

Tesis de Licenciatura
en Física

***Modelo para estimar
Radiación Solar Global
en una Atmósfera sin nubes***

María Laura Molina

Directora: Dra. Nieves Ortiz de Adler

2008

Universidad Nacional de Tucumán
Facultad de Ciencias Exactas y Tecnología
Departamento de Física

Indice

INTRODUCCIÓN.....	4
CAPITULO 1.....	6
MOVIMIENTOS DE LA TIERRA.....	6
1.1. Movimiento de traslación.....	7
1.2. Movimiento de rotación.....	8
1.3. Posición del Sol.....	8
1.4. Estaciones del año.....	9
1.5. Tiempo.....	12
1.6. Horas de luz diurna.....	13
CAPITULO 2.....	15
IRRADIANCIA SOLAR FUERA DE LA ATMÓSFERA.....	15
CONSTANTE SOLAR. IRRADIACIÓN SOLAR.....	15
2.1. Características del Sol.....	15
2.2. Espectro solar.....	16
2.3. Manchas solares.....	17
2.4. Irradiancia solar no atenuada.....	19
2.4.1. Constante solar.....	19
2.4.2. Irradiancia sobre una superficie horizontal.....	20
2.4.3. Insolación e irradiación no atenuada.....	21
CAPITULO 3.....	25
CONSTITUYENTES ATMOSFÉRICOS. TEMPERATURA. PRESIÓN.....	25
3.1. Introducción.....	25
3.2. Temperatura atmosférica.....	25
3.3. La Homósfera.....	26
3.3.1. Constituyentes minoritarios o trazadores.....	27
3.4. Presión atmosférica.....	30
3.5. Modelos de atmósfera.....	31
CAPITULO 4.....	33
ALBEDO. DISPERSIÓN. ABSORCIÓN.....	33
4.1. Radiación Solar y Terrestre.....	33
4.2. Albedo terrestre.....	33
4.3. Dispersión difusa (Scattering).....	34
4.3.1. Dispersión Rayleigh.....	35
.....	37
4.3.2. Ley de Bouguer para atenuación por dispersión pura.....	39
4.4. Absorción.....	40
4.4.1. Espectros moleculares.....	41
Moléculas triatómicas del gas atmosférico: H ₂ O, O ₃ y CO ₂	43
4.5. Ley de Lambert.....	45
4.6. Coeficientes de Extinción (k _x).....	46
4.7. Espesor óptico.....	47
4.8. Ley de Bouguer - Lambert.....	47
4.9. Balance de radiación en el sistema Tierra - Atmósfera.....	47
.....	48
CAPITULO 5.....	49
5.1. Atenuación en una atmósfera de Rayleigh.....	49
5.2. Modelos de masa óptica de aire.....	49
5.3. Espesor óptico en una atmósfera de Rayleigh.....	54

5.4. Atenuación de la Irradiancia solar en una atmósfera sin nubes.....	55
5.5. Modelos de Irradiancia solar Difusa.....	56
5.4. Irradiancia solar Global.....	57
CAPITULO 6.....	58
6.1. Características generales de los instrumentos para medir energía.....	58
6.2. Instrumentos para medir radiación solar Directa y Global.....	59
CAPITULO 7.....	63
MODELO Y PROGRAMA DE CÁLCULO.....	63
7.1. Introducción.....	63
7.2. Ecuaciones del programa.....	63
Irradiancia global:.....	65
7.3. Datos de entrada y datos de salida.....	65
CAPITULO 8.....	66
EVALUACIÓN DEL DESEMPEÑO DEL MODELO.....	66
8.1. Evaluación del desempeño del Modelo.....	67
8.1.1. Gotha.....	67
8.1.2. Evaluación del desempeño del Modelo con datos de Pendleton.....	70
8.1.3. Evaluación del desempeño del Modelo con datos de Duluth.....	72
8.2. Evaluación del desempeño del Modelo con datos de la Base Nacional de Datos de Irradiancia Solar: (NSRDB) de Estados Unidos.....	73
CAPITULO 9.....	93
CONCLUSIONES.....	93
9.1. Introducción.....	93
9.2. Desempeño del Modelo.....	95
9.2.1. Estimación de Irradiancia solar Directa durante horas diurnas.....	95
9.2.2. Estimación de Irradiancia solar Global y Directa para las 12 h solar....	95
9.3. Líneas futuras.....	97
APÉNDICE A.....	98
DEMOSTRACIONES MATEMÁTICA.....	98
A.1. Deducción de la ecuación de la órbita terrestre.....	98
A.2. Sistema de coordenadas horizontales y ecuatoriales.....	99
A.3. Radiación recibida en la parte superior de la atmósfera.....	101
APÉNDICE B.....	102
ANÁLISIS DE ECUACIONES Y MODELOS DE IRRADIANCIA SOLAR DIFUSA.....	102
B.1. Fórmulas para masa óptica de aire.....	102
B.2. Ecuaciones para el espesor óptico de Rayleigh.....	102
B.3. Modelos para irradiancia solar Difusa.....	103
B.4. Sensibilidad del Modelo al factor de Turbidez.....	104
APÉNDICE C.....	105
TABLAS.....	105
C.1 Tablas de Radiación.....	105
Tabla C.2. Dependencia de la masa óptica de aire (m_a) con la altura solar (α), para una <i>atmósfera Standard</i> (1000 mb y $t = 0^\circ\text{C}$).....	113
Tabla C.3. Datos de irradiancia solar y número de manchas solares obtenidos del Centro Nacional de Datos Geofísicos en Boulder, Colorado, Estados Unidos....	114
BIBLIOGRAFÍA.....	117

INTRODUCCIÓN

En esta Tesis se desarrolla un Modelo para estimar radiación solar global (formada por la radiación solar directa y difusa) que incide en superficie, después de atravesar una atmósfera sin nubes, teniendo en cuenta la turbidez del aire (vapor de agua, aerosoles y polvo atmosférico).

El Modelo, implementado en un Programa de cálculo en Visual Basic (corre bajo Windows), calcula por separado las dos componentes de la irradiancia solar global, la irradiancia solar en la parte superior de la atmósfera, masa de aire y coeficiente de extinción.

Fue convalidado comparando datos teóricos y experimentales, correspondientes a valores horarios, diarios, mensuales y anuales, para distintos ángulos de elevación solar, latitud, altura, y para diferentes coeficientes de turbidez.

Se utilizaron datos de 21 estaciones que cubren un amplio rango de latitudes, alturas y climas. Los valores teóricos reproducen con muy buen ajuste a los experimentales.

El Modelo permite conocer los valores máximos de energía solar disponible, ya sea para calentamiento, energía eléctrica, etc., o como valores de referencia, (para instrumentos que midan energía solar en la región) o para otros usos.

Tema elegido

El conocimiento de la distribución temporal y espacial de la irradiancia solar, que gobierna la circulación atmosférica y el clima, es fundamental para la climatología, la hidrología, la biología y para el diseño de cualquier sistema de conversión de energía solar.

El registro permanente de la irradiación solar global de nuestro país es actualmente muy pobre. Pero aunque no lo fuera, una red solarimétrica convencional no tendría densidad suficiente como para satisfacer la demanda de datos de mesoescala (1-100 km). En áreas geográficas que tienen condiciones climáticas aproximadamente uniformes, se pueden interpolar datos de lugares cercanos, pero esto no se puede hacer en áreas de costa y montaña, donde hay fuertes gradientes de las condiciones climáticas (caso de nuestra Provincia). De ahí la importancia de disponer de modelos físicos que permitan estimar radiación solar en superficie en la zona deseada.

Organización de la Tesis

- La irradiancia solar en la parte superior de la atmósfera tiene variaciones estacionales y diurnas, determinadas por las condiciones astronómicas y dependientes de la fuente, el Sol, que se consideran en los **Capítulo 1** y **Capítulo 2**.
- El conocimiento del medio físico y de los procesos de interacción de la radiación solar con la atmósfera, han sido considerados en los **Capítulo 3** y **4** respectivamente.
- En el tratamiento de la atenuación solar en la atmósfera se pueden distinguir tres situaciones:
 - a) Atmósfera ideal, formada solamente por sus constituyentes principales, sin polvo atmosférico, contaminantes, sin vapor de agua y sin nubes. Se la conoce como *atmósfera clara y seca* o *atmósfera de Rayleigh*.

b) Atmósfera que contiene, vapor de agua, polvo atmosférico, aerosoles, pero no tiene nubes. En este caso se debe considerar la turbidez del aire (vapor de agua, aerosoles y polvo atmosférico).

c) Atmósfera que contiene vapor de agua, aerosoles, polvo atmosférico y nubes.

Debido a su naturaleza variable y a las complejas interacciones, la atenuación producida en este caso, solamente puede ser modelada con cierto grado de precisión (que decrece desde la parte superior de la atmósfera hacia el suelo).

En esta Tesis se considera una atmósfera sin nubes (caso b).

Para determinar la atenuación de la irradiancia solar en este tipo de atmósfera se calcula la atenuación en una *atmósfera de Rayleigh* y se estima el número de *atmósferas de Rayleigh* equivalentes a la humedad y turbidez de la situación atmosférica particular que se considera. Para ello se utilizan los conceptos de “masa óptica de aire”, “espesor óptico”, y “factor de turbidez de Linke”. Los algoritmos para la masa óptica de aire y el espesor óptico fueron seleccionados mediante el estudio de bibliografía existente. Los valores del factor de turbidez de Linke fueron extraídos de una base de datos internacional.

En el **Capítulo 5** se consideran estos conceptos, y se definen las ecuaciones que se usan en el Modelo para el cálculo de la irradiancia solar directa, difusa y global.

- En el **Capítulo 6** se analizan distintos tipos de sensores de irradiancia solar.
- En el **Capítulo 7** se describe el Modelo y el Programa de Cálculo.
- En el **Capítulo 8** se presentan los resultados teóricos, y se evalúa la calidad de los mismos, comparándolos con datos experimentales (horarios, diarios y mensuales) de irradiancia solar máxima, directa, difusa y global. Se utilizaron datos de 21 estaciones que cubren un amplio rango de latitudes, alturas, meses del año, y características climáticas. También se comparan resultados del Modelo con datos experimentales de masa óptica de aire y de coeficiente de extinción.
- En el **Capítulo 9** se presenta el desempeño del Modelo, las conclusiones y líneas futuras de trabajo.
- El **Apéndice A** incluye demostraciones matemáticas: a) ecuación de la órbita terrestre en coordenadas polares; b) ecuación para la altura solar, acimut, ángulo horario, declinación entre otros parámetros.
- El **Apéndice B** contiene cálculos para seleccionar los algoritmos que se usarán en el Modelo para estimar la: masa óptica de aire, el espesor óptico y la irradiancia solar difusa.
- El **Apéndice C** contiene:
 - C.1 Tablas de radiación, utilizadas para la estimación del porcentaje de radiación solar en distintos rangos de longitud de onda.
 - C.2 Valores de masa óptica de aire en función de la altura solar para una *atmósfera de Rayleigh*, utilizados para evaluar distintos modelos de masa óptica de aire.
 - C.3 Datos de irradiancia solar y número de manchas solares (R_z), utilizados para determinar la variación de la constante solar con R_z .

CAPITULO 1

MOVIMIENTOS DE LA TIERRA

1.1. Movimiento de traslación

La Tierra gira en una órbita elíptica alrededor del Sol, astro situado en uno de los focos. El plano que contiene a esta órbita es el *plano de la eclíptica*. El periodo orbital de la Tierra, que define el año sidéreo, tiene una duración de 365.25 días.

El eje mayor de la elipse se denomina línea de los *ápsides* (fig.1). La Tierra está en el *perihelio* (posición más cercana al Sol, $1.47 \times 10^8 \text{ km}$) el 3 de Enero, y en el *afelio*, (posición más lejana del Sol, $1.52 \times 10^8 \text{ km}$), el 4 de Julio.

La energía solar interceptada por la Tierra en estas dos posiciones extremas difiere $\sim 3.4\%$.

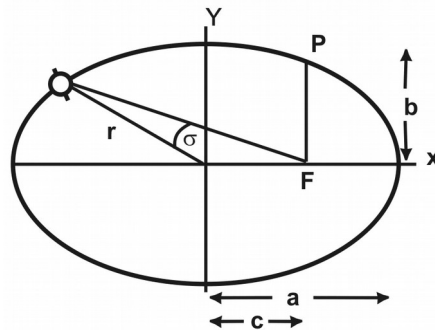


Figura 1.1. Órbita elíptica que describe el movimiento de la Tierra. a, b y c representan la longitud del semieje mayor, menor y focal respectivamente. F es el foco de la elipse, σ el ángulo polar, PF es el lado recto y r distancia del centro de la elipse a un punto cualquiera de la misma.

La distancia media de la Tierra al Sol, $r_o = 1.50 \times 10^8 \text{ km}$, se denomina *unidad astronómica* (UA). A lo largo del año, la distancia Sol - Tierra, r, varía entre 0.983 UA en el perihelio, y 1.017 UA en el afelio (fig. 2).

La distancia Sol - Tierra es

$$r = r_o \frac{1}{\sqrt{\epsilon}} \quad (1.1)$$

Donde ϵ es el factor de corrección de Duffy - Beckman dado por la ecuación 1.4.

Partiendo de la ecuación de la elipse en coordenadas polares (Ap. A), se puede demostrar que:

$$\epsilon = \left(\frac{r_o}{a} \right)^2 \frac{(1 + e \cos \sigma)^2}{(1 - e)^2} \quad (1.2)$$

La excentricidad e, es muy pequeña, y se puede considerar la órbita terrestre como una circunferencia de radio r_o .

Teniendo en cuenta r_o y los siguientes valores: $a = 1.52 \times 10^8 \text{ km}$, $e = 0.017$ y $(1 - e)^2 \sim 1$, se obtiene

$$\varepsilon = 1 + 0.034 \cos \sigma \quad (1.3)$$

El ángulo polar σ expresado en radianes, en función del día del año (n_d), es:

$$\sigma = \left(\frac{2 \pi n_d}{365.25} - \frac{2 \pi 0.25}{365} \right), \text{ (Ap. A). Llevando esta expresión a (ec. 1.3) se obtiene para}$$

el factor de corrección de Duffy - Beckman:

$$E_s = A_s \sigma T_s^4 \quad (1.4)$$

1.2. Movimiento de rotación

La Tierra gira sobre un eje que pasa por los polos. El período completo de rotación de la Tierra es de 23h 56min 4.1s.

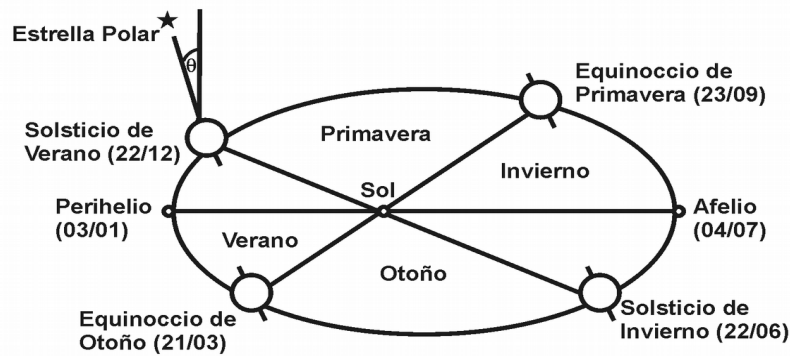


Figura 1.2. En el perihelio, el hemisferio Sur (solsticio de verano) recibe más radiación por unidad de área que el hemisferio Norte (solsticio de invierno). Lo contrario ocurre en el afelio.

El plano ecuatorial o plano del Ecuador es el plano normal al eje de rotación que pasa por el centro de gravedad de la Tierra.

El eje de rotación de la Tierra no es perpendicular al plano de la eclíptica. Esto da origen a las estaciones del año y la desigualdad de duración de los días y de las noches. Durante su movimiento de traslación alrededor del Sol, el eje de rotación de la Tierra se desplaza paralelamente a sí mismo, conservando invariante su dirección en el espacio y formando siempre el mismo ángulo θ ($23^\circ 27'$) denominado *ángulo de inclinación*, con la normal al plano de la eclíptica. El eje de rotación terrestre apunta siempre hacia la estrella Polar (Norte).

1.3. Posición del Sol

La posición del Sol sobre un lugar está definida por dos ángulos.

- Altura solar o ángulo de elevación (α). Es el ángulo formado por la línea que une el centro del Sol y el horizonte (fig.1.3). El ángulo complementario de la altura de solar, es el ángulo cenital, (θ_z), donde se verifica $\theta_z = 90^\circ - \alpha$.

- Ángulo acimutal o acimut (ψ). Es el ángulo, medido en sentido horario, entre el Norte geográfico y el punto en el horizonte directamente bajo el Sol.

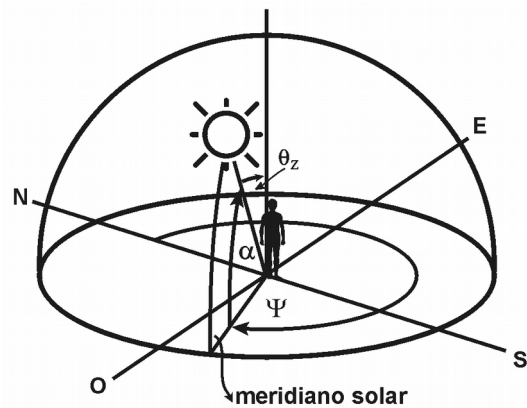


Figura 1.3. Ubicación de ángulos para la descripción del movimiento del Sol.

1.4. Estaciones del año

La radiación solar diaria recibida en la parte superior de la atmósfera varía en función de la duración del día y del ángulo de incidencia de los rayos solares, y en menor grado de la distancia Sol - Tierra. La principal causa de las estaciones es la inclinación del eje de la Tierra.

El ángulo de incidencia de los rayos solares y el tiempo de exposición al Sol, varían en las distintas latitudes y en las diferentes épocas del año. Estas variaciones son atribuibles a la esfericidad, y a la inclinación del eje de rotación de la Tierra con respecto al plano de la eclíptica.

Las altas latitudes reciben menos energía solar que las bajas latitudes debido a que el ángulo de incidencia de los rayos solares (ángulo formado por el rayo y la horizontal del lugar) disminuye desde el Ecuador hacia los polos.

La inclinación del eje de la Tierra respecto del plano de la eclíptica y el movimiento de traslación alrededor del Sol da origen a las estaciones del año.

Debido a la inclinación del eje de rotación de la Tierra, el plano de la eclíptica corta a la Tierra en los trópicos de Cáncer y Capricornio (23.5° N; 23.5° S, respectivamente), y no en el Ecuador.

Equinoccios y Solsticios

Hay cuatro posiciones notables de la Tierra en su órbita: equinoccio de otoño y de primavera y solsticios de verano y de invierno (fig. 1.2). Para el hemisferio Sur los equinoccios de otoño y primavera ocurren el 21/03 y 23/09 respectivamente.

Los equinoccios, corresponden a una posición de la Tierra donde los dos polos están equidistantes del Sol. En estas fechas el número de horas diurnas es igual al número de horas de oscuridad en cualquier punto de la Tierra. Por esta razón estos dos puntos se denominan equinoccios, que significa noches iguales.

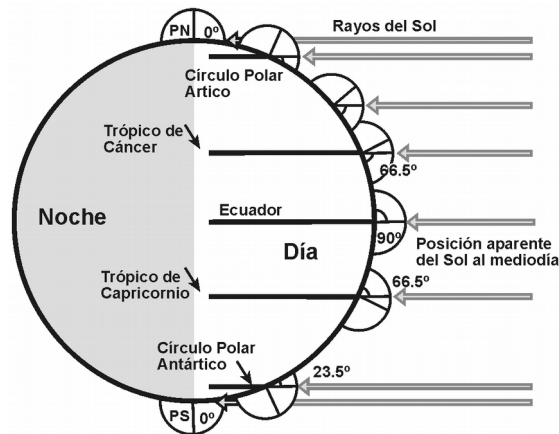


Figura 1.4. Durante los equinoccios, y para todas las latitudes hay 12 h diurnas y 12 h nocturnas.

El ángulo de incidencia de los rayos solares, varía entre un máximo de 90° en el Ecuador, y un mínimo de 0° en los polos (fig.1.4).

La línea perpendicular a la que une los equinoccios y que tiene al Sol en el centro de la cruz, define sobre la órbita terrestre, dos puntos que son los solsticios que ocurren en 22/12 y 22/06, (fig.1.2).

El 22/12 la Tierra está cerca del perihelio y es verano en el hemisferio Sur; el 22/06 está cerca del afelio y es verano en el hemisferio Norte.

La rama de la cruz divide a la órbita en dos partes desiguales. La distancia que viaja la Tierra del 23/09 al 21/03 es más corta que la distancia que recorre del 21/03 al 23/9.

El ángulo de incidencia de la radiación solar es de 90° en el trópico de Capricornio, y va disminuyendo a hacia los dos polos.

En el solsticio de verano para el hemisferio Sur, las variaciones del ángulo de incidencia de los rayos solares van acompañadas de variaciones en el tiempo de exposición solar, que es mayor en el hemisferio Sur. El tiempo de exposición es máximo en el polo Sur y en el Círculo Polar Antártico, que permanece iluminado las 24 horas del día.

En el Ecuador, el día y la noche tienen la misma duración (12 h) y en el hemisferio Norte, el día es más corto que la noche.

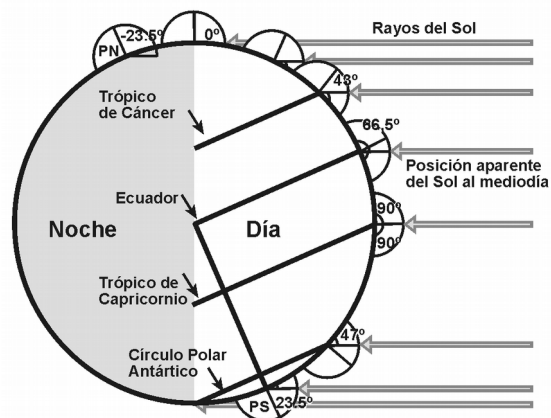


Figura 1.5. Solsticio de verano en el hemisferio Sur, con mayor tiempo de exposición al Sol.

El 22 de Junio (solsticio de invierno) para el hemisferio Sur la situación es inversa. Ahora es el hemisferio Norte el que se inclina *hacia* el Sol, y los rayos solares inciden a 90° en el trópico de Cáncer.

Punto Subsolar

A medida que transcurre el año, la radiación solar incide a 90°, en diferentes latitudes comprendidas entre los trópicos de Capricornio (23.5°S - 22 de Diciembre) y de Cáncer (23.5°N - 22 de Junio). El punto que recibe radiación solar a 90° se conoce como *punto subsolar*. Todos los demás lugares de la Tierra reciben radiación oblicua, y por lo tanto captan menos energía que el punto subsolar.

El ángulo medido desde el Ecuador al punto subsolar se conoce como declinación (δ). El mismo varía entre 23°45'N y 23°45'S.

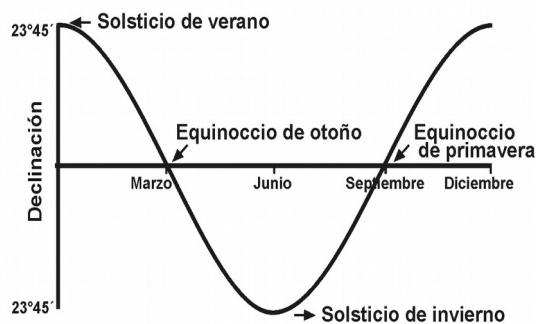


Figura 1.6. Variación de la declinación a lo largo del año. Los ángulos de declinación en invierno del hemisferio Norte se adoptan como negativos.

La declinación solar puede estimarse con la siguiente ecuación

$$\delta = \arcsen \left(0.3978 \sin \left(\frac{2 \pi n_d}{365.25} - 1.4 + 0.0355 \sin \left(\frac{2 \pi n_d}{365.25} - 0.0489 \right) \right) \right) \quad (1.5)$$

Los ángulos de altura solar (α) y acimut (ψ), para cualquier tiempo y posición pueden calcularse a partir de la latitud (ϕ), (ángulo formado por la línea que une un punto en la superficie terrestre con el centro de la Tierra y el plano ecuatorial terrestre), el ángulo horario (ω) (ec.1.12) y la declinación (δ).

Puede demostrarse (Ap.A) que la altura solar y el ángulo acimutal medidos en grados están dados por:

$$\alpha = \arcsen (\sin \delta \sin \phi + \cos \delta \cos \phi \cos \omega) \quad (1.6)$$

y

$$\psi = \arccos \left(\frac{\sin \delta \cos \phi - \cos \delta \sin \phi \cos \omega}{\sin \alpha} \right) \quad (1.7)$$

1.5. Tiempo

La escala de tiempo que usa como referencia el meridiano de Greenwich se denomina Tiempo Universal. En ella la longitud del día medio es de 24 horas y la medianoche corresponde a la hora 0.

El Tiempo medio es la longitud de un día promedio. Un segundo medio es $1/86400$ del tiempo promedio de un tránsito completo del Sol, promediado en el año. La longitud de un día, medida como el tránsito completo del Sol, puede variar hasta en 30 s durante un año.

Husos horarios (Standard Time Zones).

Desde 1884 por un acuerdo internacional se considera que la Tierra está dividida en 24 husos horarios, comprendiendo cada uno una banda de 15° . Se fijó como meridiano de origen el que pasa por Greenwich. Los meridianos de zonas de tiempo Standard al este de Greenwich poseen tiempo posterior al tiempo de Greenwich, y los meridianos al oeste tienen tiempos previos.

Idealmente, los meridianos a 7.5° a cada lado del meridiano de zona de tiempo Standard deberían definir la zona de tiempo. Sin embargo, los límites que separan zonas de tiempo no son meridianos sino bordes delimitados políticamente siguiendo ríos, estados, límites de naciones o algún camino arbitrario.

Tiempo Solar medio (t_{sm}). Es una definición útil para el tratamiento de radiación solar, porque las 12 horas corresponden al Sol exactamente sobre el meridiano del lugar. El tiempo solar depende de la ubicación del observador y se calcula a partir de la longitud geográfica (λ'), (ángulo formado por la línea que une un punto en la superficie terrestre con el centro de la Tierra y el plano que contiene al meridiano de Greenwich) y en general difiere del tiempo local que marca el reloj, el cual está definido por zonas de tiempo aceptadas políticamente y otras aproximaciones. Está basado en una escala de 24 horas.

El tiempo solar verdadero (t_{sv}) difiere del tiempo solar medio porque la longitud del día no es exactamente de 24 horas.

$$t_{sm} = E_{qt} + t_{sv} \quad (1.8)$$

E_{qt} es la "ecuación de tiempo" o diferencia entre el tiempo solar medio t_{sm} y el tiempo solar verdadero, t_{sv} . La diferencia acumulada entre este tiempo y el tiempo solar real puede llegar a 17 minutos adelantados o retrasados respecto de la media.

Hay distintas aproximaciones para calcular la E_{qt} . Por ejemplo, se utiliza la aproximación de Woolf (1968) con una precisión de alrededor de 30 segundos durante las horas del día.

$$E_{qt} = 0.258 \cos x - 7.416 \operatorname{sen} x - 3.648 \cos 2x - 9.228 \operatorname{sen} 2x \quad (1.9)$$

E_{qt} está dado en minutos y el ángulo x es:

$$x = 360^\circ \frac{n_d - 1}{365.25} \quad (1.10)$$

Conversiones

La conversión entre el tiempo solar medio (t_{sm}) y el tiempo local (t_L) está dada por la siguiente ecuación

$$t_{sm} = t_L + \frac{E_{qt}}{60} - Lc \quad (\text{en horas}) \quad (1.11)$$

donde Lc es una corrección de la longitud geográfica (local) definida como

$$L_c = \frac{\text{long. local} - \text{long. del meridiano de zona de tiempo standard}}{15} \quad (1.12)$$

donde L_c está dado en horas.

Angulo horario (ω). Es el ángulo formado por el meridiano del observador y el meridiano cuyo plano contiene al Sol. El ángulo horario es cero al mediodía solar (cuando el Sol alcanza su punto más alto en el cielo). El ángulo horario crece 15° por cada hora.

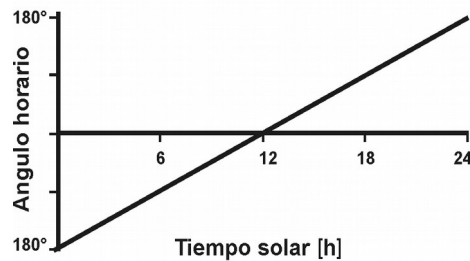


Figura 1.7. Variación del ángulo horario.

El ángulo horario puede calcularse a partir del tiempo solar medio como

$$\omega = \frac{360^\circ}{24} (t_{sm} - 12) \quad (1.13)$$

1.6. Horas de luz diurna

La figura 1.8 representa la trayectoria del Sol vista por un observador ubicado en el punto Q. El Sol se mueve 15° por hora sobre un disco de radio R, cuya ubicación va cambiando con las estaciones, desplazándose a lo largo del eje polar (eje que apunta hacia la estrella Norte) que está inclinado un ángulo φ (latitud) respecto del horizonte.

En los equinoccios el Sol sale a las 6:00 AM (tiempo solar) y el observador, lo ve viajar a través del cielo en una trayectoria inclinada un ángulo α respecto de la vertical. Como medio disco está sobre el horizonte, la longitud del día es de 12 horas. El atardecer ocurre a las 6:00 PM, cuando el ángulo acimutal es de 270° . Los puntos extremos son los solsticios, que se producen cuando el disco está desplazado $\pm 0.424 r_o$ respecto de los equinoccio. Durante el invierno, como gran parte del disco está “sumergido” debajo del horizonte, disminuye tanto la cantidad de horas diurnas como el ángulo de elevación solar. En el verano, el centro del disco está sobre el observador, y hay mayor cantidad de horas de luz y mayor ángulo de elevación.

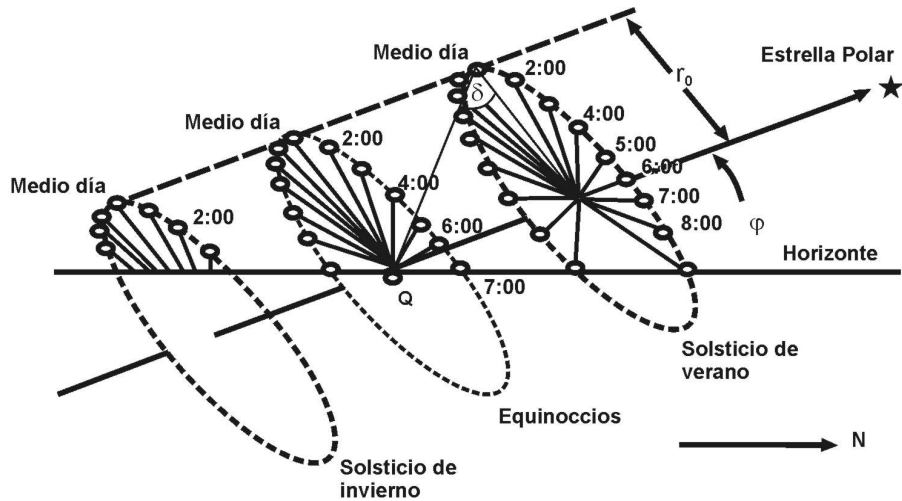


Figura 1.8. Trayectoria solar vista por un observador ubicado en Q. En el equinoccio el centro del disco coincide con el observador. En cualquier otra época del año, está desplazado respecto del observador una distancia $R = r_0 \operatorname{tg} \delta$.

Como la inclinación del eje polar varía con la latitud (fig.1.8), habrá algunas latitudes donde el disco esté completamente por encima del horizonte. Esto ocurre para latitudes mayores que 66.55° , esto es, por encima de los Círculos Polares. En el Ecuador el eje polar es horizontal y exactamente la mitad del disco aparece sobre el horizonte, por lo que la duración del día es de 12 horas. En el Ecuador siempre hay 12 horas de luz diurna. El ángulo horario para el atardecer (amanecer) puede obtenerse (ec.1.13) considerando que la altura solar en el atardecer (amanecer) si el horizonte es plano, es cero. El ángulo horario expresado en grados está dado por:

$$\omega = \arccos (\operatorname{tg} \delta \operatorname{tg} \phi) \quad (1.14)$$

Si $(\operatorname{tg} \delta \operatorname{tg} \phi > 1)$, no hay amanecer; si $(\operatorname{tg} \delta \operatorname{tg} \phi < -1)$, no hay atardecer. Estas condiciones se presentan a latitudes mayores que $\pm 66.55^\circ$, esto es, a latitudes mayores que el Círculo Polar Ártico o el Círculo Polar Antártico.

Las horas de luz diurna se calculan como

$$\text{horas de luz} = \frac{2 \omega}{15^\circ} \quad (1.15)$$

Siempre hay 4380 horas de luz diurna por año en cualquier lugar de la Tierra.

CAPITULO 2

IRRADIANCIA SOLAR FUERA DE LA ATMÓSFERA. CONSTANTE SOLAR. IRRADIACIÓN SOLAR

2.1. Características del Sol

El Sol es una estrella situada a 1.50×10^8 km de la Tierra, cuya masa es de 1.99×10^{30} kg y radio $R_s = 7.1 \times 10^8$ m. Las capas externas están constituidas por 73% de H, 25% de He y 2% de otros elementos.

La figura 2.1 muestra la temperatura y densidad en las distintas regiones solares. El material del *Núcleo solar* se comprime bajo la acción gravitatoria, hasta densidades y temperaturas tan altas, que permiten la producción de reacciones nucleares. La fusión de H, para producir He, constituye la fuente de energía que es continuamente irradiada hacia el exterior.

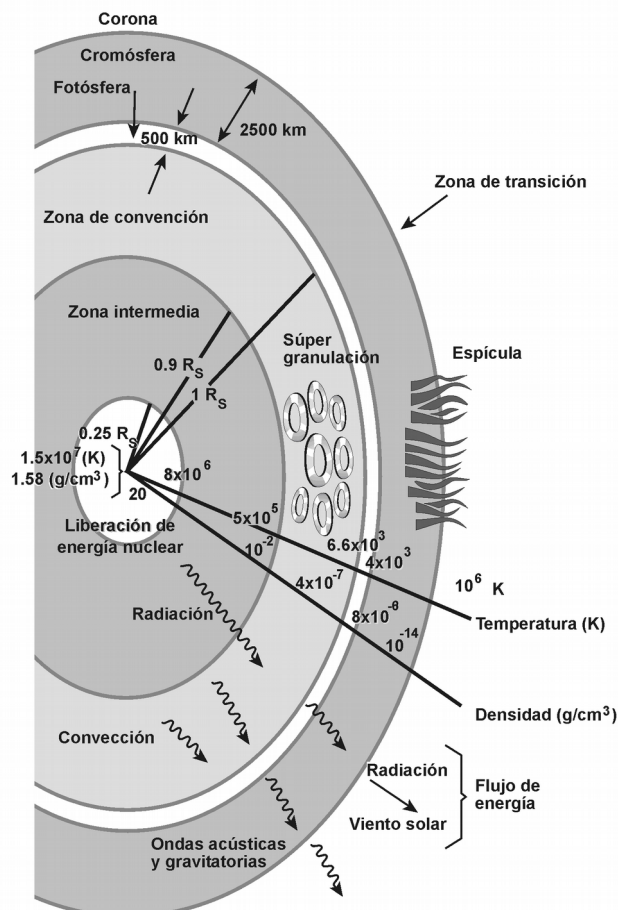


Figura 2.1. Esquema que muestra la estructura y propiedades del Sol, y los modos de emisión de energía solar.

La *zona intermedia* (o de transporte radiativo), que se extiende desde $0.25 R_s$ hasta $0.9 R_s$, permite el transporte hacia las zonas exteriores, de la energía liberada en el proceso de fusión del H en el Núcleo. La *zona convectiva* se extiende a partir de $0.9 R_s$. La temperatura disminuye desde 5×10^5 K hasta 6.6×10^3 K. El plasma de esta región es muy inestable.

La *atmósfera solar* está formada por la *Fotosfera*, *Cromosfera* y *Corona*. La *Fotosfera*, superficie aparente del Sol, tiene temperaturas en el rango de 4.4×10^3 K a 6.6×10^3 K. Prácticamente toda la masa solar está contenida por debajo de ella. En la *Cromosfera* la temperatura asciende desde 4.4×10^3 K hasta 10^6 K, debido a energía mecánica (no radiativa) generada en la *zona de Convección*. La *Corona solar* es observable solamente durante eclipses solares.

2.2. Espectro solar

El espectro de la radiación solar que incide en la parte superior de la atmósfera terrestre, proviene de la Fotosfera es un espectro similar al de un cuerpo negro a 5700 K (fig. 2.2). Debido a la gran similitud entre ambos espectros, se supone que el Sol es un cuerpo negro a $T_s = 5700$ K. Esto permite utilizar para la radiación solar las leyes establecidas para la radiación de cuerpo negro (Ley del desplazamiento de Wien, de Planck, de Stefan Boltzmann, etc).

La longitud de onda del máximo de emisión puede obtenerse de la ley del Desplazamiento de Wien

$$\lambda_{\text{máx}} T = 2900 \mu\text{m K} \quad (2.1)$$

Considerando $T_s = 5700$ K, resulta $\lambda_{\text{máx}} = 0.509 \mu\text{m}$.

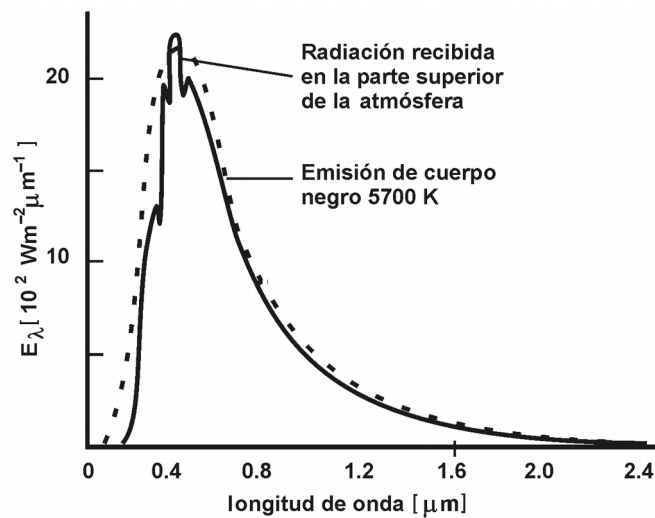


Figura 2.2. Radiación solar en la parte superior de la atmósfera y de un cuerpo negro a 5700 K.

La Tabla 2.1 muestra los porcentajes de energía solar en distintos rangos de longitudes de onda. La atmósfera terrestre atenúa casi toda la radiación de longitud de onda más corta que $0.32 \mu\text{m}$, y más larga que $1 \mu\text{m}$. En el rango intermedio ($0.32 \mu\text{m} \leq \lambda \leq 1 \mu\text{m}$), donde está el 70% de la radiación solar, la atenuación es mucho menor. Estos porcentajes fueron estimados usando las Tablas de Radiación que figuran en el Apéndice C.

Tabla 2.1. Porcentaje de energía solar en distintos rangos de longitud de onda.

	Rango espectral	% energía solar
UV	$\lambda < 0.40 \mu\text{m}$	7
Visible	$0.40 < \lambda < 0.70 \mu\text{m}$	47.3
IR	$\lambda > 0.70 \mu\text{m}$	45.7
“ventana atmosférica”	$0.32 \leq \lambda \leq 1 \mu\text{m}$	70

La ecuación de Planck describe la distribución espectral de la radiación solar

$$e_{\lambda} = \frac{2 \pi c^2 h}{\lambda^5} \frac{1}{\left(\exp \frac{h c}{\lambda k T} - 1 \right)} \quad (2.2)$$

Donde e_{λ} es el poder emisor monocromático (energía por unidad de área, tiempo y longitud de onda), c es la velocidad de la luz; h y k las constantes de Planck y de Boltzmann, respectivamente y T la temperatura absoluta.

La energía solar por unidad de área y de tiempo, emitida en todas las longitudes de onda, e_s , puede calcularse con la ley de Stefan - Boltzmann

$$e = \int_0^{\infty} e_{\lambda} d\lambda = \sigma T^4 \quad (2.3)$$

Donde σ es la constante de Stefan - Boltzmann.

La potencia solar total, E_s , es el producto de e y el área solar radiante A_s

$$E_s = A_s \sigma T_s^4 \quad (2.4)$$

Reemplazando los valores de radio y temperatura del Sol, se obtiene $E_s = 3,78 \cdot 10^{20} \text{ W}$.

2.3. Manchas solares

En la Fotosfera se observan zonas oscuras, conocidas como manchas solares. Se las ve oscuras porque en estas regiones la temperatura es más baja que la de sus alrededores. Una mancha solar típica consiste en una región central oscura, llamada umbra (4000 K), rodeada por una región más clara llamada penumbra (5600 K), puede llegar a medir hasta 12000 km. Un grupo de manchas puede alcanzar 120000 km de extensión o más. Son zonas de una intensa actividad magnética (2000 a 4000 G).

No se conoce totalmente su origen, pero se sabe que son el aspecto visible del tubo de flujo magnético que se forma debajo de la Fotosfera. En el lugar de las manchas la temperatura es menor que en su entorno porque ahí disminuye el flujo de energía desde el interior del Sol, apareciendo dos manchas de polaridad magnética opuesta en los puntos en los que el tubo de fuerza corta a la Fotosfera (hemisferio Norte y Sur). Las manchas solares aparecen en ambos hemisferios en latitudes medias y van cambiando de tamaño y de aspecto a medida que se desplazan ($\sim 100 \text{ km/h}$) hacia el ecuador solar, donde desaparecen. Este ciclo, que se repite en promedio cada 11.4 años, se conoce como ciclo undecenal o ciclo de manchas solares.

Las manchas constituyen grupos, formados por una mancha más grande o mancha líder (conductora), ubicada al oeste del grupo, y una o más manchas ubicadas al este (manchas seguidoras). El campo magnético de la mancha líder (~ 3000 Gauss) es el más grande, y generalmente de signo opuesto al de las manchas seguidoras. Durante el ciclo de 11 años todas las manchas líderes en el hemisferio Norte del Sol tienen una polaridad magnética, y en hemisferio Sur polaridad contraria. En el ciclo solar siguiente la polaridad se invierte. De manera que el periodo magnético del Sol es de 22 años (ciclo de Hale).

El número de manchas solares o número de Wolf, R_z , (o de Zurich) es un índice que se utiliza mundialmente para indicar el nivel general de actividad solar. Se calcula con la ecuación

$$R_z = a (n + 10 n_g) \quad (2.5)$$

Donde n , n_g representan el número de manchas visibles y el número de grupo de manchas respectivamente. La constante a depende de la estación donde se observa. R_z varía entre ~ 0 y 250.

Las manchas solares fueron observadas por primera vez por los astrónomos chinos en el siglo 28aC., pero los primeros registros se realizaron recién en 1700 cuando se inventó el telescopio.

Existe una relación directa entre la radiación solar y las manchas solares.

Como las manchas solares son más oscuras se podría suponer que a mayor R_z debería haber menor radiación solar. Sin embargo las áreas circundantes a las manchas son más luminosas y el efecto global es, que más manchas solares dan lugar a un Sol más luminoso.

La figura 2.3 muestra la energía solar recibida en la parte superior de la atmósfera sobre una superficie horizontal a una distancia Sol - Tierra promedio, y la variación del número de manchas solares, en función de los años.

La variación de la radiación entre un máximo y un mínimo de manchas solares es pequeña: $\sim 0.1\%$. Esta variación se conoció recién en los años 80 cuando se iniciaron las mediciones satelitales.

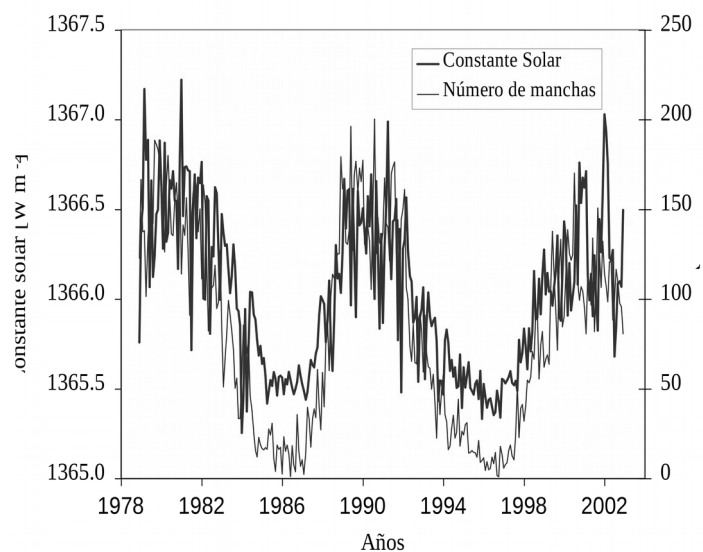


Figura 2.3. Energía solar recibida en la parte superior de la atmósfera sobre una superficie horizontal a una distancia Sol - Tierra promedio y número de manchas solares entre 1978 y

parte de 2002 (ciclos 21 al 23).

2.4. Irradiancia solar no atenuada

La energía solar emitida en todas las longitudes de onda, recibida en la parte superior de la atmósfera terrestre sobre una superficie de área unidad orientada **perpendicularmente** a los rayos del Sol, por unidad de tiempo, es la *Irradiancia solar* (I_{n0}). Los subíndices “n” y “0” indican incidencia normal a la superficie, y en la parte superior de la atmósfera, respectivamente¹.

2.4.1. Constante solar

La irradiancia a una distancia Sol - Tierra promedio, se conoce como *Constante solar*, (I_{cs}). Una de las primeras determinaciones de I_{cs} fue realizada en 1884 por Samuel Pierpoint Langley, utilizando un espectrobolómetro, en el Monte Whitney (4200 m), California.

El valor teórico de la Constante Solar se obtiene estimando la irradiancia solar a una distancia promedio Sol - Tierra, r_o :

$$4 \pi R_s^2 \sigma T_s^4 = 4 \pi r_o^2 I_{cs} \quad (2.6)$$

De donde

$$I_{cs} = 1367 \text{ Wm}^{-2} \quad (2.7)$$

Durante mucho tiempo se supuso que I_{cs} era constante, porque su variabilidad ($\sim 0.1\%$) quedó oculta ya que los errores de las primeras determinaciones (que fueron realizadas en Tierra), no eran menores que $\pm 2\%$. Esto se debe a las correcciones por la absorción atmosférica, altamente variable y selectiva con la longitud de onda.

Las mediciones realizadas con satélites dieron las primeras indicaciones claras de la existencia de variaciones de la irradiancia solar. Se han observado variaciones de I_{n0} en diferentes escalas de tiempo, desde los minutos hasta los ciclos solares (11 años) y se infieren también variaciones en la escala de las centurias, más difíciles de establecer, porque no hay información satelital para periodos suficientemente largos.

El monitoreo de la irradiancia solar desde el espacio comenzó con el lanzamiento del NIMBUS 7 (1978 - 1993), usando un radiómetro HF (*Hickley Frieden*). En el periodo 1980 - 1988 se realizaron mediciones desde el *Satélite Solar Maximum Misión* (SMM) con un radiómetro de cavidad construido en el Jet Propulsion Laboratory, el ACRIM I (*Activity Cavity Radiometer*). Esta es una cavidad ennegrecida, mantenida a temperatura constante, que alternativamente se expone y se cubre de la radiación solar. La energía solar se obtiene de la diferencia de energía eléctrica necesaria para mantener la temperatura constante.

La tercera serie de radiómetros de cavidad fue instalada en el satélite “*Earth Radiation Budget Satellite*” (ERBS) que midió desde 1984 a 1993.

El ACRIM II se instaló a bordo del satélite *Upper Atmosphere Research Satellite* (UARS) y opera desde Octubre de 1993 a la fecha. La nave espacial SOHO, lanzada en 1996 lleva a bordo los radiómetros DIARAD y PMO6-V.

¹ Se adopta la terminología que utiliza la National Aeronautics and Space Administration (NASA) para: a) *Irradiancia*: cantidad de energía electromagnética que incide en una superficie perpendicular a los rayos solares en la parte superior de la atmósfera; b) *Constante solar*: irradiancia a la distancia Sol - Tierra promedio; c) *Irradiación*: irradiancia solar, recibida en una superficie horizontal en cualquier punto sobre o arriba de la superficie terrestre, integrada en un intervalo de tiempo.

Para determinar la dependencia de la constante solar con R_z (Fig. 2.3) se utilizaron datos de irradiancia solar y R_z obtenidos del Centro Nacional de Datos Geofísicos en Boulder, Colorado, Estados Unidos (Ap. C). Se encontró la siguiente relación

$$I_{cs} = (1367.54 \pm 0.03) + (0.006 \pm 0.003) R_z \quad (2.8)$$

En el Modelo desarrollado en esta Tesis se utilizó $I_{cs} = 1367 \text{ Wm}^{-2}$ y no la (ec. 2.8) ya que la máxima variación con R_z es del orden de 0.1%.

La irradiancia solar a cualquier distancia Sol - Tierra es I_{n0} :

$$\frac{I_{n0}}{I_{cs}} = \left(\frac{r_o}{r} \right)^2 \quad (2.9)$$

Considerando la ec. (1.4), se puede conocer la irradiancia solar para cualquier día del año, n_d :

$$I_{n0} = I_{cs} \left(1 + 0.034 \cos \left(\frac{2 \pi n_d}{365.25} - 0.0489 \right) \right) \quad (2.10)$$

La figura 2.5 muestra la variación de la irradiancia solar en la parte superior de la atmósfera para los distintos meses del año.

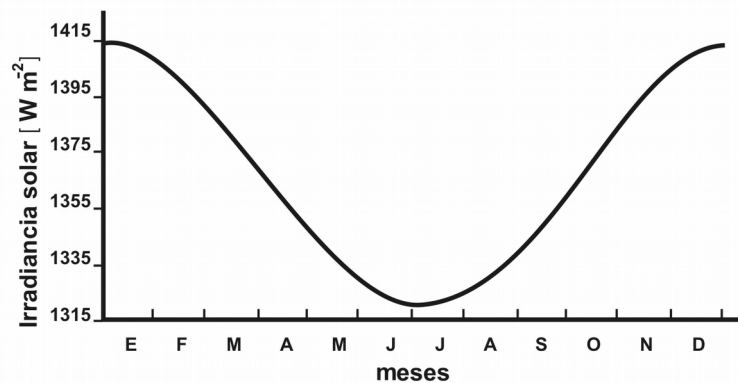


Figura 2.4. Variación de la irradiancia solar (I_{n0}) en la parte superior de la atmósfera.

El máximo valor de la irradiancia solar, 1412 Wm^{-2} , se produce el 3 de Enero (perihelio). El mínimo valor, 1321 Wm^{-2} ocurre el 4 de Julio (afelio), (diferencia $\sim 3\%$).

2.4.2. Irradiancia sobre una superficie horizontal

Debido a la curvatura de la Tierra, la radiación solar incide con distintos ángulos sobre la superficie terrestre (fig. 2.5). El ángulo de incidencia determina la concentración de energía recibida: la energía del área A_0 , se distribuye en el área A_1 en bajas latitudes, y en un área A_2 mucho mayor, en latitudes altas.

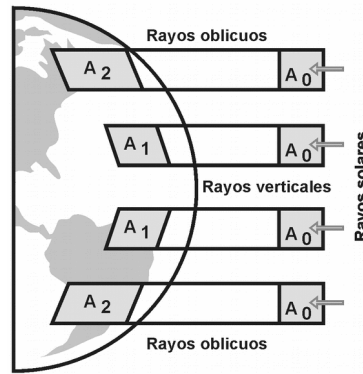


Figura 2.5. El ángulo de incidencia de la radiación solar determina la concentración de energía recibida.

Se define como *irradiancia no atenuada*, (I_0), a la energía solar por unidad de tiempo y de área que recibe una superficie **horizontal** en la parte superior de la atmósfera.

$$I_0 = I_{cs} \varepsilon \cos \theta_z \quad (2.11)$$

Considerando (ec. 2.9) y teniendo en cuenta que $\cos \theta_z = \sin \alpha$ resulta

$$I_0 = I_{cs} \varepsilon \sin \alpha \quad (2.12)$$

2.4.3. Insolación e irradiación no atenuada

El resultado de integrar la ecuación (2.12) entre los valores de θ_z que corresponden al amanecer y atardecer, es la *irradiancia no atenuada diaria* o *insolación*, Q_0 , energía por unidad de área, recibida en la parte superior de la atmósfera sobre una superficie horizontal, **durante todas** las horas de luz solar. Este parámetro es particularmente importante para el diseño de paneles solares.

$$Q_0 = I_{cs} \left(\frac{r_0}{r} \right)^2 \int \cos \theta_z dt \quad [\text{W m}^{-2}] \text{ (horas diurnas)} \quad (2.13)$$

El ángulo cenital (θ_z) está relacionado con la declinación (δ), la latitud (ϕ) y el ángulo horario (ω), (Ap. A), a través de

$$\cos \theta_z = \sin \phi \sin \delta + \cos \phi \cos \delta \cos \omega \quad (2.14)$$

$$dt = \left(\frac{12}{\pi} \right) d\omega \quad (2.15)$$

Remplazando las ecuaciones (2.14) y (2.15) en la ecuación (2.13), resulta

$$Q_0 = \frac{12}{\pi} I_{cs} \left(\frac{r_0}{r} \right)^2 \int (\sin \phi \sin \delta + \cos \phi \cos \delta \cos \omega) dt \quad (2.16)$$

De donde

$$Q_0 = \frac{24}{\pi} I_{cs} \left(\frac{r_0}{r} \right)^2 \cos \phi \cos \delta [\omega \tan \omega] \quad [\text{Wm}^{-2} \text{ horas diurnas}] \quad (2.17)$$

Si la energía solar por unidad de área acumulada durante las horas diurnas, es dividida en 24 horas, se obtiene la *insolación diaria promedio* (energía por unidad de área): $\overline{Q_0(\text{en } 24 \text{ hs})}$

$$\frac{Q_0}{24} = \overline{Q_0(\text{en } 24 \text{ h})} \quad \left[\frac{J}{m^2} \right] \quad (2.18)$$

Si a la irradiancia diaria acumulada durante las horas diurnas, se la divide en Δt horas se obtiene la *potencia promedio* por unidad de área para Δt horas de luz solar diurna, $\overline{Q_0(\text{en } \Delta t \text{ horas})}$

$$\overline{Q_0(\text{en } \Delta t \text{ horas})} = \frac{Q_0}{\Delta T} \quad \left[\frac{W}{m^2} \right] \quad (2.19)$$

La figura 2.6 es un esquema que ayuda a comprender estos conceptos.

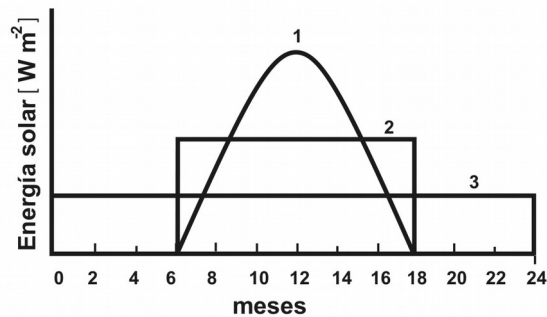


Figura 2.6. Representación de 1: Insolación real, 2: $Q_0(\Delta t \text{ hs})$ y 3: $\overline{Q_0(24 \text{ horas})}$.

La figura 2.7 representa $\overline{Q_0(24 \text{ hs})}$ en función de la latitud y el mes del año. La energía solar total recibida durante todo el día (insolación diaria) es el producto de los valores que se obtiene de esta gráfica por $24 \times 3600 = 86400 \text{ s}$.

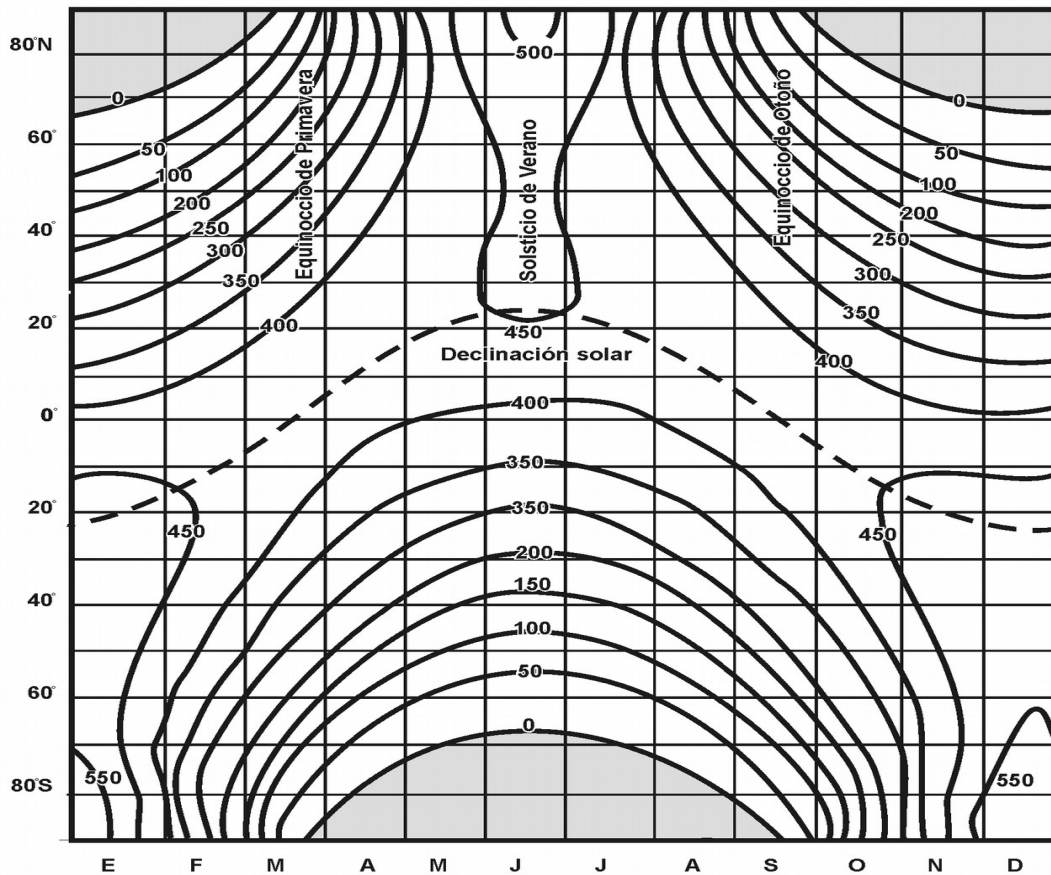


Figura 2.7. Insolación no atenuada recibida en la parte superior de la atmósfera en varias latitudes, en $\text{Wm}^{-2}\text{día}$. Las áreas sombreadas representan las regiones no iluminadas por el Sol.

En Junio el polo Norte recibe más de $500 \text{ Wm}^{-2} \text{ día}$. Este valor disminuye desde el polo al Ecuador porque la duración del día va disminuyendo. Por ejemplo, el día solar dura 24 horas en el polo Norte, 15 horas a 40° y 12 horas en el Ecuador.

En Diciembre, el patrón se invierte. El polo Sur recibe una potencia promedio diaria de 550 Wm^{-2} , frente a 500 Wm^{-2} que recibe el polo Norte en Junio. Esta diferencia se debe a la mayor cercanía de la Tierra al Sol en el perihelio.

Como ejemplo para interpretar la gráfica de la figura 2.7 se estimará la insolación en la parte superior la atmósfera para Tucumán (latitud $\sim 27^\circ$) para el primero de enero (duración del día: 13.6 horas).

La gráfica indica que la insolación promedio recibida para estas condiciones es $\sim 500 \text{ Wm}^{-2}$ por día.

La energía solar total recibida durante todo el día (irradiación diaria) es entonces

$$500 \text{ Js}^{-1} \text{ m}^{-2} \cdot 24 \text{ h} \cdot 3600 \text{ s h}^{-1} = 43200 \text{ kJ m}^{-2}$$

Como la energía solar esta concentrada en 13.6 horas y no en 24 horas, la potencia promedio durante las horas diurnas es:

$$\frac{43200 \text{ kJ m}^{-2}}{13.6 \times 3600 \text{ s}} = 882 \text{ Wm}^{-2}$$

Considerando que el porcentaje de radiación solar recibida en tierra en un día claro sin nubes, es $\sim 69\%$, la energía total diaria sobre Tucumán sería

$$43200 \text{ kJ m}^{-2} \times 0.69 = 29808 \text{ kJ m}^{-2}$$

Este valor es coherente con el obtenido en el Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria (INTA), Estación Famailla de Tucumán, durante las primeras épocas de funcionamiento del Piranómetro Bimetálico de Robitzch que proporciona un valor de energía diaria de 26579 kJm^{-2} para una heliofanía del 72% .

CAPITULO 3

CONSTITUYENTES ATMOSFÉRICOS. TEMPERATURA. PRESIÓN.

3.1. Introducción

La atmósfera es la capa gaseosa que cubre la Tierra, atrapada por la fuerza de atracción gravitatoria. En términos relativos al tamaño de la Tierra ($R_T \sim 6400$ km), la atmósfera tiene un espesor muy pequeño, ya que se extiende sólo hasta ~ 1000 km. El 99% de su masa se concentra en los primeros 30 km sobre la superficie.

Teniendo en cuenta la composición, la atmósfera se divide en *Heterósfera* y *Homósfera*. En la *Heterósfera*, región que se extiende entre los 100 y 500 km se produce la separación por difusión de los constituyentes por ausencia de mezcla turbulenta de la masa gaseosa. La difusión molecular los estratifica, de manera que la especie más pesada (O_2) decrece con la altura más rápidamente que la segunda especie más pesada (N_2), y así siguiendo; por esta razón la composición cambia con la altura como lo evidencia la variación del peso molecular promedio M , (fig. 3.2).

La zona de mayor interés en este trabajo es la *Homósfera*, porque en esta región se producen todas las interacciones de la radiación solar con los constituyentes atmosféricos, de interés para la atenuación del espectro solar.

3.2. Temperatura atmosférica

Teniendo en cuenta la variación de la temperatura con la altura, la atmósfera se divide en:

- *Troposfera*. Tiene una altura promedio de 10 km (19 km en el Ecuador y 9 km en los polos). Su temperatura varía entre 220 y 290 K. Desde la superficie hasta la parte superior de la Tropósfera la temperatura tiene gradiente negativo (-5.5° C/km, o $\sim -10^\circ$ C/km para aire seco). En esta región, la transferencia de calor es principalmente por la radiación infrarroja absorbida y emitida por moléculas de vapor de agua y dióxido de carbono.
- *Tropopausa*. Se encuentra entre los 10 y 20 km, con una temperatura de ~ 220 K.
- *Estratosfera*. Se extiende aproximadamente entre 20 y 50 km; y la temperatura varía entre 220 K - 270 K. El aumento de temperatura se debe a que el ozono absorbe radiación solar en el rango $0.29 \mu\text{m} \leq \lambda \leq 0.39 \mu\text{m}$ (UV).
- *Estratopausa*. Es el límite superior de la Estratosfera. Se encuentra entre 50 y 55 km y su temperatura es 270 K.
- *Mesopausa*. Es la zona más fría de toda la atmósfera ($T \sim 180$ K). Se encuentra entre 80 y 90 km.
- *Termosfera*. Se extiende desde ~ 90 km. Su límite superior varía mucho con la actividad solar. La temperatura aumenta rápidamente con la altura hasta ~ 200 km (debido a la absorción de la radiación UV solar), y después mas suavemente, volviéndose isoterma por encima de 300 o 500 km. La temperatura por encima de 200 km varía mucho con la actividad solar, puede ser de 200 K para un mínimo de actividad solar y 2000 K para un máximo.

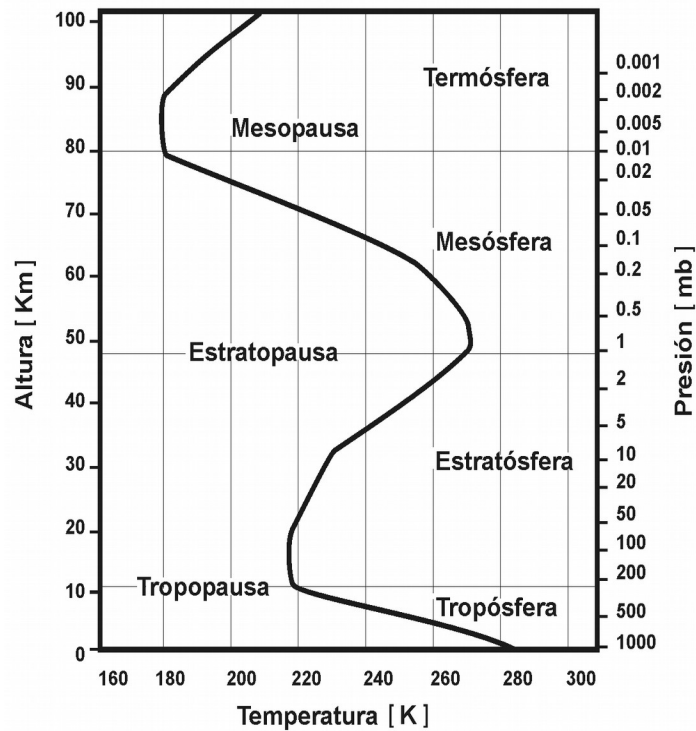


Figura 3.1. Variación de la temperatura con la altura.

La concentración de masa atmosférica en los niveles superiores de la Estratosfera es tan baja que el significado de temperatura es el de temperatura cinética.

3.3. La Homósfera

En la Homósfera, región de la atmósfera comprendida entre 0 y 100 km, la proporción de los constituyentes es constante, debido al mezclado por turbulencia y convección. La composición homogénea a cualquier altura, tiene una masa molecular promedio constante de 28.96 g/mol. En la Homósfera hay nitrógeno molecular (78%) y oxígeno molecular (21%), y se mantiene la proporción $4n[\text{O}_2] = n[\text{N}_2]$. El vapor de agua, el dióxido de carbono, el ozono y otros constituyentes minoritarios completan el 1%.

La figura 3.2 muestra la variación de la presión atmosférica (p), de la temperatura (T), de la masa molar promedio (M) y de la densidad numérica de los constituyentes atmosféricos en función de la altura.

La densidad numérica se define como $[i] = \rho_i N_A / M_i$, donde N_A , M_i , y ρ_i son el número de Avogadro, la masa molar y la densidad del i -ésimo componente.

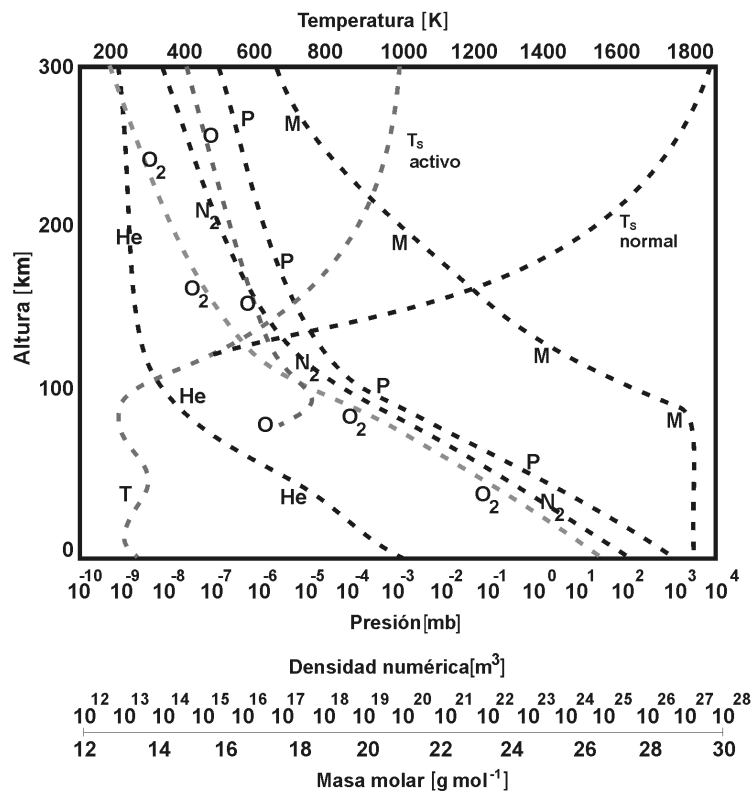


Figura 3.2. Variación de los componentes atmosféricos, de la temperatura y la presión, con la altura.

Una atmósfera formada solamente por los constituyentes primarios (N_2 y O_2) se llama “aire seco”.

Como la densidad de los constituyentes decrece con la altura en la misma forma exponencial que lo haría un gas de composición homogénea, se puede tratar al “aire seco” como un gas perfecto.

El cociente entre la masa molar del i -ésimo componente y la masa del aire seco se conoce como razón de mezcla.

$$r' = \frac{m_i}{m_d} \tag{3.1}$$

Se expresa en g/kg para vapor de agua troposférico y parte por millón (ppm) para el ozono estratosférico. La razón de mezcla en volumen proporciona la misma información y se expresa en parte por millón en volumen (ppmv) para ozono y dióxido de carbono.

3.3.1. Constituyentes minoritarios o trazadores

Aunque aparecen en abundancias muy pequeñas, las especies trazadoras (vapor de agua, dióxido de carbono y ozono, principalmente) juegan un papel importante en el balance de energía de los procesos radiativos y químicos de la atmósfera.

Son los principales responsables de la absorción de ciertas bandas espectrales de la radiación solar. Son creados y destruidos en regiones particulares, y están estrechamente ligados a procesos de transporte, por lo que son altamente variables. La circulación ejerce una gran influencia sobre estas especies, y hace dinámica su distribución debido al transporte desde regiones fuente a regiones sumidero.

Vapor de agua

Debido a su importante rol en los procesos radiativos, en la formación de nubes y en el intercambio de energía con los océanos, el vapor de agua es el componente minoritario más importante de la atmósfera. Está concentrado casi exclusivamente en la Troposfera. Como la densidad del aire seco decrece exponencialmente con la altura, el vapor de agua tiende a estar concentrado en los primeros 2 km de la atmósfera (800 mb). Esto explica porqué la calidad de las mediciones de un observatorio astronómico, particularmente las que se realizan en longitudes de onda del infrarrojo y milimétricas, aumenta notablemente, si el observatorio está instalado a alturas mayores que 3 km. El polo Sur (3000m de altura) ofrece condiciones muy favorables para estas observaciones.

La razón de mezcla decrece con la altura, desde un máximo de ~ 20 g/kg en la superficie de los trópicos, hasta un mínimo de unas pocas partes por millón en la Tropopausa (~ 200 mb). Se suelen usar las siguientes definiciones para determinar el contenido de vapor de agua

Humedad absoluta (g/m^3)

Es la masa total de vapor de agua por unidad de volumen de aire (g/m^3). Es muy variable en el espacio y en el tiempo.

Humedad específica (g/kg)

Es el cociente entre la densidad del vapor de agua y la densidad del aire húmedo.

Humedad relativa

Es el cociente entre la cantidad de vapor de agua existente en la atmósfera y la máxima cantidad que podría contener a la temperatura considerada.

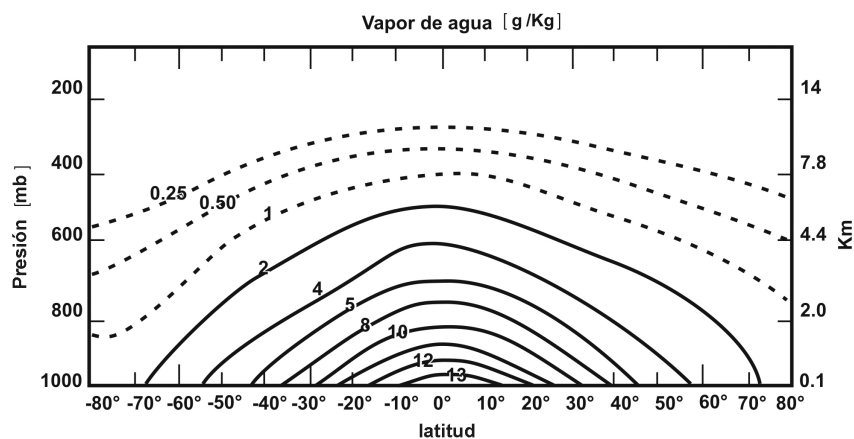


Figura 3.3. Razón de mezcla del vapor de agua.

La densidad del vapor de agua debe cambiar exponencialmente con la altura porque la densidad del aire seco decrece exponencialmente con la altura. Pero la razón de mezcla también cambia con la altura, porque la temperatura del aire también varía con la altura. De manera que la *densidad absoluta* del vapor de agua o *humedad absoluta* decrece con la altura, aún más rápidamente que la densidad del aire. La figura 3.3 muestra la distribución zonal media de la razón de mezcla del vapor de agua en función de la latitud y la altura.

El vapor de agua decrece rápidamente con la altura a medida que la atmósfera se hace más fría.

Dióxido de carbono

Quizás el CO₂ es la especie trazadora más simple, porque lejos de la superficie terrestre es químicamente inerte y por esta razón se mezcla bien en la Homósfera. Este constituyente se encuentra por debajo de los 50 km.

Al igual que el N₂ y el O₂, el CO₂ tiene una relación de mezcla aproximadamente constante ($r_{CO_2} \approx 350$ ppmv).

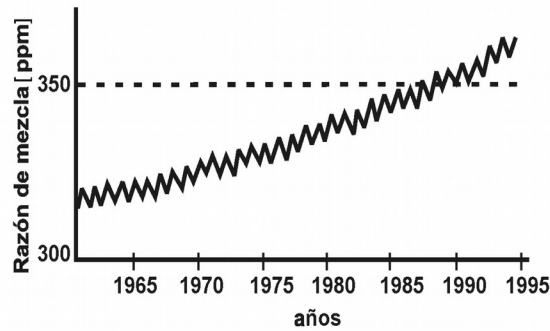


Figura 3.4 Registro de razón de mezcla del dióxido de carbono en Mauna Loa, Hawaii.

La figura 3.4 muestra los registros de r_{CO_2} en Mauna Loa para el periodo 1958 - 1988. A la variación anual, de $\sim 1\%$ se le superpone una tendencia a largo plazo, de $\sim 15\%$.

Ozono

El 90% del ozono se encuentra en la Estratosfera y el 10% restante en la Troposfera (fig. 3.5).

La máxima razón de mezcla (~ 10 ppm) ocurre a los 30 km (12 mb). Si bien la mayor parte del ozono estratosférico se produce entre los trópicos, donde la radiación solar es más intensa, la mayor abundancia columnar (ozono total) está en latitudes medias y altas. Esta distribución indica la influencia de los procesos dinámicos en la composición y estructura atmosférica del ozono.

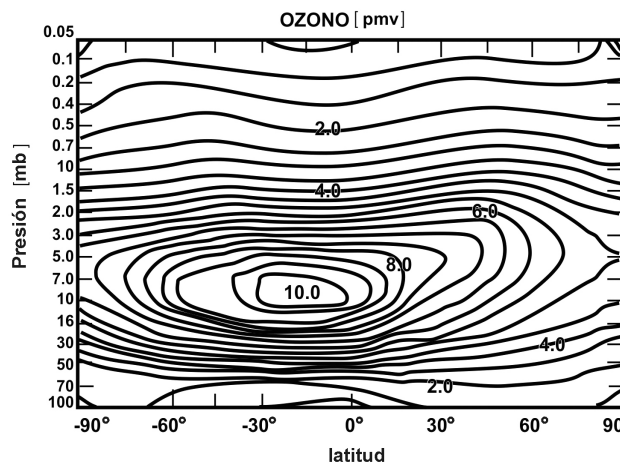


Figura 3.5. Razón de mezcla para el ozono en función de la latitud y la presión.

3.4. Presión atmosférica

La variación de la presión atmosférica con la altura puede deducirse a partir de la ecuación barométrica:

$$-\frac{dp}{dh} = -n m g = -\rho g \quad (3.2)$$

Debido a la compresibilidad del aire, la densidad depende de la presión a través de la ecuación de los gases ideales.

$$p V = N k T \quad (3.3)$$

Donde p , ρ y n representan la presión, densidad, concentración, k la constante de Boltzman, T la temperatura, M la masa molar, m la masa de aire y g la aceleración de la gravedad.

Teniendo en cuenta que el número de Avogadro, N_A , puede ponerse como:

$$N_A = \frac{M}{m} = \frac{R}{k} \quad (3.4)$$

En la cual R la constante de los gases.

Con las ecuaciones (3.2), (3.3) y (3.4), considerando que la masa molar promedio es constante hasta los 100 km, suponiendo que se trata de una atmósfera isoterma, e ignorando la variación de g con la altura, se puede definir la *altura de escala* H como:

$$-\frac{1}{p} \frac{dp}{dh} = \frac{Mg}{RT} = \frac{mg}{kT} = \frac{1}{H} \quad (3.5)$$

La altura de escala representa la dimensión vertical de una atmósfera imaginaria de densidad constante. Varía entre 6 y 8 km.

Es conveniente introducir el parámetro “*altura adimensional reducida*”, (z). La unidad de z es la altura de escala H . Como H varía con la altura, se define el incremento de z por:

$$dz = \frac{dh}{H} \quad (3.6)$$

$$z = - \int \frac{dh}{H} = \frac{h-h_0}{H} \quad (3.7)$$

La segunda igualdad es válida si H no depende de la altura.

Integrando (ec. 3.5) y teniendo en cuenta (ec. 3.3)

$$\ln\left(\frac{p}{p_0}\right) = - \int \frac{dh}{H} = -z \quad (3.8)$$

De (ec. 3.4) se obtiene una expresión general para la variación de la presión y la concentración con z .

$$\frac{p(h)}{p(h_0)} = \frac{nT}{n_0T} = \exp(-z) = \exp\left(-\frac{h-h_0}{H}\right) \quad (3.9)$$

Para estimar la altura reducida se puede recurrir a un modelo de atmósfera. Existen modelos de Atmósfera Standard y modelos de Atmósfera de Referencia

3.5. Modelos de atmósfera

Un modelo de atmósfera consiste en tablas o gráficos que muestran la distribución en altura de presión, temperatura, concentración de los gases, velocidad, camino libre medio, etc, para diferentes épocas del año, niveles de actividad solar, latitudes, etc.

En estos modelos en regiones como la Homósfera donde la masa molecular promedio es independiente de la altura se utilizan las ecuaciones hidrostáticas. Por encima de 100 km, donde el peso molecular empieza a variar con la altura se utilizan observaciones experimentales realizadas con cohetes y satélites.

La organización Meteorológica Mundial (WMO) ha definido a la Atmósfera Standard como:

la distribución vertical hipotética de la temperatura, presión y densidad atmosférica, que por acuerdos internacionales y razones históricas, representa aproximadamente las condiciones de la atmósfera de latitudes medias, de todo el año. La Atmósfera Standard es un promedio sobre el ciclo diario, la variación semianual, y el intervalo de condiciones geomagnéticas quietas y perturbadas.

El modelo de *Atmósfera Standard*, **US Standard Atmosphere** es una representación de las condiciones medias anuales de la atmósfera clara y seca desde la superficie terrestre hasta 1000 km de altura, a 45° de latitud y actividad solar moderada. Basado en la medición de cohetes y satélites y en las leyes de los gases perfectos, ofrecen los siguientes parámetros atmosféricos: *temperatura, presión, densidad, altura de escala, densidad numérica, velocidad media de las partículas, frecuencia de colisión media, conductividad térmica media, alturas geopotenciales*. El modelo usa los siguientes valores de temperatura, presión y densidad a nivel del mar (los cuales han sido standard por décadas):

Temperatura: 288.15 K - **Presión:** 1013.25 mb - **Densidad:** 1225.00 g/cm³ - **Masa molar:** 28.9644 kg/kmol.

Existen modelos para la atmósfera por debajo de 90 km y para alturas mayores. Suponen que la atmósfera es un gas ideal, que se trata de una *atmósfera clara y seca* en equilibrio hidrostático, y que la masa molar es constante hasta 90 km. Se diferencian de los Modelos Standard en: 1) las condiciones de la atmósfera en superficie se basan en promedios mensuales de valores de presión y temperatura a nivel del mar para cada latitud y no en condiciones standard; 2) consideran también la variación de la aceleración de la gravedad a nivel del mar con la latitud.

Los modelos de *Atmósfera de Referencia* dan información sobre la distribución vertical de las propiedades termodinámicas (presión, densidad y temperatura) teniendo en cuenta variaciones latitudinales, longitudinales y estacionales.

Para los valores de temperatura estándar (288.15 K), masa molar promedio ($M = 28.9644$ g/mol), y a nivel del mar $h_0 = 0$, se obtiene una altura de escala $H = 8431$ m, de donde:

$$\frac{p(h)}{p(h_0)} = \exp\left(-\frac{h}{8434}\right) \quad (3.10)$$

CAPITULO 4

ALBEDO. DISPERSIÓN. ABSORCIÓN

La irradiancia solar interactúa con las nubes, el polvo y los gases atmosféricos y con la superficie terrestre (suelo y agua), sufriendo procesos de reflexión, dispersión y absorción.

4.1. Radiación Solar y Terrestre

La figura 4.1 es un esquema de la distribución espectral de la radiación solar, similar a la de un Cuerpo Negro a 5700 K. Este espectro está totalmente comprendido en $\lambda \leq 4\mu\text{m}$; tiene un máximo de emisión en $\lambda = 0.5 \mu\text{m}$; el 47% de esta radiación está en el rango visible ($0.4 \mu\text{m} \leq \lambda \leq 0.7 \mu\text{m}$); y en las colas del espectro que se extienden en la regiones del UV ($\lambda \leq 0.4 \mu\text{m}$), el 8% y del infrarrojo cercano ($\lambda \geq 0.7 \mu\text{m}$), el 45%. Se lo conoce como espectro de longitud de onda corta o SW (por las siglas en inglés: Short Wave).

La figura 4.1 muestra también el espectro de un Cuerpo Negro a 300 K. Este espectro está completamente en la zona del infrarrojo y es representativo de la emisión de la superficie terrestre y de la atmósfera. Se lo conoce como radiación de longitud de onda larga o LW (por las siglas en inglés: Long Wave).

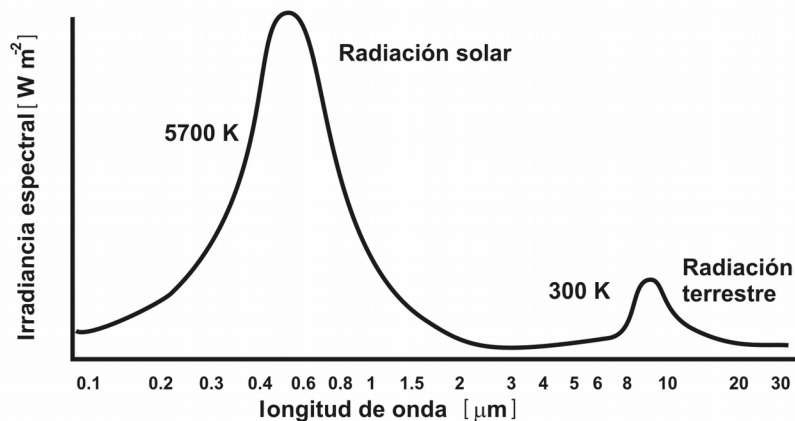


Figura 4.1. Curvas del espectro solar y terrestre (equivalentes al espectro de un Cuerpo Negro a 5700 K y 300 K respectivamente).

Como el solapamiento de estos dos espectros es despreciable, la transferencia de energía en la atmósfera se puede tratar en dos bandas de longitudes de onda totalmente independientes: una que corresponde a longitudes de onda más largas que $4 \mu\text{m}$, (espectro de LW), y otra de longitudes de onda más cortas que $4 \mu\text{m}$ (espectro de SW).

4.2. Albedo terrestre

Parte de la energía solar (SW) que incide sobre la Tierra y su atmósfera vuelve hacia el espacio exterior, siendo reemitida en todas direcciones, *sin cambio de longitud de onda*. El cociente entre la energía solar **reflejada y dispersada** (SW), y la radiación solar incidente (SW), es el albedo planetario.

El albedo global *promedio anual*² de la Tierra y la atmósfera es 31%. Las nubes reflejan 21%, el suelo (superficies de tierra y de agua) 3%, y la radiación reflejada y dispersada (dispersión Rayleigh y Mie) por la atmósfera, es 7%. El albedo terrestre es muy superior al de la Luna (6 - 8%). El albedo varía con el tipo y espesor de nubes.

Valores típicos de albedo son: nieve fresca (80 - 95%), nieve vieja (40 - 70%), hielo marino (30 - 40%), selvas (10 - 20%), suelos arenosos secos (25 - 45%), suelos oscuros (5 - 15%), concreto seco (17 - 27%), asfalto negro (5 - 10%). El albedo en los trópicos es de 19 y 38%, y en las regiones polares es de 60% o más.

4.3. Dispersión difusa (Scattering)

La radiación electromagnética se propaga en línea recta con intensidad constante hasta que encuentra un obstáculo, y es absorbida o dispersada. Partículas u objetos de tamaños que van desde el electrón hasta los planetas, pueden producir scattering, inelástico o elástico, según cambie o no la energía del fotón de la radiación incidente.

Cuando una nube de átomos absorbe radiación, cada átomo se convierte en un dipolo oscilante, de la misma frecuencia de oscilación que la de la radiación incidente. Este dipolo emite fotones hacia alguna dirección, de la misma frecuencia que la de la oscilación (scattering elástico). Si la radiación no está polarizada, los osciladores atómicos esparcen al azar.

La reemisión de la radiación solar en todas direcciones, *sin cambio de longitud de onda*, fenómeno conocido como *dispersión difusa o scattering*, ocurre entre la superficie terrestre y 10 km de altura (donde es mayor la densidad atmosférica). En promedio la superficie terrestre recibe 20 % de radiación difusa y 25 % de radiación directa (fig. 4.10).

Los distintos procesos de scattering pueden ser descritos por las soluciones de las ecuaciones de Maxwell, pero la gran complejidad de este tratamiento, aún para partículas de geometría simple, hace que en muchos casos se opte por hacer simplificaciones. Una simplificación, no muy restrictiva, es suponer que las partículas son esféricas, de diámetro D , y otra, considerar las soluciones límites para dispersión por esferas pequeñas y grandes, condición que se define según el valor del *parámetro de tamaño*.

$$K = \frac{\pi D}{\lambda} \quad (4.1)$$

Se distinguen tres situaciones:

1) Para esferas muy grandes, $\lambda \ll D$ ($D \geq 25 \lambda$) se consideran procesos de reflexión relativamente simples (límite de la óptica geométrica). Se trata de reflexión especular.

2) Para el rango intermedio ($0.1 \lambda < D < 25 \lambda$), son válidos los resultados de la dispersión Mie, menos dependiente de λ que la dispersión Rayleigh.

La dispersión Mie se aplica a la interacción de radiación con aerosoles, polvo, polen, humo y gotas de agua. Ocurre principalmente en la parte baja de la atmósfera (0 - 5 km). Las nubes, el polvo atmosférico, el smog (niebla + humo) dispersan de igual modo a las distintas longitudes de onda de la radiación solar. Por eso, el cielo aparece blanco o gris cuando en la atmósfera predominan partículas grandes. Mie (1908) desarrolló la primera teoría para la dispersión de partículas esféricas de dimensiones arbitrarias. Si bien la solución debida a Mie corresponde a la dispersión por una sola esfera, puede aplicarse para cualquier

² El Albedo terrestre tiene cambios estacionales del orden de 2%. Es máximo en Enero y mínimo en Julio.

número de esferas, siempre que el diámetro y composición sea el mismo, que estén aleatoriamente distribuidas y separadas unas de otras una distancia mayor que la longitud de onda de la radiación. Esta teoría resuelve las ecuaciones de Maxwell para un campo electromagnético próximo a una esfera dieléctrica de diámetro D . Las soluciones son series infinitas en función de polinomios de Legendre y funciones esféricas de Bessel. No se conoce todavía solución analítica para estas series infinitas. Los cálculos deben hacerse en computadora debido a la lenta convergencia de las series. En general se considera por lo menos κ términos en la serie, siendo κ el *factor de tamaño* de la esfera, definido en (ec. 4.1). El diagrama de difusión es alargado en el sentido de la radiación incidente (similar a lóbulos de antena) y no depende tan fuertemente de la λ de la radiación incidente como la dispersión Rayleigh. A medida que el tamaño de la partícula aumenta, la difusión hacia delante se hace mas pronunciada a la vez que disminuye la difusión hacia atrás.

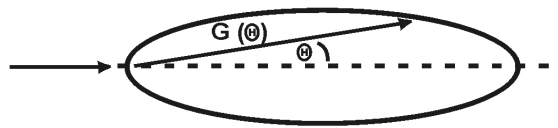


Figura 4.2 Distribución angular de la radiación dispersada por partículas ($0.1 \lambda < D < 25 \lambda$), representativa de la dispersión Mie de radiación SW por moléculas de aire. Donde Θ es el ángulo de dispersión y $G(\Theta)$, es la función de fase.

- 3) Para esferas pequeñas $\lambda \gg D$ ($D \leq 0.1 \lambda$) se usa la aproximación de Rayleigh. Este tipo de dispersión es fuertemente dependiente de λ , y es la de mayor interés en una atmósfera sin nubes, por lo cual se la considerará con más detalle.

4.3.1. Dispersión Rayleigh

En la atmósfera, las moléculas de N_2 , O_2 y H_2O , las gotas y el polvo atmosférico (dependiente de su tamaño), pueden producir dispersión Rayleigh³.

Rayleigh (1871) desarrolló una teoría para la dispersión producida por partículas mucho más pequeñas que la longitud de onda de la radiación incidente. Estas partículas, expuestas al campo eléctrico E_0 de una onda electromagnética, actúan como un dipolo oscilante de momento dipolar P , y emiten radiación de igual frecuencia que la de la radiación incidente. Se trata de dispersión elástica, ya que la energía del fotón dispersado no cambia (no hay cambio de longitud de onda).

$$P = \alpha' E_0 \quad (4.2)$$

donde α' es la polarizabilidad del dispersor.

La radiación solar no es polarizada, de manera que el campo eléctrico E_0 se distribuye uniformemente en direcciones ortogonales en el camino de propagación, por lo que puede ser representado en componentes independientes E_{ox} y E_{oy} de igual magnitud. Las componentes E_x y E_y de la radiación dispersada pueden ponerse en función de las componentes E_{ox} y E_{oy} .

$$E_x = - E_{ox} k^2 \alpha' \frac{1}{r} \exp [ik (r - ct)] \quad (4.3.1)$$

³ Estas moléculas tienen diámetros que apenas alcanzan $10^{-4} \mu\text{m}$.

$$E_y = - E_{oy} k^2 \alpha' \frac{\cos \Theta}{r} \exp [ik (r - ct)] \quad (4.3.2)$$

donde k es el número de onda.

La intensidad de la radiación dispersada en un ángulo Θ , se expresa en función de la intensidad de la radiación incidente, $I_o(\theta,r)$, como:

$$I(\Theta,r) = I_o k^4 \frac{\alpha'^2}{r^2} \frac{(1 + \cos^2 \Theta)}{2} \quad (4.4.1)$$

Como $\lambda = 2\pi / k$ resulta:

$$I_\lambda(\Theta,r) = I_o \frac{\alpha'^2}{r^2} \frac{32\pi^4}{3\lambda^4} \frac{3(1 + \cos^2 \Theta)}{4} \quad (4.4.2)$$

La intensidad dispersada tiene máximos en $\Theta = 0^\circ$ (hacia delante) y en $\Theta = 180^\circ$ (hacia atrás), (fig. 4.3).

La función de fase es $G(\Theta) = \frac{3}{4}(1 + \cos^2 \Theta)$

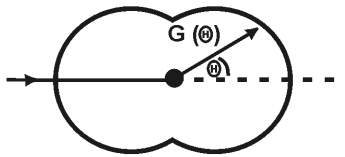


Figura 4.3. Distribución angular de la radiación dispersada por partículas pequeñas ($D \leq 0.1 \lambda$), representativa de la dispersión Rayleigh de radiación SW por moléculas de aire.

Ni la radiación solar incidente, ni la dispersada en las direcciones $\Theta = 0^\circ$ y $\Theta = 180^\circ$ está polarizada. Pero se polariza rápidamente para ángulos intermedios, y está completamente polarizada en la dirección ortogonal al camino de la radiación incidente ($\Theta = 90^\circ$).

Sección transversal de dispersión monocromática ($S_{s,\lambda}$)

La magnitud del scattering producido por una partícula individual puede expresarse en términos de la *sección transversal de dispersión* $S_{s,\lambda}$ (cm^2), o área aparente que presenta el objeto al haz (muy diferente del área física transversal del dispersor⁴).

La sección transversal de dispersión es el cociente entre la potencia total dispersada, P, (integral del flujo dispersado sobre una esfera de radio r), y el flujo incidente, F_o . El flujo dispersado (ec. 4.4.2), pero considerando F_o en lugar de la intensidad I_o .

La integral del flujo dispersado en una esfera de radio r, es la potencia total dispersada:

$$P = F_o \alpha'^2 \frac{128 \pi^5}{3 \lambda^4} \quad (4.5)$$

La sección transversal de dispersión para una partícula individual resulta:

⁴ La sección física transversal de un átomo o molécula es del orden de $0.88 \cdot 10^{-16} \text{ cm}^2$.

$$S_{s,\lambda} = \frac{P}{F_o} = \alpha'^2 \frac{128 \pi^5}{3 \lambda^4} \quad (4.6)$$

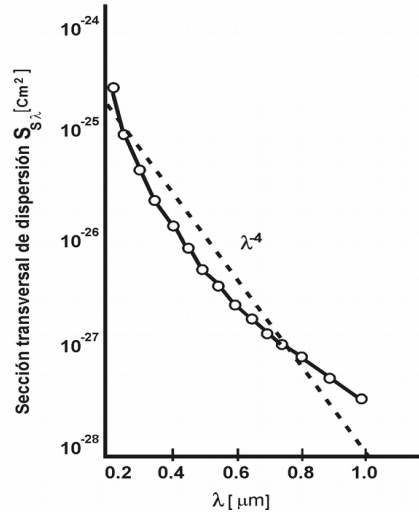


Figura 4.4. Sección transversal de dispersión para aire a temperatura y presión en condiciones normales (círculos vacíos). La sección transversal de dispersión se aparta ligeramente de la dependencia de λ^{-4} (línea de trazos) debido a la variación del índice de refracción con λ .

Coefficiente de dispersión ($\sigma_{s,\lambda}$)

El coeficiente de dispersión monocromático, es una medida de la energía dispersada por unidad de longitud de camino, se define como:

$$\sigma_{s,\lambda} = S_{s,\lambda} N \quad [\text{cm}^{-1}] \quad (4.7)$$

Donde N es el número de partículas por unidad de volumen. La densidad numérica del aire es $N \sim 2.7 \cdot 10^{19}$ partículas / cm^3 (para 760 mm Hg).

La Tabla 4.1 muestra los coeficientes de dispersión para una *atmósfera clara y seca* o *atmósfera de Rayleigh*, y la transmisividad (o fracción de la energía solar que llega al suelo, en la vertical).

Tabla 4.1. Valores de coeficiente de dispersión y transmisividad.

λ [μm]	Coefficiente de dispersión $\sigma_{s,\lambda}$ [cm^{-1}]	Transmisividad (τ)
0.20	954×10^{-8}	0.0005
0.25	338×10^{-8}	0.0669
0.30	152×10^{-8}	0.295
0.35	79×10^{-8}	0.530
0.40	45×10^{-8}	0.696
0.45	28×10^{-8}	0.800
0.50	18×10^{-8}	0.865
0.60	8.6×10^{-8}	0.933
0.70	4.6×10^{-8}	0.969
0.80	2.7×10^{-8}	0.979
0.90	1.7×10^{-8}	0.987
1.00	1.1×10^{-8}	0.991
1.10	7.4×10^{-9}	0.994
1.20	5.3×10^{-9}	0.996
1.50	2.1×10^{-9}	0.998
2.0	6.8×10^{-10}	0.999
4.0	4.2×10^{-10}	1.000

Espesor óptico monocromático de dispersión ($\Theta_{s,\lambda}$)

El espesor óptico monocromático, medida de la energía dispersada por un solo constituyente a lo largo de un camino, es la integral del coeficiente de dispersión monocromático a lo largo del camino considerado:

$$\Theta_{s,\lambda} = \int \sigma_{s,\lambda}(z) dz \tag{4.8}$$

$$\Theta_{s,\lambda} = S_{s,\lambda} \int_0^{\infty} N(z) dz \tag{4.9}$$

Considerando (ec. 4.11), se puede poner $I_{\lambda}(x) = I_{\lambda}(0) \exp(-\Theta_{s,\lambda})$. Si $(-\Theta_{s,\lambda}) = 1$, resulta $I_{\lambda}(x) / I_{\lambda}(0) = e^{-1} = 0.37$ lo que indica que hay una atenuación de 0.37, y que la intensidad de la radiación ha disminuido 63%. Si el espesor óptico fuera igual a 2, la atenuación sería 0.14, lo que corresponde a un disminución del 86% de la intensidad. Cuando en la atmósfera incide radiación solar normal ($\Theta_z = 0^\circ$) se tiene un espesor óptico igual a 1.

Para condiciones normales de atmósfera, el espesor óptico es mucho menor que 1, pero cuando hay nubes espesas y oscuras puede ser mucho mayor que 1.

La dispersión Rayleigh explica porqué el cielo parece azul, y los amaneceres y atardeceres, rojos. Las moléculas de los gases atmosféricos dispersan más efectivamente las λ cortas que las largas (ec. 4.5) y (ec. 4.6). A la superficie terrestre llega más radiación difusa de color azul, proveniente de todas direcciones, porque el azul ($0.446 \mu\text{m} < \lambda < 0.500 \mu\text{m}$) se dispersa mucho más que el rojo ($0.620 \mu\text{m} < \lambda < 0.700 \mu\text{m}$). Pero cuando el Sol está cerca del horizonte, la luz solar recorre un camino más largo a través de la atmósfera baja, y las λ más cortas son dispersadas fuera del haz incidente, dejando que la radiación de más larga longitud de onda (rojo) ilumine el cielo.

En promedio, se dispersa 40% del flujo de radiación SW en el UV cercano, y solamente el 1% en el IR cercano. La mayoría de la dispersión se produce en los primeros 10 km, donde el número de partículas por unidad de volumen $N(z)$ es grande. Por esa razón un observador que va ascendiendo en la atmósfera, ve el cielo negro y la luz solar directa mucho más intensa.

La Tabla 4.1 muestra que una *atmósfera clara y seca* (formada solamente por sus constituyentes principales, que no contiene nubes, vapor de agua, polvo atmosférico y aerosoles) es prácticamente opaca para $\lambda \leq 0.2 \mu\text{m}$.

De manera que aún sin absorción, muy poca radiación solar de estas longitudes de onda llegaría a la superficie terrestre. Por otra parte esta atmósfera es casi transparente para radiación de $\lambda > 1.0 \mu\text{m}$.

4.3.2. Ley de Bouguer para atenuación por dispersión pura

Si un haz de radiación electromagnética monocromática de intensidad I_λ atraviesa una nube de partículas de espesor dx , volumen dV y área dA , sufre una atenuación por dispersión $dI_{s,\lambda}$ dada por

$$\frac{dI_{s,\lambda}}{I_\lambda} = S_{s,\lambda} N dx \quad (4.10)$$

Puede haber radiación dispersada externa al haz incidente, que ingresa en la dirección x , y contribuye a $dI_{s,\lambda}$, pero esta ecuación no la tiene en cuenta.

Si $I_\lambda(0)$ es la intensidad del haz incidente en 0, la intensidad en χ , $I_\lambda(\chi)$, se obtiene integrando (ec. 4.10) desde 0 a χ .

$$I_\lambda(\chi) = I_\lambda(0) \exp\left(-\int S_{s,\lambda} N dx\right) \quad (4.11.a)$$

$$I_\lambda(\chi) = I_\lambda(0) \exp\left(-\int \sigma_{s,\lambda} dx\right) \quad (4.11.b)$$

Esta ecuación es la ley de Bouguer para dispersión pura. Expresa el cambio de intensidad de un haz en la dirección x , por dispersión pura, sin considerar contribuciones de radiación desde otras direcciones.

La porción de la radiación incidente, que ha sido dispersada fuera del haz, a lo largo de este camino, es:

$$I_\lambda(0) - I_\lambda(\chi) = I_\lambda(0) \left[1 - \exp\left(-\int \sigma_{s,\lambda} N dx\right)\right] \quad (4.12)$$

La intensidad a lo largo del camino del haz (dirección x) se verá atenuada por la radiación que se dispersa hacia otras direcciones, e incrementada por la radiación dispersada desde otros lados *hacia* la dirección x . Se puede demostrar que el cambio de intensidad en la dirección x , es:

$$\frac{dI_{s,\lambda}}{dx} = -\sigma_{s,\lambda} I_\lambda + \frac{\sigma_{s,\lambda}}{4\pi} \int_{w_1=4\pi} I_\lambda(\beta, \theta) \Phi(\beta, \theta) dw_1 \quad (4.13)$$

donde $\Phi(\beta, \theta)$ es la función de fase.

La función de fase se puede interpretar como el cociente entre la intensidad dispersada en una dirección y la intensidad que se hubiera dispersado, si la dispersión fuera isotrópica. Para dispersión isotrópica $\Phi(\beta, \theta) = 1$. La función de fase puede ser una función complicada de β y θ .

En el segundo miembro, el primer término es la pérdida por dispersión, y el segundo, la ganancia por dispersión hacia la dirección x .

4.4. Absorción

La figura 4.5 muestra el espectro solar fuera de la atmósfera y a nivel del mar, para el Sol en el cenit.

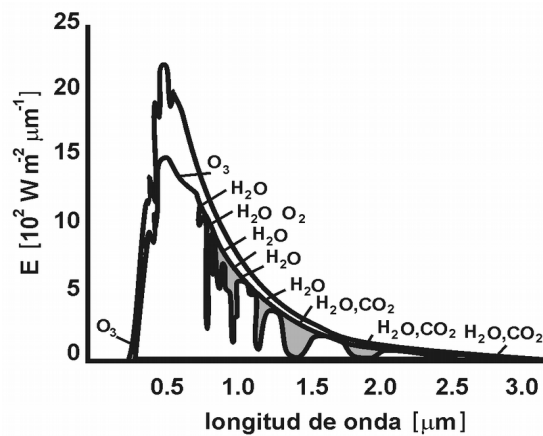


Figura 4.5 Espectro solar fuera de la atmósfera y a nivel del mar.

Las áreas sombreadas representan la absorción de los diferentes gases atmosféricos. El área entre las dos curvas, representa la porción de la radiación solar dispersada por el aire, el vapor de agua, el polvo y aerosoles, y reflejada por las nubes.

Las moléculas triatómicas H_2O , CO_2 y O_3 son los principales absorbentes atmosféricos.

La radiación solar de longitud de onda menor que $0.3 \mu\text{m}$ (UV) que llega a la superficie terrestre es aproximadamente 4% menor que la que incide en la parte superior de la atmósfera, debido a la absorción del ozono y el oxígeno molecular. Estas moléculas absorben en menor grado algunas bandas del infrarrojo.

El vapor de agua, y en menor grado el dióxido de carbono, son los principales absorbentes de radiación IR.

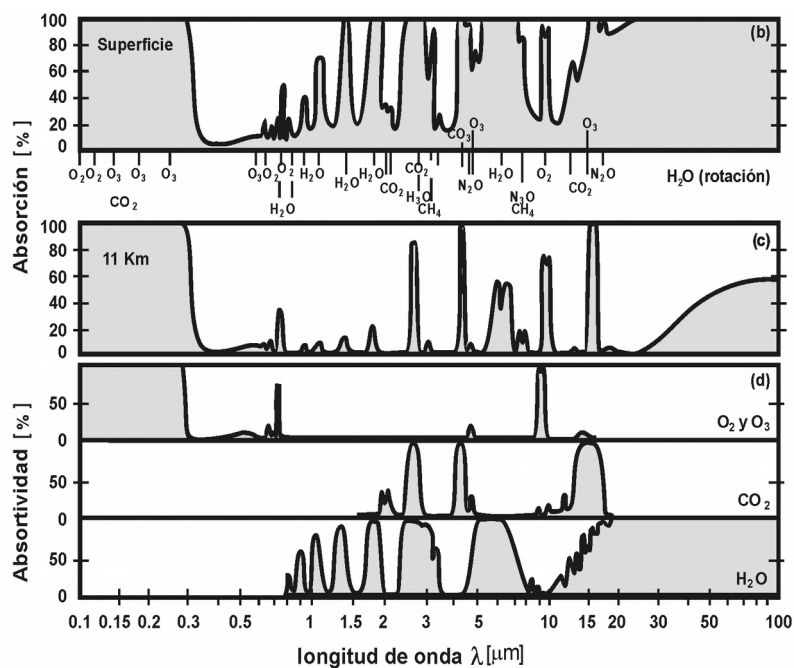


Figura 4.6. a) Espectro de absorción producido en toda la atmósfera vertical, b) Espectro de absorción debido a una atmósfera vertical desde la superficie hasta los 11 km y c) Espectro de absorción de varios gases atmosféricos, entre la parte superior de la atmósfera y la superficie terrestre.

Excepto por el ozono, la mayor parte de la absorción tiene lugar en la Troposfera, donde la concentración de gases es más alta.

La figura 4.6 muestra el espectro de absorción para: a) toda la extensión vertical de la atmósfera; b) la radiación que llega a 11 km; c) varios gases atmosféricos entre la parte superior de la atmósfera y la superficie terrestre.

4.4.1. Espectros moleculares

Los espectros de emisión y absorción de los gases se producen en longitudes de onda específicas, que dependen de su estructura atómica o molecular. Estos espectros se originan en transiciones entre estados de energía permitidos. Los espectros atómicos (de líneas) se deben solamente a transiciones electrónicas; en tanto que en los espectros moleculares, además de las transiciones electrónicas tienen transiciones entre distintos estados de energía rotacional y vibracional, los que se acoplan entre sí.

En una molécula diatómica por ejemplo, los núcleos pueden vibrar respecto de la posición de equilibrio, y además el sistema total puede rotar alrededor de su centro de masa.

Los niveles de energía electrónico, vibracional y rotacional quedan en grupos ampliamente separados. Los espectros de las moléculas atmosféricas presentan tres intervalos espectrales, correspondientes a los tres tipos de transiciones entre los estados cuánticos posibles.

- En el IR lejano ($\sim 25 \mu\text{m}$ a $100 \mu\text{m}$) se observan los espectros *rotacionales* de las moléculas que poseen un momento dipolar eléctrico.
- En el IR cercano ($\sim 0.7 \mu\text{m}$ a $25 \mu\text{m}$) aparecen los espectros *vibrorrotacionales*. Corresponden a la radiación emitida en transiciones vibracionales de moléculas que poseen momentos dipolares eléctricos, y en las cuales también ocurren cambios en los estados rotacionales.

En la región visible ($\sim 0.4 \mu\text{m}$ a $0.7 \mu\text{m}$) y UV se encuentran los espectros originados en transiciones electrónicas.

Las moléculas también tienen espectros debidos a *fotodisociación* y *fotoionización* en el rango UV y visible.

Moléculas diatómicas del gas atmosférico

Las moléculas diatómicas tienen espectros de rotación y de vibración, solo se trata de moléculas que tienen dipolo eléctrico.

Las moléculas más abundantes en la atmósfera terrestre, N_2 y O_2 , no tienen dipolo eléctrico, debido a su *distribución de carga simétrica*, (cada una está formada por dos átomos idénticos). Por esa razón no tienen espectros de rotación ni de vibración, y en consecuencia no tienen bandas de absorción importantes en el IR.

Sus espectros de absorción y emisión se deben a transiciones electrónicas, a fotodisociación, o a fotoionización. Solamente absorben radiación solar UV y algo de visible.

Oxígeno molecular

La figura 4.7 muestra la sección transversal de absorción en función de λ para moléculas de oxígeno. El *Continuo Herzberg* ($0.242 \mu\text{m}$ a $0.200 \mu\text{m}$) se origina por la disociación del O_2 en dos átomos de oxígeno en estado base. A longitudes de onda más cortas, el espectro de absorción se caracteriza por las bandas discretas *Schumann - Runge*, originadas por la disociación del O_2 , que se encuentra en un estado vibracional excitado muy inestable, en dos átomos de oxígeno en estado base. Para longitudes de onda menores que $0.175 \mu\text{m}$ está el continuo *Schumann - Runge*, originadas en la disociación del oxígeno molecular en dos átomos de oxígeno, uno de los cuales está electrónicamente excitado.

En longitudes de onda menores que $0.102 \mu\text{m}$ se observa el continuo de ionización (potencial de ionización: 12.08 eV ; $0.102 \mu\text{m}$). El O_2 , también absorbe radiación entre $0.69 \mu\text{m}$ y $0.76 \mu\text{m}$.

Las bandas de absorción varían fuertemente con la altura. Por encima de 60 km , las bandas de *Schumann - Runge* son dominantes. Aunque el *Continuo Herzberg* tiene sección eficaz más pequeña, domina la absorción del oxígeno molecular hasta los 60 km , debido a que las longitudes de onda más cortas ya fueron removidas a alturas mayores.

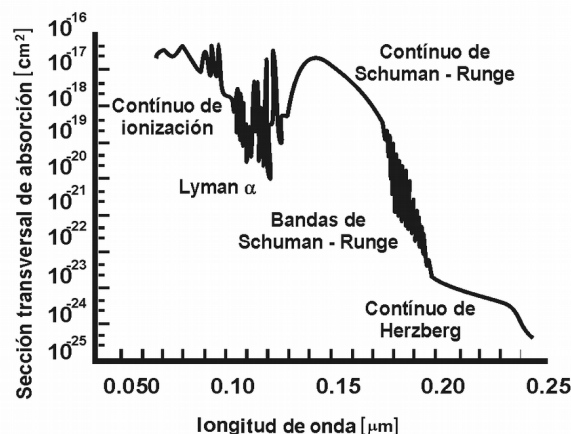


Figura 4.7. Bandas de absorción del oxígeno molecular.

Nitrógeno molecular

El espectro del nitrógeno molecular en la región $0.145 \mu\text{m} - 0.100 \mu\text{m}$ se conoce como *banda Lyman - Birge Hopfield*. En el complejo espectro de la región $0.100 \mu\text{m} - 0.080 \mu\text{m}$ se han identificado líneas de las series de Rydberg, que convergen al primer potencial de ionización (15.58eV). Por debajo de $0.080 \mu\text{m}$ el espectro se debe al *continuo de ionización*. En la alta atmósfera se produce fotodisociación de las moléculas de nitrógeno.

Este constituyente atmosférico (78% de la atmósfera), solo absorbe radiación UV.

Moléculas triatómicas del gas atmosférico: H_2O , O_3 y CO_2

La radiación infrarroja estimula las transiciones vibracionales y rotacionales de las moléculas de los gases atmosféricos H_2O , CO_2 y O_3 . Por eso son procesos que en la atmósfera tienen mucha importancia en la región IR y de las microondas, longitudes de onda del espectro de emisión terrestre.

Las moléculas de H_2O , O_3 y CO_2 , como todas las moléculas triatómicas, tienen estados de rotación y vibración. Su estructura y sus modos principales de vibración se muestran en la figura 4.8.

Vapor de agua

Estas moléculas tienen una configuración triangular, con el átomo de oxígeno en el ápice. Hay tres ejes ortogonales de rotación que pasan a través del centro de masa de la molécula, cada uno con un momento de inercia diferente. La combinación de estados vibracionales y rotacionales produce un complejo e irregular espectro de absorción. Las bandas vibracionales ocurren a más altas frecuencias (dos órdenes de magnitud mayores) que las bandas rotacionales. El H_2O absorbe fuertemente en dos bandas, que corresponden a transiciones desde estados vibracionales excitados: una banda centrada cerca de $6.25 \mu\text{m}$ (modo vibracional γ_2) y otra en $\sim 2.7 \mu\text{m}$ (modos de vibración γ_1 y γ_3).

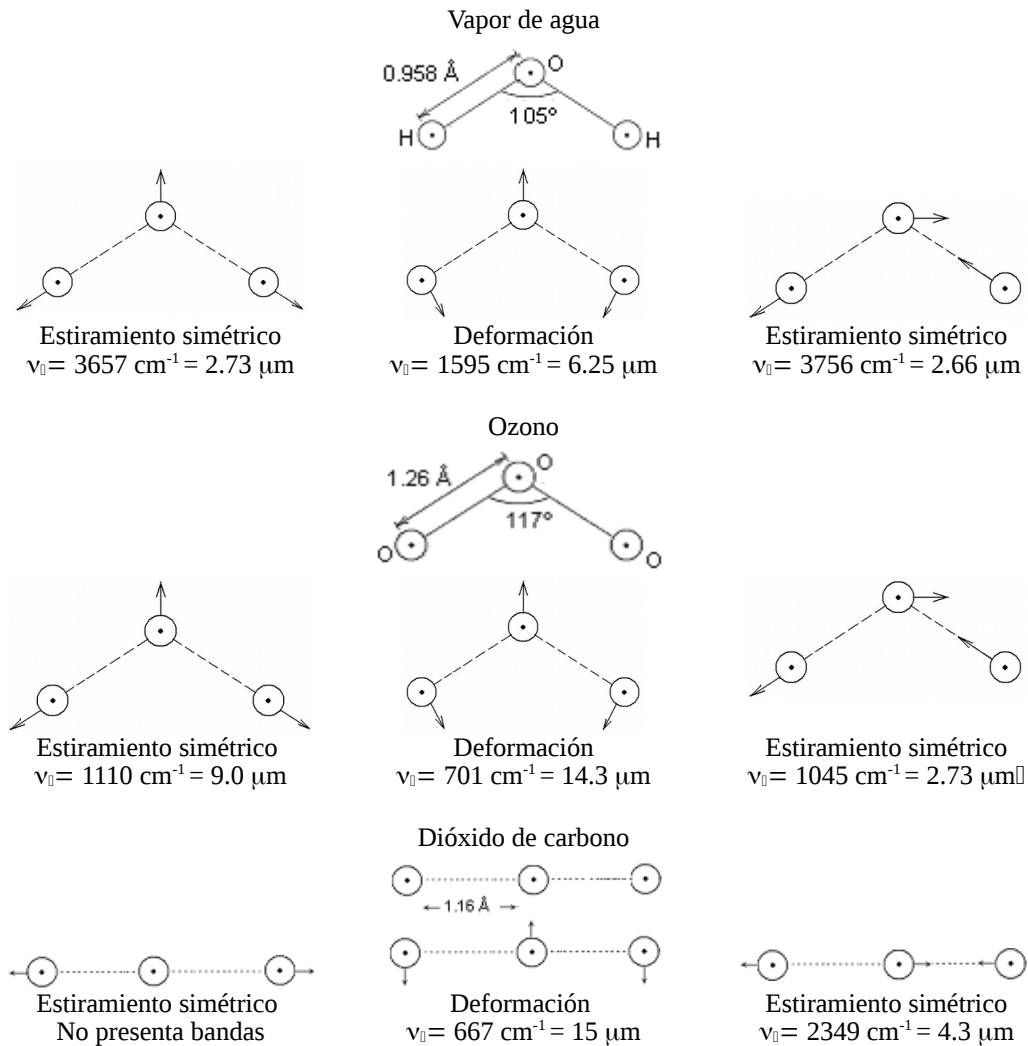


Figura 4.8. Estructura de las moléculas de vapor de agua, ozono y dióxido de carbono, sus estados vibracionales.

Las transiciones rotacionales del agua son menos energéticas, y conducen a la absorción de longitud de onda mayor a 12 μm . Hay una banda de rotación pura, que se extiende desde 14 μm , y está centrada en 65 μm . La molécula de agua tiene varias bandas vibro-rotacionales en la región comprendida entre 1 μm y 8 μm .

Ozono

La absorción principal del ozono está en las *bandas de Hartley* (0.200 μm a 0.310 μm); de *Huggins* (0.310 μm a 0.400 μm) y de *Chappius* (0.400 μm a 0.800 μm), (fig. 4.9). Las *bandas de Hartley* y de *Chappius* son continuas, en tanto que la de *Huggins* contiene un espectro de líneas difusas. La *banda de Chappius* es más débil que las otras dos, pero es muy importante porque coincide con el pico del espectro de SW (visible). Esta banda se produce por la rápida fotodisociación del O_3 .

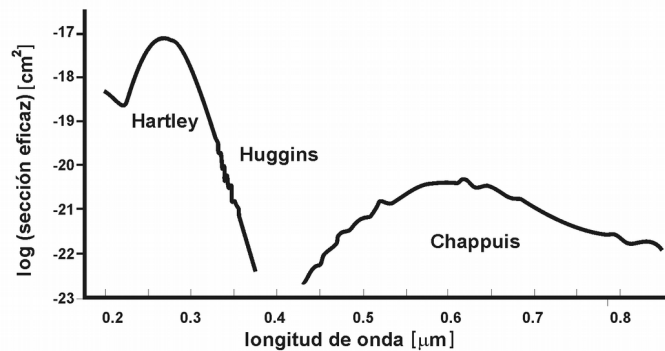


Figura 4.9. Sección transversal de absorción en función de la longitud de onda, para el ozono.

A pesar que el O_3 es trazador minoritario en la Troposfera, pero muy abundante en la Estratosfera, contribuye a la absorción de la radiación terrestre, principalmente en banda centrada en $9.6 \mu m$. Esta banda es de origen vibro-rotacional.

Dióxido de carbono

Este importante constituyente de la atmósfera, absorbe fuertemente el infrarrojo. Por tratarse de una molécula de simetría lineal, su rotación no produce una oscilación del momento dipolar, y por lo tanto no tiene bandas rotacionales. Los máximos del espectro de absorción están en $2, 3$ y $4 \mu m$ y en la región $13 \mu m$ a $17 \mu m$. Es excitado vibracionalmente en longitudes de onda cercanas a $15 \mu m$ (modo transversal) y cercanas a $4.3 \mu m$ (modo longitudinal).

Oxido nítrico, metano, monóxido de carbono y clorofluorocarbonos (CFC 11 y 12) también tienen líneas de absorción, pero son de importancia secundaria.

Resumiendo:

Región UV. La radiación solar UV es fuertemente absorbida por las moléculas de O_2 , N_2 , y O_3 .

Región Visible. La absorción se debe a la débil *banda Chappuis* del O_3 ($0.1 \mu m - 0.8 \mu m$) y las bandas del O_2 , en $0.69 \mu m$ y $0.76 \mu m$.

Región IR. Esta radiación es absorbida por el vapor de agua, el dióxido de carbono, y en menor grado el ozono. Estas bandas juegan un rol muy importante en la absorción de la baja atmósfera (debajo de $50 km$), donde está la mayor concentración de estos constituyentes.

4.5. Ley de Lambert

La ley de Lambert (ec. 4.14) expresa la absorción de energía de un haz de radiación, en ausencia de scattering. Sea I_λ la intensidad del haz incidente sobre una nube de partículas de espesor dx , volumen dV y área dA . La intensidad del haz que emerge, sufre una atenuación por absorción, $dI_{a,\lambda}$ dada por

$$\frac{dI_{a,\lambda}}{I_\lambda} = -\alpha_{a,\lambda} \rho dx \tag{4.14}$$

$\alpha_{a,\lambda}$ es la sección transversal de absorción para una partícula individual, también llamada *coeficiente de absorción másico* ya que su unidad es $\text{área} \cdot \text{masa}^{-1}$; ρ es la densidad del medio.

Si $I_\lambda(0)$ es la intensidad del haz incidente en 0, la intensidad en χ , $I_\lambda(\chi)$, se obtiene integrando (ec. 4.14) desde 0 a χ :

$$I_\lambda(\chi) = I_\lambda(0) \exp\left(-\int_0^\chi \alpha_{a,\lambda} \rho \, dx\right) \quad (4.15)$$

Se define como *coeficiente de absorción a*:

$$\sigma_{a,\lambda} = \rho \alpha_{a,\lambda} \quad (4.16)$$

donde $[\sigma_{a,\lambda}] = [\text{long}^{-1}]$

Si hay varios constituyentes que contribuyen a la absorción, la ecuación (4.16) toma la forma:

$$\sigma_{a,\lambda} = \sum_i r_i \rho \alpha_{a,\lambda_i} \quad (4.17)$$

donde r_i indica la relación de mezcla de masa de la i -ésima especie absorbente.

La ley de Lambert, puede ponerse como:

$$I_\lambda(x) = I_\lambda(0) \exp\left(-\int_0^x \sigma_{a,\lambda} \, dx\right) \quad (4.18)$$

4.6. Coeficientes de Extinción (k_λ)

Se define como *coeficiente de extinción por unidad de longitud*, k_λ , a la suma de los coeficientes de dispersión por unidad de longitud, $\sigma_{s,\lambda}$ (ec. 4.7) y de absorción por unidad de longitud $\sigma_{a,\lambda}$ (ec. 4.16).

$$k_\lambda = \sigma_{s,\lambda} + \sigma_{a,\lambda} \quad (4.19)$$

Como estos coeficientes tienen unidades de longitud^{-1} , se llaman también *coeficientes lineales*.

A veces se usan los *coeficientes másicos o coeficientes por unidad de masa*, que son los coeficientes lineales, divididos en la densidad de las especies dispersoras y absorbentes.

$$k_\lambda = \sigma_{s,\lambda} + \sigma_{a,\lambda} = \frac{k_\lambda}{\rho} = \frac{\sigma_{s,\lambda}}{\rho} + \frac{\sigma_{a,\lambda}}{\rho} \quad (4.20)$$

4.7. Espesor óptico

La cantidad adimensional

$$\int_0^{\chi} k_{\lambda} ds = \int_0^{\chi} k_{\lambda} \rho ds = \delta_{\lambda} \quad (4.21)$$

es el *espesor óptico monocromático u opacidad* de una capa de gas de espesor χ y es función de todos los valores que toma k^{λ} . Como k^{λ} es función de los parámetros locales presión, temperatura y concentración, el espesor óptico es función de todas estas condiciones a lo largo del camino entre 0 y χ .

El espesor óptico es una medida de la capacidad de atenuación para una dada longitud de onda, que sufre la radiación cuando atraviesa una determinada longitud de camino en un gas.

Un camino óptico grande significa una atenuación grande.

4.8. Ley de Bouguer - Lambert

La ley de Bouguer - Lambert expresa el cambio de intensidad que se produce en un haz de radiación que atraviesa un medio absorbente y dispersor, considerando que la emisión del medio es despreciable.

$$I_{\lambda}(\chi) = I_{\lambda}(0) \exp\left(-\int_0^{\chi} k_{\lambda} dx\right) \quad (4.22)$$

$$I_{\lambda}(\chi) = I_{\lambda}(0) \exp\left(-\int_0^{\chi} k_{\lambda} dx\right) = I_{\lambda}(0) \exp\left(-\int_0^{\chi} k_{\lambda} \rho dx\right) \quad (4.23)$$

4.9. Balance de radiación en el sistema Tierra - Atmósfera

La figura 4.10 muestra un esquema que ilustra el balance de energía en el sistema Tierra - Atmósfera.

La radiación de longitud de onda corta (SW) se encuentra a la izquierda y la de longitud de onda larga (LW) a la derecha de la figura. La energía absorbida por la superficie terrestre y la atmósfera se indica con signo positivo y la que vuelve al espacio exterior, con signo negativo.

Energía SW

De +100 unidades de energía solar que ingresan en la parte superior de la atmósfera, +25 llegan a la superficie terrestre como irradiancia solar directa y +20 como irradiancia solar difusa. Los gases y el polvo atmosférico absorben +18 unidades; las nubes y el ozono estratosférico, absorben +3 unidades c/u.

CAPITULO 5

ATENUACIÓN Y DISPERSIÓN ATMOSFÉRICA DE LA IRRADIANCIA SOLAR EN UNA ATMÓSFERA SIN NUBES

Introducción

En el punto 5.1 se considera la atenuación (absorción y dispersión) del haz directo (I_b) en una *atmósfera ideal* o *atmósfera de Rayleigh*, formada solamente por los gases atmosféricos (no contiene vapor de agua, aerosoles ni polvo atmosférico).

En el punto 5.2 se analiza la atenuación del haz directo en una atmósfera real, pero sin nubes.

El punto 5.3 se refiere a la contribución de la irradiancia solar difusa (I_d) de una atmósfera sin nubes, al haz directo (I_b).

5.1. Atenuación en una atmósfera de Rayleigh

La atenuación de la irradiancia solar en su paso a través de la atmósfera puede estimarse con la ley de Bouguer - Lambert (ec. 4.22 y ec. 4.23).

Si el flujo de radiación fuera de la atmósfera es $I_{n0} = \int I'_{n0}(\lambda) d\lambda$, el flujo en superficie será, I_b .

$$I_b = \int I_{0n}(\lambda) \left[\exp \left(- \int k_\lambda dx \right) \right] d\lambda \quad (5.1)$$

Donde k_λ es el coeficiente de extinción lineal (absorción + dispersión) para una *atmósfera de Rayleigh* y $I_{n0}(\lambda)$ es la irradiancia solar monocromática fuera de la atmósfera.

El *espesor óptico monocromático* esta dado por la ecuación (4.21). Explicitando la dependencia con el ángulo cenital θ_z , queda:

$$\delta_\lambda(\theta_z) = \int k_\lambda dx = \int k_\lambda \rho dx \quad (5.2)$$

Donde k_λ^* es el *coeficiente de extinción másico monocromático*, y ρ la densidad del medio.

Reemplazando en (ec. 5.1)

$$I_b = \int I_{0n}(\lambda) \exp \left[- \delta_\lambda(\theta_z) \right] d\lambda \quad (5.3)$$

La ecuación (5.1) permite estimar la radiación solar directa que incide en la superficie terrestre, pero es necesario determinar el espesor óptico a lo largo del camino de la radiación, $\delta_\lambda(\theta_z)$.

5.2. Modelos de masa óptica de aire

Los cálculos del espesor óptico de aire se facilitan porque el cociente entre el espesor óptico de un haz que tiene una trayectoria correspondiente a un ángulo cenital θ_z , $\delta_\lambda(\theta_z)$, y el espesor óptico en la dirección vertical, $\delta_\lambda(0)$, para radiación SW, es casi independiente de la longitud de onda. Por esa razón se introduce el concepto de *masa atmosférica* o *masa óptica de aire*, para el ángulo cenital θ_z , $m_a(\theta_z)$:

$$\frac{\delta(\theta_z)}{\delta(0)} = f(\theta_z) = m_a(\theta_z) \quad (5.4)$$

Se construyen tablas de la masa óptica de aire para una *atmósfera de Rayleigh* para distintos valores de la altura solar.

El término "masa óptica de aire o masa atmosférica", no tiene nada en común con la idea general de masa. Es una cantidad adimensional que indica cuántas veces el espesor óptico en una dirección inclinada excede el espesor óptico en la dirección vertical. Corresponde al cociente entre la distancia que recorre el Sol a través de la atmósfera, y la distancia que recorrería si el Sol estuviera sobre cabeza. La masa óptica para radiación que proviene del Sol sobre cabeza es $m_a(0) = 1$. La radiación que proviene con un ángulo cenital de 60° , atravesaría aproximadamente dos veces el camino perpendicular, y por lo tanto la masa de aire es igual a 2.

La masa óptica de aire para un ángulo cenital θ_z , (ec. 5.4) es igual al cociente entre la longitud del camino del haz en la dirección oblicua, dS , y la longitud del camino del haz en la vertical, dh .

$$m_a(\theta_z) = \frac{\int dS}{\int dh} \quad (5.5)$$

La figura 5.1 permite derivar una expresión de la masa de aire para cualquier ángulo cenital.

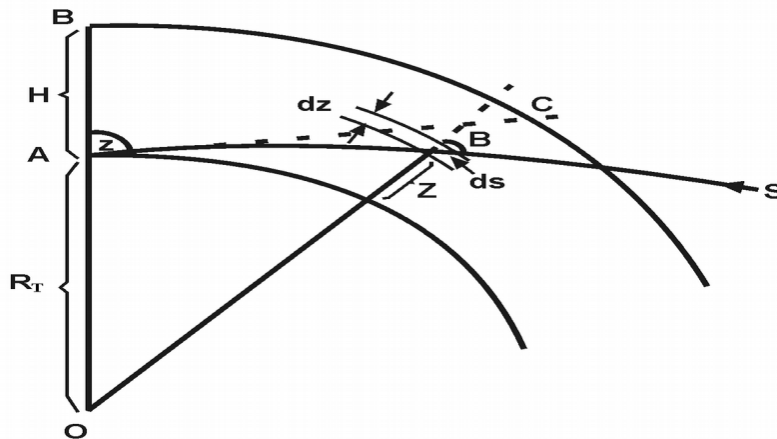


Figura 5.1. S representa un rayo de luz que atraviesa la atmósfera y que se observa bajo un ángulo cenital θ_z , dS es el elemento del rayo que incide bajo un ángulo β en una capa de espesor dz que se encuentra a una altura z de la superficie terrestre; R_T es el radio de la Tierra y dh es la longitud del camino del haz en la vertical.

El elemento dS puede expresarse en función de Z , si se tiene en cuenta que

$$\cos \beta = \frac{dz}{dS} \quad (5.6)$$

y que

$$R_T n_o \text{ sen } \theta_z = (R_T + z) n \text{ sen } \beta \quad (5.7)$$

Esta ecuación se denomina *ecuación del rayo de luz*. n y n_o son los índices de refracción del aire a una dada altura y en la superficie terrestre, respectivamente. A partir de las ecuaciones (5.6) y (5.7) se tiene:

$$dS = \frac{dz}{\sqrt{1 - \left(\frac{R_T}{R_T + z} \frac{n_o}{n} \right)^2 \text{ sen}^2 \theta_z}} \quad (5.8)$$

Multiplicando y dividiendo el segundo miembro de (ec. 5.5) por ρ/ρ_o (siendo ρ y ρ_o la densidad del aire a la altura h_o y a nivel del mar, respectivamente) y reemplazando (ec. 5.8) se obtiene

$$m_a(\theta_z) = \frac{\int \frac{(\rho/\rho_o) dz}{\sqrt{1 - \left(\frac{R_T}{R_T + z} \frac{n}{n_o} \right)^2 \text{ sen}^2 \theta_z}}}{\int (\rho/\rho_o) dh} \quad (5.9)$$

En el capítulo 3 se definió como altura de escala H (altura de una atmósfera de densidad constante ρ_o), a la función:

$$\int \frac{\rho}{\rho_o} dh = \frac{p_o}{\rho_o g} = H \quad (5.10)$$

Llevando (ec. 5.10) a (ec. 5.9), se obtiene:

$$m_a(\theta_z) = \frac{1}{H} \int \frac{(\rho/\rho_o) dh}{\sqrt{1 - \left(\frac{R}{R+h} \frac{n}{n_o} \right)^2 \text{ sen}^2 \theta_z}} \quad (5.11)$$

La masa óptica de aire depende de la longitud de onda a través del índice de refracción.

Valores experimentales obtenidos por B. Adlen para el rango $0.2 \mu\text{m} \leq \lambda \leq 4 \mu\text{m}$, (Tabla 5.1) muestran que el índice de refracción varía poco con la longitud de onda, de manera que en la atmósfera, para radiación SW, se puede despreciar la dependencia del índice de refracción con λ .

Tabla 5.1. Variación del índice de refracción con la longitud de onda.

$\lambda[\mu\text{m}]$	0.2	0.3	0.4	0.5	0.6	0.8	1.0	1.2	1.5	2.0	4.0
$(n-1) \times 10^6$	341.9	307.6	298.3	294.3	292.2	290.2	289.2	288.7	288.3	288.0	287.7

Para radiación visible y aire seco se puede usar la ecuación de Korenkevich para encontrar la variación del índice de refracción con la longitud de onda.

$$(n-1)\times 10^6 = 272.543 + \frac{1.5450}{\lambda^2} + \frac{0.01431}{\lambda^4} \quad (5.12)$$

Bemporad y Staude determinaron la masa óptica de aire considerando los cambios de temperatura y de presión con la altura. Sus resultados muestran que la estructura atmosférica es notable solamente para distancias cenitales grandes; y que para ángulos cenitales $\theta_z < 60^\circ$, es suficiente considerar:

$$m_a = \sec \theta_z \quad (5.13)$$

La Tabla 5.2 muestra valores de la masa óptica de aire para:

- a) *Atmósfera plana* sin refracción ($m_{\text{plana}}(\theta_z) = \sec \theta_z$); b) *Atmósfera homogénea*, curva, sin refracción con una altura de escala $H = 7991\text{m}$, $p_0 = 760\text{ mmHg}$, $T = 273\text{ K}$.
c) Bemporad y Staude.

Tabla 5.2. Comparación de masa óptica para una atmósfera plana sin refracción, una homogénea y curva y una atmósfera standard.

θ_z	(a) $m_{a,\text{plana}}(\theta_z) = \sec \theta_z$	(b) $m_{a,\text{atm curva}}$	(c) Bemporad y Staude
0	1.00	1.00	1.00
30	1.15	1.15	1.15
60	2.00	2.00	2.00
70	2.92	2.92	2.90
80	5.76	5.63	5.60
85	11.47	10.69	10.39
86	14.34	12.87	12.44
87	19.10	16.04	15.36
88	28.65	20.87	19.79
89	57.30	28.35	26.96
90	∞	39.34	39.70

Los valores de masa óptica de los tres modelos es muy similar (hasta la segunda cifra decimal) para $\theta_z < 70^\circ$. La influencia de la estructura atmosférica es más notable para distancias cenitales grandes. La masa óptica de aire de una atmósfera plana es mayor que la de una curva, y ésta que la masa óptica de Bemporad y Staude. Para $\theta_z = 60^\circ$ la masa óptica de aire es igual a 2.

La figura 5.2 muestra las curvas de distribución de energía del espectro solar cerca de la superficie terrestre bajo condiciones de *atmósfera ideal* para masas de aire 1 ($\theta_z = 25^\circ$), 2 ($\theta_z = 60^\circ$), 3 ($\theta_z = 70.7^\circ$) y 4 ($\theta_z = 78.7^\circ$). La curva superior de la figura es la distribución espectral fuera de la atmósfera.

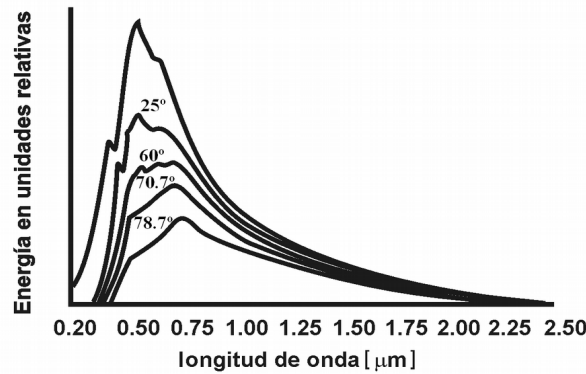


Figura 5.2. Distribución de energía en el espectro solar en una atmósfera ideal (clara y seca) para distintas masas de aire.

Las figuras 5.3.a y 5.3.b muestran la distribución de energía solar en superficie para distintos valores de masa de aire y condiciones de humedad: a) $W_{\infty} = 0.05\text{g/cm}^3$; b) $W_{\infty} = 1.37\text{g/cm}^3$. Con W_{∞} cantidad de vapor de agua total.

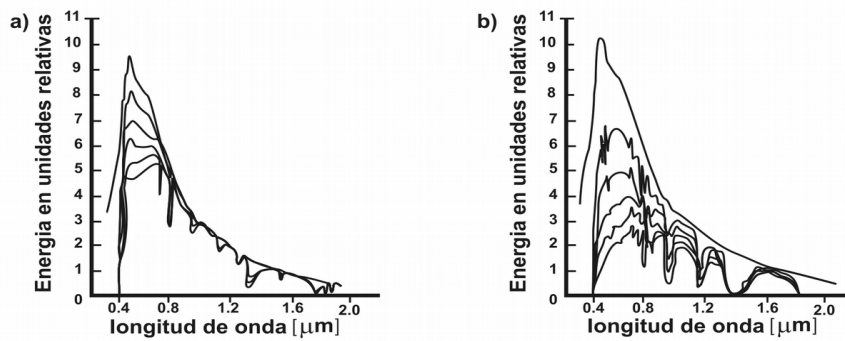


Figura 5.3. Espectro solar en una atmósfera clara para diferentes masas de aire. La curva más alta es la radiación solar en la parte superior de la atmósfera, y las cinco curvas que siguen corresponden a masa de aire 1, 2, 3, 4 y 5 (la más baja) para: a) ($W_{\infty} = 0.05\text{g/cm}^3$); b) ($W_{\infty} = 1.37\text{g/cm}^3$).

La transparencia atmosférica es un factor esencial de la distribución de energía sobre la superficie terrestre. Es notable la atenuación de la radiación infrarroja debida al vapor de agua. Las figuras 5.3.a y 5.3.b muestran la considerable variación de la radiación solar con la altura del Sol (a diferentes masas atmosférica).

Modelo de Masa óptica de aire de Kasten y Young

Kasten y Young encontraron una expresión para la masa de aire en función de la altura solar.

$$m_a(\alpha) = \frac{1}{(\sin \alpha + 0.50572 (\alpha + 6.07995)^{-1.6364})} \quad (5.14)$$

donde α^* es la altura solar corregida por la refracción atmosférica.

$$\alpha = \alpha + \Delta\alpha \quad (5.15)$$

$$\Delta\alpha = \frac{0.061359 (0.1594 + 1.123 \alpha + 0.065656 \alpha^2)}{1 + 28.9344 \alpha + 277.3971 \alpha^2} \quad (5.16)$$

En el Apéndice B se compararon los valores de masa de aire para una atmósfera plana sin refracción, los estimados por Bemporad y Staude para una atmósfera Standard, y los de Kasten y Young.

Masa óptica de aire por encima del nivel del mar

Cuando la presión atmosférica no es de 1000 mb se usa la siguiente definición de masa óptica:

$$m_a(\alpha) = \frac{p}{p_o} m_{ao}(\alpha) \quad (5.17)$$

Considerando las ecuaciones (5.14) y (5.17), se tiene:

$$m_a(\alpha) = \frac{p(h)}{p_o(h_o)} \frac{1}{(\sin \alpha + 0.50572 (\alpha + 6.07995)^{-1.6364})} \quad (5.18)$$

En la ecuación (5.18) el cociente $p(h)/p(h_o)$ se puede reemplazar por la ecuación (3.10).

5.3. Espesor óptico en una atmósfera de Rayleigh

La estimación de la atenuación del haz solar directo debido a *absorción y dispersión*, es sencilla cuando se trata de una *atmósfera clara y seca*, conocida como *atmósfera de Rayleigh*. Esta atmósfera está formada solamente por sus constituyentes principales, no tiene nubes, vapor de agua, polvo atmosférico, ni aerosoles. En este caso la masa óptica de aire m_a y el espesor óptico $\delta_R(m_a)$, o espesor óptico de Rayleigh, se pueden determinar con mucha precisión porque no hay constituyentes variables.

La Tabla 5.3 muestra diferentes ecuaciones para el espesor óptico de una *atmósfera de Rayleigh*, en función de la masa óptica de aire.

Kasten (1980) utilizó los datos de *Feussner* y *Dubois* para ajustar la ecuación (5.20), conocida como fórmula pyrhelométrica de *Kasten* (1980). *Feussner* y *Dubois* (1930) publicaron una serie de tablas de datos espectrales que permitían estimar el espesor óptico. Estos datos resultan de considerar solamente dispersión y absorción molecular debida al ozono estratosférico.

De manera que la ecuación de *Kasten* (1980) no tiene en cuenta la absorción de los gases atmosféricos permanentes, cuyo efecto queda por lo tanto, incorrectamente incorporado al término de factor de turbidez (*Katz* 1982, *Kasten* 1996).

Louche (1986) y *Grenier* (1994,1995) estimaron el espesor óptico considerando la atenuación de todos los constituyentes atmosféricos. Encuentran que podía expresarse como un polinomio de cuarto orden en la masa de aire (ec. 5.21). *Molineaux* (1995) encontró una ecuación muy similar a la *Linke*.

Tabla 5.3. Ecuaciones de espesor óptico de una atmósfera Rayleigh en función de la masa óptica.

Linke (1922)	$\delta_R(m_a) = 0.128 - 0.054 \log(m_a)$	(ec.5.19)
Kasten (1980)	$\delta_R(m_a) = (9.4 + 0.9 m_a)^{-1}$	(ec.5.20)
Louche (1986) y Grenier (1994,1995)	$\delta_R(m_a) = (6.5567 + 1.7513 m_a - 0.1202 m_a^2 + 0.0065 m_a^3 - 0.00013 m_a^4)^{-1}$	(ec.5.21)
Molineaux (1995)	$\delta_R(m_a) = 0.124 - 0.0656 \log(m_a)$	(ec.5.22)
Kasten mejorada (1996)	$\delta_R(m_a) = (6.6296 + 1.7513 m_a - 0.1202 m_a^2 + 0.0065 m_a^3 - 0.00013 m_a^4)^{-1} ; m_a \leq 20$ $\delta_R(m_a) = (10.4 + 0.718 m_a)^{-1} ; m_a > 20$	(ec.5.23)

En 1996 Kasten mejoró la ecuación de Louche y Grenier, pero consideró dos rangos: $m > 20$ y $m \leq 20$. La ecuación de Kasten es equivalente a la de Louche y Grenier para $m \leq 20$, excepto por el término independiente.

En el Apéndice B (fig. B.2) se comparan los resultados de los diferentes modelos.

5.4. Atenuación de la Irradiancia solar en una atmósfera sin nubes

La estimación de la atenuación del haz directo (I_b) debido a *absorción* y *dispersión* es sencilla cuando se trata de una *atmósfera ideal*.

Pero los cálculos se complican cuando se considera una atmósfera que contiene además de los constituyentes principales, vapor de agua, polvo atmosférico, aerosoles, aun cuando no tenga nubes.

Para estimar la atenuación de la irradiancia solar en una atmósfera sin nubes, es necesario conocer la cantidad y propiedades de las partículas de sólidos y líquidos que hay en ella (altamente variables). Para cuantificar esta información, se puede usar un coeficiente llamado “*Coficiente de turbidez de Linke*” (Linke, 1922) que indica la cantidad de *atmósferas de Rayleigh* que producirían la extinción observada en una atmósfera real sin nubes.

$$T_L(m_a) = \frac{\delta_{real}(m_a)}{\delta_R(m_a)} \quad (5.24)$$

El menor valor del factor de turbidez es 1.

Para eliminar la variación diaria del factor de turbidez, se lo normaliza para masa de aire igual a 2, considerando que es:

$$T_L(2) \delta_R(2) = T_L(m_a) \delta_R(m_a) \quad (5.25)$$

Con estos conceptos y con la ecuación (5.3), Page (1986) obtuvo un modelo para la irradiancia directa sobre una superficie horizontal

$$I_b = I_0 \left[\exp(-0.8662 (T_L(2) \delta_R(m_a) m_a)) \right] \quad (5.26)$$

Considerando la ecuación (2.12) queda

$$I_b = I_{cs} \varepsilon \operatorname{sen} \alpha \left\{ \exp \left[-0.8662 T_L(2) \delta_R(m_a) m_a \right] \right\} \quad (5.27)$$

Donde I_{cs} es la constante solar y ε la corrección por la órbita terrestre, $T_L(2)$ es el factor de turbidez de Linke para masa de aire 2 y $\delta_R(m_a)$ es el espesor óptico de Rayleigh para una masa óptica de aire (m_a).

En este trabajo se utilizaron valores de $T_L(2)$ obtenidos del Servicio SoDa (Solar Data), perteneciente a la European Commission, <http://www.soda-is.com>. Este servicio ofrece una extensa base de datos e información relacionada con la radiación solar y su uso; y el valor promedio mensual del factor de turbidez de Linke para una masa de aire 2, para cualquier ubicación geográfica, mes y altura sobre el nivel del mar. Estos valores están basados en información global de satélites e información medida en superficie.

5.5. Modelos de Irradiancia solar Difusa

La irradiancia solar difusa (I_d) que incide sobre una superficie horizontal en un día claro, se origina en la irradiancia solar dispersada por los constituyentes atmosféricos permanentes y los constituyentes variables (vapor de agua, el polvo atmosférico y los aerosoles). I_d depende del factor de turbidez T_L , en forma tal que la energía dispersada en la atmósfera, aumenta cuando aumenta la turbidez.

La estimación teórica de la atenuación debida solamente a dispersión puede hacerse si se conoce la naturaleza, cantidades y dimensiones de las partículas dispersoras. En el caso de la atmósfera esta información es, generalmente, aproximada o desconocida. Sumado a este inconveniente hay que destacar que los métodos teóricos son muy complicados. Por esta razón se utilizan modelos semiempíricos o empíricos para estimar la componente difusa.

Rigollier (2000) realizó una comparación de datos de I_d obtenidos en tierra con las predicciones de los tres modelos empíricos más usados, para diferentes rangos del factor de turbidez y altura solar.

Para la comparación de la componente difusa I_d , utiliza mediciones de irradiancia global y directa, o de global y difusa, para siete estaciones europeas y territorios mediterráneos vecinos: Aas (Noruega), Freiburg y Oldenburg (Alemania), Glave (Suecia), Geneva (Suiza), Sede Boqer (Israel) Vaulx-en-Veli (Francia). Los datos obtenidos cada 30 minutos corresponden al periodo 1981 - 1998.

Los tres modelos: ESRA, MODTRAN y de Dumortier dan resultados similares; y ninguno da siempre el mejor resultado.

I - Modelo del ESRA (European Solar Radiation Atlas) (1999), desarrollado en el marco del nuevo Atlas de datos digitales europeos para los años 1981 - 1990. Los parámetros del modelo han sido determinados con diferentes técnicas de ajuste, utilizando datos horarios del periodo 1981 - 1990.

$$I_d = I_{n0} T_{rd}(T_L(m_{a2})) F_d(\alpha, T_L(m_{a2})) \quad (5.28)$$

$$T_{rd}(T_L(m_{a2})) = -1.5843 \cdot 10^{-2} + 3.0543 \cdot 10^{-2} T_L(m_{a2}) + 3.797 \cdot 10^{-4} [T_L(m_{a2})]^2$$

$$F_d(\alpha, T_L(m_{a2})) = A_0 + A_1 \sin \alpha + A_2 \sin^2 \alpha$$

donde

$$A_0 = 2.6463 \cdot 10^{-1} - 6.1581 \cdot 10^{-2} T_L(m_{a2}) + 3.1408 \cdot 10^{-3} [T_L(m_{a2})]^2$$

$$A_1 = 2.0402 + 1.8945 \cdot 10^{-2} T_L(m_{a2}) - 1.1161 \cdot 10^{-2} [T_L(m_{a2})]^2$$

$$A_2 = -1.3025 + 3.9231 \cdot 10^{-2} T_L(m_{a2}) + 8.5079 \cdot 10^{-3} [T_L(m_{a2})]^2$$

con la condición para A_0 : si $(A_0 \cdot T_{rd}) < 2 \times 10^{-3}$, $A_0 = \frac{2 \times 10^{-3}}{T_{rd}}$

II - Modelo MODTRAN: MODERate spectral resolution atmospheric. TRANmitance algorithm and Computer model. Fue desarrollado en la Universidad de Oldenburg (Beyer et. al, 1997), realizando simulaciones con diferentes conjuntos de parámetros. Se encontró que (ec. 5.29) es la ecuación que ajusta mejor.

$$\begin{aligned} I_d = I_{n0} & \left\{ 0.017991 - 0.003967 T_L(m_{a2}) + 0.000203 [T_L(m_{a2})]^2 - \right. \\ & - \left[0.112593 - 0.1018261 T_L(m_{a2}) + 0.006220 [T_L(m_{a2})]^2 \right] \sin(\alpha) + \\ & \left. \right\} + \left[-0.019104 - 0.022103 T_L(m_{a2}) + 0.003107 [T_L(m_{a2})]^2 \right] \sin^2(\alpha) \end{aligned} \quad (5.29)$$

III - Modelo de Dumortier (1995). Este modelo, válido para $\alpha < 70^\circ$ y $2.5 \leq T_L \leq 6.5$, es el resultado del ajuste con datos experimentales de Vault-en-Velin (Francia). Este modelo forma parte de la Tesis Doctoral⁶ de Dumotrier, la que puso gentilmente a nuestra disposición en una página webb. Dumortier encuentra la expresión:

$$I_d = I_{n0} \left(0.0065 + (-0.045 + 0.0646 T_L(2)) \sin \alpha - (-0.0014 + 0.0327 T_L(2)) \right) \quad (5.30)$$

En el Apéndice B se comparan resultados de estos modelos, para decidir sobre cuál elegir.

5.4. Irradiancia solar Global

La irradiancia solar global (I_g) es la suma de la irradiancia solar directa (I_b) y la irradiancia solar difusa (I_d).

$$I_g = I_b + I_d \quad (5.31)$$

⁶ Mesure, analyse et modélisation du gisement lumineux. Application à l'évaluation des performances de l'éclairage naturel des bâtiments. (1995). Dumortier D., PhD Thesis.

CAPITULO 6

INSTRUMENTOS DE MEDICION DE IRRADIANCIA SOLAR: Pirheliómetros - Piranómetros

6.1. Características generales de los instrumentos para medir energía

Existen numerosos métodos para medir energía radiante, basados en diferentes efectos que esta radiación produce en los receptores. En todos los casos la energía incidente se convierte en otra forma de energía, que puede ser más fácilmente medida.

La calidad de un instrumento depende de:

- *Sensibilidad*: magnitud de la respuesta en función de la potencia solar incidente. Indica el nivel mínimo de radiación solar que es capaz de registrar.
- *Rango espectral, Respuesta Espectral o Selectividad*: banda de longitudes de onda a las cuales el instrumento es sensible. En general, los instrumentos que determinan la energía solar a partir del aumento de temperatura, de dilatación térmica, y de la generación de FEM, tienen un rango espectral grande. Por ejemplo, los Piranómetros comerciales de 1ª y 2ª Clase registran radiación entre $0.3 \mu\text{m}$ a $2 \mu\text{m}$, aproximadamente (3% de la radiación solar está por debajo de $0.3 \mu\text{m}$, y 6% por encima de $2 \mu\text{m}$). El domo de vidrio que cubre el instrumento bloquea la radiación de $\lambda > 2 \mu\text{m}$. Los métodos basados en detectores fotovoltaicos tienen una respuesta espectral o ancho de banda espectral que no cubre el rango total del espectro solar. Por ejemplo, los Piranómetros *PAR* (por las siglas inglesas **P**hotosintetically **A**ctive **R**adiation) tienen como sensores de radiación a diodos de silicio cuyo ancho de banda espectral es $0.4 \mu\text{m}$ a $0.7 \mu\text{m}$ (fig. 6.1). Son utilizados generalmente por agrónomos, biólogos, etc.
- *Estabilidad*: variación de la magnitud de la señal después de un periodo de tiempo.
- *Estabilidad a la temperatura*: cambio de la señal del instrumento por variaciones de la temperatura ambiente.
- *Linealidad*: porcentaje de desviación del comportamiento lineal, a partir de un dado valor de energía solar.
- *Constante de tiempo*: tiempo que demora la respuesta al estímulo solar.

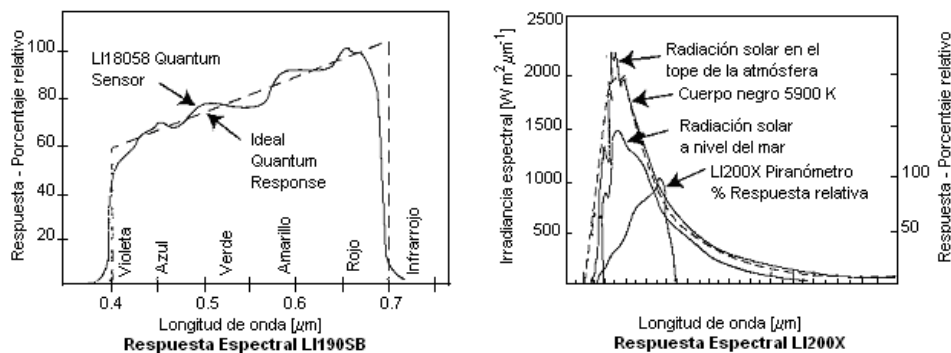


Figura 6.1. Ejemplo de respuesta espectral de un Piranómetro PAR.

6.2. Instrumentos para medir radiación solar Directa y Global

Los instrumentos para medir radiación solar directa se conocen como *Pirheliómetros*. Los *Piranómetros*: son instrumentos para medir radiación solar global (directa + difusa).

Pirheliómetros

Los Pirheliómetros miden intensidad a *incidencia normal* de la radiación emitida por el disco solar. Requieren por lo tanto, de un dispositivo que les permita seguir el Sol durante su movimiento diurno. Pueden ser de categoría “Estándar” (la más alta), “1ª Clase” y “2ª Clase”, según sean sus características de Sensibilidad, Estabilidad, Estabilidad a la temperatura, Rango espectral, Linealidad y Constante de tiempo.

Dentro de la gran variedad de Pirheliómetros existentes, los más conocidos son:

Instrumentos de clase Estándar: “Abbot” y “Ángstrom”.

Instrumentos de 1ª Clase: “Eppley de Incidencia Normal” y “Linke - Faussner”

Instrumentos de 2ª Clase: “Savinov - Yanishevskiy”.

Piranómetros

Estos instrumentos miden la radiación solar global. La radiación incide sobre un *plano horizontal*, expuesto libremente a la semiesfera celeste, y protegido de la radiación que proviene del suelo y de otras fuentes.

Los Piranómetros pueden ser de “1ª Clase”, “2ª Clase” y “3ª Clase” según sean sus características de Sensibilidad, Estabilidad, Estabilidad a la temperatura, Rango espectral, Linealidad y Constante de Tiempo (igual que para los Pirheliómetros), pero en este caso se considera también la "Respuesta Coseno" y la "Respuesta Acimut". Estas están vinculadas con la variación de la absorción de la superficie receptora con el ángulo de incidencia que depende de la altura o elevación del Sol y la declinación solar.

Los instrumentos de este tipo más conocidos son:

1ª Clase: “Eppley, de Precisión Espectral (PSP).

2ª Clase: “Eppley Negro y Blanco”, “Moll - Gorezynski” (KIPP), “Dirmhirn - Sauberer

3ª Clase: “Bimetálico de Robitzsch” o “Actinómetro de Robitzsch”. Es un instrumento termomecánico de bajo costo. Hay cuatro tipos de Actinómetro de Robitzsch: dos construidos por R. Fuess (Alemania); uno por C.F. Casella (Inglaterra); y uno por SIAP (Società Italiana Apparecci Precisione, Italia).

Dependiendo del principio de funcionamiento en que se basen, estos instrumentos se clasifican como:

Calorimétricos. En este caso la energía solar produce un aumento de temperatura en el sensor, proporcional a la potencia de la radiación solar.

Termomecánicos. En estos instrumentos el sensor está construido por una o más cintas bimetálicas. El aumento de temperatura en las cintas, debido a la radiación solar, produce una deformación que es una medida de la potencia solar.

Termoeléctricos. Consisten en dos alambre metálicos de distintos materiales, unidos por sus extremos (junturas). Cuando hay diferencia de temperatura entre las dos junturas, se produce una fuerza electromotriz (FEM), cuya intensidad depende de los materiales utilizados y de las diferencias de temperatura. La intensidad de la FEM es una medida de la potencia solar incidente.

Fotovoltaicos. El elemento sensor es un fotodiodo, cuyo voltaje de salida es proporcional a la densidad de la potencia solar incidente.

Piranómetro bimetalico Robitzsch⁷ o Piranómetro Termomecánico de Robitzsch.

Como ejemplo de un Piranómetro termomecánico se describe el que está operando en el Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria (INTA Famaillá, Tucumán). Se trata de un Actinómetro bimetalico de Robitzsch de SIAP.

Este instrumento, diseñado originalmente por Robitzsch en 1915 es similar al Pirheliómetro de Michelson (1905), primer instrumento que incorporó cintas bimetalicas como receptores de la radiación solar. El elemento bimetalico del Pirheliómetro de Michelson se compone de dos cintas planas y finas de igual espesor, de diferentes metales, sujetas mediante remaches. Si el metal A tiene coeficiente de dilatación mayor que el B, si el conjunto está inicialmente recto, se encorva cuando se calienta.

Uno de los extremos de la cinta bimetalica queda fijo. El otro extremo realiza un movimiento de un arco de circunferencia de radio

$$R = \frac{d}{(\alpha_1 - \alpha_2) \Delta T} \quad (6.1)$$

Donde ΔT es el intervalo de temperatura por encima o por debajo de aquella para la cual el elemento está recto; α_1 y α_2 son los coeficientes de dilatación lineal de ambos elementos; y d es el espesor de cada una de las láminas.

La cinta del Pirheliómetro de Michelson es de hierro y níquel, de 1.1 cm de largo, 0.17 cm de ancho y 0.5 cm de espesor, cubierta con platino negro. Fue un instrumento poco sensible debido a los bajos valores de calor específico y a la baja diferencia de coeficientes de dilatación térmica.

El Piranómetro de Robitzsch está diseñado para proveer un registro continuo, usando un aparato de relojería de 24 horas. La figura 6.2 es un esquema de un Piranógrafo de Robitzsch.

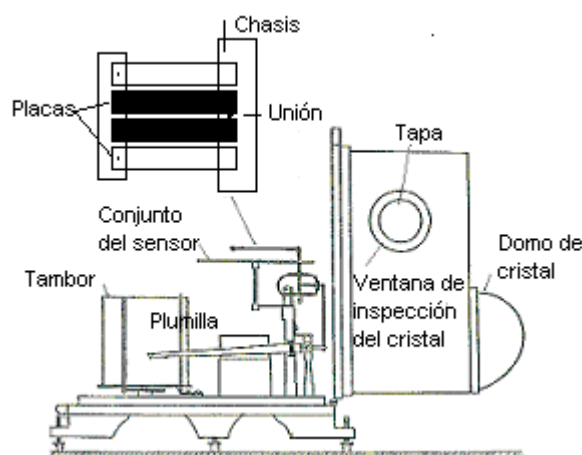


Figura 6.2. Descripción de los elementos que constituyen el Piranómetro de Robitzsch.

⁷ Es usual designarlo como "Actinómetro de Robitzsch". Actinómetro es el nombre genérico de los instrumento para medir la intensidad de la radiación solar o de otros astros.

El sensor del instrumento (esquina superior izquierda de la figura 6.2) consta de cuatro cintas bimetálicas (metales A y B) muy cercanas, de $\sim 8.5 \times 1.5$ cm, dos de ellas están pintadas de negro (las centrales) y las otras dos, están pintadas de blanco (las laterales), todas unidas en un extremo a una placa metálica común. Los extremos de las cintas blancas están sujetos al armazón del instrumento. Los extremos de las cintas negras están unidos entre sí. En las cintas blancas, la cinta superior está formada por el metal A y la inferior por el metal B, en las negras, es la inversa. Por lo tanto, las cintas se flexionan en direcciones opuestas. Esta construcción es un dispositivo compensador a temperatura ambiente. Bajo la acción de la radiación solar, se produce una diferencia de temperatura entre las cintas blancas y las negras.

La desviación del "extremo libre" de las cintas negras es transmitida mediante un sistema amplificador de palancas a la plumilla registradora. El registro es un trazo de tinta sobre una banda accionada por un aparato de relojería. El domo de cristal, herméticamente sellado, es transparente a la radiación en el rango de longitudes de onda de $0.36 \mu\text{m}$ a $2.5 \mu\text{m}$.

Hay un deflector debajo del conjunto del sensor, para evitar que las reflexiones en el interior del estuche, afecten las mediciones.

Los sensores y el mecanismo de registro están cubiertos por un estuche hermético al aire y a la humedad, pintado de blanco para reducir la absorción de la radiación. Si bien hay acceso completo a la banda y al mecanismo, se puede hacer la lectura de la banda sin abrir el instrumento, utilizando una pequeña ventana en el frente del estuche.

El vapor de agua dentro del estuche es absorbido por una sustancia higroscópica, que impide la condensación sobre el conjunto del sensor y el domo de cristal.

Para facilitar el nivelado preciso del instrumento en el lugar de la observación, se dispone de tornillos de nivelación y un nivel de alcohol.

Hay muchas modificaciones del Piranómetro de Robitzsch, pero todos tienen principios de funcionamiento similares.

La figura 6.3 es una fotografía del Piranómetro de Robitzsch del INTA.



Figura 6.3. Piranómetro de Robitzsch.

La figura 6.4 muestra un registro típico que se obtiene a partir del piranómetro.

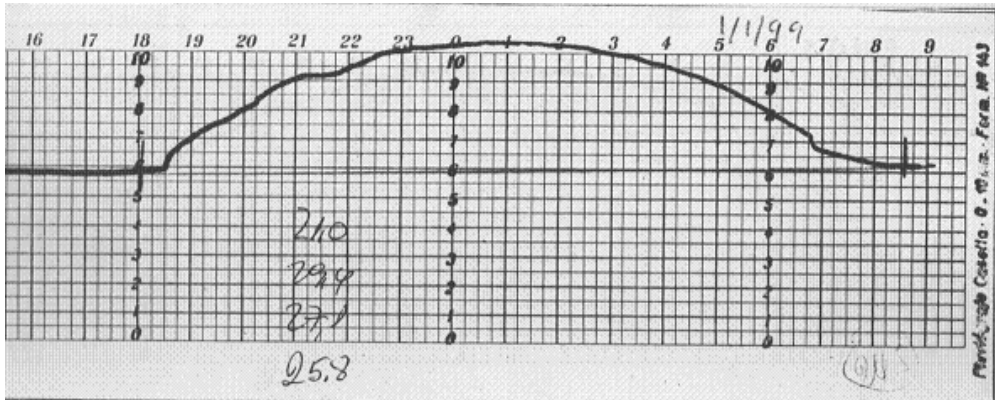


Figura 6.4. Registro gráfico típico. Los valores escritos a mano sobre el registro corresponden a la temperatura medida (°C) a horas 9, 12 y 15 y valor promedio de las mismas.

CAPITULO 7

MODELO Y PROGRAMA DE CÁLCULO

7.1. Introducción

Se ha desarrollado un Modelo para estimar la irradiancia solar directa, difusa y global [Wm^{-2}] sobre una superficie horizontal, para días sin nubes.

El Modelo, denominado RASO (RAdiación SOlar), está basado en fórmulas teóricas y empíricas.

Se usan ecuaciones teóricas para la irradiancia solar fuera de la atmósfera, en función de la posición de la Tierra en su órbita; el ángulo horario, la declinación y la altura solar (en función del día del año); la corrección de presión atmosférica por altura; y la atenuación de la irradiancia solar por absorción y dispersión. Fueron consideradas en distintos capítulos de esta Tesis y en el Apéndice A, donde se presentan algunas demostraciones.

Para la masa óptica de aire, el espesor óptico de una *atmósfera de Rayleigh* (clara y seca) y la radiación difusa se utilizan ecuaciones empíricas. El análisis y elección de estas ecuaciones se hizo en el Apéndice B.

7.2. Ecuaciones del programa

El Modelo, implementado en un Programa de cálculo en Visual Basic, utiliza las siguientes ecuaciones (el número entre paréntesis, a la derecha de cada una de ellas, corresponde al número de capítulo y número de orden). Las ecuaciones están puestas en el orden en que se las utiliza en el Programa.

- Angulo horario, ω :

$$\omega = \frac{360^\circ}{24} (t_{sm} - 12) \quad (1.13)$$

- Tiempo solar medio

$$t_{sm} = t_L + \frac{E_{qt}}{60} - LC \quad (1.11)$$

- Corrección por longitud geográfica

$$LC = \frac{\text{long. local} - \text{long. del meridiano de zona de tiempo standard}}{15} \quad (1.12)$$

- Ecuación del Tiempo

$$E_{qt} = 0.258 \cos x - 7.416 \text{ sen } x - 3.648 \cos 2x - 9.28 \text{ sen } 2x \quad (1.9)$$

donde $x = 360^\circ \frac{n_d - 1}{365.25}$, n_d : día del año

- Declinación solar, δ :

$$\delta = \arcsen \left[0.3978 \operatorname{sen} \left(\frac{2 \pi n_d}{365.25} - 1.4 + 0.0355 \operatorname{sen} \left(\frac{2 \pi n_d}{365.25} - 0.0489 \right) \right) \right] \quad (1.5)$$

- Altura del Sol, α :

$$\alpha = \arcsen (\operatorname{sen} \delta \operatorname{sen} \phi + \cos \delta \cos \phi \cos \omega) \quad (1.6)$$

- Masa óptica de aire a nivel del mar, m_a :

$$m_a(\alpha') = \frac{1}{(\operatorname{sen} \alpha' 0.50572 (\alpha' + 6.07995)^{-1.6364})} \quad (5.14)$$

$$\text{donde } \alpha' = \alpha + \Delta\alpha \text{ y } \Delta\alpha' = \frac{0.061359 (0.1594 + 1.123 \alpha + 0.065656 \alpha^2)}{1 + 28.9344 \alpha + 277.3971 \alpha^2}$$

La relación entre la presión atmosférica local, p , y la presión atmosférica standard a nivel del mar, p_o :

$$\frac{p(h)}{p(h_o)} = \exp \left(\frac{-h}{8431} \right) \quad (3.10)$$

- Masa óptica de aire para una altura solar (α'), a una altura H sobre el nivel del mar.

$$m_a(\alpha') = \frac{p(h)}{p_o(h_o)} \frac{1}{(\operatorname{sen} \alpha' + 0.50572 (\alpha' + 6.07995)^{-1.6364})} \quad (5.18)$$

- Espesor óptico de Rayleigh:

$$\delta_R(m_a) = (6.6296 + 1.7513 m_a - 0.1202 m_a^2 + 0.0065 m_a^3 - 0.00013 m_a^4)^{-1} \quad \text{para } m_a \leq 20 \quad (5.23)$$

$$\delta_R(m_a) = (10.4 + 0.718 m_a)^{-1} \quad \text{para } m_a > 20$$

- Factor de corrección ε , describe la variación de la distancia Sol - Tierra:

$$\varepsilon = 1 + 0.034 \cos \left(\frac{2 \pi n_d}{365.25} - 0.048869 \right) \quad (1.4)$$

- Irradiación no atenuada I_0 [Wm^{-2}], para una altura solar (α):

$$I_0 = I_{cs} \varepsilon \operatorname{sen} \alpha \quad (2.12)$$

- Irradiación directa sobre una superficie horizontal I_b [Wm^{-2}], atenuada por una atmósfera sin nubes:

$$I_b = I_{cs} \varepsilon \sin \alpha \left\{ \exp \left[-0.8662 T_L(2) \delta_R(m_a) m_a \right] \right\} \quad (5.27)$$

- Irradiancia difusa, I_d [Wm^{-2}], sobre una superficie horizontal:

$$I_d = I_{cs} \varepsilon \left\{ 0.0065 + (-0.045 + 0.0646 T_L(2)) \sin \alpha - (-0.014 + 0.030) \right\} \quad (5.3)$$

Irradiancia global:

$$I_g = I_b + I_d \quad (5.31)$$

7.3. Datos de entrada y datos de salida

El Programa requiere la latitud (φ), longitud (λ') y altura sobre el nivel del mar del lugar (h), el día del año (n_d) y la hora local (t). Requiere además el valor del factor de turbidez de Linke para una masa de aire 2, $T_L(2)$.

Los valores que entrega el programa son: irradiancia solar atenuada directa (I_b), difusa (I_d) y global (I_g) sobre una superficie horizontal en [Wm^{-2}].

Además, se dispone de los valores del ángulo horario, declinación solar, altura solar, masa óptica de aire al nivel del mar, masa óptica de aire a una altura h , espesor óptico de Rayleigh, factor de corrección de la distancia Sol - Tierra e irradiancia no atenuada.

CAPITULO 8

EVALUACIÓN DEL DESEMPEÑO DEL MODELO

Introducción

Las estimaciones del Modelo RASO para irradiancia solar directa y global, y para coeficiente de extinción, fueron comparadas con datos experimentales de:

Gotha - Alemania (51°N, 11°E, 354 m snm).

Se consideraron 19 estaciones de la Base Nacional de Datos de Radiación Solar (NSRDB) de Estados Unidos (<http://rredc.nrel.gov/solar/pubs/NS>).

- o Albuquerque (35°03'N, 106°37'W, 1619 m snm)
- o Bismark (46°46'N, 100°45'W, 502 m snm)
- o Boston (42°22'N, 71°02'W, 5 m snm)
- o Cheyenne (41°09'N, 104°49'W, 1872 m snm)
- o Columbia (33°57'N, 81°07'W, 69 m snm)
- o **Duluth** (46°50'N, 92°11'W, 432m snm)
- o El Paso (31°48'N, 106°24'W, 1194 m snm)
- o Helena (46°36'N, 46°36'W, 1188 m snm)
- o Houston (29°59'N, 95°22'W, 33 m snm)
- o Jacksonville (30°30'N, 81°42'W, 9 m snm)
- o Kansas City (39°18'N, 94°43'W, 315 m snm)
- o Minneapolis (44°53'N, 93°13'W, 255 m snm)
- o **Pendleton** (45°41'N, 118°51'W, 456 m snm)
- o Phoenix (33°26'N, 112°01'W, 339m snm)
- o Sacramento (38°31'N, 121°30'W, 8m snm)
- o Salt Lake City (40°46'N, 111°58'W, 1288 m snm)
- o San Antonio (29°32'N, 98°28'W, 242 m snm)
- o Seattle (47°27'N, 122°18'W, 122 m snm)
- o St. Louis (38°45'N, 90°23'W, 172 m snm)

Para Gotha se muestran los gráficos de irradiancia solar directa y coeficiente de extinción. Solamente para los estados marcados con negrita se muestran los gráficos de irradiancia solar global y directa. Para el resto de los estados los datos se presentan en una tabla con los valores del ajuste entre datos experimentales y del modelo.

La Tabla siguiente es un ejemplo de la presentación de los datos del National Solar Radiation Data Base⁸, donde las columnas 1 a 6 indican: año, mes, día, hora, irradiancia solar horizontal fuera de la atmósfera, [Wm^{-2}] e irradiancia directa normal fuera de la atmósfera [Wm^{-2}].

La columna 7 indica irradiancia global horizontal [Wm^{-2}] en superficie. En la columna 8 están consignados símbolos que identifican la fuente y la calidad del dato.

La columna 9 contiene datos de irradiancia solar directa normal [Wm^{-2}] en superficie; y la columna 10, símbolos que identifican la fuente y la calidad del dato.

Las columnas 11 y 12 dan la irradiancia difusa horizontal [Whm^{-2}] en superficie y símbolos que identifican la fuente y la calidad del dato, respectivamente.

⁸ Los datos de irradiancia corresponden al registro de potencia por unidad de área durante 1 h.

Las columnas 13 a 27 indican: cobertura total del cielo, cobertura de cielo opaco, temperatura de bulbo seco, temperatura de punto de rocío, humedad relativa, presión atmosférica, dirección del viento, velocidad del viento, visibilidad, altura de la base de nubes, estado del tiempo, agua precipitable, espesor óptico de aerosoles, espesor de nieve y días desde la última nevada.

Header Elements (For First Record of File)																											
WBA N	City				State	Latitude	Longitude				Elevation																
23050	Albuquerque				NM	N 35°	W 106°37'				1619 m																
(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	(10)	(11)	(12)	(13)	(14)	(15)	(16)	(17)	(18)	(19)	(20)	(21)	(22)	(23)	(24)	(25)	(26)	(27)	
61	1	1	1	0	0	0	?	0	?	0	?	0	0	-5	-8	81	5	0	5	6	7	9	4	1	0	18	
61	1	1	2	0	0	0	?	0	?	0	?	0	0	-4	-8	75	5	0	0	6	7	9	4	1	0	18	
61	1	1	3	0	0	0	?	0	?	0	?	0	0	4	-7	81	6	0	5	6	7	9	4	1	0	18	
61	1	1	4	0	0	0	?	0	?	0	?	0	0	-5	-8	81	6	0	1	6	7	9	4	1	0	18	
61	1	1	5	0	0	0	?	0	?	0	?	0	0	-5	-8	85	5	0	1	6	7	9	4	1	0	18	
61	1	1	6	0	0	0	?	0	?	0	?	0	0	-6	-7	88	5	0	1	6	7	9	4	1	0	18	
61	1	1	7	0	0	0	?	0	?	0	?	0	0	-6	-7	81	6	0	5	6	7	9	4	1	0	18	
61	1	1	8	93	967	46	C	375	B4	10	5	0	0	-6	-8	80	6	50	1	6	7	9	3	1	0	18	
61	1	1	9	297	1415	4	C	838	B4	21	5	0	0	-2	-8	78	7	70	1	6	7	9	3	1	0	18	
61	1	1	10	501	1415	4	C	965	B4	31	5	0	0	6	-6	67	9	0	1	6	7	9	3	1	0	18	
61	1	1	11	650	1415	4	C	1020	B4	39	5	0	0	8	-5	52	8	0	7	6	7	9	3	1	0	18	
61	1	1	12	732	1415	5	C	1042	B4	43	5	0	0	4	-6	38	7	0	2	6	7	9	3	1	0	18	
61	1	1	13	744	1415	3	C	1045	B4	44	5	0	0	5	-9	25	7	0	2	6	7	9	3	1	0	18	
61	1	1	14	683	1415	9	C	1029	B4	41	5	0	0	6	14	23	9	0	2	6	7	9	3	1	0	18	
61	1	1	15	554	1415	8	C	998	B4	34	5	0	0	6	16	19	9	0	8	6	7	9	2	1	0	18	
61	1	1	16	366	1415	2	C	902	B4	25	5	0	0	4	17	20	9	0	2	6	7	9	2	1	0	18	
61	1	1	17	133	1415	67	C	636	B4	11	5	0	0	2	-	19	19	9	0	7	6	7	9	2	1	0	18
61	1	1	18	11	0	0	?	0	?	0	?	0	0	0	6	19	22	0	2	6	7	9	2	1	0	18	
61	1	1	19	0	0	0	?	0	?	0	?	0	0	-1	18	25	0	0	2	6	7	9	2	1	0	18	
61	1	1	20	0	0	0	?	0	?	0	?	0	0	-2	17	31	1	0	6	6	7	9	2	1	0	18	
61	1	1	21	0	0	0	?	0	?	0	?	0	1	-2	15	37	1	0	2	6	7	9	2	1	0	18	
61	1	1	22	0	0	0	?	0	?	0	?	0	3	-5	15	46	2	0	5	6	7	9	2	1	0	18	
61	1	1	23	0	0	0	?	0	?	0	?	0	4	-4	15	46	2	0	0	6	7	9	3	1	0	18	
61	1	1	24	0	0	0	?	0	?	0	?	0	4	-6	15	50	2	0	0	6	7	9	3	1	0	18	

8.1. Evaluación del desempeño del Modelo

8.1.1. Gotha

(51°N, 11°E, 354 m snm, 9 de Setiembre de 1958)

Se compararon valores teóricos y experimentales de:

- 1) Irradiancia solar directa (I_b)
- 2) Coeficiente de extinción (η). Donde $\eta = m_a(\alpha)^{-1} \log(I_0 / I_b)$

- En Gotha estimaron los valores de η utilizando

a) Masa óptica de aire para un ángulo cenital: $m_a(\theta_z) = \sec \theta_z$

b) Irradiancia no atenuada I_0 dada por la ecuación (2.12), con

$$I_{cs} = 2 \text{ cal cm}^{-2} \text{ min}^{-1}$$

c) Valor experimental de irradiancia solar directa (I_b).

- Los valores de η de RASO se estimaron con las ecuaciones (5.18), (2.12) y (5.26) para $m_a(\theta_z)$, I_0 , I_b , respectivamente.

La Tabla 8.1.1.a. muestra los datos del Observatorio en Gotha para el 9 de Setiembre.

Tabla 8.1.1.a. Datos correspondientes a Gotha (9 de Setiembre).

Hora solar	Masa de aire (m_a)	Irradiancia solar directa [$\text{cal cm}^{-2}\text{min}^{-1}$]	Coefficiente de extinción (τ)	Factor de turbidez de Linke
06:35	5.09	0.75	0.082	2.7
06:57	3.94	0.87	0.091	2.7
07:29	2.97	0.96	0.104	3.0
08:39	1.98	1.10	0.130	3.3
09:28	1.67	1.17	0.139	3.4
10:19	1.48	1.25	0.135	3.3
11:08	1.39	1.25	0.143	3.5
12:04	1.36	1.22	0.156	3.8
12:58	1.39	1.18	0.161	3.9
13:50	1.50	1.07	0.178	4.4
14:42	1.71	0.99	0.178	4.4
15:25	2.01	0.91	0.169	4.3
16:02	2.44	0.82	0.156	4.2
16:34	3.03	0.79	0.130	3.7
17:06	3.99	0.63	0.126	3.8
17:25	5.03	0.50	0.117	3.8

La Tabla 8.1.1.b. (al final del capítulo) muestra datos de entrada y salida del Programa de cálculo de RASO, y datos que calcularon en Gotha.

Irradiancia solar Directa

En la figura 8.1.1.a están graficados los valores de irradiancia solar directa estimados con el Modelo, versus los datos experimentales medidos en Gotha.

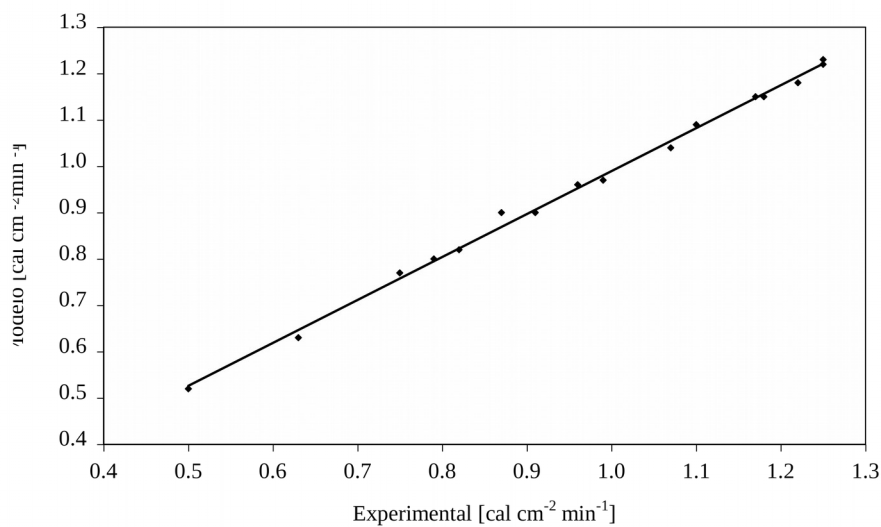


Figura 8.1.1.a. Irradiancia solar directa dada por el Modelo versus datos medidos en Gotha (9 de Setiembre).

La recta de regresión obtenida es $y = (0.93 \pm 0.01) x + (0.06 \pm 0.01)$ con factor de correlación $r^2 = 0.99$.

Coefficiente de extinción

El modelo RASO calcula el coeficiente de extinción, con la ecuación

$\eta = m_a(\alpha')^{-1} \log(I_0 / I_b)$, utilizando

- Masa de aire:

$$m_a(\alpha') = \frac{p(h)}{p(h_0)} \frac{1}{\sin \alpha' + 0.50572 (6.07995 + \alpha')^{-1.6364}} \quad (5.18)$$

- Irradiancia global

$$I_0 = I_{cs} \varepsilon \sin \alpha \quad (I_{cs} = 2 \text{ cal cm}^{-2} \text{ min}^{-1}) \quad (2.12)$$

$$I_b = I_0 \left[\exp(-0.8662 T_L(2) \delta_R(m_a) m_a) \right] \quad (5.26)$$

Las columnas 1 a 4 de la Tabla 8.1.1.c muestran: hora local, coeficiente de extinción estimado en Gotha, coeficiente de extinción del Modelo y la diferencia porcentual entre ambos, respecto a la del Modelo. La diferencia porcentual promedio es 5%.

Tabla 8.1.1.c. Valores de Coeficiente de extinción. Gotha, 9 de Setiembre.

Hora solar	Coeficiente de extinción (Gotha)	Coeficiente de extinción (modelo)	Diferencia coeficiente de extinción (%)
06:35	0.08	0.08	7.31
06:57	0.09	0.08	7.64
07:29	0.10	0.10	-0.26
08:39	0.13	0.13	-0.58
09:28	0.14	0.14	-1.84
10:19	0.14	0.14	-4.95
11:08	0.14	0.15	-6.48
12:04	0.16	0.17	-6.36
12:58	0.16	0.17	-5.10
13:50	0.18	0.19	-4.91
14:42	0.18	0.18	-1.47
15:25	0.17	0.17	0.28
16:02	0.16	0.16	0.47
16:34	0.13	0.13	2.24
17:06	0.13	0.12	7.76
17:25	0.12	0.11	10.01

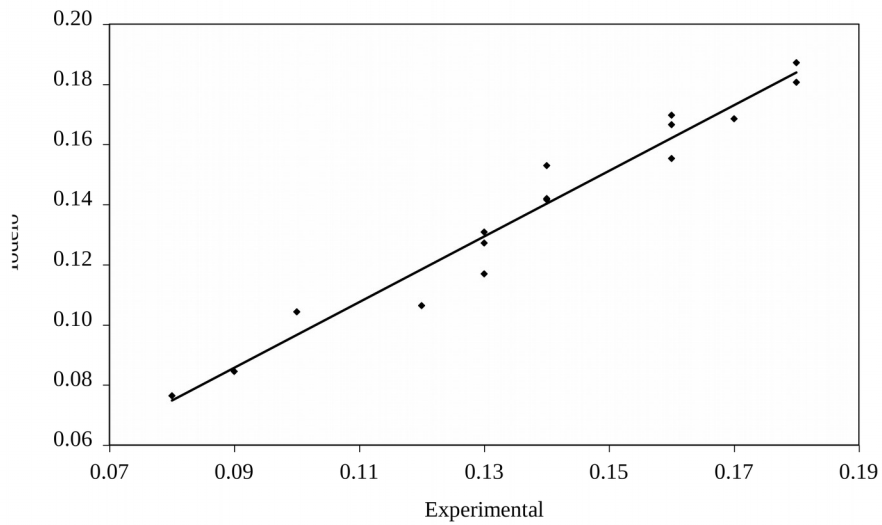


Figura 8.1.1.b. Coeficiente de extinción dado por el Modelo RASO versus el estimado en Gotha (9 de Setiembre).

El ajuste entre datos teóricos y experimentales mostrados en la figura 8.1.1.b responde a la recta de regresión: $y = (1.15 \pm 0.05) x + (-0.02 \pm 0.01)$ con factor de correlación $r^2 = 0.99$.

8.1.2. Evaluación del desempeño del Modelo con datos de Pendleton

(45.68°N, 118°85'W, 456 m snm).

Para la comparación con las estimaciones del Modelo se seleccionaron los valores experimentales de I_g y I_b [Wm^{-2}] de las 12 h tiempo solar medio, de todos los días de cielo sin nube del año 1990. El factor de turbidez de cada mes, fue extraído del SoDa (Tabla 8.2.a).

Tabla 8.1.2.a. Factor de turbidez correspondiente a Pendleton.

Mes	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Factor de turbidez	2.6	2.9	3.2	3.1	3.1	3.2	3.3	3.1	3.0	2.8	2.5	2.6

Los datos de entrada y salida del Programa están en la Tabla 8.2.b al final del capítulo. Las figuras 8.1.2.a y 8.1.2.b muestran los valores de irradiancia global y directa, respectivamente, estimados con el Modelo versus los valores experimentales obtenidos en Pendleton.

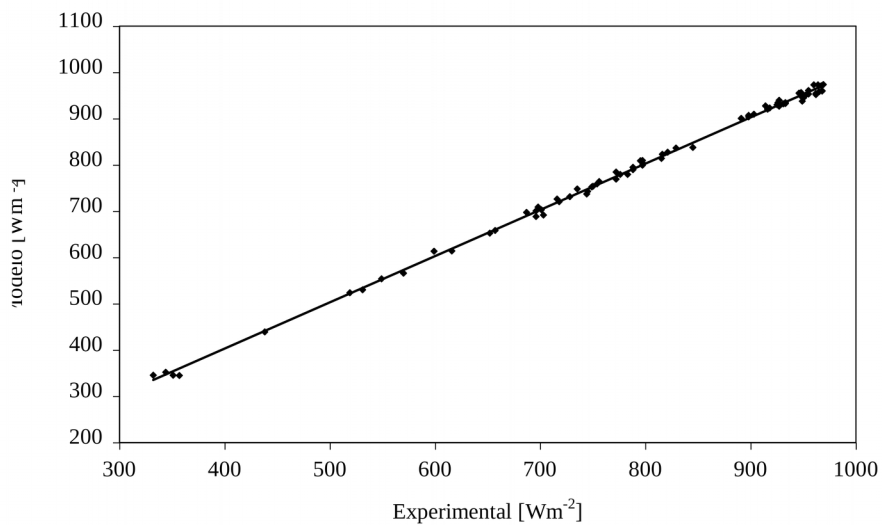


Figura 8.1.2.a. Irradiancia solar global [Wm^{-2}], dada por el Modelo versus datos medidos en Pendleton. 12 h tiempo solar medio. Todos los días del año de cielo sin nube.

La recta de regresión es: $y = (0.99 \pm 0.05) x + (3 \pm 1)$, con $r^2 = 0.99$. La diferencia porcentual entre valores experimentales y obtenidos por el Modelo, relativos al Modelo, están en promedio dentro del 2%.

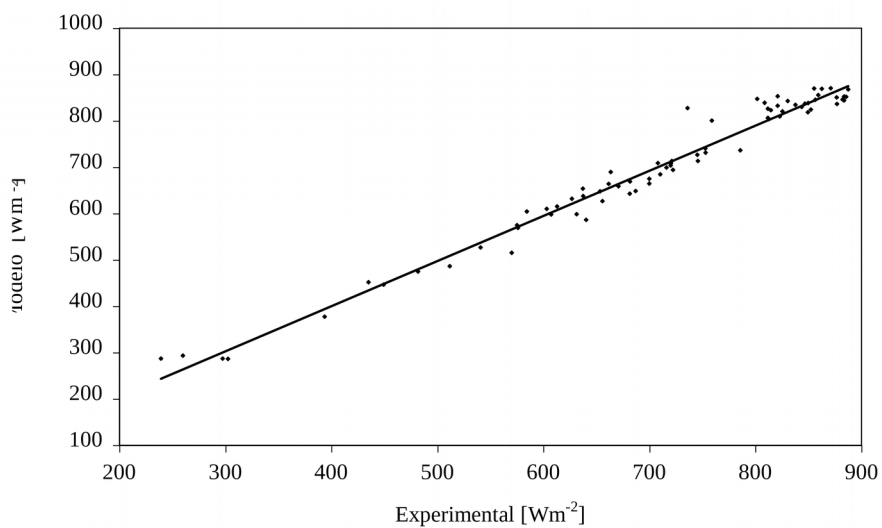


Figura 8.1.2.b. Irradiancia solar directa [Wm^{-2}] dada por el Modelo versus datos medidos en Pendleton. 12 h tiempo solar medio. Todos los días del año de cielo sin nube.

La recta de regresión es $y = (0.97 \pm 0.02) x + (1 \pm 1)10$, con $r^2 = 0.97$. La diferencia porcentual entre valores experimentales y obtenidos por el Modelo, relativos al Modelo, están en promedio dentro del 5%.

8.1.3. Evaluación del desempeño del Modelo con datos de Duluth

(46.83°N, 92°W, 432 m snm).

Igual que en el caso de Pendleton se compararon datos teóricos de I_g y I_b [Wm^{-2}] con datos experimentales de las 12 h tiempo solar medio para todos los días de cielo sin nube del año 1990. El factor de turbidez de cada mes, fue extraído del SoDa (Tabla 8.1.3.a).

Tabla 8.3.a. Factor de turbidez correspondiente a Duluth.

Mes	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Factor de turbidez	2.4	2.4	2.5	3.0	3.2	3.4	3.5	3.4	3.2	2.9	2.5	2.9

Los datos de entrada y salida del Programa se han puesto al final del capítulo, en la Tabla 8.1.3.b.

Las figuras 8.1.3.a y 8.1.3.b muestran los valores de irradiancia global y directa estimados con el Modelo en versus los valores experimentales obtenidos en Duluth.

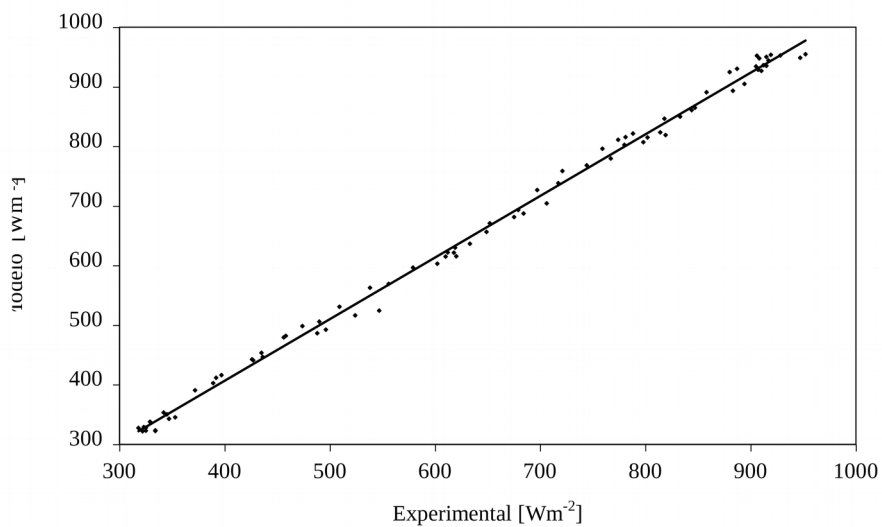


Figura 8.1.3.a. Irradiancia solar global [Wm^{-2}], dada por el Modelo versus datos obtenidos en Duluth. 12 h tiempo solar medio. Todos los días del año de cielo sin nube.

La recta de regresión entre datos teóricos y experimentales de irradiancia solar global es $y = (1.03 \pm 0.01) x + (-7 \pm 2)$, factor de correlación $r^2 = 0.99$. La diferencia porcentual entre valores experimentales y obtenidos por el Modelo, relativos al Modelo, están en promedio dentro del 5%.

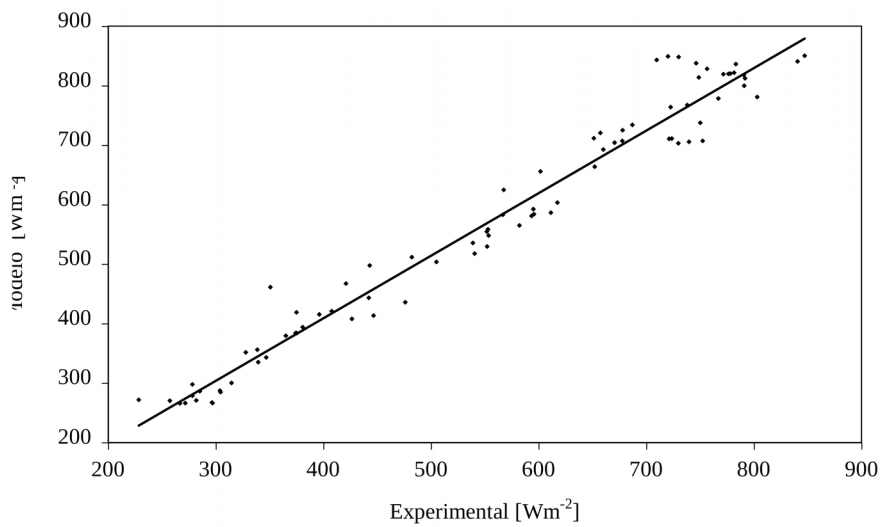


Figura 8.1.3.b. Irradiancia solar directa [Wm^{-2}] dada por el Modelo versus datos medidos en Duluth. 12 h tiempo solar medio. Todos los días del año de cielo sin nube.

La recta de regresión entre datos teóricos y experimentales de irradiancia solar directa es $y = (1.05 \pm 0.02) x + (-9 \pm 14)10$, factor de correlación $r^2 = 0.96$. La diferencia porcentual entre valores experimentales y obtenidos por el Modelo, relativos al Modelo, están en promedio dentro del 8%.

8.2. Evaluación del desempeño del Modelo con datos de la Base Nacional de Datos de Irradiancia Solar: (NSRDB) de Estados Unidos

Se usaron datos de irradiancia solar global [Wm^{-2}] de las 12 h tiempo solar medio, de todos los días de cielo sin nubes del año 1990, de las 19 estaciones que se indican en la Tabla 8.2.1. Las estaciones seleccionadas cubren una gran diversidad de climas, entre 30°N y 47°N de latitud, con alturas entre 0 y 1800 m snm, y distancia al mar entre 5 y 1600 km.

Tabla 8.2.1. Listado de las 19 estaciones de datos de la Base Nacional de Datos de irradiancia solar: (NSRDB) de Estados Unidos utilizadas para evaluar el desempeño del Modelo RASO.

Ciudad	Latitud	Altura snm [m]	Distancia al mar [km]	Clima*
Albuquerque	35°03'N	1619	736	Bwk-h
Bismark	46°46'N	502	630	Bsk
Boston	42°22'N	5	5	Dfb
Cheyenne	41°09'N	1872	1181	Bsk
Columbia	33°57'N	69	177	Cfa
Duluth	46°50'N	432	10	Dfa
El Paso	31°48'N	1194	587	Bsh
Helena	46°36'N	1188	915	Dfa
Houston	29°59'N	33	48	Cfa
Jacksonville	30°30'N	9	25	Cfa
Kansas City	39°18'N	315	1624	Dfa
Minneapolis	44°53'N	255	216	Dfa
Pendleton	45°41'N	456	395	Cfa
Phoenix	33°26'N	339	258	Bsk
Sacramento	38°31'N	8	117	Csa
Salt Lake City	40°46'N	1288	1015	Bsk
San Antonio	29°32'N	242	218	Cfa
Seattle	47°27'N	122	135	Csb
St. Louis	38°45'N	172	929	Dfa

* En el capítulo 9 se detallan los distintos climas según la clasificación de Köppen

El desempeño del Modelo RASO se realizó estimando los parámetros: pendiente (m) y ordenada al origen (b), que resultan de la recta de regresión entre valores experimentales y los obtenidos por el Modelo (Tabla 8.2.2), para cada una de las 19 estaciones de la Tabla 8.2.1.

El rango de variación de la pendiente es $0.93 \leq m \leq 1.07$, y el de la ordenada en el origen $-10 \text{ Wm}^{-2} \leq b \leq 70 \text{ Wm}^{-2}$.

Tabla 8.2.2. Datos de pendiente y ordenada al origen de la recta de regresión entre datos obtenidos por el Modelo y experimentales de irradiancia solar global. 12 h tiempo solar medio. Todos los días del año de cielo sin nube.

Estación	Pendiente	Ordenada [Wm ⁻²]
Albuquerque	(1.00 ± 0.01)	(33 ± 9)
Bismark	(1.04 ± 0.01)	(12 ± 8)
Boston	(1.00 ± 0.01)	(37 ± 9)
Cheyenne	(1.00 ± 0.01)	(2 ± 1)10
Columbia	(1.00 ± 0.02)	(3 ± 1)10
Duluth	(1.03 ± 0.01)	(-7 ± 2)
El Paso	(1.00 ± 0.01)	(4 ± 1)10
Helena	(1.07 ± 0.01)	(2 ± 1)10
Houston	(0.95 ± 0.03)	(6 ± 2)10
Jacksonville	(1.06 ± 0.03)	(-1 ± 2)10
Kansas City	(0.95 ± 0.01)	(5 ± 1)10
Minneapolis	(1.00 ± 0.01)	(0.5 ± 1)10
Pendleton	(0.99 ± 0.05)	(3 ± 1)
Phoenix	(0.94 ± 0.02)	(7 ± 1)10
Sacramento	(0.93 ± 0.01)	(45 ± 5)
Salt Lake City	(1.00 ± 0.01)	(29 ± 9)
San Antonio	(0.95 ± 0.02)	(6 ± 2)10
Seattle	(0.93 ± 0.01)	(6 ± 1)10
St. Louis	(0.95 ± 0.02)	(6 ± 1)10

Tabla 8.1.1.b Datos de entrada y salida correspondientes a Ghotá.

Gotha

Latitud: 51° N

Altura: 354 m

Día: 252

Declinación: 0.09511[rad]

Corrección de la Órbita: 0.99

Hora solar	Ángulo horario	Altura solar	Masa de aire (experimental)	Masa de aire (Modelo)	Espesor óptico	Irradiancia Solar Directa [cal cm ⁻² min ⁻¹] (experimental)	Irradiancia Solar Directa [cal cm ⁻² min ⁻¹] (Modelo)	Coefficiente de extinción (experimental)	Coefficiente de extinción (Modelo)	Factor de turbidez
6:35	-1.41	0.17	5.09	5.40	0.07	0.75	0.77	0.08	0.0764	2.7
6:57	-1.32	0.23	3.94	4.12	0.08	0.87	0.90	0.09	0.0845	2.7
7:29	-1.18	0.32	2.97	3.06	0.09	0.96	0.96	0.10	0.1043	3
8:39	-0.88	0.49	1.98	2.01	0.10	1.1	1.09	0.13	0.1308	3.3
9:28	-0.66	0.60	1.67	1.68	0.11	1.17	1.15	0.14	0.1416	3.4
10:19	-0.44	0.70	1.48	1.49	0.11	1.25	1.23	0.14	0.1420	3.3
11:08	-0.23	0.75	1.39	1.40	0.11	1.25	1.22	0.14	0.1529	3.5
12:04	0.02	0.78	1.36	1.37	0.11	1.22	1.18	0.16	0.1666	3.8
12:58	0.25	0.75	1.39	1.41	0.11	1.18	1.15	0.16	0.1697	3.9
13:50	0.48	0.68	1.5	1.52	0.11	1.07	1.04	0.18	0.1872	4.4
14:42	0.71	0.58	1.71	1.74	0.11	0.99	0.97	0.18	0.1807	4.4
15:25	0.89	0.48	2.01	2.05	0.10	0.91	0.90	0.17	0.1685	4.3
16:02	1.05	0.39	2.44	2.49	0.10	0.82	0.82	0.16	0.1553	4.2
16:34	1.19	0.31	3.03	3.13	0.09	0.79	0.80	0.13	0.1272	3.7
17:06	1.33	0.22	3.99	4.27	0.08	0.63	0.63	0.13	0.1169	3.8
17:25	1.42	0.17	5.03	5.49	0.07	0.5	0.52	0.12	0.1064	3.8

Tabla 8.1.3.b Datos de entrada y salida correspondientes a Duluth.

Duluth

Latitud: 46.83

Hora: 12

Altura: 432 m

Ángulo Horario: 0

Corrección por Presión: 0.95

Mes	Factor turbidez	día	DIA	Corrección órbita	Declinación	Altura solar	Masa óptica	Masa óptica corregida	Espesor óptico	Irradiancia Solar Directa [Wm ⁻²] (Modelo)	Irradiancia Solar Directa [Wm ⁻²] (experimental)	Irradiancia Solar Difusa [Wm ⁻²] (Modelo)	Irradiancia Solar Difusa [Wm ⁻²] (experimental)	Irradiancia Solar Global [Wm ⁻²] (Modelo)	Irradiancia Solar Global [Wm ⁻²] (experimental)
1	2.4	1	1	1.03	-0.40	0.35	2.87	2.72	0.09	286.16	285.01	51.94	53	338.10	329
1	2.4	6	6	1.03	-0.39	0.36	2.80	2.66	0.09	295.44	160.40	52.69	173	348.14	328
1	2.4	7	7	1.03	-0.39	0.36	2.79	2.65	0.09	297.71	278.21	52.87	77	350.58	345
1	2.4	8	8	1.03	-0.39	0.37	2.77	2.63	0.10	300.11	314.55	53.06	39	353.17	342
1	2.4	19	19	1.03	-0.36	0.40	2.56	2.43	0.10	334.97	339.33	55.69	47	390.66	372
1	2.4	22	22	1.03	-0.34	0.41	2.49	2.37	0.10	347.01	333.41	56.54	64	403.55	382
1	2.4	29	29	1.03	-0.31	0.44	2.33	2.21	0.10	378.83	307.12	58.67	108	437.50	401
1	2.4	30	30	1.03	-0.31	0.45	2.31	2.19	0.10	383.76	375.25	58.99	67	442.75	426
1	2.4	31	31	1.03	-0.30	0.45	2.28	2.17	0.10	388.79	2.61	59.30	243	448.09	245
2	2.4	1	32	1.03	-0.30	0.46	2.26	2.15	0.10	393.90	380.70	59.62	72	453.52	435
2	2.4	2	33	1.03	-0.29	0.46	2.24	2.13	0.10	399.10	273.57	59.94	168	459.04	429
2	2.4	3	34	1.03	-0.29	0.47	2.22	2.11	0.10	404.38	33.65	60.26	192	464.64	224
2	2.4	5	36	1.03	-0.28	0.48	2.17	2.06	0.10	415.18	398.43	60.89	68	476.08	448
2	2.4	6	37	1.03	-0.27	0.48	2.15	2.04	0.10	420.69	407.65	61.21	69	481.90	458
2	2.4	10	41	1.03	-0.25	0.50	2.06	1.96	0.10	443.41	442.18	62.47	68	505.88	490
2	2.4	13	44	1.03	-0.23	0.52	2.00	1.90	0.10	461.07	350.60	63.39	211	524.46	547
2	2.4	14	45	1.03	-0.23	0.53	1.98	1.88	0.10	467.06	421.03	63.69	106	530.76	509
2	2.4	19	50	1.02	-0.20	0.56	1.89	1.79	0.11	497.65	442.87	65.15	113	562.79	538
2	2.4	20	51	1.02	-0.19	0.56	1.87	1.77	0.11	503.87	504.95	65.43	72	569.29	556
2	2.4	27	58	1.02	-0.15	0.61	1.75	1.66	0.11	548.02	553.56	67.24	77	615.26	610

2	2.4	28	59	1.02	-0.14	0.61	1.73	1.64	0.11	554.37	551.87	67.48	80	621.85	612
3	2.5	1	60	1.02	-0.13	0.62	1.71	1.63	0.11	552.19	422.57	71.40	171	623.59	578
3	2.5	2	61	1.02	-0.13	0.63	1.70	1.61	0.11	558.52	552.79	71.64	85	630.16	619
3	2.5	3	62	1.02	-0.12	0.63	1.68	1.60	0.11	564.84	582.18	71.88	71	636.72	633
3	2.5	6	65	1.02	-0.10	0.65	1.64	1.56	0.11	583.76	595.60	72.56	73	656.32	649
3	2.5	7	66	1.02	-0.09	0.66	1.62	1.54	0.11	590.05	502.55	72.77	121	662.82	607
3	2.5	10	69	1.01	-0.07	0.68	1.58	1.50	0.11	608.81	520.06	73.37	120	682.18	623
3	2.5	19	78	1.01	-0.01	0.74	1.47	1.40	0.11	663.59	652.20	74.80	82	738.39	717
3	2.5	22	81	1.01	0.01	0.76	1.44	1.37	0.11	681.14	626.57	75.17	79	756.31	689
3	2.5	23	82	1.01	0.02	0.77	1.43	1.36	0.11	686.90	624.77	75.27	80	762.17	690
3	2.5	24	83	1.01	0.02	0.78	1.42	1.35	0.11	692.61	660.07	75.38	100	767.98	744
3	2.5	26	85	1.01	0.04	0.79	1.40	1.33	0.11	703.86	670.62	75.56	112	779.42	767
3	2.5	29	88	1.00	0.06	0.81	1.38	1.31	0.11	720.31	657.16	75.80	116	796.12	759
3	2.5	30	89	1.00	0.07	0.82	1.37	1.30	0.11	725.68	651.14	75.87	107	801.55	744
4	3	4	94	1.00	0.10	0.85	1.33	1.26	0.12	705.67	739.77	96.68	55	802.34	780
4	3	5	95	1.00	0.11	0.86	1.32	1.25	0.12	710.54	721.31	96.75	91	807.29	798
4	3	6	96	1.00	0.11	0.87	1.31	1.25	0.12	715.35	613.39	96.81	162	812.17	763
4	3	7	97	1.00	0.12	0.87	1.30	1.24	0.12	720.09	506.47	96.87	243	816.97	741
4	3	8	98	1.00	0.13	0.88	1.30	1.23	0.12	724.77	677.96	96.93	122	821.70	788
4	3	17	107	0.99	0.18	0.94	1.24	1.18	0.12	763.67	722.57	97.19	132	860.85	844
4	3	18	108	0.99	0.19	0.94	1.23	1.17	0.12	767.63	737.95	97.19	120	864.82	847
4	3	20	110	0.99	0.20	0.95	1.22	1.16	0.12	775.32	666.01	97.19	137	872.52	794
4	3	21	111	0.99	0.21	0.96	1.22	1.16	0.12	779.06	637.66	97.19	188	876.25	816
4	3	22	112	0.99	0.21	0.97	1.21	1.15	0.12	782.72	628.75	97.18	177	879.90	797
4	3	25	115	0.99	0.23	0.98	1.20	1.14	0.12	793.25	663.66	97.14	155	890.40	809
5	3.2	3	123	0.98	0.27	1.03	1.17	1.11	0.12	799.64	790.84	105.34	112	904.99	894
5	3.2	5	125	0.98	0.28	1.04	1.16	1.10	0.12	805.08	519.23	105.27	309	910.35	822
5	3.2	6	126	0.98	0.29	1.04	1.16	1.10	0.12	807.69	642.50	105.24	237	912.92	872
5	3.2	7	127	0.98	0.29	1.05	1.15	1.10	0.12	810.23	663.36	105.20	190	915.43	846
5	3.2	10	130	0.98	0.31	1.06	1.14	1.09	0.12	817.42	660.83	105.08	164	922.50	818
5	3.2	11	131	0.98	0.31	1.07	1.14	1.08	0.12	819.68	776.26	105.04	112	924.72	880
5	3.2	12	132	0.98	0.32	1.07	1.14	1.08	0.12	821.87	781.67	105.00	137	926.86	910

5	3.2	18	138	0.98	0.34	1.09	1.12	1.07	0.12	833.60	631.10	104.73	231	938.33	855
5	3.2	23	143	0.98	0.36	1.11	1.11	1.06	0.12	841.60	782.14	104.51	107	946.11	883
5	3.2	24	144	0.97	0.36	1.12	1.11	1.06	0.12	843.01	709.74	104.46	205	947.48	908
5	3.2	27	147	0.97	0.37	1.13	1.11	1.05	0.12	846.89	726.45	104.34	181	951.23	900
5	3.2	28	148	0.97	0.37	1.13	1.11	1.05	0.12	848.07	730.15	104.29	183	952.36	906
5	3.2	29	149	0.97	0.38	1.13	1.10	1.05	0.12	849.19	720.24	104.25	206	953.44	919
5	3.2	30	150	0.97	0.38	1.13	1.10	1.05	0.12	850.25	847.06	104.21	113	954.46	952
6	3.4	4	155	0.97	0.39	1.15	1.10	1.04	0.12	836.39	783.28	112.42	171	948.81	947
6	3.4	6	157	0.97	0.40	1.15	1.10	1.04	0.12	837.79	746.32	112.35	175	950.14	915
6	3.4	10	161	0.97	0.40	1.16	1.09	1.04	0.12	839.96	724.63	112.22	148	952.19	866
6	3.4	13	164	0.97	0.40	1.16	1.09	1.04	0.12	841.06	766.98	112.14	131	953.20	890
6	3.4	18	169	0.97	0.41	1.16	1.09	1.03	0.12	841.91	781.91	112.03	115	953.93	889
6	3.4	23	174	0.97	0.41	1.16	1.09	1.03	0.12	841.54	727.92	111.94	148	953.48	869
6	3.4	25	176	0.97	0.41	1.16	1.09	1.03	0.12	841.06	718.54	111.92	156	952.98	866
6	3.4	26	177	0.97	0.41	1.16	1.09	1.03	0.12	840.74	840.41	111.91	97	952.66	928
7	3.5	3	184	0.97	0.40	1.15	1.09	1.04	0.12	828.21	756.50	116.07	169	944.28	917
7	3.5	12	193	0.97	0.38	1.14	1.10	1.05	0.12	820.15	777.93	116.12	143	936.27	912
7	3.5	13	194	0.97	0.38	1.14	1.10	1.05	0.12	819.00	771.61	116.14	153	935.14	915
7	3.5	14	195	0.97	0.38	1.13	1.10	1.05	0.12	817.80	790.61	116.15	124	933.95	905
7	3.5	16	197	0.97	0.37	1.13	1.11	1.05	0.12	815.24	684.71	116.18	197	931.41	872
7	3.5	17	198	0.97	0.37	1.12	1.11	1.05	0.12	813.87	748.72	116.19	148	930.07	887
7	3.5	18	199	0.97	0.37	1.12	1.11	1.05	0.12	812.46	791.79	116.21	125	928.67	907
7	3.5	30	211	0.97	0.32	1.08	1.13	1.08	0.12	791.07	609.70	116.44	236	907.51	838
7	3.5	31	212	0.97	0.32	1.07	1.14	1.08	0.12	788.91	726.10	116.46	115	905.37	831
8	3.4	6	218	0.97	0.29	1.05	1.15	1.10	0.12	783.43	711.69	112.40	109	895.83	812
8	3.4	7	219	0.97	0.29	1.04	1.16	1.10	0.12	780.82	802.95	112.42	90	893.24	883
8	3.4	8	220	0.97	0.28	1.04	1.16	1.10	0.12	778.15	767.08	112.43	100	890.58	858
8	3.4	15	227	0.97	0.25	1.00	1.19	1.13	0.12	757.63	751.00	112.50	75	870.13	816
8	3.4	21	233	0.98	0.21	0.97	1.21	1.15	0.12	737.49	750.04	112.47	91	849.95	833
8	3.4	22	234	0.98	0.21	0.96	1.22	1.16	0.12	733.90	687.17	112.45	140	846.35	818
8	3.4	27	239	0.98	0.18	0.93	1.24	1.18	0.12	714.97	634.83	112.32	133	827.30	761
8	3.4	28	240	0.98	0.17	0.93	1.25	1.19	0.12	711.00	723.81	112.28	98	823.28	814

8	3.4	29	241	0.98	0.17	0.92	1.26	1.19	0.12	706.95	752.25	112.24	74	819.19	819
8	3.4	30	242	0.98	0.16	0.91	1.26	1.20	0.12	702.84	729.68	112.19	81	815.04	802
9	3.2	1	244	0.98	0.15	0.90	1.27	1.21	0.12	711.62	651.24	103.90	137	815.52	781
9	3.2	2	245	0.98	0.14	0.89	1.28	1.22	0.12	707.29	677.60	103.85	104	811.13	774
9	3.2	10	253	0.99	0.09	0.84	1.34	1.27	0.12	670.43	568.64	103.24	143	773.67	706
9	3.2	13	256	0.99	0.07	0.82	1.36	1.29	0.11	655.66	601.67	102.91	125	758.58	721
9	3.2	19	262	0.99	0.03	0.78	1.42	1.35	0.11	624.73	567.38	102.08	134	726.81	697
9	3.2	23	266	0.99	0.00	0.76	1.46	1.38	0.11	603.20	617.47	101.37	92	704.57	706
9	3.2	25	268	0.99	-0.01	0.74	1.48	1.40	0.11	592.19	594.99	100.98	87	693.17	679
9	3.2	26	269	1.00	-0.02	0.73	1.49	1.41	0.11	586.64	611.34	100.76	76	687.40	684
9	3.2	27	270	1.00	-0.03	0.73	1.50	1.43	0.11	581.05	593.42	100.54	84	681.59	675
10	2.9	1	274	1.00	-0.05	0.70	1.55	1.47	0.11	582.72	566.73	88.11	88	670.83	652
10	2.9	4	277	1.00	-0.07	0.68	1.59	1.51	0.11	565.18	416.47	87.43	197	652.61	611
10	2.9	7	280	1.00	-0.09	0.66	1.63	1.55	0.11	547.48	442.21	86.68	135	634.16	576
10	2.9	9	282	1.00	-0.11	0.65	1.66	1.57	0.11	535.61	538.85	86.14	81	621.76	618
10	2.9	10	283	1.00	-0.11	0.64	1.67	1.59	0.11	529.67	552.02	85.87	70	615.54	620
10	2.9	12	285	1.00	-0.13	0.63	1.70	1.62	0.11	517.77	540.44	85.29	64	603.06	602
10	2.9	13	286	1.01	-0.13	0.62	1.72	1.63	0.11	511.82	482.04	84.99	98	596.81	579
10	2.9	23	296	1.01	-0.20	0.56	1.89	1.79	0.11	452.95	429.24	81.64	66	534.58	495
10	2.9	26	299	1.01	-0.22	0.54	1.94	1.85	0.11	435.74	476.14	80.52	49	516.27	524
10	2.9	28	301	1.01	-0.23	0.53	1.98	1.88	0.10	424.46	370.62	79.76	100	504.22	470
10	2.9	29	302	1.01	-0.23	0.52	2.00	1.90	0.10	418.89	374.85	79.37	99	498.26	474
10	2.9	30	303	1.01	-0.24	0.52	2.02	1.92	0.10	413.36	446.47	78.98	50	492.34	496
10	2.9	31	304	1.02	-0.24	0.51	2.04	1.94	0.10	407.88	426.34	78.59	63	486.47	488
11	2.5	7	311	1.02	-0.28	0.47	2.19	2.08	0.10	399.45	352.47	63.20	82	462.65	434
11	2.5	9	313	1.02	-0.29	0.46	2.23	2.12	0.10	389.21	356.97	62.55	64	451.77	420
11	2.5	10	314	1.02	-0.30	0.46	2.26	2.14	0.10	384.21	374.09	62.23	63	446.44	436
11	2.5	11	315	1.02	-0.30	0.45	2.28	2.17	0.10	379.28	365.13	61.91	63	441.19	427
11	2.5	16	320	1.02	-0.33	0.43	2.39	2.27	0.10	355.94	338.47	60.33	60	416.27	397
11	2.5	17	321	1.02	-0.33	0.42	2.42	2.29	0.10	351.55	327.84	60.02	66	411.57	392
11	2.5	18	322	1.02	-0.33	0.42	2.44	2.32	0.10	347.25	327.60	59.71	47	406.97	374
11	2.5	19	323	1.02	-0.34	0.42	2.46	2.34	0.10	343.05	346.76	59.41	44	402.47	389

11	2.5	22	326	1.02	-0.35	0.40	2.53	2.40	0.10	331.08	329.19	58.53	39	389.62	367
11	2.5	29	333	1.03	-0.37	0.38	2.67	2.54	0.10	307.03	254.04	56.68	86	363.71	338
12	2.6	2	336	1.03	-0.38	0.37	2.73	2.59	0.10	292.16	179.69	58.69	148	350.85	325
12	2.6	4	338	1.03	-0.39	0.37	2.76	2.63	0.10	287.15	303.86	58.25	52	345.40	353
12	2.6	5	339	1.03	-0.39	0.36	2.78	2.64	0.09	284.84	304.51	58.05	47	342.88	347
12	2.6	6	340	1.03	-0.39	0.36	2.80	2.66	0.09	282.65	243.62	57.85	79	340.50	319
12	2.6	7	341	1.03	-0.39	0.36	2.81	2.67	0.09	280.59	248.28	57.67	72	338.26	318
12	2.6	8	342	1.03	-0.40	0.36	2.83	2.68	0.09	278.67	278.18	57.50	55	336.16	330
12	2.6	13	347	1.03	-0.40	0.35	2.88	2.74	0.09	271.02	281.68	56.81	47	327.83	325
12	2.6	16	350	1.03	-0.41	0.35	2.91	2.76	0.09	268.04	224.22	56.54	91	324.58	312
12	2.6	22	356	1.03	-0.41	0.34	2.93	2.78	0.09	265.80	266.66	56.35	62	322.15	322
12	2.6	23	357	1.03	-0.41	0.34	2.93	2.78	0.09	265.91	299.50	56.37	46	322.27	339
12	2.6	24	358	1.03	-0.41	0.35	2.92	2.78	0.09	266.15	296.98	56.39	44	322.55	334
12	2.6	25	359	1.03	-0.41	0.35	2.92	2.77	0.09	266.54	271.54	56.43	60	322.97	325
12	2.6	26	360	1.03	-0.41	0.35	2.92	2.77	0.09	267.06	296.31	56.49	46	323.55	334
12	2.6	30	364	1.03	-0.40	0.35	2.89	2.75	0.09	270.54	257.30	56.83	69	327.37	318
12	2.6	31	365	1.03	-0.40	0.35	2.88	2.74	0.09	271.76	228.26	56.94	101	328.70	323

CAPITULO 9

CONCLUSIONES

9.1. Introducción

El Modelo RASO desarrollado en esta Tesis, de sencilla implementación y manejo en una PC, permite calcular valores horarios de irradiancia solar directa (I_b), irradiancia solar difusa (I_d) e irradiancia solar global (I_g) sobre una superficie horizontal, para días sin nubes.

A partir de los valores que estima el Modelo RASO, se pueden obtener valores promedios diarios, mensuales y anuales, utilizando métodos numéricos de integración.

Como datos de salida adicionales el Modelo proporciona valores correspondientes a: ángulo horario, declinación solar, altura solar, masa óptica de aire, espesor óptico de Rayleigh, factor de corrección de la distancia Sol - Tierra, e irradiancia fuera de la atmósfera.

Utiliza como datos de entrada solamente: latitud, longitud, altura (m snm), día del año, hora local y factor de turbidez de Linke.

RASO ha mostrado un notable desempeño, cuya evaluación fue realizada comparando las estimaciones del Modelo con datos experimentales de:

- Irradiancia solar directa para todas las horas de luz de un día (punto 9.2.1).
- Coeficiente de extinción todas las horas de luz de un día (punto 9.2.1).
- Irradiancia solar global para todas las horas de luz de un día (punto 9.2.2).
- Irradiancia solar global y directa para las 12 hora solar de todos los días sin nubes de todo un año (puntos 9.2.3, 9.2.4 y 9.2.5).

Los datos utilizados corresponden a estaciones con las siguientes características

- Ubicadas en distinta latitudes: Gotha (51°N, 11°E); y 19 estaciones de Estados Unidos (NSRDB), que tienen latitudes entre 25°N y 47°N y longitud entre 71°W y 122°W.
- Ubicadas a diferentes altura (m snm): Gotha (354) y Base Nacional de Datos de Radiación solar (NSRDB) de Estados Unidos, con alturas entre $2 \text{ m} \leq h \leq 1870 \text{ m}$.
- Con diferentes climas. La figura 9.1 muestra los climas según la clasificación de Köppen de las 19 estaciones de la NSRDB consideradas.



Figura 9.1. Climas de las estaciones consideradas.

El sistema climático de Köppen (el más usado mundialmente), distingue cinco climas principales, basados en el promedio anual y mensual de la temperatura y la precipitación. Cada tipo de clima se identifica con una letra mayúscula.

A. Clima Tropical Húmedo. Se caracteriza por altas temperaturas y abundantes lluvias durante todo el año. No existe estación estival.

B. Climas Secos. Tienen poca lluvia y un amplio rango de temperatura diaria. Para distinguir los subgrupos semiáridos o de estepa, se agrega la letra **S**. Para las zonas desérticas o áridas se agrega la letra **W**.

C. Clima Templado y Húmedo. Esta clasificación va acompañada generalmente de las letras **f, s, w**, que indican: que no hay periodo seco durante todo el año; que el verano es seco; y que el invierno es seco, respectivamente.

D. Climas Continentales. Corresponden a zonas interiores de grandes masa de tierra. Tienen grandes variaciones estacionales de temperatura.

E. Climas Fríos. No tienen estación cálida con promedio mensual de temperaturas inferior a 10°C. Cuando la temperatura media oscila entre 0 y 10°C, se identifica como **ET** (clima de tundra). Cuando no supera los 0°C, el grupo se conoce como **EF** (clima de hielo permanente).

La clasificación de Köppen utiliza una segunda letra, minúscula, que se refiere a la distribución estacional de la *precipitación*:

f proviene de la palabra inglesa *fehlt*: falta: lluvioso todo el año, ausencia de periodo seco.

s (de *summer*: verano): presencia de estación seca en verano.

w (de *winter*: invierno): estación seca en invierno.

m: precipitación de tipo monzónico (grandes lluvias en poco tiempo).

La tercera letra en la clasificación de Köppen se refiere al *régimen térmico*.

a: la temperatura media del mes mas cálido es superior a los 22°C.

b: la temperatura media del mes mas cálido es inferior a 22°C, pero con temperaturas medias de al menos cuatro meses por encima de los 10°C.

c: menos de cuatro meses tienen temperatura media superior a 10°C.

d: el mes más frío está por debajo de los -38°C.

h: la temperatura media anual es superior a 18°C.

k: la temperatura media anual es inferior a 18°C

9.2. Desempeño del Modelo

9.2.1. Estimación de Irradiancia solar Directa durante horas diurnas

(6:35 ≤ h ≤ 17:25).

Datos de Gotha (9 de setiembre)

La diferencia porcentual promedio entre datos experimentales de Gotha y los obtenidos con el Modelo, para irradiancia solar directa a lo largo del día analizado ($0.52 \text{ cal cm}^{-1}\text{min}^{-1} \leq I_d \leq 1.25 \text{ cal cm}^{-1}\text{min}^{-1}$) es < 1.5%.

La recta de regresión obtenida es $y = (1.15 \pm 0.05)x + (0.02 \pm 0.01)$ con factor de correlación $r^2 = 0.96$.

Estimación del coeficiente de extinción durante horas diurnas

(6:35 ≤ h ≤ 17:25).

La diferencia porcentual promedio entre datos de coeficiente de extinción η , estimados en Gotha y calculados por RASO ($0.8 \leq \eta \leq 0.18$), es menor que 5%.

La recta de regresión obtenida es $y = (0.93 \pm 0.01)x + (0.06 \pm 0.01)$ con factor de correlación: $r^2 = 0.99$.

9.2.2. Estimación de Irradiancia solar Global y Directa para las 12 h solar

a) Datos de Pendleton (todos los días sin nubes de 1990).

La diferencia porcentual promedio entre datos experimentales de Pendleton y los estimados con el Modelo (ec. 8.3), es:

a) Irradiancia solar global < 2%.

La recta de regresión obtenida es $y = (0.99 \pm 0.05)x + (3 \pm 3)$ con factor de correlación: $r^2 = 0.99$.

b) Irradiancia solar directa < 5%.

La recta de regresión obtenida es $y = (0.97 \pm 0.02)x + (1 \pm 1)10$, con factor de correlación: $r^2 = 0.97$.

b) Datos de Duluth (todos los días sin nubes de 1990).

La diferencia porcentual promedio entre datos experimentales de Pendleton y los estimados con el Modelo (ec. 8.4), es:

a) Irradiancia solar global < 5%.

Recta de regresión: $y = (1.03 \pm 0.01)x + (-7 \pm 4)$; factor de correlación: $r^2 = 0.99$.

b) Irradiancia solar directa < 8%.

Recta de regresión: $y = (1.05 \pm 0.02)x + (-9 \pm 1)10$; factor de correlación: $r^2 = 0.96$.

c) Datos: Se utilizaron datos de irradiancia solar global y directa de 19 estaciones de la Red NSRDB (todos los días sin nubes de 1990).

Estación	$\frac{I_{g,Mod} - I_{g,exp}}{I_{g,Mod}} 100$	$\frac{I_{b,Mod} - I_{b,exp}}{I_{b,Mod}} 100$
Albuquerque	4%	5%
Bismark	5%	7%
Boston	5%	6%
Cheyenne	3%	5%
Columbia	7%	8%
Duluth	6%	7%
El Paso	5%	8%
Helena	4%	6%
Houston	6%	7%
Jacksonville	6%	8%
Kansas City	4%	7%
Minneapolis	5%	7%
Pendleton	2%	5%
Phoenix	5%	6%
Sacramento	6%	8%
Salt Lake City	4%	6%
San Antonio	7%	8%
Seattle	5%	7%
St. Louis	3%	6%

Tabla 9. 2. Diferencia porcentual *máxima* entre el valor proporcionado por el Modelo y el experimental, respecto del Modelo. Irradiancia solar global y directa.

En la tabla 9.2 se indica, para cada una de las estaciones, la *máxima* diferencia entre el valor dado por el Modelo y el experimental, observada en cada conjunto de datos.

En todos los casos, los valores estimados para I_b e I_g difieren de los experimentales en menos del 8%.

Los parámetros de regresión para irradiancia solar global, pendiente (m) y ordenada al origen (b), para cada una de las estaciones seleccionadas (Tabla 8.5.2) varían dentro de los rangos:

a) $0.93 \leq m \leq 1.07$. Pendiente próxima a 1.

b) $-10 \text{ Wm}^{-2} \leq b \leq 70 \text{ Wm}^{-2}$.

$b = -10 \text{ Wm}^{-2}$ corresponde a Jacksonville, donde los valores mínimos y máximos de I_g son 598 Wm^{-2} y 1001 Wm^{-2} respectivamente (1.7% y 1%).

$b = 70 \text{ Wm}^{-2}$ corresponden a Phoenix, donde I_g varía entre 580 Wm^{-2} y 1035 Wm^{-2} (12% y 7%).

El análisis realizado, permite decir que el Modelo RASO, reproduce con buen ajuste los datos experimentales para diferentes latitudes, alturas, meses del año y climas.

Esto lo convierte en una herramienta útil para la estimación de la distribución temporal y espacial de la irradiancia solar.

9.3. Líneas futuras

Una de las líneas de trabajo inmediato está vinculada con el recientemente adquirido (Diciembre 2007) Piranómetro CM6b, Kipp & Zonen (holandés) para medir irradiancia solar global, instrumento de Primera Clase según clasificación de la Organización Meteorológica Mundial:

- ♦ Se realizarán primero las pruebas de montaje e instalación eléctrica; y de calibración del instrumento. Se realizarán pruebas del instrumento, y definición de la frecuencia de registro más conveniente.
- ♦ Se seleccionará el lugar de emplazamiento dentro de Localizaciones Universitarias, Centro Herrera. Para ello se repetirá, en uno o dos nuevos emplazamientos, el estudio ya realizado en la torre de agua que limita al Oeste con el Block de la Facultad de Arquitectura, al sur con el Block de Ingeniería Civil de la FACET y al Norte con el Block del Decanato de la FACET. Este estudio, consiste en el análisis de las obstrucciones de la radiación solar a partir de simulaciones virtuales del movimiento solar a lo largo del año sobre la posible estación. Con una lente gran angular se obtuvo la imagen del cielo que se observa en la estación; y luego se superpusieron las trayectorias del movimiento solar de tres épocas del año.
- ♦ Se realizará la instalación del Piranómetro en el lugar elegido y se comenzarán las mediciones permanentes.
- ♦ El Piranómetro es un instrumento pequeño, similar a un domo de 15 cm de diámetro y 9 cm de altura, por lo que es posible trasladarlo con facilidad. Se planea realizar mediciones esporádicas in situ, en lugares de la provincia para los cuales se estimarán valores de Irradiancia solar Global con el Modelo RASO. Así se podrán comparar datos teóricos y experimentales de la zona.
- ♦ Participación en el Programa de colaboración científica: *The International Heliophysical Year (IGY 2007*, <http://www.alage.org/IHLA/interested.html>), en el que participan 191 Naciones miembros. Este Programa incluye, entre otras cosas, la recolección de datos. Como miembros integrantes del Programa, participaremos con los datos registrados con nuestro Piránometro.

Otras líneas futuras:

- Utilización de datos, de horas diurnas diferentes a la hora 12 solar, de la Base Nacional de Datos de Radiación solar (NSRDB) de Estados Unidos y de otras fuentes, para evaluar el Modelo.
- Utilización de datos propios para evaluar el desempeño del Modelo para estas latitudes durante todas las horas diurnas.
- La realización de Mapas de Irradiación solar Máxima, Global, Directa y Difusa para algunas regiones de la Provincia y del país, utilizando el Modelo RASO.
- Transferencia al área de aprovechamiento de la energía solar para uso doméstico.
- Incorporación de la nubosidad al modelo desarrollado.
- Confección de Mapas de Irradiación solar considerando días nublados.

APENDICE A

DEMOSTRACIONES MATEMÁTICA

A.1. Deducción de la ecuación de la órbita terrestre

La ecuación (1.3), puede obtenerse a partir de la ecuación de la elipse en coordenadas polares:

$$r = \frac{p}{1 + \varepsilon \cos \sigma} \quad r = \frac{P}{1 + \varepsilon \cos \sigma} \quad (\text{A.1})$$

Donde p es la longitud del lado recto, o segmento perpendicular al eje mayor que pasa por el foco (fig. 1.1) y σ el ángulo polar. Para obtener p se considera la ecuación de la elipse en coordenadas cartesianas (ec. A.2), la relación entre las semi distancias a , b y c (ec. A.3); y la excentricidad de la misma (ec. A.4)) que se escriben a continuación:

$$\frac{x^2}{a^2} + \frac{y^2}{b^2} = 1 \quad \frac{x^2}{a^2} + \frac{y^2}{b^2} = 1 \quad (\text{A.2})$$

$$c^2 = a^2 - b^2 \quad (\text{A.3})$$

$$e = \frac{c}{a} \quad (\text{A.4})$$

Particularizando para el punto $P(c,p)$ de la figura 1.1, se tiene

$$\frac{c^2}{a^2} + \frac{p^2}{b^2} = 1 \quad (\text{A.5})$$

A partir de las ecuaciones A.4 y A.5 podemos escribir p de la siguiente forma:

$$p = b\sqrt{1 - e^2} \quad (\text{A.6})$$

Y reemplazando la ecuación (A.6) en (A.1)

$$r = \frac{a(1 - e^2)}{1 + \varepsilon \cos \sigma} \quad (\text{A.7})$$

Teniendo en cuenta el factor de corrección $\varepsilon = \left(\frac{r_0}{r}\right)^2$ y la ecuación (A.7) se obtiene

$$e = \left(\frac{r_0}{a}\right)^2 \frac{(1 + \varepsilon \cos \sigma)^2}{(1 - \varepsilon)^2} \quad (\text{A.8})$$

Desarrollando los paréntesis y teniendo en cuenta que la excentricidad e , cociente de la distancia desde el centro de la elipse a uno de sus focos (c), y el semi eje mayor (a), es muy pequeña, que podría considerarse que la órbita terrestre es una circunferencia de radio r_0 .

$$\left(\frac{r_o}{a}\right)^2 = 0.967, e = 0.017 \text{ y } (1-e)^2 = 0.97$$

Obtenemos la ecuación de la órbita terrestre

$$\varepsilon = 1 + 0.034 \cos \sigma \tag{A.9}$$

A.2. Sistema de coordenadas horizontales y ecuatoriales

En la figura A.1, el plano de referencia es el horizonte y las coordenadas son el ángulo de elevación del Sol (α), medido desde el horizonte (0°) hasta el cenit (90°), y acimut (ψ), medido desde el sur (proyección horizontal), donde es 0° . Vista sobre el cenit, la medición del ángulo es el sentido dextrógiro, hasta llegar nuevamente al punto de partida con 360° .

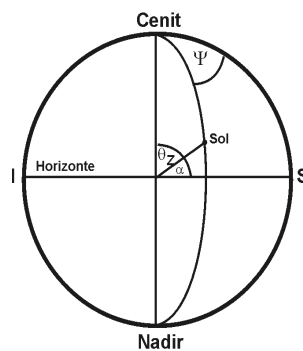


Figura A.1. Coordenadas horizontales.

En la figura A.2, el plano de referencia ahora es el Ecuador celeste, y las coordenadas son la declinación solar δ , medida del ecuador (0°) hasta el polo Norte (90°), o hasta el polo Sur (-90°) (en realidad el Sol presenta declinaciones máximas (23.5°) positiva o negativa en el solsticio de verano y en el de invierno del hemisferio Norte, respectivamente), y el ángulo horario ω , medido desde el meridiano de un lugar, donde es 0° . Vista desde el polo Norte la medición es dextrógiro.

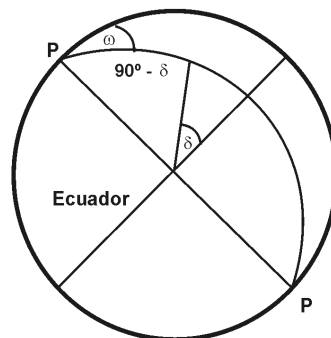


Figura A.2. Coordenadas ecuatoriales.

La figura A.3 se obtiene a partir de la superposición de las figuras A.1 y A.2, en la cual se observa el triángulo esférico o astronómico PQM.

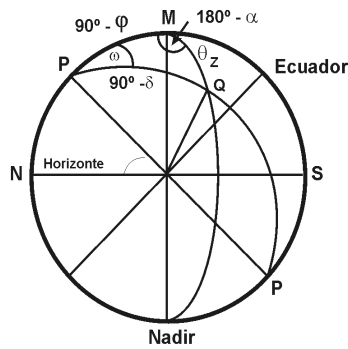


Figura A.3. Superposición de los sistemas de coordenadas horizontales y ecuatoriales.

En el triángulo esférico de la figura A.3, el coseno de cualquier lado es el producto de los cosenos de los otros dos lados, más el producto de los senos de estos, por el coseno del ángulo opuesto.

Teniendo en cuenta lo anterior, el triángulo astronómico de la figura A.5 para el lado θ_z se puede escribir:

$$\cos \theta_z = \cos (90^\circ - \phi) \cos (90^\circ - \delta) + \text{sen} (90^\circ - \phi) \text{sen} (90^\circ - \delta) \cos \omega \quad (\text{A.10})$$

que se puede escribir como:

$$\cos \theta_z = \text{sen} \phi \text{sen} \delta + \cos \phi \cos \delta \cos \omega \quad (\text{A.11})$$

Como el ángulo cenital θ_z es el complemento del ángulo de elevación (α):

$$\text{sen} \alpha = \text{sen} \phi \text{sen} \delta + \cos \phi \cos \delta \cos \omega \quad (\text{A.12})$$

Aplicando la regla al triángulo astronómico de la figura A.5, para el lado $90^\circ - \delta$

$$\cos (90^\circ - \delta) = \cos (90^\circ - \phi) \cos \theta_z + \text{sen} (90^\circ - \phi) \text{sen} \theta_z \cos (180^\circ - \alpha) \quad (\text{A.13})$$

$$\text{sen} \delta = \text{sen} \phi \text{sen} \alpha - \cos \phi \cos \alpha \cos \psi \quad (\text{A.14})$$

Se obtiene

$$\cos \psi = \frac{\text{sen} \phi \text{sen} \alpha - \text{sen} \delta}{\cos \phi \cos \alpha} \quad (\text{A.15})$$

A partir de la ecuación (A.13) y teniendo en cuenta que para latitudes menores al Círculo Polar, la distancia cenital a la salida y a la puesta del Sol es igual a 90°

$$\cos \phi \cos \delta \cos \omega_0 = - \text{sen} \phi \text{sen} \delta \quad (\text{A.16})$$

$$\cos \omega_0 = - \tan \phi \tan \delta \quad (\text{A.17})$$

Este será el valor del ángulo horario ω a la salida o puesta del Sol; para otras posiciones ω tendrá otros valores, por esto es necesario considerarlo como ω_0 cuando $\alpha = 0^\circ$.

A.3. Radiación recibida en la parte superior de la atmósfera

Cuando la radiación no es cenital, es decir, para una posición del Sol no perpendicular, la intensidad de la radiación solar recibida en el límite superior de la atmósfera, se puede estimar por medio del ángulo cenital (θ_z).

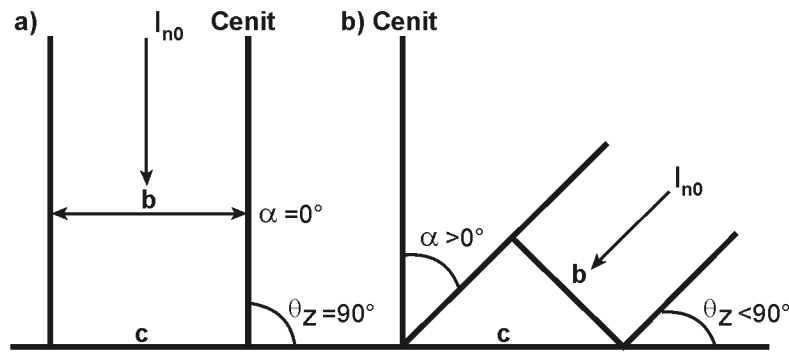


Figura A.4. a) Radiación cenital a mediodía. b) Radiación a media mañana.

En la figura A.1 a) la intensidad recibida en la superficie \underline{b} , es igual a la recibida en la superficie \underline{c} e iguales a I_{n0} , mientras que en b) la intensidad recibida en \underline{b} , tiene que repartirse en una superficie mayor, entonces \underline{c} será mayor a medida que aumente la distancia cenital, y por lo mismo la intensidad de la radiación por unidad de superficie, será menor e igual a $I_{n0} \cos \theta_z$.

Para cualquier distancia r y para cualquier ángulo θ_z , de acuerdo a lo anterior, la radiación solar recibida sobre una superficie horizontal, en la parte superior de la atmósfera es:

$$I_0 = I_{cs} \left(\frac{r_o}{r} \right)^2 \cos \theta_z \quad (\text{A.18})$$

APÉNDICE B

ANÁLISIS DE ECUACIONES Y MODELOS DE IRRADIANCIA SOLAR DIFUSA

B.1. Fórmulas para masa óptica de aire

La figura B.1 muestra los valores de $m_a(\alpha)$ en función de α para una atmósfera plana sin refracción (ec. 5.13). Fueron estimados con la fórmula de Kasten y Young mejorada (ec. 5.14), y los obtenidos de la tabla construida por Bemporad y Staude para una atmósfera Standard (Ap. C).

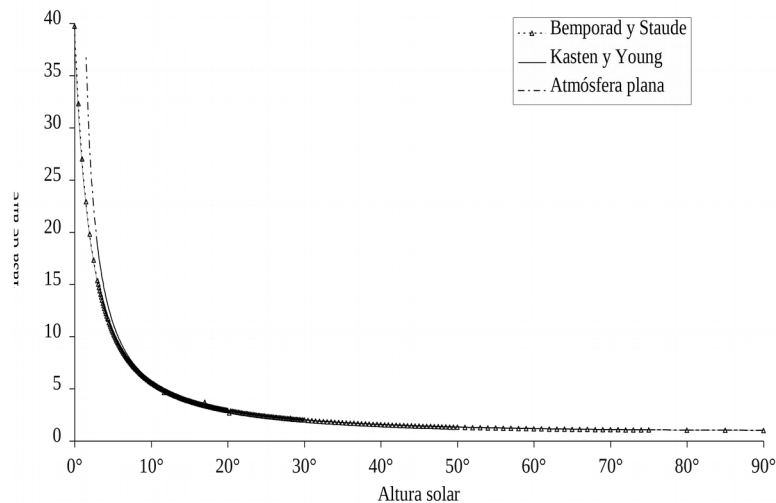


Figura B.1. Comparación de distintas fórmulas de masa óptica de aire en función de la altura solar.

Para $\alpha > 10^\circ$ los valores de $m_a(\alpha)$ son muy similares (difieren en menos de 0.3%). Para $\alpha < 10^\circ$, la fórmula de Kasten y Young mejorada y los valores estimados por Bemporad y Staude continúan siendo similares; en tanto que la fórmula para una Atmósfera plana sin refracción diverge hacia infinito. En el Programa de Cálculo se utiliza la fórmula de Kasten y Young mejorada, por ser válida para todo el rango de α , y por tratarse de una fórmula, lo que es más sencillo de usar que una Tabla.

B.2. Ecuaciones para el espesor óptico de Rayleigh

El espesor óptico integral depende de la distribución espectral de la radiación solar directa incidente. Cambia con el ángulo de elevación solar y por lo tanto con la masa de aire $m_a(\alpha)$.

La figura B.2 muestra valores de espesor óptico de Rayleigh, δ_R en función de $m_a(\alpha)$, obtenidos de los modelos de Linke (ec. 5.19), de Kasten (ec. 5.20), de Louche y Grenier (ec. 5.21), de Molineaux (ec. 5.22) y Kasten mejorado (ec. 5.23).

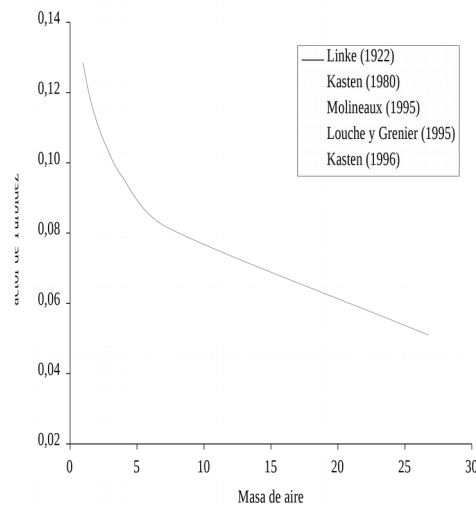


Figura B.2. Comparación de distintos modelos de espesor óptico en función de la masa óptica de aire de Kasten y Young.

Kasten (1996) realizó una comparación de los valores de espesor óptico de Rayleigh (*Atmósfera clara y seca*) estimados utilizando valores experimentales de radiación solar espectral directa fuera de la atmósfera, $\delta_{Rn}(m_a)$, con los estimados con: a) la fórmula de Kasten (1980), $\delta_{RK}(m_a)$; b) de Louche et al. (1986) $\delta_{RL}(m_a)$; c) de Grenier et al.(1994) $\delta_{RG}(m_a)$.

Kasten señala que entre estas tres ecuaciones, la fórmula de Louche et al. tiene ventajas importantes ya que ajusta en un amplio rango de masa óptica de aire ($1 \leq m_a \leq 20$). Encuentra que la ecuación de Grenier et al. ajusta en un rango más limitado, $1 \leq m_a \leq 6$, y conduce a una inestabilidad alrededor de $m_a = 12$, en tanto que la de Louche et al. es continua en todo el rango $1 \leq m_a \leq 20$.

Kasten concluye que la ecuación de Louche (ec. 5.21) es un instrumento adecuado para parametrizar para el rango más importante de masa de aire.

Basándose en la ecuación de Louche, obtiene la ecuación (ec. 5.23) (conocida como ecuación de Kasten mejorada). Esta nueva ecuación extiende el rango de validez de la ecuación de Louche ($1 \leq m_a \leq 20$) para masa de aire óptica mayores que **20**, con desviaciones menores que el 1.6%, y por lo tanto la recomienda para uso general.

Siguiendo esta recomendación, en el Modelo se utiliza la fórmula de Kasten mejorada.

B.3. Modelos para irradiancia solar Difusa

Se han considerado tres modelos para la irradiancia difusa, I_d . Estos son: modelo usado por el ESRA (European Solar Radiation Atlas), (ec. 5.27), modelo usado por el MODTRAN (MODerate spectral resolution atmospheric TRANsmittance algorithm and computer model), (ec. 5.28) y modelo de Dumortier (ec. 5.29).

La figura B.3 muestra los valores de I_d obtenidos a partir de los tres modelos, en función de α . El modelo usado por el ESRA y el de Dumortier son muy similares, con diferencias que no alcanzan el 10%. El modelo usado por el MODTRAN es similar a los otros dos para $\alpha > 50^\circ$. Para $\alpha < 50^\circ$ la diferencia entre los valores de I_d obtenidos con el modelo del MODTRAN y los otros dos modelos alcanza un 30%.

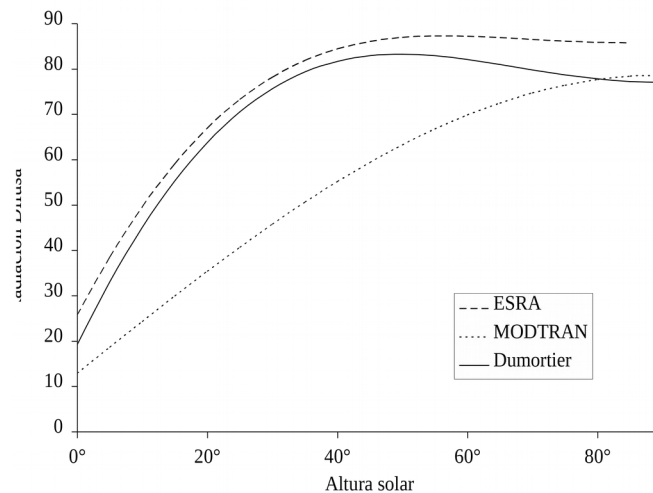


Figura B.3. Componente difusa del modelo ESRA, del modelo de Dumortier y del modelo MODTRAN, para $T_L(2) = 3$ para una distancia media Sol - Tierra.

Dada la similitud entre los valores de I_d que se obtienen con el ESRA y con el modelo de Dumortier, se eligió el último debido a la sencillez de su formulación, para ser utilizado en el Programa de cálculo.

B.4. Sensibilidad del Modelo al factor de Turbidez

El Programa emplea como parámetro para calcular I_b y I_d , al factor de turbidez de Linke, T_L . Como ejemplo se han estimado los valores de I_g , I_b y I_d para $T_L = 3$ y $T_L = 2.7$. La figura B.4 muestra la diferencia porcentual de I_g , I_b y I_d (en función de α) para el caso en que T_L cambie de 3 a 2.7 (variación de $T_L = -10\%$).

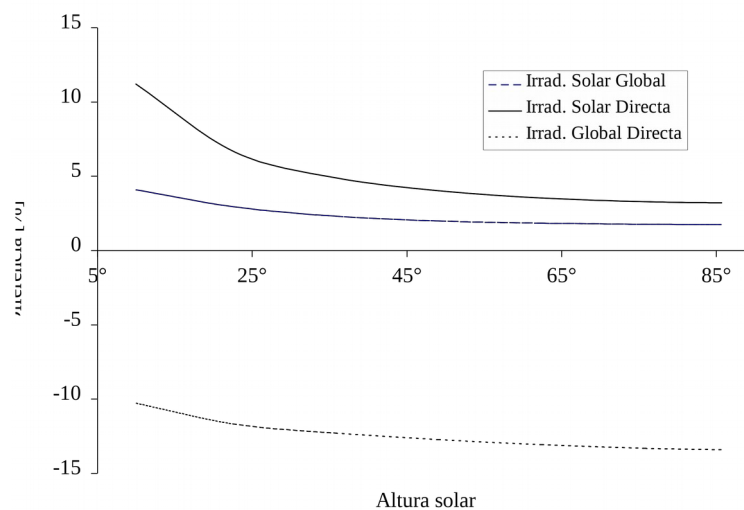


Figura B.4. Diferencia porcentual de I_g , I_b y I_d (función de α) para el caso en que T_L cambie de 3 a 2.7.

Para α entre 90 y 30, la diferencia porcentual de I_g es aproximadamente 2%. En los casos de I_b y I_d la diferencia varía entre 3 - 5%, y 14 - 12% respectivamente. Si bien I_d es más sensible a variaciones de T_L , como representa un 10% - 20% de I_g , su variación porcentual es alrededor de un 1% de I_g . Se realizaron cálculos de variaciones porcentuales de I_g , I_b y I_d en otros rangos de T_L y se obtuvieron valores similares.

APÉNDICE C
TABLAS

C.1 Tablas de Radiación

$\lambda \times T$ [$\mu\text{m K}$]	$\frac{e_{\lambda b}}{T^5}$ [$W \text{ cm}^{-2} \mu\text{m K}^{-5}$]	Fracción de Cuerpo Negro $F_{0-\lambda T}$
555.556	4.2875E-21	0.0000000
611.111	2.7854E-20	0.0000001
666.667	1.2754E-19	0.0000008
722.222	4.4753E-19	0.0000032
777.778	1.2769E-18	0.0000106
833.333	3.0935E-18	0.0000301
888.889	6.5713E-18	0.0000738
944.444	1.2542E-17	0.0001610
1000.000	2.1917E-17	0.0003210
1055.556	3.5591E-17	0.0005890
1111.111	5.4340E-17	0.0010100
1166.667	7.8745E-17	0.0016400
1222.222	1.0914E-16	0.0025200
1277.778	1.4559E-16	0.0037300
1333.333	1.8789E-16	0.0053100
1388.889	2.3561E-16	0.0073300
1444.444	2.8813E-16	0.0098300
1500.000	3.4468E-16	0.0128500
1555.556	4.0441E-16	0.0164300
1611.111	4.6641E-16	0.0206000
1666.667	5.2978E-16	0.0253700
1722.222	5.9364E-16	0.0307600
1777.778	6.5717E-16	0.0367700
1833.333	7.1962E-16	0.0433800
1888.889	7.8035E-16	0.0505900
1944.444	8.3879E-16	0.0583800
2000.000	8.9445E-16	0.0667200
2055.556	9.4698E-16	0.0755900
2111.111	9.9606E-16	0.0849600
2166.667	1.0415E-15	0.0947800
2222.222	1.0831E-15	0.1050300
2277.778	1.1209E-15	0.1156700
2333.333	1.1548E-15	0.1266500
2388.889	1.1848E-15	0.1379500
2444.444	1.2111E-15	0.1495300
2500.000	1.2337E-15	0.1613500
2555.556	1.2527E-15	0.1733700
2611.111	1.2683E-15	0.1855600
2666.667	1.2807E-15	0.1978900
2722.222	1.2900E-15	0.2103300
2777.778	1.2964E-15	0.2228500
2833.333	1.3001E-15	0.2354300
2888.889	1.3014E-15	0.2480300
2944.444	1.3003E-15	0.2606300
3000.000	1.2970E-15	0.2732200
3055.556	1.2918E-15	0.2857600
3111.111	1.2848E-15	0.2982500
3166.667	1.2762E-15	0.3106700
3222.222	1.2661E-15	0.3230000

$\lambda \times T$ [$\mu\text{m K}$]	$\frac{e_{\lambda b}}{T^5}$ [$W \text{ cm}^{-2} \mu\text{m K}^{-5}$]	Fracción de Cuerpo Negro $F_{0-\lambda T}$
3277.778	1.2546E-15	0.3352300
3333.333	1.2420E-15	0.3473400
3388.889	1.2283E-15	0.3593300
3444.444	1.2137E-15	0.3711800
3500.000	1.1983E-15	0.3828900
3555.556	1.1821E-15	0.3944500
3611.111	1.1653E-15	0.4058500
3666.667	1.1481E-15	0.4170800
3722.222	1.1303E-15	0.4281500
3777.778	1.1122E-15	0.4390500
3833.333	1.0939E-15	0.4497700
3888.889	1.0753E-15	0.4603100
3944.444	1.0565E-15	0.4706700
4000.000	1.0377E-15	0.4808500
4055.556	1.0188E-15	0.4908400
4111.111	9.9984E-16	0.5006600
4166.667	9.8094E-16	0.5102900
4222.222	9.6211E-16	0.5197400
4277.778	9.4337E-16	0.5290100
4333.333	9.2476E-16	0.5380900
4388.889	9.0630E-16	0.5470000
4444.444	8.8802E-16	0.5557300
4500.000	8.6993E-16	0.5642900
4555.556	8.5206E-16	0.5726700
4611.111	8.3441E-16	0.5808700
4666.667	8.1701E-16	0.5889100
4722.222	7.9986E-16	0.5967800
4777.778	7.8297E-16	0.6044900
4833.333	7.6636E-16	0.6120300
4888.889	7.5002E-16	0.6194100
4944.444	7.3396E-16	0.6266400
5000.000	7.1819E-16	0.6337100
5055.556	7.0271E-16	0.6406300
5111.111	6.8753E-16	0.6474000
5166.667	6.7264E-16	0.6540200
5222.222	6.5804E-16	0.6605100
5277.778	6.4373E-16	0.6668500
5333.333	6.2972E-16	0.6730500
5388.889	6.1600E-16	0.6791200
5444.444	6.0257E-16	0.6850600
5500.000	5.8942E-16	0.6908700
5555.556	5.7656E-16	0.6965500
5611.111	5.6398E-16	0.7021100
5666.667	5.5168E-16	0.7075400
5722.222	5.3965E-16	0.7128600
5777.778	5.2789E-16	0.7180600
5833.333	5.1639E-16	0.7231500
5888.889	5.0516E-16	0.7281300

$\lambda \times T$ [$\mu\text{m K}$]	$\frac{e_{\lambda b}}{T^5}$ [$W \text{ cm}^{-2} \mu\text{m K}^{-5}$]	Fración de Cuerpo Negro $F_{0-\lambda T}$
5944.444	4.9418E-16	0.7330100
6000.000	4.8346E-16	0.7377700
6055.556	4.7298E-16	0.7424400
6111.111	4.6275E-16	0.7470000
6166.667	4.5275E-16	0.7514600
6222.222	4.4299E-16	0.7558300
6277.778	4.3346E-16	0.7601000
6333.333	4.2415E-16	0.7642900
6388.889	4.1506E-16	0.7683800
6444.444	4.0619E-16	0.7723800
6500.000	3.9752E-16	0.7763000
6555.556	3.8906E-16	0.7801400
6611.111	3.8080E-16	0.7839000
6666.667	3.7274E-16	0.7875700
6722.222	3.6487E-16	0.7911700
6777.778	3.5718E-16	0.7964900
6833.333	3.4968E-16	0.7981400
6888.889	3.4236E-16	0.8015200
6944.444	3.3521E-16	0.8048200
7000.000	3.2823E-16	0.8080600
7055.556	3.2141E-16	0.8112300
7111.111	3.1476E-16	0.8143300
7166.667	3.0827E-16	0.8173700
7222.222	3.0193E-16	0.8203500
7277.778	2.9574E-16	0.8232700
7333.333	2.8969E-16	0.8261200
7388.889	2.8379E-16	0.8289200
7444.444	2.7803E-16	0.8316600
7500.000	2.7240E-16	0.8343500
7555.556	2.6691E-16	0.8369800
7611.111	2.6154E-16	0.8395600
7666.667	2.5630E-16	0.8420900
7722.222	2.5118E-16	0.8445700
7777.778	2.4618E-16	0.8469900
7833.333	2.4130E-16	0.8493700
7888.889	2.3653E-16	0.8517100
7944.444	2.3188E-16	0.8539900
8000.000	2.2733E-16	0.8562400
8055.556	2.2288E-16	0.8584300
8111.111	2.1854E-16	0.8605900
8166.667	2.1430E-16	0.8627000
8222.222	2.1015E-16	0.8647700
8277.778	2.0610E-16	0.8668100
8333.333	2.0214E-16	0.8688000
8388.889	1.9827E-16	0.8707500
8444.444	1.9449E-16	0.8726700
8500.000	1.9080E-16	0.8745500
8555.556	1.8719E-16	0.8764000

$\lambda \times T$ [$\mu\text{m K}$]	$\frac{e_{\lambda b}}{T^5}$ [$W \text{ cm}^{-2} \mu\text{m K}^{-5}$]	Fracción de Cuerpo Negro $F_{0-\lambda T}$
8611.111	1.8366E-16	0.8782100
8666.667	1.8021E-16	0.8799900
8722.222	1.7683E-16	0.8817300
8777.778	1.7353E-16	0.8834400
8833.333	1.7031E-16	0.8851200
8888.889	1.6716E-16	0.8867700
8944.444	1.6407E-16	0.8883900
9000.000	1.6106E-16	0.8899700
9055.556	1.5811E-16	0.8915300
9111.111	1.5522E-16	0.8930600
9166.667	1.5240E-16	0.8945700
9222.222	1.4964E-16	0.8960400
9277.778	1.4694E-16	0.8974900
9333.333	1.4430E-16	0.8989100
9388.889	1.4172E-16	0.9003100
9444.444	1.3919E-16	0.9016800
9500.000	1.3671E-16	0.9030300
9555.556	1.3429E-16	0.9043500
9611.111	1.3192E-16	0.9056500
9666.667	1.2960E-16	0.9069300
9722.222	1.2733E-16	0.9081900
9777.778	1.2511E-16	0.9094200
9833.333	1.2293E-16	0.9106300
9888.889	1.2080E-16	0.9118200
9944.444	1.1872E-16	0.9129900
10000.000	1.1668E-16	0.9141400
10055.556	1.1468E-16	0.9152700
10111.111	1.1272E-16	0.9163800
10166.667	1.1080E-16	0.9174800
10222.222	1.0893E-16	0.9185500
10277.778	1.0709E-16	0.9196100
10333.333	1.0529E-16	0.9206400
10388.889	1.0352E-16	0.9216600
10444.444	1.0179E-16	0.9226700
10500.000	1.0010E-16	0.9236500
10555.556	9.8438E-17	0.9246200
10611.111	9.6811E-17	0.9255800
10666.667	9.5218E-17	0.9265200
10722.222	9.3656E-17	0.9274400
10777.778	9.2125E-17	0.9283500
10833.333	9.0625E-17	0.9292400
10888.889	8.9155E-17	0.9301200
10944.444	8.7713E-17	0.9309800
11000.000	8.6300E-17	0.9318300
11055.556	8.4915E-17	0.9326700
11111.111	8.3557E-17	0.9334900
11222.222	8.0919E-17	0.9351000
11333.333	7.8383E-17	0.9366600

$\lambda \times T$ [$\mu\text{m K}$]	$\frac{e_{\lambda b}}{T^5}$ [$\text{W cm}^{-2} \mu\text{m K}^{-5}$]	Fracción de Cuerpo Negro $F_{0-\lambda T}$
11444.444	7.5943E-17	0.9381600
11555.556	7.3595E-17	0.9396300
11666.667	7.1336E-17	0.9410400
11777.778	6.9162E-17	0.9424200
11888.889	6.7068E-17	0.9437500
12000.000	6.5051E-17	0.9450400
12111.111	6.3108E-17	0.9462900
12222.222	6.1237E-17	0.9475100
12333.333	5.9432E-17	0.9486900
12444.444	5.7693E-17	0.9498300
12555.556	5.6016E-17	0.9509400
12666.667	5.4399E-17	0.9520200
12777.778	5.2838E-17	0.9530700
12888.889	5.1333E-17	0.9540900
13000.000	4.9880E-17	0.9550800
13111.111	4.8477E-17	0.9560400
13222.222	4.7122E-17	0.9569800
13333.333	4.5814E-17	0.9578800
13444.444	4.4551E-17	0.9587700
13555.556	4.3330E-17	0.9596300
13666.667	4.2150E-17	0.9604600
13777.778	4.1009E-17	0.9612800
13888.889	3.9907E-17	0.9620700
14000.000	3.8840E-17	0.9628400
14222.222	3.6811E-17	0.9643200
14333.333	3.5846E-17	0.9650300
14444.444	3.4912E-17	0.9657200
14555.556	3.4007E-17	0.9663900
14666.667	3.3132E-17	0.9670500
14777.778	3.2284E-17	0.9676900
14888.889	3.1463E-17	0.9683100
15000.000	3.0667E-17	0.9689200
15111.111	2.9897E-17	0.9695100
15222.222	2.9150E-17	0.9700900
15333.333	2.8426E-17	0.9706500
15444.444	2.7724E-17	0.9712000
15555.556	2.7044E-17	0.9717400
15666.667	2.6384E-17	0.9722600
15777.778	2.5743E-17	0.9727700
15888.889	2.5123E-17	0.9732700
16000.000	2.4520E-17	0.9737500
16111.111	2.3935E-17	0.9742300
16222.222	2.3368E-17	0.9746900
16333.333	2.2817E-17	0.9751400
16444.444	2.2282E-17	0.9755800
16555.556	2.1762E-17	0.9760100
16666.667	2.1258E-17	0.9764400
16777.778	2.0768E-17	0.9768500

$\lambda \times T$ [$\mu\text{m K}$]	$\frac{e_{\lambda b}}{T^5}$ [$\text{W cm}^{-2} \mu\text{m K}^{-5}$]	Fracción de Cuerpo Negro $F_{0-\lambda T}$
17000.000	1.9829E-17	0.9776400
17111.111	1.9379E-17	0.9780200
17222.222	1.8942E-17	0.9784000
17333.333	1.8517E-17	0.9787700
17444.444	1.8104E-17	0.9791200
17555.556	1.7702E-17	0.9794700
17666.667	1.7312E-17	0.9798200
17777.778	1.6931E-17	0.9801500
17888.889	1.6562E-17	0.9804800
18000.000	1.6202E-17	0.9808000
18111.111	1.5852E-17	0.9811100
18222.222	1.5511E-17	0.9814200
18333.333	1.5179E-17	0.9817200
18444.444	1.4856E-17	0.9820100
18555.556	1.4542E-17	0.9823000
18666.667	1.4235E-17	0.9825800
18777.778	1.3937E-17	0.9828600
18888.889	1.3646E-17	0.9831300
19000.000	1.3363E-17	0.9833900
19111.111	1.3088E-17	0.9836500
19333.333	1.2557E-17	0.9841500
19444.444	1.2302E-17	0.9844000
19555.556	1.2053E-17	0.9846300
19666.667	1.1810E-17	0.9848700
19777.778	1.1573E-17	0.9851000
19888.889	1.1343E-17	0.9853200
20000.000	1.1118E-17	0.9855400
20111.111	1.0898E-17	0.9857600
20222.222	1.0684E-17	0.9859700
20333.333	1.0475E-17	0.9861700
20444.444	1.0271E-17	0.9863800
20555.556	1.0072E-17	0.9865800
20666.667	9.8777E-18	0.9867700
20777.778	9.6882E-18	0.9869600
20888.889	9.5031E-18	0.9871500
21000.000	9.3224E-18	0.9873400
21111.111	9.1459E-18	0.9875200
21222.222	8.9736E-18	0.9876900
21333.333	8.8054E-18	0.9878700
21444.444	8.6410E-18	0.9880400
21555.556	8.4804E-18	0.9882100
21666.667	8.3236E-18	0.9883700
21777.778	8.1703E-18	0.9885300
21888.889	8.0205E-18	0.9886900
22000.000	7.8741E-18	0.9888500
22111.111	7.7311E-18	0.9890000
22222.222	7.5912E-18	0.9891500

$\lambda \times T$ [$\mu\text{m K}$]	$\frac{e_{\lambda b}}{T^5}$ [$\text{W cm}^{-2} \mu\text{m K}^{-5}$]	Fracción de Cuerpo Negro $F_{0-\lambda T}$
25555.556	4.5461E-18	0.9926200
26666.667	3.8837E-18	0.9934400
27777.778	3.3374E-18	0.9941400
28888.889	2.8837E-18	0.9947500
30000.000	2.5044E-18	0.9952800
31111.111	2.1854E-18	0.9957400
32222.222	1.9155E-18	0.9961400
33333.333	1.6860E-18	0.9964900
34444.444	1.4898E-18	0.9968000
35555.556	1.3212E-18	0.9970700
36666.667	1.1759E-18	0.9973200
37777.778	1.0499E-18	0.9975400
38888.889	9.4038E-19	0.9977300
40000.000	8.4474E-19	0.9979100
41111.111	7.6095E-19	0.9980600
42222.222	6.8729E-19	0.9982000
43333.333	6.2232E-19	0.9983300
44444.444	5.6484E-19	0.9984500
45555.556	5.1384E-19	0.9985500
46666.667	4.6847E-19	0.9986500
47777.778	4.2799E-19	0.9987400
48888.889	3.9179E-19	0.9988200
50000.000	3.5933E-19	0.9988900
51111.111	3.3017E-19	0.9989600
52222.222	3.0390E-19	0.9990200
53333.333	2.8019E-19	0.9990800
54444.444	2.5875E-19	0.9991300
55555.556	2.3932E-19	0.9991800

Tabla C.2. Dependencia de la masa óptica de aire (m_a) con la altura solar (α), para una atmósfera Standard (1000 mb y $t = 0^\circ\text{C}$).

α	m_a	α	m_a	α	m_a	α	m_a	α	m_a	α	m_a		
90.0	1.000	43.0	1.464	26.8	2.211	19.2	3.019	15.0	3.816	11.0	5.210	6.6	8.190
85.0	1.004	42.5	1.478	26.6	2.226	19.1	3.034	14.9	3.840	11.0	5.258	6.5	8.300
80.0	1.015	42.0	1.492	26.4	2.242	19.0	3.049	14.8	3.865	11.0	5.303	6.4	8.410
75.0	1.035	41.5	1.507	26.2	2.258	18.9	3.064	14.7	3.890	11.0	5.351	6.3	8.530
74.0	1.040	41.0	1.522	26.0	2.274	18.8	3.079	14.6	3.915	10.0	5.399	6.2	8.650
73.0	1.045	40.5	1.538	25.8	2.290	18.7	3.095	14.5	3.941	10.0	5.448	6.1	8.770
72.0	1.052	40.0	1.553	25.6	2.306	18.6	3.110	14.4	3.967	10.0	5.498	6.0	8.900
71.0	1.058	39.5	1.570	25.4	2.322	18.5	3.125	14.3	3.993	10.0	5.549	5.9	9.030
70.0	1.064	39.0	1.586	25.2	2.339	18.4	3.142	14.2	4.020	10.0	5.600	5.8	9.170
69.0	1.071	38.5	1.604	25.0	2.357	18.3	3.159	14.1	4.047	9.9	5.650	5.7	9.300
68.0	1.078	38.0	1.621	24.8	2.374	18.2	3.175	14.0	4.075	9.8	5.710	5.6	9.450
67.0	1.086	37.5	1.640	24.6	2.392	18.1	3.192	13.9	4.103	9.7	5.760	5.5	9.590
66.0	1.094	37.0	1.658	24.4	2.410	18.0	3.209	13.8	4.131	9.6	5.820	5.4	9.740
65.0	1.103	36.5	1.678	24.2	2.428	17.9	3.226	13.7	4.159	9.5	5.870	5.3	9.900
64.0	1.112	36.0	1.698	24.0	2.447	17.8	3.243	13.6	4.188	9.4	5.930	5.2	10.060
63.0	1.122	35.5	1.719	23.8	2.466	17.7	3.260	13.5	4.218	9.3	5.990	5.1	10.220
62.0	1.132	35.0	1.740	23.6	2.486	17.6	3.278	13.4	4.248	9.2	6.050	5.0	10.400
61.0	1.143	34.5	1.762	23.4	2.506	17.5	3.296	13.3	4.278	9.1	6.110	4.9	10.570
60.0	1.154	34.0	1.764	23.2	2.526	17.4	3.314	13.2	4.309	9.0	6.180	4.8	10.750
59.0	1.166	33.5	1.808	23.0	2.546	17.3	3.332	13.1	4.340	8.9	6.240	4.7	10.940
58.0	1.178	33.0	1.831	22.8	2.567	17.2	3.350	13.0	4.372	8.8	6.310	4.6	11.130
57.0	1.191	32.5	1.856	22.6	2.588	17.1	3.369	12.9	4.404	8.7	6.370	4.5	11.330
56.0	1.205	32.0	1.882	22.4	2.610	17.0	3.688	12.8	4.435	8.6	6.440	4.3	11.750
55.0	1.220	31.5	1.910	22.2	2.632	16.9	3.407	12.7	4.469	8.5	6.510	4.2	11.970
54.0	1.235	31.0	1.937	22.0	2.654	16.8	3.426	12.6	4.503	8.4	6.580	4.1	12.200
53.0	1.251	30.5	1.966	21.8	2.677	16.7	3.445	12.5	4.537	8.3	6.660	4.0	12.440
52.0	1.257	30.0	1.995	21.6	2.700	16.6	3.465	12.4	4.572	8.2	6.730	3.9	12.690
51.0	1.285	29.8	2.007	21.4	2.724	16.5	3.485	12.3	4.607	8.1	6.810	3.8	12.940
50.0	1.304	29.6	2.019	21.2	2.748	16.4	3.505	12.2	4.643	8.0	6.880	3.7	13.200
49.5	1.314	29.4	2.031	21.0	2.773	16.3	3.526	12.1	4.679	7.9	6.960	3.6	13.480
49.0	1.324	29.2	2.044	20.8	2.798	16.2	3.546	12.0	4.716	7.8	7.050	3.5	13.780
48.5	1.334	29.0	2.056	20.6	2.824	16.1	3.567	11.9	4.753	7.7	7.130	3.4	14.060
48.0	1.344	28.8	2.069	20.4	2.850	16.0	3.588	11.8	4.792	7.6	7.210	3.3	14.370
47.5	1.355	28.6	2.063	20.2	2.677	15.9	3.610	11.7	4.631	7.5	7.300	3.2	14.690
47.0	1.366	28.4	2.096	20.0	2.904	15.8	3.632	11.6	4.870	7.4	7.390	3.1	15.020
46.5	1.378	28.2	2.169	19.9	2.918	15.7	3.654	11.5	4.910	7.3	7.480	3.0	15.360
46.0	1.389	28.0	2.123	19.8	2.932	15.6	3.676	11.4	4.950	7.2	7.570	2.5	17.300
45.5	1.401	27.8	2.137	19.7	2.946	15.5	3.699	11.3	4.992	7.1	7.670	2.0	19.800
45.0	1.413	27.6	2.151	19.6	2.960	15.4	3.722	11.2	5.034	7.0	7.770	1.5	22.900
44.5	1.426	27.4	2.165	19.5	2.975	15.3	3.745	11.1	5.077	6.9	7.870	1.0	27.000
44.0	1.438	27.2	2.180	19.4	2.989	15.2	3.768	11.0	5.120	6.8	7.970	0.5	32.300
43.5	1.451	27.0	2.195	19.3	3.004	15.1	3.792	10.9	5.164	6.7	8.080	0.0	39.700

Tabla C.3. Datos de irradiancia solar y número de manchas solares obtenidos del Centro Nacional de Datos Geofísicos en Boulder, Colorado, Estados Unidos.

Año	Mes	I _{CS}	R _Z
78	12	1365.757	122.7
79	1	1366.401	166.6
79	2	1366.509	137.5
79	3	1367.171	138.0
79	4	1366.776	101.5
79	5	1366.887	134.4
79	6	1366.066	149.5
79	7	1366.660	159.4
79	8	1366.123	142.2
79	9	1366.239	188.4
79	10	1366.473	186.2
79	11	1366.498	183.3
79	12	1366.883	176.3
80	1	1366.637	159.6
80	2	1366.280	155.0
80	3	1366.871	126.2
80	4	1366.319	164.1
80	5	1366.369	179.9
80	6	1366.662	157.3
80	7	1366.616	136.3
80	8	1366.712	135.4
80	9	1366.549	155.0
80	10	1366.546	164.7
80	11	1366.168	147.9
80	12	1366.738	174.4
81	1	1367.223	114.0
81	2	1366.462	141.3
81	3	1366.736	135.5
81	4	1366.739	156.4
81	5	1366.717	127.5
81	6	1366.711	90.9
81	7	1365.714	143.8
81	8	1366.499	158.7
81	9	1366.694	167.3
81	10	1366.339	162.4
81	11	1366.677	137.5
81	12	1366.646	150.1
82	1	1366.763	111.2
82	2	1366.002	163.6
82	3	1365.997	153.8
82	4	1366.573	122.0
82	5	1366.547	82.2
82	6	1365.806	110.4
82	7	1366.289	106.1
82	8	1366.237	107.6
82	9	1366.622	118.8
82	10	1366.588	94.7
82	11	1366.291	98.1
91	3	1366.519	141.9
91	4	1366.989	140.0

Año	Mes	I _{CS}	R _Z
83	1	1366.473	84.3
83	2	1366.370	51.0
83	3	1366.297	66.5
83	4	1366.304	80.7
83	5	1366.162	99.2
83	6	1366.033	91.1
83	7	1366.127	82.2
83	8	1366.304	71.8
83	9	1366.177	50.3
83	10	1365.948	55.8
83	11	1365.933	33.3
83	12	1365.851	33.4
84	1	1365.254	57.0
84	2	1365.457	85.4
84	3	1365.944	83.5
84	4	1365.373	69.7
84	5	1365.718	76.4
84	6	1366.040	46.1
84	7	1366.036	37.4
84	8	1365.913	25.5
84	9	1365.885	15.7
84	10	1365.773	12.0
84	11	1365.685	22.8
84	12	1365.739	18.7
85	1	1365.638	16.5
85	2	1365.670	15.9
85	3	1365.573	17.2
85	4	1365.418	16.2
85	5	1365.484	27.5
85	6	1365.548	24.2
85	7	1365.515	30.7
85	8	1365.593	11.1
85	9	1365.555	3.9
85	10	1365.461	18.6
85	11	1365.565	16.2
85	12	1365.572	17.3
86	1	1365.562	2.5
86	2	1365.470	23.2
86	3	1365.553	15.1
86	4	1365.524	18.5
86	5	1365.594	13.7
86	6	1365.549	1.1
86	7	1365.505	18.1
86	8	1365.468	7.4
86	9	1365.500	3.8
86	10	1365.539	35.4
86	11	1365.630	15.2
86	12	1365.572	6.8
95	3	1365.570	31.1
95	4	1365.647	14.0

Año	Mes	I _{CS}	R _Z
87	2	1365.488	2.4
87	3	1365.439	14.7
87	4	1365.481	39.6
87	5	1365.574	33.0
87	6	1365.659	17.4
87	7	1365.633	33.0
87	8	1365.618	38.7
87	9	1365.695	33.9
87	10	1365.731	60.6
87	11	1365.910	39.9
87	12	1366.014	27.1
88	1	1365.995	59.0
88	2	1365.972	40.0
88	3	1365.759	76.2
88	4	1365.881	88.0
88	5	1366.102	60.1
88	6	1365.748	101.8
88	7	1365.600	113.8
88	8	1365.881	111.6
88	9	1366.301	120.1
88	10	1366.115	125.1
88	11	1366.139	125.1
88	12	1366.034	179.2
89	1	1366.259	161.3
89	2	1366.670	165.1
89	3	1366.393	131.4
89	4	1366.604	130.6
89	5	1366.611	138.5
89	6	1365.966	196.2
89	7	1366.615	126.9
89	8	1366.262	168.9
89	9	1365.898	176.7
89	10	1366.601	159.4
89	11	1366.411	173.0
89	12	1366.427	165.5
90	1	1366.505	177.3
90	2	1366.375	130.5
90	3	1366.253	140.3
90	4	1366.573	140.3
90	5	1366.405	132.2
90	6	1366.694	105.4
90	7	1366.284	149.4
90	8	1366.000	200.3
90	9	1366.656	125.2
90	10	1366.272	145.5
90	11	1365.834	131.4
90	12	1366.362	129.7
91	1	1365.866	136.9
99	3	1366.146	68.8
99	4	1366.041	63.7

91	5	1366.351	121.3	95	5	1365.504	14.5	99	5	1366.042	106.4
91	6	1366.111	169.7	95	6	1365.487	15.6	99	6	1365.963	137.7
91	7	1366.432	173.7	95	7	1365.468	14.5	99	7	1366.067	113.5
91	8	1366.442	176.3	95	8	1365.527	14.3	99	8	1366.154	93.7
91	9	1366.557	125.3	95	9	1365.546	11.8	99	9	1366.354	71.5
91	10	1365.770	144.1	95	10	1365.442	21.1	99	10	1365.902	116.7
91	11	1366.390	108.2	95	11	1365.598	9.0	99	11	1365.878	133.2
91	12	1365.479	144.4	95	12	1365.331	10.0	99	12	1366.138	84.6
92	1	1366.279	150.0	96	1	1365.526	11.5	0	1	1366.433	90.1
92	2	1366.328	161.1	96	2	1365.456	4.4	0	2	1366.336	112.9
92	3	1366.565	106.7	96	3	1365.394	9.2	0	3	1365.908	138.5
92	4	1366.269	99.8	96	4	1365.437	4.8	0	4	1366.201	125.5
92	5	1366.127	73.8	96	5	1365.446	5.5	0	5	1365.937	121.6
92	6	1366.099	65.2	96	6	1365.400	11.8	0	6	1366.018	124.9
92	7	1365.868	85.7	96	7	1365.353	8.2	0	7	1366.092	170.1
92	8	1365.896	64.5	96	8	1365.369	14.4	0	8	1366.522	130.5
92	9	1366.011	63.9	96	9	1365.488	1.6	0	9	1366.081	109.7
92	10	1365.539	88.7	96	10	1365.431	0.9	0	10	1366.760	99.4
92	11	1365.899	91.8	96	11	1365.339	17.9	0	11	1366.535	106.8
92	12	1365.941	82.6	96	12	1365.555	13.3	0	12	1366.676	104.4
93	1	1366.065	59.3	97	1	1365.547	5.7	1	1	1366.621	95.6
93	2	1365.552	91.0	97	2	1365.530	7.6	1	2	1366.712	80.6
93	3	1365.874	69.8	97	3	1365.546	8.7	1	3	1366.131	113.5
93	4	1366.036	62.2	97	4	1365.565	15.5	1	4	1365.993	107.7
93	5	1365.903	61.3	97	5	1365.598	18.5	1	5	1366.140	96.6
93	6	1365.849	49.8	97	6	1365.533	12.7	1	6	1365.904	134.0
93	7	1365.878	57.9	97	7	1365.519	10.4	1	7	1366.242	81.8
93	8	1365.895	42.2	97	8	1365.544	24.4	1	8	1365.986	106.4
93	9	1365.768	22.4	97	9	1365.489	51.3	1	9	1365.823	150.7
93	10	1365.431	56.4	97	10	1365.772	22.8	1	10	1366.445	125.5
93	11	1365.546	35.6	97	11	1365.647	39.0	1	11	1366.261	106.5
93	12	1365.542	48.9	97	12	1365.697	41.2	1	12	1366.605	132.2
94	1	1365.467	57.8	98	1	1365.835	31.9	2	1	1367.030	114.1
94	2	1365.770	35.5	98	2	1365.734	40.3	2	2	1366.939	107.4
94	3	1365.829	31.7	98	3	1365.608	54.8	2	3	1366.755	98.4
94	4	1365.758	16.1	98	4	1365.836	53.4	2	4	1366.230	120.7
94	5	1365.599	17.8	98	5	1365.708	56.3	2	5	1366.215	120.8
94	6	1365.660	28.0	98	6	1365.824	70.7	2	6	1366.273	88.3
94	7	1365.567	35.1	98	7	1366.156	66.6	2	7	1365.679	99.6
94	8	1365.619	22.5	98	8	1365.885	92.2	2	8	1365.843	116.4
94	9	1365.504	25.7	98	9	1365.897	92.9	2	9	1366.086	109.6
94	10	1365.514	44.0	98	10	1366.113	55.5	2	10	1366.099	97.5
94	11	1365.690	18.0	98	11	1365.914	74.0	2	11	1366.069	95.5
94	12	1365.392	26.2	98	12	1366.133	81.9	2	12	1366.495	80.6
95	1	1365.618	24.2	99	1	1366.276	62.0				

BIBLIOGRAFIA

Christopherson, R.W., Geosystems an Introduction to Physical Geography, MacMillan College Publishing Company, New York, 663 pp, 1994.

Cuadrat, J. M. y M. F. Pita, Climatología, Ediciones Cátedra S.A, Madrid, 483 pp, 2004.

Dumortier D., Mesure, analyse et modélisation du gisement lumineux. Application à l'évaluation des performances de l'éclairage naturel des bâtiments. PhD Thesis, Université de Savoie, France, 350 pp, 1995.

Grenier J.C., et al. A spectral model of Linke's turbidity factor and its experimental implications. Solar Energy 52, 303-314, 1994.

Grenier J.C., A. La Casiniere and T. Cabot, A spectral model of Linke's turbidity factor and its experimental implications. Solar Energy 52, 303-314, 1994.

Hernández, A.L., Geosol: Una herramienta computacional para el cálculo de coordenadas solares y la estimación de irradiación solar horaria. Avances en Energías Renovables y Ambiente. Vol 7, N°2, 2003.

Houghton, J.T., The physics of atmospheres, Cambridge University Press, Cambridge, 269 pp, 1986.

Hoyt, D.V and K. H. Schatten, The Role of the Sun in Climate Change, Oxford University Press, New York, 279 pp, 1997.

Jursa, A. S., (ed), Handbooks of Geophysics and the Space Environment, Air Force Geophysics Laboratory, US Air Force, Springfield, Virginia, 1985.

Kasten F., The Linke turbidity factor based on improved values of the integral Rayleigh optical thickness. Solar Energy, Vol. 56, N°3, 239-244, 1996.

Kondratyev, K. Y., Radiation in the Atmosphere, Academic Press, New York and London, 912 pp, 1969.

Linke F., Transmissions-Koeffizient und Trübungfaktor. Beitr. Phys., fr. Atmos., 10, 91-103, 1922.

Louche A., G Peri and M. Iqbal, An Analysis of Linke Turbidity Factor. Solar Energy 37, 393-396, 1986.

Lutgens, F.K and E. J. Tarbuck, The Atmosphere, Prentice Hall, New Jersey, 434 pp, 1998.

Molineaux B., P. Ineichen and J.J. Delaunay, Direct luminous efficacy and atmospheric turbidity – improved model performance. Solar Energy, Vol. 55, N°2, 125-137, 1995.

Page J.K., Prediction of solar radiation on inclined surfaces. Series F. In: Solar Radiation Data, vol. III Dordrecht, Holland: Reidel, 1986.

Peixoto, J. P and A. H. Oort, Physics of Climate, American Institute of Physics Press, 520 pp, New York, 1991.

Robinson, N., Solar Radiation, Elsevier Publishing Company, New York, 347pp, 1966.

Salby, M. S., Atmospheric Physics, Academic Press, New York, 627 pp, 1996.

Schneider, S. H., Encyclopedia of Climate and Weather, Oxford University Press, New York, 459 pp, 1996.

Van der Hulst, H.C., Light Scattering by Small Particles. John Wiley and Sons, Inc. New York, 1957.

Siegel, R. and J. Howell, Thermal Radiation Heat Transfer. Editorial Mc Graw Hill, 914pp, 1968.