

tante conocer como la radiación puede afectar el sistema acoplado dinámicamente atmósfera-oceános.

Como una primera aproximación, consideremos el equilibrio radiativo que se establecería si la Tierra no tuviera una envolvente fluida. La superficie reflejaría una fracción de la radiación incidente y absorbería el resto. Esta absorción de energía causa que la superficie terrestre se caliente hasta que la radiación emitida por efecto de su temperatura (*radiación térmica*) supusiera una pérdida de energía del mismo valor que la energía absorbida. La cantidad de energía por unidad de tiempo y por unidad de área  $U$  que se emite por la superficie de la Tierra, cuando ésta alcanza la temperatura de equilibrio  $T$ , está dada por la ley de Stefan-Boltzmann

$$U = \sigma_R T^4$$

donde  $\sigma_R = 5,7 \times 10^{-8} \text{ W/m}^2\text{K}^4$  es la constante de Stefan-Boltzmann. Por tanto, para la radiación que realmente absorbe la Tierra, según tienen en cuenta los datos anteriores para el albedo, tal equilibrio se lograría cuando la temperatura del ecuador alcanzase los 270 K, la temperatura del Polo Sur los 150 K, y la temperatura del Polo Norte los 170 K. Ya que la superficie terrestre es mucho más cálida, y además el contraste entre las distintas regiones mucho menor, estas diferencias se deben a la presencia del recubrimiento fluido de la Tierra. Este hecho afecta al equilibrio establecido de dos formas. Primero, la radiación puede ser absorbida o reflejada por la propia atmósfera. Segundo, tanto la atmósfera como el océano pueden transportar el calor de una región a otra, afectando así la distribución del campo radiativo. En la parte inferior de la atmósfera (70 % en masa), el principal factor físico responsable del equilibrio que se alcanza es la absorción de la radiación por el vapor de agua presente en la atmósfera. En niveles de la atmósfera superiores, otros elementos absorbentes como el dióxido de carbono o el ozono pueden tener un efecto importante. En general, como consecuencia de estos procesos de absorción, la temperatura de la superficie terrestre aumentará, en gran medida por el llamado efecto invernadero.

#### 5.5.2.1. Efecto invernadero

El equilibrio radiativo muestra temperaturas en la superficie terrestre mucho mayores que las que se producen en ausencia de atmósfera. Este hecho

está causado por el *efecto invernadero*. Para explicarlo exponemos el siguiente ejemplo, que se describe en la figura 5.25.

Consideremos la creación de un invernadero al colocar una pantalla horizontal de vidrio a una cierta altura por encima de la superficie terrestre. Se desprecian los efectos de borde en los lados laterales del invernadero. Utilizamos un vidrio que sea transparente a la radiación de longitud de onda corta, por ejemplo, por debajo de  $4\mu\text{m}$ , mientras que es parcialmente transparente para la radiación de mayor longitud de onda. Inicialmente tanto el vidrio como el suelo terrestre están fríos, y en ese momento comienza la incidencia vertical del flujo  $I$  de radiación solar. Dado que la temperatura de emisión de la superficie solar puede estimarse del orden de 6000 K, lo que corresponde a una longitud de onda efectiva del orden de  $0,5\mu\text{m}$ , la radiación solar atraviesa el vidrio sin atenuarse, y será absorbida por el suelo. El suelo se calienta hasta alcanzar la temperatura  $T_g$ , de forma que emite radiación térmica de larga longitud de onda con un flujo vertical ascendente  $U$  dado por la ley de Stefan

$$U = \sigma T_g^4$$

Prácticamente toda la radiación emitida a las temperaturas típicas de la atmósfera tienen longitud de onda por encima del valor  $4\mu\text{m}$  (el rango se sitúa entre  $4\mu\text{m}$  y  $100\mu\text{m}$ ), de forma que parte de esta radiación vertical ascendente, digamos una fracción  $e$ , será absorbida por el vidrio. Así, también el vidrio aumenta su temperatura, y emite radiación térmica, siendo  $B$  el flujo emitido en cada dirección vertical.

Cuando se alcanza el equilibrio radiativo, los flujos radiativos en la vertical deben compensarse entre sí. Esto es, en la dirección vertical ascendente se satisface

$$I = (1 - e)U + B$$

y en la dirección vertical descendente, de forma análoga

$$I + B = U$$

De estas dos ecuaciones, se obtiene la relación que nos permite calcular la temperatura del suelo terrestre

$$\sigma T_g^4 = U = \frac{I}{1 - \frac{e}{2}}$$

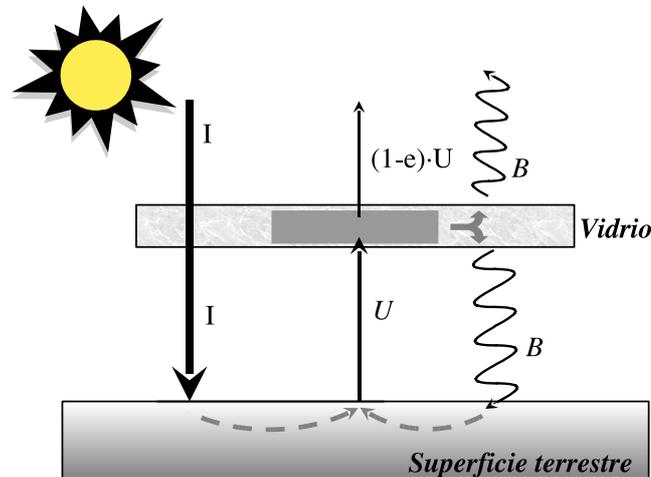


Figura 5.25: Descripción de un modelo simple que explica el efecto invernadero sobre la superficie terrestre. La cubierta de vidrio (contaminación atmosférica) absorbe parte de flujo de calor  $U$  emitido por la superficie terrestre de vuelta hacia el espacio exterior, estableciéndose un equilibrio radiativo con una temperatura superficial del suelo, mayor que en ausencia de contaminación.

Por tanto, la temperatura  $T_g$  es mayor que en ausencia del material absorbente ( $e = 0$ ). Este es el principio que establece el efecto invernadero. En el caso extremo de que el vidrio absorba toda la radiación,  $e = 1$ ,  $B = I$  lo que implica que el vidrio alcanza la misma temperatura que el suelo terrestre tendría en su ausencia. Además, en ese caso, el flujo total que recibe el suelo terrestre es  $I + B = 2I$ , con lo que la temperatura es mayor que en ausencia de vidrio, por el factor  $2^{1/4} = 1,19$ . Para cualquier otro valor no nulo de  $e$ , el suelo todavía recibe un flujo radiativo adicional  $B$ , que se suma al flujo  $I$  de onda corta, y supone que se alcanzará una temperatura superior.

Concretamente, en la atmósfera este material absorbente está distribuido verticalmente de forma continua más que confinada en una capa delgada. La generalización de las ideas anteriores al caso práctico es directa. Si son necesarios resultados más detallados, es necesario considerar la energía radiativa dividida en varios rangos de longitud de onda, y tener en cuenta la absorción selectiva en cada banda por separado. También debe incluirse el efecto de la dispersión y reflexión, así como la distribución de las nubes y los valores del albedo para ellas, y el suelo terrestre. En la figura 5.26, se muestra una estimación detallada del balance radiativo en la atmósfera, tomando como referencia un flujo incidente solar de 100 unidades.

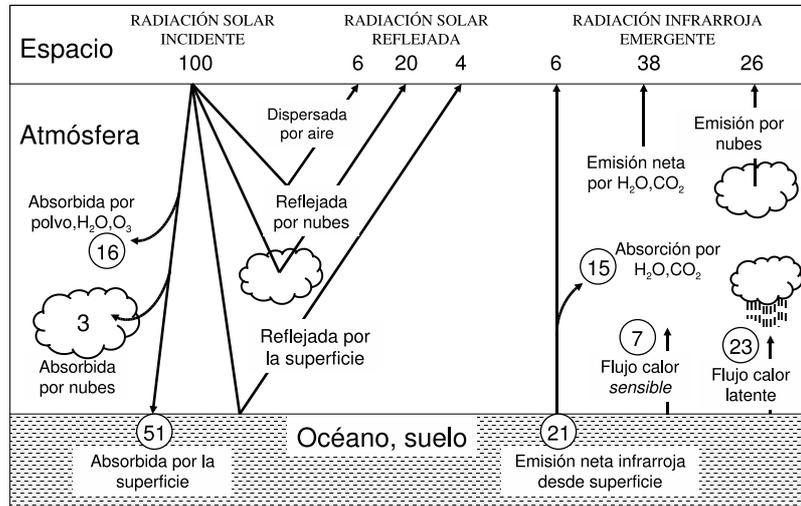


Figura 5.26: Estimación detallada del balance radiativo en la atmósfera, tomando como referencia un flujo incidente solar de 100 unidades. El flujo reflejado o dispersado de radiación de onda corta supone 30 unidades, 19 son absorbidas por la atmósfera, y 51 llegan a la superficie terrestre. La emisión neta de la superficie para la radiación es 21 unidades, y el restante flujo de calor (30 unidades) se transfiere por convección (de las zonas calientes hacia las zonas frías).

El flujo reflejado o dispersado de radiación de onda corta supone  $100\bar{\alpha} \simeq 30$  unidades. Tenemos entonces 70 unidades de flujo neto descendente en lo alto de la atmósfera, de los cuales 19 son absorbidos por la atmósfera, y 51 llegan a la superficie terrestre. Existe además una gran cantidad de radiación de onda larga que es absorbida por el suelo (98 unidades, no mostrada en la figura 5.26), de forma que representa una radiación devuelta desde la superficie terrestre. La emisión neta de la superficie para la radiación de onda larga (infrarrojo) es 21 unidades, y el restante flujo de calor (30 unidades) se transfiere por convección (de las zonas calientes hacia las zonas frías). El flujo vertical ascendente en lo alto de la atmósfera es de 70 unidades, como requiere el equilibrio radiativo para la radiación de onda corta recibida. La temperatura media superficial corresponde a un flujo de  $98 + 51 = 149$  unidades de flujo de energía radiativa hacia el suelo más que las 70 unidades emitidas desde lo alto de la atmósfera. Este último flujo debe ser identificado con una temperatura justo por encima del nivel de las nubes.