

5.1 Evaporación

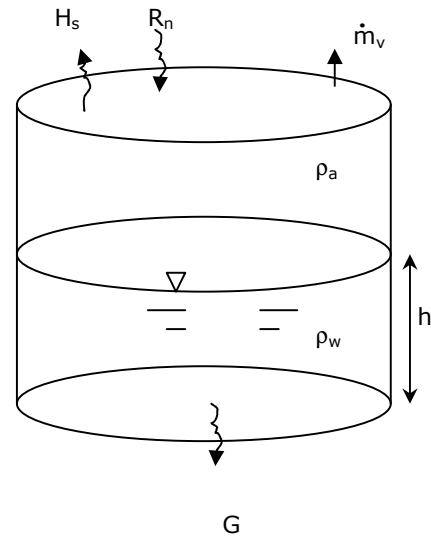
Los principales factores que inciden en la evaporación desde una superficie libre son la radiación solar, como fuente de energía para suministrar el calor latente de vaporización, la velocidad del viento requerida para transportar el vapor lejos de la superficie evaporante y el gradiente de humedad específica del aire sobre la superficie.

La evaporación desde el suelo y la vegetación sumada a la transpiración de las plantas a través de los estomas de sus hojas, del agua que éstas captan a través de sus raíces, se llama genéricamente evapotranspiración. Esta depende de los mismos factores indicados para una superficie libre, además de la disponibilidad de humedad en la superficie evaporante. Se denomina evapotranspiración potencial a aquella que ocurriría desde una cubierta vegetal cuando la disponibilidad de humedad no es limitante y ésta se calcula en forma similar a la evaporación que ocurre desde una superficie libre. La evapotranspiración real disminuye por debajo del nivel potencial a medida que el suelo se seca.

Método del Balance de Energía.

En base a la figura, donde se considera como volumen de control un cilindro de área transversal A , compuesto de agua hasta una altura h y el resto aire, se plantearán las ecuaciones de continuidad y energía, considerando que la evaporación se mide a través de la disminución de la altura de agua.

La ecuación de continuidad se escribe separadamente para las 2 fases. Si se considera una masa de agua m_v de densidad ρ_w en que $-\dot{m}_v = dm_v/dt$ representa la tasa de masa evaporada, ésta puede expresarse como:



$$-\dot{m}_v = \frac{\partial}{\partial t} \int \int \int_{C.V.} \rho_w dV + \int \int_{C.S.} \rho_w V \cdot dA$$

Suponiendo que por las paredes del volumen de control no existe flujo y que a través de la superficie libre no escurre agua, entonces la variación de volumen en el interior del volumen de control (1^{er} término del lado derecho de la ecuación) queda dado por $\rho_w A dh/dt$, de modo que:

$$-\dot{m}_v = \rho_w A \left(\frac{dh}{dt} \right)$$

o

$$\dot{m}_v = \rho_w AE$$

donde $E = -dh/dt$ es la tasa de evaporación.

Para la fase de vapor se considera que la masa de vapor de agua tiene una humedad específica q_v y que el aire tiene una densidad ρ_a , de modo que la ecuación de continuidad se escribe:

$$-\dot{m}_v = \frac{\partial}{\partial t} \iiint_{V.C.} q_v \rho_a dV + \iint_{S.C.} q_v \rho_a V \cdot dA$$

Para un flujo de aire permanente sobre el sistema, la variación temporal del vapor de agua en el interior del volumen de control es nula. De acuerdo a lo anterior, combinando la ecuación de continuidad para las 2 fases resulta:

$$\rho_w AE = \iint_{S.C.} q_v \rho_a V \cdot dA$$

Esta ecuación puede usarse para definir la tasa de evaporación o evapotranspiración desde cualquier superficie, expresándola como:

$$E = \left(\frac{1}{\rho_w A} \right) \iint_{S.C.} q_v \rho_a V \cdot dA$$

donde E corresponde a la lámina de agua evaporada en la unidad de tiempo considerada, generalmente mm/día.

De acuerdo a la 1ª Ley de la Termodinámica la tasa neta de transferencia de energía a un sistema, es igual a la tasa en que se transfiere calor al sistema, dH/dt , menos la tasa a la que el sistema efectúa trabajo, dW/dt , hacia sus alrededores. La energía específica total de un sistema se compone de la energía interna específica, u , de la energía cinética por unidad de masa, $v^2/2$, y de la energía potencial por unidad de masa, gz . Por lo tanto, para el sistema en estudio, de acuerdo al teorema del transporte de Reynolds, puede escribirse:

$$\frac{dH}{dt} - \frac{dW}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} \iiint_{V.C.} \left(u + \frac{1}{2} V^2 + gz \right) \rho dV + \iint_{S.C.} \left(u + \frac{1}{2} V^2 + gz \right) \rho V \cdot dA$$

Considerando que no se efectúa trabajo, que la velocidad es nula en el interior del volumen de control y que la variación de cota, z , es pequeña, la ecuación anterior puede simplificarse a:

$$\frac{dH}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} \iiint_{V.C.} u \rho_w dV$$

Para un área unitaria en la superficie líquida, la fuente de energía calórica es el flujo neto de radiación R_n , el fluido suministra un flujo de calor sensible H_s hacia el aire y un flujo de calor hacia el suelo G ; de este modo entonces, $dH/dt = R_n - H_s - G$. Si no se consideran variaciones temporales de la temperatura en el interior del fluido, entonces la única variación de calor almacenado en el volumen de control, corresponde a la variación de energía interna del agua evaporada, que es igual a $l_v dm_v/dt$, donde l_v es el calor latente de vaporización, que varía lentamente con la temperatura de acuerdo con la siguiente expresión:

$$l_v = 2,501 \cdot 10^6 - 2370 \cdot T \quad (\text{Joule/Kg})$$

donde T es la temperatura en $^{\circ}\text{C}$.

Entonces, la ecuación anterior puede reescribirse como:

$$R_n - H_s - G = l_v \dot{m}_v$$

Reemplazando $\dot{m}_v$, se obtiene:

$$E = \frac{l}{l_v \rho_w} (R_n - H_s - G)$$

que representa la ecuación de balance de energía para la evaporación. Si tanto el calor sensible H_s , como el flujo de calor hacia el suelo G , son nulos, entonces puede calcularse una tasa de evaporación E_r como aquella tasa a la cual toda la radiación neta incidente es absorbida por evaporación:

$$E_r = \frac{R_n}{l_v \rho_w}$$

Método Aerodinámico

Además de la energía calórica, el otro factor que controla la tasa de evaporación desde una superficie de agua es la posibilidad de que el vapor sea transportado lejos de la superficie. La tasa de transporte depende del gradiente de humedad del aire en la cercanía de la superficie y de la velocidad del viento v sobre ésta. Estos dos procesos pueden abordarse analizando, conjuntamente, las ecuaciones de transporte de masa y momentum en el aire.

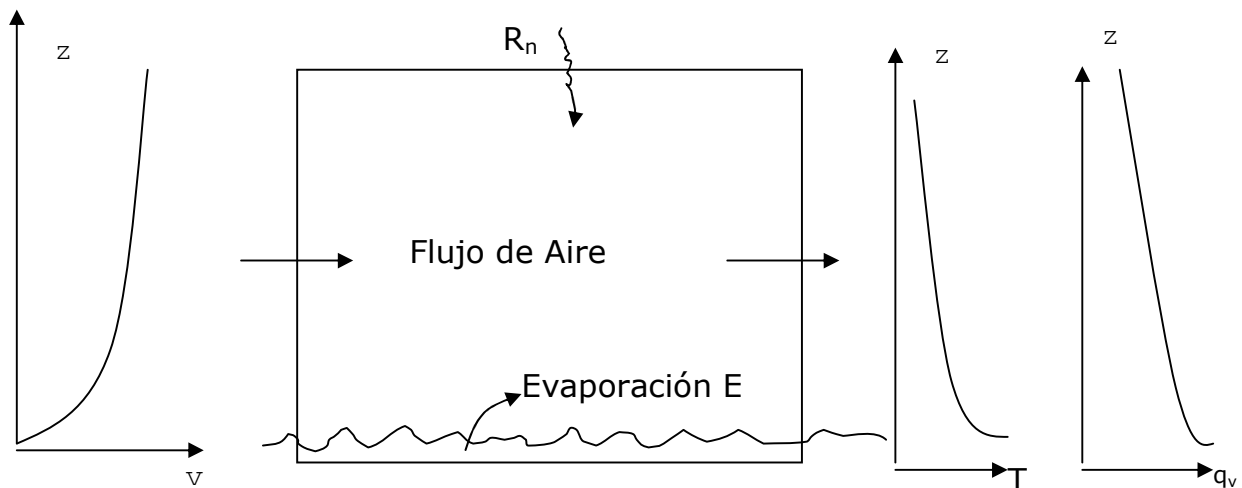


Fig. 5.2: Volumen de Control. Método Aerodinámico

Si en el volumen de control de la figura 5.2, se considera un plano horizontal de área unitaria a la altura z sobre la superficie líquida, entonces el flujo de vapor dm_v/dt que asciende por convección y que pasa a través del plano, queda dado por la ecuación: donde K_w es el coeficiente de difusión turbulenta de masa. El flujo de momentum o

$$\dot{m}_v = -\rho_a K_w \frac{dq_v}{dz}$$

esfuerzo de corte a la altura z , es:

donde K_m es el coeficiente de difusión turbulenta de momentum y v es la velocidad del viento.

Si se supone las medidas de velocidad y humedad específica v_1, q_{v1} y v_2, q_{v2} a las alturas z_1 y z_2 , respectivamente, estando las elevaciones lo suficientemente cerca como

$$\tau = \rho_a K_m \frac{dv}{dz}$$

para considerar que no existen variaciones en $\dot{m}_v$ y τ , entonces puede sustituirse las derivadas totales y se obtiene que:

$$\dot{m}_v = \tau \frac{K_w(q_{v1} - q_{v2})}{K_m(v_2 - v_1)}$$

La velocidad del viento en la capa límite en las zonas cercanas a la superficie terrestre (del orden de 50 m) puede aproximarse por una distribución logarítmica del tipo:

$$\frac{v}{v^*} = \frac{1}{k} \ln\left(\frac{z}{z_0}\right)$$

donde $v^* = \sqrt{\tau / \rho_a}$ es la velocidad tangencial, k es la constante de von Karman, para la cual generalmente se adopta el valor 0,4, y z_0 es la altura de las asperezas, que puede considerarse como el punto en que la velocidad es nula. Entonces:

$$v_2 - v_1 = \frac{v^*}{k} \left[\ln\left(\frac{z_2}{z_0}\right) - \ln\left(\frac{z_1}{z_0}\right) \right]$$

$$= \frac{v^*}{k} \ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right)$$

y

$$v^* = \frac{k(v_2 - v_1)}{\ln(z_2 / z_1)}$$

reemplazando v^* por su definición, se tiene:

$$\tau = \rho_a \left[\frac{k(v_2 - v_1)}{\ln(z_2 / z_1)} \right]^2$$

Sustituyendo esta expresión y reordenando, se llega a:

$$\dot{m}_v = \frac{K_w k^2 \rho_a (q_{v1} - q_{v2})(v_2 - v_1)}{K_m [\ln(z_2 / z_1)]^2}$$

que se conoce con el nombre de la ecuación de Thornthwaite-Holzman para el transporte de vapor. En su aplicación, generalmente se supone que la razón entre los coeficiente K_w/K_m es constante e igual a 1.

Cuando no se dispone de 2 medidas, se utiliza la ecuación anterior suponiendo que z_1 coincide con la altura de aspereza z_0 y que en esa posición el aire está saturado. De acuerdo a esto, como la humedad específica $q_v = 0.622e/p$, donde e es la presión de vapor y p es la presión atmosférica (que es igual a ambas alturas), las medidas de presión de vapor pueden sustituir a las de humedad específica. En la altura z_2 , la presión de vapor es la presión de vapor del aire, e_a , y la presión de vapor en la superficie es la presión de vapor saturado correspondiente a la temperatura del aire, e_{as} . De acuerdo con esto, la ecuación anterior queda:

$$\dot{m}_v = \frac{0.622 k^2 \rho_a (e_{as} - e_a) v_2}{p [\ln(z_2 / z_0)]^2}$$

Recordando que dm_v/dt representa la tasa de evaporación equivalente por unidad de área = $\rho_w E_a$, entonces reemplazando y reordenando, puede escribirse:

$$E_a = B(e_{as} - e_a)$$

donde:

$$B = \frac{0.622 k^2 \rho_a u_2}{p \rho_w [\ln(z_2 / z_0)]^2}$$

Esta última expresión para la evaporación se conoce comúnmente como la ley de Dalton quien la propuso en 1802 y es la base de muchas de las fórmulas empíricas que se usan para estimar la evaporación.

Método Aerodinámico y de Balance de Energía Combinados.

Teniendo en cuenta que tanto la energía disponible como el transporte de vapor de agua son factores limitantes para la evaporación, generalmente se recurre a la estimación de ésta a través de un método combinado. Dicho método considera que existe proporcionalidad entre el flujo de calor sensible H_s y el flujo de calor de vapor $l_v \dot{m}_v$ y la constante de proporcionalidad se denomina cociente de Bowen (β):

$$\beta = \frac{H_s}{l_v \dot{m}_v}$$

Si se considera nulo el flujo de calor hacia el suelo, $G=0$, la ecuación del balance de energía puede plantearse como:

$$R_n = l_v \dot{m}_v (1 + \beta)$$

Para calcular el cociente de Bowen, se usan conjuntamente las ecuaciones del transporte de vapor y calor, en forma similar a lo planteado anteriormente con las ecuaciones de transporte de vapor y momentum para derivar la ecuación de Thornthwaite-Holzman. Estas se expresan como:

$$H_s = -\rho_a C_p K_h \frac{dT}{dz}$$

$$\dot{m}_v = -\rho_a K_w \frac{dq_v}{dz}$$

donde C_p es el calor específico a presión constante y K_h es el coeficiente de difusión turbulento de calor. En base a mediciones de la humedad específica, q_v , y temperatura, T , efectuadas en dos niveles z_1 y z_2 y suponiendo que la tasa de transporte es constante entre los 2 niveles, se obtiene:

$$\frac{H_s}{\dot{m}_v} = \frac{C_p K_h (T_2 - T_1)}{K_w (q_{v2} - q_{v1})}$$

Reordenando y sustituyendo $q_v = 0.622e/p$ se obtiene:

$$\beta = \frac{C_p K_h p (T_2 - T_1)}{0.622 l_v K_w (e_2 - e_1)}$$

o

$$\beta = \gamma \left(\frac{T_2 - T_1}{e_2 - e_1} \right)$$

donde γ es la denominada constante psicrométrica:

$$\gamma = \frac{C_p K_h p}{0.622 l_v K_w}$$

La razón entre los coeficientes de difusión turbulenta de calor y de masa K_h/K_w se adopta generalmente igual a la unidad.

Si los niveles 1 y 2 donde se efectúan las mediciones se toman en la superficie evaporante y en el aire, respectivamente, puede demostrarse que la tasa de evaporación calculada sólo en base a la radiación neta incidente, E_r , y la calculada en base al método aerodinámico, E_a , pueden combinarse para obtener una evaporación ponderada E :

$$E = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} E_r + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} E_a$$

donde Δ es el gradiente de la curva de presión de vapor saturado e_{as} a la temperatura del aire T_a que pueden estimarse de:

$$e_{as} = 611 \exp\left(\frac{17.27T}{237.3 + T}\right) \quad (Pa)$$

$$\Delta = \frac{4098 e_{as}}{(237.3 + T)^2} \quad (Pa/^\circ C)$$

Esta ecuación para estimar la evaporación que fue propuesta originalmente por Penman en 1948, es la base del método combinado para el cálculo de la evaporación, método que en general resulta el más preciso cuando todos los datos que se requieren están disponibles y se satisfacen las hipótesis.

Hay que tener en cuenta que en el método del balance de energía se supone que existe un flujo permanente de energía y que los cambios de calor en el interior del sistema son despreciables, lo que limita la aplicación del método a períodos de tiempo diarios o mayores, y a situaciones que no posean grandes almacenamientos de calor, como son los grandes lagos. La principal hipótesis del método aerodinámico se refiere a la forma que adopta el coeficiente de transferencia de vapor B , que como se verá más adelante en general se ajusta localmente según los datos meteorológicos disponibles.

El método combinado es apropiado para aplicarlo en áreas pequeñas donde se dispone de medidas de radiación neta, temperatura del aire, humedad, velocidad de viento y presión del aire. Cuando alguno de estos datos no está disponible, deben usarse ecuaciones más simples. Al estimar la evaporación en grandes áreas, donde se reconoce que la tasa de evaporación es dominada por los componentes radiativos, Priestley y Taylor (Chow et al, 1988) determinaron que el segundo término del método combinado es del orden del 30% del primero de modo que la ecuación para estimar la evaporación conocida como la de Priestley-Taylor, queda:

$$E = \alpha \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} E_r$$

donde $\alpha=1,3$.

Fórmulas Empíricas

Se han identificado del orden de 100 expresiones que determinan coeficientes de la Ley de Dalton, basadas en datos locales y de diferentes técnicas de medición, algunas con datos en "tierra", otras con datos sobre superficies de agua y con datos de temperatura y viento medidas a diferentes alturas. Helrich et al (Bras, 1990) presentaron en 1982 una recopilación de algunas de estas fórmulas, convirtiéndolas a mediciones a 2m de altura y en unidades métricas. Algunas de éstas, con la energía Q_e en [Watt/m²], la presión de vapor e en [mb], la temperatura T en [°C], la superficie A en [Ha] se presentan a continuación:

- Lago Hefner (datos del lago, 1954)

$$Q_e = 3,75 \cdot v_2 \cdot (e_s - e_2)$$

- Meyer (estanque pequeño calentado, 1942)

$$Q_e = (7,9 + 2,2 v_2) \cdot (e_s - e_2)$$

- Harbeck (datos de varios lagos, 1962)

$$Q_e = \frac{5,82 v_2}{A^{0,05}} \cdot (e_s - e_2)$$

- Rimsha y Donchenko (ríos con descargas térmicas, 1957)

$$Q_e = (6 + 0,26 \cdot \Delta T + 3,1 v_2)(e_s - e_2)$$

$$\Delta T = T_s - T_2$$

Para convertir cualquiera de las expresiones anteriores a tasa de evaporación se debe dividir Q_e por el calor latente l_v y la densidad del agua ρ_w .

5.2 Evapotranspiración

De acuerdo a lo expresado anteriormente, la evapotranspiración se refiere a la evaporación desde el suelo y a la transpiración de los vegetales. Es controlada por los mismos factores que controlan la evaporación desde superficies líquidas, es decir la disponibilidad de energía y el transporte de vapor aunque además incide la disponibilidad de humedad en la superficie evaporante. A medida que el suelo se seca, la tasa de evapotranspiración disminuye en relación a la que existiría si el suelo continuara mojado.

Debido a la dificultad de obtener mediciones directas y exactas de esta variable se utilizan variados métodos para predecir la evapotranspiración (ET) en función de variables climáticas. Doorembos y Pruitt (1986) establecen los parámetros de 4 fórmulas ampliamente utilizadas contrastándolas con datos medidos de ET en diferentes zonas geográficas y condiciones climáticas.

Estos autores introducen el cálculo de la evapotranspiración de un cultivo de referencia ET_0 definida como: la tasa de ET de una superficie extendida de gramíneas verdes de 8 a 15 cm de altura, uniforme, de crecimiento activo, que cubren totalmente el suelo y que no escasean de agua.

La elección del método para calcular ET_0 se debe basar en el tipo de datos climáticos disponibles en la zona de interés. Se calcula ET_0 para cada período de 10 a 30 días usando los datos medios para el período. La ET_0 se expresa en mm/día y representa el valor medio del período. Como para un clima dado existen variaciones de un año a otro, será necesario analizar la magnitud y frecuencia de los valores extremos de la ET_0 , para lo que puede ser necesario efectuar un análisis de frecuencias. Para obtener la evapotranspiración de un cultivo cualquiera se debe multiplicar el valor de ET_0 por el coeficiente de cultivo k_c que depende del cultivo y de su período vegetativo. Se supone que en la fase inicial el coeficiente es constante y depende de la frecuencia de riego o lluvia; en la fase de desarrollo del cultivo se supone que el coeficiente aumenta linealmente hasta la fase denominada de mediados del período, la que dura desde que el cultivo presenta una cubierta sombreada completa hasta la maduración, y en la cual el coeficiente de cultivo permanece constante dependiendo de la humedad y viento en el período; en la última fase se supone también una variación lineal del coeficiente de cultivo, disminuyendo el valor hasta un mínimo que depende de las

condiciones climáticas medias del período.

Las fórmulas que se incluyen en estudio de Doorembos y Pruitt corresponden a las de los métodos de Blaney y Criddle, del evaporímetro de bandeja, de radiación y Penman modificado. De éstas la más utilizada en nuestro país corresponde a la de Blaney y Criddle y es la que se describe a continuación.

Método de Blaney y Criddle.

Es uno de los más ampliamente utilizados. Requiere sólo datos medidos de la temperatura del aire, T , determinándose de acuerdo a la tabla 5.1, el porcentaje de horas diurnas, p , en base a latitud del lugar. Se define el factor de uso consuntivo, f en (mm/día), usando la temperatura en $^{\circ}\text{C}$.

$$f = p (0,46T + 8,13)$$

Este factor se transforma a la evapotranspiración de un cultivo de referencia ET_0 tomando en cuenta otras condiciones climáticas para el cálculo.

$$ET_0 = k \cdot f + a$$

Los parámetros k y a dependen de las estimaciones de humedad mínima diurna ($HR_{\text{mín}}$), de la relación entre horas reales y las máximas posibles de insolación (n/N) y tipos de vientos diurnos (v) a una altura de 2 m.

En la tabla 5.2 se presentan las estimaciones de k y a obtenidas de las representaciones gráficas presentadas por Doorembos y Pruitt, para los siguientes rangos:

HR mín baja: < 20%
 HR mín media: 20 a 50%
 HR mín alta: > 50%

n/N baja: 0,3 a 0,6
 n/N media: 0,6 a 0,8
 n/N alta: > 0,8

- (1) viento diurno débil 0 a 2 m/s
- (2) viento diurno moderado 2 a 5 m/s
- (3) viento diurno fuerte > 5 m/s

Normalmente se requerirán varias relaciones seleccionadas para el mismo punto ya que una o más de las 3 variables climáticas consideradas variarán, probablemente, de un modo notorio según la estación.

Se suele ocupar esta relación para un mes por lo tanto para calcular E_t mensual se requiere multiplicar por el número de días del mes respectivo. Se sugiere ocupar el método para cada mes natural de cada año observado, no con el valor promedio de temperatura de varios años.

No debe emplearse en regiones ecuatoriales en que la temperatura no varía sustancialmente durante el año, pero si varían otros factores meteorológicos. Tampoco en islas pequeñas donde la temperatura queda condicionada por al del mar circundante y reacciona poco ante la evolución estacional de la radiación. A gran altitud el método parece incierto debido a la temperatura mínima más baja. Este método puede ser engañoso en climas con gran variabilidad de las horas de insolación durante los meses de transición (climas monzónicos, climas de latitud media en primavera y verano).

Para obtener la evapotranspiración del cultivo de interés es necesario conocer el coeficiente de cultivo que depende del cultivo propiamente tal y de sus etapas de desarrollo (Doorembos y Pruitt, 1986).