

El calentamiento global del planeta tierra: un ejemplo de equilibrio dinámico

Vicente Capuano - Javier Martín

Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales – UN Cba.
capuano@com.uncor.edu – jmartín@com.uncor.edu

El Calentamiento Global es un tema no trabajado lo suficiente por la comunidad de investigadores en Educación en Ciencias y es escaso su tratamiento en la bibliografía habitual utilizada en los distintos niveles del sistema educativo, aún cuando es fuerte su presencia en la sociedad por las opiniones que provienen de los medios de comunicación en particular y de la opinión pública en general. En este trabajo analizamos el equilibrio dinámico de energía en el planeta Tierra, ya que éste es el que determina el valor de su temperatura global. Para llevarlo a cabo tuvimos en cuenta las leyes de la física y de la química involucradas, y señalamos sólo algunos de los factores que contribuyen a producir cambios en el equilibrio, especialmente aquellos que dependen de la presencia del hombre en el planeta Tierra.

Palabras clave: efecto invernadero, radiación solar, capa de ozono, temperatura global, contaminantes.

Global Warming is a topic not enough developed by the researchers community in Education in Sciences. Even when its presence is strong in society because the mass media opinions in particular and the public opinion in general, it's barely treated in the usual bibliography in the different levels of the educational system. In this work, we analyze the dynamic balance of energy in planet Earth, since it determines the value of the global temperature of the planet. We take into account the involved physics and chemistry laws, and we distinguish some factors that contribute to produce changes in the balance, especially those that depend on the presence of man in planet Earth.

Key words: greenhouse effect, solar radiation, ozone layer, global temperature, pollutants.

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 al menos 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, a veces extrapolan consecuencias en relación con la temperatura global del planeta, sin hacer notar las reservas que la propia comunidad científica tiene respecto de algunos de los resultados que divulga, y finalmente, los funcionarios no advierten benefi-

cios en el tratamiento de un tema que es sumamente complejo y cuyas consecuencias se percibirían a largo plazo.

En la educación formal no se advierte 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 (Aristegui y otros, 1997; Rubinstein y Botto, 1997; Zarur, 1995; Revel y otros, 1994; Sánchez y otros,

1995; Perlmutter y otros, 1997; Bachrach y otros, 1998; Bassarsky y otros, 2001). Sólo en Calvo y otros (2002), se hace una descripción interesante del efecto invernadero y de la capa de ozono. En esta obra, se destacan las diferencias entre la radiación solar y la terrestre, se hace un análisis cuidadoso de los componentes químicos de la atmósfera y sus características de absorción de radiación, se examina con precisión cómo el accionar del hombre provoca cambios en la composición química mencionada y, finalmente, se estudian los posibles cambios en el efecto invernadero y en el espesor de la capa de ozono y sus efectos en el planeta tierra. 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.

Temas relacionados con el calentamiento global y la dinámica atmosférica, en general, y con el efecto invernadero y la capa de ozono, en particular, han sido menos tratados por la investigación educativa en ciencias. Consultadas las publicaciones Revista de Enseñanza de la Física (APFA-Argentina), Revista Enseñanza de las Ciencias (España), Revista de Educación en Biología (ADBiA-Argentina) y Revista Española de Física (revista de divulgación científica con un apartado de educación, de la Real Sociedad Española de Física), de los últimos años y sobre un total de alrededor de 700 artículos, sólo se han encontrado, vinculados con el efecto invernadero y la capa de ozono, 11 trabajos: 8 en la Revista Española de Física, 2 en la Revista de Enseñanza de la Física y 1 en la Revista Enseñanza de las Ciencias. En Memorias de Congresos son muy pocos los trabajos que tratan el tema, y sólo se perciben algunos intentos por detectar preconceptos relacionados con el efecto invernadero y con la capa de ozono (Capuano y otros, 2004a; Capuano y otros, 2004b).

Del conjunto de 11 trabajos que abordan la problemática del calentamiento global (efecto invernadero y capa de ozono), 9 son del ámbito de la Investigación en Ciencias (Marx, 1992; Tena y otros, 1998; Santamaría y Zuri-

ta, 1995; Alonso y Ramis, 1996; Philander, 1996; Henderson-Sellers, 1996; Lahsen y Jamieson, 1996; Fernández y Jaque, 2002; González y otros, 2002) y 2 del ámbito de la Enseñanza de las Ciencias (Borrut y otros, 1992; Sersic, 1991). Cabe agregar, que de estos últimos, uno trata de preocupaciones y reflexiones de un investigador científico (Astrónomo) por la Enseñanza de la Astronomía.

En el ámbito de la meteorología también se percibe un tratamiento más bien práctico del tema calentamiento global (efecto invernadero y capa de ozono), no asociado a las leyes de la física y de la química (Celemin, 1984; de Fina y Ravello, 1973; Martín y Alonso, 1998; Miller, 1973; San José y otros, 1996; Valor y otros, 2001; Vaño y Galvan, 1995).

La falta de tratamiento del tema por la comunidad de investigadores en Educación en Ciencias, la presencia de opiniones sobre el mismo que provienen de su fuerte presencia en los medios de comunicación en particular, en la opinión pública en general, y el escaso tratamiento que se le da al tema en la bibliografía habitual, justifican esta presentación.

Es nuestro propósito analizar a continuación, el equilibrio dinámico de energía 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 señalaremos sólo algunos de 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.

Estamos persuadidos de que todo lo que se exponga a continuación sólo tiene sentido si se logra demostrar la fragilidad del equilibrio señalado.

Introducción

El sol emite radiación electromagnética, que llamamos de onda corta, con un espectro similar al correspondiente a 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, en razón de 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 tenemos vacío. Finalmente, la radiación electromagnética que puede llegarnos de otros planetas (reflejan radiación electromagnética) o de otras estrellas, pueden despreciarse comparadas con la intensidad de 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) nos indica en porcentaje la radiación devuelta, que en el caso de la tierra es de aproximadamente el 31%. Por otro lado, 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.

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 μm) 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, sobre los ojos, sobre el ADN, etc. 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 pre-

sencia en la atmósfera del O_3 , el que actúa absorbiendo radiación próxima al 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 gases que generan el efecto invernadero (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 y es interceptada en primer lugar por la atmósfera. Ésta absorbe una parte, refleja otra y deja pasar la parte restante, que llega a la superficie de la tierra donde una parte es absorbida y el resto reflejada. Entre la superficie terrestre 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 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. 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, inclu-

yendo 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.

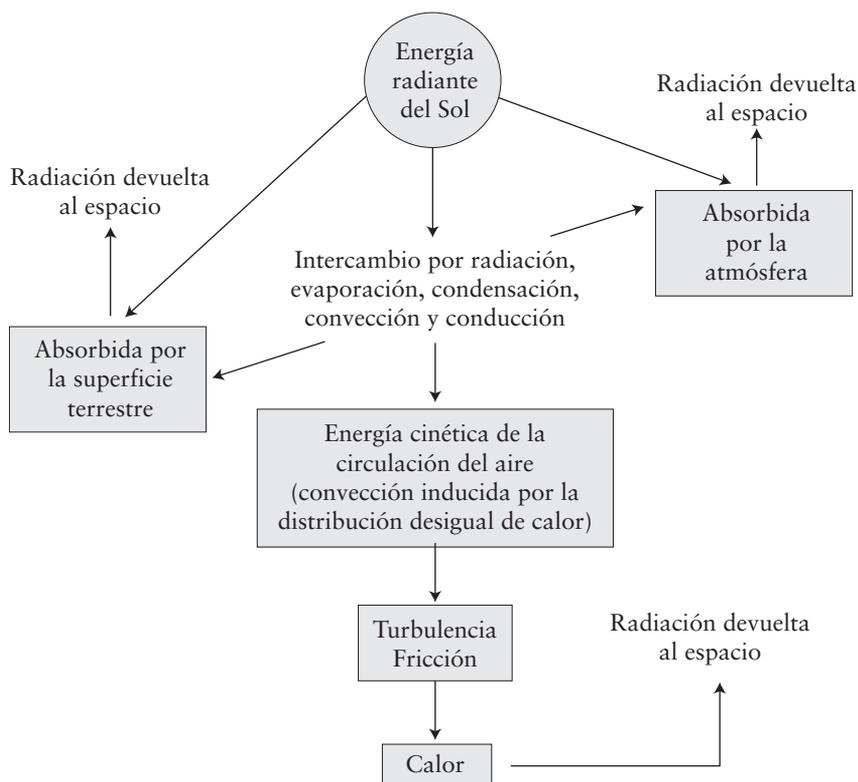


Figura 1. Diagrama del flujo de energía

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

Un cuerpo negro, o emisor ideal 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) establece

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 (Tipler y Mosca, 2005).

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

Donde: $\mathfrak{N}_{(\lambda,T)}$ es la potencia irradiada o radiación del cuerpo en Vatios (W=J/s), por unidad de superficie de radiación en m² y por

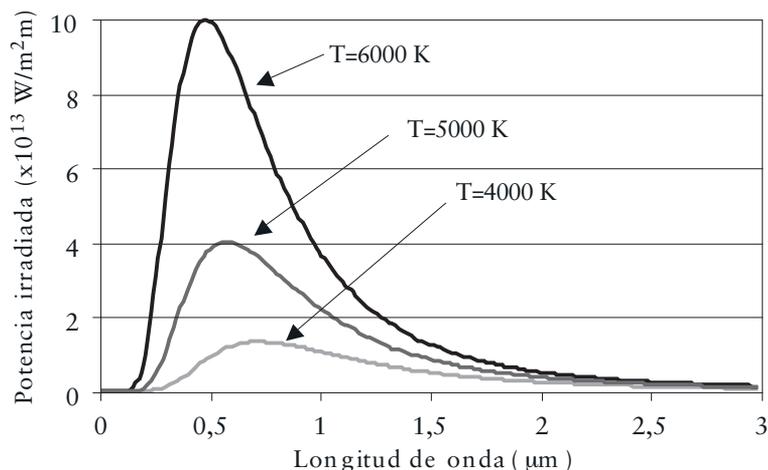


Figura 2. Potencia irradiada o radiación de un cuerpo en $[W]=[J/s]$, para distintas temperaturas (T), por unidad de superficie de radiación y por unidad de longitud de onda.

unidad de longitud de onda en m; $c \cong 3 \times 10^8$ m/s es la velocidad de la luz en el vacío; $h \cong 6,63 \times 10^{-34}$ 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 Kelvin (K). El espectro visible se muestra en detalle en la Figura 3, en la que se destacan de manera cualitativa, las longitudes de onda correspondiente a distintos colores.

La Ley de Wien (2) relaciona el valor de longitud de onda ($\lambda_{\text{máx}}$) para la cual la radiación es máxima, con la temperatura (T) del cuerpo que irradia (Tipler y Mosca, ob cit.)

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

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 la temperatura, de su superficie y las características de la misma (Tipler y Mosca, ob. cit.).

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

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); $s = 1,36 \times 10^{-11}$ kcal/s. $\text{m}^2.\text{K}^4 = 5,67 \times 10^{-8}$ $\text{W}/\text{m}^2.\text{K}^4$ 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.

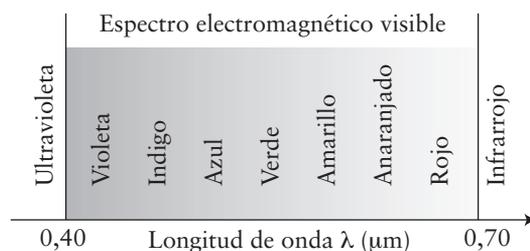


Figura 3. Detalle del espectro visible

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 $R_s=696.000$ km puede considerarse que la temperatura² es de alrededor de 5.777 K.

La energía que genera el sol puede calcular-

se 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 .

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

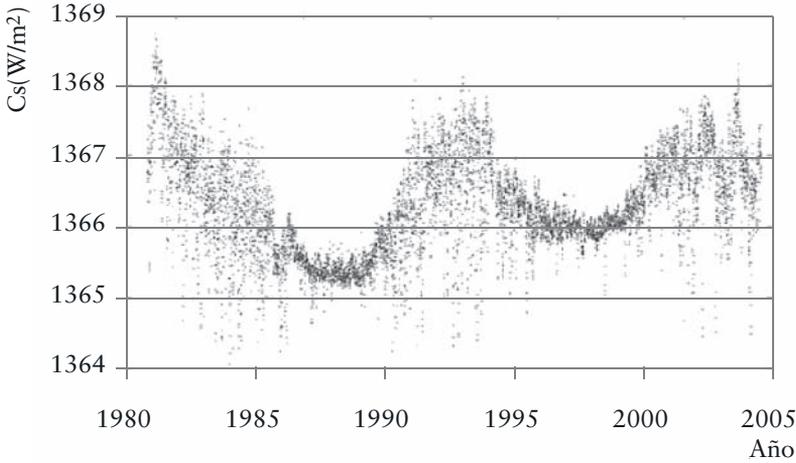


Figura 4. Mediciones de la constante solar C_s , desde satélites fuera de la atmósfera. Fuente: NASA

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 $C_s=1.367$ W/m². Las tormentas solares y la actividad solar en general, provocan los cambios de C_s , que se perciben en la figura. Estos cambios de actividad solar, se dan por ciclos, denominados *ciclos solares* de aproximadamente 11 años.

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 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 (πR_t^2):

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

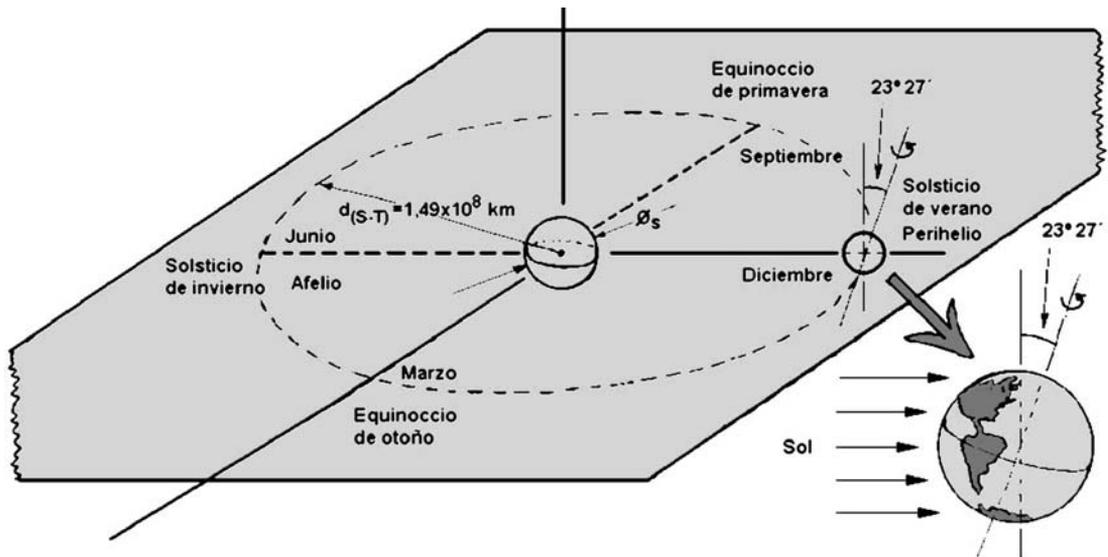


Figura 5. Sistema sol-tierra

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 un porcentaje que llamamos albedo planetario (α_p), en el que 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 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]

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

La tierra también emite radiación Ht' 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 características de absorción de su propia radiación electromagnética:

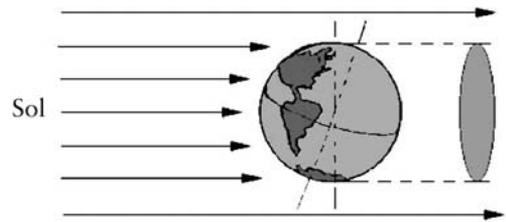


Figura 6. Radiación solar que intercepta la tierra

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, para 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, más allá de la atmósfera, emite:

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



Figura 7. Radiación reflejada por la tierra.
Foto mision Apolo 15 NASA.

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 conse-

cuencia 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:

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

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 como 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

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

La tabla I muestra los valores calculados para la temperatura media de todos los planetas del sistema planetario solar (incluyéndolo a Plutón).

Tabla I. Valores calculados de la temperatura media para todos los planetas del sistema solar

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

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 en un primer intento la expectativa de vida de nuestra especie en cada uno de ellos.

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.

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

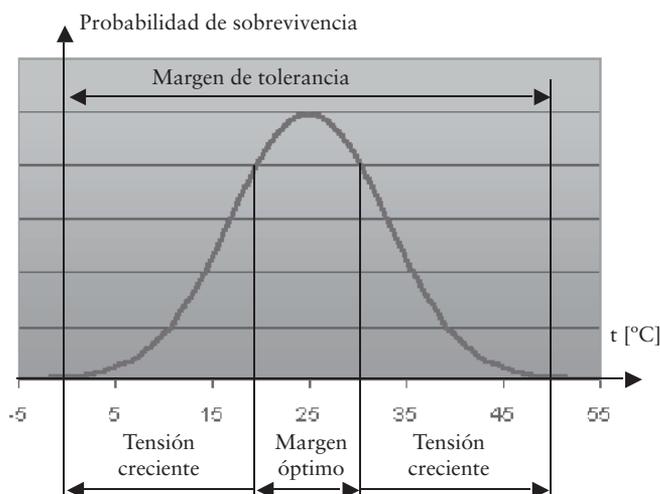


Figura 8. Punto óptimo, zonas de tensión y límites de tolerancia

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. También estos (factores abióticos) afectan la capacidad de sobrevivir de los organismos, si bien 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*, la que plantea cómo la supervivencia, crecimiento y evolución de una especie depende de la presencia de otras especies. En el caso de 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 para modificar a su favor las condiciones existentes en su entorno. Es decir, el manejo de recursos tecnológicos puede ampliar la zona de tolerancia, 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, la temperatura en este

caso, 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 (Nebel y Wrigth, 1999; Glynn y Heinke, 1999).

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. 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 al 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 en los valores 0 °C el inferior y 50 °C el superior.

Para analizar la probabilidad de que una especie similar a la humana sobreviva y evolucione en otro planeta, resulta útil 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

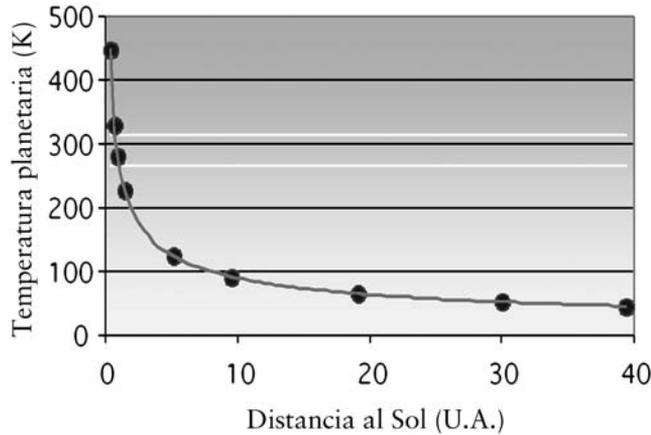


Figura 9. Temperatura de los distintos planetas (calculadas con $\alpha=0$ y $\beta=0$), y límites de tolerancia de temperatura de la especie humana.

astronómica [U.A.]. Nítidamente se percibe lo hospitalaria que resulta la tierra para la presencia del hombre.

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. Ésta indica para la tierra una temperatura muy baja, 254 K, es decir unos -19°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 el albedo en la temperatura de los planetas.

En la cuarta columna de la Tabla II, 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, es decir los distintos gases que la componen 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.

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 tempe-

Tabla II. Influencia del albedo en la temperatura de los planetas

Planeta	Albedo (α)	Temperatura Calculada [K]	Temperatura Medida [K]	Coficiente 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

ratura de 288 K, hay que aceptar un coeficiente de absorción $\beta = 0,40$. En el 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 (Fernández y Jaque, 2002).

Resulta interesante analizar que 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).

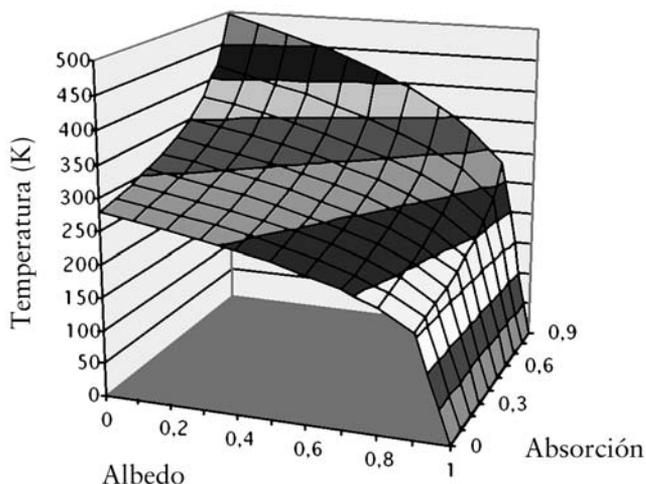


Figura 10. Temperatura de la tierra en función del albedo α y del coeficiente de absorción β

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 una de ellas -Figura

11- 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 β ($0,20 < \beta < 0,60$)

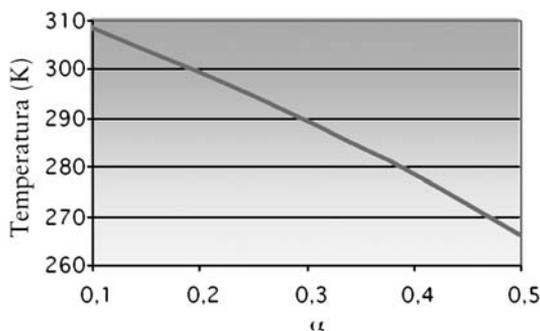


Figura 11. Temperatura de la tierra en función de α , para $\beta = 0,40$

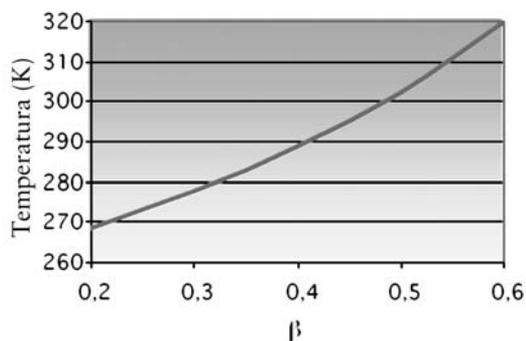


Figura 11. Temperatura de la tierra en función de β , para $\alpha = 0,31$

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 los últimos 800.000 años. Cuando los valores de temperatura bajaron a 12 °C se dieron los períodos glaciares. Distintos autores no se ponen de acuerdo sobre la disminución de temperatura en dichos períodos: descensos de 3 °C a 5 °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 hasta 1,5 km.

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 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 0,5mm ($1\mu\text{m} = 0,001 \text{ mm} = 1 \times 10^{-6}\text{m}$), 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 °C) similar a la temperatura media de la tierra, Figura 15, no emite radiación en

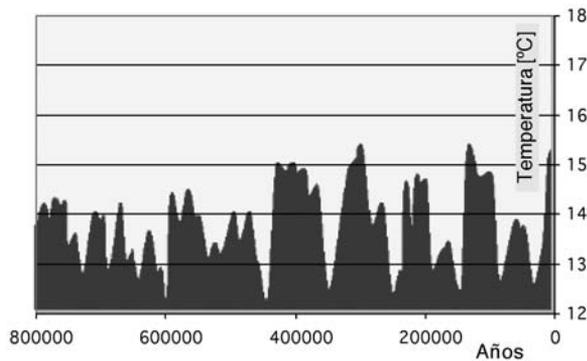


Figura 13. Temperatura media sobre la tierra, los últimos 800.000 años. (Calvo y otros, 2002)

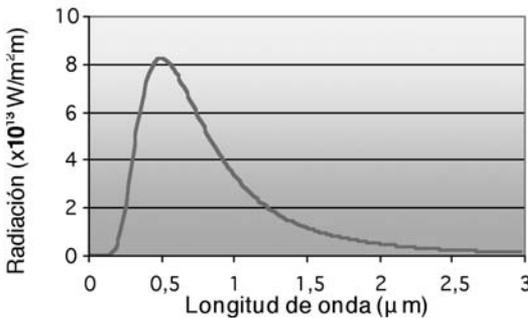


Figura 14. Espectro de la energía que irradia el sol

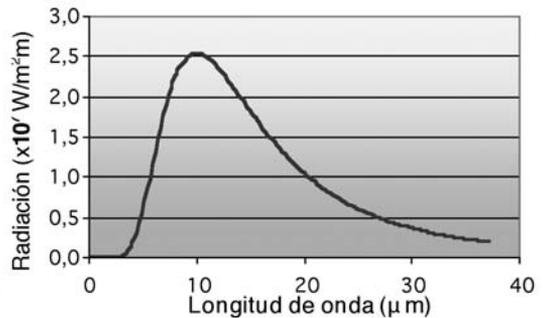


Figura 15. Espectro de la energía que irradia la tierra

la porción visible del espectro, y su máximo de radiación se produce para una longitud de onda de aproximadamente 10 μm . 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 ($\approx 2,53 \times 10^7 \text{ W/m}^2 \cdot \text{m}$) es de un orden de magnitud seis veces menor que el máximo de radiación del sol ($\approx 8,22 \times 10^{13} \text{ W/m}^2 \cdot \text{m}$). 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.

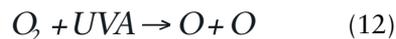
El albedo α y el coeficiente de absorción β

Los fenómenos de absorción, reflexión y transmisión de la radiación en la atmósfera, son los que determinan el valor del albedo α y el coeficiente de absorción β , y éstos a su vez, son los que determinan la temperatura global de la tierra.

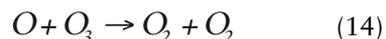
Absorción.

El oxígeno molecular O_2 , el ozono O_3 , el vapor de agua H_2O , el dióxido de carbono CO_2 , el metano CH_4 , los clorofluorcarbonos CFCs, los óxidos de nitrógeno 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 (Miller, 1973; Nebel y Wrigth, 1999).

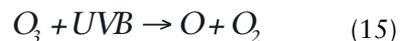
La radiación ultravioleta muy corta (menos de 0,20 μm) procedente del sol es absorbida por el O_2 y lo separa en dos átomos en los niveles superiores de la atmósfera; estos átomos de oxígeno libres, se combinan con moléculas de oxígeno para formar el ozono. Químicamente las reacciones serían



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 longitud de onda que aquella que separó el O_2 , puede separar el O_3 ; resumiendo, el ozono absorbe eficazmente la luz ultravioleta de mayor longitud de onda (entre 0,22 mm y 0,29 mm), según la reacción



El O_2 y el O_3 absorben casi el 100 % de todas las radiaciones de longitud de onda inferiores a 0,29 mm. Por esta razón, solamente llega a la porción baja de la atmósfera una pequeña fracción 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 (ecuaciones 12 y 13) y de destrucción (ecuaciones 14 y 15). 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 el ecuador y disminuye con la latitud. Ahora bien, la presencia de otras sustancias químicas en la estratosfera, especialmente

los 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. No actúa a longitudes de onda inferiores a $0,8 \mu\text{m}$, que constituyen la mayor parte de la radiación solar, absorbe intensamente en varias bandas de absorción hasta los $30 \mu\text{m}$ 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 presenta una importante zona de absorción alrededor de los $3 \mu\text{m}$, luego otra entre $4 \mu\text{m}$ y $5 \mu\text{m}$, y finalmente otra importante zona de absorción entre los $15 \mu\text{m}$ y $20 \mu\text{m}$. 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 en consecuencia modificar el delicado equilibrio dinámico de temperatura, es el más popular.

En resumen, la atmósfera es esencialmente transparente entre $0,3 \mu\text{m}$ y $0,8 \mu\text{m}$, longitudes cortas de onda, en la que se encuentra la mayor parte de la radiación solar. Pero entre $0,8 \mu\text{m}$ y $20 \mu\text{m}$, que es la 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 CFC_s , 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.

La Tabla III (Fernández y Calvo, ob. cit.) muestra los contaminantes atmosféricos antro-

pogénicos, 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.

Como fuentes y usos más importantes, digamos que el CO_2 proviene fundamentalmente de la combustión de materia orgánica y las fuentes más importantes son las centrales térmicas y el transporte. Los CFC_s son compuestos derivados de la industria de espumas y refrigerantes, aislantes, aerosoles y sobre todo como productos de limpieza en la industria de la microelectrónica; 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, CH_4 , es debido a la quema de los bosques y es emitido por las granjas y por los suelos inundados (cultivos de arroz). Los óxidos de nitrógeno NO_x , proviene de procesos naturales (relámpagos, erupciones volcánicas y acción bacteriana del suelo), del uso de combustibles fósiles (calefacción, centrales térmicas y automóviles), y de la desnitrificación de los suelos propiciado por el abonado excesivo

Tabla III: Contaminantes atmosféricos antropogénicos (Nebel y Wrigth, 1999).

Gas	Contribución Relativa	Ritmo de Crecimiento (% por año)
CO_2	50	0,5
CFC_s	16	5
CH_4	15	1
O_3	7	0,5
NO_2	4	0,2

El O_3 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%) por las grandes industrias (30%) y por las fuentes locales, como consumidores residenciales y pequeñas industrias (20%). En la estratosfera (12 a 50 km sobre el nivel del mar), el O_3 nos protege de la radiación ultravioleta, y en la troposfera donde es considerado un gas contaminante, contribuye al efecto invernadero.

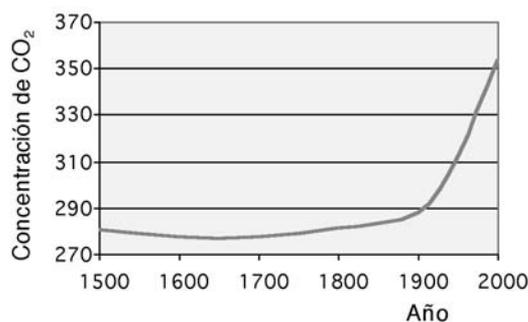


Figura 16. Concentración de CO_2 en los últimos 500 años (Fernández y Jaque, 2002)

La manera como ha evolucionado el CO_2 en nuestra atmósfera en los últimos 500 años, se muestra en la Figura 16. Los valores hasta aproximadamente 1.900 se obtuvieron analizando el contenido de CO_2 en las burbujas de aire de un glaciar. Del análisis de la figura se advierte que la concentración de CO_2 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.

Las presencia de CO_2 en la atmósfera a nivel mundial hasta el año 2.100, se indica en la Figura 17. 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) y la curva inferior, corresponde a una actividad industrial sin crecimiento (las emisiones de dióxido de carbono se mantienen en los niveles actuales).

También 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 CO_2 , 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 18, muestra las predicciones extremas sobre el cambio de temperatura con un crecimiento anual de la indus-

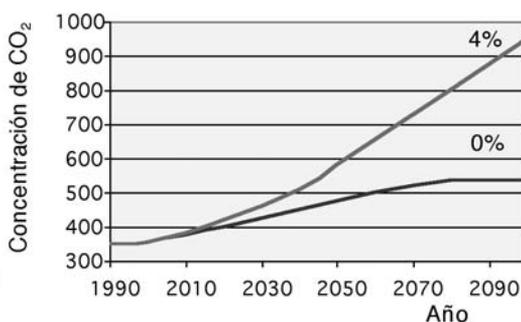


Figura 17. Predicción de la concentración de CO_2 hasta el 2100 (Fernández y Jaque, 2002.)

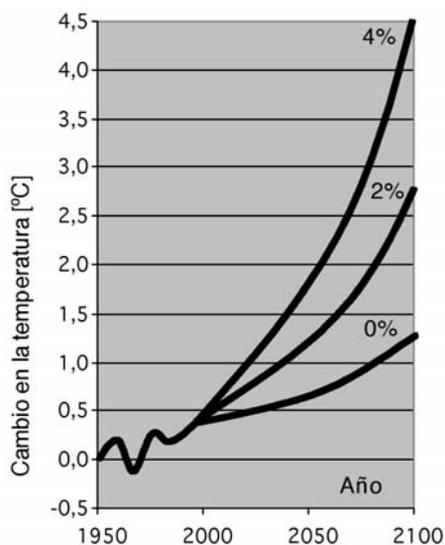


Figura 18. Calentamiento global para varias hipótesis de crecimiento industrial (Nebel y Wriqth, ob. Cit.)

tria del 4%, con un crecimiento del 2% (que es el actual) y sin crecimiento (aún así se incrementaría la temperatura global).

Los clorofluorcarbonos (CFCs) y la capa de ozono.

La formación natural del ozono estratosférico, ya fue analizada en un apartado anterior. 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 propelente en aerosoles (; Nebel y Wriqth, 1999).

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 es



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 catalizador que propicia reacciones químicas que destruyen el ozono, sin consumirse. Cada átomo de cloro tiene la posibilidad de descomponer 100.000 moléculas de ozono. Cabe aclarar, que se acuerda internacionalmente a mediados de los años 90, un

proceso de descomposición de los CFCs mucho más complejo, basado en el modelo de las reacciones de química heterogénea. En promedio las concentraciones de ozono estratosférico han disminuido en los últimos 20 años. La Figura 19 (Nebel y Wriqth, ob. cit.) muestra las concentraciones del ozono en Europa, en los últimos años.

Finalmente, los aerosoles atmosféricos juegan un papel importante en el cambio climático, ya que aumentan el coeficiente de absorción, disminuyendo la radiación incidente en la superficie terrestre, lo cual puede traer aparejada una disminución en la temperatura. Si bien es un fenómeno local, podría modificar sustancialmente el clima y la vida en la región (ejs: teorías actuales de respecto de la desaparición de los dinosaurios y la “noche nuclear”, alteraciones en el clima luego de una erupción importante, como la del volcán Pinatubo, etc.).

El albedo y la presencia de nubes en el 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,

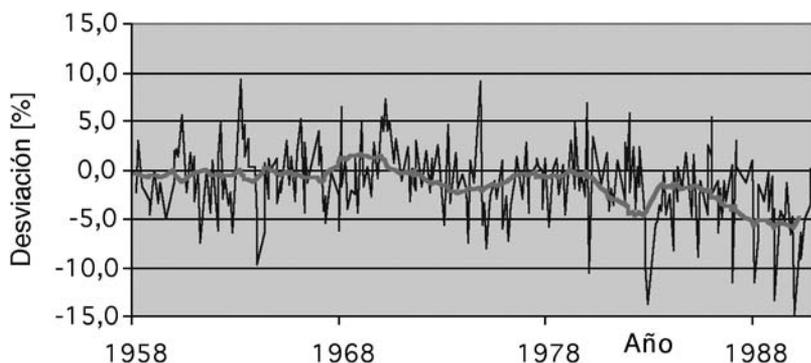


Figura 19. Concentraciones de O_3 en Europa, en los últimos años.

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. Producto de varias dispersiones aleatorias, la radiación puede volver sobre sus pasos saliendo de la nube por el sector de la misma donde penetró. Por ese motivo a las nubes se las ve brillantes cómo si reflejaran la radiación solar. 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_r .

En razón de que fundamentalmente dispersan la radiación que reciben y absorben mal la energía radiante. Por término medio, la mitad de la radiación interceptada se dirige al espacio y la otra mitad hacia la tierra, aunque la proporción depende de la 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 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 (por ejemplo, las ondas luminosas) que atraviesa la atmósfera, de manera 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 (Hecht, 1999).

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 cantidad de dispersión es mucho mayor con las ondas cortas del espectro visible (zona del azul) que con las ondas más largas (rojo) de dicho espectro. 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); y 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, cuando 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. 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.

Conclusiones

Expresiones como la (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 pro-

vocaría un valor de temperatura global de entre 283 y 284 K o de entre 10 y 11 °C, lo que estaría indicando una disminución de entre 4 y 5 °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. Veamos, 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 EI 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 nubes (Figura 20) 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.

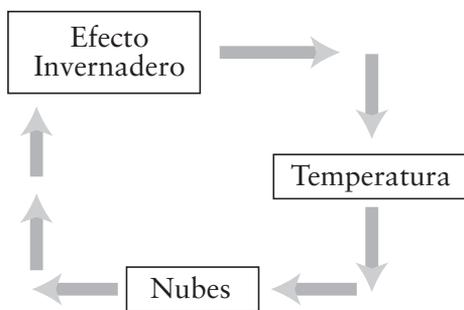


Figura 20. Proceso de incremento de temperatura con realimentación positiva.

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 con relación a los dos procesos de realimentación positiva descritos en los párrafos anteriores, que por ejemplo si bien un aumento de nubes aumenta el EI, 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.

El cambio en el uso del suelo, por ejemplo la deforestación, provocaría fuertes cambios en el albedo y en el coeficiente de absorción, muy difíciles de prever. Por ejemplo, los bosques, por un lado son muy malos reflectores de la luz solar y su presencia afecta el valor del albedo, pero, por otro lado, la fotosíntesis asociada a la vida las plantas, absorbe CO₂, contribuyendo en la disminución del efecto invernadero.

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 la posibilidad cierta de que un pequeño desequilibrio provoque en un proceso de realimentación positiva un cambio de temperatura aún mayor –algo que intentamos demostrar–, ¿será necesario lograr mayores certezas en relación con estos procesos o habrá que tomar medidas preventivas antes de que se inicien los cambios?

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.

Notas

- 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 atmósfera 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 1 y 2, distintos autores no acuerdan con los valores de la constante solar. Por dicho motivo consultamos la fuente que indicamos.

Referencias

- Alonso, S. y Ramis, C. (1996). Una pequeña introducción al estudio del clima de la Tierra y del Cambio Climático. *Revista Española de Física*, 10 (1), pp. 6-8.
- Aristegui, R.; Barderi, M.; Cittadino, E.; Cuniglio, F.; Delmonte, J.; Fernández, E.; Granieri, P.; Morales, E.; Rinaldi, M. y Schipani, F. (1997). *Ciencias Naturales 8° EGB*. Buenos Aires: Santillana.
- Bachrach, E.; Bilenc D.; Fernández, E.; Morales, E.; Schipani, F. y Taddei, F. (1998). *Ciencias Naturales 9*. Buenos Aires: Santillana.
- Bassarsky, M.; Valerani, A.; Arriazu, F.; Cornejo, J.; Drewes, A.; Martínez, M. y Villegas, A. (2001). *Naturaleza en Red 7*. Buenos Aires: A-Z Editores.
- Borrut, J.M.; Camps, J.; Maixé, J.M. y Planelles, M. (1992). La meteorología en la enseñanza de las ciencias experimentales: una propuesta interdisciplinaria e integradora. *Enseñanza de las Ciencias*, 10 (2), pp. 201-205
- Calvo, D.; Molina, M.T. y Salvachúa, J. (2002). *Ciencias de la tierra y del medio ambiente 2° Bachillerato*. Madrid: Mc Graw Hill.
- Capuano, V.; Perrota, M.; Dima, G.; Botta, I.; Gutiérrez, E.; Follari, B. y De La Fuente, A. (2004a). Ideas de los docentes de EGB1, EGB2 Y EGB3, acerca del efecto invernadero y la capa de ozono. *Presentado en el I Congreso Nacional de Educación en Ciencias Naturales*, Córdoba, Argentina.
- Capuano, V.; Martín, J.; Gutiérrez, E.; Albarracín, L.; González, A. Y Musicante, P. (2004b). Lo que el alumno de EGB3 y POLIMODAL sabe sobre el efecto invernadero y sobre la capa de ozono, *Memorias de SIEF 7*, pp. 236-245.
- Celemin, A.H. (1984). *Meteorología práctica*. Mar del Plata: Edición del autor.
- De Fina, A.L. y Ravello, A.C. (1973). *Climatología y fenología agrícolas*. Buenos Aires: EUDEBA.
- Fernández, P. y Jaque, F. (2002). El cambio climático: centrales térmicas y nucleares. *Revista Española de Física*, 16 (4), pp. 13-17.
- Glynn, H.J. y Heinke, G.W. (1999). *Ingeniería ambiental*. México: Prentice Hall.
- González, J.; Martínez, J.; Fernando, J.; Tena, M.; Utrillas, P. y Cabo, X. (2002). La red española de medida de la radiación ultravioleta. *Revista Española de Física*, 16 (4), pp. 18-23.
- Hecht, E., 1999. *Física 1 y 2. Álgebra y Trigonometría*. Internacional Thomson Editores. México.
- Henderson-Sellers, A. (1996). Modelización del sistema climático. *Revista Española de Física*, 10 (1), pp. 17-24.
- Lahsen, M. y Jamieson, D. (1996). Impacto socioeconómico del Cambio Climático inducido por el hombre. *Revista Española de Física*, 10 (1), pp. 25-29.
- Martín, D. y Alonso, S. (1998). Modelo numérico sencillo de circulación atmosférica. *Revista Española de Física*, 12 (2), pp. 20-27.
- Marx, G. (1992). Astrofísica, Clima y Tecnología. *Revista de enseñanza de la Física*, 5 (1), pp. 13-25.
- Miller, A. (1973). *Meteorología*. Barcelona: Labor, S.A.
- Nebel, B.J. y Wrigth, R.T. (1999). *Ciencias Ambientales. Ecología y desarrollo sostenible*. México: Prentice Hall.
- Perlmutter, S.; Schnek, A.; Stutman, N.; Miranda, F. y Pinski, A. (1997). *Ciencias Naturales y Tecnología 7° EGB*. Buenos Aires: Aique.
- Philander, G. (1996). El niño y la niña. *Revista Española de Física*, 10 (1), pp. 9-16.

- Revel Chion, A.; Meinardi, E. y Sztrajman, J. (1994). *Ciencias Naturales 1º año*. Buenos Aires: Aique.
- Rubinstein, J. y Botto, J. (1997). *Ciencias Naturales 8 Física 3º Ciclo EGB*. Buenos Aires: A-Z Editora.
- Sánchez, I.; Leal, A. y Elizalde, R. (1995). *Ciencias de la naturaleza 1 (ESO)*. Madrid: Mc Graw Hill.
- 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. *Revista Española de Física*, 10 (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. *Revista Española de Física*, 9 (4), pp. 7-12.
- Sersic, J.L. (1991). Reflexiones sobre la enseñanza y difusión de la astronomía. *Revista de enseñanza de la Física*, 4 (1), pp. 28-34.
- Tena, F.; Martínez-Lozano, J. y Utrillas, M. (1998) Radiación Solar ultravioleta y prevención del eritema. *Revista Española de Física*, 12 (1), pp. 18-24.
- Tipler, P. y Mosca, E. (2005). *Física para la Ciencia y la Tecnología. Volumen 2*. España: Reverté.
- Valor, E.; Pardo, A.; Meneu, V; y Caselles, V. (2001). Consumo eléctrico y meteorología. *Revista Española de Física*, 15 (4), pp. 21-27.
- Vaño Carruana, E. y Galván Bermejo, C. (1995). Efectos biológicos y riesgos de las radiaciones ionizantes. *Revista Española de Física*, 9 (2), pp. 35-39.
- Zarur, P. (1995). *Ciencias Naturales 7*. Buenos Aires: Plus Ultra.