

CAPÍTULO 9

Disponibilidad solar

Objetivos del capítulo

El Sol, nuestra estrella más cercana, es una fuente inagotable de energía que ha sustentado la vida en la Tierra durante miles de millones de años. En la actualidad, entender y aprovechar esta energía se ha convertido en una de las prioridades más relevantes, por ello, el estudio de la radiación solar y su captación es fundamental para comprender el capítulo siguiente sobre la energía solar térmica y fotovoltaica.

Este capítulo aborda los fundamentos de la captación solar, incluyendo los procesos físicos que gobiernan la radiación solar, los factores que afectan a su intensidad y las herramientas que nos permiten medirla. Se desarrollan conceptos importantes, como la *constante solar*, que define la energía disponible en la parte externa de la atmósfera, o los efectos de la atenuación solar, provocados por elementos como el aire, las nubes y la atmósfera que modulan la radiación en su camino hacia la superficie.

Para medir esta energía, la tecnología ha desarrollado instrumentos especializados, como los piranómetros y pirhelíometros, que permiten cuantificar los distintos componentes de la radiación solar. Además, se analiza el balance térmico global, un delicado equilibrio que determina cómo la energía solar interactúa con la atmósfera y la superficie, regulando el clima y los sistemas energéticos del planeta.

Finalmente, se aborda la inclinación óptima, una variable determinante en el diseño de sistemas solares. La inclinación debe ajustarse según factores como la latitud del lugar y la declinación solar, lo que permite maximizar la captación de energía en diferentes momentos del año, ya sea para días específicos, estaciones o el promedio anual.

1. Introducción

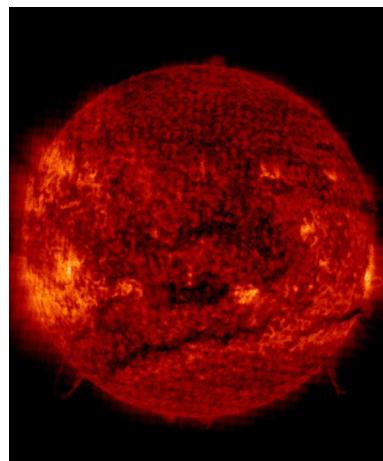
El Sol, centro de nuestro sistema solar, es una *enana blanca* compuesta principalmente de hidrógeno y helio (99 %), siendo la fuente primordial de energía para la Tierra. Esta energía se genera a través de la fusión nuclear, un proceso donde los isótopos de hidrógeno, deuterio y tritio se fusionan para formar helio, liberando una inmensa cantidad de energía en este proceso. La energía solar llega a la Tierra en forma de radiación electromagnética de onda corta, viajando a través del espacio a la velocidad de la luz.

La energía solar que logra alcanzar la superficie terrestre, la cual calcularemos en los siguientes apartados, en promedio, es de unos 340 W/m^2 . Una parte es reflejada, lo que se conoce como *albedo*, y otra parte es devuelta al espacio en forma de radiación infrarroja o radiación de onda larga. Sin embargo, la presencia de gases de efecto invernadero (GEI) en la atmósfera, como el vapor de agua y el dióxido de carbono, provoca que una parte importante de esta radiación infrarroja sea absorbida y reemitida hacia la superficie. Este fenómeno, que como ya hemos visto es conocido como *efecto invernadero*, es el responsable de que la temperatura media de la Tierra sea de unos 14°C , mucho más cálida que la temperatura de equilibrio de -18°C que debería tener el planeta en ausencia de atmósfera.

La energía solar no calienta la superficie de manera uniforme, lo que crea un gradiente térmico en latitud. Como podemos ver en la figura 2, las latitudes bajas tienden a recibir más energía solar que las latitudes altas debido al ángulo de incidencia de los rayos solares. Este desequilibrio energético se compensa mediante la circulación atmosférica y la circulación oceánica, que transportan calor desde las regiones ecuatoriales hacia los polos.

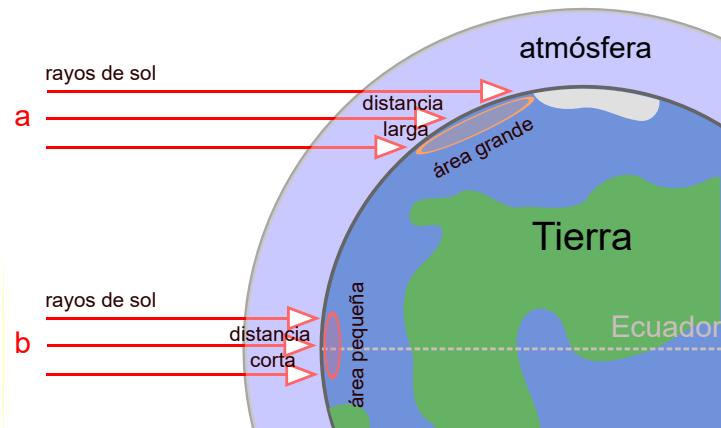
En la figura 3, se muestra la órbita elíptica de la Tierra alrededor del Sol, y, por tanto, la distancia entre ambos cuerpos varía a lo largo del año. El punto de la órbita más lejano se llama *afelio*, que ocurre alrededor del 3 y 4 de julio, mientras que el punto más cercano se llama *perihelio*, que ocurre alrededor del 3 y 4 de enero. A pesar de esta variación en la distancia, la cantidad de energía solar que llega a la Tierra es relativamente constante. La irradiancia solar total, anteriormente conocida como *constante solar*, mide la cantidad de energía solar que llega a la Tierra por unidad de superficie y tiempo en una superficie perpendicular a los rayos solares fuera de la atmósfera.

■ Figura 1. El Sol



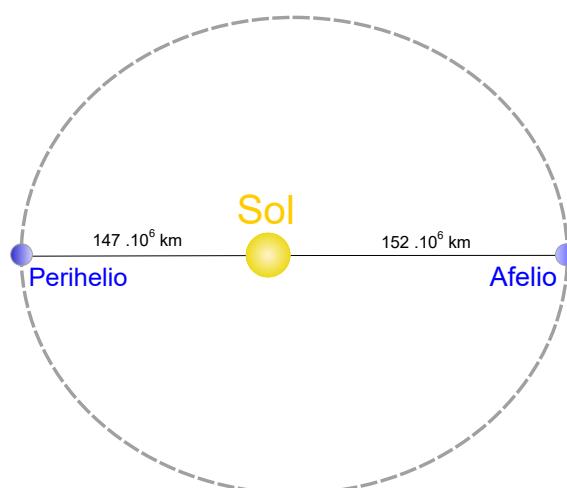
Fuente: https://soho.nascom.nasa.gov/data/realtime/eit_304.

■ Figura 2. Inclinación de los rayos



Fuente: elaboración propia.

■ Figura 3. Afelio y perihelio

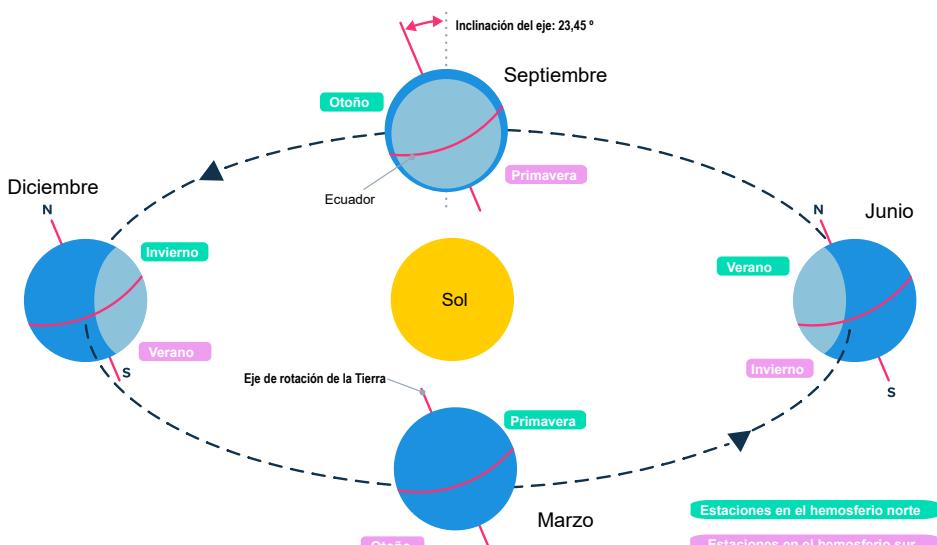


Fuente: elaboración propia.

Existe el error común de pensar que las estaciones ocurren porque la Tierra está más cerca o más lejos del Sol. De hecho, la Tierra está más cerca del Sol durante el invierno del hemisferio norte. La Tierra gira alrededor del Sol como si fuera un trompo inclinado, manteniendo siempre una inclinación de $23,45^{\circ}$ respecto al plano de giro. Es esta inclinación la que produce las estaciones, cuando se produce el giro alrededor del Sol. Para explicarlo podemos ayudarnos de la figura 4, en la que se muestra el giro de la Tierra alrededor del Sol. En diciembre, es invierno en el hemisferio norte y verano en el hemisferio sur, al incidir los rayos del Sol con mayor inclinación en el hemisferio norte. Si nos fijamos en el hemisferio norte, es verano en junio porque los rayos del Sol llegan a esa parte de la Tierra de manera más directa que en otras épocas del año, sin embargo, es invierno en diciembre porque ese es el momento en el que esa parte de la Tierra recibe los rayos del Sol con una mayor inclinación. En el siguiente enlace puedes ver el movimiento durante las estaciones: <https://astro.unl.edu/classaction/animations/coordsmotion/eclipticsimulator.html>.

Los trópicos son las regiones de la Tierra situadas a $23,45^{\circ}$ ($23^{\circ} 26' 14''$) de latitud. Dentro de estas zonas, al menos un día al año, el Sol incidirá perpendicularmente sobre la superficie cuando esté en su céntit. En el trópico de Cáncer (hemisferio norte), se alcanza entre los días 20 y 21 de junio, mientras que en el trópico de Capricornio se alcanza entre los días 21 y 22 de diciembre.

■ Figura 4. Estaciones en el hemisferio norte

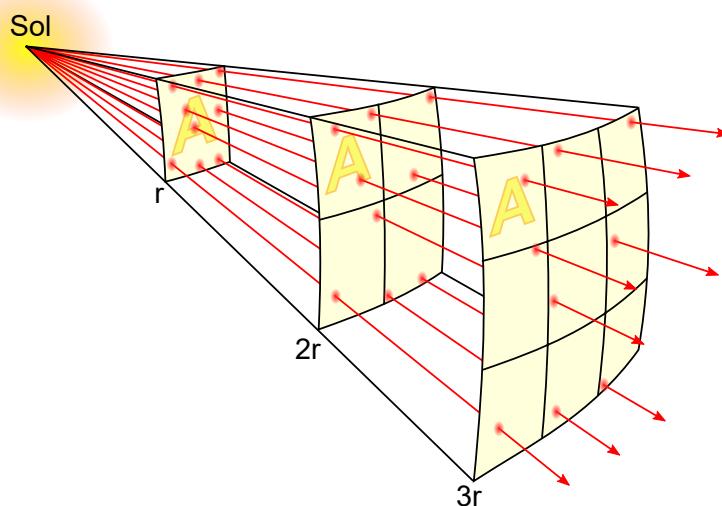


Fuente: elaboración propia.

2. La constante solar

La *constante solar*, también conocida como *irradiancia solar total* o *total solar irradiance* [TSI], representa la cantidad de energía solar que llega por unidad de tiempo y área en forma de radiación, medida en la parte superior de la atmósfera terrestre sobre un plano perpendicular a los rayos solares. Según las últimas mediciones realizadas por satélites en misiones como SORCE (*solar radiation and climate experiment*), subvencionada por la NASA, su valor es de 1361 W/m^2 , que es ligeramente inferior a los valores que figuran en la mayoría de las fuentes anteriores. Este valor no es constante, ya que la distancia al Sol varía a lo largo del año, siendo 1414 W/m^2 en el perihelio y 1321 W/m^2 en el afelio. Se suele representar como TSI, I_0 o I_{Tierra} .

■ Figura 5. Representación de la ley inversa del cuadrado



Fuente: elaboración propia.

La ley inversa del cuadrado, representada en la figura 5, describe cómo la intensidad de la radiación solar disminuye con la distancia al cuadrado. Esto significa que la energía solar que llega a la Tierra es mucho mayor que la que llegaría a un planeta más alejado del Sol. Con esta ley, y conociendo el valor que nos llega a la Tierra, se puede calcular la energía que se emite desde la superficie del Sol, aplicando la conservación de la energía, ya que en el vacío no existen medios materiales que puedan absorber o dispersar la radiación electromagnética. Si a la parte superior de la atmósfera nos llegan 1361 W/m^2 , podemos calcular

toda la energía que llegaría a una esfera con centro en el Sol y a una distancia Tierra-Sol simplemente multiplicando la constante solar por el área de esa superficie. Ese valor sería toda la energía que emite el Sol y la representaremos por L_{Sol} .

$$L_{\text{Sol}} = I_0 4 \pi d_{\text{Sol-Tierra}}^2$$

Sustituyendo el valor de distancia promedio Tierra-Sol de 149 597 870 km, podemos obtener que:

$$L_{\text{Sol}} = 3,83 \cdot 10^{26} \text{ W}$$

Y si ahora lo dividimos por el área de la esfera del Sol, podríamos calcular el flujo total de radiación por unidad de superficie que se emite desde la superficie del Sol, es decir, la potencia por unidad de superficie emitida desde su superficie, y que se representa por I_{Sol} :

$$I_{\text{Sol}} = I_0 \frac{4 \pi d_{\text{Sol-Tierra}}^2}{4 \pi d_{\text{Sol}}^2} = 6,3 \cdot 10^7 \frac{\text{W}}{\text{m}^2}$$

Podríamos estimar también la temperatura del Sol. Para ello usaremos la ecuación que desarrollaron Joseph Stefan y Ludwig Boltzmann que relaciona la radiación y la temperatura, permitiendo estimar con precisión la temperatura del Sol:

$$I = \varepsilon \sigma T^4$$

Donde:

- I . Potencia emisiva (W/m^2).
- ε . Emisividad, que varía entre 0 y 1, siendo 1 para un cuerpo negro.
- T . Temperatura (K).
- σ . Constante de Stefan-Boltzmann, cuyo valor es $5,67 \cdot 10^{-8} \frac{\text{W}}{\text{m}^2 \text{K}^4}$.

Sustituyendo los valores, obtendríamos un valor de temperatura para el Sol de 5 773 K.

No toda la energía que se recibe del Sol llega a la superficie terrestre. Como veremos más detalladamente en el próximo epígrafe, hay parte que se refleja en lugar de ser absorbida. A este valor lo denominamos *albedo*. Es un valor adimensional que varía entre 0 y 1. Un valor de 0 significa que toda la radiación es absorbida (superficie completamente negra), mientras que un valor de 1 indica que toda la radiación es reflejada (superficie completamente blanca). Podemos hablar de distintos albedos:

- Albedo planetario. Es el albedo promedio de todo un planeta, que incluye los océanos, los continentes, las nubes y la atmósfera. Para la Tierra, el albedo planetario es aproximadamente 0,3, aunque recientes estudios indican que en los últimos años está disminuyendo.

■ Tabla 1. Albedos planetarios

Mercurio	0,07	Urano	0,30
Luna	0,07	Saturno	0,34
Marte	0,25	Júpiter	0,41
Tierra	0,29	Venus	0,76
Neptuno	0,29		

- Albedo de superficie. Es el albedo de una superficie específica, como el hielo, el agua, la vegetación o el suelo. Entre los ejemplos de albedos de diferentes superficies, destacamos los siguientes: nieve fresca (0,8-0,9), hielo (0,3-0,5), océanos (0,06) o bosques (0,1-0,2).

Es posible calcular la temperatura efectiva de un planeta conociendo su distancia al Sol. Para ello, podemos utilizar un modelo simplificado de equilibrio radiativo si consideramos que existe un equilibrio entre la energía que llega del Sol y la que es emitida.

La irradiancia del planeta, es decir, la energía solar por la unidad de área (I_{planeta}) que le llega al planeta desde el Sol, se puede determinar por la ley inversa del cuadrado:

$$I_{\text{planeta}} = \frac{L_{\text{Sol}}}{4 \pi d_{\text{Sol-planeta}}^2}$$

Lógicamente, cuanto más alejado esté el planeta del Sol, menor será la energía que le llega.

Y toda la energía que le llega será la irradiancia por la superficie de la sección transversal del planeta (πR_p^2), restándole la que refleja, es decir, el albedo:

$$E_{\text{absorbida}} = (1 - A) \cdot \pi R_p^2 \cdot I_{\text{planeta}}$$

Por otro lado, el planeta emite energía en forma de radiación térmica según la ley de Stefan-Boltzmann:

$$E_{\text{emitida}} = 4 \pi R_p^2 \cdot \sigma T_{\text{ef}}^4$$

Donde:

- σ . Constante de Stefan-Boltzmann ($5,67 \cdot 10^{-8} \text{ W/m}^2 \text{ K}^4$).
- T_{ef} . Temperatura efectiva del planeta (en kelvin).

Igualando ambas expresiones y sustituyendo los valores que hemos obtenido:

$$(1 - A) \cdot \pi R_{\text{planeta}}^2 \cdot \frac{L_{\text{Sol}}}{4 \pi d_{\text{Sol-planeta}}^2} = 4 \pi R_{\text{planeta}}^2 \cdot \sigma T_{ef}^4$$

Y simplificando y despejando:

$$T_{ef}^4 = \frac{(1 - A) \cdot L_{\text{Sol}}}{16 \pi d_{\text{Sol-planeta}}^2}$$

$$T_{ef} = \sqrt[4]{\frac{(1 - A) \cdot L_{\text{Sol}}}{16 \pi \sigma d_{\text{Sol-planeta}}^2}}$$

EJEMPLO 1

Determinar la temperatura efectiva de la Tierra sabiendo que $L_{\text{Sol}} = 3,83 \cdot 10^{26} \text{ W}$ y suponiendo un albedo de 0,3 y que la distancia promedio de la Tierra al Sol es de $1,496 \cdot 10^{11} \text{ m}$.

Solución

Si sustituimos estos valores en la ecuación anterior:

$$T_{ef} = \sqrt[4]{\frac{(1 - A) \cdot L_{\text{Sol}}}{16 \pi d_{\text{Sol-planeta}}^2}} = \sqrt[4]{\frac{(1 - 0,3) \cdot 3,83 \cdot 10^{26}}{16 \pi 5,67 \cdot 10^{-8} (1,496 \cdot 10^{11})^2}} = 254,6 \text{ K}$$

Esto equivale a $-18,5^\circ\text{C}$, lo que representa la temperatura promedio que tendría la Tierra si no existiera la atmósfera que por efecto invernadero atrapa parte de la radiación saliente y calienta el planeta.

Por tanto, gracias al efecto invernadero, tenemos un planeta con las condiciones adecuadas para la vida. Esto no quiere decir que el aumento del efecto invernadero sea beneficioso, ya que puede provocar efectos indeseados en el equilibrio del planeta, tal y como ya se indicó en capítulos anteriores.

3. Atenuación solar

La atmósfera terrestre se comporta como un medio no transparente, es decir, la energía radiante que llega del Sol se debilita al atravesar la atmósfera. El poder transmisor depende de la naturaleza del medio atravesado y también de la longitud del camino recorrido por el rayo. Así, cuando la radiación solar atraviesa la atmósfera, ocurren tres fenómenos:

- **Reflexión.** Parte de la radiación que llega a la atmósfera terrestre es reflejada por la misma al espacio, dejando penetrar una parte de la misma, que ya describimos como albedo.
- **Absorción.** Es el proceso por el cual un fotón de luz transfiere toda su energía a un átomo o molécula. Esto se logra promoviendo un electrón a un nivel de energía más alto, de modo que el fotón ya no existe. En consecuencia, su energía se convierte en calor. Los gases de la atmósfera absorben selectivamente parte de la energía radiante transformándola en calor e impidiendo su llegada a la superficie terrestre. Los gases que más efecto tienen en la absorción atmosférica son O₂, O₃, CO₂ y H₂O. A medida que nos acercamos a la superficie terrestre, la cantidad de energía absorbida será mayor y la radiación sobre la superficie será ligeramente menor.
- **Dispersión.** Es un proceso físicamente distinto de la absorción, ya que no transforma energía radiante en calor, pero la interacción entre el haz incidente y la partícula dispersora (moléculas gaseosas o partículas presentes en la atmósfera, polvo atmosférico, gotas de nube o niebla, cristales de hielo, humos y aerosoles), al cambiar la dirección de parte del haz incidente, da por resultado una disminución de la intensidad específica en la dirección original, con lo que dicha radiación llega a la superficie terrestre en cualquier otra dirección.

El fenómeno de dispersión puede ser causado por partículas más pequeñas que la longitud de onda de la radiación, que es la dispersión de Rayleigh, o por partículas mayores que la longitud de onda de la radiación, que es la dispersión de Mie. La dispersión de Rayleigh es mucho más eficiente para longitudes de onda cortas (luz azul) que para longitudes de onda largas (luz roja/IR). La dispersión de Rayleigh puede dispersar la luz en todas las direcciones, con una ligera prevalencia en las direcciones hacia adelante y hacia atrás en relación con la luz entrante. La dispersión de Mie ocurre cuando el tamaño de las partículas que actúan como dispersores es igual o mayor que la longitud de onda de la luz incidente. A diferencia de otros tipos de dispersión, como la de Rayleigh, la dispersión de Mie no tiene una dependencia significativa de la longitud de onda, lo que significa que afecta a todas las longitudes de onda de manera similar. Esto da como resultado un efecto de dispersión más uniforme en el espectro visible. Un aspecto característico de la dispersión de Mie es su preferencia por dirigir la luz dispersada hacia delante. Cuanto más grandes son las partículas, mayor es esta tendencia a dispersar la luz en esa dirección, creando una dispersión más intensa en comparación con las partículas más pequeñas. Este fenómeno ocurre principalmente en la atmósfera inferior, donde se encuentran partículas relativamente grandes, como gotas de agua en el vapor.

atmosférico, partículas de polvo o contaminantes de gran tamaño. Por esta razón, es un mecanismo clave en la apariencia de elementos como las nubes y la niebla.

La dispersión de Rayleigh es la que provoca que veamos el cielo de color azul. Dentro del espectro de luz visible, las de color azul son las de longitud de onda menor y las que sufren mayor número de interacciones con las moléculas de la atmósfera, lo que hace que, cuando miremos al cielo, estemos viendo esa luz dispersada y, por tanto, se vea de color azul. El Sol, en el espacio, es de color blanco, sin embargo, al atravesar la atmósfera y dispersarse, la luz se ve de color amarillo al perder esa coloración azul. Sin embargo, en los atardeceres, el color va cambiando porque se van dispersando otras longitudes de onda cortas (azul y verde) y solo nos llega la luz de tonalidades rojas.

La intensidad de la radiación emitida por un cuerpo negro de temperatura T (en K) viene dada por la ley de Planck.

Cuando hay un cuerpo negro como el Sol, a una temperatura absoluta (T), su superficie emite un flujo de radiación térmica con una distribuciónpectral definida que es determinable mediante la ley de Planck:

$$Q_{0\lambda}(T) = \frac{C_1}{\lambda^5 (e^{C_2/\lambda T} - 1)}$$

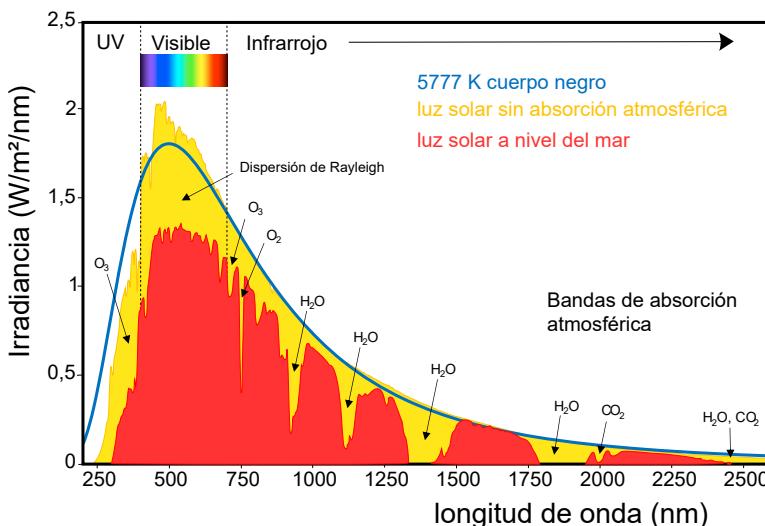
Donde:

- $Q_{0\lambda}$. Poder emisivopectral en función de la longitud de onda (W/m^2).
- λ . Longitud de onda (m).
- T . Temperatura absoluta (K).
- C_1 . Primera constante de radiación = $3,7418 \cdot 10^{-16} \text{ W m}^2$.
- C_2 . Segunda constante de radiación = $1,4388 \cdot 10^{-2} \text{ m K}$.

Además, el poder emisivo spectral para cuerpos de diferente temperatura sigue la ley de desplazamiento de Wien, la cual establece que hay una relación inversa entre la longitud de onda en la que se produce el pico de emisión de un cuerpo negro. Puedes usar el siguiente enlace de la Universidad de Nebraska para ver una simulación que muestra los espectros en función de la temperatura de emisión: <https://astro.unl.edu/classaction/animations/light/bbexplorer.html>.

En la figura 6 se muestra la distribución spectral de la radiación solar a nivel exoatmosférico en color amarillo y a nivel del mar, en color rojo, tras atravesar la atmósfera terrestre y producirse los fenómenos de reflexión, absorción y dispersión. Para cada una de las longitudes de onda del espectro se muestra qué moléculas son las que participan en la absorción. Los efectos locales, como el clima y los niveles de contaminación, pueden cambiar aún más el espectro a nivel terrestre. Se puede ver cómo la distribución spectral fuera de la atmósfera coincide aproximadamente con la de un cuerpo negro con una temperatura de 5777 K.

■ Figura 6. Espectro de radiación solar en la Tierra



Fuente: elaboración propia.

La superposición de todos los efectos da lugar a la transmisión global que incide sobre una superficie situada bajo la atmósfera. Lógicamente, la incidencia de estos fenómenos dependerá de la masa de aire (atmósfera) que la radiación tiene que atravesar. Por ejemplo, cuando el Sol está perpendicular con respecto a la superficie terrestre, la trayectoria que siguen los rayos solares es mínima; por el contrario, cuando la elevación solar es menor, la trayectoria de la radiación a través de la atmósfera es mayor, con lo que las pérdidas por reflexión, absorción y difusión aumentan, disminuyendo la radiación que llega a la superficie.

Para cuantificar estos fenómenos se utiliza el concepto *masa de aire* o *factor de masa de aire*. Se representa por las siglas AM (*air mass*) y determina la relación entre la trayectoria que tiene que recorrer la radiación respecto al camino que seguiría si el Sol estuviese exactamente en la posición perpendicular:

$$\text{AM} = \frac{1}{\sin \beta} = \frac{1}{\cos \alpha}$$

Donde:

- α . Ángulo entre la dirección del Sol y la vertical.
- β . Ángulo entre la dirección del Sol y la horizontal.

En la figura 2 se puede apreciar cómo, cuando los rayos inciden sobre la Tierra en latitudes alejadas del Ecuador, tienen que recorrer una mayor distancia, lo que supone un mayor valor de AM.

EJEMPLO 2

Calcula el AM para los ángulos de elevación máximo para el solsticio de invierno y verano en la ciudad de Madrid (en verano son 72° y en invierno son 26°).

Solución

En el enunciado no nos indican si el ángulo es α o β , pero, viendo que es mayor para verano que para invierno, deducimos que es β , ya que, en el hemisferio norte, en verano, los rayos inciden más verticalmente. Para determinar el índice AM, utilizaremos la expresión:

$$AM = \frac{1}{\operatorname{sen}(72^\circ)} = 1,05 \quad AM = \frac{1}{\operatorname{sen}(26^\circ)} = 2,28$$

En la península ibérica se suele tomar habitualmente el factor $AM = 1,5$ como valor medio anual.

Esta atenuación solar es un fenómeno fundamental que afecta a la cantidad de energía solar que llega a la superficie terrestre después de atravesar la atmósfera. Mientras que, en la parte exterior de la atmósfera terrestre, la irradiancia solar tiene un valor promedio de 1361 W/m^2 , este valor disminuye significativamente al alcanzar el suelo. En condiciones óptimas (en un día claro y sobre una superficie perpendicular al Sol), la radiación solar que llega a la superficie se reduce aproximadamente a 1000 W/m^2 , pudiendo ser bastante menor dependiendo de las condiciones atmosféricas.

4. Medida de la radiación solar

Los medidores de radiación solar son dispositivos diseñados para cuantificar la cantidad de energía solar que llega a la Tierra en forma de radiación electromagnética. Estos instrumentos varían según el tipo de radiación que miden (global, directa o difusa) y su aplicación.

4.1. Piranómetro

El piranómetro mide la radiación solar global (directa más difusa) que llega a una superficie horizontal. Funciona utilizando una cúpula transparente que deja pasar toda la radiación solar mientras protege el sensor interno. El sensor convierte la radiación en una señal eléctrica proporcional a la energía recibida.

Normalmente, cuenta con un sensor cubierto por una o varias cúpulas de vidrio o cuarzo que filtran longitudes de onda no deseadas (como la radiación ultravioleta o la radiación infrarroja lejana), protegen el sensor de factores externos como el viento y la lluvia y suprimen los fenómenos de convección. Debe estar situado horizontalmente.

El sensor, generalmente, es un termopar o fotodiodo que genera una señal eléctrica proporcional a la intensidad de la radiación solar. Este dato se calibra para proporcionar el flujo energético en unidades de vatios por metro cuadrado (W/m^2). Los piranómetros son ampliamente utilizados en meteorología, en estudios climáticos y en aplicaciones de energía solar para evaluar la cantidad de energía solar disponible en un lugar específico.

Si a un piranómetro estándar se le coloca un sombrero o disco, se bloquea la radiación directa para medir la radiación solar difusa, es decir, la radiación dispersada por la atmósfera (véase figura 7).

4.2. Pirhelímetro

Mide exclusivamente la radiación solar directa. Tiene un tubo o colimador que asegura que solo la luz solar directa llegue al sensor, bloqueando la radiación difusa. El dispositivo está compuesto por un sensor térmico o fotovoltaico ubicado al fondo de un colimador. La radiación solar directa calienta el sensor, generando una señal eléctrica proporcional a la intensidad de la radiación solar. Este dato se calibra también en vatios por metro cuadrado (W/m^2). Para funcionar correctamente, el pirhelímetro debe estar perfectamente alineado y acoplado a un mecanismo de seguimiento solar que mantenga el instrumento alineado con el Sol durante el día. Es una herramienta clave en estudios climáticos y proyectos de energía solar para evaluar la potencia de radiación solar directa en un lugar (véase figura 7).

■ Figura 7. **Medidores de radiación**



Piranómetro



Pirhelímetro

Fuente: Hukseflux Thermal Sensors.

Existen varias medidas comunes de la irradiancia solar en la superficie de la Tierra, cada una de las cuales es útil en diferentes situaciones:

- Irradiancia normal directa (*direct normal irradiance [DNI]*). Es la irradiancia solar medida sobre una superficie unitaria que es perpendicular a la dirección de la luz solar entrante (apuntando directamente al Sol). Solo considera la luz que no se desvía de su dirección inicial, es decir, la luz que no se ha dispersado. Es útil cuando se están considerando tecnologías de concentración solar o de seguimiento solar. Se mide con el pirhelímetro.
- Irradiancia horizontal difusa (*diffuse horizontal irradiance [DHI]*). Es la irradiancia que llega a una superficie horizontal y excluye la DNI, por lo que solo es la luz que ha sido dispersada por la atmósfera. Es útil si se miden niveles atmosféricos locales, como los niveles de contaminación. Se mide con piranómetro con sombrero.
- Irradiancia horizontal global (*global horizontal irradiance [GHI]*). Es la irradiancia total incidente sobre una superficie horizontal y es la suma de la DNI (corregida en función del ángulo cenital solar) y la DHI. La corrección de la DNI es necesaria porque considera la radiación incidente normal en lugar de la radiación que cae sobre un plano horizontal. Se mide con un piranómetro en una superficie horizontal.

5. Balance térmico global

El balance energético de la Tierra describe el equilibrio entre la energía entrante del Sol y la energía saliente de la Tierra. Este balance es fundamental para mantener la temperatura del planeta habitable. Es un concepto crucial para comprender el sistema climático de nuestro planeta. Este balance describe el equilibrio que se establece entre la energía entrante del Sol y la energía saliente de la Tierra. La inmensa mayoría de la energía que recibe el planeta proviene del Sol en forma de radiación de onda corta.

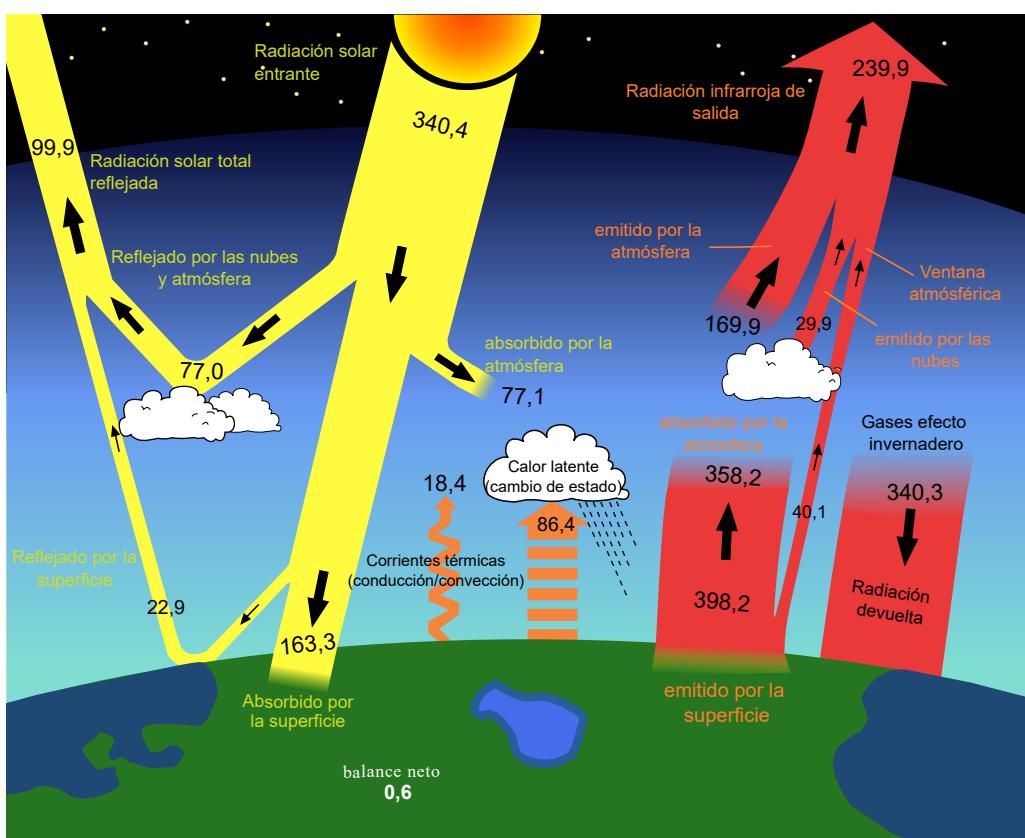
Llamamos *forzamientos radiativos* a las alteraciones en el equilibrio energético de la Tierra que afectan a la cantidad de energía que entra o sale del sistema climático del planeta. Es decir, son los que describen los cambios en el flujo de radiación (solar o infrarroja) en la parte superior de la atmósfera, lo que puede provocar un calentamiento o enfriamiento del sistema terrestre. En la figura 8 sería cada una de las flechas que se dividen o se unen.

Recordemos que la energía que llega del Sol a la parte superior de la atmósfera es la constante solar, con valor de 1361 W/m^2 . Podemos expresar este valor como un valor medio sobre la superficie total de la Tierra. Para ello multiplicamos el valor por la sección transversal de la Tierra (πR_T^2) y lo dividimos por la superficie de la Tierra ($4 \pi R_T^2$), por tanto, el valor será:

$$1361 \text{ W/m}^2 \frac{\pi R_T^2}{4 \pi R_T^2} = 340,3 \text{ W/m}^2$$

En la figura 8 se muestra un esquema del balance global entre 1998 y 2008 según la NASA, el cual muestra una radiación solar incidente de $340,4 \text{ W/m}^2$ que llega desde el Sol hacia la Tierra. No toda esta energía llega a la superficie. Una parte significativa, aproximadamente un tercio de ella, unos $99,9 \text{ W/m}^2$, es reflejada de vuelta al espacio por las nubes, la atmósfera y la superficie terrestre. Esto forma parte del llamado *albedo planetario*, que como ya se ha comentado es la fracción de luz solar reflejada. El resto de la radiación solar, aproximadamente $240,5 \text{ W/m}^2$, es absorbido por el sistema terrestre, incluyendo la atmósfera y la superficie.

■ Figura 8. Balance energético global



Fuente: elaboración propia con datos de la NASA.

La superficie terrestre absorbe $163,3 \text{ W/m}^2$, lo que calienta el suelo, los océanos y los cuerpos de agua. Esta energía absorbida no permanece en la superficie, sino que se redistribuye de varias maneras. Una parte se transfiere como calor latente ($86,4 \text{ W/m}^2$) debido a la

evaporación del agua, mientras que otra parte se convierte en calor sensible ($18,4 \text{ W/m}^2$), transmitido a la atmósfera en forma de corrientes térmicas. Además, la superficie terrestre emite radiación infrarroja hacia el espacio ($398,2 \text{ W/m}^2$), aunque no toda esta radiación escapa directamente.

La atmósfera también juega un papel crucial. Absorbe $77,1 \text{ W/m}^2$ de radiación solar directa y captura parte de la radiación infrarroja emitida por la superficie gracias a la acción de los gases de efecto invernadero, como el vapor de agua y el dióxido de carbono. Esta absorción y remisión de energía por la atmósfera contribuye al efecto invernadero, devolviendo $340,3 \text{ W/m}^2$ hacia la superficie en forma de radiación térmica, lo que mantiene la temperatura promedio del planeta.

Finalmente, parte de la radiación terrestre escapa al espacio, cerrando el balance energético. $239,9 \text{ W/m}^2$ se emiten como radiación de onda larga, asegurando que el sistema Tierra-espacio mantenga un equilibrio energético a largo plazo, esencial para la estabilidad climática global. Sin embargo, este balance perfecto no siempre se mantiene. Según el esquema, la Tierra está reteniendo una pequeña cantidad adicional de energía, apenas $0,6 \text{ W/m}^2$. Aunque este valor puede parecer diminuto, su acumulación a lo largo del tiempo puede tener un impacto significativo en el calentamiento global y los cambios climáticos.

6. Inclinación óptima

La *inclinación óptima* se define como el ángulo de inclinación de una superficie, generalmente un panel solar, que maximiza la cantidad de energía solar recibida. Este ángulo varía según la ubicación geográfica y el periodo de tiempo para el que se busca optimizar la captación.

Los factores que se deben considerar en la inclinación óptima son básicamente tres:

- **Latitud.** En general, la inclinación óptima se aproxima a la latitud del lugar. Por ejemplo, para Barcelona, cuya latitud es de 41° , una inclinación de 41° permitiría un incremento de la disponibilidad solar horizontal media anual de casi 5 kWh/m^2 . En el Ecuador, la mejor disposición sería horizontal sobre el suelo y, cuanto más alejado se esté del Ecuador, más inclinación deberá tener el panel sobre la horizontal.
- **Época del año.** Si se desea optimizar la captación para una época específica del año, se deben hacer ajustes a la inclinación. Por ejemplo, para optimizar la captación en invierno, la inclinación óptima será igual a la latitud $+ 10^\circ$ o $+ 15^\circ$, mientras que, para optimizar la captación en verano, la inclinación óptima será igual a la latitud $- 15^\circ$.
- **Orientación.** La superficie debe estar orientada hacia el sur (en el hemisferio norte) para aprovechar al máximo la trayectoria del Sol a lo largo del día.

La inclinación óptima permite que la superficie receptora de la energía solar esté lo más perpendicular posible a la dirección de los rayos solares. Esto maximiza la cantidad de radiación solar directa que incide sobre la superficie, lo que se traduce en un mayor rendimiento energético.

Para obtener la inclinación óptima (β) de una superficie respecto a la horizontal, con la finalidad de captar la máxima radiación solar durante un día específico, se puede realizar el siguiente cálculo:

$$\beta = \phi - \delta$$

Siendo:

- ϕ . Latitud del lugar (en grados).
- δ . Declinación solar para el día en cuestión (en grados).

La *declinación solar* es el ángulo entre el plano de traslación de la Tierra alrededor del Sol (eclíptica) y el plano del ecuador terrestre. Este ángulo varía a lo largo del año, siendo cero durante los equinoccios, $+23,5^\circ$ en el solsticio de verano y $-23,5^\circ$ en el solsticio de invierno.

Normalmente, el objetivo es capturar la máxima radiación solar, por tanto, se debe ajustar la inclinación dependiendo de la posición del Sol en el cielo ese día. Para ello, el valor de la declinación (δ) puede calcularse mediante distintas fórmulas empíricas, como la de Spencer (1971), la de Perrin de Brichambaut (1975) o la de Cooper (1969). Una de las más sencillas es esta última, que, aunque resulta menos aproximada, puede servir para los cálculos que no requieran una gran precisión:

$$\delta = 23,45^\circ \cdot \sin \left(\frac{360}{365} \cdot (N + 284) \right)$$

El valor de $23,45^\circ$ es la inclinación máxima del eje terrestre y N es el número de días transcurridos desde el 1 de enero (día juliano).

La mayoría de las instalaciones solares utilizan superficies fijas, es decir, la inclinación y la orientación se establecen durante la instalación y no se modifican. En este caso, la inclinación óptima se define como aquella que proporciona la mayor cantidad de energía solar en función del periodo de tiempo en que se quiera optimizar la obtención de energía teniendo en cuenta las variaciones en la declinación solar.

Por otro lado, existen sistemas de captación solar que utilizan superficies con seguimiento solar. Estos sistemas ajustan la inclinación y la orientación de la superficie de forma continua a lo largo del día para mantenerla siempre perpendicular a la dirección de los rayos solares. Esto permite una captación de energía solar mucho mayor, pero también implica una mayor complejidad y coste de la instalación.

EJEMPLO 3

Determinar cuál debería ser la inclinación óptima respecto a la horizontal para una instalación de colectores solares en un edificio de viviendas que está ubicado a una latitud de $40,6^\circ$ y a una longitud de $-4,0^\circ$. Se pretende obtener la insolación máxima el día 1 de febrero.

Solución

Primero obtenemos cuál sería la declinación para el día 1 de febrero, que tendía $N = 32$, y sustituyendo en la expresión:

$$\delta = 23,45^\circ \cdot \sin \left(\frac{360}{365} \cdot (N + 284) \right)$$

$$\delta = 23,45^\circ \cdot \sin \left(\frac{360}{365} \cdot 32 + 284 \right) = -17,55$$

Ahora solo nos queda ver cuál es la inclinación, sustituyendo los valores de latitud y declinación:

$$\beta = \phi - \delta$$

$$\beta = 40,6 - (-17,55) = 58,15$$

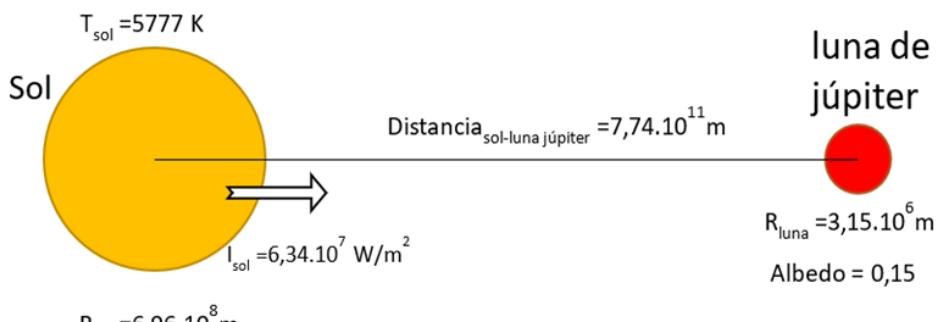
Ejercicios voluntarios

1. Teniendo en cuenta las leyes de Planck y Wien, dadas dos estrellas con temperaturas de 5900 K y otra con temperatura de 6300 K, ¿cuál de ellas tiene el máximo de emisión a mayor longitud de onda?
2. ¿Por qué se ve el cielo de color azul? ¿Por qué se ve de color rojizo cuando hay calima por partículas de polvo?



Pista. Tiene que ver con el fenómeno de difracción y el tamaño de las partículas con las que interacciona la luz (dispersión de Rayleigh y dispersión de Mie).

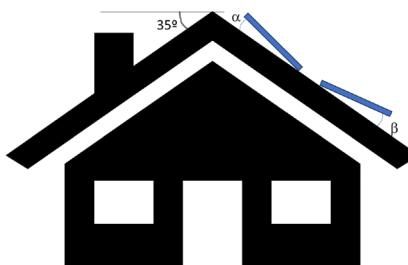
3. ¿Cómo influye la cubierta de nieve en el albedo y la cantidad de hielo en los polos? ¿Y esto cómo influirá en el calentamiento global?
4. Se pretende enviar una misión a una luna de Júpiter para crear una base permanente en la que puedan permanecer astronautas. Para ello se están buscando las mejores placas. Antes es necesario conocer algunos datos. Determine la constante solar de esta luna y la temperatura efectiva a partir de los datos que se proporcionan:



Solución. $I_{\text{luna}} = 51,26 \text{ W/m}^2$ $T = 117,73 \text{ K}$

5. En la web de la Comisión Europea, existen herramientas interactivas para la obtención de datos de irradiancia mediante un *software* denominado Photovoltaic Geographical Information System (PVGIS). https://re.jrc.ec.europa.eu/pvg_tools/es/#DR
Busca tu localidad y obtén el perfil de radiación para los meses de los solsticios y equinoccios.
6. ¿De qué color es el Sol visto desde la Tierra? ¿Y desde el espacio? Explique el motivo.
7. La radiación que proviene del Sol y que entra en la atmósfera no produce efecto invernadero, mientras que la que sale produce efecto invernadero. Explique el motivo.
8. Consulte los datos sobre energía entrante y saliente de la Tierra. ¿Existe equilibrio?
9. ¿Qué son los forzamientos radiativos? Haga una tabla incluyendo un comentario sobre su papel.
10. Necesitamos realizar una instalación de placas solares en un emplazamiento en España que tiene latitud 35,83814 y longitud -3,45974. Supongamos una vivienda de orientación sur que tiene una cubierta con una inclinación de 35° respecto a la horizontal, como la de la figura.

Determine cuál debería ser la inclinación óptima respecto a la cubierta de una vivienda. Tenga en cuenta que la placa solar puede tener un ángulo positivo o negativo respecto a la cubierta (α o β) para maximizar la insolación el día 1 de marzo.



Solución. Para optimizar para el 1 de marzo, el panel debe elevarse 9,61° respecto a la cubierta.

11. En algunas páginas web aparece el valor de la declinación como:

$$\delta = -23,45^\circ \cdot \cos \left(\frac{360}{365} \cdot (N + 10) \right)$$

¿Es correcto este valor? Indique el motivo.

¿Se podría expresar el valor de la declinación con alguna otra fórmula similar?

Nota. Véase Honsberg y Bowden (2019).

Referencias bibliográficas

- Cooper, P. I. (1969). The absorption of radiation in solar stills. *Solar Energy*, 12(3), 333-346. [https://doi.org/10.1016/0038-092X\(69\)90047-4](https://doi.org/10.1016/0038-092X(69)90047-4)
- European Space Agency & National Aeronautics and Space Administration. *Solar and Heliospheric Observatory*. <https://soho.nascom.nasa.gov/home.html>
- Goode, P. R., Pallé, E., Shoumko, A., Shoumko, S., Montañes-Rodriguez, P. y Koonin, S. E. (2021). Earth's albedo 1998-2017 as measured from earthshine. *Geophysical Research Letters*, 48(17). <https://doi.org/10.1029/2021GL094888>
- Honsberg, C. B. y Bowden, S.G. (2019). *Declination Angle*. www.pveducation.org.
- Kopp, G. y Lean, J. L. (2011). A new, lower value of total solar irradiance: evidence and climate significance. *Geophysical Research Letters*, 38(1). <https://doi.org/10.1029/2010GL045777>
- Marshall, J. y Plumb, R. A. (2008). Chapter 4: convection. *Atmosphere, Ocean, and Climate Dynamics: An Introductory Text* (pp. 31-60). Elsevier/AP.
- Massachusetts Institute of Technology. (2024). *Light Spectrum*. <https://chromatone.center/theory/color/light/spectrum/>
- National Aeronautics and Space Administration (NASA). (2009). *Climate and Earth's Energy Budget*. <https://earthobservatory.nasa.gov/features/EnergyBalance/page1.php>
- National Geophysical Data Center/National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA). (2024). *Total Solar Irradiance (TSI)*. *Solar Terrestrial Physics*. <https://www.ngdc.noaa.gov/stp/solar/solar-irrad.html>
- NASA/Science Mission Directorate. (2010). Earth's Energy Budget. My NASA Data. http://science.nasa.gov/ems/13_radiationbudget
- O'Kane, M. (2020). *The Solar Spectrum*. Ossila Enabling Science. <https://www.ossila.com/pages/the-solar-spectrum>
- Trenberth, K. E., Fasullo, J. T. y Kiehl, J. (2009). Earth's Global Energy Budget. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 90(3), 311-324. <https://doi.org/10.1175/2008BAMS2634.1>

