

## 1. Antecedentes teóricos

La radiación solar es una de las variables más importantes en meteorología, por ser la fuente de energía utilizada en la gran mayoría de los procesos en nuestro planeta. A través de los mecanismos de difusión y de radiación propia de la tierra y la atmósfera, la radiación solar se transmite en las capas bajas de la atmósfera y al submedio, generándose un balance de flujos de calor que intervienen en el poder evaporante de la atmósfera, en la energía disponible para el derretimiento de nieve y en el desarrollo de la vida en el planeta, siendo fundamental el estudio de este balance en las áreas de agronomía, hidrología y biología, entre otras.

### 1.1. Componentes del balance de energía superficial

El intercambio de calor entre un cuerpo y su medio, siempre que exista una diferencia de temperatura entre ambos, se presenta en tres formas:

Radiación → transmisión de calor sin contacto de los cuerpos por ondas electromagnéticas o fotones.

Conducción (sólidos y líquidos) → transmisión de calor por un cuerpo sin desplazamiento de sus moléculas.

Convección (líquidos y gases) → movimiento turbulento de un gran número de moléculas.

En el caso de una superficie y la atmósfera, el intercambio de calor puede asociarse también al flujo neto de agua y cambio de fase de ésta. Por ejemplo, la evaporación enfría la superficie por absorción de calor latente y también genera un flujo turbulento de un gran número de moléculas.

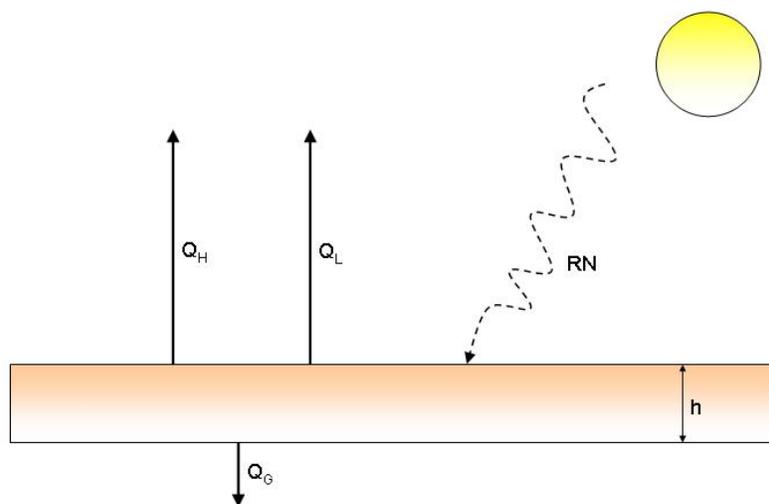


Figura 1: Balance de energía superficial.

## MODULO 2: Flujos Radiativos

El esquema simplificado de las distintas componentes que intervienen en el balance de calor, para un volumen de suelo, se muestra en la Figura 1. De este modo, si se considera como flujos positivos a los que entregan calor al medio, se tiene:

$$RN - (Q_H + Q_L + Q_G) = S = \rho c_p h \frac{\partial T}{\partial t} \quad (1)$$

donde:

- $RN$ : radiación neta sobre la superficie.
- $Q_H$ : flujo de calor sensible desde la superficie.
- $Q_L$ : flujo de calor latente desde la superficie.
- $Q_G$ : flujo de calor molecular dentro de la superficie.
- $S$ : almacenamiento o pérdida de calor.
- $h$ : espesor del suelo.
- $\rho$ : densidad.
- $c_p$ : calor específico del agua a presión constante.
- $T$ : temperatura del suelo.

Luego el des-balance entre flujos de calor de entrada ( $RN$ ) y flujos de salida ( $Q_H + Q_L + Q_G$ ) produce un cambio en la temperatura promedio del volumen de suelo.

En el balance anterior se ha supuesto que  $Q_H$ ,  $Q_L$  y  $Q_G$  extraen calor del suelo. Sin embargo, estos términos pueden ser mayores o menores que cero. Igualmente  $RN$  es típicamente la entrada de calor al suelo, pero podría ser la salida ( $RN < 0$ ).

La ecuación anterior puede aplicarse a una capa muy delgada,  $h \rightarrow 0$ , con lo cual obtenemos la ecuación de balance para una superficie:

$$RN = Q_H + Q_L + Q_G \quad (2)$$

En las siguientes secciones se estudiará en detalle el término asociado a la radiación neta. El estudio de los flujos turbulentos,  $Q_H$ ,  $Q_L$  y  $Q_G$  se aborda en el Módulo 3 de estos laboratorios.

## 1.2. Flujos radiativos

La radiación neta es la suma de la radiación electromagnética sobre todas las longitudes de onda del espectro:

$$RN = \int_0^{\infty} R(\lambda)d\lambda \quad (3)$$

Usualmente se descompone en la suma de la radiación solar y terrestre debido al mínimo traslapo de las distribuciones espectrales de estas dos bandas. La radiación solar se emite en longitudes de onda comprendida en la banda de 0,2 a 3  $\mu m$  (radiación de onda corta), mientras la radiación terrestre se emite en longitudes de onda comprendida entre 1 y 100  $\mu m$  (radiación de onda larga), dentro del rango infrarrojo del espectro, con un máximo en 10  $\mu m$ .

Así, la radiación neta sobre la superficie terrestre se puede descomponer en:

$$RN = (RS \downarrow - RS \uparrow) + (ROL \downarrow - ROL \uparrow) \quad (4)$$

donde:

- $RS \downarrow$ : radiación solar incidente sobre la superficie (onda corta).
- $RS \uparrow$ : radiación solar reflejada por la superficie.
- $ROL \downarrow$ : contraradiación atmosférica (onda larga).
- $ROL \uparrow$ : emisión de la superficie.

Los términos de radiación solar representan la suma de las componentes directa y difusa.

## 1.3. Estimación de los flujos radiativos

Cuando no se dispone de mediciones de los flujos radiativos, es posible recurrir a ecuaciones empíricas para estimarlos en base a otras variables meteorológicas, tales como: temperatura, humedad relativa, fracción de cielo cubierto, albedo superficial, entre otras.

### Estimación de la radiación de onda corta

Las radiación solar incidente se puede estimar a partir de la radiación solar en el tope de la atmosfera:

$$RS \downarrow = \begin{cases} ST_K \text{sen}\psi & \text{durante el día (sen}\psi \text{ es positivo)} \\ 0 & \text{durante la noche (sen}\psi \text{ es negativo)} \end{cases} \quad (5)$$

## MODULO 2: Flujos Radiativos

donde  $S$  es la constante solar ( $1360 \text{ W/m}^2$ ),  $T_k$  es la transmisividad y  $\psi$  es el complemento del ángulo cenital.

La transmisividad se puede calcular a partir de la ecuación de Burridge and Gadd (1974):

$$T_K = (0,6 + 0,2\text{sen}\psi)(1 - 0,4\sigma_{C_H})(1 - 0,7\sigma_{C_M})(1 - 0,4\sigma_{C_L}) \quad (6)$$

donde  $\sigma_C$  representa la fracción de cielo cubierto, y los subíndices H, M y L significan, nubosidad alta, media y baja, respectivamente.

Para determinar  $\text{sen}\psi$  se puede ocupar:

$$\text{sen}\psi = \text{sen}\phi\text{sen}\delta_s - \text{cos}\phi\text{cos}\delta_s\text{cos}\left[\frac{180t_{UTC}}{12} - \lambda_e\right] \quad (7)$$

donde  $\phi$  es la latitud (negativa para el hemisferio Sur) y  $\lambda_e$  es la longitud en *grados*.  $\delta_s$  es la declinación solar (latitud a la cual lo rayos solares caen verticalmente a mediodía) y  $t_{UTC}$  es el tiempo universal coordinado en horas.

La declinación solar (en *grados*) se determina de:

$$\delta_s = 23,46\text{cos}\left[\frac{360(d - 173)}{365,25}\right] \quad (8)$$

donde  $d$  es el día del año (por ejemplo 27 de octubre=300).

Se define el albedo,  $a$ , como la fracción de la radiación solar incidente que es reflejada. Varía desde 0,95 sobre la nieve fresca hasta 0,05 para suelos mojados oscuros. Entonces, la radiación solar reflejada por la superficie esta dada por:

$$RS \uparrow = -aRS \downarrow \quad (9)$$

A partir de la radiación solar incidente,  $RS \downarrow$ , se puede calcular la insolación diaria, definida como:

$$Insolacion = \int_{h_s}^{h_p} RS \downarrow dh \quad (10)$$

donde  $h_s$  y  $h_p$  son las horas de salida y puesta del sol, respectivamente, que se obtienen a partir de la Ecuación 7 como:

$$h_s = h_p = \text{acos}(-\text{tg}\phi\text{tg}\delta_s) \quad (11)$$

y para  $h_s$  en *grados*, la duración del día,  $t_d$ , en *horas*, es:

$$t_d = 2\frac{h_s}{15} \quad (12)$$

Una aproximación a la insolación diaria,  $I$  ( $MJ/m^2$ ), esta dada por la siguiente expresión:

$$I \cong 7,2 \cdot 10^{-3} \frac{S_{max} t_d}{\pi} \quad (13)$$

donde,  $t_d$  se ingresa en horas y  $S_{max}$  ( $W/m^2$ ) es la máxima radiación solar incidente dada por (Figura 2):

$$S_{max} = S(h = 0) = S(0,8)(1 - 0,4\sigma_{C_H})(1 - 0,7\sigma_{C_M})(1 - 0,4\sigma_{C_L})(\text{sen}\phi\text{sen}\delta_s + \text{cos}\phi\text{cos}\delta_s) \quad (14)$$

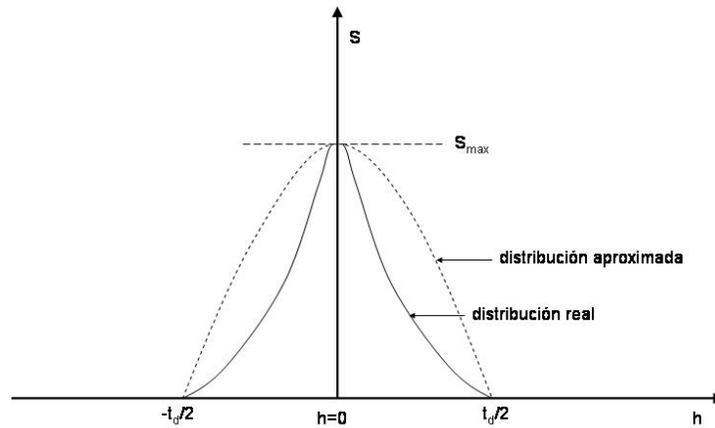


Figura 2: Aproximación para calcular la insolación diaria.

### Estimación de la radiación de onda larga

La radiación de onda larga, a diferencia de la radiación solar, no varía mucho con el tiempo para condiciones de un cielo despejado. Luego la radiación neta de onda larga ( $ROL^* = ROL \downarrow - ROL \uparrow$ ), es aproximadamente constante en el tiempo y negativa por que se pierde radiación desde la superficie de la tierra hacia la atmósfera.

Cuando las nubes están presentes, la emisión de la superficie es balanceada por la contraradiación desde las nubes y este efecto es más efectivo para nubes bajas que para nubes altas. Luego, el flujo infrarojo neto se suele estimar por medio de la fórmula de Burridge y Gadd (1974):

$$ROL^* = (-96,4Wm^{-2})(1 - 0,1\sigma_{C_H} - 0,3\sigma_{C_M} - 0,6\sigma_{C_L}) \quad (15)$$

Una alternativa para parametrizar la radiación neta de onda larga, es calcular los términos  $ROL \uparrow$  y  $ROL \downarrow$  por separado. La ley de Stefan-Boltzmann nos da:

$$ROL \uparrow = \epsilon_{IR} \sigma_{SB} T_0^4 \quad (16)$$

donde  $\sigma_{SB} = 5,67 \cdot 10^{-8} W m^{-2} K^4$  es la constante de Stefan-Boltzmann.  $\epsilon_{IR}$  es la emisividad infrarroja, que esta en el rango de 0,9 a 0,99 para distintas superficies y  $T_0$  es la temperatura del suelo.

La contraradiación,  $ROL \downarrow$ , se puede determinar a partir de la formula de Swinbank's (1963) para condiciones de cielo despejado:

$$ROL \downarrow = 0,94 \cdot 10^{-5} \sigma_{SB} T_a^6 \quad (17)$$

donde  $T_a$  es la temperatura del aire. Si se asume que  $T_0 = T_a$ , se tiene la siguiente expresión para la radiación neta de onda larga:

$$ROL^* = \sigma_{SB} T_a^4 (0,94 \cdot 10^{-5} T_a^2 - 1) \quad (18)$$

Una corrección para cielo cubierto esta dada por la relación de Paltridge y Platt (1976):

$$ROL^* = \sigma_{SB} T_a^4 (0,94 \cdot 10^{-5} T_a^2 - 1) - 0,3 \epsilon_{IR} \sigma_{SB} T_a^4 C \quad (19)$$

donde  $C$  es la fracción de cielo cubierto.

Una estimación que considera el efecto de la humedad ambiente, a través de la presión parcial de vapor,  $e_a$ , es la propuesta por Idso(1981):

$$ROL \downarrow = [0,7 + 5,95 \cdot 10^{-5} e_a \exp(1500/T_a)] \sigma_{SB} T_a^4 \quad (20)$$

La presión parcial de vapor,  $e_a$ , se obtiene de la definición de humedad relativa:

$$HR \cong \frac{e_a}{e_{as}} \quad (21)$$

donde  $e_{as}$ , corresponde a la presión parcial de vapor cuando el aire esta saturado y depende sólo de la temperatura, de acuerdo a la relación de Clausius-Clapeyron (Figura 3):

$$e_{as} = 6,11 \exp\left(\frac{17,27T}{T + 237,3}\right) \quad (22)$$

en esta ecuación la temperatura,  $T$ , es en  $^{\circ}C$ , y la presión  $e_{as}$  se obtiene en *milibares*.

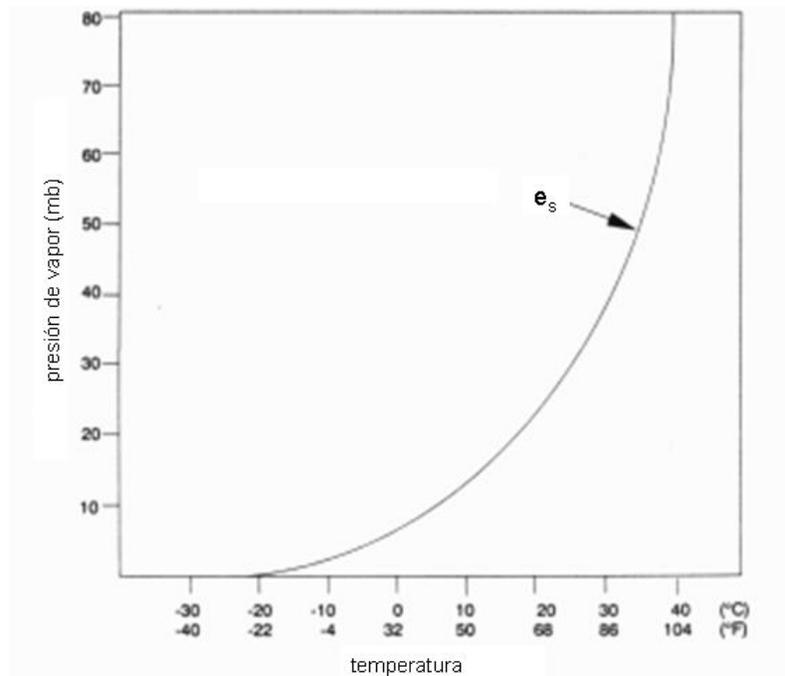


Figura 3: Curva de Clausius-Clapeyron.

#### 1.4. Instrumentos para medir radiación solar e infraroja

Los instrumentos para medir radiación pueden ser clasificados de acuerdo a su uso. El término genérico para todos éstos es el de Radiómetro.

##### **Piranómetro:**

Instrumento que mide la radiación solar (radiación solar directa más difusa) recibida desde todo el hemisferio celeste sobre una superficie horizontal terrestre. La radiación solar reflejada también puede ser medida mediante un piranómetro invertido, con lo cual es posible determinar el albedo del lugar.



Figura 4: Piranómetro.

Unas placas pintadas de blanco y de negro actúan como sensores (Figura 4). Las placas negras se calientan más que las blancas, debido a que absorben más radiación. Mediante

termocuplas se mide la diferencia de temperatura entre las placas blancas y negras, la cual es función de la radiación solar global. Para evitar el enfriamiento producido por el viento y el efecto de la contaminación atmosférica sobre los sensores, éstos se aíslan mediante una cúpula de vidrio. Para medir la radiación difusa, se instala un sistema que evita la radiación solar directa sobre el sensor (Figura 5).



Figura 5: Piranómetro para medir radiación solar difusa.

### **Pirheliómetro**

Este instrumento mide la energía que proviene directamente del sol, evitando la radiación difusa desde otras direcciones, siendo necesario que esté constantemente orientado al disco solar. Como sensor se utiliza una placa negra, cuya temperatura, que se mide con un sistema de termocuplas, varía con la radiación solar directa que llega a la placa.

### **Pirorradiómetro o radiómetro neto:**

Diseñado para medir la radiación global. También se puede utilizar para medir el balance neto radiativo de una superficie horizontal, a través de la combinación de dos pirorradiómetros en un solo equipo de medición, con uno expuesto hacia arriba y el otro hacia la superficie (Radiómetro Neto). Los sensores son similares a los otros equipos de radiometría. Los sensores se protegen mediante cúpulas de silicona. Para evitar la condensación interior, se inflan con aire con bajo contenido de vapor de agua (Figura 6).



Figura 6: Radiómetro neto.