BALANCE DE ENERGIA RADIANTE EN LA SUPERFICIE TERRESTRE

1.1 Radiación solar (onda corta = OC).

- **Constante solar CS:** Justo antes de entrar a la atmósfera, la densidad de flujo de energía solar en un plano perpendicular a los rayos solares y a la distancia media sol-tierra (d_m) es de 1368 W m^{-2} . Para una distancia cualquiera (d), esta densidad de flujo radiante vale $CS' = CS (d/d_m)^2$
- **Transmisividad neta = τ_N :** Aplicando la **ley de Beer** a una atmósfera homogénea en la que incide verticalmente $CS' \cos \chi$, la atenuación de la radiación por reflexión (nubes), absorción (UV e IR cercano) y dispersión (visible) en la atmósfera, se puede representar mediante una "absorción equivalente" con un coeficiente de absorción K independiente de la altura y de la longitud de onda. La energía solar que alcanza la superficie por unidad de área y de tiempo $OC \downarrow$ se puede expresar como:

$$OC \downarrow = CS' \cos \chi \exp(-K \bar{\rho} z_T) = CS' \cos \chi T_N$$

donde $\bar{\rho}$ es la densidad media del gas absorbente y z_T es el espesor efectivo de la atmósfera.

La **transmisividad neta** de la atmósfera se puede estimar mediante expresiones empíricas que incluyen la fracción de cielo con nubosidad alta (f_{SH}), media (f_{SM}) y baja (f_{SL}) (e.g. Stull, 1998):

$$T_N = (0.6 + 0.2 * \cos \chi) (1 - 0.4 * f_{SH}) (1 - 0.7 * f_{SM}) (1 - 0.4 * f_{SL})$$

- **Medición de $OC \downarrow$:** mediante un **piranómetro** (Figura 1.1a), donde la diferencia de temperatura entre los sectores negros (~ 100 % absorbentes) y los blancos (~ 100 % reflectantes) obtenida de termocuplas en serie resulta proporcional a $OC \downarrow$. La radiación solar difusa se mide con el mismo instrumento al que se adiciona una huincha en el plano ecuatorial que oculta el disco solar sobre el instrumento (Figura 1.1b).
- **Albedo superficial a^* :** Una fracción de $OC \downarrow$ se refleja en la superficie. La fracción reflejada es $OC \uparrow = a^* OC \downarrow$, en que a^* es el **albedo superficial**. En consecuencia la superficie absorbe $OC \downarrow - OC \uparrow = OC \downarrow (1 - a^*)$
- **Angulo cenital χ :** En un lugar geográfico dado por su latitud; ϕ para un día del año con declinación solar δ y a una hora del día expresada a través del ángulo horario h , el ángulo cenital se calcula mediante la expresión:

$$\cos \chi = \sin \phi \sin \delta + \cos \phi \cos \delta \cosh$$

- **Angulo horario h** [radianes]:

$$h = \frac{2\pi}{24} (hora_{UTC} - 12) - \lambda \frac{2\pi}{360} = \frac{\pi}{12} \left((hora_{UTC} - 12) - \frac{\lambda}{15} \right)$$

en que hora UTC es la hora del meridiano 0 (Greenwich) y λ es la longitud geográfica del meridiano local, positivo hacia el W (ej.: Santiago $\lambda = + 70.5$ (W) $\pi/180$ [radianes]). Verifique que a **mediodía solar** (paso del sol por el meridiano local) $h = 0$

- **Declinación solar δ :** Se estima mediante la expresión:

$$\delta = 23.45^\circ \cos \left(\frac{2\pi(d - d_{sv})}{365.25} \right)$$

En que d es el día juliano (0-365/366) para el cual se calcula la declinación solar y d_{sv} es el día juliano del solsticio de verano para el hemisferio norte ($d_{sv} = \sim 173$).

Radiación terrestre (onda larga = OL).

- **Emisividad superficial de onda larga (ϵ_{OL}):** La superficie terrestre emite radiación infrarroja (banda infrarroja lejana), llamada también de onda larga (OL $\uparrow$) según la ley de Stefan Boltzmann (cuerpos negros) , a la que se aplica una **emisividad superficial de onda larga ϵ_{OL}**

$$OL \uparrow = \epsilon_{OL} \sigma T^4 \quad [W/m^2]$$

en que σ = cte. de Stefan-Boltzmann= $5.67 \times 10^8 [W m^{-2} T^{-4}]$

- La **temperatura superficial (T_0)** se mide con un radiómetro IR termal (Figura 1.2a) que calcula la temperatura superficial “equivalente” (T_e) a la de un cuerpo negro ($\epsilon_{OL} = 1.0$) , de modo que:

$$OL \uparrow = \epsilon_{OL} \sigma T^4 = \sigma T_e^4$$

- La **contrarradiación atmosférica (OL $\downarrow$)**, equivalente a la radiación emitida hacia abajo por la primera capa completamente absorbente sobre la superficie (modelo visto en clase) es la OL emitida por la atmósfera hacia la superficie. Esta se estima como residuo de la ecuación de balance de radiación en la superficie:

$$RN = OL \downarrow + OC \downarrow - OL \uparrow - OC \uparrow$$

en que **RN** es la **radiación neta**, suma algebraica (positiva hacia abajo) de todas las componentes de radiación que llegan (+) y salen (-) perpendicularmente a la superficie.

- **Radiación neta RN:** se mide mediante un **radiómetro neto** (Figura 1.2b). A través de sus placas ennegrecidas que miran hacia arriba y hacia abajo, se establece una diferencia de potencial proporcional a la diferencia de temperatura que resulta de la suma algebraica de los flujos radiativos. Los valores de RN obtenidos de radiómetros netos sin cúpula de polietileno o silicona deben ser corregidos en función de la velocidad del viento o disponer de ventilación forzada permanente (ventilador).
- **Estimación de OL $\downarrow$:** Alternativamente OL $\downarrow$ se puede estimar climatológicamente (promedios mensuales) mediante la **fórmula de Brunt**, incluyendo el factor que considera la nubosidad fraccional **f** . En ausencia de valores de f, éstos pueden ser estimados a partir de **heliografos** (Figura 1.2c) con los que se determina las horas de sol brillante **n** (longitud de la traza de papel quemado), de modo que se tiene aproximadamente:

$$f = 1 - n / N$$

en que N es la duración astronómica del día: $N = 2\cos^{-1}(-\tan \phi \tan \delta)$

Valores de las constantes en fórmula de Brunt (e_a [hPa]) (adaptado de Brutsaert, 1991):

Latitud	altitud (m)	a	b	Correlación	Período
52 N	6	0.52	0.065	0.97	mes
varias		0.51	0.066		mes
38 N (*)	14	0.66	0.039	0.89	mes
36 N	369	0.68	0.036	0.92	mes

(*) Davis, valle central de California.

- **Cálculo aproximado de e_a [hPa] :** a partir de las mediciones de temperatura T [°C] y humedad relativa HR [%] en el cobertizo meteorológico.

$$e_a [hPa] = \left(\frac{HR}{100} \right) * 6.11 * \exp\left(\frac{17.27 * T}{T + 243.5} \right)$$

Guía de Trabajo

- **Objetivo:** Medir las densidades de flujo radiativo (OC y OL) para analizar su ciclo diario, calcular el albedo superficial y comparar las mediciones en torno al mediodía con fórmulas empíricas.
- **Datos básicos**

Lugar: Terraza edificio DGF
 Fecha / día juliano (d):

Latitud (ϕ): - 33,5 grados (S)
 Longitud (λ): + 70,5 grados (W)
 Declinación solar (δ):

Hora local (UTC - 4):
 (expresar minutos como decimas de hora)

Angulo cenital (χ):

Tipo de superficie: Baldosas grises

Albedo superficial (a^*):
 Emisividad superficial (ϵ_0): 0.90

Fracción de cielo con nubes (f):
 Altura de las nubes (nefobasímetro):

Tipo de nubes (*):

Temperatura del aire (T_a): (*7 pos. 10)
 Humedad relativa del aire (HR) (*7 pos. 11) :

Presión parcial de vapor (e_a):

- **Medición/estimación de densidades de flujo radiativo cerca de mediodía**

OC↓ medido [$W m^{-2}$] (*7 pos. 6)

OC↓ estimado (en función de f (*))
 [$W m^{-2}$]

OC↑ medido [$W m^{-2}$] (*7 pos. 7)
 Albedo superficial (a^*)

Temperatura equivalente (T_e) (*7 pos. 9)

OL↑ [$W m^{-2}$]

Radiación Neta [$W m^{-2}$]: (*7 pos. 8)

OL↓ calculado (residuo balance radiativo)
 [$W m^{-2}$]

OL↓ estimado (método de Brunt)
 [$W m^{-2}$]

 (*7 pos. X) indica la posición de la variable en el *data-logger*. Las posiciones 2 y 3 indican el día juliano y la hora local (UTC-4) en que se promediaron las variables de los 5 minutos precedentes.

- **Gráficar la marcha diaria de $CS \cos \chi$, OC↓ y RN en un gráfico y en otro la de T_a , HR, T_e . Discutir resultados.**

Los datos (excepto los de $CS \cos \chi$ les serán proporcionados con posterioridad a la experiencia.

 (*) Determinación del tipo de nubosidad presente a partir de la altura de su base medida con el **Nefobasímetro**

Nubosidad	BAJA	MEDIA	ALTA
Altura	< 2 km	2 – 6 km	> 6 km