

cambio de clima en el planeta tierra

SERGIO ALONSO

*A mi esposa y compañera Mercedes, in memoriam
A nuestros hijos Aurora, Patricia y Carlos*

Introducción

Este año 2008 se celebra el vigésimo aniversario del establecimiento del Panel Intergubernamental del Cambio Climático –IPCC, siglas correspondientes a su denominación en inglés: Intergovernmental Panel on Climate Change–. Su creación se debió a un acuerdo entre la Organización Meteorológica Mundial –órgano de Naciones Unidas– y el Programa de las Naciones Unidas para el Medio Ambiente y tuvo como objetivo proporcionar información científica independiente sobre la problemática del Cambio Climático, en principio, dirigida a los políticos. Casi diez años antes, en la primera Conferencia Mundial sobre el Clima, se había llamado la atención sobre el incremento de las actividades humanas, indicando que podrían producir alteraciones climáticas a escala regional e incluso planetaria. Unos años más tarde se evaluó el papel del CO₂, y otros gases capaces de contribuir al denominado efecto invernadero, en variaciones del clima. También se proclamó la necesidad de disponer de juicios científicos objetivos, equilibrados y coordinados internacionalmente, capaces de aportar luz sobre las consecuencias que un aumento de la concentración en la atmósfera terrestre de los gases con efecto invernadero podría tener en el clima del planeta y el impacto socio-económico que se podría derivar. Esta preocupación ambiental que oficialmente se hizo pública hace unos treinta años, aunque en realidad es anterior, condujo al establecimiento del IPCC en 1988. En 2007, el Comité Nobel decidió que el premio Nobel de la Paz debería ser

compartido, en dos partes iguales, entre el Panel Intergubernamental del Cambio Climático (IPCC) y Albert Arnold (Al) Gore Jr. «por sus esfuerzos en aumentar y difundir el conocimiento sobre el cambio de clima inducido por el hombre, y por poner la base para las medidas que son necesarias para contrarrestar dicho cambio».¹

Algunos de los términos que han surgido en esta introducción serán tratados con algo de detalle más adelante, pero conviene que otros queden precisados al máximo desde un principio. En primer lugar hay que indicar que el planeta ha experimentado cambios de clima de forma continuada. Se tiene la seguridad de que el clima del pasado ha sido diferente del presente y que en el futuro habrá también un clima distinto al actual. La terminología, en un principio, resultaba algo confusa al coexistir denominaciones como variación del clima, variabilidad del clima, cambio de clima y cambio climático. Final y desafortunadamente, se han mantenido dos acepciones. En términos científicos, cambio de clima, o cambio climático, representa cualquier cambio que experimente el clima del planeta independientemente de su causa. Esta opción es la utilizada, por ejemplo, por el IPCC. Sin embargo, la Convención Marco de Naciones Unidas sobre el Cambio Climático, surgida de la denominada Cumbre de Río de 1992, y el Protocolo de Kioto –establecido a partir de la Convención–, utilizan la misma terminología para referirse al cambio del clima atribuido directa o indirectamente a la actividad humana y que se superpone a la variabilidad natural. Esto hace que, cuando se hable

¹
Párrafo tomado del anuncio oficial de concesión del premio por parte de la Fundación Nobel.

de Cambio Climático, se deba tener suficiente cuidado para que quede claro cuál de las dos acepciones se está empleando. Obsérvese, por ejemplo, que en la declaración de la Fundación Nobel se precisa que el cambio de clima al que se refiere es el inducido por el hombre. Veremos más adelante que este cambio de clima, de origen antrópico, se explica en términos de la intensificación del efecto invernadero natural. Dicha intensificación deriva del cambio de composición que ha experimentado nuestra atmósfera como consecuencia de la actividad humana.

El contenido de esta contribución incluye, en el próximo apartado, las razones por las que cambia el clima del planeta, bien sean naturales o antrópicas. En el apartado 3 se pasará revista a las observaciones recientes de los cambios experimentados por el clima, dejando para el siguiente la argumentación, basada en la simulación numérica del clima, de la atribución de dichos cambios a la actividad humana. En el apartado 5 se dan algunas indicaciones sobre el uso de modelos ejecutados por ordenador para simular el clima de la Tierra. En base a la confianza que se otorga a los modelos para reproducir el clima computacionalmente, en el apartado 6 se aborda la obtención de escenarios climáticos para el futuro. En el apartado 7 se presentan las conclusiones y finalmente la bibliografía empleada.

¿Por qué cambia el clima?

El clima es algo dinámico, cambiante, incluso irreplicable, consecuencia de la energía que recibe la Tierra del Sol y de los intercambios de energía entre partes diferentes de lo que se llama Sistema Climático, que podemos entender como sinónimo de planeta Tierra. Esas partes o subsistemas son:

- a) La atmósfera, envoltura gaseosa del planeta, allí donde percibimos el clima.
- b) La hidrosfera, formada por océanos, mares, lagos, etc.
- c) La litosfera, corteza sólida emergente de los continentes, allí donde vivimos.
- d) La biosfera, formada por todos los seres vivos, incluido el hombre.
- e) La criosfera, formada por los hielos que cubren parte de océanos y continentes.

Desde un punto de vista amplio, el clima se define como el estado del Sistema Climático, incluyendo sus propiedades estadísticas. Es precisamente esto lo que relaciona esta definición de clima con la más clásica, y restringida, consistente en considerarlo como una descripción estadística de variables ambientales (por ejemplo, temperatura, viento, humedad en superficie o precipitación) usando valores medios y medidas de dispersión en intervalos de tiempo largos, muy superiores a los típicos del tiempo atmosférico.

Los subsistemas indicados del Sistema Climático tienen dinámicas muy diferentes. Mientras unos sufren cambios continuos apreciables (la atmósfera, por ejemplo, con su sucesión de tiempos –soleados, nubosos, ventosos, lluviosos, etc.– tan diferentes) otros lo hacen muy lentamente;

tan lentamente, en algunos casos, que, para la vida del hombre o de varias generaciones humanas, no tiene sentido considerar su variabilidad (como sería el caso de la litosfera, a excepción de la capa de suelo más superficial). Cuando la energía que recibimos del Sol alcanza la Tierra se distribuye entre todos los subsistemas y se intercambia entre unos y otros, atendiendo cada uno de ellos a su propia dinámica. De la diferencia entre estos intercambios surge la gran variedad de climas de las distintas regiones de nuestro planeta, que tan bien conocemos y que son la manifestación de la variabilidad espacial del clima.

Pero el clima también presenta variabilidad temporal. La energía que proviene del Sol no llega en igual cantidad en momentos diferentes, ni los subsistemas del Sistema Climático se comportan siempre exactamente igual. En consecuencia, no hay que esperar que los flujos de energía que se establecen coincidan invariablemente en el transcurso del tiempo. En ciertos intervalos de tiempo sus estadísticas pueden, más o menos, coincidir, pero no tiene sentido pensar que eso tenga que ser siempre así.

A continuación vamos a analizar con algo de detalle el origen de la variabilidad o, dicho de otra forma, las causas de que cambie el clima de la Tierra. De ellas unas son naturales y otras no, o sea, tienen que ver con la actividad humana. El nivel de conocimiento que se tiene de los mecanismos que veremos a continuación es, en general, elevado, pero no hay que perder de vista que siempre que hay déficit de conocimiento –y de hecho siempre lo hay– se tiene un cierto grado de ignorancia, lo que da lugar a una incertidumbre en la interpretación de los fenómenos observados.

En primer lugar hay que empezar hablando del Sol y su relación con la Tierra. Todos los procesos que se producen en el Sistema Climático, en el planeta, tienen su fuente casi exclusiva de energía en el Sol. Esa energía viaja por el espacio como radiación –denominada solar o de onda corta– y alcanza la Tierra, que la intercepta, sea cual sea la posición en que se encuentra en su órbita en las diferentes épocas del año. No toda la energía interceptada es aprovechada por el Sistema Climático pues una fracción de ella –denominada albedo– es devuelta al espacio por diferentes procesos de reflexión en las nubes y en la superficie de la Tierra principalmente. El albedo planetario resulta ser del orden de un 30%. Por último, la radiación que no es absorbida en la atmósfera alcanza la superficie, con lo que ésta se calienta y a su vez emite radiación (en este caso denominada radiación terrestre o de onda larga). Una buena parte de esa radiación es absorbida por la atmósfera que la reemite hacia la superficie o hacia arriba, devolviendo así energía al espacio. En conjunto, para todo el planeta y por término medio en el tiempo existe balance de energía, pero no en sus diferentes partes ni en todo momento. Son justamente esos desajustes los que condicionan el clima. Para mayor información se puede consultar Kiehl y Trenberth (1997).

¿Cómo se puede alterar el balance de energía? Según lo dicho habría tres razones:

- a) Cambios en la energía interceptada por la Tierra. Éstos pueden ser debidos a cambios en la emisión de radiación por el Sol como consecuencia de la propia actividad solar y a cambios en la posición de la Tierra en su órbita alrededor del Sol.
- b) Cambios en el albedo terrestre. Se deberían ahora a cambios en la nubosidad –tanto en cobertura como en tipología–, cambios en las propiedades reflectoras del suelo –tipos de suelos o vegetación– y cambios en la materia particulada que se encuentra en suspensión en la atmósfera, conocida con el nombre de «aerosoles».
- c) Cambios en el flujo de energía de onda larga de la Tierra al espacio. En este caso los cambios serían debidos a la modificación de las propiedades absorbentes de la atmósfera como consecuencia de cambios en la composición atmosférica.

Los cambios en la actividad solar están referenciados. Posiblemente el más popular sea el denominado Mínimo de Maunder, que se estima ocurrió entre 1350 y 1850, coincidente con la denominada Pequeña Edad de Hielo (Hoyt, Schatten y Nesmes-Ribes 1994; Eddy 1976). Desde esa época se estima que la radiación puede haber aumentado entre un 0,04 y un 0,08%, con un incremento del 0,05% desde 1750 a la actualidad (Wang, Lean y Sheeley 2005).

Pero la Tierra no ocupa una posición fija en relación al Sol; describe muy aproximadamente una trayectoria elíptica, con el Sol en un foco, cuya excentricidad cambia en el transcurso del tiempo con una periodicidad de unos cien mil años. Esto hace que la Tierra se encuentre a una distancia del Sol que no va siendo igual año tras año al recorrer su órbita, que además es cambiante. Por otra parte, la inclinación del eje del mundo con respecto al plano de la órbita –oblicuidad– no es constante, sino que, como si la Tierra fuera una gran peonza, la prolongación de su eje de rotación señala puntos diferentes de la cúpula celeste en ciclos de alrededor de cuarenta y un mil años. Además, la elipse orbital cambia de orientación en el espacio, dando lugar a lo que se llama precesión de los equinoccios. Esto hace que las estaciones astronómicas se den en diferentes lugares de la órbita con periodicidades aproximadas de diecinueve mil y veintitrés mil años. El resultado final es que, aunque fuera constante la energía emitida por el Sol, es diferente la energía incidente en el sistema y, además, se distribuye de forma diferente sobre la superficie del planeta. Lo anterior constituye la llamada teoría de los ciclos de Milankovitch, la cual permite explicar, junto con algún mecanismo interno, la sucesión de las eras geológicas (Berger 1988).

Los procesos descritos son externos al Sistema Climático y no dependen en absoluto de la actividad humana. Otra posible causa de cambio de clima en el planeta, también externo y natural, pero que no guarda ninguna relación con la radiación solar recibida en la Tierra, es el impacto de meteoritos o cometas. Se trata de algo difícilmente predecible, pero de consecuencias importantes si el tamaño del bólido es suficientemente grande. Su impacto

contra la superficie del planeta puede originar una nube de polvo y/o de agua de tal magnitud que la radiación solar incidente no alcance el suelo con la intensidad anterior al impacto. En esas condiciones, la temperatura puede descender de una forma apreciable, dando lugar a un cambio en el clima. La extinción de algunas especies, entre ellas los dinosaurios, en el llamado límite K/T, parece que tuvo este origen (Álvarez et al. 1981).

Esa causa, que podemos calificar de excepcional, nos sirve para introducir aquellas relacionadas con el albedo. Tras el impacto se tuvo que producir un aumento considerable del albedo al aumentar la cantidad de aerosoles –materia particulada– en la atmósfera, haciendo que una fracción muy elevada de la radiación solar incidente volviera al espacio. En consecuencia el Sistema Climático dispondría repentinamente de mucha menos energía para calentar el suelo y, por lo tanto, se alteraría el anterior balance de radiación. La consecuencia tuvo que ser una disminución de la temperatura al nivel del suelo. Sin llegar a esos extremos, cada vez que se produce una erupción volcánica ocurre algo similar. Su efecto sobre la temperatura se ha observado tras las grandes erupciones; depende de la intensidad de la erupción y de la altura que alcanzan en la atmósfera las partículas generadas, pudiendo durar varios años. Este efecto ha sido ampliamente estudiado (véase, p.e., Yang y Schlesinger 2002).

Los aerosoles considerados hasta el momento son de origen natural, pero en la atmósfera terrestre se encuentran, junto a los naturales, otros muchos que han sido originados por la actividad humana. En general, hacen disminuir la calidad del aire y, además, muchos de ellos dan lugar a problemas de salud. Desde un punto de vista climático tienen dos efectos. Uno directo sobre el albedo, que da como consecuencia una disminución de la temperatura, y otro, indirecto, al modificar las condiciones en que se forman las nubes y su duración. El resultado final de este efecto indirecto no es bien conocido y constituye, hoy por hoy, una causa de incertidumbre.

El papel de las nubes en cuanto al albedo depende de la cobertura nubosa, del tipo de nube y de su tiempo de vida. Así, las nubes altas como, por ejemplo, los cirrostratos, dejan pasar la radiación solar pero absorben la terrestre, mientras que las nubes medias, por ejemplo los altocúmulos, impiden casi completamente el paso de la radiación solar. En el primer caso el efecto sobre la temperatura sería un incremento, mientras que en el segundo se tendría un enfriamiento.

El albedo también depende, como se ha dicho, de las propiedades reflectoras de la superficie del planeta. No es lo mismo considerar una superficie helada –alto albedo, del 70 al 90%–, que un suelo desnudo, una pradera, o la superficie marina –bajo albedo, < 10%–. La diferente tipología de terreno y de uso del suelo hace que el tratamiento climático de la superficie sea un problema complejo y fuente de incertidumbre.

Llegado este punto, no se puede dejar de comentar un tipo de comportamiento característico del Sistema Climático. Muchas veces actúan los efectos de un proceso sobre las propias causas, estableciéndose una especie de comportamiento cíclico, sin fin, que recibe el nombre de realimentación. Las realimentaciones son típicas en los llamados sistemas no lineales, o dinámicos, y el Sistema Climático lo es. Este ejemplo es de los sencillos: supongamos que, por cualquier causa, la temperatura superficial del planeta aumenta. Una de las consecuencias sería la fusión parcial de los hielos. El albedo de la superficie disminuiría, con lo que se produciría menor reflexión de la radiación solar, habría más energía disponible para el sistema y la temperatura se incrementaría. El calentamiento adicional daría lugar a mayor fusión de los hielos, reduciéndose más el albedo, y así progresivamente. En este caso se tiene una realimentación, positiva, que se conoce con el nombre de realimentación hielo-albedo y que fue identificada ya en el siglo XIX (Croll, 1890). En el Sistema Climático hay otras muchas positivas, como ésta, pero también las hay negativas. Cuando estos procesos de realimentación actúan simultáneamente resulta muy difícil saber con detalle el resultado, aunque es evidente que existe. La única posibilidad de tratar el problema es mediante la simulación numérica de dichos procesos.

La última forma de modificar el balance de radiación que queda por comentar, bien podría haber sido la primera; se trata de la principal para explicar el cambio de clima que está experimentando el planeta en nuestros días.

En primer lugar se considerará el papel que juega la atmósfera en los intercambios de radiación solar y terrestre, lo que se conoce con el nombre de Efecto Invernadero (EI). Ya se ha comentado que parte de la radiación que proviene del Sol, aproximadamente un 30%, es reflejada hacia el espacio. Si la Tierra no dispusiera de atmósfera, la superficie del planeta se encontraría a una temperatura media de -18°C , justo la necesaria para mantener el equilibrio energético resultante del balance entre la radiación solar que penetra y la radiación terrestre –infrarroja– que la Tierra emitiría a esa temperatura. La Luna, que no posee atmósfera, se encuentra a una temperatura media como la indicada. Sin embargo, en la Tierra, al existir atmósfera, las cosas son radicalmente diferentes. Los constituyentes atmosféricos absorben relativamente poca radiación solar –sobre todo en ausencia de nubes– pero algunos son muy buenos absorbentes para la radiación infrarroja que emite la Tierra y la propia atmósfera. En consecuencia, se produce un calentamiento en las capas bajas de la atmósfera, que modifica el balance de radiación, alcanzando una temperatura media de 15°C al nivel de la superficie. Este comportamiento de la atmósfera, radiativamente diferente para la radiación solar que para la terrestre, es el EI, nombre recibido por guardar cierta semejanza con el comportamiento de esa estructura. El principal responsable del EI es el vapor de agua –aproximadamente en un

80% del efecto total– y el segundo, a bastante distancia, el dióxido de carbono (CO_2). El EI –al que muchas veces se le añade el calificativo «natural»– es decisivo en el clima que posee el planeta y ha permitido la vida, al menos en la forma que la conocemos. A los gases que contribuyen al EI se les llama gases con efecto invernadero (GEI). Tras lo dicho, debe resultar evidente que al EI contribuyen también los aerosoles y que el papel de las nubes se puede discutir también en estos términos.

Cualquier cambio que se produzca en la composición atmosférica, o en la concentración de sus componentes, altera las propiedades de absorción y, en consecuencia, el EI. La composición de la atmósfera, desde que la Tierra es Tierra, ha sido cambiante. Ahora predominan nitrógeno (N_2) y oxígeno (O_2), aunque los mayores contribuyentes al EI son el vapor de agua –cuya concentración no supera el 4% en volumen de la atmósfera– y el CO_2 –con una concentración mucho menor, en la actualidad del orden de unas 385 ppm^2 –. Si la composición atmosférica cambia, se modifica el EI y, en consecuencia, la temperatura media superficial del planeta. Anteriormente a la revolución industrial, la concentración media global del dióxido de carbono era del orden de 280 ppm mientras que en la actualidad es, como se ha dicho, de unas 385 ppm. En estas condiciones, el EI natural que se da en el planeta está siendo modificado desde la Revolución Industrial. Como la concentración de CO_2 ha aumentado, pero también la de otros GEI, como metano, óxido nitroso, CFCs, etc., el EI se ha intensificado, ha habido más energía disponible en las capas bajas de la atmósfera y, por tanto, se han venido dando las condiciones para que se produzca un calentamiento a escala planetaria. Esto no se trata de una especulación moderna; a finales del siglo XIX el nobel Svante Arrhenius llegó a hacer una estimación del efecto sobre la temperatura de aumentar o disminuir un 40% la concentración de CO_2 indicando que se podrían producir retrocesos o avances en los glaciares (Arrhenius 1896). En realidad, ya desde final del siglo XVII se conocía el diferente comportamiento de ciertas sustancias frente a la radiación solar y a la radiación terrestre, lo que constituye la base del EI.

Analizando el aire de las burbujas atrapadas en los testigos extraídos del hielo polar se puede obtener información sobre la evolución de la concentración de los GEI en épocas pasadas y compararla con la actual. En la fig. 1 están representados los valores de las concentraciones de dióxido de carbono, óxido nitroso y metano para los últimos 650.000 años. Se observa que los valores actuales exceden por mucho a los previos, incluso en los periodos cálidos de las glaciaciones, marcados en bandas sombreadas en la fig. 1. En la parte baja de esa figura se representa también la variación de deuterio, δD , en el hielo ártico, que se utiliza como medida indirecta de las variaciones de temperatura. Nótese los valores δD de los anteriores periodos cálidos y del actual y la gran diferencia en las concentraciones de GEI. A diferencia del presente, en que la relación GEI-tem-

2 Partes por millón, medida de concentración para constituyentes poco abundantes. Equivale a una fracción molar de $\mu\text{mol/mol}$. De forma semejante, una fracción molar de nmol/mol se representa por ppb (partes por «billion» –mil millones–) y pmol/mol por ppt (partes por «trillion» –billón en castellano–). Si se toma en consideración el comportamiento no ideal de los gases, a veces se utilizan concentraciones en volumen (ppmv, ppbv, pptv), diferentes de las anteriores.



Figura 1. Variaciones de deuterio (D) en el hielo ártico, representativo de la temperatura local, y las concentraciones atmosféricas de los gases de efecto invernadero, dióxido de carbono (CO_2), metano (CH_4), y óxido nitroso (N_2O) en el aire atrapadas en los testigos de hielo y de mediciones atmosféricas actuales. Los datos cubren 650.000 años y las líneas sombreadas representan periodos interglaciares cálidos, el actual y los pasados (Fuente: IPCC 2007).

peratura está claramente establecida y el origen antrópico del cambio en los GEI probado, en el pasado hay muchos aspectos de esa relación que aún se están investigando. Se piensa que en el Cuaternario los cambios en la concentración de CO_2 se pudieron producir por la actuación simultánea de procesos biológicos y químicos en el océano y también conducidos por cambios de temperatura (Köhler et al. 2005). En épocas anteriores, hace millones de años, en que sí se dieron situaciones con concentraciones de CO_2 muy superiores a las actuales se piensa que fueron procesos tectónicos, como la actividad volcánica, los que determinaron los cambios de concentración (Ruddiman 1997).

Recientemente, como resultado del proyecto de investigación europeo EPICA, se ha ampliado el rango de tiempo hasta 800.000 años. Se mantienen las mismas conclusiones en relación a las concentraciones de GEI que se han indicado en la descripción de la fig. 1 para los últimos 650.000 años (Lüthi et al. 2008; Loulergue et al. 2008).

En la fig. 2 están representadas las variaciones de concentración de CO_2 , CH_4 y N_2O pero para un alcance temporal menor (paneles a, b y c). En la escala de la izquierda de esos paneles se da la concentración del correspondiente GEI, mientras que en la escala de la derecha se

representa el denominado forzamiento radiativo, equivalente de la intensificación del EI que implica el aumento de concentración del GEI expresado en unidades de radiación (Wm^{-2}). De esos tres paneles se deduce que el cambio experimentado por los GEI tras la Revolución Industrial no tiene precedente reciente: mientras que la concentración atmosférica de CO_2 aumentó sólo 20 ppm durante los 8.000 años previos a la industrialización, a partir de 1750 la concentración de CO_2 ha aumentado más de 100 ppm. Aproximadamente las dos terceras partes de ese incremento se deben a la quema de combustibles fósiles y el tercio restante al cambio de usos de la tierra. En el panel d se representa el ritmo de cambio del forzamiento combinado de los mismos tres GEI, lo cual da como valor integrado $1,66 \text{ Wm}^{-2}$ desde 1750. Este valor es, por mucho, el mayor de todos los posibles forzamientos asociados a los diferentes mecanismos responsables de los cambios de clima que se analizan en este apartado.

Esencialmente hasta aquí se han presentado los motores del clima que están relacionados con el balance de radiación a escala global. Como ya se indicó, el clima es consecuencia de los flujos de energía que se producen entre diferentes partes del Sistema Climático. En ese momento

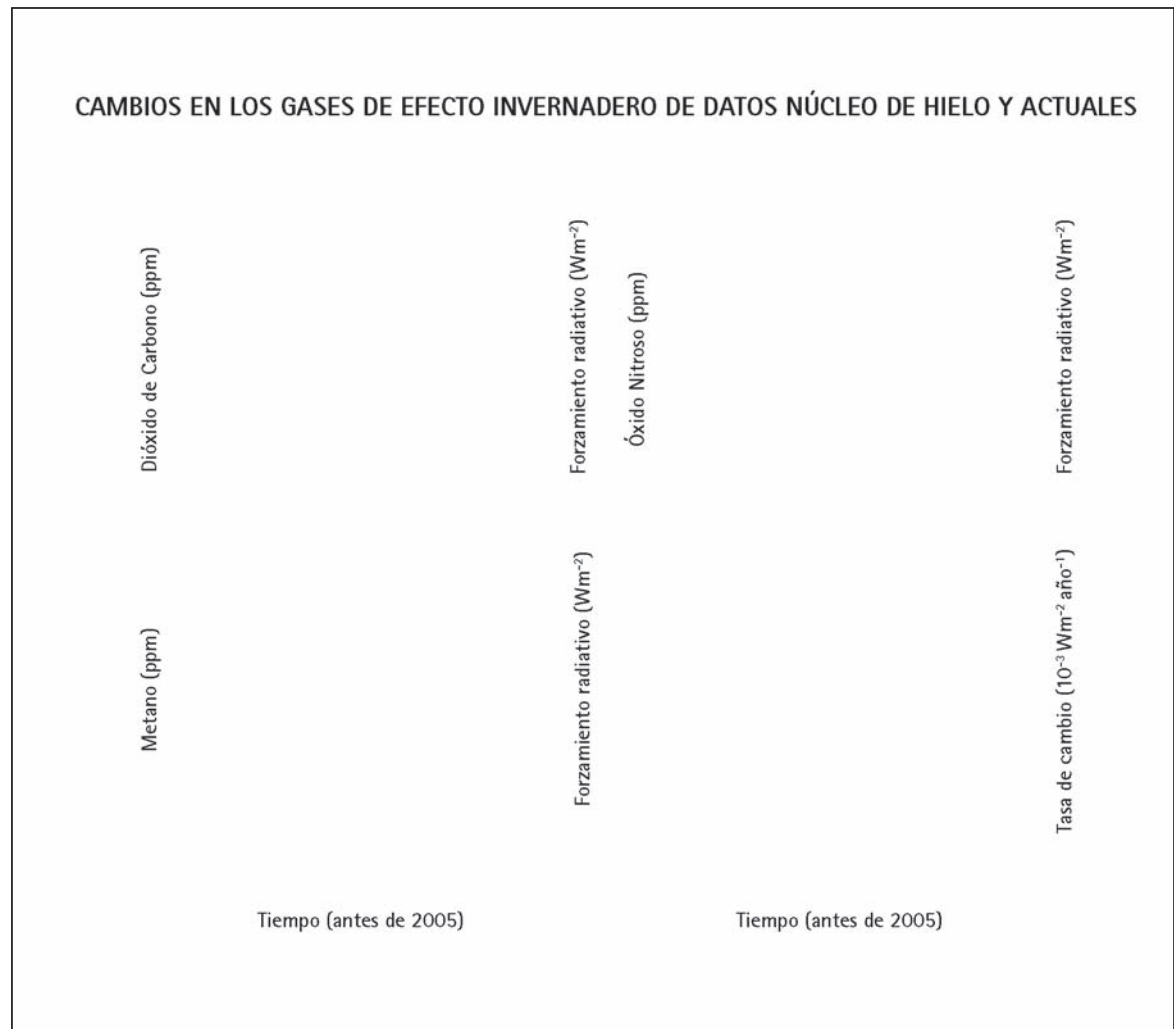


Figura 2. Concentraciones y forzamiento radiativo del (a) dióxido de carbono (CO_2), (b) metano (CH_4), (c) óxido nitroso (N_2O) y (d) la tasa de cambio de su forzamiento radiativo combinado durante los últimos 20.000 años reconstruida a partir del hielo antártico y de Groenlandia y de datos de nieve granular (símbolos) y mediciones atmosféricas directas (paneles a, b, c, líneas rojas). Las barras grises muestran los niveles de variabilidad natural reconstruidos durante los últimos 650.000 años. La tasa de cambio del forzamiento radiativo (panel d, línea negra) se calculó mediante una curva de ajuste spline de los datos de concentración. La resolución temporal varía desde aproximadamente 20 años para lugares con gran acumulación de nieve como Law Dome, Antártida, hasta aproximadamente de 200 años para lugares con poca acumulación como Dome C, Antártida. La flecha muestra el pico en la tasa de cambio del forzamiento radiativo que resultaría si las señales antropogénicas de CO_2 , CH_4 , y N_2O se suavizaran de acuerdo con las condiciones de baja acumulación en el Dome C. La tasa de cambio negativa del forzamiento, aproximadamente en 1600, en el panel de alta resolución insertado en d, es debido a una disminución del CO_2 de unas 10 ppm en el registro del Law Dome (Fuente: IPCC 2007).

es cuando entran en juego una gran cantidad de procesos que tienen su propia dinámica interna, con una gran riqueza de escalas temporales, que hacen que el sistema sea realmente complejo. En consecuencia el Sistema Climático es de muy difícil tratamiento y sólo se puede abordar su estudio completo mediante la simulación numérica. Lo que debe quedar claro es que siempre que se modifique el funcionamiento de una pieza del engranaje, finalmente se producirá un cambio en el clima. Se puede encontrar información mucho más detallada en IPCC (2007).

Cuando hoy día se habla de Cambio Climático (inducido por el hombre) se hace referencia al cambio de clima observado en nuestros días, consecuencia de la intensificación del EI. En última instancia se trata de un cambio

producido en el funcionamiento del planeta Tierra como consecuencia de la actividad humana. Esto es lo que se ha acuñado como Cambio Global y que ha hecho decir a algunos investigadores, entre ellos el nobel Paul Crutzen, que el planeta se encuentra en una nueva era, caracterizada por el impacto antrópico. Por esta razón proponen que sea denominada «Antropoceno» (Crutzen y Stoermer 2000).

Observación de los cambios

Pero, realmente, ¿hay Cambio Climático?, se pregunta mucha gente, y nos preguntan a los especialistas. Desde un punto de vista general la respuesta es sí. Siempre ha habido cambios en el clima del planeta. Y ahora, ¿en el Antropoceno?, pues también. Hay dos aspectos del cambio

de clima actual que conviene remarcar. El primero es que, a diferencia de los anteriores, tiene una escala temporal tan corta que se pueden apreciar los cambios en un tiempo comparable con la vida de una persona. El segundo es que nunca antes la humanidad había tenido capacidad para perturbar el clima a escala global. Se da la circunstancia de que el clima del planeta permitió la vida, incluida la humana, y finalmente la especie humana ha sido capaz de modificar el clima. Estas dos características permiten asegurar que, estrictamente hablando, no existe en los cambios de clima del pasado precedentes del cambio de clima actual.

En este apartado se expondrán algunas de las evidencias del cambio climático actual. En el siguiente se tratará el procedimiento para poder concluir que es la actividad humana la responsable de los cambios observados.

Indica el IPCC en su cuarto, y último, informe (IPCC 2007) que en relación con el tercer informe (se emplean los acrónimos TAR para el tercero y AR4 para el cuarto) se tienen ahora mejores bases de datos, más evidencias, mayor cobertura geográfica y mejor comprensión de las incertidumbres. En consecuencia se indica en AR4 que el calentamiento del Sistema Climático es inequívoco, como se deduce de las observaciones de aumento de las temperaturas medias a escala planetaria del aire y del océano, fusión general de nieve y hielo, y elevación global del nivel medio del mar.

Con respecto a la temperatura media a escala planetaria del aire junto al suelo, en TAR (IPCC, 2001) se había calculado el calentamiento para el intervalo 1901–2000 y se obtuvo una tendencia lineal de $0,6 \pm 0,2^\circ\text{C}$ por siglo, valor que se ve superado por el calculado en AR4 para 1906–2005, de $0,74 \pm 0,18^\circ\text{C}$ por siglo. Esta aceleración del calentamiento se pone más claramente de manifiesto si se emplean sólo los últimos cincuenta años de los cien indicados –1956–2005– y más aún con los últimos veinticinco. En estos casos la tendencia lineal resultante es $1,28 \pm 0,26^\circ\text{C}$ por siglo y $1,77 \pm 0,52^\circ\text{C}$ por siglo, respectivamente.³ Muy probablemente los aumentos de temperatura reseñados no tienen precedente en la Tierra durante los últimos 16.000 años, por lo menos.

Se han observado asimismo cambios en los extremos de temperatura, consistentes con el calentamiento en las capas bajas de la atmósfera. Así, ha disminuido el número de noches frías y con escarcha, mientras que ha aumentado la frecuencia de días y noches cálidos y de olas de calor.

Si se analizan la distribución espacial de las tendencias –mayores sobre tierra que sobre los océanos– y los valores estacionales se encuentran diferencias importantes. Lo mismo ocurre si se calculan las tendencias por separado para temperaturas máximas y mínimas. A modo de ejemplo, se dan los resultados de un análisis de la tendencia de la temperatura en las Islas Baleares a partir de una serie de treinta años, hasta 2006 (OCLIB 2007). Para la temperatura máxima se ha obtenido una tendencia lineal de $4,83 \pm 1,85^\circ\text{C}$ por siglo, siendo para la mínima $5,14 \pm 1,89^\circ\text{C}$ por siglo. Los máximos valores se han encontrado en verano

para la mínima $-8,01 \pm 3,17^\circ\text{C}$ por siglo– y en primavera para la máxima $-7,99 \pm 3,01^\circ\text{C}$ por siglo–. Es importante notar las grandes diferencias encontradas con respecto a los valores globales, incluso con el mayor de los citados anteriormente que corresponde a una serie de veinticinco años.

La temperatura media en el océano también ha aumentado, al menos hasta profundidades de unos 3000 m. Se estima que desde 1955 el océano ha absorbido del orden del 80% del exceso de calor consecuencia de la intensificación del EI. Lo anterior da como consecuencia una dilatación del agua marina y una importante contribución a la elevación del nivel del mar.⁴

Además, hay que señalar cambios importantes en la criosfera. Por ejemplo, el hielo marino ártico ha disminuido su superficie por término medio un 2,7% por década, intensificándose la reducción en los veranos del hemisferio norte, en que ha sido del 7,4%. Especialmente notable fue la reducción de superficie cubierta por hielo –por lo menos con un 15% de hielo– en el verano de 2007, una vez elaborado AR4. La superficie cubierta había alcanzado un mínimo en verano de 7,5 millones de km^2 (media en 1979–2000) mientras que en el verano de 2007 se llegó a sólo 4 millones de km^2 , la menor superficie desde que existen satélites de observación de la Tierra. Los valores para el verano de 2008 muestran una ligera recuperación con respecto a las de 2007, pero muy por debajo de la media anteriormente indicada.⁵

En la fig. 3 se resumen los cambios observados en el último siglo y medio, para el valor medio global de la temperatura en superficie (panel a), para el nivel medio del mar (panel b) y para la superficie del hemisferio norte cubierta de nieve (panel c). En la escala relativa de la izquierda de la fig. 3 se da la variación de dichos cambios con respecto al valor medio 1961–1990.

El régimen pluviométrico mundial también se está viendo afectado por el cambio climático actual. En primer lugar hay que decir que se ha producido un incremento continuo del contenido total de vapor de agua en la atmósfera, coherente con el aumento de temperatura en la troposfera. La precipitación se ha visto desigualmente modificada en diferentes áreas geográficas. Mientras ha aumentado de forma significativa en zonas orientales de América del Norte y del Sur, Europa septentrional y Asia septentrional y central, el clima es ahora más seco en el Sahel, Mediterráneo, África meridional y parte de Asia meridional. Si se atiende a los extremos, por una parte, la ocurrencia de episodios de lluvias fuertes ha aumentado de frecuencia sobre la mayor parte de áreas sobre tierra, pero, por otra, se han observado sequías más intensas y duraderas desde la década de los 70, particularmente en trópicos y subtrópicos, a veces combinadas con inundaciones en las mismas zonas geográficas.

Es difícil obtener tendencias globales para la precipitación debido, sobre todo, a la característica discontinuidad de la variable y a los métodos de medida. Como ejemplo de escala mucho menor, se dan a continuación resultados de

3 El calentamiento se ha observado en la temperatura media global en superficie y en la troposfera. En niveles superiores, por ejemplo, en la estratosfera se ha observado un enfriamiento desde 1979 entre $0,3^\circ\text{C}$ y $0,9^\circ\text{C}$ por década, aunque se ha reducido en los últimos años.

4 La variación del nivel del mar es un problema complejo, fuera del alcance de este trabajo. Desde un punto de vista climático las principales contribuciones, casi por igual, se deben a la dilatación del agua marina –incluyendo el efecto de la salinidad– y a la fusión de los hielos continentales. En escalas de tiempo geológicas se han producido cambios del nivel del mar muy importantes; por ejemplo, se estima que en las glaciaciones el mar se encontraba más de 100 m por debajo del nivel actual.

5 Información extraída de <http://nsidc.org/arcticseaicenews/index.html>.

un análisis de la tendencia de la precipitación en las Islas Baleares a partir de una serie de cincuenta y cinco años, hasta 2006 (OCLIB 2007). Suavizando la serie de precipitación anual con un filtro de cinco años, se ha obtenido una tendencia de -170 ± 123 mm por siglo, que se convierte en -192 ± 38 mm por siglo si se filtra la serie anual con un promediado de treinta años. Hay que tener en cuenta que la precipitación normal en Islas Baleares está próxima a los 600 mm por año, lo que representa una disminución de la precipitación con una tendencia del orden de un 30% en cien años. Esta reducción no se ha dado por igual en todas las estaciones del año ni para todos los tipos de precipitación. Las disminuciones han sido mayores en otoño e invierno y mucho menores en primavera y verano, ligadas a una disminución del número de días con lluvias moderadas, aunque ha aumentado el número de días con lluvias débiles y, en menor medida, los de lluvias fuertes.

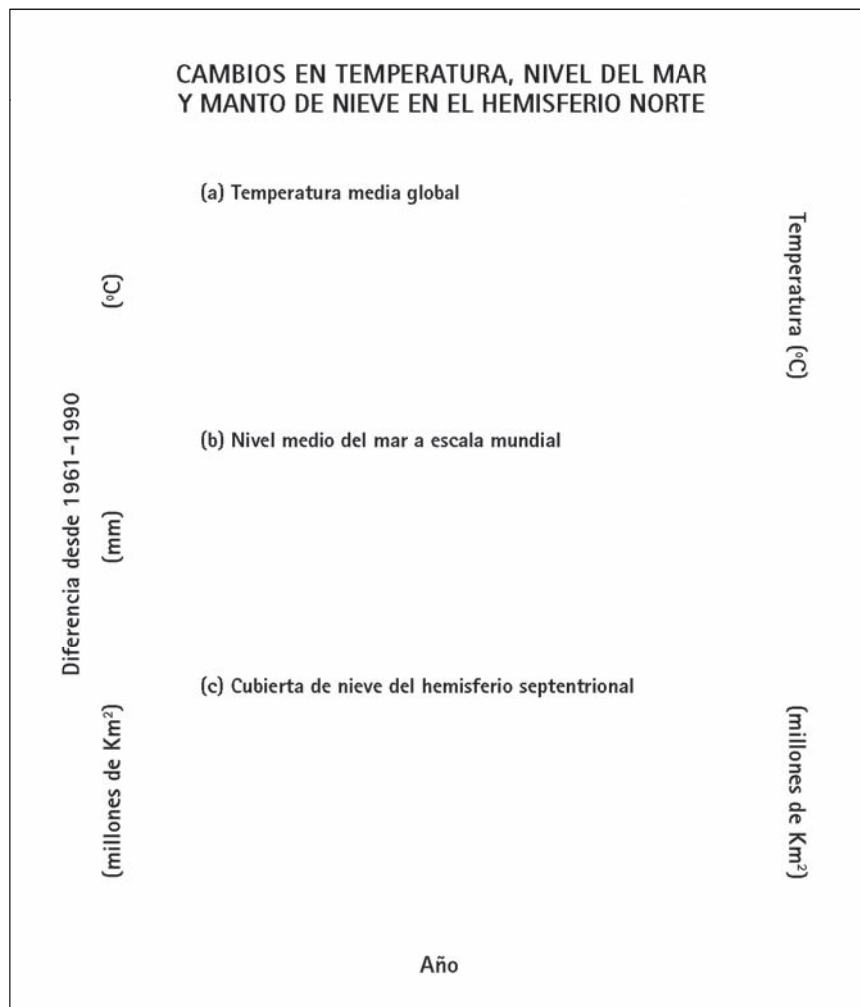


Figura 3. Cambios observados en (a) la temperatura media de la superficie mundial, (b) el promedio del nivel del mar mundial según datos de mareógrafos (azul) y de satélites (rojo) y (c) la cubierta de nieve del hemisferio septentrional en marzo-abril. Todos los cambios son respecto a los promedios correspondientes al periodo 1961–1990. Las curvas suavizadas representan los valores promedio por decenio mientras que los círculos muestran los valores anuales. Las áreas sombreadas indican los intervalos de incertidumbre estimados por un análisis integral de las incertidumbres conocidas (a y b) y de las series de tiempo (c) (Fuente: IPCC 2007).

Los cambios observados en el régimen pluviométrico se explican, en parte, por el aumento indicado del contenido de vapor de agua en el aire, pero también por el cambio que se ha producido en patrones de circulación atmosférica característicos de la variabilidad natural del clima, entre otros la Oscilación del Atlántico Norte –NAO, de su nombre en inglés– y el fenómeno de El Niño/Oscilación Austral –ENSO, de El Niño/Southern Oscillation.

De algunos otros fenómenos extremos, no comentados, se tiene confianza en los cambios observados, por ejemplo, aumento en el número e intensidad de los ciclones tropicales atlánticos, pero de otros –tornados, rayos, granizo, hielo marino antártico y tormentas de polvo– no se tiene por el momento confianza suficiente en los resultados para asegurar que hayan experimentado variación en el clima presente.

Para mayor información sobre los cambios observados es imprescindible consultar AR4 (IPCC 2007).

Atribución del cambio de clima observado

Con el término atribución se quiere indicar el proceso por el cual se evalúa si los cambios observados son consistentes con respuestas cuantitativas a las diferentes causas de cambio en el clima del planeta, simuladas mediante modelos bien probados, y no lo son con explicaciones alternativas físicamente posibles. En este apartado se dará por cierto que se puede simular de forma suficientemente adecuada el clima; en el próximo se tratará de dar argumentos para dejar claro que eso se puede hacer.

Desde que el IPCC elaboró su primer informe, en 1990, se ha tratado el tema de la atribución. En el primer informe (FAR) no había suficientes evidencias observacionales del efecto antrópico sobre el clima. En el segundo (SAR) se concluyó que el conjunto de evidencias sugerían una influencia humana discernible sobre el clima del siglo xx. En TAR se indicó que era probable que la mayor parte del calentamiento observado en los últimos cincuenta años fuera debido al incremento de las concentraciones de los GEI. Desde ese informe, la confianza en la evaluación del efecto de la humanidad en el cambio climático reciente ha aumentado de forma considerable. Se dispone de más evidencias y se ha mejorado la metodología para la atribución. Todo ello aparece en AR4 y se resume a continuación.

Para la atribución del cambio climático actual se emplearán aquí los resultados para la temperatura, que es la variable mejor determinada y cuya simulación está mejor resuelta. Se trata de comparar la evolución observada de la temperatura con aquella que los modelos son capaces de simular. En la fig. 4 se pueden ver los resultados de la comparación de la temperatura media global con la que simulan, en diferentes circunstancias, los modelos numéricos de clima para el siglo xx. Tanto en el panel a como en el b, la curva negra representa la evolución de la temperatura media en superficie para todo el planeta. Los valores numéricos deducidos de la escala de la izquierda

da son las diferencias de temperatura con respecto a la media en el periodo 1901-1950. La curva roja del panel a representa la evolución media de la temperatura simulada. Para obtenerla se promedian los resultados de cada uno de los modelos individuales, cuyas diferentes realizaciones aparecen representadas en ocre. Para esta simulación los modelos incluyen las causas conocidas del cambio de clima; en concreto las naturales, con inclusión de las erupciones volcánicas y aquellas que son consecuencia de la actividad humana, por medio de las evoluciones conocidas de las concentraciones de GEI en la atmósfera y también de aerosoles. El resultado de este experimento de atribución se puede resumir diciendo que existe una buena correlación entre las evoluciones de la temperatura observada y simulada, que la envolvente de las simulaciones individuales incluye casi por completo la curva de observaciones y que la media de los modelos sería una buena aproximación de la observación, convenientemente filtrada por un promedio temporal (no mostrado en la figura).

En el panel b se presenta el resultado de simular la evolución de la temperatura pero sólo empleando las causas naturales del cambio de clima. Como antes, se representan las realizaciones individuales de los modelos, en azul claro, y la media de todas las simulaciones, en azul más oscuro. En este caso no se pueden sacar las mismas conclusiones. Los forzamientos naturales sólo pueden explicar la evolución de temperatura aproximadamente hasta mitad del siglo pasado. De hecho, si se comparan los dos paneles no se observan grandes diferencias entre ambas simulaciones durante ese intervalo. Las diferencias aparecen en la segunda mitad del siglo xx. Es necesario introducir en las simulaciones las causas antrópicas para poder explicar la tendencia de la temperatura en la segunda mitad.

En TAR (IPCC, 2001) ya se habían realizado este tipo de experimentos pero las conclusiones no eran de tanta confianza como en el AR4. Además, ahora se han realizado estudios equivalentes para los diferentes continentes, para tierras y océanos por separado y para otras variables distintas de la temperatura. Los resultados han sido coherentes con lo anteriormente expuesto.

La investigación climática debe tender siempre a reducir incertidumbres y paralelamente a conseguir que las simulaciones sean más realistas. Si se observa la figura 4, existe una discrepancia importante entre las simulaciones y la temperatura media en superficie, calculada a partir de medidas directas, en torno a 1940. Thompson et al. (2008) han analizado el origen de las observaciones de temperatura y concluyen que existe un sesgo en los valores observados como consecuencia del método de medida de la temperatura superficial del mar que, obviamente, forman parte de la temperatura superficial del planeta. Si se corrigieran los valores observados se reduciría la discrepancia, acercándose la evolución observada de la temperatura a la simulada. En el momento de hacerse público

AR4 lo anterior no se conocía, pero aún así se consideraban los resultados suficientemente realistas para indicar que «la mayor parte del aumento observado de la temperatura media global desde la mitad del siglo xx es muy probable⁶ que sea consecuencia del incremento observado de la concentración de GEI antropogénicos».

Simulación del clima de la Tierra mediante modelos numéricos

El conocimiento de los mecanismos que determinan el clima, que fueron expuestos en el apartado 2, es parcial pero suficiente para poderlo simular (¡por supuesto, no en el laboratorio!, pero sí mediante complejos modelos ejecutados en potentes ordenadores). Se ha podido reproducir con garantías suficientes el clima actual y el del pasado más reciente, así como rasgos fundamentales conocidos del clima en eras geológicas pretéritas. Gracias a esto se han podido realizar ejercicios de atribución, como se ha indicado en el apartado 4, y se puede pensar también en inferir las posibilidades de clima futuro, incluyendo el papel del hombre. Esto último será tratado en el siguiente apartado.

Veamos ahora con un cierto detalle qué son los modelos que permiten la simulación del clima. Hay que indicar, en primer lugar, que los modelos no son una invención de los investigadores del clima; en física, y en otras ciencias, se emplean modelos con mucha generalidad y han resultado ser extraordinariamente útiles para el avance del conocimiento. En términos generales, un modelo es una simplificación de la realidad que se utiliza como herramienta para describir y explicar fenómenos de interés científico. A veces se construyen los modelos mediante ecuaciones matemáticas que resumen relaciones empíricas entre variables características del sistema objeto de estudio. Por ejemplo, se pueden obtener esas relaciones a partir de un adecuado tratamiento estadístico de las variables. Otras veces son las leyes de la física, previa e independientemente establecidas, las que proporcionan la relación entre las variables. En este caso, además, permiten interpretar el porqué de esa relación ya que, de hecho, es lo que estas leyes expresan. Finalmente también son ecuaciones matemáticas las que relacionan las variables, pero ahora basadas en leyes físicas.

Sea como fuere, se dispone de un conjunto de ecuaciones matemáticas que permite describir de forma aproximada –no se olvide que se trata de una simplificación– la realidad. Es precisamente este hecho el que va a permitir explicar, al menos en parte, las discrepancias que aparezcan entre una descripción simulada de la realidad mediante un modelo y la realidad de la observación de un fenómeno real.

Una vez se dispone del conjunto de ecuaciones que constituyen un modelo hay que escribirlas de forma adecuada para poder obtener información cuantitativa referida al sistema estudiado. En el caso que nos ocupa, habría que obtener, por lo menos, los valores de temperatura y precipitación para conocer los rasgos fundamentales del clima. Pero, además, habría que hacerlo en todo el pla-

⁶ Indica con este término el IPCC que la probabilidad supera el 90%.

neta y, en realidad, a diferentes niveles de la atmósfera, desde los más bajos, en contacto con el suelo o los mares, a los más altos. Y esto sólo por lo que hace referencia a la atmósfera porque, en los otros subsistemas, haría falta conocer otras muchas variables (a modo de ejemplo, salinidad y temperatura en los océanos, masa de hielo, propiedades de los suelos y de la vegetación) y también a diferentes niveles o profundidades. La conclusión que se debe sacar de lo anterior es que es necesario aplicar las ecuaciones del modelo a una gran cantidad de puntos del espacio. Son muchas las operaciones matemáticas a realizar para determinar todas las variables que describen

el estado del Sistema Climático en un solo instante; pero para caracterizar al clima debe conocerse lo que ocurre, no en un instante concreto, sino a lo largo de intervalos de tiempo suficientemente largos, es decir, formados por una enorme sucesión de instantes individuales.

¿Cómo se puede abordar esta tremenda tarea? La contestación no es inmediata. En primer lugar, si se quiere obtener información climática útil en un tiempo razonable, se deben utilizar ordenadores muy potentes, los más potentes del mundo. Para ello hay que volver a simplificar el modelo, escribiéndolo en una forma que resulte adecuada para trabajar con ordenador. Una vez hecho esto, serían las máquinas las encargadas de realizar los millones y millones de operaciones numéricas necesarias para obtener en un tiempo razonable simulaciones del clima para varias décadas, siglos, etc. Muchas veces se habla de simulaciones numéricas del clima para recoger el modo en que se obtiene la información climática que se desea.

Los modelos más avanzados de simulación climática incluyen: el tratamiento de procesos atmosféricos, oceánicos, en la superficie terrestre y en la criosfera, la química atmosférica y la modelización de aerosoles. También tratan de forma acoplada las interacciones atmósfera-oceano. Algunos de los modelos disponen de mecanismos para controlar los flujos de energía en valores razonables, pero hoy día, debido a los avances en la investigación, la mayoría de ellos no necesitan este ajuste pues los flujos obtenidos directamente en la simulación son ya realistas. Se utiliza el nombre genérico de Modelos de Circulación General Atmósfera-Océano –AOGCM, acrónimo correspondiente a su denominación en inglés– para referirse a los modelos de simulación del clima que incorporan ecuaciones para el tratamiento de los procesos mencionados. Los muchos modelos que existen, normalmente vinculados a los centros de investigación punteros del mundo, dan resultados de simulación climática diferentes, aunque todos ellos plausibles. Existen campañas de intercomparación de resultados para verificar su comportamiento que, además, permiten establecer niveles de confianza para los resultados. El IPCC basa precisamente en las simulaciones gran parte de sus informes de evaluación (véase, p.e., capítulos 8 y 9 de AR4, IPCC 2007). La confianza en la simulación numérica del clima se ha alcanzado verificando que los resultados son suficientemente realistas cuando se les compara con las observaciones. Estos resultados afectan a los diferentes subsistemas del Sistema Climático y a modos conocidos de variabilidad del clima actual, entre ellos el fenómeno de El Niño/Oscilación Austral (ENSO), la Oscilación del Atlántico Norte (NAO), las situaciones de bloqueo anticiclónico y la variabilidad de los monzones. Sin embargo, no es la verificación frente al clima presente la única fuente de confianza. Desde un punto de vista conceptual la fuente primera es el uso que se hace en los modelos de leyes físicas establecidas previa e independientemente del problema de la simulación del

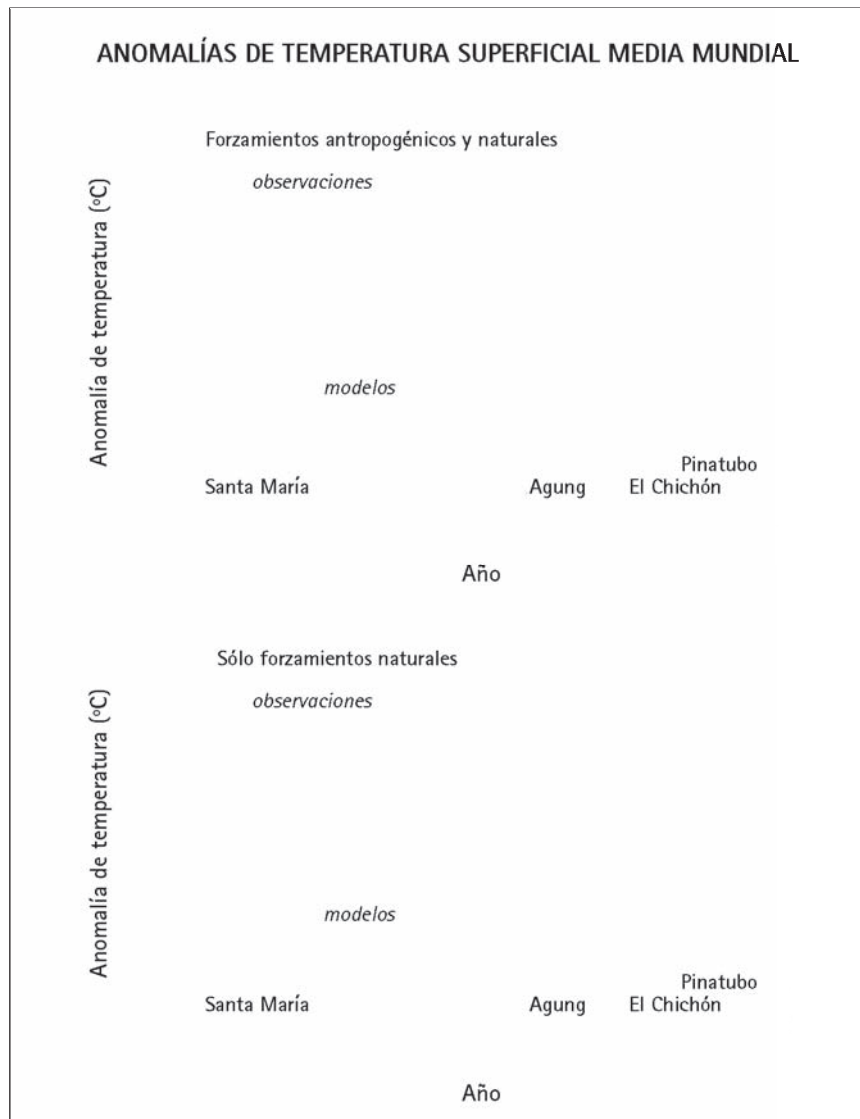


Figura 4. (a) Anomalías en la temperatura superficial media mundial relativas al periodo de 1901 a 1950, según observaciones, (línea negra) y como resultado de simulaciones con forzamientos antropogénicos y naturales. La curva gruesa, en rojo, muestra la media del conjunto de varios modelos y cada línea delgada ocre muestra una simulación individual. Las líneas grises verticales indican importantes fenómenos volcánicos. (b) Igual que en (a), sólo que las anomalías simuladas de la temperatura media mundial son solamente para los forzamientos naturales. La curva gruesa azul muestra la media del conjunto de modelos y cada curva azul más clara muestra una simulación individual. Cada simulación fue realizada para que la cobertura temporal correspondiera con la de las observaciones (Fuente: IPCC 2007).

clima. Además, ha sido posible simular rasgos importantes del clima de los últimos 2.000 años y de cambios climáticos anteriores, como el periodo cálido en el Holoceno hace 6.000 años y la variabilidad en las glaciaciones. Ni que decir tiene que los resultados son adecuados para tener confianza en el uso de los modelos pese a que todavía permanecen fuentes de incertidumbre.

Una de las principales ventajas de la simulación del clima mediante modelos es que se pueden activar o desactivar a voluntad procesos incluidos en el modelo. Para ello se eliminan del conjunto de ecuaciones del modelo aquellas que afectan al proceso en cuestión. El modelo es capaz entonces de simular el clima del planeta actuando o no el proceso (o procesos) bajo estudio. De esta forma, por ejemplo, se puede incluir, tras una erupción volcánica, el efecto adicional de los aerosoles expulsados o se puede eliminar la intensificación del EI y considerar concentraciones preindustriales de GEI. En esto precisamente está basada la atribución del cambio climático tratada en el anterior apartado.

Si no se quiere, o no se puede, recurrir a grandes ordenadores, también hay soluciones más modestas, pero no por eso menos útiles. Se puede acceder a una segunda vía de simulación del clima por medio de una nueva simplificación del Sistema Climático. Es decir, simplificar la complejidad del modelo, que ya era de por sí una simplificación de la realidad, de forma que se pueda trabajar con él en ordenadores de tipo personal o similares. Lo que se trata

entonces de conseguir con los modelos sencillos es que sus simulaciones sean compatibles con aquellas que se realizan con los AOGCM.

Para hacerse una idea, en el máximo extremo de la sencillez, se podría considerar la Tierra como una esfera que recibiera energía del Sol y que mantuviera el equilibrio de esa energía con la energía que se refleja y la que la propia Tierra disipa hacia el espacio. En estas condiciones se determina una temperatura, llamada de equilibrio, que resulta ser aproximadamente -18°C y que es muy diferente de la temperatura media en la Tierra, unos 15°C . Anteriormente se han apuntado esas mismas cifras al introducir el EI natural. O sea, la temperatura de equilibrio se obtiene simplificando al máximo el sistema –en concreto prescindiendo de la atmósfera–, con lo que esas condiciones se parecen más a las de la Luna que a las de la Tierra. La toma en consideración de la atmósfera permite asignar al EI un aumento de temperatura de unos 33°C lo cual, si se piensa bien, es espectacular. Sirva como comparación, por ejemplo, que se piensa que la oscilación de temperatura asociada a las eras geológicas o a cambios climáticos abruptos no llegan ni a la mitad de lo indicado para el calentamiento debido al EI natural (Masson-Delmotte et al. 2005).

Con otros modelos sencillos, por supuesto no tanto como el anterior, es posible calcular la distribución de la temperatura de equilibrio para diferentes latitudes de la Tierra, considerar de forma elemental el papel de las nubes, determinar otros climas potenciales con todo el hielo fundido o con la Tierra totalmente cubierta de hielo, las transiciones entre ambos, etc. Una ventaja de los modelos sencillos sobre los más complejos es que se pueden realizar un gran número de experimentos diferentes, cambiando algunas de las condiciones de la simulación, ya que necesitan mucho menos tiempo para resolver las ecuaciones que los modelos más complejos.

Proyección del clima hacia el futuro

Es importante insistir que los modelos climáticos son la herramienta más importante, si no única, para llevar a cabo simulaciones del clima del planeta. Para poder utilizarlos con garantía se han llevado a cabo experimentos para reproducir el clima presente, el clima del pasado y dar explicación al cambio de clima que la Tierra está experimentando. Como las ecuaciones de partida provienen de leyes físicas y la simulación es realista se tiene una gran confianza en el uso de modelos. Es evidente que quedan aspectos por conocer del funcionamiento del Sistema Climático y que ese desconocimiento genera incertidumbre. Sin embargo, aceptando los resultados de la simulación, al ser verificados mediante la observación, estamos indicando que el conocimiento que se tiene sobre el funcionamiento del sistema es suficiente y que lo que se desconoce no sería capaz de modificar de forma sustancial las simulaciones. Si no fuera así, o sea, si nuestra

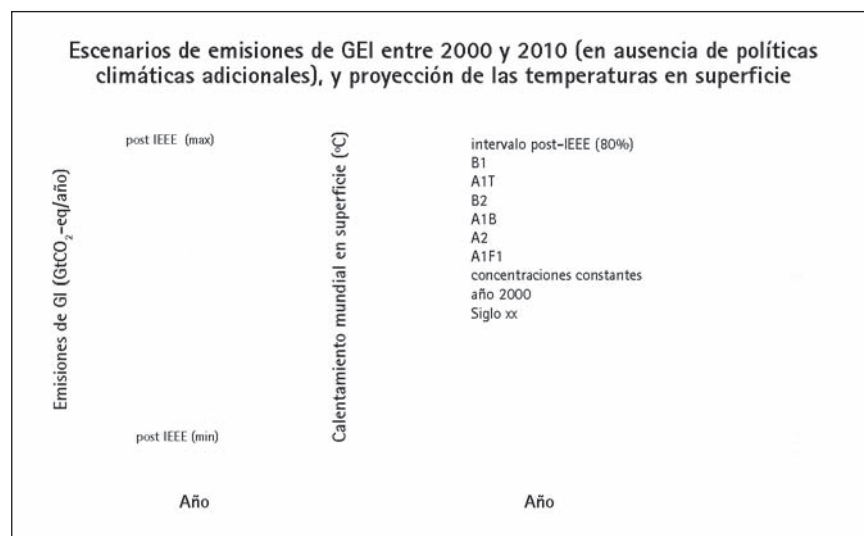


Figura 5. Panel izquierdo: emisiones mundiales de GEI ($\text{CO}_2\text{-eq}$) en ausencia de políticas climáticas: seis escenarios SRES ilustrativos (líneas de color), junto con el percentil del 80% de escenarios recientes publicados desde el SRES (post SRES) (área sombreada en gris). Las bandas de color a la derecha representan la totalidad de los escenarios post IEEE. Las emisiones abarcan los gases CO_2 , CH_4 , N_2O y F. Panel derecho: las líneas continuas representan promedios mundiales multimodelo del calentamiento en superficie para los escenarios A2, A1B y B1, representados como continuación de las simulaciones del siglo xx. Estas proyecciones reflejan también las emisiones de GEI y aerosoles de corta permanencia. La línea rosa no es un escenario, sino que corresponde a simulaciones de AOGCM en que las concentraciones atmosféricas se mantienen constantes en los valores del año 2000. Las barras de la derecha indican la estimación óptima (línea gruesa dentro de cada barra) y el intervalo probable evaluado para los seis escenarios SRES considerados en el periodo 2090-2099. Todas las temperaturas son anomalías respecto del periodo 1980-1999 (Fuente: IPCC 2007).

ignorancia implicara consecuencias de importancia en las simulaciones, la investigación ya lo habría detectado.

Dicho esto, debe quedar claro que la simulación del clima presente no es el mismo problema que la simulación del clima futuro. En el primer caso se conocen los cambios que se han producido en el pasado para llegar desde el pasado al presente. Se sabe cómo ha cambiado la radiación interceptada por la Tierra y se conocen los cambios en la composición atmosférica. No sólo por lo que afecta a la concentración de los GEI sino también, por ejemplo, a las erupciones volcánicas. El forzamiento de los modelos con las condiciones reales conocidas ha permitido reconstruir el clima presente. Pero a partir del presente no se sabe cuáles van a ser las condiciones en la atmósfera terrestre y sin embargo su conocimiento es imprescindible para poder simular el clima futuro.

Sabemos, por ejemplo, que las emisiones anuales de CO₂ de origen fósil han aumentado desde una media de 6,4 GtC⁷ por año en la década de los 90 a 7,2 GtC por año en el periodo 2000-2005. Estas emisiones, junto con las del pasado, han determinado, en parte, la concentración de CO₂ en la atmósfera, lo mismo que otros procesos lo han hecho con la de otros GEI. El problema de determi-

nar la concentración de GEI a partir de las emisiones no es sencillo; hay que recurrir nuevamente a la simulación mediante modelos, en este caso, del ciclo del carbono y de otros elementos. Hay que tener en cuenta, por ejemplo, la fijación de carbono en el suelo y en los mares (sumideros), lo que a su vez depende de muchos factores.

Supuesto que esté resuelto este problema, queda por conocer la evolución hacia el futuro de las emisiones de GEI. Lo que sí debe estar claro es que depende de muchos condicionantes, difíciles de determinar, fundamentalmente de carácter socioeconómico. Lo que se hace es trabajar con diferentes hipótesis plausibles que reciben el nombre de escenarios. Desde los primeros informes del IPCC (FAR y SAR) se ha prestado atención a la definición de escenarios de emisiones, que en un principio estaban incluidos en los propios informes. Sin embargo, tras el segundo se encargó un trabajo específico sobre escenarios (IPCC, 2000) que dio lugar a los que actualmente se usan para proyectar el clima hacia el futuro. Reciben el nombre de SRES, acrónimo que recoge el carácter y título de la obra: Special Report on Emissions Scenarios.

En resumen, se trabaja con cuatro líneas evolutivas (A1, A2, B1 y B2) condicionadas por «fuerzas» como población, economía, tecnología, energía, agricultura y usos del suelo. En A1 y A2 se da más peso al crecimiento económico, mientras que en B1 y B2 predominan los aspectos ambientales. Por otra parte en A1 y B1 se tiende a un mundo globalizado, en tanto que en A2 y B2 se enfatiza en soluciones regionales y locales. Cada una de estas líneas da lugar a diferentes escenarios, hasta completar un total de cuarenta. Normalmente se utilizan familias, coincidentes en nombre con las líneas, con excepción del A1 que se desglosa en tres:

- A1FI, con uso intensivo de combustibles fósiles.
- A1T, con uso de fuentes de energía no fósil.
- A1B, con uso equilibrado de diferentes fuentes.

Es evidente que no se sabe el camino que tomará la humanidad a partir de ahora, en consecuencia, todos los escenarios se consideran igualmente probables.

Cada uno de los escenarios de emisiones SRES lleva asociados valores concretos de emisiones de GEI a lo largo del siglo XXI. Entonces, mediante el uso de modelos adecuados se deducen las concentraciones futuras de GEI y con la evolución futura de dichas concentraciones se puede proyectar el clima hacia el futuro, gracias a los modelos de simulación del clima. El resultado es un conjunto de proyecciones climáticas, para cada uno de los SRES considerados, que, por diferencia con unas condiciones climáticas de referencia, da lugar a diferentes escenarios futuros de cambio climático. Los escenarios o proyecciones pueden ser globales o estar restringidos a regiones concretas de la geografía mundial.

En el panel izquierdo de la fig. 5 se muestra la evolución de las emisiones de GEI durante el siglo XXI. En la figura aparecen englobadas las emisiones de todos los GEI

7
GtC: gigatoneladas de carbono, mil millones de toneladas de carbono.

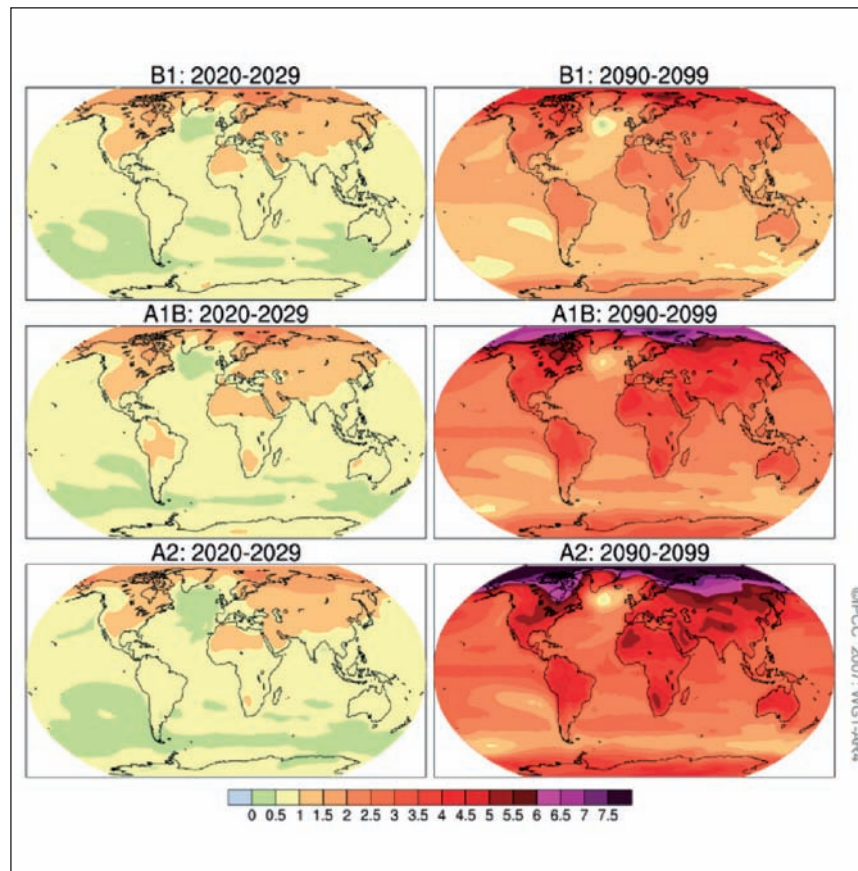


Figura 6. Cambios de temperatura superficial proyectados para inicios y finales del siglo XXI relativos al periodo 1980-1999. Los paneles a la izquierda y a la derecha muestran las proyecciones medias de multimodelos AOGCM para la media por decenios de los escenarios B1 (arriba), A1B (centro) y A2 (abajo) de 2020 a 2029 (izquierda) y de 2090 a 2099 (derecha) (Fuente: IPCC, 2007).

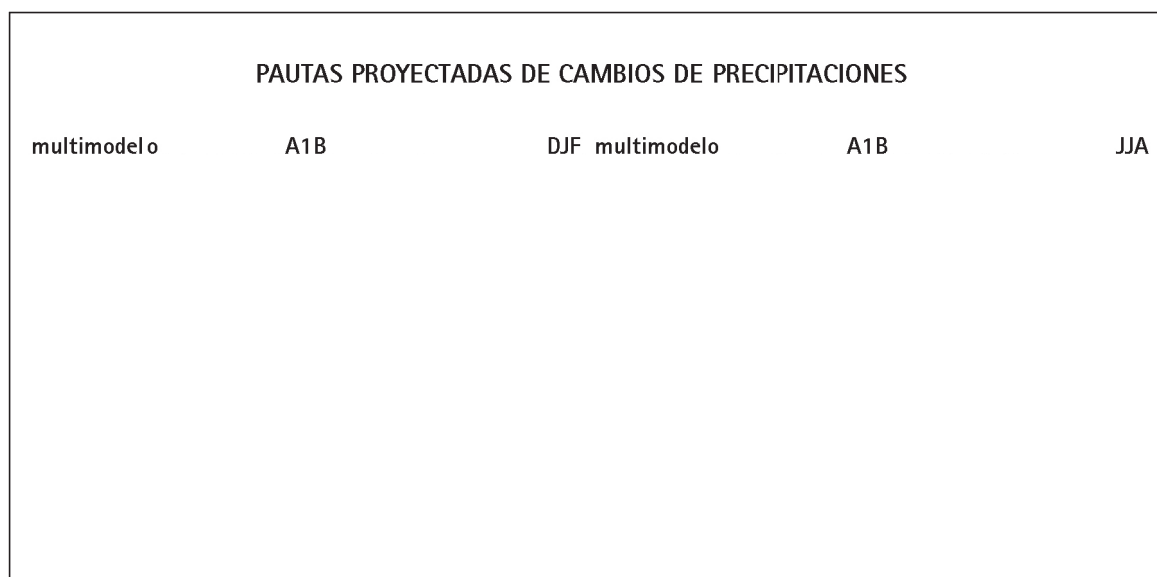


Figura 7. Cambios de la precipitación relativos (en valores porcentuales) para el periodo 2090-2099, respecto del periodo 1980-1999. Los valores son promedios multimodelo basados en el escenario A1B para los periodos diciembre-febrero (izquierda) y junio-agosto (derecha). Las áreas en blanco representan los lugares en que más de un 66% de los modelos coinciden en el signo del cambio, y las áreas punteadas representan los lugares en que más de un 90% de los modelos concuerdan en el signo del cambio (Fuente: IPCC, 2007).

en lo que se denomina CO₂ equivalente, calculado teniendo en cuenta el mismo efecto de intensificación del El que todos los GEI considerados. Además de los escenarios SRES descritos anteriormente se dan aquí resultados para otros escenarios posteriores a la publicación del Informe Especial (IPCC 2000), que modificaban la contribución de ciertas «fuerzas» condicionantes de las líneas evolutivas consideradas. En el panel derecho se muestran proyecciones de la temperatura media en superficie para varias familias de escenarios y la proyección correspondiente a no aumentar la concentración de GEI en los valores del año 2000. Hay que hacer notar que a pesar de este hecho, la temperatura seguiría aumentando aunque, evidentemente, a un ritmo mucho menor.

Si se analizan las proyecciones para las dos primeras décadas de este siglo, los resultados son muy poco dependientes del escenario considerado y del modelo usado (0,2°C por década). Sin embargo, para las décadas finales del siglo no es así, dependen fuertemente del escenario considerado y también del modelo empleado. Por ejemplo, la estimación media multimodelo para el escenario B1 a final de siglo es 1,8°C (probablemente con rango de 1,1°C a 2,9°C) y para el escenario A1FI es 4,0°C (probablemente con rango de 2,4°C a 6,4°C), siempre por encima de la media del periodo 1980-1999. Nótese que esos valores están muy por encima de los observados para el aumento de la temperatura media en superficie para el siglo xx.

Teniendo en cuentas estas proyecciones de temperatura se ha evaluado el efecto sobre el nivel global medio del mar—incluyen también las contribuciones de la fusión del hielo en Groenlandia y Antártida—. La elevación a final del siglo xxi que depende, lógicamente, del escenario considera-

do iría del mínimo 0,18 m a 0,38 m para el escenario B1 al máximo 0,26 m a 0,59 m para el escenario A1FI. Estos valores son relativos al nivel medio del mar en 1980-1999.

Los modelos AOGCM permiten llevar a cabo proyecciones climáticas globales en las que se puede apreciar la variabilidad espacial y temporal. En AR4 se incluyen una gran cantidad de proyecciones (véase IPCC, 2007, capítulo 10) de las que aquí se presentan sólo algunas. En la fig. 6 se tienen mapas de proyecciones medias multimodelo de temperatura superficial para diferentes alcances temporales y escenarios. Conviene destacar dos aspectos; primero, la poca diferencia existente en los mapas de la columna izquierda, como ya se había adelantado; segundo, la desigual distribución geográfica de los aumentos de temperatura, con un claro predominio de los valores en la región ártica donde la temperatura podría aumentar a final de siglo más de 7°C. En general, el calentamiento proyectado para el siglo xxi se espera que sea mayor sobre tierra y a altas latitudes del hemisferio norte y menor sobre el océano Austral y parte del Atlántico norte.

En la figura 7 se tienen proyecciones estacionales de la precipitación. Aunque se estima que en valor global su valor aumente, probablemente en la mayor parte de las regiones subtropicales terrestres decrezca mientras que en latitudes altas muy posiblemente la precipitación será más elevada.

Se han obtenido también proyecciones para otros aspectos importantes del clima. En general se puede decir que todos ellos continúan con la tendencia observada en el siglo xx pero, en la mayor parte de los casos, acentuándose.

Mención especial merece la fusión de los hielos en Groenlandia aunque la escala temporal sea superior al siglo. Hace unos 125.000 años la temperatura en la zona del Atlántico norte se mantuvo durante un perio-

do duradero por encima de las temperaturas actuales. La reducción de la masa de hielo hizo que el nivel del mar se elevara de 4 a 6 m. Pues bien, si la temperatura fuera entre 1,9 y 4,6°C superior a la preindustrial durante al menos mil años, la fusión del hielo de Groenlandia podría producir una elevación del nivel del mar en el planeta de 7 m.

Una de las aplicaciones más importantes de las proyecciones climáticas es el análisis de las consecuencias del cambio climático o, como se conoce habitualmente, de los impactos del cambio climático, lo que tiene una gran incidencia social pues sus efectos son locales. Para poderlos determinar es preciso disponer de proyecciones climáticas con mucha mayor resolución que la que proporcionan los modelos globales. Existen para ello diferentes metodologías que reciben el nombre general de *downscaling*. En una de las más usadas se utilizan modelos de simulación de escala regional anidados en modelos globales que se ejecutan de forma acoplada y simultánea. Se trata del *downscaling* dinámico. Otra posibilidad es emplear relaciones estadísticas empíricas determinadas para el clima presente, que se supone siguen siendo válidas para el futuro, para ganar resolución a partir de proyecciones de clima futuro obtenidas con AOGCM. También existen metodologías que combinan las dos anteriores. Se puede obtener más información sobre *downscaling* en el capítulo 11 de AR4 (IPCC 2007).

Conclusiones

Durante el Antropoceno el planeta Tierra está experimentando un cambio de clima que, estrictamente hablando, no tiene precedente en el pasado. La quema de combustibles fósiles y la actividad humana en general ha modificado la composición de la atmósfera aumentando la concentración de los GEI hasta unos valores nunca alcanzados, al menos, en los 800.000 últimos años. El EI, que ha permitido la vida sobre la Tierra, está siendo intensificado antropogénicamente y está originando un incremento en la temperatura media mundial en superficie durante el siglo xx que no tiene antecedentes, por lo menos, en los últimos 16.000 años. Junto con este cambio de temperatura también se ha observado una elevación del nivel del mar y la reducción de la cobertura de nieve en los conti-

nes y del hielo marino en el océano Ártico. Además se están modificando patrones climáticos, como el régimen de precipitación, la NAO y el fenómeno ENSO, entre otros, y están cambiando las frecuencias de ocurrencia de algunos fenómenos extremos.

De continuar las emisiones de GEI al ritmo actual, el cambio climático observado se verá acelerado en el siglo presente. Incluso, si se mantuvieran las concentraciones de dichos gases en los valores actuales, el aumento de temperatura y los efectos consiguientes se seguirían produciendo, aunque con menor intensidad, durante décadas.

Las consecuencias sociales y económicas de los cambios observados ya empiezan a ser importantes en algunas zonas –cambios de hábitats, agotamiento de la capacidad de adaptación de algunas especies, modificación de periodos de cultivo, problemas con los recursos hídricos, cambio en la distribución y ocurrencia de algunas enfermedades, etc.– pero todavía se cree que serán más importantes a medida que se vaya intensificando el calentamiento. Desde el punto de vista humano, las sociedades menos favorecidas, con menor nivel de desarrollo, serán las más vulnerables.

El calentamiento del clima ya no se puede detener, estamos sufriendo ahora las consecuencias de lo que iniciamos con la Revolución Industrial. Es evidente que tenemos que reducir las emisiones, lo cual es intrínsecamente bueno para el medio ambiente en general, pero también debemos hacer un esfuerzo para adaptarnos al clima que viene y para comprender que, además de convivir con un cierto nivel de riesgo, se deberá hacer frente al coste de la adaptación. En cualquier caso, éste será menor que el coste de no hacer nada. Los políticos tienen que jugar su papel y la sociedad el suyo. Y obviamente, como parte de la sociedad que somos, los científicos también. Se debe intensificar la investigación, reduciendo incertidumbres, mejorando las proyecciones climáticas, dando pistas sobre la reducción de vulnerabilidades y los riesgos climáticos, buscando sistemas más eficientes de aprovechamiento energético, sistemas menos contaminantes, etc.

Seguramente tendremos que cambiar ligeramente el modo de vida para que los países en vías de desarrollo puedan alcanzar un nivel de bienestar adecuado. La humanidad del futuro no espera otra cosa de nosotros.

Agradecimientos:

Las sugerencias realizadas por el Prof. C. Ramis al manuscrito han mejorado considerablemente la calidad de este trabajo, por lo que le doy las gracias. Las figuras son reproducción exacta de las que aparecen en los documentos del IPCC y están incluidas aquí con su autorización tácita.

Bibliografía

- Álvarez, L. W., W. Álvarez, F. Asaro y H. V. Michel. «Asteroid Extinction Hypothesis». *Science* 211 (1981): 654-656.
- Arrhenius, S. «On the influence of carbonic acid in the air upon the temperature on the ground». *Philos. Mag.* 41 (1896): 237-276.
- Berger, A. «Milankovitch theory and climate». *Reviews of Geophysics* 26 (1988): 624-657.
- Croll, J. *Climate and Time in Their Geological Relations: A Theory of Secular Changes of the Earth's Climate*. 2ª ed. Nueva York: Appleton, 1890.
- Crutzen, P. y E. F. Stoermer. «The "Anthropocene"». *Global Change Newsletter* 41 (2000): 12-13.
- Eddy, J. A. «The Maunder Minimum». *Science* 192 (1976): 1.189-1.202.
- Hoyt, D. V., K. H. Schatten y E. Nesmes-Ribes. «The hundredth year of Rudolf Wolf's death: Do we have the correct reconstruction of solar activity?». *Geophys. Res. Lett.* 21 (1994): 2.067-2.070.
- IPCC. *Special Report on Emissions Scenarios* [Nakicenovic, N. y R. Swart (eds.)]. Cambridge y Nueva York: Cambridge University Press, 2000.
- IPCC. *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Houghton, J. T., Y. Ding, D. J. Griggs, M. Noguer, P. J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell y C. A. Johnson (eds.)]. Cambridge y Nueva York: Cambridge University Press, 2001.
- IPCC. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor y H. L. Miller (eds.)]. Cambridge y Nueva York: Cambridge University Press, 2007.
- Kiehl, J. y K. Trenberth. «Earth's annual global mean energy budget». *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 78 (1997): 197-206.
- Köhler, P., F. Joos, S. Gerber y R. Knutti. «Simulating changes in vegetation distribution, land carbon storage, and atmospheric CO₂ in response to a collapse of the North Atlantic thermohaline circulation». *Clim. Dyn.* 25 (2005): 689-708.
- Loulergue, L., A. Schilt, R. Spahni, V. Masson-Delmotte, T. Blunier, B. Lemieux, J. M. Barnola, D. Raynaud, T. F. Stocker y J. Chappellaz. «Orbital and millennial-scale features of atmospheric CH₄ over the last 800,000 years». *Nature* 453 (15 de mayo de 2008): 383-386.
- Lüthi, D., M. Le Floch, B. Bereiter, T. Blunier, J.-M. Barnola, U. Siegenthaler, D. Raynaud et al. «High-resolution carbon dioxide concentration record 650,000-800,000 years before present». *Nature* 453 (15 de mayo de 2008): 379-382.
- Masson-Delmotte, V., A. Landais, N. Combourieu-Nebout, U. von Grafenstein, J. Jouzel, N. Caillon, J. Chappellaz, D. Dahl-Jensen, S. J. Johnsen y B. Stenni. «Rapid climate variability during warm and cold periods in polar regions and Europe». *Comptes Rendus Geoscience* 337 (2005): 935-946.
- OCLIB. «Informe de seguimiento del convenio Universitat de les Illes Balears-Conselleria de Medi Ambient del Govern de les Illes Balears, sobre el Observatori del Clima de les Illes Balears». Informe técnico inédito. Grup de Meteorologia, UIB. 2007.
- Ruddiman, W.F., Ed. *Tectonic Uplift and Climate Change*. Nueva York: Plenum Press, 1997.
- Thompson, D. W., J. J. Kennedy, J. M. Wallace y P.D. Jones. «A large discontinuity in the mid-twentieth century in observed global-mean surface temperature». *Nature* 453 (29 de mayo de 2008): 646-649.
- Wang, Y. M., J. L. Lean y N. R. Sheeley. «Modeling the sun's magnetic field and irradiance since 1713». *Astrophys. J.* 625 (2005): 522-538.
- Yang, F. y M. Schlesinger. «On the surface and atmospheric temperature changes following the 1991 Pinatubo volcanic eruption: a GCM study». *J. Geophys. Res.-Atmos.* 107 (abril de 2002): doi10.1029/2001JD000373.