

APÉNDICE B

2. CARACTERÍSTICAS DE LA RADIACIÓN SOLAR

2.1. El Sol

El Sol es la estrella más próxima a la Tierra, se encuentra a una distancia promedio de 150 millones de kilómetros. Es una estrella típica G2 de mediana edad, ni demasiado grande ni muy brillante. De acuerdo con estudios realizados sobre la evolución de este tipo de estrellas, el Sol permanecerá esencialmente inalterable por varios miles de millones de años; ha cambiado muy poco en los últimos tres mil millones de años y se estima no cambiará mucho en los próximos tres mil millones, razón por la cual puede considerarse como una fuente renovable e inagotable de energía para la Tierra.

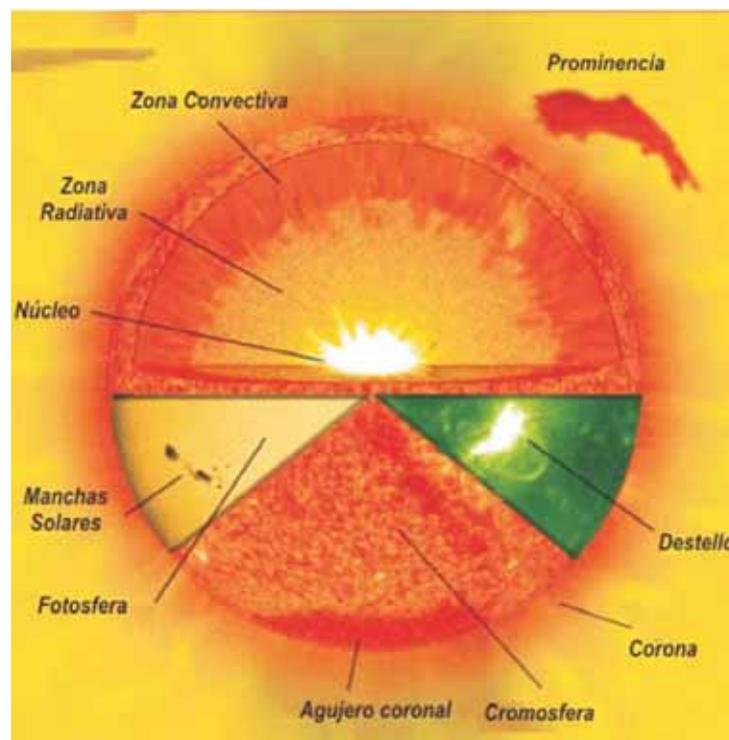


Figura. 2.1. Estructura del Sol

El Sol es la estrella de la vida, la principal fuente primaria de luz y calor para la Tierra; posee una masa de $1,99 \times 10^{30}$ kg y un radio de aproximadamente 695.000 km. Un análisis de su composición en función de su masa establece que contiene un 71% de hidrógeno, un 27% de helio y un 2% de otros elementos más pesados; en función del número de átomos, se compone de un 91% H, 8,9% He y 0,1% de otros átomos más pesados. Debido a que el Sol es principalmente gas y plas-

ma, su rotación cambia con la latitud; posee un periodo de 24 días en el Ecuador y de cerca de 36 días en los polos. La diferencia en la velocidad de rotación conjuntamente con el movimiento de los gases altamente ionizados genera sus campos magnéticos.

En cuanto a la estructura principal del Sol, se encuentra formado por seis regiones, como ilustran las Figuras 2.1 y 2.2:

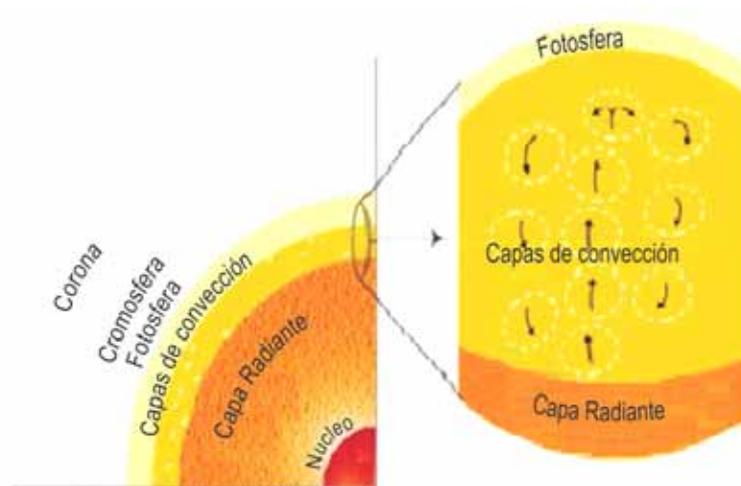


Figura 2.2. Esquema de las regiones del Sol

- i. El núcleo* ocupa aproximadamente un cuarto del radio solar; contiene un 40% de su masa, el 15% de su volumen, y genera el 90% de su energía. Su temperatura se estima en 15 millones de grados Kelvin y su densidad, en 150 g.cm^{-3} . A estas temperaturas y densidades, el hidrógeno se fusiona, formando helio y liberando enormes cantidades de energía. El hidrógeno contenido en el núcleo del Sol se encuentra ionizado, como protones, los cuales se fusionan formando núcleos atómicos de helio, liberando energía en el proceso. El Sol es considerado un reactor de fusión nuclear que cada segundo transforma en energía una masa aproximada de 5 millones de toneladas irradiadas como $3,86 \times 10^{26}$ W, que fusiona 700 millones de toneladas de hidrógeno en 695 millones de toneladas de helio.
- ii. La zona radiativa* circunda al núcleo; contiene un gas tan denso, que los fotones o radiación electromagnética provenientes del núcleo duran cientos de miles de años atravesando esta zona para poder llegar a la superficie del Sol. La energía generada en el núcleo se difunde a través de

la zona radiativa por absorción y emisión atómica. Las temperaturas en esta región alcanzan los 130.000 K. Esta zona está localizada entre una distancia al centro solar mayor de 485.000 y menor de 160.000 km.

- iii. Zona convectiva:* es una región con mucha agitación donde circula el plasma; los gases ascienden muy calientes, se enfrían y descienden. Esta circulación es el principal mecanismo de transferencia de energía a la superficie solar. Estos procesos convectivos son observados en la superficie del Sol como pequeños gránulos y supergránulos en forma de celdas de cerca de 3.000 kilómetros de radio. Dos manifestaciones de estos movimientos convectivos son las manchas solares y las regiones activas que hacen su aparición con cierta periodicidad; aproximadamente cada once años se produce una máxima ocurrencia de manchas solares, lo que influye en el clima de la Tierra.
- iv. La fotosfera* es la superficie visible del Sol; rodea la zona convectiva; posee un espesor de

aproximadamente 300 kilómetros; es gaseosa y de baja densidad (10^{-8} g/cm³). Sus gases están fuertemente ionizados y en capacidad de absorber y emitir radiación. La mayor parte de la radiación solar que nos llega proviene de esta capa; su temperatura es cercana a 5.800 K. En esta zona se observan áreas oscuras llamadas manchas solares, cuya temperatura es la más baja de la superficie, alrededor de los 3.800 K. Su tamaño es similar al de un planeta; allí se presentan intensos rizos magnéticos (ver Figura 2.1).

- v. **La cromosfera**, que está justo sobre la fotosfera, es una fina región rojizo-anaranjada de gas de unos 10.000 km de espesor. Es esencialmente transparente a la radiación emitida desde la fotosfera.
- vi. **La Corona** solo se ve durante los eclipses totales de Sol. Su temperatura se aproxima a los 2 millones de grados Kelvin; es la tenue atmósfera exterior compuesta de un halo de plasma muy débil.

Como una primera aproximación, el Sol puede considerarse como un cuerpo negro a una temperatura de 5.762 K. A esta temperatura el Sol emite energía que se propaga por el espacio a la velocidad de la luz y recorre la distancia media Sol-Tierra en 8 minutos 18 segundos. Debido a que la densidad de partículas en el espacio es muy pequeña (10^{-8} kg/m³), la radiación solar prácticamente no interactúa con la materia en su recorrido hasta la capa exterior de la Tierra.

El Sol es muy estable; gracias a ello, la temperatura en la Tierra es relativamente constante, condición que permanecerá inalterable por mucho tiempo respecto de la escala de la vida humana.

2.2. Radiación solar

Es la energía emitida por el Sol que se propaga en todas las direcciones a través del espacio mediante ondas electromagnéticas y partículas. La medición de la radiación solar se realiza en forma instantánea como el cociente entre la cantidad de energía solar incidente en

la unidad de área y de tiempo $\left(\frac{\text{Energía}}{\text{Área Tiempo}}\right)$ (W/m²)

o integrada durante un lapso de tiempo que normalmente es un día $\left(\frac{\text{Energía}}{\text{Área}}\right)$ (kWh/m²día).

2.2.1. Distribución espectral de la radiación solar

La energía solar es transportada mediante ondas electromagnéticas de diferentes longitudes de onda (λ). Al intervalo de radiación electromagnética, cuyas longitudes de onda se encuentran entre 0,290 y 2,5 μm , se le denomina espectro de onda corta. Para diversos propósitos (fotosíntesis, celdas solares, conservación de la salud o de materiales, etc.) es necesario conocer cómo está distribuida la energía de acuerdo con la longitud de onda o la frecuencia, es decir, de acuerdo con su distribución espectral. La Figura 2.3 muestra la distribución espectral patrón NASA de la radiación solar (1971).

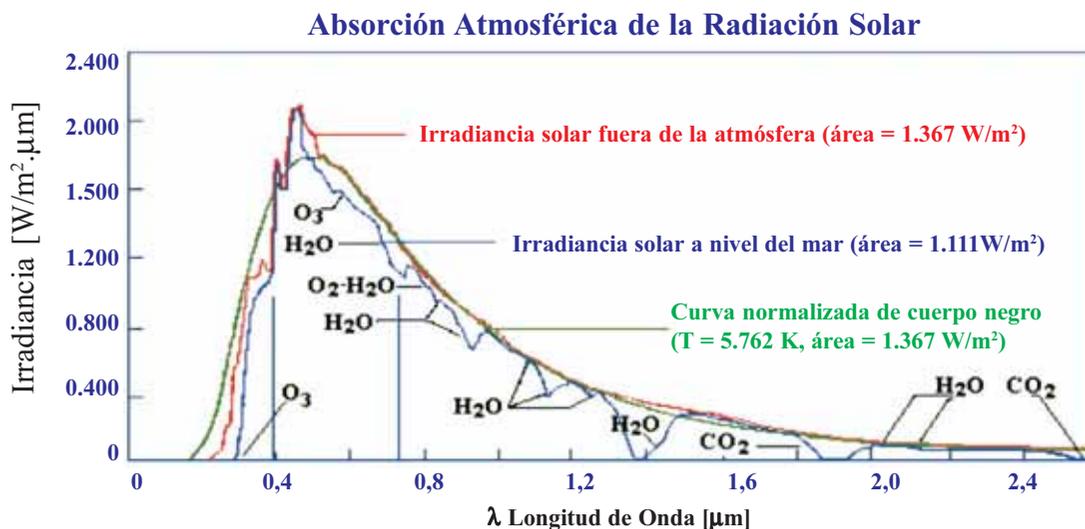


Fig. 2.3. Distribución espectral de la radiación solar

En la Figura 2.3 pueden reconocerse tres regiones:

1. La región del ultravioleta ($\lambda < 0,38 \mu\text{m}$).
2. La región visible ($0,38 \mu\text{m} < \lambda < 0,78 \mu\text{m}$) es el intervalo del espectro solar que puede detectar el ojo humano, y dentro del cual están los colores violeta ($0,42 \mu\text{m}$), azul ($0,48 \mu\text{m}$), verde ($0,52 \mu\text{m}$), amarillo ($0,57 \mu\text{m}$), naranja ($0,60 \mu\text{m}$) y rojo ($0,70 \mu\text{m}$).
3. La región del infrarrojo ($\lambda > 0,78 \mu\text{m}$).

A cada región le corresponde una fracción de la energía total incidente en la parte superior de la atmósfera, distribuida así: 7% al ultravioleta, 47,3% al visible y 45,7% al infrarrojo.

2.2.2. Constante solar (I_0)

Es la cantidad de energía proveniente del Sol que por unidad de tiempo incide perpendicularmente sobre una superficie de área unitaria colocada fuera de la atmósfera terrestre, a una distancia promedio de 150×10^6 km del Sol.

El valor de la constante solar ha sido objeto de investigación; hoy en día se realizan mejoras en los instrumentos y en las metodologías para su determinación

como el valor promedio de numerosas mediciones. El valor que actualmente se utiliza es 1.370 W/m^2 y oscila aproximadamente en $1,2 \text{ W/m}^2$ entre el máximo y el mínimo del ciclo.

$$\begin{aligned} \bar{I}_0 &= 1.370 \text{ W/m}^2 \\ &= 1,96 \text{ cal/(cm}^2 \text{ min)} \end{aligned}$$

Este valor ha sido adoptado como constante solar en diferentes partes del mundo, incluyendo algunos ejercicios educativos en la NASA.

Sin embargo, el valor adoptado como constante solar por la OMM hasta la última calibración realizada durante el año 2000 es:

$$\bar{I}_0 = 1.367 \text{ W/m}^2$$

con un error de $\pm 7 \text{ W/m}^2$.

Como la intensidad de la energía solar varía inversamente proporcional al cuadrado de la distancia al Sol, entonces en el movimiento de translación de la Tierra en la órbita terrestre cambia la distancia Tierra-Sol durante el año, originando una variación de la radiación solar extraterrestre incidente sobre una superficie normal al rayo solar, como ilustra la Figura 2.4.

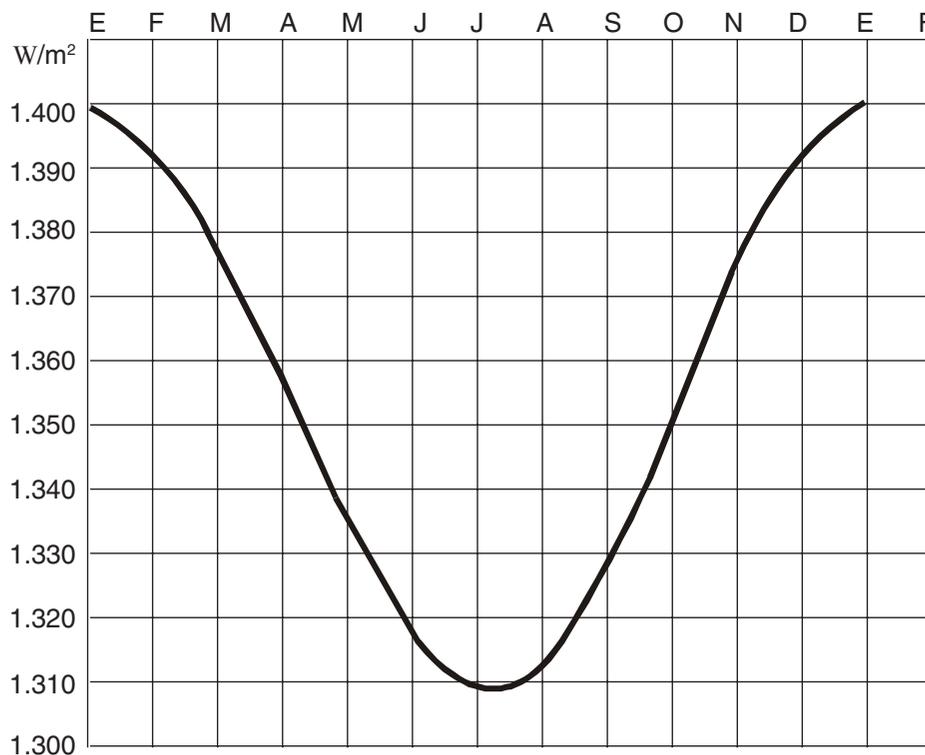


Figura 2.4. Variación de la radiación solar fuera de la atmósfera terrestre

Analíticamente se puede determinar la radiación solar extraterrestre incidente mediante la expresión

$$I_n = \bar{I}_0 \left(\frac{R_0}{R} \right)^2 \quad (2-1)$$

2.3. Radiación solar diaria fuera de la atmósfera terrestre $H_0(n)$

La radiación solar diaria que incide sobre una superficie horizontal fuera de la atmósfera terrestre denotada por $H_0(n)$, donde n es el número de día del año, establecida en una latitud determinada, se ilustra en la Figura 2.5, representa la cantidad de energía incidente sobre esa superficie desde la salida hasta la puesta del Sol; si existiera una atmósfera totalmente transparente a esa radiación, llegaría inalterada sobre la superficie terrestre y tendría el mismo valor y comportamiento. La siguiente expresión permite determinarla:

$$H_0(n) = \int I_n \cos \theta dt \quad (2-2)$$

donde:

I_n = constante solar para el día n del año.

θ = Ángulo de incidencia.

De la ecuación (1-5) del Apéndice A $dt = \frac{24}{2\pi} d\omega$

Sustituyendo $\cos \theta$, de la ecuación (1-11) del Apéndice A y resolviendo la integral, se obtiene:

$$H_0(n) = \frac{24}{\pi} * \bar{I}_0 \left(\frac{R_0}{R} \right)^2 (\cos \phi \cos \delta \sin \omega + \frac{2\pi * \omega}{360^\circ} \sin \delta \sin \phi) \quad (2-3)$$

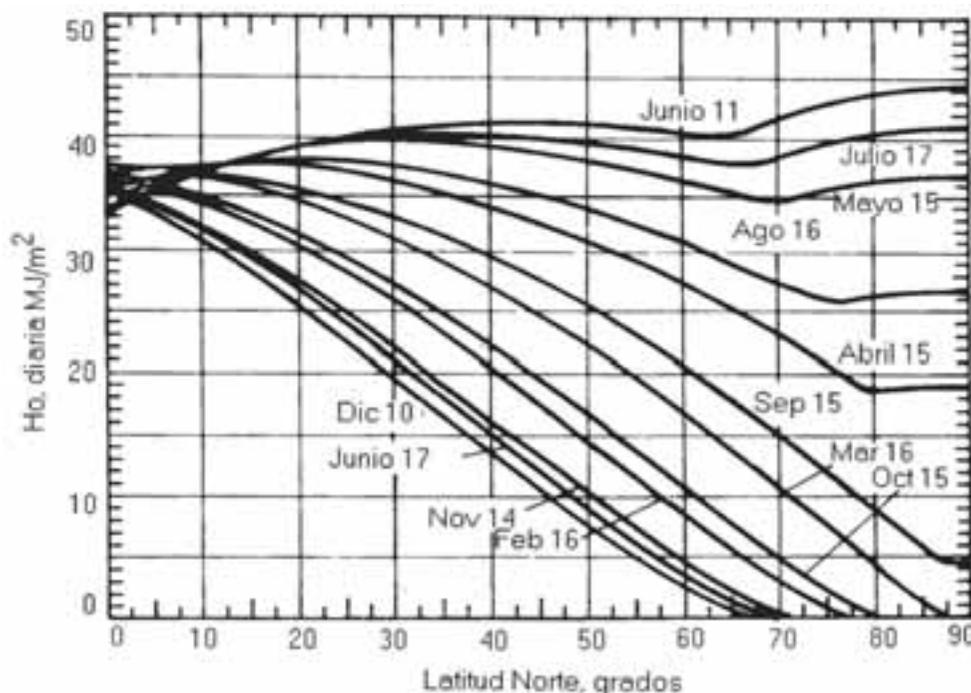


Fig. 2.5. Radiación diaria sobre una superficie horizontal fuera de la atmósfera terrestre y paralela a la superficie terrestre

2.4. Atenuación de la radiación solar en la atmósfera

Del espectro de la radiación solar que llega a la superficie de la Tierra, la radiación de longitud de onda me-

nor que $0,29 \mu\text{m}$ es absorbida por el ozono de la capa superior de la atmósfera. Durante el siglo pasado se comprobaron disminuciones del espesor de esta capa de gas, a lo que se ha llamado “agujero de capa de ozono” en el hemisferio sur. Las regiones de la atmós-

fera que más absorben este tipo de radiación son en la ionosfera la termosfera y en la homósfera la estratosfera (ver Figura 2.6).

En la termosfera, parte de la ionosfera (alturas entre 200 y 500 km), la presencia de oxígeno atómico y nitrógeno, que absorben radiación en el intervalo del

ultravioleta, puede explicar la alta temperatura en esta región de la atmósfera ($\approx 280\text{C}$).

A partir de los 50 y hasta los 30 km sobre el nivel del mar se encuentran cantidades apreciables de ozono, principal absorbente de la radiación ultravioleta. Aquí las temperaturas alcanzan valores desde -40 hasta -15C .

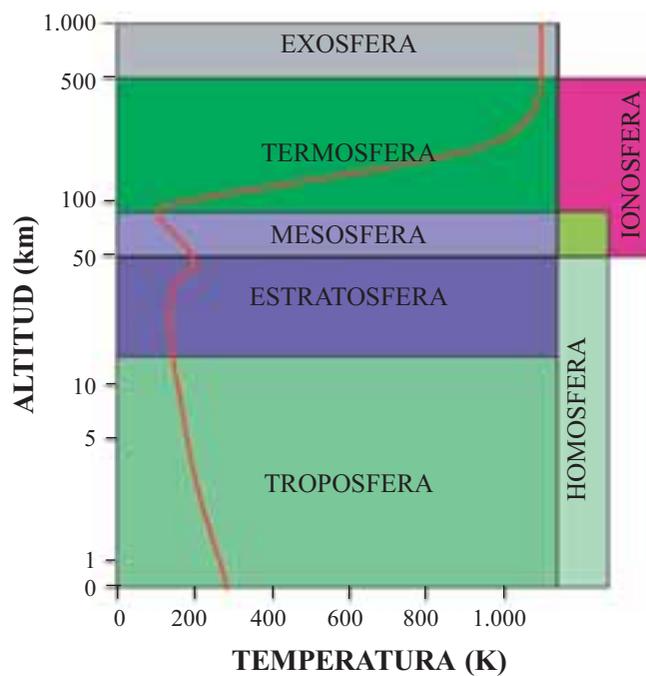


Figura 2.6. Capas de la atmósfera y temperatura con la altura.

Al continuar disminuyendo la altura, la temperatura se incrementa hasta alcanzar los 0C (273K) y vuelve a disminuir a -50C (223K) a 20 km del suelo.

La radiación solar que llega a la superficie terrestre está atenuada en su intensidad por diversos procesos que se producen a lo largo de su recorrido a través de la atmósfera terrestre.

Estos procesos son:

1. Absorción selectiva por los gases y por el vapor de agua de la atmósfera.
2. Difusión molecular (o de Rayleigh), debida también a los gases y al vapor de agua.
3. Difusión y absorción por aerosoles o turbidez.

Se puede suponer que para los tres procesos se cumple la Ley de Beer; se tendrá entonces para cada longitud

de onda λ y para cada altura del Sol sobre el horizonte la intensidad que se puede calcular a partir de la expresión

$$I_{\lambda} = (I_{\lambda})_0 \exp [-(K_{\lambda} + S_{\lambda} + t_{\lambda})m \sec \theta] \quad (2-4)$$

donde:

K_{λ} = Coeficiente de absorción

S_{λ} = Coeficiente de difusión molecular

t_{λ} = Coeficiente de turbidez

$(I_{\lambda})_0$ = Radiación fuera de la atmósfera correspondiente al intervalo $d\lambda$ considerado.

m = Espesor óptico de la atmósfera para una altura sobre el nivel del mar.

θ = Ángulo de incidencia.

Si se indica como m_t el espesor óptico total de la atmósfera, es decir, el camino óptico desde el nivel del mar hasta la parte superior de la atmósfera cuando el Sol está en el zenit, según la figura 2.6 se tiene que

$$m_r = \frac{m \sec \theta}{m_t} \quad (2-5)$$

donde:

- m_r = Camino óptico relativo recorrido por el rayo.
- m = Camino óptico del rayo en el zenit a una altura determinada sobre el nivel del mar.
- m_t = Camino óptico del rayo en el zenit sobre el nivel del mar.

Como la medida se considerará siempre realizada al nivel del mar, m será igual a m_t , y por lo tanto

$$m_r = \sec \theta \quad (2-6)$$

La intensidad final en la superficie terrestre a nivel del mar será:

$$I = \int_0^\infty I_\lambda d\lambda = \int_0^\infty (I_\lambda)_0 [\exp(-K_\lambda m_t) \exp(-S_\lambda m_t) \exp(-t_\lambda m_r)] d\lambda \quad (2-7)$$

Si se definen los valores medios

$$a^{mr} = \frac{I}{I_0} \int_0^\infty (I_\lambda)_0 \exp[-(K_\lambda + S_\lambda + t_\lambda) m_t] d\lambda \quad (2-8)$$

Entonces la intensidad final se puede escribir como

$$I = I_0 a_A^{mr} a_R^{mr} a_t^{mr} = I a^{mr} \quad (2-9)$$

2.4.1. Absorción selectiva de la radiación solar en la atmósfera

Cuando un haz de radiación monocromática de intensidad $(I_\lambda)_0$ penetra en un medio homogéneo de espesor

infinitesimal dl , la intensidad sufre una variación $d(I_\lambda)_0$ debido a la absorción. La variación en la intensidad incidente puede ser calculada a partir de la **Ley de Beer** que establece:

$$\frac{d(I_\lambda)_0}{(I_\lambda)_0} = -K_\lambda \rho dl \quad (2-10)$$

donde ρ es la densidad del medio, realizando una integración a lo largo del espesor se tiene que:

$$I_\lambda = (I_\lambda)_0 \exp[-\int_0^l K_\lambda \rho dl] \quad (2-11)$$

Cuando K_λ es constante en todo el trayecto,

$$I_\lambda = (I_\lambda)_0 \exp[-K_\lambda \int_0^l \rho dl] \quad (2-12)$$

$$I_\lambda = (I_\lambda)_0 \exp[-K_\lambda m'] \quad (2-13)$$

donde m' es la longitud óptica del camino representada por la siguiente expresión:

$$m' = \int_0^l \rho dl$$

Si el haz atraviesa la atmósfera, la cual puede considerarse en primera aproximación como un medio estratificado horizontalmente (es decir, el valor de sus variables depende únicamente de la altura sobre el nivel del mar), el camino dl se puede expresar en función del espesor dz de la capa atravesada y del ángulo de incidencia:

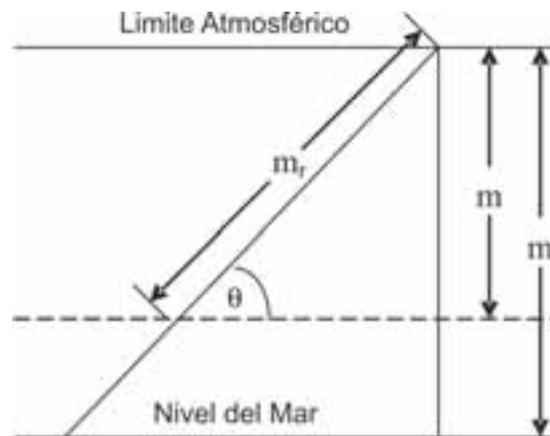


Figura 2.7. Haz de luz solar atravesando la atmósfera

$$ó dl = \text{Sec } \theta dz \quad (2-14)$$

entonces,

$$\frac{d(I_\lambda)}{I_\lambda} = -K_\lambda \rho \text{Sec } \theta dz \quad (2-15)$$

Si K_λ es constante de (2-15) se obtiene:

$$I_\lambda = (I_\lambda)_0 \exp[-K_\lambda \int_{z_1}^{z_2} \rho \text{Sec } \theta dz] \quad (2-16)$$

Si θ es constante:

$$I_\lambda = (I_\lambda)_0 \exp[-K_\lambda m \text{Sec } \theta] \quad (2-17)$$

donde m es la longitud óptica del camino representada por la siguiente expresión:

$$m = \int_{z_1}^{z_2} \rho dz$$

En los niveles más bajos, penetrando ya en la troposfera, se encuentra el vapor de agua, el cual absorbe gran parte de radiación solar en el intervalo del infrarrojo. En una primera aproximación, debido a que el efecto de los otros gases es pequeño, solamente se considera la atenuación debida al vapor de agua. Esto se hace mediante el coeficiente $K_{\lambda w}$. La intensidad debida a la absorción selectiva del vapor de agua se puede expresar de la siguiente manera:

$$I = \int_0^\infty (I_\lambda)_0 \exp[-(S_\lambda + t_\lambda) m_r] d\lambda - F(\omega, m_r) \quad (2-18)$$

donde ω es el espesor óptico de vapor de agua o, en su defecto, milímetros de agua precipitable.

Para $F(\omega, m_r)$ existen fórmulas empíricas que permiten calcular la atenuación causada por el vapor de agua.

Si la incidencia no es normal:

$$F(\omega, m_r) = 0,172 \left(\frac{\omega}{\text{Cos } \theta} \right)^{0,3028} \text{Cos } \theta \quad (2-19)$$

$$F(\omega, m_r) = 0,172 \omega^{0,3028} (\text{cos } \theta)^{0,697}$$

2.4.2. Atenuación de la radiación solar por difusión

Otro factor responsable de la atenuación de la radiación solar en la atmósfera es la difusión. Los fundamentos de la teoría de la difusión molecular de la luz fueron establecidos por Lord Rayleigh y hacen referencia a la difusión de la radiación que interactúa con las partículas que tienen dimensiones menores comparadas con la longitud de onda (λ) de la radiación incidente.

La atenuación de la intensidad de la radiación solar por difusión para un haz (de 1 cm² de sección) está dada por

$$\frac{dI_\lambda}{dx} = -S_\lambda I_\lambda \quad (2-20)$$

donde dx es la longitud del trayecto en el cual el haz se difunde y S_λ es el coeficiente de difusión. Para el aire se tiene que

$$S_\lambda = \frac{32\pi^3 (n_\lambda - 1)^2 \rho}{3\lambda^4 N \rho_0} \quad (2-21)$$

donde N es número de moléculas en un cm³, ρ_0 es la densidad del aire en condiciones normales (1.013,3 milibares y 273 K), n_λ es el índice de refracción del aire para la longitud de onda λ , y ρ = densidad real del aire. En esta ecuación se observa que el coeficiente de difusión es, en este caso (Difusión de Rayleigh), inversamente proporcional a λ^4 .

Las longitudes de onda en la región del visible están comprendidas entre 0,4 y 0,8 μm , valores que corresponden respectivamente al azul y al rojo; resulta entonces S_λ dieciséis veces mayor para el primero, por lo que se deduce que la difusión será mucho mayor para el azul que para el rojo. En esto se basa la explicación del color azul cielo. Salvo a la salida y a la puesta del Sol, todos los puntos del cielo son fuentes de difusión de luz azul para un observador ubicado en la superficie terrestre; al amanecer y en el crepúsculo, los rayos deben recorrer un camino más largo a través de la baja atmósfera; esto hace que casi toda la luz azul haya sido difundida antes de llegar al observador. Es por eso que

la luz reflejada por las nubes o la difundida por las capas brumosas hacia el observador aparece rojiza.

La atmósfera también contiene partículas sólidas y líquidas cuyas dimensiones son comparables o exceden a las longitudes de onda de la luz incidente. **Mie** estableció una solución teórica cuyo tratamiento matemático es complejo.

2.4.3. Factor de turbidez

Para calcular la intensidad de la radiación en una atmósfera, ya sea con bruma o vapor de agua, o ambos simultáneamente, **Linke** estableció un factor de turbidez.

Considerando con $I = I_0 a^{mr}$

$$a^{mr} = \exp(-\bar{S}_{\lambda_g} T m_r) \quad (2-22)$$

donde \bar{S}_{λ_g} es el coeficiente medio para todas las longitudes de onda, que corresponde a la atenuación debida a la difusión por los gases de una atmósfera pura y seca; T es el factor de turbidez de Linke, que se puede interpretar como el número de atmósferas puras y libres de polvo necesarias para obtener la atenuación observada.

2.4.4. Transmitancia de la atmósfera terrestre (Γ)

Los procesos de atenuación de la radiación solar en la atmósfera también pueden ser evaluados en forma global mediante el llamado coeficiente de extinción de la atmósfera (σ), donde:

$$\Gamma = KT = e^{-\int \sigma ds} \quad (2-23)$$

Para una atmósfera pura ideal $\Gamma = 1$. La intensidad se calcula mediante la ecuación $I = I_0 \Gamma$, es decir,

$$I = I_0 e^{-\int \sigma ds} \quad (2-24)$$

2.5. Radiación incidente sobre la superficie terrestre

Es muy grande la cantidad de energía solar que fluye hacia la Tierra y la atmósfera y desde ellas. Una comparación que permite apreciar la cantidad de energía solar que cada año incide sobre la Tierra es que equi-

vale a cerca de 160 veces la energía de las reservas mundiales de energía fósil o que es similar a más de 15.000 veces la energía anual usada de los combustibles fósiles, nucleares y de las plantas hidráulicas.

Una aproximación de la cantidad de energía incidente en la Tierra y de cómo se transforma en la atmósfera y la superficie terrestre se puede establecer de la siguiente manera: de la radiación total incidente, 173.000 terawatios, el 30% es reflejado al espacio exterior. La mayor parte del 70% restante calienta la superficie terrestre, la atmósfera y los océanos (47%) o se absorbe en la evaporación de agua (23%). Relativamente muy poca energía es usada y dirigida al viento y las olas o para ser absorbida por las plantas en la fotosíntesis. En realidad, prácticamente toda la energía es radiada al espacio exterior en forma de radiación infrarroja. La Figura 2.8 muestra esquemáticamente el efecto de la atmósfera sobre la radiación solar.

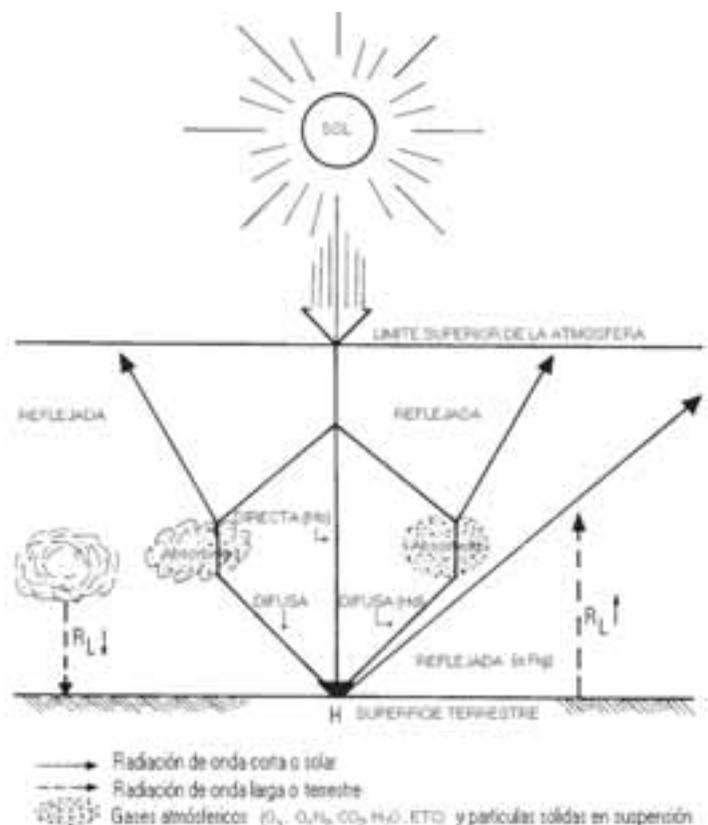


Fig 2.8. Atenuación de la radiación solar por la atmósfera terrestre

La radiación solar que llega a la parte superior de la atmósfera sufre, en su trayectoria hacia la Tierra, los

procesos de atenuación anteriormente descritos, y sobre la superficie de la Tierra se clasifica de la siguiente manera:

2.5.1. Radiación directa (H_b)

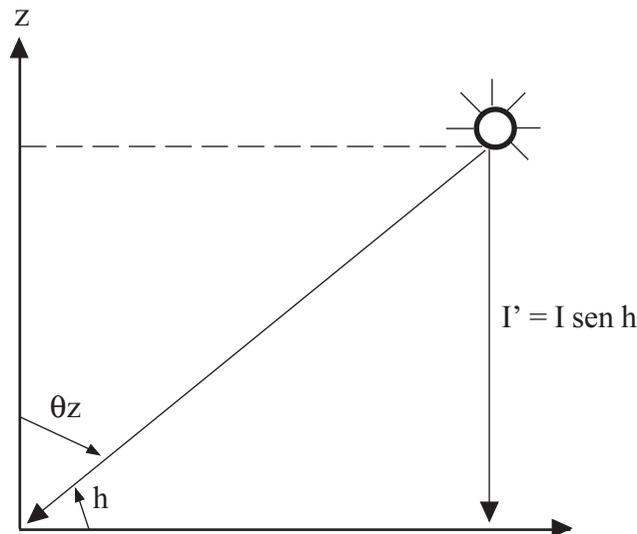


Fig. 2.9. Componente directa de la radiación solar

Es la radiación que llega a la superficie de la Tierra en forma de rayos provenientes del Sol sin cambios de dirección. Figura 2.9.

$$H_b = I' = I \text{ sen } h \quad (2-25)$$

donde I' es la componente vertical de la radiación solar directa, y h la altura del Sol sobre el horizonte. Es evidente que I es mayor que I' y son iguales solamente cuando el Sol se encuentra en el zenit.

Si se analiza sobre la superficie de la Tierra, el flujo de la radiación directa depende de los siguientes factores:

- a) Constante solar;
- b) Altura del sol (h);
- c) Transparencia atmosférica en presencia de gases absorbentes, nubes y niebla.

2.5.2. Radiación difusa (H_d)

Si el flujo de radiación solar encuentra pequeñas partículas en su camino hacia la Tierra, una parte de esta energía es difundida en todas direcciones y se llama radiación difusa. Esta radiación sobre la superficie de

la Tierra, la radiación difusa, depende de los siguientes aspectos:

- a) Altura del Sol sobre el horizonte. A mayor altura, mayor es el flujo de radiación difusa;
- b) A mayor cantidad de partículas, mayor es la componente difusa; por consiguiente, aumenta con la contaminación;
- c) Aumenta con la presencia de capas de nubes blancas relativamente delgadas;
- d) Al aumentar la altura sobre el nivel del mar, el aporte de la radiación difusa es menor, debido a que disminuye el espesor de las capas difusoras en la atmósfera.

2.5.3. Radiación global (H)

Toda la radiación que llega a la Tierra, resultado de la componente vertical de la radiación directa más la radiación difusa, se llama radiación global. Su evaluación se efectúa por el flujo de esta energía por unidad de área y de tiempo sobre la superficie horizontal expuesta al sol y sin ningún tipo de sombra; de esta manera, si llamamos H al flujo de radiación global, H_d al

flujo de radiación difusa y H_b la componente directa; se tiene que:

$$H = I \cos h + H_d = H_b + H_d \quad (2-26)$$

Recordando que I es la intensidad de la radiación directa sobre la superficie normal a los rayos solares, h la altura del Sol, e I' la componente vertical de la radiación directa sobre una superficie horizontal, entonces:

$$H = I' + H_d \quad (2-27)$$

El aporte de cada componente a la radiación global varía con la altura del Sol, la transparencia de la atmósfera y la nubosidad.

2.5.4. Albedo

Al llegar a la Tierra, parte de la radiación global es absorbida por las capas superiores del agua o del suelo, transformándose en calor. Otra parte es reflejada.

La relación entre la radiación reflejada y la radiación incidente sobre una superficie horizontal se denomina **Albedo** de esa superficie, y generalmente se expresa en porcentaje.

$$A\% = \frac{R}{H} \times 100$$

A% = Albedo

R = Flujo de radiación reflejada

H = Flujo total incidente.

En general, las superficies oscuras y quebradas reflejan menos que las claras y lisas. Al aumentar la humedad del suelo, este absorbe mayor cantidad de radiación global, lo que influye en el régimen térmico de las superficies regadas.

El albedo del suelo en general está comprendido entre el 10 y 30%; el barro húmedo baja su valor hasta un 5%; en el caso de arena seca, eleva su valor a un 40%. El albedo de los sembrados y bosques está entre 10 y 25% y la nieve reciente alcanza un valor de 80 a 90%.

El albedo de agua en promedio es menor que el del suelo; esto se debe a que los rayos solares penetran en el agua más que en la tierra. En el albedo del agua influye el grado de turbidez; en el agua sucia el albedo aumenta con respecto al agua limpia.

BIBLIOGRAFÍA

1. INEA-HIMAT, Atlas de Radiación Solar de Colombia, Primera edición, 1993.
2. Página web IDEAM, www.ideam.gov.co
3. Solar and Heliospheric Observatory SOHO, NASA, National Aeronautics and Space Administration, página web sohowww.nascom.nasa.gov, 2003.
4. Universidad de Oxford, Renewable Energy: Power for a Sustainable Future (1998).
5. Caimi, E. A. La energía radiante en la atmósfera.
6. Duffie, J. A. y Beckwan, W. A. Solar Engineering of Thermal Processes. New York: John Wiley & sons, 961p, 1991.
7. Furlan, G.; Mancini, N. A., y Sayigh, A. A. M. Non Conventional Energy Sources. Trieste (Italy): World Scientific, 820p, 1983.
8. Hans, J. B. Principles and General Equations of Radiative Transfer. Trieste (Italy), 1989.
9. Kondratyev, K. Y., Radiation in the atmosphere. Nueva York: Academic Press, International Geophysic Serie, vol. 12, 1969.
10. Kondratyev, K. Y., Radiation Processes in the atmosphere. Ginebra: World Meteorological Organization, 1972.
11. Kondratyev, K. Y., Radiation Characteristics of the Atmosphere and the Earth's Surface. Nueva Delhi: American Publishing Co., 1973.
12. Mapa de radiación solar de la República de Colombia, IAN-HIMAT (1985). 476p.
13. Sánchez, C., y Rodríguez, F. Estimación de la radiación solar. Bogotá, 1992.
14. Sayigh, A. A. M. Solar Energy Engineering. New York: Academic Press, 476p, 1977.

