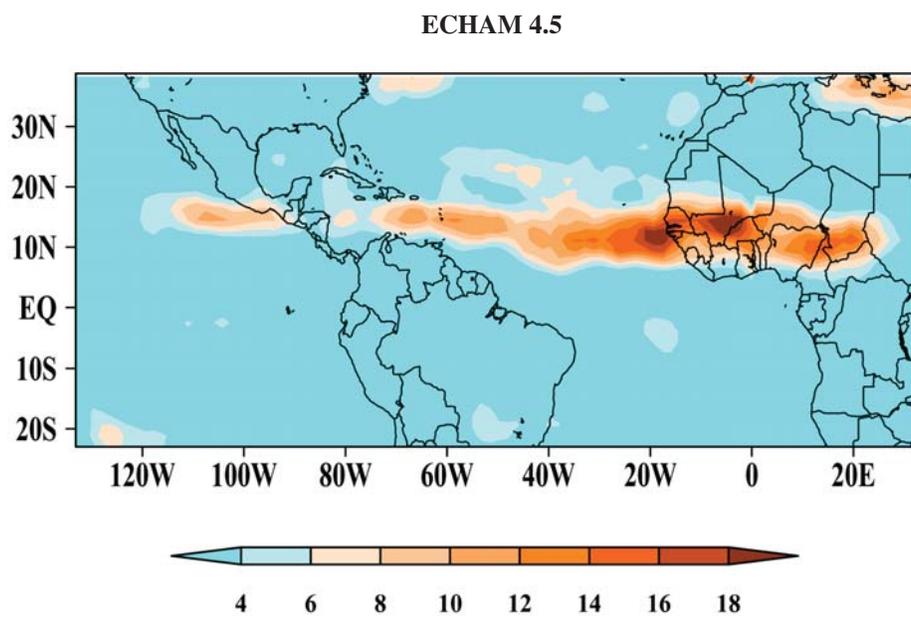
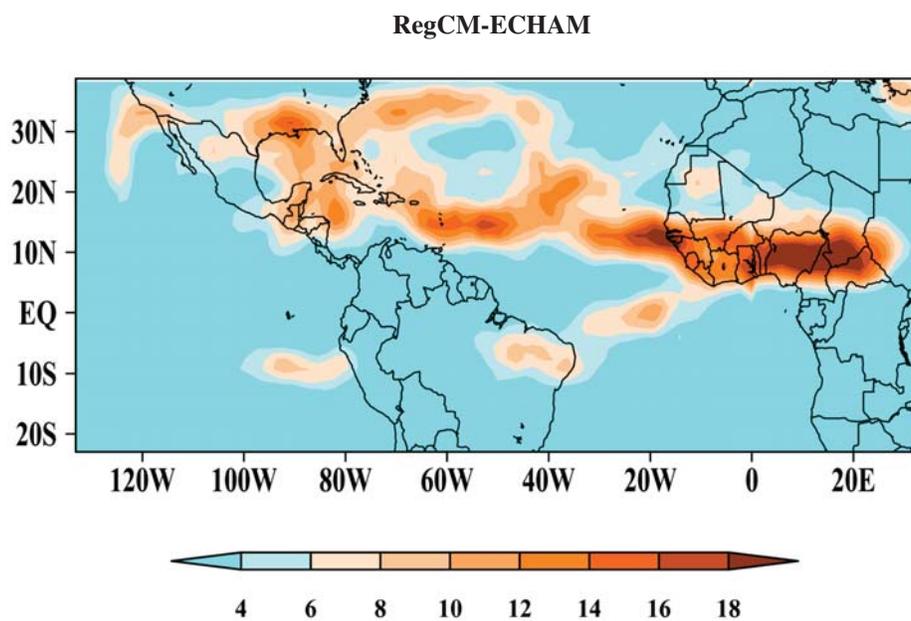


Figura 4.18: Densidad de trayectorias de OEs pronosticadas con (a) RegCM-ECHAM y (b) ECHAM4.5 al nivel de presión de 670 mb, para el verano extendido del HN (mayo-octubre) del año 2011

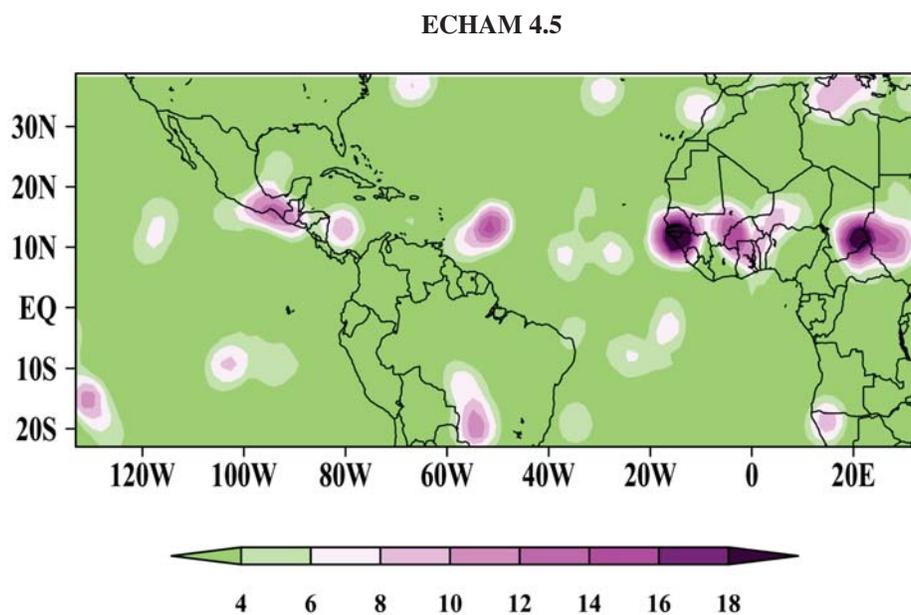
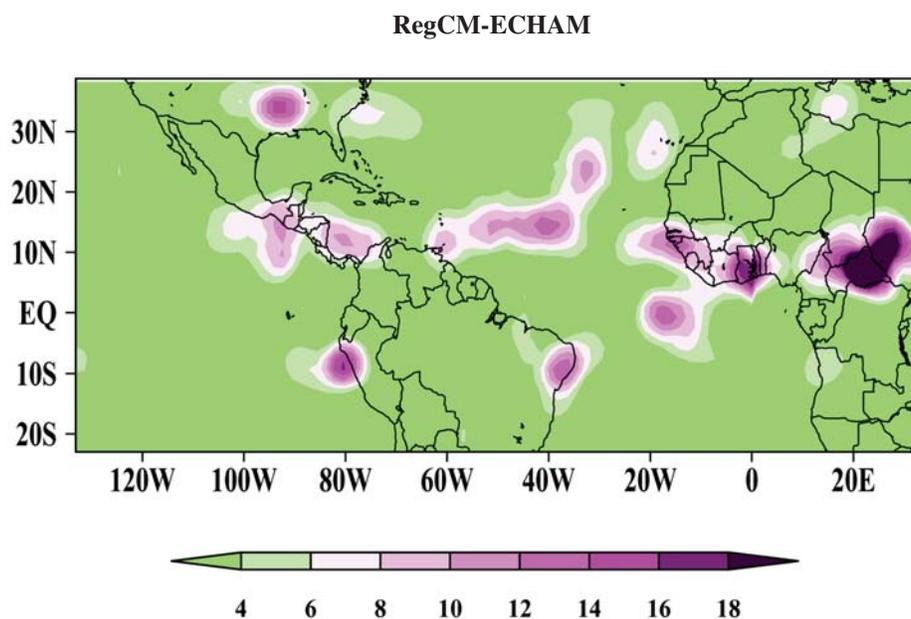


Figura 4.19: Génesis de trayectorias de OEs pronosticadas con (a) RegCM-ECHAM y (b) ECHAM4.5 al nivel de presión de 670 mb, para el verano extendido del HN (mayo-octubre) del año 2011

norte cerca de los 40°W, generando trayectorias que se extienden hasta el límite latitud norte del dominio y que no corresponden a la realidad. Otra particularidad es la segunda guía de ondas (de menor densidad que la anterior) que se forma en la parte oceánica entre las costas de Liberia y Brasil, guía que no se observa en la climatología de trayectorias calculadas con el Reanálisis ERA-Interim (Capítulo 1). Las diferencias más notables de trayectorias se ubican en el Golfo de México y el Caribe, donde el modelo regional genera circulaciones con patrones distorsionados que no corresponden a ninguna guía de OEs observada en la realidad. Además, frente a las costas del Istmo de Tehuantepec no se genera la guía de ondas que sistemáticamente aparece en los análisis de estudios previos (Thorncroft y Hodges, 2001).

A los resultados descritos anteriormente se añade que dentro de las estadísticas correspondientes a las simulaciones del modelo RegCM (Fig. 4.19a) hay patrones de génesis de ondas frente a las costas de Perú y sobre E.U.A., que no se observan en las correspondientes al modelo ECHAM4.5 (Fig. 4.19b), ni en el reanálisis.

### **4.2.3. Filtrado espectral de campos de razón de mezcla y vientos**

Los resultados mostrados hasta ahora permiten visualizar que el modelo RegCM presenta diferencias importantes con respecto a los observados y con los campos de los que provienen sus condiciones de frontera. Como parte del análisis del desempeño del modelo RegCM, se empleó un filtrado espectral que permite analizar las características que el modelo regional resuelve a lo largo de las simulaciones, como un modo de detección de los errores en los campos dinámicos y de humedad pronosticados.

Las técnicas de análisis espectral han sido ampliamente aplicadas para hacer diagnósticos en campos atmosféricos esféricos globales horizontales (Errico, 1985; Denis, 2002). La transformación de campos al dominio de los números de onda en el espacio, usando métodos espectrales, es una técnica de uso frecuente en meteorología. Debido a su naturaleza periódica, una de las transformadas más empleadas para analizar los campos globales es la transformada discreta de Fourier (TDF) o la transformada rápida de Fourier (FFT, por sus siglas en inglés) (Denis et al., 2002; Castro et al., 2005; Chui y Jiang, 2013). En dominios globales, las variables (o campos escalares) son expresadas en términos de armónicos esféricos y se emplean los números de onda en dos dimensiones en una esfera para caracterizar las escalas de los flujos en la atmósfera. En el caso particular de un dominio regional rectangular se requiere la TDF en

dos dimensiones y el espectro es calculado a partir de los coeficientes de Fourier (Mundakkara, 1998).

Los campos generados a partir de un modelo del clima pueden ser separados en rangos de números de onda que representan fenómenos atmosféricos de diferentes escalas espaciales usando filtros digitales, y pueden ser usados para analizar la variabilidad del modelo y procesos físicos. Los MRC agregan detalle en la mesoescala, lo que significa que la separación de escalas puede facilitar la detección y localización del valor agregado (Feser et al., 2011). En el espectro de las simulaciones de un MRC, la variabilidad de la gran escala está contenida en los números de onda más chicos (longitudes de onda más grandes), mientras que la variabilidad del valor agregado se acota a los números de onda más grandes (longitudes de onda más cortas) (Hong y Kanamitsu, 2014). La variabilidad agregada de las simulaciones de un MRC, comparadas con la de un MCG (especialmente en aquellas escalas espaciales que son resueltas principalmente por el MRC), indican el valor agregado del modelo regional.

Con el objetivo de detectar aquellas características de mesoescala que son generadas por el MRC (valor agregado) y diferenciarlas de aquellas de gran escala (propias de los campos del MCG con el que se alimenta), se empleó un técnica espectral que corresponde a un filtrado pasa-alto y un pasa-bajo, en campos de viento y de razón de mezcla, utilizando un filtro digital del tipo Butterworth en 2D, con número de onda de corte de  $1/1000 \text{ km}^{-1}$ . La escala horizontal anterior es característica de los fenómenos de mesoescala alpha que ocurren en la atmósfera, con longitud de escala horizontal 200-2000 km de acuerdo a la clasificación de Orlanski (1975).

El filtro pasa-alto filtra las escalas de movimiento de un campo con números de onda menores a  $1/1000 \text{ km}^{-1}$ , lo que corresponde a la mesoescala generada por el modelo regional. Por otro lado, el filtro pasa-bajo filtra las características atribuibles a circulaciones de gran escala es decir, la escala de movimiento de fenómenos de la atmósfera como la circulación general. Para aplicar la técnica de filtrado espectral en 2D, los campos del viento y razón de mezcla de vapor de agua fueron transformados del dominio de las longitudes de onda al dominio de los números de onda, utilizando la FFT-2D. Una vez filtrados, se aplicó una antitransformada FFT-2D para llevar de vuelta los campos de viento y de razón de mezcla al dominio de las longitudes de onda.

La figura 4.20 muestra los campos medios de razón de mezcla de humedad y de viento al nivel de presión de 745 mb, después de haberles aplicado un filtro pasa bajo con número de onda de corte  $0.001 \text{ km}^{-1}$ , correspondientes a (a) las simulaciones del modelo RegCM-ECHAM y del (b) MCG ECHAM4.5, para el mes de mayo de 2011. Al aplicar el filtro pasa-bajo se garantiza

que la gran mayoría de la gran escala que está contenida en cada campo esté representada en el campo filtrado.

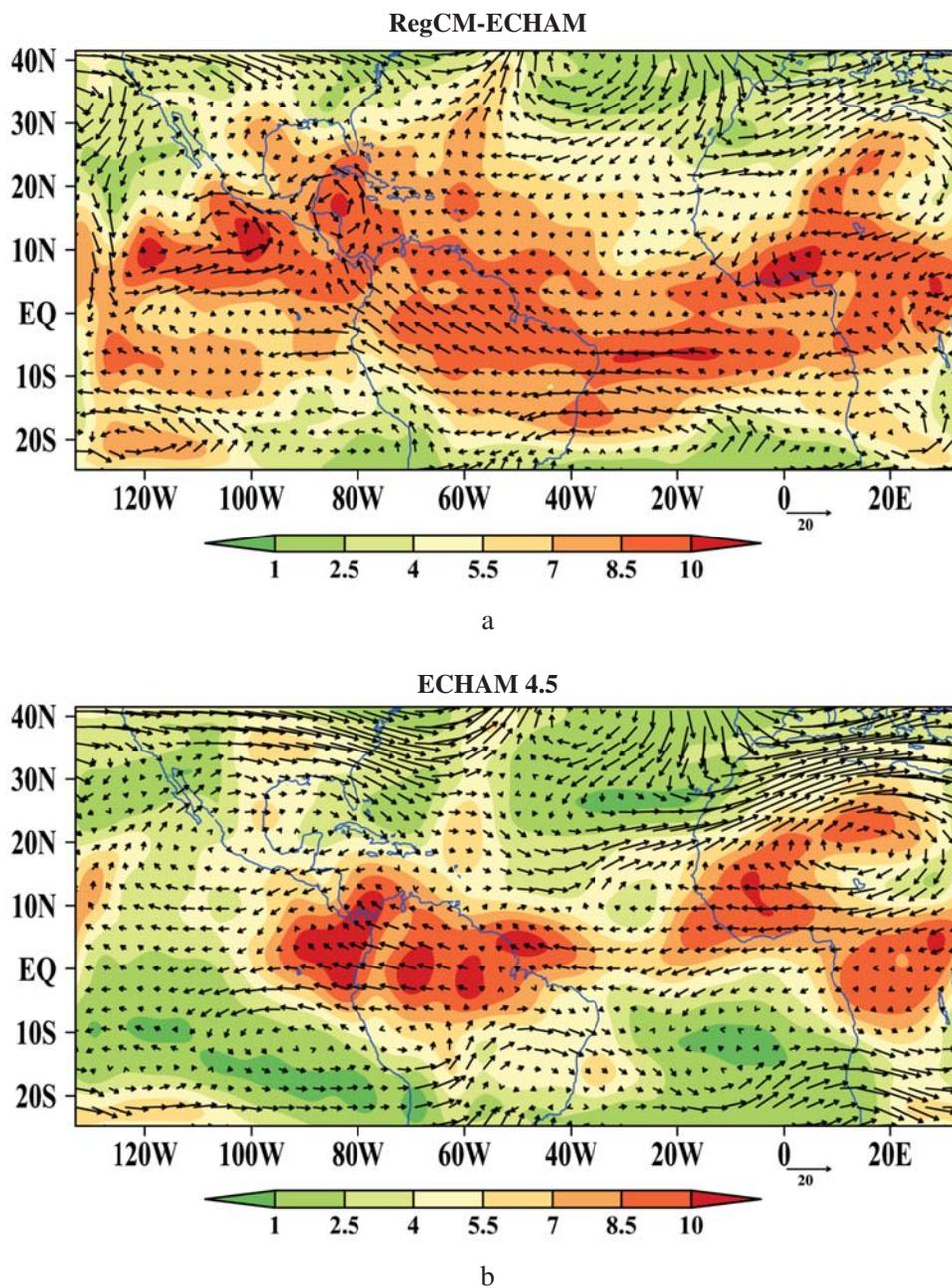


Figura 4.20: Campos filtrados del pronóstico de razón de mezcla de vapor de agua ( $\text{g kg}^{-1}$ ) y viento ( $\text{m s}^{-1}$ ) de (a) RegCM-ECHAM y (b) ECHAM-4.5 del mes de mayo de 2011

Este análisis permite identificar que el modelo RegCM falla al reproducir las circulaciones

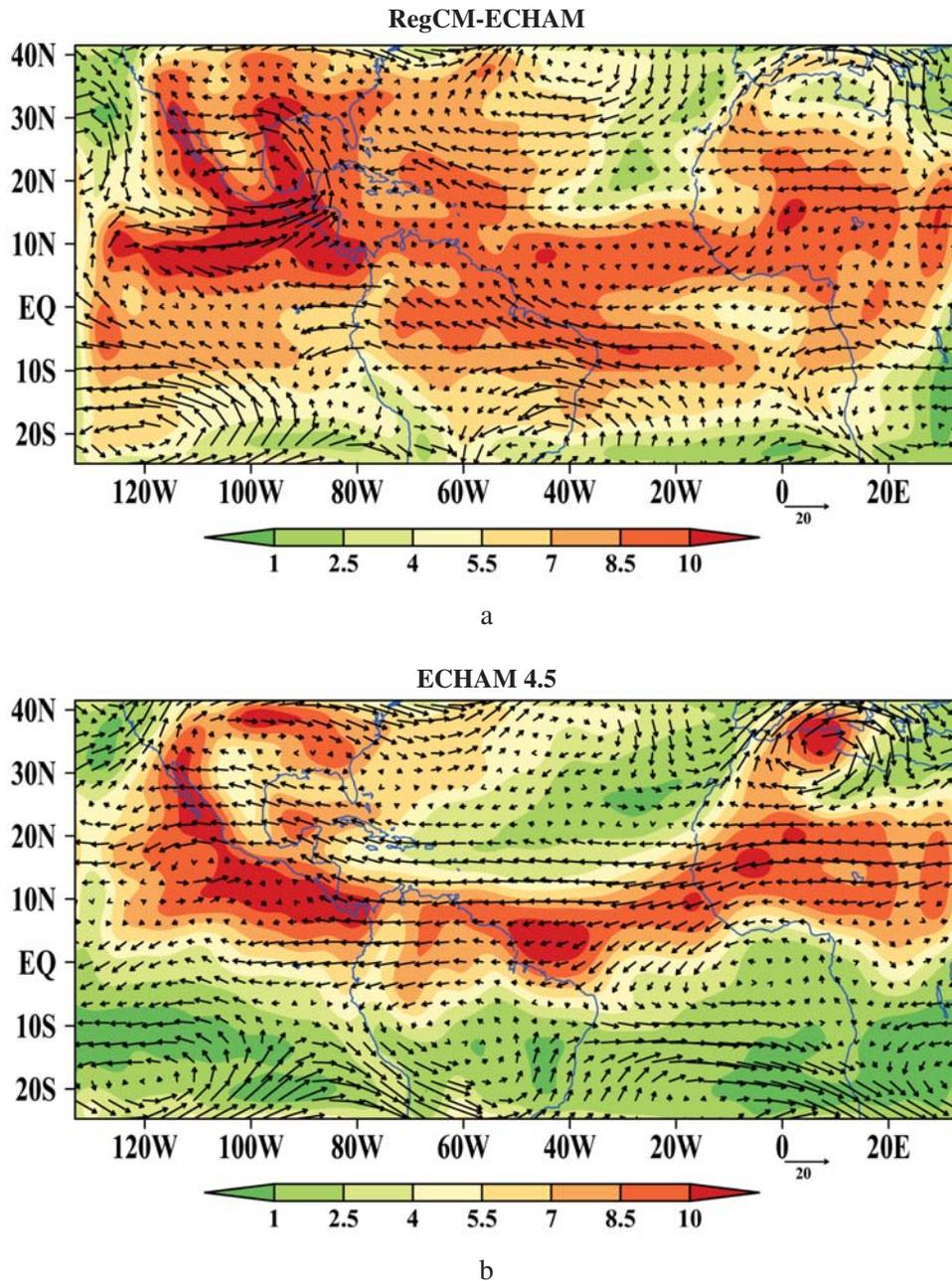


Figura 4.21: Misma que la figura 4.20, pero correspondiente al mes de julio de 2011

generales y la distribución de la humedad media del modelo global (que constituye sus condiciones de frontera). Parte de la argumentación de esta tesis es que la habilidad de la técnica de escalamiento dinámico depende principalmente de que se mantengan las circulaciones de gran escala provistas por el modelo global que sirve de condiciones de frontera. Al no cumplirse

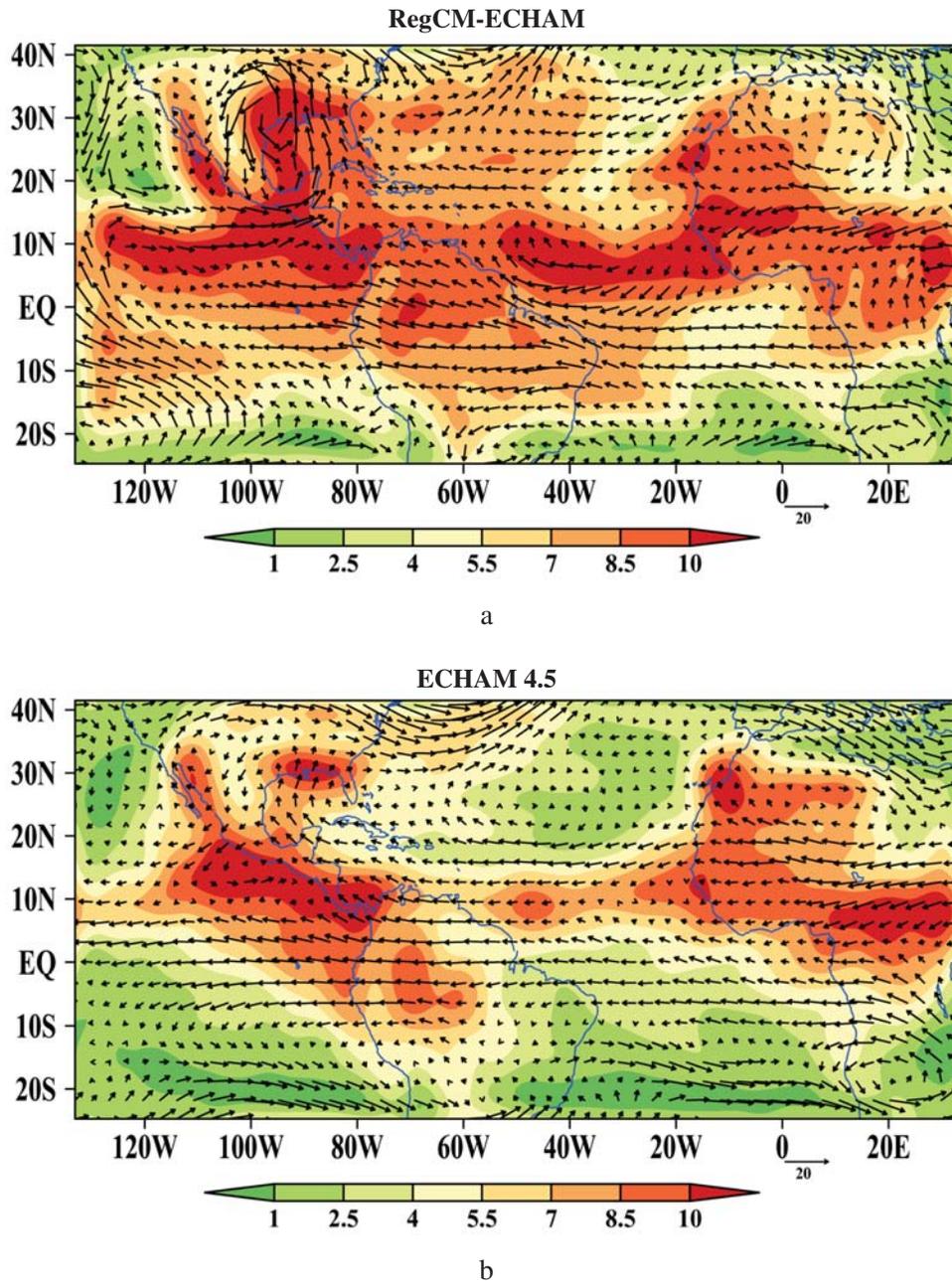


Figura 4.22: Misma que la figura 4.20, pero correspondiente al mes de septiembre de 2011

esta condición, es de esperarse que las variables y parámetros que se derivan de las variables de pronósticos sean pronosticadas de manera incorrecta. Las diferencias más notables entre los campos filtrados de los pronósticos RegCM-ECHAM y ECHAM4.5 ocurren en los trópicos, en regiones como el Océano Pacífico del este, frente a las costas de México, en el Mar Caribe, el

Océano Atlántico del HS y parte de Sudamérica, donde en todos los casos la circulación del viento toma una dirección diferente a la provista por el MCG, generando una distribución errada de la humedad. Por otra parte las simulaciones del RegCM (Fig. 4.20, 4.21 y 4.22) muestran que en el HN, las circulaciones generales más cercanas a la latitud límite norte del dominio se mantienen en forma, en posición y en magnitud, lo que indica que el efecto de borde en esta frontera no contiene la suficiente energía como para modificar sustancialmente las circulaciones de gran escala. Considerando que el efecto de borde disminuye de las fronteras hacia el centro del dominio, se descarta que los errores en las circulaciones en la región cercana al trópico sean la respuesta al efecto de las fronteras. Por otro lado, en el HS (cerca de la frontera sur del dominio) el MRC presenta muchos problemas para simular las circulaciones de gran escala provistas por el MCG. A diferencia de la frontera norte del dominio regional, donde los sistemas sinópticos de latitudes medias están establecidos, en la frontera sur dominan sistemas tropicales e inestabilidades barotrópicas. La pérdida de la habilidad del MRC depende en gran medida de la falta de consistencia en simular correctamente la dinámica observada en la región.

La figura 4.23, 4.24, y 4.25 representa los campos filtrados de razón de mezcla de vapor de agua y de vientos, donde fueron removidas las longitudes de onda mayores a 1000 km. Este análisis permite corroborar que en las simulaciones del modelo RegCM, el aporte de la variabilidad de mesoescala es únicamente generado por los forzantes en superficie, la descripción de las ecuaciones dinámicas del modelo y las inestabilidades hidrodinámicas generadas durante las simulaciones del modelo regional.

Los resultados del análisis espectral anterior permite corroborar que no existe la descripción de circulaciones de mesoescala dentro los campos del MCG ECHAM4.5. Únicamente es posible apreciar algunas circulaciones de poca magnitud y una marcada distribución de humedad alrededor de la Gran Cordillera de los Andes (Fig. 4.23b, 4.24b. y 4.25b), efecto que es atribuible a la representación de la orografía del MCG. Así mismo se aprecia una distribución máxima de humedad en el límite entre las costas de México, el Océano Pacífico y el Golfo de México. La descripción anterior implica que el desarrollo de las circulaciones y distribución de humedad que se da en longitudes de onda correspondientes a la mesoescala, se desarrollan exclusivamente por el modelo regional.

El análisis espectral permite ubicar aquellas regiones sobre las que la mesoescala resuelta por el modelo regional (y los procesos físicos y dinámicos asociados a ella) ejercen una mayor influencia en su desempeño. Los campos filtrados pasa-bajo de las simulaciones del pronóstico

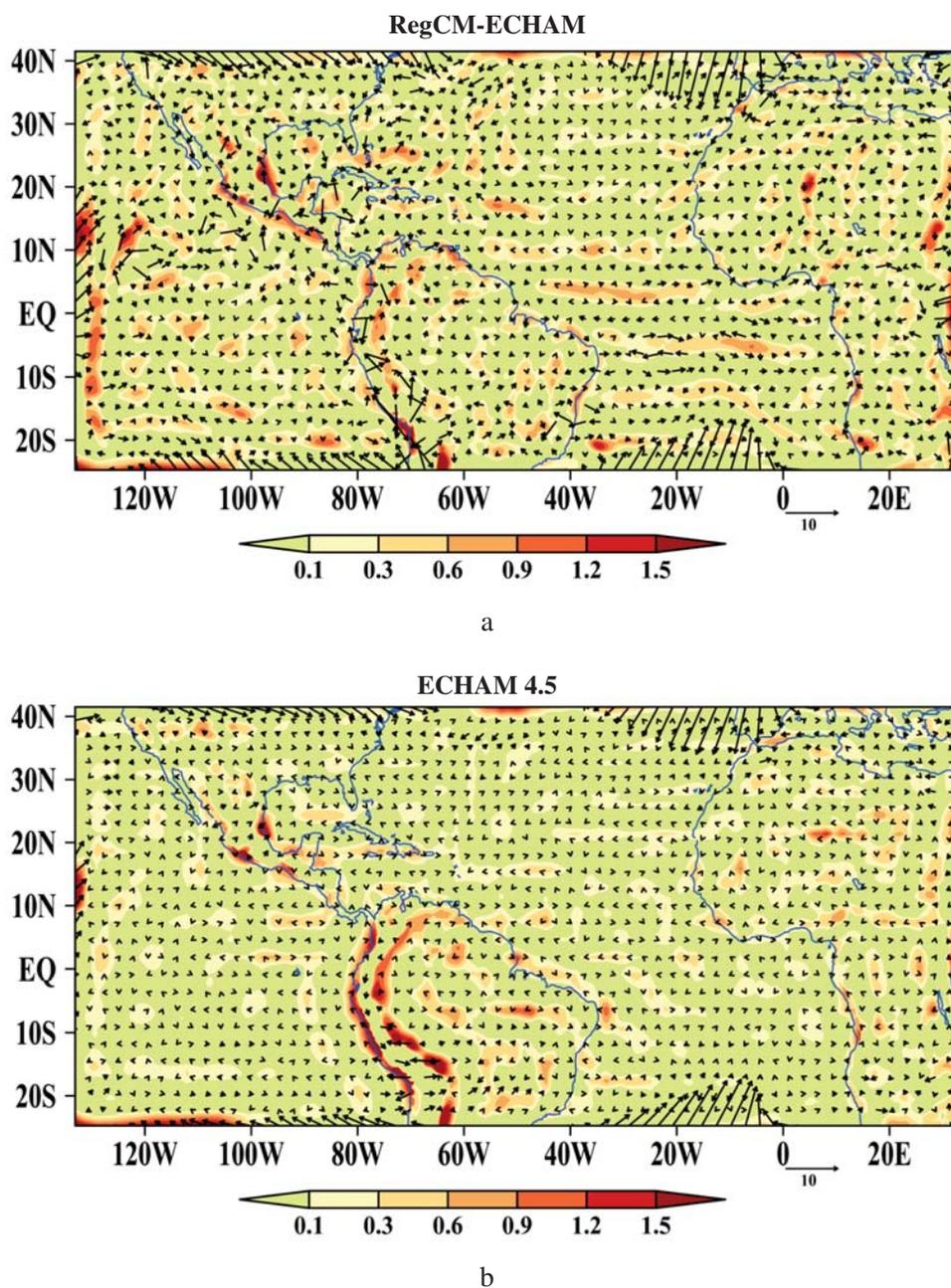


Figura 4.23: Campos filtrados del pronóstico de razón de mezcla de vapor de agua ( $\text{g kg}^{-1}$ ) y viento ( $\text{m s}^{-1}$ ) de (a) RegCM-ECHAM y (b) ECHAM-4.5 del mes de mayo de 2011

RegCM-ECHAM (Fig. 4.23a, 4.24a y 4.25a) presentan las mayores circulaciones sobre las regiones de orografía compleja, por ejemplo en la Gran Cordillera de los Andes, donde el campo de vientos no parecen llevar alguna trayectoria definida y son de una magnitud muy grande comparada con su alrededores, generando aceleración horizontal a efecto de la barrera

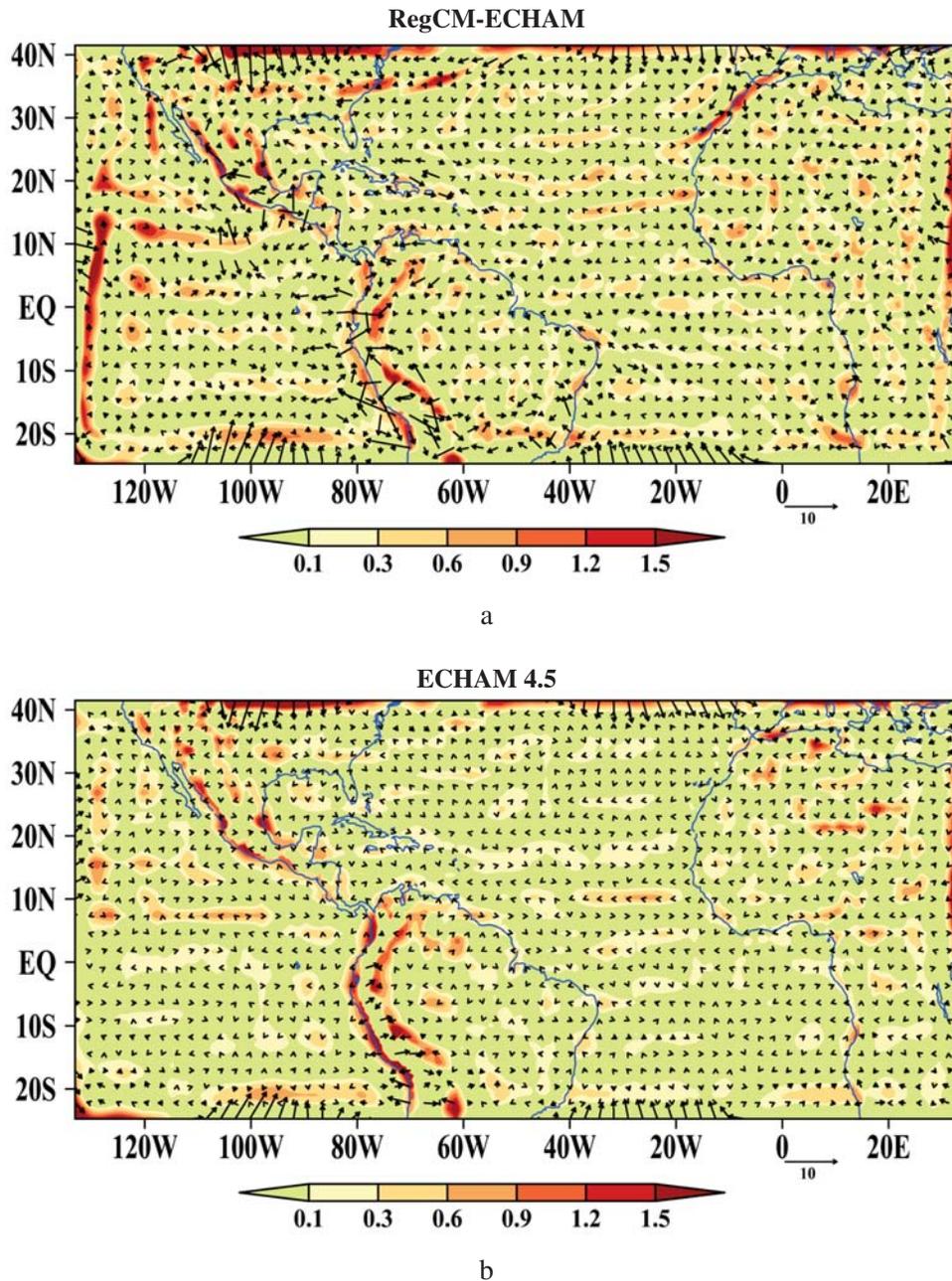


Figura 4.24: Misma que la figura 4.23, pero correspondiente al mes de julio de 2011

oroográfica. La región que abarca el Océano Pacífico, entre el ecuador y los 20°N, muestra un efecto muy marcado de circulaciones erróneas. La región descrita anteriormente es la misma que ha mostrado consistentemente importantes diferencias con respecto a los observados en todas las simulaciones analizadas en esta tesis. Adicionalmente, se observa un efecto negativo

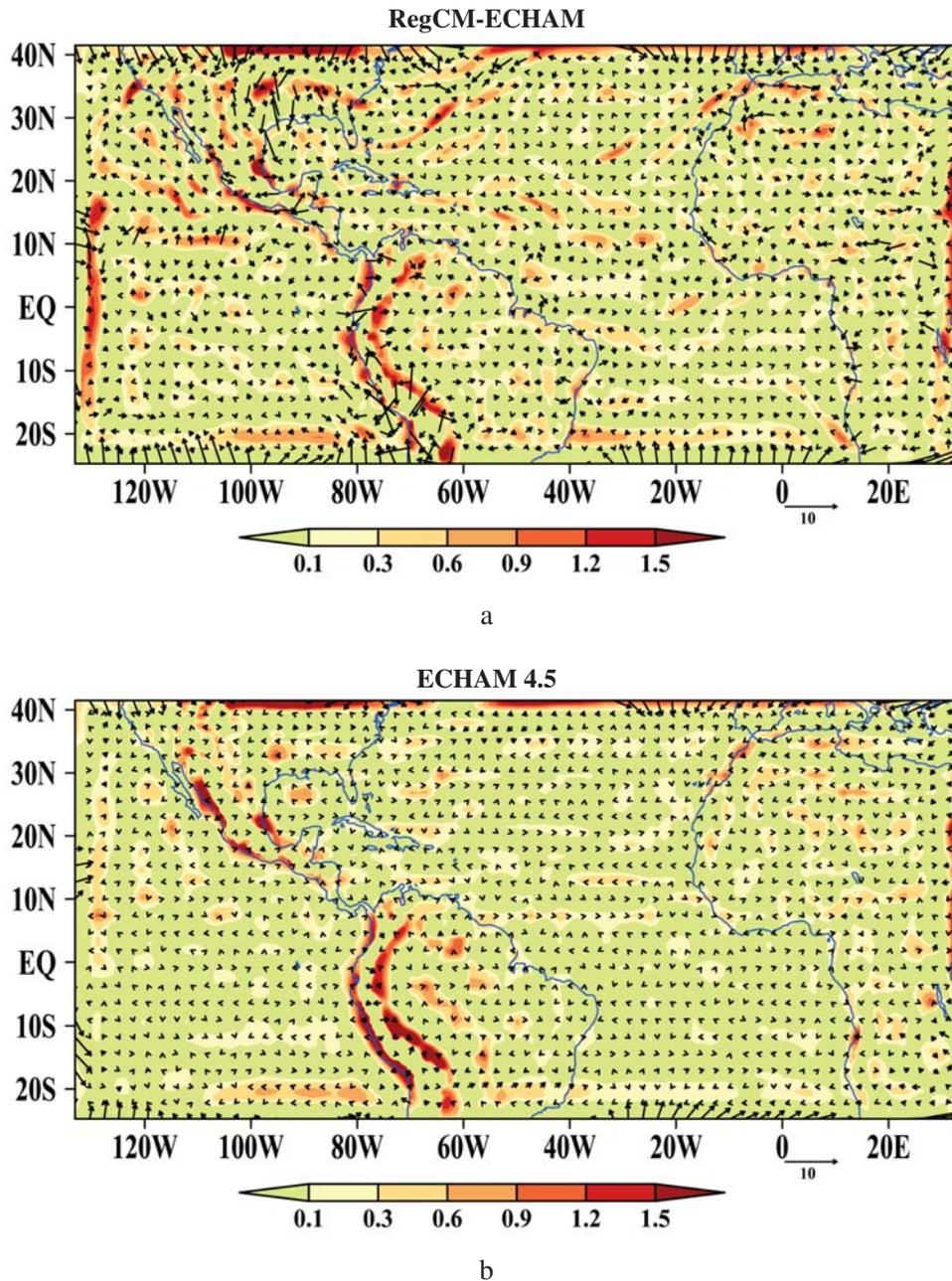


Figura 4.25: Misma que la figura 4.23, pero correspondiente al mes de septiembre de 2011

en las circulaciones sobre la meseta de E.U.A. y del Golfo México hacia el mes de septiembre.

Algo importante de este análisis es que permite determinar el alcance del efecto de borde de las cuatro fronteras laterales del dominio sobre los campos de entrada y salida de las simulaciones del modelo regional. Este resultado indica que las mayores perturbaciones que

ocurren por efecto de borde poseen una energía comparable con los fenómenos de mesoescala. Se observa que, a pesar de que el efecto de borde está presente en todas las fronteras laterales del dominio, estas no tienen un impacto considerable en el desarrollo de las circulaciones de la mesoescala dentro del dominio, pues la magnitud y dirección de dichos campos son iguales tanto en los campos de entrada como de salida del modelo y no afectan sus alrededores.

En resumen, el análisis espectral permitió determinar gran parte de la fuente de errores en las simulaciones de los campos de viento y distribución de la humedad en el modelo RegCM, atribuibles a lo siguiente:

- El MRC no es capaz de reproducir las circulaciones de gran escala y distribución de humedad del MCG, mismas que son necesarias para mantener un equilibrio en el sistema climático modelado y así simular la mesoescala de la región con un grado aceptable de habilidad. La falta de congruencia entre los campos de entrada y los de salida hace que se pierda confianza en la simulación de las variables derivadas de estos, como en el caso de precipitación y temperatura del aire.
- Finalmente, las circulaciones de mesoescala descritas por el modelo no tienen un patrón definido sobre áreas de orografía compleja y, lejos de generarse en regiones sobre continente, también se generan en regiones oceánicas, que coinciden con aquellas en las que sistemáticamente el modelo presenta grandes diferencias con respecto a las observaciones.

# Capítulo 5

## Conclusiones

### 5.1. Resumen de la investigación

El trabajo presentado en esta tesis tiene como primer objetivo evaluar el potencial de la técnica de reducción de escala dinámica empleando el modelo ICTP-RegCM versión 4.3 sobre México y el Caribe, con miras a mejorar nuestro entendimiento sobre la variabilidad de los procesos de mesoescala de la región y su influencia en el clima de verano. El segundo objetivo planteado fue evaluar la habilidad del modelo para pronósticos estacionales, comparados con los obtenidos con un MCG acoplado océano-atmósfera; los análisis realizados se enfocaron en el desempeño para describir las circulaciones de gran escala y los procesos físicos presentes en la componente diurna, los cuales son determinantes en la generación de precipitación de verano en regiones tropicales (Kikuchi y Wang, 2008).

En la primera parte del Capítulo 4 se evaluó el desempeño del modelo RegCMv.4.3 con condiciones de frontera laterales del Reanálisis ERA-Interim, prestando particular atención en la habilidad que tiene en simular las circulaciones de gran escala a diferentes niveles, así como las circulaciones de mesoescala, los flujos y el transporte de humedad diurnos, con respecto a lo cuantificado con datos de reanálisis y lo descrito en investigaciones previas sobre la región de estudio. La evaluación basada en un esquema de comparación visual, permitió identificar importantes diferencias entre los campos meteorológicos simulados, con respecto a los datos de control: en la región que comprende el Océano Pacífico del este, paralelo a la costa del Istmo de Tehuantepec, México, se identificaron las máximas diferencias entre las simulaciones del MRC del ciclo diurno de la convergencia de flujo humedad y de los vientos y las correspondientes al reanálisis. Tomando en cuenta el marco teórico referido en el apartado de variabilidad regional

del ciclo diurno y parametrización de convección cúmulos, se infiere que estos errores reflejan el impacto del uso de parametrizaciones con parámetros no consistentes tropicales.

En la segunda parte del Capítulo 4 se exploró la variabilidad inherente al ciclo diurno de la precipitación en la región que comprende México, durante el mes de julio. Para ello se empleó información de estimaciones de satélite, con el objetivo de evaluar la habilidad del modelo RegCMv.4.3 (a modo de pronóstico por ensambles con condiciones de frontera provenientes del MCG ECHAM4.5) para simular la evolución del ciclo diurno de la precipitación observado en la estación de verano y determinar su capacidad real de pronóstico de precipitación estacional acumulada. Los resultados obtenidos señalan que el modelo RegCM presenta poca habilidad para simular algún patrón de precipitación diurna como el que ocurre en la realidad, inclusive en las regiones donde la influencia de las circulaciones forzadas de mesoescala diurnas son fundamentales para el desarrollo del clima de verano (eg. Monzón de Norteamérica y zonas con influencia del régimen tropical costero de lluvia).

Respecto a la cantidad de precipitación acumulada pronosticada a escala mensual, la media de los ensambles del RegCMv.4.3 presenta una sobreestimación de precipitación en la meseta central de México y en la zona de la alberca de agua caliente del Pacífico del este, lo que confirma que ésta es un área de mayor error en el desempeño del modelo RegCMv.4.3. Por otro lado, los pronósticos del ECHAM4.5 muestran tasas y patrones de precipitación mensual más cercanos a los observados, lo que determina que existe una mayor habilidad en las simulaciones de lluvia del MCG frente al MRC.

Se analizó el desempeño que tiene el modelo RegCMv.4.3 para capturar densidad de trayectorias y génesis de ondas del este (fundamentales para el régimen de precipitación de verano de México). Estos patrones pronosticados difieren notablemente de las estadísticas calculadas con datos de reanálisis (Thorncroft y Hodges, 2001), en especial en la zona que comprende el Golfo de México, el Caribe, el Atlántico y frente al Istmo de Tehuantepec, a diferencia de las estadísticas de OEs pronosticadas con el MCG ECHAM4.5 que muestran un patrón similar al observado.

Infiriendo las causas y los efectos de que el MRC tenga un desempeño bajo al simular el clima de la región a lo largo de las simulaciones, se realizó un filtrado espectral de los campos de viento y de razón de mezcla de vapor de agua en un nivel de presión en particular (745 milibares), simulados por el modelo RegCMv.4.3 y los correspondientes a sus condiciones de frontera laterales (calculadas a partir de campos del modelo ECHAM4.5 interpolados en altura

a 745 milibares), con el fin de separar aquellas características de cada campo que corresponden a la gran escala, de las que corresponden a la mesoescala. Los resultados reflejan que a lo largo de las simulaciones, el MRC pierde habilidad para conservar las características de la circulación y la distribución de humedad de gran escala. De acuerdo con el marco teórico descrito en esta tesis, es muy probable que las modificaciones de estos campos de gran escala estén fuertemente influenciados por la retroalimentación que existe entre la dinámica de gran escala y la convección cúmulos a lo largo de las simulaciones. Los resultados sugieren que la física descrita en el modelo regional no es la que mejor representa las condiciones de región de tropical.

Por otro lado, los campos correspondientes a la mesoescala confirman que en las regiones en que se presenta mayor error al ser simuladas por el modelo regional, tienen una fuerte influencia de la mesoescala resuelta por el RegCMv.4.3, en forma de inestabilidades hidrodinámicas y forzamientos en superficie.

En resumen, el análisis espectral permitió identificar en gran medida el origen de los errores en las simulaciones del RegCMv.4.3 sobre la región de estudio, así como las zonas de mayor conflicto para ser simuladas y que se reflejan en el bajo desempeño en las simulaciones de variables derivadas y parametrizadas (eg. vientos, flujo de humedad, etc.), que consistentemente mostraron fallas en magnitud, distribución espacial y variabilidad temporal. Con lo anterior se concluye que los errores que presenta el MRC en la región de estudio se atribuyen a una combinación entre el movimiento de la atmósfera a nivel estacional y mensual y la descripción de los procesos físicos en las parametrizaciones o resueltos de manera explícita del modelo RegCMv4.3.

## **5.2. Contribuciones mayores**

El objetivo fundamental de esta tesis fue evaluar el desempeño del modelo RegCMv4.3 para México, a manera de simulaciones históricas y de pronóstico estacional. Este trabajo contribuyó al entendimiento sobre las limitaciones y debilidades de los MRC para representar las circulaciones de gran escala y mesoescala, distribución de humedad, y precipitación diurna y acumulada mensual de verano en los trópicos.

La evaluación hecha mejora nuestro entendimiento sobre la importancia de los procesos convectivos y circulaciones de mesoescala que ocurren en la región y que son fundamentales para el desarrollo del clima, especialmente en la influencia que tiene en el desarrollo de

circulaciones de gran escala y en particular en la distribución de humedad. También se encontró que ciertos procesos que contribuyen a la convección diurna no son representados adecuadamente en el modelo RegCMv4.3 y MCGs como el modelo ECHAM4.5.

### **5.3. Discusión sobre el trabajo futuro**

En modelación numérica del clima regional, la representación de los procesos físicos y dinámicos implica no únicamente un problema de resolución de los modelos, u otras componentes como el tratamiento de las condiciones de frontera laterales (interpolación vertical, amortiguamiento del ruido en las fronteras), este problema tiene que ver fundamentalmente con la descripción de los procesos físicos del modelo y la dependencia de los procesos con la alta resolución, lo que está estrechamente relacionado con los sistemas atmosféricos y su predictibilidad asociada. El desempeño de un RCM para representar un proceso (y el valor agregado asociado a la técnica de reducción de escala dinámica), depende de cuán bien esté representada los procesos físicos involucrados y cuán mejor éste puede comportarse si se aumenta la resolución. Los resultados de esta tesis y otros relacionados con el desempeño de los MRC, indican que la reducción de escala no necesariamente mejora las estimaciones de las variables relacionadas con circulaciones de mesoescala y parametrización cúmulos en los trópicos.

Un aspecto importante a explorar en trabajos futuros, es la respuesta de modelo RegCM a la interacción entre la convección (explícita o parametrizada) y capa límite planetaria, de modo que sea posible identificar las fortalezas y debilidades que el modelo muestra e investigar la influencia que estos procesos tienen en la evolución del ciclo diurno, en cuanto a flujos de energía y de humedad, y la precipitación en la región, así como su relación con cobertura de nubes y el efecto radiativo en áreas continentales y oceánicas en superficie. Adicionalmente sería de interés investigar el criterio límite para iniciar la convección con miras a determinar el criterio que mejor se ajuste a las condiciones observadas en los trópicos, con énfasis en la región oceánica.

Los resultados muestran que en la zona donde se ubica la alberca de agua caliente del Océano Pacífico del este presenta problemas sistemáticos para simular los campos asociados a precipitación. Considerando la enorme importancia del forzamiento de TSM en esta región (Webster, 1994; Magaña, 1999b; Toma y Webster, 2010a) y tomando en cuenta que el modelo

regional establece TSMs fijas durante el mes de la simulación, se considera que tal vez esta no sea la forma más adecuada para representar la física de la región y se requiera de un modelo acoplado de superficie atmósfera-océano-continente para una mejor simulación. En ese caso, el modelo oceánico mostraría una respuesta a la radiación entrante determinada por el modelo atmosférico. Sería instructivo utilizar una versión del MRC acoplado al océano y de un MCG acoplado a alta resolución para verificar si es que el océano exhibiría un comportamiento más realista y si se simularían de mejor manera las circulaciones y fenómenos asociados a la mesoescala.

Parte de los resultados de esta tesis sugieren que existe una mayor habilidad de los MCG acoplados comparados con un MRC para la simulación del clima de la región. Todo lo anterior lleva a considerar el migrar los estudios futuros del clima a la escala global empleando MCGA acoplados, lejos de emplear modelación de áreas limitadas, como un MRC, a través de la técnica de reducción de escala dinámica, que mostró problemas graves para simular los patrones de circulación general de la atmósfera tropicales a nivel estacional.

Sin duda aún existe un vacío de información teórica y observacional que permita entender por completo los mecanismos físicos que implican una interacción entre la atmósfera-océano-continente y interacción trópico-extratropical, que describa gran parte de la variabilidad climática de verano en la región que comprende México, vacío que debería suplirse dada la importancia de estos mecanismos en el desarrollo del clima del país y en la modelación numérica del clima (a modo de simulaciones históricas y de pronóstico estacional). Se considera que es necesario incluir en las descripciones de los modelos el comportamiento de la alberca caliente, los transientes asociados y la interacción con los flujos del Golfo de México y el Caribe, ondas ecuatoriales y el forzamiento ENOS, siempre teniendo en cuenta la importancia de la predictibilidad de los sistemas involucrados en el desarrollo del clima de la región, por lo que se recomienda orientar investigaciones para el entendimiento de los mecanismos mencionados y con ello mejorar nuestro entendimiento sobre el clima de verano en México.

# Bibliografía

- Amador, J. A. y Magana, V. (1999). Dynamics of the low level jet over the caribbean sea. In *Preprints, Third Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology*.
- Anthes, R. A., Hsie, E.-Y., y Kuo, Y.-H. (1987). *Description of the Penn State/NCAR Mesoscale Model: Version 4 (MM4)*. NCAR Boulder, CO.
- Anthes, R. A., Kuo, Y.-H., Hsie, E.-Y., Low-Nam, S., y Bettge, T. W. (1989). Estimation of skill and uncertainty in regional numerical models. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 115(488):763–806.
- Arakawa, A. y Schubert, W. H. (1974). Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment, part i. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 31(3):674–701.
- Barnston, A. G., Li, S., Mason, S. J., DeWitt, D. G., Goddard, L., y Gong, X. (2010). Verification of the first 11 years of IRI's seasonal climate forecasts. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 49(3):493–520.
- Baumhefner, D. P. (1984). The relationship between present large-scale forecast skill and new estimates of predictability error growth. In *AIP Conference Proceedings*, 106(1):169–180.
- Baumhefner, D. P. y Perkey, D. J. (1982). Evaluation of lateral boundary errors in a limited-domain model. *Tellus*, 34(5):409–428.
- Berberly, E. H. (2001). Mesoscale moisture analysis of the North American Monsoon. *Journal of Climate*, 14(2):121–137.
- Berrisford, P., Dee, D., Poli, P., Brugge, R., Fielding, K., Fuentes, M., Kallberg, P., Kobayashi, S., Uppala, S., y Simmons, A. (2011). The ERA-Interim archive, version 2.0. ERA report series 1, ECMWF, Shinfield Park. *Reading, UK*, 23.

- Berry, G. J. y Thorncroft, C. (2005). Case study of an intense African easterly wave. *Monthly Weather Review*, 133(4):752–766.
- Castro, C. L., McKee, T. B., y Pielke Sr, R. A. (2001). The relationship of the North American monsoon to tropical and North Pacific sea surface temperatures as revealed by observational analyses. *Journal of Climate*, 14(24):4449–4473.
- Castro, C. L., Pielke, R. A., y Leoncini, G. (2005). Dynamical downscaling: Assessment of value retained and added using the Regional Atmospheric Modeling System (RAMS). *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 110(D5).
- Castro, C. L., Pielke Sr, R. A., y Adegoke, J. O. (2007). Investigation of the summer climate of the contiguous United States and Mexico using the Regional Atmospheric Modeling System (RAMS). Part I: Model climatology variability. *Journal of Climate*, 20(15):3866–3887.
- Cavazos, T. y Hastenrath, S. (1990). Convection and rainfall over Mexico and their modulation by the Southern Oscillation. *International Journal of Climatology*, 10(4):377–386.
- Chui, C. y Jiang, O. (2013). *Applied Mathematics: Data Compression, Spectral Methods, Fourier Analysis, Wavelets, and Applications*. Springer, 551.
- CPC (2004). The North American Monsoon.  
[http://www.cpc.noaa.gov/products/outreach/Report-to-the-Nation-Monsoon\\_aug04.pdf](http://www.cpc.noaa.gov/products/outreach/Report-to-the-Nation-Monsoon_aug04.pdf).
- Dai, A. (2006). Precipitation characteristics in eighteen coupled climate models. *Journal of Climate*, 19(18):4605–4630.
- Davies, H. y Turner, R. E. (1977). Updating prediction models by dynamical relaxation: An examination of the technique. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 103(436):225–245.
- Davis, N., Bowden, J., Semazzi, F., Xie, L., y ÖnoI, B. (2009). Customization of RegCM3 regional climate model for eastern Africa and a tropical Indian Ocean domain. *Journal of Climate*, 22(13):3595–3616.
- Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M. A., Balsamo, G., Bauer, P., Bechtold, P., Beljaars, A. C. M., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Delsol, C., Dragani, R., Fuentes, M., Geer, A. J., Haimberger, L., Healy, S. B., Hersbach, H., Hólm, E. V., Isaksen, L., Kállberg, P., Köhler, M.,

- Matricardi, M., McNally, A. P., Monge-Sanz, B. M., Morcrette, J.-J., Park, B.-K., Peubey, C., de Rosnay, P., Tavolato, C., Thépaut, J.-N., y Vitart, F. (2011). The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137(656):553–597.
- Denis, B. (2002). *Test for Evaluating the Downscaling Ability of One-Way Nested Regional Climate Models: The Big-Brother Experiment*. PhD Dissertation. McGill University, 191.
- Denis, B., Laprise, R., Caya, D., y Côté, J. (2002). Downscaling ability of one-way nested regional climate models: the Big-Brother Experiment. *Climate Dynamics*, 18(8):627–646.
- Di Luca, A., de Elía, R., y Laprise, R. (2015). Challenges in the quest for added value of regional climate dynamical downscaling. *Current Climate Change Reports*, 1(1):10–21.
- Dickinson, R. E. (1986). Biosphere/atmosphere Transfer Scheme (BATS) for the NCAR Community Climate Model. *Technical report*, 69.
- Dickinson, R. E., Errico, R. M., Giorgi, F., y Bates, G. T. (1989). A regional climate model for the western United States. *Climatic Change*, 15(3):383–422.
- Diro, G., Rauscher, S., Giorgi, F., y Tompkins, A. (2012). Sensitivity of seasonal climate and diurnal precipitation over Central America to land and sea surface schemes in RegCM4. *Climate Research*, 52:31–48.
- Duan, W. y Hu, J. (2015). The initial errors that induce a significant "spring predictability barrier" for El Niño events and their implications for target observation: results from an earth system model. *Climate Dynamics*, 1–17.
- Easterling, W. E. y Stern, P. C. (1999). *Making Climate Forecasts Matter*. National Academies Press, 165.
- Emanuel, K. A. (1991). A scheme for representing cumulus convection in large-scale models. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 48(21):2313–2329.
- Errico, R. M. (1985). Spectra computed from a limited area grid. *Monthly Weather Review*, 113(9):1554–1562.

- Feser, F., Rockel, B., von Storch, H., Winterfeldt, J., y Zahn, M. (2011). Regional climate models add value to global model data: A review and selected examples. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 92(9):1181–1192.
- Franco-Díaz, A. (2012). *Evaluación de la Predecibilidad del Clima de México*. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM, 68.
- Gianotti, R. L. (2013). Convective Cloud and Rainfall Processes Over the Maritime Continent: Simulation and Analysis of the Diurnal Cycle. PhD Dissertation, Massachusetts Institute of Technology, 307.
- Gill, A. E. (1982). *Atmosphere-Ocean Dynamics*, 30. Academic press, 662.
- Giorgi, F. (1990). Simulation of regional climate using a limited area model nested in a general circulation model. *Journal of Climate*, 3(9):941–963.
- Giorgi, F. y Bates, G. T. (1989). The climatological skill of a regional model over complex terrain. *Monthly Weather Review*, 117(11):2325–2347.
- Giorgi, F., Christensen, J., Hulme, M., Von Storch, H., Whetton, P., Jones, R., Mearns, L., Fu, C., Arritt, R., y Bates, B. (2001). Regional climate information-evaluation and projections. *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Johnson, C. A., J. T. Houghton, Y. Ding, D. J. Griggs, M. Noguer, P. van der Linden, X. Dai, y K. Maskell. (eds)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, US.*
- Goddard, L., Barnston, A., y Mason, S. (2003). Evaluation of the IRI's "net assessment" seasonal climate forecasts: 1997-2001. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 84(12):1761–1781.
- Grell, G. A. (1993). Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterizations. *Monthly Weather Review*, 121(3):764–787.
- Hodges, K. (1999). Adaptive constraints for feature tracking. *Monthly Weather Review*, 127(6):1362–1373.
- Holton, J. R. y Hakim, G. J. (2012). *An Introduction to Dynamic Meteorology*, 88. Academic press, 532.

- Holtslag, A., De Bruijn, E., y Pan, H. (1990). A high resolution air mass transformation model for short-range weather forecasting. *Monthly Weather Review*, 118(8):1561–1575.
- Hong, S.-Y. y Kanamitsu, M. (2014). Dynamical downscaling: fundamental issues from an NWP point of view and recommendations. *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, 50(1):83–104.
- Hoskins, B. (2006). Predictability from a dynamical meteorological perspective. In Palmer, T. y Hagedorn, R., editores, *Predictability of Weather and Climate*. Cambridge University Press, 734.
- Huffman, G. J., Bolvin, D. T., Nelkin, E. J., Wolff, D. B., Adler, R. F., Gu, G., Hong, Y., Bowman, K. P., y Stocker, E. F. (2007). The TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (tmapa): Quasi-global, multiyear, combined-sensor precipitation estimates at fine scales. *Journal of Hydrometeorology*, 8(1):38–55.
- Hurrell, J., Meehl, G. A., Bader, D., Delworth, T. L., Kirtman, B., y Wielicki, B. (2009). A unified modeling approach to climate system prediction. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 90(12):1819–1832.
- Im, E.-S., Ahn, J.-B., Remedio, A. R., y Kwon, W.-T. (2008). Sensitivity of the regional climate of East/Southeast Asia to convective parameterizations in the RegCM3 modelling system. Part 1: Focus on the Korean peninsula. *International Journal of Climatology*, 28(14):1861–1877.
- Joyce, R. J., Janowiak, J. E., Arkin, P. A., y Xie, P. (2004). CMORPH: A method that produces global precipitation estimates from passive microwave and infrared data at high spatial and temporal resolution. *Journal of Hydrometeorology*, 5(3):487–503.
- Kiehl, J., Hack, J., Bonan, G., Boville, B., Williamson, D., y Rasch, P. (1998). The National Center for Atmospheric Research Community Climate Model: CCM3\*. *Journal of Climate*, 11(6):1131–1149.
- Kikuchi, K. y Wang, B. (2008). Diurnal precipitation regimes in the global tropics. *Journal of Climate*, 21(11):2680–2696.
- Krueger, S. (2001). Current issues in Cumulus Parameterization. ECMWF Seminar on Key issues in the Parameterization of Subgrid Physical Processes, ECMWF. *Reading*, 3–7.

- Laprise, R., Varma, M. R., Denis, B., Caya, D., y Zawadzki, I. (2000). Predictability of a nested limited-area model. *Monthly Weather Review*, 128(12):4149–4154.
- Latif, M., Anderson, D., Barnett, T., Cane, M., Kleeman, R., Leetmaa, A., O'Brien, J., Rosati, A., y Schneider, E. (1998). A review of the predictability and prediction of ENSO. *Journal of Geophysical Research*, 103(C7):14375–14393.
- Li, X. y Gao, S. (2011). *Precipitation Modeling and Quantitative Analysis*. Springer Science & Business Media, 240.
- López-Bravo, L. C. (2015). *Evaluación de la Predictibilidad del Tiempo Atmosférico en el Valle de México*. Tesis de Maestría, Posgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM, 110.
- Lubis, S. W. y Jacobi, C. (2014). The modulating influence of convectively coupled equatorial waves (CCEWs) on the variability of tropical precipitation. *International Journal of Climatology*, 35(7):1465–1483.
- Magaña, V., Amador, J. A., y Medina, S. (1999a). The midsummer drought over Mexico and Central America. *Journal of Climate*, 12(6):1577–1588.
- Magaña, V. y Caetano, E. (2005). Temporal evolution of summer convective activity over the Americas warm pools. *Geophysical Research Letters*, 32(2).
- Magaña, V. (1999b). Los impactos de El Niño en México. *Centro de Ciencias de la Atmósfera, Universidad Nacional Autónoma de México, con apoyo de la Dirección General de Protección Civil, Secretaría de Gobernación, México*, 228.
- Mapes, B. E., Warner, T. T., y Xu, M. (2003). Diurnal patterns of rainfall in northwestern South America. Part III: Diurnal gravity waves and nocturnal convection offshore. *Monthly Weather Review*, 131(5):830–844.
- Mason, S. J. y Goddard, L. (2001). Probabilistic precipitation anomalies associated with ENSO. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 82(4):619–638.
- Méndez-Pérez, J. (2010). *Variabilidad Espacio Temporal de la Sequía Meteorológica en México: Aspectos Dinámicos*. Tesis de Doctorado, Posgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM, 112.
- Miyakoda, K., Smagorinsky, J., Strickler, R. F., y Hembree, G. (1969). Experimental extended predictions with a nine-level hemispheric model. *Monthly Weather Review*, 97(1):1–76.

- Mundakkara, R. V. (1998). *Validation of the Canadian Regional Climate Model Using Spectral Analysis*. Master Thesis, McGill University, 98.
- Muñoz, E., Busalacchi, A. J., Nigam, S., y Ruiz-Barradas, A. (2008). Winter and summer structure of the Caribbean low-level jet. *Journal of Climate*, 21(6):1260–1276.
- Orlanski, I. (1975). A rational subdivision of scales for atmospheric processes. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 56(5):527–530.
- Pal, J. S., Giorgi, F., Bi, X., Elguindi, N., Solmon, F., Rauscher, S. A., Gao, X., Francisco, R., Zakey, A., Winter, J., Ashfaq, M., Syed, F., Sloan, L., Bell, J., Diffenbaugh, N., Karmacharya, J., Konaré, A. Martinez, D., Rocha, R., y Steiner, A. (2007). Regional climate modeling for the developing world: The ICTP RegCM3 and RegCNET. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 88(9):1395–1409.
- Pal, J. S., Small, E. E., y Eltahir, E. A. (2000). Simulation of regional-scale water and energy budgets: Representation of subgrid cloud and precipitation processes within RegCM. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 105(D24):29579–29594.
- Palmer, T. (2006). Predictability of weather and climate: From theory to practice. In Palmer, T. y Hagedorn, R., editores, *Predictability of Weather and Climate*. Cambridge University Press, 734.
- Philander, S. (1985). El Niño and La Niña. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 42(23):2652–2662.
- Philander, S. (1990). *El Niño, La Niña, and the Southern Oscillation*. Academic press, 293.
- Pielke, R. A. y Wilby, R. L. (2012). Regional climate downscaling: What's the point? *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 93(5):52–53.
- Randall, D. A., D.-M., P., y P., D. (1997). Quasiequilibrium. in the physics and parameterization of moist atmospheric convection. In Smith, R. K., editor, *The Physics and Parameterization of Moist Atmospheric Convection*. Kluwer Academic Publishers, 498.
- Rauscher, S. A., Seth, A., Liebmann, B., Qian, J.-H., y Camargo, S. J. (2007). Regional climate model-simulated timing and character of seasonal rains in South America. *Monthly Weather Review*, 135(7):2642–2657.

- Ray, P. (1986). *Mesoscale Meteorology and Forecasting*. American Meteorological Society, 785.
- Raymond, D., Fuchs, Ž., Gjorgjievska, S., y Sessions, S. (2015). Balanced dynamics and convection in the tropical troposphere. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 7(3):1093–1116.
- Reed, R. J., Norquist, D. C., y Recker, E. E. (1977). The structure and properties of African wave disturbances as observed during phase III of GATE. *Monthly Weather Review*, 105(3):317–333.
- Roeckner, E. (1996). *The atmospheric general circulation model ECHAM4: Model description and simulation of present-day climate*. Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg, Germany.
- Salinas-Prieto, J. A. (2006). *Dinámica de Ondas del Este y su Interacción con el Flujo Medio en el Caribe*. Tesis de Doctorado, Posgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM, 94.
- Sato, T., Miura, H., Satoh, M., Takayabu, Y. N., y Wang, Y. (2009). Diurnal cycle of precipitation in the tropics simulated in a global cloud-resolving model. *Journal of Climate*, 22(18):4809–4826.
- Schultz, D. M., Bracken, W. E., Bosart, L. F., Hakim, G. J., Bedrick, M. A., Dickinson, M. J., y Tyle, K. R. (1997). The 1993 superstorm cold surge: Frontal structure, gap flow, and tropical impact. *Monthly Weather Review*, 125(1):5–39.
- Serra, Y. L., Kiladis, G. N., y Cronin, M. F. (2008). Horizontal and vertical structure of easterly waves in the Pacific ITCZ. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 65(4):1266–1284.
- Shieh, O. H. y Colucci, S. J. (2010). Local minimum of tropical cyclogenesis in the eastern Caribbean. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 91(2):185–196.
- Shukla, J. (1981). Dynamical predictability of monthly means. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 38(12):2547–2572.
- Shukla, J. y Kinter III, J. (2006). Predictability of seasonal climate variations: A pedagogical review. In Palmer, T. y Hagedorn, R., editores, *Predictability of Weather and Climate*. Cambridge University Press, 734.

- Shukla, J., Palmer, T., Hagedorn, R., Hoskins, B., Kinter, J., Marotzke, J., Miller, M., y Slingo, J. (2010). Toward a new generation of world climate research and computing facilities. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 91(10):1407–1412.
- Slingo, A. (1989). A GCM parameterization for the shortwave radiative properties of water clouds. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 46(10):1419–1427.
- Stensrud, D. J., Gall, R. L., Mullen, S. L., y Howard, K. W. (1995). Model climatology of the Mexican monsoon. *Journal of Climate*, 8(7):1775–1794.
- Stocker, T. (2011). *Introduction to Climate Modelling*. Springer Science & Business Media, 171.
- Sudradjat, A., Ferraro, R. R., y Fiorino, M. (2005). A comparison of total precipitable water between reanalyses and NVAP. *Journal of Climate*, 18(11):1790–1807.
- Thorncroft, C. y Hodges, K. (2001). African easterly wave variability and its relationship to atlantic tropical Cyclone activity. *Journal of Climate*, 14(6):1166–1179.
- Thorncroft, C. D., Hall, N. M., y Kiladis, G. N. (2008). Three-dimensional structure and dynamics of African easterly waves. Part III: Genesis. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 65(11):3596–3607.
- Toma, V. E. y Webster, P. J. (2010a). Oscillations of the Intertropical Convergence Zone and the genesis of easterly waves. Part I: diagnostics and theory. *Climate Dynamics*, 34(4):587–604.
- Toma, V. E. y Webster, P. J. (2010b). Oscillations of the Intertropical Convergence Zone and the genesis of easterly waves Part II: numerical verification. *Climate Dynamics*, 34(4):605–613.
- Trenberth, K. E., Anthes, R. A., Belward, A., Brown, O. B., Habermann, T., Karl, T. R., Running, S., Ryan, B., Tanner, M., y Wielicki, B. (2013). Challenges of a sustained climate observing system. In *Climate Science for Serving Society*, Springer, 13–50.
- Turrent, C. y Cavazos, T. (2009). Role of the land-sea thermal contrast in the interannual modulation of the North American Monsoon. *Geophysical Research Letters*, 36(2).
- Waliser, D. y Jiang, J. (2015). Tropical meteorology: Intertropical Convergence Zones (ITCZ). *Encyclopedia of Atmospheric Sciences*, 121–131.

- Walker, H. J. (1954). *A Study of the Rainfall of Mexico*. M.A. in Geography Thesis, University of California, Berkeley, 260.
- Wang, C., Lee, S.-k., y Enfield, D. B. (2007). Impact of the Atlantic warm pool on the summer climate of the western Hemisphere. *Journal of Climate*, 20(20):5021–5040.
- Warner, T. T. (2010). *Numerical Weather and Climate Prediction*. Cambridge University Press, 550.
- Warner, T. T., Mapes, B. E., y Xu, M. (2003). Diurnal patterns of rainfall in northwestern South America. Part II: Model simulations. *Monthly Weather Review*, 131(5):813–829.
- Warner, T. T., Peterson, R. A., y Treadon, R. E. (1997). A tutorial on lateral boundary conditions as a basic and potentially serious limitation to regional numerical weather prediction. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78(11):2599–2617.
- Webster, P. J. (1994). The role of hydrological processes in ocean-atmosphere interactions. *Reviews of Geophysics*, 32(4):427–475.
- Webster, P. J. y Yang, S. (1992). Monsoon and ENSO: Selectively interactive systems. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 118(507):877–926.
- Xu, K.-M. y Krueger, S. K. (1991). Evaluation of cloudiness parameterizations using a cumulus ensemble model. *Monthly weather review*, 119(2):342–367.
- Yanai, M., Esbensen, S., y Chu, J.-H. (1973). Determination of bulk properties of tropical cloud clusters from large-scale heat and moisture budgets. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 30(4):611–627.
- Yang, G.-Y. y Slingo, J. (2001). The diurnal cycle in the tropics. *Monthly Weather Review*, 129(4):784–801.
- Zdunkowski, W. y Bott, A. (2003). *Dynamics of the Atmosphere: A Course in Theoretical Meteorology*. Cambridge University Press, 738.

