

El calentamiento global de la Tierra

Un ejemplo de equilibrio dinámico



CORDOBENSIS
PROGRAMA DE DIVULGACIÓN CIENTÍFICA
PARA LA ENSEÑANZA DE LAS CIENCIAS

Capuano, Vicente

El calentamiento global de la Tierra : un ejemplo de equilibrio dinámico/

Vicente Capuano y Javier Martín.

1a ed. - Córdoba : Agencia Córdoba Ciencia, 2005.

32 p. : il. ; 29x21 cm.

(Programa de Divulgación Científica para la Enseñanza de las Ciencias - Cordobensis)

ISBN 987-22457-2-X

1. Medio Ambiente. 2. Efecto Invernadero. I. Martín, Javier II. Título

CDD 304.28

Autor:

Capuano, Vicente

Martín, Javier

Esta publicación ha sido editada por el Área de Promoción Científica de la Agencia Córdoba Ciencias S.E.

Primera edición: Noviembre de 2005

Hecho el depósito de ley.

Impreso en Argentina - 2005

2000 ejemplares

Todos los derechos reservados.

Prohibida su reproducción total o parcial.

Presentación

Pocos temas científicos están recibiendo en la actualidad más atención popular que el cambio climático. La opinión pública y los funcionarios públicos han reaccionado a la preocupación que demuestra parte de la comunidad científica en relación con los efectos negativos que el desarrollo, aquel que provoca contaminación atmosférica, puede producir en el clima de la Tierra.

Sin embargo, esta preocupación no llega a la sociedad en forma adecuada. Los medios de comunicación destacan aquellos aspectos más espectaculares y a veces extrapolan consecuencias en relación con la temperatura global del planeta sin hacer notar las reservas que la propia comunidad científica tiene de algunos de los resultados que divulga. Los funcionarios por su parte, no advierten beneficios en el tratamiento de un tema que es sumamente complejo y cuyas consecuencias se percibirían a largo plazo.

En la educación formal no se observa la presencia de un tratamiento científico del cambio climático en razón de que los docentes de ciencias naturales de los niveles primario, medio y terciario, no han sido adecuadamente formados para abordarlo. En la bibliografía habitual que utilizan generalmente el tema se trata cualitativamente, con un enfoque biológico que incluye las consecuencias de dicho cambio sobre la vida de las distintas especies, en algunos casos con cierta espectacularidad, sin incluir un abordaje desde la físico química que explique las razones y cuantifique la magnitud del mismo. En consecuencia, cuando el docente trata esta problemática sólo puede hacerlo con un enfoque similar al que señalábamos como característico de los medios de comunicación, y es obvio que así sea, pues su formación se nutre en este caso sólo de la información que los medios brindan.

Es nuestro propósito analizar a continuación, el equilibrio dinámico de energía térmica en el planeta Tierra, ya que éste es el que determina el valor de su temperatura global. Para llevarlo a cabo tendremos en cuenta las leyes de la física y de la química involucradas, y los factores que contribuyen a producir cambios en el equilibrio, especialmente aquellos de origen antropogénico, es decir, que responden a la presencia del hombre en el planeta.

Los gases contaminantes provocados por el hombre son los únicos que, como factores de un posible desequilibrio, podemos controlar. Se podría argumentar a favor de reconocer lo difícil que resulta precisar sobre sus distintas contribuciones, pero la pregunta que vale la pena hacerse es: dado lo frágil del equilibrio dinámico y de la posibilidad cierta de que un pequeño desequilibrio provoque en un proceso de realimentación positiva un cambio de temperatura aún mayor -algo que intentaremos demostrar-, ¿será necesario lograr mayores certezas en relación con estos procesos o habrá que tomar medidas preventivas antes de que se inicien los cambios?

Estamos persuadidos de que todo lo que se exponga a continuación sólo tiene sentido si logra demostrar la fragilidad del equilibrio señalado. La educación, factor importante para moldear la moralidad del conjunto de individuos que componen la sociedad, y el acceso al conocimiento a través de la misma, pueden dar significado al problema y a las soluciones que se plantean para resolverlo.

Sólo se protege lo que se sabe en peligro, y sólo se reconoce el peligro cuando se ha entendido el funcionamiento de los sistemas naturales, sociales, políticos y económicos.

Vicente Capuano y Javier Martín

Introducción

El Sol emite radiación electromagnética -que llamamos de onda corta- como un cuerpo negro a una temperatura de aproximadamente 5.777 K (alrededor de 5.504 °C). La Tierra, que recibe parte de esta radiación, a su vez emite radiación electromagnética -llamada de onda larga- en función de la temperatura de su superficie (alrededor de 288 K que equivalen a aproximadamente 15 °C) y de algunas características de su atmósfera. No existe otro proceso de transmisión de energía térmica entre el Sol y la Tierra, debido a que en el sistema planetario solar y fuera de él, estrellas y planetas se encuentran rodeados por una capa de materia de pequeño espesor que llamamos atmósfera, y en el resto del espacio hay vacío. Finalmente, la radiación electromagnética que puede llegarnos de otros planetas (reflejan radiación electromagnética) o de otras estrellas, pueden despreciarse comparadas con la radiación que llega a la Tierra proveniente del Sol.

La Tierra, incluyendo su atmósfera, recibe radiación solar y del total que recibe devuelve una porción importante al espacio interestelar. El **albedo** (α), que en el caso de la Tierra es de aproximadamente el 31%, nos indica en porcentaje la radiación devuelta.

La superficie terrestre emite radiación electromagnética de onda larga, una parte de la cual es absorbida en los primeros kilómetros de atmósfera. Este fenómeno, denominado **efecto invernadero (EI)**, hace que la Tierra deba elevar su temperatura para lograr el equilibrio dinámico de energía, es decir, que la parte de radiación solar que recibe sea igual a la que escapa del planeta, incluyendo su atmósfera. Los gases atmosféricos son menos absorbentes para la radiación solar de onda corta que para la de onda larga emitida por el planeta. La consecuencia es que la existencia de atmósfera en la Tierra nos diferencia, por ejemplo, de la Luna. En ésta la temperatura media de la superficie es menor que la de nuestro planeta, aún cuando por ser también su albedo ($\alpha=7\%$) menor, absorbe mayor radiación solar. Este fenómeno natural ha permitido la existencia de vida sobre la Tierra, o sea, la existencia de la biosfera.

Entonces, ¿dónde está el peligro del efecto invernadero si en un principio nos beneficia? El peligro no está en el EI, sino en la intensificación del EI. Si la concentración de aquellos gases que provocan el efecto invernadero aumenta en la atmósfera, la temperatura de la Tierra también aumentará.

Gases de efecto invernadero

Menos del 1% de los gases de la atmósfera del planeta Tierra son gases de efecto invernadero. Aún cuando no son muy abundantes, estos ejercen un gran efecto. El dióxido de carbono (CO_2), vapor de agua (H_2O), metano (CH_4), óxido nitroso (N_2O), y otros gases, son moléculas que están compuestas de tres o más átomos, unidos con suficiente espacio entre sí como para poder vibrar lo que les permite absorber calor.

Se denominan **gases de efecto invernadero (GEI)** a los que contribuyen a la absorción de la radiación de onda larga emitida por la superficie terrestre y por la propia atmósfera. El principal GEI es el

Efecto invernadero

Las moléculas de los gases de efecto invernadero que están vibrando vuelven a emitir radiación, y es factible que ésta sea absorbida por otra molécula de gas invernadero. A este proceso, responsable de mantener calor cerca de la superficie de la Tierra, se le conoce como efecto invernadero.

Casi todos los gases restantes en la atmósfera de la Tierra son: nitrógeno (N_2) y oxígeno (O_2). Los dos átomos de estas moléculas están estrechamente unidos y no son capaces de vibrar, de manera que no absorben calor y no contribuyen con el efecto invernadero.

vapor de agua responsable de aproximadamente un 60 % del EI. Sin embargo, el más popular es el dióxido de carbono (CO_2), debido a que es el principal producto contaminante de la atmósfera derivado de la quema de combustibles fósiles y que, en consecuencia, responde a la presencia del hombre en el planeta. Otros contaminantes atmosféricos antropogénicos son los clorofluorcarbonos (CFCs), distintos óxidos del nitrógeno (NO_x), y el metano (CH_4).

No puede escapar a este análisis de la temperatura del planeta y sus consecuencias en la biosfera, un aspecto relacionado con la presencia de radiación solar de onda corta (longitudes de onda menores a los $0,40 \mu m$), popularmente conocida como **radiación ultravioleta (UV)**. La presencia en la atmósfera de O_2 (oxígeno molecular) y O_3 (ozono) impide el paso de esta radiación, dañina en general para los seres vivos y, en particular, para el hombre por sus acciones sobre la piel, los ojos, el ADN, etc.

En relación a ello, se han popularizado las expresiones "capa de ozono", "agujero en la capa de ozono", "espesor de la capa de ozono", para indicar la importancia de la presencia en la atmósfera del O_3 ; el cual actúa absorbiendo radiación próxima al espectro visible, menos energética que la radiación solar que absorbe el O_2 , pero mucho más intensa.

A continuación, profundizaremos sobre cada uno de los aspectos señalados y haremos pronósticos acerca de la presencia del ozono y de los GEI en la atmósfera, y el calentamiento global en los próximos 100 años.

La interacción electromagnética entre el Sol y la Tierra

Un método práctico para examinar las funciones de la atmósfera se obtiene a través de su balance energético. La ley de la conservación de la energía exige que demos cuenta de toda la energía recibida por la Tierra, de modo que observando las distintas formas de energía y sus transformaciones tendremos una orientación sobre los fenómenos atmosféricos. Esto es algo parecido a seguir en detalle lo que ocurre con cualquier sistema que por un lado recibe energía y por otro la pierde. La figura 1 nos presenta un diagrama esquemático de la energía que le proporciona el Sol a la Tierra incluyendo su atmósfera, de cómo ésta la devuelve al espacio y de cómo la distribuye en su interior. Más adelante nos ocuparemos de las distintas partes que forman este diagrama, significativas para analizar el calentamiento global del planeta.

Prácticamente toda la energía que llega a la Tierra procede del Sol. Interceptada en primer lugar por

la atmósfera, una parte es absorbida directamente, en especial por ciertos gases como el O_2 , el O_3 y el vapor de agua. Otra parte de la energía es reflejada al espacio por la atmósfera, por las nubes, y por la superficie terrestre. Por último, la parte restante de la energía radiante del Sol es absorbida por la superficie de la Tierra. Entre ésta y la atmósfera se efectúan intercambios de energía de diversos modos: radiación, conducción, evaporación y convección. La energía cinética del aire en movimiento es consecuencia de diferencias de temperatura en el interior de la atmósfera, de

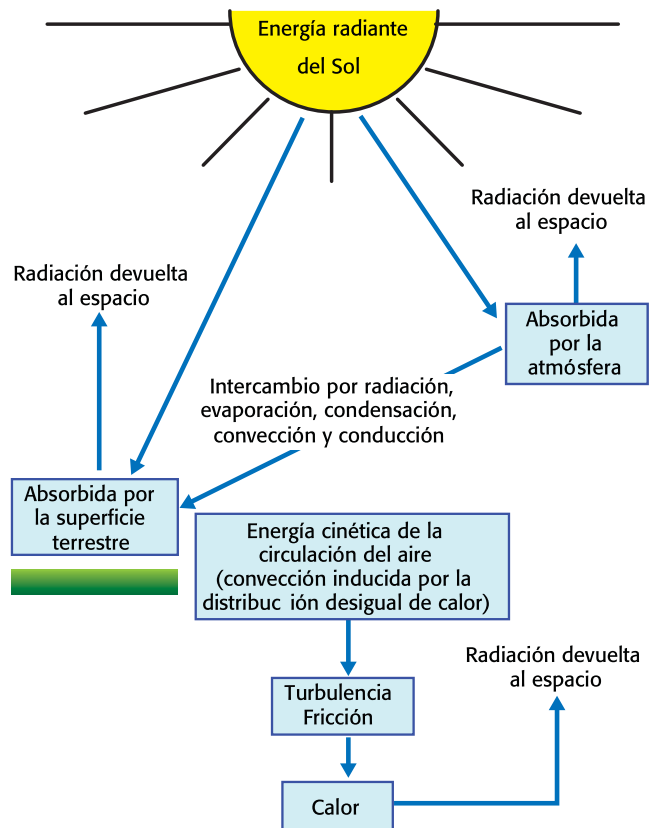


Figura 1. Diagrama del flujo de energía.

manera muy parecida al modo como un motor térmico convierte las diferencias de temperaturas en el interior y el exterior de la cámara de combustión en movimiento del pistón. Y finalmente, la fricción transforma constantemente cierta parte de la energía cinética en calor. La combinación de todos estos procesos, enumerados en la figura 1, produce los complejos fenómenos atmosféricos que caracterizan el tiempo y el clima de una determinada región del planeta. La temperatura global (promedio en todo el planeta y por períodos de tiempo prolongados, por ejemplo un año) es una consecuencia de la interacción electromagnética entre el Sol y la Tierra, incluyendo en ésta su atmósfera; y la temporal (períodos cortos de tiempo, por ejemplo un día) es consecuencia de la interacción mencionada y también de determinados fenómenos atmosféricos locales. A la temperatura promedio de la Tierra, por períodos prolongados, se la toma como referencia para analizar el calentamiento global.

La física y la radiación electromagnética: Ley de Planck, Ley de Wien y Ley de Stefan

Un cuerpo, a una determinada temperatura, irradia ondas electromagnéticas de acuerdo al diagrama de la Figura 2. En él se advierte que tanto para pequeñas como para grandes longitudes de onda, la radiación disminuye. En la zona central de la curva se encuentra un máximo de radiación, y se observa que la longitud de onda para la cual éste ocurre se va modificando con la temperatura. La Ley de Planck (1) esta-

blece precisiones acerca del fenómeno que ocurre en la materia que irradia, y logra deducir una expresión analítica que se ajusta admirablemente bien a los resultados experimentales.

$$\mathfrak{R}_{(\lambda,T)} = \frac{2\pi c^2 h}{\lambda^5} \frac{1}{\left(e^{\frac{hc}{k\lambda T}} - 1 \right)} \quad (1)$$

Donde: $\mathfrak{R}_{(\lambda,T)}$ es la potencia irradiada o radiación del cuerpo en Vatios [W]=[J/s], por unidad de superficie de radiación [m²] y por unidad de longitud de onda [m]; $c=3 \times 10^8$ m/s es la velocidad de la luz en el vacío; $h=6,63 \times 10^{-34}$ J.s es la constante de Planck; λ es la longitud de onda de la radiación [m]; $k=1,38 \times 10^{-23}$ J/K es la constante de Boltzmann; y T es la temperatura del cuerpo en grados Kelvin [K].

El espectro visible se muestra en detalle en la Figura 3, en la que se destacan las longitudes de onda correspondientes.

La Ley de Wien (2) relaciona el valor de longitud de onda (λ_{max}) para la cual la radiación es máxima, con la temperatura (T) del cuerpo que irradia,

$$\lambda_{max} \cdot T = 2,898 \times 10^{-3} \text{ m.K} \quad (2)$$

y finalmente, la Ley de Stefan (3) cuantifica la potencia irradiada en Vatios (Joule por segundo) o en calorías por segundo por un determinado cuerpo en función de la temperatura, de su superficie y las características de la misma.

$$H = Ae\sigma T^4 \quad (3)$$

Radiación electromagnética

La radiación electromagnética es una combinación de campos eléctricos y magnéticos oscilantes y perpendiculares entre sí que se propagan a través del espacio a la velocidad de la luz transportando energía de un lugar a otro. A diferencia de otros tipos de onda, como el sonido, que necesitan un medio material para propagarse, la radiación electromagnética se puede propagar en el vacío.

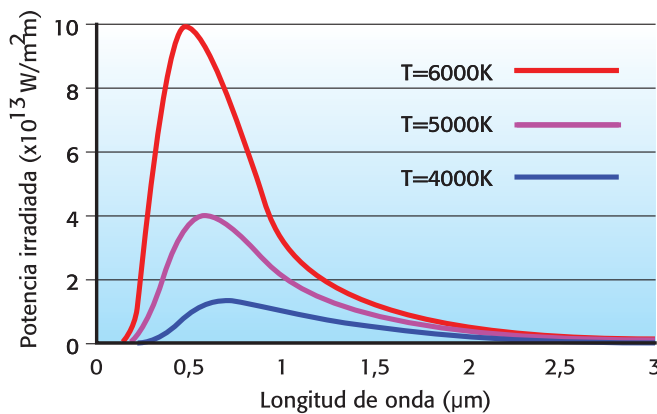
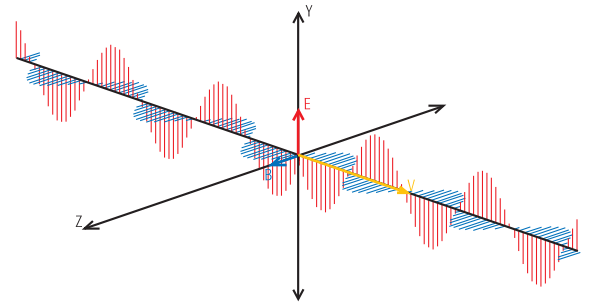


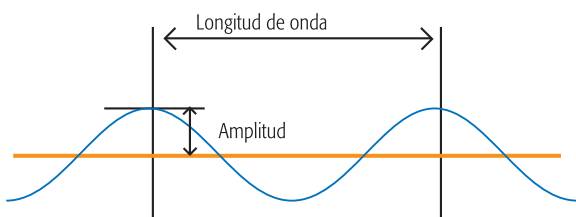
Figura 2. Potencia irradiada o radiación de un cuerpo en [W]=[J/s], para distintas temperaturas (T), por unidad de superficie de radiación y por unidad de longitud de onda.



Figura 3. Detalle del espectro visible.

Longitud de onda

En ondas armónicas, se define la longitud de onda como la separación espacial existente entre dos puntos cuyo estado de movimiento es idéntico. Lo más sencillo para medirla es fijarse en la distancia existente entre dos crestas o dos valles de una onda. Se suele representar con la letra griega λ (lambda).



Donde: H es la energía emitida por el cuerpo en vatios; A es su área en $[m^2]$; " e " es la emisividad de la superficie (depende de las características de la misma y su valor oscila entre 0 y 1); $\sigma = 1,36 \times 10^{-11} \text{ kcal/s.m}^2.K^4 = 5,67 \times 10^{-8} \text{ W/m}^2.K^4$ es la constante de Stefan; y T es la temperatura en $[K]$. La Ley de Wien y la de Stefan se deducen de la de Planck.

Energía solar y temperatura media de la Tierra: un ejemplo de equilibrio dinámico

En este apartado analizaremos, utilizando las leyes físicas del punto anterior, la temperatura de la Tierra considerando que toda la energía que recibe proviene del Sol. El Sol tiene un movimiento lento de rotación, y ni por su brillo ni por su tamaño es una estrella extraordinaria. Está formado por gas muy denso, a una elevadísima temperatura que disminuye hacia el exterior, y sobre una superficie

esférica de radio¹ $R_s = 696.000 \text{ km}$ puede considerarse que la temperatura² es de alrededor de 5.777 K .

La energía que genera el Sol puede calcularse utilizando la Ley de Stefan. En el cálculo consideraremos al Sol como un cuerpo negro ($e_s = 1$), y para su superficie tomaremos la de una esfera de radio R_s .

$$H_s = e_s \cdot (4\pi R_s^2) \cdot \sigma \cdot T_s^4 = (4\pi R_s^2) \cdot \sigma \cdot T_s^4 \quad (4)$$

Una cantidad muy utilizada en el ámbito de la meteorología es la constante solar C_s , llamada así la cantidad de energía solar que llega a una superficie perpendicular a los rayos del Sol a la distancia media Sol-Tierra. La figura 4 muestra mediciones realizadas por la NASA³ desde satélites fuera de la atmósfera entre

los años 1980 y 2005. Puede tomarse como valor medio de dichas mediciones $C_s = 1.367 \text{ W/m}^2$. Las tormentas solares, y la actividad solar en general, provocan los cambios de C_s que se perciben en la figura.

La intensidad I de la radiación solar a una distancia igual a la distancia Sol-Tierra [$d_{(s-t)}$] es lo que se llamó constante solar C_s . Si consideramos que la radiación solar se distribuye en superficies esféricas, para

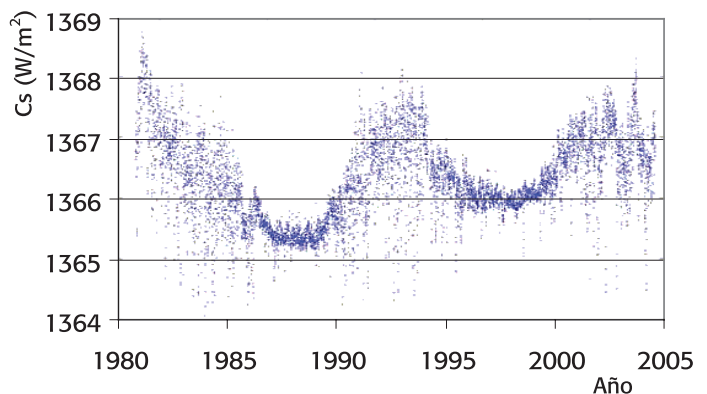


Figura 4. Mediciones de la constante solar C_s , realizadas por la NASA, desde satélites fuera de la atmósfera.

1, 2: El interior oculto del Sol, donde se produce la reacción nuclear de fusión mediante la cual núcleos de átomos de hidrógeno se combinan para formar núcleos de helio, se encuentra a varios millones de grados Kelvin. Esta temperatura, muy difícil de medir, disminuye a medida que nos alejamos del centro del Sol hasta llegar a su fotosfera que es la región de la atmós-

la distancia Sol-Tierra $d_{(s-t)}=149,6$ millones de kilómetros (Figura 5), la constante solar resulta:

$$I = C_s = \frac{H_s}{4\pi d_{(s-t)}^2} \quad (5)$$

Reemplazando (4) en (5), y simplificando, resulta:

$$I = C_s = \frac{R_s^2 \cdot \sigma \cdot T_s^4}{d_{(s-t)}^2} \quad (6)$$

La energía que recibe la Tierra (figura 6) es la que recibe una superficie proyectada:

$$Ht = I \pi R_t^2 \quad (7)$$

Ahora bien, como ya lo señalamos, la Tierra presenta determinadas características para la absorción de la radiación solar, ya que una buena parte de la radiación que recibe es reflejada al espacio exterior en

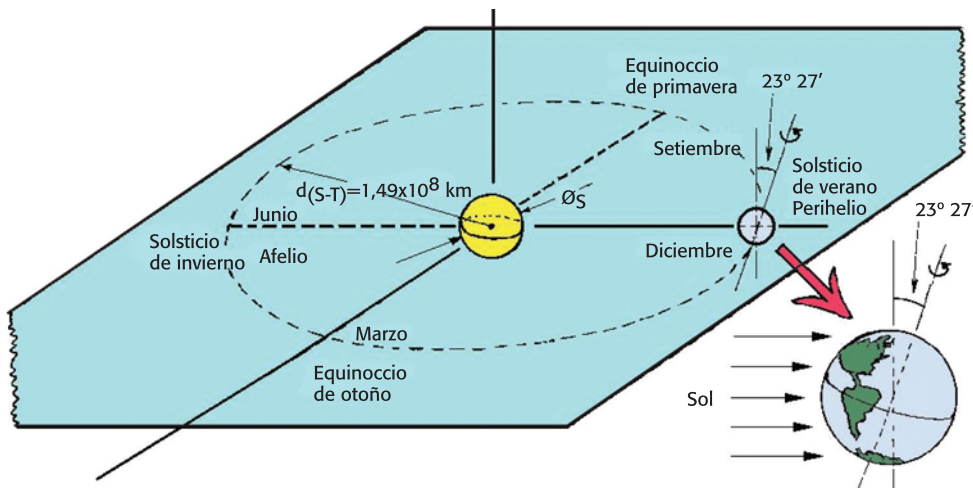


Figura 5. Sistema Sol-Tierra.

un porcentaje que llamamos **albedo planetario** (α_p). En él se incluye el efecto de las nubes, los océanos cubiertos o no de hielo, el estado de la superficie terrestre, etc. La figura 7 muestra la radiación solar que refleja la Tierra, para la que se estima un

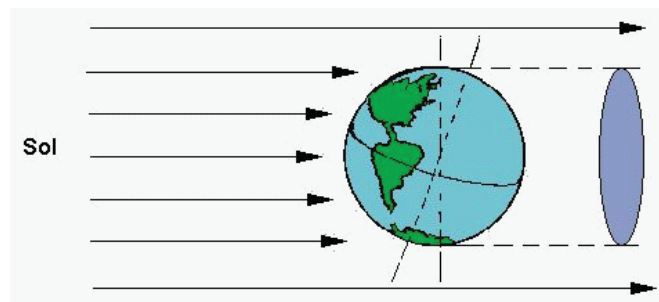


Figura 6. Radiación solar que intercepta la Tierra.

fera solar (superficie esférica de radio R_s y temperatura T_s) desde la cual se irradia al espacio la energía electromagnética que llega a la Tierra. A R_s y T_s se los toma como radio y temperatura del Sol y no hay acuerdo entre autores de libros de física y de meteorología e investigadores, sobre qué valores tomar. En un proceso inverso al planteado en este trabajo, conocida con precisión la constante solar C_s , (radiación electromagnética solar que llega a la Tierra), figura 4, y seleccionado un valor, el más frecuente en la bibliografía, para $R_s=696.000$ km, calculamos $T_s=5.777$ K, para que resulte la constante solar medida.

3: También en este caso, como señalamos en las notas al pie 1 y 2, distintos autores no acuerdan con los valores de la constante solar. Por dicho motivo consultamos la fuente que indicamos.

Albedo

El albedo es el cociente entre la radiación solar que es devuelta al espacio y el total de la radiación solar recibida. Las superficies claras tienen valores de albedo superior a las oscuras.

albedo planetario del 31%. En consecuencia, el segundo miembro de la expresión (7) debiera ser afectado por el factor $(1-\alpha_t)$, para considerar la parte de la radiación que recibe la Tierra. Haciéndolo y reemplazando I de la expresión (6) en la (7), se obtiene para la energía que recibe la Tierra por unidad de tiempo [J/s] o [Cal/s]:

$$H_t = \frac{R_s^2 \cdot \sigma \cdot T_s^4}{d_{(s-t)}^2} \left[(1-\alpha_t) \pi R_t^2 \right] \quad (8)$$

La Tierra también emite radiación H_t' por temperatura, y para calcularla podemos utilizar la Ley de Stefan. Pero no puede considerarse a la Tierra como un emisor ideal ($e=1$), en razón de que presenta



Figura 7. Radiación reflejada por la Tierra.
Foto misión Apolo 15 NASA.

características de absorción de su propia radiación electromagnética: la superficie terrestre emite radiación electromagnética de onda larga, una parte de la cual es absorbida en los primeros kilómetros de atmósfera. Este fenómeno hace que la Tierra en su superficie deba elevar su temperatura para lograr el equilibrio dinámico, es decir, que la parte de radiación solar recibida sea igual a la que escapa del planeta incluyendo su atmósfera. En consecuencia, si el porcentaje de radiación terrestre que absorbe la atmósfera se indica con β_t , la parte de radiación que escapa del planeta será $(1-\beta_t)$ de la radiación emitida por la superficie

del mismo. La Tierra en las proximidades de su superficie emite:

$$H_t' = (1-\beta_t) \cdot 4\pi R_t^2 \cdot \sigma \cdot T_t^4 \quad (9)$$

donde se ha reemplazado en la Ley de Stefan a "e" por $(1-\beta_t)$ y a la superficie de radiación por $4\pi R_t^2$. Hemos considerado un valor de temperatura (T_t) medio para toda su superficie.

El equilibrio dinámico de la temperatura exige un balance de energía para el planeta Tierra, la energía electromagnética que recibe del Sol debe ser igual a la que emite. En consecuencia, H_t debe ser igual a H_t' y la temperatura de la Tierra T_t debe ajustarse para que ello ocurra. Igualando (8) con (9) y despejando T_t resulta:

$$T_t = \sqrt[4]{\frac{(1-\alpha_t) \cdot R_s^2}{(1-\beta_t) \cdot d_{(s-t)}^2 \cdot 4}} \cdot T_s \quad (10)$$

expresión que puede utilizarse para cualquier planeta siempre que se conozca su albedo α_p , el coeficiente de absorción a su radiación propia β_p , y su distancia al Sol $d_{(s-p)}$.

Sólo a efectos de comparar cómo se modificaría la temperatura de los planetas con su distancia al Sol, en la expresión (10) consideramos nulo el albedo ($\alpha_p=0$) y también nulo el coeficiente de absorción de la propia radiación del planeta ($\beta_p=0$), llegando a una expresión:

$$T_p = \left[\sqrt[4]{\frac{(1-\alpha_p) \cdot R_s^2}{(1-\beta_p) \cdot 4}} \cdot T_s \right] \cdot \frac{1}{\sqrt{d_{(s-p)}}} = \frac{1,08 \times 10^8}{\sqrt{d_{(s-p)}}} \quad (11)$$

La tabla I muestra los valores calculados para la temperatura media de todos los planetas del sistema planetario solar:

Planeta	Mercurio	Venus	Tierra	Marte	Júpiter	Saturno	Urano	Neptuno	Plutón
Temperatura [K]	447	329	279	226	122	90	64	51	44

Tabla I

Estas temperaturas, que no son las que experimentan los distintos planetas del sistema solar en razón de que los valores de α y de β de cada uno de ellos las modifican, pueden ser utilizadas para analizar la expectativa de vida de nuestra especie en función de la temperatura.

La vida y la temperatura: límites de tolerancia

Analizar los límites de tolerancia de temperatura dentro de los cuales nuestra especie tiene expectativa de supervivencia, crecimiento y evolución en el planeta, exige considerar la estructura general de los ecosistemas en lo que hace a sus factores bióticos y abióticos. Los cambios de temperatura afectan la presencia de otras especies en función de sus límites de tolerancia (factores bióticos) y pueden provocar alteraciones en los valores de muchos agentes físicos y químicos (factores abióticos) de los cuales los principales son: el régimen de lluvias, la humedad, la presión, los nutrientes del suelo y los componentes químicos de la atmósfera. Estos factores afectan también la capacidad de sobrevivir de los organismos, aunque cada uno influye en forma distinta en cada especie.

La interacción entre especies está caracterizada por la biología en lo que denomina **asociaciones de sustento mutuo**. En algunos casos estas asociaciones se establecen en relación a la alimentación, donde en un caso una especie se beneficia y la otra resulta dañada en mayor o menor medida; en otros se da el **comensalismo**, cuando las especies comparten un mismo recurso alimenticio sin establecer competencia entre ellas, y en el que una se encarga de conseguir el recurso mientras que la otra lo aprovecha sin esforzarse. También en otros toma la forma de **mutualismo o asociación de beneficio mutuo**, en la que se favorecen las dos especies que intervienen, como por ejemplo entre las flores y los insectos: éstos toman el néctar de aquéllas, que a su vez son polinizadas. En algunos casos, la asociación se hace tan estrecha que las especies participantes no pueden vivir solas.

En relación a nuestra especie, también se debe hacer mención a cómo el hombre, sobre la base de su cultura, puede aprovechar una mayor cantidad de recursos utilizando su capacidad tecnológica. Esta diferencia fundamental con el resto de los seres vivos, le ha permitido a la especie humana impulsar el desarrollo de tecnologías gracias a las cuales ha sido capaz de modificar a su favor las condiciones existentes en su entorno. Resumiendo, las necesidades del hombre provocan los avances tecnológicos, que a su vez imponen una búsqueda de nuevos recursos y un desarrollo de nuevas tecnologías.

Este lazo de realimentación le ha permitido pasar de sobrevivir a duras penas con lo que el entorno le ofrecía, a realizar modificaciones irreversibles sobre el mismo. Dichas modificaciones causan graves impactos sobre el medio, y el consumo de recursos es tan elevado que se puede llegar al límite de lo que la naturaleza puede ofrecer. Es decir, el manejo de recursos tecnológicos puede ampliar la zona de tole-

rancia, pero siempre existirán límites (superior e inferior) de temperatura que definirán la zona más apta para la vida de la especie.

Como ya señalamos, el hombre necesita para su supervivencia de determinadas características abióticas de los sistemas y de la presencia de otras especies en una particular asociación de sustento mutuo. Distintos estudios demuestran que cada especie tiene para un factor determinado, en este caso la temperatura, un **punto óptimo**.

Si nos apartamos del valor que corresponde al punto óptimo, el desempeño de la especie mengua, y si nos apartamos más todavía, puede que no sobreviva.

El punto en el que ocurre la mejor respuesta de la especie, es pues, el punto óptimo, pero dado que suele encontrarse en un intervalo de varios grados, es común hablar de **margen óptimo**. Además, la variación total del factor dentro del cual aún se da el crecimiento y la evolución de la especie recibe el nombre de **margen de tolerancia**, y sus puntos extremos se denominan **límites de tolerancia**. Entre el margen óptimo y el límite superior o inferior de tolerancia hay zonas de tensión, es decir, conforme el factor se aparta en un sentido u otro del margen óptimo, los organismos sufren mayor tensión hasta que, al cruzar el límite, ya no logran sobrevivir.

En el caso de la especie humana y su comportamiento frente a distintas temperaturas, los límites de tolerancia (figura 8) se fijan aproximadamente entre los valores 0 °C, el inferior, y 50 °C, el superior.

Resulta útil, para analizar la probabilidad de que una especie similar a la humana sobreviva y evolucione en otro planeta, representar las distintas temperaturas de los planetas calculadas con la expresión (11) en la que se consideró $\alpha=0$ y $\beta=0$, en función de la distancia entre el Sol y cada uno de los planetas y compararla con la zona definida por los límites de tolerancia de la especie humana (figura 9), donde se toma la d_{s-t} igual a una unidad astronómica [U.A.]. Nitidamente se percibe lo hospitalaria que resulta la Tierra para la presencia del hombre.

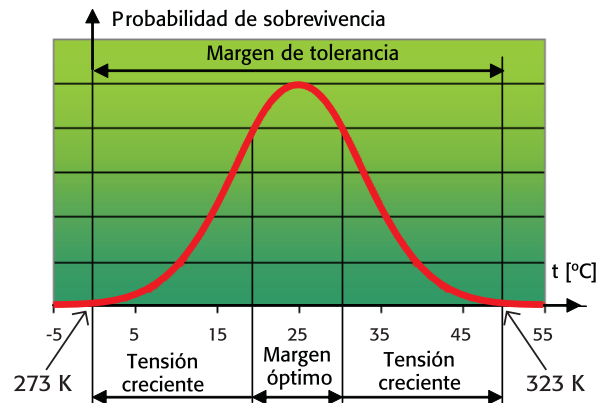


Figura 8. Punto óptimo, zonas de tensión y límites de tolerancia.

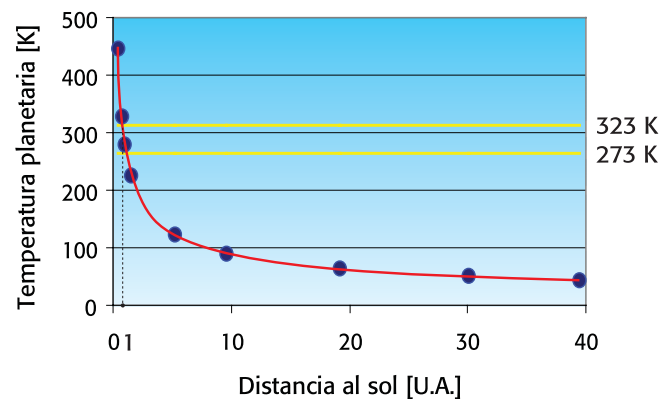


Figura 9. Temperatura de los distintos planetas (calculadas con $\alpha=0$ y $\beta=0$), y límites de tolerancia de temperatura de la especie humana.

La temperatura planetaria como función de α y de β

Si hacemos un análisis más preciso, al menos de los planetas más próximos a la Tierra, considerando para cada uno de ellos su albedo α , y nulo su coeficiente de absorción β , utilizando la expresión (10) resultan las temperaturas que muestra la Tabla II en su tercera columna desde la izquierda. Ésta indica para la Tierra una temperatura muy baja, 254 K. Es decir unos $-19\text{ }^{\circ}\text{C}$. También muestra como, por ejemplo, la temperatura de Venus es menor a la de la Tierra aún cuando este planeta se encuentra más próximo al Sol que la Tierra. El albedo de Venus (0,77) es quien provoca este fenómeno. Con esta tabla hemos querido indicar la fuerte influencia que tiene en la temperatura de los planetas, el albedo.

En la cuarta columna de la tabla II, contando desde la izquierda, se indican los valores medidos de temperatura para los planetas citados en la tabla. Dichos valores se explican por medio de los coeficientes de absorción β , los que tienen en cuenta la parte de la radiación propia del planeta que retiene su atmósfera. Estos coeficientes, difíciles de calcular teniendo en cuenta la química de la atmósfera que él emite, es decir los distintos gases que componen su atmósfera y las propiedades de absorción de la radiación del planeta, pueden calcularse con la expresión (11), tomando como dato la temperatura medida para el planeta.

Planeta	Albedo (α)	Temperatura calculada [K]	Temperatura medida [K]	Coefficiente β
Venus	0,77	227	750	0,99
Tierra	0,31	254	288	0,40
Marte	0,15	217	240	0,33
Júpiter	0,58	98	123	0,59

Tabla II

En la columna de la derecha se indican los valores de β calculados. Para obtener en el caso de la Tierra un valor promedio de temperatura de 288 K, hay que aceptar un coeficiente de absorción $\beta=0,40$. En el

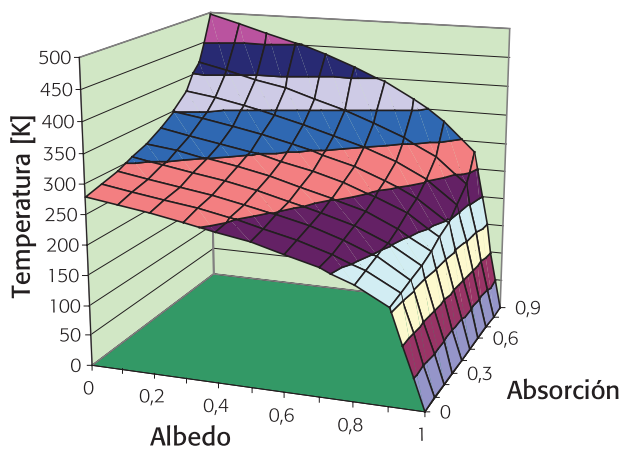


Figura 10. Temperatura de la Tierra en función del albedo α y del coeficiente de absorción β .

caso de Venus, un albedo de 0,77 y obviamente su proximidad, hace que lo veamos tan brillante como lo vemos, y una atmósfera muy densa que no permite escapar la radiación de su superficie ($\beta=0,99$) hace que su temperatura sea tan alta.

Resulta interesante analizar qué ocurriría con la temperatura de nuestro planeta si se opera un cambio en el valor del albedo (α) y/o en el valor del coeficiente de

absorción (β). La figura 10 representa la temperatura de la Tierra como función de ambos coeficientes $T(\alpha, \beta)$, en una representación en tres dimensiones.

Otras representaciones que resultan útiles y más sencillas de analizar son las que muestran las figuras 11 y 12. En la primera de ellas, se destaca cómo se modifica la temperatura del planeta con un cambio del albedo ($0,10 < \alpha < 0,50$) manteniendo constante el coeficiente de absorción ($\beta=0,40$), mientras que en la figura 12 se ha representado el cambio en la temperatura de la Tierra con un cambio del coeficiente de absorción ($0,20 < \beta < 0,60$) manteniendo constante el albedo ($\alpha=0,31$).

Para cambios razonables en los coeficientes α y β , que en próximos apartados analizaremos como probables de que puedan ocurrir, resultan cambios significativos en la temperatura, comparados con los valores de temperatura de nuestro planeta en los últimos miles de años. La figura 13 muestra el valor de temperatura media sobre la Tierra durante los últimos 800.000 años. Cuando los valores de temperatura bajaron a $12\text{ }^\circ\text{C}$ se dieron los períodos glaciares.

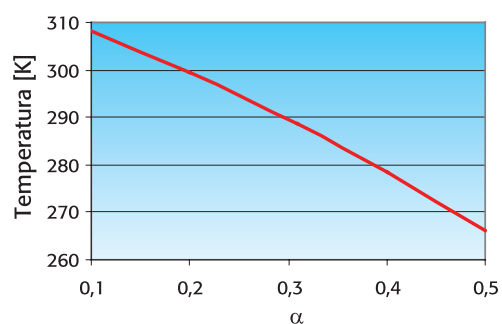


Figura 11. Temperatura de la Tierra en función de α , para $\beta=0,40$.

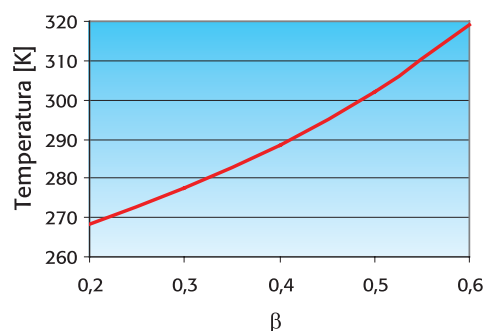


Figura 12. Temperatura de la Tierra en función de β , para $\alpha=0,31$.

Entre distintos autores no existe acuerdo sobre la disminución de temperatura en dichos períodos: descensos de $3\text{ }^\circ\text{C}$ a $5\text{ }^\circ\text{C}$ respecto de la temperatura media actual son los valores que se estiman. Si bien los cambios en la temperatura media no parecen significativos, durante esos períodos, por encima y por debajo de una latitud de 35° , los continentes tenían un espesor de hielo de $1,5\text{ km}$.

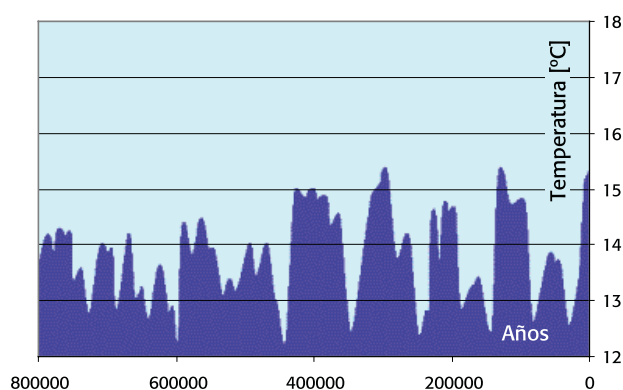


Figura 13. Temperatura media sobre la Tierra, los últimos 800.000 años.

Las variaciones de la radiación solar que llega al planeta

El valor de la constante solar y sus cambios ya fueron analizados en un apartado anterior. La excentricidad de la órbita de la Tierra y la oblicuidad del eje de rotación, son fenómenos que provocan más que nada cambios en la distribución de energía y no afectan a la temperatura media ya que sus efectos se promedian durante el año. A título de curiosidad, analizamos las consecuencias del movimiento de la Tierra según una órbita elíptica, ligeramente excéntrica ($e=0,02$), alrededor del Sol a una distancia media de $1,496 \times 10^{11}$ m. La excentricidad "e", cuyo valor oscila entre 1 y 0, define el grado de alargamiento de la elipse: cuando "e" se aproxima a 0 la órbita se parece cada vez más a una circunferencia, y a medida que se acerca a 1 se hace cada vez más alargada.

Con el valor de la excentricidad y el radio medio "R" de la trayectoria, pueden calcularse las distancias mínima (ρ_1) y máxima (ρ_2) entre el Sol y la Tierra.

$$\rho_1 = \frac{2R(1-e)}{1+\sqrt{1-e^2}} \quad (12)$$

Para el caso de la Tierra, resulta: $\rho_1=152,6 \times 10^6$ km y $\rho_2=146,6 \times 10^6$ km

Con estos valores se pueden repetir los cálculos del apartado anterior para cada distancia. Tanto la constante solar como la temperatura de la Tierra no cambian significativamente cuando se consideran las distancias ρ_1 y ρ_2 en lugar de "R".

La energía que irradia el Sol y la que irradia la Tierra

La energía radiante que emite el Sol abarca un amplio campo del espectro electromagnético, desde los rayos muy cortos (γ y X) hasta las longitudes de onda de radio. La tasa de emisión de

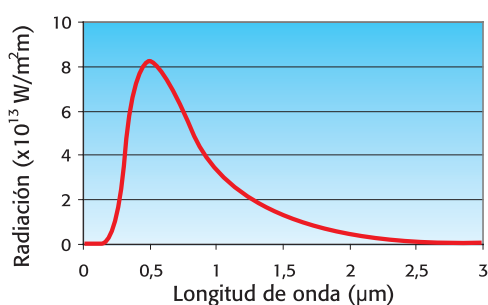


Figura 14. Espectro de la energía que irradia el Sol.

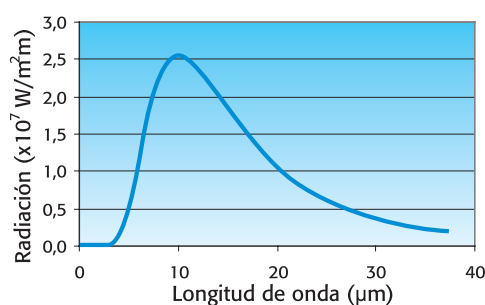


Figura 15. Espectro de la energía que irradia la Tierra.

energía por cada metro cuadrado de superficie como función de la longitud de onda es muy similar a la de un "cuerpo negro" o ideal a 5777 K, como se muestra en la figura 14. Se observará que existe radiación en la porción visible del espectro, con un máximo de radiación en la longitud de

onda de aproximadamente $0,5 \mu\text{m}$ ($1 \mu\text{m} = 0,001 \text{ mm} = 1 \times 10^{-6} \text{ m}$), que es de color azul verdoso (esta longitud de onda puede calcularse utilizando la Ley de Wien). En contraposición, un cuerpo a 288 K ($15 \text{ }^\circ\text{C}$), similar a la temperatura media de la Tierra (figura 15), no emite radiación en la porción visible del espectro, y su máximo de radiación se produce para una longitud de onda de aproximadamente $10 \mu\text{m}$. Asimismo, la Tierra irradia menor energía (la energía irradiada es función de T^4) que la que irradia un cuerpo a 5777 K ; su radiación máxima ($2,53 \times 10^7 \text{ W/m}^2 \cdot \text{m}$) es de un orden de magnitud seis veces menor que el máximo de radiación del Sol ($8,22 \times 10^{13} \text{ W/m}^2 \cdot \text{m}$). Por un problema de escalas, no pueden representarse ambos espectros en un mismo diagrama.

¿Qué ocurre con la enorme cantidad de energía que llega a la Tierra en forma de ondas electromagnéticas? Cuando los rayos llegan a la atmósfera terrestre, una parte la atraviesa sin modificarse, otra es absorbida por la atmósfera y el resto es reflejado al espacio. A continuación examinaremos la forma como se comportan estas tres porciones.

Absorción, reflexión y transmisión de la radiación en la atmósfera

Ozono

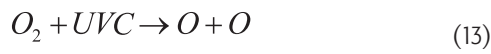
El ozono es el estado del oxígeno en el que cada molécula se compone de tres átomos del mismo (O_3). A temperatura y presión ambientales el ozono es un gas de olor acre e incoloro, que en grandes concentraciones puede volverse azulado.

El O_2 , el O_3 , el vapor de agua, el CO_2 , el CH_4 , los CFCs, los NO_x y las partículas de polvo son los absorbentes más importantes de la radiación de "onda corta" del Sol y de la radiación de "onda larga" de la Tierra. Los gases son **absorbentes selectivos**, lo cual significa que absorben con gran intensidad ciertas longitudes de onda, con poca intensidad otras y son transparentes para el resto.

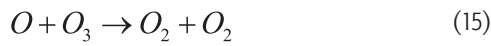
La figura 16 ilustra sobre la absorción del O_2 y del O_3 (parte a), del vapor de agua (parte b), y de los principales gases que componen la atmósfera incluyendo los anteriores (parte c). En el eje de las ordenadas se muestra el coeficiente de absorción, C_a : $C_a=1$ indica que toda la radiación solar recibida es absorbida por la atmósfera, mientras que $C_a=0$ que el medio es transparente a la radiación recibida. La capacidad de absorción de un gas es la fracción de radiación incidente que es absorbida.

La radiación ultravioleta muy corta⁴ (menos de $0,20 \mu\text{m}$) procedente del Sol es absorbida (figura 16.a) por el O_2 , y lo separa en dos átomos en los niveles superiores de la atmósfera; estos átomos de oxígeno libres se combinan con moléculas de oxígeno para formar el ozono. Químicamente las reacciones serían:

⁴: La radiación ultravioleta (UV) abarca las longitudes de onda del espectro electromagnético comprendidas entre $0,1$ y $0,4 \mu\text{m}$. Considerada como parte del espectro de la radiación solar que llega al límite de la atmósfera, su intensidad es bastante menor que la correspondiente a la radiación en las zonas visible e infrarrojo próximo del espectro. En la región del espectro solar correspondiente a la radiación UV se distinguen tres zonas, definidas en función de los efectos que esta radiación produce sobre los seres vivos: UVC ($0,10$ a $0,28 \mu\text{m}$), UVB ($0,28$ a $0,32 \mu\text{m}$) y UVA ($0,32$ a $0,40 \mu\text{m}$).



No todas las moléculas de oxígeno que se separan se convierten en ozono. Algunos oxígenos libres se combinan con el ozono para dar lugar a dos moléculas de oxígeno, según la reacción:



Ahora bien, el ozono tiene energía de enlace menor que el oxígeno molecular, en consecuencia necesita menor energía para separarse. Luz ultravioleta de menor energía ($E=hf=hc/\lambda$), es decir mayor longi-

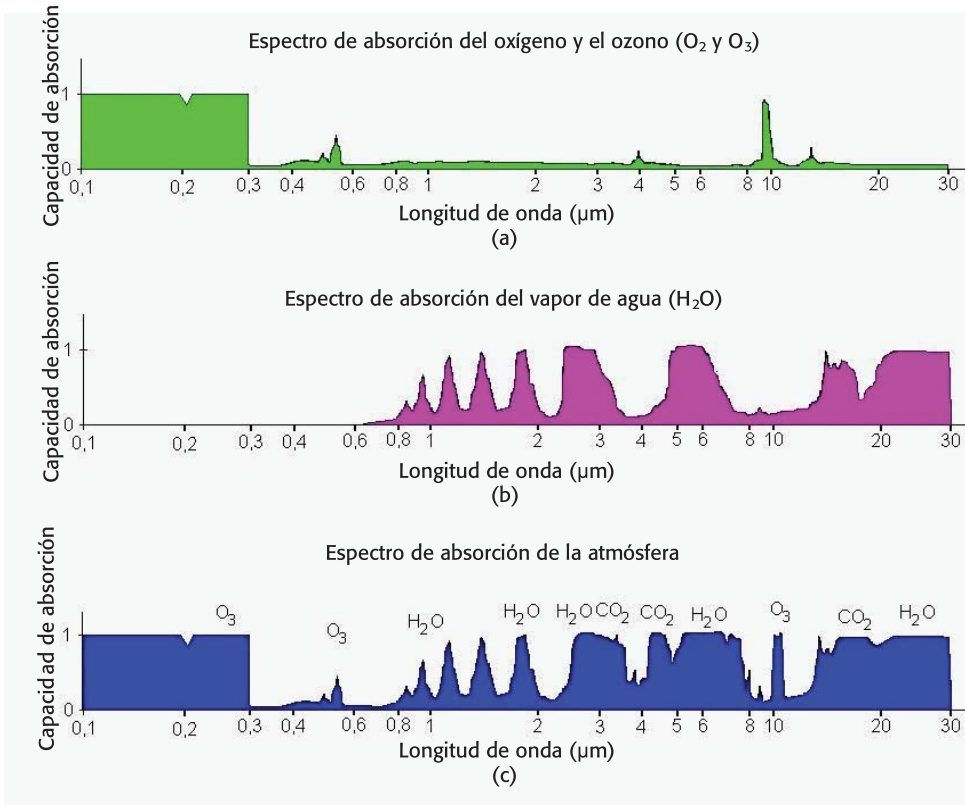
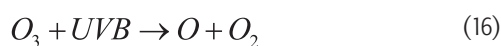


Figura 16. a) Absorción del O₂ y del O₃; b) Absorción del vapor de agua; c) Absorción de los principales gases que componen la atmósfera.

tud de onda que aquella que separó el O₂, puede separar el O₃; resumiendo, el ozono absorbe eficazmente la luz ultravioleta de mayor longitud de onda (entre 0,22μm y 0,29μm), según la reacción



Se observará que el O₂ y el O₃ absorben casi el 100 % de todas las radiaciones de longitud de onda inferiores a 0,29 μm. Por esta razón, solamente llega a la porción baja de la atmósfera una pequeña frac-

ción de la radiación ultravioleta solar. En las longitudes de onda mayores ninguno de los dos gases absorbe mucha energía, excepto en una banda estrecha (entre 9 μm y 10 μm) del infrarrojo. Del 2 % al 3 % de la radiación solar total que llega a la Tierra es retenida por el O_3 .

La cantidad de ozono en la estratosfera (parte de la atmósfera ubicada aproximadamente entre los 12 km y los 50 km de altura) también responde a un equilibrio dinámico debido al ciclo constante de reacciones de formación (expresiones 13 y 14) y de destrucción (expresiones 15 y 16). A causa de los cambios estacionales en la radiación solar, la concentración de ozono es mayor en verano (mayor radiación) y menor en invierno. En general, es mayor en la línea del Ecuador y disminuye con la latitud. Ahora bien, la presencia de otras sustancias químicas en la estratosfera, especialmente los clorofluorcarbonos (CFCs), modifican el equilibrio dinámico del ozono señalado y favorecen otro tipo de reacciones. Según veremos, el cloro actúa como catalizador que propicia las reacciones químicas sin consumirse, y como dura mucho tiempo (de 40 a 100 años), cada átomo de cloro tiene la posibilidad de descomponer 100.000 moléculas de ozono.

El vapor de agua es un absorbente importante de la radiación. Sus complicadas características de absorción se ilustran en la figura 16.b. No actúa a longitudes de onda inferiores a 0,8 μm , que constituyen la mayor parte de la radiación solar. Absorbe intensamente en varias bandas de absorción hasta los 30 μm , y moderadamente en el resto del espectro que corresponde a las longitudes de onda en las cuales la Tierra y su atmósfera emiten gran parte de su energía.

El dióxido de carbono (figura 16.c) presenta una importante zona de absorción alrededor de los 3 μm , luego otra entre 4 μm y 5 μm , y finalmente otra importante zona de absorción entre los 15 μm y 20 μm . Si bien su absorción en longitudes de ondas largas es menor a la del vapor de agua (responsable de aproximadamente el 60 % de la absorción de radiación de la Tierra), como es el que ha provocado la presencia del hombre y en razón de que su cantidad en la atmósfera puede incrementarse en los próximos años y modificar así el delicado equilibrio dinámico de temperatura, es el más popular. El dióxido de carbono es un producto contaminante fundamentalmente debido a la quema de combustibles fósiles.

En resumen, la atmósfera es esencialmente transparente entre 0,3 μm y 0,8 μm (longitudes cortas de onda), en la que se encuentra la mayor parte de la radiación solar. Pero entre 0,8 μm y 20 μm (longitud predominante de la radiación terrestre) hay algunas bandas con una fuerte capacidad de absorción, provocadas fundamentalmente por el vapor de agua y el CO_2 . Los CFCs, los NO_x , el O_3 y el CH_4 , también absorben la radiación emitida por la Tierra y su atmósfera.

Gases contaminantes de la atmósfera

Gases antropogénicos que provocan el efecto invernadero

Tal vez a esta altura de nuestro análisis resulte importante destacar el origen del CO_2 y de otros GEI que en el futuro pueden ser tan o más importantes que el propio dióxido de carbono. La tabla III muestra los contaminantes atmosféricos antropogénicos, donde en la segunda columna se ha tomado como 100 % la contribución del total de contaminantes, y en la tercera el ritmo de crecimiento previsto de su nivel de concentración.

El CO₂ proviene fundamentalmente de la combustión de materia orgánica, especialmente de las centrales térmicas y el transporte. Los CFCs son compuestos derivados de la industria de espumas y refrigerantes, aislantes, aerosoles y sobre todo de productos de limpieza de componentes electrónicos primarios (silicio) en la industria de la microelectrónica.

Gas	Contribución relativa	Ritmo de crecimiento (% por año)
CO ₂	50	0,5
CFCs	16	5
CH ₄	15	1
O ₃	7	0,5
NO ₂	4	0,2

Tabla III

Además de su acción como GEI, destruye el ozono estratosférico con lo que contribuye a la disminución del espesor de la capa de ozono. El metano (CH₄) se origina en la quema de los bosques, también es emitido por las granjas y por los suelos inundados (cultivos de arroz), es producto de la ganadería intensiva y los escapes producidos en los yacimientos de los combustibles fósiles, todo lo cual se relaciona directamente con el consumo humano. Los óxidos de nitrógeno NO_x, aun cuando uno de sus orígenes se da en algunos procesos naturales (relámpagos, erupciones volcánicas y acción bacteriana del suelo), también proviene de actividades humanas que implican un uso de combustibles fósiles (calefacción, centrales térmicas y automóviles); también es incrementado por la desnitrificación de los suelos propiciado por el abonado excesivo. El O₃ que contribuye al efecto invernadero es el que se encuentra a nivel de la superficie terrestre o en la troposfera (primeros kilómetros), producido fundamentalmente por el transporte (50 %), las grandes industrias (30 %) y las fuentes locales como consumidores residenciales y pequeñas industrias (20 %). En la estratosfera (12 a 50 km por encima del nivel del mar), el O₃ nos protege de la radiación ultravioleta, y en la troposfera donde es considerado un gas contaminante, contribuye al efecto invernadero.

La manera como ha evolucionado el CO₂ en nuestra atmósfera en los últimos 500 años, se muestra en la figura 17. Los valores hasta aproximadamente el año 1900 se obtuvieron analizando el contenido de CO₂ en las burbujas de aire de un glaciar. Del análisis de la figura se advierte que la concentración de CO₂ se mantuvo constante hasta la revolución industrial (mediados del siglo XIX), y a partir de ese momento se observa un sostenido aumento que incrementa fuertemente su pendiente a partir del siglo XX.

También interesa conocer cuáles son las previsiones de CO₂ en la atmósfera a nivel mundial hasta el año 2100. En la figura 18 se han representado los valores que ofrecen los modelos extremos: la curva superior corresponde a un 4 % de crecimiento anual de la actividad industrial (crecimiento de centrales térmicas y del transporte), mientras que la curva inferior corresponde a una actividad industrial sin crecimiento (las emisiones de dió-

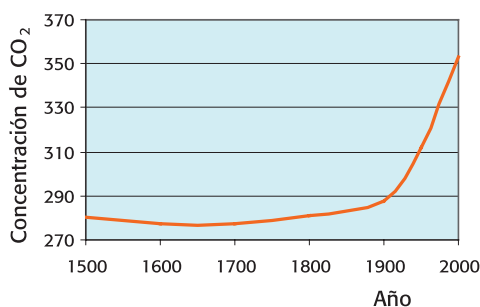


Figura 17. Concentración de CO₂ en los últimos 500 años.

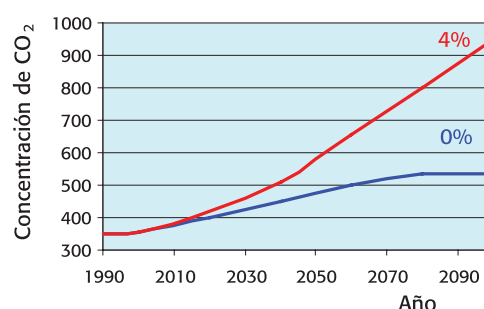


Figura 18. Predicción de la concentración de CO₂ hasta el 2100.

xido de carbono se mantienen en los niveles actuales).

También nos interesa estimar qué ocurrirá con la temperatura del planeta en los próximos 100 años, en función de las predicciones sobre cómo evolucionará la concentración de los gases contaminantes. En razón de que tanto el CO₂, como los CFCs, como el metano, como el ozono de la troposfera y como los óxidos de nitrógeno, están relacionados con la actividad industrial, es de esperar que la concentración de todos estos gases evolucione con el mismo comportamiento. La figura 19 muestra las predicciones extremas sobre el cambio de temperatura con un crecimiento anual de la industria del 4 %, con un crecimiento del 2 % (que es el actual) y sin crecimiento (aún así se incrementaría la temperatura global).

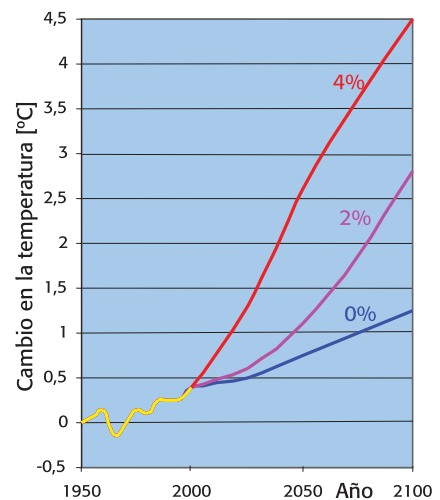
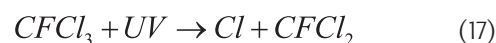


Figura 19. Calentamiento global para varias hipótesis de crecimiento industrial.

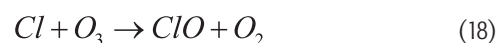
Los clorofluorcarbonos (CFCs) y la capa de ozono

Ya fue analizada en un apartado anterior la formación natural del ozono estratosférico. Los CFCs son hidrocarburos halogenados: sus moléculas no reaccionan, son no inflamables e inocuas, y en ellas átomos de cloro y fluor reemplazan algunos de hidrógeno. A presión atmosférica son gases, pero licuan con un pequeño aumento de presión. Al licuar pierden calor y se enfrían. Como ya señalamos, se los utiliza en la industria del frío, en la fabricación de espumas como elemento de limpieza en la industria electrónica y como agente presurizador en aerosoles.

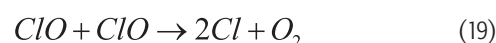
Aunque los CFCs fuesen estables en la troposfera, donde se estima que pueden durar alrededor de 100 años, en la estratosfera la intensa radiación ultravioleta los descompondría y liberaría átomos de cloro. Químicamente la reacción se expresa:



De este modo, todos los átomos de cloro se desprenden de las moléculas de CFCs como consecuencia de la descomposición fotoquímica. Luego los átomos de cloro reaccionan con el ozono formando el monóxido de cloro y el oxígeno molecular:



Finalmente, dos moléculas de monóxido de cloro reaccionan y liberan más cloro y otra molécula de oxígeno. La reacción es:



Las dos últimas reacciones comprenden el ciclo del cloro, en el que este elemento actúa como el cata-

lizador que propicia reacciones químicas que destruyen el ozono, sin consumirse. Cada átomo de cloro tiene la posibilidad de descomponer 100.000 moléculas de ozono. En promedio, las concentraciones de ozono estratosférico han disminuido en los últimos 20 años. La figura 20 muestra las concentraciones del ozono en Europa en los últimos años.

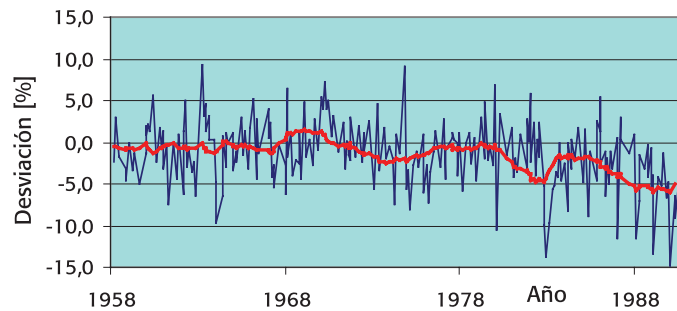


Figura 20. Concentraciones de O_3 en Europa, en los últimos años.

El albedo del planeta Tierra

Reflexión, absorción y transmisión de la radiación solar en las nubes

Las nubes en general están constituidas por vapor de agua (moléculas de agua) y gotitas de distinto tamaño; la diferencia en los tamaños en dichas gotitas hace que se disperse una gran variedad de frecuencias. También entre las gotitas de agua que forman las nubes se encuentran los componentes básicos del aire (moléculas de nitrógeno y de oxígeno) que interactúan con las longitudes de ondas cortas, las más cortas de la parte visible del espectro electromagnético (Dispersión de Rayleigh).

En consecuencia, las nubes dispersan en todas las direcciones todas las longitudes de onda, por lo que su color variará entre blanco (fuerte presencia de radiación electromagnética de todas las longitudes de onda de la parte visible del espectro) y negro (ausencia de radiación de la parte visible del espectro), pasando por distintos tonos de grises. Si las nubes son de pequeño espesor la radiación solar las atravesará y su parte inferior se verá tanto más blanca cuanto menor es el espesor de la nube (figura 21); si se trata de nubes con gran desarrollo vertical (varios kilómetros) su parte inferior se verá gris oscuro (nubes negras)

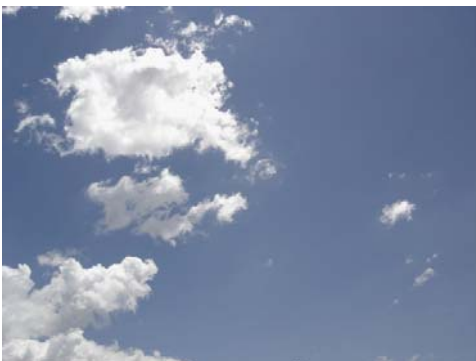


Figura 21. Nube de pequeño espesor. El color blanco bajo la nube indica la fuerte presencia de las longitudes de onda del espectro visible.



Figura 22. Nube de varios kilómetros de espesor. Al pie de la nube no llega radiación. Los distintos tonos de gris indican el espesor de la nube.

ya que la radiación es dispersada en casi su totalidad antes de llegar al pie de la nube (figura 22). Cuando son iluminadas lateralmente y se las observa desde el mismo lado se las ve brillantes por la dispersión señalada, que en este caso podemos asociar a un fenómeno de reflexión de la luz en la nube. En consecuencia, desde fuera de la atmósfera (por encima de las nubes), éstas son excelentes reflectoras de la radiación solar, y su presencia contribuye fuertemente al valor del albedo del planeta Tierra α_T , ya que fundamentalmente dispersan la radiación que reciben y absorben mal la energía radiante.

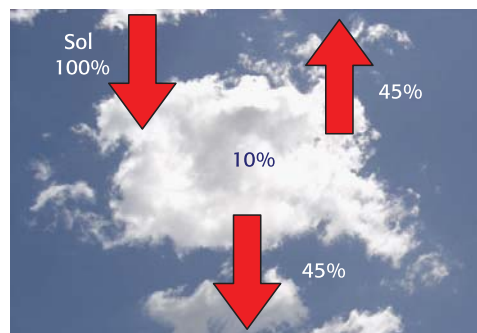


Figura 23. Promedio de transmisión, reflexión y absorción de las nubes.

La absorción de las nubes depende de su espesor y del tamaño de las gotas que contienen, pero ordinariamente no absorben más de 10 % de la energía que incide sobre ellas (figura 23), dependiendo este porcentaje del espesor de la nube. En promedio para todo el planeta, se considera que las nubes absorben el 6 % de la radiación que interceptan. Por término medio, la mitad de la radiación interceptada se dirige al espacio y la otra mitad hacia la Tierra, aunque la proporción depende del tipo de nube. En el caso de la Tierra como sistema integrado, la proporción global también dependerá de la cantidad de cielo cubierto.

Reflexión, absorción y transmisión de la radiación en la atmósfera (sin nubes)

La atmósfera se compone de muchas, muchísimas partículas discretas: moléculas de gas, polvo, gotitas de agua, etc. Pero el espacio vacío entre las partículas es en realidad mucho mayor que el volumen ocupado por ellas. Cada una de tales partículas actúa como un obstáculo en el camino seguido por la energía radiante que atraviesa la atmósfera (por ejemplo, las ondas luminosas), de forma parecida a como las rocas en un lago entorpecen el progreso de las ondas del agua. Los frentes ondulatorios son deformados por estos obstáculos de tal manera que parece como si los rayos emanaran de ellos. Así, la energía radiante que se propaga en una sola dirección es desviada en todas direcciones a medida que interactúa con las partículas. Este fenómeno denominado **dispersión** fue explicado por Rayleigh en 1871.

La eficacia de una partícula como centro de dispersión depende de su volumen. En lo que se refiere a las partículas del tamaño de las moléculas gaseosas, la dispersión es mucho mayor con las ondas cortas (zona del azul) que con las ondas más largas (rojo) del espectro visible. Por esta razón y en días donde la atmósfera está limpia, es decir que principalmente contiene los gases que la componen, el cielo se ve azul celeste (dispersión electromagnética en la zona de cortas longitudes de onda del espectro visible). La luz que nos llega directamente del Sol es casi blanca (tiene un débil tinte amarillento ya que ha perdido radiación en la zona del azul), pero cuando el Sol se encuentra en el horizonte (amanecer o atardecer), dado que tiene que atravesar un espesor de atmósfera mayor y que en consecuencia pierde en proporción una parte mayor de radiación en la zona del azul, toma un tinte amarillo o naranja. Los astronautas han observado que a medida que ascienden en la atmósfera, el cielo se va oscureciendo y finalmente se vuelve negro, debido a que la densidad de las partículas que dispersan disminuye.

Cuando la atmósfera contiene muchas partículas de polvo (días de viento) o gotitas de agua (niebla), la dispersión ya no es selectiva en lo que se refiere a las longitudes de onda. Las ondas largas son dispersadas por el polvo o por las gotitas de agua casi en igual proporción que las cortas, y el color del cielo es menos azulado y más blanco o lechoso. La luz que llega directamente del Sol a la Tierra es blanca, pero mucho menos intensa por la radiación perdida por dispersión. De hecho, la intensidad del color azul de un cielo sin nubes constituye una indicación de su "pureza", es decir, de cuán limpio está de humo, polvo y niebla.

En término medio, alrededor de un 17 % de la radiación solar que incide en la atmósfera terrestre (sin nubes) es absorbida, y un 10 % es dispersada; cerca de la mitad de la radiación dispersada se pierde en el espacio y el resto se difunde hacia la Tierra. La figura 24 ilustra la dispersión (reflexión y transmisión) y la absorción de la atmósfera.

Dispersión de Rayleigh

Supongamos que un haz angosto de luz solar, un chorro de fotones en un intervalo amplio de frecuencias, avanza por el espacio vacío. Dado que la fuente se encuentra muy lejos, podemos admitir que toda la energía continúa hacia delante, es decir, no hay dispersión. El rayo no puede verse desde un lado (los fotones se mueven directamente hacia delante) y como no se agota la luz no disminuye. En 1987 cuando se vio estallar una estrella de una galaxia cercana, a $1,7 \times 10^5$ años luz de distancia, el destello de luz que llegó a la Tierra había navegado 170.000 años a través del espacio. Los fotones son atemporales.

Si en lugar de propagarse en el vacío, el chorro de luz solar ahora se propaga en el aire, se encontrará con moléculas de nitrógeno y de oxígeno (componen el aire en un 99 %). Como estas moléculas no tienen resonancias en el espectro visible, no pueden pasar a un estado excitado absorbiendo un cuanto de luz, y el gas es transparente. En lugar de ello, cada molécula se comporta como un pequeño oscilador cuya nube de electrones se puede poner a vibrar en su estado fundamental con un fotón que le llega. De inmediato, al ser puesta en oscilación, la molécula inicia la reemisión de la luz. Se absorbe un fotón y se emite otro de la misma frecuencia, entonces la luz se dispersa elásticamente. Las moléculas tienen orientación aleatoria y los fotones salen dispersos por todas direcciones, una y otra vez, a medida que los átomos se excitan y se reexcitan. Aún cuando la intensidad de la luz es baja, la cantidad de fotones es inmensa, y parece como si cada una de las moléculas fuera una fuente de dispersión que produce ondulaciones esféricas clásicas permitiendo que la energía salga en todas direcciones. Sin embargo, el proceso de dispersión es bastante débil y el gas es tenue, por lo que el rayo se atenúa muy poco a menos que pase a través de un volumen considerable de aire.

Las amplitudes de esas vibraciones en su estado fundamental y, en consecuencia, las de la luz dis-

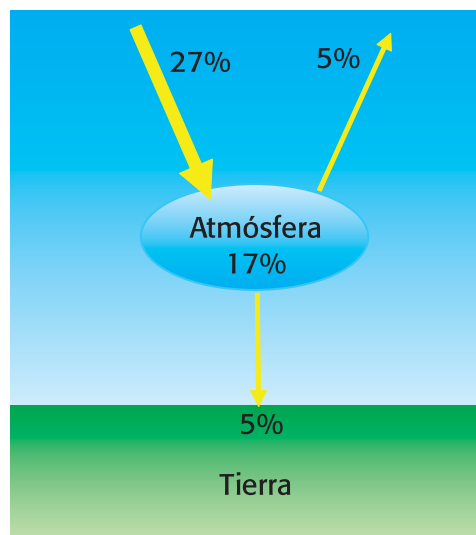


Figura 24. Absorción y dispersión (reflexión y transmisión) de la atmósfera.

persada, aumentan con la frecuencia, debido a que todas las moléculas tienen resonancias electrónicas en el ultravioleta. Cuanto más cercana es la frecuencia de excitación a una resonancia, el oscilador responde más vigorosamente. Así, la luz violeta se dispersa fuertemente en dirección lateral al rayo, y el azul también, pero un poco menos; el verde, un grado considerablemente menor; el amarillo, aun menos, y así sucesivamente. El haz que atraviesa el gas será, por consiguiente, más rico en el extremo rojo del espectro, mientras que la luz dispersada (la luz del Sol no tiene mucho violeta, en primer lugar) será más rica en el azul. Esto explica en parte que el cielo sea azul, por qué son azules los ojos de una persona y las plumas de un pavo real.

Balance de radiación en el sistema Tierra-atmósfera

En la figura 25 se presenta un resumen de lo que ocurre con la radiación solar interceptada por la Tierra. El balance es aproximado y en todos los casos se consideran valores medios para todo el planeta y para largos períodos de tiempo. Aunque normalmente alrededor de un 50 % de la superficie terrestre se halla cubierta de nubes, éstas, en general, absorben poca radiación de onda corta. Del total de la radiación solar que llega a la Tierra, las nubes interceptan un 50 %, reflejan un 23 %, envían a la Tierra otro 23 %, y absorben un 4 %.

Considerando que el total de la radiación solar interactúa con la atmósfera libre de nubes (el 46 % que reflejan y transmiten las nubes, de alguna manera también interactúa con la atmósfera), aproximadamente el 17 % es absorbido por los gases y el polvo de la atmósfera, principalmente por el vapor de agua; mientras que del 10 % que dispersa, un 5 % vuelve a la atmósfera y un 5 % lo difunde hacia la Tierra. Finalmente, un 23 % de la radiación solar que intercepta la Tierra llega a su superficie. Del total que llega a la superficie de la Tierra, alrededor de un 3 % es reflejado por la misma.

Del total de la radiación que llega al planeta Tierra, un 31 % es devuelto al espacio (albedo), llegándose a ese porcentaje de la siguiente manera: un 23 % reflejan las nubes, un 5 % dispersa hacia el espacio la atmósfera, y un 3 % refleja la superficie de la Tierra del total que recibe (51 %). La atmósfera junto con las nubes absorben un 21 % (un 17 % la primera y un 4 % las últimas). Del total de radiación que recibe la Tierra (51 %) –integrado por el 23 % que proviene de las nubes, el 5 % de la dispersión de la atmósfera y el 23 % de la radiación solar que llega directamente–, refleja sólo un 3 % siendo su absorción del 48 %.

Así pues, del total de energía procedente del Sol aproximadamente el 69 % es absorbido por el planeta y su atmósfera. El resto (31 %) se pierde en el espacio después de reflejarse en las nubes, en la superficie terrestre o de haber sido dispersado por las partículas del aire. La reflectividad, "blancura" o albedo de la

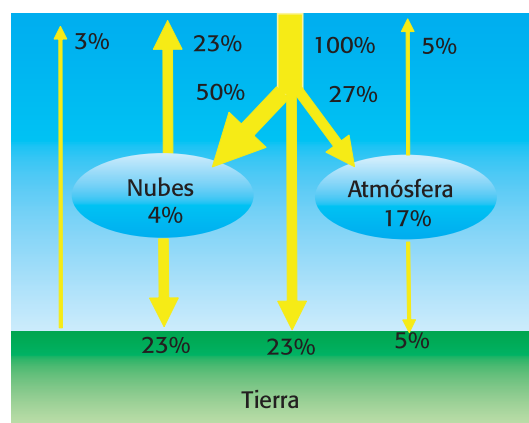


Figura 25. Resumen de lo que ocurre en promedio, con la radiación solar interceptada por el sistema Tierra-atmósfera.

Tierra, es de 0,31 (valor estimado). Ya señalamos con fines comparativos que el albedo de la luna es solamente del 7 %, lo cual significa que es menos brillante que la Tierra. Los estudios efectuados indican que durante períodos moderadamente prolongados de tiempo (entre centenares y millares de años) la temperatura de la Tierra se ha mantenido esencialmente constante, y esa característica depende fuertemente de la constancia del albedo.

La reflectividad de la superficie terrestre varía muchísimo según las características de la misma. Algunos terrenos con nieve reciente y algunas superficies acuáticas reflejan más del 50 % de los rayos incidentes cuando el Sol se halla próximo al horizonte. Un bosque puede reflejar bastante menos del 10 % y los prados verdes solamente del 10 al 15 %.

La temperatura de la Tierra constante estaría indicando un equilibrio térmico a largo plazo entre la Tierra y el espacio. En consecuencia, si el 69 % de la energía solar que llega a la Tierra y su atmósfera es absorbido, nuestro planeta tiene que volver a irradiar al espacio la misma cantidad. No obstante, téngase en cuenta que si bien existe un equilibrio térmico en el planeta considerado en su conjunto, no todas las partes de la Tierra y de su atmósfera están en equilibrio en lo que a radiaciones se refiere. De hecho, es el desequilibrio entre la energía que llega a la Tierra y la que sale de ella lo que conduce a la creación de sistemas de vientos que actúan paliando excesos y déficit de calor que se producirían de otra forma.

Es importante destacar en este análisis, que la energía de onda larga que emite la Tierra en las proximidades de su superficie excede a la cantidad total de energía solar que la misma recibe (48 %). Esto puede explicarse teniendo en cuenta el efecto "protector" de la atmósfera, que conserva más caliente la superficie terrestre y las capas inferiores de la atmósfera de lo que estarían si ésta no existiera. Para llegar al equilibrio energético y teniendo en cuenta un coeficiente de absorción $\beta=0,4$ y el modo como éste fue definido, la relación entre lo que emite la Tierra y lo que escapa de su atmósfera debe ser igual a $(1-\beta)$. En consecuencia:

$$(1 - \beta) = 0,6 = \frac{69\%}{X} \quad (20)$$

donde X es la energía en % que debe emitir la Tierra (el 100 % corresponde a la energía del Sol que intercepta la Tierra). Calculado X con la expresión (20) resulta que la superficie de la Tierra debe irradiar alrededor del 115 %, del cual sólo un 12 % atraviesa la atmósfera. De esta manera, el total de energía térmica que pierde la Tierra (figura 26) se compone de la siguiente manera: un 115 % que irradia, un 22 % por evaporación de agua y un 4 % por corrientes convectivas. Pero del total irradiado hacia la atmósfera (con nubes) que a su vez absorbe el 21 %

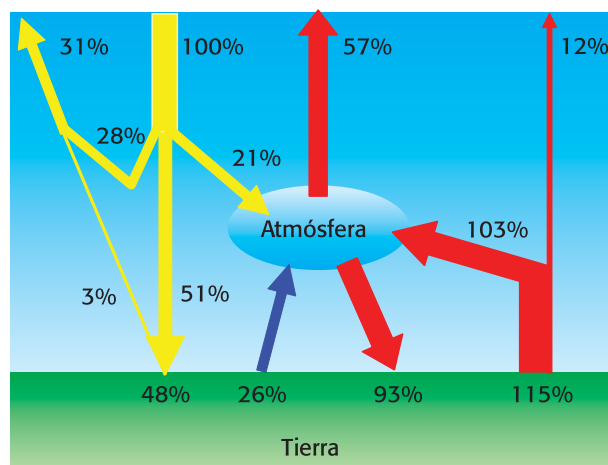


Figura 26. Resumen de lo que ocurre en promedio con la energía de onda larga que emite la Tierra.

Protocolo de Kioto

El Protocolo de Kioto es un convenio internacional sobre cambio climático, auspiciado por la ONU dentro de la Convención Marco de las Naciones Unidas sobre el Cambio Climático (CMNUCC) acordado en la ciudad japonesa de Kioto (Kyoto) en el año 1997, que tiene como objetivo que los países industrializados reduzcan sus emisiones un 8% por debajo del volumen de 1990, ya que los que están en vías de desarrollo no tienen ninguna restricción, como es el caso de China, India, Brasil, por citar los más contaminantes. Su nombre formal en inglés es Kyoto Protocol To the United Nations Framework Convention on Climate Change.

de la radiación solar, un 93 % es devuelto hacia la superficie, llegándose de esta manera al 48 % ($115+22+4-93$) que debiera emitir para estar en equilibrio. El 115 % que debe emitir la Tierra está indicando que el albedo (α) se compensa aproximadamente con la absorción de la radiación emitida por la superficie terrestre, retenida en los primeros kilómetros de atmósfera (β).

La atmósfera (con nubes) absorbe un 21% de radiación solar, recibe y absorbe un 26 % (evaporación del agua un 22 % y convección un 4 %) y absorbe un 103 % de la radiación terrestre; emitiendo un 57 % hacia el espacio y un 93 % hacia la Tierra logra su equilibrio ($21+22+4+103-93-57=0$). Finalmente, el 12 % de la radiación terrestre que atraviesa a atmósfera, más el 57 % que ésta emite hacia el espacio, suman el 69 % necesario para el equilibrio de energía en el planeta (Tierra y atmósfera).

Este comportamiento de la atmósfera como conservador del calor es análogo a lo que ocurre en un invernadero, por lo que se alude a él como **efecto invernadero (EI)**. Podemos darnos cuenta de este fenómeno si comparamos el descenso nocturno de la temperatura cuando el aire está seco (heladas en invierno y descenso de temperatura en los desiertos) con el que se produce cuando el aire está húmedo. Cuando el aire está húmedo o cuando está nublado, la radiación de la superficie terrestre queda "atrapada" en el medio ambiente y por ese motivo la temperatura no baja demasiado. También puede pensarse que durante la noche y cuando el cielo está despejado y el aire está seco, la radiación que se recibe es del cosmos (cuerpo negro a 3 K); mientras que cuando el aire está húmedo o nublado, se recibe radiación de cuerpos que están aproximadamente a 260 K (temperatura de los primeros kilómetros de la troposfera). El flujo neto (energía por unidad de tiempo) de radiación electromagnética que pierde la superficie de la Tierra, diferencia entre lo que emite la superficie de la Tierra H_e y lo que recibe del espacio H_r , se puede calcular con:

$$H_n = H_e - H_r$$

$$H_n = (1 - e_s) \cdot \sigma \cdot A \cdot T_s^4 - e_e \cdot \sigma \cdot A \cdot T_e^4 \quad (21)$$

e_s es el coeficiente de absorción de la atmósfera a la radiación emitida por la superficie de la Tierra (similar al β que utilizamos en apartados anteriores), T_s es la temperatura promedio de la superficie terrestre, e_e el albedo para la radiación exterior correspondiente y T_e la temperatura del espacio exterior.

El Protocolo de Kioto

El Protocolo de Kioto de la Convención Marco de las Naciones Unidas sobre el Cambio Climático, firmado por 160 países en el año 1997, en su Artículo 2 señala:

Con el fin de promover el desarrollo sostenible, cada una de las Partes incluidas en el anexo I, al cumplir los compromisos cuantificados de limitación y reducción de las emisiones, contraídos en virtud del artículo 3:

a) Aplicará y/o seguirá elaborando políticas y medidas de conformidad con sus circunstancias nacionales, por ejemplo las siguientes:

- fomento de la eficiencia energética en los sectores pertinentes de la economía nacional;
- protección y mejora de los sumideros y depósitos de los gases de efecto invernadero no controlados por el Protocolo de Montreal, teniendo en cuenta sus compromisos en virtud de los acuerdos internacionales pertinentes

sobre el medio ambiente; promoción de prácticas sostenibles de gestión forestal, la forestación y la reforestación;

- promoción de modalidades agrícolas sostenibles a la luz de las consideraciones del cambio climático;
- investigación, promoción, desarrollo y aumento del uso de formas nuevas y renovables de energía, de tecnologías de secuestro del dióxido de carbono y de tecnologías avanzadas y novedosas que sean ecológicamente racionales;
- reducción progresiva o eliminación gradual de las deficiencias del mercado, los incentivos fiscales, las exenciones tributarias y arancelarias y las subvenciones que sean contrarios al objetivo de la Convención en todos los sectores emisores de gases de efecto invernadero y aplicación de instrumentos de mercado;
- fomento de reformas apropiadas en los sectores pertinentes con el fin de promover unas políticas y medidas que limiten o reduzcan las emisiones de los gases de efecto invernadero no controlados por el Protocolo de Montreal;
- medidas para limitar y/o reducir las emisiones de los gases de efecto invernadero no controlados por el Protocolo de Montreal en el sector del transporte;
- limitación y/o reducción de las emisiones de metano mediante su recuperación y utilización en la gestión de los desechos así como en la producción, el transporte y la distribución de energía.

No vale la pena transcribir otros artículos del Protocolo, y si tal vez reflexionar acerca del significado de los que se incluyen en este documento, señalando que aplicar el artículo 2, implica acciones desde la política y en lo que cada uno puede y debe hacer. En este último sentido, cada uno de nosotros puede desarrollar hábitos y costumbres domésticas y sencillas, pero de gran impacto, para no seguir contribuyendo al deterioro de la situación ambiental.

Recomendaciones para disminuir el impacto ambiental en nuestro accionar cotidiano

Teniendo en cuenta que la energía que utilizamos todos los días para transportarnos, iluminar, calefaccionar nuestros hogares, cocinar, producir las materias primas y fabricar los productos que consumimos, etc; es una de las principales fuentes de producción de GEI, se sugiere:

- No usar el auto para viajes de corta distancia; hacer uso de las bicicletas; usar autos pequeños de poco consumo de gasolina (sin plomo) y con catalizador.
- Apagar en la casa la luz de los cuartos que no son usados.
- Usar lámparas de bajo consumo para iluminar nuestros hogares.
- Tapar la olla durante el cocimiento de nuestros alimentos, para cocinar alimentos de largo cocimiento usar una olla de presión (ahorro de un 43% de energía).
- Si usa lavarropas, no lavar a 90 °C (se ahorra en cada lavado hasta 4 kW).
- Descongelar regularmente la heladera, esto mejora su rendimiento.
- Apagar los equipos eléctricos completamente (no usar el sistema stand-by permite ahorrar energía y dinero).
- Si es posible producir compost con los desperdicios vegetales; ahorrar materia prima separando la basura ordinaria (papeles, vidrios, metales, plásticos, etc.) y entregarla para su reciclaje evitando así que esas materias primas se pierdan y sean quemadas; usar de preferencia envases o botellas retornables; no consumir bebidas en lata.
- Preferentemente usar la duchas en lugar de la bañadera; planificar en la construcción o modificación de su casa el uso de agua usada, por ejemplo de la ducha o lavarropas para el inodoro; equipar su inodoro con sistema de ahorro de agua (botellas vacías en el tanque); usar, si es posible, el agua de lluvia para el baño y el jardín.

Conclusiones

Expresiones como las (10) y representaciones gráficas como las indicadas en las Figuras 10, 11 y 12 muestran, sin dejar lugar a dudas, los cambios en la temperatura global del planeta provocados por mínimas variaciones en los valores del albedo α y del coeficiente de absorción β . Por ejemplo, un incremento de 0,04 (cuatro centésimas) en el valor de α provocaría un valor de temperatura global de entre 284 y 285 K o de entre 11 y 12 °C, lo que estaría indicando una disminución de entre 3 y 4 °C para la temperatura global del planeta. Mucho menos que esa disminución fue necesaria en el pasado para que se dieran los períodos glaciares, según lo que indica la figura 13. Un análisis similar podría hacerse planteando una variación en el valor de β .

Ahora bien, tal vez no resulte necesario una variación tan pronunciada en los valores de α y de β para llegar a la situación de peligro que señalamos en el párrafo anterior. Existen regulaciones ejercidas por las nubes y por las superficies cubiertas de hielo que, una vez que se desencadena el fenómeno de aumento o disminución de temperatura, en un proceso de realimentación positiva, la temperatura sigue aumentando o disminuyendo sin que exista un mecanismo conocido que pueda frenar ese cambio.

Por ejemplo, una intensificación del El provocada por aquellos gases que responden a la presencia del hombre en el planeta, dará lugar a un incremento de temperatura. Ese aumento, que puede resultar pequeño y no tan peligroso, puede dar lugar a una mayor formación de nubes⁵, con lo cual se tendrá un nuevo incremento del efecto invernadero. También podría razonarse en el sentido de que el aumento de temperatura puede provocar una disminución en las superficies cubiertas de hielo, lo que disminuiría el albedo y provocaría un aumento aún mayor de temperatura. Este proceso de realimentación positiva continúa hasta que algún otro proceso natural lo detenga.

Otro ejemplo muy parecido al anterior pero en sentido contrario, sería aquel que ocurre cuando por algún motivo relacionado con la presencia del hombre en el planeta, la temperatura disminuye levemente (1°C por ejemplo). Esto incrementará las superficies cubiertas de hielo, se incrementará el albedo y la temperatura disminuirá aún más, con lo que estamos en presencia de otro proceso de realimentación positiva.

Ahora bien, no hemos hecho mención en los dos procesos de realimentación positiva descritos en los párrafos anteriores, que por ejemplo si bien un aumento de nubes aumenta el El, también incrementa el albedo por la capacidad de éstas de reflejar la radiación solar. En suma, son dos procesos que pugnan entre sí y que de su delicado equilibrio dinámico depende la temperatura global del planeta. Si la balanza se inclinara en favor de uno u otro, tal vez resultaría imposible volver a la situación de equilibrio actual.

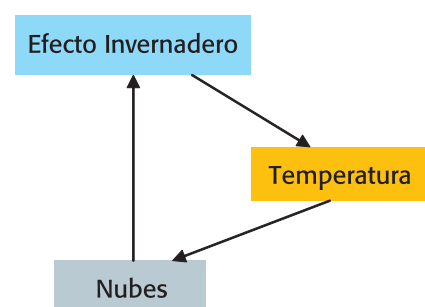


Figura 27. Proceso de incremento de temperatura con realimentación positiva.

5: La corriente del niño incrementó entre 1 y 2 °C la temperatura del Océano Pacífico en las costas ecuatoriana, peruana y chilena del norte, provocando un aumento en la formación de nubes que por ejemplo en la provincia de Córdoba, prácticamente duplicó el régimen de lluvias (pasó de alrededor de 700 mm anuales a 1300 mm).

Referencias bibliográficas

- Alonso, S. y Ramis, C. (1996). "Una pequeña introducción al estudio del clima de la Tierra y del Cambio Climático." En: *Revista Española de Física*. Vol. 10 Nº 1, pp. 6-8.
- Calvo, D.; Molina, M.T. y Salvachúa, J. (2002). *Ciencias de la Tierra y del medio ambiente 2º Bachillerato*. Mc Graw Hill, Madrid. 336 p.
- Capuano, V.; Perrota, M.; Dima, G.; Botta, I.; Gutiérrez, E.; Follari, B. y De La Fuente, A. (2004). "Ideas de los docentes de EGB1, EGB2 y EGB3, acerca del efecto invernadero y la capa de ozono." A publicar en las Memorias del I Congreso Nacional de Educación en Ciencias Naturales. Córdoba, Argentina.
- Capuano, V.; Martín, J.; Gutiérrez, E.; Albarracín, L.; González, A. y Musicante, P. (2004). "Lo que el alumno de EGB3 y Polimodal sabe sobre el efecto invernadero y sobre la capa de ozono." En: *Memorias de Simposio de Investigadores en Educación en Física 7*, Universidad Nacional de La Pampa, La Pampa, 2004. 10 p.
- Celemin, A.H. (1984). *Meteorología práctica*. Edición del autor. Mar del Plata. p. 313.
- De Fina, A. L. y Ravello, A. C. (1973). *Climatología y fenología agrícolas*. EUDEBA. Argentina. 281p.
- Fernández, P. Y Jaque, F. (2002). "El cambio climático: centrales térmicas y nucleares." En: *Revista Española de Física*. Vol. 16. Nº 4, pp. 13-17.
- Glynn, H.J. Y Heinke, G.W. (1999). *Ingeniería ambiental*. Prentice Hall, México. 800 p.
- Gonzalez Frías, J. y Otros. (2002). "La red española de medida de la radiación ultravioleta B." En: *Revista Española de Física*. Vol. 16. Nº 4. pp. 18-23
- Gual, M.; Perelló, J. y Ramis, C. (2002). "La isla de calor urbana en Palma de Mallorca." En: *Revista Española de Física*. Vol. 16 Nº 1, pp. 39-43.
- Henderson-Sellers. (1996). "Modelización del sistema climático." En: *Revista Española de Física*. Vol. 10. Nº 1, pp. 17-24.
- Lahsen, M. Y Jamieson, D. (1996). "Impacto socioeconómico del Cambio Climático inducido por el hombre." En: *Revista Española de Física*. Vol. 10 Nº 1, pp. 25-29.
- Martín, D. y Alonso, S. (1998). "Modelo numérico sencillo de circulación atmosférica." En: *Revista Española de Física*. Vol. 12 Nº 2, pp. 20-27.
- Miller, A., *Meteorología*. Labor, S.A., Barcelona. 136 p.
- Nebel, B.J. y Wrigth, R.T. (1999). *Ciencias Ambientales. Ecología y desarrollo sostenible*. Prentice Hall, México. 720 p.
- Philander, G. (1996). "El niño y la niña." En: *Revista Española de Física*. Vol. 10 Nº 1, pp. 9-16
- San José, R.; González, R.M.; Cortés, J.F. Y Prieto, J.F. (1996). "Modelo de pronóstico de la calidad del aire. Estudio del área de Madrid." En: *Revista Española de Física*. Vol. 10 Nº 3, pp. 59-63.
- Santamaría, J. y Zurita, E. (1995). "Alerta sobre el deterioro de la capa de ozono: El Nóbel de Química de 1995." En: *Revista Española de Física*. Vol. 9 Nº 4, pp. 7-12.
- Valor, E.; Pardo, A.; Meneu, V.; y Caselles, V. (2001). "Consumo eléctrico y meteorología." En: *Revista Española de Física*. Vol. 15 Nº 4, pp. 21-27.
- Vaño Carruana, E. y Galván Bermejo, C. (1995). "Efectos biológicos y riesgos de las radiaciones ionizantes." En: *Revista Española de Física*. Vol. 9 Nº 2, pp. 35-39.

Indice

Presentación	3
Introducción	4
La interacción electromagnética entre el Sol y la Tierra	5
La física y la radiación electromagnética: Ley de Planck, Ley de Wien y Ley de Stefan	7
Energía solar y temperatura de la Tierra: un ejemplo de equilibrio dinámico	8
La vida y la temperatura (límites de tolerancia).....	11
La temperatura planetaria como función de α y de β	13
Las variaciones de la radiación solar que llega al planeta	15
La energía que irradia el Sol y la que irradia la Tierra.....	16
Absorción, reflexión y transmisión de la radiación en la atmósfera	17
Gases contaminantes de la atmósfera	19
Gases antropogénicos que provocan el efecto invernadero	19
Los clorofluorcarbonos (CFCs) y la capa de ozono	21
El albedo del planeta Tierra.....	22
Reflexión, absorción y transmisión de la radiación solar en las nubes.....	22
Reflexión, absorción y transmisión de la radiación en la atmósfera (sin nubes)	23
Dispersión de Rayleigh	24
Balance de radiación en el sistema Tierra-atmósfera	25
El Protocolo de Kioto	28
Recomendaciones para disminuir el impacto ambiental de nuestro accionar cotidiano ..	29
Conclusiones	30
Referencias bibliográficas.....	32

Trabajos seleccionados en la Convocatoria 2005

Cristales líquidos:

un ejemplo fantástico de aplicación tecnológica de las propiedades de la materia

S. Martínez Riachi, C. Carreño, L. Constable, P. Tarabaín, M. Freites

Agua subterránea y ambiente

M. Blarasín, A. Cabrera

Los riesgos del alcohol en el embarazo

R. Rovasio

Fertilizantes y abonos: “alimentos” para las plantas

A. Ringuet, I. Gil

El calentamiento global de la Tierra: un ejemplo de equilibrio dinámico

V. Capuano, J. Martín

LA CIENCIA EN LA ESCUELA

El uso de los descubrimientos científicos y tecnológicos pueden afectar, positiva o negativamente, al bienestar y al desarrollo de la sociedad.

Nos encontramos ante la paradoja de una sociedad cada vez más tecnificada y con una mayor dependencia científica y, al mismo tiempo, escasamente informada en estas disciplinas.

Si la ciencia y la tecnología están cada vez más presentes en nuestras vidas, la comprensión de este fenómeno por parte de toda la sociedad se considera como uno de los valores intrínsecos de la democracia.

La ciencia es de todos, y para lograr su apropiación la escuela desempeña un rol fundamental. Docentes y directivos se cuestionan constantemente sobre la correspondencia entre el conocimiento científico y el conocimiento que se enseña en la escuela.

Al mismo tiempo, desde los ámbitos de investigación se evidencia la necesidad de transmitir el conocimiento producido a la sociedad.

Para que la ciencia llegue a la escuela, este conocimiento necesita ser adaptado para su difusión y enseñanza, es decir, que el conocimiento científico se convierta a través de sucesivas simplificaciones en conocimiento escolar, adecuado para alumnos de diferentes edades y desarrollo intelectual.

CORDOBENSIS pretende conducir este esfuerzo de transposición didáctica, y convertirse así en un instrumento de divulgación científica que permita llevar aquellos conocimientos generados por los investigadores cordobeses a todas las escuelas de nuestra provincia.



Gobierno de Córdoba
Ministerio de Educación

CEDEPAP
CENTRO DE DESARROLLO
DE PROYECTOS AVANZADOS



AGENCIA
CORDOBA
CIENCIA
S.E.