

Elementos para entender el **cambio climático** y sus impactos

Ignacio Sánchez Cohen
Gabriel Díaz Padilla
María Tereza Cavazos Pérez
Guadalupe Rebeca Granados Ramírez
Eugenio Gómez Reyes

Miguel Ángel
Porrúa

Medio ambiente
y ecología
SERIE



LXI LEGISLATURA
CÁMARA DE DEPUTADOS
GOBIERNO EDITORIAL
**CONOCER
PARA DECIDIR**
EN APOYO A LA
INVESTIGACIÓN
ACADÉMICA

UNIVERSIDAD
AUTÓNOMA
METROPOLITANA



Casa abierta al tiempo



IG
INSTITUTO DE
GEOGRAFÍA
UNAH



inifap

H. CÁMARA DE DIPUTADOS
LXI LEGISLATURA



CONOCER PARA DECIDIR se denomina la serie que en apoyo a la investigación académica en ciencias sociales, la Cámara de Diputados LXI Legislatura –refrendando el acuerdo de las anteriores LIX y LX Legislaturas–, lleva a cabo en coedición en atención al histórico y constante interés del H. Congreso de la Unión por publicar obras trascendentes que impulsen y contribuyan a la adopción de las mejores decisiones en políticas públicas e institucionales para México en su contexto internacional; ello a efecto de atender oportunamente las diversas materias sobre las que versa el quehacer legislativo. El acuerdo para coeditar las obras que conforman la serie se ha establecido con diferentes instituciones académicas, organismos federales y estatales; así también, con autores y asociaciones independientes. Los títulos que caracterizan a la serie, se complementan con expresiones culturales de interés nacional que coadyuvan en las tareas propias del legislador mexicano.



Presidencia

GRUPO PARLAMENTARIO DEL PRD

Dip. CÉSAR FRANCISCO BORELO BORELO, *Titular*
Dip. TERESA DEL CARMEN INCLÁUSTIGUT ROMERO, *Suplente*

GRUPO PARLAMENTARIO DEL PRI

Dip. ARMANDO JOSÉ BARRÉ PINAL, *Titular*
Dip. BLANCA JUANA SORLA MORALES, *Suplente*

GRUPO PARLAMENTARIO DEL PVEM

Dip. LORENA CORONA VALDÉS, *Titular*
Dip. DIEGO GUERRERO RUBIO, *Suplente*

GRUPO PARLAMENTARIO DE NUEVA ALIANZA

Dip. ROBERTO PÉREZ DE ALBA BLANCO, *Titular*
Dip. LIEV VLADIMIR RAMOS CÁRDENAS, *Suplente*

GRUPO PARLAMENTARIO DEL PAN

Dip. LAURA MARGARITA SUÁREZ GONZÁLEZ, *Titular*
Dip. CÉSAR DANIEL GONZÁLEZ MADRUGA, *Suplente*

GRUPO PARLAMENTARIO DEL PT

Dip. PORFIRIO MUÑOZ LIEDO, *Titular*
Dip. PEDRO VÁZQUEZ GONZÁLEZ, *Suplente*

GRUPO PARLAMENTARIO DE CONVERGENCIA

Dip. MARÍA GUADALUPE GARCÍA ALMANEA, *Titular*
Dip. JAIME ÁLVAREZ CISNEROS, *Suplente*

SECRETARÍO GENERAL

Dr. GUILLERMO HARO BÉLCHEZ

SECRETARÍO DE SERVICIOS PARLAMENTARIOS

Lic. EMILIO SUÁREZ LACONA

CENTRO DE DOCUMENTACIÓN, INFORMACIÓN Y ANÁLISIS

CENTRO DE ESTUDIOS DE LAS FINANZAS PÚBLICAS

CENTRO DE ESTUDIOS DE DERECHO E INVESTIGACIONES PARLAMENTARIAS

CENTRO DE ESTUDIOS SOCIALES Y DE OPINIÓN PÚBLICA

CENTRO DE ESTUDIOS PARA EL DESARROLLO RURAL SUSTENTABLE Y LA SOBERANÍA ALIMENTARIA

CENTRO DE ESTUDIOS PARA EL ADELANTO DE LAS MUJERES Y LA EQUITAD DE GÉNERO

SECRETARÍO TÉCNICO DEL CONSEJO EDITORIAL

Ensaí FERRAGEL GAGÁN

Elementos para entender
el **cambio climático**
y sus impactos

Elementos para entender el **cambio climático** y sus impactos

Ignacio Sánchez Cohen
Gabriel Díaz Padilla
María Tereza Cavazos Pérez
Guadalupe Rebeca Granados Ramírez
Eugenio Gómez Reyes



LXI LEGISLATURA
CÁMARA DE DIPUTADOS
CONSEJO EDITORIAL
**CONOCER
PARA DECIDIR**
EN APOYO A LA
INVESTIGACIÓN
ACADÉMICA



inifap

MÉXICO



UNIVERSIDAD
AUTÓNOMA
METROPOLITANA
Casa abierta al tiempo



Miguel Ángel
Porrúa

2011

Esta investigación, arbitrada por pares académicos,
se privilegia con el aval de la institución coeditora.

CONOCER PARA DECIDIR

Coeditores de la presente edición

H. CÁMARA DE DIPUTADOS, LXI LEGISLATURA
INSTITUTO NACIONAL DE INVESTIGACIONES FORESTALES,
AGRÍCOLAS Y PECUARIAS
CENTRO DE INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA Y DE
EDUCACIÓN SUPERIOR DE ENSENADA
UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
INSTITUTO DE GEOGRAFÍA
UNIVERSIDAD AUTÓNOMA METROPOLITANA
MIGUEL ÁNGEL PORRÚA, librero-editor

Primera edición, diciembre del año 2011

© 2011

INSTITUTO NACIONAL DE INVESTIGACIONES FORESTALES,
AGRÍCOLAS Y PECUARIAS
CENTRO DE INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA Y DE
EDUCACIÓN SUPERIOR DE ENSENADA
UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
INSTITUTO DE GEOGRAFÍA
UNIVERSIDAD AUTÓNOMA METROPOLITANA

© 2011

Por características tipográficas y de diseño editorial
MIGUEL ÁNGEL PORRÚA, librero-editor

Derechos reservados conforme a la ley
ISBN 978-607-401-466-2

Este libro recibió apoyo financiero de la Dirección General
de Asuntos del Personal Académico (DGAPA) a través del
proyecto IN307908.

Queda prohibida la reproducción parcial o total, directa o indirecta
del contenido de la presente obra, sin contar previamente con la
autorización expresa y por escrito de los editores, en términos de
lo así previsto por la *Ley Federal del Derecho de Autor* y, en su caso,
por los tratados internacionales aplicables.

IMPRESO EN MÉXICO



PRINTED IN MEXICO

www.maporrúa.com.mx

Amargura 4, San Ángel, Álvaro Obregón, 04000 México, D.F.

Prólogo

Úrsula Oswald Spring*

Los impactos del cambio climático son cada día más evidentes, observables y cuantificables. El año 2010 fue el más caluroso en todo el mundo. Sin embargo, los países firmantes del Protocolo de Kioto han retrasado un convenio nuevo que pudiera sustituir dicho protocolo y mantener el aumento de la temperatura de la Tierra debajo de los 2°C. En Copenhague la falta de pericia política redujo la posibilidad de alcanzar un acuerdo y en Cancún se logró nuevamente reestablecer la confianza en las negociaciones multilaterales y constituir un fondo para apoyar a los países pobres en sus medidas de mitigamiento y de adaptación ante fenómenos hidrometeorológicos crecientemente más severos.

A su tiempo, las empresas tradicionales vinculadas al uso intensivo del petróleo han atacado los resultados del Panel Intergubernamental de Cambio Climático (IPCC) con el fin de mantener su sistema tradicional de negocios. No obstante, las predicciones de estas prácticas de *business-as-usual* pudieran incrementar los niveles de temperatura hasta más de 6°C y provocar desastres nunca conocidos generando hambrunas en muchos países del planeta. Los efectos serán catastróficos también por el aumento del nivel del mar de varios metros debido a la desglaciación en el polo norte, la Antártica, Groenlandia y en los glaciares. Grandes ciudades y cerca de una quinta parte de las tierras y deltas del planeta, donde vive más de una cuarta parte de la humanidad se verán expuesto a procesos de inundación por aguas marinas y se salinizarán muchos acuíferos costeros. Muchas pequeñas islas en el Pacífico desaparecerán bajo el nivel del mar. Adicionalmente, se podrían dar cambios drásticos en los patrones de lluvia y del monzón, huracanes más fuertes y de mayor frecuencia por el

*CRIM-UNAM. Primer Cátedra de Vulnerabilidad Social, Universidad de las Naciones Unidas. Representante Nacional de la Red Temática del Agua, Conacyt.

aumento de la masa del mar y su temperatura, así como grandes sequías en las tierras áridas y semiáridas del planeta, que además son las más pobladas. Ello pudiera producir escasez de alimentos y emigraciones masivas.

Finalmente, Schellnhuber *et al.* (2006) modelaron fenómenos más globales como el colapso del Amazonas o de la corriente del Golfo, la acidificación del océano y otros. Concluyen que las repercusiones se verán en la disponibilidad y la calidad del agua, los alimentos, la biodiversidad y otros servicios ambientales que ofrece la naturaleza para proveer a los humanos, regular su entorno y soportar los procesos naturales de purificación. Sin duda alguna, Stern (2006) tiene razón cuando insiste en que la prevención y el control de las emisiones de gases de efecto invernadero son más baratos que atender posteriormente los eventos extremos y los desastres.

México se encuentra entre los países más severamente afectados por el cambio climático. Éste se agrava por el crecimiento poblacional, la urbanización caótica, la acidificación de los océanos, la generación de desechos sólidos y líquidos, así como la destrucción de la biodiversidad. Estas prácticas de producción y de consumo han aumentado el nivel de bióxido de carbono en la atmósfera de 180 ppm al principio de la revolución industrial a 380 ppm en 2006, y México ha generado 643 millones de toneladas de gases de efecto invernadero. Por ello ocupa el lugar treceava en dichas emisiones; no obstante, en cuanto a las emisiones per capita México se ubica en el lugar 93.

Los procesos del cambio climático han generado en nuestro país una compleja interrelación entre factores naturales —agua, aire, suelo y biota— y actividades humanas, que se relacionan con la urbanización, la transformación del mundo rural y su producción agropecuaria. La dinámica poblacional ha generado graves desequilibrios en la esfera socio-política, pero también en lo ambiental, lo que ha generado peligros nuevos y preocupaciones entre la población mexicana.

Para poder entender de una manera más certera los procesos que inducen al cambio en los patrones del clima y sus impactos, es por lo tanto necesario conocer los elementos básicos y los componentes o variables atmosféricas de cuya presencia o afectación depende la vida sobre la Tierra. La presente publicación provee información básica para conocer qué variables condicionan al clima y cuáles procesos se ven afectadas más seriamente. También se emplean diferentes aproxi-

maciones metodológicas, con el fin de entender el cambio climático futuro, tanto los utilizados en el IPCC para modelar escenarios, como un modelo físico global del clima desarrollado por el Instituto Goddard de la Nasa (EdGCM) o los modelos de reducción de escala (*downscaling*-SDM). Adicionalmente, se documenta el método Monte Carlo de análisis estocástico del clima, así como el uso de anomalías climáticas para caracterizar las zonas de mayor riesgo. En el tema de impactos se hace referencia a las consecuencias del cambio climático global en la interrelación de las distintas variables físicas y sociales para proponer esquemas de mitigación y adaptación, sin olvidar los procesos de resiliencia que permite desde abajo reducir los impactos negativos.

Cuando se habla del manejo del riesgo se incluyen tres elementos: la identificación, la reducción y el manejo de un potencial evento extremo. La identificación implica la percepción de personas, sus representaciones sociales, sus identidades y una estimación objetiva del peligro, a las cuales pudieran estar expuestas. Cuando se refiere a la reducción de los riesgos se utiliza el término de mitigamiento que se refiere a las obras y procesos necesarios para disminuir el riesgo. Ante el agravamiento de los eventos hidrometeorológicos extremos surge el término de adaptación. Es complementario a la mitigación, y la población bajo riesgo no sólo es evacuada, sino que en muchos casos se ve obligada a emigrar en búsqueda de condiciones de vida menos riesgosas. El manejo del desastre se refiere primero a la fase preventiva, donde se evacua a la población expuesta a un peligro inminente. Después del desastre, se refiere a la reconstrucción y la recuperación de los daños sufridos, de modo que la población afectada recupere su nivel de vida previa al evento extremo y de preferencia, lo mejore. Recientemente, se introdujo el término de transferencia del riesgo, donde se incluyen mecanismos de protección financiera y económica como (micro)-seguros para que la población afectada tenga oportunidades de recuperar sus bienes perdidos, sin afectar su nivel de vida.

En síntesis, el objetivo esencial de la publicación es propiciar que investigadores y público en general tengan información certera acerca del cambio climático, que se familiaricen con los procesos científicos y las herramientas de análisis y que se preparen ante eventualidades para proteger su vida y su patrimonio. Un tratado profundo del tema requiere abordar diferentes aspectos sobre la climatología física, lo que implicará una publicación muy larga y compleja. El pre-

sente libro se centra en los aspectos fundamentales y explica de manera comprensiva los procesos más sobresalientes que inciden en el cambio climático. Se busca también ofrecer a investigadores jóvenes que incursionan en el estudio del cambio climático, una herramienta profunda que ayude a generar investigación básica necesaria orientada a coadyuvar al desarrollo del tema en el ámbito global, pero que resuelva sobre todo los riesgos y problemas a nivel local.

Introducción

CAMBIO CLIMÁTICO

Desde la formación de la Tierra hace más de 4,600 millones de años, el clima de nuestro planeta ha variado continuamente conforme a su evolución. Pero ¿qué es el clima? En términos prácticos depende de quién lo defina; así para un arqueólogo podrá tener diferente significado que para un antropólogo o un modelador físico de procesos. Sin embargo, el clima es un sistema que induce cambios en los patrones de variables de los que depende la vida en la Tierra. McGuffie y Sellers (2004) establecen que el clima puede ser visualizado en tres dominios: espacio, tiempo y percepción humana; esta visualización es de crucial importancia en los procesos de modelación climática en las que se considera la interrelación de variables. Acorde a Acot (2005), la palabra clima se refiere al conjunto promedio de los estados de la atmósfera (temperatura, vientos, precipitación, radiación solar, humedad, etcétera) en un cierto periodo de tiempo (más de treinta años) en un lugar dado o en todo el globo. Así, la climatología es la ciencia de los climas.

El Cuarto Reporte del IPCC (2007) reconoce que el cambio climático denota un cambio en el estado del clima que persiste durante un periodo prolongado, y que se debe tanto a la variabilidad natural como a la atribuida por la actividad humana. Sobre el clima influyen muchos fenómenos; consecuentemente, alteraciones fuertes y prolongadas en estos fenómenos provocan cambios climáticos. Un cambio en la emisión del Sol, en la composición de la atmósfera, en la disposición de los continentes, en las corrientes marinas o en la órbita de la Tierra puede modificar la distribución de energía y el balance radiativo terrestre, alterando así el clima planetario. Estas influencias se pueden clasificar en forzamientos externos e internos al sistema climático de la Tierra.

El clima ha ganado atención mundial en virtud de que sus impredecibles variaciones se han correlacionado con las acciones del hombre así éste ha pasado

de ser un observador pasivo a un causante de las vicisitudes del clima. La severidad de los efectos del hombre en la atmósfera ha sido ampliamente demostrada en diversos protocolos que las naciones industrializadas han organizado desde que se cuantificaron las primeras correlaciones.

EL PANEL INTERGUBERNAMENTAL EN CAMBIO CLIMÁTICO (IPCC)

En 1988, antes de la creación de la Convención Marco de las Naciones Unidas en Cambio Climático (UNFCC por sus siglas en inglés), el Panel Intergubernamental en Cambio Climático, fue también establecido por la Organización Meteorológica Mundial (WMO, por sus siglas en inglés) y el Programa Ambiental de las Naciones Unidas (UNEP, por sus siglas en inglés).

El objetivo global del IPCC es evaluar y poner a disposición de una manera amplia información técnica, científica y socioeconómica relevante para poder entender la base científica del cambio climático inducido por el hombre, sus potenciales impactos y opciones para procesos de adaptación y mitigación. La revisión por los expertos y gobiernos es una parte esencial de los reportes del IPCC. Este panel no conduce investigación ni monitorea el clima o recomienda políticas; es un panel abierto a todos los países miembros de la WMO y la UNEP (Jarraud y Topfer, 2004; IPCC, 2006).

El IPCC está constituido por un cuerpo de investigadores de tal manera que la información que provee está fundamentada en evidencia científica reflejando los puntos de vista existentes en la literatura publicada y arbitrada por pares. La amplitud del contenido científico es obtenida mediante las contribuciones de expertos en muchas regiones del mundo incluyendo disciplinas relevantes al cambio climático.

EVOLUCIÓN DE TRATADOS INTERNACIONALES

La Convención Marco de las Naciones Unidas sobre Cambio Climático (UNFCC) se creó en la conferencia Cumbre de la Tierra en Río de Janeiro en 1992. La UNFCC es un tratado internacional sobre medio ambiente creado por la

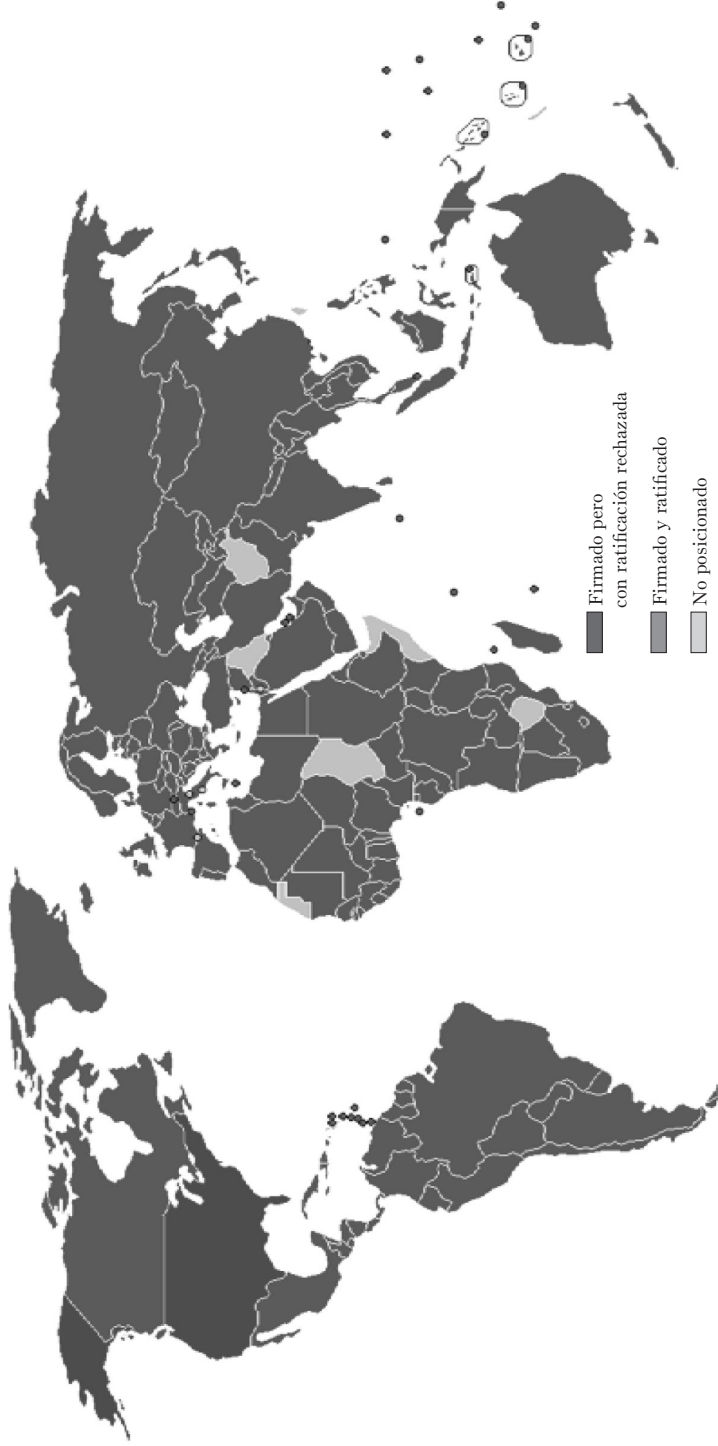
Organización de Naciones Unidas (ONU), cuyo objetivo es estabilizar las emisiones de gases de efecto de invernadero en la atmósfera a un nivel que no interfiera con el sistema climático, pero sin un compromiso hacia los países. A partir de 1995 las reuniones de la UNFCCC se realizan cada año, en sesiones que se conocen como Conferencia de las Partes (COP), para evaluar el progreso de las investigaciones e impactos del cambio climático.

La tercera Conferencia de las Partes (COP 3) se llevó a cabo en Kioto, Japón en diciembre de 1997, en donde miembros representativos de 39 gobiernos elaboraron y firmaron un protocolo por el que se comprometían, una vez que fuese ratificado el proyecto por un número suficiente de países —cuyas emisiones conjuntas de CO₂ o equivalentes superasen el 55 por ciento de las emisiones globales—, a llegar entre el año 2008 y el 2012 a una reducción de 5 por ciento del total de sus emisiones de CO₂, con respecto a los niveles emitidos en 1990. El tratado fue ratificado por los principales países industrializados incluyendo la Unión Europea, pero no por los Estados Unidos y Australia. En el 2007 Australia firmó el protocolo. El tratado entró en vigor en febrero del 2005 (por haberse alcanzado entre los firmantes el 55 por ciento de las emisiones globales). La figura 1 muestra la situación actual de los países en relación al Protocolo de Kioto.

El objetivo principal del protocolo es disminuir el cambio climático de origen antropogénico cuya base es la intensificación del efecto de invernadero. Según las cifras de la ONU, se prevé que la temperatura media de la superficie del planeta aumente entre 1.4 y 5.8°C de aquí a 2100, a pesar de que probablemente habrá años más extremos. Esto, traería consecuencias inimaginables sobre los seres vivos en el planeta.

En la COP 11 que se llevó a cabo en Montreal, Canadá en el 2005, se realizó por primera vez el “encuentro de las partes” (MOP 1, por sus siglas en inglés) para dar seguimiento a los acuerdos del Protocolo de Kioto. En este encuentro se estableció el llamado Grupo de Trabajo Especial sobre los Futuros Compromisos de las Partes del Anexo I en el marco del Protocolo de Kioto (GTE-PK), orientado a los acuerdos a tomar para después de 2012. Los países firmantes del Anexo I son los países industrializados que se comprometen a reducir sus emisiones de gases de efecto de invernadero; al 2009 Estados Unidos, Canadá y Australia emitían más de 20 toneladas de CO₂ eq/año/per cápita, pero como se muestra en

FIGURA 1
SITUACIÓN DE LOS PAÍSES EN RELACIÓN AL PROTOCOLO DE KIOTO AL 2009 (CON PERMISO DE LICENCIA DE DOCUMENTACIÓN LIBRE)



Fuente: Kyoto_Protocol_participation_map_2009.png

la figura 1 Estados Unidos aún no ha firmado el Anexo I. México se encuentra en el Anexo II de países en desarrollo que no están comprometidos a reducir sus emisiones de acuerdo al Protocolo de Kioto, a menos que los países del Anexo I apoyen con financiamiento y tecnología. En diciembre de 2007, en Bali, Indonesia, se llevó a cabo la tercera reunión de seguimiento (MOP 3), así como la 13ª cumbre del clima (CdP 13 o COP 13), con el foco puesto en las acciones y estrategias post 2012. Se llegó a un acuerdo sobre un proceso de dos años, u “hoja de ruta de Bali”, que tenía como objetivo establecer un régimen post 2012 en la XV Conferencia sobre Cambio Climático (también “15ª cumbre del clima”, COP 15) de diciembre de 2009, en Copenhague, Dinamarca. Esa “hoja de ruta” se complementa con el Plan de Acción de Bali, que identifica cuatro elementos clave: mitigación, adaptación, financiamiento y tecnología. El Plan también contiene una lista no exhaustiva de pendientes que deberán ser consideradas en cada una de estas cuatro líneas de acción y pide el tratamiento de “una visión compartida para la cooperación a largo plazo”. El objetivo de la COP 15 en Copenhague fue establecer un acuerdo ambicioso sobre el clima global para el 2012 cuando expira el Protocolo de Kioto; sin embargo, no se pudo llegar a un acuerdo de acción de largo plazo.

La COP 16 se llevó a cabo en Cancún, México, del 29 de noviembre al 10 de diciembre de 2010; su objetivo general fue: “Alcanzar un resultado acordado multilateralmente (mandato, instrumento, decisiones), políticamente balanceado, que supere las divisiones actuales entre los países y que permita avanzar en el combate efectivo del cambio climático con participación amplia y equitativa”. En la COP 16 se abordaron los cinco temas identificados en el Plan de Acción de Bali y en la COP 15, pero se dejó fuera la discusión sobre el futuro del Protocolo de Kioto después de 2012. La razón de esto fue estratégica, ya que el tema del Protocolo de Kioto generó mucha división en la COP 15. Los resultados de la COP 16 en México fueron un avance en relación con la COP 15, ya que se logró un acuerdo multilateral y consensuado (Acuerdo de Cancún) por los 192 países participantes, incluyendo Estados Unidos y China, pero excluyendo a Bolivia.

El Acuerdo de Cancún reconoció la gravedad del calentamiento global y se propuso que la temperatura del planeta no debería de aumentar más de 2°C con respecto a los valores pre-industriales.

Una resolución importante de la COP 16 fue que todos los países participantes estuvieron de acuerdo en que tanto los países desarrollados como los no desarrollados se comprometieron, en la medida de sus posibilidades, a reducir las emisiones de los gases de efecto de invernadero.

El Acuerdo de Cancún incluye varios acuerdos: Acuerdo de Deforestación, el Fondo Verde del Clima, el Marco de Adaptación de Cancún y la Transferencia de Tecnología. Con estos acuerdos se espera que el financiamiento para la protección de los bosques, la adaptación al cambio climático y la transferencia de tecnología fluya de los países del Anexo I a los países en desarrollo (Anexo II). La próxima reunión de las partes, la COP 17, se llevará a cabo en Durban, Sudáfrica, en donde se espera continuar con las negociaciones acordadas en Cancún, así como con las discusiones sobre el futuro del Protocolo de Kioto.

Elementos de climatología física

El sistema climático está compuesto de la atmósfera, los océanos, la superficie de la Tierra y las placas de hielo. De esta manera, la temperatura del planeta la determina el balance de energía a través de la primera ley de termodinámica “Conservación de la Energía” (Jaramillo, 2007). Sin embargo, este balance de energía depende fuertemente de diversos factores que se señalan a continuación.

FACTORES IMPULSORES DEL CLIMA

Para poder entender de manera más fácil y racional las variaciones climáticas por diversas causas y los impactos que éstas tienen sobre los procesos que se desarrollan en el planeta, es pertinente describir de manera sucinta el balance de energía.

La temperatura en la superficie de la Tierra sería unos 34°C menor de lo que es ahora de no ser por el efecto de retención natural del calor por parte de gases de efecto invernadero como el dióxido de carbono, el metano, el óxido nitroso y el vapor de agua. Las concentraciones de los distintos gases de efecto invernadero han permanecido estables durante los últimos 10 mil años hasta que, con la industrialización, algunas empezaron a crecer. Si no se toman medidas de control, se espera que el efecto de retención del calor que estos gases de origen antrópico puedan producir, durante los próximos 50 a 100 años, equivalga a más del doble del nivel de dióxido de carbono preindustrial (Neumayer, 2007).

El clima es un sistema dinámico de balance transitorio, es decir, en constante movimiento. En este sistema los flujos principales son energía solar y calor junto con flujos de masa (principalmente agua) y en menor cuantía, pero de gran importancia, elementos como carbón, nitrógeno, etcétera, que en el

balance global son tratados como vectores. Los cambios en el balance de energía tienen su origen en factores externos y factores internos; los primeros se asocian a causa externas al sistema climático y los segundos a causas internas como incremento en gases en la atmósfera, deforestación, volcanismo, etcétera (McGuffie y Henderson, 2004).

Factores externos

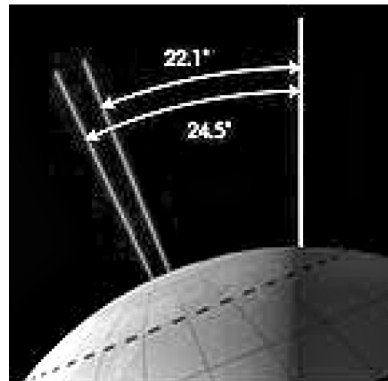
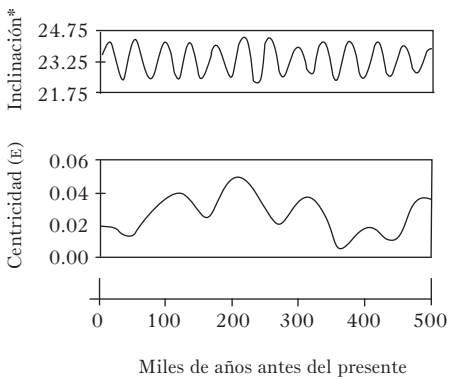
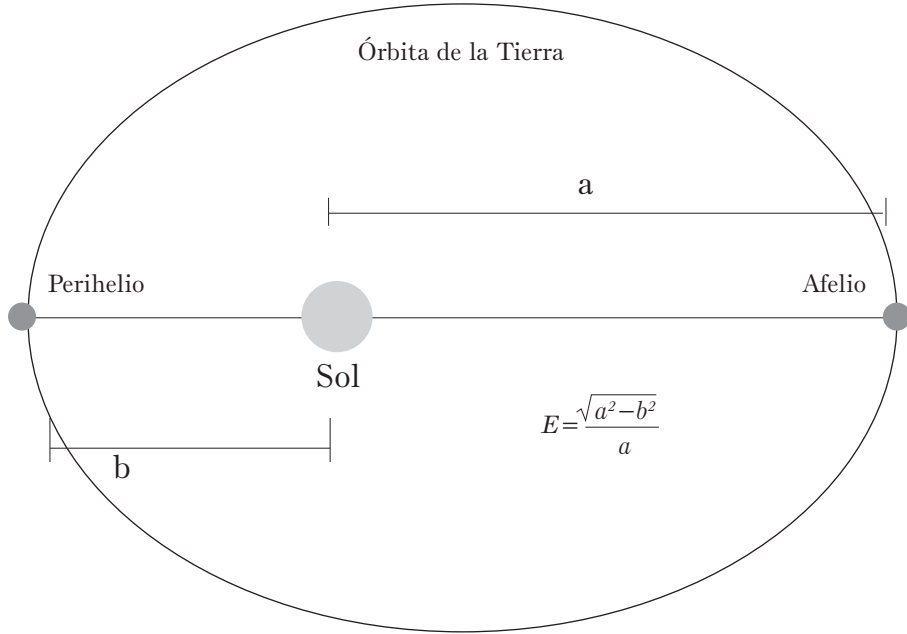
Los factores externos más importantes son la radiación solar incidente en nuestro planeta, que a su vez depende de la inclinación del eje de la Tierra, su excentricidad (figura 2) y la precesión de los equinoccios.

Estos factores externos impulsores del clima se fundamentan en la teoría de Milankovitch, que establece que la excentricidad de la Tierra cambia cada 100 mil años, la oblicuidad (inclinación del eje de rotación de la Tierra con respecto al plano de la eclíptica; la inclinación actual es de 23.44° y está decreciendo. La inclinación del eje puede variar entre 22.1° y 24.5°) cada 41 mil años y la precesión de la órbita terrestre (o precesión de los equinoccios: cambio en la dirección del eje de la Tierra) cada 22 mil años; al conjunto de estos movimientos orbitales se les conoce como Ciclos de Milankovitch. En términos de cambio climático, la importancia de estos ciclos estriba en que la distancia de la Tierra al Sol así como su posición con respecto a éste, hace que la radiación le llegue en mayor o menor cuantía afectando el clima en consecuencia. Así, acorde a esta teoría, cuando la órbita es altamente elíptica la cantidad de insolación recibida en el perihelio (cuando la Tierra está más cerca del Sol) puede llegar a ser del orden de 20 a 30 por ciento mayor que durante el afelio habiendo marcados cambios naturales en el clima.

Factores internos

Los factores impulsores del clima propician cambios al balance de energía, así, uno de estos factores internos son los gases que por acciones antropogénicas se han incrementado notablemente en la atmósfera con perturbaciones en los patrones del clima.

FIGURA 2
VARIACIÓN EN COMPONENTES ORBITALES



Oblicuidad (inclinación) y excentricidad (E) que modulan el balance energético en la Tierra según los Postulados de Milankovitch. El recuadro inferior izquierdo señala las variaciones en el tiempo de la excentricidad e inclinación del eje de la Tierra. En la configuración de la órbita actual las distancias del Sol a la Tierra son (panel superior): durante el afelio $a=152.6$ millones de km y durante el perihelio $b=147.5$ millones de km.

Gases efecto de Invernadero

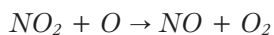
De los gases presentes en la atmósfera el nitrógeno, el oxígeno y el argón ocupan el 99.99 por ciento de los gases que la constituyen. Estos gases son responsables de la transmisión y refractancia de los rayos solares y definen los valores de los componentes de la distribución de la radiación solar. La tasa de absorción de rayos solares por estos gases es de suma importancia en el proceso de calentamiento de la atmósfera y por ende en los cambios en los patrones del clima.

El efecto de invernadero se produce debido a la capacidad de algunos gases denominados como gases de efecto invernadero (GEI) o gases de invernadero, de atrapar calor y radiación de onda larga y de reemitirla a la superficie de la Tierra. Los GEI más importantes están presentes en la atmósfera de manera natural, aunque su concentración puede verse modificada por la actividad humana, modificada por la actividad humana como la industria, cambio de uso de suelo, transporte, etcétera (EIA, 2008).

El Ozono (O_3)

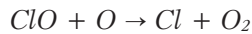
En los orígenes de la vida, el oxígeno empezó a formarse producto de la fotosíntesis de los organismos autótrofos haciendo posible, a través del tiempo, la respiración aeróbica (presencia de oxígeno). La conversión de oxígeno a ozono (O_3), se llevó al cabo al contacto de la atmósfera con energía proveniente de descargas eléctricas. Esta transformación protegió, y protege, a los organismos sobre la faz de la Tierra de los dañinos rayos solares ultravioleta promoviendo la evolución de nuevos organismos (Oparin, 2000). De hecho, el ozono es el principal absorbedor de rayos de onda corta (menores de 0.3μ).

La destrucción de moléculas de ozono es producto de una serie de reacciones químicas que involucran gases como el nitrógeno, hidrógeno y el cloro. Por ejemplo, el óxido nítrico (NO) y el dióxido de nitrógeno (NO_2) son dos gases enemigos naturales del ozono que lo destruyen de la siguiente manera:



En la primera reacción, el óxido nítrico se combina con el ozono formando dióxido de nitrógeno y oxígeno molecular. El dióxido de nitrógeno se combina posteriormente con oxígeno atómico para formar óxido nítrico y oxígeno molecular; de esta manera, el ciclo se repite. Ahora bien, el origen de estos gases destructores de ozono son fundamentalmente las bacterias del suelo y los fertilizantes que producen óxido nitroso (NO_2) que en su viaje hacia la estratosfera la energía solar lo convierte en otros óxidos de nitrógeno. Si se considera el incremento dramático en el uso de fertilizantes, los cuales están formados por diferentes compuestos de nitrógeno, se podrá tener una percepción de lo que está sucediendo con la capa protectora de la Tierra.

Otro enemigo del ozono son los llamados clorofluocarbonos los cuales son un componente esencial de los productos presurizados en latas y en aparatos de aire acondicionado. Cuando estos compuestos alcanzan una altitud de aproximadamente 30 km la radiación ultravioleta disgrega las moléculas de flúor carbonos liberando cloro en el proceso dando origen a las siguientes reacciones:



En esta última reacción se libera cloro el cual queda disponible para iniciar de nuevo el proceso. Se ha estimado que un átomo de cloro dura 10 años en la estratosfera por lo que el efecto puede ser a largo plazo.

También, el ozono se destruye de manera natural mediante la absorción de radiación ultravioleta lo cual puede ser ejemplificado como:



La concentración de ozono también varía en función de la colisión con otras moléculas y átomos. Así, el ozono y el oxígeno atómico se pueden combinar dando como resultado:



Si la concertación del ozono decreciera mas allá de lo necesario para protegernos de los rayos ultravioleta, podríamos padecer uno o más de los siguientes efectos: incremento en enfermedades de la piel como cáncer (con sólo 1 por ciento de decremento en la cantidad de ozono), impacto negativo en la agricultura debido a un incremento en la incidencia de rayos ultravioleta y cambios climáticos importantes como calentamiento de la superficie de la Tierra y enfriamiento de la estratosfera (Prager y Earle, 2001).

El CO_2

El CO_2 es un componente natural de la atmósfera ocupando el 0.033 por ciento (330 partes por millón); sin embargo, esta cantidad no es constante. Su variación es función de algunos factores como la combustión de fósiles que libera grandes cantidades de CO_2 ; otras causas son la pérdida de vegetación (por la merma en fotosíntesis que en su proceso toma CO_2 de la atmósfera) y las erupciones volcánicas (Sellers, 1975). Por otro lado, la principal reserva de este gas son los océanos debido a la fijación que de él hace el fitoplancton en la superficie del agua. Sin embargo, estos organismos unicelulares se ven seriamente afectadas por la incidencia de rayos ultravioleta ya que no pueden protegerse de ésta, en virtud que viven gracias a la luz solar. La desaparición de éstos seres crearía un efecto en cascada en la cadena alimenticia; así por un lado, la reducción de estos acarrearía un incremento del CO_2 con el consecuente calentamiento global; por otro lado, estos seres son el alimento del zooplancton que a su vez es el alimento de seres mayores (Kandel, 2003). También, las bacterias terrestres que fijan el nitrógeno atmosférico y que se adhieren a las raíces de las plantas leguminosas, son sensibles a la luz ultravioleta de tal manera que un decremento en éstas repercutiría invariablemente en una reducción en el rendimiento de algunos cultivos con el consecuente impacto en la población.

Queda claro entonces que la importancia de la concentración del CO_2 en la atmósfera estriba en que este gas, junto con el vapor de agua, atrapa parte de la radiación infraroja que refleja la Tierra por lo que un incremento de su presencia tendería a calentar el planeta. El mecanismo por el cual esto ocurre es que estos gases dejan pasar radiación que proviene del Sol (onda corta) y retienen parte de la que refleja la Tierra (onda larga) entre la que se encuentra el

infrarrojo. Esta absorción de radiación, provoca que los gases ganen energía cinética (energía que produce movimiento) y al colisionar con moléculas vecinas como el oxígeno y el nitrógeno producen calor.

El vapor de agua

Acorde a la Agencia de Administración Aeronáutica y del Espacio (NASA, por sus siglas en inglés, http://www.nasa.gov/topics/earth/features/vapor_warming.html, 2009) el vapor de agua es el gas de efecto invernadero más abundante de la Tierra dentro de los gases no permanentes (Guerrero, 1991), pero el grado de su contribución al calentamiento del planeta se ha prestado a numerosas discusiones científicas. Quizá el argumento más importante para mantener a este gas como uno de los principales del calentamiento global es que su constante regeneración en la atmósfera puede amplificar el efecto de calentamiento de otros gases de efecto de invernadero como el dióxido de carbono creciente que permite que más vapor de agua incorpore la atmósfera. El incremento de la presencia de los gases de efecto invernadero en la atmósfera hace que ésta incremente su humedad debido a una mayor evaporación y dado que el vapor de agua en sí mismo es un gas de efecto invernadero, el aumento en humedad amplifica el efecto de otros gases manifestándose en un efecto de retroalimentación positiva.

Radiación del Sol y la Tierra

La temperatura de la superficie del Sol es aproximadamente 6000°K (5 726°C) y la temperatura promedio de la Tierra es de 300°K (26.85°C) (Sellers, 1975). Acorde a esto y a la ley de Stefan-Boltzman el Sol emite mucho más energía que la Tierra. La radiación emitida por un cuerpo tiene una distribución espectral amplia con una cantidad máxima de energía radiada a una longitud de onda particular que depende básicamente de su temperatura.

La longitud de onda a la cual el Sol y la Tierra emiten la cantidad máxima de energía se puede estimar mediante la ecuación propuesta por Wien (Sellers, 1975):

$$\lambda_{\max} = \frac{3000 \mu\text{m } K}{T} \quad (5)$$

Donde λ_{max} es la longitud de onda para la emisión máxima de energía y T es la temperatura del cuerpo en °K.

El Sol emite la cantidad máxima de energía a longitudes de onda cercanas a $0.5 \mu\text{m}$; por otro lado, la Tierra irradia la mayoría de su energía a $10 \mu\text{m}$. Por esta razón es común llamar a la radiación terrestre como de “onda larga” y a la del Sol de “onda corta”. También es obvio que la ley de Wien demuestra que a medida que la temperatura de un objeto se incrementa, la longitud de onda a la cual la máxima emisión ocurre tiende a disminuir. Es menester mencionar que aunque el Sol emita su máxima radiación en una longitud de onda $0.5 \mu\text{m}$, también emite radiación en otras longitudes de onda. A esta gama de radiación se le conoce como el “espectro electromagnético del Sol”.

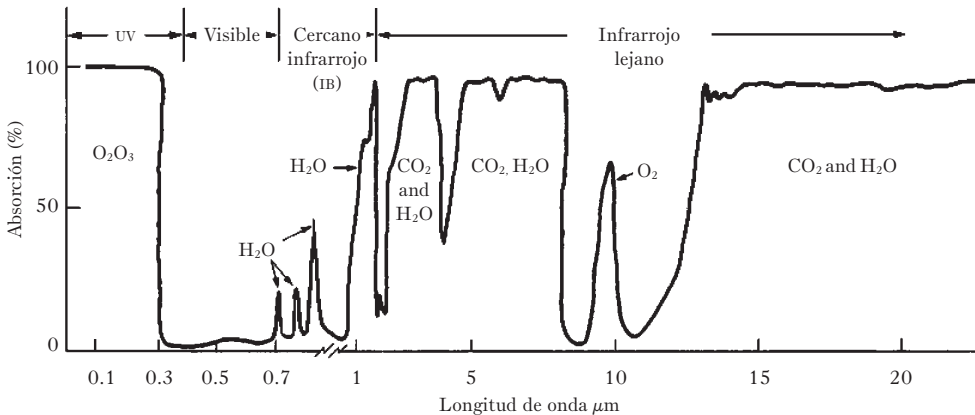
A la porción del espectro electromagnético entre 0.4 y $0.7 \mu\text{m}$ se le conoce como “región visible”; esto es debido a que el ojo humano es sensible a este tipo de radiación. El Sol emite casi el 44 por ciento de su radiación en esta zona con una energía radiante máxima que corresponde a las longitudes de onda del azul al verde. El color violeta se encuentra en la porción inferior del rango visible y las ondas electromagnéticas por debajo de este valor corresponden al ultravioleta en donde sólo el 7 por ciento de la energía radiante del Sol recae.

Las ondas largas de la luz visible corresponden al color rojo y las infrarrojas que tienen longitudes de onda más grandes que $0.7 \mu\text{m}$ son las que proporcionan la energía calorífica. Estas ondas no son perceptibles al ojo humano. Por otro lado, casi el 37 por ciento de la energía solar se irradia entre $0.7 \mu\text{m}$ y $1.5 \mu\text{m}$ con sólo el 11 por ciento irradiado en longitudes de onda mayores a $1.5 \mu\text{m}$.

A medida que los gases de invernadero se incrementan en la atmósfera absorben más de la radiación térmica emitida por la superficie de la Tierra atrapando calor y por ende calentando a la atmósfera (Ahrens, 1988). En la figura 3 se puede observar que en longitudes de onda superiores a $1 \mu\text{m}$, el CO_2 y el vapor de agua son grandes absorbedores de la radiación emitida en esas longitudes de onda por la superficie de la Tierra (Sellers, 1975). Esto tiene varios efectos en el clima de la Tierra: El calentamiento de la atmósfera por causa del CO_2 provoca un incremento en las tasas de evaporación de la superficie del océano lo que incrementa el contenido del vapor de agua en la atmósfera, particularmente en los trópicos. El vapor de agua es un gas de invernadero muy poderoso

(como se muestra en la figura 3) que calienta la atmósfera aún más causando que se evapore mas agua lo que constituye un ciclo. Similarmente ocurre un proceso de retroalimentación en la medida que el incremento en calentamiento (causado por el CO_2 y el vapor de agua) causa que el hielo del mar se derrita; de esta manera el poder reflejante del hielo (albedo) disminuye al disminuir la superficie de mar cubierta por éste. Así, un gran porcentaje de la radiación solar incidente es absorbida en vez de ser reflejada lo que a su vez causa un incremento más en el calentamiento del planeta.

FIGURA 3
CAPACIDAD DE ABSORCIÓN DE LOS DIFERENTES GASES EN LA ATMÓSFERA



Nótese la capacidad de absorción del vapor de agua en longitudes de onda a 1 μm (infrarrojo cercano) y superiores a 1.2 μm (infrarrojo lejano).

Los patrones de absorción del vapor de agua y CO_2 se traslapan en algunas longitudes de onda. El CO_2 no es un fuerte absorbedor de calor en longitudes de onda larga como lo es el vapor de agua pero absorbe energía en las longitudes de onda de 12 a 15 μm , en donde el vapor de agua no absorbe de esta manera la “ventana” por donde escaparía el calor irradiado por la superficie es cerrada por el CO_2 (figura 4).

FIGURA 4
TRASLAPE ENTRE POTENCIALES DE ABSORCIÓN DEL VAPOR DE AGUA Y EL CO₂

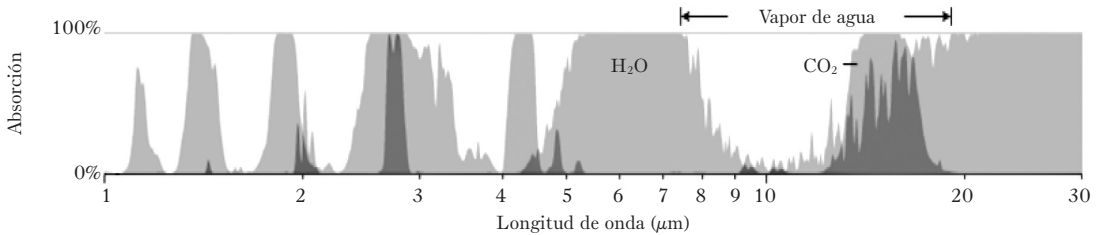


Imagen: Robert A. Rohde / Global Warming Art. http://www.globalwarmingart.com/wiki/Image:Greenhouse_Effect_png. Usada en los términos de licencia del Global Warm Licence.

Radiación solar incidente

Una parte de la radiación solar que entra a la atmósfera y a la superficie terrestre se refleja directamente al espacio. Esta porción reflejada depende del albedo (α) y de la superficie de la Tierra de cara al Sol (A_{cs}) (figura 5).

Parte de la radiación que es absorbida por la Tierra es emitida al espacio como radiación infrarroja (de onda larga) de acuerdo a la Ley de Planck. A diferencia de la radiación que llega de forma directa a la Tierra, la radiación de onda larga de la superficie de la Tierra es emitida hacia el espacio en todas direcciones, como lo muestra la figura 6.

Para guardar el equilibrio energético la radiación solar incidente (I_n) en la parte iluminada y la radiación de onda larga emitida por la Tierra (O_s) deben ser iguales; de esta manera:

$$(1-\alpha)\pi R^2 S = I(4\pi R^2) \quad (6)$$

De donde:

$$\bar{I} = \frac{1}{4}(1-\alpha)S \quad (7)$$

FIGURA 5
RADIACIÓN SOLAR INCIDENTE Y ALBEDO

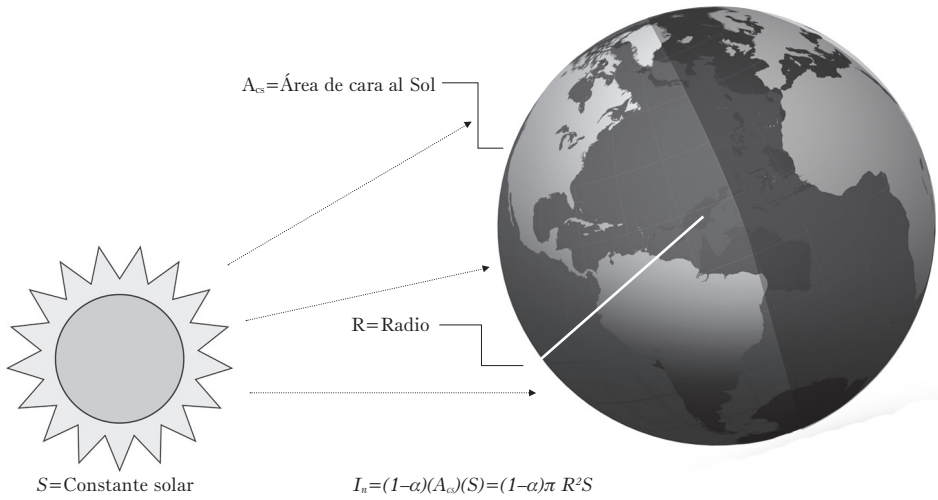
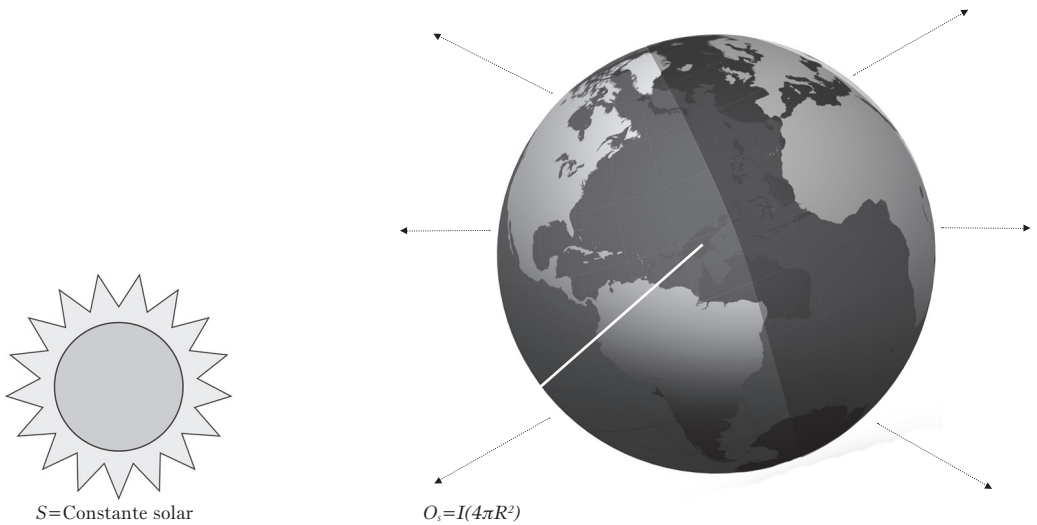


FIGURA 6
RADIACIÓN DE ONDA LARGA EMITIDA DE REGRESO AL ESPACIO



Tomando a la constante solar ($S = 1367 \text{ W.m}^{-2}$) y al albedo ($\alpha = 0.305$) se obtiene que la radiación emitida por la Tierra al espacio es $I = 236 \text{ W.m}^{-2}$. El impacto de esta radiación tiene sobre la temperatura en la superficie de la Tierra es el principal foco de análisis en estudios de calentamiento global. Así, si se asume que la Tierra emite radiación como un cuerpo negro se tiene de acuerdo con la ley de Stefan-Bohzman:

$$\bar{I} = \sigma (\bar{T}_{rad})^4 \quad (8)$$

Donde $\sigma = 5.67 \times 10^{-8} \text{ W/m}^2/\text{K}^4$, es la constante de Stefan-Boltzman. Resolviendo la anterior ecuación para \bar{T}_{rad} se tiene que esta temperatura es de $255 \text{ }^\circ\text{K} \neq 288 \text{ }^\circ\text{K}$ que es la temperatura en la superficie de la Tierra (\bar{T}_s). La razón de esto es la influencia de los gases de efecto invernadero como el vapor de agua en la atmósfera que se encuentra entre 3 y 4 km por arriba de la superficie y re-emite radiación de onda larga de regreso a la Tierra provocando así calentamiento. Por encima de esa altitud, el contenido de vapor de agua decrece exponencialmente. Ahora, si se considera la radiación equivalente de un cuerpo negro, es decir, si se considera la emisividad del cuerpo ($\varepsilon =$ cociente de la energía irradiada por un material en particular y aquella de un cuerpo negro a la misma temperatura, un cuerpo negro tendrá una $\varepsilon = 1$ y cualquier otro objeto tendrá una $\varepsilon < 1$); entonces:

$$\bar{I} = \varepsilon \sigma (\bar{T}_s)^4 \quad (9)$$

Considerando $\bar{I} = 236 \text{ W.m}^{-2}$ y $\bar{T}_s = 288 \text{ }^\circ\text{K}$ arroja $\varepsilon = 0.61$

Un modelo simplista del balance de energía en una atmósfera no absorbente sería, igualando las ecuaciones 7 y 9:

$$\varepsilon \sigma T_s^4 = \frac{S}{4} (1 - \alpha); \text{ de donde}$$

$$\bar{T}_s = \left[\frac{\frac{S}{4} (1 - \alpha)}{\varepsilon \sigma} \right]^{\frac{1}{4}} \quad (10)$$

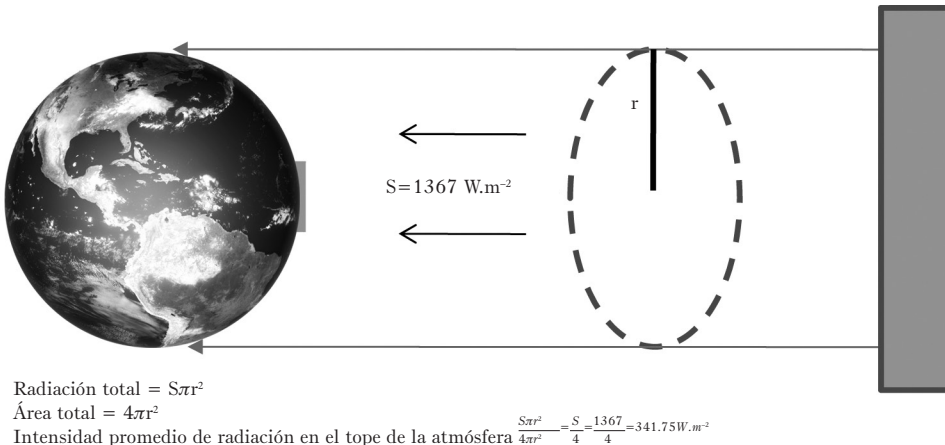
Si se considera una $\varepsilon = 0.90 - 0.95$; la constante de Stefan-Boltzmann $= 5.67 \times 10^{-8} \text{ W.m}^{-2}.\text{K}^{-4}$ y $S = 1367 \text{ W.m}^{-2}$ ($1367/4 = 340.75$; promedio),

considerando un albedo 0.27–0.33; arroja $T_s \sim 255^\circ\text{K} = -18^\circ\text{C}$ es decir, si la Tierra se comportara como un cuerpo negro, emitiría de nuevo al espacio toda la radiación que recibió del Sol, de tal forma que su temperatura promedio sería -18°C .

Intercepción de radiación solar

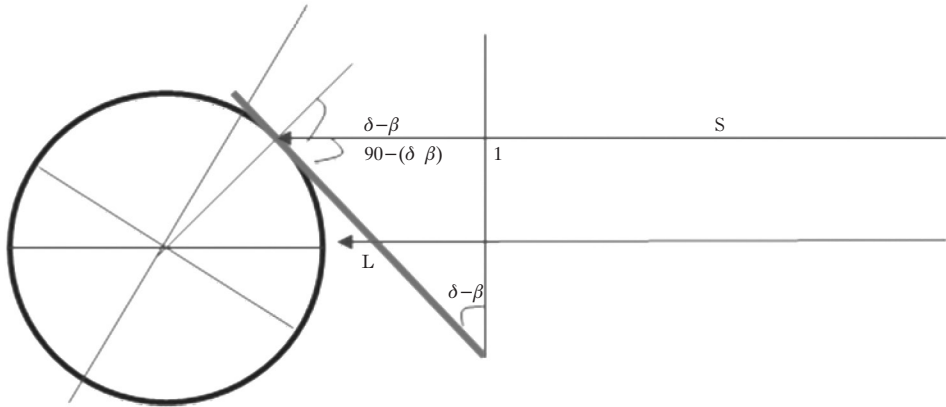
Como se ha visto anteriormente, la Tierra intercepta radiación solar y la remite al espacio; sin embargo, es importante conocer que en un plano inclinado la radiación solar interceptada es distinta a aquella en un plano vertical. Así, retomando la figura 5 se tiene que la radiación que intercepta la Tierra en el tope de la atmósfera está dada por $S \pi r^2$, pero el área total de la Tierra sobre la cual se esparce la radiación es: $4\pi r$; así entonces $\frac{S\pi r^2}{4\pi r^2} = \frac{S}{4} = \frac{1367}{4} = 341.75 \text{ W.m}^{-2}$.

FIGURA 7
INTERCEPCIÓN DE RADIACIÓN SOLAR



En un plano inclinado la intensidad de la radiación varía con la altura del Sol, es decir, con la latitud y la estación del año. Así si se considera un plano normal a la superficie de la Tierra a una latitud δ y la altura del Sol arriba del horizonte a medio día $90 - (\delta - \beta)$, se tiene la situación que señala la figura 8.

FIGURA 8
INTERCEPCIÓN DE RADIACIÓN SOLAR EN UN PLANO INCLINADO



Entonces la radiación en un plano perpendicular de 1 m de ancho \times 1 m de largo estaría dado por: $S \times 1 \times 1$. La radiación en el mismo plano pero con una inclinación de $90-(\delta-\beta)$ estaría dado por S/L , con $L = 1/\cos(\delta-\beta)$; la radiación en el plano inclinado sería: $S \cos(\delta-\beta)$. Esta consideración es de suma importancia para la determinación del albedo como se trata más adelante.

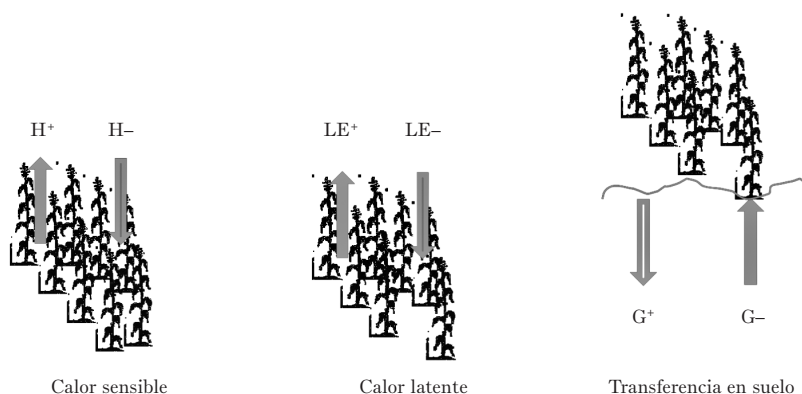
Energía no radiativa

La energía neta (Q) absorbida por la superficie de la Tierra se transfiere en forma de radiación de onda larga y corta, como ya se mencionó anteriormente, y en forma de calor no radiativo por convección y conducción. La energía que se transfiere en forma de calor es muy importante en el cambio de fase del agua (calor latente, LE), en el cambio de temperatura del aire (calor sensible, H), así como en la transferencia de calor del suelo de la Tierra (G) y del agua del océano (W); así, el balance energético en la superficie de la Tierra se puede expresar con la ecuación de la radiación neta absorbida (Gill, 1982):

$$Q = H + LE + G + W \quad (11)$$

En el calentamiento del aire arriba de la superficie del suelo y de la superficie del océano se da un proceso de transferencia de energía (calor) de un lugar a otro. En términos convencionales se designa con signo (+) cuando se adiciona calor o (-) cuando se pierde (Sellers, 1975; Oke, 1987). Las figuras 9 y 10 sirven para la definición de las variables de la ecuación 11.

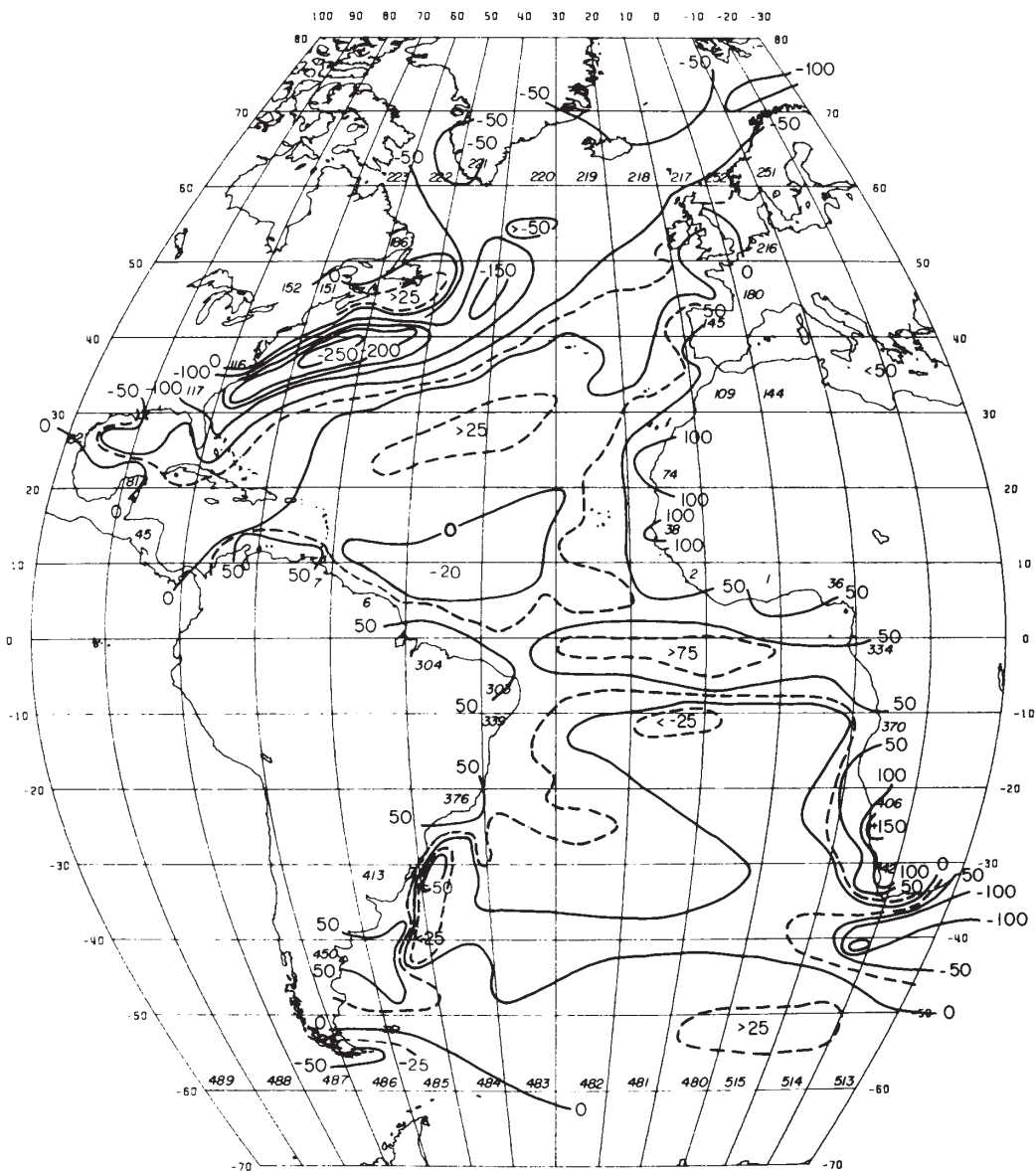
FIGURA 9
CALOR SENSIBLE (H), LATENTE (LE) Y TRANSFERENCIA DE CALOR EN EL SUELO (G)



Calor sensible

Es la energía calorífica que se transfiere entre la superficie y el aire cuando existe un gradiente de temperatura entre ellos. El calor es inicialmente transferido al aire por conducción en la medida que las moléculas colisionan con las de la superficie; a medida que el aire se calienta se mueve hacia arriba por convección. Cuando la superficie es más caliente que el aire el calor se transfiere hacia arriba por lo que se considera como transferencia de calor sensible positivo (+) incrementando la temperatura del aire pero disminuyendo aquella de la superficie. Por otro lado, si la temperatura del aire es mayor que la de la superficie se da el caso opuesto. Esto normalmente ocurre en las noches cuando el suelo se enfría por la pérdida de calor debido a las emisiones de onda larga.

FIGURA 10
TRANSFERENCIA DE CALOR EN EL OCÉANO (W); FLUJO ANUAL
PROMEDIO EN $W \cdot m^{-2}$ SEGÚN BUNKER (1980, FIG. 18)



Calor latente

Cuando se adiciona energía al agua, ésta cambia de estado o fase. El calor usado en la fase de cambio de líquido a gas se conoce como calor latente de vaporización; el término “latente” es porque la energía es almacenada en las moléculas de agua para su posterior expulsión durante el proceso de condensación. Cuando ocurre la evaporación se dice que existe un flujo positivo de calor latente (transferencia); en la figura 8 en su parte media, se ilustra con una flecha con signo (+) indicando que la superficie pierde energía al transferirla al aire, de aquí que la evaporación se considere un fenómeno de enfriamiento para la superficie evaporante.

La condensación es la fase de cambio de gas a líquido. Durante esta fase, el calor latente que se produjo durante la evaporación es extraído de las moléculas de agua al aire circundante; así el calor latente cambia a calor sensible lo que causa un incremento en la temperatura del aire. Cuando la radiación es absorbida por la Tierra se incrementa la temperatura de la superficie pero si la superficie es agua, parte de esa energía será usada para evaporación en vez de calentar el agua. Como resultado, bajo condiciones iguales de entradas de energía al agua y a la superficie del suelo, el suelo se calentará más que el agua. De aquí, que sea más fresco en los lugares cercanos a los cuerpos de agua.

Transferencia de calor en el suelo

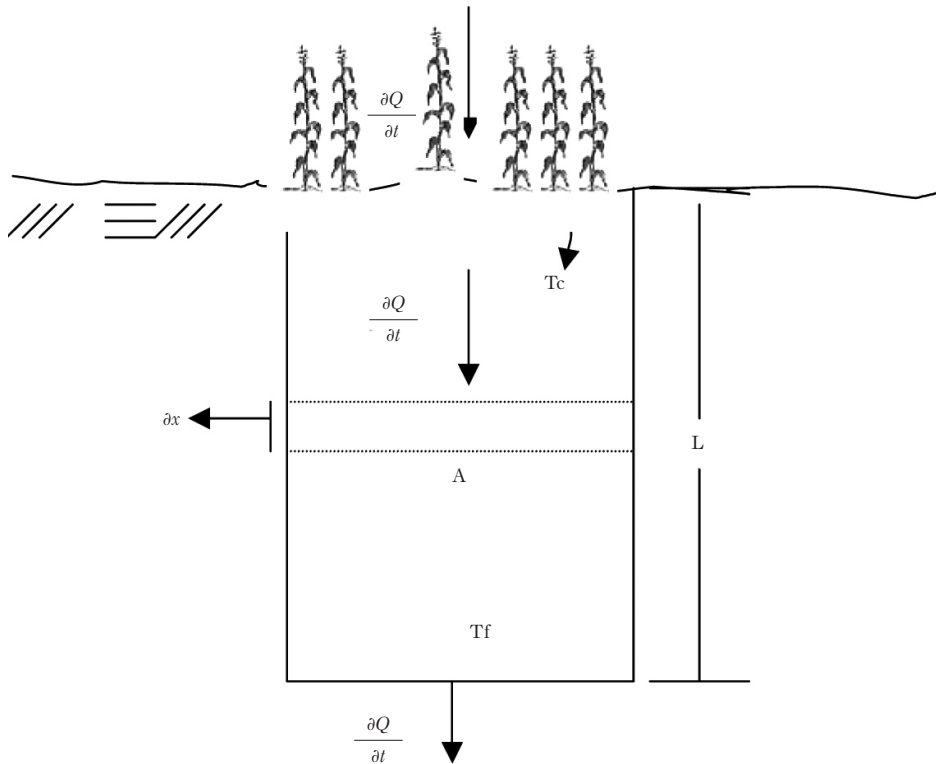
El calor se transfiere hacia dentro del suelo vía conducción. Para que esto ocurra debe de existir un gradiente de temperatura para que se de esa transferencia de calor; de esta manera, el calor se transfiere hacia abajo cuando la superficie es más caliente que las capas inferiores de suelo (flujo positivo de calor); lo opuesto ocurre cuando el subsuelo es mas caliente que la superficie (flujo de calor negativo).

Durante el día la radiación neta tiene un valor positivo dado que la radiación incidente es mayor que la que se pierde por lo que la superficie gana energía. Esta energía se distribuye en los tres grandes componentes L, LE y G. Durante el día la energía es usada para evaporar agua incrementando así la humedad del aire. El calor sensible es transferido hacia arriba para calentar el aire; también el calor es transportado hacia abajo del suelo. Durante la noche

el proceso se revierte, es decir, hay más pérdida de radiación lo que redunda en un balance energético negativo; de aquí, que la superficie se enfría por esa pérdida de calor por lo que hay una transferencia de calor del aire hacia la superficie. A medida que el aire se enfría la pérdida de energía permite que ocurra condensación mientras que la humedad del aire esté en o cercano a saturación.

Analizando la variación de la transferencia de energía con la temperatura del suelo se puede apreciar la importancia que tiene el estado de la superficie de éste sobre la ganancia o pérdida de energía. La figura 11 sirve para ilustrar lo anterior.

FIGURA 11
MODELO CONCEPTUAL DEL MOVIMIENTO DE CALOR EN EL SUELO



De la figura 11 se puede anotar (Sánchez, 2005): considérese un segmento de suelo ∂x por el que ocurre flujo de calor $\frac{\partial Q}{\partial T}$; su magnitud estará dada entonces por:

$$G = -KA \frac{\partial T}{\partial x} \quad (12)$$

De donde $\frac{\partial T}{\partial x}$ es un gradiente de temperatura $\frac{T_c - T_f}{L}$ y K es una constante de proporcionalidad o conductividad térmica del suelo. La ecuación 12 ejemplifica la importancia del uso de plásticos en la agricultura dándole un significado físico a los impactos que por este concepto se observan en los cultivos.

Transferencia de calor en el océano

El calor en el océano se transfiere por advección principalmente. Para que esto ocurra, a diferencia de la transmisión de calor en el suelo, no se requiere necesariamente la existencia de un gradiente de temperatura, sino de una corriente advectiva que transporte la temperatura de la superficie del océano hacia otras regiones y profundidades; ganando calor (flujo positivo) o perdiendo calor (flujo negativo) a lo largo del tránsito de su trayectoria.

Todas las corrientes marinas en el océano transportan calor (temperatura) por advección. En particular, las corrientes generadas por diferencias de densidad son las responsables de la transferencia de calor de la superficie al interior de la columna de agua por efecto de la gravedad. Cuando las condiciones producen aguas superficiales densas, éstas se hunden al interior de la columna de agua; si la densidad alcanzada es mayor que la densidad del interior de la columna del agua, el hundimiento prosigue hasta el fondo y de allí se extiende sobre el piso de los océanos. Posteriormente, cuando se produce aguas superficiales más densas, éstas se hundirán hasta el fondo al tiempo que reemplazan y forzan las aguas del fondo, hundidas anteriormente, hacia la superficie. De esta manera se genera una celda convectiva.

Dado que la densidad del agua en el océano (ρ) está controlada por la temperatura (T) y el contenido de sales (salinidad; S), la circulación que se induce por las diferencias de densidad es llamada circulación termohalina. Las diferencias en densidad se originan en la superficie del océano por la transferencia

de calor (W) y agua con la atmósfera, precipitación (P) y evaporación (E), cuyo efecto combinado genera el flujo termohalino (B) dado por (Gill, 1982):

$$B = -\frac{1}{c_w} \frac{g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial T} W + \frac{g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial S} (E-P) \cdot S \quad (13)$$

Donde c_w es el calor específico del agua.

El efecto de la evaporación sobre el flujo termohalino puede ser identificado al sustituir en la ecuación 13 el balance radiativo en el océano (W), que corresponde a Q de la ecuación 11, en donde el calor latente (LE) se considera proporcional a la evaporación, *i.e.*, $LE = L_v \cdot E$; L_v es el calor latente de evaporación del agua (2.5×10^6 J kg⁻¹), obtenemos:

$$B = -\frac{1}{c_w} \frac{g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial T} (Q-H) - \frac{g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial S} (P)S + \left[\frac{1}{c_w} \frac{g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial T} L_v + \frac{g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial S} (S) \right] \cdot E \quad (14)$$

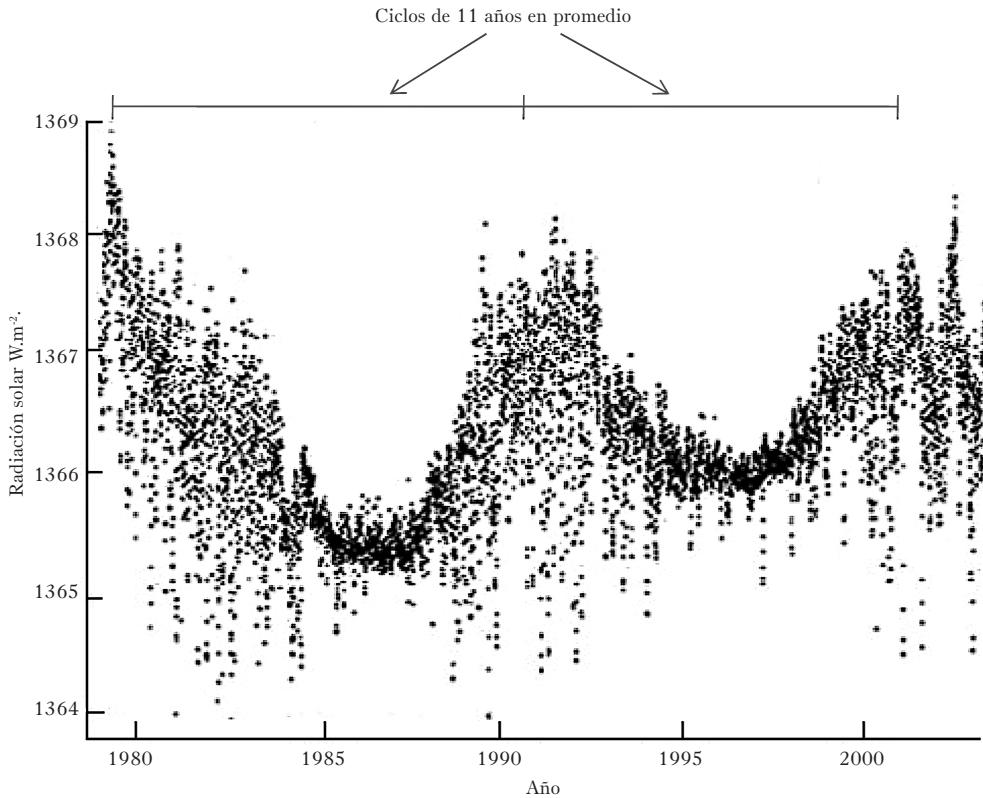
La ecuación 14 muestra que la evaporación afecta la circulación termohalina tanto por enfriamiento como por incremento en la salinidad. Evaluaciones de ambos términos de evaporación del flujo termohalino, muestran que la variación de la temperatura en el océano generalmente contribuye alrededor de 4 veces más en promover un cambio en la densidad que las variaciones de la salinidad (Gill, 1982).

La constante solar y las variaciones en el clima

La constante solar es la cantidad de energía recibida en forma de radiación solar por unidad de tiempo y unidad de superficie medida en la parte externa de la atmósfera en un plano perpendicular a los rayos solares (Kariyappa, 2008). Los resultados de su medición por satélites indican un valor promedio de 1366 W.m⁻². El mayor impacto de la variación de esta “constante” sería sobre la temperatura en la faz de la Tierra que a su vez modificaría (en mediano

y largo plazo) los procesos bióticos y físicos que en ella se llevan a cabo. Así, la variación solar más conocida es la que ocurre cada 11 años misma que tiene poco efecto en la radiación que llega a la Tierra ya que es de sólo un 0.1 por ciento ($1365\text{-}1367 \text{ W.m}^{-2}$); además su variación en tan corto lapso no da tiempo a que los procesos que se pudieran afectar muestren indicio de este fenómeno (figura 12).

FIGURA 12
VARIACIÓN DE LA CONSTANTE SOLAR DURANTE EL PERIODO DE 1978-2003



(<http://www.gsfc.nasa.gov/topstory/2003/0313irradiance.html>)

Sin embargo, existen otros ciclos de mayor duración y por ende, de mayor influencia en el clima. Estos ciclos ocurren cada 72 u 83 años.

El análisis de impacto de la constante solar “S” considera la siguiente derivada ordinaria en la que se analiza el incremento en la temperatura superficial promedio al cambiar la constante solar (Gutowski, 2008).

$$\beta = S \frac{\partial \bar{T}_s}{\partial S} \quad (15)$$

Este cambio afecta de manera directa e indirecta. La manera directa es sobre la temperatura *per se* y la manera indirecta es sobre la estructura atmosférica al variar la radiación infrarroja (I) y el albedo (α). Considerando la ecuación del balance de energía discutido anteriormente (ecuaciones 9 y 10) para analizar el cambio de los factores del balance de energía al variar S se tiene que:

$$\frac{\partial}{\partial S} \left\{ \bar{I} = \frac{S}{4} (1 - \bar{\alpha}) \right\} \quad (16)$$

Para el lado izquierdo de la igualdad es pertinente notar que la radiación infrarroja (que es función de la constante solar y de la temperatura) no necesariamente cambia de manera directa al cambiar la constante solar pero sí cambia, de manera indirecta, al cambiar la temperatura (*v.gr.*, ecuación 9); así la temperatura es un factor intermedio en la medida que la constante solar cambia, *i.e.*:

$$\frac{\partial \bar{I}}{\partial S} = \frac{\partial \bar{I}}{\partial \bar{T}_s} \frac{\partial \bar{T}_s}{\partial S} \quad (17)$$

Por lo que, expandiendo la derivada de la ecuación 16 para analizar el impacto de la variación de la constante solar sobre el albedo se tiene:

$$\frac{\partial \bar{I}}{\partial \bar{T}_s} \frac{\partial \bar{T}_s}{\partial S} = \frac{1}{4} (1 - \alpha) - \frac{S}{4} \frac{\partial \bar{\alpha}}{\partial \bar{T}_s} \frac{\partial \bar{T}_s}{\partial S} \quad (18)$$

El segundo término del lado derecho de esta ecuación reconoce que la temperatura cambia en la medida que la constante solar cambia y que el albedo depende de esta temperatura.

Ahora bien, despejando de la ecuación 18 para la derivada de T_s cuando “S” cambia, obtenemos:

$$\frac{\partial \bar{T}_s}{\partial S} = \frac{\frac{1}{4} (1 - \alpha)}{\left\{ \frac{\partial \bar{I}}{\partial \bar{T}_s} + \frac{S}{4} \frac{\partial \bar{\alpha}}{\partial \bar{T}_s} \right\}} \quad (19)$$

Sustituyendo en la ecuación de β (ecuación 15) se tiene:

$$\beta = \frac{\bar{I}}{\left\{ \frac{\partial \bar{I}}{\partial \bar{T}_s} + \frac{S}{4} \frac{\partial \bar{\alpha}}{\partial \bar{T}_s} \right\}} \quad (20)$$

Como consecuencia se obtiene una dependencia explícita en los parámetros de radiación (\bar{I}) y una dependencia implícita en la estructura atmosférica (derivadas del denominador).

Supóngase ahora que las propiedades del sistema atmosférico ε (emisividad) y α (albedo) permanecen constantes. Retomando la ecuación que relaciona \bar{I} y \bar{T}_s (ecuación 9) se tiene:

$$\frac{\partial \bar{I}}{\partial \bar{T}_s} = 4\varepsilon\sigma\bar{T}_s^3 = 4 \frac{\bar{I}}{\bar{T}_s} \quad (21)$$

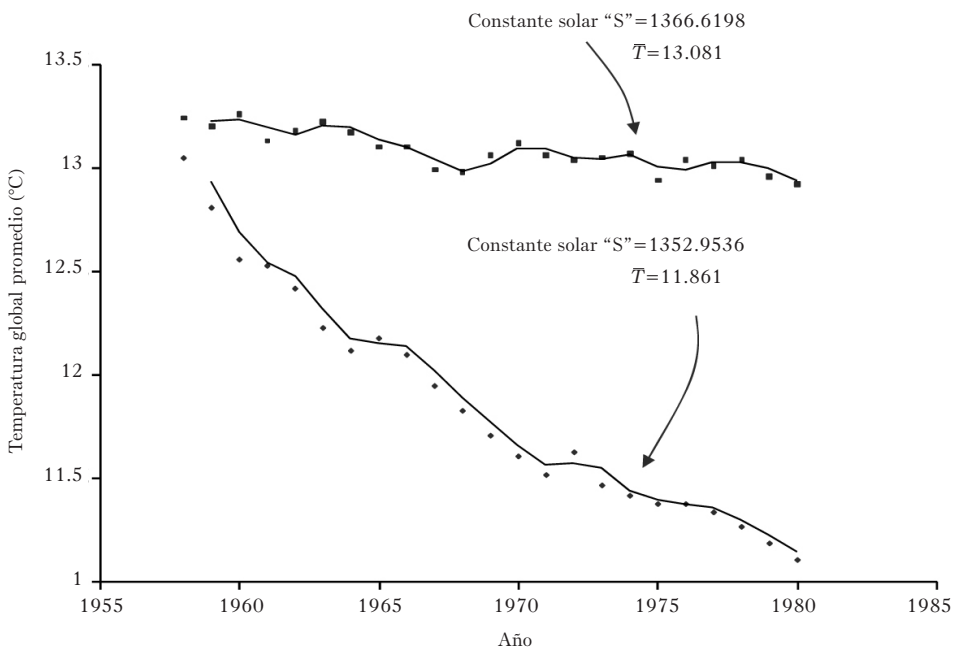
El segundo término del denominador de la ecuación 20 es 0 dado que el albedo es constante; así sustituyendo $\frac{\partial \bar{I}}{\partial \bar{T}_s} = 4 \frac{\bar{I}}{\bar{T}_s}$ en la ecuación 20 arroja:

$$\beta = \frac{1}{4} \bar{T}_s \quad (22)$$

Sustituyendo el valor de $\bar{T}_s = 288 \text{ K}$ arroja $\beta = 72^\circ\text{C}$; es decir, si la radiación solar “S” variara en un 1 por ciento ($\frac{\partial S}{\partial T} = 1\%$), el incremento en temperatura en la superficie de la Tierra sería $\Delta T_s = 0.72^\circ\text{C}$.^{#1}

La figura 13 muestra el impacto que tendría la variación de la constante solar hacia la baja (1 por ciento) en un periodo de 23 años. Acorde a Hansen *et al.* (2005) el modelo tiende a estabilizar el decremento en temperatura a largo plazo (cuando el modelo llega a equilibrio) siendo más evidente el cambio de temperatura año a año que en el promedio global.

FIGURA 13
EFECTO DE LA VARIACIÓN DE LA CONSTANTE SOLAR EN LA TEMPERATURA PROMEDIO ANUAL



Calculado con el modelo EDGCM: las condiciones iniciales y de frontera se mantuvieron constantes y sólo se modificó la constante solar en 1 por ciento. La línea superior es un fragmento de una corrida del modelo a partir de 1958 con las condiciones iniciales y de frontera mencionadas anteriormente.

^{#1}Un grado Kelvin es igual a un grado centígrado sólo que en escala diferente. En escala Kelvin el cero absoluto es -273°C ; la escala centígrada pone el cero en el punto de congelamiento del agua; es decir 273 grados Kelvin.

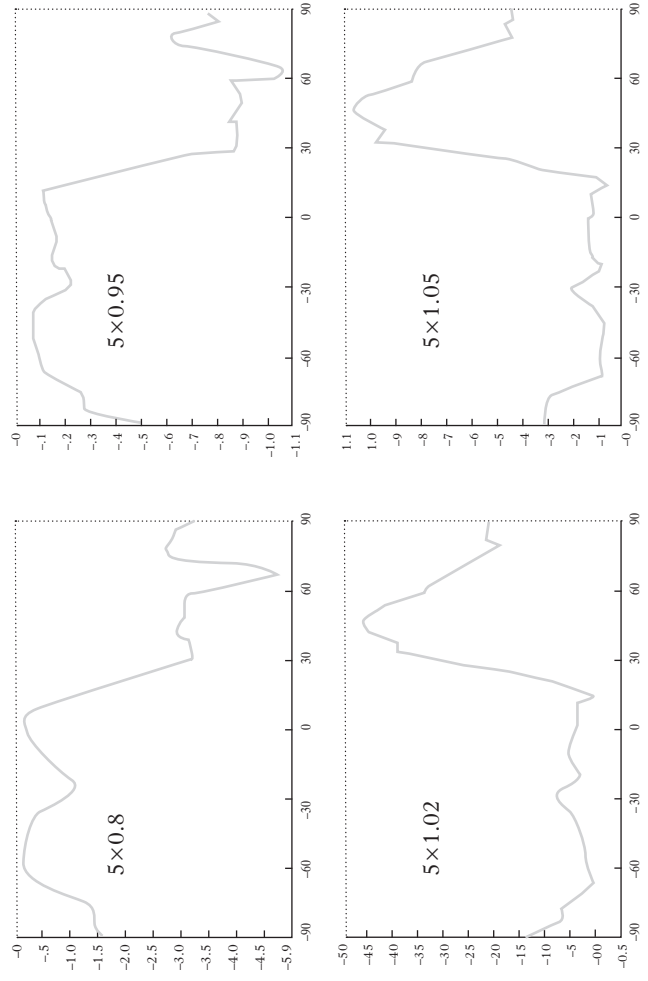
De la anterior figura se puede notar que si la constante solar se redujera en 1 por ciento se tendrían impactos en reducción de temperatura promedio anual del orden de 1.2°C . Acorde a las variaciones que señala la figura 12, es de esperarse entonces variaciones en temperatura en las diferentes etapas del comportamiento de las emisiones solares. De especial interés resultan las variaciones en el largo plazo.

Como se ha descrito anteriormente, ante una variación de la constante solar, las modificaciones en temperatura en la superficie dependen de la posición del sitio de interés; así, la latitud determina los impactos de este impulsor climático (figura 13).

La figura 14 muestra las variaciones latitudinales de la temperatura al variar la constante solar; así los recuadros de la anterior figura, en sentido de las manecillas del reloj, son las variaciones de 0.8, 0.95, 1.02 y 1.05 veces la constante solar "S". Nótese que las disminuciones de "S" (los recuadros superiores) tienen un efecto marcado a la disminución de la temperatura promedio en latitudes de $30-60^{\circ}$ del orden de -4.5 a -3.0°C para 0.8S y de -0.9 a -1.0°C de disminución para 0.95S. Por otro lado, los incrementos de "S" (recuadros inferiores) tienen también efecto de incremento del orden de 0.05 a 0.45°C en las latitudes de $25-35^{\circ}$ para 1.02S pudiendo llegar hasta incrementos de 1°C en las mismas latitudes cuando la constante solar cambia a 1.05S; nótese el decremento hacia los polos.

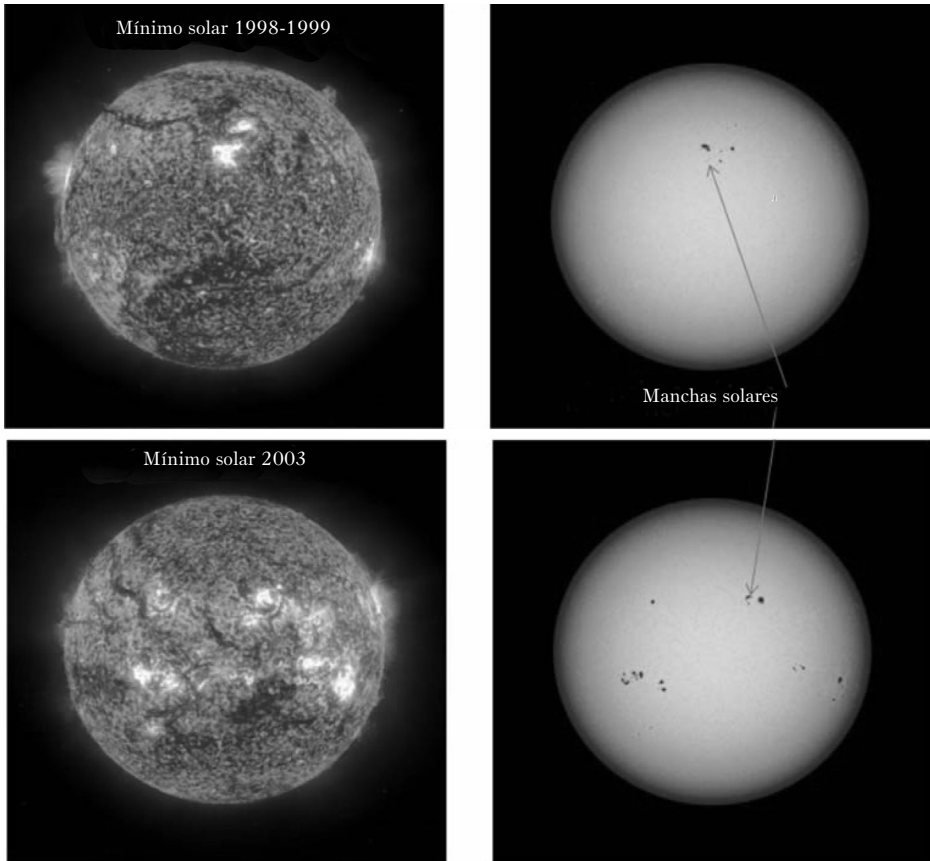
El máximo solar se alcanza cuando ocurre el máximo del brillo y un mínimo cuando las explosiones solares son mínimas. Acorde a Sellers (1975), esa variación de intensidad, es de tan sólo un 0.1 por ciento ($1,365.5-1,367.0 \text{ Wm}^{-2}$) por lo que sus efectos en la tierra son casi insignificantes dado el corto periodo de esas variaciones (figura 15).

FIGURA 14
VARIACIÓN LATITUDINAL EN FUNCIÓN DE VARIACIONES EN LA CONSTANTE SOLAR "S"



Cada figura corresponde al porcentaje de variación indicado (Hansen *et al.*, 2005).

FIGURA 15
 IMÁGENES DE LUZ ULTRAVIOLETA (DERECHA) Y MANCHAS SOLARES
 ASOCIADAS (IZQUIERDA) PARA DOS FECHAS

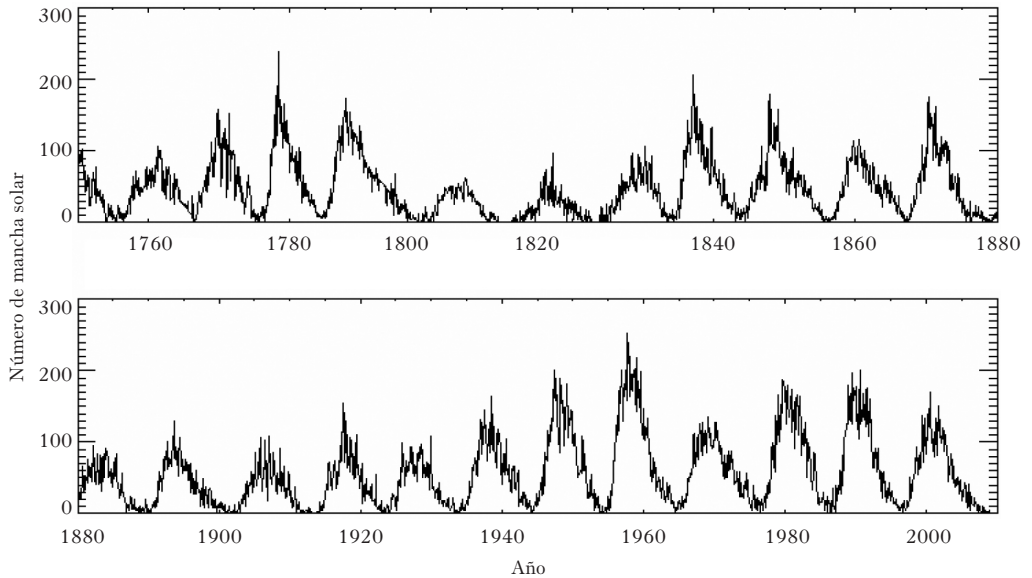


Se muestra un mínimo y un máximo solar coincidentes con la figura 18. Nótese la actividad solar relacionada con cada caso (Soho, 2009). Las manchas solares son islas de magnetismo en la superficie del Sol y son fuente de flamas solares, erupciones masivas de viento solar y de radiación intensa de rayos ultravioleta. Cortesía de la NASA's Earth Observatory.

Sin embargo, se han registrado también otros ciclos de mayor duración y, por ello, de mayor influencia en el clima. Se trata sobre todo del ciclo de Gleissberg, con un periodo de 72 a 83 años, causante del famoso Mínimo de Maunder que, según parece, originó la pequeña edad de hielo (Ahrens, 1988).

La variación de intensidad de estos ciclos es, más o menos, del mismo orden que el de los ciclos de 11 años pero con la diferencia de que se produce en un periodo más dilatado de tiempo suficiente como para ocasionar algunos cambios climáticos apreciables.

FIGURA 16
CICLOS DE MANCHAS SOLARES (HATHAWAY *ET AL.*, 1994)



El cálculo de la variación de la constante solar a través del tiempo se puede calcular mediante la siguiente expresión (Gough, 1981).

$$S = \left[\frac{1}{(1 + 0.4(1 - T))} \right] \quad (23)$$

Donde

$$T = \left[\frac{E_T - E_A}{E_T} \right] \quad (24)$$

E_T es la edad de la Tierra (4,500 Mda \pm 45.5 Mda), E_A es la edad a la cual se le quiere estimar la luminosidad existente (Darlymple, 1991). Realizando los cálculos pertinentes se obtiene que la luminosidad actual del Sol es el 71.4 por ciento que aquella que tenía hace 4,500 millones de años.

Radiación Infrarroja (\bar{I}) y Temperatura (T_s)

Como se ha señalado parte de la radiación que llega a la Tierra es emitida al espacio como radiación infrarroja en longitudes de onda mayores al espectro visible. Esta radiación es de suma importancia pues existe una estrecha correlación entre su valor y la temperatura de la Tierra de tal manera que si nuestro planeta se calienta emitiría más radiación infrarroja al espacio (véase esta dependencia en la ecuación 21). Es en este aspecto donde los gases de invernadero juegan un papel preponderante dado que su presencia inhibe que esta radiación se escape hacia el espacio remitiéndola hacia la Tierra de nuevo incrementando su temperatura por lo que es importante su cuantificación o parametrización dentro de la modelación climática.

Budyko (1969), encontró empíricamente que la radiación que emite la Tierra hacia el espacio (infrarroja, I) es función de la temperatura de ésta y la nubosidad describiendo entonces la relación:

$$I = (A_1 + B_1 T_s) - (A_2 + B_2 T_s)n \quad (25)$$

Donde T_s es la temperatura de la superficie terrestre n la nubosidad, A y B factores de ajuste para ambos hemisferios. El estudio se enfocó sólo a la variación latitudinal sin considerar otros factores que pudieran enmascarar los valores de I . Considerando un promedio de los factores A y B para ambos hemisferios así como manteniendo constante la nubosidad en 0.5 la ecuación 25 se reduce a:

$$I = 216.5 + 1.58 T_s \quad (26)$$

Gutzler y Stone (1986) obtuvieron la relación:

$$\Delta I = 1.83 \Delta T_s \quad (27)$$

La anterior ecuación fue producto de regresiones realizadas utilizando como posibles predictores de la radiación infrarroja a la temperatura superficial promedio, cubierta por nubosidad y altura promedio de nubes; los datos utilizados fueron de varias corridas con el modelo II GISS GCM del Instituto Goddard de la NASA. Sin embargo, el error en predicciones de esta regresión fue de 35 por ciento.

Uno de los factores no considerados en la anterior ecuación es el decremento de la temperatura con la altitud. Derivando regresiones de un escenario climático e incorporándolas a otros, estos autores demostraron que añadiendo la variación de la temperatura con la altitud como un término adicional a la regresión $\left(\frac{\partial T}{\partial Z}\right)$, el error en la predicción de radiación infrarroja se redujo entre 25 y 30 por ciento. Así la regresión que relaciona a la radiación infrarroja con la temperatura y la tasa de variación de ésta con la altura es:

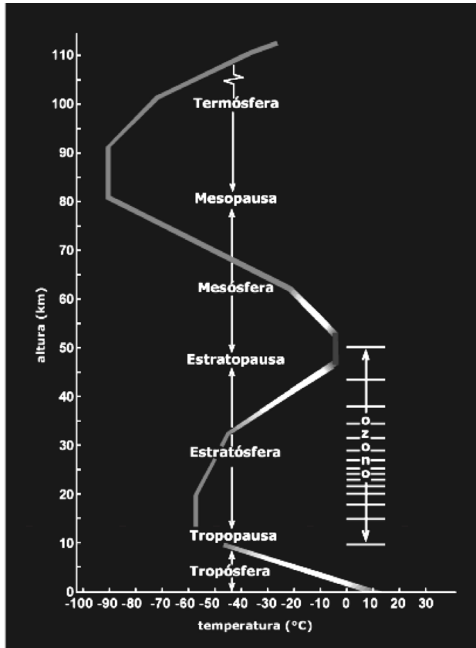
$$\Delta I = 1.68\Delta T_s - 8.02 \left(\frac{\partial T}{\partial Z}\right) \quad (28)$$

Nótese que al incluir la tasa de cambio de la temperatura con la altitud, la dependencia de la temperatura terrestre (T_s) se debilita. Así, parte de la variación latitudinal de la radiación infrarroja se debe al decremento de la temperatura con la altura. La figura 17 muestra la $\frac{\partial T}{\partial Z}$; como se ha mencionado, en los primeros 3 a 5 km de altura se encuentra la capa de nubosidad en la tropósfera lo que afecta la radiación infrarroja que es reemitida hacia la Tierra calentando el ambiente.

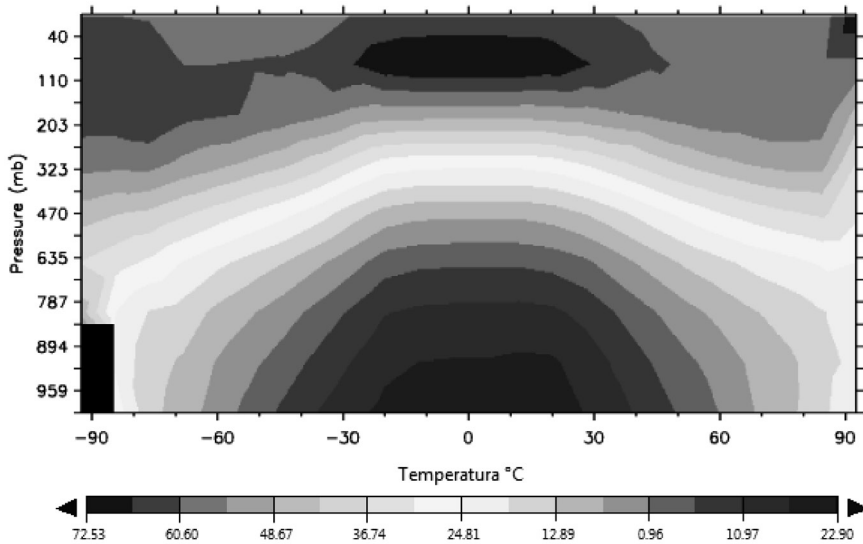
Albedo (α) y la temperatura (T_s)

La parte de la radiación que es reflejada hacia la atmósfera depende primeramente de la composición y el color del objeto; como ya se ha establecido, el parámetro que cuantifica esta capacidad de reflexión se conoce como albedo y en climatología física se denota por α . El albedo es una función de la temperatura, de la latitud y del ángulo de inclinación de los rayos solares; así mientras mayor sea el albedo, significa que la Tierra será más fría, por esta razón a mayor latitud (mayor presencia de hielo o nieve) el albedo es mayor (Sellers, 1969). Este autor propuso la parametrización de α como:

FIGURA 17
 VARIACIÓN DE LA TEMPERATURA CON LA ALTURA
 TEMPERATURA ANUAL (PROMEDIO 2005-2008)



Arriba imagen de Tarbuck y Luttgens, 1999, abajo calculado por los autores con el modelo EdGCM.



$$\alpha = \left\{ \begin{array}{l} \approx 0.25 \text{ para } T_s > 10^\circ\text{C} \\ 0.25 - 0.09(T_s - 10^\circ\text{C}) \text{ para } -29^\circ\text{C} < T_s < 10^\circ\text{C} \\ \approx 0.60 \text{ para } T_s < -29^\circ\text{C} \end{array} \right\} \quad (29)$$

Al introducir la variable latitud ϕ Budyko (1969) propuso la relación explícita de α con ϕ como:

$$\alpha = \left\{ \begin{array}{l} 0.32 \text{ para } \phi < \phi_0 - 10^\circ\text{lat} \\ 0.50 - 0.018(\phi - \phi_0) \text{ para } \phi_0 - 10^\circ < \phi < \phi_0 \\ 0.50 + 0.012(\phi - \phi_0) \text{ para } \phi_0 < \phi < \phi_0 + 10 \\ 0.62 \text{ para } \phi_0 + 10 < \phi \end{array} \right\} \quad (30)$$

Budyko propuso una línea limítrofe (ϕ_0) en la que si la temperatura es de 10° o inferior se tiene nieve o hielo con un α mayor que aquella cercana a los trópicos; así, en la anterior ecuación se puede notar que a medida que la ubicación se acerca a los polos, el albedo es mayor.

Lian y Cess (1997) y Ramanathan *et al.* (1979) establecen que el albedo no solo cambia con la temperatura sino con la latitud aún sin presencia de nieve o hielo; esto por el ángulo de incidencia de los rayos solares (zenit); así el albedo es mayor en donde mayor es el ángulo del zenit. Esto es especialmente importante bajo la presencia de nubosidad siendo mayor el albedo por nubosidad a mayores latitudes (65 por ciento aproximadamente contra 35 por ciento a menores latitudes (Sellers, 1975). Introduciendo este concepto, Gutowski (2008) reparametriza la ecuación de Sellers, como:

$$\alpha = \left\{ \begin{array}{l} \approx b(\phi) \text{ para } T_s > 10^\circ\text{C} \\ b(\phi) - d(\phi) \left(\frac{T_s - 10}{39} \right) \text{ para } -29^\circ\text{C} < T_s < 10^\circ\text{C} \\ b(\phi) + d(\phi) \text{ para } T_s < -29^\circ\text{C} \end{array} \right\} \quad (31)$$

con

$$d = \left\{ \begin{array}{l} 0.30 \text{ para } \phi = 0^\circ \\ 0.15 \text{ para } \phi = 70^\circ \end{array} \right\}$$

El coeficiente empírico $b(\phi)$ depende de la latitud y sus valores se señalan en la tabla 1.

TABLA 1
COEFICIENTE EMPÍRICO B (Φ) DE LA ECUACIÓN DE SELLERS
PARA CALCULAR EL ALBEDO α CONSIDERANDO TEMPERATURA Y LATITUD

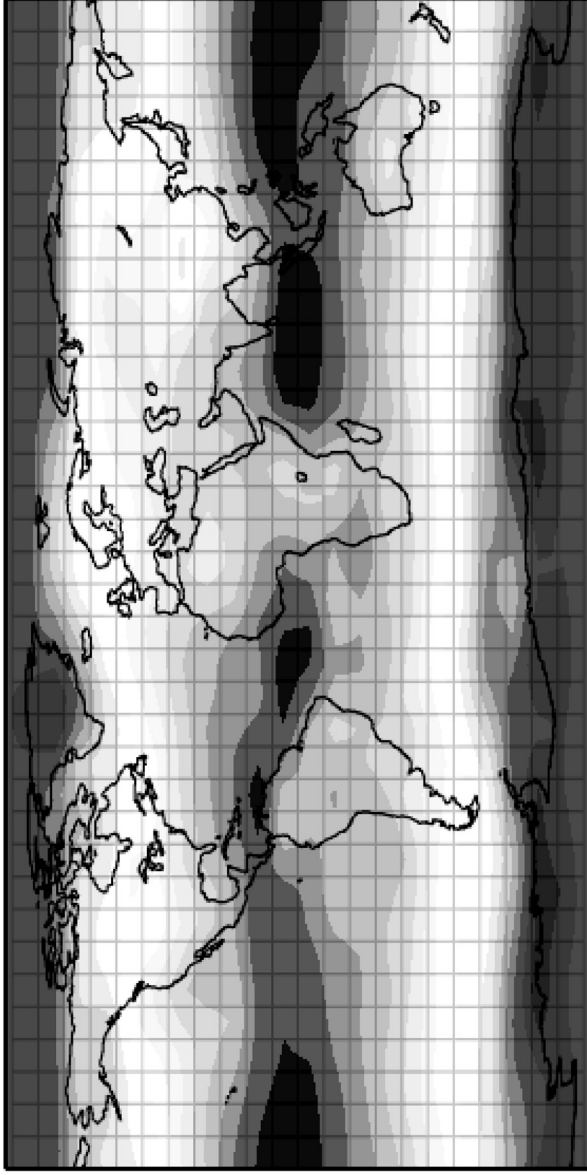
| <i>Lat. Norte</i> | <i>Coeficiente empírico "b"</i> |
|-------------------|---------------------------------|
| 80-90 | 2.924 |
| 70-80 | 2.927 |
| 60-70 | 2.878 |
| 50-60 | 2.891 |
| 40-50 | 2.908 |
| 30-40 | 2.87 |
| 20-30 | 2.826 |
| 10-20 | 2.809 |
| 0-10 | 2.808 |
| <i>Lat. Sur</i> | |
| 0-10 | 2.808 |
| 10-20 | 2.801 |
| 20-30 | 2.798 |
| 30-40 | 2.865 |
| 40-50 | 2.922 |
| 60-70 | 2.937 |
| 70-80 | 2.992 |
| 80-90 | 2.9 |

Fuente: Sellers (1969).

La ecuación 31 reconoce el cambio de α con T_s y con ϕ así, se puede notar el impacto combinado de estas variables en el albedo. Dado que a bajas latitudes gran parte de la radiación solar llega a la superficie por lo que la refracción de ésta es importante; por otro lado, a mayores latitudes, mucha de la radiación solar es reflejada hacia el espacio (inclusive antes de que llegue a la superficie) por lo que la refracción decrece en importancia.

FIGURA 19

VARIACIÓN DEL ALBEDO (α) CON LA LATITUD.
ALBEDO ANUAL (PROMEDIO 1999-2008)



Albedo (por ciento)



Mín.: 14.97

S.Hem.: 33.67

Global: 32.85

N. Hem.: 32.03

Max.: 68.32

Nótese la alta refracción hacia los polos y menor en los trópicos (Generado por los autores con el modelo Ed(6CM)).

Regulación del clima

El equilibrio energético de la radiación solar sobre nuestro planeta, descrito anteriormente para el caso de un cuerpo negro (que absorbe y emite toda la radiación recibida, ecuación 10), genera una Tierra con temperatura promedio de -18°C ; en donde se tienen -3°C de temperatura en el ecuador, -103°C en el polo norte y -123°C en el polo sur (Gill, 1982). Sin embargo, la temperatura promedio de la Tierra es mucho más caliente (26.85°C ; Sellers, 1975) y las diferencias de temperatura entre el ecuador y los polos es mucho más pequeña. La razón de esto es la absorción y remisión de calor de regreso a la Tierra por la atmósfera que provoca así el calentamiento global de la Tierra. También se debe al transporte atmosférico de calor de un área a otra que distribuye la temperatura sobre la Tierra, regulando de esta manera el clima.

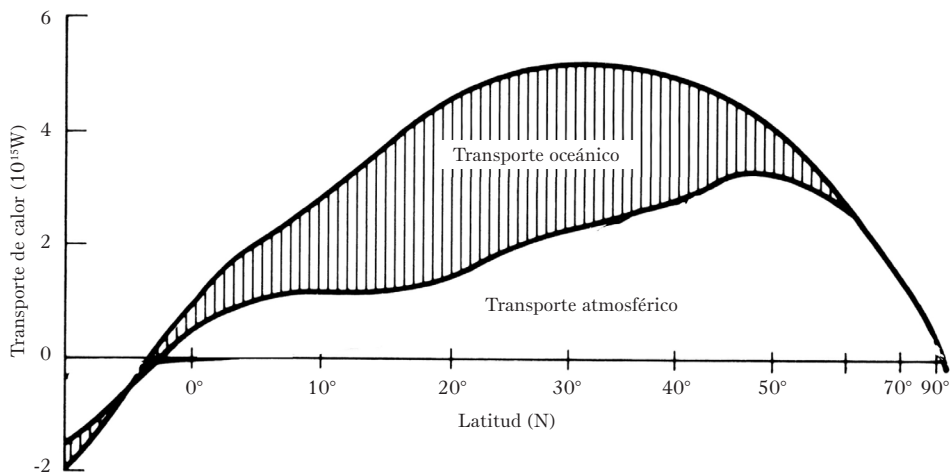
La propiedad de absorción-remisión de calor por la atmósfera fue explicada anteriormente, en donde se expuso que los gases de efecto invernadero presentes en la atmósfera son los responsables de la regulación del clima en la Tierra; el vapor de agua es el gas de efecto invernadero más abundante de la atmósfera que amplifica el efecto de calentamiento de otros gases de efecto invernadero (Guerrero, 1991).

El vapor de agua no sólo es un gas de efecto invernadero que absorbe calor de la radiación solar y lo re-emite hacia la Tierra, sino que también es el portador del calor latente y por tanto constituye el instrumento del transporte atmosférico de calor de un área a otra. Cuando ocurre la evaporación, el calor removido del agua del océano se transfiere al aire de la atmósfera en contacto con la superficie del agua, provocando a su vez un enfriamiento de la superficie del agua en contacto con el aire. Con mayor contenido de vapor de agua en el aire sobre la superficie de agua, se incrementa la remisión de calor sobre la superficie del agua y se calienta el aire que subyace sobre la superficie del agua. Este aire se vuelve entonces más ligero que el aire de las capas superiores de la atmósfera, provocando así una convección ascendente del aire hacia condiciones de baja presión en donde el volumen del vapor de agua se expande y se enfría hasta condensarse; el vapor de agua al condensarse libera el calor al aire en las capas altas de la atmósfera. De esta manera se transporta el calor de las capas inferiores a las capas superiores de la atmósfera.

En el tiempo en que el vapor agua está en la atmósfera, puede ser transportado a grandes distancias horizontales por los vientos. Por lo que la condensación puede producirse a grandes distancia del lugar de su generación. De esta manera el calor (calor latente) es transportado horizontal y verticalmente, contribuyendo a la distribución global del calor de los trópicos a las regiones polares, regulando así el clima y permitiendo con ello la habitabilidad de nuestro planeta.

La figura 20 muestra, para el hemisferio norte, la magnitud del transporte horizontal de calor de los trópicos a las regiones polares. En ella se observa que el océano y la atmósfera tienen el mismo grado de importancia en el transporte de calor de las latitudes bajas a las latitudes altas del planeta. Es decir, la mitad de la regulación del clima la controla la atmósfera, la otra mitad la controla el océano.

FIGURA 20
TRANSFERENCIA DE CALOR EN EL HEMISFERIO NORTE



Fuente: Adaptada de Vonder Haar y Oort (1973).

El rol del océano como regulador del clima

De las cuatro componentes del sistema climático (la atmósfera, los océanos, el suelo de la Tierra y las placas de hielo), los océanos son los de mayor capacidad calorífica específica (tabla 2). Debido a esta capacidad de almacenar calor, los

cambios de temperatura en la superficie del océano son mucho menores que en la superficie de la Tierra. De hecho, en ecosistemas terrestres húmedos los cambios de temperatura del día y de la noche son moderados, mientras que en aquellos ecosistemas secos, durante el día se generan temperaturas altas como respuesta al calentamiento del terreno y, durante la noche, se presentan temperaturas bajas como respuesta a la pérdida rápida del calor.

TABLA 2
CAPACIDAD CALORÍFICA ESPECÍFICA (C_p) DE LOS COMPONENTES
DEL SISTEMA CLIMÁTICO; VALORES APROXIMADOS

| <i>Componente</i> | c_p ($J kg^{-1} °K^{-1}$) |
|--------------------|----------------------------------|
| Atmósfera | 1,000 |
| Océano | 4,000 |
| Suelo de la Tierra | 800 |
| Placas de hielo | 2,000 |

Asimismo, la diferencia de masas entre el aire de la atmósfera y el agua de los océanos, implica también gran diferencia en la capacidad calorífica específica, *v.gr.*, con cuatro veces más calor específico de los océanos que la atmósfera, el calor requerido para elevar la temperatura de toda la atmósfera en 1 °K es equivalente al requerido para el mismo incremento de la temperatura de una capa del océano de tan sólo 2.5 m de espesor (Gill, 1982).

La gran capacidad calorífica de los océanos es de gran importancia también para regular los cambios estacionales; el exceso de calor ganado durante el verano es almacenado en los primeros 100 m de profundidad de los océanos y es regresado a la atmósfera durante el invierno. Asimismo, el almacenamiento termal de los océanos es de importancia a escalas de tiempo más largas, por lo que resulta importante para la regulación de las variaciones climáticas (Bigg *et al.*, 2003).

Por otra parte, se explicó anteriormente que los gases de efecto invernadero presentes en la atmósfera también son responsables de regular el clima en la tierra. La mayoría de los gases que constituyen la atmósfera se encuentran disueltos y en mayor volumen en el agua del océano, *v.gr.*, existe un volumen de

CO₂ disuelto en el océano equivalente al contenido de CO₂ en 18 atmósferas. Por lo que la composición de los gases de efecto invernadero en la atmósfera, se encuentra controlado por la evaporación (en las regiones cálidas) y la absorción (en las regiones frías) de los gases del océano a la atmósfera. Esto hace del océano una componente fundamental para la regulación del clima en la Tierra.

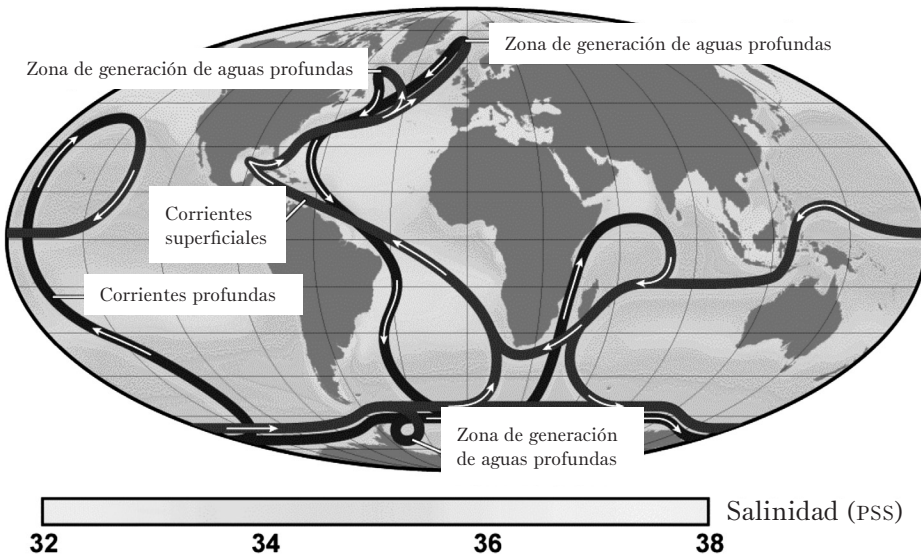
En la interacción acoplada atmósfera-océano, además de la transferencia de calor, humedad y gases, también se transfiere *momentum*. Al soplar el viento sobre el océano se ejerce un esfuerzo (fuerza de fricción) sobre la superficie del agua que se transmite al interior de la columna de agua hasta disiparse. Esta transferencia de *momentum* se manifiesta al imprimirse movimiento a la superficie del agua y pasar a formar parte de las corrientes superficiales del océano. Las corrientes a su vez son el vínculo advectivo que transportan temperatura de una región a otra en el océano, contribuyendo de esta manera a la distribución del calor alrededor del planeta.

La circulación oceánica responsable de la distribución de calor y humedad

El elemento fundamental de la componente océano del sistema climático lo constituye la celda de circulación oceánica que distribuye una gran cantidad de humedad, calor y gases alrededor del planeta (figura 21). La celda de circulación oceánica es el principal mecanismo advectivo con que cuenta el océano para compensar el desbalance de la radiación solar sobre la superficie de la Tierra, ejerciendo de esta manera una gran influencia en la regulación del clima en nuestro planeta (Stocker *et al.*, 2001).

La celda de circulación oceánica presenta zonas de generación de aguas profundas, principalmente en el Atlántico Norte y otra alrededor del Antártico. En estas zonas hay hundimiento de aguas superficiales más densas que son inicialmente generadas en los trópicos, por la remoción de calor y el incremento de salinidad, a consecuencia de la evaporación; luego son enfriadas a lo largo de su trayectoria hacia las zonas polares del Atlántico Norte. Si la densidad alcanzada de las aguas superficiales es mayor que la densidad del interior de la columna del agua, el hundimiento prosigue hasta el fondo y de allí se extiende

FIGURA 21
LA CELDA DE CIRCULACIÓN OCEÁNICA



La celda de circulación oceánica. Las corrientes superficiales están en sentido a las manecillas del reloj (Océano Atlántico) mientras que las corrientes profundas en sentido contrario a las manecillas del reloj (Océano Atlántico); se indican también las zonas de generación de masas de agua profundas. La salinidad corresponde a la superficie del Océano y está expresada en unidades prácticas de salinidad (PSS).

sobre el fondo de los océanos, reemplazando y forzando las aguas del fondo, hundidas anteriormente, hacia la superficie. Esta parte de la circulación de la celda oceánica es de tipo termohalino toda vez que la densidad del agua es controlada tanto por enfriamiento como por incremento en la salinidad. El circuito de la celda de circulación oceánica se completa con el sistema de corrientes superficiales que son inducidas por el esfuerzo de fricción del viento que sopla sobre la superficie del océano y que transportan las aguas nuevamente hacia las zonas polares de hundimiento.

El tránsito de las masas de aguas superficiales permite enfriar o calentar el aire, e indirectamente la región de la tierra donde el viento sopla, regulando de esta manera el clima. Por ejemplo, las masas de agua cálidas y de altas salinidades superficiales del Caribe, Golfo de México y del Atlántico Ecuatorial,

son conducidas por la Corriente del Golfo hacia el Atlántico Norte. La Corriente del Golfo transporta calor del Atlántico subtropical al Atlántico Norte; en su trayectoria hacia el norte, absorbe calor y evapora agua haciéndose cada vez más salina. Al sur de Groenlandia las aguas de la corriente se hunden por gravedad (por su alta salinidad). Estas aguas fluyen por el fondo pasando por el Caribe y el Ecuador, hasta alcanzar el Atlántico Sur; luego hacia el Océano Índico y hasta el Pacífico; eventualmente el agua se mezcla con masas de agua más cálidas y regresa al Atlántico para cerrar la celda de circulación oceánica.

El flujo de masas de agua profunda sobre el fondo del Atlántico, con altas concentraciones de salinidad, produce que las aguas del Atlántico sean más saladas que del Pacífico. Adicionalmente, el flujo de humedad (vapor de agua) del Atlántico al Pacífico, a través del Istmo de Panamá, por los vientos Alisios, genera lluvias sobre el Pacífico, contribuyendo a la formación de aguas menos saladas en el Pacífico. El equilibrio de estos flujos de calor y humedad, conllevan al establecimiento de las condiciones climáticas actuales sobre la superficie de la tierra. Un desajuste en estos flujos repercute, por lo tanto, en cambios climáticos globales.

Desbalance de flujos y su repercusión en el cambio climático

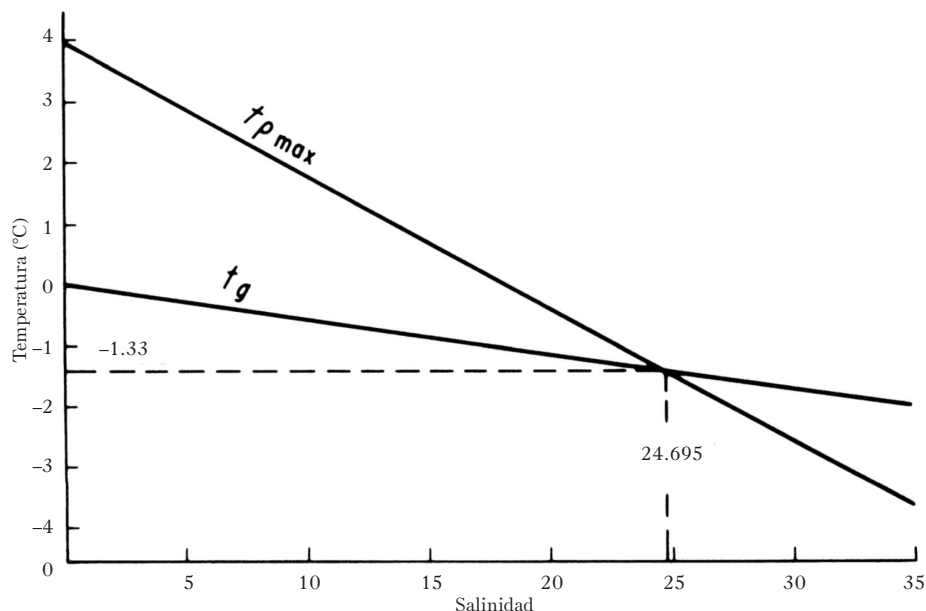
Un pequeño cambio en alguno de los flujos de calor, humedad o gases en el océano puede producir enormes cambios climáticos en el planeta. Como por ejemplo, la reducción en la salinidad superficial del Atlántico Norte, que controla la extensión de los hielos marinos, podría iniciar un nuevo periodo de glaciación (Weyl, 1972). La reducción en la salinidad superficial podría ser el resultado de un pequeño, pero persistente, cambio de presión atmosférica sobre el Caribe que generará una reducción en la transferencia de humedad (vapor de agua) del Atlántico al Pacífico a través del Istmo de Panamá conducida por los vientos Alisios.

La formación de los hielos marinos en el mar de Groenlandia y Noruega está controlada principalmente por la distribución vertical de salinidad (Weyl, 1968). En el Oeste, frente a las costas del continente Americano, la

existencia de una capa superficial delgada de baja salinidad, promueve la formación extensiva de hielo marino, dado que el agua dulce se congela a una temperatura de 0°C , para condiciones de presión atmosférica, mientras que el agua salada (35 pss) alcanza su punto de congelación alrededor de los -2°C (figura 22); además el agua dulce es menos densa que el agua marina y por lo tanto la capa superficial permanece en la superficie sin mezclarse con el agua salada profunda. Por otra parte, en el este del Atlántico Norte, frente a las costas del continente europeo, la columna de agua presenta salinidades casi uniformes, lo que hace que a medida que se enfría el agua superficial, se genere convención por hundimiento de agua más densa y por lo tanto la formación de hielo se ve limitada hasta que toda la columna de agua alcance su punto de congelación. En el caso de presentarse una reducción en la advección de agua salada del sur hacia la región polar del Atlántico, la salinidad del Atlántico Norte se volvería más dulce y promovería la formación extensiva de hielo. Esta formación de hielo, a su vez, generaría enfriamiento global, toda vez que se presentara mayor albedo y porque el hielo cubriría el océano impidiendo el intercambio de calor océano-atmósfera, *i.e.*, se interrumpiría también el transporte de calor del sur al norte.

Por otra parte, la reducción en la salinidad superficial del Atlántico Norte impide el hundimiento de las aguas, poniendo en riesgo de rompimiento a la celda de circulación oceánica. La reducción en la salinidad superficial podría ser el resultado de los deshielos del Ártico generado por el calentamiento global a la respuesta del efecto invernadero por el incremento de CO_2 en la atmósfera. En un estudio reciente, Gregory *et al.* (2005) compararon resultados de simulaciones numéricas del comportamiento de la celda de circulación oceánica, en el Atlántico Norte, en respuesta al calentamiento global. En todos los casos analizados, simulados con diferentes modelos de circulación global, no se produjo rompimiento de la celda de circulación oceánica; sólo se observó una moderación en la magnitud de los flujos. Sin embargo, estudios paleoclimáticos describen evidencias que sugieren fluctuaciones de la celda de circulación oceánica (Oppo y Fairbanks, 1990).

FIGURA 22
 TEMPERATURA DE MÁXIMA DENSIDAD ($T_{\rho MAX}$) Y TEMPERATURA DEL PUNTO
 DE CONGELACIÓN (T_g) PARA EL AGUA MARINA DE DIFERENTE SALINIDAD

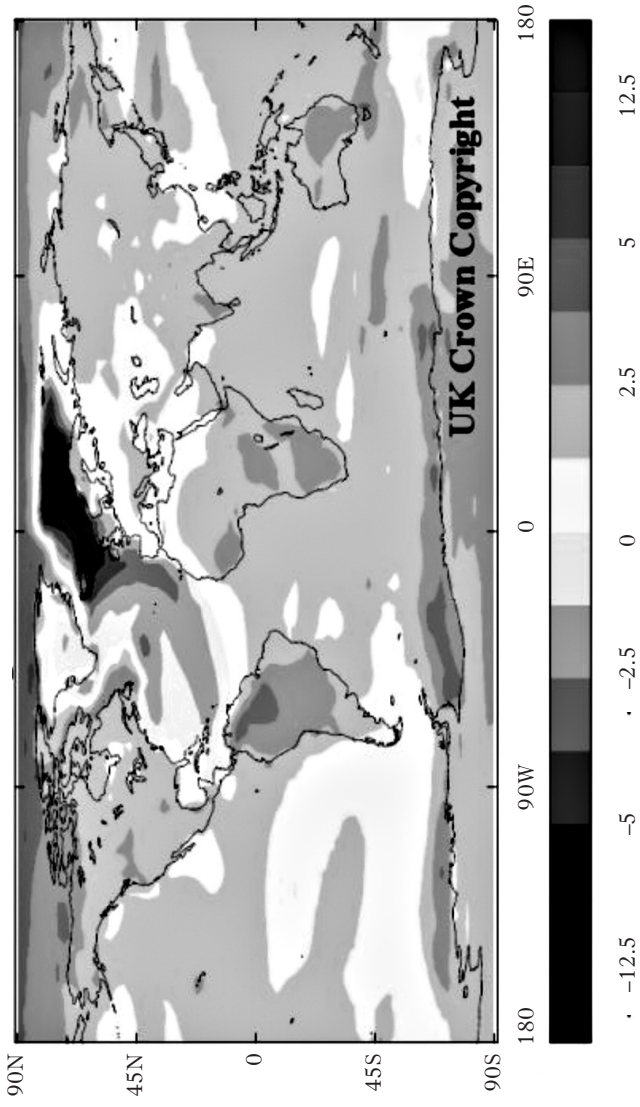


Neumann y Pierson (1966).

Si en el 2050 ocurriera el escenario extremo del rompimiento de la celda de circulación oceánica por la interrupción del hundimiento de las aguas en Atlántico Norte, generado por el calentamiento global a la respuesta del efecto invernadero por el incremento de CO_2 en la atmósfera, las simulaciones numéricas realizadas por Wood *et al.* (2003) con modelos climáticos, muestran un posible enfriamiento de $1^\circ C$ en la costa del Caribe Mexicano y un calentamiento de un $1^\circ C$ en la costa del Golfo de México y sobre la Península de Yucatán; el resto del interior de la República el calentamiento sería de $2^\circ C$ (figura 23). El enfriamiento más marcado se presentaría en el Atlántico Norte, con casi $12^\circ C$ al norte de Noruega y de 1 a $3^\circ C$ en Inglaterra y la Península de Escandinavia; en Europa Central y las demás áreas alejadas del Atlántico Norte, se presentaría un ligero calentamiento.

FIGURA 23

CAMBIO DE TEMPERATURA ANUAL SIMULADO PARA EL CALENTAMIENTO GLOBAL A LA RESPUESTA DEL EFECTO INVERNADERO POR EL INCREMENTO DE CO₂ EN LA ATMÓSFERA Y CONSIDERANDO QUE EXISTE ROMPIMIENTO DE LA CELDA DE CIRCULACIÓN OCEÁNICA POR LA INTERRUPCIÓN DEL HUNDIMIENTO DE LAS AGUAS EN ATLÁNTICO NORTE



Fuente: Wood *et al.* (2003).

Modelación climática

Mediante la simulación de procesos se pueden obtener conclusiones relativas al comportamiento de un sistema por medio del estudio de un modelo cuya relación causa-efecto es la misma la del sistema original. Así, la simulación se circunscribe al desarrollo y uso de modelos que describen el comportamiento de un sistema (Sánchez, 2005).

Muchos modelos han sido desarrollados para auxiliar a los tomadores de decisiones a entender la operación de diversos sistemas y proveer un pronóstico del comportamiento futuro bajo ciertas condiciones de manejo (Sánchez, 2005); tal pronóstico puede realizarse con respecto a tiempo real (pronóstico, comúnmente asociado con la reconstrucción del pasado) o sin ningún tiempo específico de referencia (predicción, a menudo asociado con la construcción del futuro) (Wilks, 1995). Esta jerarquización ubica al problema en el tiempo, mientras que una segunda jerarquización sería ubicar al problema en el espacio al considerar la variabilidad espacial y la regionalización. En hidrología, las relaciones matemáticas que describen a un fenómeno son frecuentemente dependientes de la escala en el sentido de que diversas relaciones se manifiestan en diversas escalas de espacio y tiempo. La ciencia se ocupa actualmente de identificar y formular relaciones apropiadas a las escalas de interés práctico, probarlas experimentalmente y buscar conexiones analíticas consistentes entre estas relaciones y otras a diferentes escalas.

Los modelos climáticos son una herramienta esencial para entender el clima actual y su variabilidad. El clima es quizá el factor natural más difícil de modelar debido a las enormes variaciones en espacio y tiempo de las variables que lo definen. Estas fluctuaciones resultan de las interacciones entre el océano, la atmósfera, la tierra y la capa cubierta de hielo de ésta, así como de los cambios en el balance de energía que resultan de las erupciones volcánicas y la variación en la intensidad de los rayos solares (Prager y Earle, 2001).

MODELOS DE CIRCULACIÓN GENERAL (GCM)

Los modelos numéricos GCM que representan procesos físicos en la atmósfera y el océano constituyen las herramientas fundamentales para simular la respuesta del sistema climático global al incremento en las concentraciones de los gases de efecto de invernadero. Estos modelos junto con modelos que simulan los procesos de los hielos marinos, así como los que incorporan componentes del sistema terrestre, forman los modelos numéricos acoplados más avanzados para simular el cambio climático en nuestro planeta. Con la aplicación de técnicas de reducción de escala (*downscaling*), a los resultados de las simulaciones de los modelos climáticos globales, se tiene el potencial de proveer estimaciones consistentes geográficamente y físicamente de los cambios climáticos regionales que se requieren en los estudios de impacto.

TABLA 3
ECUACIONES FUNDAMENTALES RESUELTAS EN LOS MODELOS DE CIRCULACIÓN GENERAL

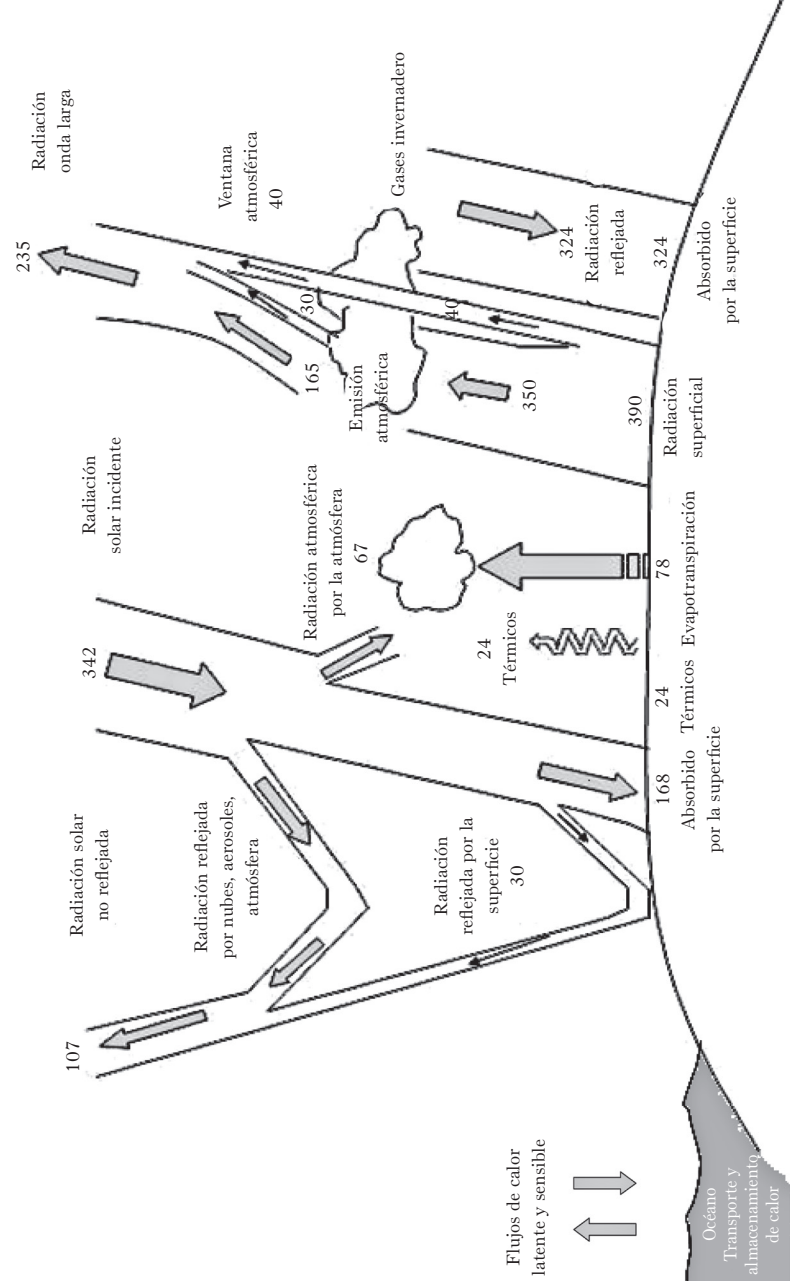
| <i>Ley</i> | <i>Definición</i> |
|---|--|
| Conservación de energía | Primera ley de la termodinámica: Energía entrante = incremento en la energía interna + trabajo realizado |
| Conservación de <i>momentum</i> | Segunda ley de movimiento de Newton (Fuerza = masa × aceleración) |
| Conservación de masa | Ecuación de continuidad (La suma de los gradientes del producto de densidad y velocidad en las tres direcciones ortogonales es = 0) |
| Ley del gas ideal | Una aproximación a la ecuación de estado del aire (Presión × volumen = constante de los gases × la temperatura absoluta) |
| Conservación de sal y de temperatura | Ecuación de transporte de sustancias disueltas y en suspensión en el agua que permiten, en el caso de la salinidad y la temperatura en el océano, completar la ecuación de estado del agua |
| Conservación de energía cinética turbulenta | Ecuación de transporte de energía cinética turbulenta que permite, en el caso del océano, establecer las condiciones de cerradura de turbulencia de segundo y medio momento para los coeficientes verticales de mezcla |

Fuente: Adaptada de Sellers (1978).

Los modelos de circulación general están constituidos por sistemas de ecuaciones diferenciales derivadas de las leyes básicas de la física (*v.gr.*, el movimiento de los fluidos), de la química y algunas veces de la biología (tabla 3) que describen la circulación global de la atmósfera y el océano. La ecuación de movimiento la describe la ecuación de *Navier-Stokes* para un sistema rotatorio en coordenadas esféricas, con términos termodinámicos que involucran varios componentes de energía (radiación, calor latente). Estas ecuaciones son resueltas en super computadoras con capacidad de procesamiento y almacenamiento mucho más allá de una computadora personal.

Los principales componentes de un modelo de circulación general son aquellos que representan la dinámica atmosférica y la oceánica, incluyendo las interacciones radiación Solar-Tierra y atmósfera-océano. Los cálculos dinámicos ayudan a definir la circulación general de la atmósfera y del océano, así como a menor escala las circulaciones turbulentas de pequeña escala “eddy” como los sistemas de tormentas mismos que controlan mucho el clima tropical y de latitudes medias. Los cálculos de la radiación determinan el balance de energía en la Tierra por medio de la evaluación entre radiación absorbida y reflejada por la superficie, la atmósfera y el océano, considerando también el almacenamiento de calor en el océano, su transferencia a la atmósfera y la dispersión y reflexión de energía térmica de regreso al espacio. Los cálculos en un GCM deben considerar, en su componente atmosférica, el grosor de las nubes así como su distribución (horizontal y vertical), las condiciones de la superficie (Tierra, océano, topografía, tipos de vegetación y cubierta de nieve y hielo) también deben de considerar la presencia de gases de invernadero así como aerosoles (figura 24). Por otra parte, los cálculos de la componente oceánica deben considerar tanto la evaporación como el flujo de calor sensible.

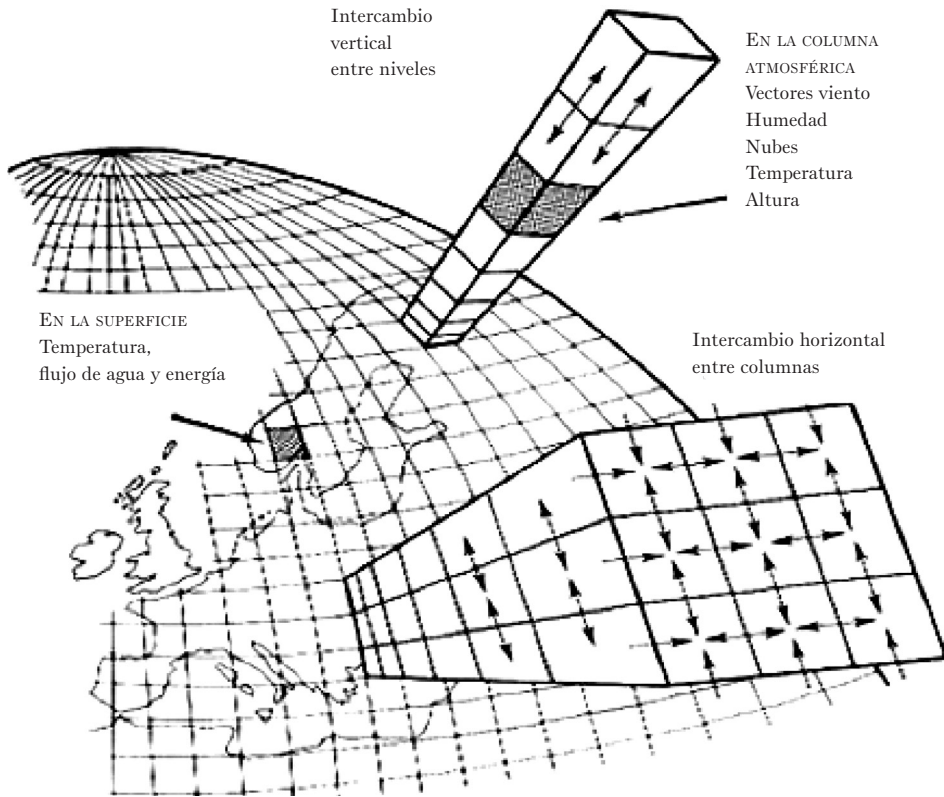
FIGURA 24
 VARIABLES DEL BALANCE DE ENERGÍA Y CONSIDERADAS EN LOS MODELOS ATMOSFÉRICOS DE CIRCULACIÓN GENERAL



Los valores están expresados en Watts.m⁻². Adaptado de Kiehl y Trenberth (1997).

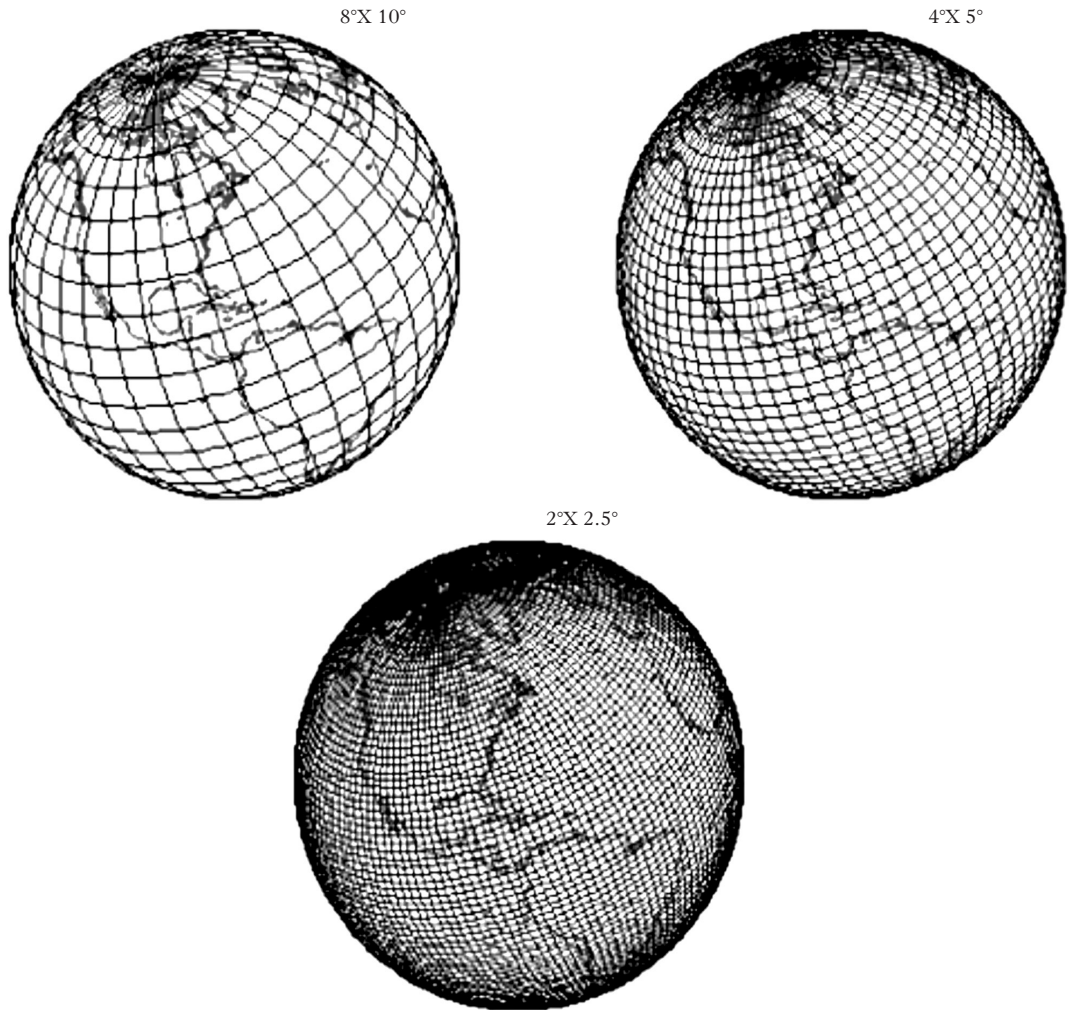
Los modelos GCM describen el clima disgregando el globo en una malla cuya finura depende de la resolución del modelo (figuras 25 y 26).

FIGURA 25
 PROCESOS EN LOS MODELOS DE CIRCULACIÓN GENERAL



Fuente: Sellers (1978).

FIGURA 26
DISTINTAS RESOLUCIONES DE LOS MODELOS DE CIRCULACIÓN GENERAL



Los modelos de circulación general existen en dos versiones: modelos atmosféricos de circulación general (AGCM) y modelos oceánicos de circulación general (OGCM). En un AGCM, se simula la circulación de la atmósfera en donde los flujos de transferencia de calor latente, humedad y gases del océano a la atmósfera son incorporados a través de las condiciones de frontera predeterminadas en la interface aire-agua. Del mismo modo, en un OGCM se simula la circulación del océano en donde los flujos de radiación incidente sobre la superficie del océano, al igual que otras variables atmosféricas como los vientos, son incorporados a través de las condiciones de frontera predeterminadas en la superficie del agua.

Entre las dos versiones de los GCM, existen diferentes variaciones de los modelos que responden a los procesos climatológicos en estudio. Los hay que resuelven las ecuaciones primitivas (*i.e.*, ecuación de *Navier-Stokes*) hasta los *cuasi-geostroáficos*, con resolución vertical en capas (o niveles), de cobertura regional hasta global, de solución en el dominio del tiempo hasta en el dominio de la frecuencia, con programación vectorizada de un solo procesador hasta programación en paralelo de múltiples procesadores, los bien y hasta los mal documentados. Existe información disponible de los modelos de circulación general vía internet (por ejemplo, http://stommel.tamu.edu/~baum/ocean_models.html; última visita: julio 13 de 2010); en algunos casos la información incluye el código fuente del programa. La tabla 4 refiere algunos de los GCM.

TABLA 4
ALGUNOS MODELOS DE CIRCULACIÓN GENERAL EMPLEADOS
PARA SIMULAR PROCESOS CLIMATOLÓGICOS

| <i>Modelo</i> | <i>Descripción</i> |
|--|--|
| <i>OGCM</i> | |
| COCO (<i>CCSR Ocean Component Model</i>); Japón | Resuelve las ecuaciones primitivas de movimiento en coordenadas esféricas considerando la aproximación hidrostática y la de Boussinesq; en la vertical utiliza coordenadas batimétricas (σ) y geopotenciales (z). |

TABLA 4 (Continuación)

| Modelo | Descripción |
|--|---|
| OGCM | |
| ECOM (<i>Estuarine, Coastal and Ocean Model</i>); Estados Unidos | Modelo hidrodinámico 3D en diferencias finitas y niveles (σ) múltiples en la vertical que resuelve la ecuación de movimiento para fluctuaciones instantáneas usando cerraduras de turbulencia de segundo y medio momento; utiliza coordenadas curvilíneas ortogonales en la horizontal. Incorpora los efectos de fricción en el fondo, descargas laterales de ríos y forzamientos por fluctuaciones del nivel del mar y densidad por temperatura y salinidad en el mar abierto, forzamiento local y remoto del viento, de la presión atmosférica y de la boyanza por calor y salinidad en la superficie del agua. Está basado en el <i>Princeton Ocean Model</i> (POM) desarrollado por Blumberg y Mellor (1987), pero implementado principalmente por Blumberg y otros investigadores, entre ellos Gomez-Reyes quien implementó las ecuaciones de transporte de sal y temperatura con el algoritmo de Smolarkiewicz para los términos advectivos, el cual evita las oscilaciones y reduce la difusión numérica en las concentraciones (Gomez-Reyes y Blumberg, 1995). |
| GFDL-MOM (<i>Geophysical Fluid Dynamic Laboratory Modular Ocean Model</i>); Estados Unidos | Resuelve las ecuaciones primitivas de movimiento considerando la aproximación de Boussinesq, con opciones de coordenadas isobáricas (p) y geopotenciales (z) en la vertical. |
| GOLD (<i>Generalized Ocean Layer Dynamics</i>); Estados Unidos | Modelo de coordenadas híbridas en la vertical: geopotenciales (z), batimétricas (σ), capa de isopícnas e isopícnas continuas (ρ). |
| HADGOM (<i>United Kingdom Hadley Centre for Climate Prediction and Research Global Ocean Model</i>); Inglaterra | Resuelve las ecuaciones primitivas de movimiento como en el modelo Bryan-Cox. La resolución espacial es de $1.25^\circ \times 1.25^\circ$; con 20 niveles en la vertical. El coeficiente vertical de mezcla es parametrizado con el esquema de Kraus-Turner. La conservación de sal considera la descarga de agua dulce por los ríos, formación de hielos marinos y la acumulación de nieve sobre los hielos. |
| HIM (<i>Hallberg Isopycnal Model</i>); Estados Unidos | Modelo de capas de isopícnas que emplea algoritmos para eliminar la difusión numérica de flujos de calor. |
| HOPE (<i>The Hamburg Ocean Primitive Equation Model</i>); Alemania | Modelo hidrodinámico 3D en coordenadas geopotenciales (z) que se fuerza en la superficie libre a través de flujo de calor solar, esfuerzo del viento y precipitación. La componente barotrópica se resuelve implícitamente, mientras que la baroclínica de manera explícita. |

| Modelo | Descripción |
|--|--|
| <i>OGCM</i> | |
| HYCOM (<i>Hybrid Coordinate Ocean Model</i>); Estados Unidos | Utiliza coordenadas isopícnas (ρ) en el océano abierto estratificado, batimétricas (σ) en zonas costeras y geopotenciales (z) en la capa superior de mezcla o en mares no estratificados. Esto permite modelar tanto el océano abierto como las zonas costeras con la resolución vertical deseada sin menoscabo de la profundidad o de las condiciones de estratificación. |
| NERSC (<i>National Energy Research Scientific Computer Center</i>); Estados Unidos | Modelo de alta resolución ($1/2^\circ \times 1/2^\circ$) con topografía y geografía global que incluye el transporte de calor y de sal. |
| OPA8 (<i>Ocean PARallelise</i>); Francia | Modelo hidrodinámico 3D que resuelve las ecuaciones primitivas de movimiento considerando varias opciones de cerradura para los términos turbulentos verticales, <i>v.gr.</i> , cerradura turbulenta de 1.5, parametrización del coeficiente de viscosidad de Eddy a través del campo de velocidad. |
| POP2 (<i>Parallel Ocean Program</i>); Estados Unidos | Modelo hidrodinámico 3D que resuelve las ecuaciones primitivas de movimiento en una esfera considerando la aproximación hidrostática y la de Boussinesq. |
| <i>AGCM</i> | |
| AGCM3 (<i>Atmospheric Global Circulation Model of the Third Generation</i>); Canadá | El dominio en la atmósfera comprende 32 capas, desde la superficie de la Tierra hasta la estratósfera. Incluye procesos del sistema terrestre con 3 capas de suelo y una de hielo; resuelve también para la humedad líquida y sólida en suelos. |
| AM2.0; AM2.1 (<i>Athmospheric Model</i>); Estados Unidos | Resuelve la ecuación de movimiento en coordenadas polares y geopotenciales (z) en la vertical, considerando aproximación hidrostática. La versión 2.1 utiliza el método de volúmenes finitos que le permite considerar cambios en el patrón del esfuerzo del viento, así como ajustar la radiación reflejada por la atmósfera dado que le permite definir el grosor de las nubes. |
| ARPEGE-CLIMAT (<i>Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle</i> , versión climática francesa); Francia | Modelo atmosférico global que calcula los términos de radiación en la columna de aire. Requiere información de los perfiles verticales de temperatura, humedad y nubes. |
| CAM3 (<i>Community Atmosphere Model</i>); Estados Unidos | Modelo atmosférico de resolución horizontal en 128 (longitud) \times 60 (latitud) puntos; la resolución vertical consiste de 26 niveles. Utiliza un sistema de coordenadas topográficas (σ) sobre la superficie de la Tierra y coordenadas isobáricas (p) en la parte superior de la atmósfera. |

TABLA 4 (Continuación)

| Modelo | Descripción |
|---|---|
| AGCM | |
| CCSR/NIES/FRCGC (Center for Climate System Research / National Institute of Environmental Studies / Frontier Research Center for Global Change); Japón | Resuelve las ecuaciones primitivas de movimiento en coordenadas esféricas y batimétricas (σ) en la vertical. Incluye el transporte de aerosoles y flujo convectivo de nubes. Su resolución es de $5.6^\circ \times 5.6^\circ$ con 20 niveles en la vertical. |
| Echam4, ECHAM5 (European Centre for Medium Range Weather Forecasts; implementaciones en Hamburg); Alemania | Modelo de coordenadas verticales híbridas (σ - p) con 19 niveles. Resuelve para las variables atmosféricas de vorticidad, divergencia, presión, humedad específica, temperatura y razón de mezcla de nubes. |
| Hadam (United Kingdom Hadley Centre for Climate Prediction and Research Atmospheric Model); Inglaterra | Modelo hidrostático de coordenadas híbridas que utiliza el esquema Euleriano para la advección, con resolución de 2.5° (latitud) \times 3.75° (longitud) y 19 niveles verticales. Resuelve para las variables atmosféricas de humedad total, precipitación y temperatura potencial. |
| LMNZ (Laboratoire de Météorologie Dynamique, versión Zoom); Francia | Resuelve las ecuaciones primitivas del movimiento utilizando diferencias finitas. El esquema numérico conserva entropía del flujo barotrópico y momento angular. En la vertical utiliza tanto coordenadas batimétricas (σ) como coordenadas isobáricas (p). Se ha utilizado también para simular la circulación atmosférica global del planeta Marte y de Titania. |
| MRI/JMA98 (Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency); Japón | La resolución vertical consiste de 30 capas en coordenadas batimétricas (σ) e isobáricas (p). Incluye la absorción de CH_4 y N_2O además de H_2O , CO_2 y O_3 . Considera el efecto de humedad en la concentración de distribución de aerosoles. |

MODELO ATMOSFÉRICO DE CIRCULACIÓN GENERAL

Modelo Educativo de Clima Global: EdGCM

Un modelo de circulación atmosférica general de amplio uso para salones de clase es el EdGCM, el cual fue desarrollado por la NASA en el Instituto Goddard para Estudios del Espacio (NASA/GISS) y es una versión actualizada del modelo GISS II descrito en Hansen *et al.* (1983). El modelo tridimensional se conoce como Modelo

Climático Global de Punto-Malla (GCM) que divide a la atmósfera en una malla de 7,776 celdas en donde cada columna horizontal corresponde a 8° de latitud y 10° de longitud con nueve capas verticales. El EdGCM resuelve numéricamente ecuaciones físicas fundamentales que describen: conservación de la masa, energía, momentum y humedad en cada celda tomando en consideración el transporte que ocurre entre celdas. Posteriormente utiliza la ley del gas ideal para relacionar presión con temperatura que son dos de las más importantes variables climáticas. También utiliza parametrizaciones fundamentadas en datos o hipótesis físicas simplificadas para calcular aspectos que no consideran las ecuaciones fundamentales o que ocurren a escalas espaciales más finas que aquéllas que considera el modelo. Una descripción detallada de las aproximaciones numéricas para resolver estas ecuaciones puede ser encontrada en Hansen *et al.*, 1983 y Hansen *et al.*, 2005. Los GCMs han evolucionado de acuerdo a las capacidades de computo y conocimiento actuales, de tal forma que hay modelos que tienen resoluciones espaciales hasta de $2^\circ \times 1.5^\circ$. Sin embargo, el EdGCM tiene una resolución espacial muy burda, de $8^\circ \times 10^\circ$ porque es un modelo educacional que se puede correr en computadoras de escritorio. Este modelo puede bajarse libremente de: <http://edgcm.columbia.edu/>.

Condiciones iniciales y de frontera del modelo

El uso de modelos de simulación en general requiere de las especificaciones bajo las cuales el modelo será usado; coloquialmente éstas se denominan “condiciones iniciales” y “condiciones de frontera” (Sánchez, 2005; Gottfried, 1984; Azarnag y Dunna, 1996) que definen una solución particular de las ecuaciones que se incorporan en el modelo. Así, estas condiciones definen el estado inicial de todos los factores que considera el modelo. Específicamente las condiciones iniciales son establecidas al inicio de la simulación pero éstas pueden cambiar en la medida que la simulación avanza (temperatura, humedad, velocidad del viento, etcétera). Por otro lado, las condiciones de frontera del modelo permanecen fijas (topografía, distribución de vegetación, etcétera). Las condiciones de frontera deben ser lo más realista posible y apropiadas para el tipo de simulación deseada. En el modelo EdCGM la condición de frontera más importante es la Temperatura Superficial del Mar (SST, por sus siglas en inglés)

dato que este valor afecta directamente los flujos de humedad y energía. A la par de proveer al modelo con esta información, también se debe alimentar con la distribución geográfica y estacional de SST.

Para generar los mapas de las figuras 27 a 31 las condiciones iniciales y de frontera impuestas al modelo EdCGM fueron:

$\text{CO}_2 = 314.9$ ppm (cantidad de ese gas que existía en 1958), con un incremento lineal de 0.5 ppm por año desde 1959 hasta el 2000. Posterior a esta fecha se adicionó 1 ppm por año a partir del 2000 y hasta el 2100. Este incremento exponencial provoca que se duplique la cantidad que existía de CO_2 en el año 1958 en el año 2062. Los demás gases se mantuvieron constantes en las cantidades que existían en 1958 (se toma ese año de punto de partida porque fue cuando se contabilizaron por primera vez de manera confiable los gases de invernadero).

Así los siguientes gases se mantuvieron constantes:

$\text{N}_2\text{O} = 0.2908$ ppm, $\text{CH}_4 = 1.224$ ppm, CFC 11 (tri coloro fluor metano, usado como refrigerante por su alto punto de ebullición) = 0.0076 ppt, CFC 12 (di cloro fluor metano, usado como refrigerante y aerosol impulsor) = 0.0296 ppm.

Otros parámetros mantenidos en el escenario son:

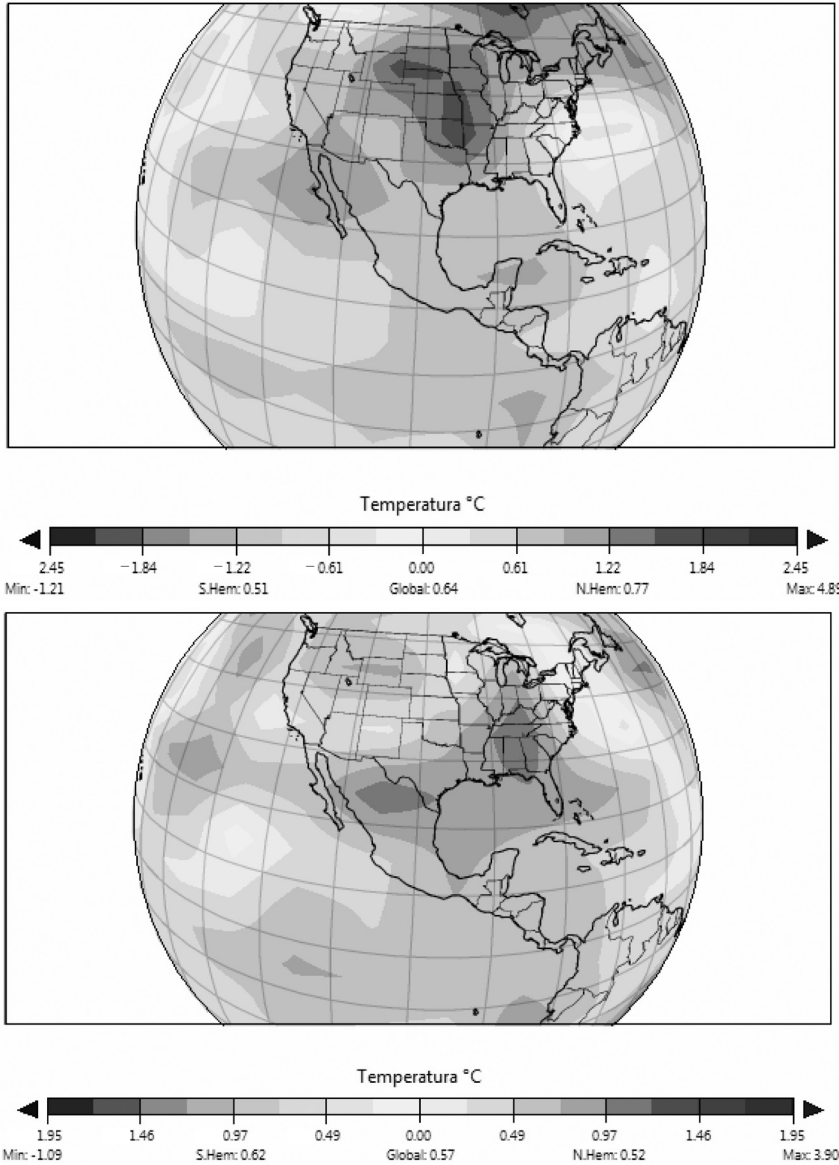
Luminosidad solar = $1366.619 \text{ W.m}^{-2}$ (constante solar = S), Excentricidad de la tierra = 0.0167, Inclinación axial de la Tierra = 23.44° (respecto a la normal del plano de la elíptica), Omega T = 282.9.

Las condiciones consideradas para fines de modelación en el año de referencia (1958) fueron las mismas que se citan anteriormente pero a diferencia de la corrida “control” no considera variaciones en las cantidades de CO_2 .

Resultados del modelo EdCGM

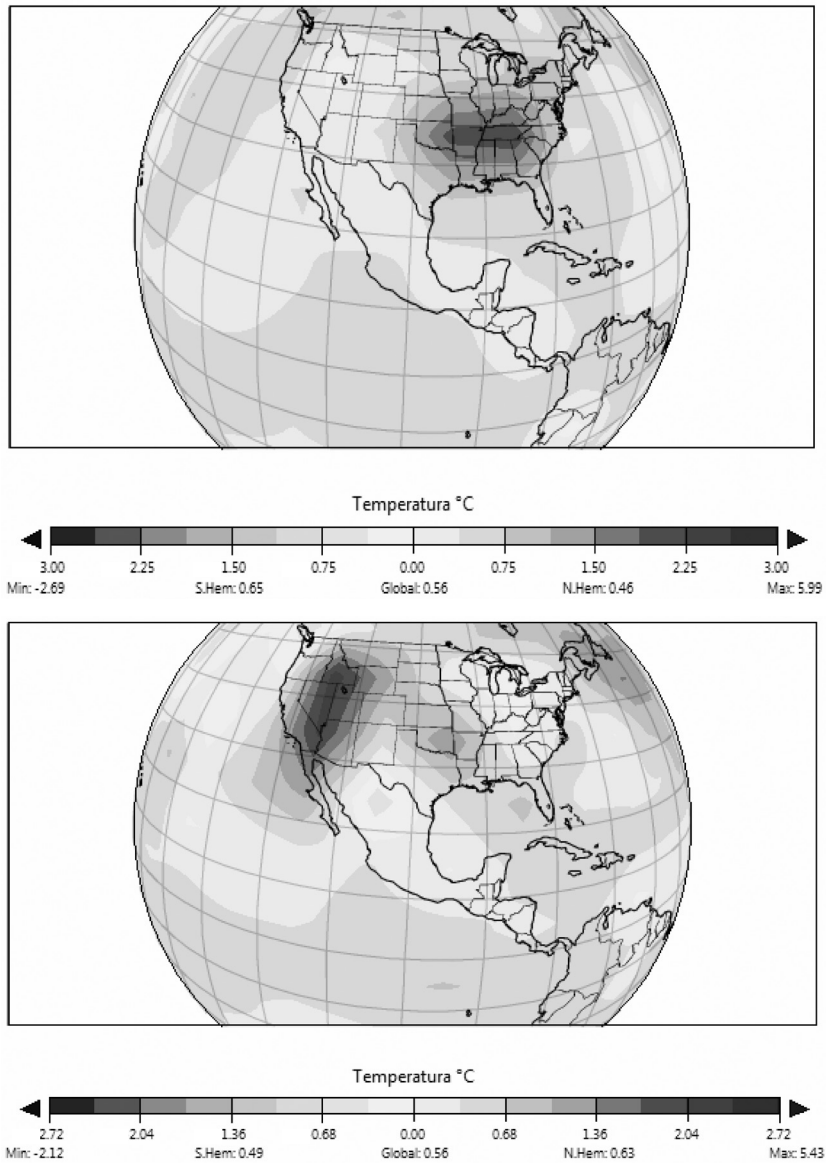
La figura 27 muestra la anomalía en temperatura de invierno (diciembre-febrero) y primavera (marzo-mayo). Este resultado se obtuvo al sustraer el promedio estacional de temperatura de la década 1958-1968 a aquellos valores proyectados para la década 2008-2016 (futuro-presente).

FIGURA 27
ANOMALÍAS DE TEMPERATURA AL 2016



Cambios de temperatura de 2000-2016 con respecto a 1958-1968 para los trimestres diciembre-enero-febrero (arriba), marzo-abril-mayo (abajo), utilizando el modelo EDGCM.

FIGURA 28
ANOMALÍAS DE TEMPERATURA AL 2016



Cambios de temperatura de 2000-2016 con respecto a 1958-1968 para los trimestres junio-julio-agosto (arriba), septiembre-octubre-noviembre (abajo).

De las figuras 27 y 28 se puede notar que prácticamente todo el país se encontrará bajo incrementos en temperatura en un gradiente de norte-sur. Para fines de precisar el análisis de las corridas del modelo, éstas se dividieron por trimestres; así para el trimestre: diciembre-enero-febrero se esperan incrementos de temperatura de hasta 1.3°C en el noroeste del país con impactos en los estados de Baja California Norte, noroeste de Sonora y norte de Chihuahua así como el norte de Sinaloa. Para ese trimestre, en el resto del país se esperan incrementos de temperatura de hasta 1°C promedio a excepción de una pequeña porción en la península de Yucatán donde se esperan incrementos de hasta 1.2°C y la porción central del estado de Colima con incrementos de 0.5°C .

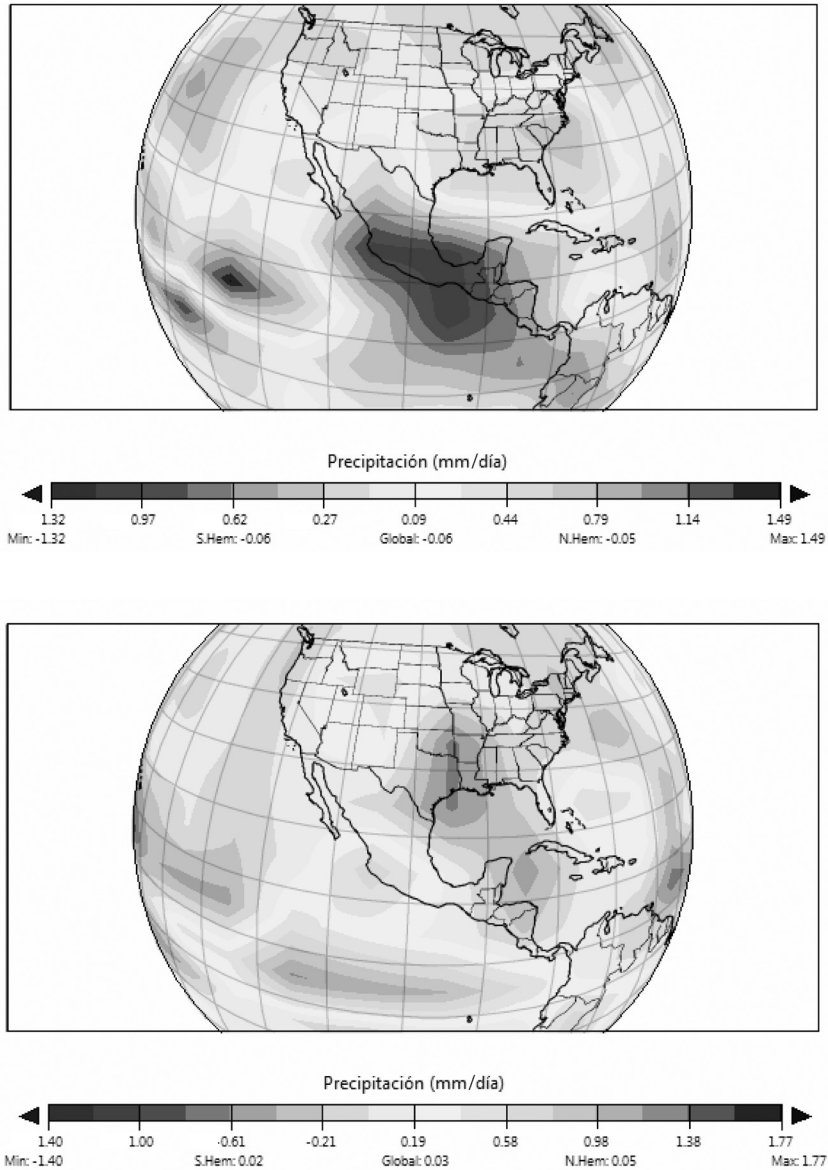
Con lo que respecta al trimestre marzo-abril-mayo, acorde a los resultados del modelo, este es el trimestre con los mayores impactos en incrementos de temperatura con un rango desde 0.5°C en el estado de Colima hasta 1.5°C en el norte de Durango, Coahuila, Nuevo León y norte de Tamaulipas así como el sur de Veracruz, Oaxaca y norte de Chiapas. La parte central del país podrá observar incrementos en temperatura desde 0.5° hasta 1.0°C .

Durante el trimestre junio-julio-agosto, se esperan incrementos en temperatura de hasta 0.5°C en la mayor parte del país a excepción del estado de Colima en donde estos incrementos pudieran ser de hasta 0.75°C .

Para el trimestre de septiembre-octubre-noviembre, se presentan incrementos en temperatura en un gradiente que va desde 2°C en el norte de Baja California hasta 1°C en el norte de Sonora; para el estado de Chihuahua se esperan condiciones contrastantes en el noroeste con incrementos de 0.5°C y un descenso de hasta 1°C en el resto del estado. Este descenso abarca también el sur de Sonora, norte de Sinaloa y la porción norte de Durango y sur de Coahuila. En el resto del país para este trimestre se esperarían incrementos de hasta 0.5°C .

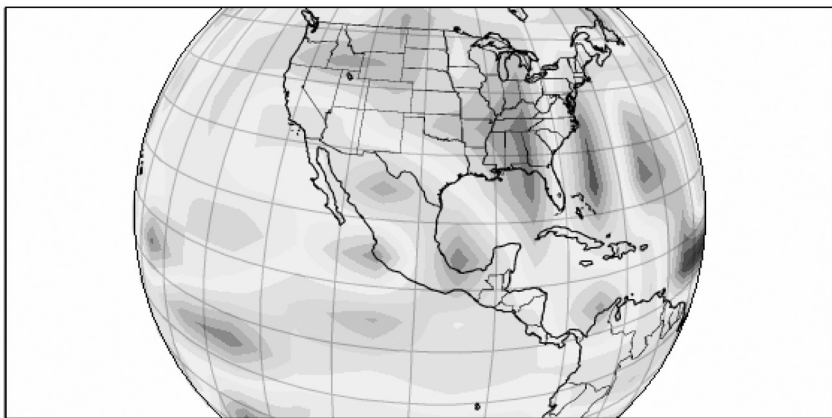
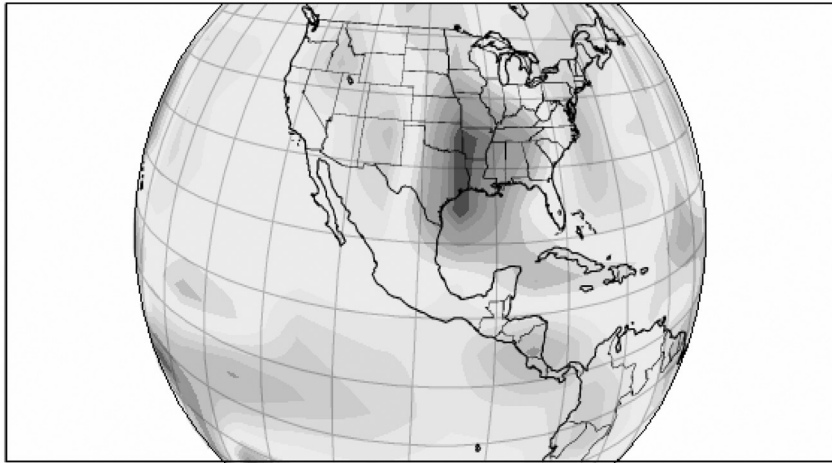
A nivel global, los incrementos de temperatura propiciarán el derretimiento de grandes masas de hielo disminuyendo el albedo e incentivando mayor calentamiento al absorberse más radiación solar de la que se emite. También este fenómeno ha provocado incrementos en los niveles del mar poniendo en riesgo a millones de habitantes (Zero, 2008).

FIGURA 29
ANOMALÍAS DE PRECIPITACIÓN AL 2016



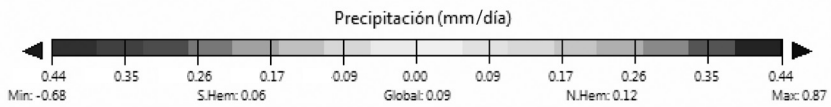
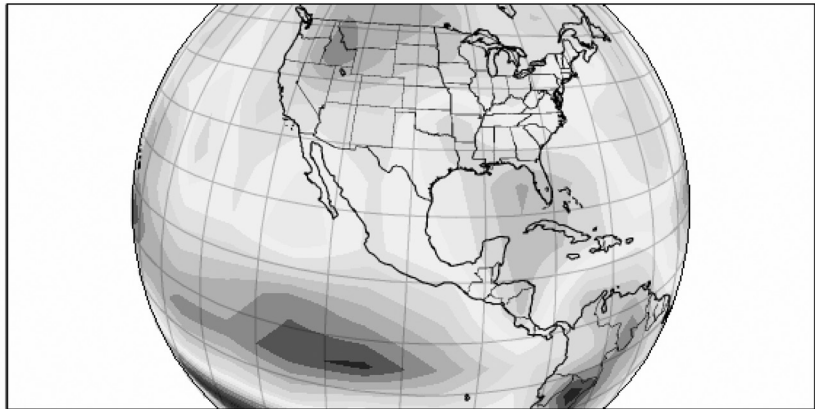
Cambios de precipitación de 2000-2016 con respecto a 1958-1968 para los trimestres diciembre-enero-febrero (arriba), marzo-abril-mayo (abajo), utilizando el modelo EdGCM.

FIGURA 30
ANOMALÍAS DE PRECIPITACIÓN AL 2016

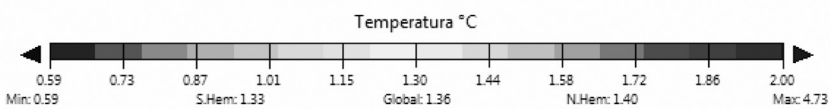
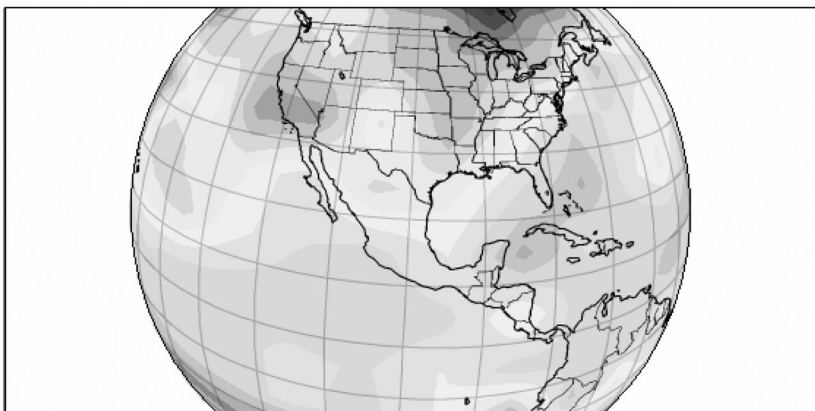


Cambios de precipitación de 2000-2016 con respecto a 1958-1968 para los trimestres junio-julio-agosto (arriba), septiembre-octubre-noviembre (abajo), utilizando el modelo EDGCM.

FIGURA 31
ANOMALÍAS EN PRECIPITACIÓN PROMEDIO ANUAL AL 2050
(CONDICIONES DE CAMBIO CLIMÁTICO)



ANOMALÍAS DE TEMPERATURA PROMEDIO ANUAL AL 2050
(CONDICIONES DE CAMBIO CLIMÁTICO)



Bajo las condiciones de cambio climático especificadas, utilizando el modelo EdGCM.

Con lo que respecta a las variaciones en precipitación, las figuras 29 y 30 muestran las anomalías para esta variable para los mismos periodos. Para el trimestre diciembre-enero-febrero, a excepción de gran parte de la Baja California Sur y la totalidad de la Baja California Norte así como el noroeste de Sonora donde se esperan incrementos en precipitación de hasta 0.5 mm.día^{-1} , en el resto del país se presenta un gradiente de decremento en precipitación pluvial desde 0.1 en el norte de Chihuahua y Tamaulipas hasta 1.5 mm.día^{-1} en los Valles Centrales del país.

Durante el trimestre de marzo-abril-mayo, se esperan incrementos en precipitación de 0.2 a 1 mm.día^{-1} en gran parte de Sinaloa, Colima, Zacatecas, Durango, norte de Veracruz y los valles centrales de México. En el resto del país se esperarían reducciones en esta variable desde 0.2 mm.día^{-1} en Sonora hasta 0.5 mm.día^{-1} en el norte de Durango hasta el centro de Chihuahua y de 0.6 mm.día^{-1} en el norte de Nuevo León y Tamaulipas.

Con fines de mostrar una tendencia, la figura 31 muestra las anomalías en las dos variables estudiadas para el año 2050.

De la figura 31 se puede observar, acorde al modelo EdGCM, que al año 2050 se espera un incremento en tasas de precipitación promedio anual para el país en un rango de 0.1 y 0.2 mm.día^{-1} a excepción de la península de Yucatán en donde se esperarían decrementos en esa variable del mismo orden. También para el caso de la temperatura promedio anual, al año 2050 se esperan incrementos de hasta 1°C en la mayor parte del país a excepción de la porción norte de los estados de la Baja California, Sonora, Chihuahua, Coahuila y Tamaulipas, en donde se esperarían incrementos de temperatura de hasta 1.5°C . Es pertinente notar que en el caso de la precipitación pluvial ésta se especifica en mm.día^{-1} por lo que una tasa de 2 mm.día^{-1} implicaría un volumen anual de 730 mm (sin considerar las fluctuaciones estacionales).

MODELOS CLIMÁTICOS (CM)

Los modelos climáticos acoplan las diferentes componentes del sistema climático: atmósfera, océano, superficie de la tierra e hielo marino. En un modelo climático se simulan la circulación de la atmósfera y del océano de manera si-

multánea (así como los procesos de intercambio de calor de la componente terrestre y de los hielos marinos), tal que los cálculos de los flujos de calor, humedad, *momentum* y concentración de gases de efecto invernadero, en la interface aire-agua, constituyen directamente las condiciones de forzamiento para el movimiento y transporte de las masas de aire y de las masas de agua. Con esta modalidad, existen diferentes modelos climáticos que responden a las necesidades de investigación en cambio climático, así como a la operación diaria de predicción climática global y de mesoescala. Algunos de estos modelos están bien establecidos y tienen un uso amplio entre la comunidad científica internacional; la tabla 5 refiere algunos de estos modelos climáticos.

TABLA 5
ALGUNOS MODELOS CLIMÁTICOS ACOPLADOS

| <i>Modelos climáticos</i> | |
|---|--|
| BCCR-BCM2 (<i>Bjerknes Centre for Climate Research, Bergen Climate Model</i>); Noruega | Está constituido por ARPEGE-CLIMAT para la componente atmosférica y que incluye el sistema terrestre; la componente oceánica la resuelve con NERSC que incluye el sistema del hielo marino. |
| CCCMA-31 (<i>Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis</i>); Canadá | Modelo acoplado del GFDL-MOM y AGCM3. La resolución horizontal es de $3.75^\circ \times 3.75^\circ$ y la vertical de 31 niveles para la componente atmosférica, mientras que $1.85^\circ \times 1.85^\circ$ y 29 niveles verticales para la componente oceánica. La componente del hielo marino considera tanto el grosor del hielo como la concentración del mismo. |
| CCSM-30 (<i>Community Climate System Model</i>); Estados Unidos | Modelo acoplado de las cuatro componentes del clima: atmósfera, océano, suelo y hielo marino. La componente oceánica es POP2 y la atmosférica es CAM3. |
| CNRM-CM3 (<i>Centre National de Recherches Météorologiques Coupled Global Climate Model</i>); Francia | Modelo acoplado que está constituido por el ARPEGE-CLIMAT que incluye parametrización de una capa homogénea o heterogénea de ozono, así como del OPA8 que incluye el sistema del hielo marino. |
| CSIRO-30 (<i>Australian's Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization</i>); Australia | Modelo que simula las variables atmosféricas de temperatura, vorticidad, divergencia, presión, humedad y hielo; las variables oceanográficas simuladas son el campo de velocidad horizontal, la temperatura y salinidad, simuladas con GFDL-MOM. |

Modelos climáticos

| | |
|--|---|
| ECHO-G (ECHAM4+HOPE-G); Alemania | Modelo acoplado que su parte atmosférica la resuelve con ECHAM4 y la oceánica con HOPE-G. Simula las variables atmosféricas de temperatura, vorticidad, divergencia, presión, humedad y razón de mezcla de nubes; las variables oceanográficas simuladas son velocidad, temperatura potencial, salinidad y elevación de la superficie del océano. |
| GFDLCM-20; GFDLCM-21 (<i>Geophysical Fluid Dynamic Laboratory Climate Models</i>); Estados Unidos | Modelos acoplados que simulan procesos climáticos desde variaciones diurnas hasta varios cientos de años a escala sinóptica, con capacidad tanto para predicciones climáticas como para simulaciones de cambios climáticos globales. Están constituidos por modelos AGCM (AM2.0 y AM2.1), OGC; (GFDL-MOM), hielo marino y del sistema terrestre. |
| GISS-EH (<i>Goddard Institute for Space Studies</i>); Estados Unidos | Modelo acoplado que utiliza HYCOM para su componente oceánica. Simula las variables atmosféricas de temperatura potencial, humedad específica y condensación de agua (lluvia o nieve); las variables oceanográficas simuladas son entalpia potencial, sal, masa total y velocidad. |
| INM-CM30 (<i>Institute of Numerical Mathematics Climate Model</i>); Rusia | Simula las variables atmosféricas barotrópicas de velocidad del viento, temperatura y presión; las variables oceanográficas barotrópicas simuladas son velocidad, temperatura potencial, salinidad y la función corriente. La resolución es de 5° (longitud) × 4° (latitud) con 21 niveles en la vertical para la componente atmosférica; 2.5° (longitud) × 2° (latitud) con 33 niveles topográficos (σ) en la vertical para la componente oceánica. |
| IPSL-CM4 (<i>Institute Pierre Simon Laplace Climate Model</i>); Francia | Modelo acoplado que utiliza el LMDZ para la componente atmosférica y el OPA8 para la oceánica. Resuelve las características de gran escala del clima, <i>v.gr.</i> : contraste suelo-agua, gradientes polo-Ecuador, variabilidad interanual (evento del niño). |
| MAGICC (<i>Model for the Assessment of Greenhouse-gas Induced Climate Change</i>); Estados Unidos | Modelo climático de difusión vertical y balance de energía que se acopla con un modelo de los ciclos de los gases de efecto invernadero, para calcular la temperatura media global y la expansión térmica oceánica. Se utiliza para simular temperatura media global, elevaciones del nivel del mar y concentraciones de los principales gases de efecto invernadero. |
| MIROC-HI, MIROCMIID (<i>Model for Interdisciplinary Research on Climate, versiones de "higher resolution" y "middle resolution"</i>); Japón | Modelo acoplado de cinco componentes: atmósfera, océano, suelo, río y hielo marino. Utiliza el método de multiprograma multidatos para paralelizar su código computacional que resuelve en procesadores paralelos los sistemas atmósfera-suelo-río y océano-hielo marino. La componente atmosférica la resuelve con CCSR/NIES/FRCGC y la oceánica con COCO. |

TABLA 5 (Continuación)

| <i>Modelos climáticos</i> | |
|---|---|
| MPIECH-5 (Max Planck Institute for Meteorology); Alemania | Modelo acoplado que su parte atmosférica la resuelve con ECHAM5. Simula las variables atmosféricas de temperatura, vorticidad, divergencia, presión, humedad y hielo; las variables oceanográficas simuladas son el campo de velocidad tridimensional, la temperatura y salinidad. |
| MRI-CGCM2.3.2 (Meteorological Research Institute, Coupled Global Circulation Model); Japón | Modelo acoplado que su componente atmosférica la resuelve con MRI/JMA98 y la oceánica mediante un OGCM del tipo Bryan-Cox. Simula aspectos promedios climáticos y de variaciones estacionales incluyendo temperatura del aire, precipitación, nieve y distribución de hielo marino. |
| NCARPCM1 (National Center for Atmospheric Research Parallel Climate Model); Estados Unidos | Modelo acoplado que utiliza POP en su componente oceánica y el CCM3 en su componente atmosférica. La componente del hielo marino considera procesos dinámicos y termodinámicos. |
| UKHADCM3, UKHADGEM1 (United Kingdom Hadley Centre for Climate Prediction and Research, Climate Model and Global Environmental Model); Inglaterra | Modelo acoplado que utilice HADAM para la componente atmosférica que también incluye los componentes del suelo y río; la componente oceánica la resuelve con HADGOM. |

MODELOS DEL IPCC

Diseño y evaluación de escenarios

En modelación de cambio climático se busca la creación de escenarios (o proyecciones) y su análisis en aras de estar en posición de tomar decisiones sea como mecanismo de prevención, o acciones de mitigación y adaptación. De esta manera, el IPCC ha construido una serie de escenarios para explorar los futuros desarrollos en el ambiente socio-económico global con referencia especial en el aumento de los gases de efecto de invernadero (GEI). Los escenarios sirven como base para los modelos de simulación climática bajo condiciones de calentamiento global. Se entiende por escenario a las proyecciones de un futuro potencial basado en aspectos cuantificables claros y lógicos (IPCC, 2006). La familia de escenarios que este panel construyó y que se usan en la modelación del clima son (SRES: Reporte Especial de Escenarios de Emisiones):

- A1: Es una familia de escenarios que considera un mundo futuro de rápido crecimiento económico y de población que alcanza un pico a mediados del siglo y declina posteriormente con la introducción de tecnologías eficientes.
- A2: Una familia de escenarios que considera un mundo muy heterogéneo con incremento constante en la población y crecimiento regional más fragmentado y lento que los otros escenarios.
- B1: Familia de escenarios en un mundo convergente con la misma población que A1 pero con cambios rápidos en estructuras económicas orientadas hacia una economía de servicios e información con reducciones en intensidad material y la introducción de tecnologías limpias y eficientes.
- B2: Familia de escenarios que considera un mundo en el que se pone énfasis en soluciones económicas, sociales y ambientales de manera local con incrementos constantes en la población (pero menor que A2) con desarrollo económico intermedio.

De estas familias de escenarios, el IPCC eligió seis grupos para análisis: un grupo de cada familia A2, B1 y B2 y tres grupos de la familia A1 caracterizando desarrollos alternativos de energía: A1F1 (uso intensivo de combustibles fósiles), A1T (uso predominante no fósil) y A1B (uso balanceado entre fuentes de energía). Los detalles de todos los escenarios de los modelos climáticos se pueden obtener en: <http://sres.ciesin.org/>.

Los escenarios se nombran en función a la familia de escenarios que pertenecen (A1, A2, B1 y B2) o al grupo de escenarios; en el caso de la familia de escenarios A1: A1C, A1G, A1B, y A1T, seguido del modelo que le dio origen o de un acrónimo de éste. Los escenarios adicionales se nombran acorde a las especificaciones proveídos por el grupo de modeladores.

Los escenarios son posteriormente clasificados en “armonizados” y “otros” con respecto a si comparten suposiciones en población global y PIB dentro de su respectiva familia de escenarios o si ofrecen una interpretación alternativa del escenario. Es importante hacer notar que para el 5o. Informe del IPCC se utilizarán nuevas familias de escenarios.

MODELO MAGICC-SCENGEN

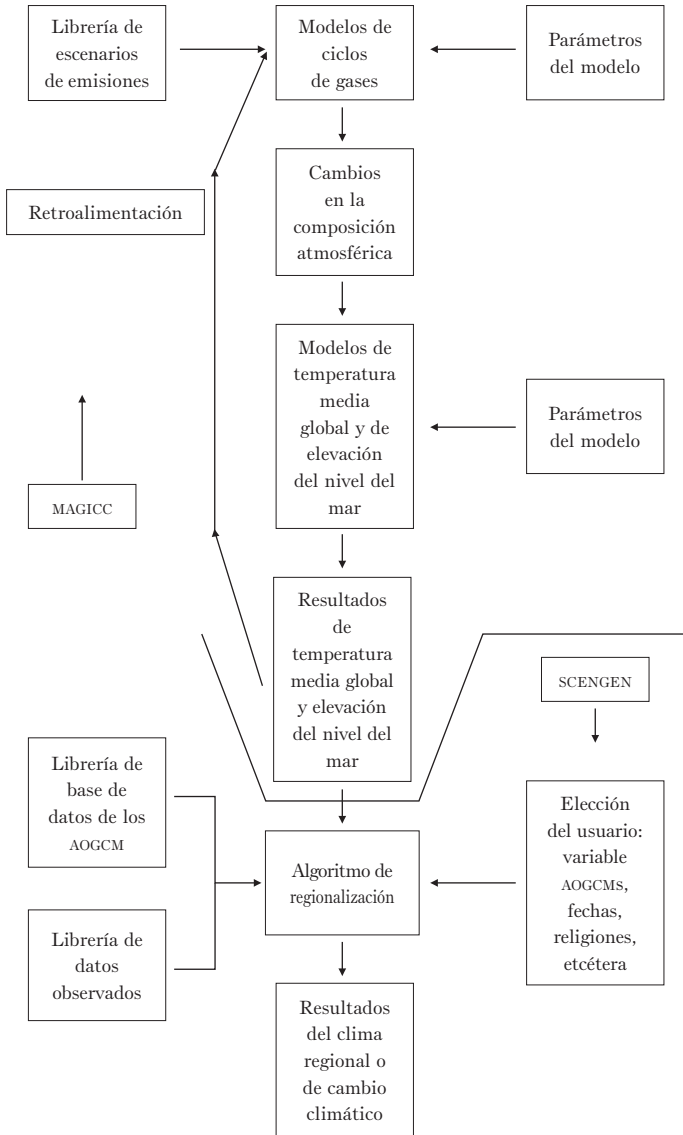
El modelo MAGICC-SCENGEN es un modelo climático que combina los ciclos de los gases y constituye la base para un generador de escenarios climáticos (SCENGEN). Este modelo es uno de los principales utilizados por el IPCC desde 1990 para producir proyecciones de temperatura media global y elevaciones del nivel del mar. El modelo climático en MAGICC es un modelo de difusión y balance de energía que estima temperatura media global así como de expansión térmica oceánica. Este modelo corre interactivamente con un amplio rango de modelos de ciclos de gases arrojando proyecciones de las concentraciones de los principales gases de efecto de invernadero. Este modelo es de dominio público y puede ser obtenido en: <http://www.cgd.ucar.edu/cas/wigley/magicc/>.

Los patrones de temperatura media global que arroja el modelo MAGICC son utilizados para correr SCENGEN. Este generador climático utiliza un método de escalamiento para producir patrones espaciales de cambio de una base de datos de modelos de circulación general (aGCM y oGCM). El diagrama de flujo de la operación de estos modelos se describe en la figura 32.

El generador de escenarios considera 20 modelos de simulación climática a una resolución de $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ latitud y longitud. El usuario puede elegir uno o más de estos modelos para correr los escenarios sin embargo, Wigley (2008) recomienda usar un promedio de todos los modelos para ponderar el efecto de la bondad de predicción de unos y otros. Los resultados del modelo MAGICC-SCENGEN pueden ser visualizados en forma tabular o en mapas. El listado completo de los modelos así como de sus características y estructura puede ser encontrado en: <http://www.cgd.ucar.edu/cas/wigley/magicc/> en el manual del usuario en la carpeta MODELDOC.

Para el presente caso se eligió el escenario A2 como referencia y al B2 como el escenario de política de manejo. El escenario A2 supone un alto crecimiento poblacional y un bajo crecimiento del PIB, así como un alto consumo de energía y un moderado cambio en el uso del suelo; así también supone una baja disponibilidad de recursos y un desarrollo tecnológico medio. El escenario de política de manejo supone un valor medio de todas estas variables sin cambios notables en el manejo de los recursos naturales.

FIGURA 32
 DIAGRAMA DE FLUJO DEL MODELO MAGICC Y SU INTERACCIÓN CON SCENGEN



RESULTADOS DEL MODELO MAGICC-SCENGEN

Las figuras 33 a la 35 muestran los resultados arrojados por el modelo.

FIGURA 33
CONCENTRACIONES DE CO₂ Y CH₄ ORIGINADOS POR LOS ESCENARIOS CLIMÁTICOS ENSAYADOS
Y RANGOS DE VARIACIÓN (INCERTIDUMBRE) PARA EL PERIODO DE 1990-2100

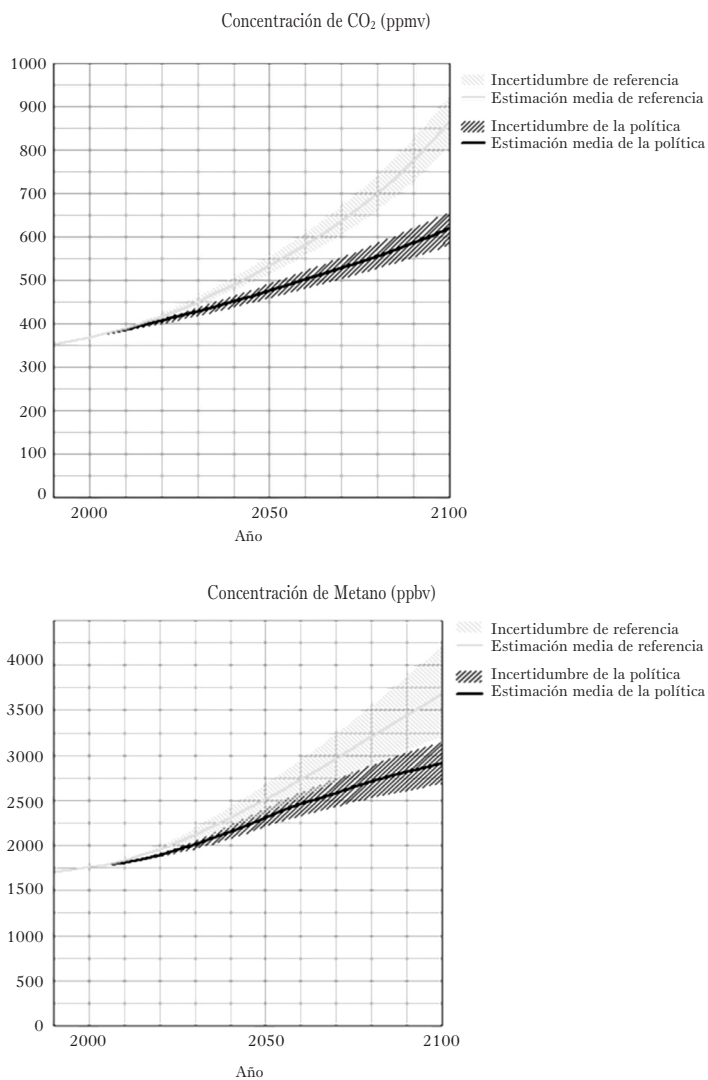


FIGURA 34
 CAMBIOS EN LA PRECIPITACIÓN ANUAL (POR CIENTO) AL AÑO 2050, CON RESPECTO
 AL PERIODO OBSERVADO 1961-1990. PROMEDIO DE 18 MODELOS AOGCM

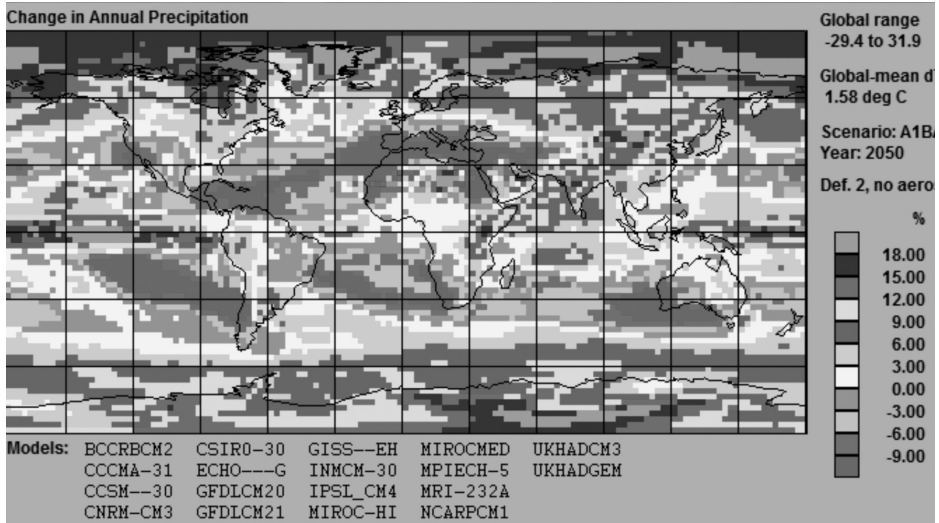
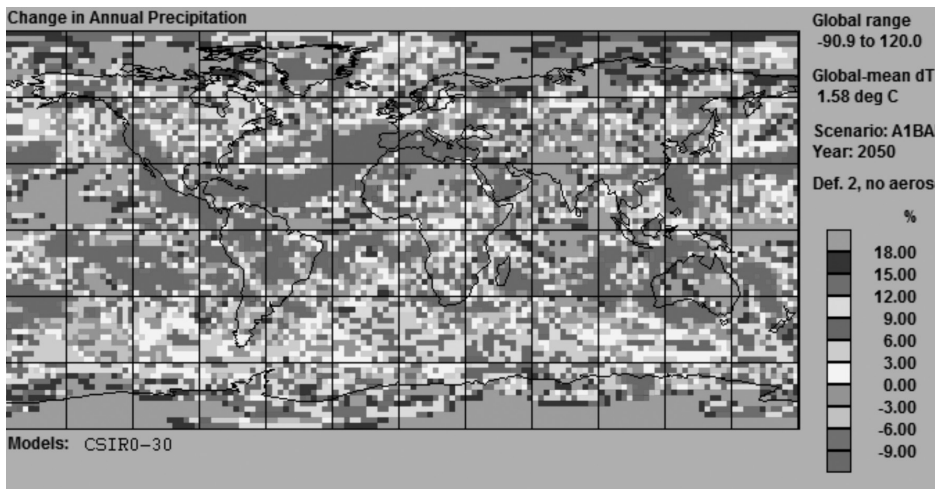


FIGURA 35



Igual que la figura 34, pero con el modelo CSIRO-30.

Las figuras 34 y 35 presentan los cambios en precipitación esperados al año 2050 calculados con el promedio de 18 modelos (figura 34) y el modelo australiano CSIRO (figura 35), respectivamente. De manera general se pueden observar las similitudes entre los dos mapas aunque el mapa con un solo modelo presenta cierta disgregación. Para el caso particular de México, se esperarían decrementos en lluvia desde -9.0 a -0.3 por ciento en el sureste y de incrementos del orden de 3 por ciento en el norte del país de acuerdo al ensamble de modelos (figura 34).

TABLA 6
GRADO DE PRECISIÓN EN LA ESTIMACIÓN DE PRECIPITACIÓN
GLOBAL DE LOS MODELOS DE IPCC. CADA MODELO ES COMPARADO
CONTRA LA MEDIA DE LOS MODELOS RESTANTES

| <i>Modelo</i> | <i>r</i> | <i>RMSE</i> ¹ | <i>BIAS</i> ² |
|---------------|----------|--------------------------|--------------------------|
| BCCRBCM2 | 0.442 | 7.05 | 0.42 |
| CCCMA-31 | 0.562 | 5.997 | -0.171 |
| CCSM--30 | 0.372 | 8.507 | 1.002 |
| CNRM-CM3 | 0.312 | 7.945 | 0.175 |
| CSIRO-30 | 0.351 | 9.214 | 0.616 |
| ECHO---G | 0.327 | 8.519 | -0.861 |
| GFDLCM20 | 0.456 | 10.139 | 0.51 |
| GFDLCM21 | 0.402 | 11.19 | -2.166 |
| GISS--EH | 0.396 | 7.854 | 0.515 |
| INMCM-30 | 0.424 | 7.049 | 0.178 |
| IPSL_CM4 | 0.397 | 10.135 | -1.085 |
| MIROC-HI | 0.523 | 5.478 | 0.539 |
| MIROCMED | 0.599 | 5.624 | -0.219 |
| MPIECH-5 | 0.342 | 15.497 | 0.87 |
| MRI-232A | 0.365 | 10.688 | 0.257 |
| NCARPCM1 | -0.067 | 15.157 | 0.822 |
| UKHADCM3 | 0.424 | 10.049 | -0.94 |
| UKHADGEM | 0.522 | 6.514 | -0.119 |

¹RMSE es el cuadrado medio del error.

² Bías es calculado como la diferencia en las medias espaciales; es decir la media del modelo *i* menos la media del resto de los modelos.

Para el caso de los resultados con un solo modelo, éste proyecta reducciones en precipitación en un rango de -6 a 9 por ciento en la mayor parte del país.

Sin embargo, la apreciación visual es imprecisa por lo que es necesario conocer qué modelo o modelos simulan mejor la variable de estudio; este proceso se realiza mediante la comparación de la media espacial de la variable del modelo “i” con aquella del resto de los modelos obteniéndose los resultados de la tabla 6.

Los resultados de la tabla 6 muestran las enormes diferencias entre los modelos climáticos en las proyecciones de cambios en precipitación. Para el caso del modelo CSIRO-30 se puede notar que guarda una mala correlación con el promedio de los modelos restantes (0.351).

TABLA 7
ERROR EN LOS MODELOS CLIMÁTICOS AL SIMULAR PATRONES DE PRECIPITACIÓN
COMPARADO CON DATOS OBSERVADOS. CASO ESPECÍFICO PARA MÉXICO

| <i>Modelo</i> | <i>r</i> | <i>RMSE</i> <i>mm.día⁻¹</i> | <i>BIAS</i> <i>mm.día⁻¹</i> |
|---------------|----------|---|---|
| BCCRBCM2 | 0.504 | 2.047 | 1.421 |
| CCCMA-31 | 0.749 | 1.028 | 0.572 |
| CCSM--30 | 0.538 | 1.035 | 0.351 |
| CNRM-CM3 | 0.518 | 1.763 | 1.365 |
| CSIRO-30 | -0.102 | 1.503 | -0.237 |
| ECHO---G | 0.763 | 2.332 | 1.903 |
| GFDLCM20 | 0.824 | 0.966 | 0.628 |
| GFDLCM21 | 0.656 | 1.691 | 1.241 |
| GISS--EH | 0.562 | 1.487 | 1.08 |
| INMCM-30 | 0.167 | 1.277 | 0.126 |
| IPSL_CM4 | 0.064 | 1.321 | -0.159 |
| MIROC-HI | 0.386 | 1.501 | 0.554 |
| MIROCMED | 0.42 | 1.281 | 0.157 |
| MPIECH-5 | 0.533 | 1.515 | 0.853 |
| MRI-232A | 0.689 | 1.002 | 0.317 |
| NCARPCM1 | -0.04 | 1.637 | 0.632 |
| UKHADCM3 | 0.838 | 0.635 | 0.086 |
| UKHADGEM | 0.786 | 1.808 | 1.271 |

Es importante conocer también cual es el error intrínseco a cada modelo cuando se comparan los escenarios con los datos observados. Este resultado se muestra en la tabla 7.

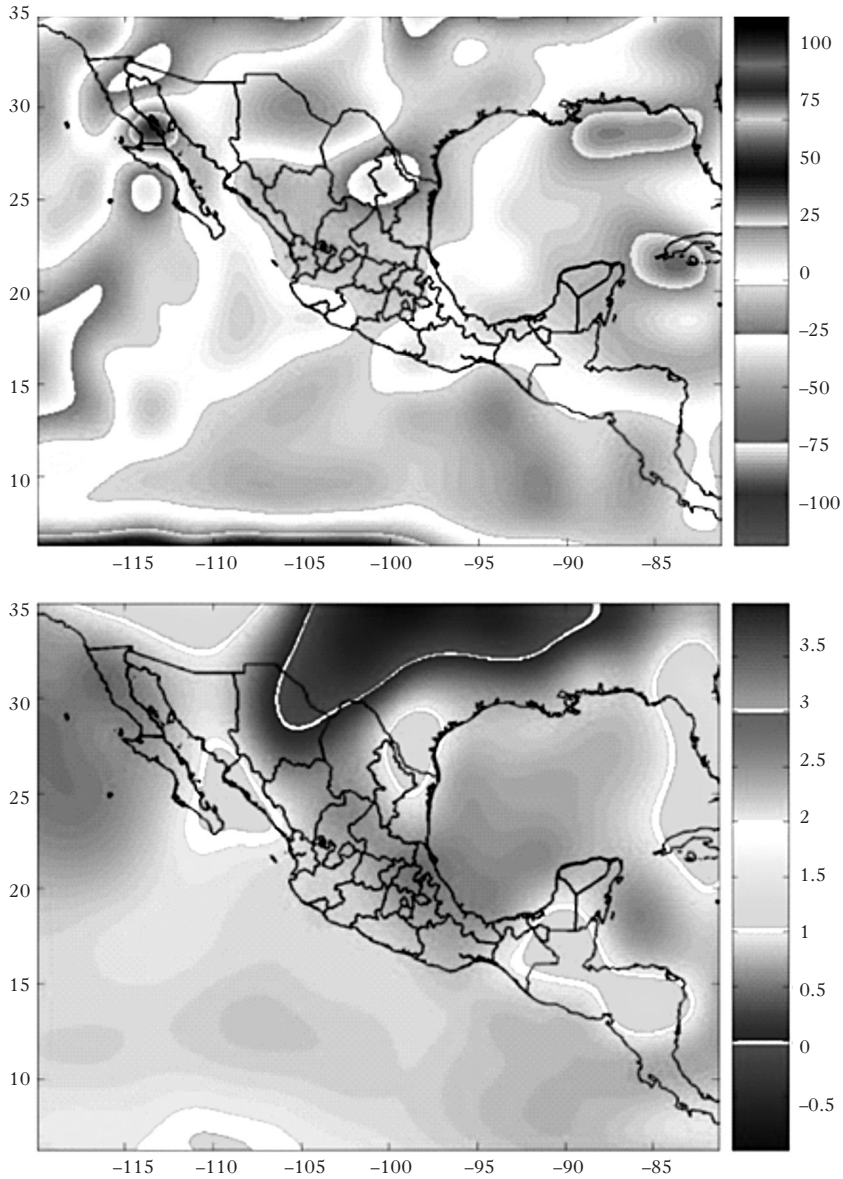
Acorde a la tabla 7 el modelo que mejor se correlaciona con los datos de precipitación observados para México es UKHADGEM con $r = 0.838$ seguido del modelo GFDLCM20 con $r = 0.824$. El primero fue desarrollado por el Centro Hadley para predicciones climáticas e investigación del Reino Unido (Hadley Centre for Climate Prediction and Research, UK) y el segundo por el Laboratorio de Dinámica de Fluidos Geofísicos de la NOAA de los Estados Unidos (Geophysical Fluid Dynamics Laboratory). Estos resultados son un indicativo preliminar para la elección de los modelos.

Utilizando el modelo MAGICC-SENGEN, Gay y Conde (2008) han preparado una serie de mapas disponibles en red con el fin de que diferentes usuarios conozcan algunos escenarios de cambio climático para estudios de vulnerabilidad y adaptación. Estos autores realizaron proyecciones para los años 2030 y 2050. (Los escenarios, mapas y tablas están disponibles en: http://www.atmosfera.unam.mx/gcclimatico/index.php?option=com_content&view=article&id=61&Itemid=74).

Los modelos climáticos fueron elegidos tomando en cuenta un criterio como el que señala la tabla 6 para la región que comprende a la República Mexicana, de acuerdo con lo anterior, se escogieron tres modelos de circulación general: ECHAM5/MPI, el UKHADGEM1 y el GFDL CM 2.0. Estos modelos se seleccionaron porque representan razonablemente el clima observado en México.

En el escenario de precipitación anual que se muestra en la figura 36 se puede notar que para al año 2030 se esperaría una reducción de 25 por ciento en la parte central del país y un incremento de la misma magnitud en el resto del país a excepción de una porción que abarca el sureste de Coahuila y el norte de Tamaulipas así como una pequeña porción en el noroeste de Sonora y norte de la Baja California. Con lo que respecta a temperatura se esperaría un incremento generalizado en el país de 0.5 a 1.0°C pudiendo llegar hasta 1.5°C en el sur de Sonora y norte de Sinaloa así como en el sur de Baja California Sur y una pequeña porción en el sureste del país.

FIGURA 36
EJEMPLO DE ESCENARIOS AL 2030



Para diferencias en precipitación (por ciento arriba) y temperatura (°C abajo) para el mes de julio utilizando el modelo MAGICC. Cambios con respecto a 1961-1990. En la generación de escenarios con SCENGEN, para precipitación se usó el modelo HADGEM1 y para temperatura el modelo GFDL2. Para ambos casos es el escenario A1B.

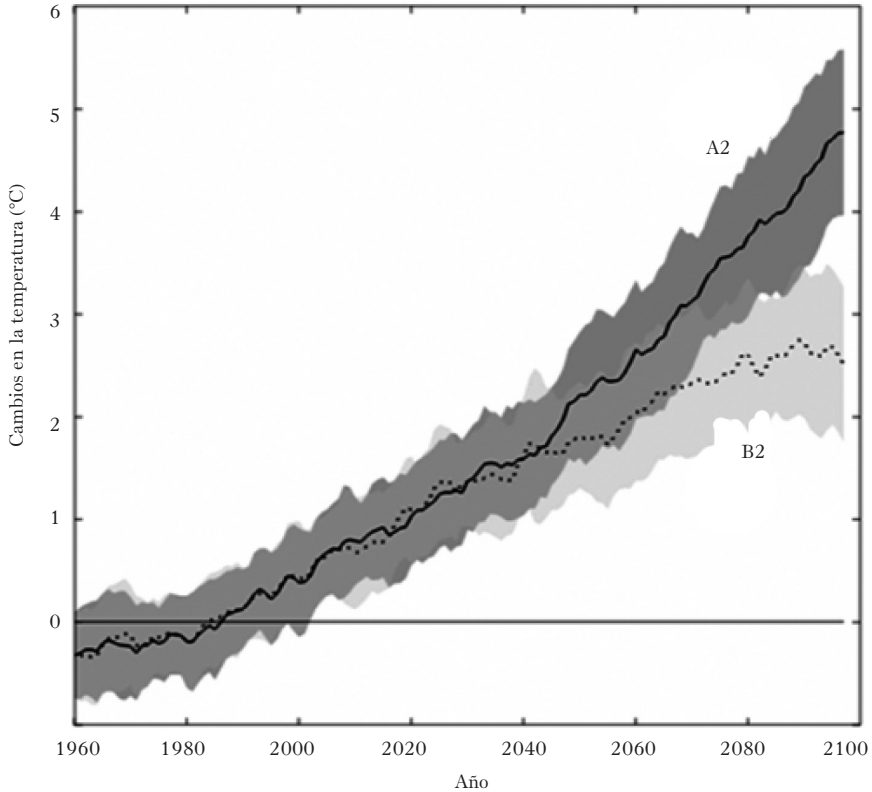
INCERTIDUMBRE DE LOS MODELOS CLIMÁTICOS GLOBALES (GCM)

Se reconoce que los 23 GCM acoplados utilizados en el Cuarto Reporte de Evaluación (AR4) del IPCC (2007) aún tienen ciertos sesgos, especialmente en la simulación del clima regional en áreas de topografía compleja y en los trópicos. El AR4 abordó este problema promediando las proyecciones de los 23 GCM al encontrar que el ensamble promedio produjo la mejor estimación del clima del siglo XX y por lo tanto la mejor estimación de los cambios climáticos en el siglo XXI a escala global (Gleckler *et al.*, 2008; Reichler y Kim, 2008). El clima observado del ensamble de los multimodelos fue mucho mejor que cualquier modelo individual, posiblemente porque cada modelo tiene sus fortalezas y desventajas (IPCC, 2007).

Es importante reconocer que las incertidumbres de las proyecciones de los GCM serán transmitidas a la escala regional mediante las técnicas de reescalado (*downscaling*). Por lo tanto, antes de llevar a cabo un análisis de *downscaling* es necesario cuantificar mediante el diseño de métricas climáticas (Brekke *et al.*, 2008; Gleckler *et al.*, 2008; Reichler y Kim, 2008) la habilidad de uno o varios GCM para simular el clima observado de la región de interés. El análisis de métricas es una guía para identificar las fortalezas y debilidades de modelos individuales y permite seleccionar los modelos que mejor simulan el clima de una región en particular. La tabla 7 muestra que de los 18 modelos climáticos utilizados para simular la precipitación en México, el modelo británico UKHADCM3 fue el que produjo mejores resultados.

La obtención de proyecciones regionales con alguna técnica de *downscaling* deberá llevarse a cabo de preferencia sólo con aquellos GCM que simulen adecuadamente el clima de la región de estudio. Por ejemplo, como parte del Programa Estatal de Acción ante el Cambio Climático del Estado de Baja California (PEAC-BC, <http://peac-bc.cicese.mx>) Arreola y Cavazos (2009) llevaron a cabo una evaluación de métricas climáticas de los 23 modelos del IPCC en el Noroeste de México y el Suroeste de Estados Unidos similar al mostrado en la tabla 7. Después de evaluar la temperatura y la precipitación simulada por todos los GCM en esta región durante 1961-1990 y a diferentes escalas espacio-temporales, seleccionaron seis GCM que reprodujeron mejor el clima de la región: BCCR2 de Noruega, CGCM47 de Canadá, CNRM-C3 de Francia, CSIRO-MK3 de Australia, MIROC3.2 de Japón, y el HADCM3 de Gran Bretaña.

FIGURA 37
PROYECCIÓN DEL CAMBIO DE LA MEDIANA DE TEMPERATURA (°C)



± 1 desviación estándar (sombreado) de un ensamble de seis GCM (con 12 realizaciones) en el Noroeste de México y el Suroeste de Estados Unidos bajo condiciones de bajas (B1) y altas (A2) emisiones de gases de efecto de invernadero. Cambios con respecto a 1961-1990.

En la figura 37 se muestran las proyecciones interanuales del cambio de la temperatura en el Noroeste de México y el Suroeste de Estados Unidos de 1961 a 2100 utilizando el ensamble de los seis modelos seleccionados bajo condiciones de bajas (B1) y altas (A2) emisiones de gases de efecto de invernadero (Arriaga-Ramírez y Cavazos, 2009). Las proyecciones, relativas al periodo 1961-1990, indican incrementos probables de 1°C para 2020 y hasta 2°C para 2050 con el escenario de emisiones altas, pero con incertidumbres del

orden de $\pm 1^\circ\text{C}$. Estos cambios discrepan de los presentados en la figura 36, porque dicha figura muestra las proyecciones de un solo modelo. Las discrepancias o incertidumbres generalmente son más grandes cuando se comparan las proyecciones de precipitación de un solo modelo con respecto a un ensamble de modelos (IPCC 2007). Por tal motivo, es importante evaluar las proyecciones de cambio climático derivadas de un ensamble de modelos.

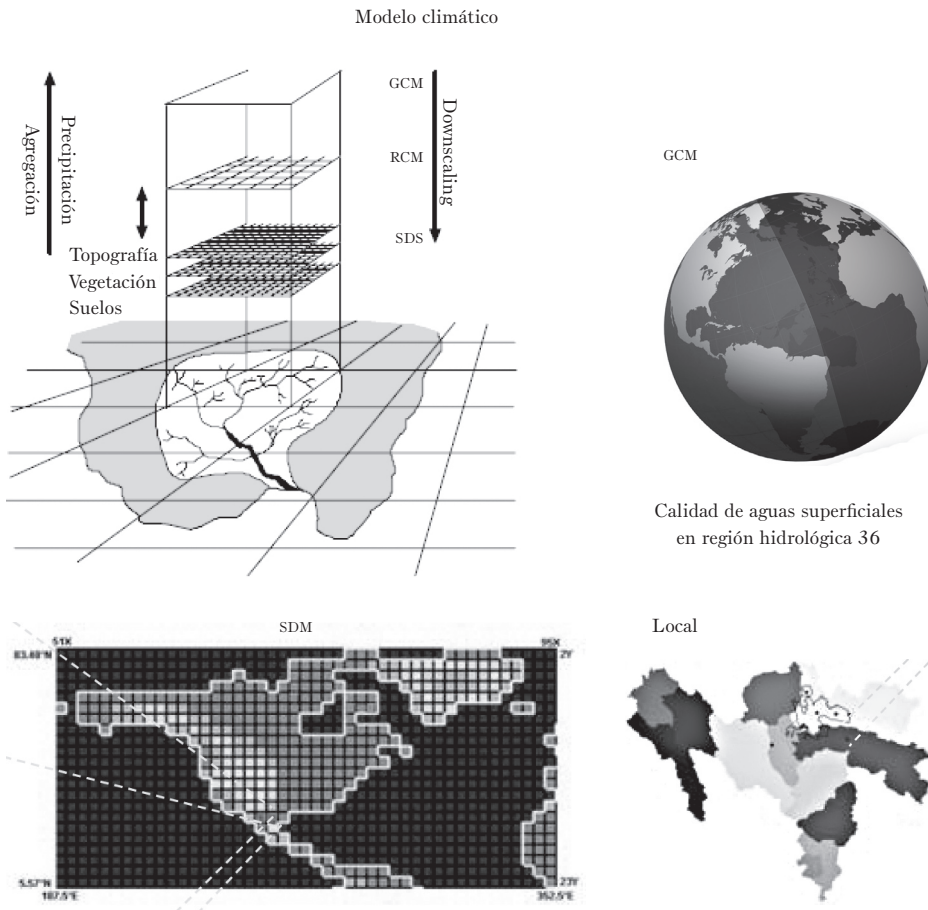
REDUCCIÓN DE ESCALA

El reconocimiento de que el clima está cambiando ha generado una demanda de escenarios o proyecciones de cambio climático a escala regional y local para evaluaciones integradas de los impactos del cambio climático en diferentes sectores de la sociedad (*e.g.*, Wilby *et al.*, 2002). El flujo rápido de este tipo de información científica hacia los tomadores de decisiones es de gran importancia para la planeación adecuada y la adaptación al cambio climático (Milly *et al.*, 2008). Por esta razón, un objetivo del AR4 del IPCC (2007) fue crear un Proyecto de Intercomparación de Modelos (CMIP3) para dar acceso libre a todas las proyecciones globales de los 23 modelos climáticos recomendados por el IPCC. Sin embargo, la información necesaria para la toma de decisiones locales en relación a los impactos del cambio climático, requiere de una escala mucho más fina que aquella que utilizan los modelos climáticos globales (Wilby, *et al.*, 2002). Actualmente las proyecciones de cambio climático a escala regional son probablemente la conexión más débil en este proceso de información disponible para los manejadores de recursos y tomadores de decisiones, ya que casi todas las proyecciones aún están a la escala original de los GCM. Los GCM actuales están limitados en su representación espacial, con puntos de malla del orden de ~ 150 a 300 km. La manera más directa de obtener información de alta resolución es mediante la aplicación de escalas finas a proyecciones de cambio climático lo que se conoce como el “método de cambio de factor” (Mearns *et al.*, 1999).

El término Reducción de Escala (*downscaling*) o transformación a través de escalas, es un término acuñado recientemente para describir una serie de técnicas que relacionan variables atmosféricas medidas a gran escala con variables

locales o regionales (Hewitson y Crane, 2006). En la modelación climática se utilizan ampliamente las técnicas de reducción de escala del tipo estadístico debido a su relativa rapidez y menor necesidad de recursos computacionales que el reescalamiento dinámico de los modelos de circulación general.

FIGURA 38
 MODELO CONCEPTUAL PARA LA APROXIMACIÓN DE REDUCCIÓN DE ESCALA



En la figura 38 se aprecia cómo en la aproximación de reducción de escala de un GCM se transfiere información a nivel local correlacionando las variables

climáticas de superficie (predictandos) con aquellas de gran escala de lo GCM (predictores).

Técnicas de reducción de escala

Reescalado estadístico y dinámico

Como resultado de la necesidad de tener acceso a proyecciones regionales para evaluar los impactos integrados del cambio climático a escala regional, se han desarrollado técnicas dinámicas y estadísticas de *downscaling*, las cuales ayudan a disminuir algunos sesgos de los GCM, como sus limitaciones espaciales. El valor agregado que proporcionan las técnicas de *downscaling* dependerá de la escala temporal y espacial de interés, así como de las variables predictivas utilizadas. Revisiones extensas de los métodos de *downscaling* pueden encontrarse en varias publicaciones (Wilby y Wigley, 1997; Giorgi *et al.*, 2004; Fowler *et al.*, 2007), así como en el AR4 del IPCC (Christensen *et al.*, 2007).

El amplio rango de técnicas de reescalado, tanto dinámicas como estadísticas, ha propiciado un gran número de estudios para su comparación. El reescalado dinámico involucra el anidado de un modelo regional de alta resolución (RCM, por sus siglas en inglés) dentro de un GCM de menor resolución espacial. Aquí, el modelo RCM usa el modelo GCM para definir las variaciones temporales de las condiciones de frontera alrededor de un dominio finito dentro del cual la dinámica de la atmósfera es modelada utilizando una malla de 10-50 km. Por lo tanto, los RCM son capaces de simular realísticamente patrones del clima regional como lluvia orográfica, eventos extremos y anomalías asociadas a fenómenos como El Niño Oscilación del Sur (ENSO) (Fowler *et al.*, 2007). Sin embargo, la habilidad del RCM depende fuertemente de las condiciones de frontera del GCM utilizado y, en menor escala, de las parametrizaciones que resuelven los procesos físicos que ocurren a escalas menores que el tamaño de malla del RCM. Por lo tanto, se recomienda el uso de ensamblajes para producir evaluaciones de cambio climático más realistas y con menos incertidumbres (Fowler *et al.*, 2007).

El uso de modelos climáticos regionales en países en desarrollo está extendiéndose gracias al avance de modelos dinámicos fácilmente transferibles, como por ejemplo el modelo regional del Centro Internacional de Física Teórica de Italia (RegCM), el modelo regional del Centro Meteorológico Hadley del Reino Unido (HadCM-PRECIS) y los modelos regionales de pronóstico del tiempo de Estados Unidos MM5, WRF y ETA.

TABLA 8
FORTALEZAS Y DEBILIDADES DE LAS GRANDES CATEGORÍAS
DE TÉCNICAS DE REESCALADO

| | <i>Reescalado estadístico</i> | <i>Reescalado dinámico</i> |
|-------------|---|---|
| Fortalezas | Información a nivel de estación, de salidas de modelo GCM | Información a 10-50 km de resolución de GCM |
| | Uso barato, no demandante de tiempo computacional, y de fácil transferencia | Responde de manera física consistente a diferentes estímulos atmosféricos |
| | Conformación de escenarios climáticos; análisis de riesgo e incertidumbre | Resuelve procesos atmosféricos como precipitación orográfica |
| | Aplicable a variables como calidad del aire y eventos extremos | Guarda consistencia con GCM |
| | Depende del realismo de las condiciones frontera de GCM | Depende del realismo de las condiciones frontera de GCM |
| | La elección del tamaño del dominio y localidad afecta los resultados | La elección del tamaño del dominio y localidad afecta los resultados |
| | Requiere de datos de alta calidad para la calibración del modelo | Requiere tiempo considerable de computadora |
| Debilidades | Las relaciones entre los predictores y los predictandos son regularmente no estacionarias | Rara vez producen ensambles de escenarios climáticos |
| | La elección de las variables de los predictores afecta resultados | Las condiciones iniciales y de frontera afectan los resultados |
| | La elección del esquema de transferencia empírico afecta los resultados | La elección de esquema de nubosidad afecta los resultados de precipitación |
| | La variabilidad climática de baja frecuencia es un problema | No es fácil la transferencia a nuevas regiones o dominios |
| | Se aplica fuera de línea, por lo que los resultados no retroalimentan el modelo GCM | Se aplica fuera de línea, por lo que los resultados no retroalimentan el modelo GCM |

Fuente: Wilby y Dawson (2007).

Por otro lado, el reescalado estadístico puede clasificarse en tres grupos generales: modelos de regresión, generadores de patrones climáticos y generadores de tiempo o clima (Fowler *et al.*, 2007). Cada grupo incluye una variedad de métodos diferentes, pero todos parten de la premisa fundamental que el clima regional depende fuertemente del estado de la atmósfera de gran escala. Esta relación puede expresarse como una función de transferencia determinista o estocástica (como cadenas de Markov) entre las variables atmosféricas de gran escala (los predictores) y la variable climática local o regional (el predictando). Esencialmente el clima regional se considera condicionado por el estado climático de gran escala en la forma de $Y = F(X)$, donde Y es el predictando o variable local que va a ser reescalada (como temperatura o precipitación); X es una serie de variables atmosféricas predictivas de gran escala (como presión a nivel del mar, humedad relativa, geopotenciales de altura, etcétera) y F es una función de transferencia que puede ser lineal o no lineal. Las suposiciones básicas inherentes a las técnicas estadísticas de *downscaling* son: 1) las variables predictivas deben de tener significado físico, deben de ser reproducidas adecuadamente por los GCM y ser independientes (*e.g.*, Cavazos y Hewitson, 2005) y 2) la relación predictor-predictando se supone como estacionaria en el tiempo.

La tabla 8 muestra las fortalezas y deficiencias de estas dos grandes categorías de reescalado.

Grupos Internacionales de reescalado climático

Diferentes grupos de investigación han reconocido que se requieren múltiples salidas (ensambles) del GCM para producir escenarios climáticos reescalados con estimaciones probabilísticas de la incertidumbre del clima futuro. Las proyecciones reescaladas son de gran utilidad en modelos de impacto y adaptación regional para diferentes sectores socio-económicos, así como para concienciar a la sociedad y al gobierno sobre la importancia de estas evaluaciones en el diseño de estrategias y políticas públicas de adaptación al cambio climático.

Los grupos internacionales más avanzados en reescalamiento climático son: el ENSEMBLES del Centro Meteorológico Hadley de Gran Bretaña; el Statistical Downscaling Model (SDSM) de Wilby y Dawson en Inglaterra; el North American Climate Change Assessment Program (NARCCAP) en Colorado; el

downscaling estadístico del Lawrence Livermore National Lab y Santa Clara University; y el Regional Climate Change Scenarios for South America (CREAS) en Brasil. Estos grupos internacionales han reescalado algunas o todas las proyecciones de los 23 GCM del AR4-IPCC con sus múltiples realizaciones y escenarios de gases de efecto de invernadero para diferentes lugares del mundo.

En las siguientes secciones presentamos dos ejemplos de escenarios climáticos reescalados utilizando datos de dos de estos grupos internacionales de *downscaling*: el *downscaling* estadístico del Lawrence Livermore National Lab y Santa Clara University aplicado al Noroeste de México y el Suroeste de Estados Unidos y el modelo SDSM aplicado al Municipio de Cuencamé, Durango en la parte norte centro del país.

Downscaling estadístico del Lawrence Livermore National Lab y Santa Clara University aplicado al Noroeste de México y el Suroeste de Estados Unidos

Como parte del Programa Estatal de Acción ante el Cambio Climático de Baja California (PEACC-BC, <http://peac-bc.cicese.mx>) Arriaga-Ramírez y Cavazos (2009) y Cavazos (2011) evaluaron las proyecciones regionales de cambio climático en el Noroeste de México y el Suroeste de Estados Unidos utilizando los seis modelos GCM que mejor simularon el clima de la región mediante un análisis de métricas climáticas, como ya se explicó anteriormente. Los GCM seleccionados fueron: BCCR2 de Noruega, CGCM47 de Canadá, CNRM-C3 de Francia, CSIRO-MK3 de Australia, MIROC3.2 de Japón, y el HADCM3 de Gran Bretaña.

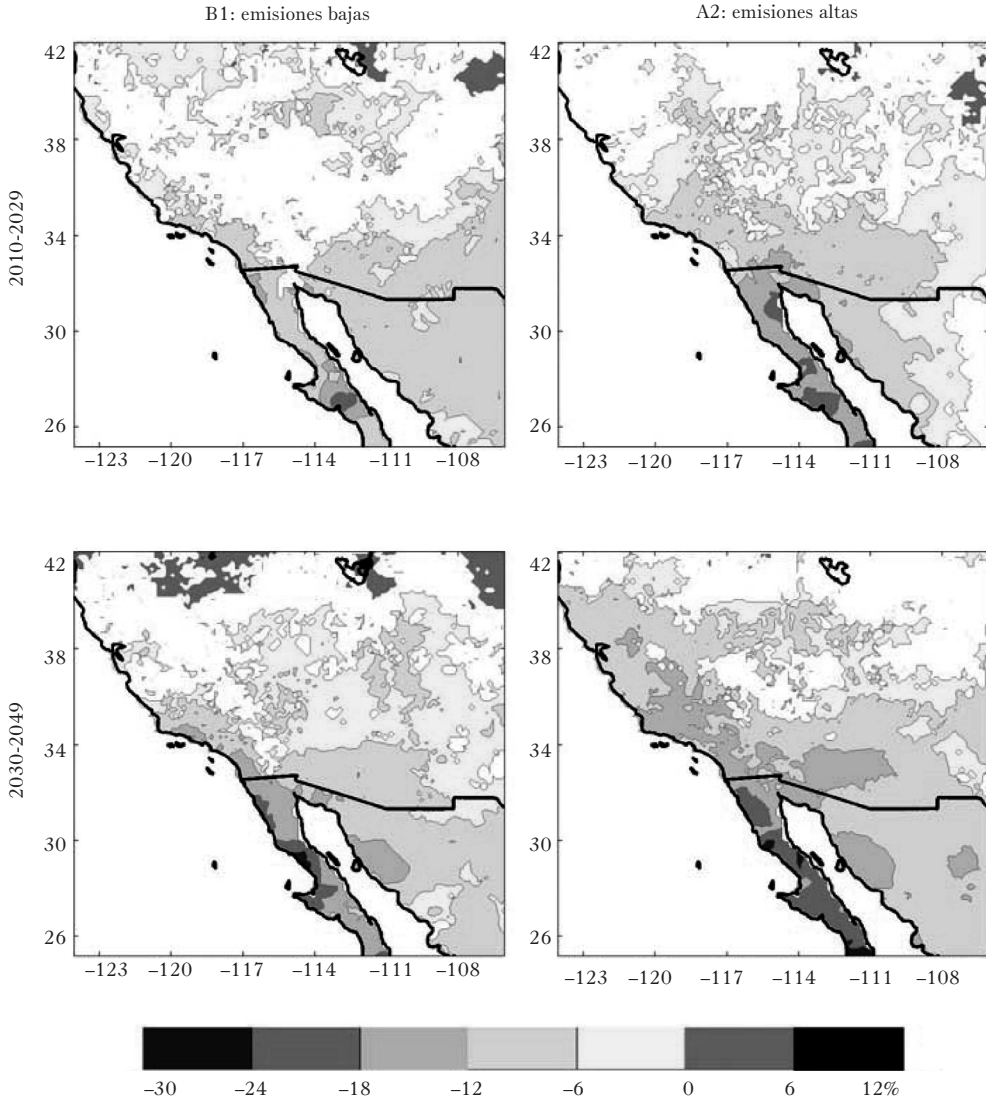
Para evaluar las proyecciones regionales utilizaron la base de datos de las Proyecciones Climáticas del AR4-IPCC (CMIP3) reescaladas estadísticamente en el Lawrence Livermore National Lab y Santa Clara University. Esta base de datos permite evaluar los escenarios de cambio climático a escala muy fina (12 km) necesarios para la toma de decisiones y desarrollo de estrategias sobre adaptación y mitigación al cambio climático. El archivo de proyecciones, que incluye a Estados Unidos y el Norte de México al norte de 25°, contiene 112 proyecciones a escala mensual de los 23 modelos del AR4-IPCC, con sus respectivas realizaciones y escenarios de gases de efecto de invernadero (SRES). Esta base de datos está disponible gratuitamente en http://gdo-dcp.ucllnl.org/downscaled_cmip3_

projections/. De aquí se utilizaron las proyecciones de los seis GCM con un total de 12 realizaciones para dos SRES (altas-A2 y bajas-B1 emisiones).

La metodología utilizada en el reescalamiento estadístico de estas proyecciones se basa en la corrección de sesgo de alguna variable climática mediante la comparación con datos observados (Wood *et al.*, 2002; Wood *et al.*, 2004, y Maurer, 2007), como se describe brevemente en la página de la base de datos de las proyecciones. El objetivo de esta técnica es calcular qué tanto un modelo GCM tiende a ser muy húmedo, muy seco, muy caliente o muy frío, por ejemplo, cuando simula las condiciones climáticas del periodo observado (1950-1999). El propósito es identificar y remover estos sesgos de las proyecciones mensuales de los GCM durante el periodo observado, aplicando después algo similar a las proyecciones futuras. Para esto es necesario tener una base de datos climática observada y confiable (de temperatura y precipitación) a la escala regional que se requiera. Por ejemplo 12 km. Después, esta base observada a escala fina se reescala a 2° de resolución espacial; lo mismo se hace con todos los GCM para poder hacer un análisis comparativo entre lo observado y lo simulado por los GCM. Se calcula el sesgo de las proyecciones durante el siglo XX y se ajustan de acuerdo a los datos observados. Esta metodología supone que los sesgos de los GCM tienen la misma estructura durante los siglos XX y XXI. Una vez ajustados los sesgos de los GCM, las proyecciones del siglo XX y XXI se reescalan a 1/8° (12 km) usando un algoritmo SYMAP.

La gran ventaja de esta base de datos, que incluye al norte de México, es que el reescalado estadístico de las proyecciones de temperatura y precipitación mensuales para los siglos XX y XXI ya está calculado para todos los modelos, y las proyecciones están listas para usarse directamente en las evaluaciones locales a una escala de 12 km. La desventaja es que el reescalado no se hizo con base a una función de transferencia con variables atmosféricas predictivas, sino solamente se corrigió el sesgo en los predictandos simulados (temperatura y precipitación). Sin embargo, se ha comprobado que es un buen método cuando se tiene una buena base de datos observada. Por el contrario, el reescalado con el modelo SDSM, que se explicará en las siguientes secciones, tiene que hacerse localmente, punto por punto, mediante una función de transferencia con predictores atmosféricos adecuados a una región de estudio en particular; este reescalado puede hacerse para cualquier parte del mundo y a escala diaria o mensual.

FIGURA 39
 MEDIANA DE LOS CAMBIOS EN LA PRECIPITACIÓN TOTAL ANUAL (POR CIENTO)



Proyectada por seis modelos (12 realizaciones) reescalados a 12 km para dos periodos con dos escenarios de cambio climático (B1 y A2). Cambios con respecto a 1961-1990. La escala indica que 2/3 de las 12 realizaciones coinciden en el signo del cambio. Áreas en blanco significan que no hay acuerdo en el signo del cambio proyectado.

Los resultados del ensamble de las proyecciones reescaladas de cambio de la precipitación anual de los seis modelos (con 12 realizaciones) en el Noroeste de México y el Suroeste de Estados Unidos a una escala de 12 km se muestra en la figura 39 para dos periodos decadales: 2010-2029 y 2030-2049 (Arriaga-Ramírez y Cavazos, 2009). Las proyecciones que se muestran en color blanco son las que tienen mayor incertidumbre porque no hay un consenso en el signo del cambio de las proyecciones futuras de los diferentes modelos. Los cambios más drásticos y con mayor certidumbre se observan especialmente en las zonas áridas y semiáridas del sur de California y Baja California, con disminuciones probables de 18 por ciento en la precipitación anual durante 2030-2049 bajo condiciones de altas emisiones (A2) de gases de efecto de invernadero. Estas proyecciones no son alentadoras porque esta región fronteriza tiene actualmente la disponibilidad de agua más baja del país (figura 52). Además ya ha sido reportada en otros estudios como una región altamente vulnerable (“hotspot”) a los impactos del cambio climático (Diffenbaugh *et al.*, 2008), especialmente debido a la alta variabilidad de la precipitación. Por lo tanto, los gobiernos fronterizos deberán formular estrategias y políticas públicas viables para la adaptación y mitigación al cambio climático especialmente en lo que se refiere a la disponibilidad, uso y manejo eficiente del agua y al desarrollo de energías alternativas sustentables.

Modelo sdsM aplicado al Centro Norte de México

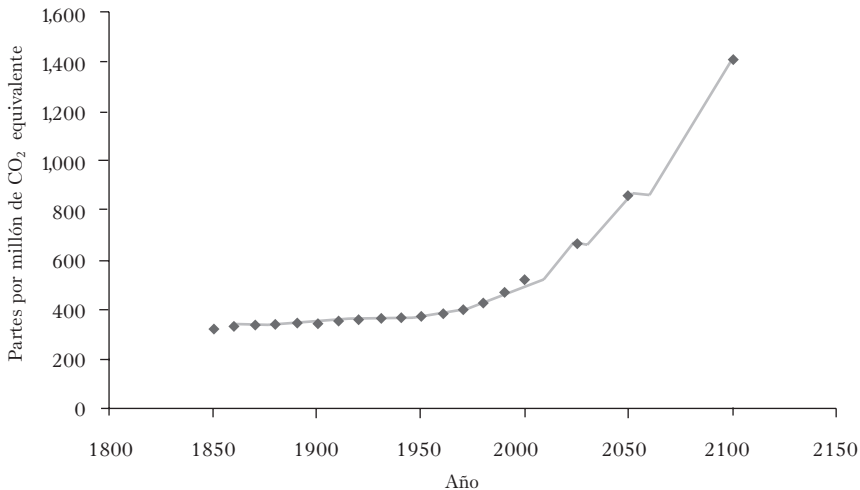
El modelo SDSM (Modelo Estadístico de Reescalado: Statistical Downscaling Model) constituye una herramienta para auxiliar en la toma de decisiones en el estudio de los impactos del cambio climático mediante el uso de técnicas robustas de reescalado. El modelo SDSM es considerado como un híbrido de los generadores climáticos y las funciones de transferencia dado que se usan patrones de circulación general y variables de humedad atmosférica para parametrizar los generadores climáticos; además, se utilizan técnicas estocásticas para modificar la varianza de las series de tiempo que son reescaladas de tal manera que concuerden con las observaciones. Este modelo puede ser obtenido de manera gratuita en: <http://www.cccsn.ca/index-e.html>

El SDSM calcula las relaciones estadísticas con fundamento en técnicas de regresión lineal entre el clima a gran escala (predictores) y el clima local (predicandos). Estas relaciones se construyen usando datos del clima observado y supone que las relaciones permanecen válidas en el futuro. En el algoritmo tanto el clima observado como los predictores derivados de los GCM han sido normalizados con respecto a las medias y desviaciones estándar del periodo comprendido de 1961-1990 para asegurar que las distribuciones de los predictores observados y derivados tengan mayor correlación que los datos originales.

Para el presente caso, los datos de los predictores se obtuvieron del modelo de circulación Canadiense cGCM1 del CCmac. (Página para la obtención de datos: http://www.ccsn.ca/Download_Data/cGCM2_Predictors-e.html). Este modelo toma en cuenta los impactos combinados de los gases de efecto invernadero (GEI) y los aerosoles sulfatados sobre el clima. El modelo cGCM1 proporciona el escenario de emisión de CO₂ IS92a (figura 40).

FIGURA 40

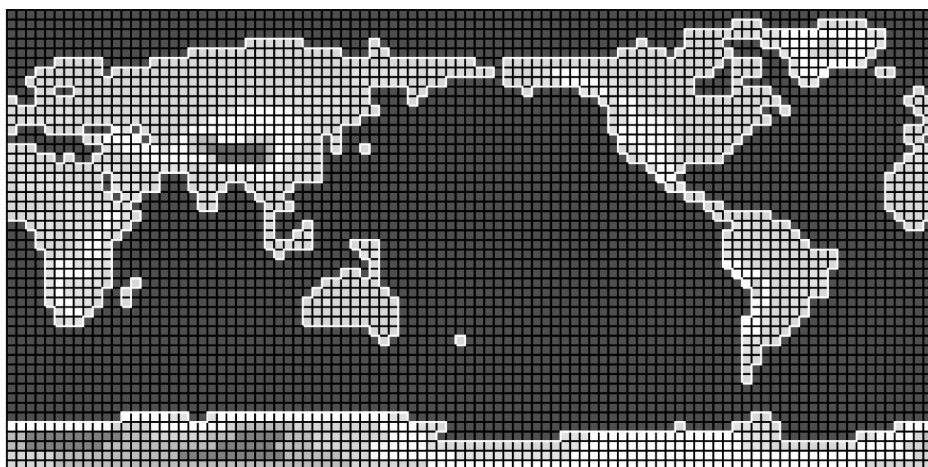
EL ESCENARIO IS92A CONSIDERA UNA CONCENTRACIÓN EFECTIVA DE CO₂ QUE SE INCREMENTA A RAZÓN DE 1 POR CIENTO POR AÑO A PARTIR DE 1990



En el modelo las concentraciones son determinadas por interpolación lineal entre los valores especificados al 2000, 2025, 2050 y 2100.

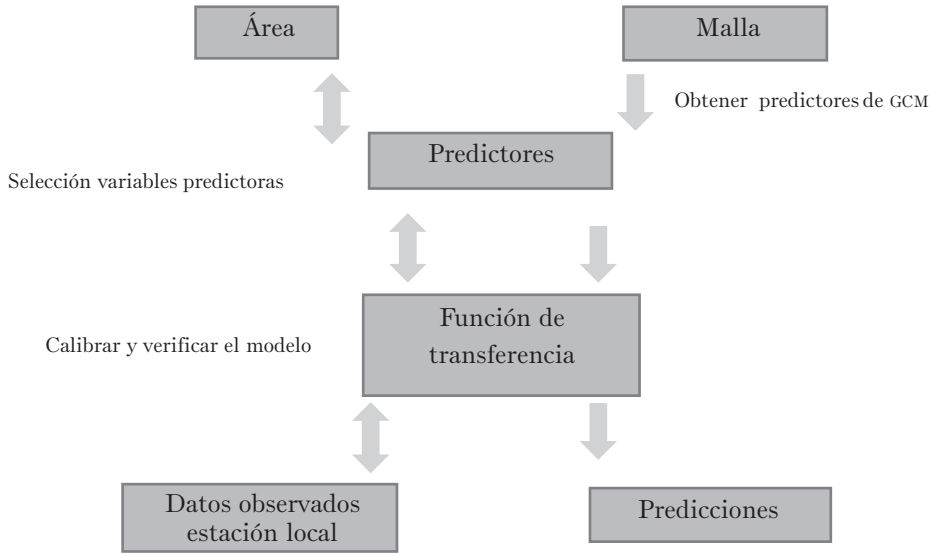
El modelo Canadiense CGCM1 es un modelo espectral con una componente atmosférica de 10 niveles verticales, de resolución de 3.7° de latitud y 3.7° de longitud (figura 41) y una componente oceánica con una resolución de 1.8756° de latitud y 1.877° de longitud y 29 niveles verticales. El CGCMAO representa de manera realista y adecuada el clima contemporáneo observado en términos de temperatura, de precipitación y de variabilidad estacional interanual (Flato *et al.*, 2000).

FIGURA 41
MALLA PARA SELECCIONAR LOS PUNTOS PARA OBTENER
LA INFORMACIÓN CLIMÁTICA PAR EL MODELO CGCM1



Acorde a la figura 42, el primer paso del proceso es la definición de las relaciones estadísticas basados en datos observados (flechas de doble sentido). Esto requiere de identificar variables climáticas a larga escala (predictores) para su uso en las funciones de transferencia. Toda vez que los predictores han sido identificados, se puede, hacer uso de las funciones de transferencia. El modelo SDSM utiliza la regresión lineal. En este tipo de función de transferencia se tiene la restricción de que los predictores deben de ser independientes dado que si no es así, los coeficientes de regresión no serán estimadores verdaderos de la contribución de cada predictor a la varianza del predictando (variable local).

FIGURA 42
 APROXIMACIÓN DE FUNCIÓN DE TRANSFERENCIA AL REESCALADO



Las flechas de doble sentido indican pasos basados en datos observados; flechas en un sentido indican pasos con datos de los GCM para determinar variables correspondientes a un tiempo futuro (modificado de Wilgby y Wigley, 1997).

En un modelo de regresión lineal si los predictores están correlacionados entonces éstos están tratando de explicar lo mismo y como resultado la varianza entre los predictores podrá estar distribuida de tal manera que es insignificante; esto se conoce como multicolinealidad (Willby *et al.*, 2002). Toda vez que se han obtenido las funciones de transferencia procede la verificación de los modelos estadísticos misma que se lleva a cabo usando una porción de los datos independientes. Posteriormente los modelos estadísticos pueden ser usados para hacer las proyecciones.

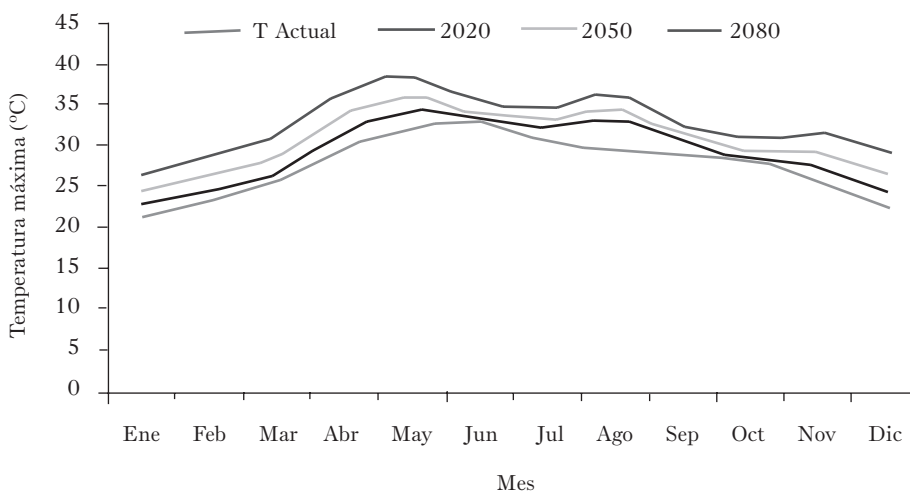
En resumen, en las técnicas estadísticas de reducción de escala las variables del clima regional o local (predictandos) se obtienen generando un modelo estadístico que las relaciona con las variables de gran escala del GCM (predictores). Dicha relación involucra relaciones entre observaciones de gran escala y de superficie, teniendo como hipótesis fundamental que las relaciones construidas con el clima actual se mantienen bajo cambio climático (Rivas, 2007).

En aras de ejemplificar el uso del modelo SDSM, se eligió el municipio de Cuencamé en el estado de Durango ubicado en la porción Centro Norte de México cuyas coordenadas son: 25°52'0" Latitud y 103°41'47" con 1,600 m de altura sobre el nivel medio del mar. El clima en la mayoría de la región es semiseco templado (BS1k) y moderadamente seco semicálido (Bsh) con régimen de lluvias en verano. El promedio de precipitación total anual es de 344.7 mm y la temperatura promedio anual es de 18.9 °C (Esquivel, 2008).

Temperatura máxima

En la figura 43 se muestra el comportamiento del escenario generado para los años 2020, 2050 y 2080 para la temperatura máxima; la curva inferior en la figura 43 muestra la temperatura máxima del periodo observado (1961-1990). Para el 2020 se observa que en los meses de enero a junio, la tendencia incrementa en 1°C; sin embargo a partir del mes de julio se incrementa llegando a los 2°C con un pico en el mes de agosto hasta de 4°C.

FIGURA 43
 ESCENARIOS DE TEMPERATURA MÁXIMA PARA LOS AÑOS 2020, 2050 Y 2080
 PARA LA ESTACIÓN DE CUENCAMÉ, DURANGO



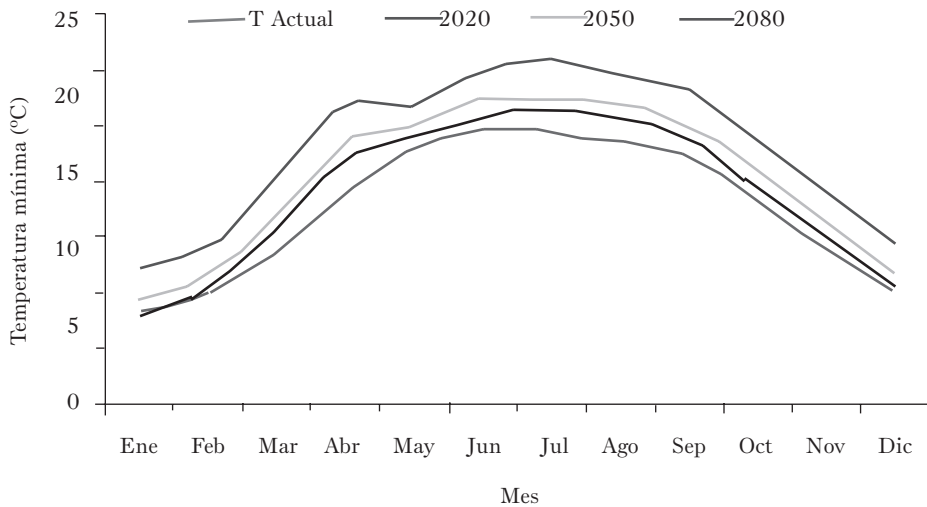
Utilizando el modelo SDSM.

Para el 2050, la tendencia de aumento en las temperaturas es de 3°C durante la primera mitad del año, siendo de nuevo a partir del mes de julio donde comienza a incrementarse más; siendo agosto el mes con mayor índice de aumento de temperatura, llegando incluso hasta los 7°C. Similar es el comportamiento del escenario del año 2080, con una tendencia cercana a los 6°C durante la primera mitad del año, manteniéndose el mes de agosto como uno de los meses con mayor aumento de temperatura, ahora hasta de 10°C.

Temperatura mínima

Respecto a la temperatura mínima promedio actual y la predicha por el modelo (figura 44), se presenta una tendencia de manera uniforme lo que indica que la calibración del modelo se llevó a cabo de manera satisfactoria.

FIGURA 44
ESCENARIOS DE TEMPERATURA MÍNIMA PARA LOS AÑOS 2020, 2050 Y 2080
PARA LA ESTACIÓN DE CUENCAMÉ, DURANGO



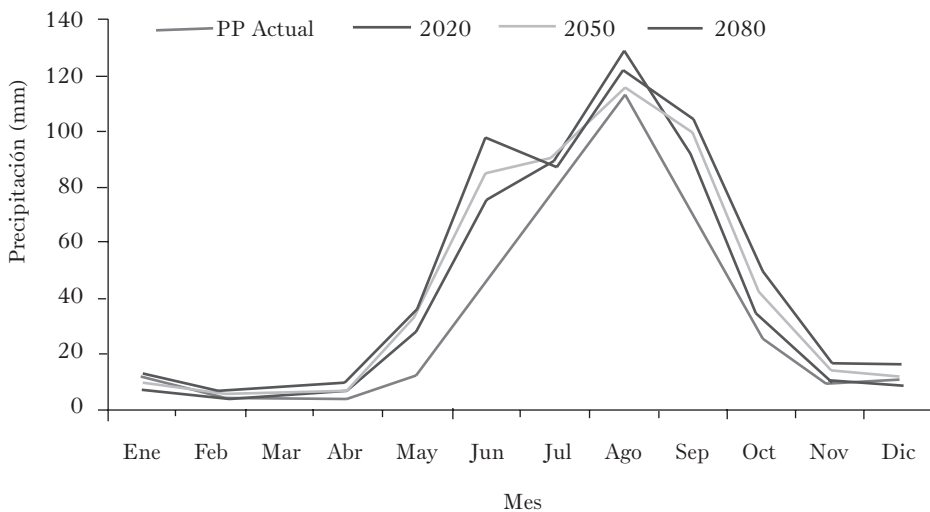
Para el escenario del año 2020 se mantiene un aumento cercano a 1°C, siendo el mes de abril el de mayor aumento con 2°C, y los meses de junio, julio y agosto en promedio de 1.5°C de aumento en la temperatura. Para el año 2050, la tendencia

es de 1.8°C en promedio, siendo abril de nuevo el que indica un mayor aumento con 3.5 grados, seguido del periodo de julio a octubre con 2°C y en el escenario de los años 2080; el promedio de aumento de temperatura a lo largo de año es de 3.9 grados, destacando nuevamente el mes de abril con 5.7°C, seguido de los meses de julio a octubre, con 4°C de aumento de temperatura. En los tres escenarios el mayor índice de aumento de temperatura se da en el mes de abril.

Precipitación

En lo que se refiere al escenario del año 2020, la precipitación se mantiene normal hasta el mes de abril, siendo en el mes de mayo y junio donde se produce un incremento de 17 y 31 mm, respectivamente, teniendo también los meses de agosto, septiembre y octubre un aumento en promedio de 10 mm. Para el escenario del año 2050 se presenta la misma tendencia, siendo de nuevo a partir del mes de mayo donde se inicia el aumento en la lluvia con 20 mm, y junio con 40 mm, y se agregan los meses de septiembre y octubre con 25 y 16 mm, respectivamente.

FIGURA 45
 ESCENARIOS DE PRECIPITACIÓN PARA LOS AÑOS 2020, 2050 Y 2080
 PARA LA ESTACIÓN DE CUENCAMÉ, DURANGO



Para el caso del escenario del año 2080, el patrón de lluvia se mantiene de manera similar aumentando sólo en cantidad, pues mayo indica 24 mm, y junio presenta 53 mm de precipitación, los meses de septiembre y octubre se mantienen igual con aumentos de 31 y 24 mm (figura 45). En los tres escenarios la tendencia es similar, modificándose de manera gradual el incremento en la precipitación.

Modelos estocásticos

En climatología, existen diversas clasificaciones que agrupan a los modelos acorde a su estructura matemática y objetivo; sin embargo, se pueden establecer dos aproximaciones fundamentalmente diferentes (Sánchez, 2005): aproximación física, basada en procesos y aproximación empírica o modelos de caja negra.

La aproximación física se fundamenta en la necesidad de describir los sistemas en términos de leyes fundamentales o principios teóricos de la ciencia. Esta aproximación científica provee el potencial para describir los mecanismos relevantes que controlan el sistema, la naturaleza de sus interacciones y su variabilidad temporal y espacial (Singh y Kumar, 1993).

La aproximación es compleja y en general la descripción de la dinámica del sistema involucra el uso de ecuaciones diferenciales no lineales, las cuales se solucionan por métodos numéricos. Los parámetros en esta aproximación tienen significado físico representando características tales como: dimensión, velocidad o temperatura, que pueden medirse en el contexto de sistemas reales. Como ya se ha asentado anteriormente, la aplicación de estos modelos requiere que las condiciones iniciales y de frontera que describen el estado inicial del sistema sean especificadas.

La aproximación empírica trata de describir el sistema en términos de relaciones estadísticas o relaciones empíricas. Estos modelos pueden variar en complejidad, desde simples ecuaciones que involucran un solo parámetro, el cual por sí mismo representa un índice del efecto neto de un rango de características y procesos promediados o integrados en espacio y tiempo, a ecuaciones más complejas que involucran más parámetros. A diferencia de los modelos

físicos, los modelos empíricos proveen poca o nula información relacionada a los mecanismos internos del sistema (Singh, 1996).

La aplicación de modelos empíricos está limitada por dos condiciones: 1) su aplicabilidad se restringe a las condiciones en las que los parámetros fueron calibrados y 2) no pueden utilizarse para explorar la operación interna del sistema físico que tratan de describir. Los modelos físicos y modelos empíricos pueden subdividirse en: modelos deductivos (determinísticos) o inductivos (probabilísticos). Se dice que el proceso y su modelo son determinísticos si se ignora la probabilidad de ocurrencia de las variables que describen el proceso y el modelo sigue una ley definida de certidumbre (pero no una ley probabilística). En cambio, si se considera la probabilidad de ocurrencia de las variables y los conceptos de probabilidad se consideran cuando se formula el modelo, el proceso y su modelo son descritos como estocásticos (dependiente del tiempo) o probabilístico (no dependiente del tiempo); esta definición es especialmente útil en hidrología en donde se considera a la precipitación pluvial como una variable aleatoria (Sánchez, 2005).

Para procesos probabilísticos no dependientes del tiempo, la secuencia de ocurrencia de las variables involucradas en el proceso se ignora y se supone que la probabilidad de su ocurrencia sigue una distribución definida de probabilidad en la cual las variables se consideran puramente aleatorias (Haan, 1982).

Para procesos estocásticos dependientes del tiempo se toma en cuenta la secuencia de ocurrencia de las variables, las cuales pueden ser puramente aleatorias o no aleatorias y su distribución de probabilidad puede variar o no en el tiempo (condición de estacionalidad o no estacionalidad). En las variables puramente aleatorias los miembros de las series de tiempo son independientes, constituyendo por esto una secuencia aleatoria. En las variables no aleatorias los miembros de las series de tiempo son dependientes entre ellos y poseen un componente determinístico y un componente aleatorio, constituyendo una secuencia no aleatoria.

La simulación estocástica (citada también como método Monte Carlo) utiliza modelos matemáticos para el estudio de sistemas que se caracterizan por la ocurrencia de eventos discretos aleatorios los cuales son representados por variables aleatorias. La aleatoriedad encontrada en un sistema real puede ser sintetizada. Este tipo de aproximación permite la cuantificación del comportamiento

esperado del sistema y la cantidad de la variación aleatoria lo que constituye un indicativo del grado de riesgo asociado con el sistema (Gottfried, 1984). Sin embargo, acorde a Linsley (1976), los métodos estocásticos presentan la desventaja que las variables generadas estocásticamente son tan creíbles como lo sean los parámetros de las funciones de distribución de donde fueron generadas. Esto pone de manifiesto que la magnitud del record histórico o base de datos tiene un efecto en la incertidumbre de los parámetros a ser estudiados.

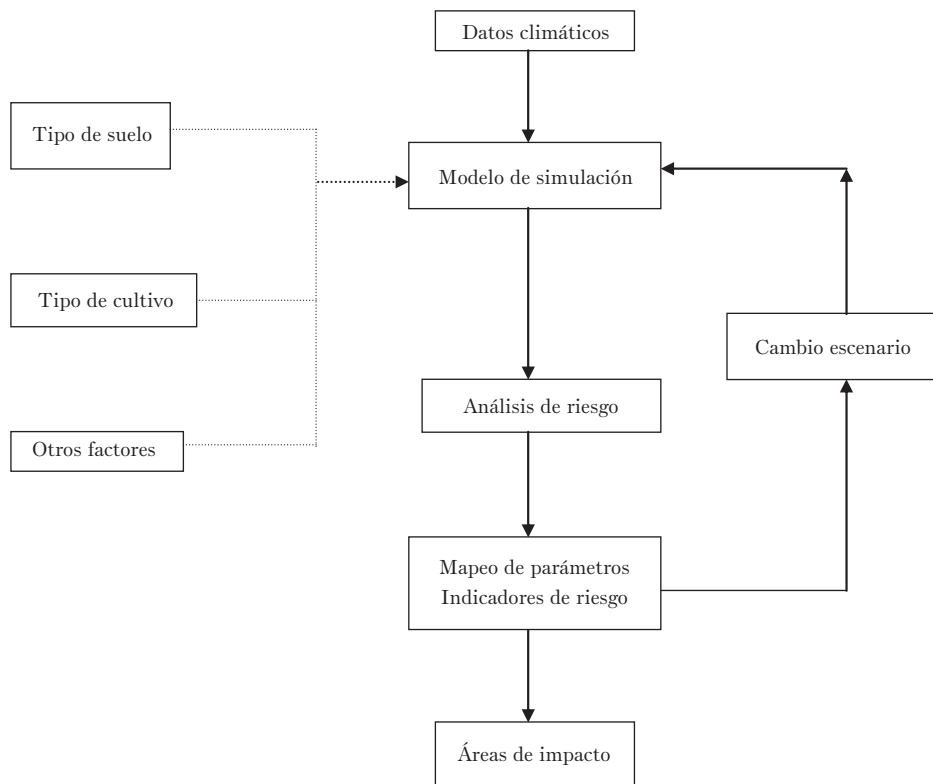
El gran problema en el análisis de riesgo estriba en la predicción y control de variables aleatorias como el caso de eventos extremos de precipitación y temperaturas. Esto enfatiza el estrecho vínculo entre el riesgo y la productividad.

Método Montecarlo

Para estimar los efectos del clima en la agricultura, es necesario obtener una representación cuantitativa de la variación del clima. Esto se debe definir en forma paramétrica en donde el orden de los parámetros son usados como entrada a modelos de simulación de crecimiento de los cultivos. Puesto que la variación climática no puede ser predicha con exactitud, la aproximación consiste en presentar escenarios hipotéticos en los que se desarrolla la actividad a evaluar (*i.e.* agrícola). En la figura 46 se aprecia un diagrama de flujo “genérico” mostrando los pasos en la determinación de áreas de impacto. Se utiliza el término “genérico” para puntualizar variaciones en procedimiento bajo el mismo esquema que el método puede sufrir (Sánchez, 2005).

Un paso esencial en el mapeo de áreas de impacto (o zonas vulnerables) consiste en la parametrización de las funciones probabilísticas de eventos climáticos sobre un área considerada. La información es manejada a nivel espacial por procesos de interpolación cuando la información es escasa pero que presenta cierta tendencia. El método más apropiado en el estudio de información climática lo constituye la teoría Bayesiana en donde se analizan probabilidades condicionales.

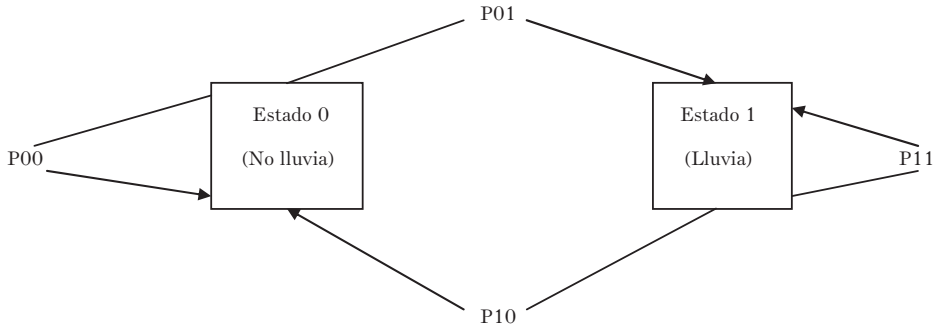
FIGURA 46
DELIMITACIÓN DE ÁREAS DE IMPACTO CLIMÁTICO



Fuente: Sánchez (2005).

La ocurrencia de precipitación diaria es un ejemplo meteorológico simple de un evento aleatorio binario (ocurre o no ocurre, lo que se considera dos estados de esa variable), por lo que una secuencia de estos eventos constituye una serie de tiempo de esta variable. Un modelo estocástico muy comúnmente usado para el análisis de información de este tipo, son las Cadenas de Markov de primer orden para dos estados de la naturaleza. Estas cadenas tienen la propiedad de que la probabilidad de transición que gobierna cada observación en la serie de tiempo depende sólo del valor del dato anterior (Wilks, 1995; Banks, 1998; Haan, 1982); esto se esquematiza en la siguiente figura.

FIGURA 47
 REPRESENTACIÓN ESQUEMÁTICA DE UNA CADENA DE MARKOV DE PRIMER ORDEN
 PARA DOS ESTADOS DE LA NATURALEZA; LLUVIA O NO LLUVIA



Acorde a la figura anterior, para cada valor en la serie de tiempo de la lluvia, el proceso estocástico se encuentra en el estado 0 (no lluvia, $X_t = 0$) o 1 (lluvia $X_t = 1$). En cada paso, el estado puede permanecer inmóvil o bien cambiar a otro estado; es decir, si hoy llueve puede suceder que mañana también llueva o que no ocurra lluvia. De esta manera, son posibles cuatro transiciones:

- Día sin lluvia seguido de día sin lluvia (p_{00})
- Día con lluvia seguido de día sin lluvia (p_{10})
- Día sin lluvia seguido de día con lluvia (p_{01})
- Día con lluvia seguido de día con lluvia (p_{11})

Las probabilidades de transición son condicionales para el estado futuro $t + 1$, es decir, si ocurrirá precipitación mañana, dado el estado al tiempo t , es decir, si ocurrió precipitación hoy. En forma matemática esto es (Sánchez *et al.*, 1995):

$$\begin{aligned}
 p_{00} &= \Pr\{X_{t+1} = 0 \mid X_t = 0\} \\
 p_{01} &= \Pr\{X_{t+1} = 1 \mid X_t = 0\} \\
 p_{10} &= \Pr\{X_{t+1} = 0 \mid X_t = 1\} \\
 p_{11} &= \Pr\{X_{t+1} = 1 \mid X_t = 1\}
 \end{aligned} \tag{32}$$

El parámetro climático p_{00} , es el que debiera incluirse en el mapeo de la variabilidad climática en virtud de que este parámetro está estrechamente relacionado con la duración media del periodo seco el cual a su vez se asocia con la variación de la precipitación en el corto y largo plazo. Asimismo, la p_{00} , ofrece una determinación estadística robusta.

Anomalías climáticas

Las relaciones funcionales entre variables como temperatura, escurrimiento, fotosíntesis, precipitación, son aún motivo de numerosos estudios en el mundo; sin embargo, la precipitación es quizá la variable de decisión más importante en términos de productividad y bienestar de la población. Su déficit ha provocado hambrunas, conflictos, bancarrotas y flujos migratorios. Su exceso, por otro lado, ha sido motivo de grandes desastres físicos y humanos en donde pueblos enteros han perdido su patrimonio obligándolos a desplazarse a lugares donde su seguridad adquiera un modo más estable.

Tratándose de procesos de toma de decisiones, la cuantificación de la variabilidad de la precipitación es de crucial importancia en aras de una adecuada planeación y diseño de mecanismos de mitigación. En este sentido, el conocimiento de la variación de anomalías climáticas adquiere una utilidad sobresaliente ya que el impacto del clima puede ser reportado en términos de índices; así, existen varios métodos para zonificación de áreas basados en cantidad de precipitación, su estacionalidad, orografía, etcétera.

Un método comúnmente utilizado a nivel global por su facilidad de parametrización y su necesidad de información fácilmente disponible, es el Índice Estandarizado de Precipitación o SPI por sus siglas en inglés (Sánchez *et al.*, 2008a). Este método fue desarrollado por McKee *et al.* (1993), para categorizar la precipitación observada como la desviación estandarizada con respecto a una función probabilística de densidad. Sucintamente el SPI indica cómo la precipitación para cualquier duración elegida (un mes, dos tres, etcétera), en un lugar específico, se compara con el promedio histórico de ese lugar en el mismo periodo de tiempo elegido (Edwards y McKee, 1997). Este índice puede ser usado como indicador de sequía o para definición de periodos de exceso de humedad (inundaciones). Normalmente la función que describe la ocurrencia de precipitación es la función

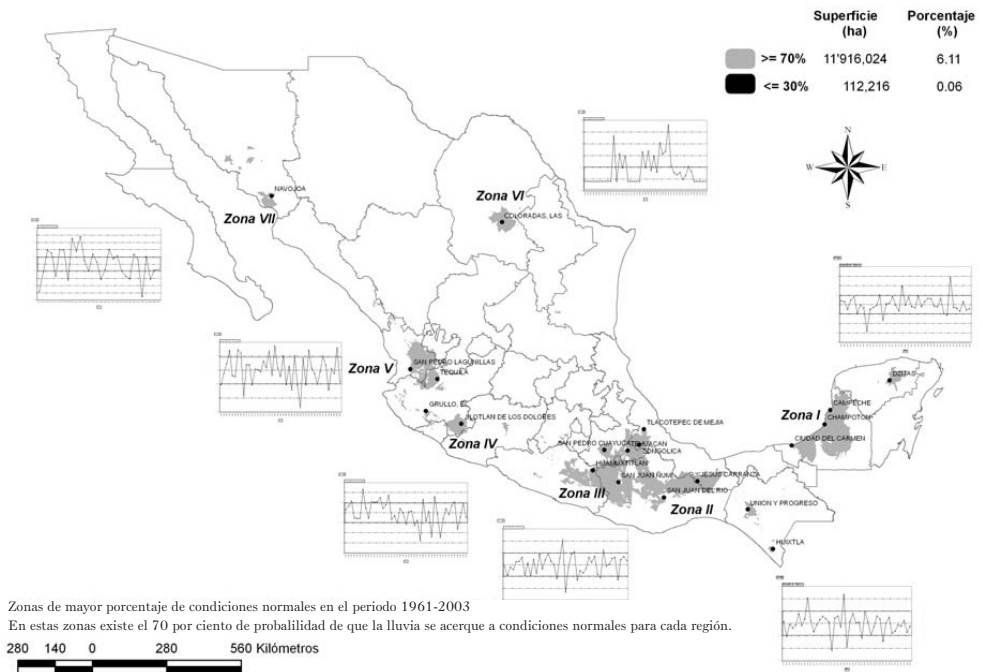
Gama dada la asimetría de la precipitación y el sesgo (Wilks, 1995). El algoritmo para calcular este índice es como se detalla en la tabla 9 (Sánchez *et al.*, 2008a):

TABLA 9
PROCEDIMIENTO PARA EL CÁLCULO DEL ÍNDICE ESTANDARIZADO DE PRECIPITACIÓN (SPI)

| <i>Proceso</i> | <i>Ecuación</i> |
|---|--|
| Transformar los datos de precipitación del periodo elegido a su forma logarítmica | $\bar{X}_{\ln} = \frac{\ln(X)}{N}$ |
| Obtener la constante “U” para la posterior obtención del parámetro de forma y de escala | $U = \ln(X) - \bar{X}_{\ln}$ |
| Obtener el parámetro de forma de la función probabilística gama (FPD) | $\beta = \frac{1}{4U} \left[1 + \sqrt{\frac{4U}{3}} \right]$ |
| Obtener el parámetro de escala de la misma (FPD) | $\alpha = \frac{\bar{X}}{\beta}$ |
| Transformar a la distribución gama (acumulada) | $G(x) = \frac{1}{\alpha^\beta \Gamma \beta} \int_0^x t^{\beta-1} e^{-\frac{t}{\alpha}} dt$ |
| Transformar los valores gama | $X_g = q + (1 - q) * G(x)$ |
| Obtener valores intermedios | $t = \sqrt{\ln \frac{1}{X_g}}$ para $0 < X_g \leq 0.5$ $t = \sqrt{\ln \frac{1}{1 - X_g}}$ para $0.5 < X_g \leq 1.0$ |
| Obtener el SPI de las transformaciones de “t” | $SPI_1 = - \left[t - \frac{c_0 + c_1 t + c_2 t^2}{1 + d_1 t + d_2 t^2 + d_3 t^3} \right]$ para $0 < X_g \leq 0.5$ $SPI_2 = + \left[t - \frac{c_0 + c_1 t + c_2 t^2}{1 + d_1 t + d_2 t^2 + d_3 t^3} \right]$ para $0.5 < X_g \leq 1.0$ |
| | Donde: $c_0 = 2.515517$ $c_1 = 0.802853$ $c_2 = 0.010328$ $d_1 = 1.432788$ $d_2 = 0.189269$ $d_3 = 0.001308$ |

Utilizando el algoritmo descrito anteriormente se obtuvo el mapa de la figura 48 en el que se muestran las zonas con mayor “estabilidad o normalidad” para la variable precipitación. Acorde a los resultados, en estas regiones existe un 70 por ciento de probabilidad de que la precipitación en un año dado se ubique en \pm una desviación estándar alrededor del promedio histórico de la precipitación durante 1961-2003. Acorde a la indización del SPI esto correspondería a condiciones climáticas ligeramente secas a ligeramente húmedas.

FIGURA 48
REGIONES CON LA MENOR ANOMALÍA DE LA PRECIPITACIÓN TOTAL ANUAL



Con base a valores del índice estandarizado de precipitación (SPI) con rangos entre -0.59 y 0.51 desviaciones estándar con respecto al valor promedio de precipitación considerando 2,800 estaciones climáticas y años 1961 al 2003.

Usando el mismo procedimiento se obtuvieron los mapas de las figuras 49 y 50 para condiciones extremas secas y húmedas, respectivamente para el periodo 1961-2003.

FIGURA 49
REGIONES CON CONDICIONES SECAS, SPI < -1.90 DURANTE 1961-2003

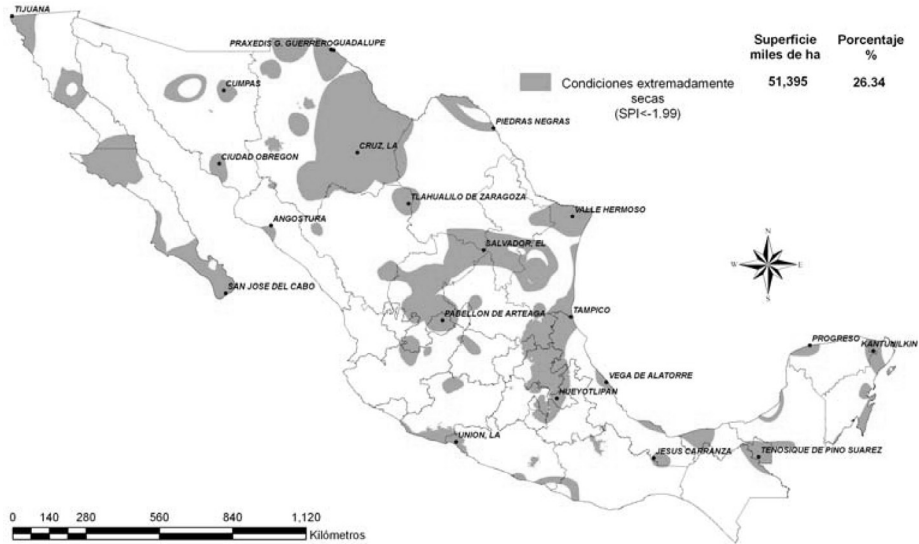
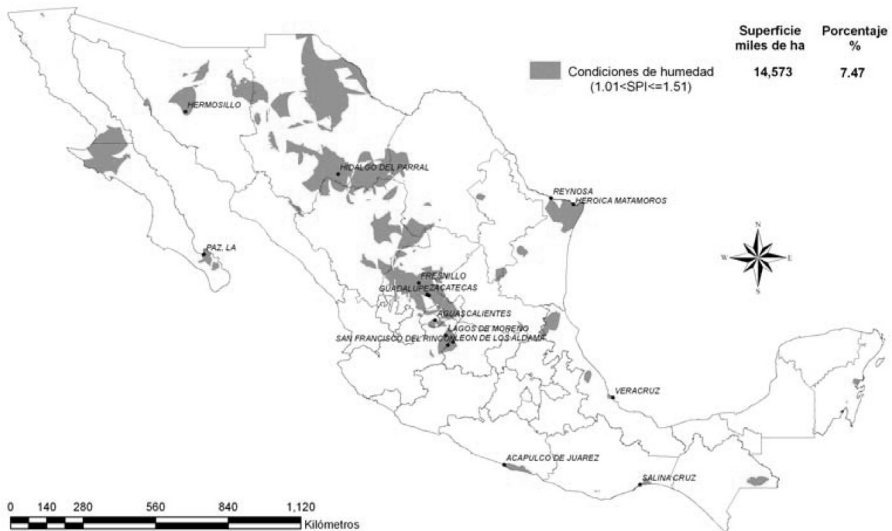


FIGURA 50
REGIONES CON CONDICIONES HÚMEDAS, 1.01 < SPI ≤ 1.51, DURANTE 1961-2003



De las figuras 49 y 50 se puede notar que existen regiones que son afectadas por eventos extremos húmedos y secas por igual indicando con ello la gran aleatoriedad del clima y la necesidad de considerar modelos estocásticos en la cuantificación del riesgo.

Impactos

Desde el punto de vista ambiental, el término impacto significa "...conjunto de posibles efectos negativos sobre el medio ambiente de una modificación del entorno natural como consecuencia de obras u otras actividades" (Real Academia de la Lengua Española, 1992); la utilización del término es amplio y es objeto de múltiples aplicaciones, no sólo a lo ambiental sino a problemas sociales y por ende a los costos económicos, derivados de cambios en el ambiente.

Científicos de diversos países han informado a Naciones Unidas que la quema del petróleo, carbón y gas natural está cambiando el clima del planeta (Motavalli, 2005). Para la explicación de estos cambios, diversos autores han formulado una gran gama de teorías que incluyen cambios geofísicos extraterrestres y terrestres que van desde la cantidad de luz solar recibida, variaciones en la inclinación del eje terrestre, modificaciones en la órbita de la Tierra, diferencias en la distancia Sol-Tierra, cambios en la distribución de tierras y mares, modificaciones en los patrones de circulación oceánica y atmosférica, entre otros (véase el apartado de Elementos de Climatología Física en esta publicación). Igualmente los cambios son percibidos en diversas escalas de tiempo: variaciones periódicas cortas del orden de meses, estacionales, anuales, decadales y de gran perspectiva, donde se consideran siglos y milenios.

Desde que el tema del cambio climático adquirió relevancia social en la década de los ochenta, diversos centros de investigación en el país se han abocado a estudiar tanto los aspectos físicos, como los sociales a que da lugar el fenómeno. Así en la última década, las investigaciones en torno al cambio climático han dado lugar a diversos temas de estudios. Desde aquellos que cuantifican las extensiones de los glaciares, abordan las variaciones de los elementos del clima, analizan la sequía, predicen escenarios, etcétera; hasta los que evalúan el impacto en diversos sectores socio-ambientales (degradación del ambiente, producción agrícola, migraciones, enfermedades y plagas, etcétera).

Las últimas evaluaciones del IPCC presentadas en el AR4 integraron información científico-técnica reconocida internacionalmente para diagnosticar la situación mundial y regional de las alteraciones del sistema climático, estableciéndose las siguientes conclusiones: el calentamiento del sistema climático es inequívoco, los gases de efecto invernadero registraron un incremento drástico y significativo desde 1850 asociado al proceso de industrialización, ocasionando un aumento de la temperatura global del planeta y otros impactos climáticos. Para finales del siglo XXI el aumento en la temperatura del planeta con mayor probabilidad será de entre 1.1 a 4.5 grados centígrados o mayor, en el nivel del mar podría registrar un aumento de 28 a 43 centímetros para este siglo, y posiblemente se observarán cambios importantes en los patrones de precipitación y en los eventos climáticos extremos; finalmente el cambio climático ya está teniendo una influencia indiscutible sobre muchos de los sistemas físicos y biológicos.

La traducción sintética y práctica de los científicos del IPCC, los denominaron los patrones asociados al cambio climático: derretimiento de las capas de hielo, lo que provocaría el aumento del nivel del mar y la inundación y destrucción de algunas costas; presencia de lluvia en tiempos y lugares antes no existentes; sequías más prolongadas e intensas en otras zonas; extinción y/o migración de muchas especies animales y vegetales; aumento de enfermedades; incremento en la intensidad de los eventos extremos como ciclones tropicales y tormentas invernales de latitudes medias.

Los impactos del cambio climático variarán regionalmente y a nivel mundial y es muy probable que impliquen costos anuales netos (por ejemplo, los que resulten de eventos hidrometeorológicos extremos o efectos en la agricultura). Los costos se elevarán a medida que la temperatura global se incremente y los impactos en los sistemas humanos y biológicos sean mayores.

Es pertinente recalcar que el clima es producto de la constante y compleja interacción entre la atmósfera, los océanos, las capas de hielo y nieve, los continentes y la vida en el planeta y las actividades económicas en general. El desequilibrio que se presente en alguno de ellos, dará lugar a cambios en los elementos de este sistema.

La extensión del hielo y de la capa de nieve ha disminuido. Los datos de los satélites muestran que es muy probable que haya habido disminuciones de un 10 por ciento en la extensión de la capa de nieve desde finales de los años

sesenta, y las observaciones en tierra muestran que es muy probable que haya habido una reducción de unas dos semanas en la duración anual de la capa de hielo en lagos y ríos en latitudes medias y altas del hemisferio norte durante el siglo XX. También señala que ha habido una recesión generalizada de los glaciares de montaña en las regiones no polares durante el siglo XX y que la extensión del hielo marino en primavera y verano en el hemisferio norte ha disminuido de 10 a 15 por ciento desde los años cincuenta. El calentamiento de la Tierra y el descenso de las lluvias en ciertas regiones revelan que los glaciares de América del Sur, en Chile y Argentina, han acelerado su derretimiento y con ello aumentado el nivel del mar. Así el proceso de pérdida de los glaciares de la Patagonia incrementaron el agua de los océanos en 0.04 milímetros por año entre 1975 y 2000, lo que representó el 9 por ciento del incremento global, lo cual sin duda está poniendo en señal de alerta a muchas ciudades del mundo que se encuentran asentadas en las costas (Claridades Agropecuarias, 2005).

En el polo norte, los glaciares también presentan derretimiento acelerado, el descongelamiento podría originar un aumento de un centímetro en el nivel del mar cada 60 años. Los hielos del norte, los cuales cubren un área cinco veces mayor que los del sur, aportaron el 30 por ciento del aumento de las aguas de los océanos entre 1975 y el año 2000.

Además de los daños que podrán causar el incremento de los niveles de los mares, el derretimiento de los glaciares se está convirtiendo en un serio problema para muchos países. En Kazajstán la pérdida de hielos de sus glaciares podría reducir el caudal de aguas de sus ríos, donde muchos de éstos, son utilizados para llevar agua a los hogares y para las actividades agrícolas. Así que el derretimiento de los glaciares a un ritmo acelerado podría generar escasez de agua para cientos de millones de personas en el mundo.

IMPACTOS FÍSICOS/BIÓTICOS

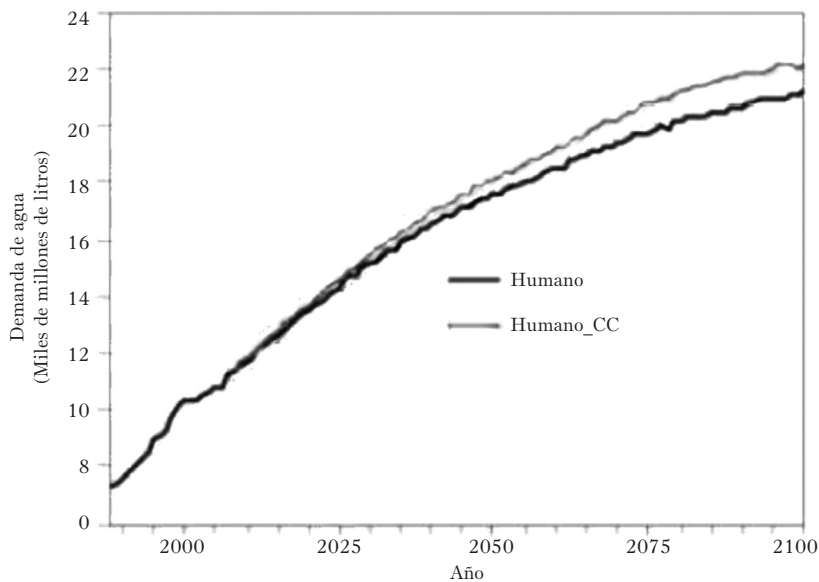
Recursos hídricos

Existe evidencia de que el cambio climático está afectando a los sistemas hidrológicos y biológicos; en esta tesitura, se incrementará la pérdida de biodiversi-

dad y con ello la disminución en muchos de los servicios ecosistémicos, lo cual repercutirá en los sistemas productivos. El sector hídrico es uno de los más vulnerables al cambio climático; los aumentos en evapotranspiración, resultado del calentamiento del planeta, reducirán la disponibilidad de agua a la vez que serán mayores las demandas por el recurso en los sectores (residencial, agropecuario e industrial); por ejemplo, la figura 51 a, b y c muestra un aumento en la demanda de consumo de agua debido al aumento en la temperatura.

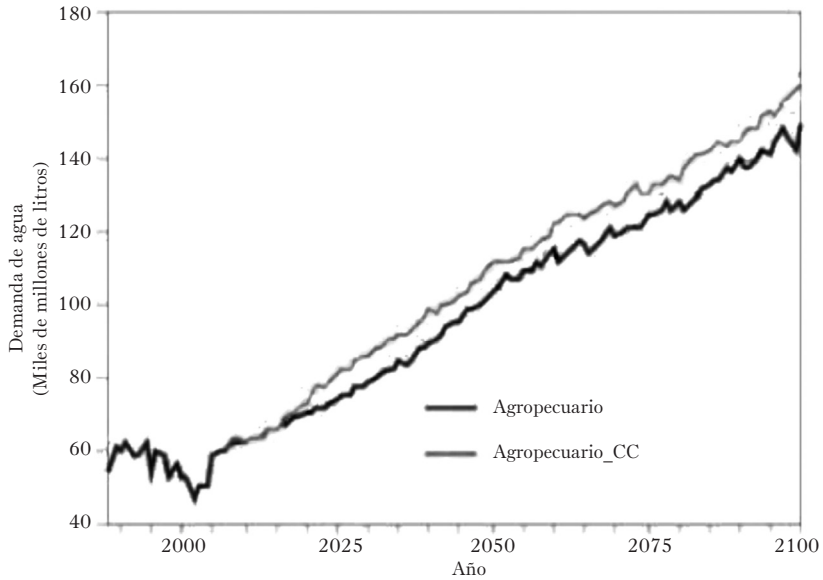
FIGURA 51
EFFECTOS DEL CAMBIO CLIMÁTICO EN LA DEMANDA DE AGUA POR SECTORES,
PROYECCIONES AL 2100 (GALINDO, 2009)

a) Abastecimiento público



Para estimar el impacto del cambio climático en la disponibilidad de agua existen diversos tipos de modelos; en caso de la relación entre los niveles de precipitación, evaporación y la temperatura, los resultados obtenidos muestran que la disponibilidad mantiene una relación positiva con el nivel de precipitación, en tanto que la temperatura registra una elasticidad negativa, lo que indica que un aumento en la temperatura disminuye el nivel de disponibilidad (figura 52).

b) Sector agropecuario



c) Sector industrial

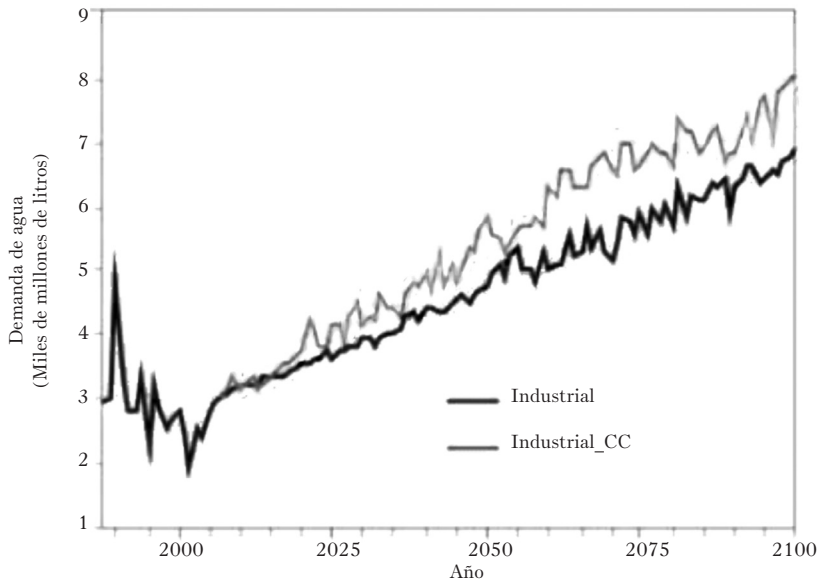
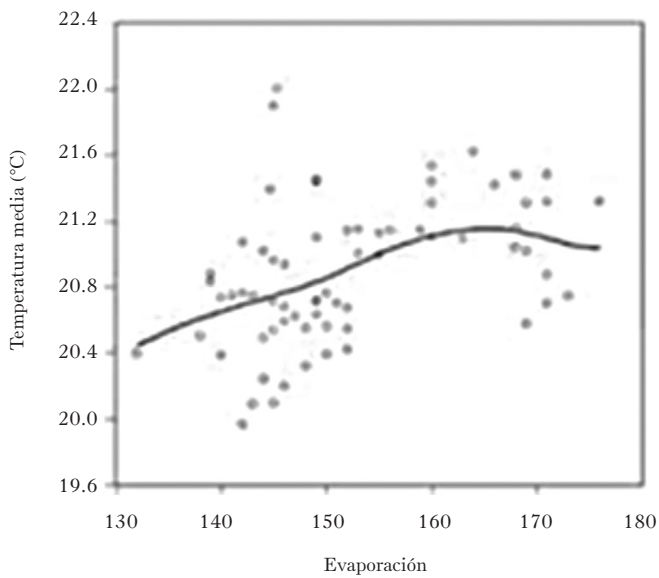


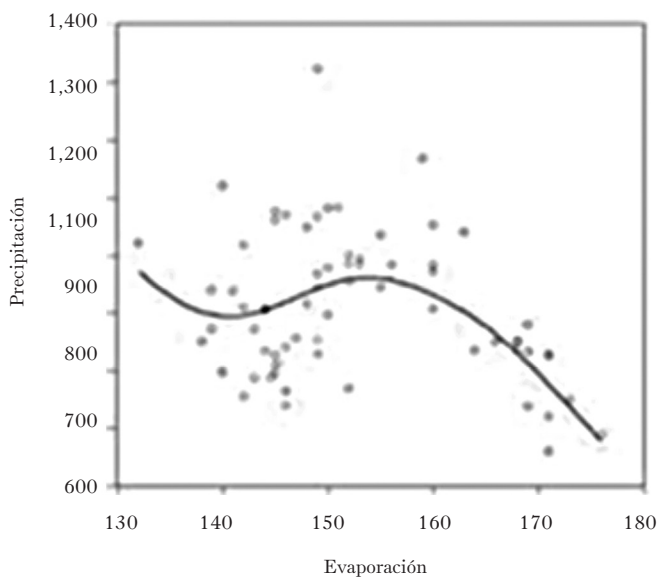
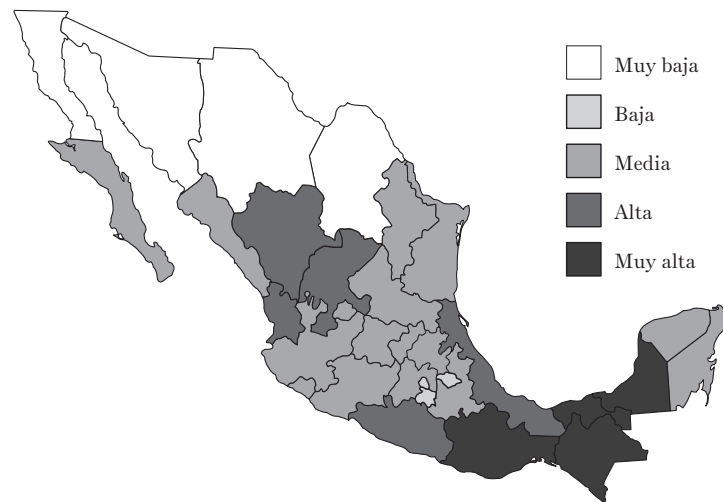
FIGURA 52
ESTRÉS HÍDRICO EXPRESADO EN TÉRMINOS DE LAS RELACIONES FUNCIONALES
ENTRE TEMPERATURA, PRECIPITACIÓN Y EVAPORACIÓN

Disponibilidad de agua per cápita en 2000



Fuente: Galindo (2009).

FIGURA 52 (Continuación)
Disponibilidad de agua per cápita en 2000



Los resultados muestran un aumento significativo del *stress* hídrico para el 2100 en la zona norte. Ello resulta particularmente preocupante al considerar que estas áreas serán también intensamente afectadas por aumentos en la temperatura.

Los impactos potenciales del cambio en los patrones de clima han quedado de manifiesto explícitamente mediante el uso de los modelos de simulación descritos en este documento. Sin embargo, es pertinente puntualizar el impacto de estos cambios en las variables del ciclo hidrológico. Este ciclo en su forma más elemental puede ser representado por la siguiente ecuación (Sánchez, 2005):

$$\Delta S = P - Q - E \quad (33)$$

Donde P es precipitación pluvial, Q es el escurrimiento, E es la evapotranspiración, ΔS es el cambio en el almacenamiento. Sin duda en la ecuación de balance la variable que controla el valor de las demás es la precipitación ya que interviene en la producción de escurrimiento, infiltración y determina, junto con otras variables atmosféricas y propiedades físicas de los suelos, la cantidad de agua que consumen los cultivos (Sánchez *et al.*, 2003, Ojeda *et al.*, 2008).

En relación a Q , Betts *et al.* (2007) establecen que la reducción en evapotranspiración debido a los incrementos en CO_2 implican que la vegetación reduzca su extracción de agua del suelo dejando así condiciones húmedas antecedentes que favorecen la producción de escurrimientos a lo que le han llamado “Impulsor Fisiológico”. Estos autores han encontrado que incrementos del doble de CO_2 (relativo a los niveles que existían de este gas en la época pre industrial) repercute en incrementos en “ Q ” de hasta 6 por ciento. Sus resultados indican que la cuantificación del impacto del incremento en CO_2 en el ciclo hidrológico que consideren solo efectos de la radiación de este gas, tienden a subestimar los incrementos en escurrimiento y sobrestiman los decrementos.

La figura 53 muestra la variación de la temperatura y la precipitación promedio diaria como función de la variación del CO_2 . Como se ha especificado anteriormente en el modelo EdGCM se inició la simulación con una concentración de CO_2 de 314.9 ppm en el año 1958 con un incremento de 0.5 ppm.

año⁻¹ hasta el año 2000 y a partir de este año, se consideró un incremento exponencial de 1 por ciento de CO₂ hasta el año 2100.

FIGURA 53
VARIACIÓN DE LA TEMPERATURA Y PRECIPITACIÓN GLOBAL COMO FUNCIÓN
DE LAS FLUCTUACIONES EN EL DIÓXIDO DE CARBONO (CO₂)

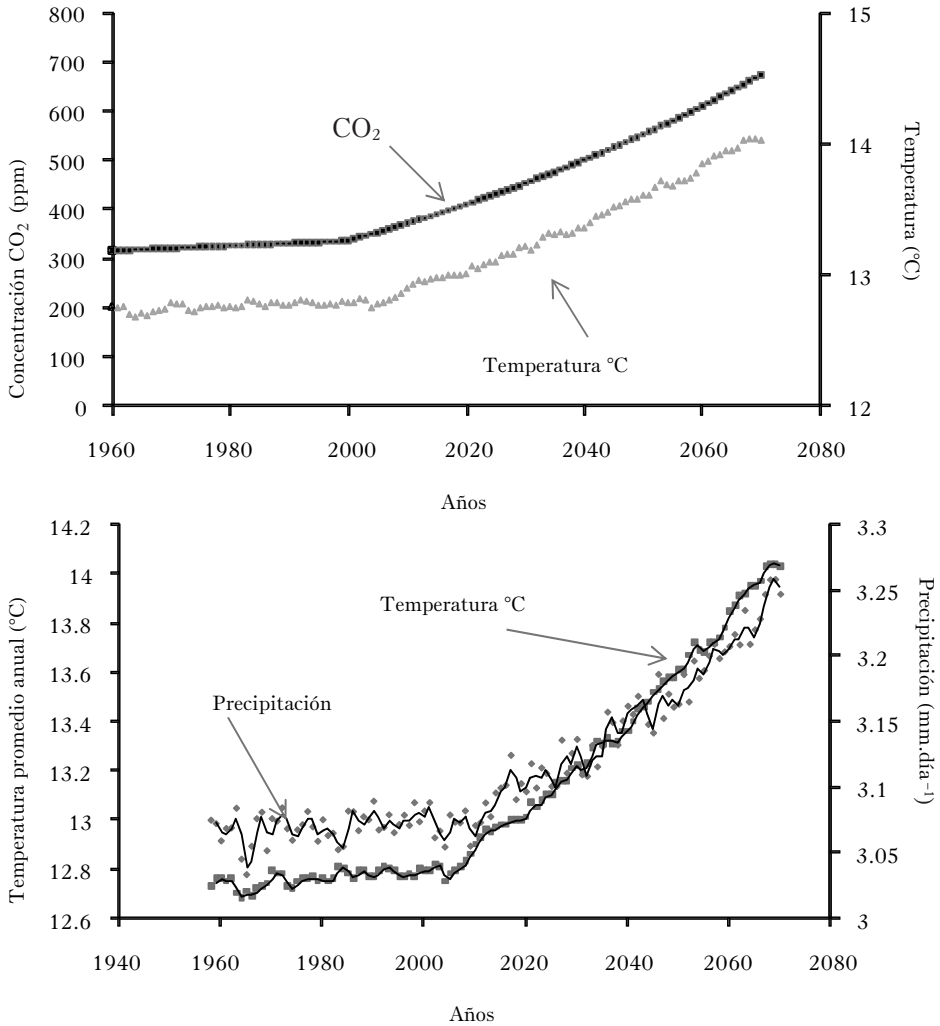
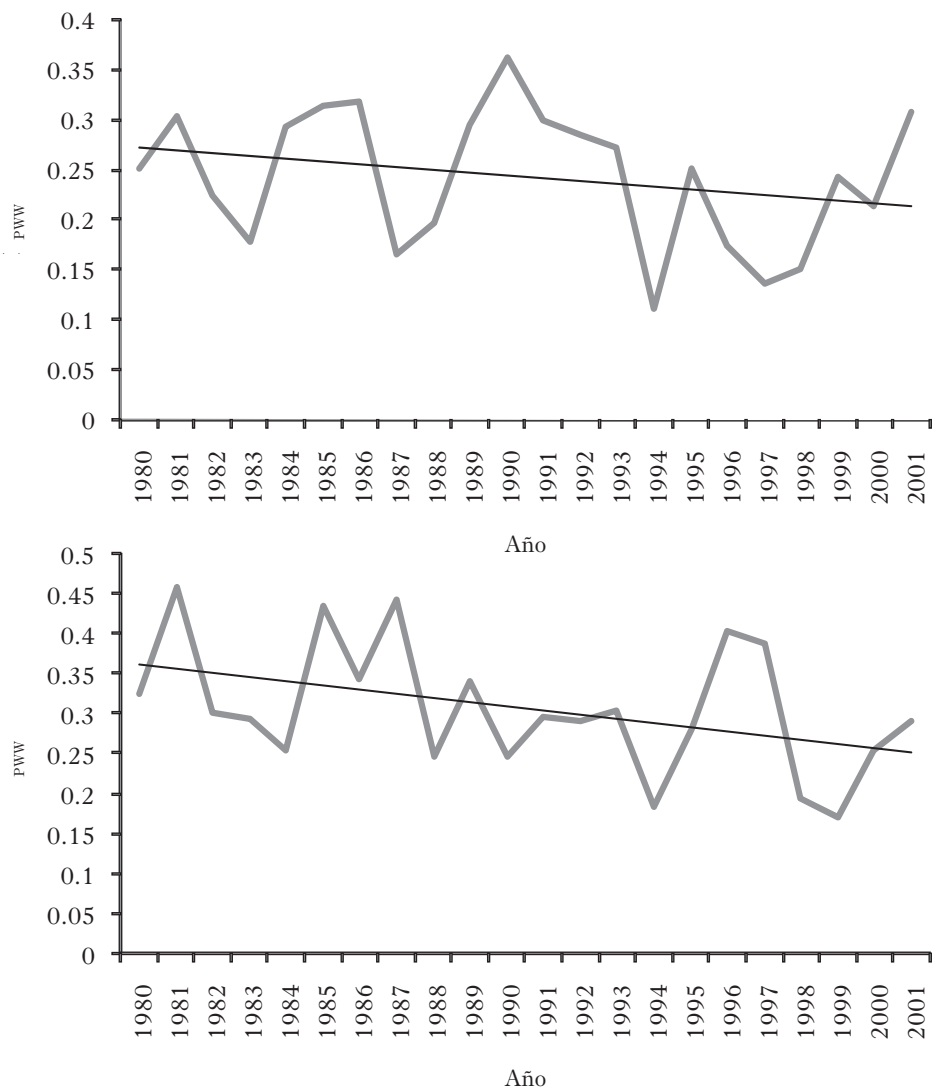


FIGURA 54



Probabilidad condicional de que un determinado día llueva dado que el anterior también llovió para las estaciones climatológicas Francisco I. Madero (parte superior) y Canatlán (inferior) del estado de Durango.

Con la tendencia simulada se esperaría que la cantidad de CO₂ inicial, se duplicara para el año 2062. Nótese la tendencia de incrementos en la temperatura en la misma proporción que el CO₂. Para el caso de la variación en la precipitación, en el gráfico se muestra una media móvil de dos años; en el contexto global, ésta tiende a incrementarse pero con fluctuaciones estacionales importantes que hacen la diferencia a nivel local.

Como se ha mencionado la tendencia global es a incrementar la precipitación en algunas partes del país con fluctuaciones estacionales importantes. Así, utilizando la ecuación 32 para obtener las probabilidades condicionales, en la figura 54 se muestra la probabilidad de que un determinado día llueva dado que el día anterior también llovió (p_{11} o PWW) para dos estaciones climáticas del estado de Durango.

La información de probabilidades condicionales se utiliza en los generadores de clima incluidos en los modelos de circulación general para estimar la ocurrencia y cantidad de precipitación diaria. El algoritmo se fundamenta en una matriz de transición en la que se calcula la probabilidad de ocurrencia de lluvia (Haan, 1982; Wilks, 1995).

Cambio de uso/cobertura de suelo/biodiversidad

El uso del suelo es uno de los temas de mayor relevancia en las discusiones de política ambiental a escala mundial. Existe una vulnerabilidad en los ecosistemas terrestres como reservas importantes de carbono, en razón del cambio climático actual y/o por los impactos del cambio en el uso del suelo.

El estudio de la dinámica en las coberturas vegetales del uso del suelo permite conocer las tendencias de procesos, tales como la deforestación, y la degradación vegetal, la desertificación y la pérdida de biodiversidad.

La tabla 10 muestra una matriz de probabilidades de transición construida con los inventarios de 1976 y 2000 para México con sus respectivas tasas de conversión; se observa que la transformación de la vegetación primaria de bosques y selvas a pastizales es la principal causa de deforestación, seguida de la transformación de cobertura arbórea a cultivo.

TABLA 10
 MATRIZ DE PROBABILIDAD DE TRANSICIÓN DE COBERTURAS VEGETALES
 ENTRE LOS AÑOS 1976 Y 2000 (GALINDO, 2009)

| | | 2000 | | | | | | | | | |
|------|---------------------------|----------------|---------------|-----------------|-----------------------------|----------------------------------|-----------------------------|-----------------------------|-----------------|-------------------------|--------------|
| | | <i>Bosques</i> | <i>Selvas</i> | <i>Matorral</i> | <i>Vegetación hidrófila</i> | <i>Otros tipos de vegetación</i> | <i>Pastizales naturales</i> | <i>Pastizales inducidos</i> | <i>Cultivos</i> | <i>Otras coberturas</i> | <i>Total</i> |
| 1976 | Bosques | 0.9062 | 0.0078 | 0.0026 | 0.0000 | 0.0001 | 0.0037 | 0.0559 | 0.0236 | 0.0001 | 1.0000 |
| | Selvas | 0.0157 | 0.8244 | 0.0032 | 0.0012 | 0.0004 | 0.0011 | 0.0865 | 0.0663 | 0.0011 | 1.0000 |
| | Matorral | 0.0027 | 0.0023 | 0.9401 | 0.0003 | 0.0056 | 0.0029 | 0.0257 | 0.0198 | 0.0007 | 1.0000 |
| | Vegetación hidrófila | 0.0002 | 0.0348 | 0.0061 | 0.8977 | 0.0142 | 0.0006 | 0.0236 | 0.0220 | 0.0008 | 1.0000 |
| | Otros tipos de vegetación | 0.0008 | 0.0014 | 0.1139 | 0.0077 | 0.8389 | 0.0011 | 0.0112 | 0.0239 | 0.0010 | 1.0000 |
| | Pastizales naturales | 0.0144 | 0.0012 | 0.0144 | 0.0001 | 0.0014 | 0.8255 | 0.0986 | 0.0436 | 0.0008 | 1.0000 |
| | Pastizales inducidos | 0.0139 | 0.0297 | 0.0185 | 0.0025 | 0.0013 | 0.0028 | 0.8610 | 0.0677 | 0.0027 | 1.0000 |
| | Cultivos | 0.0093 | 0.0225 | 0.0130 | 0.0007 | 0.0021 | 0.0042 | 0.0251 | 0.9162 | 0.0069 | 1.0000 |
| | Otras coberturas | 0.0050 | 0.0009 | 0.0027 | 0.0001 | 0.0006 | 0.1452 | 0.0078 | 0.0257 | 0.8120 | 1.0000 |
| | Total | 0.9988 | 0.9673 | 1.1422 | 0.7225 | 0.9066 | 0.7367 | 1.1916 | 1.3552 | 0.9790 | 1.0000 |

Se observa un aumento de la superficie cultivable en detrimento de las áreas de bosques y selvas. Bajo cualquier escenario de cambio climático existirá una menor superficie arbolada (bosques y selvas); la cubierta más vulnerable ante el cambio climático por la condición extrema en la que se encuentra y por su extensión en el país, es la vegetación tipo matorral.

El cambio climático conllevará aumentos de temperatura y déficit de humedad en el suelo, cuyos efectos se matizan considerando además la variabilidad natural, los impactos de los incendios y eventos extremos sobre la cobertura

ra vegetal. El año de 1998, por ejemplo, se caracterizó por un evento de El Niño muy fuerte lo que resultó en una seria amenaza para el sector forestal debido a una gran cantidad de incendios en diversas partes del país. En ese año, se reportaron 14,445 incendios en todas las entidades federativas, que afectaron 849,63 hectáreas (Villers y Hernández, 2007).

Aunado a lo anterior, la posibilidad de que ocurran cambios sustanciales en la estructura y funcionamiento de los ecosistemas terrestres ante un calentamiento global de entre 1 y 3°C por encima de los niveles de la época preindustrial; también ocurrirán cambios importantes en la estructura y funcionamiento de los ecosistemas marinos y otros ecosistemas acuáticos. Los impactos actuales y/o esperados del cambio climático sobre la biodiversidad en las próximas décadas son significativos e incluyen cambios en el tamaño y distribución de las poblaciones, cambios de rango, corrimientos en las fechas de las fases fenología, de evolución e incluso de extinción. México es uno de los países megadiversos que en conjunto albergan entre el 60 y el 70 por ciento de la biodiversidad total del planeta (Conabio, 1998). La evidencia disponible sobre los impactos específicos del cambio climático sobre la biodiversidad en México se sintetiza en la tabla 11.

El incremento de la temperatura provoca un desfase en las estaciones del año dando lugar a alteraciones en los ciclos de plantas. Por ejemplo, los tiempos de procesos como el florecimiento y el brote de las hojas se ven alterados (Barradas, 1995). Los efectos en la biodiversidad pudieran tener repercusión en la seguridad alimentaria, así como reducir el número de especies de valor farmacéutico o cultural (por ejemplo, especies de importancia etnobotánica) y en la incidencia en la calidad de taza (por ejemplo el café).

Particularmente, el impacto en la actividad cafetalera es motivo de preocupación, ya que las variaciones extremas influyen en la producción, situación que pone en riesgo los mercados locales y regionales. La falta de iluminación solar por demasiados días de lluvias da lugar a usar sus reservas energéticas para contrarrestar el efecto de poca o alta radiación solar y por consiguiente provoca cambios fisiológicos que tienen incidencia en la calidad de taza, la disminución de peso y volumen de la producción (Gay *et al.*, 2006).

Tabla 11
EFECTO DEL CAMBIO CLIMÁTICO EN LOS ECOSISTEMAS DE MÉXICO

| <i>Ecosistema</i> | <i>Efecto</i> | <i>Región</i> | <i>Referencia</i> |
|-------------------|---|--|--|
| | Aumento de 1.3 a 3 grados; 2-18 por ciento de los mamíferos, 2-8 por ciento de las aves y 1-11 por ciento de las mariposas tienden a la extinción | | Thomas <i>et al.</i> , 2004a, Peterson. <i>et al.</i> , 2002 |
| | Aumento de 2.2 a 4 grados: 2-20 por ciento de mamíferos, 3-8 por ciento de aves y 3-15 por ciento de mariposas tienden a la extinción. | | Erasmus <i>et al.</i> , 2002 |
| Zonas áridas | Desertificación, por cambio en los patrones de lluvia y aumento de temperatura. | Norte del país | Lozano, 2004 |
| Zonas áridas | Sequía extrema | Baja California, Sonora, Costas de Oaxaca y Guerrero, Michoacán, Campeche y Yucatán. | Magaña <i>et al.</i> , 2004 |
| Bosques | Disminución de la superficie de bosques de coníferas. Pérdida de bosques tropicales. | | Villers y Trejo, 2004 |
| Bosques | Destrucción de fauna de hasta 40 por ciento por el desequilibrio ecológico. | | Peterson, <i>et al.</i> , 2002, 1999, 2001 |
| Costeros | 46.2 por ciento de la costa es susceptible al ascenso del nivel del mar. | Golfo de México | Ortiz y Méndez, 1999 |
| Costeros | Aumento en el nivel de mar incide en la erosión, la inundación y la salinización de tierras, de aguas superficiales y del manto freático. | | Ortiz y Méndez, 2000 |
| Costeros | Salinización del Suelo | | Sanjurjo 2006, Tejeda y Rodríguez 2006 |
| Marinos | Impactos potenciales para pesquerías como el camarón | Golfo de México | Park, 1991 |
| Marinos | Con un aumento de 1 a 3°C para el 2080, los arrecifes coralinos y manglares estarán amenazados con consecuencias de peligro de extinción de un gran número de especies. | | Cahoon y Hensel, 2002 |

| <i>Ecosistema</i> | <i>Efecto</i> | <i>Región</i> | <i>Referencia</i> |
|-------------------|---|---|---------------------------------|
| Ríos | Inundaciones | Desembocaduras del río Grijalva en Tabasco, y de los ríos de Coatzacoalcos y Pánuco, en Veracruz. | Ortiz y Méndez, 2000 |
| Agua dulce | Aumento general en las tasas de producción primaria, en la descomposición de la materia orgánica y el ciclo de nutrientes; reducción en la calidad del agua y en el hábitat adecuado en el verano; reducción de almacenamiento de materia orgánica y pérdida de organismos; periodos más cortos de inundación de los humedales ribereños; y cambios en la tasa de drenaje de los estuarios. | Tierra adentro del Golfo de México | Mulholland <i>et al.</i> , 1997 |

Fuente: Galindo (2009).

Eventos extremos: huracanes, sequía

Varios estudios documentan una fuerte correlación entre el alza de la temperatura superficial del mar y el aumento de la intensidad de huracanes. Asimismo, se conoce que un aumento de tres grados de temperatura generará un incremento de las velocidades de viento de las tormentas de entre 15 por ciento a 20 por ciento (Galindo, 2009).

El Management Solutions (2006) concentra las sugerencias de la reunión de expertos sobre el consenso de previsiones a medio plazo sobre la actividad de los huracanes que tocan tierra en la cuenca del Atlántico, en Estados Unidos y el Caribe. En la perspectiva a 2050, se proyecta un incremento de 20 por ciento de los huracanes de categoría 1 a 2 según la escala de Saffir-Simpson. Ello sugiere que los costos por estos eventos se elevarán al cubo con respecto a la velocidad del viento.

Además del tema de los huracanes también se ha mencionado sobre el aumento en las amplificaciones de las precipitaciones extremas a consecuencia del calentamiento global (Allan y Soden, 2008). Los modelos climáticos sugieren

que los eventos extremos de precipitación y temperatura se harán más comunes en un clima mucho más cálido. En México, aunque se han realizado algunos estudios de eventos extremos de temperatura y precipitación en ningún caso se ha demostrado que los cambios y las tendencias observadas estén directamente relacionadas con el cambio climático; en algunos eventos se sabe que están parcialmente relacionados con fenómenos naturales como el ENSO y la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO), aunque no se puede descartar que una porción de la variabilidad se deba al calentamiento global.

La evidencia disponible para México, Galindo (2009), indica que existen un total de 25 municipios que exhiben la mayor vulnerabilidad histórica debido al riesgo de ciclones tropicales. Se estima que el riesgo potencial a tormentas tropicales y huracanes en estos 25 municipios más vulnerables fueron de 1997-2005 las siguientes: población afectada de más de 4'273,000, el patrimonio inmobiliario más significativo se estima en más de 1'037,000 viviendas particulares habitadas (sean propias o alquiladas) y una producción de 977,662 miles de dólares en el sector agrícola, de 459,677 miles de dólares de producción pecuaria y 2'905,553 miles de dólares en actividades turísticas.

La conservación de arrecifes coralinos, manglares, otros humedales costeros y diversos ecosistemas propios de la interfase marino-costera se convierten, ahora más que nunca, en imprescindibles barreras naturales de contención ante las tormentas tropicales y huracanes futuros. Debe además considerarse que la presencia de eventos extremos asociados a fenómenos El Niño o La Niña puede ocasionar pérdidas cuantiosas en años específicos.

El fenómeno del ENSO es el resultado del calentamiento-enfriamiento recurrente de la superficie del océano en el Pacífico del Este. El ciclo del ENSO puede darse aproximadamente cada tres a cuatro años, aunque sin una periodicidad regular. La duración de este evento es de entre 12 a 18 meses, en promedio, iniciando entre junio o julio de un año, alcanzando su máximo en invierno (aunque algunos eventos, como el de 1982-1983, alcanzaron su máximo en el segundo año, durante o aún después de la primavera) y prolongándose hasta mediados del siguiente año.

En el caso de México, Magaña (1999) señala que la fase cálida de los eventos del ENSO, El Niño, favorece condiciones de sequía durante el verano y lluvias torrenciales durante el invierno, particularmente en la región norte y

costas del Pacífico. Las condiciones meteorológicas atribuidas a El Niño, como las que se acentuaron durante la estación seca del ciclo 1997-1998 y, en particular, durante los primeros meses de 1998, propiciaron la ocurrencia de incendios forestales que rebasaron los registros de los años anteriores y causaron severos daños en varias regiones del país (Villers y Blanco, 2004).

En el año 2002, la Comisión Nacional Forestal (Conafor, 2004) señaló que se registraron en México más de 8 mil incendios forestales, 23 por ciento más que el promedio de conflagraciones ocurridas durante los últimos 31 años. Aunque, señala, que no se destruyeron por el fuego tantas hectáreas como ocurrió en 1998, cuando se afectaron 849 mil hectáreas por 14,445 siniestros y se perdieron 70 vidas humanas. Continúa señalando que el Distrito Federal llevó la delantera en cuanto a ocurrencia de siniestros forestales con 2,061; sin embargo Oaxaca y Chiapas fueron los estados más afectados en cuanto a superficie dañada, ya que en el primero se consumieron 37 mil hectáreas y en el segundo 25 mil. Les siguieron Chihuahua con 17 mil y Jalisco con 11 mil.

Los impactos de El Niño sobre la agricultura se han documentado y las cifras señalan que en extensas áreas del país se tuvieron decrementos cercanos al 50 por ciento en las lluvias del verano de 1997. Si en 1991 cinco estados del país tuvieron pérdidas mayores al 40 por ciento, en 1997 fueron más de diez los estados afectados (Conde *et al.*, 1999). Los efectos se han traducido en disminuciones de la producción agrícola en el orden del 30 por ciento.

Conde *et al.* (1999) refiere en el caso del maíz se menciona que en 1997-1998 se habían perdido cerca de 3'500,000 toneladas. Para el caso del frijol, se cosechó solamente la mitad de lo previsto, con pérdidas monetarias de cerca de 4,600 millones de pesos. Entre otras causas, Delgadillo *et al.* (1999) señala que al primer trimestre de 1998 el producto interno bruto (PIB) agrícola disminuyó en una proporción del 6 por ciento. Estima además que el PIB llegó a alcanzar una reducción histórica del 4.5 por ciento anualizado en 1998, cifra considerada por el Consejo Nacional Agropecuario como la caída más grande en los últimos 50 años. Termina señalando que de acuerdo a datos oficiales, en 1998 el PIB agrícola sufrió una contracción de 3.91 por ciento. Como se observa, el fenómeno natural de El Niño puede representar una grave amenaza climática.

Las sequías producen severos efectos en el medio ambiente, en la sociedad y la economía. Es por ello que actualmente a nivel mundial se le está dando un gran

interés a este fenómeno que se torna más amenazador en el contexto del calentamiento asociado al problema del cambio global, entre cuyas consecuencias el aumento de la frecuencia de sequías en determinadas zonas del planeta es uno de los más serios problemas que posiblemente tendrá que enfrentar la humanidad.

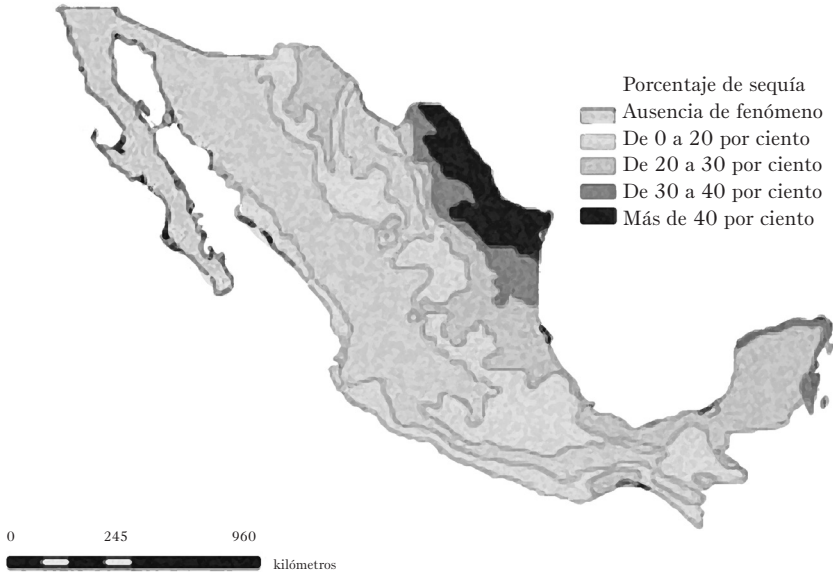
En los últimos años se tienen evidencias de que algunos fenómenos meteorológicos son cada vez más extremos y dañan severamente las actividades económicas primarias, lo que ha llevado a reducciones en las superficies cosechadas, producción y rendimientos de varios cultivos de temporal en el país, uno de los reportados con mayor incidencia en la problemática agrícola es la sequía.

La distribución de la lluvia en México se caracteriza por su carácter bimodal, presencia de dos máximos unidos por un mínimo de precipitación, la reducción de calcula en por ciento según la metodología propuesta por Monsiño y Gracia (1966). La intensidad por la sequía intraestival o “canícula” calculada en el periodo 1940-1980 fue de 0.1 hasta más de 60 por ciento. Los valores extremos de 40 a más de 60 por ciento cubrieron un área entre la porción NE de Coahuila, NW de Nuevo León y Tamaulipas; entre 30 y 40 por ciento en una superficie bordeando a la anterior, otra pequeña porción abarcando parte norte y noreste de la Península de Yucatán y la Isla de Cozumel, así como una pequeñísima porción en el Istmo de Tehuantepec. La más extensa superficie desde el norte, gran parte del Altiplano, sureste, Península de Yucatán y porción sur del Pacífico registro intensidad de 30 a 20 por ciento y generalmente la vertiente del Pacífico tuvo menos del 20 por ciento de intensidad (Reyna y Granados, 2008).

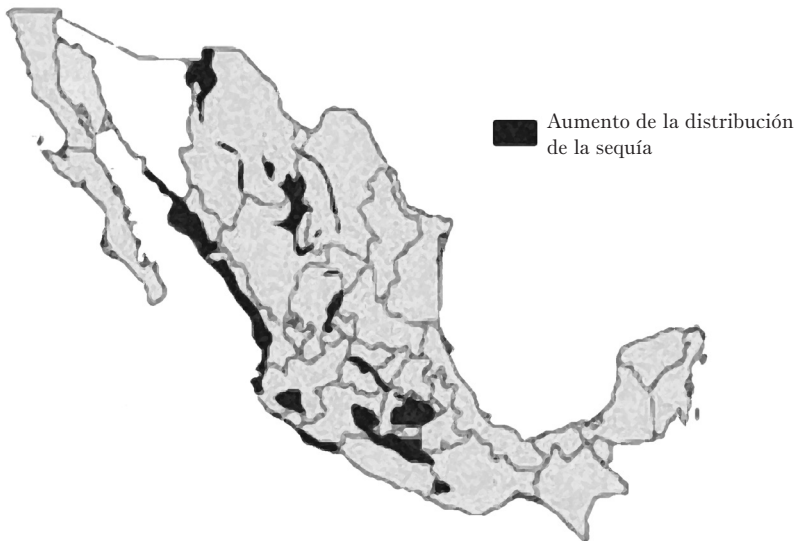
En el periodo 1980 a 2000 la intensidad del fenómeno fue menor, del 0.1 a más de 40 por ciento, es decir las áreas del noreste no alcanzaron valores mayores al 60 por ciento como en el periodo anterior; sin embargo, la extensión territorial afectada por la canícula se incrementó notablemente avanzando de este a oeste en la Planicie Septentrional, detectándose nuevas áreas en Chihuahua, Coahuila, Durango y parte de Zacatecas e igualmente en casi todo el litoral del Pacífico desde el sur de Sonora hasta los límites con Guatemala. Prácticamente en el resto de las áreas del país cubiertas por este meteoro se conservaron las mismas intensidades que en el periodo anterior (figura 55).

La diferencia notable fue que en los ochenta, julio y agosto fueron los meses mas secos, y en en los noventa se detectaron otros patrones de distribución, en algunos años en particular lo fueron junio y septiembre hasta llegar a los casos extremos en que se registró una doble sequía en el verano.

FIGURA 55
INTENSIDAD DE LA SEQUÍA 1980-2000



AUMENTO DE LA SEQUÍA INTRAESTIVAL CON RESPECTO AL PERIODO 1940-1980



IMPACTOS SOCIALES

Turismo y desastres naturales

El sector turismo es un factor fundamental para el crecimiento económico de diversas regiones del país. Una parte importante de este turismo tiene efectos sobre los ecosistemas. Los posibles impactos del cambio climático sobre el turismo son múltiples y se sintetizan en la tabla 12.

TABLA 12
PRINCIPALES EFECTOS DEL CAMBIO CLIMÁTICO Y SUS POSIBLES IMPLICACIONES
PARA LOS DESTINOS TURÍSTICOS MEXICANOS

| <i>Impacto</i> | <i>Implicaciones para el turismo</i> |
|--|---|
| Temperaturas más calidas | Alteración de la estacionalidad, de estrés térmico para los turistas, costos de enfriamiento, cambio en las plantas y la vida silvestre, en poblaciones de insectos y su distribución, en enfermedades infecciosas. |
| Disminución de la cubierta de nieve y de los glaciares | Falta de nieve en los destinos para la práctica de deportes de invierno, incremento de los costos, temporadas más cortas en los deportes de invierno, reducción de las estéticas del paisaje. |
| Aumento de la frecuencia y la intensidad de las tormentas extremas | Riesgo para las instalaciones turísticas, aumento de los costos de seguro/pérdidas de asegurabilidad, costos de interrupción de negocios. |
| Reducción de las precipitaciones y aumento de la evaporación en algunas regiones | Escasez de agua, competencia por el agua entre el turismo y otros sectores, desertificación aumento de incendios forestales que amenazan la infraestructura, y que afectan la demanda. |
| Aumento de la frecuencia de fuertes precipitaciones en algunas regiones | Inundaciones, daños a la arquitectura histórica y cultural, los daños a la infraestructura turística, alteración de la estacionalidad. |
| Elevación del nivel del mar | Erosión en costas, pérdida de área de playas; costos más elevados para proteger y mantener las fronteras marítimas. |
| Incremento en las temperaturas de la superficie del mar | Incremento del blanqueamiento de coral y degradación de recursos marinos, así como de la estética de destinos de buceo y <i>snorkel</i> . |
| Cambios en la biodiversidad terrestre y marina | Pérdida de atractivos naturales y de especies destino, mayor riesgo de enfermedades en países tropicales y subtropicales. |

| <i>Impacto</i> | <i>Implicaciones para el turismo</i> |
|---|--|
| Incendios forestales con mayor frecuencia y de mayor impacto | Pérdida de atractivos naturales, incremento del riesgo de las inundaciones, daño a la infraestructura turística. |
| Cambios del suelo (por ejemplo, niveles de humedad, la erosión y la acidez) | Pérdida de los bienes arqueológicos y otros recursos naturales con impactos sobre lugares de destino. |

Fuente: Galindo (2009).

Así, los impactos climáticos sobre la demanda turística podrían reducir su ritmo de expansión por ello en todo caso debe amortiguarse buscando diversificar los destinos turísticos; por ejemplo promoviendo destinos adicionales a los de playa como ciudades coloniales o pueblos mágicos.

Salud

El cambio climático tiene también consecuencias significativas en la salud de la población tanto a través de cambios en la temperatura y la precipitación como a través de los eventos extremos. Estos efectos se presentan normalmente por medio de canales indirectos tales como la calidad del aire y agua, calidad y cantidad de la comida, la agricultura y los ecosistemas y la infraestructura.

Se considera que actualmente el cambio climático contribuye a la carga global de enfermedades y de muertes prematuras a nivel mundial. Ha aumentado el número de personas que mueren y sufren enfermedades debido a ondas de calor, inundaciones, tormentas, fuegos y sequías; también hay un mayor número de casos de enfermedades diarreicas y un aumento en la frecuencia de enfermedades cardiorrespiratorias debido a concentraciones de ozono. Además, se ha alterado la distribución de algunas enfermedades transmitidas por vectores y de algunas especies de polen alergénicas (Moreno y Urbina, 2008).

Proyecciones realizadas muestran que el cambio climático aumentará los límites geográficos de las enfermedades contagiosas y ocasionará daños en la salud asociados a las olas de calor. Sin embargo, aún persiste un importante nivel de volatilidad e incertidumbre sobre los impactos.

Sector agropecuario

El sector agropecuario es una actividad fundamental en la economía de los países. La evolución del sector depende principalmente de los factores climáticos, además del capital invertido, de la combinación de insumos, de los fertilizantes, de la tecnología, de la irrigación, del tipo de administración de riesgos y otros insumos.

Proyecciones realizadas muestran que con el cambio climático se puede esperar que la disminución en la retención de humedad en el suelo disminuya la productividad y aumente el riesgo de fracaso de las cosechas. La susceptibilidad a las sequías y a las inundaciones aumentará con el tiempo, teniendo impacto en las zonas agrícolas. Ante situaciones de inundación, pérdidas en la producción y hambruna, con frecuencia se da un movimiento migratorio de áreas rurales a urbanas, en el caso de eventos hidrometeorológicos extremos el número de refugiados ambientales que se movilizan puede ser muy alto.

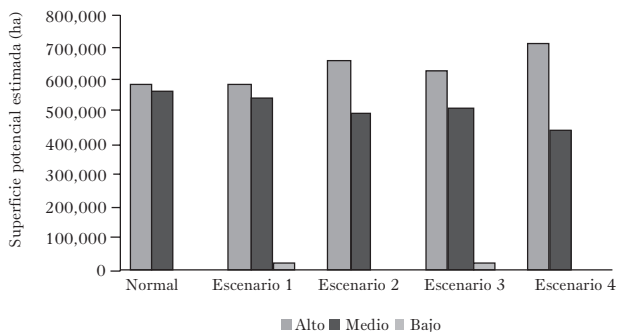
En algunos casos los eventos hidrometeorológicos extremos como inundaciones, huracanes, sequías y degradación ambiental pueden propiciar migración a zonas urbanas, con la subsecuente presión social al exceder la capacidad del lugar que los recibe, lo que se traduce en presión social con desempleo, mayor marginación, hacinamiento y diseminación de enfermedades infecciosas. Estos movimientos migratorios pueden dirigirse a zonas cercanas o bien a estados lejanos e incluso a otros países. Las zonas de expulsión tienen relación con la marginación, donde la población es más vulnerable a enfrentar estos eventos hidrometeorológicos.

Actualmente la variación del clima causa preocupación, ya que sus efectos influyen en la producción de alimentos (Mortimore y Adams, 2001; Kumar y Parikh, 2006). Igualmente estas variaciones son motivo de preocupación ya que puede incrementar la competencia por los recursos básicos, aunado a las condiciones socio-económicas dan como resultados la búsqueda de otras oportunidades por tanto movimientos de población. www.nhh.no/geo/prosjekt/em/project98.html. 6 de diciembre de 2007.

Hoy las variaciones climáticas causan más preocupación ya que las alteraciones que presentan los elementos del clima (temperatura y precipitación) con respecto a la normal, se traducen en pérdidas de cultivos y su respectivo impacto

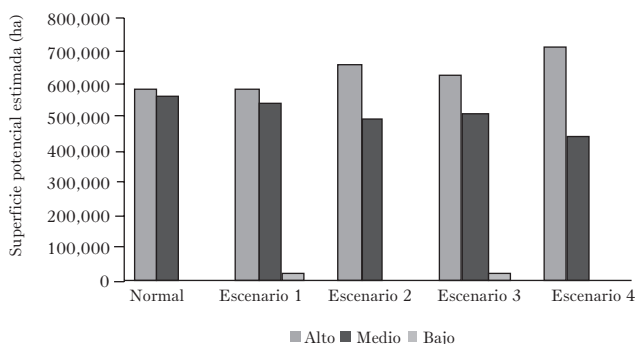
FIGURA 56
 VARIACIÓN DEL RENDIMIENTO DEL MAÍZ PARA EL ESTADO DE VERACRUZ (SUPERIOR) Y CHIAPAS (INFERIOR) MÉXICO PARA DIFERENTES ESCENARIOS DE TEMPERATURA Y PRECIPITACIÓN

| Potencial | Normal | Escenario 1 | Escenario 2 | Escenario 3 | Escenario 4 |
|------------|--------|----------------|----------------|----------------|----------------|
| Escenarios | | Tma+1°C | Tma+1°C | Tma+2°C | Tma-2°C |
| | | pma+10% lluvia | pma-10% lluvia | pma+10% lluvia | pma-10% lluvia |



| Variable | Alto | Medio | Bajo |
|--------------------|-----------|-------------|-----------------|
| Altitud (msnm) | 0 -2,200 | 2,200-3,600 | > 3,600 |
| Temperatura (°C) | 20°-34° | 12°-20° | < 12°y > 34° |
| Precipitación (mm) | 600-1,800 | 1,800-4,000 | 0-600 y > 4,000 |

| Potencial | Normal | Escenario 1 | Escenario 2 | Escenario 3 | Escenario 4 |
|------------|--------|----------------|----------------|----------------|----------------|
| Escenarios | | Tma+1°C | Tma+1°C | Tma+2°C | Tma-2°C |
| | | pma+10% lluvia | pma-10% lluvia | pma+10% lluvia | pma-10% lluvia |



| Variable | Alto | Medio | Bajo |
|--------------------|-----------|-------------|------------------|
| Altitud (msnm) | 0 -2,200 | 2,200-3,600 | > 3,600 |
| Temperatura (°C) | 20°-34° | 12°-20° | < 12°y > 34° |
| Precipitación (mm) | 600-1,800 | 1,800-4,000 | 0-600 y > 40,000 |

en la producción de alimentos. Algunos autores tienen la hipótesis que las migraciones futuras humanas serán más severas y una de las causas será atribuible al cambio climático global (Mc Gregor, 1995).

La figura 56 muestra el impacto en rendimientos de maíz a nivel local en dos estados de la República Mexicana, Veracruz y Chiapas al variar conjuntamente las cantidades de precipitación y temperatura. El procedimiento consistió en modificar el modelo booleano en un sistema de información geográfica que define el rendimiento del cultivo al combinar los requerimientos de éste en términos de lluvia y temperatura.

Acorde a la figura 56, para el estado de Veracruz la superficie con alto potencial de rendimiento en zonas de temporal pudiera pasar de 1'200,000 a 1'400,000 hectáreas ante una reducción de 2°C de temperatura y de 10 por ciento de lluvia. Sin embargo, la superficie con mediano potencial productivo en ese mismo escenario se reduciría de 550 mil a 300 mil hectáreas. Por otro lado, bajo el mismo escenario la superficie de maíz con alto potencial para el estado de Chiapas pudiera pasar de 586,593 a 711,640 hectáreas y las de mediano potencial de 564,040 a 442,898 hectáreas. El recuadro inferior de las figuras muestra los rangos de valores de las variables que explican el potencial de rendimiento del cultivo maíz. Así, el hecho de que ante una merma en precipitación del 10 por ciento y de una reducción en temperatura de 2°C (escenario 4) se incremente el rendimiento potencial del cultivo, obedece a que sus condiciones óptimas de agua es de entre 600 y 1,800 mm por lo que al decrecer en 10 por ciento la precipitación las condiciones climáticas se acercarán más a lo óptimo para expresar el rendimiento potencial.

También, los agricultores han observado anomalías climáticas más intensas, que las experimentadas en años atrás, aspecto que ha dado lugar a que se aborden y relacionen con otras investigaciones de índole natural, económico y social: producción agrícola, flujos migratorios y marginación, entre otras.

La CEPAL (1999) menciona que dentro de los factores que inciden en la migración se consideran: la dinámica demográfica, la oferta de trabajo, demanda laboral, factores de orden político y condiciones ambientales. Respecto a las condiciones ambientales menciona entre otros, que el establecimiento de modalidades de producción y consumo van en detrimento de los ecosistemas —explotación especulativa de los recursos naturales que conduce a su agotamiento

y generación de volúmenes de desperdicios que exceden la capacidad de absorción de los suministros—, aunado a las persistencias de algunas prácticas productivas tradicionales, ha originado situaciones de deterioro severo del patrimonio ambiental. Este daño, presente tanto en áreas de alta densidad demográfica como en otras de reciente ocupación, conspira en contra de la sustentabilidad económica y social y, por lo mismo, suele inducir la migración.

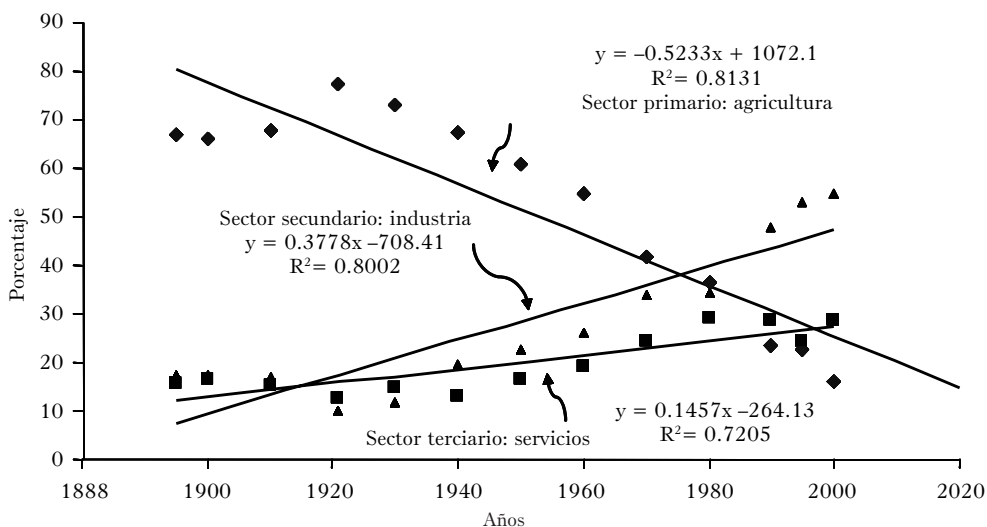
Estudios acerca de los efectos de los factores ambientales sobre la migración no parece haber avanzado lo suficiente como para suministrar evidencias. Existen estudios sobre las limitaciones que imponen los diversos problemas ambientales al asentamiento —o al arraigo territorial— de la población, lo que se ha advertido con mayor claridad en la movilidad. El deterioro de los suelos (por erosión, salinización o desertificación), la contaminación del agua o aire y los desastres naturales, son fuerzas de expulsión para los grupos directamente afectados. En lo referente a migración y ambiente, algunos autores han señalado que la escasez de recursos naturales y la degradación ambiental junto al incremento poblacional son causas directas de las migraciones.

Como se ha mostrado algunas regiones del país sufren de embates climáticos extremos sean inundaciones o sequías. El impacto en la sociedad del primer caso es más evidente que en el segundo ya que al verse una región afectada por inundaciones, la población tiene que desplazarse de manera inmediata con pérdidas tangibles en sus bienes y en algunos casos con pérdidas de vidas. Sin embargo, en esta situación al pasar la amenaza la mayoría de la población regresa a rehacer su condición de vida. En el caso de las sequías, su impacto se hace evidente con el tiempo y las poblaciones que emigran por este motivo es probable que no regresen, al menos en el corto plazo, a su lugar de origen.

Ambas situaciones han dado origen a una categorización de impacto conocida como Refugiados Ambientales. Esta situación tiene tanto impactos en el lugar de origen como el destino. Siendo la agricultura el principal aportador de desplazados en los países en vías de desarrollo como México, el impacto es tangible en el corto plazo. Se reconoce también que la emigración de personas del sector rural hacia otra región u otro país obedece a una intrincada correlación de variables de orden económico, político, social y de otros como la salud y los lazos familiares (Sánchez *et al.*, 2008).

La falta de algoritmos robustos para sustentar la hipótesis que el cambio en patrones climáticos ha impulsado el proceso de emigración, ha conducido a la falsa impresión de correlaciones casuales entre eventos extremos observados y el desplazamiento de gente. Las ciencias que se ocupan del estudio de estas correlaciones no han podido distinguir o disgregar las proporciones que de cada variable influye al proceso de emigración. En México, por ejemplo, es un hecho que la población rural ha disminuido con el tiempo perdiendo este sector la fuerza laboral (figura 57). La proporción de personas que por efectos del clima se ha desplazado de manera permanente, es aún motivo de estudio (Oswald, 2007a, b).

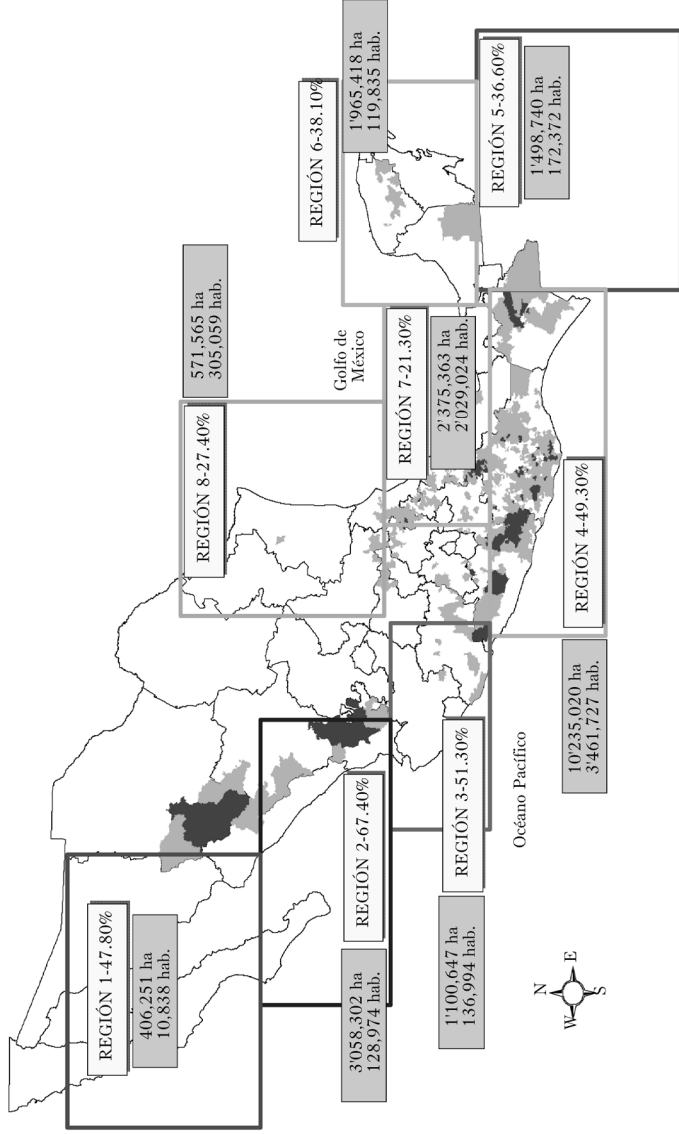
FIGURA 57
VARIACIÓN DE LA ACTIVIDAD ECONÓMICA EN LOS SECTORES PRODUCTIVOS EN MÉXICO



La proporción de emigración debida al clima es aún motivo de estudio.

De la figura 57 se puede observar que si permanece la tasa de decremento en la ocupación del campo al año 2020, el país habrá perdido la fuerza laboral de ese sector. Un impacto añadido a esta situación es la feminización dado que la gran mayoría de los emigrantes son varones que dejan a su familia en búsqueda de mejores oportunidades de vida (Oswald, 2007a, b). También, la situación de pobreza hace que los habitantes sean más vulnerables a los cambios

FIGURA 58
 REZAGO SOCIAL Y VULNERABILIDAD CLIMÁTICA EN MÉXICO



Probabilidades de las distintas regiones a sufrir embates de huracanes. Los recuadros muestran el porcentaje, la superficie y los habitantes afectados por esta condición. Los tonos de gris hacen referencia al rezago social muy alto y alto (Sánchez *et al.*, 2008).

climáticos como se muestra en la figura 58 en el que se detalla el rezago social y la vulnerabilidad climática en México.

Diversas políticas han impulsado el crecimiento económico de México, mismas que ponen escasa atención en los efectos sobre el ambiente y sobre el suelo en particular, lo que ha conducido a la degradación de la base de recursos naturales de importantes áreas, incidiendo directamente sobre la población. En México se detectó que tal degradación se relaciona con la migración interna y la pobreza.

Las alteraciones en el medioambiente se reconocen de forma generalizada como un factor cada vez más importante de la emigración. Pueden ser tanto la causa como el efecto de los movimientos de población. Cuando la población ya no puede garantizarse una vida digna en su tierra de origen y se ve forzada a huir sin tener alternativa, estas alteraciones son la causa de la emigración.

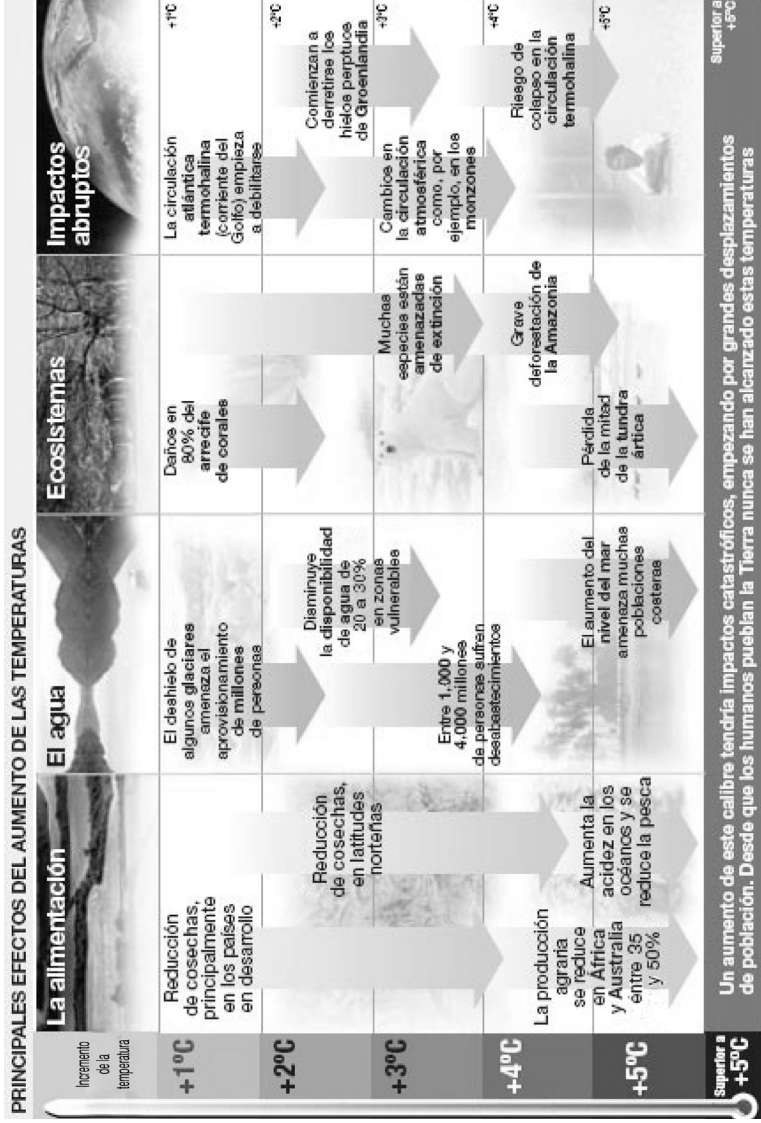
Además de los impactos de la degradación ambiental y el crecimiento de población rápido, hay otros factores como la pobreza los sistemas de distribución insuficiente y los factores de comercio internacional que pueden colaborar en la escasez de comida en una región en particular.

García *et al.* (2007) señalan que los factores ambientales se traducen en relaciones sociales para convertirse en causantes de migración. La erosión derivada de un mal manejo del suelo, por ejemplo, no puede expresarse directamente como causa de migración, porque no actúa por sí misma, sino que lo hace una vez valorada en los precios relativos del suelo y sus productos, y en los cuales se entrelazan otros muchos factores sociales, económicos y culturales que convierten la fertilidad física-natural en fertilidad económica. Así que una variable física por sí sola no da lugar a migración sino que se entrelazan relaciones más complejas entre sociales y económicas.

Estas variaciones forman parte de los diversos tipos de problemas medioambientales que entre otros dan lugar a que la población abandone sus lugares de origen, estos desplazamientos de la población por cuestiones de cambios del medioambiente se le ha denominado migraciones medioambientales mismas que se incrementaran dramáticamente, menciona Doos, www.cru.uea.ac.uk/tiempo/floor0/archive/t24art1.htm.

El aumento de las temperaturas, no sólo es un problema climático interesante, sino que también constituye un problema ecológico y socio-económico de gran envergadura, el cual se sintetiza en la tabla 13.

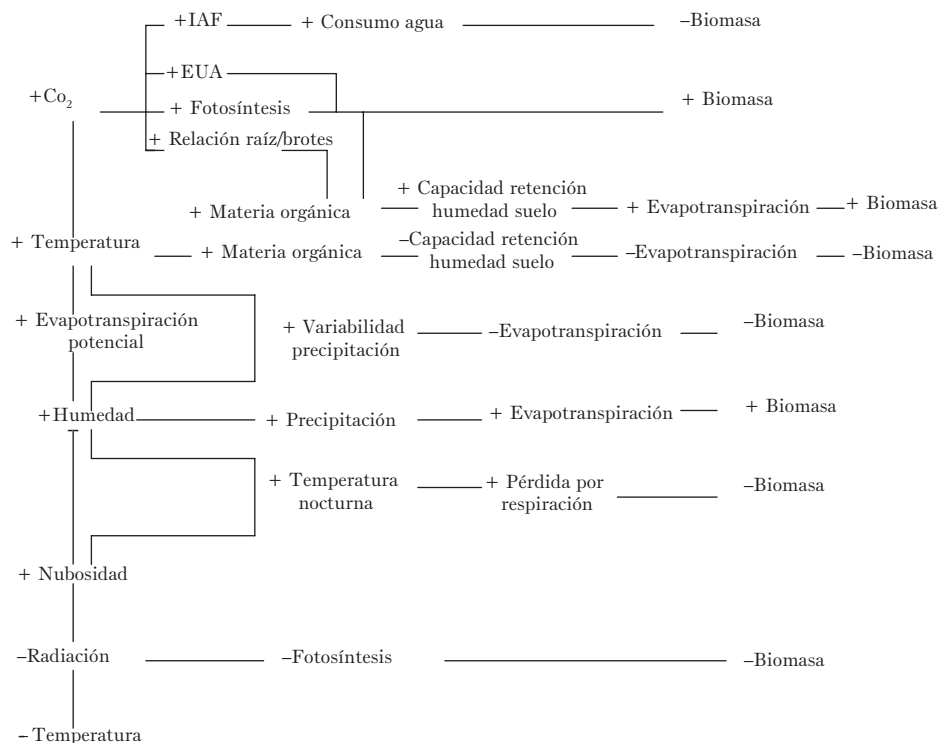
TABLA 13
 POSIBLES IMPACTOS SOCIOAMBIENTALES DEL CAMBIO CLIMÁTICO



Fuente: www.blogoteca.com/pesmele/index.php?por=ciento20mes=11&ano=2006

Como se ha dilucidado en el presente documento, los impactos del cambio en patrones del clima son variados y con interacciones entre variables difíciles de cuantificar. Sin embargo, es un hecho que el planeta ha incrementado su temperatura promedio anual con impactos cuantificables en diversas variables de orden climático de manera directa e indirecta. La figura 59 muestra posibles impactos por efecto de incremento en CO₂ a la atmósfera.

FIGURA 59
POSIBLES IMPACTOS EN LA PRODUCCIÓN DE BIOMASA
BAJO ESCENARIO DE CAMBIO CLIMÁTICO



Modificado de Bazaz y Sombroek (1996).

De la figura 59 se pueden observar algunos mecanismos que pudieran ocurrir para incrementos o decrementos en la producción de biomasa bajo condiciones de cambio global por incremento en tasas de CO₂. Es pertinente notar que los

incrementos en biomasa pudieran afectar negativamente a los rendimientos de grano si una de las consecuencias de los incrementos del CO₂ fuera la redistribución de biomasa entre los órganos de la planta.

En relación al impacto de los incrementos en CO₂ el IPCC (2007) establece que el enriquecimiento de la atmósfera en dióxido de carbono tiene dos implicaciones potencialmente conflictivas entre sí respecto a la evapotranspiración de la vegetación. Por una parte, una mayor concentración de CO₂ puede reducir la transpiración, ya que los estomas foliares, a través de los cuales tiene lugar la transpiración de las plantas, no necesitan abrirse tanto para absorber la misma cantidad de CO₂ que necesitan para la fotosíntesis (Gedney *et al.*, 2006); el mismo IPCC asienta que es difícil encontrar otras evidencias de esa relación. Inversamente, un aumento de las concentraciones de CO₂ puede estimular el crecimiento de las plantas, dando lugar a una mayor superficie foliar y, por consiguiente, a un aumento de la transpiración (acordemente, los efectos de un estrechamiento de estomas pudiera ser compensado por una mayor área foliar). Las magnitudes relativas de estos dos efectos varían en función del tipo de planta y de la respuesta a otras influencias, como la disponibilidad de nutrientes o los efectos de los cambios de la temperatura y de la disponibilidad de agua. Esta situación deja en evidencia la necesidad de trabajos de investigación para la conformación y calibración de modelos dinámicos del crecimiento de cultivos.

Por otro lado, siguiendo la primera línea vertical de los efectos que señala la figura 59, se nota que a incrementos de CO₂ se ve afectada la temperatura que a su vez modifica los patrones de evapotranspiración de los cultivos (y la evaporación directa) con incrementos en humedad atmosférica y por ende repercute en menor radiación solar que se aproxima a la superficie de la Tierra; esto a su vez se ve reflejado en disminución en temperatura. De hecho, esta situación hace concluir a algunos investigadores que después del efecto de calentamiento se aproxima uno de enfriamiento global. Por otro lado, el incremento en CO₂ puede tener impacto en las tasas fotosintéticas de los cultivos.

Estrategias

En la COP16 que se llevó a cabo en Cancún, México en el 2010, el Grupo de Trabajo conocido como *Ad-Hoc Working Group on Long-term Cooperative Action* (AWG-LCA) reconoció que para resolver el problema del cambio climático se necesita un cambio de paradigma; es decir, es necesario construir una sociedad baja en combustibles fósiles basada en tecnologías limpias e innovadoras y en el desarrollo sustentable. Los estudios integrados del cambio climático, como los Programas Estatales de Acción ante el Cambio Climático (PEACC) que se han venido implementando en México y otros países se basan parcialmente en el marco teórico de un plan de desarrollo sustentable, el cual tiene como objetivos mejorar la equidad social, el medio ambiente y las condiciones económicas de una región. Cavazos (2011) identifica tres retos fundamentales para los estudios integrados de cambio climático: (1) entender las causas y los impactos del cambio climático a escala regional y en diferentes sectores, (2) ser capaces de identificar estrategias adecuadas y viables de mitigación y adaptación para construir un país más resiliente y (3) tener el apoyo financiero y la voluntad política para implementarlas a escala regional y por orden de importancia social.

Para las estrategias de mitigación, una de las recomendaciones del IPCC (Bates *et al.*, 2008) es tratar el cambio climático y la contaminación del aire simultáneamente mediante un conjunto sencillo de medidas y políticas que ofrezcan reducciones potencialmente altas en los costos del control de la contaminación del aire. Para ello, se necesita un enfoque integrado para tratar estos contaminantes y procesos por los cuales existen las compensaciones recíprocas. Este es, por ejemplo, el caso del control de NOx en vehículos y plantas de ácido nítrico, que aumentarían las emisiones de N₂O o el aumento del uso de vehículos de diesel con eficiencia energética los cuales emiten materia de partículas relativamente más finas que sus equivalentes de gasolina.

El concepto del calentamiento global implica estrategias de grupo para su control, prevención o administración. De hecho, en esta escala, serían de poco impacto las acciones unilaterales de los países en aras de minimizar las expulsiones de gases de invernadero a la atmósfera; más aún si se consideran las implicaciones que por esta acción tendrían las economías de los países industrializados. Es por eso que en el protocolo de Kioto se acordaron acciones en este sentido mismas que no han sido cumplidas cabalmente por ninguno de los países firmantes de ese tratado.

Los países industrializados firmantes se han comprometido a reducir las emisiones de seis gases contaminantes en un promedio de 5.2 por ciento entre los años 2008 y 2012, en relación con los niveles registrados en 1990. Cada país signatario tiene sus propias metas y estrategias. Las naciones de la Unión Europea deberán disminuir sus emisiones totales en un 8 por ciento (aunque algunos países miembros tienen metas diferentes en relación al desarrollo de su economía), mientras que Japón deberá hacerlo en un 5 por ciento.

En cambio, a algunos países con bajas emisiones se les autoriza a incrementarlas, lo que posibilita las negociaciones entre los países industrializados para reducir las emisiones. El razonamiento es que, para la atmósfera, las fronteras nacionales carecen de significado: si un país industrializado invierte en el desarrollo de un mecanismo limpio desde el punto de vista medioambiental en otro país, se puede incluir como parte de su meta. También los países que sobrepasen sus cuotas de emisiones podrán comprarles “unidades de carbono” a países que emitan menos.

Los países industrializados disminuyeron sus emisiones combinadas en aproximadamente el 3 por ciento de 1990 a 2000, pero esto se debió principalmente al colapso económico de la ex Unión Soviética. La ONU asienta que las naciones industrializadas no están ahora cumpliendo con sus metas y predijo que para 2010 las emisiones estarían 10 por ciento por encima de los niveles de 1990. Sólo cuatro países de la Unión Europea podrían cumplir sus objetivos para el final de la década.

Acorde al IPCC (2006) y a las resoluciones tomadas en la COP16, algunas medidas a ser adoptadas con el fin de disminuir o mitigar las emisiones de gases de efecto invernadero debieran ir orientadas a:

- Mejorar la eficiencia de los procesos de producción de energía eléctrica, empleando las tecnologías más eficientes disponibles en el mercado.
- Incremento de la eficiencia energética de los procesos que emplean la electricidad para producir bienes intermedios, finales o servicios. De esta forma se podrán atender los mismos usos finales como iluminación, acondicionamiento de ambientes, refrigeración, producción de calor, bombeo, etcétera con un menor consumo de energía eléctrica.
- Promoción de programas de uso racional de energía y cogeneración en el sector industrial.
- Uso de combustibles menos contaminantes en la producción de electricidad, tal como el gas natural.
- Sustitución de fuentes tradicionales por fuentes alternativas de producción de energía, tales como: solar, eólica, biomasa, geotérmica y pequeñas centrales hidroeléctricas.

Las estrategias de mitigación son mucho más sencillas que las de adaptación, porque son acciones objetivas y cuantificables. Las estrategias de adaptación son subjetivas y complejas porque involucran procesos tanto físicos como sociales; por ejemplo, es necesario cuantificar la vulnerabilidad en diferentes sectores socio-económicos y ecosistémicos y por diferentes amenazas físicas (riesgos), llevar a cabo estudios de costo-beneficio y planificar las medidas de adaptación a largo plazo con base a los estudios observados y los proyectados por los escenarios de cambio climático.

Por último, las estrategias de mitigación y adaptación tienen que transformarse en política pública para poder beneficiar a la sociedad; para esto es necesario una comunicación continua entre los académicos, los representantes de los sectores y el gobierno (los tomadores de decisiones) para poder influir en el desarrollo e implementación de políticas públicas a escala local, regional y nacional (Cavazos, 2011).

Conclusiones

El primer indicativo del cambio climático es la incertidumbre en la predicción del clima y los impactos que esta situación acarrea a la población más vulnerable. Estos impactos son en forma directa al incrementar la temperatura global por ejemplo, y en forma indirecta al provocar mayor evaporación, nubosidad y precipitación en algunos lugares de las latitudes medias y mayores sequías en las zonas subtropicales. En forma aparente un incremento en temperatura de 1°C es poco en la escala de las variaciones registradas; sin embargo, en términos de procesos bióticos puede significar la diferencia entre la aparición de enfermedades, pestes, plagas, y mutación en el largo plazo, de organismos dañinos a la salud. También, se ha señalado, que este cambio en temperatura puede afectar el potencial productivo de las especies cultivadas al modificarse las condiciones de clima favorables para su desarrollo.

Existe aún bastante debate científico en relación a la condición de las variables atmosféricas que más influyen en los parámetros de clima en la Tierra (Lovelock, 2007). La ciclicidad de patrones de temperatura y precipitación por ejemplo sustentan algunas hipótesis de causalidad y no pocas corrientes de pensamiento apuntan hacia situaciones normales en el proceso de desarrollo en la formación de la Tierra. Una de estas corrientes asienta que el clima en la Tierra está volviendo a su condición normal después del periodo de la pequeña era del hielo (1350-1850) que caracterizó a Europa principalmente por los crueles inviernos y veranos templados al parecer causados por el ciclo solar de Gleissberg, con perioricidad de 72 a 83 años.

Lo que es un hecho contundente es que la Tierra se está calentando con mucha rapidez producto del aumento en la emisión de gases de invernadero a la atmósfera sin dar tiempo a los seres vivos a adaptarse. Esto podrá traer consecuencias inimaginables a los ecosistemas y por ende al bienestar de los humanos. La aportación unitaria al calentamiento global de algunos medios de transporte puede observarse en la tabla 14.

TABLA 14
 EMISIONES PROMEDIO DE CO₂ COMO FUNCIÓN
 DEL USO DE ENERGÍA Y MEDIO DE TRANSPORTE

| <i>Concepto</i> | <i>Emisión (CO₂) g</i> |
|-----------------------|-----------------------------------|
| 1 kwh de electricidad | 510 |
| 1 km en automóvil | 150 |
| 1 km en avión | 180 |
| 1 km en ferrocarril | 35 |
| 1 km en autobús | 30 |

(http://www.responsarbolidad.net/002_calcemision.html; véase también ACCEFN, 1990).

De las variables que involucra la ecuación de balance hidrológico, el hombre ha sido capaz de modificar de manera directa la evapotranspiración y el escurrimiento y la precipitación de manera indirecta. Las modificaciones a la evapotranspiración y al escurrimiento han sido a través de la manipulación de la cubierta vegetal, principalmente de bosque. Al disminuir la cubierta de bosque denso, el suelo queda expuesto a procesos erosivos causados por corrientes de agua y por ende ocurre menor infiltración del agua en el suelo. El albedo se incrementa y, bajo la presencia de gases de invernadero, la radiación es re-emitada hacia la superficie terrestre provocando mayor calentamiento en un ciclo pernicioso al ambiente y a los humanos.

La alternancia entre periodos secos y húmedos ha hecho que las actividades económicas como la agricultura estén sujetas a la incertidumbre climática y en su máxima expresión, ha causado la migración forzada de millones de personas en el mundo con impactos económicos, políticos sociales y ambientales de consideración.

De acuerdo a los escenarios analizados en este libro, en el corto plazo (2016) se esperan anomalías en la precipitación a nivel global con variaciones importantes a nivel local, en particular se espera una disminución en la precipitación en México. Estas variaciones pudieran cambiar el patrón de las lluvias al pasar de un comportamiento definido a un patrón errático y con posibles adelantos en su ocurrencia como ha sido señalado por el modelo de reescalado.

La agricultura es el principal consumidor de las reservas de agua en el planeta y en México; por lo tanto, una estrategia emergente es el incremento en la eficiencia global del uso del agua. En México, sólo el sector agrícola consume el 77 por ciento del volumen concesionado de agua para uso consuntivo. La superficie cosechada varía entre 18 y 22 millones de hectáreas anualmente. El valor de la producción es el 6.5 por ciento del PIB, y la población ocupada en estas actividades oscila entre 4 y 5 millones de personas. Se calcula que dependen directamente de esta actividad entre 20 y 25 millones de personas. La superficie bajo riego representa 6.46 millones de hectáreas, agrupadas en 85 Distritos de Riego (54 por ciento de la superficie bajo riego) y más de 39 mil Unidades de Riego (46 por ciento restante). Por otro lado, la distribución de la disponibilidad de agua no es uniforme siendo más escasa en el norte donde se produce arriba del 70 por ciento del producto interno bruto del sector y en donde la mayoría de los acuíferos ya están sobre-explotados o contaminados. En esta tesitura, las aportaciones de los usuarios por concepto de uso del agua para riego en México no alcanza ni el 11 por ciento del costo de aprovisionamiento (Postel, 1997). Ante esta situación la carga del estado es elevada y requiere de balancear objetivos, intereses y participación por igual; es necesario mejorar el uso y manejo de las cuencas hidrológicas para aprovechar al máximo el agua disponible.

Finalmente la conciencia hacia los efectos del cambio climático global debe de ser colectiva en esfuerzos multiobjetivo y de gran visión. Tres retos básicos que como país tenemos que afrontar son: 1) entender las causas y los impactos del cambio climático a escala regional y en diferentes sectores; 2) ser capaces de identificar estrategias adecuadas y viables de mitigación y adaptación para construir un país mas resiliente y; 3) tener el apoyo financiero y la voluntad política para implementar acciones de largo plazo a escala regional y por orden de importancia social (Cavazos, 2011). La participación del país en los protocolos internacionales es de crucial importancia aunque la presión por la reducción de gases a este momento no sea equiparable a las de las naciones industrializadas. Existen ecosistemas bastante frágiles en donde las acciones locales tienen un impacto severo en sus habitantes por lo que, la culturización, la transferencia del aprendizaje y el desarrollo de la ciencia en la materia pueden sin duda aminorar el deterioro con efectos positivos en la sociedad.

Bibliografía

- ACCEFEN (Academia Colombiana de Ciencias Exactas Físicas y Naturales) (1990), “Inventario preliminar de gases de efecto invernadero”, Anexo I, Bogotá.
- ACOT, Pascal (2005), *Historia del clima. Desde el Big Bang a las catástrofes climáticas*, Buenos Aires, El Ateneo, 268 pp.
- AHRENS, Donald (1988), *Meteorology Today. An Introduction to Weather, Climate and the Environment*, California, Thomson, 582 pp.
- ALLAN, Richard P. y Brian J. Soden (2008), “Atmospheric Warming and Amplification of Precipitation Extremes”, en *Science*, núm. 787, pp. 1-3.
- ARREOLA, José Luis y Teresa Cavazos (2009), “Análisis de métricas climáticas para la evaluación de los modelos del IPCC en el Noroeste de México y el Suroeste de Estados Unidos”, Informe técnico, México, Departamento de Oceanografía Física/CICESE, 10 pp.
- ARRIAGA RAMÍREZ, Sharaí y Teresa Cavazos (2009), “Proyecciones de cambio climático para Baja California”, Informe técnico, México, Departamento de Oceanografía Física/CICESE, 17 pp.
- AZARNAG ESFANDIARI, Mohammad Reza y Eduardo García Dunna (1996), *Simulación y análisis de modelos estocásticos*, México, McGraw-Hill, 282 pp.
- BANKS, Jerry (1998), *Handobook of Simulation: Principles, Methodology, Advances, Applications and Prectice*, Nueva Jersey, Enginerring and Management Press, 847 pp.
- BATES, Bryson *et al.* (eds.) (2008), *Climate Change and Water*, Technical Paper of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Ginebra, IPCC Secretariat, 210 pp.
- BARRADAS, Víctor (1995), “Fenología y cambio climático global”, en *Segundo taller de estudio del país: México. México ante el cambio climático*, México, INE/UNAM, pp. 197-201.
- BETTS, Richard A. *et al.* (2007), “Projected Increase in Continental Runoff Due to Plant Responses to Increasing Carbon Dioxide”, en *Nature*, vol. 448 (7157), pp. 1037-41. Resumen en línea: http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/17728755?ordinalpos=1&itool=EntrezSystem2.PEntrez.Pubmed.Pubmed_

- ResultsPanel.Pubmed_DefaultReportPanel.Pubmed_RVDocSum. Fecha de consulta: junio 22 2009.
- BIGG, Grant *et al.* (2003), “The Role of the Oceans in Climate”, en *International Journal of Climatology*, vol. 23 (10), pp. 1127–1159.
- BLUMBERG, Alan F. y George L. Mellor (1987), “A Description of a Three-Dimensional Coastal Ocean Circulation Model”, en Norman S. Heaps (ed.), *Three Dimensional Coastal Ocean Models*, Columbia, American Geophysical Union, pp. 1-16.
- BREKKE, Levi D. *et al.* (2008), “Significance of Model Credibility in Estimating Climate Projection Distributions for Regional Hydroclimatological Risk Assessments”, en *Climatic Change*, vol. 89(3), pp. 371-394.
- BUDYKO, Mikhail I. (1969), “The Effect of Solar Radiation Variations on the Climate of the Earth”, en *Tellus*, vol. 21, num. 5, pp. 611-619.
- BUNKER, A.F. (1980), “Trends of Variables and Energy Fluxes over the Atlantic Ocean from 1948 to 1972”, en *Monthly. Weather Review*, vol. 108, pp. 720-732.
- CAVAZOS, T. (2011), “Challenges of Mexico to Face Climate Change”, en Klapp *et al.* (eds.), *Esxperimental and Theoretical Advances in Fluid Dynamies*, Enviromental Science and Engineering, doi: 10.1007/978-3-642-17958-7_10, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg.
- _____ y Bruce C. Hewitson (2005), “Performance of NCEP-NCAR Reanalysis Variables in Statistical Downscaling of Daily Precipitation”, en *Climate Research*, vol. 28, pp. 95-107.
- CEPAL (Comisión Económica para América Latina y el Caribe) (1999), *Migración y desarrollo en América del Norte y Centroamérica: una visión sintética*, Santiago de Chile, Centro Latinoamericano y Caribeño de Demografía.
- CHRISTENSEN, J.H. *et al.* (2007), “Regional Climate Projections”, en S. Solomon *et al.* (eds.), *Climate Change 2007. 2007. The Physical Science Basis*. Chapter 11, *Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge/Londres/Nueva York, Cambridge University Press.
- CONABIO (Comisión Nacional para el uso de la Biodiversidad) (1998), *La diversidad biológica de México: estudio de país*, México, Conabio.
- CONAFOR (2004), “Prevención y combate de incendios”, en *Biodiversitas. Boletín bimestral de la Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad*

- Conabio*, núm. 52, pp. 11-15. Disponible en: <http://www.conabio.gob.mx/otros/biodiversitas/doctos/pdf/biodiv52.pdf>
- CONDE ÁLVAREZ, Cecilia *et al.* (1999), “El Niño y la agricultura”, en Víctor Magaña (ed.), *Los impactos de El Niño en México*, México, UNAM/IAI/SG, pp. 103-136.
- DALRYMPLE, G. Brent (1991), *The Age of the Earth*, California, Stanford University Press, 474 pp.
- DELGADILLO MACÍAS, Javier, Teodoro Aguilar Ortega y Daniel Rodríguez Velásquez (1999), “Los aspectos económicos y sociales de El Niño”, en Víctor Magaña (ed.), *Los impactos de El Niño en México*, México, UNAM/IAI/SG, pp. 181-216.
- DIFFENBAUGH, Noah S., Filippo Giorgi y Jeremy S. Pal (2008), “Climate Change Hotspots in the United States”, en *Geophysical Research Letters*, vol. 35 (L16709, doi:10.1029/2008GL035075).
- EDWARDS, Daniel C. y T. B. McKee (1997), *Characteristics of 20th Century Drought in the United States at Multiple Time Scales*, Climatology Rep. 97-2, Department of Atmospheric Science, Colorado, Colorado State University, 155 pp.
- EIA (Energy Information Administration) (2008), *Greenhouse Gases, Climate Change and Energy* (Brochure #: DOE/EIA-X012. Release Date: May 2008), Washington, EIA.
- ESQUIVEL ARRIAGA, Gerardo (2008). “Escenarios a futuro de temperatura y precipitación pluvial bajo el efecto de un cambio climático en la región agrícola de los Llanos Durango”, Tesis de licenciatura, Universidad Autónoma Chapingo. Unidad Regional Universitaria de Zonaz Aridas, 75 pp.
- FLATO, Gregory M. *et al.* (2000), “The Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis Global Coupled Model and its Climate”, en *Climatic Dynamics*, vol. 16, pp. 451-467.
- FOWLER, Hayley J. *et al.* (2007), “Linking Climate Change Modeling to Impacts Studies: Recent Advances in Downscaling Techniques for Hydrological Modeling”, en *International Journal of Climatology*, vol. 27, pp. 1547-1578.
- GALINDO PALIZA, Luis Miguel (coord.) (2009), *La economía del cambio climático en México*, México, SHCP/Semarnat.
- GARCÍA ZAMORA, Rodolfo *et al.* (2007), “Paradojas de la migración Internacional y el medio ambiente”, en *Economía, Sociedad y Territorio*, vol. VI, núm. 24, pp. 975-994.
- GAY, Carlos *et al.* (2006), “Potencial Impacts of Climate Change on Agriculture: A Case of Study of Coffe Production in Veracruz, México”, en *Climatic Change* 79: 259-288.

- GAY GARCÍA, Carlos y Ana Cecilia Conde Álvarez (2008), “Escenarios de cambio climático para México. Temperatura y precipitación”. Disponible en: http://www.atmosfera.unam.mx/gcclimatico/index.php?option=com_content&view=article&id=61&Itemid=74. Fecha de consulta junio 28, 2009.
- GEDNEY, Nicola *et al.* (2006), “Detection of a Direct Carbon Dioxide Effect in Continental River Runoff Records”, en *Nature*, vol. 439(7078), pp. 835-838. Resumen en línea: [http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/16482155?ordinalpos=1&itool=EntrezSystem2.PEntrez.Pubmed.Pubmed_ResultsPanel.Pubmed_DiscoveryPanel.Pubmed_Discovery_RA&linkpos=1&log\\$=relatedarticles&logdbfrom=pubmed](http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/16482155?ordinalpos=1&itool=EntrezSystem2.PEntrez.Pubmed.Pubmed_ResultsPanel.Pubmed_DiscoveryPanel.Pubmed_Discovery_RA&linkpos=1&log$=relatedarticles&logdbfrom=pubmed). Fecha de consulta 22 de junio de 2009.
- GILL, Adrian E. (1982), *Atmosphere-Ocean Dynamics*, California, Academic Press, 662 pp.
- GIORGI, Filippo *et al.* (2004), “Mean, Interannual Variability and Trends in a Regional Climate Change Experiment over Europe. I: Present Day Climate (1961-1990)”, en *Climate Dynamics*, vol. 22, pp. 733-756.
- GLECKLER, Peter J. *et al.* (2008), “Performance Metrics for Climate Models”, en *Journal of Geophysical Research*, vol. 113, D06104.
- GÓMEZ REYES, Eugenio y A.F. Blumberg (1995), “Pollutant Transport in Coastal Water Bodies”, en Carlos A. Brebbia *et al.* (eds.), *Computer Modelling of Seas and Coastal Regions II*, Boston, Computational Mechanics Publication, pp. 87-94.
- GOTTFRIED, Byron S. (1984), *Elements of Stochastic Process Simulation*, Pennsylvania, University of Pittsburg, 300 pp.
- GOUGH, D.O. (1981), “Solar Interior Structure and Luminosity Variations”, en *Solar Physics*, vol. 74, pp. 21-34.
- GREGORY, J.M. *et al.* (2005), “A Model Intercomparison of Changes in the Atlantic Thermohaline Circulation in Response to Increasing Atmospheric CO₂ Concentration”, en *Geophys Res Lett.*, 32, L12703. doi: 10.1029/2005GLO23209
- GUERRERO, M. (1991), *La ciencia para todos*, tomo: *El Agua*, México, FCE/SEP/Conacyt.
- GUTOWSKI, William (2008), *Meteorology. Physics of Climate*, Iowa, Department of Geological and Atmospheric Sciences. Syllabus course 452x, 552x, Iowa State University Press.
- GUTZLER, David S. y Peter H. Stone (1986), “Infrared Flux Parameterizations Derived from Climate Changes in a Three-Dimensional Climate Model”, en *Journal of Geophysical Research*, vol. 91, núm. D7, pp. 7797-7802.

- HAAN, Charles Thomas (1982), *Statistical Methods in Hydrology*, Iowa, Iowa State University Press, 378 pp.
- HANSEN, James *et al.* (1983), “Efficient Three-Dimensional Global Models for Climate Studies: Models I and II”, en *Monthly. Weather Review*, vol. 111, pp. 609-662.
- *et al.* (2005), “Efficacy of Climate Forcings”, en *Journal of Geophysical Research*, vol. 110 (D18104, doi:10.1029/2005JD005776).
- HATHAWAY, David *et al.* (1994), “The Shape of the Sunspot Cycle”, en *Solar Physics*, vol. 151, pp. 177-190.
- HENDERSON-SELLERS, A. y K. McGuffie (1978), *A Climate Modeling Primer*, John Willey Sons, 217 pp.
- HEWITSON, B.C. y R. G. Crane (2006), “Consensus between GCM Climate Change Projections with Empirical Downscaling: Precipitation Downscaling over South Africa”, en *International Journal of Climatology*, vol. 26, pp. 1315-1337.
- IPCC/(1996), *Tecnologías, políticas y medidas para mitigar el cambio climático*, Ginebra, WMO/UNEP, 93 pp.
- (2006), *Guidelines for National Greenhouse Gas Inventories*, vol. 2, Energía.
- (2007), “Climate Change 2007: The Physical Science Basis”. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate, Ginebra, WMO/UNEP.
- JARAMILLO, Óscar (2007), “Notas del curso termodinámica para ingeniería”, México, UNAM-Centro de Investigación en Ingeniería. Departamento de sistemas Energéticos. Disponible en: <http://www.cie.unam.mx/~ojs/pub/Termodinamica/Termodinamica.html>
- JARRAUD, M. y K. Topfer (2004), *16 Years of Scientific Assessment in Support of the Climate Convention*, Intergovernmental Panel on Climate Change, Ginebra, WMO/UNEP. Disponible en: <http://www.ipcc.ch/about/index.htm>
- KANDEL, Robert (2003), *Water from Heaven. The Story of Water from the Big Bang to the Rise of Civilization and Beyond*, Nueva York, Columbia University Press, 312 pp.
- KARIYAPPA, R. (2008), “Spatially Resolved Images and Solar Irradiance Variability”, en *Journal of Astrophysics Astronomy*, vol. 29, pp. 159-162.
- KIEHL, Jeffrey y Kevin E. Trenberth (1997), “Earth’s Annual Global Mean Energy Budget Bull”, en *American Meteorological Society*, vol. 78, pp. 197-208.
- KUMAR, Kavi K.S. y Jyoti Parikh (2006), “Indian Agriculture and Climate Sensitivity”, en *Global Environmental Change*, vol. 16, pp. 340-348.

- LIAN, M.S. y R. D. Cess (1977), "Energy Balance Climate Models: A Reappraisal of Ice-albedo Feedback", en *Journal of the Atmospheric Sciences*, vol. 34, núm. 7, pp. 1058-1062.
- LINSLEY, Ray K. (1976), "Rainfall-Runoff Models", en Asist K. Biswas, *Systems Approach to Water Management*, Nueva York, McGraw Hill, pp. 17-56.
- LOVELOCK, James (2007), *La venganza de la Tierra. La teoría de Gaia y el futuro de la humanidad*, México, Planeta, 249 pp.
- MAGAÑA, Víctor (ed.) (1999), *Los impactos de El Niño en México*, México, UNAM/IAI/SG, 228 pp. Disponible en: <http://ccaunam.atmosfcu.unam.mx/cambio/nino.htm>, julio de 2006.
- MAURER, Edwin P. (2007), "Uncertainty in Hydrologic Impacts of Climate Change in the Sierra Nevada, California under two Emissions Scenarios", en *Climatic Change*, vol. 82 (10.1007/s10584-006-9180-9).
- MCGREGOR, Joann (1994), "Climate Change and Involuntary Migration: Implications for Food Security", en *Food Policy*, vol. 19. pp. 120-132.
- MCGUFFIE, Kendal y Ann Henderson-Sellers (2004), *A Climate Modelling Primer*, Nueva York, McGraw Hill, 275 pp.
- MCKEE, Thomas B., Nolan J. Doesken y John Kleist (1993), "The Relationship of Drought Frequency and Duration of Time Scales. Eighth Conference on Applied Climatology", en *American Meteorological Society* (enero 17-23 Anaheim, California), pp. 179-186.
- MEARNS, L.O. *et al.* (1999), "Comparison of Climate Change Scenarios Generated Daily Temperature and Precipitation from Regional Climate Model Experiments and Statistical Downscaling", en *Journal of Geophysical Research*, vol. 104, pp. 6603-6621.
- MILLY, P.C.D. *et al.* (2008), "Stationarity is Dead: Whither Water Management?", en *Science*, vol. 319, pp. 573-574.
- MORENO, Ana Rosa y Javier Urbina Soria (2008), *Impactos sociales del cambio climático en México*, México, INE/PNUD, 75 pp.
- MORTIMORE, Michael J. y William M. Adams (2001). "Farmer Adaptation, Change and 'crisis' in the Sahel", en *Global Environmental Change*, vol. 11, pp. 49-57.
- MOSIÑO, A.P. y E. García (1966), "Evaluación de la sequía intraestival en la República Mexicana Unión Geográfica Internacional", en *Conf. Reg. Lat. Amer.*, tomo III, pp. 500-615.

- MOTAVALLI, Jim (comp.) (2003), *El cambio climático. Crónicas desde las zonas de riesgo del planeta*, Barcelona, Paidós-Ibérica, 271 pp.
- NASA (National Aeronautics and Space Administration) (2009). Disponible en: http://www.nasa.gov/topics/earth/features/vapor_warming.html. Fecha de consulta: mayo del 2009.
- NEUMANN, Gerhard y Willard J. Pierson (1966), *Principles of Physical Oceanography*, Nueva Jersey, Prentice-Hall, 545 pp.
- NEUMAYER, Eric (2007), "A Missed Opportunity: the Stern Review on Climate Change Fails to Tackle the Issue of Non-Substitutable Loss of Natural Capital", en *Global Environmental Change*, vol. 17 (3/4).
- OJEDA, B.W. *et al.* (2008), "Requerimientos de riego de los cultivos", en Juan Manuel Ángeles Herández *et al. Manual para diseño de zonas de riego pequeñas*, México, Instituto Mexicano de Tecnología del Agua, pp. 15-51.
- OKE, Timothy R. (1987), *Boundary Layer Climates*, Londres, Methuen, 435 pp.
- ONU (1998), "Protocolo de Kioto de la Convención Marco de las Naciones Unidas Sobre el Cambio Climático", Ginebra, FCCC/INFORMAL/83* (GE.05-61702 (S) 130605 130605), 23 pp.
- _____ (2002), "Convención de las Naciones Unidas sobre el Cambio Climático", Ginebra, FCCC/INFORMAL/84* (GE.05-62301 (S) 220705 220705), 26 pp.
- OPARIN, Aleksandr (2000), *El origen de la vida*, 8a. ed., México, Editores Mexicanos Unidos, 111 pp.
- OPPO, Delia W. y Richard G. Fairbanks (1990), "Atlantic Ocean Thermohaline Circulation of the Last 150,000 years: Relationship to Climate and Atmospheric CO₂", en *Paleoceanograph*, vol. 5(3), pp. 277-288.
- OSWALD SPRING, Úrsula (2007a), "Hydro-diplomacy: Opportunities for Learning from an Interregional Process", en Clive Lipchin *et al.* (eds.), *Integrated Water Resources Management and Security in the Middle East*, Nueva York, Springer-Verlag, pp. 163-200.
- _____ (2007b), "Key Elements of Environmental Induced Migration: A Mesoamerican and Mexican Vision". Disponible en: http://www.afes-press.de/html/body_download_oswald.html
- POSTEL, Sandra (1997), *The Last Oasis. Facing Water Scarcity*, Londres, Worldwatch Environmental Alert, 229 pp.
- PRAGER, Ellen y Silvia Earle (2001), *Los océanos. Un llamado a la conciencia mundial*, México, McGraw Hill, 382 pp.

- RAMANATHAN, V. *et al.* (1979), "Increased Atmospheric CO₂: Zonal and Seasonal Estimates of the Effect on Radiation Energy Balance and Surface Temperature", en *Journal of Geophysical Research*, vol. 84, núm. C8, pp. 4949-4958.
- Real Academia de la Lengua Española (1992), *Diccionario de la Real Academia de la Lengua Española*, 21a. ed., Madrid, Espasa-Calpe.
- REICHLER, T. y J. Kim (2008), "Uncertainties in the Climate Mean State of Global Observations, Reanalyses, and the GFDL Climate Model", en *J. Geophys. Res.*, 113, D05106, doi:10.1029/2007JD009278.
- Revista Claridades Agropecuarias* (2005), núm. 142, México, pp. 17-19.
- REYNA, T.T. *et al.* (2008), "Sequía Intraestival en México: Mayor Distribución Espacial y Menor Intensidad", en *Edição Especial da Revista Geografia*, vol. 12(1), Ensino & Pesquisa, Brasil, (ISSN 0103-1538), pp. 206-216. Indexada en el índice de revistas de investigación Brasileña.
- Risk Management Solutions (2006), *U.S. and Caribbean Hurricanes Activity Rates, the New RMS Medium-Term Perspective and Implications for Industry Loss*, RMS.
- RITTER, Michael E. (2006), "The Physical Environment: an Introduction to Physical Geography". Disponible en: http://www.uwsp.edu/geo/faculty/ritter/geog101/textbook/title_page.html. Fecha de consulta, junio de 2009.
- RIVAS PACHECO, Tomás (2007), "Escenarios de cambio climático para 2020 y 2085 en la planicie costera, entre los departamentos de La Paz, San Vicente y Usulután, El Salvador", El Salvador, Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales, Dirección de Meteorología de SNET.
- SÁNCHEZ COHEN, Ignacio (2005), *Fundamentos para el aprovechamiento integral del agua. Una aproximación de simulación de procesos*, México, INIFAP/CENID/RASPA (Libro Científico, 2), 272 pp.
- _____ *et al.* (1995), "Assesing Risk for Water Harvesting Systems in Arid Environments", en *Journal of Soil and Water Conservation*, vol. 50(5), pp. 446-449.
- _____ *et al.* (2003), "Evapotranspiration Modeling for Irrigation Purposes", en Clarence Richarsond *et al.* (eds.), *Modeling and Remote Sensing Applied to Agriculture*, Texas, pp. 71-89.
- _____ *et al.* (2008a), "Variabilidad climática en México: algunos impactos hidrológicos, sociales y económicos", en *Ingeniería hidráulica en México*, vol XXIII, núm. 4, pp. 5-24.

- *et al.* (2008b), *Incertidumbre climática y toma de decisiones. Consideraciones de riesgo y vulnerabilidad social*, México, INIFAP/CENID/RASPA (Folleto Científico, 25), 55 pp.
- SCHELLNHUBER, Joachim *et al.* (2006), *Avoiding Dangerous Climate Change*, Cambridge University Press.
- SELLERS, WILLIAM D. (1969), “A Climate Model Based on the Energy Balance of the Earth —Atmosphere System”, en *Journal of Applied Meteorology*, vol. 8, pp. 392-400.
- (1975), *Physical Climatology*, Chicago, University of Chicago Press, 272 pp.
- SINGH, Vijay P. (1996), *Kinematic Wave Modeling in Water Resources, Surface Water Hydrology*, Nueva York, John Wiley & Sons, 357 pp.
- y B. Kumar (eds.) (1993) *Surface Water Hydrology, Proceedings of the international Conference on Hydrology and Water Resources*, Balkema, New Delhi.
- SOHO (Solar and Heliospheric Observatory) (2009). Disponible en: <http://earthobservatory.nasa.gov/Features/WorldOfChange/solar.php>. Fecha de consulta mayo 2009.
- STOCKER T.F. *et al.* (2001), “Physical Climate Processes and Feedbacks”, en J.T. Houghton *et al.* (eds.), *The Scientific Basis, Climate Change 2001*, Cambridge, Cambridge University Press, pp. 415-470.
- TARBUCK, Edward J. y Frederick K. Luttgens (1999), *Ciencias de la tierra. Una introducción a la geología física*, Madrid, Prentice-Hall.
- VILLERS-RUIZ, Lourdes y Jorge López Blanco (eds.) (2004), *Incendios forestales en México. Métodos de evaluación*, México, UNAM/Centro de Ciencias de la Atmósfera.
- y J. Hernández-Lozano (2007), “Incendios forestales y el fenómeno de El Niño en México”, IV Conferencia Internacional sobre Incendios Forestales, Sevilla, España, del 13-17 de mayo, 10 pp.
- VONDER HARR, Thomas y Abraham H. Oort (1973), “New Estimate of Annual Polerward Energy Transport by Northern Hemisphere Oceans”, en *Journal of Physical Oceanography*, vol. 3, pp. 169-172.
- V World Water Forum (2009), “Water and Disaster. High-Level Expert Panel on Water and Disaster”, Estambul, UNSGAB, 21 pp.
- WIGLEY, Tom M. (2008), *MAGIC-SCENGEN 5.3, User Manual (version 2)*, Colorado, NCAR.
- WILKS, Daniel S. (1995), *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*, Nueva York, Department of Soil Crop and Atmospheric Sciences. Academic Press, 467 pp.

- WILBY, Robert L. y T.M.L. Wigley (1997), "Downscaling General Circulation Model Output: a Review of Methods and Limitations", en *Progress in Physical Geography*, vol. 21, pp. 530-548.
- , C.N. Dawson y E.M. Barrow (2001), "SDMD-A Decision Support tool of the Assessment of Regional Climate Change Impacts", *Environmental and Modelling Software*.
- y Christian Dawson (2007), *A Decision Support tool for the Assessment of Regional Climate Change Impacts. User Manual*, Londres, SDSM, 94 pp.
- *et al.* (2002), "SDSM-a Decision Support Tool for the Assessment of Regional Climate Change Impacts", en *Environmental and Modelling Software*, vol. 17, pp. 145-157.
- WOOD, Andrew W. *et al.* (2002), "Long-range Experimental Hydrologic Forecasting for the Eastern United States", en *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, vol. 107(D20), p. 4429.
- *et al.* (2003), "Global Warming and Thermohaline Circulation Stability", en *Philosophical Transactions The Royal Society*, vol. 361, pp. 1961-1975.
- *et al.* (2004), "Hydrologic Implications of Dynamical and Statistical approaches to Downscaling Climate Model Outputs", en *Climatic Change*, vol. 15(62), pp. 189-216.
- WYEL, Peter K. (1968), "The Role of the Oceans in Climate Change, a Theory of the Ice Ages", en *Meteorological Monographs*, vol. 8(30), pp. 37-62.
- (1972), "The Salinity of the North Atlantic Ocean and the Next Glaciations", en *Quaternary Research*, vol. 2(3), pp. 399-400.
- ZERO, Summit (2008), *The Summit of World Zero Meters Cities*, Held Report. Tokyo, 72 pp.

Referencias electrónicas

- http://en.wikipedia.org/wiki/File:Thermohaline_Circulation_2.png
<http://edgcm.columbia.edu/>
http://gdo-dcp.ucllnl.org/downscaled_cmip3_projections/
<http://peac-bc.cicese.mx>
<http://sres.ciesin.org/>
http://stommel.tamu.edu/~baum/ocean_models.html
<http://www.cccsn.ca/index-e.html>

http://www.nasa.gov/topics/earth/features/vapor_warming.html
http://www.globalwarmingart.com/wiki/Image:Greenhouse_Effect_png.
<http://www.gsfc.nasa.gov/topstory/2003/0313irradiance.html>
<http://www.cgd.ucar.edu/cas/wigley/magicc/>
http://www.atmosfera.unam.mx/gcclimatico/index.php?option=com_content&view=article&id=61&Itemid=74
http://www.cccsn.ca/Download_Data/CGCM2_Predictors-e.html
http://www.responsarbolidad.net/002_calcemision.html
[Kyoto_Protocol_participation_map_2009.png](#)
www.nhh.no/geo/prosjekt/em/project98.html
www.blogoteca.com/pesmelle/index.php?%20mes=11&ano=2006
www.cru.uea.ac.uk/tiempo/floor0/archive/t24art1.htm

Índice

| | |
|--|----|
| Prólogo | |
| <i>Úrsula Oswald Spring</i> | 5 |
| Introducción | 9 |
| Cambio climático. | 9 |
| El Panel Intergubernamental en Cambio Climático (IPCC) | 10 |
| Evolución de tratados internacionales. | 10 |
| <i>Elementos de climatología física</i> | 15 |
| Factores impulsores del clima. | 15 |
| Factores externos | 16 |
| Factores internos | 16 |
| Radiación solar incidente | 24 |
| Intercepción de radiación solar. | 27 |
| La constante solar y las variaciones en el clima | 34 |
| Regulación del clima | 49 |
| El rol del océano como regulador del clima | 50 |
| La circulación oceánica responsable | |
| de la distribución de calor y humedad. | 52 |
| Desbalance de flujos y su repercusión en el cambio climático | 54 |
| <i>Modelación climática</i> | 59 |
| Modelos de circulación general (GCM) | 60 |
| Modelo atmosférico de circulación general. | 68 |
| Modelo Educativo de Clima Global: EdGCM. | 68 |
| Condiciones iniciales y de frontera del modelo | 69 |
| Resultados del modelo EdGCM | 70 |
| Modelos climáticos (CM) | 77 |
| Modelos del IPCC | 80 |
| Diseño y evaluación de escenarios | 80 |
| Modelo MAGICC-SCENGEN | 82 |
| Resultados del modelo MAGICC-SCENGEN | 84 |
| Incertidumbre de los modelos climáticos globales (GCM) | 90 |
| Reducción de escala | 92 |

| | |
|---|-----|
| Técnicas de reducción de escala | 94 |
| Modelos estocásticos. | 107 |
| <i>Impactos</i> | 117 |
| Impactos físicos/bióticos | 119 |
| Recursos hídricos | 119 |
| Cambio de uso/cobertura de suelo/biodiversidad. | 127 |
| Eventos extremos: huracanes, sequía | 131 |
| Impactos sociales. | 136 |
| Turismo y desastres naturales | 136 |
| Salud | 137 |
| Sector agropecuario | 138 |
| <i>Estrategias</i> | 149 |
| <i>Conclusiones.</i> | 153 |
| <i>Bibliografía</i> | 157 |
| Referencias electrónicas | 166 |

Elementos para entender el cambio climático y sus impactos
se terminó de imprimir en la Ciudad de México durante
el mes de diciembre del año 2011. La edición, en
papel de 75 gramos, estuvo al cuidado de la
oficina litotipográfica de la casa editora.



ISBN 978-607-401-466-2

Asociación Alemana de Investigación sobre América Latina

Asociación Nacional de Universidades e Instituciones de Educación Superior

Cámara de Diputados
LIX Legislatura
LX Legislatura
LXI Legislatura

Centro de Estudios de México

Centro de Investigación para el Desarrollo

Centro de Investigaciones y Estudios Superiores en Antropología Social

Centro de Investigación y Docencia Económicas

Centro del Tercer Mundo para el Manejo del Agua

Centro Mexicano de Estudios Económicos y Sociales

Comisión Estatal de los Derechos Humanos de Zacatecas

Comisión Nacional de los Derechos Humanos

Consejo Mexicano de Asuntos Internacionales

Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología

Consejo Nacional para la Cultura y las Artes
Instituto Nacional de Antropología e Historia

Colegio de Postgraduados

El Colegio de la Frontera Norte

El Colegio de San Luis

El Colegio de Sonora

Embajada de la República Dominicana en México

Facultad Latinoamericana de Ciencias Sociales, México

Fundación Colosio

Fundación Instituto Universitario de Investigación José Ortega y Gasset



LXI LEGISLATURA
CÁMARA DE DIPUTADOS

**CONOCER
PARA DECIDIR**
EN APOYO A LA
INVESTIGACIÓN
ACADÉMICA

INSTITUCIONES COEDITORAS

Fundación Konrad Adenauer Stiftung

Fundación Mexicana de Estudios Políticos y Administrativos

Gobierno del Estado de Chiapas

Grupo Editorial Miguel Ángel Porrúa

Ibero-Amerikanisches Institut Preussischer Kulturbesitz

Instituto de Administración Pública del Estado de México

Instituto Electoral del Estado de México

Instituto Federal Electoral

Instituto Iberoamericano para el Fortalecimiento del Poder Legislativo

Instituto Mexicano de Auditoría Técnica

Instituto Mexicano de Estrategias

Instituto Nacional de las Mujeres

Instituto Tecnológico Autónomo de México

Centro de Estudios de Competitividad

Instituto Tecnológico y de Estudios Superiores de Monterrey

Campus Ciudad de México

Campus Estado de México

Campus Monterrey

Escuela de Gerencia en Administración Pública y Política Pública

Integración para la Democracia Social, APN

Internacional Socialista

Libertad de Información-México

Poder Legislativo del Estado de México, LXI Legislatura

Programa de las Naciones Unidas para el Desarrollo

Secretaría de Desarrollo Social

Secretaría de Gobernación

Centro de Estudios Migratorios del Instituto Nacional de Migración

Secretaría de la Reforma Agraria

Senado de la República

Comisión de Biblioteca y Anuarios Editoriales

Siglo XXI Editores

Simon Fraser University

Sociedad Mexicana de Medicina Conductual

Universidad Anáhuac del Sur

Universidad Autónoma Benito Juárez de Oaxaca

Instituto de Investigaciones Sociológicas

Universidad Autónoma de Aguascalientes

Universidad

Autónoma de Baja California

Universidad Autónoma Chapingo

Universidad Autónoma del Estado de México

Facultad de Ciencias Políticas y Sociales

Universidad Autónoma de Querétaro

Universidad Autónoma de Yucatán

Universidad Autónoma de Zacatecas

Doctorado en Estudios del Desarrollo

Universidad Autónoma Metropolitana

Unidad Azcapotzalco

Unidad Iztapalapa

División de Ciencias Sociales y Humanidades

Unidad Xochimilco

Programa Universitario

Integración en las Américas

Universidad de California Santa Cruz

Universidad de Ciencias y Artes de Chiapas

Universidad de Colima

Universidad de Guadalajara

Universidad de Guanajuato

Campus León

Universidad de Occidente

Universidad Juárez Autónoma de Tabasco

Universidad Nacional Autónoma de México

Centro de Investigaciones

Interdisciplinarias en Ciencias y Humanidades

Centro Regional de Investigaciones

Multidisciplinarias

Dirección General de Publicaciones y Formato Editorial

Facultad de Ciencias Políticas y Sociales

Facultad de Contaduría y Administración

Facultad de Economía

Facultad de Estudios Superiores Acatlán

Facultad de Estudios Superiores Aragón

Instituto de Geografía

Instituto de Investigaciones Económicas

Instituto de Investigaciones Sociales

Instituto de Investigaciones sobre la Universidad y la Educación

Programa de Maestría y Doctorado en Urbanismo

Programa Universitario de Estudios de Género

Programa Universitario de Estudios sobre la Ciudad

Seminario de Educación Superior

Universidad Pedagógica Nacional

Universidad Veracruzana

Universitat Autònoma de Barcelona

El cuarto reporte del Panel Intergubernamental sobre Cambio Climático (IPCC) 2007, ha reconocido que en el último siglo han ocurrido cambios significativos en el clima de la Tierra, mismos que podrían persistir durante un periodo prolongado; estos cambios se deben tanto a la variabilidad natural como a la atribuida por la actividad humana, en particular al aumento de gases de efecto de invernadero (GEI). Sobre el clima influyen diversos forzamientos que pueden generar alteraciones fuertes y prolongadas, o fuertes y rápidas como las que hemos visto en el siglo xx. Cambios en la emisión del Sol, en la composición de la atmósfera, en la disposición de los continentes, en las corrientes marinas o en la órbita de la Tierra pueden modificar la distribución de energía y el balance radiativo terrestre, alterando así el clima planetario. El IPCC también muestra que el balance radiativo del planeta se ha modificado porque el aumento de GEI ha generado un calentamiento global que se evidencia en la amplificación de algunas variables como la temperatura en la tropósfera, la humedad, la temperatura de los océanos, el nivel del mar, la temperatura sobre el suelo, mientras que otras se han reducido, como el hielo glaciar, la cobertura de nieve y la cantidad de hielo sobre el mar. En la presente obra se abordan los fundamentos teóricos para entender el cambio climático y sus impactos en diversas variables ambientales que afectan al bienestar de la población y la producción de bienes y servicios. Además, se explican algunas metodologías comúnmente usadas para cuantificar estas variables y sus posibles cambios.

El objetivo esencial de la publicación es propiciar que investigadores y público en general tengan información acerca del cambio climático, que se familiaricen con los procesos científicos y las herramientas de análisis. Un tratado profundo del tema requiere abordar diferentes aspectos sobre la climatología física, lo que implicaría una publicación más larga y compleja. El presente libro se centra en los aspectos fundamentales y explica, de manera comprensiva, los procesos más sobresalientes y algunas metodologías que se utilizan actualmente para el desarrollo de escenarios regionales de cambio climático.

Elementos para entender

MEDIO AMBIENTE
Y ECOLOGÍA

Miguel Ángel
Porrúa

Medio ambiente
y ecología
SERIE



UNIVERSIDAD
AUTÓNOMA
METROPOLITANA



inifap



LEI LEGISLATURA
CÁMARA DE REPRESENTANTES
ESTADUALES
**CONOCER
PARA DECIDIR**
EN APOYO A LA
INVESTIGACIÓN
ACADÉMICA