

ALGUNOS ASPECTOS FÍSICOS DEL EFECTO INVERNADERO

Fernando Picazo

María del Mar Artigao

Antonio J. Barbero

Antonio J. Barbero, María del Mar Artigao y Fernando Picazo están en el Departamento de Física Aplicada, Escuela Universitaria Politécnica de Albacete.

EFECTO INVERNADERO

EL efecto invernadero consiste en la elevación de temperatura sufrida por un sistema transparente a las longitudes de onda cortas de la región visible del espectro y opaca a las radiaciones infrarrojas de mayor longitud de onda, que resultan retenidas por algún componente del sistema. Por ejemplo, el nombre del efecto invernadero aparece al describir el comportamiento de las plantas cultivadas bajo condiciones de calor dentro de recintos de vidrio, o de plástico transparente, donde la humedad atmosférica (vapor de agua) transpirada por las plantas no puede escapar al exterior, aunque a veces se persigue sólo evitar la irradiación de las plantas hacia arriba y puede existir ventilación natural o forzada. La atmósfera es transparente la radiación de onda corta (visible) entrante; pero la onda corta que llega al suelo y plantas es devuelta por éstas como onda larga (infrarroja), la cual es absorbida por el vapor de agua y el CO_2 , elevándose la temperatura del recinto.

Este efecto de calentamiento por absorción de radiaciones también se presenta en la alta atmósfera, debido a la presencia de oxígeno y ozono y de algunos gases cuyos niveles cuánticos de rotación los hacen aptos para la absorción de energía. Este es el caso del anhídrido carbónico, CO_2 . Es conocido el hecho de que la producción de CO_2 por las industrias o calefacciones en las ciudades es motivo de elevación de temperatura de la atmósfera local. Actualmente asistimos a un debate a escala mundial sobre el efecto del CO_2 y otros gases (denominado de invernadero) en el clima terrestre. Estas cuestiones han sido exhaustivamente estudiadas por Callendar y Plass, desarrollando teorías sobre cambios climáticos basados en observaciones de incremento de

CO₂ introducido por el hombre. Sin embargo, Role presenta documentadas objeciones a este «efecto Callendar», apoyándose en que el CO₂ está en equilibrio con el agua del mar y puesto que el océano contiene unas cincuenta veces más CO₂ que la atmósfera, hay un efecto regulador. Por otra parte, la efectividad del CO₂ en la atmósfera superior, como controlador del efecto invernadero, es secundario frente al del vapor de agua; por ejemplo, observaciones del CO₂ realizadas en el polo Sur, desde el año 1957, muestran una concentración más bien estable (313 ppm), con la posibilidad de una muy ligera elevación.

Puesto que la densidad de la atmósfera es mayor a bajas altitudes, la máxima absorción de calor ocurre en esta zona; por consiguiente, existe un decrecimiento o descenso de temperatura con la altura, llamado gradiente, de aproximadamente, 1.5°C por cada 150 m de elevación. La carencia de vapor de agua sobre los desiertos conduce en la noche a un elevado gradiente, de ello que los períodos diurnos sean calientes y los nocturnos fríos. En la troposfera, la parte más baja y variable de la atmósfera, el gradiente es normalmente positivo; pero bajo ciertas circunstancias, la temperatura puede aumentar con la altitud, tal como ocurre algunas mañanas calientes después de una noche fría, o sobre las aguas marinas frías. En estos casos, llamados de inversión térmica, el gradiente es negativo. A veces, también ocurre esto en la estratosfera.

Si no hubiese atmósfera sobre la Tierra, la temperatura media del suelo sería de -28°C en lugar de 15°C. La atmósfera actúa, por tanto, como un manto térmico, como un invernadero.

ANÁLISIS DEL EFECTO INVERNADERO

El efecto invernadero se puede modelizar suponiendo la atmósfera constituida por infinitas capas o placas transparentes tales que cada una de ellas deje pasar la radiación de onda corta, pero sea opaca a la radiación de onda más larga. La capa más baja, en contacto con el suelo, es calentada por la radiación infrarroja emitida por este procedente de la radiación de onda corta que el suelo absorbió; llamemos T_0 a la temperatura superficial y T a la temperatura de una capa genérica. Considerando a la superficie de la tierra como un radiador ideal, su emisividad por unidad de superficie es σT_0^4 , donde σ es la constante de Stefan-Boltzmann ($5.67 \cdot 10^{-8} \text{ W/m}^2 \text{ K}^4$)

$$2\sigma T^4 = \sigma T_0^4 \quad T^4 = \frac{1}{2} T_0^4 \quad T = \left(\frac{1}{2}\right)^{1/4} T_0 \quad T < T_0$$

que si se considera este efecto para “n” placas

$$T_n = \left(\frac{1}{1+n} \right)^{1/4} T_0$$

y la energía perdida hacia el espacio por cada unidad de área de la superficie de la tierra será

$$E = \sigma T_0^4$$

que expresa el hecho, conocido, de que cuando existen radiadores o medios absorbentes es sólo la temperatura del último radiador la que determina cuánto flujo será intercambiado con los radiadores que le rodean o con el ambiente. En presencia de atmósfera, las cosas suceden de análoga manera.

La figura 1 nos muestra el espectro de emisión de un cuerpo negro radiador a la temperatura del aire (entre 40 y -40°C), que como se sabe tiene sus energías concentradas entre longitudes de onda comprendidas entre $3 \cdot 10^{-6}$ m y $30 \cdot 10^{-6}$ m y la figura 2, el espectro de absorción, rayado, debido a la concentración de CO_2 y vapor de agua. Puede verse que entre 5.5 y $8 \cdot 10^{-6}$ m y mayores que $13.5 \cdot 10^{-6}$ m, los anteriores gases y vapor se comportan como, absorbentes prácticamente completos de la radiación. Así, pues, cualquier radiación que se origine en las capas bajas de la atmósfera de la Tierra escapará al espacio, por causa de la transparencia de la atmósfera a esas longitudes de onda, figura 2, si su longitud de onda está comprendida entre 8.5 y $12.5 \cdot 10^{-6}$ m. Las

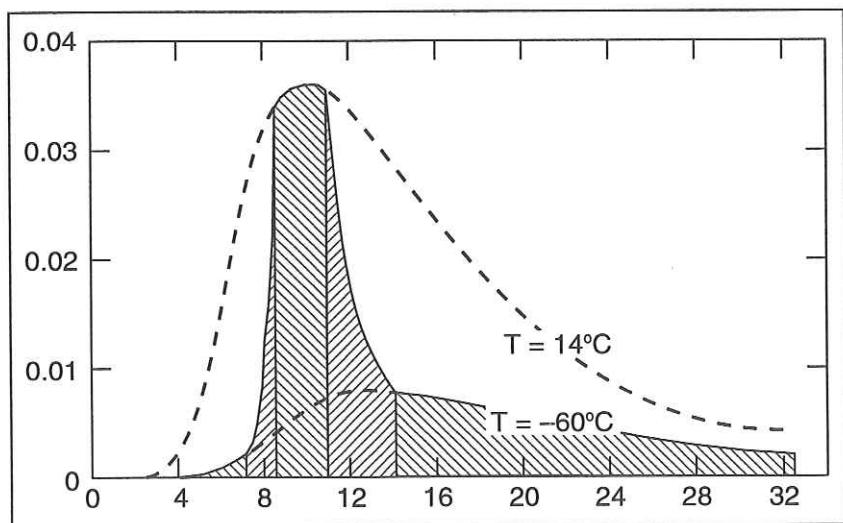


FIGURA 1:

Flujo de radiación que emite la atmósfera de la tierra, longitud de onda en micras (abcisas) y densidad de flujo por unidad de longitud de onda en Ly/min micra (ordenadas).

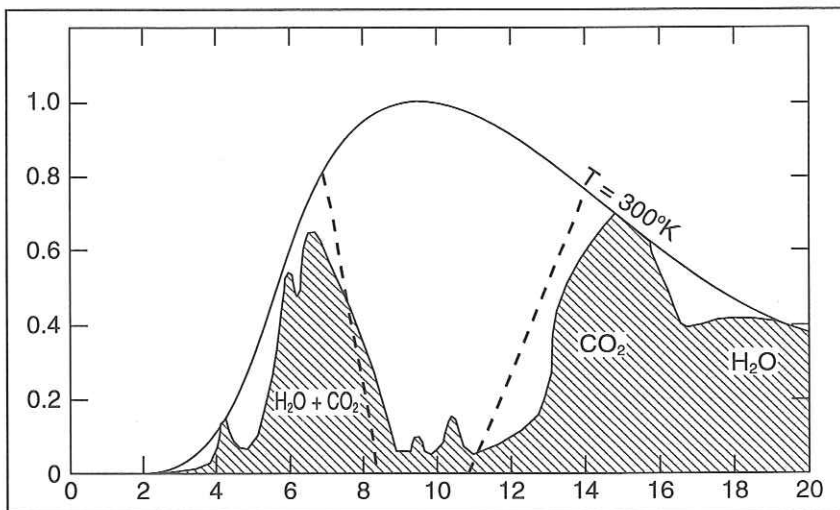


FIGURA 2:
Espectro de emisión a 300 K de una capa de atmósfera a nivel del mar. La curva envolvente corresponde al cuerpo negro. Longitud de onda en micras (abscisas) y densidad de flujo por unidad de longitud de onda en unidades relativas (ordenadas).

capas altas de la atmósfera, aproximadamente a -60°C , emitirán según la curva inferior de la figura 1. Para un determinado lugar, la diferencia entre el espectro de emisión a una temperatura y el de absorción por el vapor de agua y CO_2 es el flujo de radiación de onda larga que abandona la atmósfera de ese lugar.

COMPORTAMIENTO RADIATIVO DEL VAPOR DE AGUA

La Tierra, como cuerpo negro a la temperatura aproximada de 288 K (15°C), emite radiación calorífica de onda larga, no visible. Igualmente, las nubes con espesor de 50 m, o más, emiten y absorben radiación de onda larga. Tanto la energía radiante emitida por la Tierra, como la emitida por las nubes se encuentran entre las longitudes de 4 y 120 micras que, por tanto, no se solapa con los límites externos (0.15 a 4 micras) de la radiación solar.

El calentamiento de la atmósfera por radiación se verifica, principalmente, a costa de la energía emitida por la superficie de la Tierra, ya que la atmósfera es casi transparente (a excepción de intervalos estrechos de frecuencia correspondientes a absorción por el vapor de agua, ozono y oxígeno) a la radiación solar. El vapor de agua es el que mejor absorbe y emite la radiación terrestre, o de onda larga, dando lu-

gar a una absorción casi completa entre 5.5 y 7 micras y entre 14 y 80 micras, siguiéndole en importancia el anhídrido carbónico con un intervalo de absorción intensa entre $12 \cdot 10^{-4}$ y $16 \cdot 10^{-4}$ cm, conocido como banda de 15 micras; mientras que la transparencia (paso de radiación) también es completa entre $8.5 \cdot 10^{-4}$ y $11 \cdot 10^{-4}$ cm, habiendo absorción incompleta de 7 a 8.5 micras y de 11 a 14 micras. Esta característica del vapor de agua y del CO_2 tiene gran importancia en la temperatura ambiental de las capas bajas de la atmósfera; por ejemplo, en los trópicos, en una noche de cielo despejado, la temperatura ambiente será más benigna, más baja, que si el cielo está cubierto de nubes, ya que la tierra y las capas bajas de la atmósfera no pueden perder el calor que es reflejado o radiado nuevamente por las nubes a las capas bajas de la atmósfera y al suelo. En cambio, si el cielo está despejado y el contenido de agua de la atmósfera es bajo, la pérdida de calor por radiación hacia el espacio exterior, según se ha visto antes, es importante, descendiendo la temperatura. Este es el caso que ocurre en las dos mesetas españolas, en las largas noches de otoño e invierno con cielo despejado y situación anticiclónica.

BIBLIOGRAFÍA

- CALLENDAR, L. y PLASS, J. (1989): *New Climatology*, AW Co.
CHANG, J. H. (1990): *Climate and Agriculture*, Aldine.
PLATT, C. M. (1988): *Radiative Processes*, Elsevier.
ROLE, H. (1991): *Controlled Agriculture*, Am. Meteorological So.