



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE
MÉXICO

LICENCIATURA EN FÍSICA
FACULTAD DE CIENCIAS

**ESTUDIO DE LA SEQUÍA DE MEDIO
VERANO A PARTIR DE UN MODELO
NUMÉRICO ACOPLADO DE
OCÉANO-ATMÓSFERA**

TESIS
QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE
FÍSICO

PRESENTA:
PABLO EMILIANO GÓMEZ RUIZ

TUTOR PRINCIPAL:
DR. ARTURO QUINTANAR ISAIAS

MÉXICO, D.F., AGOSTO DE 2014



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.

Jurado

1. Datos del Alumno. Gómez Ruiz Pablo Emiliano. 55280307. Universidad Nacional Autónoma de México. Facultad de Ciencias. 303275864.
2. Datos del Tutor. Dr. Ignacio Arturo Quintanar Isaías.
3. Datos del Sinodal 1. Dra. Blanca Emma Mendoza Ortega.
4. Datos del Sinodal 2. Dr. Víctor Manuel Mendoza Castro.
5. Datos del Sinodal 3. Dr. Benjamín Martínez López.
6. Datos del Sinodal 4. Dra. Ruth Cerezo Mota.
7. Datos del Trabajo Escrito. Estudio de la sequía de medio verano a partir de un modelo numérico acoplado de Océano-Atmósfera. 88 p. 2015.

Agradecimiento y Resumen.

A mi madre Laura y mi hermano Rodrigo.

“Not only is the Universe stranger than we imagine, it is stranger than we can imagine.”

Werner Heisenberg

Agradecimientos

“Men love to wonder, and that is the seed of science.”
Ralph Waldo Emerson

Este trabajo hubiera sido imposible sin el continuo apoyo de mis seres mas cercanos. Deseo agradecer al Dr. Arturo Quintanar Isaias por sus enseñanzas, confianza y apoyo. En el he encontrado un guía para mi crecimiento científico. Al Dr. Benjamín Martínez Lopez y al Dr. David K. Adams, por su continua contribución en esta tesis, su orientación fue vital para poder terminarla. También agradecer al Dr. Carlos Ochoa que fue vital en la realización de este trabajo, sus enseñanzas son una inspiración para muchos jóvenes de la nueva generación. Al M. en C. Rene Garduño que siempre me ayudo y enseñó con una sonrisa. Finalmente quiero agradecer a todas las personas cercanas que me han mantenido cuerdo a lo largo de mi vida, mi vida es para ellos y sin ellos mi vida carecería de sentido. Mi madre Laura Ruiz García, a la que le debo todo. A mi hermano Rodrigo Gómez Ruiz, quien es mi fuerza. Mi padre Pablo Gómez, a quien siempre trate de impresionar. Y a mis amigos dentro y fuera de la facultad cada uno de ellos lo considero mi familia: Arturo(Chango), Christopher, Daniel(Dani), Diego(Marquina), Diego(Nefi), Edgar, Fernanda, Gerardo, Hugo(Niño), Hugo(Teco), Mauricio, Manuel(Manu), Orestes, Pedro, Raxel, Ricardo(Rirri), Rodrigo(Mono), Sebastian, Victor.

Pablo Emiliano Gómez Ruiz
Noviembre 2013.

Resumen

La sequía de medio verano es un problema en meteorología tropical, el cual no se entiende a plenitud. Consiste en una reducción en la precipitación de hasta un 40 % durante el periodo de lluvias (Mayo- Octubre) en México, el Caribe y América Central. El impacto de esta sequía a la economía local es muy importante, ya que afecta a la agricultura y la ganadería.

El objetivo de esta tesis es revisar la salida del modelo acoplado de océano-atmósfera ECHAM5/MPI-OM (el modelo atmosférico es el ECHAM5 y el modelo de océano es el MPI-OM) y, dentro del contexto de la sequía de medio verano, examinar las hipótesis que se han propuesto para explicar este fenómeno. Algunas de estas hipótesis involucran los forzantes de gran escala, como el movimiento latitudinal de la zona intertropical de convergencia (ITCZ por sus siglas en inglés), el desarrollo de una región fría en el sureste de E.E.U.U. y el movimiento longitudinal de un sistema de alta presión en el Atlántico del Norte (NASH por sus siglas en inglés). De las salidas del modelo se analizan convección, flujo de humedad, cambio en temperatura y presión de superficie.

Este modelo está basado en la solución de las ecuaciones de movimiento para la atmósfera y el océano. El acoplamiento entre estos modelos ocurre a través de un flujo de masa, energía y momento en la interfase. Los pronósticos climáticos están formulados como problema de condiciones iniciales y de frontera.

Se analizaron las salidas del experimento del modelo acoplado de atmósfera y océano que tiene resolución espacial distinta y que han sido generados en el Max Planck Institute para el estudio del cambio climático. Encontrando que las salidas de los modelos son útiles para el análisis del MSD y son similares a lo que la teoría predice. Este modelo es parte de los programas de intercomparación de modelos acoplados CMIP3 y CMIP5.

Índice general

Jurado	III
Agradecimiento y Resumen.	v
Agradecimientos	VII
Resumen	IX
1. Introducción	1
I Sequía de Medio Verano	7
2. Teorías de radiación sobre la sequía de medio verano	9
2.1. Hipótesis Termostática.	9
3. Teorías de forzamiento de procesos remotos para el MSD.	17
3.0.1. Precipitación y circulación atmosférica.	17
3.0.2. MSD.	22
II Resultados.	27
4. Resultados de las salidas del modelo.	29
4.1. Gráficas de comparación.	30
4.2. Mapas de contorno.	38
4.2.1. Índice de Small y promedios de todos los años.	41
4.3. Análisis.	44
5. Conclusiones.	55
Apéndice A.	59
.1. Las ecuaciones gobernantes del flujo atmosférico.	59
.1.1. La derivada material	59
.1.2. Derivada Material de elementos de línea.	60

.1.3.	Conservación de masa.	61
.2.	ECHAM 5	62
.2.1.	Ecuaciones gobernantes en una atmosfera húmeda.	62
.2.2.	Forma advectiva de las ecuaciones sin parametrizar.	63
.2.3.	Procesos de Superficie.	67
.2.4.	Acoplamiento Océano-Atmósfera.	68
Apendice B.		73
Referencias		77

Capítulo 1

Introducción

Los fenómenos que ocurren dentro de la Atmósfera Terrestre han sido motivo de asombro y estudio para el ser humano desde su origen como especie. La predicción del tiempo atmosférico y del clima han tenido una importancia enorme en el desarrollo de las civilizaciones. Sin embargo, solo hasta los siglos XVII y XVIII se crearon las primeras herramientas modernas que servirían para un entendimiento objetivo del comportamiento de la atmósfera, estas son: termómetro, barómetro, anemómetro e higrómetro. En el año 1735, George Hadley es el primero en formular una teoría de circulación atmosférica global, donde se involucra la rotación terrestre con la cinemática de los flujos de aire. Los desarrollos y conceptos de la mecánica newtoniana y la dinámica de fluidos reducían el problema de la predicción del tiempo atmosférico a esencialmente el de resolver las ecuaciones gobernantes de la dinámica de fluidos (Navier-Stokes) con condiciones iniciales y de frontera conocidas para el globo terrestre. Este pensamiento determinista dominaba la física del final del siglo XIX y principio del siglo XX. Las ecuaciones de Navier-Stokes representaban en aquellos tiempos (y siguen siendo) un problema formidable por si mismo, cuya dificultad se encuentra en la no linealidad de procesos de advección (i.e., transporte o convección forzada) y de procesos físicos como convección libre con cambios en las tres fases del agua, aerosoles, interacción con la radiación y la interfase con el océano que, dicho sea de paso, es otro sistema altamente no lineal que debe ser incluido si el interés es hacer un pronóstico extendido de tiempo y de clima.

Así, la dificultad de resolver Navier-Stokes mediante técnicas analíticas fue la razón principal por la cual se pensó en resolver las ecuaciones diferenciales de forma aproximada usando técnicas para discretizarlas y hacerlas accesibles a un computador. Un gran pionero de estas ideas fue el matemático Lewis Fry Richardson quien además era conocido por sus aportes a los fluidos turbulentos, psicología matemática, fractales y al pacifismo. En el periodo 1915-1920, Richardson ideó y aplicó una forma simple de discretizar las ecuaciones de Navier-Stokes para una región limitada que cubría toda la Europa Occidental en una malla que incluía cajas computacionales de 200 km de lado y cuatro niveles en la vertical. Los cálculos se hicieron manualmente tardando dos años para integrar un periodo de 6 horas de simulación. Aunque el experimento

numérico de Richardson no pudo representar correctamente la tendencia temporal de la presión barométrica observada en superficie, éste, tuvo una enorme influencia en las investigaciones posteriores que dieron lugar a lo que más tarde se llamó pronóstico numérico del tiempo. Estas investigaciones culminaron en 1950 con la realización de un pronóstico a 24 horas, que justamente tomó 24 horas en ser producido usando la computadora más moderna de la época: la ENIAC (Electronic Numerical Integrator and Computer). Los encargados de ese proyecto de pronóstico numérico del tiempo eran los meteorólogos, Jules Charney, Larry Gates, Ragnar Fjørtoft y el gran matemático estadounidense de origen húngaro John von Neumann. En ese entonces, Jules Charney indicó que la mayor parte del tiempo usado en el cómputo se debía a la forma manual de transferir información de un paso de tiempo a otro y concluyó que en poco tiempo la automatización de estos pasos haría las integraciones mucho más rápidas. Otra razón del éxito de los primeros pronósticos de los años 50 es que el modelo de atmósfera era una versión bidimensional simplificada de las ecuaciones gobernantes originales (o primitivas como se les denomina en la jerga meteorológica) basada en la ecuación de la vorticidad en un plano (plano beta como se le conoce en la literatura), que representaba la atmósfera media (i.e 500 hPa aproximadamente 5000 m snm) cubriendo una región limitada para Estados Unidos. El gran avance que siguió a estos primeros intentos de pronóstico del tiempo fue el descubrimiento de que al eliminar de las condiciones iniciales las ondas de gravedad atmosféricas esto permitía que los modelos de atmósfera completos (sin aproximación alguna) arrojaran cálculos más realistas de las tendencias temporales de presión. De esta forma, el resultado negativo de Richardson fue el punto de partida del desarrollo de múltiples versiones de las ecuaciones gobernantes que filtraban variaciones rápidas como ondas de gravedad. Esta área de investigación generó una jerarquía de modelos atmosféricos y oceánicos que, hoy en día, continúa como un tópico de investigación fundamental en el área de la dinámica de fluidos computacionales. [?]

Más adelante con el desarrollo de nuevos modelos atmosféricos y oceánicos se introdujeron técnicas numéricas en diferencias finitas que permitían mantener análogos numéricos de constantes globales de movimiento (v.gr., energía, masa, entropía) que las ecuaciones gobernantes originales contenían. Esto permitió hacer simulaciones de largo plazo con modelos globales de ecuaciones primitivas y abrió la puerta para poder generar las primeras simulaciones del clima global. A medida que la capacidad computacional aumentó con técnicas de cómputo paralelo, los modelos atmosféricos y oceánicos aumentaron en resolución espacial y nuevos módulos de interacción entre atmósfera y superficie, se añadieron para generar modelos más generales acoplados de atmósfera, océano, vegetación y suelo con la hidrología asociada.

Este progreso en el tratamiento de los distintos componentes del sistema climático llevó a la posibilidad de tener combinaciones de modelos atmosféricos globales o regionales, acoplados a modelos globales o regionales de océano que podían generar simulaciones numéricas con tiempos de espera del usuario relativamente cortos. El resultado fue que, al final del siglo XX, diversos grupos de investigación en el mundo estuvieron en posición de desarrollar y usar estos modelos para hacer diagnósticos del clima histórico así como de elaborar pronósticos estacionales y de escenarios futuros del clima.

En particular, el pronóstico climático de la precipitación es un elemento de gran valor para la sociedad y mucho énfasis se ha puesto en el desarrollo de mejores parametrizaciones de los procesos que dan lugar a la precipitación. La evidencia actual nos muestra que el talón de Aquiles del pronóstico del tiempo y del clima continua siendo el pronóstico numérico de la precipitación. Sin embargo los modelos numéricos del clima (i.e modelos de atmósfera, océano y suelo acoplados simulando periodos largos) son las herramientas más valiosas (y muy probablemente las únicas) con que contamos para estudiar la evolución del sistema atmosfera-océano-suelo en distintas escalas de tiempo y espacio. [?]

En esta tesis se usaron las simulaciones de modelos de atmósfera y océano acoplados de períodos históricos (experimento 20C) que nos permitan explorar posibles explicaciones al comportamiento mensual observado de la precipitación en el sureste de México. Por definición, el tipo de análisis mensual de la precipitación es un análisis climatológico es decir se trata de promedios de un mes de las salidas de modelos o de datos observacionales disponibles en un periodo igual o menor a un día. Dicho de otra forma, las variaciones más rápidas con periodos menores a un mes, (e.g., las variaciones horarias y diurnas que corresponden a lo que llamamos tiempo meteorológico) desaparecen y solo las variaciones mensuales y estacionales y anuales son lo que quedan después de efectuar el promedio mensual. Esta simple operación matemática es lo que da lugar a la diferencia entre clima y tiempo.

Existen numerosos procesos meteorológicos que dan a lugar a un clima muy variado en México desde un clima desértico en el norte del país hasta uno húmedo en la región central y sur. En el verano en el sureste del país el proceso más importante es la convección profunda que da lugar a precipitación intensa. Que está asociada a fenómenos que van desde escalas sinópticas (~ 500 a 8000 km) hasta la mesoescala (~ 1 a 100 km). Un ejemplo es el monzón mexicano que ocurre aproximadamente de mayo a octubre de forma muy regular y que se da en las escalas arriba descritas.

Otro ejemplo muy conocido es la sequía de medio verano (MSD por sus siglas en inglés) también conocida como çanicula .º ”veranillo ”que es una disminución en la precipitación durante la mitad de la época de lluvias en algunas regiones de México, el Caribe y Centroamérica. Más específicamente, esta temporada de lluvias se presenta en forma bimodal conteniendo dos máximos, el primero se da típicamente durante el mes de junio y el segundo durante el mes de septiembre, entre estos dos máximos ocurre una disminución importante de la precipitación que ocurre a finales del mes de Julio y principio de Agosto. En la literatura a este período se le llama sequía de medio verano o MSD por sus siglas en inglés. Small (2007) [?] sugiere que en la parte sur de México, el Caribe y Centroamérica junto con los océanos que los rodean presentan un ciclo anual pronunciado en precipitación con una temporada típica de lluvias de Mayo a Octubre.

Como muchos de los fenómenos atmosféricos que involucran convección en los trópicos, la MSD es hasta el momento un problema abierto, debido la gran variedad de fenómenos que potencialmente podrían estar involucrados en distintas escalas de espacio y tiempo.

Los mecanismos que ocasionan el período de lluvias en la parte del central de México y Centroamérica y la interacción con sus océanos circundantes son variados. Rauscher (2008) [?] observa que la región se encuentra bajo la influencia, durante todo el año, de vientos alisios provenientes del noreste. En la región del Istmo de Tehuantepec, tanto su parte oeste como este se ven afectadas por ondas del este integrados a los alisios como también a los ciclones tropicales. Por otra parte Hasternath (2001) [?] observa que la zona Inter-Tropical de Convergencia (ITCZ por sus siglas en inglés) trae precipitación a la parte oeste del istmo. Al mismo tiempo la ITCZ oscila en su posición de norte a sur. La orografía de la región también aporta al ya de por sí complejo sistema de lluvias.

Otro mecanismo propuesto es la interacción atmósfera-océano. Magaña (1999) [?] propone un sencillo modelo para explicar el MSD en términos de un mecanismo local que involucra grandes desfases de retroalimentación entre la temperatura superficial del mar (SST por sus siglas en inglés), la convección y la insolación.

Magaña (1999) [?] sugiere que la insolación estacional causa que las SST en la alberca cálida del Pacífico del este (EPWP por sus siglas en inglés), que se encuentra al noroeste de las costas de Centroamérica, se caliente a principios del verano, lo que provoca convección y produce un primer pico en la precipitación. En el máximo de actividad convectiva el cubrimiento de la superficie por nubes reduce la insolación de superficie, por lo tanto existe una reducción de SST, lo cual a su vez reduce la actividad de convección y esto produce un mínimo en la precipitación en verano (MSD por sus siglas en inglés). Mientras que la convección está en su mínimo se vuelve a incrementar la insolación debido a la reducción de la cubierta de nubes, y esto produce un incremento en las SST, lo cual provoca el segundo máximo en precipitación.

Después de esta teoría propuesta por Magaña en 1999, se recuperó el interés por entender el MSD y en la última década se ha podido observar una variada gama de teorías. Podemos ver una notable distinción entre las teorías que apoyan a un o

varios mecanismos de supresión de precipitación a mediados de verano, como también mecanismos de reforzamiento de precipitación que podrían ocurrir dos veces al año. Alternativamente el MSD puede ser una mezcla de uno o más mecanismos de reforzamiento de precipitación [?].

Hastenrath (2001) [?] ha observado que una intensificación de la alta subtropical del Atlántico Norte (NASH por sus siglas en inglés) tiene un rol importante. Mapes 2005 [?] realiza simulaciones usando una técnica de “slowed-calendar” con el cual muestra que un desequilibrio térmico en el sistema atmósfera-tierra resulta en una intensificación menos pronunciada del NASH y provoca un MSD más débil. Y al contrario si el verano fuese suficientemente largo para que se alcanzará un equilibrio térmico entre el suelo y la atmósfera el NASH sería mucho más fuerte e importante a tal grado que la reducción en precipitación sería más significativa.

Los forzantes remotos toman relevancia con Small (2007) [?]. Se presentan argumentos en donde tanto el NASH como un jet de aire llamado jet de bajo nivel del Caribe (CLLJ por sus siglas en inglés) explican el MSD. Junto a estos fenómenos se unen unos vientos llamados “gap winds” del Papagayo y del Istmo de Tehuantepec, que presentan un máximo durante el MSD, el argumento es que estos “gap winds” previenen los vientos alisios provenientes del sur cargados de humedad a llegar a la EPWP y reforzar convección.

El último argumento revisado en esta tesis es el de Karnauskas (2013) [?], y el retoma la importancia del Sol como principal forzante de convección, básicamente es una extensión de la propuesta por Magaña [?], solo que Karnauskas analiza la importancia de la declinación solar. Karnauskas observa una gran correlación entre la declinación solar y las SST como además la humedad en superficie. Esto junto con la gran facilidad que presenta la orografía de México y Centroamérica para ayudar al ITCZ en su excursión hacia el Norte. Se refleja en una exagerada intrusión hacia el norte por parte del ITCZ, que debe ajustarse y presenta un movimiento hacia el Ecuador. El primer máximo de precipitación es muy parecido al presentado por Magaña, sin embargo el segundo máximo coincide con el paso descendente de la declinación solar. Karnauskas emplea una técnica computacional para encontrar ciclos bianuales de máximos de precipitación, con una separación de 1 mes entre estos máximos. Encuentra este patrón en otras regiones del planeta además de la de México, Caribe y Centro América.

Aunque este mecanismo propuesto por Karnauskas es el más simple, ya que evita lo más posible la influencia continental y solo requiere que la Tierra tenga una pequeña inclinación con respecto al Sol, no explica la aparición de sequías o periodos de bajas en la precipitación entre dos máximos, al estilo MSD, en otras regiones del planeta.

En este trabajo, inicialmente, se estudia la captación del fenómeno de la sequía de medio verano en la región de México, el Caribe y Centroamérica. Se utiliza para este estudio las salidas del modelo climático de circulación global ECHAM5/MPI-OM para el experimentos de cambio climático CMIP3 y CMIP5 con simulaciones de carácter histórico, es decir sin aumento de carbono. Pero gracias a la comparación de observaciones y salidas de modelos se llega a observar ciertos patrones que sirven para entender mejor el problema.

La tesis, se desarrolla de la siguiente forma: en el primer capítulo se revisan las ecuaciones gobernantes utilizadas en el modelo de circulación general ECHAM acoplado al modelo de océano ambos desarrollados en el Instituto Max Planck. Se revisan también los principios de acoplamiento entre estos modelos. Los capítulos (II y III) se dedican a revisar dos teorías que actualmente compiten en la explicación del fenómeno de la sequía de medio verano. El siguiente capítulo revisa los resultados que se extrajeron de las salidas del ECHAM 5 para un periodo histórico que va de 1950 a 2000. Hay que aclarar que en esta etapa de la investigación no se pretende hacer una verificación contra datos observacionales del desempeño del modelo ECHAM5, antes bien, lo que se persigue es hacer algo más simple. Tomar las salidas del modelo ECHAM 5 y evaluar si en estas, están presentes los mecanismos de inhibición y/o activación de la precipitación durante la MSD propuestos por las distintas teorías. En particular, nos enfocamos a las teorías radiativas y las teorías "de acción remota" como las representadas por Karlsruher (2010) y Small (2007). Finalmente el capítulo 4 recoge las conclusiones y perspectivas de trabajo futuro.

Parte I
Sequía de Medio Verano

Capítulo 2

Teorías de radiación sobre la sequía de medio verano

“Research is what i’m doing when i don’t know what i’m doing”

Wernher von Braun

Se tienen dos teorías principales que utilizan la energía solar como principal motor del fenómeno conocido como sequía de medio verano, estas son las de Magaña et al (1999) y la de Karneuskas et al(2013).

2.1. Hipótesis Termostática.

La sequía de medio verano (MSD), esta regulada en el Pacífico tropical cercano a México y el Caribe por una piscina de agua caliente, que según Magaña et al (1999) varía su temperatura de superficie (SST) debido a la radiación de onda corta proveniente del sol. Es en realidad un modelo muy simple y se desarrolla de la siguiente manera:

Magaña et al (1999) en su artículo nos dice que en los trópicos, el calentamiento de la superficie resulta en una transferencia de calor hacia la atmósfera por movimientos ascendentes. Otros factores que ayudan son la convergencia de humedad y circulación en niveles bajos dentro de la ITCZ. En la época de Abril y Mayo se observa un incremento en las SST, alcanzando un máximo de temperatura $> 29^{\circ}C$ a mediados de Junio, lo cual incrementa la actividad de convección profunda. Los periodos con SST mayores a $> 29^{\circ}C$ corresponden a un incremento en la precipitación. Como esta precipitando, se sabe que existe una zona cubierta de nubes que cubre la superficie mayoritariamente. A mediados de Julio las nubes que surgen de convección profunda son lo suficientemente gruesas para reducir la penetración de la radiación de onda corta, y esto lleva a una reducción en la temperatura de la superficie alrededor de $1^{\circ}C$, esta reducción en los SST implica una reducción en la convección profunda y por lo tanto una reducción en la precipitación.

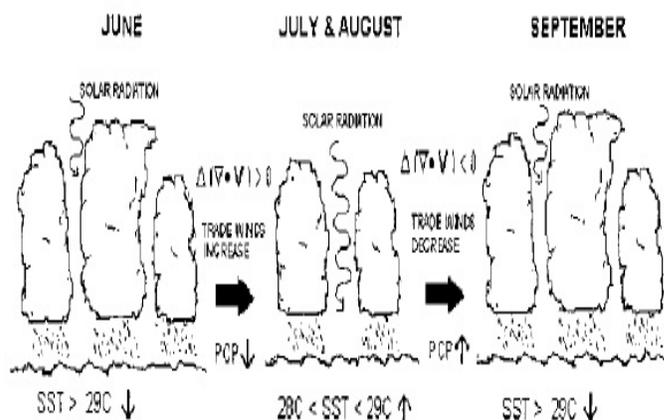


FIG. 14. Schematic diagram of the dynamics of the MSD.

Figura 2.1: Representación de la Hipótesis Termostática. Magaña et al (1999).

Esta reducción en la precipitación de alrededor de un 40 % es lo que conocemos como el MSD. Ocurre entre Julio y Agosto en un periodo de semanas. Como al haber una reducción en precipitación en este periodo de sequía, la capa atmosférica no esta nublada y esto permite que la radiación de onda corta proveniente del sol penetre fácilmente y caliente la superficie terrestre. De nuevo las SST se incrementan y la actividad convectiva profunda aumenta. El proceso se repite creando grandes nubes cargadas con agua y el segundo pico en la precipitación se presenta. Esto ocurre a principios de Septiembre, lo cual nos da un ciclo o periodo de lluvias bimodal, el primer incremento o pico empieza en Junio con una disminución entre Julio-Agosto y un segundo incremento o pico de precipitación en Septiembre. Este ciclo de radiación y convección sería perpetuo de no ser por el cambio de estación y de radiación.

Sequía en el sur de México y América Central

La temporada de lluvias en la región de México y América Central presenta máximos durante Junio y Septiembre-Octubre. El estudio de Magaña et al (1999) indica que en ningún otro lado del mundo se observa una disminución en la precipitación en temporada de lluvias tan marcada como en el sur de México y América Central. En estos lugares, Magaña et al (1999) teorizan que cambios en la nubosidad y radiación solar modulan la temperatura de superficie del océano.

Magaña et al (1999) nos dice que a inicios de la temporada de lluvias, entre Abril y Mayo, la temperatura en superficie sobre el océano esta por arriba de los $30^{\circ}C$ de temperatura promedio. Existe un incremento de humedad en la atmósfera sobre el océano durante este período, lo cual ayuda a mantener una temperatura mínima de (\sim

16°C). Por otra parte, los patrones de precipitación asociados al monzón mexicano, al oeste de la Sierra Madre Occidental muestran una intensificación cuando la MSD es más intensa sobre la región de la vertiente del Golfo (Tamaulipas y Veracruz) y el sureste de México (Small and Szoeké, 2007 y Dr. Benjamín Martínez López comunicación personal).

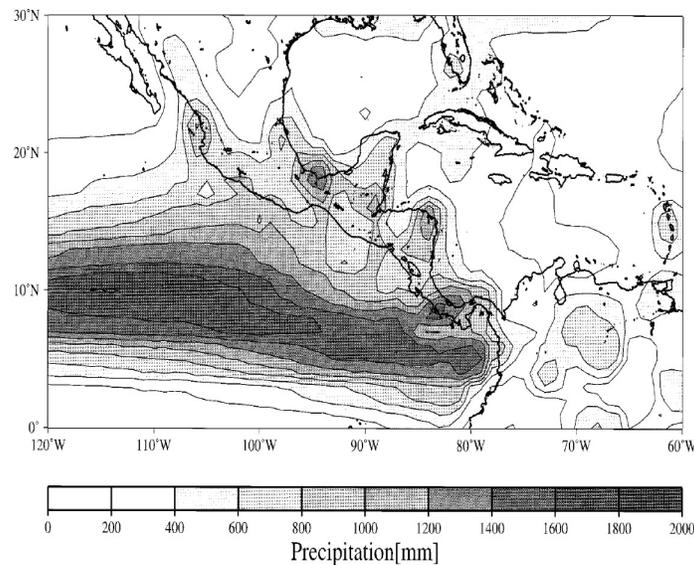


Figura 2.2: Precipitación climatológica en mm para el periodo de 1979-1995 en Junio-Septiembre. Magaña et al (1999).

Magaña et al (1999) nos dice que la MSD ocurre con mayor intensidad sobre el océano, es parte del ciclo anual de precipitación, está presente en la mayoría de los años y ocurre en varias partes del mundo. Una característica de la MSD es que la magnitud en la disminución en precipitación es altamente variable año con año. Magaña et al (1999) utiliza datos observados y localiza tres puntos claves en el tiempo para analizar el MSD. El comienzo de la temporada de lluvias, el comienzo del MSD y su final. Argumenta Magaña et al (1999) "También existen varios elementos observables que ocurren junto con el MSD, y no es claro si son la causa o un reforzamiento de la MSD, como es el caso de vientos alisios de bajo nivel en altura (850 hPa) provenientes del este, estos vientos se extienden desde el Caribe hasta el Pacífico en verano". Evidencia clara de que es un fenómeno atmosférico complejo. El análisis realizado por Magaña et al (1999) de estos vientos revela que durante el comienzo y final de la MSD los cambios en los campos de vientos son los más significativos. Magaña et al (1999) describen de la siguiente manera "durante el comienzo de la MSD los vientos alisios se intensifican junto con la formación de circulaciones anticiclónicas sobre la costa oeste de México. Al final de la MSD los vientos alisios se debilitan con un incremento de circulación

ciclónica en los vientos en la región del sureste mexicano. Estas fluctuaciones en los vientos alisios se extienden desde la superficie hasta el nivel de 700 hPa. La transición hacia la MSD, en términos de convección tropical y precipitación, se puede observar en una variación hacia circulación ciclónica mas débil”. Magaña et al (1999) encuentran que del lado del Caribe, los vientos alisios ayudados por la orografía se elevan y esto provoca actividad convectiva intensa para finalmente precipitar sobre Costa Rica. Del lado del Pacífico, por el contrario, los vientos son descendentes y la subsidencia provoca una actividad convectiva pobre. El MSD es mas notorio del lado del Pacífico Oriental.

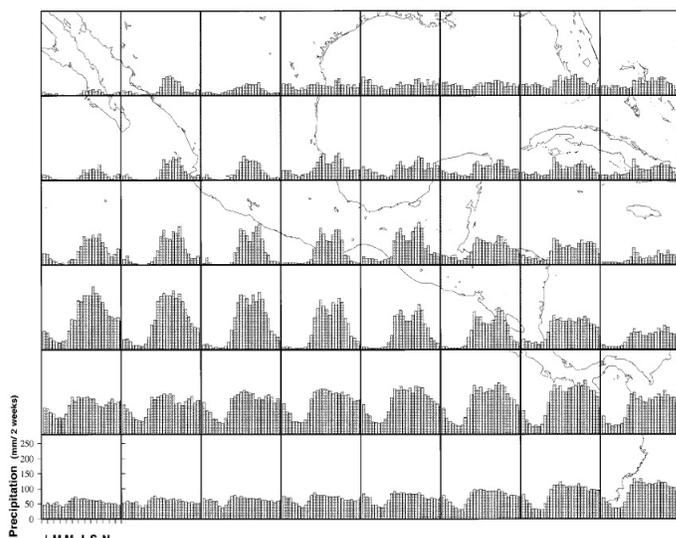


FIG. 4. Climatological distribution of biweekly precipitation rates [mm (2 weeks)⁻¹] for contiguous 5° × 5° areas.

Figura 2.3: Distribución climatológica de precipitación bisemanal (mm/2 semanas) para áreas de 5° × 5°. Magaña et al (1999).

Declinación Solar.

Karnauskas et al (2013) propone un cambio de pensamiento para entender el MSD. En vez de ser el MSD un mecanismo supresor de precipitación, es en cambio, el producto de dos reforzamientos de precipitación asociados al paso del máximo nivel de radiación solar. El primer reforzamiento de precipitación ocurre a principios de verano entre Mayo-Junio y otra vez mas durante el final de verano Septiembre-Octubre, no necesariamente tiene que ser el mismo mecanismo el que activa ambos periodos de lluvias.

Este mismo autor nos revela que el MSD no es un fenómeno nativo del sur de México y de América Central, ocurre en todo el mundo, incluso el MSD con mayor intensidad se encuentra en el Golfo de Guinea. Existe una diferencia en la intensidad

del MSD con respecto a la latitud, antes se creía que existía una relación lineal entre precipitación y altitud, desde un máximo de intensidad en la precipitación de > 29 días por mes en Nicaragua hasta > 15 días en el norte del país. Generalmente la temporada de lluvias llega primero a latitudes del sur y se propaga hacia el norte a través de Centro América para continuar hasta México, y de regreso hacia el sur, dejando un mínimo de intensidad y frecuencia en precipitación en la parte norte. Sin embargo, esto no es cierto para la duración del MSD, ya que es inversamente proporcional a la latitud, aproximándose a cero en $\sim 23^\circ N$

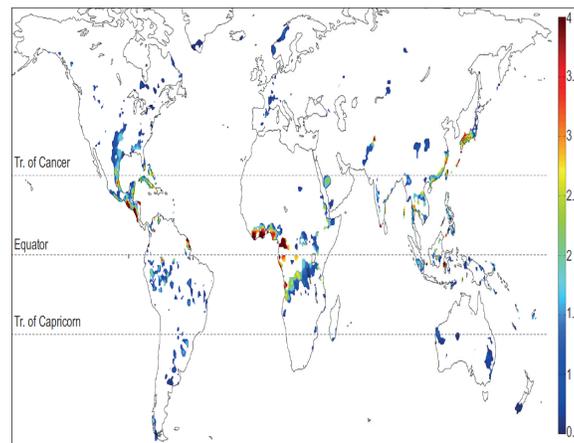


Figura 2.4: Distribución mundial de ciclos bianuales de precipitación. Karnauskas et al (2013).

Para analizar este paso de la temporada de lluvias, Karnauskas usa el ángulo de declinación solar (SD por sus siglas en inglés), ya que es equivalente a la latitud a la que el sol se encuentra directamente por encima del cenit y por esta razón representa la latitud a la que la mayoría de la radiación solar incide sobre la capa superior de la atmósfera. Cuando Karnauskas et al (2013) comparan el paso del SD con la temporada de lluvias se puede observar que la SD y la precipitación presentan un comportamiento muy similar como función de la latitud y del día del año. La única diferencia sería que la temporada de lluvias tiene un retraso de 30 días con respecto al SD (Fig. 2.5). Se observa que a $7.6^\circ N$ la duración entre el primer y segundo máximo de precipitación es de ~ 150 días, gradualmente disminuyendo hasta ~ 120 días alrededor de los $13.2^\circ N$. En Sinaloa, México que tiene una latitud de $24.8^\circ N$ solo existe un máximo de intensidad y frecuencia en la precipitación, es decir no tiene MSD. Una particularidad del período de lluvias a bajas latitudes es que el segundo máximo de intensidad es más grande que el primero y también el segundo máximo de frecuencia dura más que el primero.

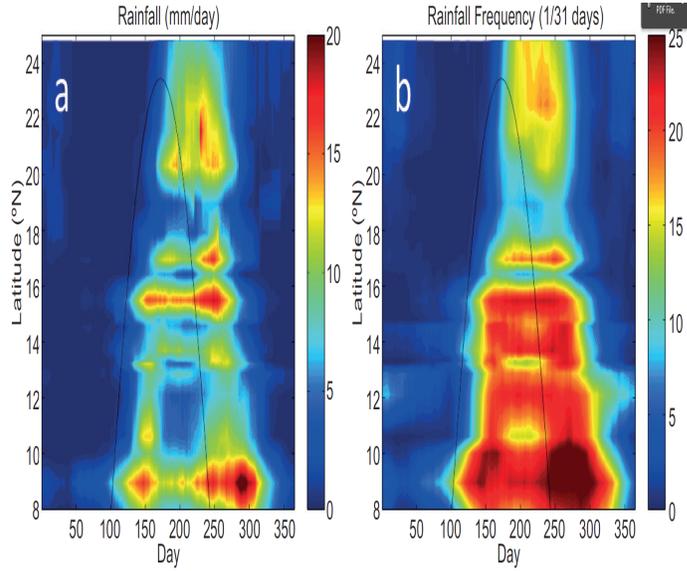


Figura 2.5: Representación gráfica de tiempo vs latitud de la climatología promedio (1979-1990) de precipitación. (a) Precipitación en (mm/día). (b) Es el promedio de precipitación (1/31 días). Karnauskas et al (2013).

Karnauskas et al (2013) explican que el desfase observado de 30-50 días entre el máximo de radiación solar y el máximo de precipitación sugiere un rol importante del calentamiento oceánico en la alberca de agua caliente en el Pacífico Oriental y la superficie terrestre en América Central. Para entender el proceso termodinámico que da pie a este ciclo bianual Karnauskas (2013) utiliza el concepto de estabilidad estática húmeda (MSS por sus siglas en ingles). En palabras de Karnauskas et al (2013) usando la MSS es más fácil descomponer los procesos que determinan las condiciones de estabilidad atmosférica que usando CAPE (Convective Available Potential Energy), a pesar de ser esta la medida más precisa para calcular el potencial de convección en los trópicos. La energía estática húmeda (MSE por sus siglas en ingles) de una parcela de aire está definida como la suma de su energía interna, el geopotencial y su calor latente.

$$MSE = C_p T + gz + L_v q \quad (2.1)$$

donde C_p es el calor específico del aire seco a presión constante ($1004 J kg^{-1} K^{-1}$), T es la temperatura, g la gravedad, z la altura, L_v es el calor latente que se necesita para evaporar el agua ($2.5 \times 10^6 J kg^{-1}$), y q la humedad específica. El MSS corresponde al valor de saturación del MSE a un nivel de referencia de 600 hPa menos aquel de la superficie. La columna de aire es inestable para valores negativos. En este caso, evidentemente, la razón de mezcla de vapor de agua q se cambia por su valor de saturación, (de acuerdo a la fórmula de Clausius-Clapeyron), $q_{sat}(T, p)$.

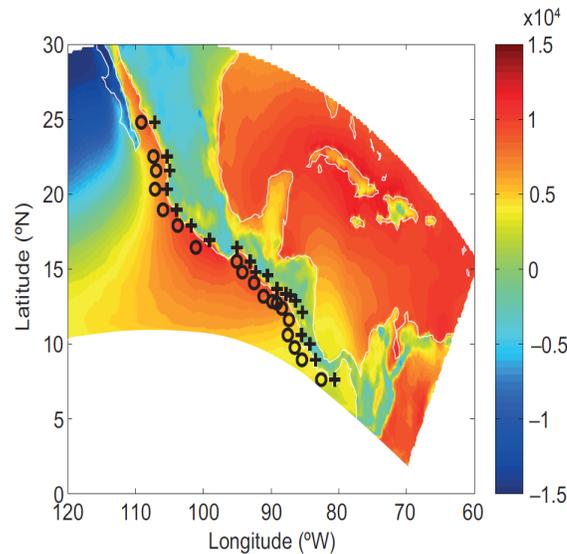


Figura 2.6: México y Centro América usando NARR. Se muestran las estaciones de costa y fuera de la costa con un + y un o respectivamente. En el fondo se plotea el MSS (J/kg) para el periodo de (1979-1990) promediado de Abril 10 a Noviembre 21. Valores positivos indican inestabilidad. Karnauskas et al (2013).

Karnauskas et al (2013) explican que sobre los océanos, el MSS es una función de la temperatura del aire en superficie, que a su vez es función de las SST. El MSE en superficie y a nivel de saturación, 600 hPa, se descompone en tres componentes. Karnauskas et al (2013) encuentran que en la superficie, el término de energía interna es casi un orden de magnitud más grande que el término de energía latente, lo que significa que temperaturas moderadamente calientes en superficie proveen gran parte del MSE en superficie. Sin embargo tanto la energía estática seca ($C_p T + gz$) y la energía latente ($L_v q$) contribuyen de manera importante a la estacionalidad climática del MSE en superficie, dado que la presión del vapor de agua es una función exponencial de la temperatura de acuerdo a la relación Clausius-Clapeyron. A nivel de saturación (600 hPa), el MSE de saturación también está dominado por la energía interna. El término de la energía debido al geopotencial contribuye apenas el $\sim 15\%$ de la cantidad que contribuye la energía interna, y el calor latente el $\sim 7\%$. El primer pico en el MSS es alrededor del día 100 del año y es principalmente un resultado de un incremento en la humedad específica en superficie mientras que el segundo máximo ~ 200 , el cual es precedido por el segundo máximo de precipitación, es una característica sobresaliente de la estructura estacional de los MSS normalizados que no pudiese existir sin el término de energía latente.

Capítulo 3

Teorías de forzamiento de procesos remotos para el MSD.

“Science is a way of thinking much more than it is a body of knowledge.”

Carl Sagan

Las teorías de forzamiento debido a procesos remotos en la atmosfera, explican el MSD como una supresión de la temporada de lluvias debido a varios factores como flujo de humedad, perturbaciones de presión atmosféricas en el Atlántico y Pacífico, así como corrientes de chorro de bajo nivel en el Caribe.

Este tipo de teorías surgieron en la década pasada, ya que las teorías basadas solo en radiación solar no podían explicar varios factores que ocurrían durante el MSD (Magaña et al 1999). Por ejemplo, la temperatura de superficie mostraba un comportamiento bimodal, basados en la hipótesis termostática, la radiación de onda corta medida en superficie también debería comportarse de manera bimodal. La radiación solar no mostraba una reducción durante Septiembre que coincidiría con el segundo máximo de precipitación.

3.0.1. Precipitación y circulación atmosférica.

Small et al (2007) usando datos de intensidad de precipitación del Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) de 1998 al 2003 y de NCEP-NCAR de 1998 al 2004 para la zona del Pacífico y el Caribe junto con el Golfo de México, lo que Small et al (2007) llama “Intra-América Seas” (IAS por sus siglas en inglés). Estos autores encuentran que para los campos promediados en verano, el TRMM muestra que el ITCZ centrado alrededor de los $10^{\circ}N$ es el factor dominante en cuanto a precipitación. La precipitación sobre el continente es generalmente menor que sobre los océanos, debido principalmente a una menor evaporación (con excepción del Amazonas). La precipitación decrece significativamente al norte de los $20^{\circ}N$ en México y el Golfo de México. A comparación con la zona del ITCZ en el pacífico, la zona del Atlántico y del IAS reciben considerablemente menos precipitación en verano. Existen dos máximos

18 Capítulo 3. Teorías de forzamiento de procesos remotos para el MSD.

locales en precipitación: el primero en el Golfo de Panamá en el Pacífico, relacionado con el flujo impuesto debido a la orografía escarpada de los Andes (Mapes 2003), y el segundo es una larga zona en forma de banda localizada entre los 8° y $12^\circ N$, 115° y $98^\circ W$.

La circulación de bajo nivel en la región oeste del Atlántico en la estación de verano es dominada por una alta en presión subtropical asociado a vientos geostroficos del este y del sureste del Golfo de México. Del lado del Pacífico se encuentra un flujo perpendicular al ecuador proveniente del sur que penetra las bajas presiones del ITCZ, así mismo del norte se observa un viento geostrofico con dirección sur alrededor de la región este donde se encuentra la alta subtropical del Pacífico. Los vientos mas fuertes se encuentran en el mar Caribe con una velocidad mínima de $9ms^{-1}$, los vientos débiles están sobre el Golfo de México y los vientos variables cerca de la costa del Pacífico de América Central y México. Existen máximos locales en las velocidades de los vientos se encuentran en los Istmos de Tehuantepec y Papagayo.

Small et al (2007) muestran una distribución de los SST de la alberca de agua caliente del Pacífico por debajo del ITCZ con un rango de temperaturas de los 27° a los $30^\circ C$, siendo mas caliente cerca de la costa de América Central. Curiosamente la banda zonal donde la precipitación es mayor no esta exactamente localizada sobre la banda zonal con mayores SST, la cual ocurre al suroeste de la costa de México. De hecho, la divergencia del campo de vientos promedios cercano a superficie indica que existe menor convergencia ($\nabla \cdot \vec{v} < 0$) sobre aguas cálidas en el Pacífico de América Central comparándolo con aquellas mas lejanas al sur y oeste del ITCZ. (Romero-Centeno et al 2007). [?]

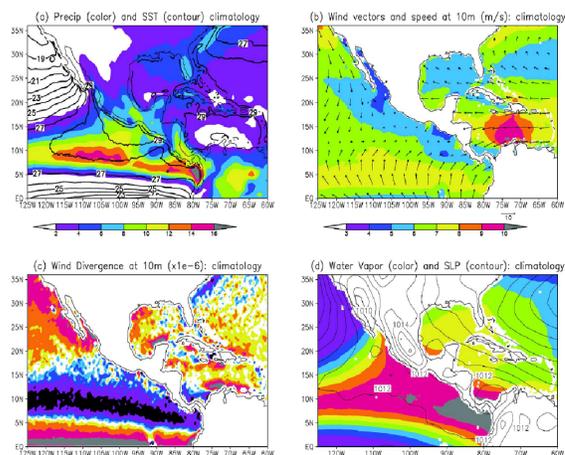


Figura 3.1: Climatología promedio de Junio a Septiembre. (a) Precipitación (mm day^{-1} , color) del TRMM y SST ($^{\circ}\text{C}$, contorno) de TMI. (b) QuikSCAT velocidad escalar promedio (ms^{-1} , color) y vectores promedio de velocidad (ms^{-1} , flechas). (c) QuikSCAT divergencia de viento a 10-m (10^{-6}s^{-1} , color). (d) TRMM TMI vapor de agua en una columna integrada (mm , color) y NCEP-NCAR reanálisis de presión a nivel del mar (hPa , contorno). Small et al (2007).

Comportamiento estacional del ITCZ y del NASH.

Dos destacadas características de la circulación de gran escala que pueden impactar el norte tropical de América es el ITCZ y la alta subtropical del Atlántico del Norte (NASH por sus siglas en inglés). En el Pacífico, el ITCZ al oeste de 110°W se mueve al norte durante el verano, siguiendo aproximadamente el máximo en los SST. La baja de presión en superficie asociada al ITCZ al oeste de los 110°W sigue el máximo en precipitación, el punto más bajo en presión al oeste de América Central (entre 10° y 20°N) se registra de Julio a Septiembre. En la cuenca del Atlántico la evolución estacional del ITCZ también sigue el máximo en los SST, pero la distribución de presión a nivel del mar en el verano está dominada por la intrusión del NASH entre Julio a Agosto. En la temporada de Julio-Agosto la combinación de la extensión al oeste del NASH y la disminución de la presión en superficie al oeste del ITCZ da paso a un incremento en el gradiente de presión y da condiciones para un flujo hacia el oeste a través del continente de América Central. Este flujo del este es un factor importante en la estructura regional del MSD. El ITCZ en el Pacífico al este de los 110°W muestra características diferentes a aquellas vistas al oeste de esta longitud, por ejemplo, al este el ITCZ no se mueve al norte durante las fechas de Junio a Agosto, y el mínimo local en precipitación se desarrolla alrededor de los $11^{\circ} - 12^{\circ}\text{N}$. Aparentemente no hay una depresión en SST que corresponda a este mínimo local. Mientras tanto la presión en superficie se incrementa en el período Julio-Agosto entre las latitudes 10°N y 20°N , siendo estas características dinámicas y termodinámicas

las que indican la presencia de MSD.

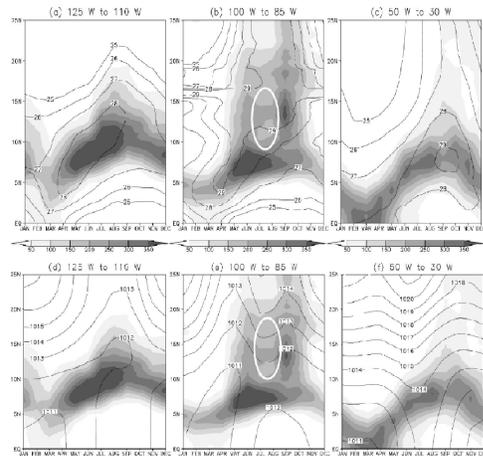


Figura 3.2: Evolución estacional de la presión, SST y tasa de precipitación en bandas de longitud. (a)-(c) Tasa de precipitación de TRMM (mm month^{-1} , sombras) vs latitud y mes para tres bandas de longitud. (a) $125^\circ - 100^\circ W$ (b) $100^\circ - 85^\circ W$ (c) $50^\circ - 30^\circ W$. Superpuestos están los contornos de SST ($^\circ C$) de TMI. (d)-(f) al igual que (a)-(c) pero con presiones de NCEP-NCAR reanálisis (hPa, contorno). El periodo del MSD está marcado con un círculo blanco en (b) y (e). Small et al (2007).

Ciclo Diurno.

La precipitación sobre América Central y el sur de México en verano exhibe un ciclo diurno pronunciado (Curtis 2004). La precipitación sobre el continente empieza alrededor de las 1200 horas y muestra un pico a las 1800 ya que la convección es forzada sobre la superficie calentada, después disminuye rápidamente a las 0600. Sobre el océano, el aire adyacente a la superficie se enfría rápidamente por falta de radiación y genera inestabilidad por subsidencia de aire frío que tiene que ser compensando con movimientos ascendentes, lo cual da lugar a un pico entre las 0300 y las 0600 que es observado en todos los meses, con un mínimo alrededor de las 1800 (Small et al 2007). Sobre el Océano y la tierra, existe un mínimo local en precipitación a mitad de verano, observado durante Julio y Agosto. Small et al (2007) muestra que la magnitud del ciclo diurno de precipitación, es decir la diferencia entre la precipitación a las 1800 y la precipitación a las 0600 ($P(1800)-P(0600)$) sobre la tierra, se reduce en Julio y Agosto si se compara con Junio y Septiembre, mientras que en el océano es casi igual para Junio, Julio y Agosto y mucho más grande para Septiembre (ver Fig. 3.3).

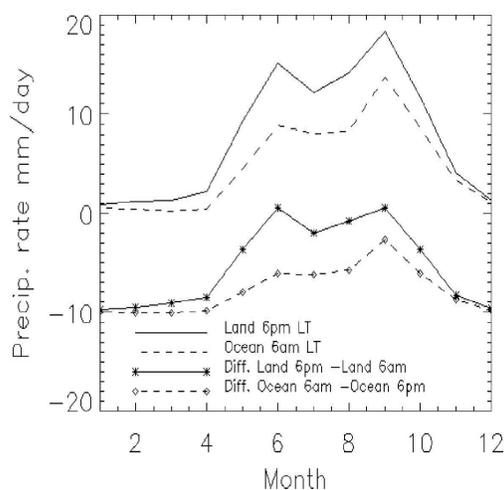


Figura 3.3: Comparación de la precipitación vs mes sobre la tierra a 1800 y sobre el océano a 0600. Las curvas de abajo muestran la diferencia diurna de la lluvia sobre la tierra, 1800 - 0600, y la diferencia diurna sobre el océano, 0600 - 1800. La región es un cuadro 10° a 20° N, 100° a 85° W. Small et al (2007).

3.0.2. MSD.

Small et al (2007) utiliza compuestos (es decir estadísticas sujetas a ciertas condiciones) hechos a partir de los máximos y mínimos principales de la precipitación de verano para diferentes años, promediados sobre un área $10^{\circ} - 20^{\circ}N, 100^{\circ} - 85^{\circ}W$, que incluye las costas del Pacífico Mexicano y de América Central. Los años que escoge son de 2000 a 2003 y hace promedios de 5 semanas para remover variabilidad sinóptica reteniendo la señal del MSD. Small et al (2007) muestran la evolución de la precipitación, presión de superficie, y el campo de vectores de viento a 10-m en la figura 3.4. En la figura, Small et al (2007) divide en tres fases al MSD, la primera esta centrada entre el 10 y el 24 de Junio, la fase 2 se encuentra entre el 25 de Julio y el 8 de Agosto, y la fase 3 entre el 8 y 22 de Septiembre.

En la fase 1 Small et al (2007) encuentra una alza en precipitación sobre la mayor parte de la región del MSD. El ITCZ al este de los $100^{\circ}W$ se extiende al norte sobre la región de Centro América. Esto esta asociado con vientos del oeste y suroeste anómalos que ayudan al transporte de humedad del ITCZ hacia el norte en la parte cercana a las costas de América Central, así como en el Istmo de Tehuantepec. Se puede observar como estas anomalías en los vientos del oeste "secan" la parte al norte del ITCZ. La distribución de presión muestra una baja de presión anómala que cubre el norte del continente Americano y se extiende hasta América Central, la alta subtropical del Atlántico alcanza el Golfo de México. La temperatura en superficie del océano Pacífico es mayor del Ecuador hasta el ITCZ, mas al norte del ITCZ el océano es frío. Los valores de la velocidad de los vientos son mayores cerca del Istmo de Tehuantepec, y menores al oeste de los $100^{\circ}W$.

La fase 2 es el periodo del MSD, durante el cual la precipitación se reduce a través de la región de estudio ya mencionada del MSD al igual que en el Golfo de México, el Caribe y el sur de los Estados Unidos entre la Sierra Madre Oriental y el río de Mississippi. Small et al (2007) describe a las anomalías de presión en superficie como altas sobre casi toda la región mencionada, con un máximo local al sur del Golfo de México. Existe un incremento de vientos alisios en el suroeste del Caribe y los vientos son anormalmente del norte y hacia el este costa afuera de América Central en el Pacífico Oriental. Esto incluye los fuertes vientos del Golfo del Papagayo, mostrados como un máximo local en la velocidad de los vientos, y anomalías hacia el sur a las afueras del Golfo de Tehuantepec. En la fase 2 se encuentra un incremento local en precipitación sobre Panamá y sobre la Sierra Madre Occidental. El máximo en la precipitación anómala en la Sierra Madre es parte del Monsón de Norte América. La imagen (d) de la figura 3.4 muestra que la velocidad de los vientos a 10 m es anormalmente baja sobre gran parte de la región, incluido el Istmo de Tehuantepec. Mientras que la temperatura en superficie es cálida en el Golfo de México y el mar de Cortés. Es interesante saber que la termoclina es $< 40m$, condición necesaria para que el MSD se presente en el modelo del Dr. Victor Mendoza. Esto hace que las SST de la región sean bastante sensibles a cualquier entrainment o surgencia inducida por eventos de vientos canalizados durante el verano. La región a las afueras del Papagayo

incluye una porción del Domo de Costa Rica, es un eddy ciclónico permanente (Kessler 2002).

Para la fase 3 Small et al (200) encuentra que la precipitación se incrementa sobre gran parte de la región al norte de los $10^{\circ}N$ en el Pacífico del este y sobre América Central, esto coincide con vientos anómalos hacia el oeste y suroeste de América Central. La precipitación muestra un incremento en la mayor parte del lado del Atlántico. La presión es anormalmente baja tanto del lado del Pacífico como en el Atlántico, con un mínimo que se extiende del Atlántico subtropical hacia el Golfo de México. En contraste, la precipitación decrece al este de Panamá y en la región del Monsón Norteamericano. Durante las fases 1-3 se encuentra generalmente una correlación negativa entre la velocidad del viento y los SST, sugiriendo que la velocidad el viento fuerza una respuesta de los SST mediante una modulación de mezcla, entrainment y evaporación.

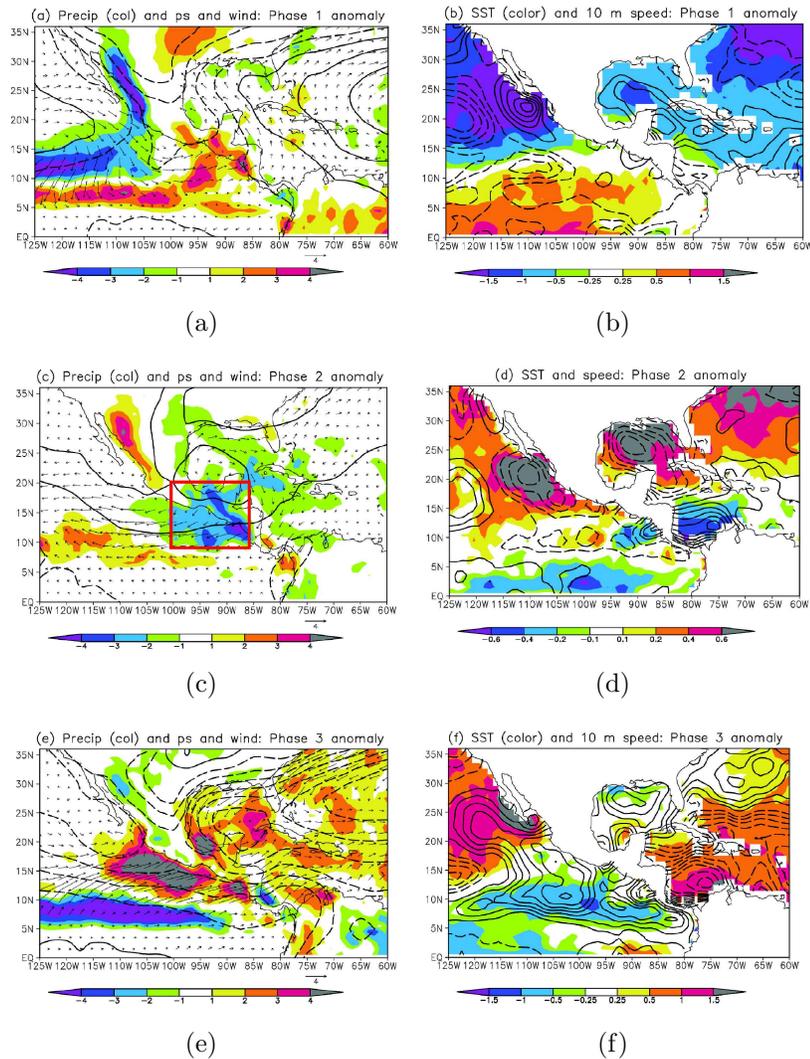


Figura 3.4: Anomalías de la Climatología Promedio de las fases del MSD. (a),(c),(e) Precipitación, presión y dirección del viento.(b),(d),(f) Temperatura de superficie junto a velocidad del viento a 10 metros. Producto del TRMM($mmday^{-1}$,color), vientos del QuickScat, SST del TMI($^{\circ}C$, contorno) y presión en superficie de NCEP-NCAR. Small et al (2007).

Small et al (2007) concluye que antes que el MSD se establezca a finales de Julio, el calentamiento solar se encuentra en un máximo en el hemisferio Norte y una gran baja térmica se forma sobre la parte norte del continente Americano. Small et al (2007) nos dice que "Los vientos geostróficos asociados a la anomalía de presión negativa ayudan a transportar humedad del ITCZ del Pacífico Oriental hacia el Golfo de Tehuantepec y América central explicando así una alza estacional en precipitación. A mediados de Julio-Agosto el ITCZ se mueve hacia el norte en el Pacífico del este

siguiendo el movimiento estacional de las SST. La combinación del movimiento del ITCZ y la extensión hacia el oeste de la alta subtropical del Atlántico ponen en marcha anomalías de viento del este a través del Caribe con dirección al Pacífico. Estos vientos con dirección oeste están asociados con subsidencia y divergencia sobre la región de América Central, lo que da pie al MSD. El MSD es después estable y auto-inducido en el sentido de que la anomalía en circulación inducida por el déficit en precipitación del MSD induce vientos hacia el noroeste a través de América Central e induce divergencia de bajo nivel, así como subsidencia seca. La precipitación regresa en Septiembre, cuando los SST en el Atlántico y Caribe alcanzan un máximo, el ITCZ alcanza su punto máximo en latitud. Las condiciones de baja presión dan paso a convergencia de bajo nivel y América Central experimenta su segundo máximo en precipitación.”

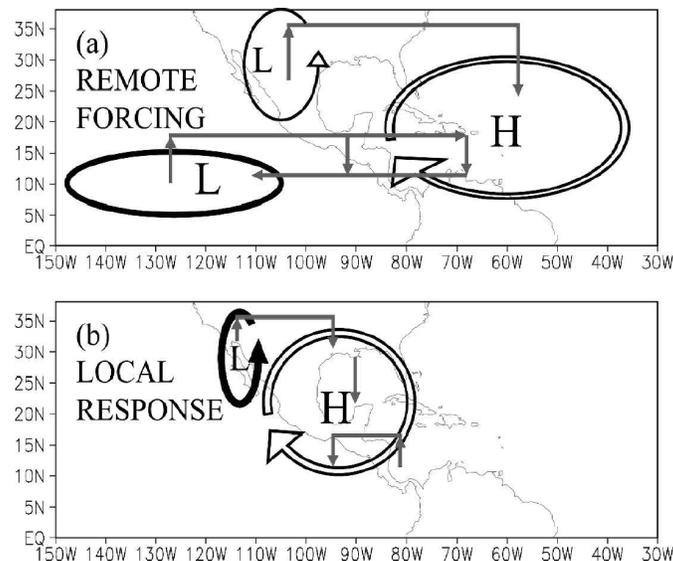


Figura 3.5: Esquema que muestra el proceso principal descrito por Small (2007). Donde las líneas gruesas grises, así como las flechas denotan circulación en el plano vertical. Elipses gruesas solidas denotan aumento de lluvias y baja presión, y en (a) la elipse de línea paralelas denotan reducción en lluvia y alta presión, y en (a) la elipse de línea delgada denota una baja térmica. El sentido de la circulación ciclónica o anticiclónica sigue la flecha. (a)Un forzante remoto del Atlántico, Pacífico y el continente Norte Americano. (b)Forzante local a partir de déficit en precipitación sobre la región del MSD y un incremento en precipitación sobre la Sierra Madre. Small et al (2007).

Parte II

Resultados.

Capítulo 4

Resultados de las salidas del modelo.

*“Equipped with his five senses, man explores the universe around him
and calls the adventure Science.”*

Edwin Powell Hubble

En este capítulo expondremos los resultados y el análisis hecho sobre las salidas de dos modelos atmosféricos globales :ECHAM5 y ECHAM6 acoplados a un mismo modelo de océano (Max Planck Institute-Ocean Model o MPI-OM). Estos dos modelos acoplados forman parte de un proyecto de intercomparación de modelos acoplados (Coupled Model Intercomparison Project) cuyo objetivo principal, entre otros, es el de generar escenarios de cambio climático en escalas de décadas y entender las razones por las cuales estos modelos dan resultados distintos. En la fase 3 del proyecto de intercomparación (CMIP3) se usó la versión ECHAM5 del modelo atmosférico global y en la fase 5 del proyecto de intercomparación (CMIP5) se usó la versión ECHAM6.

Se analizaron salidas de los modelos atmosféricos antes descritos a partir del CMIP3 y del CMIP5. Estas salidas se obtuvieron de las páginas proporcionadas en sus sitios: (<https://esg.llnl.gov:8443/home/publicHomePage.do>) para el modelo CMIP3 y (<http://pcmdi9.llnl.gov/esgf-web-fe/>) para el modelo CMIP5. Todos los datos se encuentran en un formato binario especial utilizado comunmente en las ciencias atmosféricas denominado NETCDF (<http://www.unidata.ucar.edu/software/netcdf/>). Para ambos modelos atmosféricos se extrajeron las variables de temperatura a 2 m. (TAS), temperatura de superficie (TS), precipitación (PR), precipitación convectiva (PRC), presión atmosférica en superficie (PSL) y radiación de onda corta en superficie con dirección hacia abajo (RSDS). Los datos de intensidad de precipitación (PR) tienen unidad de milímetros por día [*mm/día*]. Los datos de salida constan de 192 puntos en la dirección oeste-este y de 96 puntos en la dirección sur-norte cubriendo todo el globo. Esto significa que ambos modelos tienen una resolución espacial de $1.87^\circ \times 1.87^\circ$ (aproximadamente 187 km por 187 km).

Por lo que respecta al período de simulación existe en la base de datos del CMIP 2892 meses que van desde el 1 de Enero de 1860 hasta el 31 de Diciembre del año

2100. Para el CMIP5 el período disponible es de 1872 meses comenzando el primero de Enero de 1850 hasta el 31 de Diciembre de 2005.

Para analizar los datos se hizo una interpolación de las mallas originales de los modelos atmosféricos (es decir una malla Gaussiana que se utiliza en este tipo de modelos espectrales basados en discretización de variables mediante esféricos armónicos) a una malla regular con igual espaciamiento de latitud y longitud. La malla resultante tiene 180 puntos en longitud y 90 en latitud.

Para acotar el área de estudio se limitó la región de interés a una banda de latitud de 0 a 35N, abarcando desde el ecuador hasta el norte de México y sur de Estados Unidos. En longitud, el área es limitada desde 60W hasta 125W, cubriendo desde el océano Atlántico hasta el océano Pacífico. Los años que se escogieron para este estudio se limitaron al periodo del 1 de Enero del año 1950 al 31 de Diciembre del año 2005, para ambas bases de datos, CMIP3 y CMIP5.

Las observaciones utilizadas en esta tesis son solo de precipitación, estos datos provienen del GPCC v5, tiene una resolución de 0.5° tanto en latitud como en longitud. El GPCC es un producto alemán que contribuyo al World Climate Research Program, programa de donde se extrajeron las simulaciones de CMIP3 y CMIP5. Cubren un período de Enero de 1901 hasta Diciembre de 2009, pero al igual que las simulaciones los datos fueron recortados a un periodo de Enero del año 1950 al 31 de Diciembre del año 2005. Los datos observados de intensidad de precipitación tienen unidad de milímetros por día [*mm/día*].

Se utilizo el lenguaje NCL para realizar los scripts de análisis de salida de los modelos, puesto que es un lenguaje estándar que utiliza datos en formato NETCDF. Para los observados se utilizó el programa MATLAB para la creación de scripts de análisis ya que los datos de observación fueron proporcionados por el Dr. Benjamín Martínez en formato MATLAB.

4.1. Gráficas de comparación.

Primero se obtuvieron gráficas comparativas de cada uno de los promedios de las variables en la región de interés ya antes mencionada. Después se escogió el año 2002 y se gráfico para comparar las salidas de variables tanto de los modelos como del las observadas. La razón por las que se escogió el año 2002 es porque se trata de un año en el cual el MSD es particularmente intenso en las observaciones comparado con el resto de los años.

En lo que siguientes gráficas, excepto en los mapas de latitud longitud, el análisis se hace sobre un subdominio del original(ver sección anterior) que cubre la región del sureste mexicano (97W-96W y 16N-17N). La razón de esta decisión es que se sabe de observaciones que esta región exhibe un MSD muy intenso.

En la gráfica del promedio de precipitación en todo el periodo (Fig. 4.1), se observa una diferencia significativa en la PR entre modelos y observaciones. Los modelos sobreestiman la cantidad de PR que es casi el doble de la cantidad de mm al día

observada. También se observa que los modelos generan un mínimo de PR en la temporada de lluvias (MSD) en el mes de Julio, mientras que las observaciones indican un mínimo de PR en el mes de Agosto. Otra diferencia es que los modelos simulan un segundo máximo de PR mas grande que el primero. Por otro lado, en las observaciones es el primer máximo de PR el mas grande de los dos.

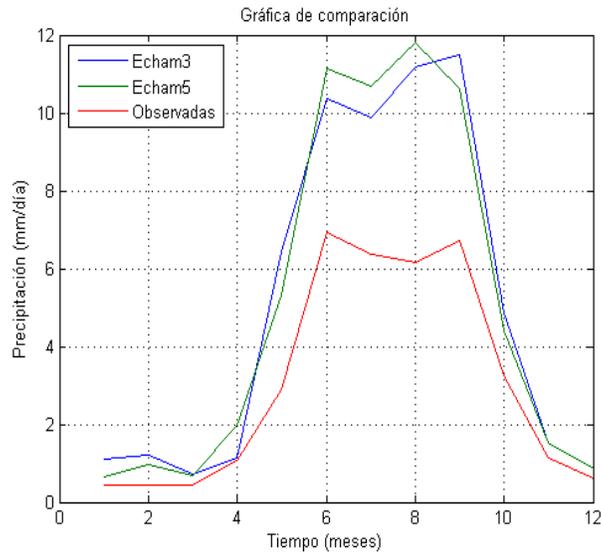


Figura 4.1: Comparación entre modelos ECHAM3, ECHAM5 y de observación para PR.

En la gráfica de PR para el año 2002 (Fig. 4.2), se observa una diferencia entre modelos, al igual que en las observaciones. Los modelos, siguen sobreestimando la observación de PR, pero ahora con mayor claridad, siendo el ECHAM5 hasta 3 veces mayor que la observada, mientras que el ECHAM3 es mayor por un factor de 2. Los modelos desfasan el MSD hacia la derecha siendo el mes de Agosto el de mínima PR para el ECHAM3 y el mes de Septiembre para el ECHAM5. El MSD en las observaciones es el mes de Julio. Coinciden los dos modelos junto con las observaciones en que el segundo máximo de PR es el mayor. En los dos modelos se observa un periodo de dos meses con poca precipitación en el periodo de lluvias.

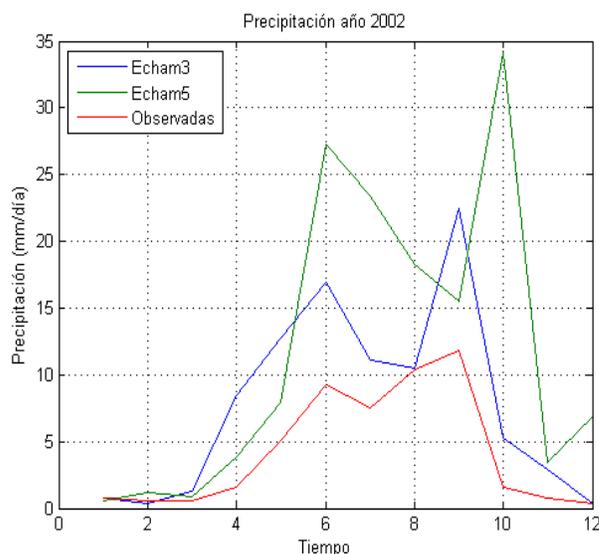


Figura 4.2: Comparación entre modelos ECHAM3, ECHAM5 y de observación para PR para el año 2002.

El ciclo anual de la precipitación debida solo a convección de nubes cumulus (PRC) se muestra en la Figura 4.3. Comparando con la Fig. 4.1 se observa claramente que los patrones de PRC son muy similares a los de PR y, como es de esperarse, menores hasta por 2 mm/día. En esta figura, se muestran los ciclos anuales tanto de todo el período como el del año 2002. En ambos modelos ECHAM3 y ECHAM5 el primer máximo de PRC ocurre en el mes de Junio, el MSD en Julio y el segundo máximo en Agosto. En la gráfica de PR (precipitación total) el segundo máximo en el modelo de ECHAM3 se encuentra en Septiembre (ver Figura 4.1).

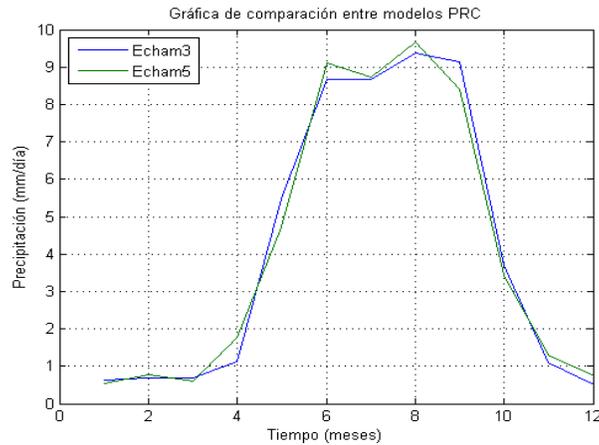


Figura 4.3: Comparación entre modelos ECHAM3 y ECHAM5 de PRC.

La Figura 4.4 muestra la PRC simulada para el año 2002 con los modelos ECHAM3 y ECHAM5. Se encuentra una diferencia significativa entre ambos modelos respecto a como simulan el MSD. El primer máximo de PRC se encuentra en Junio para ambos modelos con una diferencia de casi 10 mm/día. Por otra parte, el ECHAM3 simula un mínimo de PRC que dura un período de 2 meses, Julio y Agosto, mientras que el ECHAM5 simula un solo mes de duración, Septiembre. El segundo máximo de PRC ocurre en el ECHAM3 durante Septiembre y es mucho menos intenso que el simulado por ECHAM5 (30 mm/día) que ocurre en Octubre.

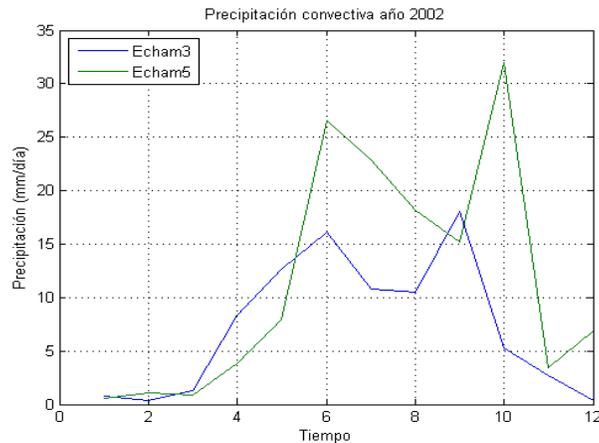


Figura 4.4: Comparación entre modelos ECHAM3 y ECHAM5 de PRC para el año 2002.

Observamos en la figura 4.5, la gráfica de comparación de la variable de presión entre los modelos para todo el período disponible. Se observa un comportamiento similar entre modelos. Durante el período de lluvias hay una disminución significativa en la presión en superficie. El primer mínimo ocurre antes de Junio para ambos modelos, existe un desfase de 2 meses entre el ECHAM3 y ECHAM5. Durante el mes de Julio sube la presión en superficie para volver a disminuir durante un período de 2 meses hasta Septiembre donde ocurre el segundo mínimo y el más significativo.

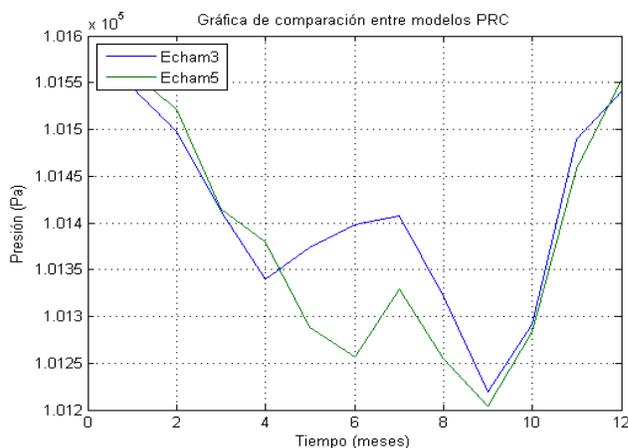


Figura 4.5: Comparación entre modelos ECHAM3 y ECHAM5 de presión en superficie.

En la Figura 4.6 se muestra la presión en superficie para el año 2002. La presión en superficie muestra un comportamiento distinto entre modelos, siendo el ECHAM3 el que simula un comportamiento similar al promedio del ensamble usando los años del periodo (ver Fig. 4.5).

La figura 4.7 muestra la radiación de onda corta entrante en superficie entre modelos. Se observa un comportamiento similar entre estos, a partir del mes de Abril donde se encuentra el máximo de radiación en ambos modelos. Desde este punto en tiempo la radiación baja hasta los meses de Junio y Julio donde se estanca brevemente. El mínimo de esta variable para ambos modelos se encuentra en el mes de Septiembre. Existe una diferencia de casi $30Wm^{-2}$ entre modelos, siendo el ECHAM5 el que simula los valores más bajos.

La gráfica de radiación para el año 2002 es muy similar para ambos modelos. Ambos tienen un máximo antes del período de lluvias y el primer mínimo en el mes de Junio. A partir del primer mínimo es cuando empieza a notarse un retraso en tiempo en los modelos. Para el ECHAM3 el período de Agosto-Septiembre presenta un incremento en la radiación y disminuye hacia el mes de Octubre alcanzando su segundo mínimo. Mientras que en el ECHAM5 el período de Julio-Agosto es el que presenta el incremento en radiación, para disminuir y alcanzar su segundo mínimo en el mes de Septiembre.

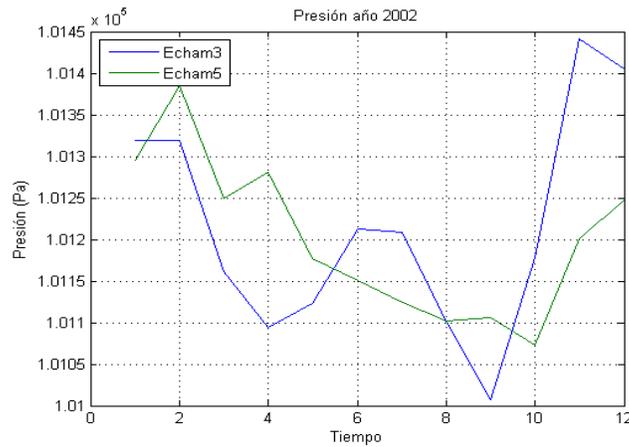


Figura 4.6: Comparación entre modelos ECHAM3 y ECHAM5 de presión en superficie para el año 2002.

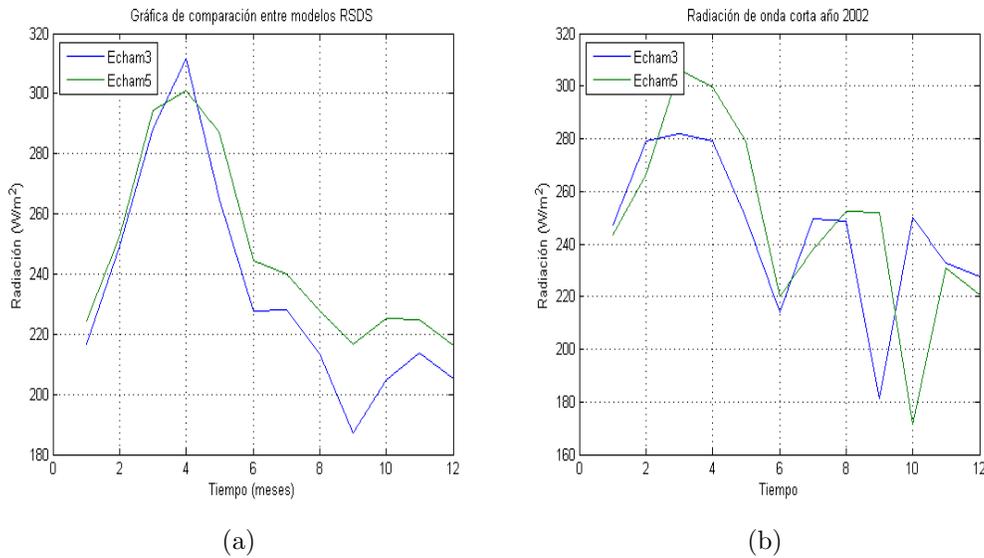


Figura 4.7: (a)Comparación entre modelos ECHAM3 y ECHAM5 de radiación de onda corta entrante en superficie, todo el período. (b)Comparación entre modelos ECHAM3 y ECHAM5 de radiación de onda corta entrante en superficie para el año 2002.

La siguiente variable analizada es *temperaturadelaire* o temperatura a 2 metros de superficie (TAS). Si se realiza un promedio para todos los años (Fig. 4.8.a) se puede observar una similitud entre modelos, donde ambos presentan un máximo en TAS antes del período de lluvias entre Abril y Mayo. Para después descender de forma casi constante. Solo existe una diferencia de entre 1 °C y 1.5 °C.

Para el año 2002, la variable TAS muestra una similitud entre modelos, siendo el ECHAM3 el modelo que presenta mas claramente los máximos y mínimos. El primer máximo lo presenta antes de la temporada de lluvias por el mes de Mayo, el primer mínimo en el mes de Junio, seguido de un máximo en Agosto para después presentar un mínimo en Septiembre. El modelo ECHAM5 presenta un máximo en Mayo y un pequeño descenso en la temperatura para Junio para después ascender hasta el mes de Septiembre.

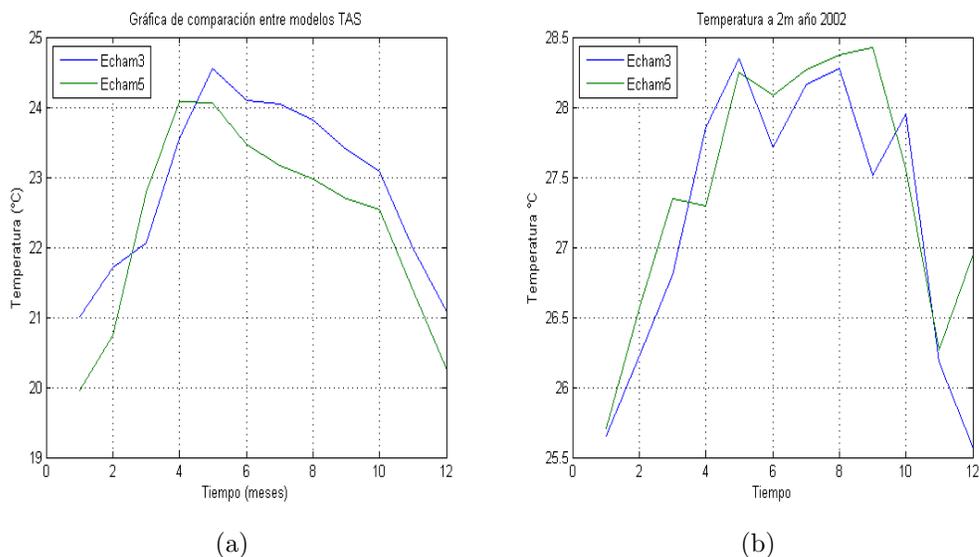


Figura 4.8: (a)Comparación entre modelos ECHAM3 y ECHAM5 de Temperatura del aire a 2 metros de la superficie (TAS). (b)Comparación entre modelos ECHAM3 y ECHAM5 de TAS para el año 2002.

Por último se gráfico la temperatura en la superficie de la tierra y el océano ("skin temperature" como se le denomina en la lista de variables del CMIP). Esta variable se denomina TS en conformidad con la nomenclatura usada en el CMIP. Para la gráfica del promedio de todo el período se observa un comportamiento similar en la TS para ambos modelos (Fíg. 5.9.a), con un máximo antes de la temporada de lluvias, el ECHAM3 tiene su máximo en Mayo de alrededor de $26^{\circ}C$ y el ECHAM5 tiene el máximo en Abril de alrededor de $25.5^{\circ}C$. Después se observa un descenso en la temperatura de forma paulatina, con una leve pausa en el descenso alrededor del mes de Julio para ambos modelos.

La TS para el año 2002 se muestra en la gráfica 4.9.b. se observa un comportamiento similar entre modelos siendo de nuevo el modelo ECHAM3 el que muestra con mayor claridad los picos máximos y mínimos. Aunque el ECHAM5 muestra una mayor temperatura, la diferencia es muy poca. El segundo máximo para ambos modelos es el mayor, y se encuentra en Agosto para el ECHAM3 y en Septiembre para el ECHAM5.

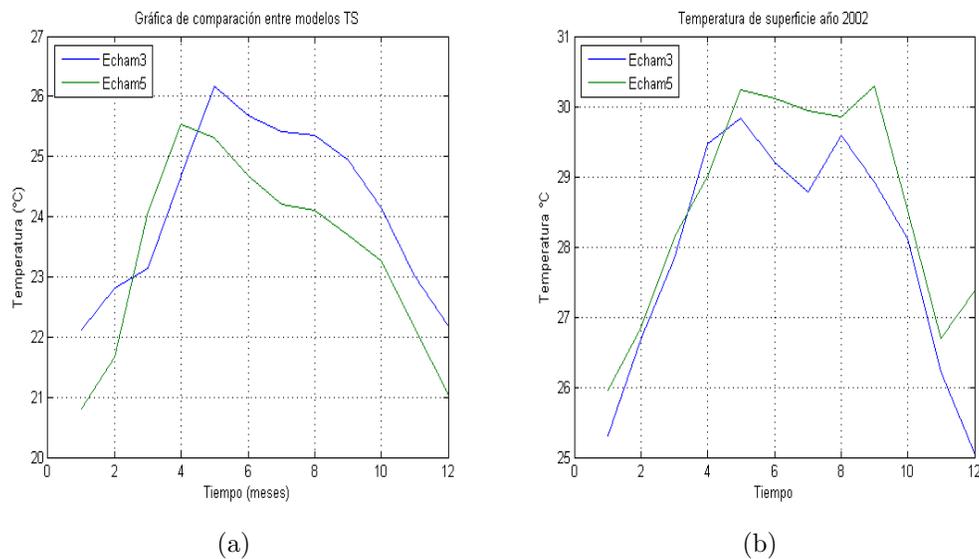


Figura 4.9: (a) Comparación entre modelos ECHAM3 y ECHAM5 de TS para todo el período. (b) Comparación entre modelos ECHAM3 y ECHAM5 de TS para el año 2002.

4.2. Mapas de contorno.

Una herramienta fundamental en el estudio de fenómenos climáticos son los mapas de contorno, los cuales hacen mas fácil la interpretación de los datos. Los mapas de contorno mostrados en esta sección, contienen una región que abarca desde el ecuador hasta los $35^{\circ}N$ al sur de los Estados Unidos. Al este, el límite se encuentra en $60^{\circ}W$ incluyendo el Caribe y parte del Atlántico, y al oeste se llega hasta $125^{\circ}W$ cubriendo el Pacífico oriental. La variable PR se presenta en los siguientes paneles. La PR corresponde a los meses de Junio, Julio y Agosto que es la época de lluvias en esta región, para el año 2002 para los dos modelos.

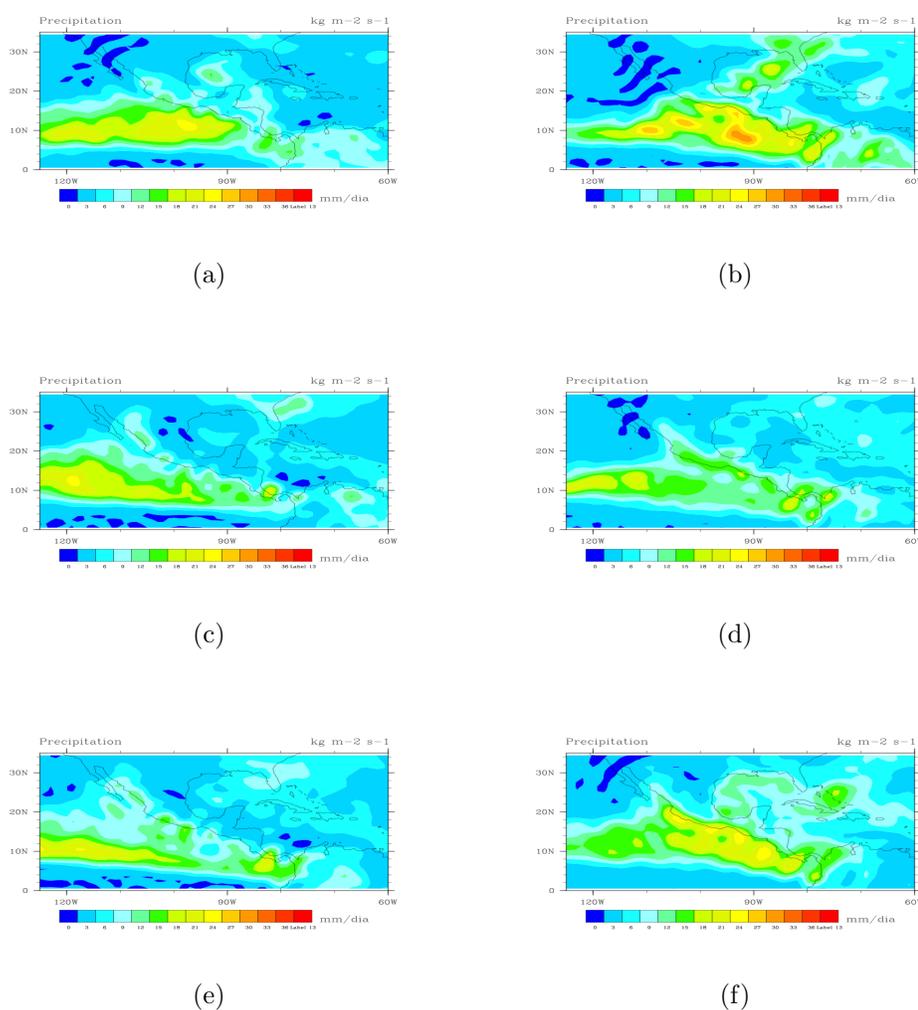


Figura 4.10: (a,c,e) Mapas de Precipitación del modelo CMIP3 año 2002. (b,d,f) Mapas de Precipitación del modelo CMIP5 año 2002.

La figura 4.10.a muestra la PR obtenida del CMIP3 para el mes de Junio del año 2002 para la región ya mencionada. Se observa que la intensidad mayor de PR ocurre en el océano Pacífico oriental, alcanzando los 27 mm/día en el ITCZ. Al mismo tiempo, se observa poca PR en Centro América y parte del Golfo de México. Notamos que la región de Baja California, California, Sonora, Arizona y Nuevo México es donde existe menor PR en este mes.

La figura 4.10.c muestra la PR para el mes Julio. En este mes se observa el ITCZ desplazada hacia el oeste lo cual genera una disminución de PR, tanto en el Pacífico oriental cercano a la costa oeste de Centro América como en las costas de México, con un aumento en PR sobre Centro América. Durante este mes, la PR en la zona noroeste de México se incrementa levemente así como también en la región de Sinaloa. En contraste, la costa este cerca del Golfo la PR disminuye. En la parte continental de Centro América la PR incrementa, pero disminuye en los océanos contiguos.

La figura 4.10.e muestra la PR para el mes de agosto 2002. Aquí se observa que el ITCZ se ha desplazado hacia el sur, respecto de su posición en Julio y al mismo tiempo la PR del ITCZ cerca de las costas de Centroamérica ha aumentado. La PR cerca de las costas de México en la región sur (Oaxaca, Guerrero) aumentan, mientras que en la zona norte (Baja California, Sonora, Sinaloa) disminuye.

Las figuras 4.10.b, 4.10.d y 4.10.f muestran la PR para los meses de Junio, Julio y Agosto respectivamente, obtenidas del CMIP5 para el año 2002. La figura 4.10.b muestra valores altos de PR para el mes de Junio correspondiendo a un ITCZ cercano al sur de México, las costas de Chiapas y Centroamérica. El ITCZ también se encuentra adentro de la parte continental precipitando en México, Centroamérica y la parte norte de Sudamérica. El punto con mayor PR se localiza en el océano Pacífico (en el este?) con hasta 33 mm/día. También se observan valores de PR altos en el Golfo de México, mientras que en la parte noroeste de México y suroeste de Estados Unidos los valores de PR son mínimos. En la figura 4.10.d se observa una clara disminución de la PR sobre la zona del ITCZ. En este caso, la figura muestra la existencia de dos zonas pequeñas de precipitación, la primera en la parte más occidental del ITCZ, y la segunda en la parte de Centroamérica. Se observan además valores pequeños de PR en la zona costera de México y Centroamérica. Durante este período aumenta ligeramente la precipitación en la parte noroeste de México y suroeste de Estados Unidos. También es notable una reducción de la PR sobre el Golfo de México.

La figura 4.10.f muestra un alza en PR para el mes de Agosto del año 2002, en varias regiones. Primero el ITCZ se ensancha latitudinalmente y se encuentra sobre las costas de México y Centroamérica. La PR también aumenta en el Golfo de México y el Caribe. En la parte noroeste de México existe una apenas perceptible diferencia, con una leve disminución en la PR respecto del mes anterior.

Los mapas de radiación de onda corta que incide en la superficie de nuestro planeta (RSDS por sus siglas en inglés) obtenidos apartir de los modelos CMIP3 y CMIP5 para los meses Junio, Julio y Agosto del año 2002 están representados en la figuras 4.11 para una gran región en la cuál México se encuentra incluido (los límites de esta región fueron definidos al principio de este Capítulo). Para el mes de Junio, (ver figuras, 4.11.a y 4.11.b), muestran en ambos modelos, que en la zona centro y sur de México hay una menor incidencia de radiación en comparación con la zona norte y en especial la zona noroeste, donde se encuentra la mayor incidencia radiativa. Valores bajos de RSDS se observan en la parte del ITCZ, siendo el CMIP5 el que muestra menor RSDS. En el mes de Julio, (ver figuras 4.11.c y 4.11.d), el valor de RSDS en los dos modelos se incrementa en el Golfo de México al igual que en el Caribe, aunque disminuye sobre una región grande de Estados Unidos. Por otra parte, se observa un incremento ligero de RSDS en la zona del ITCZ para ambos modelos. Por último, en el mes de Agosto,(ver figuras 4.11.e y 4.11.f), en el CMIP3 se observa un incremento del RSDS en el Golfo y el Caribe y una ligera disminución en la parte Centro de México, así como en la parte suroeste del ITCZ. En el CMIP5 si se observa un incremento de RSDS importante en el Golfo y Caribe pero la parte mas intensa ocurre al norte y noroeste de México. También se encuentra una disminución del RSDS en el centro de México.

En la figura 4.12 se observan las imágenes correspondientes a la temperatura en superficie TS. Para el mes de Junio, (ver figuras 4.12.a y 4.12.b) ,se observan claras diferencias entre los modelos. En el CMIP3 los valores de TS son mas grandes y se localizan en en Pacífico con algunas pequeñas zonas un poco mas calientes que su entorno cerca de las costas de México. El CMIP3 también muestra que la región mas caliente se localiza sobre el Mar de Cortes (que tiene un ancho que va de 48 a 241 km) y las TS mas pequeñas se localizan sobre en la región central del país. En el CMIP5 los valores de TS mas grandes se distribuyen sobre las costas del Pacifico mexicano, la vertiente del Golfo el Caribe de México y Centroamérica. Los valores mayores de TS se localizan al noreste de México, Texas y los valores menores en la zona centro de México. En el mes de Julio,(ver figuras 4.12.c y 4.12.d), se observa que TS disminuye en el Pacifico oriental aunque lejos de las costas. Las TS también se incrementan en el mar de Cortes y en la parte norte del Golfo de México.Algo similar ocurre en el CMIP5, aunque son menores los valores de TS en el Mar de Cortes y mayores en el Golfo y Caribe. En el mes de Agosto,(ver figuras 4.12.e y 4.12.f), se observa un incremento significativo de las TS en el CMIP3. Las zonas del mar de Cortes y la parte norte del Golfo son muy calientes. Sobre el Pacífico mexicano y casi todo el Golfo de México se observa un aumento de TS. Se mantiene la mínima de TS en la zona centro de México. En el CMIP5 casi no se observan cambios entre Julio y Agosto, solo una alza en las TS en la parte noroeste de México.

En la figura 4.13 tenemos los mapas de presión en superficie (PSL, por sus siglas en inglés). EL modelo CMIP3 esta representado en las figuras 4.13 a,c y e, mientras que para el modelo CMIP5 en las figuras 4.13 b,d y f. En la figura 4.13.a, se observa un valor alto de PSL con centro en el Atlántico del Norte, (NASH). El Caribe, Golfo de México y la región centro de México se encuentran las mayores valores de PSL para el mes de Junio. Por otra parte, en el Pacífico oriental lejos de las costas mexicanas se encuentra un valor bajo de PSL. La parte Noroeste de México y costas cercanas al Pacífico tambien se encuentran bajo una condición de baja presión. El CMIP5, (ver figura 4.13.b), muestra un NASH colocado un poco mas al este que el CMIP3, y con menos impacto en el Caribe y Golfo de México. Tres bajas de PSL se localizan cerca de México, una en el Golfo de México, otra en la costa de Jalisco y Michoacan y por último una en el noroeste de México. Para el mes de Julio, las figuras 4.13.c y 4.13.d muestran los valores de PSL de los modelos de CMIP3 y CMIP5 respectivamente. Se observa primero que para el modelo CMIP3 la zona con mayor intensidad en presión no avanza hacia el Golfo desde el Atlántico, aunque se observa un ligero aumento en la mayor parte de México, siendo el centro de México donde se observan valores mayores de PSL. En la zona del Istmo de Tehuantepec se observa un incremento en presión. El modelo CMIP5, por otra parte, muestra una alza general de presión en casi todo el territorio Mexicano y Centro América, con excepción del noroeste mexicano. Vemos una importante zona de alta presión en el centro de México y sur así como en los estados de Guerrero y Oaxaca. Por último, en el mes de Agosto, las figuras 4.13.e y 4.13.f muestran las salidas de los modelos CMIP3 y CMIP5 respectivamente. En CMIP3 los valores PSL son muy similares al mes anterior, aunque con mayor presión en superficie en el centro de México y una menor gradiente espacial de presión entre el Atlántico y el Pacífico. El modelo CMIP5 muestra un mes de Agosto con zonas de baja presión alrededor de las costas de México, tanto en el Pacífico como en el Golfo de México. En el centro de México aumenta ligeramente la presión en superficie. Se nota que el NASH se localiza un poco mas al este y al norte en el Atlántico.

4.2.1. Índice de Small y promedios de todos los años.

El análisis de los mapas de contorno para el año 2002 es importante para observar la variabilidad de este año en particular. Aunque, un ejercicio con mayor importancia es el de observar el promedio de todo el período de estudio (1950-2006) para cada mes. Small et al (2007) construye un mapa que representa el índice con el que la precipitación fluctúa entre los máximos de la temporada de lluvias y los mínimos de la temporada de lluvias. Este índice es el resultado de el promedio de la suma de los meses Junio y Septiembre menos el promedio de la suma de los meses Julio y Agosto. El índice que se construye en esta tesis es el mismo sugerido por Small et al (2007). Para el CMIP3 y CMIP5 los mapas que representan los índices respectivamente son los siguientes.

Para el caso del CMIP3 (Fig. 4.14.a), obtenemos un mapa muy parecido al que Small et al (2007) muestra. Se puede observar con gran detalle los máximos y mínimos

en el índice comparativo. Se observan máximos en la zona noroeste de México, esto debido al monzón de Norteamérica. Debido a que el índice es época seca menos época húmeda, resultados positivos indicarían una alza en lluvias en la época seca. También se observa máximos en el Pacífico al oeste de los -110 grados, y en la zona norte del estado de Florida en EUA. Se observan los mínimos en la zonas de MSD, es decir llueve mas en los meses de Junio y Septiembre que en los meses Julio y Agosto. Las zonas de MSD son Pacífico al este de los 110W grados y cerca de la costa y sur de Oaxaca, así como en el Golfo de México.

Para el caso del CMIP5 (Fig. 4.14.b), el mapa de índice es menos parecido al construido por Small et al (2007) que el obtenido del CMIP3. Ya que si se observa un MSD en la zona del Golfo de México y noreste de México, pero en las zonas sur y centro de México no existe diferencia importante entre época seca y húmeda para que se muestre un MSD claro. A pesar de esto, si se observa un ligero monzón Norteamericano y se conserva la zona de PR máxima en el Pacífico al oeste de los 100W grados.

La discrepancia entre modelos y la teoría se le atribuye a que la malla es muy gruesa, además de que en el cambio de coordenadas la interpolación bilineal creo una mayor resolución, suavizando la fluctuación.

La figura 4.15, es el índice de Small et al (2007) para los datos observados. Estos datos solo son de la parte terrestre del continente. Se observa que existe un máximo en la noroeste de México y suroeste de EUA (NAM). Los mínimos de PR coinciden con las zonas de MSD ya antes mencionadas. Sin embargo, se observa que existe una zona pequeña donde si precipita mas en la época seca, que es al sur de Veracruz.

Se crearon mapas de contorno que representan la Climatología de todo el período de estudio (1950-2006), estudiando las variables de PR, PSL, RSDS y TS. Existe una errata en las imágenes del CMIP5, la longitud no esta bien puesta en las imágenes, no encontré el por que.

La climatología de PR del mes de Junio para los modelos CMIP3 y CMIP5 es muy parecida (fig. 4.16). Ambos modelos muestran el máximo de PR de hasta $25^{\circ}C$ en el Pacífico al sur de los estados de Guerrero y Oaxaca. La unica diferencia que existe es la extensión de la zona de máximos. Para el CMIP3 esta en los 100W mientras que para el CMIP5 esta zona se extiende hasta alcanzar Centroamérica. Se le atribuye a esta banda de máximos de PR en ambas imágenes a la posición del ITCZ. Ya para el mes de Julio el CMIP3 muestra un ligero incremento en PR en todo el mapa, sin embargo este incremento tiene la particularidad de que existe al oeste de los 100W y adentro del continente por el Mar de Cortés, en los estados de Sinaloa y Sonora hasta alcanzar EUA. Cerca del sur Mexicano disminuye ligeramente la PR. Para el modelo CMIP5 si se muestra una disminución mas notable, se observa la disminución en PR cerca del sur Mexicano, así como cerca de Centroamérica. La entrada del NAM es mucho mas notoria en el CMIP5. Los máximos de PR en el Pacífico disminuyen. Se observa una ligerísima entrada de PR en el Mar de Cortés. En el mes de Agosto el CMIP3 muestra una disminución en los máximos, pero se observa un incremento general de PR en las zonas medias de intensidad de PR. El monzón queda mas marcado, así como un

regreso de PR mas intensos a las costas de México. También se observa un incremento de PR en el Golfo de México. En el CMIP5 se observa un incremento de PR muy significativo en la zona del Golfo de México. El NAM esta mas marcado y casi conecta con esta zona de PR del Golfo de México y parte del noreste de México.

Para la variable PSL, la climatología del mes de Junio de esta región muestra en el CMIP3 que México se encuentra entre dos regiones de alta presión en la parte norte y una zona grande al sur sobre el océano Pacífico. La zona de alta presión del lado del Atlántico es el NASH y se extiende hasta el Golfo de México. Se observa una zona de alta presión sobre la zona centro del país. El CMIP5 solo se muestra una región de máximo PSL en el lado del Atlántico aunque con mayor extensión hacia el oeste, cubriendo gran parte del Golfo de México. La presión alta del Pacífico se encuentra un poco mas al oeste en este modelo. Para el mes de Julio el CMIP3 muestra un incremento en intensidad y en la extensión de la zona de PSL alto que se encuentra en el centro de México. El CMIP5 solo muestra un ligero incremento en PSL en toda la parte centro y este de México, aunque el NASH se ve mas extenso se nota una ligera disminución en su máximo. Para el mes de Agosto el CMIP3 muestra como baja significativamente la PSL sobre el continente. También la zona de PSL máxima del Atlántico decrece casi en su totalidad. En el CMIP5 en casi todo México se observa una reducción de PSL. Es evidente el paso del NASH en estos tres meses y su relación con el MSD.

La figura 4.18 muestra los mapas de TS en la región de estudio. El CMIP3 muestra temperaturas altas $28a30^{\circ}C$ en el Pacífico cerca de las costa de Guerrero y Oaxaca. Con Temperatura de $\sim 20^{\circ}C$ en el centro del país. Los máximos en temperatura se encuentran al norte de México, uno en Sonora y otro en Nuevo León y Tamaulipas. El Pacífico es ligeramente mas cálido cerca de las costas que el Golfo de México. El CMIP5 es bastante parecido al CMIP3 solo ligeramente menos cálido en el Pacífico. No muestra máximo de TS en Sonora. Para el mes de julio el CMIP3 muestra una baja en temperatura en el Pacífico y en el Golfo de México. Por otro lado el CMIP5 muestra un incremento en su máximo, así como se observa la aparición del máximo en Sonora. Para el mes del Agosto el CMIP3 muestra un calentamiento muy importante en la zona costera de México, con TS de hasta $\sim 40^{\circ}C$. En el CMIP5 no se logra apreciar un cambio significativo.

Por último se muestra en la fig. 4.19 la variable RSDS. Para el mes de Junio el CMIP3 y el CMIP5 son bastante parecidos, con un máximo de radiación en la parte noroeste de hasta $350W/m^2$. Y un mínimo en la parte centro sur de México. Así como otro mínimo en el ITCZ. Para el mes de Julio el RSDS baja considerablemente en la zona norte de México, como lo muestra el modelo CMIP3.

4.3. Análisis.

El índice creado por Small et al (2007) sirve para observar el MSD y el NAM. En la figuras 4.14 y 4.15 se reproduce este índice para ambos modelos y para los observados respectivamente. El CMIP3 dio un índice parecido al mostrado por Small et al (2007), el MSD al sur de México y sobre el Golfo de México, así como el NAM al noroeste de México son fácilmente localizables.

En la gráfica 5.1 se observa la precipitación promedio de todos los años 1950-2006 de los dos modelos CMIP3 y CMIP5 junto con observaciones del GPCC, y se observa claramente que los modelos sobreestiman la precipitación en la región de estudio por casi 6 mm/día. De acuerdo a observaciones el MSD se produce entre Julio y Agosto, los modelos dan como mínimo de PR en el mes de Julio, mientras que las observaciones lo dan en Agosto. La MSD puede representar hasta un 40% en algunas regiones, particularmente en el Pacífico oriental frente a México. En el caso sobre la región de estudio los modelos y las observaciones indican apenas una disminución de alrededor del 15% lo cual se refleja en una disminución de PR entre 1 y 2 mm/día. En el año 2002, (ver figura 4.2) existe mucha diferencia entre los dos modelos, comparándolos con las observaciones muestran un patrón de una temporada de lluvias típica, aunque el segundo máximo es significativamente mas grande que el primero y cubre un gran período de tiempo. De acuerdo a Magaña et al (1999) debe existir un máximo de temperatura de la superficie del océano de $29^{\circ}C$ a inicios de Junio. Para llegar a esta temperatura durante Abril y Mayo la fracción cubierta nubosa es pequeña y por lo tanto la cantidad de radiación recibida por la superficie aumenta. Mas adelante en Julio la temperatura en superficie decrece 1 grado, coincidiendo con un aumento de la fracción nubosa, lo cual inhibe la convección para dar paso al al MSD. Esto implica un aumento en radiación que eleva nuevamente la temperatura en superficie para dar inicio al segundo máximo de PR. Esto implica que bajo estas condiciones ideales el ciclo no tendría fin. Evidentemente no es así por que la radiación solar tiene un cambio anual importante. Por otra parte observamos que los modelos indican actividad convectiva por debajo de los $29^{\circ}C$. La gráfica 5.9 muestra el máximo en TS, para el ECHAM5 en Abril de $25.5^{\circ}C$ mientras que para el ECHAM3 en Mayo es de $26^{\circ}C$. Notablemente, el primer máximo de PR en modelos y observación ocurre en el mes de Junio (ver Figs. 4.1 y 4.2). De acuerdo a la hipótesis de Magaña et al (1999) deberíamos esperar un segundo pico de TS en Julio y Agosto pero los modelos no indican ese incremento y de hecho se observa un constante decremento en TS con solo una pausa en Julio y Agosto. Esto indica que, al menos, en estos modelos la hipótesis de interacción RSDS, TS y PR para el océano de Magaña et al (1999) no se puede tomar para zonas cerca de la costa, como es el caso de Oaxaca. En el promedio de todos los años (fig. 4.18) se observa temperaturas TS alrededor de los $29^{\circ}C$ que se pide en la hipótesis de Magaña et al (1999) para el mes de Julio. Esta condición de inicio es bien reproducida por ambos modelos, sin embargo solo el CMIP3 reproduce el ciclo de enfriamiento de superficie para el mes de Julio y un recalentamiento en el mes de Agosto. El modelo CMIP5, muestra que la TS incrementa constantemente

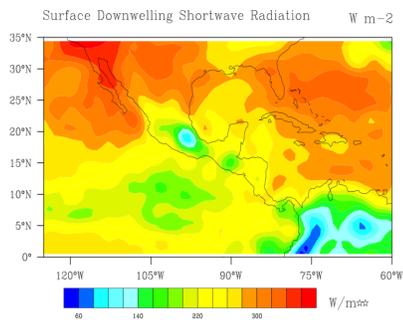
en el tiempo. Karneckas et al (2013) explica mejor esta diferencia temporal tan importante entre máximos de TS y de precipitación, resultando en un desfase de 30 a 50 días entre los máximos de TS y PR.

Magaña et al (1999) y Karneckas et al (2013) indican que existe un incremento de RSDS antes de la temporada de lluvias. En el caso del ECHAM3 y ECHAM5 el máximo de RSDS se observa en el mes de Abril alrededor de un mes previo a la temporada de lluvias. Sin embargo, en el modelo CMIP5 (fig. 4.19) no se aprecia un segundo incremento de RSDS durante el MSD como menciona Magaña et al (1999) y Karneckas et al (2013), de hecho decrece rápidamente de Abril a Junio, con una pausa en Julio y vuelve a decrecer hasta un mínimo en Septiembre. Esto indica que existen otros mecanismos de activación para el segundo máximo de lluvias para este modelo. En el caso del CMIP3 se aprecia el ciclo descrito por Magaña et al (1999) y Karneckas et al (2013), para el Golfo de México y el Norte de México. En la zona sur se puede apreciar, pero es mejor interpretado como un movimiento del ITCZ. Los mapas de promedio de todos los años para PR (fig. 4.16) para el modelo CMIP3 no siguen el ciclo esperado típico de MSD, ya que se observa un incremento en PR en Julio respecto a Junio. Sin embargo el CMIP5 logra rescatarlo, siendo visible el MSD y el NAM. Se sigue observando una sobrestimación por parte de los modelos.

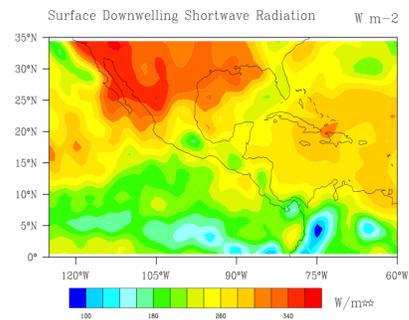
Small et al (2007) relaciona el MSD con una inhibición debido a varios factores, entre ellos una baja de flujo de humedad por parte del ITCZ hacia las zonas cercanas a la costa de Centro América y México debido a un movimiento latitudinal del ITCZ, y también debido a la entrada del NASH al Golfo de México. En la figura 4.5 se observa un aumento en los valores de PSL en la zona estudiada, justo cuando el MSD está en su máximo en el mes de Julio. En la figura 4.13 observamos la PSL, la cual indica una influencia creciente del NASH sobre el Golfo de México de Junio a Julio y decreciente de Julio a Agosto. Se observa que los modelos, en especial el CMIP5, simula mejor lo que Small et al (2007) proponen, que es la entrada de NASH durante la época de MSD hacia el Golfo de México y Caribe, esto causa una diferencia de presión en superficie entre océanos Atlántico y Pacífico y resulta en subsidencia y divergencia en superficie lo cual inhibe precipitación. Este cambio en presión concuerda con lo que Rosario Centeno et al (2005) observa en un incremento en la velocidad de vientos en los Itzmos de Tehuantepec y Papagayo. Ambos modelos observan que durante el MSD en la parte centro y sur de México, Centro América, Pacífico y Caribe, en el noroeste de México y suroeste de Estados Unidos empieza el monsoon de Norteamérica. Los mapas de promedio de todos los años para PSL (fig 4.17) muestran que para ambos modelos está bien representado este ciclo descrito por Small et al (2007). Finalmente,

las simulaciones de PR y de RSDS de los modelos ECHAM3 y ECHAM5 para el año 2002 indican patrones espaciales y temporales bastante distintos (ver Figs 5.10 y 5.11) cuyo origen se encuentra en ajustes a la parametrización de nubes cúmulos que están asociados con la función de disparo de la convección. Mas claramente, aunque la parametrización de nubes per se no ha sido remplazada por otra nueva, sí se han

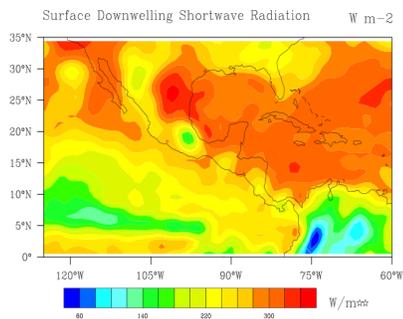
hecho ajustes que permiten generar estabilizar la columna atmosférica, de manera distinta en condiciones de inestabilidad atmosférica similares (comunicación personal del Dr. Dmitry Sein). Sin embargo, para el promedio de todos los años una fuerte relación entre RSDS y PR se ve reflejada. Obteniendo máximos de RSDS donde el PR es mínimo, y viceversa. Con el mínimo temporal de RSDS en julio para el CMIP3, esto no es lo que argumenta Magaña et al (1999). Para Magaña et al (1999) se debería encontrar máximos de RSDS antes de la temporada de lluvias y durante el MSD. Mientras que para el CMIP5 se muestra el detonante inicial de RSDS para después ir disminuyendo constantemente en general en toda la zona.



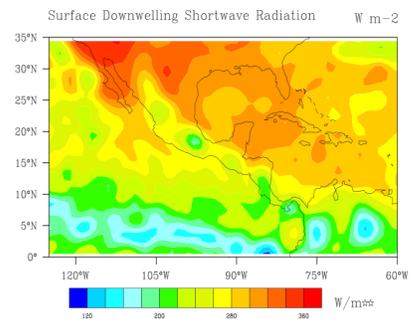
(a)



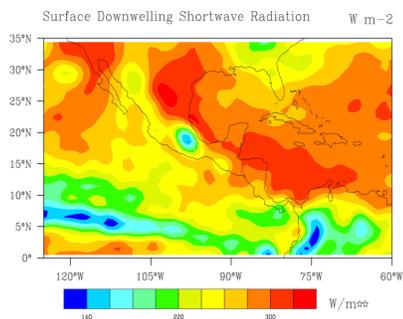
(b)



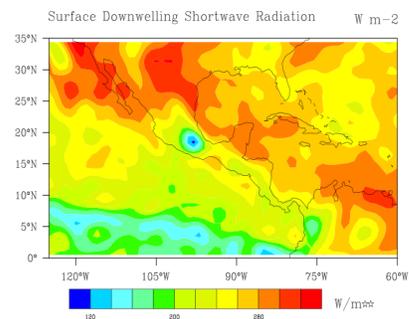
(c)



(d)

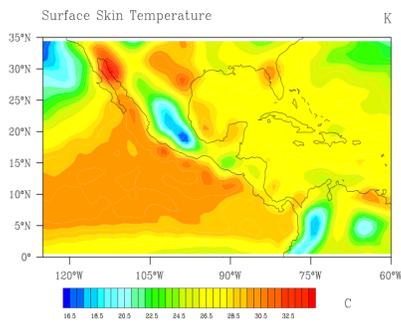


(e)

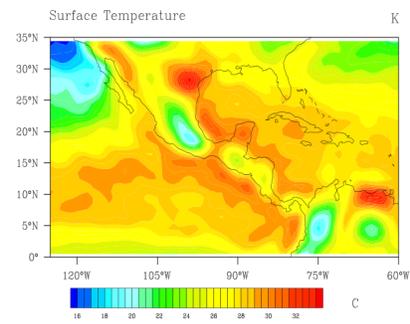


(f)

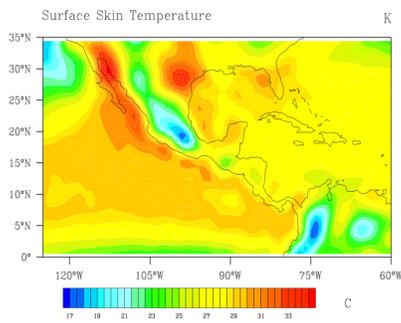
Figura 4.11: (a,c,e) Mapas de Radiación de onda corta en superficie del modelo CMIP3 año 2002. (b,d,f) Mapas de Radiación de onda corta en superficie del modelo CMIP5 año 2002.



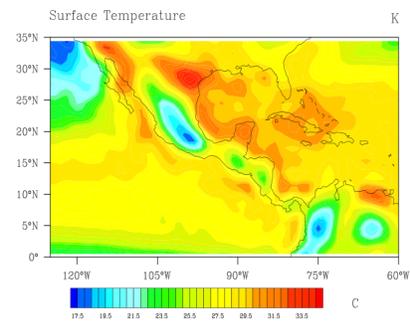
(a)



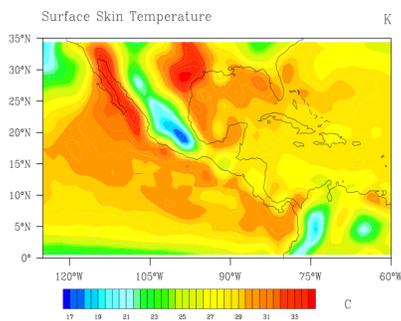
(b)



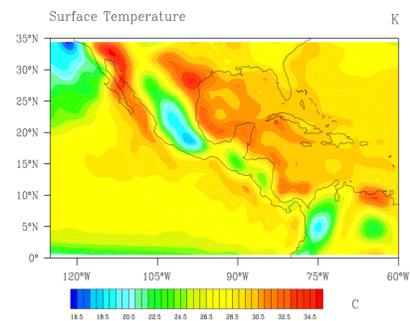
(c)



(d)

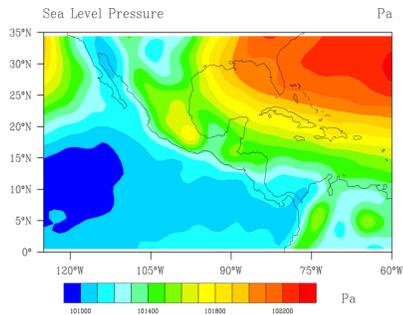


(e)

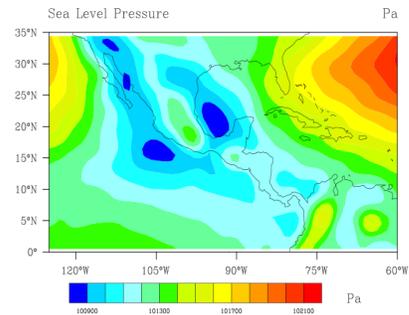


(f)

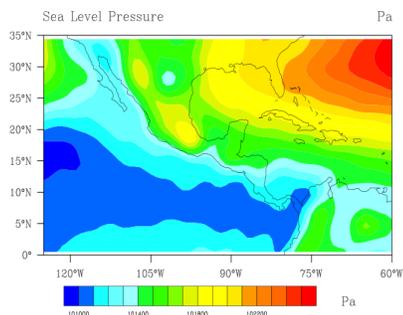
Figura 4.12: (a,c,e) Mapas de Temperatura de superficie del modelo CMIP3 año 2002. (b,d,f) Mapas de Temperatura de superficie del modelo CMIP5 año 2002.



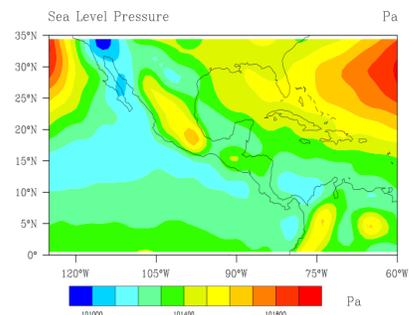
(a)



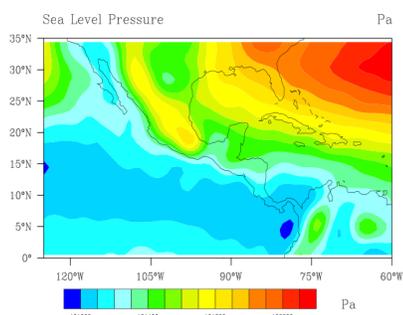
(b)



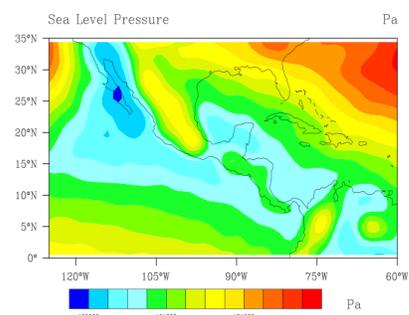
(c)



(d)



(e)



(f)

Figura 4.13: (a,c,e) Mapas de Presión en superficie del modelo CMIP3 año 2002. (b,d,f) Mapas de Presión en superficie del modelo CMIP5 año 2002.

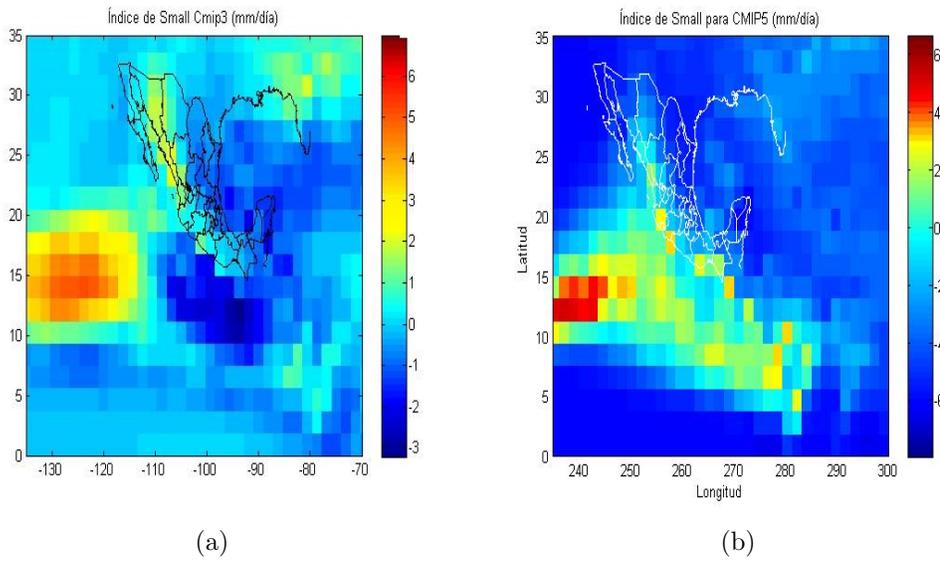


Figura 4.14: Índice de Small (Período seco menos período húmedo). (a) Índice de PR para CMIP3. (b) Índice de PR para CMIP5.

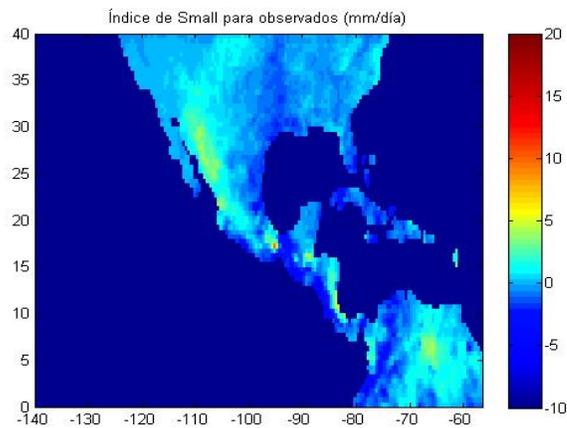


Figura 4.15: Índice de Small et al (2007) para datos observados. GPCC V5.

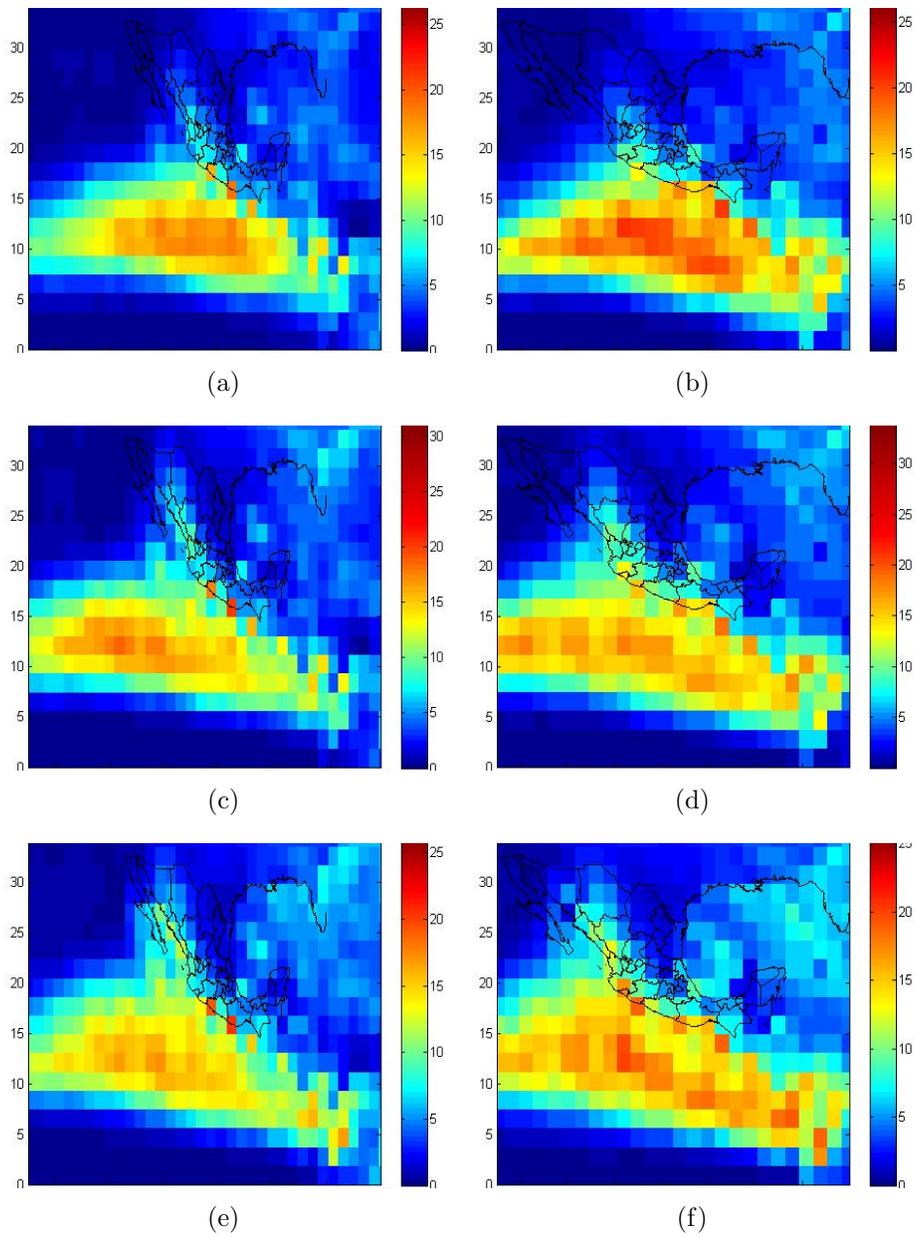


Figura 4.16: (a,c,e) Mapas de PR del modelo CMIP3 para todo el período de años (mm/día). (b,d,f) Mapas de PR del modelo CMIP5 para todo el período de años (mm/día).

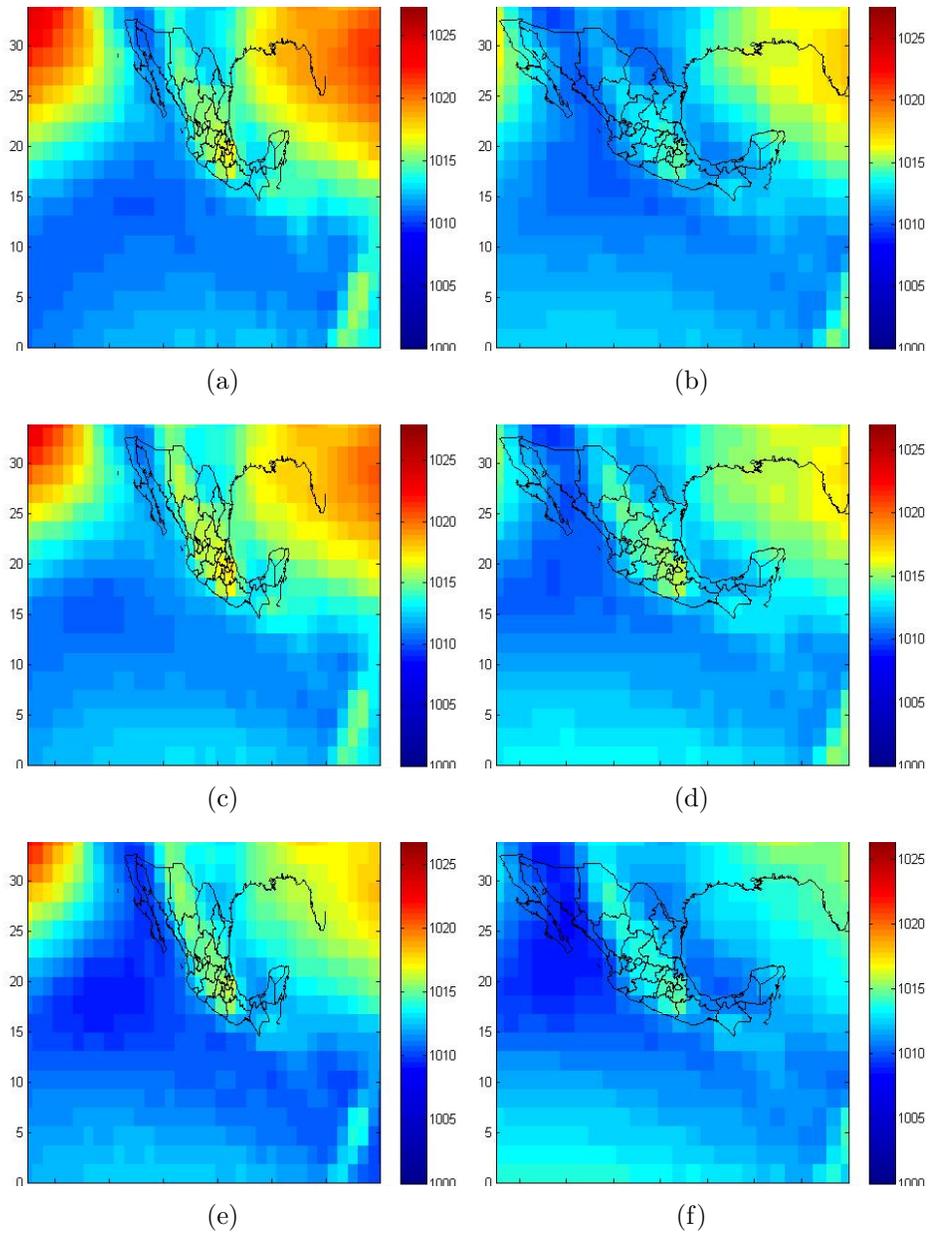


Figura 4.17: (a,c,e) Mapas de PSL del modelo CMIP3 para todo el período de años (hPa). (b,d,f) Mapas de PSL del modelo CMIP5 para todo el período de años (hPa).

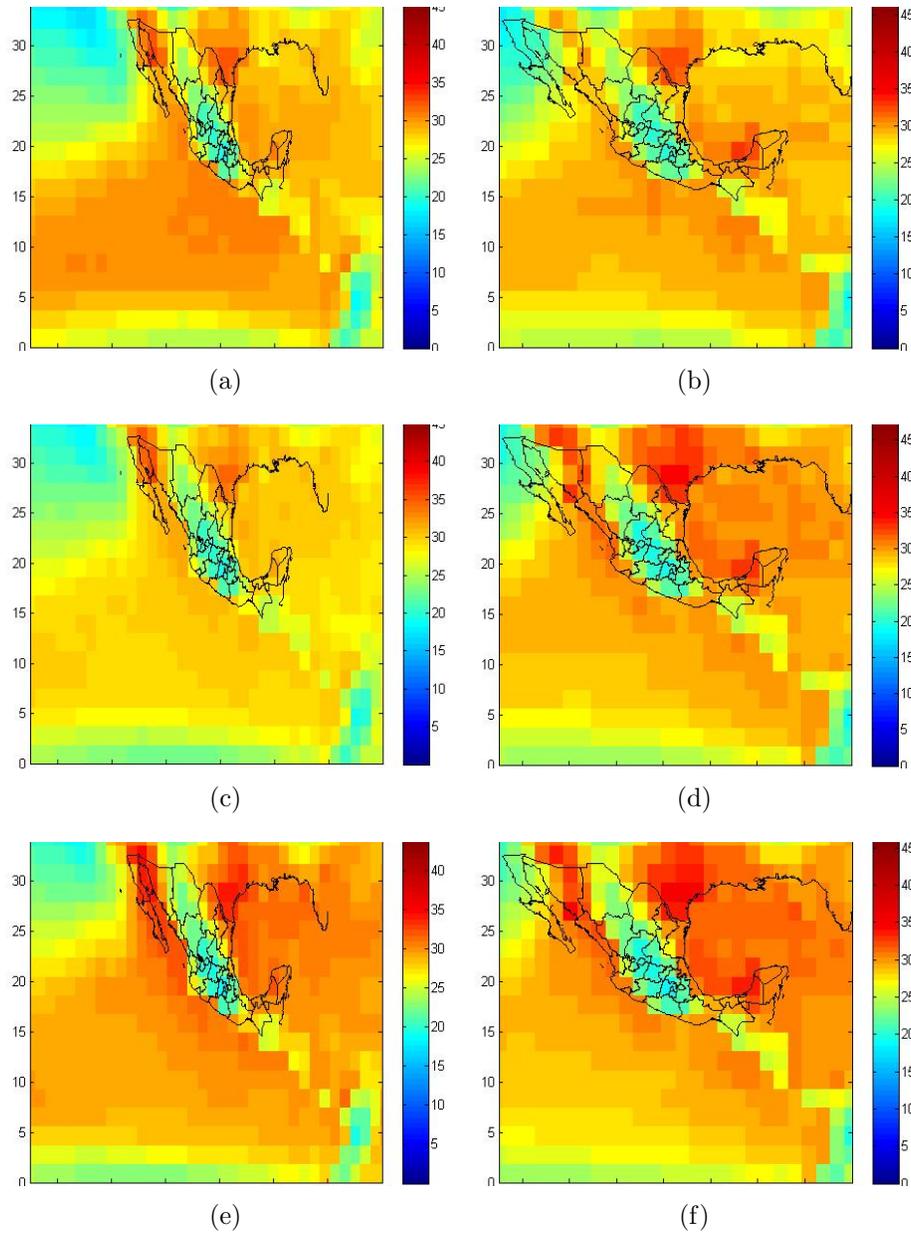


Figura 4.18: (a,c,e) Mapas de TS del modelo CMIP3 para todo el período de años ($^{\circ}C$). (b,d,f) Mapas de TS del modelo CMIP5 para todo el período de años ($^{\circ}C$).

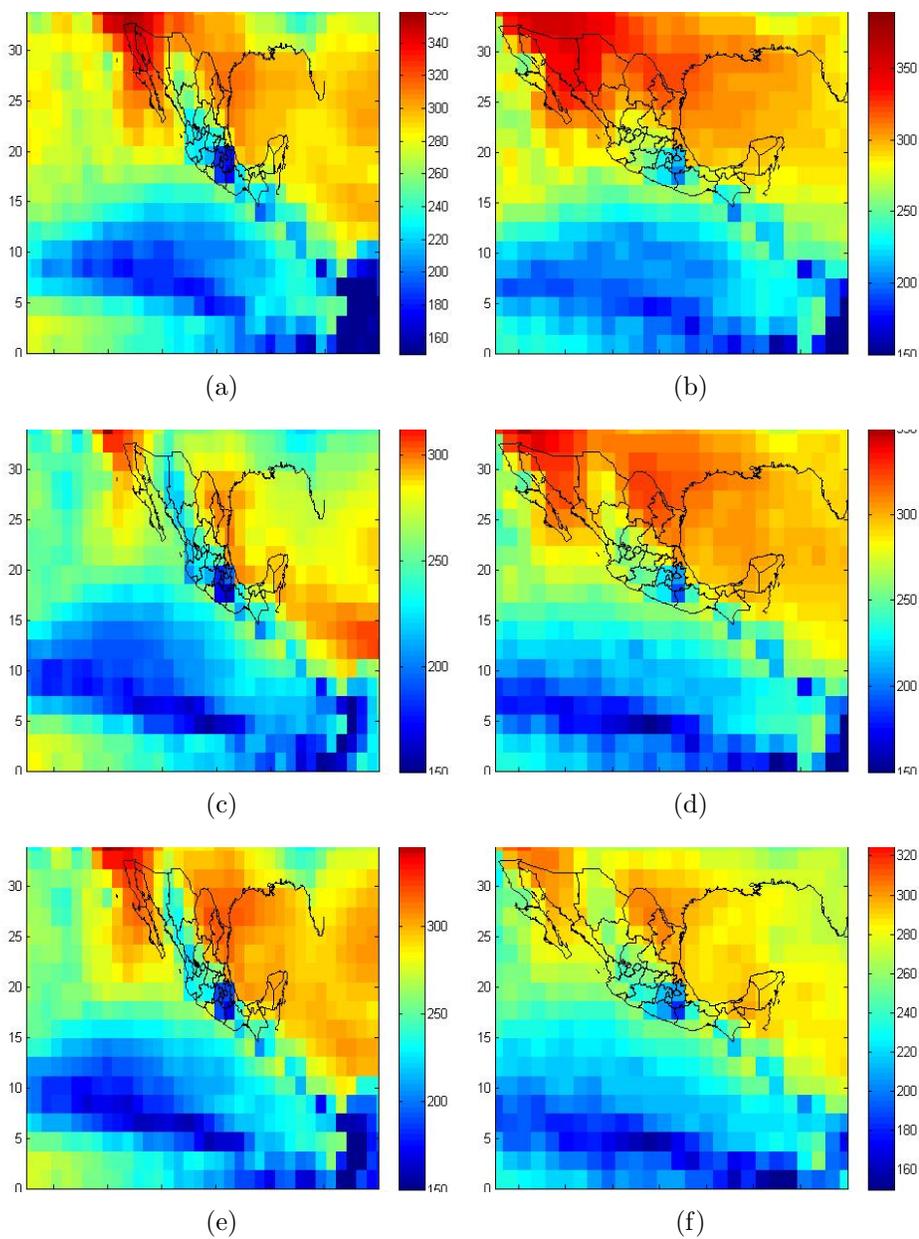


Figura 4.19: (a,c,e) Mapas de RSDS del modelo CMIP3 para todo el período de años (W/m^2). (b,d,f) Mapas de RSDS del modelo CMIP5 para todo el período de años (W/m^2).

Capítulo 5

Conclusiones.

“Science never solves a problem without creating ten more.”

George Bernard Shaw

En un área de investigación tan compleja como es la atmósfera, el uso de varias herramientas de estudio es necesario. Los ejercicios de intercomparación de modelos de varios grupos de trabajo son vitales para hacer un análisis estadístico y así obtener un panorama mas claro de los fenómenos que ocurren en nuestra atmósfera. El uso y análisis de las salidas de los modelos se deben tomar con precaución, ya que se debe entender que solo son aproximaciones de lo que pasa en la realidad. Incluso, en un estudio básico como lo fué esta tesis, se pueden observar diferencias importantes entre las salidas de los modelos CMIP3 y CMIP5. Se observa, por ejemplo, en los mapas de contorno de presión que el modelo CMIP5 simula de mejor manera lo que la teoría predice, aunque en otras variables no lo hace tan bien. Es decir, un modelo simula mejor algunas variables en las que el otro no lo hace bien. Por esa razón es muy necesario realizar ejercicios de intercomparación de modelos que diversos institutos de investigación construyen. Para un mejor análisis, se debe comparar los resultados obtenidos de los modelos con observaciones de la realidad, ya que de otra forma, se convertiría en un simple ejercicio de simulación teórico. Lamentablemente solo contamos con observaciones de precipitación para un área y período similar a los simulados en CMIP3 y CMIP5 y esto limita de manera severa las conclusiones que se pudieran alcanzar de estos estudios.

A pesar de estas limitaciones tiene sentido utilizar las salidas de modelos globales de atmosfera y océano acoplados para estudiar fenómenos complejos como la MSD que es el objeto de estudio de esta tesis. Existen un multitud de teorías sobre la MSD. Las teorías que proponen como principal motor de precipitación la radiación de onda corta que incide en la superficie terrestre, (Magaña et al,1999 y Karnauskas et al, 2013), se pueden entender como dos reforzamientos de precipitación durante la temporada de lluvias, una al principio y otra después del MSD, con un atraso temporal debido a los océanos. El primer reforzamiento, Magaña et al (1999) esta propuesto mas claramente de esta forma, ya que si las condiciones de temperatura

mínima para iniciar la convección en el océano se satisfacen, entonces se genera un sistema perpetuo con dos períodos de lluvias y con un MSD entre estos. A este posible mecanismo Magaña et al (1999) le llama hipótesis termostática. Karlsruh et al (2013) le da mayor importancia al paso solar latitudinal y a la relación entre el cenit de energía solar con el tiempo que le toma al océano calentarse. Además de que Karlsruh et al (2013) no restan importancia a la dinámica de la atmósfera, aunque no llega a explicarla a detalle.

Small et al (2007) aportan otro punto de vista de la MSD. Para Small et al (2007), la MSD es un período de lluvias completo con un mecanismo supresor de PR. Es decir, el NASH y varios otros fenómenos atmosféricos regionales disminuyen el PR durante Julio y Agosto, siendo este un proceso de inhibición. Los modelos CMIP3 y CMIP5 simulan lo que Small et al (2007) describen en su artículo. La entrada de NASH del Atlántico al Golfo de México, crea una diferencia de presión entre océanos, aumentando la subsidencia y divergencia en superficie lo cual resulta, finalmente, en una disminución de PR. Un problema que ocurre en el artículo de Small et al (2007) es su definición de anomalías de viento y humedad. Small et al (2007) generan explicaciones sobre el comportamiento de la MSD basándose en el concepto de anomalía mensual del producto del viento con el vapor de agua. Durante la estación de lluvias esta anomalía se interpreta como una ganancia o déficit neto debido a un transporte anómalo de vapor de agua. Esta interpretación es simplista y solo refleja la diferencia de los promedios mensuales entre los picos de lluvia y la sequía. Sería, físicamente más aceptable generar ensambles de años en los que la MSD es mas intensa con años en los que la MSD es muy débil. De esta forma, se podrían verificar de manera mas evidente las hipótesis propuestas, con la ventaja adicional de poder usar este tipo de ensambles para clasificar las MSD a partir de las simulaciones con modelos globales como los CMIP.

Dado que el estudio del MSD es un problema complejo compuesto de muchos fenómenos al mismo tiempo y de distintas escalas espaciales y temporales es muy poco probable que un solo mecanismo que explique su variabilidad. Este hecho se refleja en la multitud de hipótesis que se han propuesto en la literatura sin que aun se tenga un marco general que nos permita por ejemplo hacer una predicción estacional de la MSD. Aun no existe ese marco teórico y de modelación. A pesar de limitaciones temporales, en este trabajo se reviso una gran base de datos y se cumplieron los objetivos primarios. Se compararon las salidas de lo modelos ECHAM en el CMIP3 y CMIP5, encontrándose evidencia basada en los mapas de contorno de variables de salida como TS, PR, RSDS que apoyan la hipótesis del primer pico en PR debido a principalmente a la radiación solar incidente. Los resultados de los modelos globales permitieron obtener un panorama mas amplio de lo que sucede durante el MSD. Durante el mes de Abril ocurre el máximo en RSDS en la zona tropical, se calienta el océano y empieza el período de lluvias. El primer máximo de PR se presenta 30 a 50 días después del máximo de RSDS. Un cambio latitudinal del ITCZ junto con

cambios en la magnitudes de los vientos, además de la entrada del NASH al Golfo de México y Caribe, en adición a un aumento en la intensidad del CLLJ, crean una disminución en PR. El regreso a la normalidad de estos parámetros junto al segundo paso latitudinal del cenit solar es lo que aumenta nuevamente la PR.

Como trabajo futuro se propone revisar a detalle la circulación atmosférica y los transportes de vapor de agua a la región de la MSD en México. Se propone que es de gran importancia investigar las fuentes de humedad que inciden en esta región, tanto en las salidas de múltiples modelos globales como en datos observacionales. Un aspecto crucial, en este sentido, es el de estudiar a detalle el comportamiento del CLLJ y como afecta a la dinámica atmosférica de la vertiente del Golfo de México y la región del altiplano central de México. De esta forma, se obtendrá una perspectiva objetiva de los procesos físicos que dominan la evolución de la MSD.

Apéndice A.

En este apéndice se muestran las bases físicas y matemáticas que utilizan los modelos climáticos globales como lo es el MPI ECHAM5 cuyas salidas son utilizadas en esta tesis para intentar entender el fenómeno de la MSD. El siguiente capítulo está fuertemente basado en el artículo de Roeckner et al (2003) [?] donde se describen las ecuaciones usadas en este modelo. Y la parte del acoplamiento entre atmósfera y océano esta basado en el reporte técnico no. 18 del ECHOG de Stephanie Legutke y Reinhard Voss [?]. Este capítulo es para dar una idea general de como funcionan los modelos de circulación general, en específico el producido por el grupo MPI.

.1. Las ecuaciones gobernantes del flujo atmosférico.

.1.1. La derivada material

Las ecuaciones gobernantes del movimiento de gran escala atmosférica pueden ser encontradas a través de una perspectiva lagrangiana, es decir, desde un sistema de referencia que se mueve con el fluido. El punto de vista euleriano, por otra parte, es normalmente con el cual trabajamos, es decir, observamos las temperaturas y los vientos en puntos fijos de la tierra como función del tiempo. La derivada material (D/Dt) es la razón de cambio de una variable de campo que sigue la parcela de aire. Por ejemplo la derivada material de la temperatura esta dada por

$$\frac{DT}{Dt} = \frac{\partial T}{\partial t} + \vec{u} \cdot \nabla T, \quad (1)$$

donde el primer término en el lado derecho es la derivada euleriana (es decir la tasa de cambio o la razón de cambio en un punto fijo) y el segundo es un término de advección o transporte, es decir, la razón de cambio asociada al movimiento de un fluido que pasa a través del campo de temperaturas. Si la derivada material es cero, entonces esa variable de campo se conserva siguiendo el movimiento y el cambio local en tiempo es completamente debido a la advección o transporte de gradientes espaciales de esa variable [?].

.1.2. Derivada Material de elementos de línea.

Cuando derivamos las ecuaciones de movimiento desde una perspectiva lagrangiana se consideran elementos del fluido con una masa fija. Sin embargo, su volumen puede variar. Para derivar una expresión que represente los cambios de volumen es necesario, primeramente, considerar la derivada material de elementos de línea. En la Figura 1 se muestra un elemento de línea $\delta\vec{r}$ en una posición \vec{r} a un tiempo t [?].

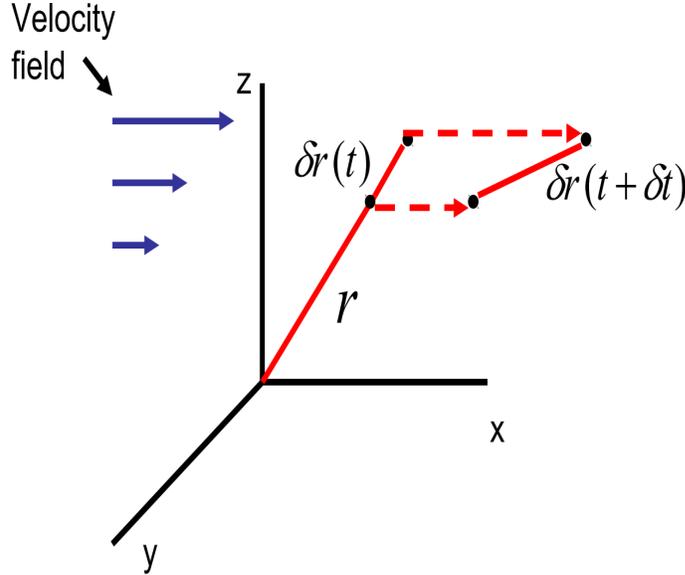


Figura 1: Representación de un elemento de línea moviéndose en un campo de velocidades.

Este elemento de línea podría representar, por ejemplo, un lado del volumen infinitesimal de un fluido. Si el elemento de línea conecta dos puntos fijos en el espacio entonces no cambia con el tiempo, pero si conecta dos puntos que se mueven junto con el campo de velocidades del fluido, entonces éste cambiaría su posición y orientación con el tiempo. El elemento de línea a un tiempo $t + \delta t$ esta dado por

$$\delta\vec{r}(t + \delta t) = \delta\vec{r}(t) + \vec{r}(\vec{r} + \delta\vec{r})\delta t \rightarrow \frac{\delta\vec{r}(t + \delta t) - \delta\vec{r}(t)}{\delta t} = \vec{v}(\vec{r} + \delta\vec{r}) - \vec{v}(\vec{r}) = \delta\vec{r} \cdot \frac{\partial \vec{v}}{\partial \vec{r}} \quad (2)$$

del lado izquierdo es solo la derivada material del elemento de línea. Tenemos ya un resultado importante.

$$\frac{D\delta\vec{r}}{Dt} = \delta\vec{r} \cdot \nabla \vec{v} \quad (3)$$

de donde $\vec{v} = \frac{D\vec{r}}{Dt}$. Diferentes términos cortantes pueden afectar el tamaño y la orientación de los elementos de línea, para una dimension q el resultado general es

$$\frac{1}{\delta q} \frac{D\delta q}{Dt} = \frac{\partial}{\partial q} \left(\frac{Dq}{Dt} \right) \quad (4)$$

Las ecuaciones que gobiernan el flujo atmosférico son derivadas desde una perspectiva lagrangiana. Estas son conservación de masa, momento y energía.

.1.3. Conservación de masa.

Consideramos un elemento de fluido infinitesimal de masa constante δM cuya densidad (ρ) y volumen (δV) puede variar con el tiempo. Dado que la masa del elemento de fluido es constante entonces $D\delta M/Dt = 0$, donde $\delta M = \rho\delta V$. Entonces

$$\frac{D\delta M}{Dt} = 0 \rightarrow \frac{D\rho}{Dt}\delta V + \frac{D\delta V}{Dt}\rho = 0 \quad (5)$$

Considerando primero la tasa de cambio del volumen infinitesimal

$$\frac{D\delta V}{Dt} = \frac{D}{Dt}(\delta x\delta y\delta z) = \delta y\delta z \frac{D\delta x}{Dt} + \delta x\delta z \frac{D\delta y}{Dt} + \delta x\delta y \frac{D\delta z}{Dt} \quad (6)$$

Pero, de la derivada material de elementos de línea, la ecuación anterior puede ser escrita como

$$\frac{D\delta V}{Dt} = \delta x\delta y\delta z \left(\left(\frac{\partial}{\partial x} \frac{D\delta x}{Dt} \right) + \left(\frac{\partial}{\partial y} \frac{D\delta y}{Dt} \right) + \left(\frac{\partial}{\partial z} \frac{D\delta z}{Dt} \right) \right) = \delta V \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) = (\nabla \cdot \vec{v})\delta V \quad (7)$$

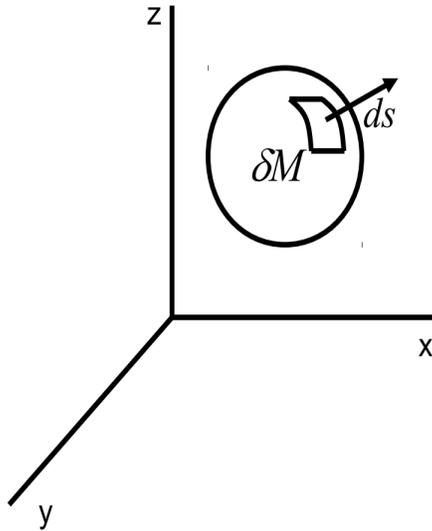


Figura 2: Masa infinitesimal de un elemento δM .

De donde sacamos

$$\frac{D\delta V}{Dt} = (\nabla \cdot \vec{v})\delta V \quad (8)$$

Así que la tasa de cambio fraccional del volumen es igual a la divergencia del campo de velocidades. Regresando a la ecuación de continuidad para la masa tenemos

$$\frac{D\rho}{Dt}\delta V + \frac{D\delta V}{Dt}\rho = 0 \rightarrow \frac{D\rho}{Dt}\delta V + \rho(\nabla \cdot \vec{v})\delta V = 0 \rightarrow \frac{D\rho}{Dt} + \rho\nabla \cdot \vec{v} = 0 \quad (9)$$

Para una δV arbitraria. Esto tambien puede ser escrito en forma de flujo como

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \nabla \cdot (\vec{v}\rho) = 0 \quad (10)$$

Finalmente, la ecuación de continuidad de masa esta dado por

$$\frac{D\rho}{Dt} + \rho\nabla \cdot \vec{v} = \frac{\partial \rho}{\partial t} + \nabla \cdot (\vec{v}\rho) = 0 \quad (11)$$

Concluimos que un elemento de fluido en un campo divergente de fluido experimentara una reducción en su densidad.

.2. ECHAM 5

.2.1. Ecuaciones gobernantes en una atmosfera húmeda.

Para una atmosfera húmeda tenemos una mezcla de aire seco, vapor de agua, agua liquida y hielo. Donde una componente individual sera denotada por el índice $i = d, v, l$ que es para aire seco, vapor de agua, agua liquida o hielo, respectivamente. Definiremos a la densidad de cada componente de la siguiente forma

$$\rho_k = \frac{m_k}{V} \quad (12)$$

La masa especifica del componente k , denotada por q_k , sera definida por

$$q_k = \frac{m_k}{m} \quad (13)$$

de donde sabemos que m_k es la masa del componente k -esimo en un volumen pequeño moviéndose con la velocidad local de la atmósfera. $m = \sum m_k$ es la masa total del volumen material. ρ_k es la densidad del componente k -esimo y por último $\rho = \sum \rho_k$ es la densidad de la atmósfera. La razón de cambio de m_k es simplemente \dot{m}_k . Este cambio se debe a cambios internos de fase ó debido a precipitación de agua líquida, nieve y hielo. Siendo \dot{m}_{ki} el cambio debido a los cambios internos de fase y \dot{m}_{ke} los cambios debido a lo demás. Entonces el cambio total es $\dot{m}_k = \dot{m}_{ki} + \dot{m}_{ke}$. Y como

$\dot{m}_{di} = \dot{m}_{de} = 0$. Además de que $\sum \dot{m}_{ki} = 0$, ya que $\dot{m}_{vi} + \dot{m}_{li} = 0$. La tasa de cambio de la masa total esta dado por

$$\dot{m} = \sum \dot{m}_k = \sum \dot{m}_{ke}, \quad (14)$$

Con lo anterior se debe satisfacer $\dot{\rho}_k = \frac{\rho}{m} \dot{m}_k$, la cual nos da la tasa de cambio de la densidad en la componente k . Debemos aclarar que los cambios en el volumen debido a precipitación o cambios de fase no son tomados en cuenta. El cambio neto de la densidad $\dot{\rho}$ es dado entonces por:

$$\dot{\rho} = \frac{\rho}{m} \sum \dot{m}_k = \frac{\rho}{m} \dot{m}, \quad (15)$$

.2.2. Forma advectiva de las ecuaciones sin parametrizar.

El ECHAM5 utiliza ecuaciones parametrizadas de momento, termodinámicas y de humedad, sin embargo con estudiar la forma continua de estas ecuaciones basta para darnos una idea de las bases físicas del modelo. En el modelo utilizamos la ecuación de estado termodinámico como un gas ideal, donde consideramos un volumen V de la atmósfera, de la cual el vapor de agua y el aire seco comparten el mismo volumen V_{d+v}

$$p_d V_{d+v} = m_d R_d T, \quad (16)$$

$$p_v V_{d+v} = m_v R_v T, \quad (17)$$

Usando la Ley de Dalton, la presión total es

$$p = \frac{m_d R_d T + m_v R_v T}{V_{d+v}}, \quad (18)$$

Si tomamos en cuenta los volúmenes específicos de agua líquida v_l y del hielo v_i

$$V_{d+v} = V - m_l v_l - m_i v_i = \frac{m}{\rho} (1 - \rho(q_l v_l + q_i v_i)) \quad (19)$$

$$p = \rho T \frac{R_d q_d + R_v q_v}{1 - \rho(q_l v_l + q_i v_i)}, \quad (20)$$

si $\epsilon = \frac{R_d}{R_v}$ entonces

$$p = \rho T R_d \frac{1 + (\frac{1}{\epsilon} - 1)q_v - q_l - q_i}{1 - \rho(q_l v_l + q_i v_i)}, \quad (21)$$

Escribimos la primera ley de la termodinámica de la siguiente forma. (Louis Du-four, 1975)

$$\delta Q + \alpha dp = d_i H = d_i \left(\sum m_k h_k \right), \quad (22)$$

donde el termino h_k se refiere a entalpía específica del elemento k -esimo y $\alpha = \frac{1}{\rho}$ es el volumen específico. En este caso el subíndice i denota cambios independientes al cambio en la masa debido a la precipitación.

La difusión molecular no se toma en cuenta, δQ es el calor recibido por la atmósfera debido a radiación y también a intercambios de calor por cambios de fase. Si se considera un comportamiento de gas ideal para el aire seco y para el vapor de agua se obtiene

$$h_k = h_k^0 + C_{pk} T, \quad (23)$$

Si se considera un volumen material de la atmósfera se obtiene

$$C_p \frac{dT}{dt} = \frac{1}{\rho} \frac{dp}{dt} + Q_R + Q_M - \sum h_k \frac{\dot{m}_{ki}}{m}, \quad (24)$$

donde Q_R se refiere a la energía por procesos radiativos y Q_M debido a procesos de cambio de fase, en precipitación líquida y sólida respectivamente.

Las parcelas de aire, además, obedecen las constricciones de la ecuación de continuidad de masa. Para un elemento k escribimos

$$\frac{d\rho_k}{dt} + \rho_k (\nabla \cdot \vec{v}) = \dot{\rho}_k = \frac{\rho \dot{m}_k}{m}, \quad (25)$$

Sumando sobre todas las k

$$\frac{d\rho}{dt} + \rho (\nabla \cdot \vec{v}) = \frac{\rho \dot{m}}{m} = \dot{\rho}, \quad (26)$$

Por otro lado usando la definición $\frac{dm_k}{dt} = \dot{m}_k$ nos da

$$\frac{dq_k}{dt} = \frac{\dot{m}_k}{m} - \frac{m_k \dot{m}}{m^2} = \frac{1}{m} (\dot{m}_k - q_k \dot{m}), \quad (27)$$

Por otra parte, la componente horizontal del campo de velocidades satisface la ecuación.

$$\frac{d\vec{v}_h}{dt} = -\frac{1}{\rho} \nabla_h p - 2(\vec{\omega} \times \vec{v}_h)_h, \quad (28)$$

Con las ecuaciones 11, 14 y 15 podemos obtener las ecuaciones en su forma de flujo

$$\frac{D\rho}{Dt} = \frac{\rho}{m}\dot{m} = \dot{\rho}, \quad (29)$$

solo es necesario recordar los procedimientos anteriores y usar el hecho de que $\rho = \frac{dx}{dt} = \frac{D\rho x}{Dt}$ si $\dot{\rho} = 0$, estas son las ecuaciones resultantes

$$\frac{D\rho q_k}{Dt} = \frac{\rho}{m}\dot{m}_k = \dot{\rho}_k, \quad (30)$$

$$\frac{D\rho\vec{v}_h}{Dt} = \dot{\rho}\vec{v}_h - \lambda_h p - 2\rho(\vec{\omega} \times \vec{v}_h)_h, \quad (31)$$

$$C_p \frac{D\rho T}{Dt} = C_p \dot{\rho} T + \frac{dp}{dt} + \rho(Q_R + Q_M) - \rho \sum h_k \frac{\dot{m}_{ki}}{m}, \quad (32)$$

Esta última ecuación, la que nos representa la parte de termodinámica, la podemos reescribir usando el hecho de que $C_p = \sum C_{pk} q_k$,

$$\frac{DC_p \rho T}{Dt} = C_p \frac{D\rho T}{Dt} + \rho \frac{D\rho T}{Dt} + \rho T \frac{d}{dt} \sum C_{pk} q_k, \quad (33)$$

donde finalmente usando la definición 10 obtenemos esta forma final para la ecuación termodinámica

$$\frac{DC_p T}{Dt} = \frac{dp}{dt} + \rho(Q_R + Q_M) - \rho \sum h_k^0 \frac{\dot{m}_{ki}}{m} + \rho T \sum C_{pk} \frac{\dot{m}_{ke}}{m}, \quad (34)$$

Las ecuaciones 2.30, 2.31 y 2.32 tal como están escritas no pueden ser resueltas para ser aplicadas a la simulación del clima terrestre pues requieren de información adicional sobre procesos físicos como radiación, convención, , nubes, aerosoles, flujos turbulentos, e interacciones con la superficie tomando en cuenta la orografía y el uso de suelo y la cobertura vegetal. De hecho, todos estos procesos físicos no podrían ser representados de manera fiel en una malla discreta pues las celdas de dicha malla son muy gruesas por la limitación real e inherente al computo numérico. Por esa razón es necesario representar de alguna forma en los esquemas numéricos la parte de la circulación atmosférica que se puede calcular en la celda de una malla distinguiéndola de la parte que no es representable. Tal es el caso de la parametrización de nubes cumulus por ejemplo o el de los procesos turbulentos en la capa limite planetaria. Esta técnica es muy utilizada para el estudio de la turbulencia en donde encontramos nuevas ecuaciones para las escalas que se pueden resolver en términos de covarianzas de los términos no representables en la malla. esto quiere decir que debemos elegir como cerrar el conjunto de ecuaciones. Este es el problema de la parametrización de procesos físicos en un modelo de circulación general y en esta tesis no abundaremos en su descripción. Estas ecuaciones no pueden ser resueltas todavía ya que falta agregar difusión, el cual es un fenómeno de transporte de los gases. Lo que hace esto es agregar términos de flujo horizontal y vertical que podemos despreciar

para hacer aproximaciones. Después de agregar los términos de difusión se hace una transformación a coordenadas espectrales ya que la Tierra no es una esfera perfecta, se usan coordenadas generalizadas propuestas por Kasahara 1974. Estas coordenadas espectrales transforman la variación de algunas variables (temperatura) con respecto a latitud y longitud en una serie de ondas; el número de onda más alto es retenido en la transformada de Fourier es una medida de la resolución del modelo. No es un objetivo de esta tesis indagar más en las ecuaciones transformadas usadas en el modelo, ya que solo es necesario tener una visión general del modelo.

.2.3. Procesos de Superficie.

Una vez que tenemos las ecuaciones que rigen el movimiento de las parcelas de aire resta saber detalladamente como la masa, la energía, la masa y el momento se distribuyen al interior del sistema climático. De esta forma intentamos entender fenómenos como el de ciclo de agua que tiene una importancia fundamental en los procesos de superficie.

Temperatura en la superficie Terrestre.

Para simplificar el análisis de las interacciones energéticas que existen en la atmósfera, podemos pensar en capas dentro de la atmosfera en donde se recibe y emite la energía radiativa. Cada capa tendrá una temperatura asociada y un albedo, esto es, una representación de la energía que es reflejada y no absorbida. Roeckner et al (2003) [?] en su artículo del ECHAM describen al balance de la energía en la superficie como representación de la conexión entre la atmosfera y la superficie subyacente, con una temperatura T_s como la variable clave en esta interacción. Este balance puede ser descrito como

$$C_L \frac{\partial T_s}{\partial t} = R_{net} + LE + H + G, \quad (35)$$

donde C_L es la capacidad calorífica en la capa [$Jm^{-2}K^{-1}$], H es el flujo de calor sensible, LE es el flujo de calor latente, G es el flujo de calor proveniente del suelo y por ultimo R_{net} es la radiación total y esta consiste de las siguientes componentes

$$R_{net} = (1 - \alpha_s)R_{sd} + \epsilon R_{ld} - \epsilon \sigma T_s^4, \quad (36)$$

de donde α_s es el albedo de superficie, R_{sd} la radiación solar hacia la superficie terrestre, R_{ld} es la radiación de onda larga hacia la superficie terrestre, ϵ es la emisividad en la superficie y σ la constante de Stefan-Boltzmann. El convenio de signos es que si el flujo va hacia abajo entonces el signo es positivo. (Ver textos para generar mejor explicación)

Ciclo del agua.

Roeckner et al (2003) [?] en su modelo de circulación general ECHAM5 toman en cuenta el estado liquido y solido del agua y evalúan de la siguiente manera: nieve (su equivalente en agua) y precipitación capturada por vegetación, nieve (su equivalente

en agua) en superficie y agua líquida en superficie. Solo se describirá el proceso de agua líquida.

Cambios en la cantidad volumétrica de agua en superficie son debido a precipitación, evaporación, fusión de nieve, escorrentía (riachuelos) y agua drenada, calculada de la siguiente forma:

$$\rho_w \frac{\partial h_{ws}}{\partial t} = (1 - c_v)R + E_{ws} + M_{sn} + M_{snc} - R_s - D \quad (37)$$

de donde h_{ws} es el agua en superficie, ρ_w es la densidad del agua, $c_v = 0.25$ es un parámetro de intercepción por la vegetación, $E_{ws} < 0$ son efectos de evaporación y evapotranspiración, $E_{ws} > 0$ es depósito de rocío, M_{sn} es la fusión de nieve en la superficie, M_{snc} es el exceso de derretimiento de nieve en la superficie de la vegetación, R_s la escorrentía y D agua drenada. La capacidad de almacenamiento del agua varía de región en región.

.2.4. Acoplamiento Océano-Atmósfera.

El modelo de circulación atmosférica EHAM5 simula las ecuaciones gobernantes de la atmósfera, y junto con modelos oceánicos (MPIOM) se hace un acoplamiento para una mejora en la descripción de la superficie terrestre. A este acoplamiento se le llama ECHAM5/MPIOM que es un modelo del sistema terrestre del instituto Max Planck (MPI-ESM por sus siglas en inglés). El acoplamiento entre océano y atmósfera, no es algo sencillo. Ya que puede existir diferencia espacial en las mallas empleadas por los diferentes modelos.

A frecuencias específicas, el modelo de la atmósfera pasa componentes de calor, masa (agua por ejemplo) y momento al océano y recibe condiciones de superficie. Esta frecuencia es la misma para todos los campos de intercambio.

Los flujos océano-atmosféricos son calculados en el modelo atmosférico. El modelo atmosférico necesita recibir información de temperatura promedio en superficie en el océano (SST), $\bar{\Theta}_1$, concentración promedio de hielo en mar (SIC), \bar{A}_I , el grosor promedio efectivo del hielo en mar (SIT), \bar{h}_{eff} , y la profundidad promedio de nieve (SNT), \bar{h}_S , estos datos son del último paso acoplado. Los flujos para agua y hielo en mar son calculados por separado. Se asume que las variables atmosféricas son homogéneas sobre toda la celda de malla a cierta altura, se le llama altura de mezcla. La altura de mezcla está definida como la altura a la cual los cambios de flujo atmosférico cambian de un estado de equilibrio con las condiciones locales de superficie a un estado de independencia de la posición horizontal en la celda. ECHAM está formulado en coordenadas verticales híbridas donde los niveles bajos siguen coordenadas- σ que siguen el terreno, mientras que los niveles altos son superficies de presión constante.

Para el nivel de mezcla se utiliza el nivel mas bajo del modelo de atmósfera, el cual yace a 30m por encima del fondo. El flujo neto atmosférico para la celda de malla es

el promedio horizontal de los flujos a través la superficie libre de hielo como tambien con hielo, pesado por las áreas fraccionales de sus superficies respectivas. El flujo promedio total de un paso de tiempo acoplado que tiene que ser aplicado al océano es entonces

$$\sum_{n=1,NTATMOS} (\bar{A}_I \cdot FL_n^{S/I} + (1 - \bar{A}_I) \cdot FL_n^w) / NTATMOS \quad (38)$$

donde NTATMOS es el número de pasos de tiempo del modelo atmosférico por cada paso del acoplamiento, $FL_n^{S/I}$, FL_n^w es cualquier tipo de flujo atmosférico a un tiempo n sobre la superficie de agua y de hielo/nieve. Las barras denotan los valores promedio en un paso de tiempo.

Los flujos a través de la superficie libre de hielo y con hielo son pasados al océano como flujos promedios y son relativos a la superficie total de la celda en la malla (barras curvas).

$$\check{F}L^{S/I} = \sum_{n=1,NTATMOS} \bar{A}_I \cdot FL_n^{S/I} / NTATMOS \quad (39)$$

$$\check{F}L^W = \sum_{n=1,NTATMOS} (1 - \bar{A}_I) \cdot FL_n^w / NTATMOS \quad (40)$$

Como cierre del presupuesto de agua fresca se considera la escorrentía continental y también sobre zonas glaciares.

Flujo de Calor, Masa y Momento.

De la misma manera que el modelo ECHAM5 utiliza ecuaciones de conservación de masa, momento y energía, el acoplamiento con el modelo oceánico debe cumplir con estas ecuaciones.

El flujo de calor del modelo océano-atmósfera consiste en la componente en la interfase aire/agua \check{H}^W y de la interfase aire/agua-hielo $\check{H}^{S/I}$. Donde los valores positivos denotan un flujo hacia el océano. El promedio neto en las celdas de flujo de calor en la interfase aire/agua \check{H}^W comprende el flujo de calor de radiación por onda corta \bar{H}_{dsw}^W , el flujo de calor de radiación por onda larga \bar{H}_{lw}^W , y los flujos turbulentos de calor sensible y latente, \bar{H}_{la}^W y \bar{H}_{se}^W :

$$\check{H}^W = (1 - \bar{A}_I) \bar{H}^W = (1 - \bar{A}_I) (\bar{H}_{dsw}^W + \bar{H}_{lw}^W + \bar{H}_{la}^W + \bar{H}_{se}^W) \quad (41)$$

De manera similar, pero agregando el flujo de calor por conductividad \bar{H}_c y el flujo de calor residual \bar{H}_{res} , se hace un análisis para el flujo de calor en la interfase aire/agua-hielo.

$$\check{H}^{S/I} = \bar{A}_I \bar{H}^{S/I} = \bar{A}_I (\bar{H}_{dsw}^{S/I} + \bar{H}_{lw}^{S/I} + \bar{H}_{la}^{S/I} + \bar{H}_{se}^{S/I} + \bar{H}_c + \bar{H}_{res}) \quad (42)$$

La componente con dirección hacia abajo de la radiación de onda corta \bar{H}_{dsw} depende de la radiación solar de onda corta H_{sw} , y del albedo del agua λ^W y del hielo en mar $\lambda^{S/I}$. Para las regiones cubiertas por nieve el albedo de hielo varía entre los 0.75 y 0.85 y para regiones libres de hielo es del rango de 0.66 y 0.75, depende de la temperatura en superficie. Entonces tenemos para la radiación de onda corta total

$$\bar{H}_{dsw} = \check{H}_{dsw}^W + \check{H}_{dsw}^{S/I} = (1 - \bar{A}_I)(1 - \lambda^W)H_{sw} + \bar{A}_I(1 - \lambda^{S/I}[\bar{h}_s]H_{sw}) \quad (43)$$

Para la radiación de onda larga total

$$\bar{H}_{lw} = \check{H}_{lw}^W + \check{H}_{lw}^{S/I} = (1 - \bar{A}_I)\overline{(L - \sigma\varepsilon\theta_1^4)} + \bar{A}_I\overline{(L - \sigma\varepsilon(T^{S/I})^4)} \quad (44)$$

de donde σ denota la constante de Stefan-Boltzman, L la radiación de onda larga con dirección hacia abajo y ε es la emisividad, que es igual para las zonas con hielo y sin hielo.

Los flujos turbulentos de calor latente y calor sensible son respectivamente

$$\bar{H}_{la} = \check{H}_{la}^W + \check{H}_{la}^{S/I} = (1 - \bar{A}_I)\overline{D_{la}^W[\bar{\theta}_1]|\vec{v}_B|(q_B - q^W[\bar{\theta}_1])} + \bar{A}_I\overline{D_{la}^{S/I}|\vec{v}_B|(q_B - q^{S/I})} \quad (45)$$

$$\bar{H}_{se} = \check{H}_{se}^W + \check{H}_{se}^{S/I} = (1 - \bar{A}_I)\overline{D_{se}^W[\bar{\theta}_1]|\vec{v}_B|(\theta_B - \bar{\theta}_1)} + \bar{A}_I\overline{D_{se}^{S/I}|\vec{v}_B|(\theta_B - T^{S/I})} \quad (46)$$

de donde \vec{v}_B es la velocidad de aire, θ_B la temperatura del aire y q_B la humedad específica en la altura de mezcla. La humedad específica en la superficie es calculada por medio de promedios de los SST θ_1 para océanos y por promedio de la temperatura de la capa superficial para $T^{S/I}$ para las regiones cubiertas por hielo. Los coeficientes de intercambio $D_{la}^W, D_{la}^{S/I}, D_{se}^W, D_{se}^{S/I}$ son dependientes del largo de rugosidad y del número de Richardson.

Los flujos de masa son entendidos como flujos de agua fresca en el modelo CMIP3. Donde la única componente del flujo de agua fresca que depende directamente de las variables del modelo oceánico es la evaporación

$$\bar{E} = \check{E}^W + \check{E}^{S/I} = (1 - \bar{A}_I)\overline{D_e^W[\bar{\theta}_1]|\vec{v}_B|(q_B - q^W[\bar{\theta}_1])} + \bar{A}_I\overline{D_e^{S/I}|\vec{v}_B|(q_B - q^{S/I})} \quad (47)$$

La evaporación depende fuertemente de la estratificación local debido a la dependencia a los coeficientes de transferencia D_e^W y $D_e^{S/I}$. Dos tipos de campos de flujo son pasados al océano. El primero es una media en el grid de los flujos de agua fresca, que comprenden, precipitación, evaporación sobre el océano, y escorrentía. Y el segundo tipo de flujo comprende la sublimación de nieve o hielo y caída de nieve.

Los flujos de momento para la interfase atmósfera/agua \check{M}_j^W y la interfase atmósfera/hielo $\check{M}_j^{S/I}$ son calculados en el modelo de atmósfera de la siguiente forma

$$\bar{M}_j = \check{M}_j^W + \check{M}_j^{S/I} = (1 - \bar{A}_I) \overline{D_m^W [\bar{\theta}_1] |\vec{v}_B| (v_{Bj} - v_j^W)} + \bar{A}_I \overline{D_m^{S/I} |\vec{v}_B| (v_{Bj} - v_j^{S/I})} \quad (48)$$

Los índices $j=1,2$ representan los componentes del vector zonal y meridional respectivamente. Los flujos de momento también son transmitidos al océano como dos campos, el primero como el stress del viento actuando sobre la superficie del agua y el segundo el stress actuando sobre la superficie de nieve/hielo.

Apendice B.

Ejemplos de Scripts que se usaron para la realizacion de esta tesis.

```
; en este script calculo el promedio en tiempo de todos los puntos
; y luego hago una diferencia
load "$NCARG_ROOT/lib/ncarg/nclscripts/csm/gsn_code.ncl"
load "$NCARG_ROOT/lib/ncarg/nclscripts/csm/gsn_csm.ncl"
load "$NCARG_ROOT/lib/ncarg/nclscripts/csm/contributed.ncl"
```

```
begin
```

```
;***** abre el archivo y saca la variable deseada *****
```

```
in =addfile("outcmip3.nc","r")
in2 = addfile("outcmip5.nc","r")
p3 = in->rsds
p5 = in2->rsds
p3 = p3-273.15
p5 = p5-273.15
```

```
;***ciclo de promedio de tiempo***
```

```
;dim=dimsizes(p3)
print(dimsizes(p3))
promt3=new((/36,66/),float) ;455 en tlluvias.nc
promt5=new((/36,66/),float)
tiempo=new((/672/),float)
do k=0,36-1
    do l=0,66-1
        prom3=avg(p3(:,k,l))
        prom5=avg(p5(:,k,l))
        promt3(k,l)=prom3
        promt5(k,l)=prom5
    end do
end do
```

```
printVarSummary(promt3)
printVarSummary(promt5)
;*** diferencia entre cmips**

dif = new((/36,66/),float)
dif = promt5-promt3

;graficas ****

wks=gsn_open_wks("png","cmip3") ;crea un file png
gsn_define_colormap(wks,"gui_default")

res = True
res@cnFillOn = True
res@cnLinesOn = False
res@cnLevelSpacingF = 0.5
res@gsnSpreadColors = True
res@lbLabelStride = 4
res@pmTickMarkDisplayMode = "Always"
res@gsnAddCyclic = False
res@mpLimitMode = "LatLon"
res@lbLabelFontHeightF = .0075
res@lbTitleString = "W/m^2"
res@lbTitlePosition = "Right"
res@lbTitleFontHeightF= .015
res@lbTitleDirection = "Across"

res@mpMinLatF = 0
res@mpMaxLatF = 35
res@mpMinLonF = 235
res@mpMaxLonF = 300

plot = gsn_csm_contour_map_ce(wks,promt3,res)
;****
wks=gsn_open_wks("png","cmip5") ;crea un file png
gsn_define_colormap(wks,"gui_default")

res = True
res@cnFillOn = True
res@cnLinesOn = False
res@cnLevelSpacingF = 0.5
```

```
res@gsnSpreadColors = True
res@lbLabelStride = 4
res@pmTickMarkDisplayMode = "Always"
res@gsnAddCyclic = False
res@mpLimitMode = "LatLon"
res@lbLabelFontHeightF = .0075
res@lbTitleString = "W/m2"
res@lbTitlePosition = "Right"
res@lbTitleFontHeightF = .015
res@lbTitleDirection = "Across"
res@mpMinLatF = 0
res@mpMaxLatF = 35
res@mpMinLonF = 235
res@mpMaxLonF = 300

plot = gsn_csm_contour_map_ce(wks,promt5,res)
;*** dif
wks=gsn_open_wks("png","diferencia") ;crea un file png
gsn_define_colormap(wks,"gui_default")

res = True
res@cnFillOn = True
res@cnLinesOn = False
res@cnLevelSpacingF = 0.5
res@gsnSpreadColors = True
res@lbLabelStride = 4
res@pmTickMarkDisplayMode = "Always"
res@gsnAddCyclic = False
res@mpLimitMode = "LatLon"
res@lbLabelFontHeightF = .0075
res@lbTitleString = "W/m2"
res@lbTitlePosition = "Right"
res@lbTitleFontHeightF = .015
res@lbTitleDirection = "Across"
res@mpMinLatF = 0
res@mpMaxLatF = 35
res@mpMinLonF = 235
res@mpMaxLonF = 300

plot = gsn_csm_contour_map_ce(wks,dif,res)
end
```

Ejemplo 2, donde se hace un regrid para visualizar las salidas en latitud y longitud.

```
;26/04/2014 programa para hacer el regrid de los datos y
; escoger tiempos adecuadamente
load "$NCARG_ROOT/lib/ncarg/nclscripts/csm/gsn_code.ncl"
load "$NCARG_ROOT/lib/ncarg/nclscripts/csm/gsn_csm.ncl"
load "$NCARG_ROOT/lib/ncarg/nclscripts/csm/contributed.ncl"
begin
;*** abrir programas ****
  f = "_Amon_MPI-ESM-MR_historical_r1i1p1_185001-200512.nc"
  in = addfile("pr"+f,"r")
  in2 = addfile("prc"+f,"r")
  in3 = addfile("psl"+f,"r")
  in4 = addfile("tas"+f,"r")
  in5 = addfile("ts"+f,"r")
  in6 = addfile("rsds"+f,"r")
;print(in)
;printVarSummary (in)
;*** aqui hacemos el regrid
;los tiempos tienen que corresponder a 1/1/1950 a 1/12/2005
  regrid = in->pr(1200:1871,.,.)
  regrid2 = in2->prc(1200:1871,.,.)
  regrid3 = in3->psl(1200:1871,.,.)
  regrid4 = in4->tas(1200:1871,.,.)
  regrid5 = in5->ts(1200:1871,.,.)
  regrid6 = in6->rsds(1200:1871,.,.)
  tiempo=in->time(1200:1871) ;deben ser el paso 15.5 al 33221.5
;print (tiempo)
  newgrid = g2gsh_Wrap(regrid,(/180,360/),0)
  newgrid2 = g2gsh_Wrap(regrid2,(/180,360/),0)
  newgrid3 = g2gsh_Wrap(regrid3,(/180,360/),0)
  newgrid4 = g2gsh_Wrap(regrid4,(/180,360/),0)
  newgrid5 = g2gsh_Wrap(regrid5,(/180,360/),0)
  newgrid6 = g2gsh_Wrap(regrid6,(/180,360/),0)
  fout=addfile("outcmip5.nc","c")
  fout->time=tiempo
  fout->pr=newgrid(:,90:125,235:300)
  fout->prc=newgrid2(:,90:125,235:300)
  fout->psl=newgrid3(:,90:125,235:300)
  fout->tas=newgrid4(:,90:125,235:300)
  fout->ts=newgrid5(:,90:125,235:300)
  fout->rsds=newgrid6(:,90:125,235:300)
end
```

Bibliografía

- [1] P. Lynch, *The Emergence of Numerical Weather Prediction*. Cambridge, 2006.
- [2] R. J. O. Small, S. P. de Szoeke, and S.-P. Xie, “The central-american midsummer drought: Regional aspects and large-scale forcing,” 2007.
- [3] S. A. Rauscher, F. Giorgi, N. S. Diffenbaugh, and A. Seth, “Extension and intensification of the meso-american midsummer drought in the twenty-first century,” *Clim Dyn*, vol. 31, pp. 551–571, 2008.
- [4] S. Hasternath, “The intertropical convergence zone of the eastern pacific revisited,” *International Journal of Climatology*, vol. 22, pp. 347–356, 2001.
- [5] V. Magaña, J. A. Amador, and S. Medina, “The midsummer drought over mexico and central america,” *American Meteorology Society Journal*, vol. 12, pp. 1577–1588, 1999.
- [6] S. Curtis, “Interannual variability of the bimodal distribution of summertime rainfall over central america and tropical storm activity in the far-eastern pacific,” *Climate Research*, vol. 22, pp. 141–146, 2002.
- [7] B. E. Mapes, P. Liu, and N. Buening, “Indian monsoon onset and the americas midsummer drought: Out-of-equilibrium responses to smooth seasonal forcing,” *Notes and Correspondence*, p. 1109, 2005.
- [8] K. Karneuskas, R. Seager, A. Gianini, and A. Busalacchi, “A simple mechanism for the climatological midsummer drought along the pacific coast of central america,” *Atmósfera*, vol. 26, pp. 261–281, 2013.
- [9] V. Magaña and E. Caetano, “Temporal evolution of summer convective activity over the americas warm pool,” *Geophysical Research Letters*, vol. 32, 2005.
- [10] R. Romero-Centeno, J. Zavala-Hidalgo, and G. Raga, “Midsummer gap winds and low-level circulation over the eastern tropical pacific,” 2005.
- [11] E. Roeckner, G. Bauml, and L. B. et al, “The atmospheric general circulation model cmip5,” *Max-Planck-Institut fur Meteorologie*, vol. 349, 2003.

- [12] S. Legutke and R. Voss, "Technical report no. 18, the hamburg atmosphere-ocean coupled circulation model echo-g," 1999.
- [13] J. M. Wallace and P. V. Hobbs, *Atmospheric Science: an introductory survey*. Academic Press, 2006.
- [14] F. M. White, *Mecánica de Fluidos*. McGraw-Hill, 2008.