El cambio climático relacionado con los mecanismos de retroalimentación entre la atmósfera, la superficie terrestre y la criósfera

Norma Sánchez Santillán* Rubén Sánchez Trejo* René Garduño López**
Alfonso Esquivel Herrera*
*Depto. El Hombre y su Ambiente, UAM-Xochimilco
**Depto. Climatología. Centro de Ciencias de la Atmósfera, UNAM
e-mail: santilla@correo.xoc.uam.mx

Recibido: 11 de octubre de 2004.
Aceptado: 9 de ediciembre de 2004.

Resumen
En el presente trabajo se hace una descripción y análisis conceptual de la retroalimentación que existe entre la atmósfera, la superficie terrestre, la criósfera y el permafrost para explicar el posible cambio climático que se registra a partir del último tercio del siglo XX. Se exponen los argumentos de discusión generados en torno al tema y se concluye con el punto de vista de los autores respecto a la veracidad de los resultados encontrados hasta ahora.

Abstract
The present work analyses the conceptual background surrounding the theory of feedback between the atmosphere, the earth surface and the cryosphere, that was developed in order to explain the climatic change that has been recorded since the last third of the twentieth century. The supporting arguments for this theory as well as those against it are presented, along with the authors' point of view regarding the validity of the results available up to this moment.

Palabras clave: Cambio climático, Criósfera, Permafrost.
Keywords: Climatic change, Cryosphere, Permafrost.

Introducción

La atmósfera es una envoltura de gases que rodea a la Tierra e interactúa con los océanos, la criósfera y la biosfera, generando efectos que poseen diferentes grados de predictibilidad. Su influencia se deja sentir en muchos procesos terrestres y sirve como un primer indicador de posibles cambios climáticos; constituye uno de los componentes esenciales del planeta y se extiende a una altura de varios cientos de kilómetros por encima de su superficie (350 km en promedio).

Para poder comprender qué es el clima, es importante establecer las diferencias entre éste y el concepto de tiempo. El clima es el estado de la atmósfera en cualquier momento y lugar se expresa por la combinación de las propiedades físicas de los elementos que la integran: a) temperatura, b) precipitación y humedad, c) dirección y fuerza del viento y d) presión atmosférica (García, 1978). El estado del tiempo, desde el punto de vista climático, es la suma total de las propiedades físicas de los elementos de la atmósfera en un período cronológicamente corto, es decir, es el estado momentáneo de la atmósfera, a diferencia del clima que es el conjunto de fenómenos meteorológicos que caracterizan el estado medio de la atmósfera en un punto de la superficie terrestre. (García 1978), propone, a partir de las definiciones de (Hann 1908) y (López 1922), que el clima es el estado más frecuente de la atmósfera, por lo que se puede decir que el tiempo varía de un día a otro y el clima de un lugar a otro.

Existen diferentes causas que hacen fluctuar a los elementos del clima de un lugar a otro o de una estación a otra y se les conoce como factores climáticos. Éstos son: a) latitud (distancia angular al Ecuador), b) altitud (altura sobre el nivel del mar), c) relieve (configuración superficial de la tierra), d) la distribución de tierras y mares y e) las corrientes marinas.

El clima ha registrado a lo largo de la historia terrestre innumerables y constantes variaciones, que según

la escala temporal en la que se les observe pueden ser permanentes o semi-permanentes, las cuales han impactado de forma diferente tanto a los seres vivos como a su entorno abiótico. Dentro de las posibles causas que han originado estas variaciones o cambios climáticos, se encuentran los mecanismos de retroalimentación que existen entre la atmósfera, la superficie de la tierra (océanos y continentes) y la cubierta de hielo y nieve. Dichos mecanismos están asociados con oscilaciones climáticas en diversas escalas de tiempo y espacio a las cuales es necesario tomar en cuenta para poder evaluar sus efectos (Sánchez-Santillán, 1999). Entre las diversas teorías que explican los cambios climáticos a escala global, el mecanismo de retroalimentación constituye una de las menos desarrolladas y difundidas, razón por la cual en la presente contribución se hace un análisis de los planteamientos hechos hasta ahora sobre este tópico.

Cuestión de escalas

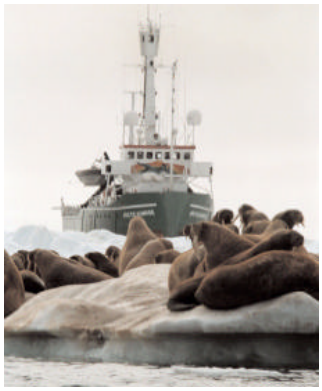
Las variaciones o cambios climáticos pueden clasificarse en función de la escala temporal en la que se registran, es decir, por la longitud de sus ciclos (Tabla 1). La deriva de los continentes y el nacimiento de montañas son cambios pertenecientes a la escala tectónica; las variaciones en los parámetros orbitales generan la escala de Milankovitch; los distintos procesos de almacenamiento y transporte de calor en los océanos se miden en escalas de milenios y, por último, la interacción entre el océano y la atmósfera y las pequeñas fluctuaciones de la insolación, aspecto de la actividad del sol que se mide a través del número de sus manchas solares, se mueven en el intervalo de las escalas anual e interanual (Adkins *et al.*, 1997).

Tabla 1. Escalas de los ciclos climáticos.

Escala	**Tiempo (años)**
Tectónica	$>$ 400,000
Milankovitch	10,000 a 400,000
Milenios	400 a 10,000
Decadal	10 a 400
Interanual	2.5 a 10
Anual	0.5 a 2.5

En la escala espacial, los cambios climáticos se agrupan básicamente en dos: los primeros se denominan acumulativos y son aquéllos que tienen lugar en una o varias localidades alrededor del planeta, como los ocasionados por las lluvias ácidas, la deforestación, la desertificación y otros procesos que inducen modificaciones en la biosfera terrestre que alteran la capacidad del sistema para almacenar CO_2. En el caso de los ambientes acuáticos, un ejemplo de dichos cambios puede ser la eutroficación de algunas áreas costeras que lleva a alteraciones en el flujo del carbono así como su entrampamiento, con los consecuentes efectos en el ciclo de este elemento (Sánchez-Santillán, 1999).

Los segundos, denominados sistemáticos, se refieren a los que pueden registrarse a nivel planetario dentro del sistema terrestre, ya sea por el incremento de los cambios acumulativos a nivel planetario ó por alteraciones globales de la atmósfera, como el aumento de CO_2, el crecimiento del hoyo de ozono, o la elevación del nivel del mar ocasionada por el derretimiento de los casquetes polares (Sánchez-Santillán, 1999).



La separación de los cambios acumulativos y de los sistemáticos es meramente temporal y, en algunos casos, es una instancia espacial que separa las condiciones iniciales en los procesos de retroalimentación del sistema climático.

Balance radiactivo

El clima de la Tierra depende del balance de la radiación global, es decir, de cómo la radiación incidente proveniente del Sol es reflejada y absorbida por el sistema terrestre, y de cómo la radiación terrestre es emitida por la superficie y la atmósfera terrestres (Hoyt y Schatten, 1997).

La radiación puede definirse como la energía en forma de ondas electromagnéticas. El proceso de radiación se diferencia de las otras formas de transferencia de calor –convección y conducción–, por el hecho de que éstas siempre necesitan un medio de transmisión, ya sea sólido, líquido o gaseoso, mientras que, la radiación también puede presentarse en el vacío (Reyes, 2001).

La radiación que llega del Sol a la Tierra es la fuente principal de energía para la generación de los fenómenos en la atmósfera, en los océanos, en las porciones continentales y, en general, para la vida en la Tierra. Conforme penetra a la atmósfera la radiación solar, su espectro total, formado por la radiación ultravioleta (UV), la radiación visible y la infrarroja (IR) se va modificando, de tal manera que gran parte de la radiación UV e IR son absorbidas, mientras que, la radiación visible es la que llega principalmente a la superficie terrestre.

La atmósfera tiene un papel fundamental en la conservación del balance entre la radiación solar que entra al sistema terrestre y la radiación que sale de él, manteniendo un promedio global de 15°C en la temperatura superficial. Si la Tierra no tuviera una atmósfera para absorber y distribuir el calor que llega del Sol, entonces gran parte de esa energía solar sería reflejada inmediatamente y la temperatura media sobre la superficie terrestre estaría por abajo de los 0°C (Forster y Shine, 1999).

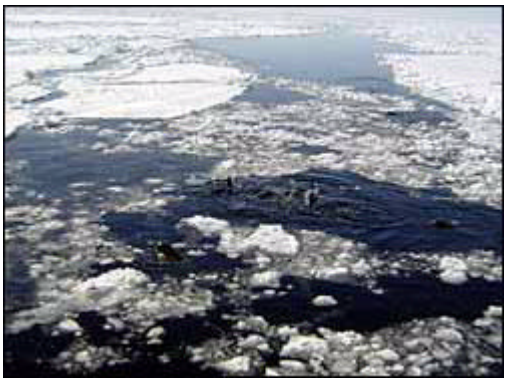
Fase acelerada de retroceso de los glaciares andinos.

Cuando la radiación solar llega a la superficie de la Tierra, se transforma en calor y en radiación infrarroja, es absorbida por la atmósfera y se emite de nuevo al espacio. En el término de un año el sistema terrestre devuelve aproximadamente la misma cantidad de energía que llega del Sol; si esto no ocurriera así, la Tierra se calentaría o se enfriaría ilimitadamente (Hoyt y Schatten, 1997), lo que impediría, sin duda, alguna el desarrollo de la biota como la conocemos hoy en día.

Prácticamente, las diferencias tempo-espaciales en el campo de la radiación Sol-Tierra junto con las características de la superficie terrestre dan origen a lo que se define con la palabra clima. Aunado a esto, los distintos procesos dinámicos y termodinámicos entre la atmósfera, el océano, la tierra y la criósfera, producirán finalmente lo que engloba el concepto de tiempo meteorológico.

Efectos del albedo

La palabra albedo proviene de la raíz latina *albus*, que significa blanco, y designa la capacidad de un cuerpo de reflejar la luz, o, dicho de otro modo, su reflectividad. La radiación solar que llega a la Tierra es reflejada intensamente por los cuerpos claros o "blancos", como las nubes, el agua, la nieve, el hielo, los desiertos y las planicies; mientras que los cuerpos opacos o "negros", como los bosques, las selvas y las ciudades son relativamente malos reflectores de la luz.



Aumento de la extensión de hielo que se disgrega en la época de verano.

La nieve es quizás el cuerpo natural con mejor reflexión de la luz, al igual que las partes superiores de las nubes, particularmente las muy profundas (los *cumulonimbus*), las cuales poseen un gran albedo. Las nubes juegan un papel relevante al reflejar la radiación solar (Bajuk y Leovy, 1998). El porcentaje de la cobertura media de las nubes en la Tierra es del orden de 50 %; es por esto que las nubes y las nieves son determinantes en el albedo terrestre (Tabla 2).

Cuando se considera el albedo terrestre, el ángulo de incidencia de los rayos solares es un factor clave, usualmente, la reflectividad o el albedo disminuye conforme la altitud del sol aumenta; en los polos, por ejemplo, durante invierno el ángulo de la altitud del sol con respecto al horizonte es cercano a cero y la reflectividad es máxima; por el contrario, en las regiones tropicales, donde el ángulo es cercano a 90°, la reflectividad es mínima (Hoyt y Schatten, 1997).

Cubiertas de hielo y glaciares

La mayor parte de la masa de hielo terrestre está almacenada en la cubierta glaciar Antártica y en Groenlandia (Tabla 3). Aparte de las cubiertas glaciares principales, existen pequeños casquetes de hielo en algunas islas canadienses, noruegas y rusas, donde tan sólo tres de ellos cubren 15,000 km^2 de los de 36,000 km^2 que conforman el total de los menores (Deser *et al.*, 2000).

El clima influye sobre la dinámica de los glaciares y los pequeños casquetes de hielo a través de su impacto sobre la cantidad de nieve que se acumula en sus

Tabla 2. Reflexión y absorción de la luz visible e infrarroja de algunas superficies terrestres.

Tipo de superficie	**Reflexión (%)**	**Absorción (%)**
Bosque	4-10	90-96
Campo de pasto verde	10-15	85-90
Campo de pasto seco	15-25	75-85
Bahías y ríos	6-10	90-94
Agua (incidencia normal, 90°)	2-5	95-98
Agua (incidencia horizontal, 0°)	89-90	0-20
Nieve y hielo	46-86	14-54
Nubes densas (cúmulos,	56-81	5-9
cumulonimbus y estrato-cúmulos)		
Nubes ligeras (cirrus)	35-40	< 5
Superficie seca	15-25	75-95
Superficie húmeda	10	90

Tabla 3. Extensión relativa de las áreas terrestres de cubierta de nieve estacional, hielo y permafrost según Washburn (1980).

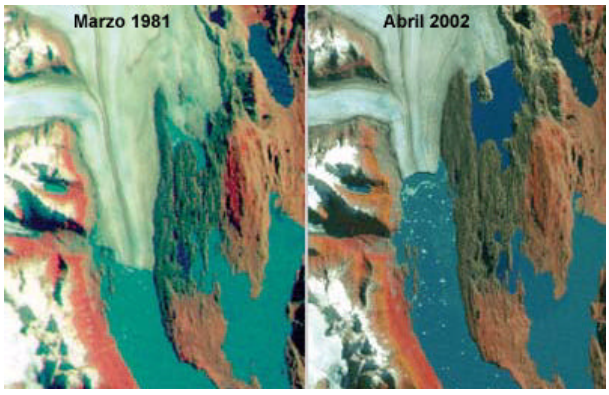
	Área (millones de km^2)	**Volumen (millones de km^3)**
	Hielo Continental	
Antártida	13.9	30.1
Groenlandia	1.8	2.7
Pequeños glaciares continentales	0.35	0.2
Glaciares de montaña	0.2	0.03
Región de permafrost principal		**% cubierto por permafrost**
Comunidad de Estados Independientes	16.84	50
Canadá	9.38	50
China	9.38	22
Groenlandia	2.18	100
E.E.U.U. (Alaska)	1.52	82
Área terrestre mundial	140.7	20-25
	Hemisferio norte	
Continuo	7.6	
Discontinuo	17.3	
Permafrost alpino	2.33	
Hielo continental y nieve estacional	**Área**	**Volumen**
	Hemisferio norte	
Principios de febrero	46.3	0.002
Finales de agosto	8.7	
	Hemisferio sur	
Finales julio	0.85	
Principios de mayo	0.07	

superficies y la cantidad de nieve y hielo que se pierde por fusión (Paterson, 1981; Oerlemans y van der Veen, 1984). La respuesta al clima que presenta un glaciar o un casquete de hielo determinado se complica por la presencia de un gran número de factores como la geometría del glaciar, la cubierta de derrubios (material detrítico procedente de zonas elevadas que se acumula en las laderas o al pie de los relieves), la retroalimentación que se establece por el equilibrio entre el espesor y la masa de hielo, así como el desprendimiento de grandes cantidades de estas masas.

El factor que debe considerarse en relación al impacto de los cambios en estas masas de hielo sobre el balance energético terrestre, es el hecho de que la nieve y el hielo que conforman la superficie de los glaciares y los casquetes de hielo reflejan mayor cantidad de radiación solar con respecto a otras superficies naturales, por lo que las disminuciones en la cantidad y calidad de las áreas de estas masas podrían reforzar el efecto invernadero.

Permafrost

El término permafrost se utiliza para describir el terreno (suelo o roca) que permanece anualmente a una temperatura igual o inferior a 0°C durante al menos dos años consecutivos. El permafrost contiene normalmente hielo en varias formas, las cuales pueden abarcar desde los cristales contenidos en los poros del suelo, hasta los grandes bloques, de muchos metros de espesor. La presencia de hielo en el permafrost confiere a éste un comportamiento único como material terrestre, además de hacerlo especialmente sensible a los cambios climáticos (Burn, 1998).



Imagenes de landsat donde se observa el retroceso de Permafrost en el frente glaciar Upsala.

Hay registros de la existencia del permafrost que se remontan a unos 600 millones de años. Sin embargo, hay evidencia de que el permafrost no se ha mantenido a lo largo de todas las eras geológicas, sino que se ha producido con carácter esporádico y sin una pauta periódica discernible. La mayor parte del permafrost actual tiene muchos miles de años de antigüedad y se formó durante el último período glacial del Pleistoceno (Bradley, 1999).

El permafrost que contiene gruesas capas de hielo es menos vulnerable al deshielo y suele ser el de mayor importancia práctica para la investigación. En la actualidad existe permafrost en áreas que abarcan del 20 al 25 % del total de las tierras emergidas en las regiones polares y circumpolares, y en las zonas alpinas de latitudes altas. También se detectan condiciones de congelación, tanto estacionales como permanentes en las capas superficiales de la tierra de las latitudes templadas y en las grandes alturas de la orografía tropical.

Hay permafrost en la Antártida, en algunas islas de latitudes altas, en las cadenas montañosas de Escandinavia, Europa, América del norte, Asia central, Chile y Africa del Sur y en cumbres dispersas en latitudes medias (como la del Fujiyama y el Kilimanjaro en Japón) (Burn, 1998).

El permafrost se halla también muy extendido bajo el fondo del océano Glacial Ártico. Sin embargo, debido al descenso del punto de congelación como consecuencia de la presencia de sales, la aparición de grandes extensiones de material cohesionado por el hielo está limitado a las zonas de la plataforma continental que estuvieron expuestas a condiciones subzonales durante el Pleistoceno (Hunter, 1988). El permafrost submarino puede considerarse como un relicto, es decir, que se formó en condiciones climáticas del pasado, y no podría originarse en la situación actual, además de que se está degradando, lo cual equivale en este caso al deshielo. En las zonas costeras, donde la congelación del mar alcanza por lo general también al fondo, el permafrost es de creación reciente.

En las regiones en que la temperatura media anual es de algunos grados por debajo de 0°C, las variaciones locales en las características de la superficie (vegetación, topografía, condiciones hidrológicas, exposición solar y cubierta de nieve) determinan los lugares en que el régimen térmico del suelo puede mantener el permafrost. Cuando las condiciones no son homogéneas, pueden aparecer permafrost disperso. En latitudes superiores, en las que las temperaturas son más bajas, las masas de permafrost son más frecuentes y de mayor extensión. Así mismo, incluso en las regiones más frías existen discontinuidades en su formación, debidas principalmente a la presencia de masas de agua (corrientes, ríos y lagos) cuyo fondo no se congela en invierno. Esta ausencia de homogeneidad en el permafrost, unida a la naturaleza dispersa de las observa-

ciones directas, dificulta la realización de mapas precisos de su extensión y de las condiciones térmicas del suelo. Ello a su vez, supone un obstáculo a la hora de establecer pronósticos geográficos exactos sobre la respuesta del permafrost a los cambios del clima (Hasley *et al.*, 1995).

En algunos casos, la abundancia de nieve puede favorecer la existencia de permafrost. En estas condiciones, la acumulación de nieve puede mantenerse incluso hasta el final de la primavera o al comienzo del verano; este retraso reduciría la posible magnitud del calentamiento del suelo.

Tanto la vegetación como la capa orgánica actúan sobre el régimen térmico en suelo de dos formas: como parte de un "dosel" situado por encima de la superficie, o como capa superficial sobre el suelo mineral. La cubierta vegetal reduce la cantidad de radiación solar que alcanza la superficie del suelo, y tiene un efecto variable en la acumulación y persistencia de la cubierta de nieve. Al interceptar las precipitaciones y la transpiración, este dosel influye también en el régimen térmico del suelo a través de la evaporación y el balance hídrico. Hunter (1988), determinó que las temperaturas estivales del suelo en el bosque abierto eran inferiores a las de la tundra adyacente, –que corresponde a un bioma situado en le región Aridal del norte del Círculo Ártico– como consecuencia de la interceptación de radiación por el dosel vegetal, el incremento de la evaporación derivado de la mayor humedad de la superficie y la mayor rugosidad del bosque, debido a que se incrementan las pérdidas térmicas a través de los procesos de turbulencia del aire hacia la atmósfera.

Escalas de los procesos de retroalimentación

Los procesos de retroalimentación de la criósfera son cinco y cada uno de ellos opera en diferentes escalas temporales. El primero de ellos se refiere al manto de nieve estacional, el cual responde rápidamente a la dinámica atmosférica en periodos que van desde unos pocos días hasta unas cuantas semanas. A nivel planetario, el almacenamiento estacional de calor en la nieve es reducido y la influencia principal de la criósfera se deriva del elevado albedo de las superficies cubiertas de nieve.

El segundo proceso corresponde al hielo oceánico que actúa sobre el clima en escalas estacionales. El efecto que produce en el equilibrio del calentamiento de la superficie es similar al que ocasiona la nieve en la tierra. Igualmente, tiende a desacoplar el océano y la atmósfera al inhibir la movilidad de estos sistemas y su intercambio de humedad. En algunas regiones influye en la formación de masa de aguas profundas mediante la extrusión de sal durante el proceso de congelación y la generación de capas de aguas dulces en el período de fusión.

El manto de hielo continental sobre Groenlandia y la Antártida, que puede considerarse con características topográficas casi permanentes, es el tercer mecanismo de retroalimentación de la criósfera. Contiene el 80 % del agua dulce que existe en el planeta, lo cual lo convierte en un reservorio a largo plazo –en una escala decadal– del ciclo hidrológico (Alley y Clark, 1999), razón por la que los cambios de tamaño de dichas placas influyen sobre el nivel del mar.

Los glaciares de montaña constituyen el cuarto proceso; ocupan sólo una pequeña porción de la criósfera y también son un reservorio de agua dulce; pueden influir, igualmente, en el nivel del mar. Su rápida respuesta a las alteraciones del medio ambiente los convierte en una valiosa herramienta de diagnóstico del cambio climático.

Reducción de Permafrost en el frente glaciar Upsala.

Ocupando el quinto lugar se encuentra el permafrost, el cual afecta a los ecosistemas de la superficie terrestre y a las descargas fluviales que influyen en la circulación termohalina mundial del océano, ya que bloquea el intercambio de calor sensile y latente entre el océano y la atmósfera. Proceso que se desarrolla en una escala temporal que se mide en cientos de años.

Procesos y mecanismos de retroalimentación

El clima influye sobre la dinámica de los glaciares y los pequeños casquetes de hielo a través de su impacto sobre la cantidad de nieve y hielo que se pierde por fusión (Paterson, 1981; Oerlemans, y van der Veen, 1984). La respuesta al clima de un glaciar o un casquete de hielo determinado se complica por la presencia de un gran número de factores de otro tipo: la geometría del glaciar, la cubierta de derrubios, la retroalimentación que se establece en el equilibrio entre el espesor y la masa de hielo, y el desprendi-

miento de enormes volúmenes de éste, del cuerpo total que conforma.

El balance de masa anual de un glaciar se define como la masa total, equivalente en agua, que resulta de sumar la ya existente del glaciar más la diferencia entre la acumulación y la ablación –derretimiento– de hielo en su superficie. Por otro lado, aunque la acumulación normalmente es consecuencia de la transformación de nieve en hielo, los aludes, la formación de escarcha y la congelación de la lluvia entre la masa de nieve también añaden masa al glaciar. La fusión, al igual que la escorrentía, la evaporación, la eliminación de nieve por el viento, la sublimación y el desprendimiento de los icebergs, son los procesos primarios de ablación (Oerlermans y van der Veen 1984; Alley y Clark, 1999).

Asimismo, la tasa de producción de agua de deshielo procedente de los glaciares y los pequeños casquetes de hielo se ve influenciada por la radiación solar incidente y por el albedo de sus superficies. Los datos observados permiten concluir que, en promedio, los veranos más cálidos tienden a originar incrementos importantes en la escorrentía (Alley y Clark, 1999). Los efectos de los cambios en las precipitaciones sobre otras masas de hielo son, sin embargo, menos claros. No obstante, se tiene la certeza de que variaciones en la pluviometría influirán sobre la ablación y la producción de agua de deshielo procedentes del glaciar y los casquetes de hielo, al influir sobre el albedo de la superficie e, indirectamente, a través de modificaciones en la nubosidad y sus respectivos efectos sobre la radiación incidente.

Mercer (1978), dentro de su propuesta teórica fundamentada en registros geológicos, señala que la capa de hielo de la Antártida Occidental pudo ya haberse fundido en el pasado, al menos una vez, hace entre 110,000 y 130,000 años, cuando los últimos antepasados de los humanos se dispersaban desde África hasta Asia, Europa y América; en ese entonces la Tierra experimentó una historia climática de sorprendente semejanza a la que parece haber sucedido en los últimos 20,000 años, caracterizada por el rápido calentamiento de la atmósfera al finalizar la última era glacial (Hunter, 1988).

Aquél antiguo calentamiento pudo haber producido condiciones semejantes a las actuales. El archivo geológico de esa época (fase interglacial denominada 5e), resulta poco claro, pero muchos geólogos están de acuerdo en que el nivel del mar alcanzó unos cinco metros por encima del nivel actual, lo cual coincide con el nivel que lograría actualmente de fusionarse la capa de hielo de la Antártida Occidental. Algunos infieren que si tal desplome se hubiera producido en la Antártida durante una fase climática semejante a la presente, la reciente tendencia de calentamiento podría repetir ese patrón de conducta (Deser *et al.*, 2000).

Lo cierto es que las zonas de la Antártida sometidas a un estricto seguimiento son pocas y se encuentran alejadas entre sí, por lo cual, aunque diversos investigadores reconocen que la actividad humana está contribuyendo al calentamiento del planeta, nadie puede decir con certeza si el casquete polar se está contrayendo o extendiendo en respuesta a éste.

Conclusiones

Tratar de encontrar una respuesta que explique el comportamiento y la posible evolución de los cambios climáticos en el capítulo que corresponde al comportamiento de la criósfera, no es fácil, ya que involucra dos partes principales: la primera consiste en monitorear todas las variables para conocer la forma en que están cambiando y la segunda, en la construcción de un sofisticado modelo climático que determine cuáles son los procesos más importantes. La principal variable a monitorear en este caso es la temperatura superficial del aire y aunque ha sido medida a lo largo de los últimos 150 años de manera más o menos continua, los registros son muy diversos en calidad y cobertura.

Algunos científicos creen que el cambio climático que se ha venido detectando, especialmente en el transcurso de las últimas dos décadas, puede asociarse al efecto contaminante del uso de distintos productos químicos, tales como los hidrocarburos, los clorofluorocarbonos y otros gases que están aumentado el efecto invernadero en la Tierra. Sugieren que en el área de los casquetes polares, donde se esperan aumentos en las temperaturas de primavera, las nevadas del comienzo de la estación se convertirían en lluvias, con lo que serían más frecuentes los fenómenos de advección de aire caliente y la duración de la cubierta de nieve se reduciría.

Es muy complicado hablar de cuál sería el incremento en la temperatura del planeta si la concentración de los gases de invernadero se duplicara, ya que un cambio de esta magnitud modificaría otros parámetros climáticos, los cuales a su vez tendrían incidencia en aquélla. Estos fenómenos de retroalimentación están acoplados entre sí y dependen de procesos físicos muy complejos, por lo tanto, representan dificultades importantes para dicha modelación.

Uno de los principales problemas con los modelos climáticos que se elaboran actualmente, es el hecho de que los océanos no están por completo incluidos en ellos, y otros factores, como el transporte de calor oceánico, tampoco están considerados,

además de que los cambios estacionales en la temperatura y la profundidad de la capa de mezcla, entre otros, son considerados como constantes, lo que causa una gran incertidumbre. Finalmente es importante recalcar dos aspectos de este tema: el de que el sistema de circulación oceánica es mucho menos conocida que el del sistema de la atmósfera; y que aún no existen herramientas computacionales con la suficiente capacidad para incluir todos los datos y procesos necesarios para analizar el océano, la atmósfera, la criósfera y la biosfera como un sistema dinámico acoplado.

Bibliografía

1. Adkins, J. F., E. W. Boyle, L. Keigwin and E. Cortijo, 1997. Variability of the North Atlantic thermohaline circulation during the last interglacial period. *Nature*, 390: 154-156.
2. Alley, R. B. and P. U. Clark, 1999. The deglaciation of the Northern Hemisphere: a global perspective. *Ann. Rev. Earth Planetary Sci.*, 27: 149-182.
3. Bajuk, L. J. and C. B. Leovy, 1998. Are there real interdecadal variations in marine low clouds. *Journal Climate*, 11: 2911-2921.
4. Bradley, R. S., 1999. *Paleoclimatology: reconstructing climates of the Quaternary Harcourt*. Academic Press. San Diego, 613p.
5. Burn, C. R., 1998. Field investigations of permafrost and climatic change in northwest North America. In: *Proceedings of Seven International Conference on Permafrost*. Canada. Université Laval. Quebec. Collection Nordicana, No. 57. pp: 107-120.
6. Deser, C., J. E. Walsh and M. S. Timlin, 2000. Artic sea ice variability in the context of recent wintertime atmospheric circulation trends. *Journal Climate*, 13: 617-633.
7. Forster, P. M. and K. P. Shine, 1999. Stratospheric water vapour changes as a possible contributor to observed stratospheric cooling. *Geophysical Research Letter*, 26: 3309-3312.
8. García, E., 1978. *Apuntes de Climatología*. Offset Larios. México, 153p.
9. Hann, J. von, 1908. *Handbuch der Klimatologie*. Edit. T. I. Allgemeine. 3a edición. Klimalehre, Sttugart, 394p.
10. Hasley, L. A., D. H. Vitt and S. C. Zoltai, 1995. Disequilibrium response of permafrost in boreal continental western Canada to climate change. *Climatic Change*, 30: 57-73.
11. Hoyt, D. V. and K. H. Schatten, 1997. *The role of the sun in climate change*. Oxford University Press. New York, 279p.
12. Hunter, J. A., 1988. Permafrost gradation and degradation on Artic coasts of North America. In: *International Conference on Permafrost in Trondheim. Norway*, August. Vol. 3, pp. 27- 34.
13. López, E., 1922. *Climatología de la República Mexicana*. Sociedad Científica "Antonio Alzate". México. s/p.
14. Mercer, J. H., 1978. West Antarctic ice sheet and CO_2 greenhouse effect: a threat of disaster. *Nature*, 271: 321-325.
15. Oerlemans, J. and C. J. van der Veen, 1984. *Ice sheets and climate*. D. Reidel Publishing Co. Dordrecht. Netherlands, 217p.
16. Paterson, W. S. B., 1981. *The Physics of glaciers*. Pergamon Press. Oxford, 380p.
17. Reyes, C. S., 2001. *Introducción a la Meteorología*. Universidad Autónoma de Baja California, 464p.
18. Sánchez-Santillán, N., 1999. *El cambio global del clima en el Golfo y Caribe Mexicano y su influencia en doce pesquerías de importancia comercial*. Tesis Doctoral en Ciencias (Biología). Facultad de Ciencias. UNAM, 593p.
19. Washburn, A. L., 1980. Permafrost features as evidence of climatic change. *Earth Science Reviews*, 15: 327-402.

CS