

FUNDAMENTOS CONCEPTUALES Y DIDÁCTICOS

UN BREVE RELATO SOBRE CÓMO PODEMOS SABER SI CAMBIA EL CLIMA

A brief story about how do we know that the climate is changing

Josep Enric Llebot (*)

RESUMEN

El cambio climático es un tema de actualidad que pone de relieve una de las grandes problemáticas referentes al uso de los recursos de la Tierra con que se enfrenta la sociedad del siglo XXI. Por este motivo, está presente de forma continuada en la opinión pública, dado que interesa a los ciudadanos, a los científicos y a los responsables de la gestión de nuestra sociedad. Pero el conocimiento de los términos climáticos a veces se trivializa cuando el clima es un ente cambiante y muy complejo, con numerosas interacciones entre los distintos componentes del sistema climático, que a menudo son no lineales. En este artículo se pretende acercar al lector a alguna de estas complejidades, matizando aspectos científicos que, a la vez, inciden de forma notable en la gestión del problema. Así se describe qué se entiende por clima, que gases con efecto invernadero cambian su composición en la atmósfera, como pueden clasificarse de forma somera los modelos y qué confianza podemos tener en sus resultados.

ABSTRACT

Climate change is a topical issue that rises some of the most important problems with which our society is confronted with, referred to the use of Earth natural resources. For this reason this issue is continuously present in public opinion because citizens, scientist and people who are in charge of public management are interested in. But the knowledge of the science of climate is usually presented in a too simple way. Climate is a complex and ever changing issue, with a lot of feedbacks and non-linear interactions among the different subsystems that constitute the climate system. In this paper, we approach the reader to some of these complexities, pointing out some scientific aspects related to the social management of the problem. In the following pages, we describe what climate is, why greenhouse gases are changing the atmospheric composition, how climate models can be classified, and what degree of confidence we can expect from their results.

Palabras clave: clima; cambio climático; modelos climáticos; gases con efecto invernadero; escenarios de emisión

Keywords: climate; climate change; climate models; greenhouse gases; emission scenarios

INTRODUCCIÓN

Hoy el término cambio climático, de manera genérica, se utiliza para designar las variaciones que experimenta el clima a causa de las actividades humanas, es decir, para denominar una serie de fenómenos que aparecen de forma generalizada en la opinión pública desde hace no más de veinte años. La climatología no se ha considerado una ciencia con problemas científicos cuya resolución aporta interés hasta hace muy poco. A mediados del siglo XX esta disciplina se consideraba una rama de la meteorología, que utilizaba una gran cantidad de técnicas estadísticas pero que no tenía planteado ningún problema científico interesante. La climatología era considerada una rama menor de la meteorología que se dedicaba simplemente a la compilación de datos. Un climatólogo era alguien que se dedicaba a describir el clima, habitualmente a nivel del suelo y que era valorado en la medi-

da en que aportaba datos útiles para la agricultura, para la construcción de infraestructuras y, en general, para la vida corriente. Para cumplir estas tareas, se creía que era suficiente reunir y tratar grandes cantidades de datos realizando extensos análisis estadísticos sobre el tiempo meteorológico. Se pensaba que el comportamiento del clima del pasado próximo era una guía adecuada para el tiempo del futuro. Hasta los años 1950 el estudio de la meteorología moderna estaba en sus inicios y el clima era únicamente una adición del comportamiento del tiempo meteorológico diario. Durante las décadas de los cincuenta y de los sesenta, la meteorología y la climatología recibieron un gran impulso generado, principalmente, por el desarrollo de los primeros modelos de predicción numéricos con el uso de ordenadores. La meteorología evolucionó rápidamente, recibiendo sorpresas teóricas como la que supuso el artículo de E.N. Lorentz (1963) donde se ponía límites fundamentales a la pre-

(*) Departamento de Física. Universidad Autónoma de Barcelona. 08193 Bellaterra. enric.llebot@uab.cat

dicción meteorológica y que supuso iniciar toda una línea nueva de investigación en la física de sistemas no lineales. Sin embargo, en el ámbito climatológico se iniciaron los primeros modelos que sirvieron para constatar el profundo desconocimiento que se tenía entonces de los mecanismos importantes que caracterizan el sistema climático terrestre. La climatología física, desde entonces se ha ido desarrollando a una velocidad vertiginosa. También desde el punto de vista disciplinar la climatología ha ganado en variedad. No sólo son la física y la matemática las disciplinas que dan soporte a los análisis climáticos sino que son imprescindibles la química, tanto para la comprensión de fenómenos atmosféricos como los referidos a los ciclos geoquímicos, y la biología y la geología, fundamentales para comprender las evoluciones climáticas del pasado y sus causas.

Pero la primera cuestión que se presenta al pensar sobre el clima y su evolución es distinguir entre lo que es el tiempo meteorológico y el clima. De forma rápida y comprensiva se puede decir que la meteorología es el tiempo que hace y el clima es el tiempo que debería hacer. De forma habitual el clima se define como el tiempo medio, pero el sistema climático ha sido objeto de diversas definiciones durante los úl-

timos años. El año 1975 el programa GARP de la Organización Meteorológica Mundial definió que el sistema climático estaba formado por la atmósfera, la hidrosfera, la criosfera, la superficie del suelo y la biosfera. El Convenio Marco de las Naciones Unidas sobre el Cambio Climático documento político signado el año 1992 y ratificado el mes de marzo de 1994 entraba también a definir el sistema climático de una forma análoga: la totalidad de la atmósfera, la hidrosfera, la biosfera y la geosfera y sus interacciones. El matiz al mencionar estas interacciones es relevante y muestra probablemente el progreso experimentado en los 17 años que separa ambos documentos.

Al ser el clima una media del tiempo meteorológico es un concepto abstracto. Normalmente no tenemos percepción del clima sino del tiempo meteorológico y por ello nuestra percepción intuitiva del cambio del clima nos engaña.

¿CUANTOS GASES CAUSAN EL EFECTO INVERNADERO?

La superficie terrestre está a una temperatura media aproximada de 15°C (es decir alrededor de los 288 Kelvin¹). Esta temperatura es el resultado

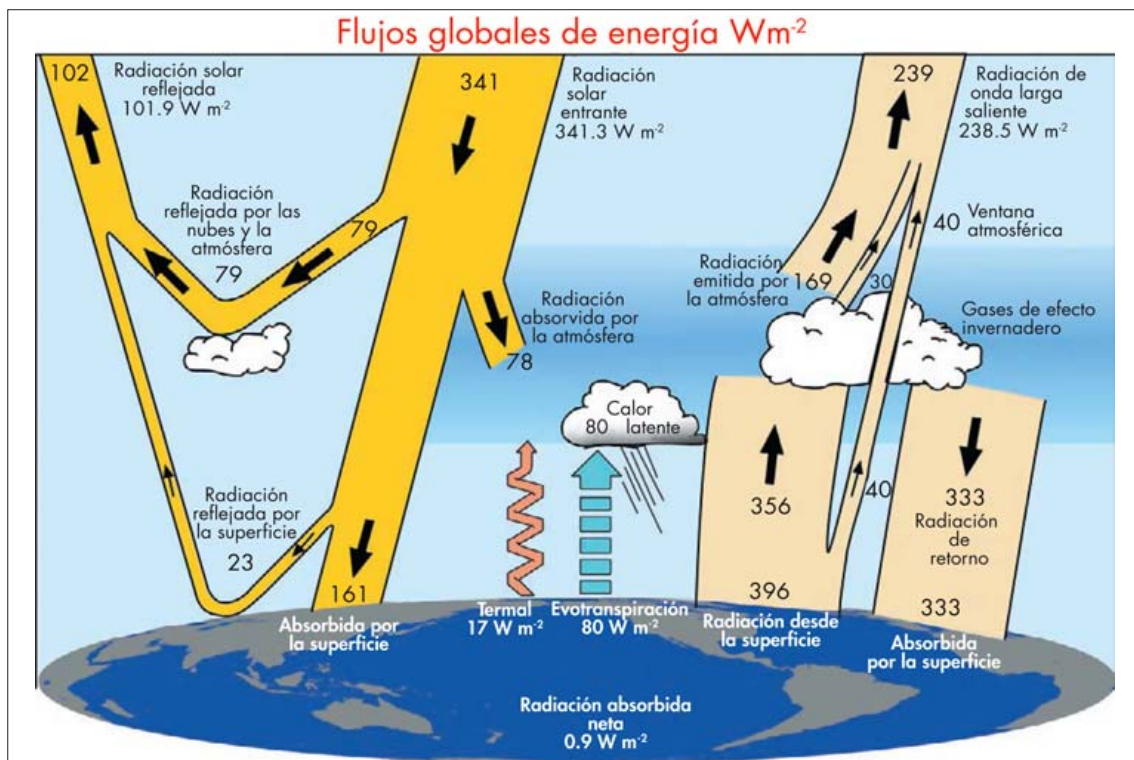


Fig. 1. Flujos de energía de onda corta (amarillo) y de onda larga (marrón) en la atmósfera terrestre. La atmósfera absorbe un 22,8% de la radiación solar incidente y un 47,2% de la radiación solar que incide en la atmósfera terrestre alcanza la superficie y es absorbida. Por lo que refiere a la radiación terrestre (marrón) tan solo un 10% atraviesa la atmósfera sin experimentar ninguna interacción y el resto es absorbida y posteriormente reemitida por la atmósfera, constituyendo el efecto de invernadero. De los datos de la figura, que proceden de Trenberth et al. (2009), se desprende que quedan $0,9 W/m^2$ en el sistema climático que son los que actualmente producen el calentamiento de la atmósfera.

(1) La escala absoluta de temperaturas o escala Kelvin mide la temperatura en grados Kelvin. Un Kelvin coincide en magnitud con un grado Celsius, pero la temperatura absoluta viene expresada por la fórmula $T(K) = T(^{\circ}C) + 273,15$.

del balance energético terrestre. La radiación solar incidente, es de onda corta y atraviesa la atmósfera calentando la superficie terrestre. A su vez, la superficie terrestre, como todos los cuerpos del universo, emite radiación electromagnética dependiendo de su temperatura siguiendo la ley de Planck². A diferencia de la radiación solar, la energía emitida por la Tierra es de onda larga; es decir, se encuentra situada en la zona infrarroja del espectro electromagnético. Esta energía no es suficientemente elevada como para poder afectar a las moléculas diatómicas, el nitrógeno y el oxígeno, que forman la mayor parte de la atmósfera. En cambio, en la atmósfera hay otros compuestos formados por moléculas triatómicas y más complejas con las que la radiación terrestre sí que interacciona (Figura 1). Estos compuestos son los denominados gases con efecto invernadero, los más importantes de los cuales son el vapor de agua, el CO₂, el ozono, el metano y el óxido nítrico. El vapor de agua es el gas que absorbe una mayor fracción de radiación terrestre, pero no se incluye en la lista de gases con efecto invernadero relacionados con las actividades humanas porque, en principio, su concentración atmosférica no varía apreciablemente como resultado directo del uso de los combustibles fósiles³.

Tanto la radiación solar incidente como la radiación terrestre interactúan de una forma no regular con la atmósfera. Tal como se ve en la Figura 2, hay zonas en el espectro denominadas bandas de absorción, donde la interacción es muy intensa, mientras que hay otras zonas del espectro electromagnético, donde ésta es inexistente. Así, por ejemplo, el CO₂ tiene alrededor de los 675 cm⁻¹ una intensa banda de absorción mientras que a 850 cm⁻¹ la atmósfera prácticamente es transparente, es decir, no absorbe prácticamente radiación en esta banda del espectro electromagnético. Alrededor de los 1000 cm⁻¹ la banda de absorción corresponde al ozono. En cambio, la absorción por el vapor de agua tiene lugar en todo el rango del espectro. Cuando pensamos en las bandas de absorción de los diferentes gases también debemos tener en cuenta que no todos ellos absorben radiación con la misma eficiencia. Así por ejemplo, una molécula de metano absorbe más energía que una molécula de CO₂. Por lo tanto, calcular, establecer el balance energético completo no es inmediato, ya que tampoco todos los gases se hallan en la atmósfera con la misma concentración y ni en las mismas capas de la atmósfera. Como se ha comentado, ni las bandas de absorción son iguales ni, por tanto, el efecto de todos los gases es semejante. Por este motivo, muchas veces se utiliza lo que se denomina la concentración de CO₂ equiva-

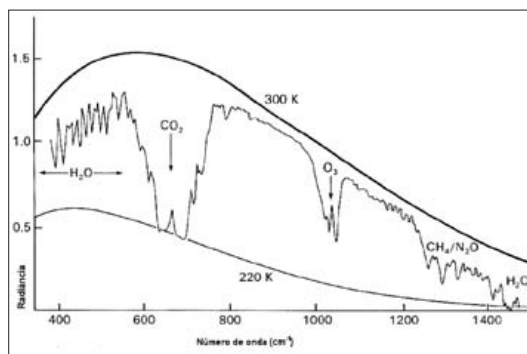


Fig. 2. Espectro electromagnético, donde se muestran las bandas de absorción de los diferentes gases. Adaptada de Jamers Burroughs (2001).

lente, que significa; aquella concentración de CO₂ que produciría el mismo efecto de absorción de la radiación que todos los gases con efecto invernadero presentes en la atmósfera.

Para hacernos una idea de cuantos gases estamos hablando utilizaremos una clasificación que los divide según estén incluidos en el protocolo de Kyoto, en el protocolo de Montreal, o bien sean gases reactivos y, finalmente, el vapor de agua estratosférico. A continuación, presentamos una breve descripción de todos ellos:

Gases incluidos en el protocolo de Kyoto:

- Dióxido de carbono (CO₂): Con anterioridad a 1750, su concentración en la atmósfera era de 280 ppm. La concentración de dióxido de carbono en la atmósfera se mide con instrumentos desde 1958 cuando, a raíz del año geofísico internacional, se instaló en el observatorio de Mauna Loa en Hawaii, un equipo experimental que ha registrado la serie de medidas directas de dióxido de carbono más larga de las existentes (Figura 3). En el año 2008, la concentración media de este gas en la atmósfera fue de 3834 ppm, siendo la concentración más elevada de los últimos 420.000 años. Durante el periodo 2000-2008 las emisiones han aumentado a una tasa anual del 3,4%, comparada con el incremento medio anual de un 1% durante la década de los años 90). Tal incremento corresponde a una media de 1,4 ppm cada año correspondiente al periodo 1960-2005. También se emite CO₂ a causa de los cambios en los usos del suelo. Los cálculos sobre el balance entre las cantidades emitidas y los aumentos de la concentración atmosférica no se ajustan de forma satisfactoria, pero –genéricamente–

(2) La ley de Planck
$$E_{\lambda} = \frac{c_1}{\lambda^5 \left[\exp\left(\frac{c_2}{\lambda T}\right) - 1 \right]}$$

$$c_1 = 3.74 \times 10^{-16} \text{ Wm}^2$$

$$c_2 = 1.44 \times 10^{-2} \text{ mK}$$

da el valor de la intensidad de la radiación emitida por un cuerpo en

función de la longitud de onda y de la temperatura.

(3) Indirectamente varía debido a las retroalimentaciones del sistema climático.

(4) ppm (partes por millón) es una medida de la concentración de aquellos gases que tiene una concentración atmosférica muy pequeña. Equivale a una molécula por cada millón de moléculas. Otra medida utilizada para determinar la concentración de gases todavía más minoritarios es ppb que corresponde a una molécula por cada mil millones de moléculas.

se cree que las diferencias se deben a la absorción del gas carbónico por el océano y por el suelo. Aproximadamente el 56% del CO₂ emitido permanece en la atmósfera.

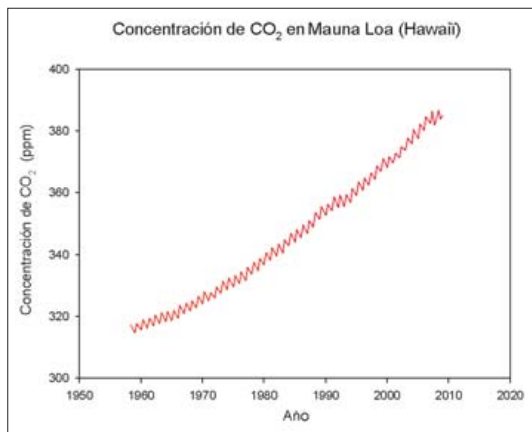


Fig. 3. Concentración de CO₂ en la atmósfera medida en el observatorio de Mauna Loa, Hawai. Suponen el registro instrumental más extenso disponible. Elaboración a partir de los datos de la estación de Mauna Loa en Hawai, el registro instrumental continuo más extenso de los que se dispone <http://cdiac.ornl.gov/trends/co2/sio-mlo.html>.

- **Metano (CH₄):** Las fuentes de metano corresponden a procesos anaerobios; es decir, que se producen sin oxígeno. Se produce metano en los campos de arroz, en los vertederos, en los humedales, en las ciénagas, etc. También se produce metano durante la digestión de los rumiantes, en la quema de biomasa y durante la generación de energía. La concentración de metano en el año 2005 era de 1774 ppb. La concentración de metano en la atmósfera se ha multiplicado por 2,5 desde períodos preindustriales.
- **Ozono: O₃.** Es el tercer gas con efecto invernadero por su importancia en la absorción de radiación. Es un contaminante secundario, es decir, se produce como consecuencia de reacciones químicas entre otros compuestos atmosféricos. Son precursores del ozono los óxidos de nitrógeno, el metano, el monóxido de carbono y los compuestos orgánicos volátiles. La concentración de ozono en la troposfera ha aumentado un 30% desde tiempos preindustriales, mientras que la concentración de ozono estratosférico ha ido disminuyendo regularmente un 6% respecto la concentración media de los años 1964-1980 hasta 1995. Actualmente la concentración global de ozono es aproximadamente un 4% inferior a la concentración media de entre los años 1964-1980.

- **Óxido nitroso (N₂O)** El año 2005 había 319 ppb. El 60% de las emisiones de N₂O se producen en el hemisferio norte. Las emisiones provienen de fuentes muy diversas: el océano, la oxidación del amoníaco en la atmósfera, de los suelos, de los procesos industriales, de la quema de biomasa y también de la ganadería.
- **Los hidrofluorcarburos (HFC), los perfluorcarburos (PFC) y el hexafluoruro de azufre (SF₆):** Superan la treintena de moléculas de la atmósfera con fórmulas complejas que tienen concentraciones muy pequeñas. Los HFC están aumentando dado que son moléculas que en muchos casos sustituyen a otros compuestos químicos cuya regulación en el protocolo de Montreal⁵ persigue preservar el ozono presente en la estratosfera. Estos compuestos se utilizan en aplicaciones relacionadas con la industria del frío. Los PFC tienen un origen natural pero también se producen a causa de las actividades humanas con una intensidad de emisión 1000 veces mayor y tienen un tiempo de residencia en la atmósfera muy largo.

Gases regulados por el protocolo de Montreal:

Todos estos gases son moléculas, en su mayoría, sintetizadas durante el siglo XX, por tanto, de origen antrópico. Las más importantes son un grupo de 14 moléculas cuya concentración atmosférica está previsto que disminuya como consecuencia de la aplicación de las regulaciones que se acordaron en el protocolo de Montreal el año 1987 y de las sucesivas actualizaciones a las que ha sido sometido este instrumento legal. De hecho, la mayor parte de moléculas que liberan átomos de cloro o de flúor a la atmósfera son también gases con efecto invernadero.

Gases reactivos: Se incluye en esta clasificación, el monóxido de carbono (CO), el hidrógeno (H₂), los compuestos orgánicos volátiles (COV) y los óxidos de nitrógeno (NOx).

- **Monóxido de carbono: CO.** Por sí mismo no es un gas con efecto invernadero pues no absorbe de forma directa la radiación infrarroja terrestre. En cambio, tiene influencia en la formación de OH en la troposfera y, por lo tanto, en los balances de metano y en la formación de ozono. La mitad del contenido atmosférico de CO procede de fuentes antrópicas. Durante el último decenio se ha observado una tendencia a la disminución de esta molécula en la atmósfera debido al uso de convertidores catalíticos en los tubos de escape de los coches.
- **Hidrógeno: H₂.** Tampoco es un gas con efecto invernadero, pero su presencia afecta a la cantidad de OH en la atmósfera y, por lo tanto, a la cantidad de ozono y de metano.

(5) El protocolo de Montreal es un instrumento jurídico vinculante para los países según el cual se regula la producción y consumo de unos compuestos químicos denominados halocarburos. La acción de la radiación solar, mucho más intensa en la estratosfera que en la superficie terrestre, produce la liberación de átomos de cloro, bromo y flúor que conlleva la eliminación de moléculas de ozono.

- Compuestos orgánicos volátiles: COV. Esta categoría incluye hidrocarburos, alcoholes, aldehídos y ácidos orgánicos. La mayoría de estos compuestos proceden de la vegetación. Estos compuestos influyen en el clima mediante la producción de aerosoles (pequeñas partículas sólidas o líquidas en la atmósfera), los cuales tienen un papel importante en la fotoquímica atmosférica.
- Óxidos de nitrógeno: NO_x. Tampoco afectan directamente el balance radiativo atmosférico pero intervienen de forma importante en la formación de ozono en la troposfera mediante una secuencia de reacciones químicas. Las fuentes de NO_x son la combustión de combustibles fósiles, la quema de biomasa, los suelos, la oxidación del amoníaco, y las tormentas.

El vapor de agua estratosférico:

El vapor de agua de la estratosfera es un gas con efecto invernadero muy eficiente. El vapor de agua se halla presente en la atmósfera por la evaporación del agua marina y continental y la transpiración de la cobertura vegetal. Además, también se genera por la oxidación del metano y por el vuelo de los aviones estratosféricos⁶. Las medidas recientes sobre el crecimiento de este gas en la atmósfera muestran que aumenta con un ritmo del 1% anual. No obstante existe un cierto desconocimiento sobre las fuentes y la evolución del vapor de agua estratosférico y, por ello, es un tema de estudio actual.

En consecuencia, existe una gran diversidad de gases en la atmósfera potencialmente responsables del efecto invernadero. No obstante, en la opinión pública prácticamente solo se habla de uno: el CO₂. La razón es que más del 60% del calentamiento global se puede atribuir a este gas y, por lo tanto, esto justifica que se le dedique tanta atención (IPCC, 2001).

En general las emisiones de los gases y de los aerosoles a la atmósfera aumentan en función de la evolución de la economía. La bonanza económica comporta tradicionalmente tasas de emisiones grandes y, en cambio, las crisis económicas se caracterizan por una menor cantidad de emisiones.

El dióxido de carbono atmosférico aumenta año tras año (Figura 4). Esta tendencia es común en la mayoría de gases con efecto invernadero, los cuales actualmente tienen concentraciones en la atmósfera mucho mayores que las que tuvieron en períodos preindustriales⁷. Persisten todavía incertidumbres sobre qué tipo de sumideros de carbono (capas de la atmósfera, océano, vegetación, arrecifes coralinos, ...) acogen el CO₂ que continuamente se emite a la atmósfera, ya que la concentración atmosférica del gas registrada, es, aproximadamente,

la mitad de la que se ha generado. Tampoco se tiene la certeza de cuál es el efecto radiativo global de los aerosoles, en particular de los sulfatos y del hollín. Se cree que su capacidad de reflejar la radiación solar les conforma un efecto amortiguador del efecto invernadero, ya que actúan como un escudo respecto a la radiación del Sol. También se observa que el ritmo de crecimiento de las emisiones decrece, siendo inferior al previsto inicialmente. Esto puede ser consecuencia de la transformación de muchos sistemas de producción de energía eléctrica, de la transformación que pasa del uso de carbón al de otros combustibles fósiles con menos emisiones de carbono y de las transformaciones de determinadas prácticas agrícolas, ganaderas e industriales.

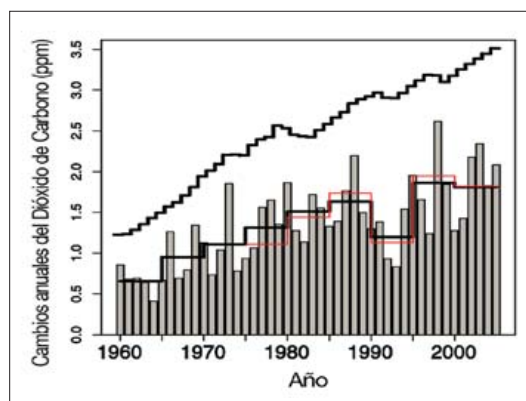


Fig. 4. Emisiones anuales de carbono procedentes del uso de los combustibles fósiles comparada con el aumento anual del carbono en la atmósfera. La diferencia entre ambas curvas se debe a la acción de los sumideros de carbono. Adaptada a partir de IPCC (2008).

¿CUÁL ES EL LÍMITE ACEPTABLE PARA LAS EMISIONES DE CO₂ A LA ATMÓSFERA? O, ¿EXISTE UNA CONCENTRACIÓN SOSTENIBLE DE GASES CAUSANTES DEL EFECTO INVERNADERO EN LA ATMÓSFERA?

La respuesta a estas dos preguntas consiste en determinar si existe un umbral de concentración de gases con efecto invernadero en la atmósfera, por encima del cual se producen cambios catastróficos en el funcionamiento de la Tierra, o bien si se conocen suficientemente las consecuencias del calentamiento debido al aumento de los gases con efecto invernadero de tal manera que la comunidad científica sea capaz de definir una concentración aceptable basándose en análisis de riesgos potenciales y de daños.

(6) La producción de vapor de agua por los aviones se produce porque es consecuencia del funcionamiento de los motores. La importancia es que lo producen en capas altas cercanas a la estratosfera.

(7) En el caso de los halocarburos, esta afirmación no tiene sentido ya que primera síntesis de un gas de este tipo se produjo en 1928 y la mayoría se han desarrollado y se han utilizado durante la segunda mitad del siglo XX.

Una forma de responder a estas cuestiones es analizar qué ha sucedido en el pasado. La paleoclimatología aporta datos respecto la variación del dióxido de carbono atmosférico durante la historia geológica de la Tierra. Hace unos cincuenta millones de años, la concentración de dióxido de carbono en la atmósfera era entre tres y nueve veces mayor y probablemente la temperatura fuera más elevada que en la actualidad. También se ha observado la existencia de períodos en los que, durante miles de años, el dióxido de carbono atmosférico ha variado sustancialmente de forma parecida a los cambios experimentados por la temperatura, aunque con un cierto retraso. Algunos de estos cambios han originado períodos cálidos que exceden en magnitud a las proyecciones más radicales de los modelos climáticos. Estos episodios están asociados, a veces, a extinciones o a redistribuciones de especies, pero, evidentemente, en ningún caso, a una desaparición total de la biosfera (Figura 5)

La evolución del clima del futuro depende de la naturaleza del forzamiento climático, es decir, del contenido de gases con efecto invernadero y de la sensibilidad del sistema climático. Por lo tanto, establecer una concentración sostenible de los gases con efecto invernadero depende de la capacidad de determinar la sensibilidad del sistema climático a las variaciones de la concentración de gases con efecto invernadero en la atmósfera, así como del conocimiento exacto de los factores de forzamiento, los riesgos y las vulnerabilidades. Además, el clima cambia con un marcado carácter regional. Mientras todos los modelos proyectan un aumento global de la temperatura y de las precipitaciones, sus distribuciones temporales y espaciales varían de zona en zona del globo y de modelo en modelo. Por lo tan-

to, con el conocimiento actual del sistema climático es difícil, por no decir imposible, establecer una concentración atmosférica de gases aceptable donde los riesgos y los impactos estén equilibradamente relacionados con el esfuerzo tecnológico y económico necesario para alcanzarla.

Además, estos factores tecnológicos y económicos tampoco son uniformes en todo el mundo. El problema del cambio climático es diferente si se analiza desde la perspectiva de un ciudadano de la Unión Europea o de los Estados Unidos, con buena capacidad tecnológica y económica para adaptarse a los cambios, o desde la de un esquimal cuya alimentación depende de la extensión del hielo sobre el mar, o de un habitante de las islas Maldivas, conjunto de unas 1600 islas de coral, para los que la supervivencia de su país depende de la magnitud del ascenso del nivel del mar.

Considerando, pues, un punto de vista realista y pragmático, la actuación frente del cambio climático comporta dos tipos de acciones fundamentales: la mitigación de las causas y la adaptación a las nuevas condiciones climáticas. La mitigación consiste en la disminución de las emisiones. Es evidente que en las condiciones actuales, el mundo dispone de tecnología para estabilizar el contenido atmosférico de dióxido de carbono a 450 ppm, a 600 ppm o a 1000 ppm. Definir el grado al que se debe alcanzar la estabilización es una cuestión de orden económico y de voluntad política y social. Por lo que respecta a la adaptación, significa prepararse para las condiciones cambiantes, bien desde el punto de las actividades económicas, como desde la adaptación de las infraestructuras, etc. Ambas estrategias, la adaptación y la mitigación serán imprescindibles para paliar el fenómeno.

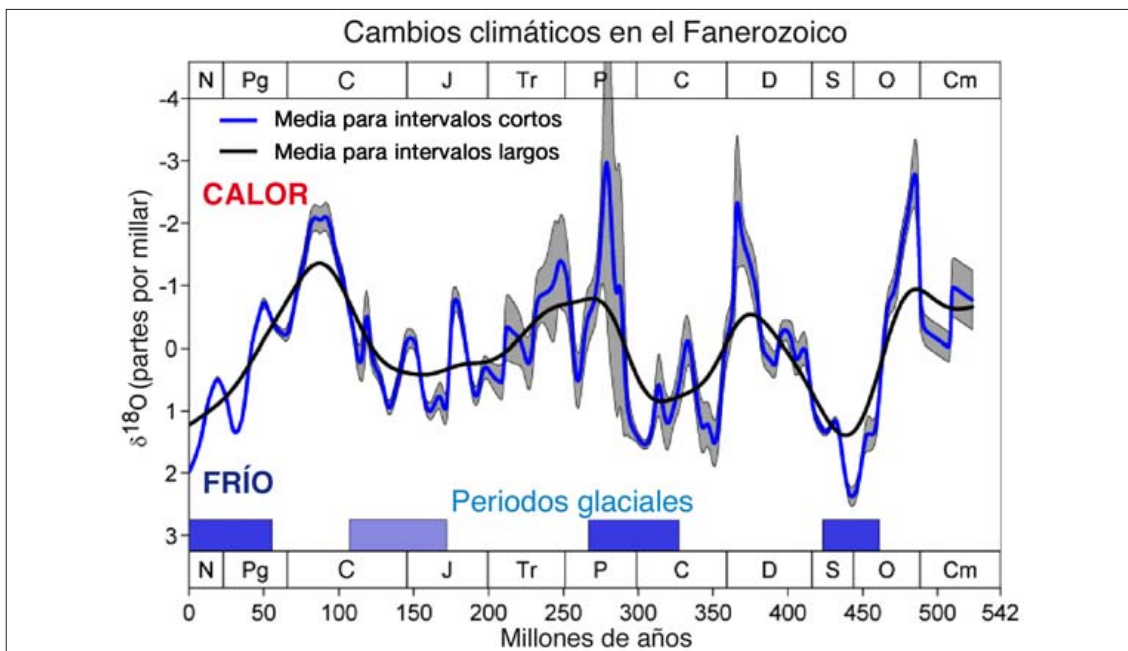


Fig. 5. Evolución de la temperatura durante el período geológico del Fanerozoico, mostrando la ocurrencia de períodos glaciares en los últimos 500 millones de años. Reproducida de http://www.globalwarmingart.com/wiki/Temperature_Gallery.

El único acuerdo internacional de reducción de emisiones, el protocolo de Kyoto que entró en vigor el mes de febrero de 2005, establece compromisos de reducción de emisiones entre estados, los mencionados en el anexo B del protocolo, que ponderan la capacidad tecnológica para reducir las emisiones y para adaptarse respecto al coste económico que comportan estas medidas. Las recomendaciones científicas en el momento en que se elaboró el texto del protocolo estaban muy alejadas del techo de las reducciones finalmente acordadas. Los gases con efecto invernadero tienen tiempos de residencia en la atmósfera muy grandes, es decir, se degradan con dificultad. Esto significa que las acciones que se afronten ahora tendrán efectos a largo plazo, en decenas o en centenares de años. Ésta es una coincidencia importante con otros problemas ambientales, como la degradación del contenido de ozono estratosférico, por ejemplo. La escala de tiempo del origen de la perturbación es mucho menor que la escala de tiempo de recuperación del sistema. Por ello, numerosas opiniones se decantan en que es fundamental aplicar el principio de precaución que consiste en actuar rápidamente, aunque aún no haya certezas completas sobre la magnitud y el alcance del fenómeno. Lo que se sabe, sin embargo, es que cualquier actuación deberá mantenerse mucho tiempo y que surtirá efecto en escalas que trascienden una única generación. En cambio, según otros análisis, el coste económico y social que supone actuar es demasiado incierto y se requieren mayores certezas sobre cómo evolucionará el futuro ambiental del planeta antes de actuar.

La forma de aproximarse al problema ha variado con el tiempo. En todos los casos siempre se toma como referencia la concentración de dióxido de carbono al inicio de la revolución industrial, es decir, 280 ppm. El protocolo de Kyoto no contempla ninguna proyección futura de concentración atmosférica de gases con efecto invernadero, ya que los acuerdos de limitación de emisiones solo alcanzan a un grupo de países y a algunos gases. Según los escenarios de evolución de las emisiones de gases elaborados por el IPCC en el año 2000, se prevén unas concentraciones crecientes durante el siglo XXI y que llegan, a final del siglo, a valores situados entre 700 y 1000 ppm. Estas proyecciones en algunos casos suponen un aumento de la temperatura superior a los seis grados, lo cual dibuja un futuro, según los modelos numéricos del clima, con importantes impactos ambientales. Sin embargo, estamos de lleno en el periodo de cumplimiento del protocolo de Kyoto y la visión sobre el futuro es incierta cuando todo el mundo empieza a pensar en el futuro posterior al período de cumplimiento del protocolo; es decir, de qué forma el futuro acuerdo internacional, de firmarse, configurará el escenario de las emisiones más allá del año 2012. La Unión Europea ha formulado la propuesta de establecer un límite a las emisiones que garantice que el aumento de la temperatura media respecto períodos preindustriales no supere los 2°C. Recientemente, en el acuerdo de Copenhague este objetivo se ha ratificado. ¿Por qué 2°C? Esta cifra se ha obtenido observando que un

aumento de temperatura superior pondría en cuestión la capacidad de los ecosistemas y de la sociedad de adaptarse a los nuevos escenarios. Para alcanzar este objetivo la concentración atmosférica de gases con efecto invernadero debería estabilizarse entre 550 ppm y 650 ppm. Este objetivo es actualmente una utopía difícilmente alcanzable en las condiciones actuales de crecimiento del consumo energético en todo el mundo y muchos países ven en la limitación de emisiones un freno a su desarrollo económico. Este argumento les hace optar por la adopción de medidas conducentes a una mejora de la eficiencia en el uso de la energía, pero sin promover un techo a sus emisiones. A medida que crece el conocimiento sobre los impactos y se cuantifica realmente la escala de tiempo de las perturbaciones, más pesimista es el escenario futuro. El proceso en el que estamos inmersos es irreversible a corto plazo y ello lleva a que se formulen posiciones extremas que postulan que la estabilización deseable de la concentración de gases con efecto invernadero en la atmósfera no debería superar los 350 ppm, cifra que ya se ha superado con creces.

¿SE PUEDE AFIRMAR QUE EL CLIMA ESTÁ CAMBIANDO?

Para poder afirmar que el clima está cambiando, hay que recurrir a los datos de la red de estaciones que miden la temperatura terrestre. El registro instrumental de la temperatura en estaciones terrestres, en barcos o en boyas indica que la temperatura superficial global del aire se ha calentado entre 0,4° y 0,8°C durante el siglo XX. La tendencia al calentamiento es general en todo el planeta y es consistente con el retroceso de los glaciares, la reducción de la superficie de nieve y el ritmo más acelerado de ascenso del nivel del mar durante el siglo XX comparado con el de los últimos mil años. Se han observado y se han documentado fenómenos derivados del calentamiento que, al corresponder a sistemas biológicos, suponen una integración de los cambios de diferentes variables climáticas y ambientales, como por ejemplo el alargamiento del período de crecimiento de algunas especies vegetales, el adelantamiento de la floración y la retraso de la caída de las hojas, el desplazamiento hacia el norte de algunas especies de mariposas y el desplazamiento de algunas especies de árboles hacia zonas de mayor altura y el adelanto de la llegada de algunas especies de aves migratorias. Posiblemente, también se puede afirmar que la capa superficial del océano se ha calentado unos 0,05°C durante los últimos cincuenta años.

Los cambios más pronunciados, sin embargo, se han producido en las regiones polares, especialmente del hemisferio norte. El análisis de los datos proporcionados por la información desclasificada procedente de submarinos rusos y norteamericanos indica que el hielo del Ártico se ha ido adelgazando desde mediados de los años 70. Los datos de los satélites también indican que la concentración de hielo sobre el Ártico en verano ha disminuido del orden del diez por ciento. Sin embargo la variación de

la temperatura no ha sido uniforme en todo el globo ni todos los años. El mayor calentamiento se ha producido antes de 1940 y desde 1980 hasta finales de siglo. El hemisferio Norte experimentó un ligero enfriamiento durante el período 1946-75 y hay zonas donde este enfriamiento se hizo muy patente, especialmente en la zona oriental del continente americano.

Las causas de esta interrupción del calentamiento global no son claras. Una posible explicación es el aumento de los aerosoles como consecuencia del uso de carbón con un alto contenido de azufre como combustible. A estas causas también se pueden añadir factores naturales como la variación de la luminosidad del Sol o las erupciones volcánicas que han tenido lugar durante este período.

El informe del IPCC 2007 (IPCC, 2008) compara el calentamiento medio producido durante el siglo XX con otras perturbaciones del clima de períodos pasados. Para realizar esta comparación se usan datos instrumentales, que alcanzan los últimos doscientos años, junto a datos asimilados que provienen del análisis dendrocronológicos y del estudio de las burbujas de aire de los testigos de hielo de Groenlandia. Los resultados de estos análisis muestran que el calentamiento que hemos vivido durante el siglo XX es probablemente el mayor que se ha registrado durante el último milenio. Sin embargo, esta afirmación debe tomarse con precaución: se han utilizado los mejores datos disponibles pero éstos son irregulares en su distribución temporal y espacial y, por lo tanto, el grado de confianza que aportan es moderadamente pequeño.

Otra cuestión consiste en determinar si la variación de la temperatura se debe a causas humanas o no. Los informes del IPCC atribuyen, con un alto grado de confianza, la causa del calentamiento al crecimiento del contenido atmosférico de gases con efecto invernadero y, además, muestra unas simulaciones de modelos numéricos donde se consigue separar, durante los últimos veinte años, la variabilidad natural y la variabilidad relacionada con las actividades humanas que, naturalmente, es mucho mayor (Figura 6).

Los críticos a estas afirmaciones señalan, no exentos de razón, que todavía existe un grado de incertidumbre muy elevado en el conocimiento de la magnitud de la variabilidad natural. Señalan que al doblarse el contenido del dióxido de carbono en la atmósfera se produce un forzamiento radiativo de 4 Wm^{-2} (del 2% respecto la radiación total que llega a la superficie), cantidad que es muy pequeña comparada con el efecto que puede tener el acoplamiento entre el calentamiento y el contenido de vapor de agua de la atmósfera y la cobertura de nubes. Por lo tanto, sostienen que, hasta ahora, es imposible relacionar de forma precisa el cambio del clima observado con las emisiones antropogénicas dado que se carece de un conocimiento preciso sobre la variabilidad natural.

En resumen, parece que los datos confirman que se detecta un cambio del clima probablemente deri-

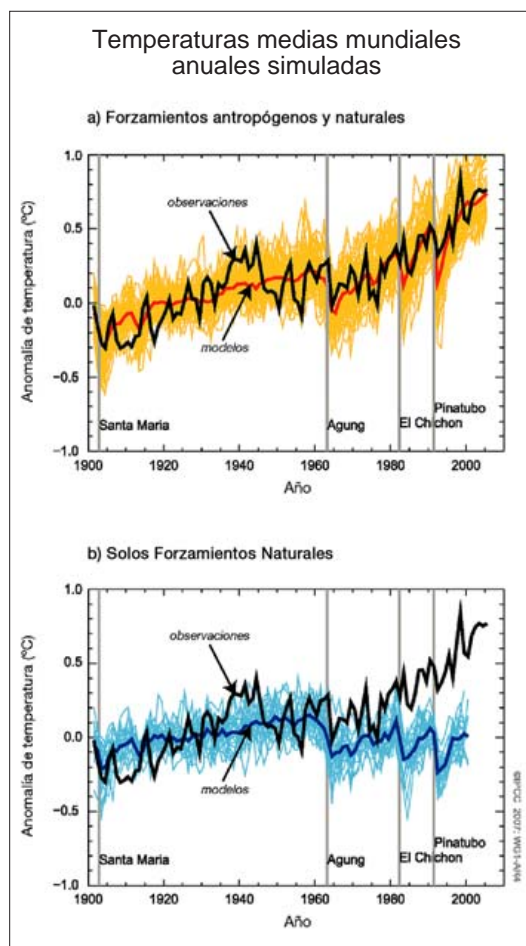


Fig. 6. Comparación entre el aumento de temperatura desde 1900 observado y modelizado. La modelización distingue las causas naturales, las antropogénicas y la suma de ambas. Adaptado de IPCC (2008).

vado del aumento de la concentración atmosférica de gases con efecto invernadero como consecuencia del uso generalizado de los combustibles fósiles, del desarrollo de la agricultura, de la ganadería intensiva y de los cambios en los usos del suelo.

MODELIZACIÓN CLIMÁTICA

El objetivo de este apartado es explicar brevemente las bases en que se sustentan los modelos, como herramientas utilizadas para proyectar el futuro climático. El interés de las proyecciones sobre el clima del mañana, según la composición atmosférica cambiante propuestas por los diferentes escenarios socioeconómicos futuros, ha propiciado el desarrollo de los modelos numéricos. Un modelo es un conjunto de ecuaciones que pretenden representar globalmente el sistema climático o alguna de sus características, unas condiciones iniciales y las representaciones mediante parámetros de algunos procesos. Un modelo pretende ser, pues, una representación simplificada del comportamiento de la naturaleza. En toda representación

hay aproximaciones y prioridades que la caracterizan y que determinan sus límites de confianza y de exactitud. Los errores de los modelos provienen pues, por un lado, de las propias simplificaciones en su elaboración o de la transcripción en forma numérica, y por el otro en la definición de las condiciones iniciales y de contorno.

Los modelos climáticos

Las leyes físicas que gobiernen la dinámica de la atmósfera y del clima constituyen un conjunto completo de ecuaciones matemáticas no lineales que no pueden ser resueltas mediante métodos analíticos y, por ello, deben ser tratadas numéricamente. Los modelos no pueden incluir de forma completa las complejidades de todos los fenómenos que intervienen en el sistema climático. Por ello, utilizan lo que se denominan *parametrizaciones*, es decir, algoritmos que describen un proceso determinado a partir de variables fundamentales. Por ejemplo, la cobertura de nubes en una zona no está simplemente relacionada con la humedad de la zona. No obstante cuando la humedad media aumenta, la cobertura de nubes también aumenta. Esta relación puede ser la base de una parametrización, aunque a menudo los procesos climáticos suelen ser mucho más complejos. Las características de un algoritmo determinado en un modelo del clima dependen del conocimiento experto e, incluso, se pueden formular diferentes formulaciones para regiones diferentes. Esto justifica, en parte, la existencia de varios modelos cada uno de los cuales tiene sus detalles únicos y característicos. Sin embargo el comportamiento a gran escala que reflejan la mayor parte de modelos es robusto, ya que no depende de las parametrizaciones específicas que se utilizan ni de la escala espacial de la celda.

Los modelos dividen el sistema a describir —la atmósfera, el océano— en una malla con celdas de unas dimensiones determinadas. El modelo resuelve las ecuaciones que gobiernan el sistema para cada celda teniendo en cuenta la interacción de cada una con las celdas contiguas. Una vez se ha realizado, a partir de unas condiciones iniciales, el cálculo determinado para cada celda, se obtiene la variación del sistema climático según el modelo en una iteración temporal y, por lo tanto, para cada celda se dispone de los valores para las variables fundamentales del modelo. El siguiente paso consiste en convertir los resultados anteriores en nuevas condiciones iniciales para una nueva iteración que, a la vez, dará nuevos valores a las variables de cada celda. Naturalmente, cuanto más pequeña sea la celda más preciso será el modelo, pero más largo y complicado será el cálculo y más difícil suministrarle las condiciones iniciales. Los modelos meteorológicos estándar son alimentados periódicamente con condiciones iniciales obtenidas a partir de la red de observatorios meteorológicos y de las medidas de los satélites; sin embargo, los modelos climáticos no pueden hacer lo mismo.

La atmósfera y los océanos están fuertemente acoplados. El esfuerzo del viento sobre la superficie del océano es el principal impulsor de la circulación superficial en el mar. La evaporación del vapor de agua hacia la atmósfera mediante la aportación del calor latente cuando condensa es una fuente importante de energía propia de la circulación atmosférica. Los modelos climáticos globales con acoplamiento atmósfera-océano son aquellos que utilizan celdas de 100 y 200 km de ancho en la atmósfera y más pequeñas en el océano, ya que los procesos dinámicos en el mar son de menor escala, aproximadamente, la mitad de la utilizada en la atmósfera. La mayoría de modelos usan como mínimo unas 20 capas verticales en la atmósfera y unas 20 más en el mar, aunque últimamente, como comentaremos más adelante a escala local, se pretende utilizar modelos con una escala de mayor resolución.

Al final de los años 1950 se pensaba que las inexactitudes de los modelos numéricos de predicción meteorológica provenían estrictamente del tamaño de la celda elemental y, por lo tanto, de la potencia de los ordenadores sobre los que se hacen funcionar los modelos. Sin embargo, a finales de los años 1960, P.D. Thompson y E.N. Lorentz sospecharon que los límites de la predictibilidad de los modelos meteorológicos debían responder a otras causas que las meras limitaciones de cálculo. Esencialmente descubrieron que los modelos numéricos eran muy sensibles a cambios mínimos en las condiciones iniciales. Thompson observó que la calidad de la predicción dependía significativamente de la disponibilidad de información completa de cada estación meteorológica. Si se carecía de esta información, el modelo la calculaba interpolando y las predicciones no eran fiables. Lorentz, trabajando sobre el mismo caso, observó que dos predicciones iniciadas con condiciones iniciales muy semejantes, transcurrido un tiempo determinado podían llevar a predicciones climáticas muy diferentes. No se cumplía pues lo que se da en los sistemas mecánicos newtonianos donde dos sistemas idénticos que parten de condiciones iniciales muy próximas evolucionan en el tiempo en trayectorias semejantes.

Por lo tanto, existen unas limitaciones intrínsecas en el uso de los modelos de simulación del tiempo y del clima. Hay que tener en cuenta que en el estudio del clima el interés no se focaliza en un estado individual del sistema climático, sino en un conjunto de estados.

En los modelos, se toma la atmósfera como el sistema principal. El segundo subsistema que se tiene en cuenta son los océanos. Es imprescindible tener en cuenta el fuerte acoplamiento entre la atmósfera y los océanos para obtener una buena modelización. En cambio la contribución de los otros subsistemas se acostumbra a integrar mediante algunos parámetros. Los modelos climáticos se clasifican indicando tanto el tipo de modelo como el grado de resolución:

- *Modelos de balance de energía (EBM)*: Los modelos de balance de energía son de los más simples desde el punto de vista conceptual, ya que no distinguen entre los diferentes componentes de un sistema climático, pero determinan la temperatura efectiva del planeta, en función de la latitud, asumiendo que existe un balance de energía entre la radiación solar absorbida y la radiación terrestre emitida al espacio. Son modelos simples, aunque esto no significa que sean sencillos. Los parámetros importantes que utilizan son la radiación del Sol, el albedo⁸, los efectos de las nubes, los aerosoles, la superficie de hielo, la radiación infrarroja absorbida por la atmósfera y la distribución de la temperatura media en la dirección norte-sur. Estos modelos de balance de energía se utilizan para entender las repercusiones que se producirían en el sistema climático y su sensibilidad en respuesta a cambios sobre parámetros importantes del clima como, por ejemplo, la constante solar o el albedo planetario. También se usan como una ayuda para la interpretación de los resultados de modelos más complejos.
- *Modelos radiativo-convectivos*: Son modelos unidimensionales mediante los cuales se determina la distribución vertical de la media global de la temperatura de la atmósfera y de la superficie terrestre. Estos modelos responden a una composición atmosférica y a un albedo superficial predeterminados. Incluyen módulos que describen la transferencia radiativa de radiación solar y terrestre, los intercambios de radiación entre la superficie terrestre y la atmósfera, y la distribución vertical de nubes con sus propiedades radiantes. Algunos de estos modelos se han acoplado a modelos del océano e incluyen modelizaciones del intercambio energético con sus capas más profundas. Las predicciones de estos modelos con respecto a los cambios de la composición atmosférica son muy sensibles a los parámetros que se utilizan para cuantificar el intercambio con el océano, especialmente entre la zona de mezcla y la zona de aguas profundas.
- *Modelos zonales*: Los modelos zonales son modelos bidimensionales capaces de simular variaciones en la altitud y la latitud de las propiedades de la superficie terrestre y de la atmósfera sobre las que se ha evaluado la media zonal; es decir, para las que se calcula su media para todas las longitudes a lo largo del paralelo correspondiente a una latitud determinada. La ventaja de estos modelos respecto a los modelos radiativos-convectivos y respecto a los modelos de balance de energía es que son sensibles a las variaciones latitudinales de la cubierta de hielo prescritas o modeladas, a las propiedades del suelo y de la superficie del océano y a la distribución de nubes. Los modelos zonales incluyen los efectos de transporte de los ciclones extratropicales y tropicales y de las nubes.
- *Modelo climáticos globales (GCM)*: Los modelos climáticos globales son modelos tridimensionales, es decir, las variables del modelo dependen de las coordenadas horizontales, la latitud y la longitud, y de la altura. Estos modelos simulan el clima usando técnicas numéricas de la predicción meteorológica, pero más complejas dado que, a la vez, se trata de modelos acoplados atmósfera-océano (AOGCM). Por lo tanto, explícitamente intentan reproducir los sistemas de circulación en la atmósfera y en el océano que contribuyen al transporte horizontal y vertical del calor y del vapor de agua, entre otros parámetros climáticos. Como ya se ha dicho, la resolución de la red de estos modelos se basa en celdas de entre 1° y 3° de latitud y de longitud que corresponden a una franja horizontal aproximada de 100 km a 300 km y una resolución vertical de entre 200 y 400 m. Los modelos GCM se inician a partir de una estructura atmosférica dada y simulan la evolución de la circulación general en la atmósfera durante décadas e incluso siglos, superando el máximo intervalo de predicción de cualquier modelo de predicción del tiempo. Los objetivos de estos modelos son representar las propiedades estadísticas de la atmósfera y simular los escenarios de cambio climático. Un modelo completo debería incluir todos los procesos importantes, algunos de los cuales no se conocen con precisión, como por ejemplo el ciclo del carbono, u otros que son imposibles de predecir, como el vulcanismo o el incremento de los gases con efecto invernadero o los aerosoles⁹. Por lo que se refiere a la composición de la atmósfera se utilizan los escenarios de emisiones correspondientes a los posibles escenarios socioeconómicos de nuestra sociedad que conducirían a una determinada concentración de gases con efecto invernadero. Los escenarios se agrupan en cuatro familias (véase la figura 7) A1, A2, B1, B2, que ponen énfasis en el carácter global-regional del desarrollo, expresados por A o B respectivamente, y la priorización del desarrollo económico o cuidado ambiental, opciones 1 o 2 respectivamente; siendo los escenarios A2 y B2 los que representan situaciones extremas (IPCC, 2008). La hipótesis utilizada en estas familias de escenarios conducen a emisiones de CO₂ muy diferentes (véase la figura 8) y, naturalmente, a distintas concentraciones que oscilan entre un 90 y un 250% superiores a la concentración del año 1750 (280 ppm).

(8) El albedo de una superficie es el porcentaje de radiación reflejada

(9) Precisamente la incapacidad de predecir la evolución de la concentración de gases con efecto invernadero lleva a la elaboración de los escenarios.

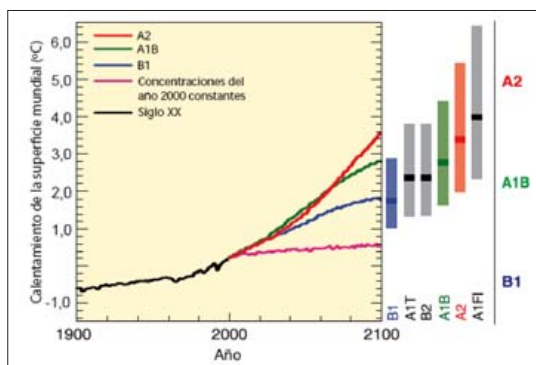


Fig. 7. Escenarios planteados por el IPCC. Los escenarios se dividen en cuatro familias: A1: describe un mundo futuro de crecimiento económico rápido, una demografía que alcanza un máximo a mediados de siglo y una introducción rápida de nuevas y más eficientes tecnologías. La familia A1 se desarrolla en tres grupos: A1FI (energías fósiles), A1T (todas las fuentes son de energías alternativas) y A1B (balance entre las energías fósiles y las alternativas). La familia A2 describe un mundo heterogéneo con un crecimiento económico y un desarrollo tecnológico, demográfico y cultural muy diferente en todo el mundo. La familia B1 contiene los escenarios que contemplan una homogeneización económica, tecnológica, demográfica y social del mundo con cambios rápidos en las estructuras económicas y con tecnologías limpias y eficientes. La familia B2 contempla un mundo que pone énfasis en las soluciones locales a los problemas de sostenibilidad económica, social y ambiental. Es un escenario orientado a la protección ambiental y a la equidad social, que se focaliza pero al nivel local y regional. Adaptada a partir de IPCC 2007 (IPCC, 2008).

Resultados

Una prueba obvia de un modelo climático consiste en hacerle simular un determinado período pasado de tiempo y comparar en detalle el clima generado y el clima observado, tanto por lo que respecta a la media como a su variabilidad. Actualmente, en estos aspectos, los modelos se comportan especialmente bien. También se los prueba entre ellos al simular o reproducir los cambios que se producen a consecuencia de un forzamiento climático especial como puede ser un episodio de El Niño o una erupción volcánica. En este sentido la simulación de los efectos de la erupción del Pinatubo el año 1991 ha sido particularmente útil y buena en relación a la capacidad de simulación mediante modelos de las medias globales, un enfriamiento de 0,05°C, como por lo que respecta a los comportamientos regionales. También se han probado los modelos en referencia al pasado paleoclimático en condiciones de una distribución de la energía solar muy diferente de la actual. La cada vez más elevada capacidad de cálculo de los ordenadores permite comparar diferentes simulaciones con condiciones iniciales distintas, mejorando el conocimiento sobre la variabilidad de los modelos, así como de la incertidumbre de las proyecciones que producen. En relación a este último aspecto, entre los resultados más concluyentes publicados por IPCC 2007 (IPCC,2008), se constata que la variabilidad natural del clima es insuficiente para explicar la variación de la temperatura media superficial de la Tierra durante el siglo XX. De la figura 6 se desprende que hasta fechas muy próximas al año 1960 no se puede evidenciar la huella antrópica en la evolución de la temperatura, pero que, a par-

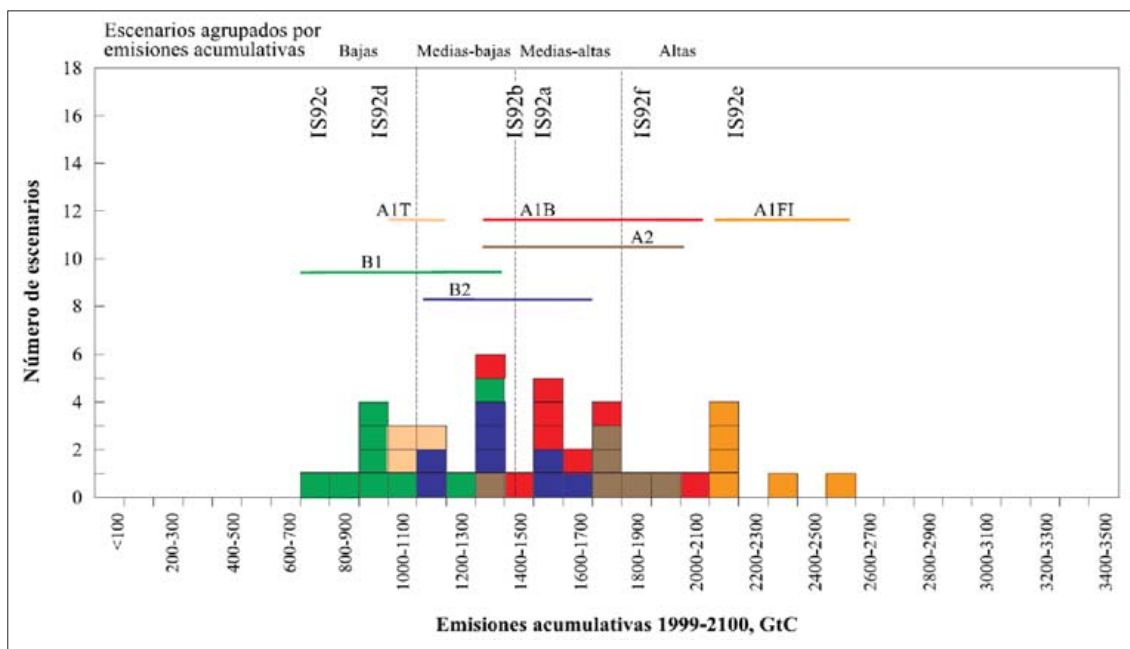


Fig. 8. Emisiones acumuladas en GtC según los diferentes escenarios. Las líneas horizontales muestran para cada escenario las distintas posibilidades que ámbito de emisiones prevén para finales del siglo XXI. Adaptada a partir de IPCC (2000).

tir del último cuarto del siglo XX, es imposible entender como ha ido cambiando sin tener en cuenta la contribución de las actividades humanas.

Consideración final: las incertidumbres de los modelos

La modelización climática es fundamentalmente distinta de la predicción meteorológica. La meteorología tiene que ver con un problema de condiciones iniciales: dada la situación de hoy, ¿cuál será la de mañana? Antes se ha hecho referencia al carácter caótico de la simulación meteorológica, es decir, a la sensibilidad de las predicciones a las condiciones iniciales, que aumenta con el tiempo de simulación. Las proyecciones climáticas son diferentes: no son un problema de condiciones iniciales, sino de condiciones de contorno, en otras palabras, dependen de la descripción estadística del estado medio y de la variabilidad de un sistema. Los modelos climáticos conducen a climas estables y no caóticos. Una muestra de esta estabilidad se puede fundamentar en la correlación de los ciclos de Milankovitch en los parámetros orbitales de la Tierra y los ciclos de los grandes cambios del clima del último millón de años. Esta correlación, que proporciona una fuerte evidencia que los ciclos de Milankovitch, constituye el primer factor que induce los grandes cambios sustanciales del clima y explica la sucesión de períodos glaciales e interglaciares. A la vez, sugiere que el sistema climático no es muy caótico por lo que respecta a los cambios en las condiciones ambientales que los ciclos de Milankovitch suponen, ya que condiciones no exactamente iguales en la órbita de la Tierra no han dado climas muy distintos. Esta estabilidad de los estados del sistema climático –es decir, de los climas– permite plantear su análisis en relación a las acciones humanas de una forma parecida a como se analizan los cambios ocurridos durante el pasado. Efectivamente, la variación del clima asociada a los cambios en la composición atmosférica de gases con efecto invernadero es, por lo que respecta al régimen radiativo en la atmósfera exterior, similar a la variación debida a los forzamientos asociados a los ciclos de Milankovitch. A medida que se añaden a los modelos climáticos más componentes, como por ejemplo el ciclo de carbono, o la dinámica de la cobertura de hielo y las correspondientes retroalimentaciones, podría pasar que la sensibilidad de los modelos numéricos respecto de las condiciones de contorno aumentase y, en consecuencia, su carácter caótico aumentase un poco.

De este modo, la simulación de escenarios regionales de cambio climático se caracteriza por la presencia de distintas fuentes de incertidumbre que afectan todos los estadios del proceso, desde el establecimiento de los escenarios de emisión que acabamos de mencionar, hasta los modelos globales y su simulación a escala regional. A continuación enumeramos las más relevantes:

- La representatividad de los escenarios propuestos de evolución de las emisiones.

- La falta de conocimiento completo del ciclo del carbono.
- Las herramientas, es decir los modelos, aún muestran una dispersión demasiado grande reflejando la sensibilidad de los modelos del clima a pequeños cambios en el forzamiento externo del sistema climático.
- La importancia de otros subsistemas del sistema climático, como por ejemplo los modelos de la evolución de usos del suelo.
- Las diferentes técnicas de regionalización (estadísticas y dinámicas) añaden incertidumbre a las proyecciones locales de cambio climático.
- Los modelos de impacto de las consecuencias de un determinado cambio en las condiciones ambientales sobre una determinada actividad económica también tienen una gran dosis de incertidumbre ya que utilizan visiones fenomenológicas muchas veces poco probadas y, incluso, poco desarrolladas.

En consecuencia, y a la vista de la gran cantidad de las dificultades que existen se utilizan metodologías que permiten estimar la incertidumbre asociada a cada paso, con el objetivo de encontrar un “intervalo de confianza” para un escenario resultante de cambio climático. A causa de la dificultad de este proceso, la evaluación de incertidumbres asociadas en las proyecciones de cambio climático se lleva a cabo con una aproximación probabilística en que se explora un conjunto representativo de métodos, modelos, emisiones, etc. Ello constituye lo que se conoce como método de predicción por colectividades. Esta metodología se ha ido imponiendo en la última década para la predicción probabilística a distintas escalas temporales, desde el plazo medio hasta las proyecciones de cambio climático. Por lo tanto, las predicciones de tipo determinista se mantendrán, pero irán perdiendo terreno en frente de las predicciones probabilísticas, basadas en un conjunto o población de predicciones. El referente internacional actual de este tipo de estrategias de aproximación probabilística al cambio climático lo constituye el proyecto ENSEMBLES que pretende acotar las incertidumbres en las predicciones de cambio climático por medio de integraciones de diferentes escenarios de emisión, diferentes modelos globales, diferentes modelos regionales y diferentes técnicas estadísticas de regionalización, proporcionando también métodos de tratamiento del peso estadístico de cada resultado.

Como ya se ha comentado, la resolución de los modelos climáticos empleados para simular el clima futuro a partir de los distintos escenarios es baja y el detalle geográfico que pueden alcanzar actualmente las previsiones es aún muy limitado y no permite pronosticar diferencias ni tendencias regionales. Esta deficiencia de los modelos globales hace necesaria la consecución de proyecciones que estimen los efectos locales del cambio climático. Este es uno de los problemas actuales de la comunidad investigadora. Recientemente se han desarrollado algunos proyectos, como los que han involucrado numerosos

grupos de modelización europeos, orientados precisamente a la generación de escenarios a escala regional, con una gran variedad de métodos y modelos climáticos globales y regionales. Esta tarea de proyección regional se realiza utilizando técnicas dinámicas, adaptando modelos numéricos locales de mayor resolución, o utilizando técnicas estadísticas, con modelos empíricos que relacionan las variables de gran escala junto a variables locales.

Las técnicas de regionalización dinámica se basan en el uso de modelos regionales o de área limitada. Para aumentar la resolución de los modelos climáticos globales, se anida un modelo regional de mayor resolución en el interior del modelo global, únicamente en la zona de interés. Estas técnicas dinámicas tienen la ventaja de ser físicamente consistentes y la desventaja de necesitar una gran capacidad de cálculo, lo cual las limita actualmente a simulaciones con resoluciones no superiores a los 20 km.

Los métodos estadísticos de regionalización se basan en el uso de técnicas estadísticas que relacionan de forma empírica las variables climáticas a gran escala proporcionadas por los modelos globales de circulación, con las variables locales observadas en superficie relacionadas con el fenómeno que se estudia. Eso comporta que se pueda disponer de series históricas largas, tanto provenientes de modelos numéricos como de observaciones de estaciones meteorológicas. La ventaja de las técnicas de *downscaling* estadístico es que, además de ser aplicables a variables clásicas, como la precipitación y la temperatura, también pueden aplicarse a cualquiera otra variable, como la frecuencia de tempestades de levante o la fecha de la vendimia en una región, que son dependientes de la circulación a gran escala, pero que no son proporcionadas por los modelos globales y regionales. Por otro lado, las necesidades de cálculo de estas técnicas son, en general, modestas, si bien en algunos casos las técnicas no lineales utilizadas pueden consumir también grandes cantidades de recursos en los procesos de optimización involucrados.

El clima en un territorio no suele ser homogéneo. Es de esperar que el *downscaling* estadístico no dé los mismos resultados en todas las situaciones posibles y cabe esperar que unas técnicas sean más apropiadas que otras para unas variables y unas zonas y, finalmente, sea necesario un estudio comparativo de las diferentes técnicas para cuantificar adecuadamente la incertidumbre. Una vez identificadas las mejores técnicas estadísticas para cada zona y variable es deseable realizar un conjunto de proyecciones futuras el más amplio posible. Una de las principales críticas al uso de técnicas de *downscaling* en estudios de regionalización de escenarios de cambio climático es la imposibilidad de demostrar que los modelos son apropiados para predecir el clima futuro, con forzamientos diferentes de los del

período utilizado para inferir los modelos. Este problema es fundamental para los estudios de cambio climático en las zonas con una moderada variabilidad climática.

EPÍLOGO

Actualmente, se puede afirmar que el clima cambia y lo hace por causas humanas. No sabemos hasta donde podemos forzar el sistema climático sin que las consecuencias del cambio sean graves, aunque sabemos que hagamos lo que hagamos los cambios iniciados se mantendrán durante muchos años. Los modelos nos ayudan a vislumbrar el futuro climático pero todavía son ineficientes en proporcionar visiones fidedignas a escala regional y local. No hay duda que estamos sometiendo al sistema climático a un singular “experimento” sobre cuya magnitud y ritmo tenemos incidencia y responsabilidad.

AGRADECIMIENTOS

El autor agradece la financiación parcial al proyecto CGL2007-60797/CLI.

BIBLIOGRAFÍA

- Gutiérrez, J. M. Pons, M. R. (2006). Modelización numérica del cambio climático: bases científicas, incertidumbres y proyecciones para la Península Ibérica. *Revista de Cuaternario y geomorfología*, 20 (3-4): 15-28.
- Houghton, J. (2005). Global warming. *Reports on Progress in Physics*, 68: 1343-1403,
- IPCC (2000) *Escenario de emisiones*. Publicado por el Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático. <http://www.grida.no/climate/ipcc/spmpdf/sres-s.pdf>
- IPCC (2001). *Climate Change 2001. Volume 1-Scientific basis*. Cambridge University Press. <http://www.ipcc.ch/>
- IPCC (2008). *Climate Change 2007. The physical science basis*. Cambridge University Press. <http://www.ipcc.ch/>
- Jamers Burroughs, W. (2001). *Climate Change*. Cambridge University Press.
- Llebot, J.E. (2007). *El tiempo está loco*. Rubes ed.
- Lorentz, E. N. (1965). A study of the predictability of a 28-variable atmospheric model. *Tellus*, 17: 321-333.
- Lorentz E.N. (1963). Deterministic Nonperiodic Flow, *J. Atmos. Sci.*, 20, 130-141.
- Trenberth, K.E., J.T. Fasullo and J. Kiehl, (2009). Earth's global energy budget, *Bull Amer Meteor Soc* 90: 311-323. ■

Este artículo fue solicitado desde E.C.T. el día 24 de marzo de 2009 y aceptado definitivamente para su publicación el 9 de diciembre de 2009.