

## El CO2 tiene muy poco impacto sobre la temperatura atmosférica

“Estamos en contradicción con los resultados de los modelos climatológicos en el análisis del efecto invernadero de la Tierra”.



[Mundo](#) 26/08/2023  
[Noticias](#)

[Impacto España](#)

CO2 en la atmósfera

Un estudio científico ruso publicado en 2021 indica que los modelos climáticos actuales asignan efectos fundamentalmente erróneos sobre la temperatura atmosférica.

[La investigación fue revisada por pares](#) y publicada en un número especial de la revista científica *Advances in Fundamental Physics* (\*).

Después de evaluar el papel del CO2 en la atmósfera, los científicos rusos concluyen: **“Estamos en contradicción con los resultados de los modelos climatológicos en el análisis del efecto invernadero de la Tierra”.**

Los cálculos de los modelos climáticos sobre el impacto del CO2 en las temperaturas mundiales tienen un error de un factor 5 como resultado de **“ignorar, en los modelos climatológicos, la ley fundamental de Kirchhoff» que dice que los radiadores son “al mismo tiempo los absorbentes”.**

Según los autores, el cambio en la concentración de un componente atmosférico ópticamente activo, como el CO2, **“no conduce a un cambio en el flujo radiactivo saliente”.**

El CO<sub>2</sub> “no es el principal radiador de la atmósfera”, a diferencia del vapor de agua, que es 29 veces más abundante que el CO<sub>2</sub> en la atmósfera y 1,6 veces más efectivo para calentar la atmósfera que el CO<sub>2</sub>.

El vapor de agua representa el 96 por ciento del forzamiento radiativo total de todos los gases de efecto invernadero. Aumentar la concentración de CO<sub>2</sub> a 550 partes por millón solo daría como resultado un aumento de la temperatura atmosférica de 0,33°C.

<https://www.mdpi.com/2673-9321/1/2/14>

# Efecto invernadero en la atmósfera estándar

por

[Boris Michailovich Smirnov](#)

\*  
y

[Dmitri Alexandrovich Zhilyaev](#)

\*

Instituto de Altas Temperaturas de la Academia de Ciencias de Rusia, Izhorskaya 13/19, 127412 Moscú, Rusia

\*

Autores a quienes debe dirigirse la correspondencia.

*Fundaciones* 2021, 1 (2), 184-199; <https://doi.org/10.3390/foundations1020014>

**Recibido: 4 de agosto de 2021/Revisado: 17 de septiembre de 2021/Aceptado: 22 de septiembre de 2021/Publicado: 27 de octubre de 2021**

(Este artículo pertenece al Número Especial [Avances en Física Fundamental](#) )

Descargar

[Examinar figuras](#)

[Revisar informes](#) [Notas de versiones](#)

## Abstracto

:

El método “línea por línea” se utiliza para la evaluación de la emisión térmica de la atmósfera estándar hacia la Tierra. Teniendo en cuenta el equilibrio termodinámico del campo de radiación con las moléculas de aire y considerando la atmósfera como una capa débilmente no uniforme, reducimos la emisión a una frecuencia dada para esta capa que contiene moléculas de varios tipos a la de una capa uniforme, que se caracteriza por una cierta temperatura radiativa  $T_\omega$

, un espesor óptico  $u_\omega$  y un factor opaco  $g(u_\omega)$ . Los parámetros radiativos de las moléculas se toman de la base de datos HITRAN y la altitud de la ubicación de las nubes se toma del equilibrio energético de la Tierra. En el marco de este modelo, calculamos los parámetros del efecto invernadero, incluidos los flujos radiativos parciales debidos a diferentes componentes del invernadero en el rango de frecuencia

hasta  $2600 \text{ cm}^{-1}$ . Además, las derivaciones se determinan a partir del flujo radiativo de la atmósfera a la Tierra sobre el logaritmo de concentración de los componentes del invernadero. De esto se deduce que la tasa observada de crecimiento de la cantidad de dióxido de carbono atmosférico representa una contribución de aproximadamente 30 % al aumento observado en la atmósfera global durante las últimas décadas. Si asumimos que la parte básica del efecto invernadero está determinada por un aumento en la concentración  $c$  ( $H_2O$ ) de moléculas de agua atmosféricas, es aproximadamente  $d$  en  $c$  ( $H_2O / d t$ ) =  $0.003 \text{ año}^{-1}$

. Esto corresponde a un aumento de la humedad media de la atmósfera del 0,2%/año.

Palabras clave:

[línea por línea](#) ; [efecto invernadero](#) ; [flujos radiativos](#) ; [emisión térmica](#)

## 1. Introducción

El objetivo de este trabajo es evaluar los flujos radiativos del efecto invernadero en la atmósfera. Esta evaluación se basa en un algoritmo desarrollado formulado en [ 1 ]. El modelo usado incluye las siguientes características.

1. El modelo “línea por línea” [ 2 , 3 ] es la base de estas evaluaciones, y de estos flujos parciales se derivan flujos radiativos integrales.
2. El modelo incluye tres componentes básicos de invernadero, a saber,  $H_2O$  moléculas,  $CO_2$  moléculas y microgotas de agua líquida, como fase básica condensada en la atmósfera. Además, los componentes traza, como  $CH_4$  moléculas y  $N_2O$  moléculas, pueden incluirse en este esquema.
3. El modelo de atmósfera estándar [ 4 ] es la base de las evaluaciones. En particular, la temperatura global (la temperatura promedio de la superficie de la Tierra) se toma como  $T_E = 288$  K, y su disminución con la altitud  $h$  es  $d T / d h = - 6,5$  K/km. Este modelo proporciona la distribución de altitud para las densidades numéricas de las moléculas atmosféricas. El modelo de atmósfera estándar implica que los parámetros atmosféricos dependen únicamente de la altitud.
4. Junto con el equilibrio termodinámico local de los componentes atmosféricos, este equilibrio se produce entre el campo de radiación y el aire atmosférico.
5. Los parámetros de las transiciones radiativas de las moléculas de efecto invernadero se toman del banco de datos HITRAN [ 5 , 6 , 7 ]; por lo tanto, utilizamos el formalismo para las tasas de procesos radiativos moleculares de este banco de datos [ 8 ].
6. Se tiene en cuenta el equilibrio energético de la Tierra y su atmósfera. Según este equilibrio, los flujos de radiación hacia la Tierra y hacia el exterior están determinados por diferentes regiones atmosféricas y están separados, es decir, los flujos de radiación hacia la Tierra relacionados con sus temperaturas no dependen de procesos en las capas altas de la troposfera.
7. Los componentes básicos del invernadero se separan de modo que las nubes se ubican a partir de una determinada altitud y se caracterizan por un límite definido. La radiación de las moléculas de efecto invernadero se crea en el espacio entre la superficie de la Tierra y las nubes.

Las diferencias entre estas evaluaciones y las de [ 1 ] son dos. En primer lugar, el código informático presentado en nuestro artículo no separa frecuencias en diferentes rangos; este código se refiere al rango total de frecuencias. En segundo lugar, las evaluaciones [ 1 ] están restringidas a frecuencias inferiores a  $1200 \text{ cm}^{-1}$

. Dado que la absorción en un rango de frecuencia adicional está determinada por las moléculas de agua, nuevas evaluaciones pueden cambiar la emisión debido a las moléculas de agua. Por supuesto, tenemos esto en cuenta en nuestro análisis para una comprensión contemporánea de la física atmosférica y los procesos en la atmósfera [ [2](#) , [3](#) , [9](#) , [10](#) , [11](#) , [12](#) , [13](#) , [14](#) , [15](#) , [16](#) , [17](#) , [18](#) , [19](#) , [20](#) , [21](#) , [22](#) ].

## 2. Modelo de Emisión Atmosférica a la Tierra

Por tanto, evaluamos los flujos radiativos basándose en el algoritmo formulado en la sección de introducción. El carácter de los procesos radiativos se muestra en [la Figura 1](#) . En consecuencia, según el modelo considerado, tenemos para el flujo radiativo  $J_\omega$  a una frecuencia dada  $\omega$  la siguiente:

$$J_\omega = I_\omega(T_\omega) g(u_\omega) + I_\omega(T_{cl}) [1 - g(u_\omega)]$$

(1)

dónde  $I_\omega(T)$  es el flujo radiativo de un cuerpo negro con una temperatura  $T$  a esta frecuencia que viene dada por la fórmula de Planck de la siguiente manera [ [23](#) , [24](#) ]:

$$I_\omega(T) = \frac{2\pi^5 k^4 T^4}{15 \hbar^3 c^2} \frac{1}{\exp(\hbar\omega/kT) - 1}$$

(2)

y el factor opaco  $g(u_\omega)$  de una capa gaseosa uniforme viene dada por lo siguiente [ [25](#) , [26](#) ]:

$$g(u_\omega) = 2 \int_0^1 \exp(-u_\omega c s \theta) \theta d\theta$$

(3)

La fórmula ( [3](#) ) tiene en cuenta el equilibrio termodinámico de las moléculas de aire de la atmósfera con sus moléculas ópticamente activas, las microgotas de agua de las nubes y el campo de radiación.

Por tanto, consideramos la atmósfera radiante como una capa de la Tierra, cuyo espesor es pequeño en comparación con el radio de la Tierra. Por tanto, la atmósfera radiante es una capa gaseosa débilmente no uniforme [ [27](#) ]. Se puede reducir una capa radiante débilmente no uniforme que contiene moléculas ópticamente activas a una capa uniforme efectiva introduciendo la temperatura efectiva de radiación o la temperatura radiativa.  $T_\omega$

[ [28](#) , [29](#) ]. Además, debido al equilibrio termodinámico en la atmósfera, la emisión de nubes se caracteriza por la nube + temperatura.  $T_{cl}$  o la temperatura del límite de las nubes debido a su estructura afilada.

La fórmula ( [1](#) ) contiene parámetros que se expresan a través del espesor óptico.  $u_\omega$  de la capa atmosférica irradiada, que a su vez está relacionada con los parámetros ópticos de las moléculas ópticamente activas que se encuentran en el aire atmosférico. Hay tres parámetros de efecto invernadero de la capa atmosférica radiada, a saber,  $H_2O$  moléculas,  $CO_2$  moléculas y nubes que consisten principalmente en microgotas de agua. En consecuencia, el espesor óptico de la brecha atmosférica ubicada entre la Tierra y las nubes viene dado por lo siguiente [ [1](#) ]:

$$u_\omega(\hbar\omega) = \sigma_\omega(H_2O) N(H_2O) \lambda [1 - \exp(-\hbar\omega\lambda)] + \sigma_\omega(CO_2) N(CO_2) \Lambda [1 - \exp(-\hbar\omega\Lambda)]$$

(4)

donde las densidades numéricas de las moléculas de agua y de las moléculas de dióxido de carbono están determinadas por las siguientes fórmulas:

$$N(H_2O) = N_w \exp(-h\lambda), N_w = 3,4 \times 10^{17} \text{cm}^{-3}, \lambda = 2,0 \text{ kilómetros}$$

$$N(CO_2) = N_c \exp(-h\Lambda), N_c = 1,1 \times 10^{16} \text{cm}^{-3}, \Lambda = 10 \text{ kilómetros}$$

(5)

Utilizamos aquí los datos del modelo de atmósfera estándar [4] y los datos medidos según los programas de la NASA, que se analizan en [30]. Además, la ecuación para la altitud efectiva  $h_\omega$

a una frecuencia dada  $\omega$  tiene la siguiente forma [1]:

$$u_\omega(h_\omega) = u_\omega(h_{cl}) 2 \exp(-u_\omega(h_{cl}) + 1,5 u_\omega(h_{cl}))$$

(6)

En el marco del modelo de atmósfera estándar, la temperatura radiativa  $T_\omega$  para una frecuencia dada se sigue de la relación dada:

$$T_\omega = T_E - h_\omega \frac{dT}{dh}$$

(7)

donde la temperatura global es igual  $T_E = 288 \text{K}$  para la atmósfera estándar contemporánea, y su gradiente es  $d T / d h = 6,5 \text{K/km}$ .

La fórmula (4) incluye la sección transversal de absorción.  $\sigma_\omega$  para moléculas de un tipo determinado, que es la suma de las secciones transversales de líneas espectrales individuales debidas a este componente, de acuerdo con la siguiente fórmula:

$$\sigma_\omega = \sum_j S_j \nu_j^2 \pi [(\omega - \omega_j)^2 + (\nu_j / 2)^2]$$

(8)

Como se ve, para cada transición radiativa, esta fórmula contiene tres parámetros, a saber, la intensidad de la transición  $S_j$ , la frecuencia  $\omega_j$  en el centro de la línea, y el ancho de esta línea espectral  $\nu_j$ . Tomamos estos parámetros del banco de datos HITRAN [5, 6, 7], y estos parámetros permiten determinar la sección transversal de absorción a una frecuencia determinada. Además, para presiones de aire consideradas del orden de la atmosférica, se cumple el siguiente criterio:

$$\Delta \omega \gg \nu_j,$$

(9)

dónde  $\Delta \omega$

es una diferencia típica de frecuencias para los centros de líneas espectrales vecinas. Tenga en cuenta que, según la ley de Viena [31], el flujo máximo de fotones para un cuerpo negro corresponde a la longitud de onda  $\lambda$  como sigue:

$$\lambda_{max} T = 0,3 \text{cm} \cdot \text{K}$$

(10)

De esto se deduce que una longitud de onda típica de la radiación atmosférica es  $\lambda \sim 10 \mu$

metro. Por lo tanto, a continuación, estamos restringidos por frecuencias.  $\omega < 2600 \text{cm}^{-1}$

En esta evaluación nos guiamos por fuertes líneas espectrales, de modo que en el centro de estas líneas el espesor óptico satisface la relación  $u_\omega > 1$

. De acuerdo con los parámetros típicos de las líneas espectrales debidas a las moléculas de agua y dióxido de carbono, se pueden seleccionar del banco de datos HITRAN

transiciones radiativas para estas moléculas cuyas intensidades satisfacen la siguiente relación:

$$S_j(H_2O) \gg 1 \times 10^{-24} \text{centímetros}, S_j(CO_2) \gg 2 \times 10^{-23} \text{cm}$$

(11)

El problema en la evaluación del flujo radiativo de la atmósfera es determinar los parámetros de las nubes. A diferencia de las densidades numéricas de las moléculas ópticamente activas, que se obtienen mediante la fórmula (4), no existe información análoga para las nubes. De hecho, las nubes existen sobre un punto determinado de la superficie durante un tiempo limitado, y su distribución en altitudes tiene un carácter aleatorio. En el marco del modelo considerado, utilizamos un parámetro de las nubes, a saber, la altitud.  $h_{cl}$

, que determina la radiación de las nubes, o la temperatura radiativa de las nubes.  $T_{cl}$ , que se desprende de la siguiente ecuación:

$$T_{cl} = T_E - dT/dh_{cl},$$

(12)

donde está la temperatura global  $T_E = 288\text{K}$ , y el gradiente de temperatura es  $dT/dh = 6.5$

K/km.

Se pueden determinar los parámetros de las nubes de este modelo utilizando el equilibrio energético de la Tierra y la atmósfera. El balance energético incluye el flujo radiativo.  $J_{\downarrow}$

desde la atmósfera hacia la Tierra. El balance energético y este flujo radiativo provienen de diferentes fuentes, que se presentan en la [Tabla 1](#). El flujo radiativo total de la atmósfera a la Tierra viene dado por lo siguiente:

$$J_{\downarrow} \equiv \int J_{\omega} d\omega$$

(13)

Este análisis se utiliza a continuación para calcular los flujos radiativos parciales de la atmósfera a la Tierra.

### 3. Flujos radiativos de la atmósfera estándar

Las evaluaciones de los flujos radiativos de la atmósfera a la Tierra se basan en el algoritmo anterior [1]. En el análisis anterior, el rango de frecuencia se separó en varios rangos y las evaluaciones se realizaron en cada rango de forma independiente. En este caso, en el marco de un código informático general, se pueden realizar cálculos en el rango total de frecuencias que determinan el flujo radiativo. Elijamos el rango efectivo de evaluaciones de flujo. Si la superficie de la Tierra con la temperatura de la atmósfera estándar.  $T_E = 288$

K emite como cuerpo negro, el flujo radiativo en frecuencias superiores a  $1300 \text{ cm}^{-1}$  es 10 % del flujo radiativo total, el flujo radiativo a frecuencias superiores a  $2000 \text{ cm}^{-1}$  es 1 % del flujo radiativo total y el flujo radiativo en frecuencias superiores a  $2600 \text{ cm}^{-1}$  es 0,1 % del flujo radiativo total. En evaluaciones anteriores [1], los cálculos se realizaron para frecuencias inferiores a  $1260 \text{ cm}^{-1}$ , teniendo en cuenta la radiación de moléculas  $CO_2$ ,  $CH_4$  y  $N_2O$  a frecuencias mayores. Ahora estamos restringidos por el rango de frecuencia por debajo de  $2600 \text{ cm}^{-1}$ .

Por analogía con las evaluaciones [1], en cálculos posteriores utilizamos información sobre las transiciones radiativas del banco de datos HITRAN. [La figura 2](#) muestra la

dependencia de la frecuencia del espesor óptico de la capa atmosférica entre la superficie de la Tierra y las nubes, que está determinada por moléculas atmosféricas ópticamente activas en el rango del espectro infrarrojo. Como se desprende de esta figura, los parámetros ópticos de la atmósfera como función de frecuencia tienen un carácter lineal. A partir de esto se puede determinar la temperatura radiativa de las moléculas ubicadas en el espacio atmosférico entre la Tierra y las nubes, y su dependencia de la frecuencia se presenta en la [Figura 3](#).

La [Figura 4](#) contiene valores de temperaturas radiativas, dados en [la Figura 3](#), que se promedian en rangos de 20 cm. <sup>-1</sup>

ancho. Este promedio se realiza en el rango de frecuencia del ancho de 10 cm. <sup>-1</sup> por debajo y por encima de la frecuencia considerada.

El factor opaco  $g(u_\omega)$

está determinado por la fórmula (3) y su dependencia de la frecuencia se muestra en [la Figura 5](#). El valor promedio del factor de opacidad se da en [la Figura 6](#). El promedio se realiza en el rango de frecuencia de 20 cm. <sup>-1</sup>

por analogía con el de la temperatura radiativa.

El factor opaco caracteriza la parte del flujo radiativo que emite la superficie terrestre y llega a las nubes. [La figura 7](#) contiene el flujo radiativo.  $I_\omega(T_E)$

que es emitida por la Tierra así como el flujo radiativo  $g$

$(u_\omega)$  a una frecuencia determinada, que llega a las nubes para el modelo de atmósfera estándar. También tenemos el flujo radiativo promedio que emite la Tierra y alcanza el límite de las nubes de la siguiente manera:

$$J_{\uparrow} = \int g(u_\omega) I_\omega(T_E) d\omega$$

(14)

Tomando  $T_E = 288$

K a partir del modelo de atmósfera estándar obtenemos lo siguiente:

$$J_E = \int I_\omega(T_E) d\omega = 390 \text{ W / m}^2$$

de acuerdo con el equilibrio energético de la Tierra, y  $J_{\uparrow} = 120 \text{ W/m}^2$ . Como se ve, una parte del flujo de radiación térmica que pasa a través de la capa atmosférica debajo de las nubes y llega a las nubes es aproximadamente 30 % del flujo radiativo emitido.

A partir de las fórmulas (1) y (13), se puede determinar el flujo radiativo desde la atmósfera a la superficie de la Tierra debido a las moléculas y nubes atmosféricas; este flujo depende de la temperatura de la nube  $T_{cl}$

o la altitud límite  $h_{cl}$

para las nubes. Esta dependencia se representa en [la Figura 8](#). Además, estos parámetros se dan en [la Tabla 1](#) para diferentes versiones del equilibrio energético de la Tierra y su atmósfera.

En evaluaciones anteriores [1], solo se utilizaron datos de la primera fuente de [la Tabla 1](#), mientras que ahora nos basamos en una variedad de estos valores. Debido a que los parámetros del equilibrio energético de la Tierra son diferentes para estas fuentes, esta diferencia caracteriza también el error en los resultados finales. Tenga en cuenta que la conexión entre la altitud efectiva  $h_{cl}$

del límite de las nubes y la temperatura de las nubes  $T_{cl}$

viene dada por la fórmula (12).

Un vistazo rápido a los parámetros de emisión de la atmósfera según las [Figuras 2](#), [3](#) y [5](#) muestra que el espectro de la radiación atmosférica consta de líneas espectrales separadas, en contraste con los modelos climatológicos con funciones de frecuencia

empíricas suaves, que se aproximan al espectro atmosférico. Además, los modelos climatológicos no tienen en cuenta la termodinámica de la atmósfera ni el campo de radiación. Por tanto, los códigos informáticos de climatología no son fiables en la evaluación de los parámetros radiativos de la atmósfera.

Se puede dividir el flujo radiativo  $J_\omega$  de la atmósfera a la Tierra en partes creadas por varios componentes de la atmósfera irradiada. Por ejemplo, el flujo radiativo parcial  $J_\omega(CO_2)$ , que está determinada por  $CO_2$  moléculas, viene dada por la siguiente fórmula:

$$J_\omega(CO_2) = J_\omega k_\omega(CO_2) k_\omega,$$

(15)

dónde  $J_\omega$  es el flujo radiativo total,  $k_\omega(CO_2)$  es el coeficiente de absorción debido a  $CO_2$  moléculas y  $k_\omega$  es el coeficiente de absorción total a una frecuencia determinada.

Estos coeficientes de absorción se toman a la temperatura radiativa.  $T_\omega$

. Integrando el flujo radiativo parcial como una función de frecuencia sobre frecuencias, se puede determinar el flujo radiativo total de la atmósfera a la Tierra debido a este componente. [La Tabla 2](#) contiene valores del flujo radiativo total de la atmósfera debido a cada componente del invernadero.

Se pueden comparar los resultados de los flujos radiativos de estas evaluaciones que figuran en [la Tabla 2](#) y las anteriores [ [1](#) ]. La diferencia básica es que la parte básica de la emisión, según [ [1](#) ], se toma del rango de frecuencia  $\omega < 800$

$cm^{-1}$ ; en el otro rango de frecuencia  $\omega > 800 cm^{-1}$ , lo que da la contribución

aproximadamente 10 %. Para el flujo radiativo, se ignora la emisión de moléculas de

agua. En estas evaluaciones se incluyen los datos del banco HITRAN hasta  $\omega =$

$2600 cm^{-1}$ . Como resultado, una parte de las emisiones se transfiere de las nubes a las

moléculas de agua. También observamos que los flujos radiativos promedio que figuran

en [la Tabla 2](#), según las evaluaciones [ [1](#) ], se refieren al flujo radiativo total  $J_\downarrow =$

$327 W/m^2$  desde la atmósfera hacia la Tierra, mientras que ahora nos guiamos por este

flujo  $J_\downarrow = (335 \pm 7) W/m^2$

; los resultados de [la Tabla 2](#) corresponden al flujo total.

Además, [la Figura 9](#) contiene flujos radiativos debidos a componentes individuales del

invernadero. El rango de frecuencia está separado en dos partes con un límite de  $800$

$cm^{-1}$

. Se puede evaluar por separado la emisión de trazas de componentes del efecto

invernadero, que son  $CH_4$  y  $N_2O$  moléculas. La densidad numérica de estas moléculas

como función de la altitud es análoga a la fórmula ( [5](#) ) para  $CO_2$  moléculas y viene dada

por las siguientes fórmulas:

$$N(CH_4) = N_m \exp(-h/\Lambda), N_m = 3,5 \times 10^{13} cm^{-3}, N(N_2O) = N_n \exp(-h/\Lambda), N_n = 7,5 \times 10^{12} cm^{-3} \Lambda = 10 \text{ kilómetros}$$

(dieciséis)

Las densidades numéricas de estas moléculas en la superficie de la Tierra se toman de [

[47](#), [48](#)]. La banda de absorción para el  $CH_4$

la molécula es  $(1240-1360) cm^{-1}$ , las bandas de absorción para  $N_2O$  Las moléculas se

colocan en los rangos de frecuencia  $(1250-1310) cm^{-1}$  y  $(2180-2260) cm^{-1}$

. [La Figura 10](#) contiene el espesor óptico parcial como función de frecuencia en las

bandas de absorción anteriores, debido a los componentes individuales del invernadero,

que incluyen los componentes traza anteriores y las moléculas de agua.



Como se ve, el espesor óptico debido a los gases traza no es grande y está apantallado por la absorción de moléculas de agua. Porque ignoramos en [ 1 ] la absorción de moléculas de agua en el ala.  $\omega > 1200$

cm - 1

de emisión térmica atmosférica, las evaluaciones [ 1 ] contienen valores elevados de flujos radiativos debido a gases traza, como se desprende de los datos de la [Figura 9](#) y la [Tabla 2](#).

Cabe señalar que excluimos la emisión de ozono de la radiación troposférica hacia la Tierra ya que la concentración de moléculas de ozono en la troposfera generalmente no excede  $10^{12}$

cm - 3

. Por tanto, el espesor óptico de la troposfera en el espacio entre la superficie de la Tierra y las nubes es pequeño. La concentración de moléculas de ozono en la estratosfera es mayor, pero la radiación estratosférica no llega a la Tierra porque es absorbida por las nubes. Por tanto, ignoramos la radiación de las moléculas de ozono en la atmósfera.

## 4. Emisión de atmósfera de composición variada

El código considerado permite analizar las variaciones en los flujos radiativos como resultado del cambio en la composición de la atmósfera. Comenzamos este análisis desde el caso estándar, donde la concentración de  $CO_2$  moléculas se duplica. Esto conduce al cambio en la temperatura global que se denomina "Sensibilidad climática de equilibrio" [ 49 ]. Tenga en cuenta que esta operación implica que los gases ópticamente activos tienen una distribución uniforme en todo el mundo que corresponde a la distribución de altitud promedio. Este criterio se cumple más o menos para  $CO_2$  moléculas, y se viola la distribución uniforme para  $H_2O$  moléculas.

En esta consideración, tenemos en cuenta tres componentes básicos del invernadero, a saber,  $CO_2$

moléculas,  $H_2O$  moléculas y microgotas de agua de las nubes. [La Tabla 3](#) contiene la distribución en el espectro del cambio en los flujos radiativos debido a un componente dado como resultado de duplicar la concentración de  $CO_2$  moléculas. Cantidades  $\Delta_c$ ,  $\Delta_w$ ,  $\Delta_d$  de esta tabla son los cambios en los flujos radiativos a la Tierra debido a  $CO_2$  moléculas,  $H_2O$  moléculas y microgotas de agua de las nubes, respectivamente, según las siguientes relaciones:

$$\Delta_c = \int [J'_\omega(CO_2) - J_\omega(CO_2)] d\omega, \Delta_w = \int [J'_\omega(H_2O) - J_\omega(H_2O)] d\omega, \Delta_d = \int [J'_\omega(drope) - J_\omega(drope)] d\omega,$$

(17)

dónde  $J_\omega(A)$  es el flujo radiativo debido a un componente A indicado en la concentración actual de  $CO_2$  moléculas y  $J'_\omega$  es el flujo radiativo de este componente al duplicarse la concentración de  $CO_2$  moléculas. El cambio en el flujo radiativo total.  $\Delta$  se introduce de la siguiente manera:

$$\Delta = \Delta_c + \Delta_w + \Delta_d$$

(18)

Es evidente que el cambio en los flujos radiativos de los componentes, así como el cambio total en el flujo radiativo de la atmósfera a la Tierra, tiene lugar sólo en rangos espectrales donde  $CO_2$

las moléculas absorben. Además, el cambio básico en el flujo radiativo como resultado del cambio de concentración para algunos componentes ópticamente activos tiene lugar en el rango de frecuencia en el que el espesor óptico es del orden de uno. la línea roja  $u_{\omega} = 2/3$  en [la Figura 2](#), [Figura 10](#) y [Figura 11](#) se separan los espesores ópticos, con los grandes por encima de esta línea y los bajos por debajo de ella. Comparando los datos de [la Tabla 3](#) y [la Figura 11](#), se puede concluir que la principal contribución al cambio en el flujo radiativo se deriva de un rango de frecuencia donde  $u_{\omega} \sim 1$ . A continuación, los cambios en los flujos radiativos resultaron de la variación en la concentración de  $CO_2$  Las moléculas están cerca, según estos cálculos y evaluaciones [ [1](#) ], porque la absorción de  $CO_2$  Las moléculas están ausentes en el rango de frecuencia añadido  $1200 \text{ cm}^{-1} < \omega < 2600 \text{ cm}^{-1}$

. Por el contrario, en el caso del cambio en la concentración de moléculas de agua, el cambio en el flujo radiativo total difiere varias veces en condiciones idénticas.

Se puede ver en los datos de [la Tabla 3](#) que el cambio en el flujo radiativo  $\Delta_c$  debido a  $CO_2$  moléculas como resultado de duplicar la concentración de  $CO_2$  moléculas es cinco veces mayor que el cambio en el flujo radiativo total  $\Delta$ . En los modelos climatológicos se ignora la ley de Kirchhoff [ [50](#) ], según la cual los radiadores son simultáneamente absorbentes. Por tanto, el cambio en el flujo radiativo  $\Delta_c$  debido a  $CO_2$  Las moléculas se toman en modelos climatológicos en lugar del cambio en el flujo radiativo total.  $\Delta$ , y el error en el cambio de la temperatura global en estas condiciones se supera cinco veces. Esto resulta de descuidar la absorción de los flujos radiativos emitidos por las moléculas de agua y las microgotas de agua de las nubes por el agregado.  $CO_2$

moléculas [ [51](#), [52](#) ]). Esta gran diferencia se deriva también de una conclusión general para una capa gaseosa plana con un gradiente de temperatura bajo [ [51](#), [52](#) ]). De hecho, si tenemos una capa de temperatura constante y de alto espesor óptico, donde la emisión es creada por varios componentes, esta capa emite como un cuerpo negro con temperatura gaseosa. Por lo tanto, un cambio en la concentración de algún componente ópticamente activo no conduciría a un cambio en el flujo radiativo saliente.

Una comparación de los resultados de estas evaluaciones con los de [ [1](#) ] permite estimar la precisión del cambio en los flujos radiativos, que se estima como  $\sim 10\%$

. La misma precisión corresponde a la derivada del flujo radiativo sobre la concentración de un componente dado. A partir de estos cálculos, en el caso de que la concentración de  $CO_2$  Las moléculas varían, mientras que otros parámetros atmosféricos no varían, tenemos los siguientes:

$$dJ_{\downarrow} / dc (CO_2) \approx 2Wm_2,$$

(19)

dónde  $J_{\downarrow}$  es el flujo radiativo de la atmósfera a la Tierra, y  $c (CO_2)$  es la concentración de  $CO_2$  moléculas.

Junto con las variaciones en la concentración de  $CO_2$  moléculas, en la atmósfera real se producen otros cambios que influyen en la temperatura global. Analicemos este cambio en la atmósfera real basándonos en mediciones en el marco de los programas de la NASA. A continuación utilizamos los resultados de las mediciones de concentración.  $c (CO_2)$  de moléculas de dióxido de carbono [ [53](#), [54](#) ]. Porque el tiempo de residencia de un  $CO_2$  molécula es grande, tomamos la evolución de la concentración atmosférica de  $CO_2$  moléculas según mediciones en el observatorio de Mauna Loa como la evolución global de esta cantidad.

A continuación, la evolución de la temperatura global durante los últimos 150 años es analizada detenidamente por el Instituto Goddard de Estudios Espaciales (GISS) (por ejemplo, [ 55 ]) en el marco del programa de la NASA. Estos resultados se recogen en [ 1 ] y son los siguientes:

$$d \text{ en } c ( CO_2) d t = 0,006 \text{ año}^{-1}, d \Delta T d t = 0,018 \text{ K} / \text{ año}$$

(20)

Se puede conectar el cambio en el flujo radiativo de la atmósfera a la Tierra.  $J_{\downarrow}$  y el cambio en la temperatura global  $\Delta T$  a través de la sensibilidad climática  $S$ , según la relación [ 18, 56 ]:

$$S = d \Delta T d J_{\downarrow}$$

(21)

Usamos el valor promedio de estas cantidades, que se deriva de un promedio de varios datos y es  $S \approx 0.5 \text{ metro}^2 \cdot \text{ K} / \text{ W}$

[ 1 ]. Se puede estimar la precisión de este valor como  $\approx 50 \%$ . A partir de esto, para la derivación del flujo radiativo  $J_{\downarrow}$  sobre la concentración de  $CO_2$  moléculas ( $c CO_2$ ) en la atmósfera real, tenemos lo siguiente:

$$d J_{\downarrow} d \text{ en } c ( CO_2) \approx 6 \text{ W m}^2$$

(22)

Observamos que, a diferencia de la fórmula ( 19 ), donde todos los parámetros atmosféricos, excepto la concentración de  $CO_2$  las moléculas, son invariables, la fórmula ( 22 ) tiene en cuenta otros procesos que conducen al cambio en la temperatura global. Como se ve, la contribución del dióxido de carbono en el cambio de la temperatura global para la evolución de la temperatura real es aproximadamente 30 %

Por analogía con el  $CO_2$

En este caso, se puede analizar la influencia del cambio en las moléculas de agua atmosférica sobre el cambio en el flujo radiativo de la atmósfera a la Tierra. Algunos resultados que son análogos a los de la Tabla 3 se dan en la Tabla 4 . De los datos de esta tabla tenemos lo siguiente:

$$d J_{\downarrow} d \text{ en } c ( H_2O ) = 7 \text{ W m}^2,$$

(23)

dónde  $c ( H_2O )$

es la concentración de moléculas de agua atmosférica.

Supongamos que junto con un aumento en la concentración de  $CO_2$  moléculas, la evolución de la temperatura global de la atmósfera real está determinada por el aumento de la concentración de  $H_2O$  moléculas. Entonces, las moléculas de agua representan la contribución de  $2/3$  del cambio en la temperatura global. Con base en la Fórmula ( 20 ), tenemos lo siguiente:

$$d \Delta T ( H_2O ) d t = 12 \text{ m K y r},$$

(24)

dónde  $\Delta T ( H_2O )$  Es la parte del cambio de temperatura global que se deriva de un aumento en la concentración de  $H_2O$  moléculas. Tomando tan pronto  $S \approx 0.5 \text{ metro}^2 \cdot \text{ K} / \text{ W}$ , se puede encontrar la parte de derivación del flujo radiativo de la atmósfera a la Tierra debido a  $H_2O$  moléculas de la siguiente manera:

$$d J_{\downarrow} ( H_2O ) d t = 24 \text{ W metro}^2 \cdot \text{ año},$$

(25)

De esto se deduce la tasa de variación de la concentración de las moléculas de agua.  $c(H_2O)$

, que puede proporcionar este cambio:

$$d c(H_2O) / d t = 0,003 \text{ año}^{-1}$$

(26)

Según este resultado, la tasa observada de aumento de la temperatura global puede estar determinada por un aumento en la siguiente densidad numérica promedio de moléculas de agua:

$$d N(H_2O) / d t = 10^{15} \text{ cm}^{-3} \text{ año}^{-1}$$

(27)

El cambio anual en la densidad numérica es pequeño, en comparación con la densidad numérica contemporánea de las moléculas de agua, que es igual a  $3,4 \times 10^{17} \text{ cm}^{-3}$ . Por tanto, una determinación real de esta derivación en las condiciones contemporáneas es problemática y requiere esfuerzos adicionales similares a los de la evolución de la temperatura global.

Cabe señalar que la humedad  $\eta$

es el parámetro medido del agua en la atmósfera que viene dado por lo siguiente:

$$\eta = N_{s a t}(H_2O) / c(H_2O) = c_{s a t}(H_2O) / c(H_2O),$$

(28)

dónde  $N_{s a t}(H_2O)$  es la densidad numérica de las moléculas de agua a la presión de vapor saturado para una temperatura determinada,  $c(H_2O)$  es una concentración actual de moléculas de agua en el aire atmosférico, y  $c_{s a t}(H_2O)$  es su concentración para la presión de vapor saturado a la temperatura del aire. El valor contemporáneo de la humedad atmosférica es  $\eta \approx 80 \%$

[ 57 ].

Determinemos la tasa de variación de la humedad debido al cambio de temperatura.

Debido a que la cantidad de agua atmosférica es pequeña en comparación con la de la superficie de la Tierra, tenemos, a partir de un equilibrio entre el agua atmosférica y la superficial, lo siguiente:

$$c_{s a t}(H_2O) \sim \exp(-E_a / T),$$

dónde  $E_a = 0,43 \text{ eV}$  [ 58 ] es la energía de unión de una molécula de agua con su líquido a granel. De esto, para la tasa de aumento en la capacidad de la atmósfera con respecto a las moléculas de agua debido a un aumento de temperatura, tenemos lo siguiente:

$$d c_{s a t}(H_2O) / d t = E_a / T^2 \cdot d T / \Delta t \approx 0,001 \text{ año}^{-1}$$

(29)

El proceso de crecimiento de la humedad atmosférica se detendrá al cabo de un tiempo.

$t_{e v}$

, según la siguiente ecuación:

$$t_{e v} = 1 - c(H_2O) / c_{s a t}(H_2O) \approx 100 \text{ año}$$

(30)

De esto se desprende que  $t_{e v} \approx 100 \text{ año}$

, es decir, este tiempo es suficientemente grande para comprobar este mecanismo de calentamiento de la Tierra.

## 5. Conclusiones

El objetivo de este artículo es aplicar el código mejorado para la evaluación de los flujos radiativos de la atmósfera a la Tierra sobre la base del modelo de [ 1 ]. En estas evaluaciones utilizamos el rango de frecuencias hasta  $2600\text{cm}^{-1}$  en contraste con los cálculos anteriores [ 1 ], donde este rango estaba restringido por  $1200\text{cm}^{-1}$ . Además de esta diferencia, ahora utilizamos varias versiones del balance energético de la Tierra y su atmósfera (ver [Tabla 1](#) ), y la diferencia en los parámetros radiativos debido a varias versiones del balance energético de la Tierra puede considerarse un error de los resultados. Sin embargo, la altitud del límite de las nubes  $h_c$ , como uno de los parámetros básicos del modelo considerado, según [ 1 ], es  $h_c = 4,3$  kilómetros, mientras que de [la Tabla 1](#) , la altitud promedio del límite de nubes es  $h_c = 4,6$

km, es decir, estos valores coinciden dentro de la precisión de estas evaluaciones. Porque las moléculas de dióxido de carbono no absorben en el rango del espectro adicional entre  $1200\text{cm}^{-1}$

y  $2600\text{cm}^{-1}$ , los parámetros radiativos debidos a  $\text{CO}_2$  Las moléculas están cercanas en estas evaluaciones y en la anterior. En particular, la variación de los flujos radiativos como resultado del cambio en la cantidad de dióxido de carbono en la atmósfera para estos cálculos es cercana. En esta evaluación, así como en evaluaciones anteriores, nos encontramos en contradicción con los resultados de los modelos climatológicos en el análisis del efecto invernadero de la Tierra, según los cuales el aumento de la temperatura global difiere cinco veces. Mostramos [ 51 , 52 ], por lo que la gran diferencia resulta de ignorar, en los modelos climatológicos, la ley de Kirchhoff [ 50 ], según la cual los radiadores son simultáneamente los absorbentes. En este caso, tomamos el cambio en el flujo radiativo creado por  $\text{CO}_2$  moléculas como el cambio del flujo radiativo total.

Tenga en cuenta las restricciones por el rango de frecuencia hasta  $1200\text{cm}^{-1}$  en los cálculos anteriores [ 1 ]; Por tanto, suponemos que la atmósfera es transparente para frecuencias más grandes y que la emisión a frecuencias más grandes está determinada por las nubes. Sin embargo, según el banco de datos HITRAN, las moléculas de agua absorben eficazmente en el rango de frecuencia ampliado. Como resultado, la derivada ( 22 ) es mayor que la derivada según [ 1 ]. Probamos temprano (por ejemplo, [ 1 ]) que la atmósfera  $\text{CO}_2$

Las moléculas no son el principal radiador de la atmósfera. De estas evaluaciones se desprende que las moléculas de agua en la atmósfera pueden ser responsables del calentamiento observado de la Tierra.

## Contribuciones de autor

Redacción: borrador original, BMS y DAZ Todos los autores han leído y aceptado la versión publicada del manuscrito.

## Fondos

Esta investigación no recibió financiación externa.

## Conflictos de interés

Los autores declaran no tener ningún conflicto de intereses.

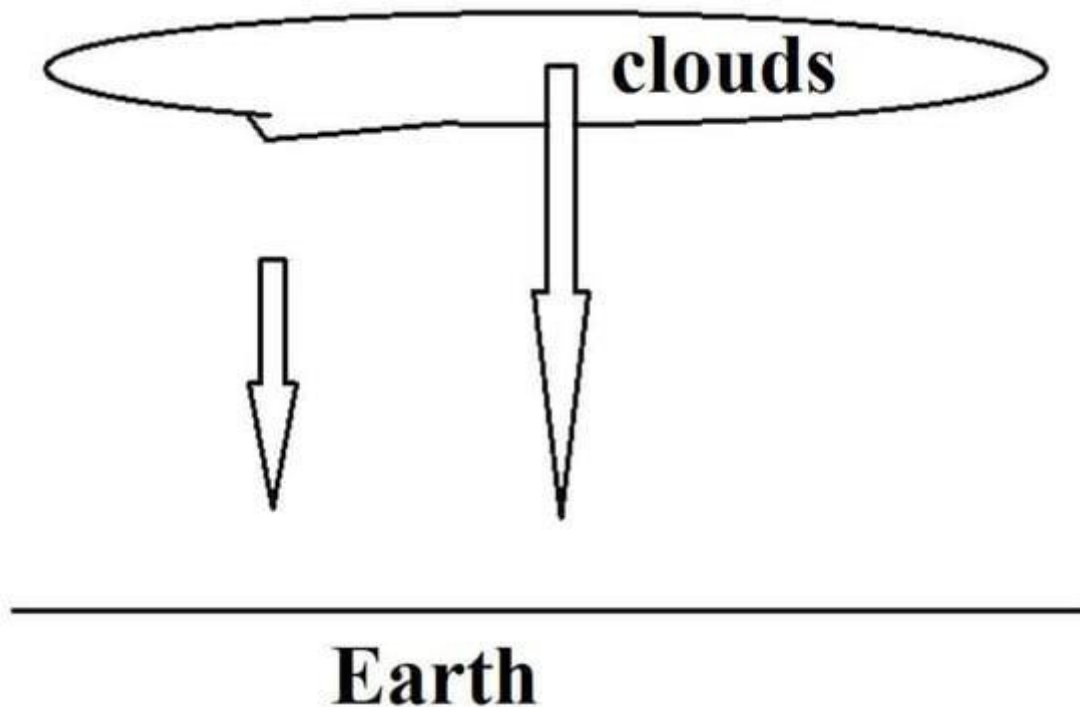
## Referencias

1. Smirnov, BM Transporte de radiación atmosférica infrarroja ; De Gruyter: Berlín, Alemania, 2020. [ [Google Scholar](#) ]
2. Goody, RM Radiación atmosférica: base teórica ; Oxford University Press: Londres, Reino Unido, 1964. [ [Google Scholar](#) ]
3. Bueno, RM; Yung, YL Principios de Física y Química Atmosférica ; Oxford University Press: Nueva York, NY, EE.UU., 1995. [ [Google Scholar](#) ]
4. Imprenta del gobierno de EE. UU. Atmósfera estándar de EE. UU. ; Imprenta del gobierno de EE. UU.: Washington, DC, EE. UU., 1976.
5. Centro de Astrofísica. Disponible en línea: <https://www.cfa.harvard.edu/> (consultado el 4 de agosto de 2021).
6. HITRAN en la Web. Disponible en línea: <http://www.hitran.iao.ru/home> (consultado el 4 de agosto de 2021).
7. HITRANonline—Documentación: Unidades y Definiciones. Disponible en línea: <http://www.hitran.org/links/docs/definitions-and-units/> (consultado el 4 de agosto de 2021).
8. Simeckova, M.; Jacquemart, D.; Rothman, LS; Gamache, RR; Goldman, A. Coeficientes A de Einstein y pesos estadísticos para transiciones de absorción molecular en la base de datos HITRAN . J. Cuant. Espectrosc. Radiación. Transf. **2006** , 98 , 130. [ [Google Scholar](#) ] [ [CrossRef](#) ]
9. Houghton, JT La física de las atmósferas ; Cambridge University Press: Cambridge, Reino Unido, 1977. [ [Google Scholar](#) ]
10. Iribarne, JV; Cho, HP Física Atmosférica ; Reidel Publ.: Dordrecht, Países Bajos, 1980. [ [Google Scholar](#) ]
11. Fleagle, RG; Businger, JA Introducción a la Física Atmosférica ; Academic Press: San Diego, CA, EE. UU., 1980. [ [Google Scholar](#) ]
12. Salby, ML Fundamentos de Física Atmosférica ; Academic Press: San Diego, CA, EE. UU., 1996. [ [Google Scholar](#) ]
13. Seinfeld, JH; Pandis, SN Química y Física Atmosférica ; Wiley: Nueva York, NY, EE.UU., 1998. [ [Google Scholar](#) ]
14. Andrews, DG Introducción a la física atmosférica ; Cambridge University Press: Cambridge, Reino Unido, 2000. [ [Google Scholar](#) ]
15. Seinfeld, JH; Pandis, SN Química y Física Atmosférica ; Wiley: Hoboken, Nueva Jersey, EE. UU., 2006. [ [Google Scholar](#) ]
16. Wallace, JM; Hobbs, R. Ciencia atmosférica. Una encuesta introductoria ; Elsevier: Ámsterdam, Países Bajos, 2006. [ [Google Scholar](#) ]
17. Ambaum, MHP Física Térmica de la Atmósfera ; Wiley-Blackwell: Oxford, Reino Unido, 2010. [ [Google Scholar](#) ]
18. Salby, ML Física de la Atmósfera y el Clima ; Cambridge University Press: Cambridge, Reino Unido, 2012. [ [Google Scholar](#) ]
19. Lagzi, I.; Meszaros, R.; Gelybo, G.; Leelossy, A. Química atmosférica ; Instituto de Geografía y Ciencias de la Tierra: Budapest, Alemania, 2013. [ [Google Scholar](#) ]
20. Caballero, R. Física de la Atmósfera ; IOP Publishing: Bristol, Reino Unido, 2014. [ [Google Scholar](#) ]
21. Smirnov, BM Microfísica de los fenómenos atmosféricos ; Serie atmosférica de Springer; Springer: Cham, Suiza, 2017. [ [Google Scholar](#) ]
22. Visconti, G. Fundamentos de Física y Química de la Atmósfera ; Springer Nature: Cham, Suiza, 2017. [ [Google Scholar](#) ]

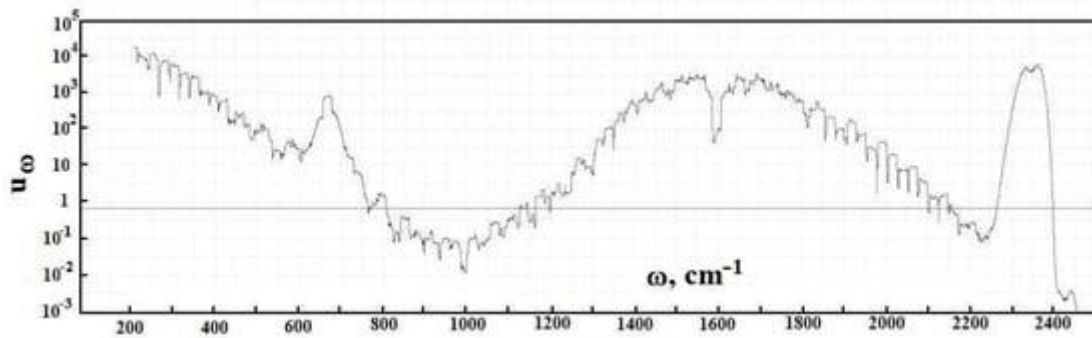
23. Reif, F. Física estadística y térmica ; McGraw Hill: Boston, MA, EE.UU., 1965. [ [Google Scholar](#) ]
24. Landau, LD; Lifshitz, EM Física Estadística ; Pergamon Press: Oxford, Reino Unido, 1980; Volumen 1. [ [Google Scholar](#) ]
25. Zel'dovich, BY; Raizer, PY Física de las ondas de choque y los fenómenos hidrodinámicos de alta temperatura ; Acad. Prensa: Nueva York, NY, EE.UU., 1966. [ [Google Scholar](#) ]
26. Smirnov, BM Física del gas débilmente ionizado ; Nauka: Moscú, Rusia, 1972. (En ruso) [ [Google Scholar](#) ]
27. Smirnov, BM Radiación de una capa de gas sobre una superficie caliente. J. Exp. Teor. Física. **2018** , 126 , 446. [ [Google Scholar](#) ] [ [CrossRef](#) ]
28. Smirnov, BM Física de gases débilmente ionizados ; Mir: Moscú, Rusia, 1980. [ [Google Scholar](#) ]
29. Smirnov, BM Física de los gases ionizados ; Wiley: Nueva York, NY, EE.UU., 2001. [ [Google Scholar](#) ]
30. Smirnov, BM Fenómenos atmosféricos globales relacionados con el agua ; Serie atmosférica de Springer; Springer: Cham, Suiza, 2020. [ [Google Scholar](#) ]
31. Wien, W. Ueber die Energievertheilung im Emissionsspectrum eines schwarzen Körpers. Wied. Ana. Física. Química. **1896** , 58 , 662. [ [Google Scholar](#) ] [ [CrossRef](#) ] [ [Versión verde](#) ]
32. Comité de Estados Unidos para el Programa de Investigación Atmosférica Global. Comprender el cambio climático ; Nat. Acad. Ciencia: Washington, DC, EE.UU., 1975. [ [Google Scholar](#) ]
33. Smirnov, BM Introducción a la física del plasma ; Mir: Moscú, Rusia, 1977. [ [Google Scholar](#) ]
34. Smirnov, BM Energética de la Atmósfera ; Física. Serie N3; Znanie: Moscú, Rusia, 1979. (En ruso) [ [Google Scholar](#) ]
35. Ramanathan, V. Circulación general atmosférica y su variación de baja frecuencia: influencias radiativas. J. Meteorol. Soc. Japón. **1987** , 65 , 151. [ [Google Scholar](#) ] [ [CrossRef](#) ] [ [Versión verde](#) ]
36. Ramanathan, V. El papel de los estudios del presupuesto de radiación terrestre en la investigación del clima y la circulación general. J. Geophys. Res. **1987** , 92 , 4075. [ [Google Scholar](#) ] [ [CrossRef](#) ]
37. Ramanathan, V. La teoría del efecto invernadero del cambio climático: una prueba realizada por un experimento global inadvertido. Ciencia **1988** , 240 , 293. [ [Google Scholar](#) ] [ [CrossRef](#) ] [ [PubMed](#) ]
38. Raval, A.; Ramanathan, V. Determinación observacional del efecto invernadero. Naturaleza **1989** , 342 , 758. [ [Google Scholar](#) ] [ [CrossRef](#) ]
39. Ramanathan, V.; Cese, RD; Harrison, EF; Minnis, P.; Barkstrom, BR; Ahmad, E.; Hartmann, D. Forzamiento radiativo de las nubes y clima: resultados del experimento de presupuesto de radiación terrestre. Science **1989** , 243 , 57. [ [Google Scholar](#) ] [ [CrossRef](#) ] [ [PubMed](#) ] [ [Versión verde](#) ]
40. Ramanathan, V.; Harrison, EF; Barkstrom, BR Clima y presupuesto de radiación de la Tierra. Física. Hoy **1989** , 42 , 22. [ [Google Scholar](#) ] [ [CrossRef](#) ]
41. Kiehl, JT; Trenberth, Presupuesto energético medio global anual de KE Earth. Toro. Soy. Meteorol. Soc. **1997** , 78 , 197. [ [Google Scholar](#) ] [ [CrossRef](#) ] [ [Versión verde](#) ]
42. Trenberth, KE; Fasullo, JT; Kiehl, Presupuesto energético global de JT Earth. Toro. Soy. Meteorol. Soc. **2009** , 90 , 311. [ [Google Scholar](#) ] [ [CrossRef](#) ]

43. Trenberth, KE; Fasullo, JT Seguimiento de la energía de la Tierra: de El Niño al calentamiento global. Navegar. Geofís. **2012** , 33 , 413. [ [Google Scholar](#) ] [ [CrossRef](#) ] [ [Versión verde](#) ]
44. Fasullo, JT; Trenberth, KE Un futuro menos nublado: el papel del hundimiento subtropical en la sensibilidad climática. Ciencia **2012** , 338 , 792. [ [Google Scholar](#) ] [ [CrossRef](#) ] [ [PubMed](#) ]
45. Stephens, GL; Li, J.; Salvaje, M.; Clayson, California; Loeb, N.; Kato, S.; L'ecuyer, T.; Stackhouse, Pensilvania; Lebsock, M.; Andrews, T. Una actualización sobre el balance energético de la Tierra a la luz de las últimas observaciones globales. Nat. Geociencias. **2012** , 5 , 691. [ [Google Scholar](#) ] [ [CrossRef](#) ]
46. Salvaje, M.; Folini, D.; Schär, C.; Loeb, N.; Dutton, por ejemplo; König-Langlo, G. El balance energético global desde una perspectiva superficial. Subir. Din. **2013** , 40 , 3107. [ [Google Scholar](#) ] [ [CrossRef](#) ] [ [Versión verde](#) ]
47. Tendencias del metano atmosférico. Disponible en línea: <https://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends-ch4/> (consultado el 4 de agosto de 2021).
48. Machida, T.; Nakazawa, T.; Fujii, Y.; Aoki, S.; Watanabe, O. Aumento de la concentración atmosférica de óxido nitroso durante los últimos 250 años. Geofís. Res. Letón. **1995** , 22 , 2921. [ [Google Scholar](#) ] [ [CrossRef](#) ]
49. Sensibilidad climática. Disponible en línea: <https://en.wikipedia.org/wiki/Climate-sensitivity> (consultado el 4 de agosto de 2021).
50. Kirchhoff, G.; Bunsen, R. Zusammenhang von emisión y absorción de luz y calor. Ana. Física. Química. **1860** , 109 , 275. [ [Google Scholar](#) ] [ [CrossRef](#) ] [ [Versión verde](#) ]
51. Smirnov, BM Interacción de moléculas radiativas en la emisión de gases. En t. Rev. En. Mol. Física. **2019** , 10 , 39. [ [Google Scholar](#) ]
52. Smirnov, BM Dióxido de carbono atmosférico y clima. J. Atmós. Ciencia. Res. **2019** , 2 , N4. [ [Google Scholar](#) ] [ [CrossRef](#) ]
53. Observatorio Mauna-Loa. Disponible en línea: <https://en.wikipedia.org/wiki/Mauna-Loa-Observatory> (consultado el 4 de agosto de 2021).
54. Tendencias del dióxido de carbono atmosférico. Disponible en línea: <https://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends> (consultado el 4 de agosto de 2021).
55. Hansen, J.; Sato, M.; Ruedy, R. Disponible en línea: <http://www.columbia.edu/~jeh1/mailling/2016/20160120-Temperature2015> (consultado el 4 de agosto de 2021).
56. Rohling, EJ; Sluijs, A.; Dijkstra, HA; van de Wal, RSW; Von der Heydt, AS; Bijl, PK; Zeebe, R. Dar sentido a la sensibilidad paleoclimática. Naturaleza **2012** , 491 , 683. [ [Google Scholar](#) ]
57. Humedad. Disponible en línea: <https://en.wikipedia.org/wiki/Moisture> (consultado el 4 de agosto de 2021).
58. Lide, DR (Ed.) Manual de Química y Física , 84ª ed.; CRC Press: Londres, Reino Unido, 2003. [ [Google Scholar](#) ]

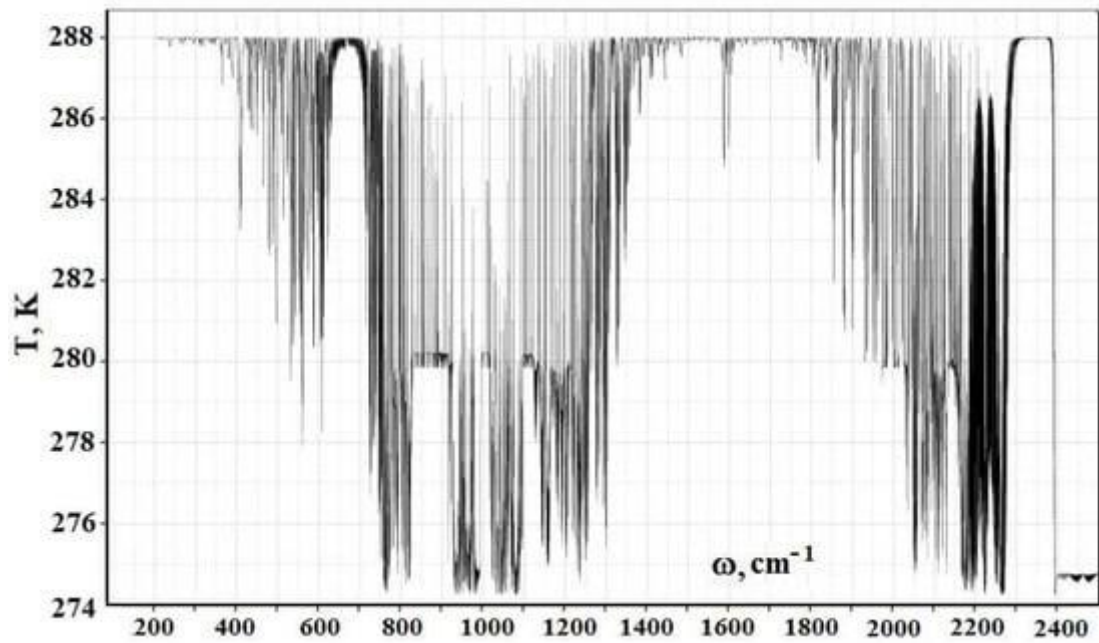




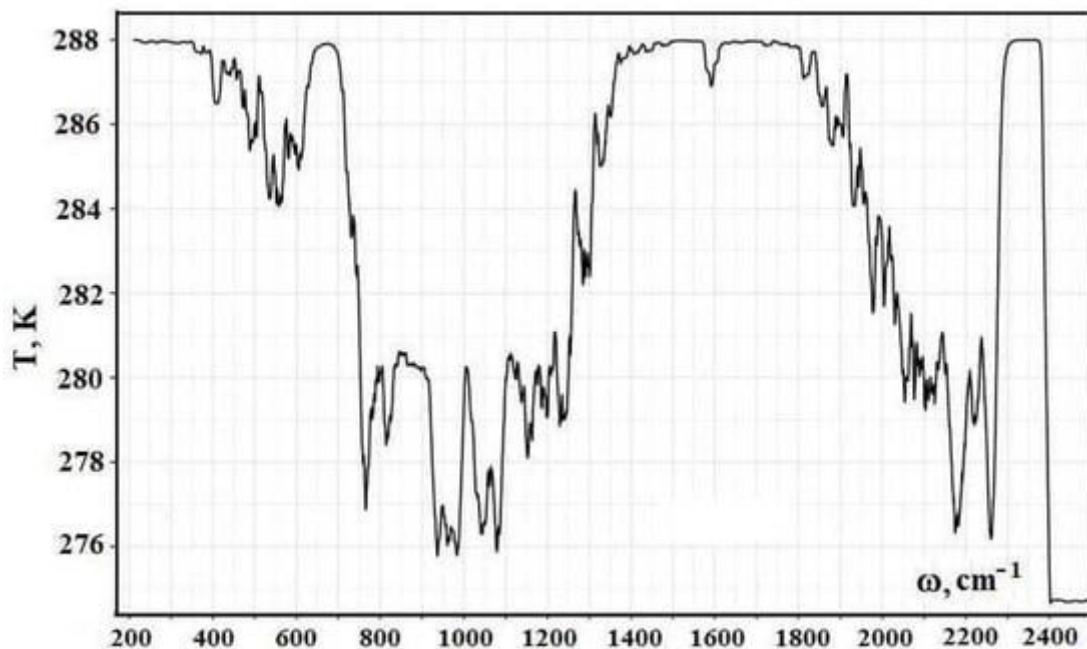
**Figura 1.** Carácter de emisión de la atmósfera hacia la Tierra, según el cual los flujos radiativos están formados por los de las nubes y las moléculas atmosféricas situadas en el espacio entre la Tierra y las nubes.



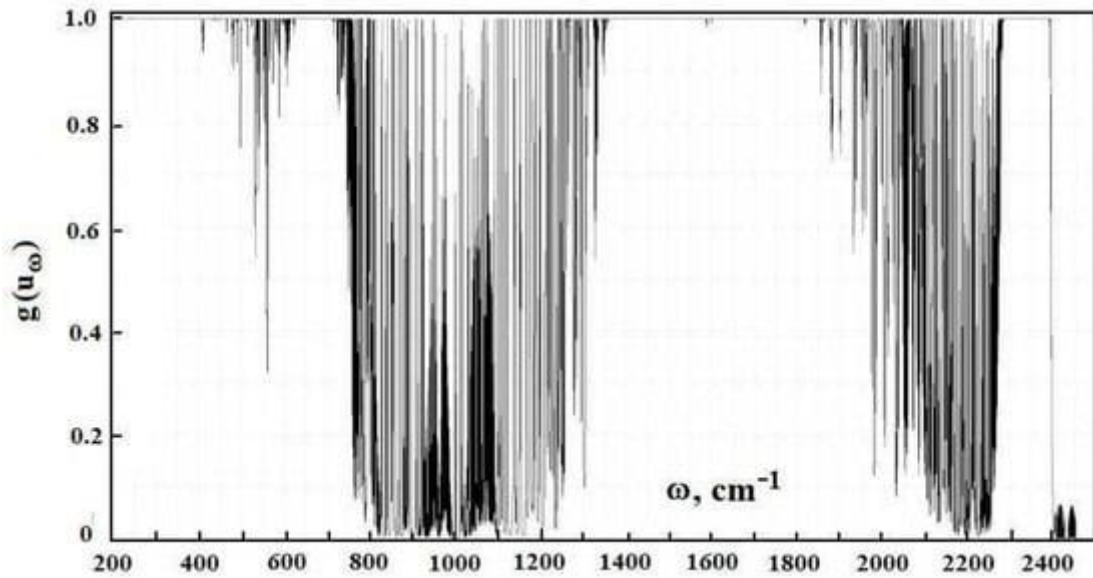
**Figura 2.** Espesor óptico  $u_{\omega}$  de la brecha atmosférica entre la Tierra y las nubes debido a moléculas atmosféricas ópticamente activas. La curva sólida corresponde a  $u_{\omega} = 2/3$  y la altitud de las nubes es  $h_c = 4,6$  km.



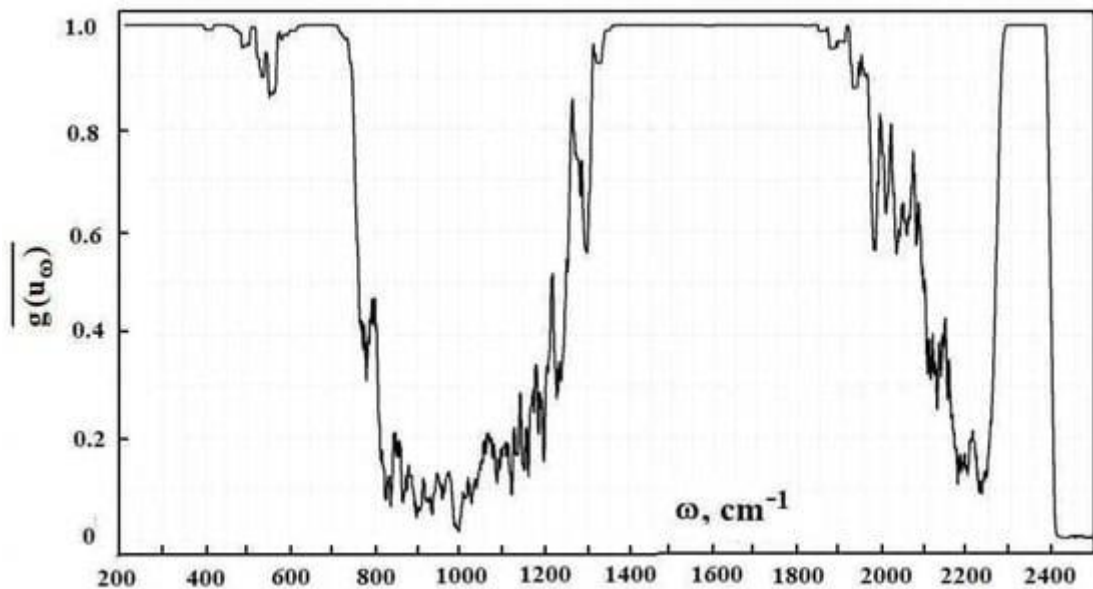
**Figura 3.** Temperatura radiativa  $T_\omega$  debido a las moléculas atmosféricas ubicadas en el espacio entre la superficie de la Tierra y las nubes, cuyo límite se encuentra en la altitud  $h_c l= 4,6$  km.



**Figura 4.** Promedio en un rango de  $20 \text{ cm}^{-1}$ , temperaturas radiativas  $T_\omega$ , que están determinadas por la emisión de moléculas atmosféricas, que se encuentran en el espacio entre la superficie de la Tierra y las nubes. El límite de las nubes se encuentra a la altitud.  $h_c l= 4,6$  km.

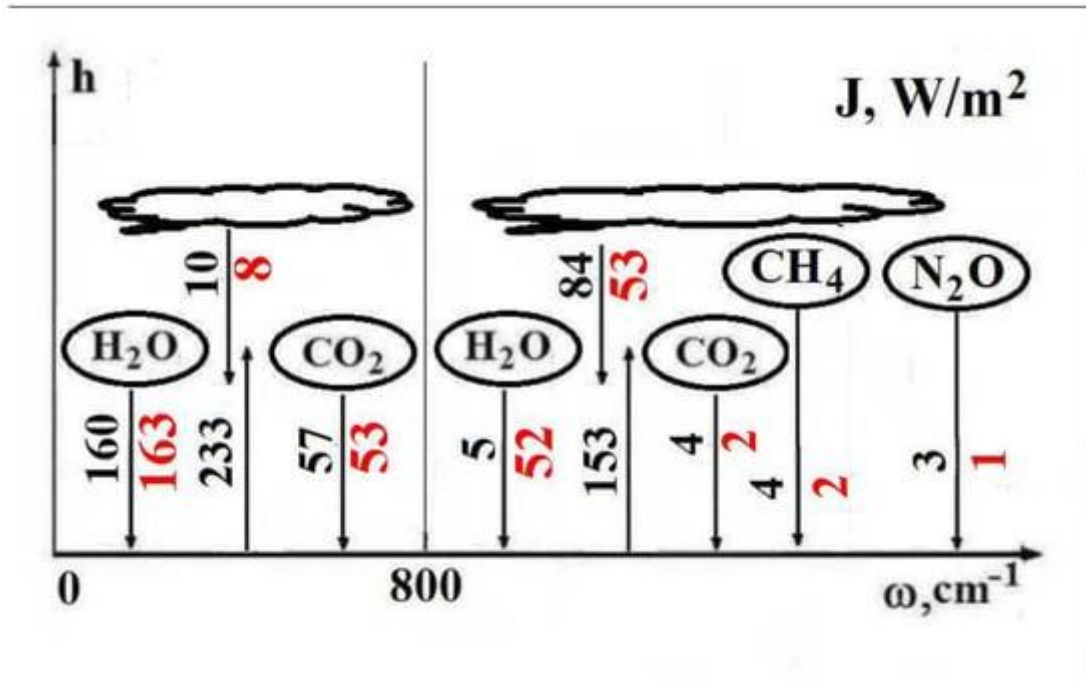


**Figura 5.** Factor de opacidad  $g(u_\omega)$  debido a la absorción de moléculas atmosféricas en el espacio entre la superficie de la Tierra y las nubes si el límite de las nubes se encuentra en la altitud  $h_c l = 4,6$  km. Se muestra el modelo donde la atmósfera es transparente en el rango de frecuencia entre  $780 \text{ cm}^{-1}$  y  $1250 \text{ cm}^{-1}$

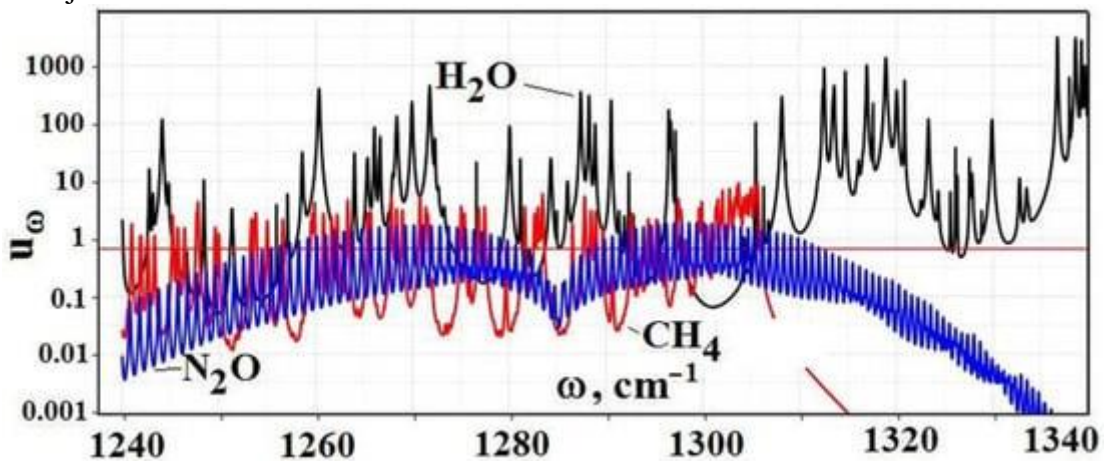


**Figura 6.** El factor de opacidad promedio  $\overline{g}(u_\omega)$  en un rango de frecuencia de  $20 \text{ cm}^{-1}$  para la absorción de moléculas atmosféricas ubicadas en el espacio entre la superficie de la Tierra y las nubes. El límite de las nubes se encuentra a la altitud.  $h_c l = 4,6$  km.

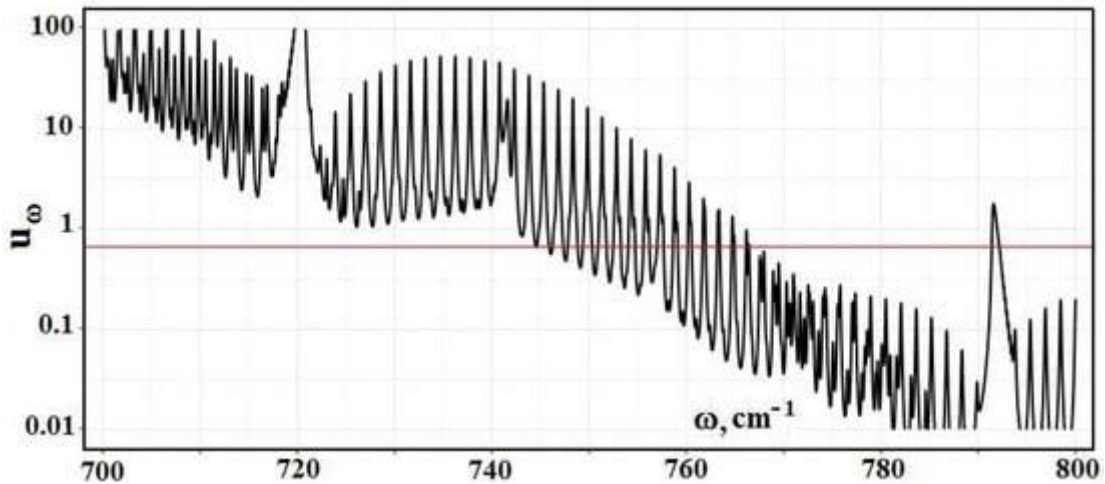




**Figura 9.** Flujos radiativos  $J_E$  desde la superficie de la Tierra para el modelo de atmósfera estándar, y también los flujos desde las nubes y hacia los componentes moleculares indicados, donde la radiación alcanza la superficie de la Tierra. Un componente molecular se indica dentro de una elipse; Los valores medios de los flujos se expresan en  $W/m^2$ . Los datos de [ 1 ] se representan en negro y los resultados de estas evaluaciones se dan en rojo.



**Figura 10.** Espesor óptico  $u_\omega$  de la brecha atmosférica entre la Tierra y las nubes debido a moléculas atmosféricas ópticamente activas  $CH_4$ ,  $N_2O$  y  $H_2O$  en las bandas de absorción de gases traza.



**Figura 11.** Espesor óptico  $u_\omega$  de la brecha atmosférica entre la Tierra y las nubes debido a  $CO_2$  y  $H_2O$  moléculas en el rango de frecuencia donde el espesor óptico de la atmósfera es del orden de uno.


**Tabla 1.** Valores del flujo radiativo total de la atmósfera a la Tierra según se desprende de diferentes versiones del balance energético de la Tierra y su atmósfera con referencias que contienen una determinada versión de las fuentes. la altitud  $h_{cl}$  del límite de las nubes y la temperatura  $T_{cl}$  de la emisión de nubes se relacionan con la versión correspondiente del equilibrio energético de la Tierra.


**Tabla 2.** Flujos radiativos en  $W/m^2$  para los rangos de frecuencia indicados y el flujo radiativo total debido a un componente determinado. Los resultados de las evaluaciones [ 1 ] se dan entre paréntesis.


**Tabla 3.** Variaciones en los flujos radiativos para la atmósfera estándar como resultado de la duplicación de la  $CO_2$  concentración en un rango espectral indicado de  $CO_2$  moléculas. Los rangos de frecuencia  $\Delta \omega$  se dan en  $cm^{-1}$ , y los flujos radiativos se expresan en  $W/m^2$ . Los resultados de los cálculos [ 1 ] se dan entre paréntesis.


**Tabla 4.** Variaciones en los flujos radiativos desde la atmósfera estándar hacia la Tierra como cambio en la concentración de  $H_2O$  moléculas. Aquí,  $c(H_2O)$  es la concentración contemporánea de  $H_2O$  moléculas y  $c'(H_2O)$  es que a una nueva concentración de moléculas de agua. Los flujos radiativos representados se expresan en  $W/m^2$

**Nota del editor:** MDPI se mantiene neutral con respecto a reclamos jurisdiccionales en mapas publicados y afiliaciones institucionales.

© 2021 por los autores. Licenciario MDPI, Basilea, Suiza. Este artículo es un artículo de acceso abierto distribuido bajo los términos y condiciones de la licencia Creative Commons Attribution (CC BY) (<https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>).

## Compartir y citar

### Estilo MDPI y ACS

Smirnov, BM; Zhilyaev, DA Efecto invernadero en la atmósfera estándar. *Fundaciones* **2021**, *1*, 184-199. <https://doi.org/10.3390/foundations1020014>

### Estilo AMA

Smirnov BM, Zhilyaev DA. Efecto invernadero en la atmósfera estándar. *Fundaciones*. **2021**; *1*(2):184-199. <https://doi.org/10.3390/foundations1020014>

### Estilo Chicago/Turabiano

Smirnov, Boris Michailovich y Dmitri Alexandrovich Zhilyaev. 2021. “Efecto Invernadero en la Atmósfera Estándar” *Fundamentos* 1, no. 2: 184-199. <https://doi.org/10.3390/foundations1020014>

### Encuentra otros estilos

## Métricas del artículo

### Estadísticas de acceso a artículos

Article access statistics Article Views 30. May 31. May 1. Jun 2. Jun 3. Jun 4. Jun 5. Jun 6. Jun 7. Jun 8. Jun 9. Jun 10. Jun 11. Jun 12. Jun 13. Jun 14. Jun 15. Jun 16. Jun 17. Jun 18. Jun 19. Jun 20. Jun 21. Jun 22. Jun 23. Jun 24. Jun 25. Jun 26. Jun 27. Jun 28. Jun 29. Jun 30. Jul 1. Jul 2. Jul 3. Jul 4. Jul 5. Jul 6. Jul 7. Jul 8. Jul 9. Jul 10. Jul 11. Jul 12. Jul 13. Jul 14. Jul 15. Jul 16. Jul 17. Jul 18. Jul 19. Jul 20. Jul 21. Jul 22. Jul 23. Jul 24. Jul 25. Jul 26. Jul 27. Jul 28. Jul 29. Jul 30. Jul 31. Jul 1. Aug 2. Aug 3. Aug 4. Aug 5. Aug 6. Aug 7. Aug 8. Aug 9. Aug 10. Aug 11. Aug 12. Aug 13. Aug 14. Aug 15. Aug 16. Aug 17. Aug 18. Aug 19. Aug 20. Aug 21. Aug 22. Aug 23. Aug 24. Aug 25. Aug 26. Aug 27. Aug 0k 10k 2.5k 5k 7.5k  
Varias solicitudes de la misma dirección IP se cuentan como una vista.