



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
CENTRO DE CIENCIAS DE LA ATMÓSFERA

**ANÁLISIS PROBABILÍSTICO DE ESCENARIOS
ESCALADOS DE PRECIPITACIÓN Y TEMPERATURA
BAJO CAMBIO CLIMÁTICO EN MÉXICO**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE

**MAESTRO EN CIENCIAS
(FÍSICA DE LA ATMÓSFERA)**

PRESENTA

DAVID MAXIMILIANO ZERMEÑO DÍAZ

DIRECTOR DE TESIS

DR. VÍCTOR O. MAGAÑA RUEDA



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

AGRADECIMIENTOS

Al Dr. Víctor O. Magaña, quien me mostró el mundo de la meteorología en México y me abrió las puertas a la investigación científica. Gracias por tus consejos y la dirección que le has dado a mi carrera. Agradezco tu sincera amistad y por siempre brindarme lo mejor de ti como maestro y tutor.

Al Dr. Ernesto Caetano y al Mtro. Juan Matías Méndez, quienes sin conocerme me dieron un apoyo incondicional y que con enorme paciencia y calidez me enseñaron a programar y a utilizar otras herramientas indispensables en la meteorología. Al Tnte. Francisco Hernández Becerra, mi compañero de generación, de clases y de oficina; disfruté enormemente de tu amistad por dos años, gracias por todo tu apoyo y consejos. Al Ing. Gustavo Vázquez por ayudarme a dar los primeros pasos en la computación científica, por tu sincera amistad y por tantas veces que me has ayudado con la mejor disposición. A todos mis compañeros y profesores del CCA. De manera muy especial agradezco a la Mtra. Beatriz Palma Grayeb, por haber visto en mi potencial y recomendarme al mejor grupo de meteorología en México.

A mi familia, no hay palabras para enunciar todo por lo que les estoy agradecido. A ti Gaby, durante varios años has estado a mi lado animándome, dando lo mejor de ti.

Este trabajo, que representa mi formación en la máxima casa de estudios, no hubiera sido posible sin el apoyo económico de la beca CONACYT de maestría bajo el número de registro CVU 208457. Agradecimientos especiales al Dr. Salvador E. Lluch Cota del Centro de Investigaciones Biológicas del Noroeste (CIBNOR), través del proyecto (SEMARNAT-CONACYT): “*Vulnerabilidad y adaptación del Golfo de California ante la variabilidad y el cambio climático*”.

DEDICATORIA

A mi mamá Elsa y a mi Abuelita Alicia

INDICE

<i>Resumen</i>	1
<i>Capítulo 1. Introducción y Antecedentes</i>	3
1.1 El cambio climático	3
1.2 El reto de proyectar el clima futuro ¿Qué son los modelos de clima?	4
1.3 Incertidumbre en las proyecciones de cambio climático	8
1.4 Los escenarios SRES	10
1.5 La necesidad de escenarios regionales	12
1.6 Desarrollos existentes	13
1.7 Objetivo	16
1.8 Estructura de la tesis	16
<i>Capítulo 2. Datos y Metodología</i>	18
2.1 Reducción de escala	18
2.1.1 Escalamiento dinámico	22
2.1.2 Escalamiento estadístico	22
2.1.3 Escalamiento temporal	25
2.1.4 Ventajas y desventajas en el escalamiento	26
2.2 La herramienta de predicción del clima (CPT) de regionalización	27
2.3 Un generador estocástico de tiempo meteorológico en el contexto de cambio climático	29
2.4 Las fuentes de los datos	31
<i>Capítulo 3. Regionalización de Escenarios de Cambio Climático</i>	33
3.1 El esquema CPT como generador de escenarios de cambio climático regionales	33
3.2 Selección de las salidas de los GCM para regionalización	35
3.3 Validación de las salidas de los GCM regionalizados	41
3.4 Construcción probabilística de los escenarios	48

<i>Capítulo 4. Los Escenarios para México</i>	51
4.1 Los escenarios de cambio climático y evaluación de la incertidumbre	51
4.2 Los escenarios de temperatura	52
4.3 Los escenarios de precipitación	61
4.4 Los eventos extremos y su proyección	70
<i>Capítulo 5. Conclusiones</i>	75
5.1 Regionalización con CPT	75
5.2 Los escenarios para México	77
5.3 Trabajo futuro	79
<i>Referencias</i>	80

RESUMEN

Actualmente existe gran confianza en que el incremento de las concentraciones atmosféricas de GEI producirá cambios en el clima global, particularmente incrementos en la temperatura. Sin embargo la estimación de cómo el aumento de temperatura global se reflejará en cambios a nivel regional es incierto, pues está acompañado de numerosas incertidumbres. Los escenarios regionales presentados en el Cuarto Informe de Evaluación sobre Cambio Climático (IPCC-AR4), se centran en proyecciones de temperatura y precipitación, pero el concepto regional se refiere a extensiones de nivel casi continental, como fue Norte América, Europa o África. Con tal resolución espacial es difícil pasar a la definición de acciones de adaptación para una cuenca o ecosistema particular. Las técnicas de reducción de escala se han desarrollado como puentes entre los resultados obtenidos con modelos de circulación general (GCM) de baja resolución espacial, y aquellos que analizan los potenciales impactos del cambio climático a nivel local.

La generación de escenarios regionales es una tarea que forma parte de la gestión de riesgo ante cambio climático y como tal, requiere considerar cuantitativamente la incertidumbre bajo cada proyección. Ha sido práctica común en los últimos años el utilizar la dispersión entre proyecciones como una medida de la incertidumbre en los escenarios de cambio climático, esta filosofía se sigue en este trabajo a través de considerar la mayoría de las proyecciones.

Se utilizó el esquema *Climate Predictability Tool* (CPT) para derivar escenarios de alta resolución a partir de las proyecciones de los GCM utilizados en IPCC-AR4. El CPT actúa sobre medias mensuales, para evaluar la actividad de eventos extremos se utilizó el Generador Estocástico de Tiempo Meteorológico.

El cambio climático en México se presenta básicamente como una anomalía positiva en la temperatura y una anomalía negativa en la precipitación. Sin embargo los patrones regionales varían sensiblemente en sus aspectos espaciales. Para la región norte y noroeste de México, se esperan cambios superiores a los 4° C con una incertidumbre menor a 2° C, mientras que en el noreste y sur de México dichos cambios están en el rango de entre 2 y 2.5° C con la misma incertidumbre. El mayor aumento de

temperatura en el régimen anual se encuentran en los meses más calurosos climatológicamente. De manera similar, las regiones con la mayor disminución de precipitación son las regiones donde climatológicamente llueve más, como en el sur de México. Sin embargo, las regiones que se verán más afectadas son el oeste y norte de México, ya que la anomalía porcentual supera, en los peores escenarios, el 30% de disminución a finales del presente siglo.

La variabilidad diaria de la temperatura bajo cambio climático se ve aumentada a un ritmo de casi en 0.5° C por década. De esta manera los extremos cálidos serán de mayor magnitud, cerca de 3° C adicionales a mediados del siglo presente y cerca de 6° C para finales del siglo. Los cambios en los eventos extremos de precipitación aumentan su intensidad aunque el número de días con precipitación normal disminuye menor.

Capítulo 1. Introducción y Antecedentes

1.1 El cambio climático

Los cambios en el clima pueden ser producto de variaciones en los moduladores climáticos internos, como inestabilidades en la atmósfera y/o el océano o forzamientos externos como variaciones en la radiación solar, uso de suelo, composición de la atmósfera. La Convención Marco de las Naciones Unidas sobre Cambio Climático usa el término *Cambio Climático* para referirse a cambios en el clima por causas humanas: *se entiende un cambio de clima atribuido directa o indirectamente a la actividad humana que altera la composición de la atmósfera mundial y que se suma a la variabilidad natural del clima observada durante periodos de tiempo comparables*. En algunos casos también se usa la expresión *cambio climático antropogénico*. Si el cambio en el clima es producido por causas naturales se denomina *variabilidad natural*. La principal alteración en la composición de la atmósfera por causas humanas es por el incremento en la concentración de Gases de Efecto Invernadero (GEI); estos gases modifican el balance global de radiación bloqueando parcialmente más radiación de onda larga saliente, y alterando el balance radiativo que se tenía durante décadas antes de la Revolución Industrial, así un porcentaje mayor de energía quede atrapada en la atmósfera por los GEI, dando como resultado un incremento en la temperatura troposférica. El Panel Intergubernamental de Cambio Climático (IPCC, por sus siglas en inglés) es un grupo de científicos dedicado a evaluar el riesgo por cambio climático, fue creado en 1988 por la Organización Meteorológica Mundial y el Programa de las Naciones Unidas para el Ambiente. El IPCC se divide en tres grupos: el grupo I estudia las bases científicas; el grupo II los impactos adaptación y vulnerabilidad; y el grupo III la mitigación del cambio climático. En este trabajo se hará referencia al grupo I por “IPCC”, de otro modo se especificará que grupo sea referido.

De acuerdo a Webster (1994), el problema básico del efecto invernadero y el calentamiento del planeta se puede describir en términos de un modelo de balance radiativo de una capa en el que la temperatura de superficie dependerá de la emisividad, dada por la concentración de GEI, y de los cambios en el albedo. Al aumentar los GEI y en ocasiones, disminuir el albedo, la atmósfera tiende a un calentamiento cerca de la de superficie. Es por

ello, que en gran medida las regiones polares presentan una tendencia a un mayor calentamiento, al derretirse los casquetes polares y disminuir el albedo, al mismo tiempo que la emisividad aumenta.

La distinción entre variabilidad natural y variabilidad inducida por los humanos requiere hacer ejercicios de detección y atribución de dichas señales de cambio en el clima (Solomon et al., 2007). La detección y atribución corresponden a un ejercicio académico de separar, mediante el uso de modelos dinámicos, la componente de las variaciones en el clima, dada por forzantes naturales, de aquella que resulta de un efecto invernadero intensificado por las actividades de origen antrópico. La detección del cambio climático es el proceso de demostrar que el clima ha cambiado en un sentido definitivo, sin probar una razón específica de ese cambio. La atribución es el proceso de establecer las causas más probables del cambio detectado. El IPCC en su Cuarto Informe de Evaluación en 2007 (IPCC-AR4) se pronunció por que es muy poco probable (menos de 5% de probabilidad) que el patrón de calentamiento experimentado en la segunda mitad del siglo XX pueda ser explicado sin considerar forzantes externos y que sea solo por causas naturales. Los GEI muy probablemente fueron los causantes de la mayoría del calentamiento observado en los últimos 50 años del siglo XX (Solomon et al., 2007).

1.2 El reto de proyectar el clima futuro. ¿Qué son los Modelos del Clima?

El hombre ha tratado de explicar el mundo que lo rodea para con base en ello, reducir los peligros que le acechan o beneficiarse de los recursos a su alcance. Pero ¿cómo se puede estudiar y entender algo tan formidablemente complejo como es el océano, una selva tropical, o el clima? Necesariamente se tienen que usar simplificaciones que tomen en cuenta sólo las propiedades más importantes y básicas de los sistemas. Estas versiones simplificadas de la realidad se llaman modelos, los cuales son una descripción aproximada de los fenómenos del mundo real, con el fin de comprenderlos y predecirlos. Un modelo puede ser tan sencillo como una simple explicación con palabras de lo fundamental de una realidad. Otros modelos consideran diagramas en los que se dibujan de una forma simplificada los componentes del sistema, señalando con flechas las acciones de unos sobre otros. Algunos pueden ser esquemas simples, pero cuando cada flecha indica el tipo de

acción que tiene lugar y se señalan diferentes compartimentos y tipos de interacción, pueden llegar a ser muy complicados.

En los modelos numéricos se usan ecuaciones matemáticas para describir los distintos componentes físicos del sistema y las relaciones entre ellos. El desarrollo de computadoras ha hecho posible resolver en forma aproximada esas ecuaciones, manejando una gran cantidad de datos que dan como resultado los modelos numéricos, en los que se simula el funcionamiento de sistemas complejos. Con el tiempo, este tipo de modelos ha permitido simular relativamente bien procesos tan complicados como el funcionamiento de la atmósfera, incluyendo los elementos esenciales como nubes, radiación y vientos.

Los modelos climáticos permiten pronosticar o hacer "experimentos" que nunca serían posibles en la realidad. Por ejemplo, si se dispone de un buen modelo climático se podrá estimar cómo variaría la temperatura al aumentar la concentración de un gas como el bióxido de carbono (CO_2). La limitación obvia es que un modelo simula, pero no es la realidad. Por muy bueno que sea siempre estará lejos de la complejidad del proceso natural. Así se ha comprobado que la complejidad y la aleatoriedad de algunos procesos climáticos son tan grandes que, a pesar de haberse empleado las mayores supercomputadoras y los más sofisticados modelos computacionales, no se ha logrado predecir el tiempo con fiabilidad para periodos mayores de dos días.

Algunos programas de investigación sobre el "cambio global" del planeta incluyen el cambio climático, la disminución del ozono estratosférico, la desertificación y la biodiversidad, y por lo mismo han significado una nueva era en la investigación científica al exigir la cooperación multinacional y multidisciplinaria. Los científicos participantes tienen un objetivo en su investigación que puede parecer de largo plazo. Su empeño es hacer un modelo integral, que sirva para hacer predicciones de los procesos físicos, químicos y biológicos interactuando en la tierra. Con un modelo de este tipo podrían repetir y controlar un experimento global, probando una y otra vez la respuesta, al ir cambiando diferentes parámetros y generando diversos escenarios.

La evaluación de los modelos del clima es un elemento fundamental de un estudio de procesos. Sólo mediante una determinación de los alcances y limitaciones de los modelos

se puede establecer la confianza que se tenga en ellos. Los errores de un modelo sugieren problemas científicos que requieren de solución. El resultado de la modelación debe reflejarse en mejor información del clima para los responsables de sectores socioeconómicos. Después de todo, son ellos los que disfrutan o sufren de determinada condición del clima. El beneficio que puedan obtener de la información climática dependerá de la capacidad que tengan de interpretar adecuadamente los productos que la comunidad científica les proporcione.

Alguien podría preguntar, “¿por qué si no podemos pronosticar con precisión el tiempo a uno o dos días, intentamos pronosticar el clima?” Es cierto, no podemos pronosticar el tiempo a largo plazo, pero podemos decir cosas útiles sobre el clima. La mayoría de la gente no sabe realmente la diferencia entre “tiempo” y “clima”. Cuando se ven forzados a diferenciar entre estos dos términos, probablemente digan que tiempo es “corto plazo” mientras que clima se refiere a una duración más larga. Una respuesta a esta pregunta la dio Edward Lorenz (1917-2008), quien dijo: "tiempo es lo que usted tiene; mientras que clima es lo que usted espera". Implícita en esta observación de Lorenz está la aseveración de que mientras el tiempo es determinista, el clima es probabilista. Para explicar lo anterior se puede discernir entre predecibilidad del tiempo contra predecibilidad del clima, tal y como lo hace el Dr. Jagadish Shukla de la Universidad de Maryland [*Comunicación Personal*: Víctor O. Magaña, Centro de Ciencias de la Atmósfera (CCA) Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), 2007].

Considérese una ecuación para la predicción del tiempo en donde se representen los cambios de una variable en el espacio y en el tiempo. Los cambios a lo largo del eje tiempo se pueden dividir con una componente (más estable) previsible y una componente (inestable) no fácilmente explicable (Fig. 1). La dinámica del componente inestable domina en la ecuación y hace que el error crezca tan rápido (en el plazo de 3 a 7 días) que no es posible pronosticar el tiempo más allá de ese rango. Debido a este límite, cualquier esperanza de hacer una predicción del tiempo a largo plazo (más de dos semanas) será siempre un sueño.

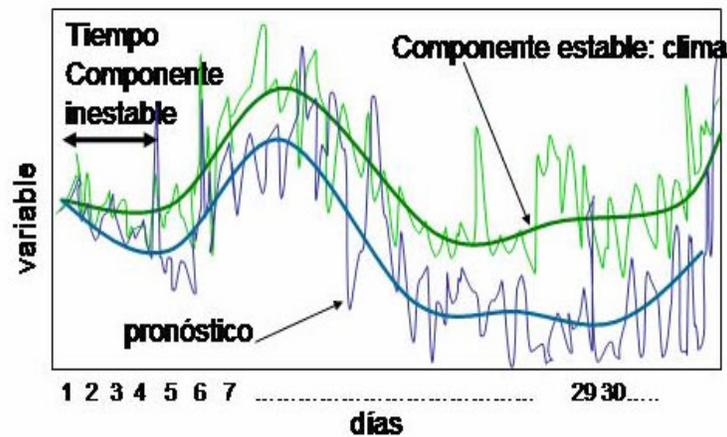


Figura 1.1. Esquema de pronóstico de tiempo y clima. Línea verde claro, tiempo meteorológico; línea verde oscuro, clima observado; línea azul claro, pronóstico de tiempo meteorológico; línea azul oscura, clima pronosticado (Tomado de Landa et al., 2008).

Sin embargo, la ecuación de pronóstico también contiene una componente más estable. Esta componente corresponde al clima; y con ella se puede hacer un mucho mejor trabajo de predicción. Después de todo, se conocen suficientemente bien los factores que establecen el estado base del clima: la energía del sol, la velocidad de rotación y la masa del planeta, la composición química de la atmósfera y la distribución del océano y los continentes. Por ello, ¡la predicción del clima, es factible y, dada la mejora significativa en la calidad de los modelos del clima durante la década pasada, es incluso un asunto muy importante! Seguirá siendo muy difícil asegurar si lloverá al medio día del día siguiente, pero será posible hacer afirmaciones sobre el estado medio de la atmósfera esperado para los próximos meses, e incluso años.

Es prácticamente imposible conocer el valor exacto de la atmósfera un instante dado, se necesitaría un instrumento sin error por cada metro cúbico de la atmósfera para medir con toda precisión variables como temperatura, humedad, presión, viento, etc. Por ello, aun si se tuviera un conocimiento total de los procesos en el sistema climático, no se resolvería el problema del pronóstico del tiempo más allá de un cierto plazo, pues es un problema de condición inicial.

La convergencia de las soluciones hacia un atractor determinado depende de la condición de frontera. La representación del estado futuro de la atmósfera se da entonces en términos

de la distribución de las soluciones, es decir se pasa de un problema de condición inicial a uno de condiciones de frontera con soluciones dadas en términos de probabilidades.

Cuadro 1.



Edward Norton Lorenz nació el 23 mayo de 1917 y falleció el 16 de abril de 2008. Fue un matemático y meteorólogo estadounidense, pionero en el estudio de las Teorías de Caos. Inventó el concepto de atractor extraño y acuñó el término “efecto mariposa”. Lorenz construyó un modelo matemático de la circulación de la atmósfera y al analizar los patrones de movimiento del aire se dio cuenta de que éstos no siempre coincidían con lo predicho. Variaciones pequeñas en las condiciones iniciales de modelo de predicción del tiempo podían resultar en grandes errores conforme se avanzaba en el plazo de pronóstico. Esta dependencia tan grande del tiempo meteorológico con las condiciones iniciales ha llevado a dar como ejemplo, que incluso el movimiento de las alas de una mariposa en un punto dado cambiaría las condiciones atmosféricas subsecuentes de tal manera que podría generarse un huracán, por supuesto exagerando un poco para hacer más claro el concepto.

Lorenz publicó su trabajo seminal *Deterministic Nonperiodic Flow* (Flujo determinístico no-periódico) en el que describe, a través de un conjunto de ecuaciones simples, la complejidad infinita de un fluido como la atmósfera, llegando a construir lo que hoy se conoce como el atractor de Lorenz. Su trabajo lo hizo acreedor de muchos premios internacionales y una figura emblemática de la Meteorología moderna.

Lorenz, E.N., 1963: Deterministic Nonperiodic Flow. *J. Atmos. Sci.*, **20**, 130–141.

1.3 Incertidumbre en las proyecciones de cambio climático

Bajo el marco de referencia anterior, estimar cómo será el clima futuro resulta en gran medida un problema relacionado con establecer las características del forzante que lo lleve a un atractor determinado. Dado que el futuro del clima dependerá de cómo sean las emisiones de gases de efecto invernadero y en consecuencia de la magnitud del forzante radiativo, se tiene que pensar en que más que pronósticos del clima futuro se harán proyecciones o escenarios de cambio climático. Un escenario es: “una descripción de un estado futuro del mundo, coherente, internamente consistente y plausible” (Parry y Carter, 1998). No es un pronóstico o una predicción. Es como una serie de imágenes de cómo se podría ver el mundo en el futuro.

Hay dos fuentes fundamentales de incertidumbre en los escenarios de cambio climático que deben ser consideradas:

1) Las incertidumbres en las emisiones futuras, que afectan el forzamiento radiativo del sistema climático. El IPCC ha generado escenarios de emisiones de gases de efecto

invernadero (ver sección 1.2.1) a partir de consideraciones socioeconómicas, los cuales aparecen en el Informe Especial sobre Escenarios de Emisiones (SRES, 2001) que proveen una estimación de la incertidumbre en éstas. Este elemento cobra importancia pues los cambios en temperatura y precipitación, incluso a escala regional, pueden variar de acuerdo a las concentraciones proyectadas.

2) Incertidumbre en la sensibilidad global del clima y los cambios de patrones de circulación a escala regional que simulan los modelos del clima. Las diferencias en la formulación de los Modelos de Circulación General, conocidos como GCM, llevan a que se generen diferencias entre escenarios aun para un mismo forzante. Así, mientras un modelo proyecta un cambio de 1° C, otro puede indicar un cambio de 2° C, debido principalmente a la formulación física de procesos de escala menor a la resolución espacial del modelo en lo que se conoce como parametrizaciones. Similarmente, algunos modelos predicen incrementos en la precipitación, mientras que otros sugieren una disminución. Tales diferencias entre modelos son fuente de incertidumbre.

La incertidumbre se propaga de una estimación a otra, es decir, la incertidumbre de los escenarios de emisiones produce incertidumbre en el ciclo del carbono para los modelos, y ésta se propaga en las proyecciones del clima global y regional proyectados en los modelos, que a su vez genera incertidumbre cuando se estiman los impactos en una región o localidad (Fig. 1.2).

Una fuente adicional de incertidumbre se encuentra en la variabilidad natural del sistema climático, que en gran medida es el resultado de inestabilidades propias, o forzamientos externos, como los que resultan de la actividad volcánica o la actividad solar. El verdadero propósito de los escenarios es darnos una idea de la incertidumbre, ya que ayudan a determinar las posibles ramificaciones de un hecho (en este caso, cambio climático) a lo largo de uno o más caminos, plausibles pero indeterminados.

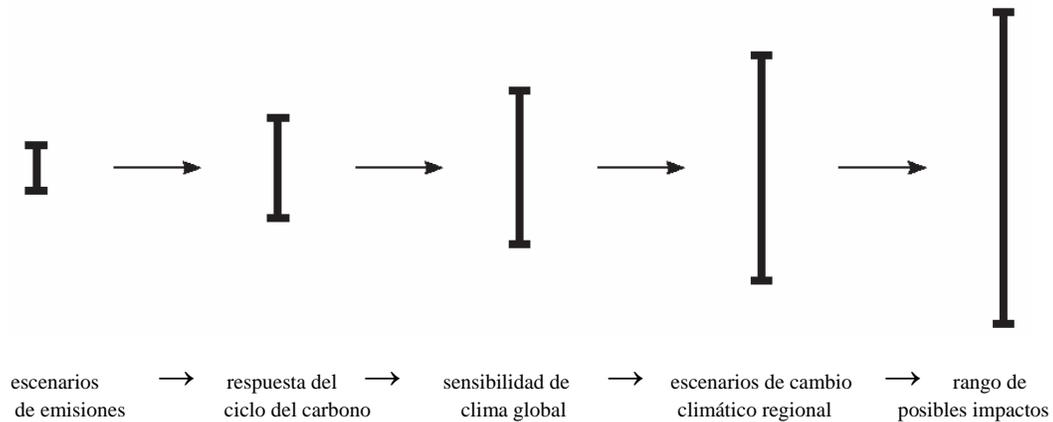


Figura 1.2 Cascada de incertidumbre en la relación entre emisiones e impactos.

El Tercer Informe de Evaluación del IPCC (IPCC-TAR, por sus siglas en inglés) fue severamente criticado por no presentar sus proyecciones en términos probabilísticos cuantitativos (Allen et al., 2004). Solo se acotaron los rangos de incertidumbre sin indicación de la probabilidad; no se hizo ninguna distinción entre las declaraciones: *confianza*, reflejando un bajo grado de consenso entre expertos o grupos de modeladores, y *probable* reflejando la valoración probabilística de un evento en particular. Este tratamiento de la incertidumbre fue corregido en el IPCC-AR4, donde los escenarios y la incertidumbre asociada yace sobre las probabilidades derivadas de múltiples experimentos y modelos más que del grado de consenso entre los grupos de modeladores o expertos.

1.4 Los escenarios SRES

Para tratar la primer fuente de incertidumbre es decir, la incertidumbre en las emisiones futuras, el IPCC generó una colección de escenarios de emisiones conocidos como SRES. Los escenarios de emisiones parten de cuatro diferentes historias de desarrollo socioeconómico global, denominadas A1, A2, B1 y B2, que describen consistentemente las relaciones entre las principales fuerzas demográficas, económicas y tecnológicas que determinan las emisiones futuras de los gases de efecto invernadero. Todos los escenarios basados en una misma historia constituyen una “familia”.

La historia A1 y su familia de escenarios describe un mundo futuro de crecimiento económico muy rápido, una población mundial que llega a su máximo a mediados del siglo

XXI y declina después con la rápida introducción de nuevas y más eficientes tecnologías (ver figura 1.3). La familia de escenarios A1 se desarrolla en tres grupos con direcciones alternativas en cambio tecnológico y sistema de energía. Los tres grupos A1 se distinguen por énfasis tecnológico: uso intensivo de combustibles fósiles (A1F1), fuentes de energía no fósiles (A1T), o un balance entre todas las fuentes de energía (A1B).

La historia A2 y su familia de escenarios describen un mundo muy heterogéneo. Patrones de fertilidad sobre las regiones convergen muy lentamente, lo que resulta en un continuo aumento de población. El desarrollo económico está primeramente orientado en forma regional, con crecimiento económico *per capita* y cambios tecnológicos fragmentados y más lentos que en las otras historias (ver figura 1.3).

La historia B1 y su familia de escenarios describen un mundo convergente con población mundial que llega a su máximo a mediados del siglo XXI y luego decrece como en la historia A1 (ver figura 1.3), pero con un cambio rápido en las estructuras económicas hacia una estructura económica de servicios y economía de la información, con la introducción de tecnologías limpias y uso eficiente de recursos. El énfasis es en soluciones globales a la economía, sustentabilidad ambiental y social, incluyendo equidad, pero sin iniciativas climáticas adicionales.

La historia B2 y su familia de escenarios describen un mundo el cual tiene énfasis en soluciones económicas locales y sustentabilidad social y ambiental. Es un mundo con incrementos constantes en la población, a una razón menor al de la historia A2, niveles de desarrollo económico intermedio y menos rápido que en las historias A1 y B1, así como más diversos cambios tecnológicos con respecto de las historias mismas historias (ver figura 1.3). Esta familia de escenarios está orientado hacia la protección ambiental y equidad social, enfocándose en niveles locales y regionales (Nebojsa et al., 2000).

Un escenario adicional que cabe mencionar es COMMIT, en este escenario se supone que las concentraciones de GEI y aerosoles se mantuvieran constantes en el nivel que alcanzaron en el año 2000; el escenario COMMIT es el escenario que supone menor concentración futura de GEI y es una idealización de lo que sucedería si todas las naciones

se comprometieran con el medio ambiente pero que, cuando se lleva a proyecciones de cambio en el clima contrasta con los demás escenarios.

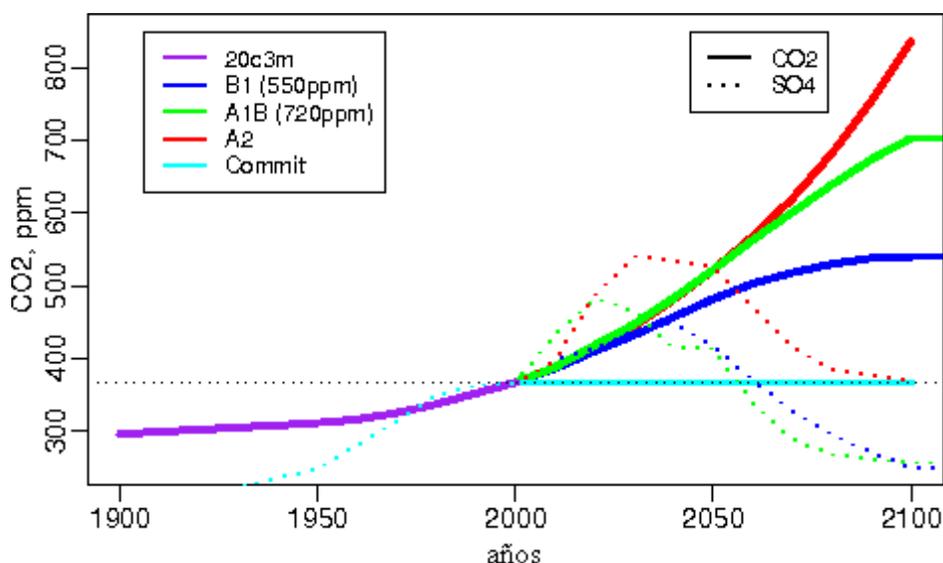


Figura 1.3. Escenarios de emisiones globales de CO₂ y SO₄ para el siglo XXI (tomado de <http://www.cccma.ec.gc.ca/data/cgcm3>).

1.5 La necesidad de escenarios de cambio climático

Actualmente existe gran confianza en que el incremento de las concentraciones atmosféricas de GEI producirá un incremento de la temperatura global. Sin embargo, la estimación de cómo las altas concentraciones de esos gases pueden afectar los climas regionales es aun un problema de frontera que está acompañado de numerosas incertidumbres. Los escenarios regionales presentados en el IPCC-AR4, se centran en proyecciones de temperatura y precipitación, pero el concepto regional se refiere a extensiones de nivel casi continental, como Norte América, Europa o África. Con tal resolución espacial es difícil pasar a la definición de acciones de adaptación para una cuenca o ecosistema particular.

La creación de los escenarios de cambio climático es una de las etapas más importantes dentro de los estudios de riesgo ante cambio climático, pues de ellos depende la dirección que se tome en el proceso de adaptación. Los escenarios de cambio climático se han desarrollado como puentes entre los GCM y los experimentos de cambio climático y aquellos encargados de estudiar sus potenciales impactos. Por ello, los escenarios de

cambio climático deben brindar información relevante para los sectores o a la medida de las necesidades del usuario; suficientemente detallada para ser utilizada en los estudios de impacto; representativa del rango de incertidumbres de las proyecciones; que incorpore las características de la región y diseñados para alimentar esquemas de toma de decisiones. Esto puede hacer la diferencia entre la implementación de un nuevo modelo de desarrollo sustentable con un manejo de recursos adecuado, y continuar con las tendencias de desarrollo actuales, que han puesto en riesgo a diversas regiones y sectores ante un clima cambiante. En la práctica, sin embargo, es difícil poder reunir todas esas características en un escenario, pues requiere de desarrollo de capacidades entre los encargados de generar información climática.

1.6 Desarrollos existentes

La forma más directa de obtener escenarios de cambio climático es utilizar los cambios en clima proyectados por los GCM de baja resolución espacial, y sumarlos al clima considerado como base. Dicha aproximación fue utilizada a principios de la década de los noventa. Tal aproximación es muy limitada pues deja del lado muchas de las necesidades de información sobre variabilidad e incertidumbre que se requiere al gestionar el riesgo ante cambio climático.

En los países en desarrollo, se planteó la posibilidad de disponer de paquetes computacionales que facilitaron la presentación de las salidas de GCM utilizados dentro del IPCC. Las fuentes más comunes de información bajo este esquema fueron:

- i) *IPCC Data Distribution Center*
- ii) *MAGICC-SCENGEN*
- iii) y otras fuentes de datos (NCAR, Canadian Institute for Climate Studies)

La ventaja de dichos manejadores de datos es que de forma directa permiten una representación inmediata de los escenarios disponibles con GCM. Sin embargo, mantienen una rigidez que no permite representaciones probabilísticas de escenarios de productos diseñados a la medida de las necesidades del usuario como lo requiere una aproximación al problema de adaptación ante cambio climático.

En el IPCC-AR4 se ha realizado un análisis regional de escenarios de cambio climático en un sentido probabilístico en regiones climáticas de gran extensión territorial. Así, el análisis para México quedó inmerso en una revisión de los cambios para la región sur de los Estados Unidos, Centro América y la parte norte de América del Sur. Para la región de México, Centroamérica y Cuba casi no se dispone de experimentos con modelos de clima regional que permitan estimar las probabilidades de cambios en parámetros meteorológicos, por lo que se tiene que recurrir a herramientas de reducción de escala.

En la generación de escenarios de cambio climático en Mesoamérica se han hecho experimentos comparando diversas salidas de GCM con diferentes escenarios de emisiones. Así, el trabajo de Ruosteenoja et al. (2003) presenta el caso de las condiciones de cambio climático esperadas para Centro América, en el contexto de revisar la dispersión de los escenarios contra la variabilidad natural.

Escenarios de cambio climático regionales se pueden obtener a través de técnicas de reducción de escala (*downscaling*) estadísticas. En las técnicas estadísticas de reducción de escala las variables del clima regional o local (*predictandos*) se obtienen generando un modelo estadístico que las relaciona con las variables de gran escala del modelo de circulación general (*predictores*). Esta técnica ha cobrado gran importancia por permitir utilizar las salidas de los GCM como las del IPCC-AR4 para establecer escenarios probabilísticos.

Una opción adicional para la reducción de escala son los Modelos de Clima Regional (RCM). Estos modelos son similares a los modelos de clima global pero de mayor resolución espacial (hasta de 100 km²) y por lo tanto contienen una mejor representación de elementos como la topografía o el uso de suelo dentro del dominio de interés. Dependiendo de la resolución del modelo, se puede también resolver explícitamente algunos de los procesos que son parametrizados en los GCM, como la interacción de orografía y uso de suelo en escala regional. Dicha opción requiere de grandes capacidades humanas y computacionales para poder representar los escenarios en forma probabilística, con múltiples experimentos y modelos, por lo que la mayoría de los experimentos en esta línea se enfocan al análisis de procesos.

Existe así una gran variedad de herramientas de reducción de escala de las salidas de los GCM, tanto dinámicas como estadísticas, que en su mayoría son libres. *MM5*, *PRECIS*, *RegCM3* y *SDSM* son algunos de los más populares. *MM5*, *PRECIS* y *RegCM3* son de tipo dinámico, *SDSM* es de tipo estadístico. Los desarrollos dinámicos existentes para escenarios regionales más actualizados son del tipo del proyecto PRUDENCE en Europa, o NARCCAP para Norte América. PRUDENCE (Christensen, 2001) surgió en Europa con el propósito de proveer una gran cantidad de escenarios de cambio climático de alta resolución (del orden de 400 km²) y una medida de la incertidumbre asociada. NARCCAP se ha iniciado en años recientes como un esfuerzo de instituciones científicas de Estados Unidos, Canadá y México para analizar proyecciones de cambio climático de alta resolución espacial, con especial énfasis en los procesos y escenarios en el sentido probabilístico. NARCAAP sin embargo, adolece de un problema cuando se trata de analizar escenarios de cambio climático para México, y es que el dominio utilizado por muchas instituciones solo llega a 20° N en su frontera sur, por lo que el país no queda representado adecuadamente en los escenarios. Sólo algunos modelos cubren México, Centroamérica y el Caribe en su totalidad y corresponden a las proyecciones del *Centro Hadley* con el modelo de mesoescala PRECIS, o el del Instituto de Investigación Meteorológica de Japón con el Simulador de la Tierra conocido como *Earth Simulator* [*Comunicación Personal*: Víctor O. Magaña, Juan Matías Méndez y Edgar Pérez, Centro de Ciencias de la Atmósfera (CCA) Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), 2008].

Por el lado estadístico, el *Statistical DownScaling Method (SDSM)* (Wilby et al, 2002) es una de las herramientas de escalamiento espacial más utilizadas en la proyección local, pues su esquema de escalamiento se basa en la regresión lineal múltiple a un punto, ocupando campos de precipitación, temperatura, radiación, globales del GCM y locales observados (http://www.ccsn.ca/Downscaling_Tools/SDSM-e.html). Estudios regionales con SDSM los realizaron en Magaña et al., (2005) para el estado de Tlaxcala.

Existe otra herramienta de regionalización de salidas de GCM de tipo estadística, conocida como *Climate Predictability Tool (CPT)*, desarrollada por el International Research Institute for Climate and Society (<http://iri.columbia.edu>). El CPT es una herramienta de regionalización de pronósticos estacionales basada en la corrección de errores sistemáticos

en las salidas de los modelos a través de identificar patrones espaciales. El CPT adolece de limitaciones como el que fue diseñado esencialmente para su uso en pronósticos de tipo estacional a través de una interfase Windows, lo que limita trabajar con muchos campos de forma eficiente, además de que sólo trabaja con campos mensuales. Sin embargo, para el presente trabajo el esquema fue modificado para ser aplicada en un contexto climático de un gran número de escenarios, en un esquema UNIX (sección 3.1). Para estimar la actividad de eventos extremos diarios se requiere de escalamiento temporal, con esquemas del tipo de Generadores Estocásticos de Tiempo Meteorológico (GETM). Los *GETM* más populares en la comunidad de cambio climático han sido *LARS* y *WGEN* (Semenov et al., 1998 y Wilks & Wilby, 1999).

1.7 Objetivo

El trabajo tiene como objetivo principal generar escenarios de cambio climático regional para México a partir de los escenarios de cambio climático construidos para en el IPCC-AR4 en una malla de resolución típica de $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ ($\sim 75,000 \text{ km}^2$), manteniendo el carácter probabilístico que debe corresponder a toda proyección climática. Los escenarios se construirán para las variables temperatura y precipitación representándolas con alta resolución espacial en una malla de $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ ($\sim 3,000 \text{ Km}^2$) y temporal en el orden de días, con el fin de proveer información adecuada para los trabajos que se vienen desarrollando en materia de adaptación al cambio climático. La construcción de escenarios incluirá información sobre actividad de eventos extremos bajo cambio climático, considerando que ésta es modulada por condiciones climáticas.

1.8 Estructura de la tesis

En el primer capítulo se ha dado una introducción y presentado antecedentes sobre el problema de pronosticar tiempo y clima, discutiendo el significado de proyectar el clima en el contexto de cambio climático, mostrando la necesidad de contar con escenarios de cambio climático de alta resolución para estudios de impacto y adaptación. En este sentido,

se hace una pequeña revisión de los desarrollos y técnicas existentes de reducción de escala y se plantea el objetivo del presente trabajo.

En el segundo capítulo, se presenta una introducción a las técnicas dinámicas y estadísticas utilizadas en el escalamiento de las salidas de los GCM, y particularmente al esquema estadístico de reducción de escala espacial CPT. Se describe el uso de CPT sobre los GCM y se explica la construcción probabilística de escenarios. Se presenta también un método para el escalamiento temporal que permita generar información sobre la actividad de eventos meteorológicos extremos.

En el tercer capítulo se profundiza sobre el uso del CPT en el contexto de los escenarios de cambio climático. Se hace una evaluación de las simulaciones de los GCM en la región de México antes de que sus proyecciones sean escaladas. Se presenta el método de selección de las salidas de los GCM y la validación de los modelos estadísticos de reducción de escala. Bajo este marco de referencia, se hace un análisis y discusión de las diferencias entre los escenarios de alta y baja resolución.

En el cuarto capítulo, se presenta el análisis por ensamble de los escenarios regionalizados y se presentan los resultados en forma probabilista. Asimismo, se utiliza el generador estocástico de tiempo para obtener estimaciones de la actividad de condiciones extremas de precipitación y temperatura.

Finalmente en el quinto capítulo, se presentan conclusiones sobre los resultados del trabajo considerando la necesidad de analizar con más detalle los procesos que llevan a condiciones de cambio climático de una región a otra, también se presentan posibilidades de desarrollar trabajo futuro en esta línea.

Capítulo 2. Datos y Metodología

2.1 Reducción de escala

Numerosos experimentos con GCM han permitido concluir que el aumento en las concentraciones de gases de efecto invernadero tendrá impactos significativos en el clima global y regional, pero es menos claro en qué medida las condiciones climáticas en sitios particulares se modificarán. Las llamadas técnicas de reducción de escala, escalamiento o *downscaling* se han desarrollado como puentes entre los resultados obtenidos con GCM a baja resolución espacial, y aquellos que analizan los potenciales impactos del cambio climático a nivel local (figura 2.1). La resolución espacial típica de los GCM aproximadamente de 7,500 km² (una malla de 2.5° resolución), esta resolución espacial no permite considerar los forzantes del clima local (topografía, uso de suelo). Algunas veces, los impactos de las variaciones del clima global cobran características especiales muy particulares en regiones de topografía marcada, en islas o en regiones de contrastes en el uso de suelo, factores que generan circulaciones de mesoescala, esto tiene lugar en escalas menores a 3,000 km².

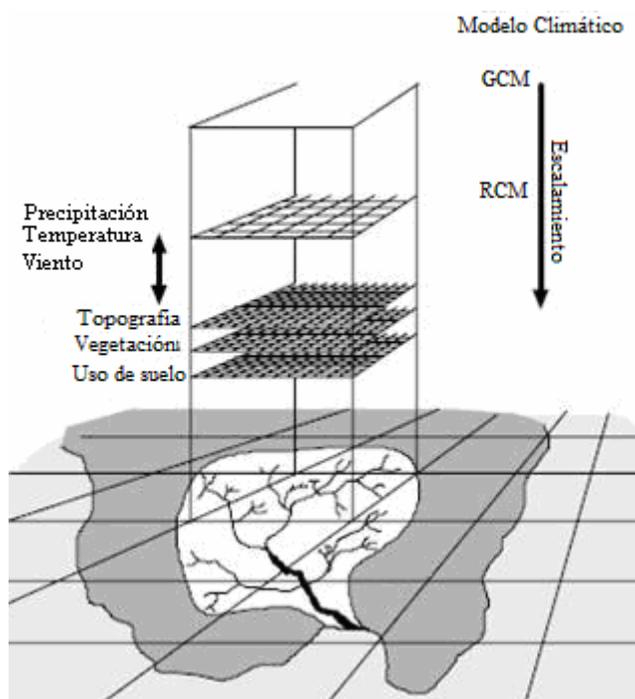


Figura 2.1. Esquema general del escalamiento espacial (tomado de <https://co-public.lboro.ac.uk/cocwd/SDS/>).

La reducción de escala espacial de salidas de GCM debe incorporar elementos que resultan en circulaciones de mesoescala y/o clima local en las proyecciones de cambios atmosféricos, entregando así un valor agregado a las salidas directas de los GCM. Es claro que mucho de ese valor agregado dependerá del entendimiento de los procesos que generan el clima local o regional y de la disponibilidad de datos para poderlo representar. La forma más directa de obtener escenarios regionales de cambio climático es utilizar los cambios en el clima proyectados por los modelos de baja resolución espacial y sumarlos al clima considerado como base. Este método se utiliza generalmente cuando no existe posibilidad de aplicar un Modelo de Clima Regional (RCM, ver figura 2.1) o para estimar la incertidumbre que surge de los muchos modelos y experimentos de cambio climático.

Hay algunas recomendaciones para la reducción de escala espacial que han sido aplicadas al momento de utilizar esquemas estadísticos, las cuales sin embargo tienen ciertas dificultades para aplicarse en regiones tropicales. Por ejemplo, algunos autores (e.g., Wigley, 2004) recomiendan:

- i) Los GCM usados como información inicial en la reducción de escala deben simular algunas de las características dinámicas de gran escala que llevan o generan clima regional, por ejemplo: corrientes en chorro de bajos niveles o trayectorias de ciclones de gran escala.
- ii) Las técnicas de reducción de escala deben estar basadas en una variable climática que no tenga grandes variaciones en escalas espaciales por debajo de la resolución del GCM, esto es, conviene usar variables tales como la presión atmosférica a nivel medio del mar más que la precipitación.
- iii) Las variables utilizadas en el proceso de reducción de escala espacial deben ser primordialmente variables primarias en el modelo y no derivadas, como por ejemplo, presión a nivel del mar. También es conveniente evitar usar variables resultado de parametrizaciones que involucran el uso de más de una variable, como es el caso de la precipitación.

Sin embargo, como se menciona anteriormente, estas recomendaciones aplican en donde la escala sinóptica constituye el modulador de los procesos de mesoescala, por ejemplo de

lluvia como es en latitudes medias, donde los frentes y las ondas tipo Rossby pueden relacionarse con las condiciones de temperatura y precipitación a escala regional e incluso local. En los trópicos, por otro lado, las condiciones de mesoescala son más difíciles de establecer a partir de ondas de gran escala. Tormentas convectivas o los mismo ciclones tropicales son parte esencial de los elementos que determinan el clima a escala local y que sin embargo no pueden expresarse en términos de circulaciones de gran escala de forma directa. Es por ello, que es recomendable en este caso recurrir incluso a la misma expresión de la precipitación del GCM (eg, sus parametrizaciones como la fuente que captura la esencia de estos procesos en estas latitudes.

Las técnicas de reducción de escala se pueden dividir en:

- 1) modelos dinámicos de clima regional (técnicas dinámicas), y
- 2) modelos estadísticos

En la reducción de escala, las salidas de GCM constituyen un campo base que no necesariamente refleja los procesos de mesoescala menores a $3,000 \text{ km}^2$, por lo que se deben encontrar esquemas que distingan el efecto de estos últimos en el clima local. Por ejemplo, barreras orográficas o contrastes de uso de suelo no distinguibles en el GCM pueden tener efectos sobre los patrones de temperatura o precipitación a escala local (figura 2.2). La inclusión de estos factores en los escenarios finales de alta resolución espacial requiere de inducirlos a través del modelo dinámico con información sobre topografía y uso de suelo, o bien, mediante esquemas estadísticos que partan de relaciones históricas para identificar patrones en el clima de alta resolución espacial.



Figura 2.2. Esquemización de algunos factores incorporados en el escalamiento espacial (tomado de <http://iri.columbia.edu>).

Cada caso o región es diferente y por ello se requieren de investigaciones especiales que lleven a definir la estrategia de reducción de escala más adecuada para representar los elementos del clima regional que no aparecen en un GCM. Los resultados de la reducción de escala dependen de la región, a través de los efectos topográficos y de uso de suelo, y en el caso de las técnicas estadísticas, de la variable a ser escalada, pues entre más discontinuidades exhiba, mayor será la dificultad para escalarla (e.g., precipitación).

La base en la reducción de escala es esencialmente que existen relaciones (dinámicas o estadísticas) entre el clima local y el de gran escala, que permiten determinar condiciones locales a partir de información de baja resolución, y que estas relaciones permanecerán validas aun bajo condiciones climáticas futuras.

2.1.1 Escalamiento dinámico

En el escalamiento dinámico se utilizan modelos atmosféricos de mesoescala (por ejemplo, *MM5* o *RegCM3*) o modelos climáticos globales de alta resolución (por ejemplo, *Simulador de la Tierra, de Japón*). Estos modelos son similares a los GCM, pero de mayor resolución espacial y por lo tanto contienen una mejor representación de la topografía y el uso de suelo dentro del dominio y, dependiendo de su resolución, pueden también simular algunos de los procesos que son parametrizados en los GCM. La aproximación es la de anidar un RCM dentro del GCM que lo va dirigiendo a través de las condiciones de frontera lateral, de tal forma que la alta resolución del RCM simula los procesos físicos y las características del clima en un área limitada del planeta mientras obtiene información de la condición inicial, de las fronteras laterales y de las condiciones de superficie del GCM. La mayoría de los anidamientos son en una sola dirección por lo que no hay retroalimentación del RCM hacia el GCM. El modelo global simula la respuesta a los forzamientos de gran escala de la circulación global, mientras que el RCM se encarga de los procesos que ocurren en resolución espacial menor que la del GCM, tales como variaciones de la topografía contrastantes, o inhomogeneidades en las características del uso de suelo, mediante principios físicos, realizando de esta forma las características finas de la circulación y el clima. Sin embargo, el RCM es susceptible a los errores sistemáticos en los campos del modelo global, los cuales pueden ser exacerbados por el RCM resultando en una pobre simulación del clima regional. Para los RCM se requieren campos del GCM con alta frecuencia para las condiciones de frontera, por ejemplo cada seis horas, las cuales regularmente no están disponibles, pues los modeladores del clima global rara vez las almacenan. De igual forma, las simulaciones con RCM pueden ser computacionalmente muy demandantes, dependiendo del tamaño del dominio y de la resolución espacial, lo cual puede limitar la duración de las simulaciones.

2.1.2 Escalamiento estadístico

Las técnicas estadísticas de reducción de escala se refieren a métodos en los que los cambios regionales o locales, correspondientes a procesos de menor tamaño que la

resolución espacial del GCM, son calculados como función del clima de gran escala y pueden ser clasificados en forma general en tres categorías:

- 1) *Funciones de transferencia*, que son relaciones estadísticas entre los valores de gran escala y las condiciones del clima en un sitio específico,
- 2) *Relaciones entre patrones de circulación y clima local*, construidas a partir de clasificación de patrones de circulación y sus relaciones con condiciones particulares de tiempo en un punto o región,
- 3) *Generadores estocásticos de tiempo*, que son modelos estadísticos que pueden estar regulados por las condiciones de gran escala al momento de producir condiciones de tiempo local.

La suposición fundamental detrás de todos estos métodos es que las relaciones estadísticas que son construidas con datos observados, se mantienen válidas aun para condiciones de clima futuro.

Para el primer paso en este proceso se requiere de la definición de relaciones estadísticas a partir de datos observados. Esto requiere la identificación de variables climáticas de gran escala, tales como la presión atmosférica de superficie a nivel medio del mar con características espaciales comparables a las que entrega un GCM. A estas variables se les conoce como variables independientes o predictores (Wigley et al, 2004), y son buenos candidatos aquellas que:

- i) Son física y conceptualmente relevantes con respecto a las variables del sitio (la variable dependiente o predictando),
- ii) Están fuerte y consistentemente correlacionadas con el predictando, es decir el parámetro local que se trata de reproducir
- iii) Están disponibles en archivos de datos observados o salidas de GCM, y
- iv) Son modeladas adecuadamente por el GCM.

El proceso de construcción de las funciones de transferencia entre un campo y otro es conocido también como calibración. Existen varios métodos que pueden ser utilizados para calcular las funciones de transferencia, como son regresiones lineales múltiples, análisis de componentes principales, o redes neuronales artificiales. No hay un método estándar para

reducción de escala espacial, pues el procedimiento seleccionado dependerá en gran medida en la situación y datos disponibles. Sin embargo, se debe estar consciente de las limitaciones de cada procedimiento. Estas técnicas han sido aplicadas ampliamente en pronósticos meteorológicos y fueron de las primeras aproximaciones usadas en la reducción de escala. Kim et al. (1984) fueron los primeros en publicar un artículo aplicando un escalamiento estadístico en un contexto climático (ver capítulo 10 del IPCC-TAR).

Sin embargo, cualquiera que sea el método estadístico seleccionado, la función de transferencia resultante debe explicar un alto porcentaje de la varianza del clima en el sitio de interés. El error asociado con la función de transferencia, generalmente definido como el error estándar, debe ser menor que los cambios proyectados a futuro de la variable en cuestión, si es que la función realmente determina los cambios en la región o el punto en estudio. Si este no es el caso, entonces no se puede determinar si la sensibilidad del modelo estadístico a un forzamiento climático futuro es mayor que la precisión del modelo.

Una vez que las funciones de transferencia han sido calculadas, se debe proceder a la verificación del modelo estadístico. Esto se lleva a cabo utilizando un conjunto de datos independiente de aquellos con los que se construyó el modelo. En principio, deben existir suficientes datos para que al menos con veinte años de información se deriven las funciones de transferencia que constituyan un modelo de regionalización y para que aun se disponga de diez años de datos o más para la validación de dicho modelo. Aunque esto no siempre es posible, se recomienda que se guarde un subconjunto de datos observados para la verificación del modelo. Ésta consiste en comparar los valores reportados (observados) en la estación con los predichos por el modelo estadístico para el mismo periodo. Una vez que se determina la calidad del modelo, éste puede ser usado para la generación de escenarios regionales o locales de cambio climático. Determinar qué tan bien o mal lo hace el modelo es en cierta medida subjetivo y dependerá de la zona bajo estudio y de los datos disponibles. Por ejemplo, es probable que el modelo no dé todos los detalles del clima en zonas montañosas, particularmente para variables como la precipitación, sobre todo cuando se compara con regiones con topografía relativamente suave. Si el modelo y la verificación arrojan buenos resultados, entonces el modelo puede usarse con confianza para análisis de cambio climático a escala regional.

2.1.3 Escalamiento temporal

El escalamiento temporal es de tipo estadístico y para ello se usan los Generadores Estocásticos de Tiempo Meteorológico (GETM). Como todos los métodos estadísticos de reducción de escala, estos se basan en el establecimiento de relaciones empíricas entre variables de baja y alta resolución. En el escalamiento temporal la resolución deseada generalmente es diaria, derivada por campos mensuales o estacionales, no necesariamente ocupan un campo predictor y uno predictante para establecer las funciones de transferencia, es decir, comúnmente se utilizan las estadísticas establecidas entre varios campos clave, como precipitación, radiación, temperaturas mínima y máxima de los campos observados diarios y se deriva la respuesta ante cambios relativos de estas variables para alguna época del año, o mes. La información diaria generada no corresponde al pronóstico, sino que corresponde a una condición que satisface ciertas condiciones estadísticas que fueron derivadas de las relaciones empíricas entre las variables analizadas de alta resolución, por lo que es realista, pero solo es una condición probable aleatoria.

Un GETM genera secuencias diarias realistas de variables climáticas -precipitación, temperaturas mínima y máxima, etcétera, con las mismas características estadísticas que los datos observados para la estación o punto de malla a escalar en la proyección. Usualmente las secuencias de precipitación son generadas primero, con diferentes relaciones para días húmedos y secos. La precipitación esta dividida en un proceso de ocurrencia (i.e., si el día es húmedo o seco) y un proceso de cantidad (cantidad de precipitación en un día húmedo) muestreado al azar por una distribución apropiada. La componente estocástica en un generador de tiempo está controlada por la selección de un número al azar llamado “semilla”. Cambiando este número se obtienen secuencias de tiempo completamente diferentes (Semenov et al, 1999). Esto significa que es posible generar muchas secuencias de tiempo diario de un escenario en particular – las secuencias estadísticas de cada escenario serán muy parecidas al compartir las mismas características estadísticas como media, desviación estándar, etc., pero no serán idénticas. Dentro de las ventajas y desventajas al utilizar los GETM se tiene:

Ventajas

- La habilidad de generar series de tiempo sin límite consiguiendo robustez estadística

- La habilidad de alterar los parámetros del generador de tiempo de acuerdo a los escenarios de clima futuro, con la posibilidad de incorporar cambios en la variabilidad así como en los valores medios

Desventajas

- Rara vez puede describir todos los aspectos del clima con precisión

2.1.4 Ventajas y desventajas del escalamiento

Las técnicas de reducción de escala, sean estadísticas o dinámicas tienen ventajas y desventajas a la hora de reducir de escala una salida de GCM:

Ventajas:

- Estas técnicas pueden dar escenarios de cambio climático más representativas en regiones o sitios particulares que los obtenidos con escenarios derivados de GCM directamente
- Estas técnicas son computacionalmente menos demandantes que reducción de escala con modelos numéricos basados en principios físicos
- Se pueden generar ensambles de escenarios de alta resolución espacial relativamente fácil
- Las técnicas estadístico-dinámicas están basadas en conocimiento de procesos físicos de gran escala y el clima local

Desventajas

- Se requieren grandes cantidades de datos para establecer las relaciones estadísticas del clima actual
- Se requiere cierto nivel de conocimiento en el tema para aplicar la técnica
- Las relaciones son válidas en el rango de datos usados para la calibración. Las proyecciones futuras pueden estar fuera de este rango
- Para algunas variables locales puede resultar difícil encontrar las relaciones estadísticas

- Una variable predictor puede no ser muy significativa para el clima actual a la hora de derivar una función de transferencia, pero puede cobrar importancia bajo condiciones de cambio climático
- Para reducción de escala estadística-dinámica, las suposiciones fundamentales pueden no ser válidas. En ocasiones, las relaciones entre tipo de circulación y tiempo local pueden cambiar durante el periodo de calibración en algunos sitios.
- En algunos casos, el uso de una sola variable de gran escala puede no producir los cambios esperados en la variable local. Por ejemplo, derivar temperatura de superficie local de un campo de presión de gran escala, puede no funcionar bajo cambio climático, por lo que se tendría que considerar incluir campos de temperatura o humedad de gran escala.

Las fuentes de incertidumbre en la generación de información climática regional están asociadas a las técnicas por la que fue derivada, en los métodos dinámicos existe la incertidumbre del nivel de entendimiento o representación de los procesos de nueva resolución, en las soluciones numéricas que son aproximadas y en las suposiciones o simplificaciones realizadas. El escalamiento estadístico requiere grandes cantidades de información del clima local, que en algunos casos está caracterizada por un grado alto de incertidumbre debido a errores en las mediciones y heterogeneidad espacial entre las estaciones, especialmente en regiones montañosas. Estas fuentes de incertidumbre adicionales a las presentadas en la generación de los escenarios climáticos pueden ser vistas como pago por información más detallada (Christensen et al., 2001).

2.2 La Herramienta de Predicción del Clima (CPT) de regionalización

La Herramienta de Predicción del Clima (CPT) es un esquema de escalamiento estadístico desarrollado por el Instituto Internacional para la Investigación del Clima y Sociedad (IRI, por sus siglas en inglés) de la Universidad de Columbia con el objeto de proveer una herramienta de fácil uso en pronósticos regionales estacionales. El esquema CPT es una aplicación computacional libre para Windows y Linux, diseñada específicamente como corrector de errores sistemáticos a salidas de GCM mediante la técnica conocida como *Model Output Statistics* (MOS) (Glahn, H. R., and D. A. Lowry, 1972), técnica análoga a la

reducción de escala y similar a la llamada *perfect prog* al relacionar patrones espaciales en un campo independiente y otro de respuesta. MOS corrige errores identificados empíricamente en las salidas de modelos.

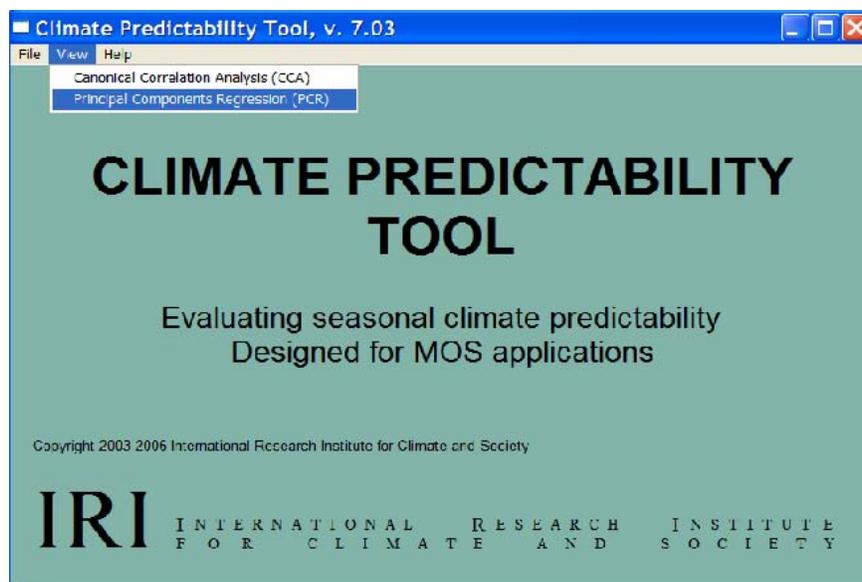


Figura 2.3. Pantalla de inicio de CPT en versión Windows.

El esquema CPT (figura 2.3) permite aplicar las técnicas estadísticas de reducción de escala de regresión por componentes principales (PCR, por sus siglas en inglés), análisis de correlación canónica (CCA, por sus siglas en inglés) y regresión múltiple a cualquier variable, haciendo accesibles otros resultados como estadísticas básicas, Funciones Empíricas Ortogonales (EOFs, por sus siglas en inglés) y patrones canónicos a través de los mismos EOFs. El esquema de regionalización CPT cuenta con la aplicación de diferentes técnicas estadísticas como estandarizar los campos de los GCM, muestrear los datos, recalibrar las ecuaciones en un segundo periodo de calibración, normalizar los campos, sustituir valores faltantes o aplicar diferentes técnicas para derivar los EOFs, todo con el objeto de optimizar las ecuaciones de reducción de escala (ecuaciones de regresión). CPT trabaja con campos mensuales o estacionales obtenidos de un periodo histórico de simulación del GCM (periodo de calibración), y tiene la capacidad de construir una ecuación de transferencia para cada mes.

El esquema CPT establece las funciones de transferencia del campo de alta resolución al de baja resolución para cada mes. Antes de calcular los EOFs, los datos son muestreados para

prevenir que las funciones de transferencia obtenidas sean inestables en el tiempo y por lo tanto, sirvan en proyecciones climáticas bajo condiciones extremas. Las ecuaciones de regresión se construyen con un periodo de calibración y otro de validación cruzada; la validación cruzada es la práctica estadística de partir una muestra de datos en subconjuntos, el análisis se realiza inicialmente en uno de ellos, mientras el otro subconjunto es retenido para la validación del análisis original. En el caso de PCR, el esquema construye tantos modelos estadísticos como EOFs puedan ser calculados en la variable independiente (los datos del modelo). Los EOFs pueden ser calculados de diferentes maneras, ya sea utilizando la matriz de covarianza, correlación o por mínimos cuadrados. Una vez calculados, se construye un modelo de regresión optimizando el número de EOFs utilizados. En la optimización se evalúa el desempeño que tuvo cada combinación de EOFs en explicar las características del campo observado en periodo de validación cruzada. Una de las ventajas de utilizar los métodos PCR o CCA es que están basados en los EOFs del campo del modelo, y de ahí que corrige los errores sistemáticos del mismo a través de un análisis de un patrón espacial, ventaja sobre los métodos de simple regresión lineal. El esquema CPT provee una valiosa evaluación de significancia estadística y desempeño sobre el periodo de validación mediante índices como Características Relativamente Operativas (ROC, por sus siglas en inglés), error cuadrático medio, correlación lineal, correlación no lineal, además de tablas de continencia para cada punto, y otras. También reconstruye en la alta resolución el periodo con el que fue calibrado que nos provee de una referencia de sus capacidades y deficiencias en la simulación. Con el modelo de regresión óptimo y el campo de pronóstico del GCM pueden calcularse los pronósticos de alta resolución. CPT también puede ser utilizado como herramienta para calcular funciones empíricas ortogonales y correlaciones canónicas a cualquier base de datos. La sección de ayuda en el sistema de este esquema provee una descripción de todas las técnicas de las que hace uso.

2.3 Un generador estocástico de tiempo meteorológico en el contexto de cambio climático

El uso de un GETM es el método más simple de obtener una gran muestra de datos diarios a partir de datos en resoluciones temporales del orden de meses. Las salidas de GCM en

resolución diaria u horaria proveen esta información pero contienen una inadecuada simulación de la variabilidad local, subestimando eventos extremos y la muestra es relativamente pequeña en la escala que tiene lugar el cambio climático. Un GETM permite evaluar probabilísticamente, posibles cambios en eventos extremos de precipitación y temperatura bajo escenarios mensuales, ya que genera series de datos diarios tan grandes como cien años o más. Con una muestra tan grande se asegura estabilidad a las estadísticas y robustez a los resultados en la evaluación de los cambios, de haber alguno. Los GETM son usados siempre que se requieran modelos de impactos en una pequeña escala. Como en cualquier método estadístico de reducción de escala, se necesitan suficientes datos observados para derivar relaciones estadísticas entre las diferentes escalas.

Los escenarios mensuales permiten inferir de forma directa la estructura diaria de los cambios esperados es decir, los eventos diarios construyen la condición mensual. Empleando un GETM se determinará cómo, bajo los escenarios regionalizados mensuales se modifican las condiciones diarias. En este trabajo se hará uso del GETM LARS (figura 2.6) con este objetivo (Semenov et al. 1998 y 1999).

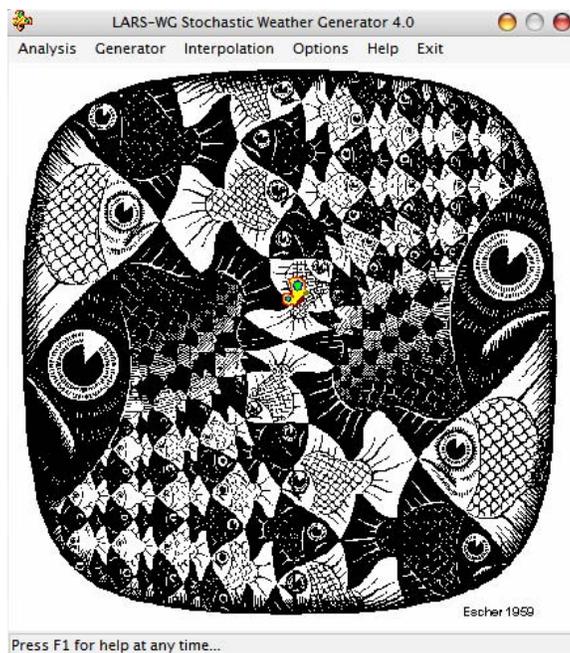


Figura 2.6. Pantalla de inicio del GETM LARS.

El GETM LARS genera datos sintéticos diarios de precipitación, temperatura máxima, mínima y radiación para una estación a partir de condiciones mensuales pronosticadas o proyectadas de las mismas variables. Para ello requiere series diarias observadas para calcular las características estadísticas que los datos sintéticos deberán cumplir. LARS funciona solo con las series de precipitación diaria. Sin embargo, es recomendable utilizar todas las variables requeridas para una simulación más realista. Los escenarios mensuales se manejan como cambios relativos y absolutos respecto a las condiciones medias observadas en las variables:

- 1) Cambios relativos en precipitación acumulada mensual
- 2) Cambios relativos en el periodo húmedo y seco del año
- 3) Cambios absolutos en temperatura mínima, máxima y media
- 4) Cambios absolutos en la radiación media mensual

2.4 Las fuentes de los datos

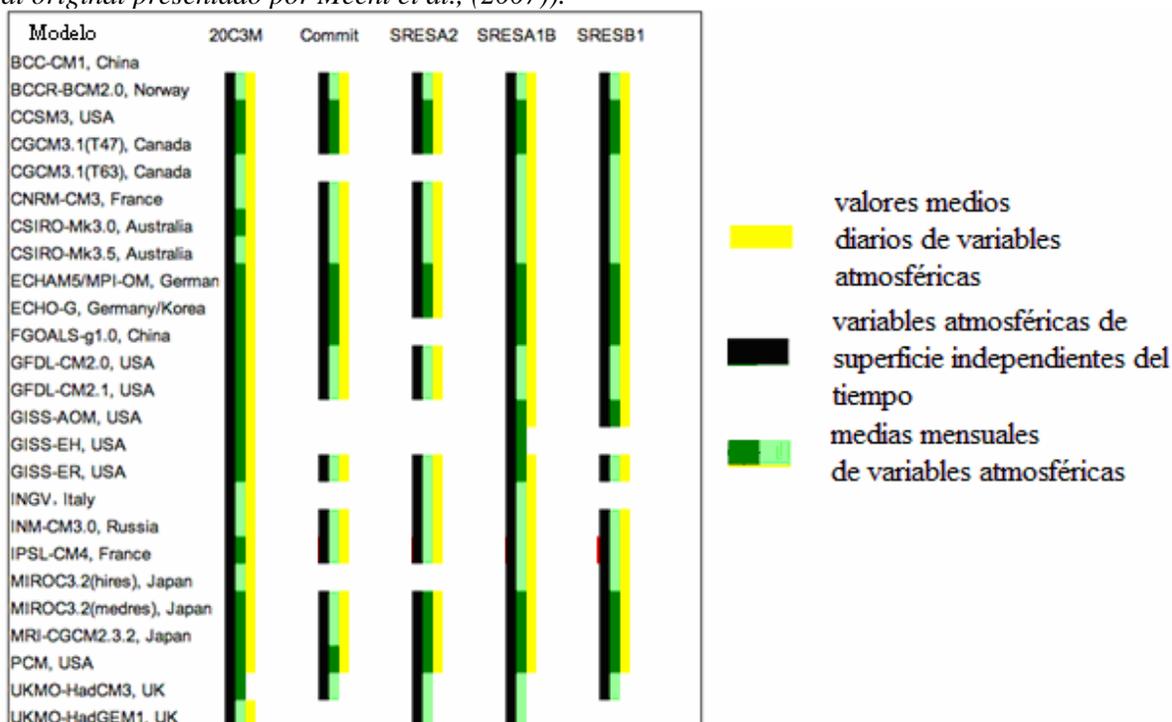
En el proceso de regionalización estadística se necesitan dos bases de datos, 1) Salidas de GCM y 2) Datos observados puntuales o en malla regular de relativa alta resolución (ver sección 1.5). De la simulación del GCM se necesitan dos conjuntos diferentes, uno que será utilizado en la construcción del modelo de regionalización en un periodo para calibración, y otro que será utilizado para las proyecciones de los escenarios regionales. Los datos de calibración deben ser simulaciones correspondientes a un periodo observado, ya que “comparando” uno y otro se construirán los modelos de reducción de escala para los escenarios del futuro.

Se tomaron las salidas de los modelos utilizados para el IPCC-AR4 que utiliza las proyecciones de los SRES A2, A1B, B1 y COMMIT en un periodo de proyección que varía de 2000 a 2100 y algunos hasta 2300. Se obtuvieron de la página de Internet del Centro de Distribución de Datos del IPCC (*Data Distribution Center*, <http://www.ipcc.ch>). Para la construcción de los modelos de reducción de escalase utilizo la simulación de control del siglo XX (escenario referido como 20c3m), en el periodo 1900-1999. Las variables utilizadas son razón de precipitación por día en resolución mensual y temperatura media

mensual. Los modelos que utilizados para el IPCC-AR4 fueron veinticinco, con solo una o varias realizaciones para los diferentes escenarios de emisiones (ver tabla 2.1). El escenario A1B fue el que mas participación tuvo, con veintidós GCM. Una descripción completa de cada uno de los modelos, sus centros de creación, número de corridas, variables y consideraciones se puede encontrar en <http://www.pcmdi.llnl.gov/ipcc>. De los veinticinco modelos solo se excluyó al modelo BCC-CM1 por dificultades técnicas (archivo corrupto).

La base de datos observados se tomó de la Unidad de Investigación Climática, de la Universidad de East Anglia, conocido como CRU. Se usaron las bases de datos de precipitación acumulada mensual y temperatura media mensual en una malla interpolada de 0.5° de longitud por 0.5° de latitud, que comprende un periodo de 102 años, 1901 a 2002. Solo se ocupó el periodo 1901 a 1999 correspondiente al periodo considerado de la simulación del siglo XX. La base de datos observados para el GETM se tomo del Extractor Rápido de Información Climática versión 3 conocido como ERIC3. Las variables utilizadas fueron temperaturas mínima y máxima y precipitación.

Tabla 2.1. Periodo característico de simulaciones de los modelos participantes en el AR4 bajo los escenarios A2, A1B, B1 y COMMIT y la simulación de control del siglo XX (20c3m) (modificación al original presentado por Meehl et al., (2007)).



Capítulo 3. Regionalización de escenarios de cambio climático con CPT

3.1 El esquema CPT como generador de escenarios de cambio climático regionales

El esquema CPT fue diseñado para regionalizar pronósticos estacionales (unos cuantos meses de tiempo de pronóstico), esta característica está determinada por la forma en que construye las ecuaciones de regresión; en ellas CPT arregla los EOFs del sistema climático reproducidos por el GCM de tal forma que expliquen la mayor varianza del campo de alta resolución, con su esquema normal elimina el primer EOF. Los EOFs también son conocidos como modos de variabilidad. El primer modo de variabilidad de los datos corresponde al valor promedio, esto es, el campo climatológico característico (figura. 3.2a). En pronósticos estacionales el primer EOF contiene información irrelevante, ya que los modos de interés son los que determinan las anomalías, o sea el segundo, tercero, cuarto etc. (figuras 3.2b, 3.2c y 3.3d). Sin embargo la componente temporal del primer EOF (figura 3.1) contiene el comportamiento histórico de todo el campo y, por lo tanto la tendencia. La tendencia es la componente base de los escenarios de cambio climático, al hacer proyecciones de más largo periodo es necesario considerarla; en esta componente o modo estriba la diferencia entre las funciones de transferencia de pronósticos estacionales y climáticos. Incluso, para evaluar las proyecciones de los GCM de cambio climático es más importante capturar la componente de tendencia del primer modo, que las siguientes componentes, ya que en ésta se evalúa la sensibilidad del sistema climático reproducido por el GCM ante el forzante radiativo. Para este estudio el esquema CPT fue modificado para hacer el cálculo de las ecuaciones de regresión considerando el primer modo de variabilidad y con esto, se considera al esquema CPT capaz de operar en escenarios de cambio climático. Vale la pena mencionar que la variabilidad del ciclo anual sigue siendo nula, ya que el esquema CPT funciona para cada mes por separado. En este trabajo solo se hará uso de la reducción de escala con Regresión por Componentes Principales (PCR).

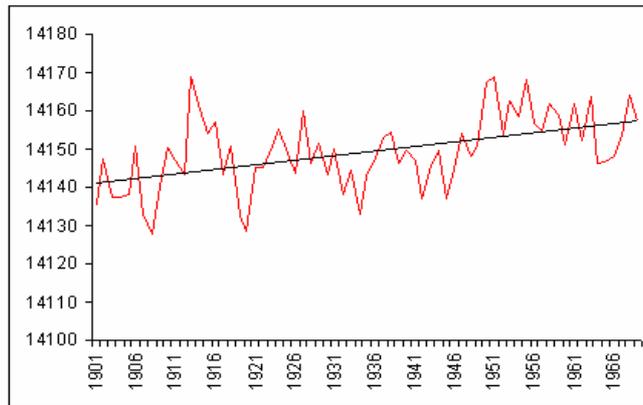


Figura 3.1. Primer modo de variabilidad temporal de temperatura media del mes de junio del periodo 1901-1970, del escenario 20c3m realizado por el modelo miroc3_2_hires.

Como se ve en la figura 3.1 existe una componente lineal en el primer modo de variación correspondiente al campo climatológico, fácilmente asociada al forzante radiativo inducido durante toda la corrida de control del siglo XX. La misma componente es observada bajo los escenarios proyectados A2, A1B, B2 y ligeramente, en COMMIT. Los siguientes modos capturan las componentes de variabilidad de la anomalía del campo climatológico, las que son determinantes en los pronósticos de tipo estacional, pero de segunda importancia en las proyecciones de cambio climático, ya que con los escenarios de cambio climático la meta es proyectar el valor medio para un periodo, mas no las variaciones interanuales. Así, con la modificación realizada al esquema CPT se le da prioridad en la proyección al modo que contiene el forzante antropogénico, relegando al segundo término las variaciones particulares de cada año.

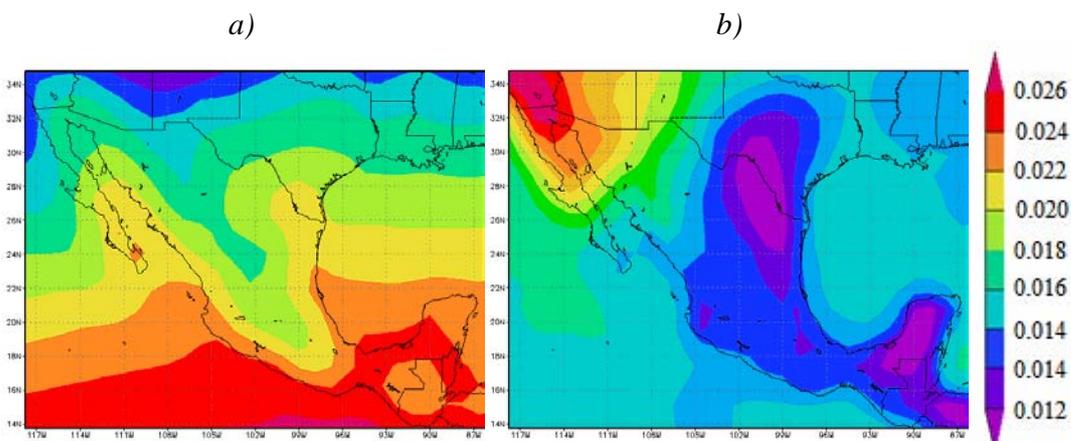


Figura 3.2. Modos espaciales de temperatura media del mes de junio del periodo 1901-1970, del escenario 20c3m realizado por el modelo miroc3_2_hires. Figura (a) primer modo, (b) segundo modo, (c) tercer modo y (d) cuarto modo.

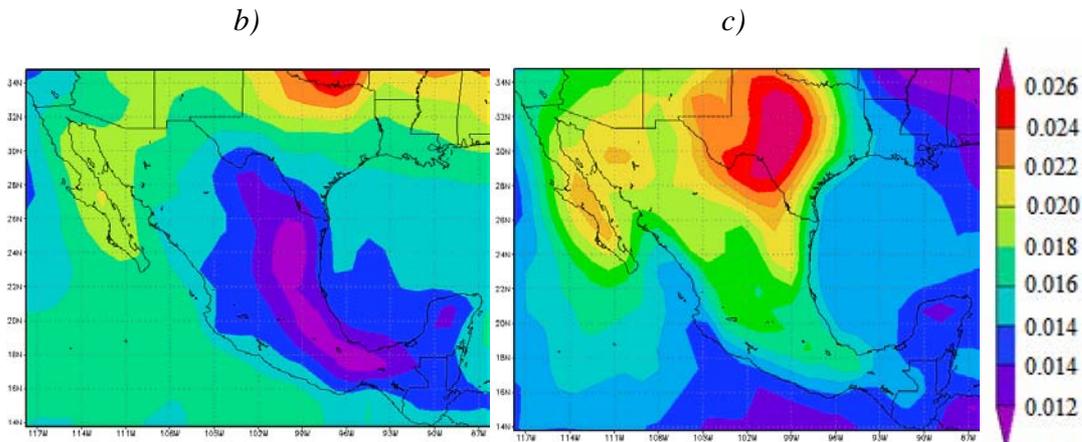


Figura 3.2. Continuación.

3.2 Selección de las salidas de los GCM para regionalización

Antes de proceder a la regionalización se debe verificar qué modelos son de “confianza” para escenarios de cambio climático para México. Los GCM deben cumplir dos condiciones para estudios de cambio climático (Wilby, 2004):

- 1) Los GCM deben ser capaces de reproducir la tendencia del clima observada en el último siglo probando que son capaces de responder al incremento en las concentraciones de los GEI.
- 2) Deben simular adecuadamente, bajo algún criterio relativamente arbitrario, características del régimen climático de las regiones más representativas.

Una de las suposiciones fundamentales en el proceso de escalamiento mediante técnicas estadísticas es que la variable independiente (del GCM) sea de confianza, esto es, que la relación entre esta y el campo observado (variable dependiente) este basada en procesos físicos. La relación entre ambas variables en este trabajo es directa, es decir precipitación de baja resolución con precipitación de alta resolución, temperatura de baja resolución y temperatura de alta resolución, por lo que su relación es meramente de corrección de errores sistemáticos, más que determinar los campos predictores asociados al comportamiento de una variable. No obstante la calidad de la simulación de dichas variables en el GCM está por ser evaluada.

Para evaluar la simulación de los GCM, se calculó la tendencia simulada en precipitación y temperatura en el experimento de control del siglo XX. Esta evaluación se aplicó a veinticuatro de los veinticinco GCM utilizados en el ensamble de la simulación del siglo XX del IPCC-AR4. La tendencia fue calculada para el periodo 1901-1969, dejando los treinta años siguientes para ser evaluados como muestra independiente. Se tomó como tendencia la pendiente de una línea recta ajustada al periodo mencionado por el método de mínimos cuadrados. Los cálculos se hicieron para cada punto de malla de cada modelo dentro del dominio mostrado en la figura 3.3. La tendencia en temperatura observada en este periodo es en promedio positiva en todo México, salvo en la región noreste. Todos los modelos simularon una tendencia positiva. El calentamiento más intenso observado en la región noroeste (figuras 3.4a) y otras características regionales sólo fue capturado por algunos GCM. Por ello se consideró aceptable el desempeño de los veinticuatro GCM, por lo que todos cumplen con el primer criterio.

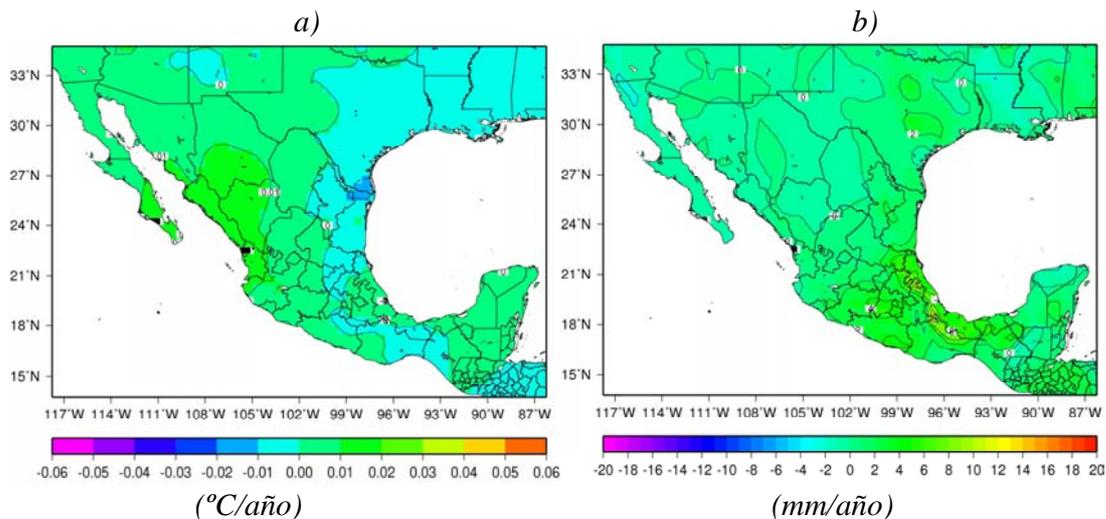


Figura 3.3. Tendencia lineal de (a) temperatura media anual ($^{\circ}$ C) y (b) precipitación acumulada anual, calculada para el 1901-1969.

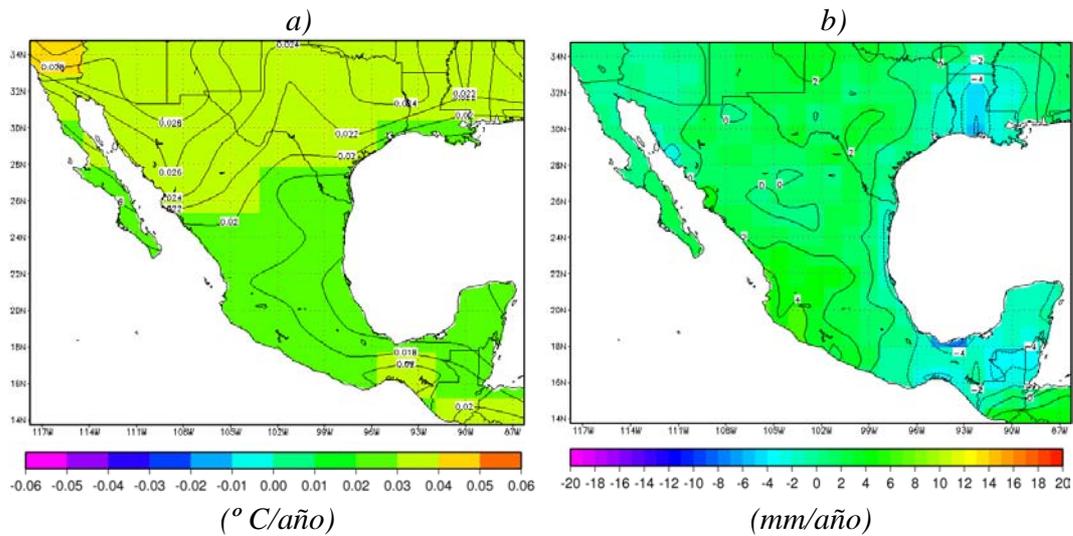


Figura 3.4. Tendencia lineal de (a) temperatura media anual reproducida por el modelo *ipsl_cm4* y (b) de precipitación acumulada anual por el modelo *ingv_echam4* en el periodo 1901-1969.

En algunos casos se podría exigir la misma condición de simulación de la tendencia en la precipitación, pero es algo que todavía parece demasiado demandante para los GCM. Sin embargo, el ejercicio se hizo. En la precipitación no hay señales claras de tendencia a nivel país para el siglo pasado (figura 3.3b), pues la magnitud de la tendencia observada es pequeña y el patrón observado tiene estructuras de mesoescala, difíciles de simular por un GCM de baja resolución. Simular estos cambios espacialmente es difícil pero al menos los rangos de variación (figura 3.4b) son comparables a los observados a nivel país en la figura 3.3b, por lo que se considera aceptable su simulación (Meehl et al., 2007). La incertidumbre en las simulaciones de la precipitación para el siglo XX en México, se vuelve un criterio demasiado estricto, por lo que se decidió conservar todos los modelos para tener más estabilidad estadística en las proyecciones para el s. XX y una mejor valoración de la incertidumbre asociada a la componente climática.

Para evaluar la simulación de los GCM de características climáticas se tomaron cuatro puntos en México con ciclos climáticos anuales contrastantes entre sí. Los GCM deberán simular el régimen climatológico, en el noreste, sur, centro, y noroeste (figura 3.5).

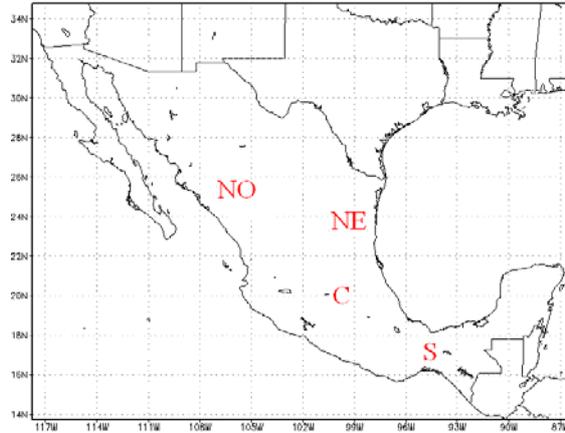


Figura 3.5. Ubicación de los puntos representativos de las regiones noreste (NE), sur (S), centro (C), noroeste (NO).

Se promediaron los valores mensuales de cada variable (precipitación y temperatura) en las diez décadas del siglo XX de la simulación de control para cada uno de los veinticuatro modelos, y se compararon con el equivalente del campo observado (figuras 3.6 y 3.7). La comparación se hizo mediante una correlación lineal con la serie equivalente observada. Se promedió el coeficiente de correlación de los cuatro puntos y se consideró que los modelos que superen una correlación lineal promediada mayor a 0.6 cumplen con la condición de reproducir características regionales de manera aceptable.

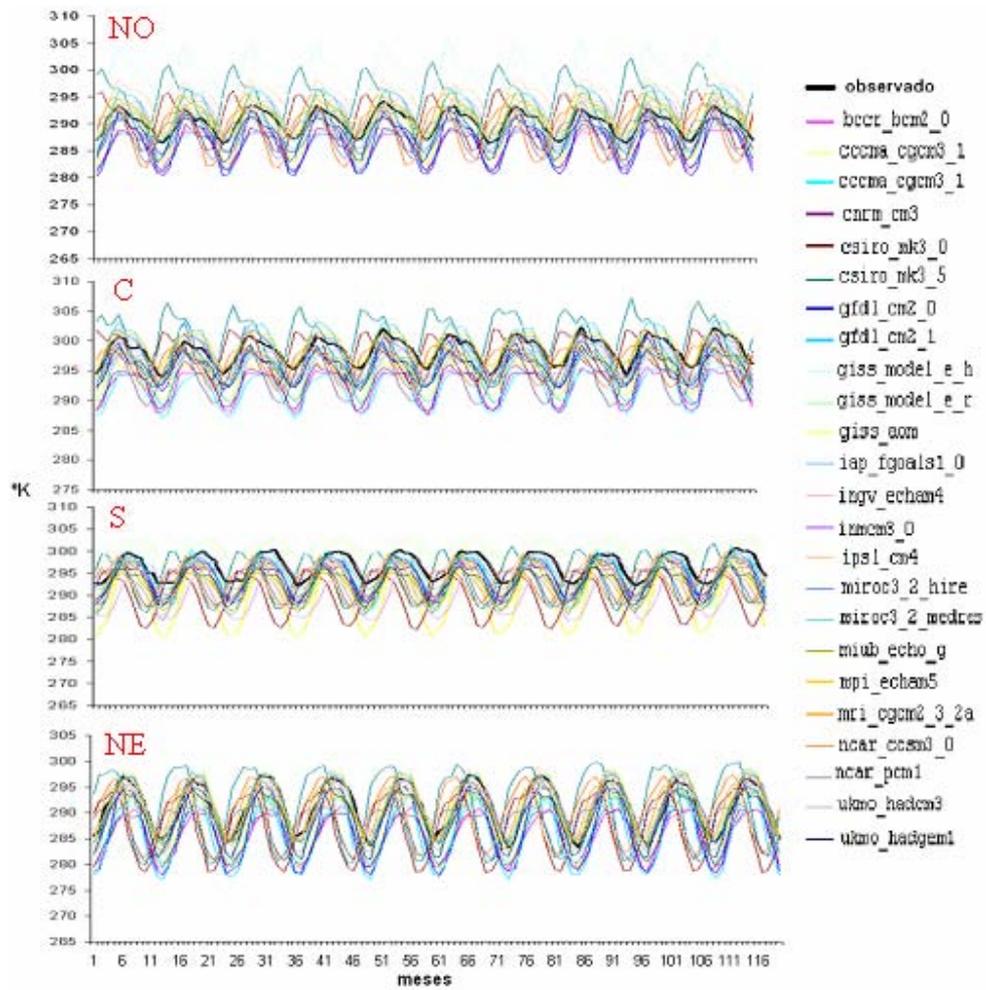


Figura 3.6. Promedios mensuales decadales de temperatura media mensual de los modelos participantes en el AR4 del IPCC (líneas delgadas) para diferentes puntos de malla sobre México y promedio mensual decadal observado (línea gruesa negra). a) noroeste, b) centro, c) Sur y d) noreste.

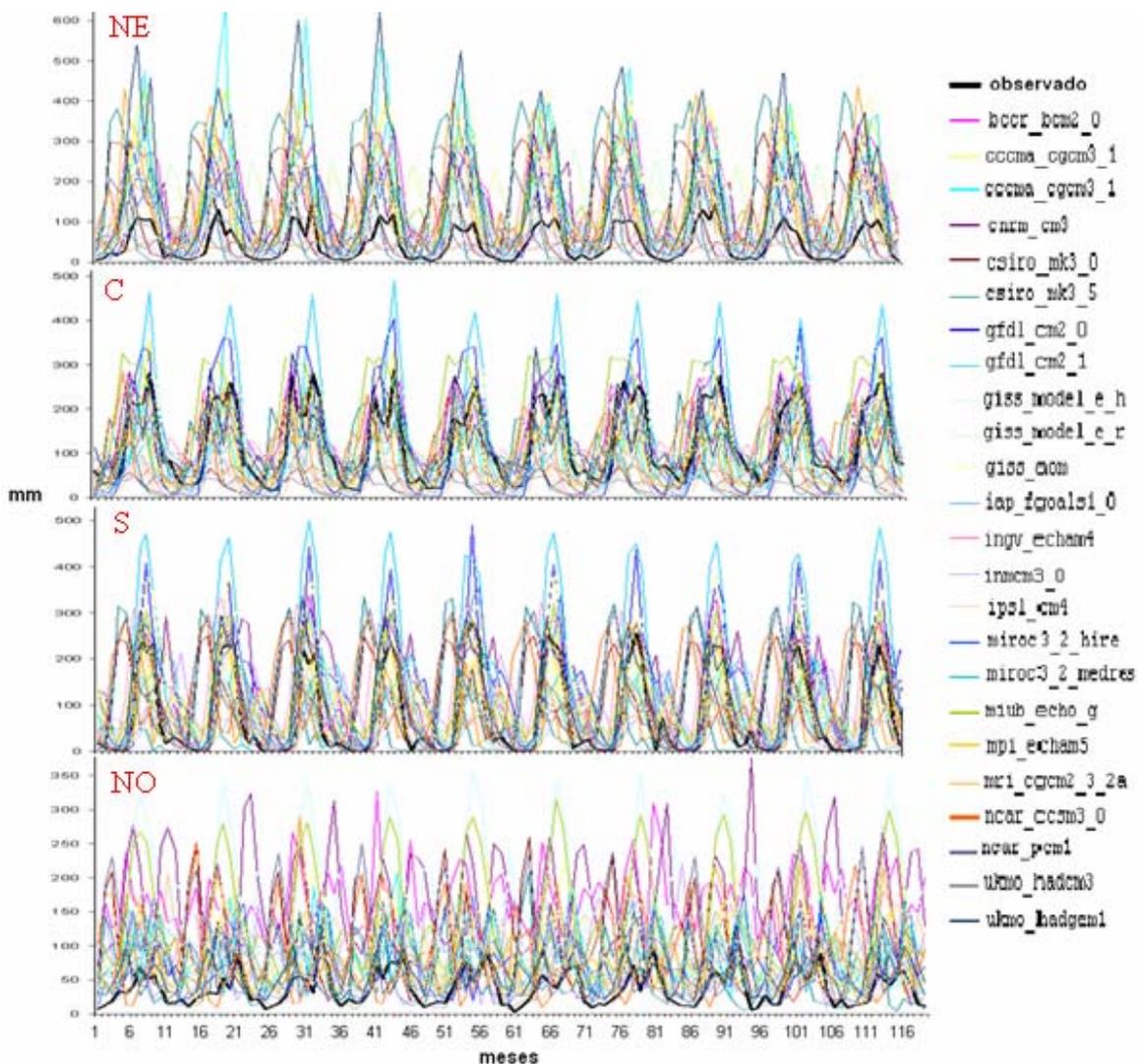


Figura 3.7. Como en la figura 3.5 pero para precipitación.

Los modelos que superaron la correlación para la temperatura son:

bccr_bcm2_0, cccma_cgcm3_1, cccma_cgcm3_1_t63, cnrm_cm3, gfdl_cm2_0, gfdl_cm2_1, giss_model_e_h, giss_model_e_r, giss_aom, iap_fgoals1_0_g, ingv_echam4, inmcm3_0, ipsl_cm4, miroc3_2_hires, miroc3_2_medres, miub_echo_g, mpi_echam5, mri_cgcm2_3_2a, ukmo_hadcm3, ukmo_hadgem1.

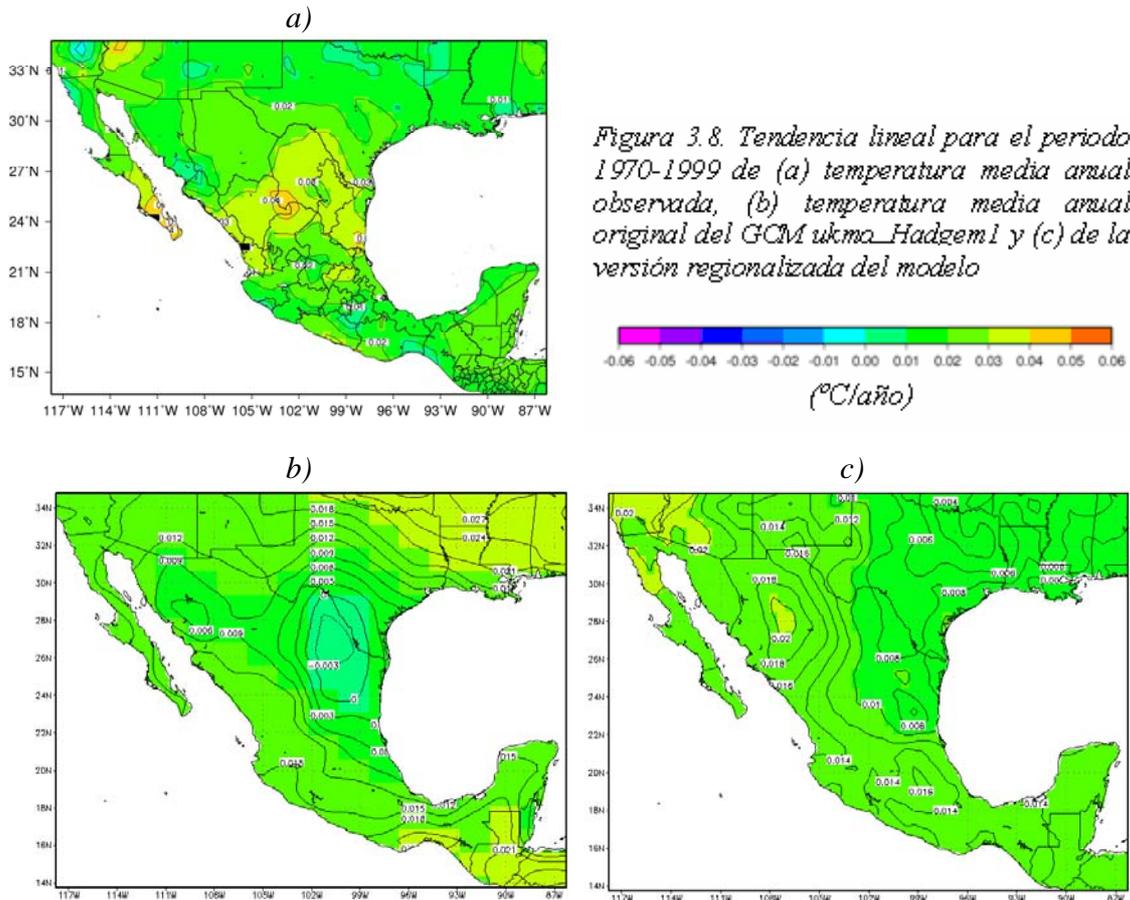
Para la precipitación, los modelos que lo superaron fueron:

bccr_bcm2_0, cccma_cgcm3_1, cccma_cgcm3_1_t63, cnrm_cm3, gfdl_cm2_0, gfdl_cm2_1, giss_model_e_h, giss_aom, ingv_echam4, ipsl_cm4, miroc3_2_hires, miroc3_2_medres, miub_echo_g, mpi_echam5, ukmo_hadcm3, ukmo_hadgem1

3.3 Validación de las salidas de los GCM regionalizadas

Cumplidos los criterios para considerar confiables las salidas de los GCM para estudios de cambio climático en México y por tanto, su regionalización, se procedió a aplicar el esquema CPT modificado. La regionalización se hace para cada variable de manera independiente mes a mes. Se construyen los modelos de regresión entre la simulación del GCM y el campo observado (de alta resolución espacial) en el periodo conocido como de calibración. Se tomó el periodo 1901-1969, para construir el modelo estadístico correspondiente a cada mes y variable. Los treinta años restantes (1970-1999) se conservaron para validación, es decir como muestra independiente.

La validación permite definir si la regionalización mantiene la tendencia observada de la variable. Usando la muestra independiente, se calculó la tendencia lineal de los modelos regionalizados y se comparó con las observaciones para el periodo (1970-1999). La tendencia en la temperatura durante este periodo fue positiva en todo México (figura 3.8a). Sin embargo, los GCM no necesariamente muestran esta tendencia a escala regional. Por ejemplo, el GCM *ukmo_Hadgem1* (figura 3.8b) muestra una tendencia negativa de la temperatura media en el noreste de México para el periodo 1970-1999, siguiendo en cierta medida la tendencia de dicho periodo. Aplicando el esquema de regionalización CPT, los modelos corrigieron en gran medida este error y simularon de mejor forma la tendencia al calentamiento de los últimos treinta años del siglo XX. Tal es el caso del modelo *ukmo_Hadgem1* regionalizado (figura 3.8c), con una señal de mayor calentamiento en el norte. El patrón simulado muestra una zona de máximo calentamiento en el noroeste de México, aunque en realidad, este máximo en la tendencia se ubica en la zona centro norte. Es por ello que se vuelve necesario utilizar el ensamble de modelos completo para caracterizar las tendencias de cambio climático.



Al analizar la serie de anomalías de temperatura en la zona que las observaciones muestran con una mayor tendencia de calentamiento entre 1970 y 1999, del orden de 1.5°C en estos treinta años, se observa que las tendencias son negativas durante la mayor parte del siglo, y es solo en estos últimos treinta años que aparece una tendencia al calentamiento como se ve para Durango (figura 3.9). El modelo estadístico consigue hacer la corrección en el sentido de MOS, como se espera y generar la tendencia al calentamiento.

El error de desfase en algunas de las anomalías, como aparece en el modelo usado como ejemplo, muestra que aun bajo un esquema como CPT persisten ciertos errores que requieren ser considerados mediante el tratamiento de ensamble del conjunto de todos los GCM.

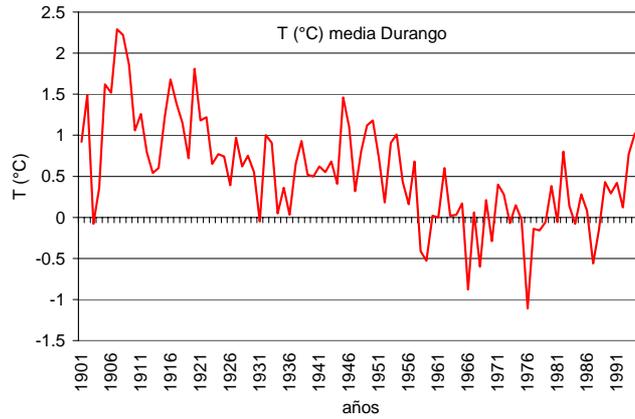
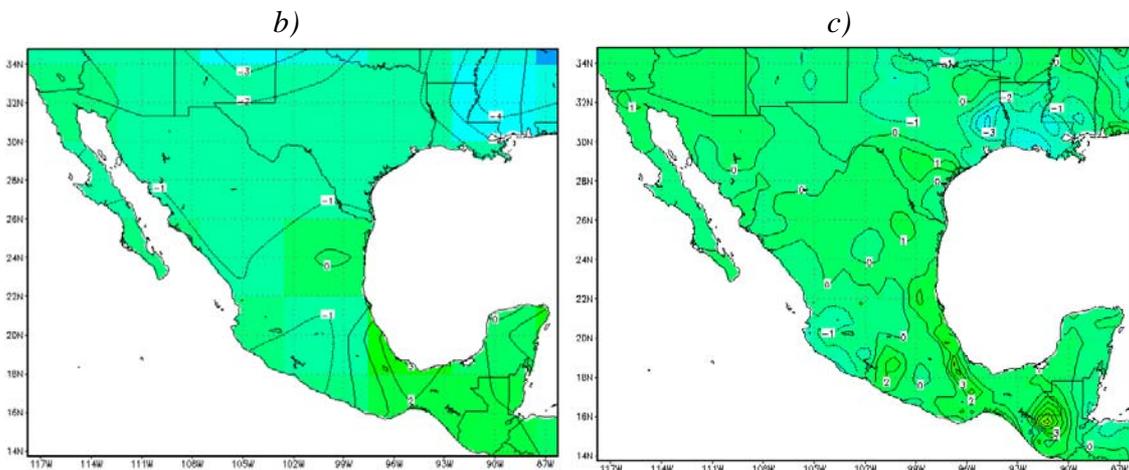
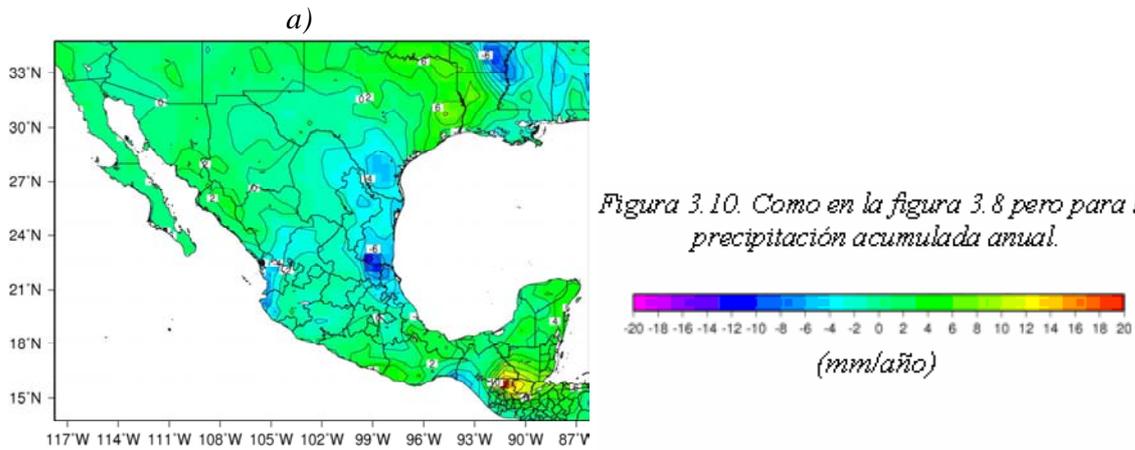


Figura 3.9 Anomalías de temperatura en Durango para el periodo 1901-1999, con respecto del periodo 1961-90.

Para el caso de la anomalía de precipitación, la tendencia de los últimos treinta años es a disminución en las lluvias en la región centro norte del país (de 2 a 3 mm/año) con ligeros aumentos hacia la zona sur (3 mm/año) (figura 3.10a).



El GCM *ukmo_Hadgem1* simula un modo con tendencias positivas hacia el norte y negativas hacia el sur de México (figura 3.10b). A través del esquema CPT los errores sistemáticos son corregidos y el patrón simulado con mayor resolución espacial refleja de mejor forma el patrón observado entre 1970 y 1999, aunque con ligeras diferencias en magnitud (figura 3.10c). Resulta entonces importante mantener la información que entrega el ensamble de todos los modelos.

Cuando se considera el ensamble de la anomalía de temperatura media anual simulada por 19 modelos en el periodo de muestra independiente para un punto en el norte de México el conjunto refleja la tendencia observada dentro del rango desplegado por el conjunto de todas las simulaciones (figura 3.11). La mejor simulación no la provee un modelo en particular, sino el promedio y la dispersión de todos. Por tanto, con la idea de mantener el mayor número de proyecciones, no se desecha ningún modelo.

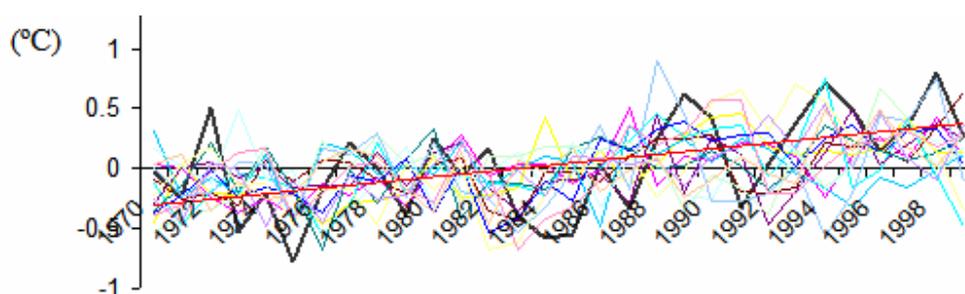


Figura 3.11. Anomalías de temperatura media anual observada con línea negra, línea de tendencia lineal en rojo y simulada por 19 modelos regionalizados en el periodo 1970-1999, para un punto en el norte de México (103W, 27N).

Una vez analizados los modelos CPT para cada GCM y mes, la regionalización se extendió a proyecciones bajo los escenarios de emisiones SRESA2, SRESA1B, SRESB2 y COMMIT. La figura 3.12 permite una comparación entre la resolución típica, aproximadamente 2.5° de longitud por 2.5° de latitud, de los GCM y la nueva resolución de 0.5° de longitud por 0.5° de latitud, construida con cada GCM regionalizado. El GCM logra identificar burdamente los principales patrones orográficos y de clima regional observado. Sin embargo, en la definición de regiones existen dificultades para analizar patrones de mesoescala. El GCM solo simula la precipitación en una estructura básica de dipolo norte y centro-sur, como la asociada a un patrón de circulación tipo celda de Hadley, es decir de gran escala, con un norte más seco que el sur. El CPT imprime todos los modos de

variabilidad de mayor resolución espacial contenidos en los datos observados para el periodo de calibración, surgiendo en forma más clara las características de mesoescala relacionadas con la orografía.

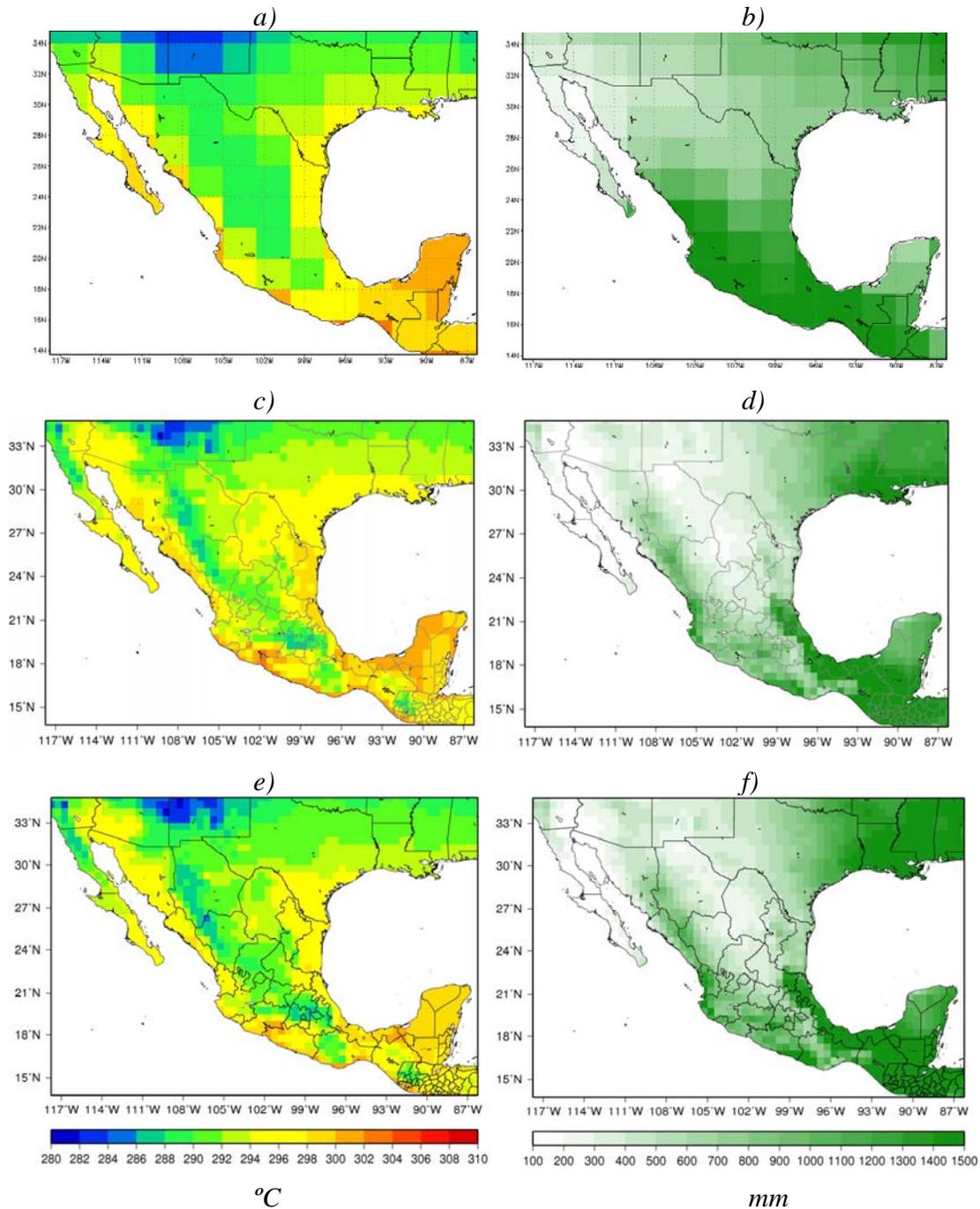


Figura 3.12. Escenarios de temperatura media anual y precipitación acumulada anual simulados para la década 2050 (promedio decadal) bajo el escenario A1B por (a y b) el modelo *ciro_mk3_o* (respectivamente), (c y d) por el mismo modelo, pero regionalizado y (e, y f) valores climatológicos observados en el periodo 1970-1999.

Es claro que la regionalización permite corregir errores sistemáticos al pasar de la baja resolución a la alta resolución, sustentando en consideraciones dinámicas los patrones que resultan luego de la aplicación del CPT.

En proyecciones de temperatura hacia finales del presente siglo, el máximo calentamiento se encuentra hacia el norte-noroeste de México, con una magnitud alrededor de 4.5° C para el modelo *miub_echo_g* con una resolución aproximada de 160,000 km² (malla de 3.7° x 3.7°) bajo el escenario de emisiones de GEI A1B, sin escalar (figura 3.13a) y después del escalamiento con CPT con una resolución aproximada de 3,000 km² (malla de 0.5° x 0.5°) (figura 3.13b). En ambos casos, los máximos incrementos de temperatura sobre México son del orden de 3.5°C, aunque con una ubicación más hacia la zona occidental en el caso de la proyección regionalizada.

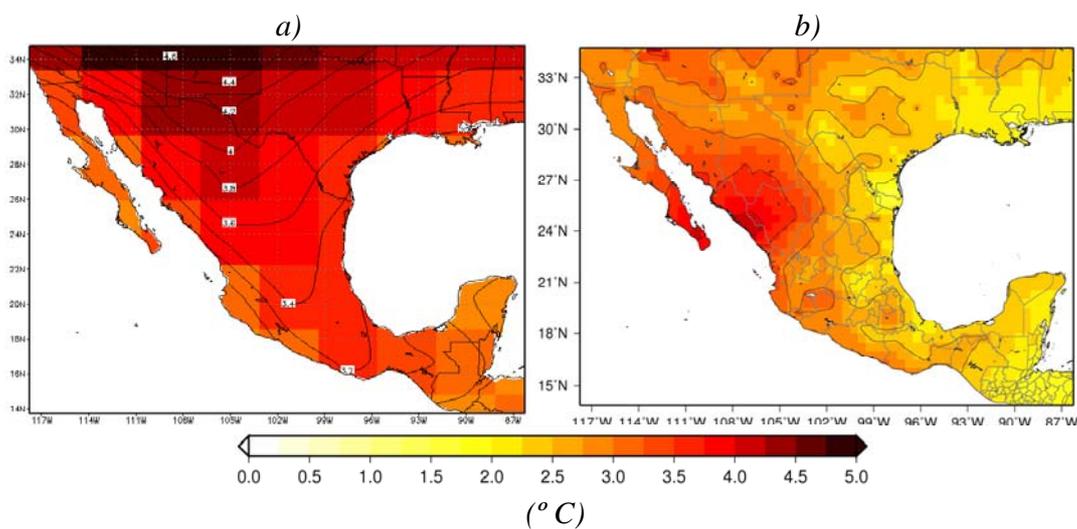


Fig. 3.13. Escenario de cambio en temperatura 2080-2099 bajo el escenario de emisiones A1B con el modelo *miub_echo_g* de baja resolución (3.7° x 3.7°) (a) y el mismo regionalizado (0.5° x 0.5°) (b).

En el caso de la precipitación (figura 3.14) la magnitud de los cambios no es alterada significativamente, aunque el esquema CPT tiende a corregir la distribución espacial de las anomalías, mostrando una tendencia a una estructura de dipolo norte sur, característica de condiciones de sequía histórica [Comunicación Personal: Juan Matías Méndez, Centro de Ciencias de la Atmósfera (CCA) Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), 2008].

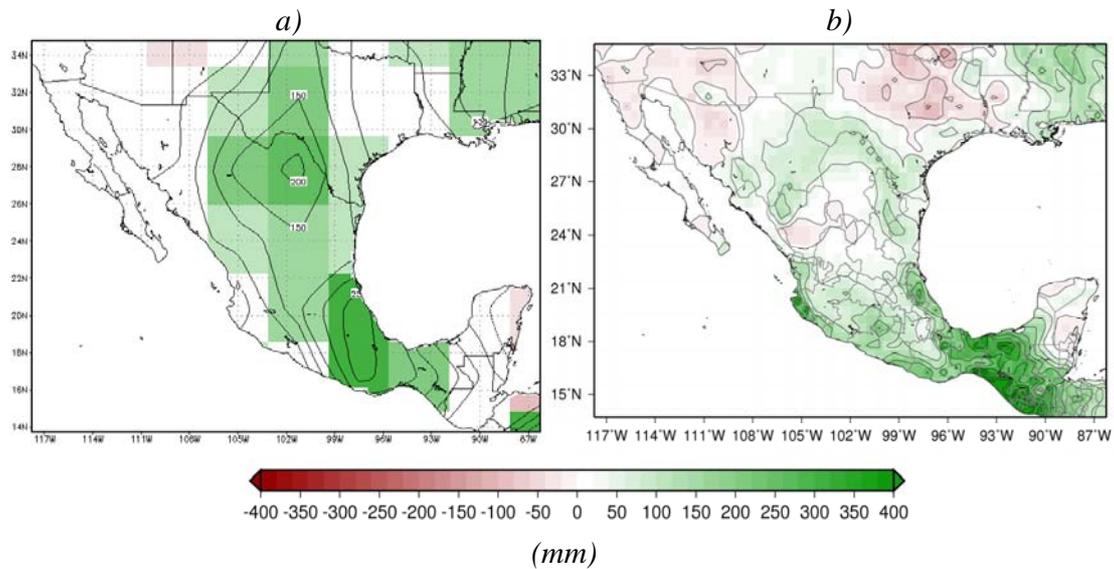


Figura 3.14. Escenario de cambio en precipitación regionalizado bajo el escenario de emisiones A1B, en JJA 2080-2099, (a) con el modelo *miub_echo_g* de baja resolución espacial y (b) el mismo modelo pero regionalizado.

Las diferencias reflejan la forma en que funciona el esquema de reducción de escala CPT, utilizando las tendencias históricas observadas para corregir los errores sistemáticos del modelo en los años de calibración y propagándolos hacia el futuro, que es en general el funcionamiento de todo modelo estadístico basado en el esquema de una regresión.

La esencia de las proyecciones del clima a futuro radica en las características del forzante. Cuando este es intenso, la respuesta del modelo tiende a concentrar las soluciones (simulaciones) en un atractor particular, aun y cuando existan diferencias dadas por el uso de una condición inicial distinta en cada realización. Por ello, las proyecciones del clima a futuro requieren mostrar que el atractor del clima existe dando mayor confianza sobre hacia dónde va el clima. Para ello, se realizan diversos experimentos con condiciones iniciales diferentes entre sí, y se analiza la sensibilidad de las simulaciones bajo una condición de frontera (forzante) dada.

La comparación entre realizaciones de un mismo modelo, en la alta y baja resolución permite distinguir la dispersión entre los estados climáticos futuros, procedimiento seguido en los pronósticos estacionales. En el caso de la temperatura el patrón de las variaciones entre cada experimento es relativamente pequeña con cerca de 0.5° C de diferencia en magnitud y el mismo patrón espacial (figuras 3.15a y 3.15b), mostrando que el forzante

radiativo lleva al clima simulado por los GCM a un mismo estado (figuras 3.15a y 3.15b). Tal situación es distinguible aun y cuando se trata de la versión regionalizada del modelo (figuras 3.15c y 3.15d).

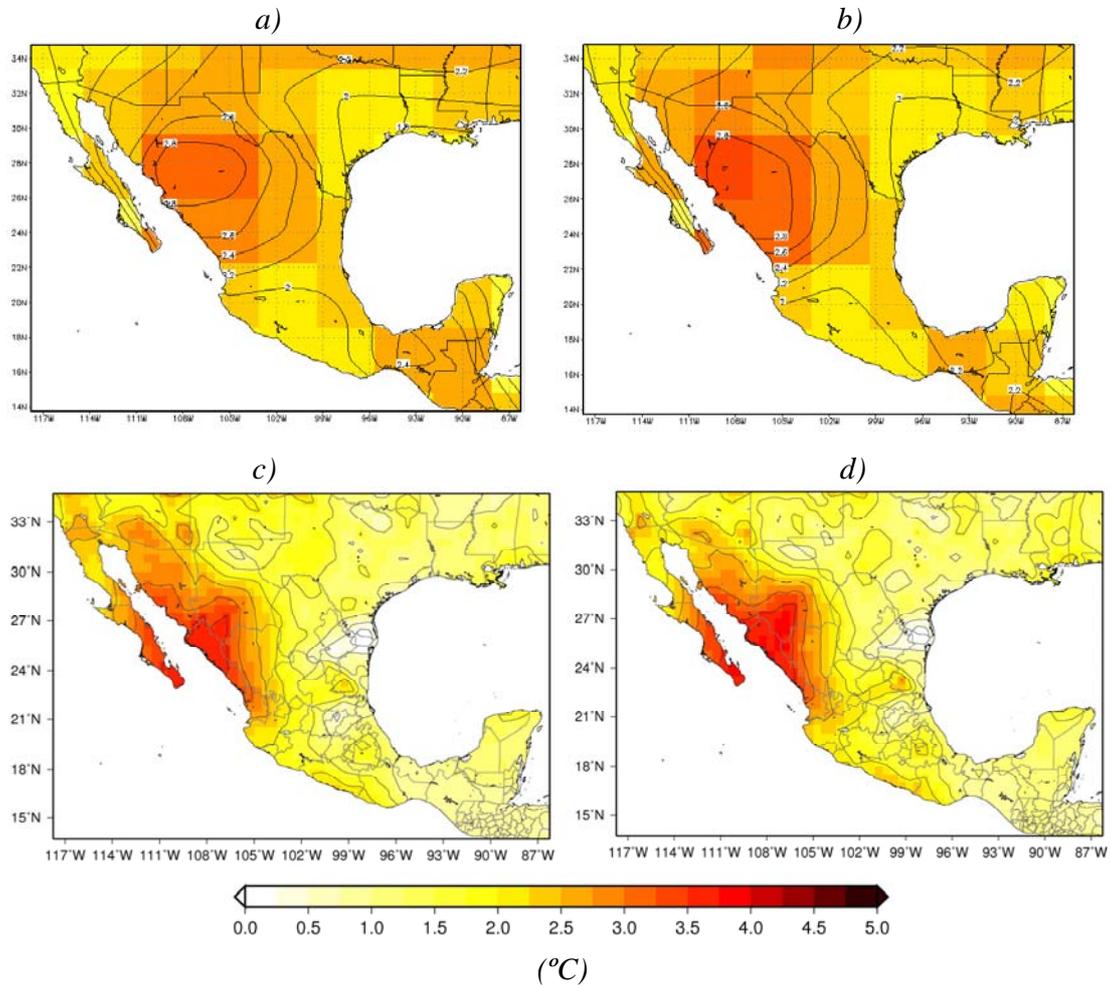


Figura 3.15. Experimentos (a) caso 1 y (b) caso 2 de temperatura media anual por el modelo *ccsma_cgcm3_1* para finales del siglo XXI bajo el escenario A1B, (c y d) lo mismo que (a y b) pero regionalizado.

3.4 Construcción probabilística de los escenarios

Habiendo realizado diversas pruebas que muestran que el esquema CPT de regionalización mantiene las características esenciales de un procedimiento de escalamiento es posible proceder a la producción de escenarios de cambio climático por ensamble y por probabilidades. Se regionalizaron prácticamente todas las proyecciones de los GCM bajo los escenarios A2, A1B, B2 y COMMIT utilizados en el IPCC-AR4. El escenario que más

proyecciones regionalizadas tuvo, fue el A1B con 18 modelos y aproximadamente 90 realizaciones; A2 tuvo 14 modelos con aproximadamente 70 realizaciones; B2 tuvo 15 modelos con aproximadamente 70 realizaciones y COMMIT con 12 modelos y aproximadamente 50 realizaciones. Se dispone así de más de cien proyecciones regionalizadas de temperatura y precipitación bajo cambio climático, para al menos 100 años, pues existe la posibilidad en algunos casos, de extender la proyección a 300 años. Tener una muestra suficientemente grande es un elemento fundamental en la construcción probabilista de proyecciones del clima futuro.

Para cada escenario y cada variable se construyó un ensamble tomando la mediana. Usando la mediana se asegura que el ensamble no tiene sesgos estadísticos y corresponde al valor más probable. En los últimos años ha sido práctica común el utilizar la dispersión entre proyecciones como una medida de la incertidumbre (e.g. Foster et al., 2007 y Meehl et al., 2007). Como medida de dispersión se tomó el rango intertercil. Si un conjunto de datos se divide en tres categorías, superior, normal e inferior, cada categoría recibe el nombre de tercil. Entonces el rango intertercil corresponde a la diferencia entre el valor umbral de las categorías superior e inferior. Se hizo el análisis en las proyecciones tanto para los GCM como para las versiones regionalizadas por CPT.

En la construcción probabilística de escenarios es necesario considerar umbrales para cada variable. Dichos umbrales deberán ser representativos de alguna condición de riesgo o impacto para una región, sector, ecosistema, cuenca, etc. Para la temperatura es factible, por simplicidad usar como umbral una desviación estándar de los datos observados para los periodos de verano (JJA) y de invierno (DEF) de los últimos treinta años para cada punto de malla. Este umbral es representativo de la variabilidad de temperatura observada en lo que podríamos llamar el clima presente (1970-1999). En el procedimiento de construcción de probabilidades se promediaron las anomalías de la temperatura para los meses JJA y DEF de cada realización para cada año dentro del periodo 2000-2099. En el caso de la precipitación se fijó el umbral de 15% de cambio respecto al acumulado anual promedio de los últimos treinta años. El análisis se hizo para cada escenario por separado. Estas medidas fijan el umbral de lo “normal” y lo “fuera de lo normal” en el contexto de cada región. Los escenarios para los años que sean referidos, por ejemplo 2080, serán representativos de un

periodo suficientemente grande para formar un valor representativo de probabilidad por punto.

Se calcularon los parámetros de cambios mensuales relativos en precipitación acumulada mensual y cambios mensuales absolutos en temperaturas mínima, máxima y media para ocupar el GETM LARS (parámetros 1 y 3 de la sección 2.3), los demás se suponen sin cambios. Los datos diarios observados utilizados provienen de ERIC3 (ver sección 2.4). Se generaron cien años de datos diarios bajo las condiciones proyectadas en las décadas 2030, 2050 y 2080 bajo los escenarios A2, A1B, B1 y escenario de compromisos. Cien años de datos diarios es una muestra suficientemente grande para muestrear su función de distribución de probabilidad (PDF, por sus siglas en inglés). Como ejemplo se trabajó en las funciones de distribución de probabilidad de los valores diarios generados por LARS para las estaciones Siquirichic en Chihuahua (107.08° de longitud oeste y 26.87° de latitud norte) y La Sabana en Guerrero (99.33° de longitud oeste y 29.9° de latitud norte). Estas estaciones tienen más de veinticinco años de datos diarios. Aunque el ejercicio se centra en estas dos estaciones, existe la posibilidad de extenderlo a cualquier estación bajo los cuatro escenarios regionalizados, A2, A1B, B1 y COMMIT. Las PDF para las series de temperatura máxima, mínima y precipitación permiten establecer los cambios en la actividad de eventos extremos, elemento importante al hacer proyecciones del clima futuro. Obviamente, el factor modulador de la actividad de extremos está relacionado con el calentamiento de la atmósfera conforme avanza el siglo.

Capítulo 4. Los escenarios regionales de Cambio Climático para México

4.1 Los escenarios y la incertidumbre

Antes de analizar los escenarios es necesario recordar algunos aspectos importantes al tratar con proyecciones de clima. Hay que tener en cuenta que los escenarios de cambio climático no pueden proveer información del mismo tipo que los pronósticos, pues dependerán en gran medida de las decisiones que tome la humanidad desde ahora en materia de emisiones de GEI. Sin embargo, al igual que los pronósticos estacionales del clima, la convergencia o divergencia de las simulaciones nos da una medida de confianza o incertidumbre en las proyecciones.

La incertidumbre cuantitativa se presenta en términos de la diferencia de las proyecciones y en el caso de cambio climático está relacionada con el modelo usado o con la proyección de emisiones de GEI utilizada. Existe también la incertidumbre sobre los elementos y procesos físicos que los GCM no pueden capturar y que son reflejo de conocimiento incompleto sobre procesos, este tipo de incertidumbre es conocido como incertidumbre estructural (Solomon et al., 2007). Tal es el caso por ejemplo de la actividad de los llamados *transientes* y su interacción con el flujo medio, como pueden ser los ciclones tropicales, su trayectoria y sus impactos en las lluvias, ya que debido a limitaciones en el conocimiento de su génesis es difícil cuantificar su impacto en las proyecciones hechas por GCM. Sin embargo, los tipos de incertidumbre pueden ser clasificados de diferente manera según su origen (Solomon et al., 2007)

Los cambios proyectados en el clima provienen de una cadena de procesos, cada uno con una incertidumbre, por lo que cuando se siguen las secuencias que les dieron lugar, queda implícita una cadena de fuentes de incertidumbre relacionadas con la complejidad de los sistemas terrestres. Si bien es cierto que no existe una única manera de estimar la incertidumbre en escenarios de cambio climático, en el IPCC existen acuerdos para generar una medida de ésta a partir de la dispersión entre las proyecciones [*Comunicación Personal*: Víctor O. Magaña, Centro de Ciencias de la Atmósfera (CCA) Universidad

Nacional Autónoma de México (UNAM), 2008]. Así, la incertidumbre en el cambio estimado de las variables climáticas requiere considerar:

- La consistencia entre diferentes modelos (globales y regionales), pues un fuerte consenso acerca del signo del cambio genera más confianza que cuando se tiene grandes diferencias entre proyecciones.
- El nivel de entendimiento de los procesos, pues si pueden explicar físicamente por qué ocurren los cambios, la incertidumbre es menor; y
- La tendencia de cambio en las observaciones, ya que si el cambio puede ser claramente distinguido de la variabilidad natural, es más cierto que ocurra bajo las suposiciones de cambio climático (Bart van den Hurk et al 2006).

4.2 Los escenarios de temperatura

El patrón de calentamiento global para finales del siglo XXI muestra en general que el calentamiento será mayor en el Hemisferio Norte, en latitudes medias y altas, así como sobre las regiones continentales (figura 4.1).

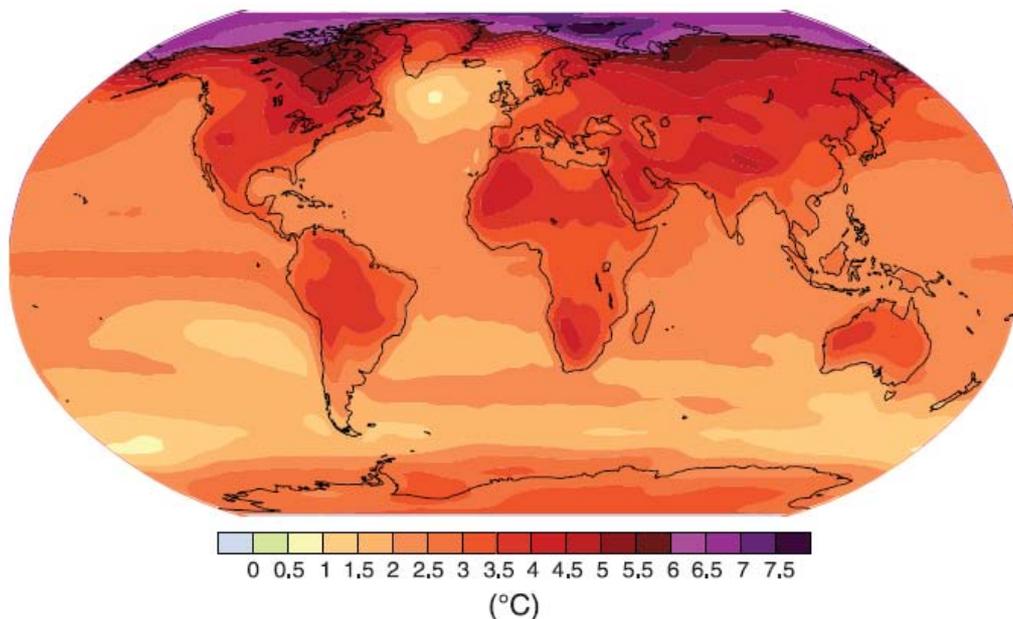


Figura 4.1 Patrón de calentamiento global (aumentos en temperatura de superficie) para finales del siglo XXI (2090-2099) con respecto a la temperatura promedio anual del periodo 1980-1999, de acuerdo con el escenario A1B del IPCC (tomado de Meehel et al., 2007).

Analizando solo las salidas de los modelos de baja resolución, las proyecciones para México bajo cualquier escenario de emisiones, se encuentra un incremento de temperatura superficial del mismo modo que con el patrón global, hacia latitudes más altas y sobre regiones continentales. La incertidumbre en el caso de la tendencia al calentamiento es prácticamente nula, pues todas las realizaciones indican un cambio positivo. La incertidumbre está en la magnitud del incremento de temperatura por regiones, y claro está, esto depende del escenario de GEI.

La magnitud más fuerte de anomalía de temperatura en México alcanza los 4.5°C en promedio anual hacia finales del presente siglo bajo el escenario A2 (figura 4.2a). Esta señal se ubica principalmente hacia el noroeste de México, al parecer como una continuación del patrón espacial de la anomalía de temperatura sobre el suroeste de Estados Unidos. La dispersión entre los modelos para el mismo escenario y periodo se ubica alrededor de $\pm 2.5^{\circ}\text{C}$ en la región de mayor calentamiento, y cerca de $\pm 1.5^{\circ}\text{C}$ en las zonas donde el aumento de temperatura es menor a 3.5°C . Las proyecciones de calentamiento bajo los escenarios A1B y B1 (figuras 4.2b y 4.2c) indican cambios de menor magnitud, entre 3.5 y 2.5°C con una dispersión cercana a $\pm 2.5^{\circ}\text{C}$. La anomalía bajo el escenario de compromisos (figura 4.2d) es del mismo orden que su incertidumbre, es decir alrededor de $\pm 2^{\circ}\text{C}$. La dispersión relativa al cambio proyectado es menor cuando los escenarios suponen mayor concentración de GEI. Esto está asociado a que el forzante radiativo (por los GEI) lleva al clima simulado por los GCM a un mismo estado y se hace notar mejor cuando el forzante es más fuerte.

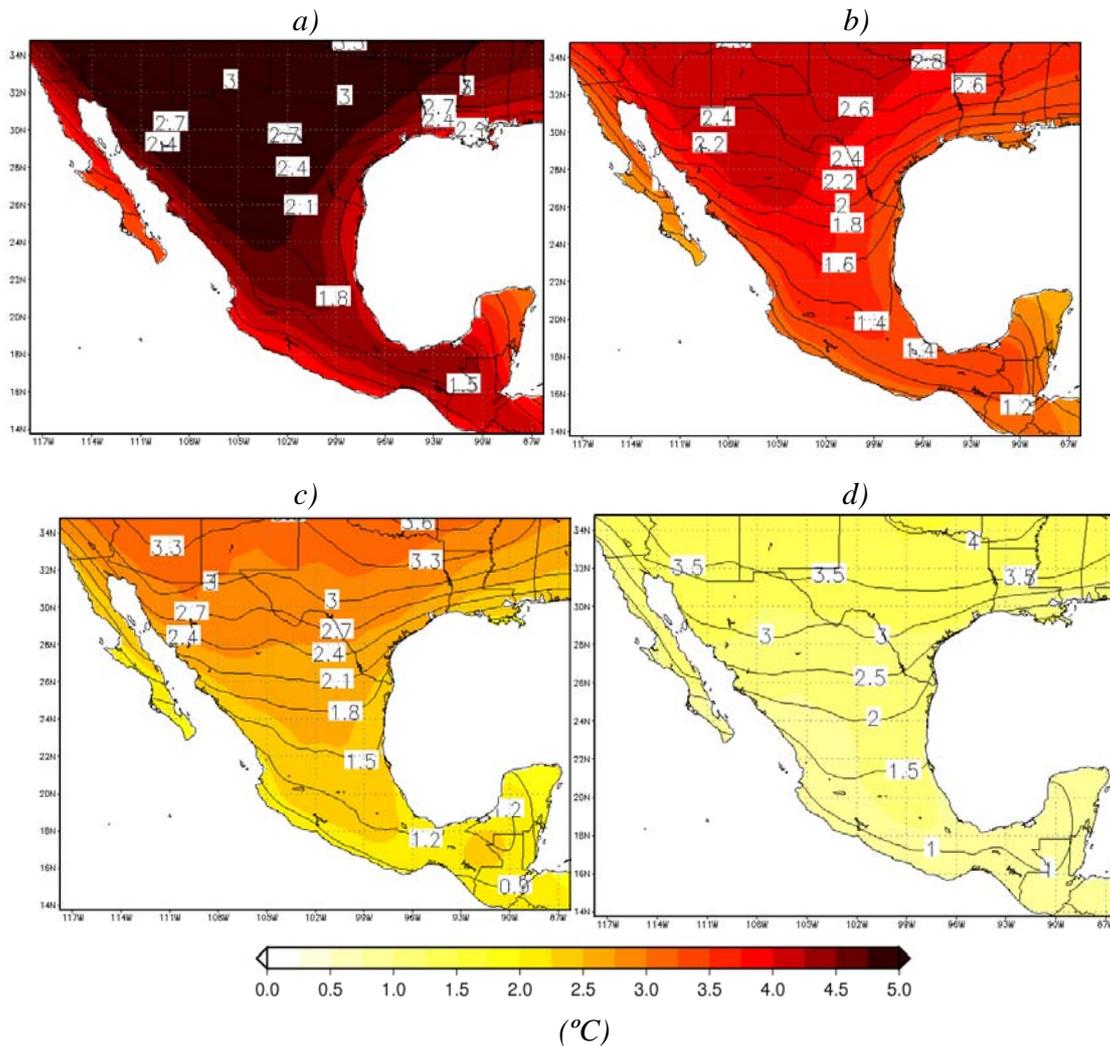


Figura 4.2. Ensamble de anomalías de temperatura media anual proyectadas por los GCM para el periodo 2080-2099 con respecto del periodo 1970-1999 (color), y la dispersión es estimada como el rango inter-tercil entre miembros (líneas y números) para los escenarios: (a) A2, (b) A1B), (c) B2 y (d) COMMIT (ver Sección 3.4 para detalles).

El patrón de cambio en la temperatura bajo los escenarios regionalizados A2, A1B, B1 y COMMIT (figura 4.3), comparte similitudes importantes con los patrones obtenidos por los GCM, como por ejemplo un mayor calentamiento en el norte y noroeste de México. No obstante los escenarios regionales deben ser evaluados en el contexto local, más que con los de escenarios de baja resolución del GCM. Las mayores diferencias en ambos son debidas a la magnitud del forzante del escenario bajo el cual fueron corridos. El ensamble para el escenario A2 regionalizado (figura 4.3a) para finales el periodo 2080-2099 presenta un calentamiento mas pronunciado en el noroeste de México que los de baja resolución. Las

proyecciones a nivel país en el escenario A2 están en un rango de 2.5 a 4° C con una dispersión alrededor de $\pm 1.75^\circ$ C (ver capítulo 3.4) en la región de mayores anomalías, aunque en casi todo México la dispersión es inferior $\pm 1.5^\circ$ C. Bajo el escenario A1B la mayor anomalía, sobre el noroeste de México no es superior a 3.5° C y la dispersión a $\pm 1.75^\circ$ C. Los escenarios regionalizados muestran un cambio menor al presentado por los modelos globales como consecuencia del ajuste por CPT. La diferencia en la intensidad de la anomalía en los escenarios regionales respecto a los de baja resolución es mayor a un grado centígrado en los cuatro escenarios.

Regionalmente el noroeste de México ha mostrado un calentamiento más intenso durante casi todo el siglo XX. El noreste incluso en periodos ha experimentado una ligera tendencia al enfriamiento (<http://lwf.ncdc.noaa.gov/oa/climate/research/trends.html>). Otras características regionales aparecen al reducir la escala espacial mediante CPT, como por ejemplo, anomalías mayores de temperatura sobre el sur de la península de Yucatán, Istmo de Tehuantepec y centro de México.

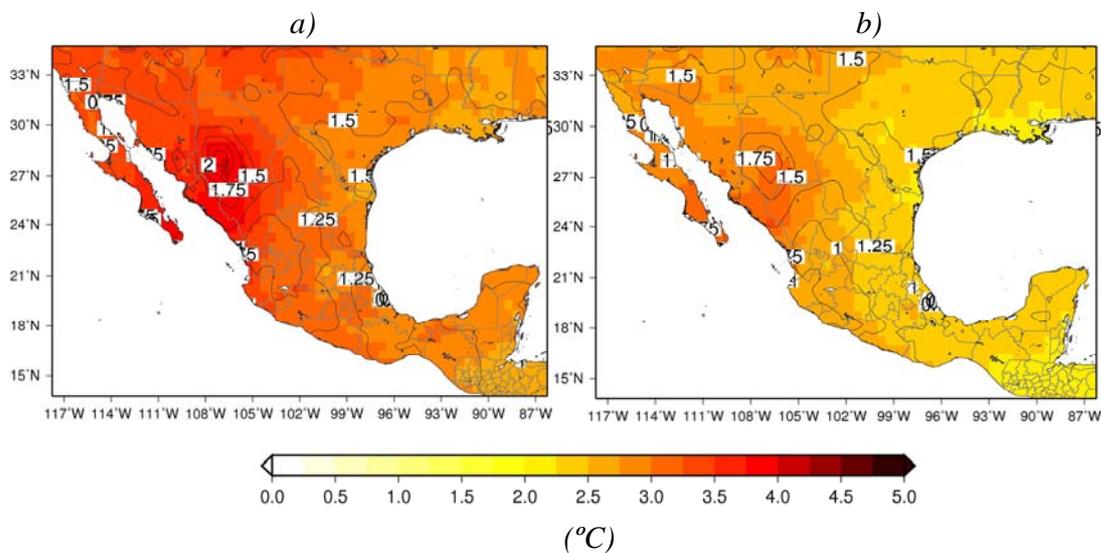


Figura 4.3. Ensamble (sombreado) de anomalías de temperatura media anual de los GCM regionalizados (ver sección 3.3) con respecto del periodo 1970-1999 y la dispersión (rango intertercil) entre miembros (línea y números) para el periodo 2080-2099 bajo los escenarios: (a) A2, (b) A1B, (c) B2 y (d) COMMIT.

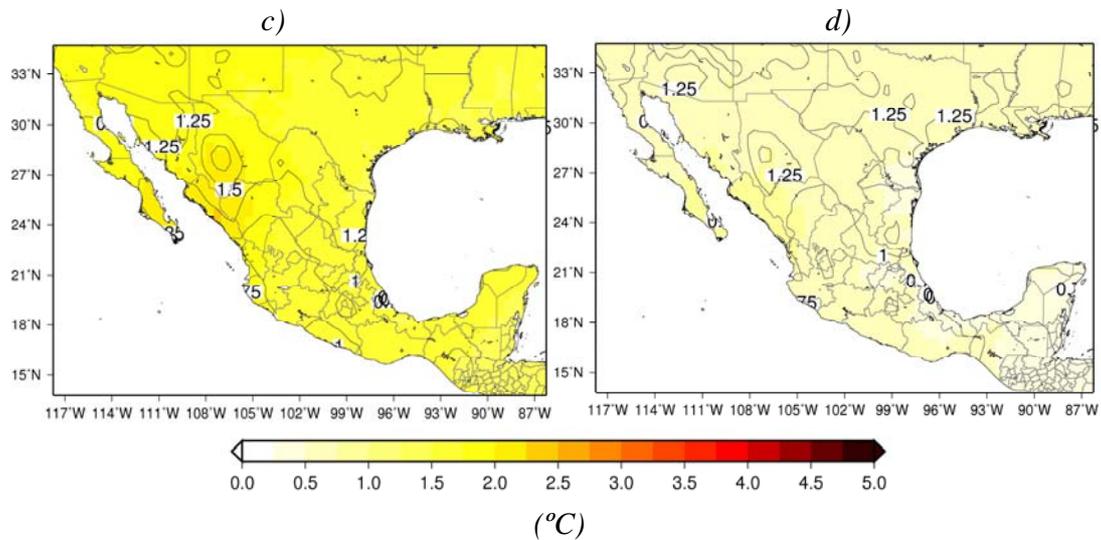


Figura 4.3. Continuación.

Bajo el escenario COMMIT, escenario que supone las menores concentraciones de entre A2, A1B y B1, el cambio proyectado por el ensamble es considerablemente menor a la incertidumbre. El cambio para la proyección de temperatura para finales del siglo XXI no supera 1°C en la región de máximo calentamiento y la dispersión es mayor que $\pm 1^{\circ}\text{C}$ (figura 4.3d). La magnitud de los cambios en relación a la magnitud de la dispersión para los escenarios B1 y COMMIT es cercana al valor del cambio. La incertidumbre es relativamente grande en estos escenarios; sin embargo, la señal sigue apuntando a una anomalía positiva, ya que el valor de la dispersión sumada a la anomalía permanece mayormente positiva en todo México.

Los rangos de incertidumbre simulados históricamente, en el periodo de muestra independiente contienen la serie observada en la mayoría de puntos en de la malla sobre México. Con este antecedente y las características de propagación de la tendencia histórica asociadas en la reducción de escala estadística se puede analizar si las proyecciones se encuentran en la distribución dada por las diversas realizaciones. La evolución de la relación cambio de temperatura – incertidumbre (dispersión de realizaciones) a través del siglo XXI bajo los escenarios A2 y A1B regionalizados aumenta ligeramente al incrementarse el plazo de la proyección. En las proyecciones bajo los escenarios A2 y A1B se presenta una razón de cambio cercana a 0.4°C y cerca de 0.3°C por década (figura 4.4).

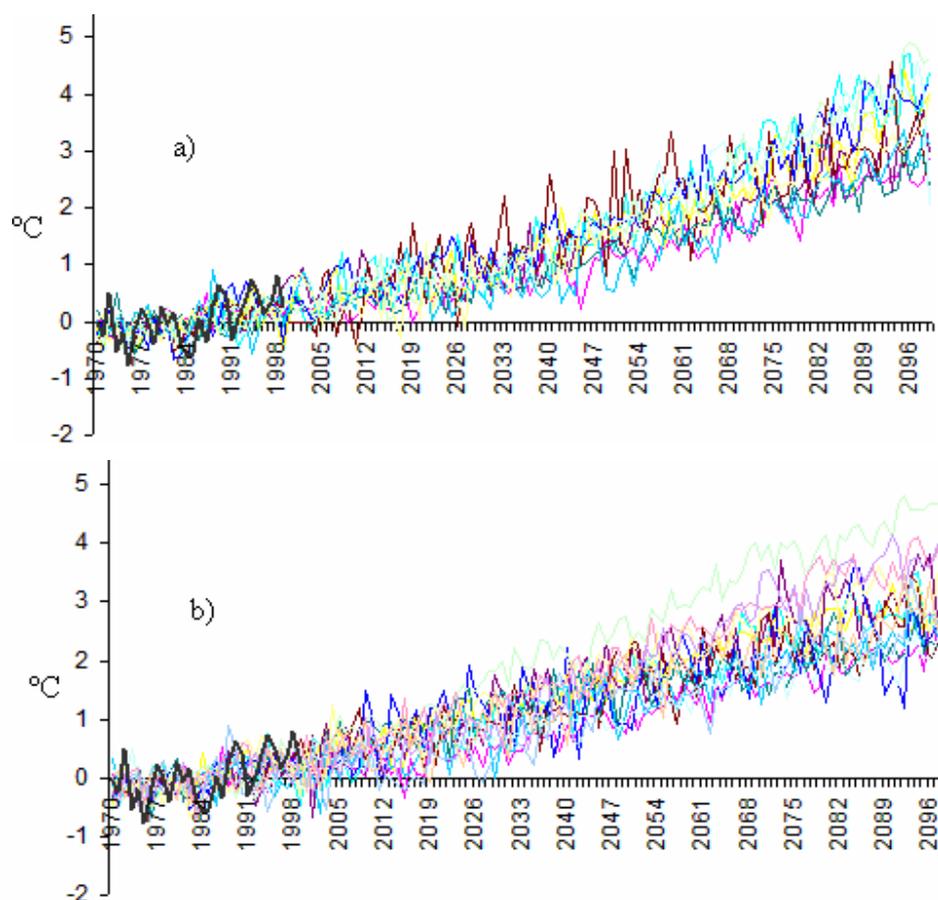


Figura 4.4. Anomalía de temperatura media anual ($^{\circ}\text{C}$) observada en el periodo 1970-1999 (línea negra) entre 1970 y 2000, relativa a la media de este periodo, así como anomalías simuladas 1970-2000 y proyectadas para el periodo 2000-2099 para:(a) el escenario A2 (14 modelos regionalizados) y (b) para el escenario A1B (19 modelos regionalizados) para el noroeste de México (107.08° de longitud oeste y 26.87° de latitud norte).

La anomalía en los meses de verano para el periodo 2080-2099 bajo los escenarios A2 y A1B es superior que durante los meses de invierno (figuras 4.5a y 4.5b), y corresponde a los mayores aumentos para México bajo cambio climático, lo cual es consistente con lo encontrado por Magaña et al. (2005) para el estado de Tlaxcala. Las proyecciones para finales del siglo en los meses junio-julio-agosto (JJA) bajo el escenario A1B llegan a ser cercanas a los 4°C con una dispersión media entre modelos de alrededor de 1.5°C . Para los meses de invierno diciembre-enero-febrero (DEF), las anomalías son menores que para los meses de verano y la dispersión para estos meses es también ligeramente menor.

En la temporada de verano la región que presenta mayor anomalía es el norte de México, la región noroeste y el sur de la península de baja California. Los escenarios para estas regiones alcanzan valores altos de anomalías positivas, superiores a los 3° C. En las regiones centro y sur las proyecciones de aumento de temperatura hacia mediados y finales del presente siglo no superan los 3° C.

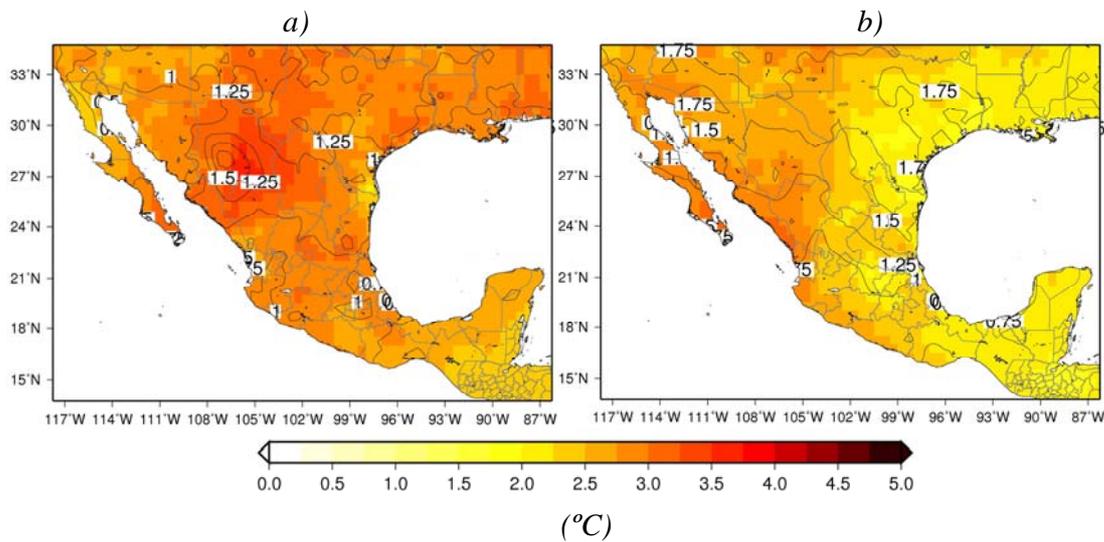


Figura 4.5. Ensamble (sombreado) de anomalías de temperatura media para el periodo 2080-2099 con respecto del periodo 1970-1999, de (a) JJA y (b) DEF correspondiente a los GCM regionalizados bajo el escenarios A1B. La dispersión entre miembros está dada por el rango intercuartil (líneas y números).

Para analizar los escenarios en términos probabilísticos es necesario fijar un umbral y determinar el número de realizaciones que lo cumplan, definiendo las probabilidades. En el caso de temperatura los cambios proyectados son positivos por lo que se analizan las probabilidades de superar una desviación estándar (interanual) de la temperatura media anual en el periodo 1970-1999 para los meses JJA (verano) y DEF (invierno) (figuras 4.6a y 4.6b respectivamente). Éste umbral representa los cambios que pueden ser explicados por la variabilidad natural. Así las probabilidades describirán cuando las anomalías por cambio climático superen la variabilidad natural.

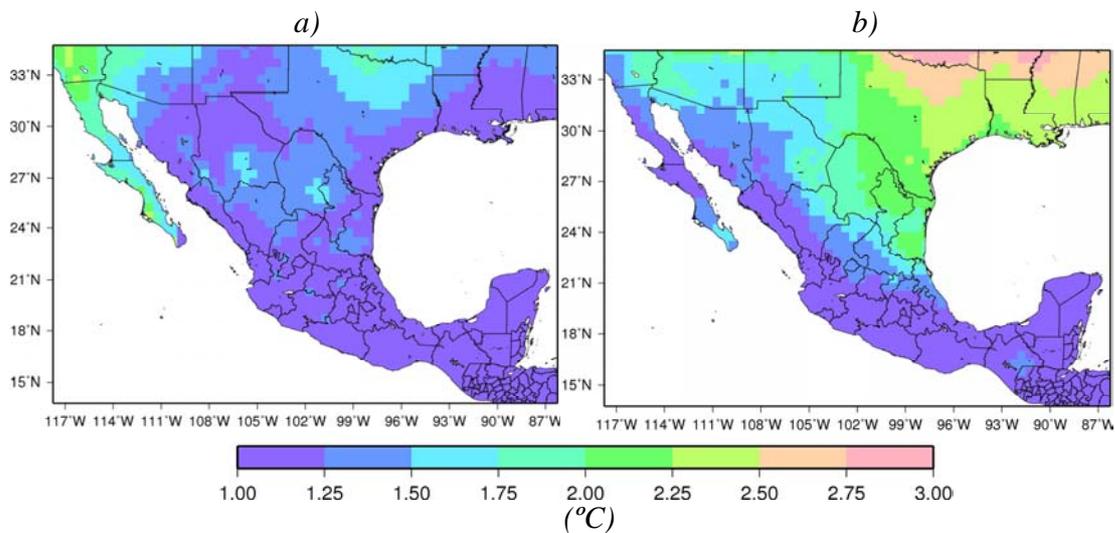


Figura 4.6. Valor de una desviación estándar positiva de temperatura media anual calculada para el periodo 1970-1999 (a) para JJA y (b) para DEF.

El análisis de las probabilidades de cambio por encima de una desviación estándar se evaluó en las proyecciones bajo los escenarios A2, A1B, B1 y COMMIT. Existe mayor variabilidad hacia la región noreste de México que hacia la región sur o la costa de Pacífico mexicano (figuras 4.6a y 4.6b), con esto aunque los mayores cambios se ubican hacia el noroeste de México, el sur y la costa del pacífico experimentarán variaciones en la temperatura que rebasarán los rangos conocidos y las variaciones por cambio climático se harán sentir más notoria y consistentemente (figura 4.7). Los patrones espaciales son similares por década y escenario, lo cual es solo un reflejo del aumento casi lineal de la temperatura con las concentraciones de GEI en la atmósfera. Bajo el escenario A1B, la anomalía en temperatura, significativamente incrementada, se presenta al menos con una década de adelanto respecto al escenario B1. Para los meses JJA de la década del 2030 (figura 4.7a), la mayor parte del norte y centro de México presenta probabilidades mayores al 50% de encontrarse en una condición anómalamente cálida (con incrementos superiores a una desviación estándar). Las variaciones en los veranos son pequeñas y la magnitud del aumento de temperatura proyectado para el 2030 es superior a la anomalía típica. En la región sur y península de Yucatán, las probabilidades se encuentran alrededor del 90%, aun bajo el escenario A1B. Sobre los estados de Nayarit, Sinaloa y Michoacán, se presentan muy altas probabilidades de superar sus valores normales en estaciones del año (figuras

4.7a y 4.7b). La mayoría del país presenta probabilidades mayores al 50% de superar sus valores normales de variabilidad interanual en temperatura. Para el verano de la década del 2050 (figura 4.7c) prácticamente todo México se encuentra con anomalías de temperatura superiores a la variabilidad natural observada en los últimos treinta años del siglo XX. La misma situación se observa para invierno en todos los estados costeros del pacifico (figura 4.7d).

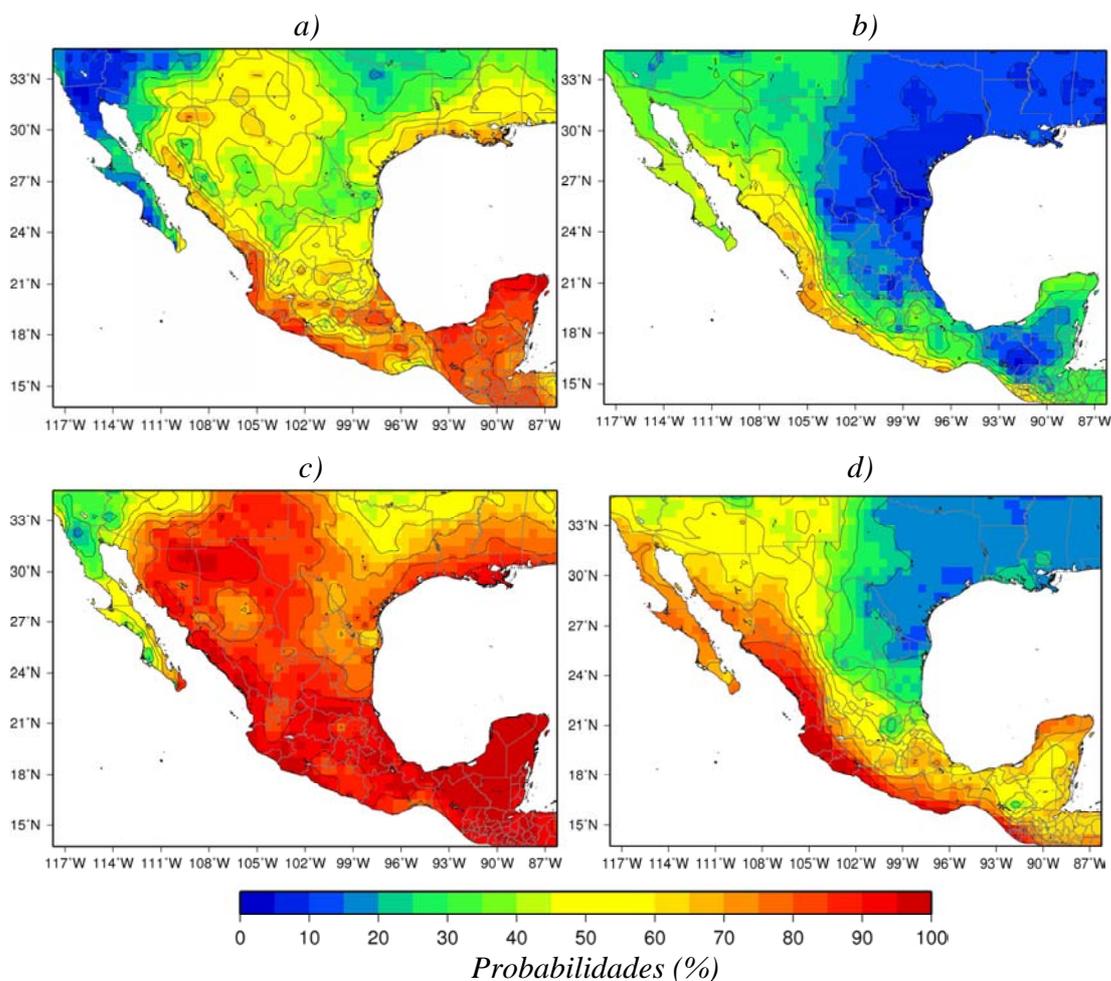


Figura 4.7. Probabilidades de superar una desviación estándar de temperatura media anual calculada para el periodo 1970-1999 bajo el escenario AIB en: (a) verano del 2030, (b) en invierno del 2030, (c) en verano del 2050 y (d) en invierno del 2050.

Un caso especial se muestra bajo el escenario COMMIT (figura 4.8), donde las probabilidades en la proyección para todo el siglo XXI se encuentran relativamente bajas en ambas épocas del año, JJA y DEF. Sólo parte de la costa del Pacífico, Istmo de

Tehuantepec y península de Yucatán se encuentran bajo probabilidades cercanas a 50% de incrementar su temperatura al grado de superar la variabilidad presente.

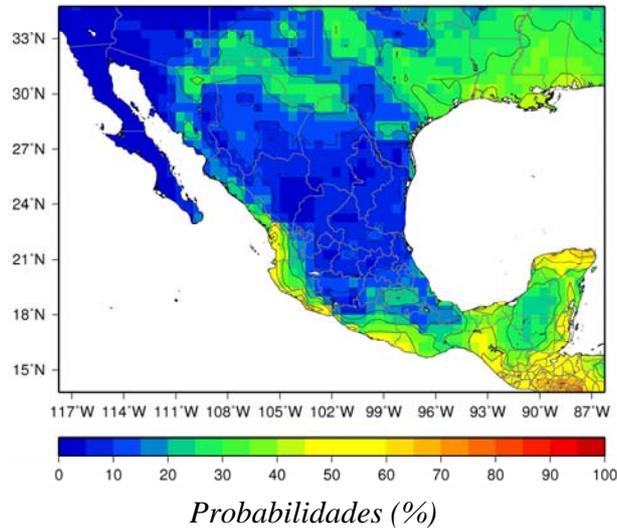


Figura 4.8. Probabilidades de superar una desviación estándar de temperatura del periodo 1970-1999 bajo el escenario COMMIT en verano del 2080.

4.3 Los escenarios de precipitación

La señal de cambio climático en la lluvia sobre la región de México y Caribe muestra un decremento en la precipitación anual acumulada. La mayoría de las proyecciones de precipitación de los GCM para finales de siglo señalan esta región como una en la que se tiene menor incertidumbre en sus proyecciones (Meehl et al., 2007). Las anomalías respecto a la climatología construida en el periodo 1980-1999 alcanzan hasta un 15% menos de lluvia en el acumulado anual bajo el escenario A1B (figura 4.9).

a)

b)

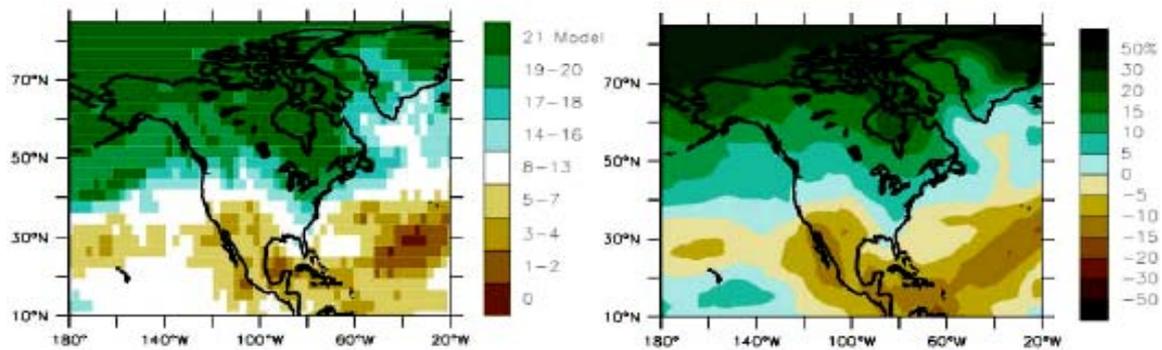


Figura 4.9. (a) Número de modelos que pronostican anomalía positiva de precipitación acumulada anual respecto del periodo 1980-1999 de la proyección 20c3m para finales del siglo XXI bajo el escenario A1B y (b) promedio del valor de la anomalía (tomada de Meehl et al., 2007).

La respuesta climática al forzante radiativo en los GCM lleva a que la condición más seca se intensifique proporcionalmente a las concentraciones de GEI (figura 4.10). Sin embargo, las diferencias en la magnitud de esta señal muestran una dispersión relativamente alta, pues entre los modelos en los escenarios que suponen menos emisiones de GEI se tiene un rango de incertidumbre que incluso es mayor a la misma señal (figura 4.10d), como en el caso del escenario de compromiso.

La señal del cambio en lo que respecta a la anomalía y dispersión presenta cambios significativos bajo los escenarios A2, A1B y B1 en casi todo México (figura 4.10). Los cambios más fuertes se observan hacia la región del Pacífico centro y norte, en los estados de Michoacán, Colima, Nayarit y Sinaloa, con anomalías que van de -150 a -350 mm al año en los escenarios A2, A1B y B1, con una dispersión de ± 50 mm. En el sur de México también se presentan anomalías del mismo orden pero con menor dispersión, de alrededor de 10 mm. Las anomalías que se presentan bajo el escenario COMMIT no definen una señal, pues la incertidumbre es cercana a la misma magnitud del cambio.

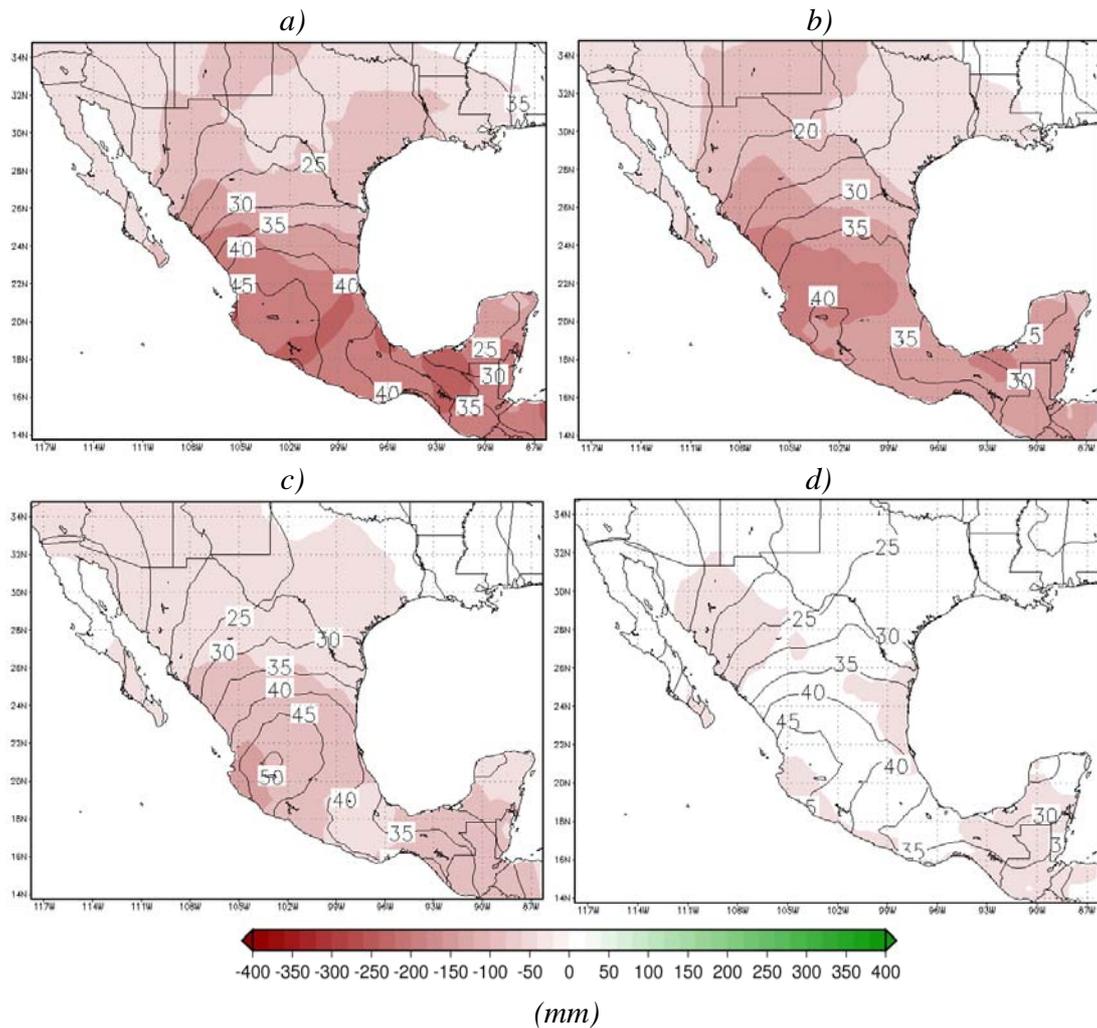


Figura 4.10. Ensamble (sombreado) de anomalías de precipitación acumulada anual de los GCM con respecto del periodo 1970-1999 y la dispersión (rango inter-tercil) entre miembros (líneas y números) para el finales el periodo 2080-2099 bajo los escenarios: (a) A2, (b) A1B), (c) B2 y (d) COMMIT.

En el capítulo 10 del IPCC-AR4 se señala que aunque la señal del cambio climático en México y el Caribe es claramente con una condición seca, este resultado no es tan confiable debido a que gran parte del régimen pluviométrico de esta región está definido por la actividad de huracanes, y estos sistemas aun no son bien modelados en los GCM (Meehl et al., 2007). La fuente de mayor incertidumbre en este caso, está relacionada con la limitación propia de los GCM de generar fenómenos de mesoescala. La regionalización mediante CPT corrige magnitudes de los cambios mediante un esquema tipo MOS. Sin embargo, la incertidumbre en la reducción de escala, asociada a problemas de escala con

los GCM se propaga hacia los escenarios regionales. Incluso con modelos dinámicos de mesoescala usados para la regionalización es difícil generar confianza en los vórtices que genera y que representan ciclones tropicales, pues la génesis de estos sistemas no está bien modelada en el sentido climático, es decir en términos de la actividad. Magaña (2005) argumenta que incluso es poco claro si los ciclones tropicales dejan más o menos lluvia sobre México, debido a que esto depende enormemente de la trayectoria seguida.

Al regionalizar las salidas del GCM, las diferencias en las proyecciones respecto al campo de baja resolución son evidentes, principalmente por el efecto orográfico en las Sierras Madre Oriental y Occidental. En el campo regionalizado de precipitación para el periodo 2080-2099 se presenta una condición más seca principalmente hacia la costa del Pacífico, región sur, Golfo de México (Fig. 4.11) y Guatemala. Bajo el escenario A2, la anomalía más fuerte alcanza hasta -400 mm, mientras que para A1B y B1 se encuentra alrededor de 250mm para la misma región. Bajo el escenario A2 (Fig. 4.11a), prácticamente todo México presenta un decremento significativo de lluvia media anual, aun la región centro norte que no muestra grandes cambios bajo los demás escenarios. Solo bajo el escenario de compromisos se tiene un ligero aumento en precipitación cerca del centro y norte de México (figura 4.11d), con anomalías cercanas a 100 mm en el total anual, con una dispersión menor a 50 mm.

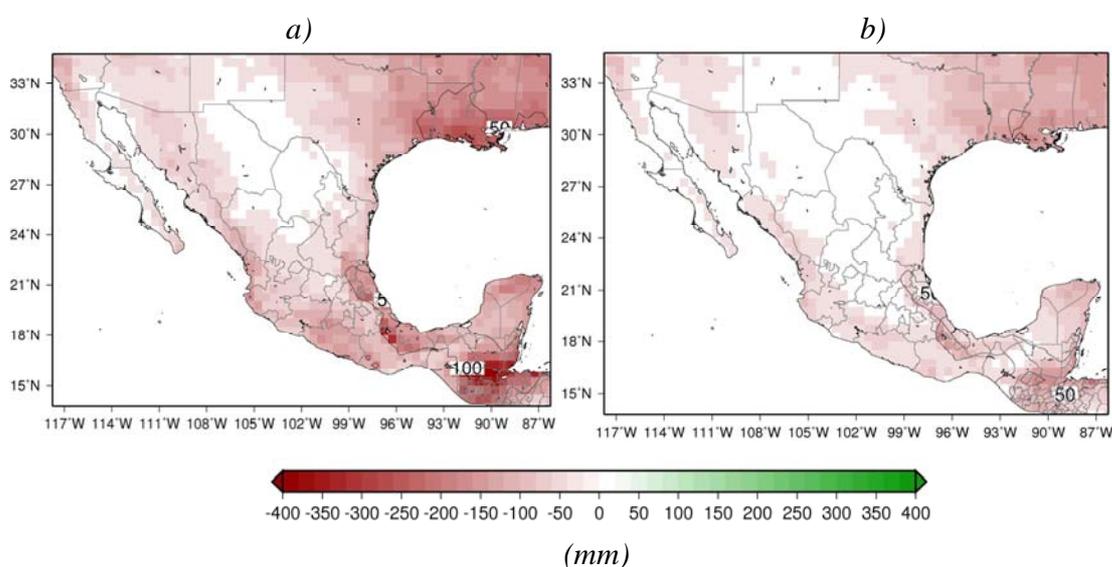


Figura 4.11. Ensamble (sombreado) de anomalías de precipitación acumulada anual de los GCM regionalizados con respecto del periodo 1970-1999 y la dispersión (rango inter-tercil) entre miembros (líneas y números) para el periodo 2080-2099 bajo los escenarios: (a) A2, (b) A1B, (c) B2 y (d) COMMIT (ver Sección 2.6 para detalles).

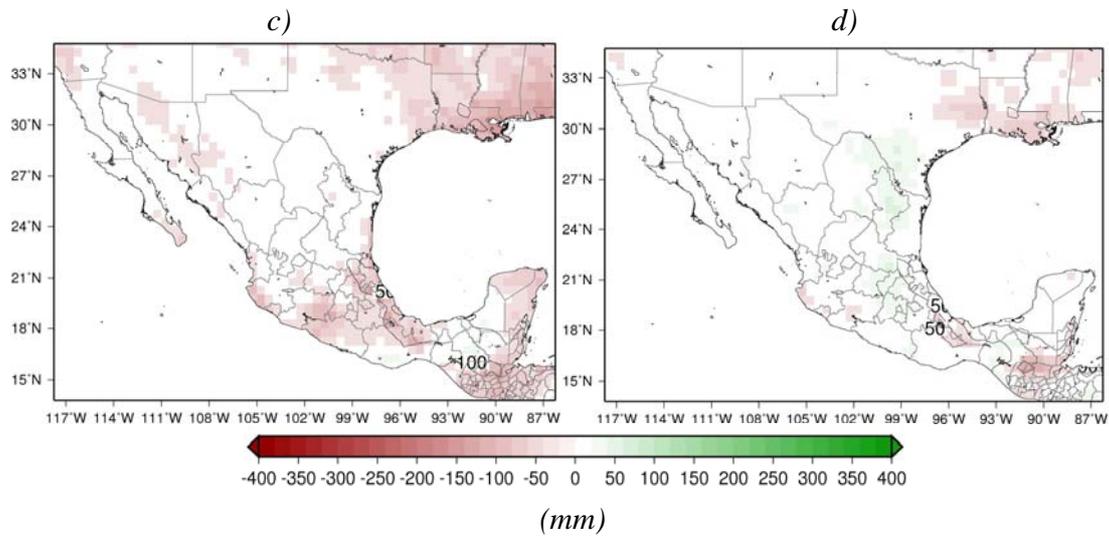


Figura 4.11. Continuación.

La mayor parte del acumulado de lluvia anual en México se presenta en los meses de verano (JJA) y está asociado a sistemas tropicales. En el norte de México y península de Baja California se presentan lluvias en invierno (DEF) debido a la invasión de sistemas de latitudes medias. Los escenarios para verano en el periodo 2080-2099 bajo el escenario A1B (figura 4.12b) señalan una disminución en la precipitación que refleja básicamente el patrón anual. La dispersión sobre el estado de Veracruz es cercana a 100 mm y la anomalía no supera este valor. En general, la dispersión en las proyecciones es relativamente alta. Los cambios en invierno no son fácilmente apreciables, ya que gran parte del norte de México, tiene un acumulado anual menor a 100 mm.

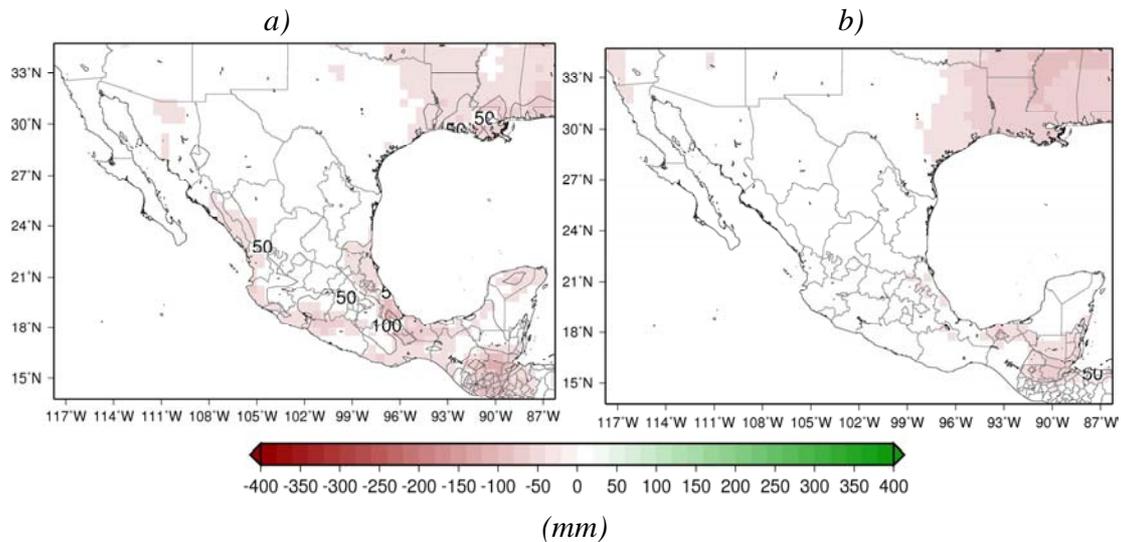


Figura 4.12. Ensamble (sombreado) para el periodo 2080-2099 de los GCM regionalizados de anomalías de precipitación acumulada con respecto del periodo 1970-1999 de (a) JJA y (b) DEF y la dispersión (rango inter-tercil) entre miembros (líneas y números) bajo el escenarios A1B.

En general los mayores cambios se presentan en las regiones y temporadas que climatológicamente llueve más por lo que el análisis puede ser hecho sobre anomalías estandarizadas. Los fuertes contrastes en el régimen pluviométrico de México hacen que una anomalía de 100 mm anuales sea poco significativa en la región de Tabasco o Chiapas, mientras que en el norte es casi una anomalía del 50%. La anomalía para el periodo 2080-2099, como porcentaje del acumulado anual, respecto a la climatología de 1970-1999 (figura 4.13) bajo el escenario A1B es alrededor del 10 al 15%, y se encuentra en el mismo rango que el proyectado en la baja resolución (Meehl et al., 2007). El patrón espacial es sin embargo, diferente a los de los GCM, ya que ahora los cambios más fuertes están en función del régimen climático local, con los mayores cambios relativos en las regiones centro y norte de México, con cambios relativamente menores en la región sur. El patrón de cambio en precipitación es consistente en los cuatro escenarios (A2, A1B, B1 y COMMIT), siendo los plazos los que varían dependiendo del escenario de emisiones utilizado. Bajo el escenario A1B los mayores cambios son principalmente hacia los estados de México, Puebla, Distrito Federal y de Tamaulipas, Chihuahua, Sonora y prácticamente toda la península de Baja California con valores alrededor de 30%. La anomalía relativa en el sur de México es pequeña, en contraste con el patrón que se presentaba solo con el ensamble y su dispersión, ya que esta región alcanzaba los máximos de anomalía negativa.

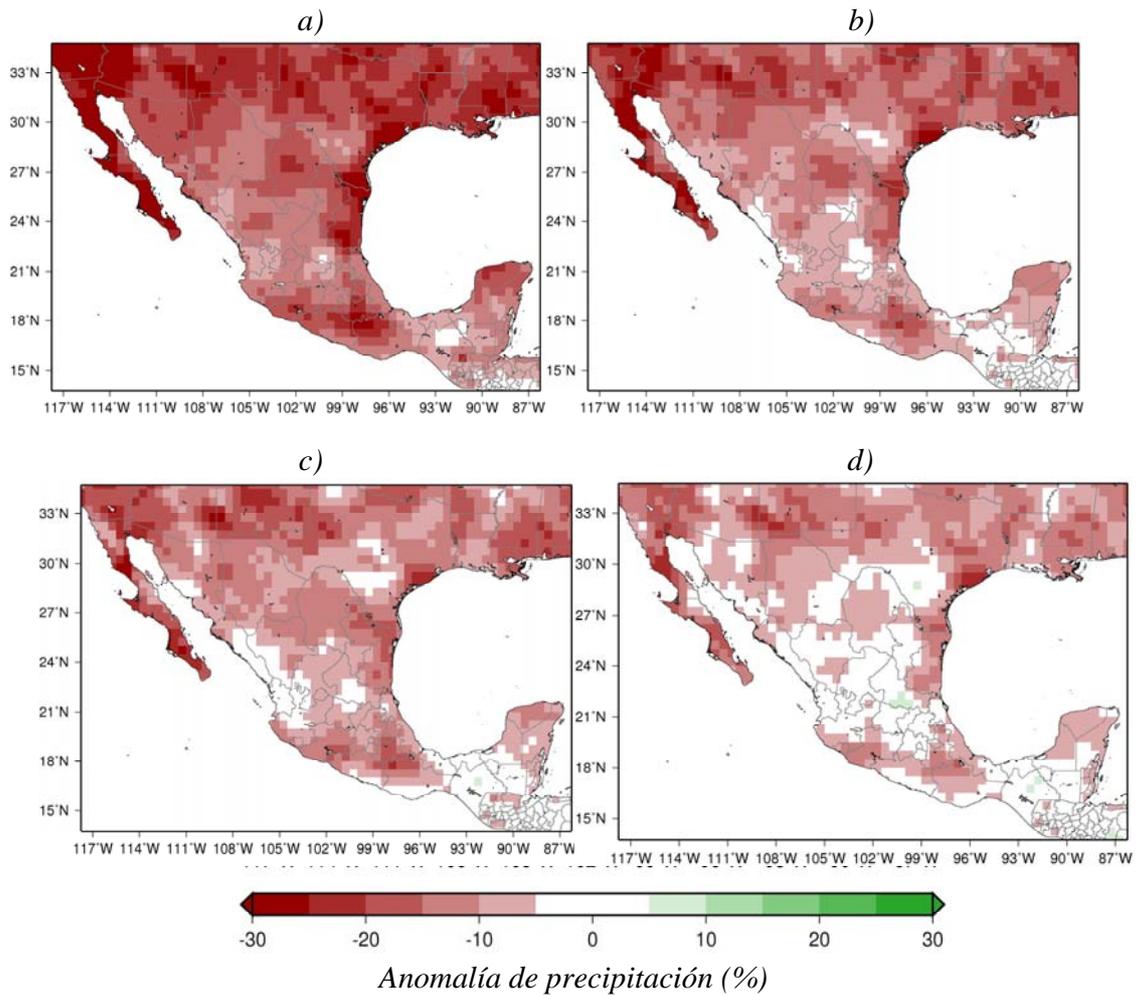


Figura 4.13. Ensemble de porcentaje anomalías de precipitación acumulada anual de los GCM regionalizados con respecto del periodo 1970-1999 para el periodo 2080-2099 bajo los escenarios: (a) A2, (b) A1B), (c) B2 y (d) COMMIT.

Aun cuando las proyecciones en la precipitación anual presentan el mismo signo, las dispersión entre ellas hace necesario un enfoque probabilístico. Para calcular las probabilidades se tomó como umbral 15% menos en el anual acumulado respecto al periodo 1970-1999 (Fig. 4.14), ya que la señal en la precipitación es principalmente una anomalía negativa.

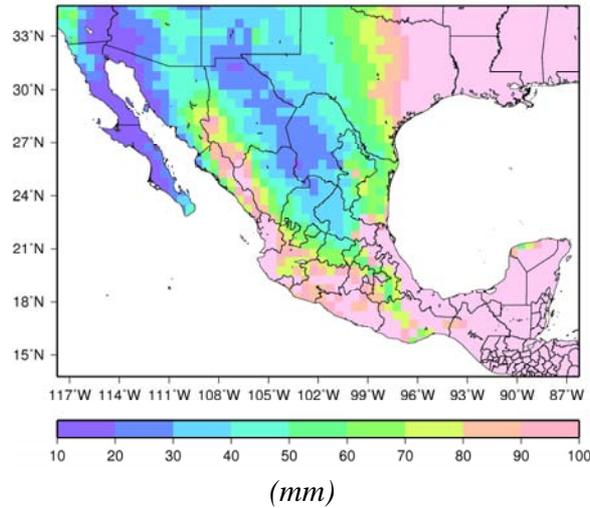


Figura 4.14. Valor de 15% de precipitación acumulada anual calculada para el periodo 1970-1999.

Fijando el umbral de déficit del 15% acumulado anual los escenarios A1B y A2 muestran al periodo 2020-2039 con probabilidades entre 30 y 35% de que México se encuentre bajo una condición con déficit inferior al umbral indicado (figuras 4.15a y 4.15b). En la mayor parte del norte de México estas probabilidades son bajas, aunque en estados como Sonora y península de Baja California, las probabilidades son cercanas al 50%, un valor que al ser combinado con la vulnerabilidad en la disponibilidad de agua representa un riesgo muy alto para décadas cercanas (Landa et al., 2008). En esta región, la lluvia tiene su máximo en invierno, temporada que presenta probabilidades más altas de encontrarse bajo un escenario anómalamente con mayores aumentos de temperatura, con lo cual habrá mucha menor humedad y disponibilidad de agua, y un mayor estrés hídrico. El centro de México presenta probabilidades relativamente altas de rebasar el umbral crítico del 15% menos de precipitación bajo ambos escenarios, con probabilidades cercanas al 40%. Bajo el escenario A2 la península de Yucatán presenta altas probabilidades de elevar su temperatura y disminuir su lluvia. La combinación de estos eventos es en verano, y su régimen de precipitación anual supera los 1000 mm (figura 3.12f) acumulados, por lo que la disminución en la precipitación bajo cambio climático no será la principal amenaza. Ahí son los eventos hidrometeorológicos extremos los que se constituyen en amenaza.

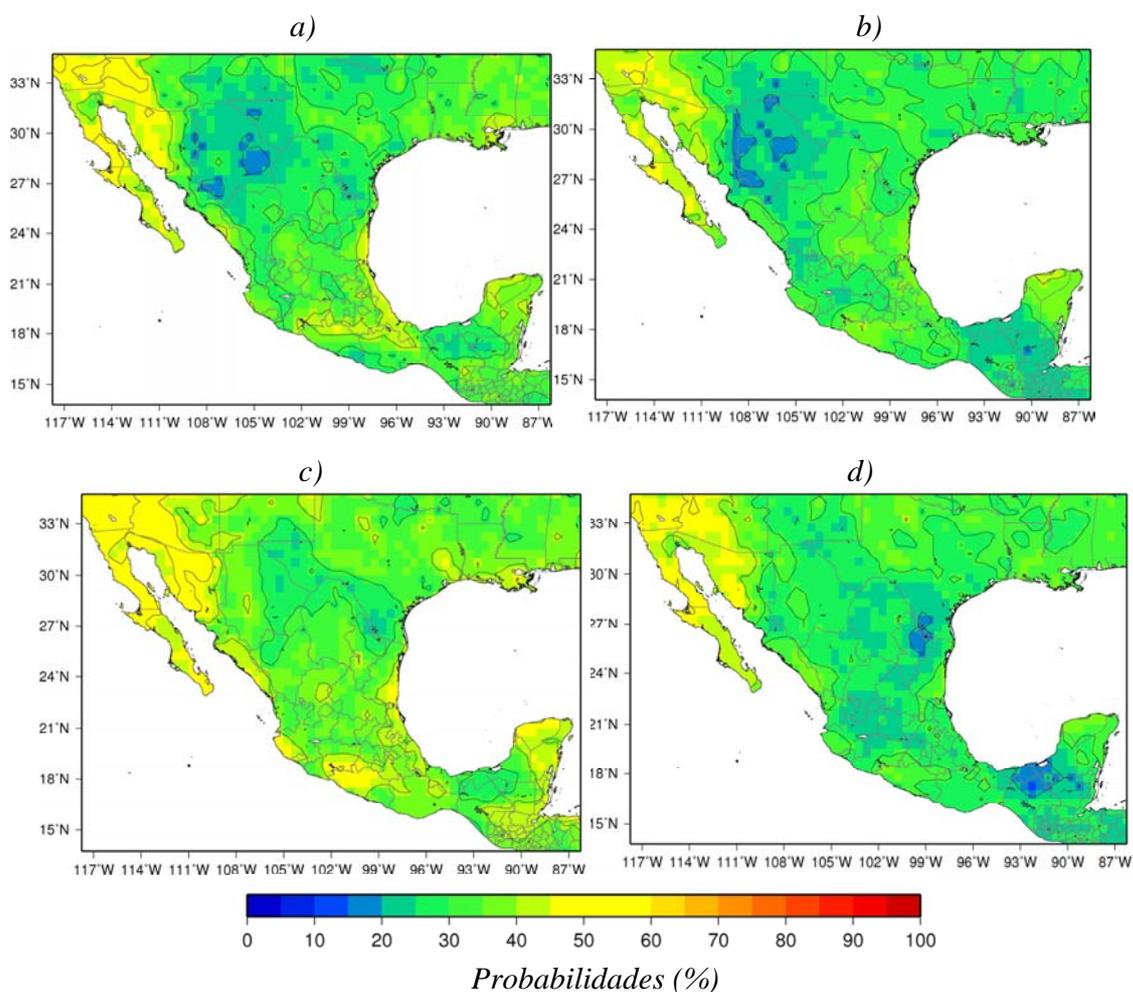


Figura 4.15. Probabilidades que la precipitación acumulada anual disminuya más de -15% con respecto al periodo 1970-1999, (a) bajo el escenario A2 al 2030, (b) bajo el escenario A1B al 2030, (c) bajo A2 al 2050 y (d) A1B al 2050.

En el periodo de 20 años desde la década de 2030 hasta 2050 bajo los escenarios A2 y A1B el incremento en las probabilidades es poco menos que 10% en la mayoría de México, llegando a valores que varían entre 40 y 50% para mediados del siglo presente. Sin embargo, los valores alcanzados para estas fechas no cambian significativamente en las décadas siguientes aun bajo el escenario de mayores emisiones, el A2 (Fig. 4.16a) que en promedio son aproximadamente mayores en 5 a 10%, en el total de las cinco décadas. Los patrones de máximos y mínimos relativos son prácticamente los mismos bajo los cuatro escenarios. En el escenario A1B para finales del siglo XXI (Fig. 4.16b) las probabilidades son relativamente altas para los estados de la península de Baja California, Sonora, Tamaulipas y parte de la región centro, donde se alcanzan valores cercanos al 50%.

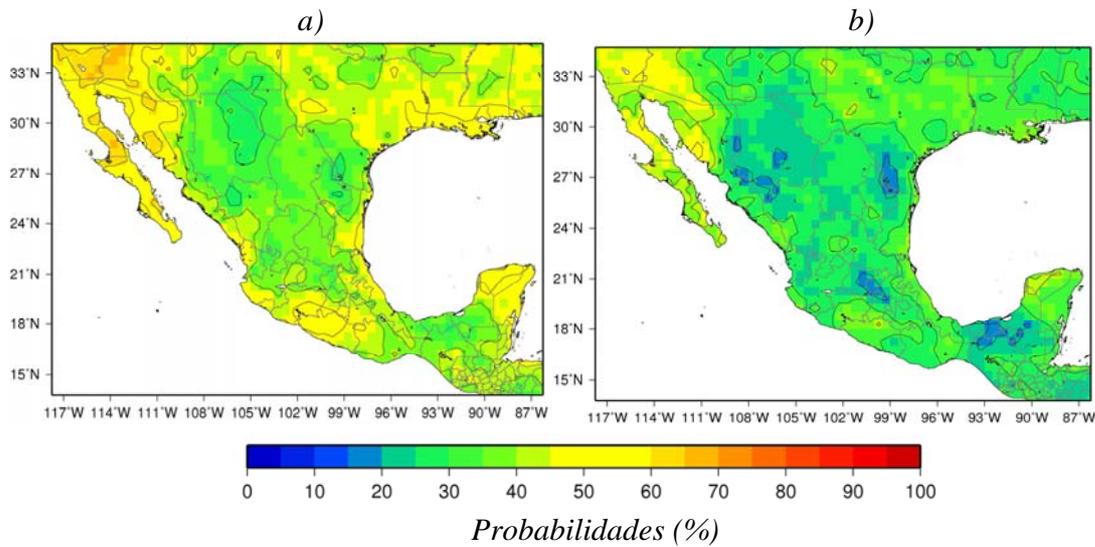


Figura 4.16. Probabilidades que la precipitación acumulada anual disminuya más de -15% con respecto al periodo 1970-1999, (a) bajo el escenario A2 al 2080, (b) bajo el escenario A1B al 2080.

Este es un análisis general de los escenarios regionales, su mejor aplicación y el de su carácter probabilístico requiere la consideración de factores como la vulnerabilidad de la región que completen el esquema de gestión de riesgo para cambio climático.

4.4 Los eventos extremos y su proyección

La habilidad del GETM de alterar los parámetros de acuerdo a los escenarios de clima futuro permite evaluar los eventos extremos a partir de cambios en la variabilidad, así como en los valores medios de los escenarios de cambio climático mensuales. En el noroeste de México los cambios en la media mensual anual son de poco más de 3° C en temperatura media anual y un decremento de cerca del 15% de precipitación acumulada anual para la década del 2080 bajo el escenario A1B. La PDF de temperatura máxima de la estación Siquirichic en Chihuahua, construida con cerca de 44 años de datos diarios a partir de 1950, y su comparación con las PDF de temperatura máxima diaria generadas por el SWG para las de las décadas 2030,2050, y 2080 muestra cambios en las colas de la distribución (figura 4.17). Los cambios de clima alteran la forma de la PDF, amplían la variabilidad y desplazan la media, tal y como lo ha sugerido el IPCC-TAR por lo que los eventos diarios de máxima temperatura incrementan su magnitud al considerar tanto los cambios de

precipitación y temperatura media del escenario A1B regionalizado. Los cambios en la magnitud de eventos extremos máximos de temperatura (e.g. ondas de calor) respecto al periodo reciente, podrían ser más intensos hasta en 5° C hacia finales del presente siglo, con respecto al pasado reciente. Una característica importante es que los eventos extremos de la frontera inferior prácticamente se mantienen con la misma frecuencia y magnitud durante la proyección de todo el siglo XXI.

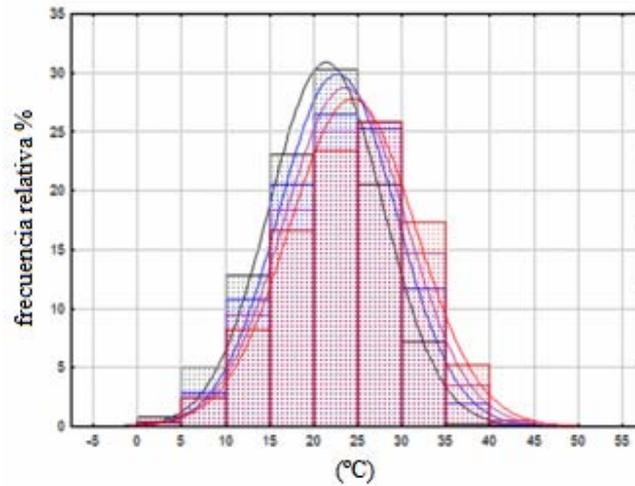


Figura 4.17. PDF de temperatura máxima diaria para la estación Siquirichic en Chihuahua bajo el escenario A1B regionalizado. Línea negra corresponde a la observada actual, línea azul a la proyección al 2030, morada al 2050 y roja al 2080.

Aunque este caso corresponde a una sola estación en el noroeste de México, los resultados en términos generales son más frecuentes y más fuertes eventos extremos calidos en otras regiones, aunque con magnitudes diferentes en la intensidad potencial máxima alcanzable y en la frecuencia, ya que los cambios en los parámetros inducidos por los escenarios mensuales regionales varían de punto a punto.

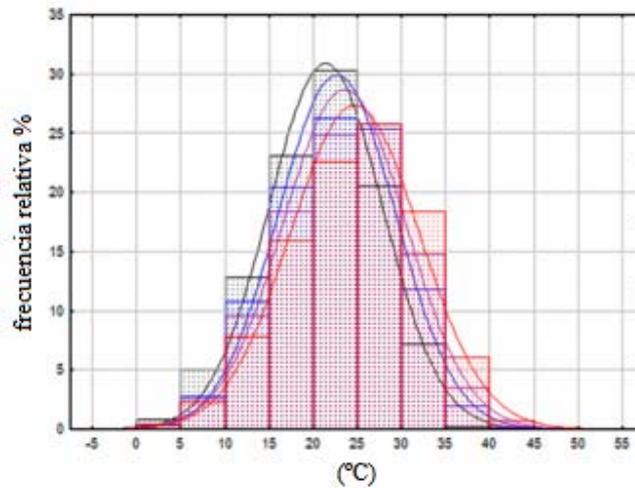


Figura 4.18. Como en la figura 4.17 pero para el escenario A2.

Se hizo un análisis bajo el escenario A1B para temperaturas mínimas para la década 2080 bajo el escenario A1B (figura 4.19) y los cambios en la forma de la PDF así como el incremento proyectado son análogos a los de la temperatura máxima.

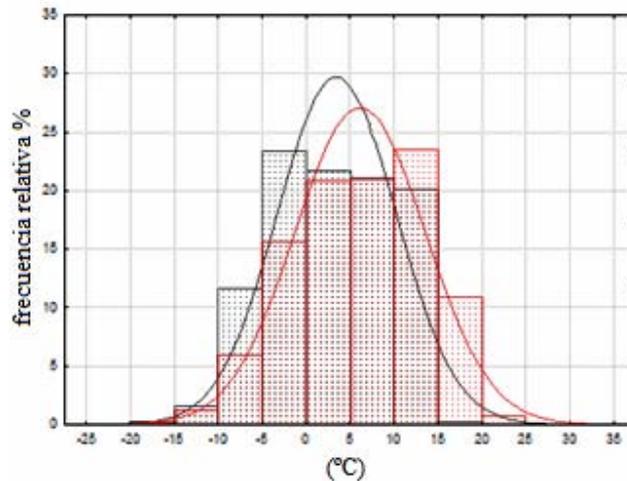


Figura 4.19. PDF de temperatura mínima diaria para la estación Siquirichic en Chihuahua bajo el escenario A2 regionalizado. Negro PDF observada y rojo PDF proyectada para 2080.

Los cambios en los eventos diarios de precipitación para finales del siglo en curso bajo el escenario A1B señalan cambios ligeros (figura 4.20), principalmente la categoría de 0-5 mm/día. Para eventos en la categoría de 5 a 20mm hay una disminución de aproximadamente 5%. En el caso de la estación Siquirichic, incluso los eventos de tipo extremo, eventos que su probabilidad conjunta es aproximadamente 5% no parecen tener un cambio significativo. En el caso de la precipitación, los resultados no son tan robustos

como en la temperatura ya que como se vio en la sección 3.2, hay muchos factores que causan incertidumbre fuera de la dispersión mostrada por los modelos, debido a que factores clave que determinan el régimen pluviométrico de regiones tropicales como México no están bien capturados en los modelos.

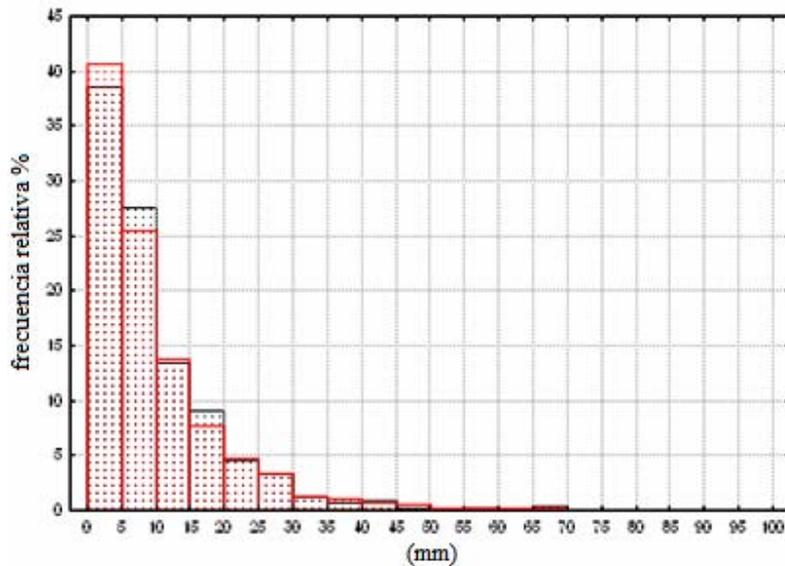


Figura 4.20. PDF de precipitación acumulada diaria para la estación Siquirichic en Chihuahua bajo el escenario A1B regionalizado. Negro PDF observada y rojo PDF proyectada para 2080.

Es sabido que los años de lluvias acumuladas intensas resultan de un mayor número de eventos extremos. La construcción actual de la distribución de las lluvias diarias debe tomar en cuenta el potencial aumento de humedad en la atmósfera bajo cambio climático. Por ello, será necesario que en una etapa posterior del trabajo de proyecciones de eventos extremos de precipitación se trabaje no sólo con información de cambios de lluvia, sino también de aumentos en humedad relativa y temperatura al momento de construir el generador estocástico del tiempo.

Cuando se genera el tiempo estocásticamente bajo condiciones de una mayor temperatura únicamente la PDF del ejemplo de Siquirichic muestra un ligero aumento en eventos de precipitación entre 45 y 50 mm/día que bajo el clima actual no era perceptible (figura 4.21). Dicha condición sugiere que en una atmósfera más caliente el contenido de vapor de agua o agua precipitable aumentará por lo que quizá sea más difícil que ocurra un evento de precipitación, pero la cantidad de lluvia que deje será mayor. Lo anterior es simplemente consecuencia de la relación de Clausius Clapeyron para los cambios de fase en un gas. Lo

importante, desde el punto de vista dinámico, será analizar si la estabilidad de la atmósfera disminuirá al calentarse la superficie y si los mecanismos dinámicos que produzcan movimientos ascendentes cambiarán como para favorecer la convección intensa en un lugar determinado.

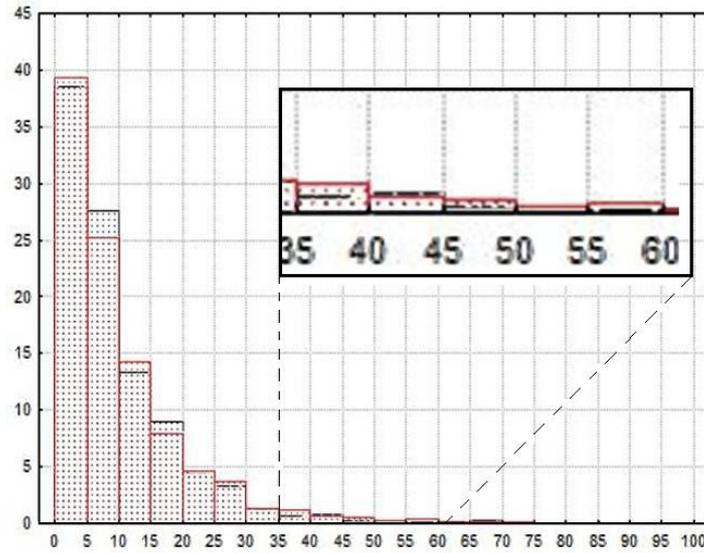


Figura 4.21. Como en la figura 4.20, pero cuando el GETM es forzado únicamente con el factor modulador de la temperatura.

Capítulo 5. Conclusiones

5.1 Regionalización por CPT

La generación de escenarios climáticos regionales es una tarea que forma parte de la gestión de riesgo ante cambio climático y como tal, requiere considerar la incertidumbre. Ha sido práctica común en los últimos años el utilizar la dispersión entre proyecciones como una medida de la incertidumbre en los escenarios de cambio climático. Por ello, se han considerado un gran número de GCM para generar proyecciones de cambio climático y dar así, robustez estadística a los escenarios. Sin embargo, dichos modelos generalmente adolecen de una baja resolución espacial que resulta poco útil para inferir los cambios en el clima de una cuenca a otra o de un estado del país a otro. Por ello, el IPCC comenzó a trabajar con opciones de regionalización de las salidas de GCM desde principios del 2000 para el IPCC-TAR, de forma que los especialistas en materia de adaptación contarán con la mejor información para diseñar estrategias de riesgo.

El uso de modelos de mesoescala constituye una herramienta de gran valor que permite analizar las fluctuaciones asociadas al calentamiento global tomando en cuenta los efectos, no sólo de nuevos contrastes térmicos océano continente, sino incluso de factores topográficos que determinan el clima local o regional. Sin embargo, regionalizar o reducir la escala espacial de los GCM utilizando modelos dinámicos es muy demandante en términos de capacidad humana, tiempo de cómputo y de presentación de información, por lo que sólo se dispone de unos cuantos experimentos de cambio climático de alta resolución espacial de este tipo para México. Mediante una técnica estadística es posible generar muchos escenarios y estimar estadísticamente la dispersión entre modelos. La herramienta *Climate Predictability Tool (CPT)* asocia patrones de baja y alta resolución espacial como mecanismo para reducir la escala de escenarios de cambio climático. La gran suposición de dicha técnica es que las relaciones históricas entre patrones de distintas escalas se mantendrán aun bajo cambio climático. Esta hipótesis es una fuente de incertidumbre, tal y como lo es la ausencia de modelos que lleven a “sorpresas climáticas”, o la importancia de factores de mesoescala cambiados por nuevas condiciones de gran escala. Dichos problemas existen también en las reducciones de escala a través de modelos de alta

resolución, por lo que los estudios de procesos bajo cambio climático son de particular importancia. Otra limitante bajo el esquema CPT es que depende en gran medida de la información proveniente del GCM, ya que los campos de alta y baja resolución son comparados uno a uno directamente. Sin embargo, esta debilidad no es exclusiva de CPT, existe tanto en los procedimientos dinámicos de reducción de escala, como en los estadísticos.

Cualquier forma de reducción de escala requiere de considerar la calidad del GCM como fuente de información. Por ello, se debe proceder a verificar que los GCM simulen la tendencia observada del clima en un periodo histórico, como medida de la sensibilidad del modelo al forzante radiativo histórico reciente. Como segundo criterio se puede considerar que el GCM capture algunas características clave del clima de la región. Una vez seleccionados los modelos y construidos los esquemas de regionalización, es necesario examinar los nuevos escenarios de alta resolución en un periodo de validación, verificando que se reproduzca la tendencia del régimen climático en dicho periodo. Las precauciones tomadas antes y después del proceso de regionalización no son exclusivas en un esquema estadístico, también son utilizadas en esquemas dinámicos, en donde las proyecciones son altamente dependientes de las condiciones usadas. Magaña y Ambrizzi (2005) mostraron que existen problemas con los GCM asociadas a las condiciones de frontera, en donde la dispersión de las ondas estacionarias tiene errores que resultan en fallas en la fase de los sistemas de entre 9,000 a 25,000 km², lo cual lleva a fallas en el pronóstico climático estacional regional.

Quizá otra de las limitantes del presente procedimiento es que sólo se dispone de medias mensuales y no de eventos extremos diarios, con lo cual se limitan las posibilidades de saber cómo serán dichas condiciones hidrometeorológicas extremas a nivel regional bajo cambio climático. Existe sin embargo, la posibilidad de utilizar un GETM que sea modulado por la condición media mensual, como la precipitación o la temperatura. Con el uso de un GETM se traducen los escenarios regionales mensuales en posibles eventos diarios que responden a estas condiciones. Un GETM puede producir series diarias tan grandes como se deseé, información útil al determinar la robustez estadística en los resultados. Los GETM pueden reproducir fielmente la variabilidad de la región ya que tiene

como parámetros los primeros y segundos momentos estadísticos de las localidades bajo análisis. En el presente estudio se ha determinado, a través de un GETM que los eventos extremos de calor y precipitación intensa aumentarán con una atmósfera más calida. Este resultado está acorde con los análisis recientes de tendencia de eventos extremos (Aguilar, et al., 2005).

Ha habido un gran número de estudios comparando métodos de escalamiento dinámicos y estadísticos (e. g. Kidson y Thompson 1998; Murphy 1999,2000; Hellstrom et al. 2001; y Hanssen-Bauer et al., 2003). La conclusión general de la comparación entre ambos métodos es que dan resultados comparables en términos de su habilidad en reproducir patrones regionales del presente. Más que pronunciarse por la superioridad de algún método se señala que ambos métodos se complementan. La convergencia y divergencia de los resultados bajo ambos métodos de escalamiento genera más información sobre la incertidumbre en las proyecciones. Así, aunque CPT y otras técnicas estadísticas son capaces de proveer escenarios climáticos de alta resolución, es necesario utilizar modelos dinámicos, que preferentemente sean llevados análogamente a los estadísticos.

Una desventaja de los resultados obtenidos por relaciones estadísticas, es que fácilmente pueden llevar a interpretaciones sobre procesos físicos inexistentes. En los modelos dinámicos, las relaciones entre la baja y la alta resolución están definidas por nuestro nivel de entendimiento en los procesos físicos que intervienen en la nueva resolución. Así, las posibilidades de mejorar los modelos dinámicos son mayores que en los modelos estadísticos, lo que plantea una superioridad de los métodos basados en física sobre los métodos basados en estadística.

5.2 Los escenarios para México

El cambio climático en México se presenta básicamente como una anomalía positiva en la temperatura y una anomalía negativa en la precipitación. La forma en que se presentan los patrones regionales varía sensiblemente en sus aspectos espaciales. Para la región norte y noroeste de México, se esperan cambios superiores a los 4° C en los escenarios A2 y A1B a finales del presente siglo, mientras que en el noreste y sur de México dichos cambios están en el rango de entre 2 y 2.5° C. Para la década 2050 prácticamente todo México se

encuentra con probabilidades superiores al 90% de que la señal de cambio climático en la temperatura supere la variabilidad natural exhibida en el siglo pasado, con valores entre 1.5 y 3° C a mediados de siglo y entre 2 y 4° C para finales de siglo. Los mayores aumentos de temperatura en el régimen anual se presentan en los meses más calurosos climatológicamente (JJA), esto es los de verano. La diferencia con los aumentos esperados para los meses de invierno es de hasta 1°C, en regiones como el noreste y Golfo de México.

Las proyecciones en la precipitación para la mayor parte de México a mediados del presente siglo sugieren disminuciones, con probabilidades superiores al 30% de que la precipitación acumulada anual esté por debajo en un 15% del total anual tanto en el escenario A2 como en el A1B. Las regiones con la mayor disminución de precipitación son las regiones donde climatológicamente llueve más, como en el sur de México. Sin embargo, las regiones que se verán más afectadas son el oeste y norte de México, ya que la anomalía porcentual supera, en los peores escenarios, el 30% de disminución a finales del presente siglo. Bajo el escenario B1 las probabilidades de disminución significativa de la lluvia son apenas cercanas a 10% y en el escenario de compromisos el cambio es casi nulo. La señal del cambio climático en la precipitación mostrada por los modelos es en su mayoría de disminuciones, aunque diversos modelos (un 25% de proyecciones con GCM) indican también proyecciones de aumento en las lluvias. Sin embargo, se reconoce que diversos procesos de mesoescala no están bien representados por los modelos, lo que debe ser considerado como una fuente extra de incertidumbre. En este sentido, incluso la sequía meteorológica de larga duración que ocurre como parte de la variabilidad de muy baja frecuencia en el clima de México, depende de la actividad de ciclones tropicales y sus trayectorias, por lo que hacer conclusiones de dichos fenómenos requiere un tratamiento especial desde el punto de vista del análisis de procesos. En todo caso, hay gran confianza en que los aumentos de temperatura, principalmente en el norte de México llevarán a sequías de tipo hidrológico y agrícola, implemente por los aumentos esperados de temperatura.

En cuanto a la variabilidad diaria de la temperatura, se espera que ante el cambio climático se vea aumentada a un ritmo de casi en 0.5° C por década bajo los escenarios A2 y A1B. Los eventos extremos cálidos de temperatura como los conocemos ahora serán mucho más

frecuentes bajo los escenarios A2 y A1B, y de mayor magnitud. Nuevos extremos cálidos (ondas de calor) serán de magnitud mayor (3° C adicionales) a mediados del siglo presente y de gran intensidad (6° C adicionales) para finales del siglo. Los cambios en los eventos extremos de precipitación por efecto del calentamiento llevarán a mayores intensidades de precipitación, aunque es muy probable que el número de días de lluvia sea menor, pues el total acumulado anual indica disminución de la precipitación.

5.3 Trabajo futuro

La necesidad de entender los procesos que llevan a una condición de mayores incrementos en temperatura en una región con respecto de otra, genera la necesidad de usar modelos dinámicos de mesoescala. Bajo un escalamiento dinámico se tendrá visión de los cambios de acuerdo a procesos físicos que eliminará parte de la incertidumbre física que genera proyectar el clima a futuro. A partir de los escenarios de precipitación y temperatura es necesario derivar el posible impacto en otro tipo de variables, como cambios en estrés hídrico, escorrentía en cuencas, índice de verdor o evapotranspiración. También sería aconsejable escalar y analizar el impacto del cambio climático en otros campos, especialmente componentes u y v de viento.

Los escenarios regionales en forma probabilística cumplirán su verdadero objetivo bajo un esquema de gestión de riesgo, por lo que el trabajo futuro más importante es el desarrollo y aplicación de este esquema.

Referencias

Allen, M. R, B. B. Booth, D. J. Frame, J. M. Gregory, J. A. Kettleborough, L. A. Smith, D. A. Stainforth & P. A. Stott, 2004: Observational constraints on future climate: distinguishing robust from model-dependent statements of uncertainty in climate forecasting. Contribution to the IPCC Workshop on Communicating Uncertainty and Risk. 3 pp.

Aguilar, E., T. C. Peterson, P. Ramírez Obando, R. Frutos, J. A. Retana, M. Solera, I. González, Santos, R. M. Araujo, A. Rosa Santos, V. E. Valle, M. Brunet India, L. Aguilar, L. Álvarez, M. Bautista, C. Castañón, L. Herrera, E. Ruano, J. J. Siani, F. Obed, G. I. Hernández Oviedo, J. E. Salgado, J. L. Vásquez, M. Baca, M. Gutiérrez, C. Centella, J. Espinosa, D. Martínez, B. Olmedo, C. E. Ojeda, Espinoza, M. Haylock, R. Núñez, H. Benavides, R. Mayorga, 2005: Changes in precipitation and temperature extremes in Central America and Northern South America, 1961-2003. *Journal of Geophysical Research in Atmosphere.*, 110, doi:10.1029/2005JD006119.

Bart van den Hurk, A. K. Tank, G. Lenderink, A. van Ulden, G. J. van Oldenborgh, C. Katsman, H. van den Brink, F. Keller, J. Bessembinder, G. Burgers, G. Komen, W. Hazeleger & S. Drijfhout, 2006. *Climate Change Scenarios 2006 for the Netherlands. Scientific Report.*

Christensen J., M. Hulme, H. Von Storch, P. Whetton, R. Jones, L. Mearns, C. Fu, R. Arritt, B. Bates, R. Benestad, G. Boer, A. Buishand, M. Castro, D. Chen, W. Cramer, R. Crane, J. F. Crossley, M. Dehn, K. Dethloff, J. Dippner, S. Emori, R. Francisco, J. Fyfe, F. W. Gerstengarbe, W. Gutowski, D. Gyalistras, I. Hanssen-Bauer, M. Hantel, D. C. Hassell, D. Heimann, C. Jack, J. Jacobeit, H. Kato, R. Katz, F. Kauker, T. Knutson, M. Lal, C. Landsea, R. Laprise, L. R. Leung, A. H. Lynch, W. May, J. L. McGregor, N. L. Miller, J. Murphy, J. Ribalaygua, A. Rinke, M. Rummukainen, F. Semazzi, K. Walsh, P. Werner, M. Widmann, R. Wilby, M. Wild & Y. Xue, 2001: Regional Climate Information – Evaluation and Projections. In: *Climate Change 2001: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.* Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Christensen, J.H. (ed.): PRUDENCE kick-off meeting, Snekkersten December 3-5, 2001. Danish Climate Centre Report No. 01-8 (Disponible como <http://www.dmi.dk/dmi/dkc01-8.pdf>), 2001.

Foster, P, G. Hegerl, R. Knutti, V. Ramaswamy, S. Solomon, T. F. Stocker, P. Stott & F. Zwiers, 2007: Assessing uncertainty in climate simulations. *Nature Reports Climate Change.* 4 pp.

Forster P., V. Ramaswamy, P. Artaxo, T. Berntsen, R. A. Betts, D. W. Fahey, J. Haywood, J. Lean, D. C. Lowe, G. Myhre, J. Nganga, R. Prinn, G. Raga, M. Schulz, R. Van Dorland, 2007: Global Climate Projections. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor and H. L. Miller (eds.)).* Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

- Glahn, H. R., and D. A. Lowry, 1972: The use of Model Output Statistics (MOS) in objective weather forecasting. *J. Appl. Meteor.*, 11, 1202-1211 pp.
- Hanssen-Bauer, I., Forland, E. J., Haugen, J. E. & Toveito, O. E., 2003. Temperature and precipitation scenarios for Norway: Comparison of results from dynamical and empirical downscaling. *Climate Research*. 19: 45-55 pp.
- Hellstrom, C., Chen., Archberger, C. & Raisanen, J., 2001. Comparison of climate change scenarios for Sweden based on statistical based on statistical and dynamical downscaling of monthly precipitation. *Climate Research*. 19: 45-55 pp.
- IPCC, 2001: *Climate Change 2001: The Scientific Basis*. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Houghton, J.T., Y. Ding, D.J. Griggs, M. Noguer, P.J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell, and C.A. Johnson (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 881pp.
- IPCC, 2007: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 pp.
- Kidson, J. W. & Thompson, C. S., 1998. Comparison of statistical and model-based downscaling techniques for estimating local climate variations. *Journal of Climate*. 11: 735-753 pp.
- Kim, J. W, J. T. Chang, N. L. Baker, D. S. Wilks & W. L. Gates, 1984: The statistical problem of climate inversion: determination of the relationship between local and large-scale climate. *Monthly Weather Review*. 112: 2069-2077 pp.
- Landa R., Magaña V., & Neri C., 2008: Agua y clima: elementos para la adaptación al cambio climático. Instituto Nacional de Ecología, SEMARNAT. 20 pp.
- Lorentz E., 1963: Deterministic Nonperiodic Flow. *Journal of the Atmospheric Sciences*. 20: 130-141 pp.
- Magaña, V., C. Conde, O. Sánchez & C. Gay, 1997: Evaluación de escenarios regionales de clima actual y de cambio climático futuro para México. Centro de Ciencias de la Atmósfera, UNAM / Instituto Nacional de Ecología, SEMARNAP. 26 pp.
- Magaña V. and Ambrizzi, T.; 2005: Dynamics of subtropical vertical motions over the Americas during El Niño boreal winters. *ATMOSFERA*, 18, 211-234.
- Magaña, V., 2005: Escenarios climatológicos para la región de México, Centroamérica y Cuba. Centro de Ciencias de la Atmósfera, UNAM/PNUD. 40 pp.
- Meehl, G. A., T. F. Stocker, W. D. Collins, P. Friedlingstein, A. T. Gaye, J. M. Gregory, A. Kitoh, R. Knutti, J. M. Murphy, A. Noda, S.C.B. Raper, L. G. Watterson, A. J. Weaver & Z.-C. Zhao, 2007: Global Climate Projections. In: *Climate Change 2007: The Physical*

Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor and H. L. Miller (eds.)). Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Murphy, J., 1999: Evaluation of statistical and dynamical techniques for downscaling local climate. *Journal of Climate*. 12: 2256-2284 pp.

Murphy, J., 2000: Predictions of climate change over Europe using statistical and dynamical downscaling techniques. *International Journal of Climatology*. 20: 489-501 pp.

Nebojsa N., J. Alcamo, G. Davis, B. de Vries, J. Fenhann, S. Gaffin, K. Gregory, A. Grübler, T. Y. Jung, T. Kram, E. Lebre La Rovere, L. Michaelis, S. Mori, T. Morita, W. Pepper, H. Pitcher, L. Price, K. Riahi, A. Roehrl, H. Rogner, A. Sankovski, M. Schlesinger, P. Shukla, S. Smith, R. Swart, S. van Rooijen, N. Victor, Z. Dadi, 2000: Special Report of Emissions Scenarios (SRES). Informe especial para IPCC.

Parry, M. and T. Carter, 1998: Climate impact and adaptation assessment. A guide to the IPCC approach. Earthscan Publication, London, 166 pp.

Ruosteenoja K., T.R. Carter, K. Jylhä & H. Tuomenvirta, 2003: Future climate in world regions: an intercomparison of model-based projections for the new IPCC emissions scenarios. Finnish Environment Institute, Helsinki.

Semenov, M. A., R. J. Brooks, E. M. Barrow & C. W. Richardson, 1998: Comparison of the WGEN and LARS-WG stochastic weather generators for diverse climate. *Climate Research*. 10: 95-107 pp.

Solomon S., D. Qin, M. Manning, R. Alley, T. Berntsen, N. L. Bindoff, Z. Chen, A. Chidthaisong, J. Gregory, G. Hegerl, M. Heimann, B. Hewitson, B. Hoskins, F. Joos, J. Jouzel, V. Kattsov, U. Lohmann, T. Matsuno, M. Molina, N. Nicholls, J. Overpeck, G. Raga, V. Ramaswamy, J. Ren, M. Rusticucci, R. Somerville, T. F. Stocker, Ronald J. Stouffer, P. Whetton, R. A. & Wood, D. Wratt, 2007: Technical Summary. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor and H. L. Miller (eds.)). Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Webster, P., 1994: The Role of Hydrological Processes in Ocean-Atmosphere Interaction. *Rev. of Geophys.*, 32, 427-476.

Wilby, R. L. & T. M. L. Wigley, 1997: Downscaling general circulation model output: a review of methods and limitations. *Progress in Physical Geography*. 21(4): 530-548 pp.

Wilby, R. L. & T. M. L. Wigley, 2000: Precipitation predictors for downscaling: observed and general circulation model relationships. *International Journal Of Climatology*. 20: 641-661 pp.

Wilby, R.L., Dawson, C.W. and Barrow, E.M. (2002): SDSM - a decision support tool for the assessment of regional climate change impacts. *Environmental Modelling Software*, **17**, 145-157 pp.

Wilby R. L., S. P. Charles, E. Zorita, B. Timbal, P. Whetton., L. O. Mearns, 2004: Guidelines for Use of Climate Scenarios Developed from Statistical Downscaling Methods. 27 pp.

Wigley, T.M.L., Jones, P.D., Briffa, K.R. & Smith, G. 1990: Obtaining sub-grid scale information from coarse resolution general circulation model output. *Journal of Geophysical Research*. 95: 1943-53 pp.

Wigley T. M. L., 2004. Input Needs for Downscaling of climate. Scientific report for California Energy Commission, USA. 32 pp.

Wilks, D. S. & R. L. Wilby. 1999. The weather generation game: a review of stochastic weather models. *Progress in Physical Geography*. 23(3): 329-357 pp.

Sitios de Internet

<http://co-public.lboro.ac.uk/cocwd/SDSM>

<http://es.wikipedia.org>

<http://www.cccma.ec.gc.ca/data/cgcm3>

<http://www.ipcc.ch>

<http://www.pcmdi.llnl.gov/ipcc>

<http://iri.columbia.edu>