

3. CONCEPTOS BASICOS EN EVAPORACION

La evaporación es un proceso esencial del ciclo hidrológico, pues se estima que aproximadamente el 75% de la precipitación total anual que ocurre sobre los continentes retorna a la atmósfera en forma de vapor, directamente por evaporación o a través de las plantas, por transpiración (Gray, McKay and Wigham, 1973).

La evaporación ocurre cuando el agua es convertida en vapor. La cantidad de evaporación es controlada por la energía disponible en la superficie y la facilidad con la cual el vapor de agua puede difundirse en la atmósfera. Existen diferentes procesos físicos por los cuales se lleva a cabo la difusión, pero el principio físico para que exista evaporación desde superficies abiertas, el suelo y la vegetación es esencialmente el mismo.

Se puede definir a la evaporación como la cantidad de agua que se transforma en vapor desde superficies de agua libre, nieve o hielo, el suelo o la vegetación. La medida común de la evaporación está dada en milímetros por día. En el caso de la vegetación en el suelo, la transpiración se define como la parte de evaporación total que ingresa a la atmósfera desde el suelo a través de las plantas.

La evaporación tradicionalmente ha sido estimada utilizando datos climatológicos de estaciones localizadas en sitios específicos dentro de las cuencas.

La cantidad de agua evaporada o transpirada constituye una pérdida directa para los almacenamientos superficiales (embalses) y los subterráneos (acuíferos), de tal manera que su estimación es necesaria en todos los análisis hidrológicos relativos a la distribución de las aguas y en los estudios de balance y operación de almacenamientos. La estimación de los escurrimientos de una cuenca y de las dotaciones a los cultivos, la determinación de la capacidad necesaria en los embalses, y la cuantificación de la extracción factible en los acuíferos, son algunos de los estudios hidrológicos en los que los procesos de evaporación y transpiración juegan un papel preponderante (Campos, 1998).

3.1. Evapotranspiración

Se denomina evapotranspiración a la evaporación procedente de la superficie del agua, el suelo, la nieve, el hielo, la vegetación y de otras superficies, más la transpiración (OMM, Guía de Prácticas Hidrológicas, 1994). La evaporación del agua por las plantas se debe a la necesidad de agua que tienen las plantas para incorporarla a su estructura celular, además de utilizarla como elemento de transporte de alimentos y de eliminación de residuos. La circulación del agua en la planta no es un circuito cerrado, sino que por el contrario es una circulación abierta. El agua penetra por la raíz, circula por la planta y gran parte de ella se evapora por las hojas.

La transpiración depende de los siguientes factores:

- Tipo de planta

- Ciclo de crecimiento de la planta (inicial, vegetativo, medio, maduro)
- Tipo de suelo y humedad del suelo
- Insolación, viento, humedad de la atmósfera, etc.

Existe una diferencia entre la cantidad de agua que la planta puede absorber del suelo Q_i y la cantidad de agua Q_o que la planta transpira. Q_i depende del tipo de suelo, de las condiciones de humedad, así como del tipo y situación de la planta; mientras que Q_o depende de las condiciones de insolación, humedad y viento, así como de las características de la propia planta.

Si $Q_o > Q_i$, la planta se marchita o tiene que variar sus condiciones de desarrollo. Si $Q_i = Q_o$, la planta tiene suficiente circulación de agua y se desarrolla satisfactoriamente. Por último, los excesos de circulación de agua con $Q_o \ll Q_i$, pueden producir fenómenos contrarios al desarrollo.

3.2. Evapotranspiración Potencial

Con objeto de valorar la capacidad máxima de evaporación y transpiración de un suelo, con unas determinadas condiciones atmosféricas y de radiación, Thornthwaite (1948) definió la evapotranspiración potencial como la pérdida de agua que se desprende del suelo, totalmente cubierto de vegetación, cuando aquel se encuentra perfectamente impregnado de agua. Penman propuso modificar esta definición para incluir la estipulación de que la superficie debe estar cubierta por vegetación verde. Esta definición puede ser generalmente satisfactoria, sin embargo pierde su significado durante el invierno en latitudes septentrionales.

En ciertas condiciones la evapotranspiración potencial puede ser igual a la evaporación de una superficie de agua. En algunas aplicaciones, la evaporación de la superficie del agua puede ser utilizada como un índice para la evapotranspiración potencial, por ejemplo, en estudios de las condiciones de la humedad del suelo con fines de pronóstico de predicción del abastecimiento de agua.

Existen diferentes métodos para estimar la evapotranspiración potencial. Entre ellos se encuentran:

Método De Blaney-Criddle

Es una fórmula utilizable para zonas áridas:

$$E_{tp} = p (0.46 T + 8.13)$$

Donde $p = 100$ (n° horas luz al día / n° horas luz al año); T es la temperatura en $^\circ\text{C}$; y E_{tp} es la evaporación diaria en mm.

Método de Coutagne

$$E_{tp} \text{ (mm/d)} = p - p^2 = p - [p^2 / (0.8 + 0.14 T)]$$

Donde p es la precipitación anual en mm, y T es la temperatura media anual.

3.3. Evapotranspiración Real

El efecto de un déficit de humedad en el perfil del suelo es un elemento importante en la relación entre la evapotranspiración real y la potencial. Existen pocas dudas de que la velocidad de agotamiento de un área heterogénea, inicialmente saturada, disminuye con el tiempo en una recesión casi logarítmica a causa de las variaciones de profundidad de la zona radicular, la densidad de la zona radicular, la pendiente, el aspecto de la superficie, del suelo, etc.

La evapotranspiración real es inferior a la evapotranspiración potencial para los siguientes factores:

- falta de agua en algunos períodos;
- variación de la evapotranspiración según el desarrollo de la planta;
- variaciones de las condiciones atmosféricas como la humedad, la temperatura, etc.

3.4. Factores meteorológicos que determinan la evaporación

El proceso de evaporación será función de la diferencia entre la presión de vapor de la masa de agua y la existente en la atmósfera, además, estará relacionada con las temperaturas del agua y aire, velocidad del viento, presión atmosférica y calidad del agua como factores meteorológicos (Campos, 1998).

3.4.1. Déficit de saturación de la atmósfera

Bajo ciertas condiciones, la evaporación es proporcional al llamado déficit de presión de vapor, que es la diferencia entre la presión de saturación (e_s), a la temperatura del agua en la superficie, y la presión de vapor del aire (e_a) que rodea a la superficie libre. Este hecho es conocido desde 1802, cuando J. Dalton lo enunció como una ley. La Ley de Dalton se expresa como (Remenieras, 1974):

$$E = C \frac{(e_s - e_a)}{H}$$

Donde:

E = evaporación, en mm por unidad de tiempo (día o mes).

C = constante que toma en cuenta los otros factores que influyen en la evaporación.

H = presión total (aire más vapor de agua) encima de la superficie evaporante, generalmente se desprecia debido a su relativa variación.

El término $(e_s - e_a)$ también se conoce como déficit hidrométrico y puede ser evaluado con un psicrómetro.

3.4.2. Radiación solar

Es el factor determinante de la evaporación ya que es la fuente de energía de dicho proceso. El proceso de evaporación se lleva a cabo casi sin interrupción durante el día, y frecuentemente también durante la noche, siempre y cuando sea abastecida la energía requerida para que las moléculas de agua pasen del estado líquido al gaseoso; tal energía definida como el calor latente de evaporación, deberá ser suministrada por radiación y conducción de la capa de aire en contacto, o bien, por medio de la energía previamente almacenada debajo de la superficie evaporante.

3.4.3. Temperatura del aire

El aumento de temperatura en el aire facilita la evaporación ya que, en primer lugar crea una convección térmica ascendente, que facilita la aireación de la superficie del líquido; y por otra parte la presión de vapor de saturación es más alta.

Como la presión de vapor depende de la temperatura, entonces la capacidad del aire para absorber vapor de agua se incrementará cuando la temperatura se eleve; además, si esta temperatura es alta, la energía calorífica es más fácilmente disponible; es por esto que la temperatura del aire tiene un doble efecto positivo en la evaporación.

3.4.4. Presión atmosférica

La evaporación aumenta al disminuir la presión atmosférica, manteniendo constantes los demás factores. Sin embargo, se ha observado que al aumentar la altitud, decrece la evaporación. Esta aparente contradicción se explica por la mayor influencia que tiene el descenso de temperaturas del aire y del agua en la evaporación.

3.4.5. Viento

Después de la radiación es el más importante, ya que renueva el aire próximo a la superficie de evaporación que está saturado. La combinación de humedad atmosférica baja y viento resulta ser la que produce mayor evaporación. El viento también produce un efecto secundario que es el enfriamiento de la superficie del líquido y la consiguiente disminución de la evaporación.

Cuando la capa de aire que está sobre la superficie evaporante permanece quieta, la evaporación continuamente irá descendiendo, conforme el aire tienda a su punto de saturación. Por lo tanto, la ocurrencia del viento será necesaria para remover y mezclar

las capas húmedas inferiores con las superiores de menor contenido de humedad. Con respecto a lo anterior, los movimientos turbulentos de aire serán más importantes que la magnitud misma del viento, aunque de hecho el grado de turbulencia está relacionado con la velocidad del viento y la rugosidad de la superficie evaporante.

En ocasiones, cuando el aire cargado de vapor se remueve rápidamente, la magnitud de la evaporación no se incrementa pues esta última depende de muchos otros factores; pero el viento, debido a este efecto de limpiado de aire, permitirá que se mantenga una magnitud de evaporación.

3.5. Medida de la evaporación

La evaporación natural puede ser medida como la pérdida de agua desde la superficie o como la ganancia de vapor de agua por la atmósfera. Las mediciones en la fase líquida asumen o crean un sistema cerrado, como un tanque de evaporación o un lisímetro, y deduce la evaporación como la pérdida neta de agua desde el sistema cerrado en un tiempo dado. La medida en la fase de vapor muy comúnmente asume que la atmósfera es un sistema abierto, y determina la evaporación como una integración del coeficiente de flujo de vapor de agua (o equivalente al calor latente) en el sistema abierto a través de la frontera turbulenta, en la capa cercana a la superficie de la tierra.

La medición de la evaporación de extensiones libres de agua o de superficies terrestres, así como de la transpiración de la vegetación, es de gran importancia para los estudios hidrológicos. La evaporación y la evapotranspiración son también elementos importantes en cualquier estudio del balance hídrico.

En la actualidad es difícil medir directamente la evaporación o la evapotranspiración de grandes superficies; sin embargo, existen diferentes métodos indirectos que dan resultados aceptables. En los embalses existentes, las parcelas y las cuencas pequeñas, las estimaciones pueden realizarse basándose en el balance hídrico, en el balance energético y en métodos aerodinámicos.

3.5.1. Tanques de evaporación

Por su aparente simplicidad, los tanques de evaporación son los instrumentos más utilizados para estimar la evaporación potencial. Existen numerosos modelos de tanques de evaporación: unos son cuadrados y otros circulares; unos están instalados por encima del nivel del suelo, y otros están enterrados de forma que el nivel de agua coincida aproximadamente con la del terreno.

Los tanques enterrados tienden a eliminar los efectos perjudiciales de los límites, como la radiación sobre las paredes laterales y el intercambio de calor entre la atmósfera y el tanque, pero presentan dificultades para la observación, captan fácilmente basura, son difíciles de instalar, limpiar y reparar; además, las fugas no se detectan con facilidad y la

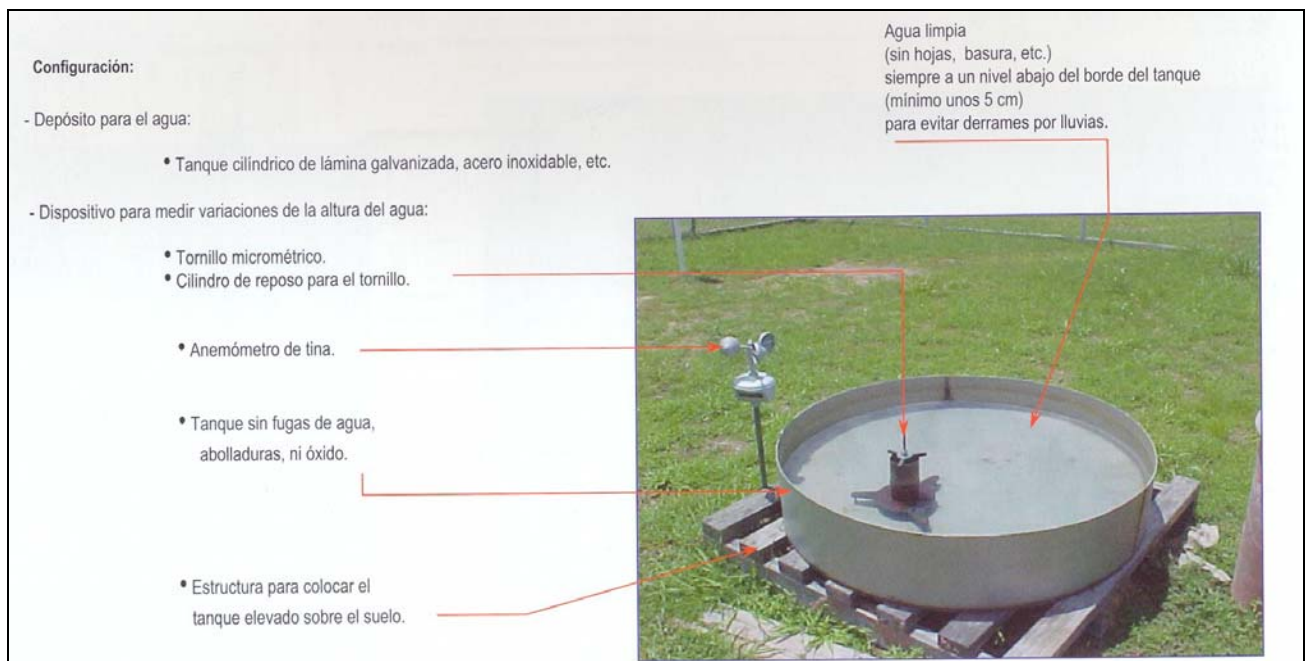
vegetación que circunda al tanque puede tener ciertos efectos nocivos, y más aún, puede existir un intercambio apreciable de calor entre el tanque y el suelo.

La evaporación en un tanque flotante en un embalse o lago es más aproximada a la evaporación del vaso, que la de los evaporímetros instalados en su orilla. Sin embargo, se tienen dificultades para efectuar las mediciones, las salpicaduras distorsionan los cálculos y en general los costos de instalación y mantenimiento son elevados.

Con respecto a los evaporímetros superficiales, sus principales ventajas son la economía, facilidad de instalación, operación y mantenimiento. Su principal desventaja radica en experimentar mayor evaporación que los enterrados, debido principalmente a la captación de calor por las paredes laterales y desafortunadamente, la transmisión de calor a través de sus paredes se traduce en variaciones geográficas (climatológicas) de las relaciones o cocientes entre la evaporación en el embalse y la medida en el tanque.

Entre los variados tipos de tanques de evaporación utilizados, la Organización Meteorológica Mundial (OMM), recomienda el tanque tipo A de los Estados Unidos como instrumento de referencia. Este es un tanque circular de 121 centímetros de diámetro y 25.4 centímetros de altura, montado sobre un enrejado de madera de forma que su base está 5 ó 10 centímetros encima del suelo, permitiendo la circulación del aire por debajo. Está construido de fierro galvanizado y es llenado hasta 5.1 centímetros bajo su borde. Las mediciones se realizan apoyando en un tubo de nivelado un tornillo micrométrico cuya punta se enrasa con el nivel del agua.

Figura 3.1. Tanque de evaporación y sus componentes



La evaporación diaria se calcula evaluando la diferencia entre los volúmenes de agua en el tanque en días sucesivos, teniendo en cuenta las precipitaciones durante el período considerado. El volumen de evaporación entre dos observaciones del nivel del agua en el tanque se estima mediante la fórmula:

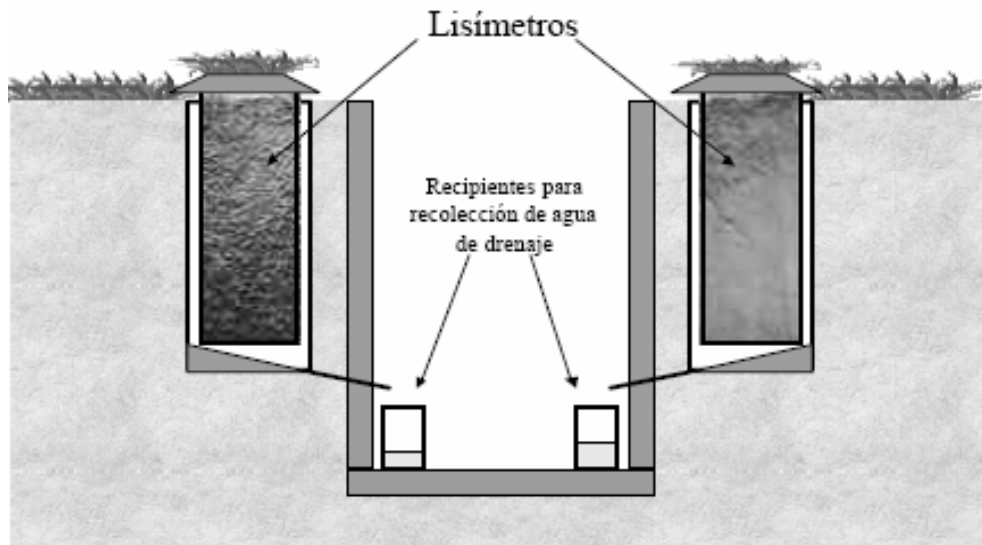
$$E=P \pm \Delta D$$

Donde P es la altura de precipitación entre las dos mediciones y ΔD la altura del agua añadida (+) o sustraída (-) del tanque.

3.5.2. Lisímetros

La evapotranspiración se puede estimar por medio de lisímetros, mediante métodos de balance hídrico o balance térmico, con ayuda del método de difusión turbulenta o mediante fórmulas empíricas basadas en datos meteorológicos observados. El uso de evaporímetros y lisímetros permite una medición directa de la evapotranspiración de superficies de terreno diferentes y la evaporación del suelo situado entre espacios cultivados. Estos instrumentos han demostrado ser suficientemente sencillos y exactos, siempre que satisfagan todos los requisitos concernientes a su instalación y técnicas de observación. La transpiración de la vegetación se estima como la diferencia entre los valores de evapotranspiración y de evaporación del terreno medidos al mismo tiempo.

Figura 3.2. Corte vertical de la estructura de lisímetros



3.6. Cálculo de la evapotranspiración

3.6.1 Método del balance hídrico

El método del balance hídrico puede utilizarse para estimar la evapotranspiración, ET, cuando pueden medirse o estimarse la precipitación P, el escurrimiento Q, y las variaciones del almacenamiento, ΔS . La ecuación utilizada es:

$$ET = P - Q - Q_{ss} \pm \Delta S$$

La evapotranspiración anual de una cuenca para un año hídrico puede ser estimada como la diferencia entre la precipitación y el escurrimiento, si se puede establecer por estudios geohidrológicos que la infiltración profunda es relativamente insignificante. Las fechas elegidas para el comienzo y final del año hídrico deben coincidir con la estación seca, cuando la cantidad de agua almacenada es relativamente pequeña y el cambio en almacenamiento de un año a otro es mínimo.

Si se debe calcular la evapotranspiración para un período más corto, como una semana o un mes, debe medirse la cantidad de agua almacenada en el suelo y en el canal del curso del agua. Esto es posible solo para cuencas pequeñas, y la aplicación del método de balance hídrico para esos períodos cortos se limita generalmente a parcelas o cuencas experimentales de algunas hectáreas.

Para la evapotranspiración media anual, la variación en el almacenamiento es generalmente mínima, y la evapotranspiración puede ser estimada a partir de la diferencia entre la precipitación media anual y el escurrimiento medio anual.

El volumen de precipitación que cae en una cuenca o parcela debe medirse con exactitud por una red de pluviómetros, y el número requerido dependerá de la variabilidad esperada de la precipitación en la cuenca o parcela de que se trate.

El escurrimiento deberá ser medido con los instrumentos y métodos para efectuar mediciones continuas del caudal.

La variación de almacenamiento de agua en el suelo se mide como dos componentes separados: la zona saturada y la zona no saturada. Se requieren mediciones de nivel de la capa freática en pozos y de la humedad del suelo en la zona no saturada.

El nivel de la capa freática puede ser determinado midiendo la distancia que existe entre puntos de referencia determinados y la superficie del agua en pozos, al final de cada período de tiempo para el cual la evapotranspiración va a ser calculada. La variación en el volumen de almacenamiento de agua es igual al cambio medio del nivel de agua en los pozos multiplicado por el rendimiento específico de la formación y por el área de la cuenca o parcela en la que se efectúa la medición.

Los perfiles de humedad del suelo desde el nivel de saturación (o desde un punto de humedad constante en regiones áridas) hasta la superficie del suelo, deben medirse al final de cada período de cálculo en diversos puntos de la cuenca o parcela. Se puede calcular así la ganancia o la pérdida de humedad del suelo durante el período en cuestión.

La cantidad de agua que pierde la cuenca por infiltración profunda no puede medirse directamente. Para conocer la magnitud relativa de este flujo, que debe tenerse en cuenta al elegir el área experimental, es preciso hacer un estudio hidrogeológico de las características hidráulicas de las capas adyacentes. Este término, en general es tan insignificante que puede pasarse por alto en estudios del balance hídrico.

3.6.2. Método aerodinámico

Este método es también conocido con los nombres de Transferencia de Masa, de Difusión Turbulenta de Vapor y de Los Gradientes de Humedad y Velocidad del Viento. La teoría básica de las ecuaciones del método es que el transporte de vapor de agua, desde la superficie evaporante a la atmósfera, es esencialmente un proceso turbulento (OMM, 1970), en el que el vapor tenderá a pasar de puntos de mayor contenido de humedad a puntos de menor contenido, ayudado por la turbulencia del aire. El desarrollo teórico de las ecuaciones de transporte turbulento ha seguido dos enfoques básicos: la Teoría de la Longitud de Mezcla, concepto debido a L. Prandtl (1904) y a W. Schmidt (1925); y la Teoría de la Mezcla Continua de O. G. Sutton (1949) (Gray, McKay and Wigham, 1973).

Algunas ecuaciones desarrolladas bajo los enfoques anteriores son expresiones matemáticas complicadas y requieren para su aplicación de mediciones meteorológicas muy elaboradas, en cambio, otras son sencillas y únicamente requieren de mediciones de humedad, viento y temperatura (OMM, 1970). Respecto al primer tipo de ecuaciones, se presenta como representativa de ellas la fórmula que obtuvieron C. W. Thornthwaite y B. Holzman, que supone unos perfiles adiabáticos para la atmósfera y distribuciones logarítmicas para la velocidad del viento y la humedad, para una vertical, la expresión es la siguiente (Gray, McKay and Wigham, 1973):

$$E = \frac{0.623pk^2(V_8 - V_2)(e_2 - e_8)}{P[\ln(800/200)]^2}$$

Donde:

E = Evaporación, en cm/s.

V_2, V_8 = velocidad del viento a 2 y 8 metros de altura, respectivamente, en cm/s.

e_2, e_8 = presiones de vapor en el aire a 2 y 8 metros de altura, respectivamente, en milibares.

P = presión atmosférica, en milibares.

p = densidad del aire, en g/cm³.

K = constante de von karman, aproximadamente igual a 0.40

Ecuaciones similares a la Ley de Dalton. Enseguida se presentan fórmulas comunes relativas al tipo de ecuaciones sencillas del método Aerodinámico, siendo por ello más utilizadas; en las expresiones se emplean las notaciones siguientes (Campos, 1998):

- E = evaporación diaria, en mm.
- Em = evaporación media mensual, en mm.
- e_s = presión de vapor de saturación para la temperatura del agua superficial, en mm de mercurio.
- e = presión de vapor del aire, en mm de mercurio, se obtiene en base a la humedad relativa (HR) y a la temperatura media del aire, por medio de la ecuación:

$$HR = \left[\frac{112 - 0.1T + Td}{112 + 0.9T} \right]^8$$

- Vz = velocidad del viento a la altura z sobre la superficie evaporante, en m/s.

FORMULA DE A. F. MEYER (1915). La evaporación media mensual puede obtenerse con la expresión:

$$Em = Cc(1+0.224 V_{7.5}) (e_s - e)$$

En lagos o embalses grandes y profundos, Cc es igual a 11.0 y para superficies evaporantes pequeñas tales como evaporímetros y pequeños almacenamientos, Cc es 15.0.

FORMULA DE R.E. HORTON. En 1917 Horton adoptó la Ley de Dalton al introducir la velocidad del viento como potencia, en la forma siguiente (Linsley, Kohler and Paulhus, 1949):

$$E = c [(2 - \exp -0.447 V_o) (e_s - e)]$$

Horton sugirió un valor de c igual a 0.36 para el caso de evaporímetros cuadrados de 30 cm de lado y se acepta un valor de 0.4 para estimar la evaporación en un pequeño embalse (Hjemlfet and Cassidy, 1975).

FORMULA DE C. ROHWER. Como resultado de investigaciones exhaustivas, Rohwer (1931) derivó una ecuación que incluye un término de presión para compensar las diferencias de altitud; esta es (Linsley, Kohler and Paulhus, 1949):

$$E = 0.497 (1 - 0.0005p)(1 + 0.6 V_o) (e_s - e)$$

En la cual p es la presión atmosférica diaria, en mm de mercurio.

3.6.3. Método del balance energético

La energía solar es la energía obtenida directamente del sol. La radiación solar incidente en la tierra puede aprovecharse por su capacidad para calentar o directamente a través del aprovechamiento de la radiación en dispositivos ópticos o de otro tipo.

Entender el fenómeno y cuantificar la energía emitida por el sol tiene múltiples aplicaciones en el campo de la ciencia y la tecnología. En hidrología, la radiación solar es considerada el elemento activador del ciclo hidrológico, ya que su acción está íntimamente ligada con el proceso de evaporación de las masas de agua y la humedad contenida en los suelos, así como la evapotranspiración de la cubierta vegetal. Además, se estudia su efecto en el derretimiento de la nieve en las regiones altas y en las tasas de escurrimiento derivadas de los distintos contenidos de humedad del suelo en una cuenca. La radiación solar es también una variable importante para el cálculo de la evapotranspiración con el método aplicado en el presente trabajo, y se requiere su conocimiento a altas resoluciones espacial y temporal.

Una herramienta que permite estimar el flujo radiante que incide en la tierra es la percepción remota o teledetección. Esta técnica emplea sensores montados en satélites espaciales, mismos que detectan la radiación reflejada o emitida desde la superficie, o bien aquella que refleja o emite la atmósfera terrestre.

La radiación es aprovechable en sus componentes directa y difusa, o en la suma de ambas. La radiación directa es la que llega directamente del foco solar, sin reflexiones o refracciones intermedias. La difusa es la emitida por la bóveda celeste diurna gracias a los múltiples fenómenos de reflexión y refracción solar en la atmósfera, en las nubes, y el resto de elementos atmosféricos y terrestres. La radiación directa puede reflejarse y concentrarse para su utilización, mientras que no es posible concentrar la luz difusa que proviene de todas direcciones.

La irradiancia directa normal (o perpendicular a los rayos solares), fuera de la atmósfera recibe el nombre de constante solar y tiene un valor medio de $1,367 \text{ Wm}^{-2}$ (WMO, 1982).

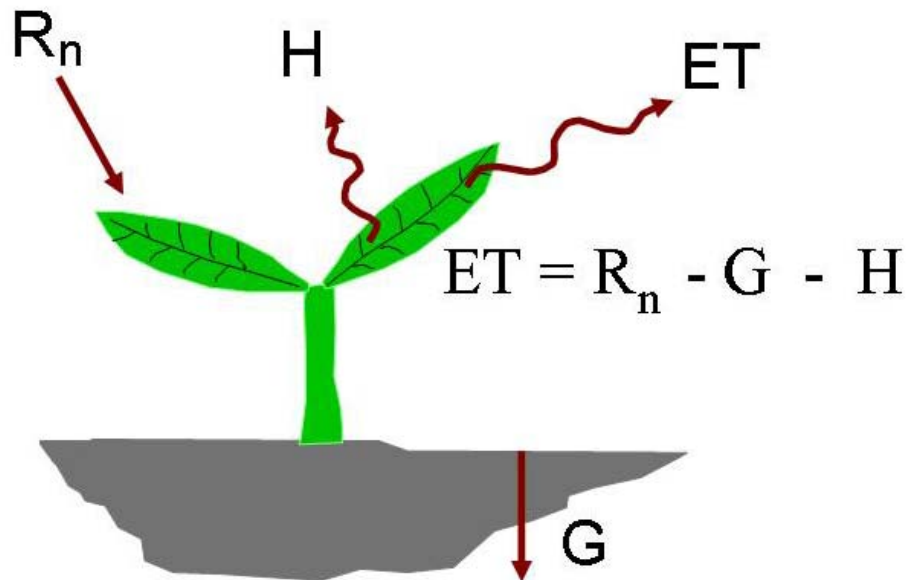
El método de balance energético puede aplicarse a la estimación de la evapotranspiración cuando la diferencia entre el balance de radiación y el flujo de calor en el suelo es importante y excede los errores de medición.

La evapotranspiración real es la cantidad de agua, expresada en mm/d, que es efectivamente evaporada desde la superficie del suelo y transpirada por la cubierta vegetal.

Balance de energía para evapotranspiración

ET es calculada como un "residual" del balance de energía (figura 3.3). El balance de energía incluye todas las fuentes (R_n) y consumidores (ET, G, H) de energía.

Figura 3.3. Balance de energía para Evapotranspiración, ET



Ecuación de balance energético

Podemos expresar la radiación neta con la siguiente expresión

$$R_n = G + H + \lambda E$$

Donde:

- R_n es la radiación neta
- G el flujo de calor en el suelo
- H es el flujo de calor sensible en el aire
- λE es el flujo de calor latente en el aire (evaporación como flujo de energía)
- λ es 2.5 MJ kg^{-1} , E es la evaporación $\text{kgm}^{-2}\text{s}^{-1}$

R_n , G , H , λE están expresados en Wm^{-2}

$$R_n - G = H + \lambda E$$

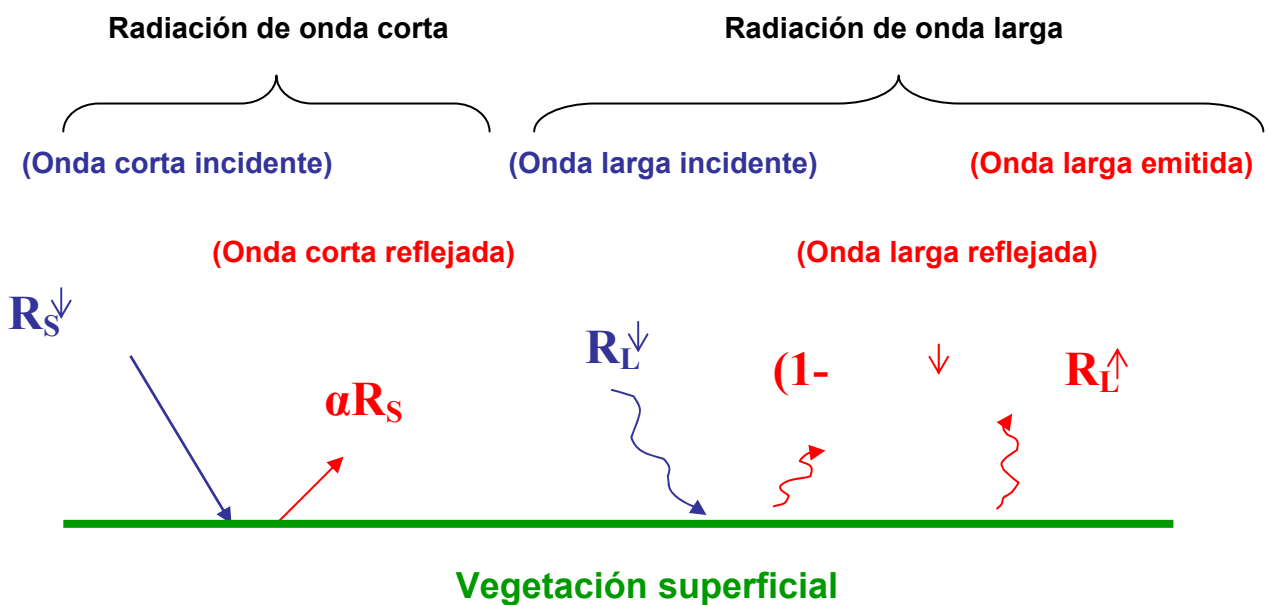
La fracción evaporativa queda representada por la ecuación

$$EF = \frac{\lambda E}{H + \lambda E}$$

3.7. Radiación Neta

El balance de radiación en la superficie se lleva a cabo de la forma que se presenta en la figura 3.4. Interviene la radiación de onda corta incidente (radiación solar) y reflejada, así como la radiación de onda larga incidente y reflejada. La radiación neta superficial se obtiene con la diferencia de ganancias y pérdidas (balance).

Figura 3.4. Balance de radiación en la superficie



Radiación Neta Superficial = Ganancias - Pérdidas

$$R_n = (1 - \alpha)R_{S\downarrow} + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} - (1 - \epsilon_0)R_{L\downarrow}$$

La radiación neta se obtiene a través de la fórmula:

$$R_n = R_{S\downarrow} - R_{S\uparrow} + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow}$$

Donde:

$R_{S\uparrow} = \alpha R_{S\downarrow}$, α es el albedo

$R_{L\uparrow} = \epsilon R_{L\downarrow} + \epsilon \sigma T_s^4$

Se obtiene:

$$R_n = (1 - \alpha)R_s \downarrow - \varepsilon(\sigma T_s^4 - R_l \downarrow)$$

Aparentemente se requiere

- Albedo (α)
- Emisividad (ε)
- Radiación solar incidente ($R_s \downarrow$)
- Temperatura de superficie (T)
- Radiación incidente de onda larga ($R_l \downarrow$)

La radiación solar R_s es igual a:

$$R_s = \tau R_{\text{exo}}$$

Donde τ es la transmitancia atmosférica y R_{exo} es la radiación solar exoatmosférica. De acuerdo con la aproximación de Bruin y Stricker:

$$-(R_i \uparrow - R_i \downarrow) \approx -\frac{110R_s}{R_{\text{exo}}}$$

Donde la constante 110 toma en cuenta la nubosidad. Entonces, la radiación neta será calculada con la ecuación

$$R_n = (1 - \alpha)R_s \downarrow - \frac{110R_s}{R_{\text{exo}}}$$

3.8. Radiación Solar Exoatmosférica

El flujo energético (energía por unidad de tiempo) recibido por unidad de superficie de un receptor se denomina irradiancia. El conocimiento de la irradiancia solar que llega al exterior de la atmósfera terrestre (irradiancia solar exoatmosférica o constante solar) es de suma importancia para estimar la que posteriormente llegará a cada punto de la superficie terrestre. La Organización Meteorológica Mundial recomienda usar, como valor medio de la constante solar $1,367 \text{ Wm}^{-2}$ (WMO, 1982).

La radiación solar exoatmosférica *instantánea* puede escribirse en una forma sencilla

$$R_{\text{exo}} = S_0 \left(\frac{d_0}{d} \right)^2 \cos \theta$$

Donde:

S_0 es la constante solar igual a $1,367 \text{ Wm}^{-2}$,

$\left(\frac{d_0}{d}\right)^2$ es la corrección para la variación anual en la distancia entre sol y la tierra,
 θ es el ángulo cenital del sol.

La corrección para la variación en distancia se da por una expresión aproximada usando el día del año (DOY) como parámetro:

$$\left(\frac{d_0}{d}\right)^2 = 1 + 0.033 \cos\left(\frac{2\pi \text{DOY}}{365}\right)$$

$$\delta = 23.45 \text{sen}\left(\frac{2\pi(284 + \text{DOY})}{365}\right)$$

$$R_{\text{exoDIA}} = \frac{S_0}{\pi} \left(\frac{d_0}{d}\right)^2 \text{sen}\varphi \text{sen}\delta (H - \tan H)$$

$$H = \arccos(\tan \varphi \tan \delta)$$

H es el número de horas en el día expresado como ángulo.

La expresión derivada para R_{exoDIA} tiene unidades de Wm^{-2} . Para convertirla a Joules, hay que multiplicarla por 86,400 s en el día.

3.9. Albedo

El albedo es la fracción de la luz del sol entrante que nuestro planeta refleja de nuevo al espacio. Si la tierra fuera cubierta por hielo como una bola gigante de nieve, su albedo sería cerca de 0.84, o sea que reflejaría la mayoría (el 84 por ciento) de la luz del sol que incide sobre ella. Por otra parte, si la tierra estuviera cubierta totalmente por un manto de bosque verde oscuro, su albedo estaría cerca de 0.14, que significa que la mayoría de la luz del sol sería absorbida y nuestro mundo sería más cálido que lo es hoy. Las medidas basadas en los satélites estimaron a finales de los años 70 que el albedo medio de la tierra era del orden de 0.30.

El albedo es la cantidad, expresada en porcentaje, de radiación que incide sobre cualquier superficie y que se pierde o es devuelta. Las superficies claras tienen valores de albedo superior a las oscuras, y las brillantes más que las mates. El albedo medio de la tierra es del 30-32% de la radiación que proviene del sol. Se estima que de la energía solar incidente, ésta se refleja de la forma mostrada en la tabla 3.1.

Tabla 3.1. Albedo promedio en la superficie terrestre

Albedo	Luz Reflejada (%)
Nieve reciente	86
Nubes muy brillantes	78
Nubes (promedio)	50
Desiertos terrestres	21
Suelo terrestre sin vegetación	13
Bosques (promedio)	8
Ceniza volcánica	7
Océanos	5 a 10

3.10. Fórmulas empíricas para estimar la evapotranspiración real

Para la estimación de la evapotranspiración real (ETR) de un área, se dispone de varias ecuaciones empíricas que son función de las características climáticas de más fácil obtención, siendo tres los parámetros que influyen de manera especial o preponderante: la temperatura, la precipitación y la radiación incidente. En base a ello, las fórmulas se pueden clasificar en tres grupos (Campos, 1998):

- I. Fórmulas en función de la temperatura media anual (T); estas ecuaciones son válidas solo para grandes cuencas, relativamente homogéneas y con precipitaciones abundantes para que su distribución en el tiempo pueda ser despreciada.
- II. Fórmulas en función de la temperatura (T) y la precipitación (P) media anuales. Se ha observado que si la precipitación anual es reducida, no existe escurrimiento y la evapotranspiración real es igual a la precipitación. En cambio, si P es muy grande, el déficit de escurrimiento tiende a un valor límite correspondiente a la saturación y para interpolar entre estos dos casos extremos, se emplean expresiones exponenciales de la precipitación
- III. Fórmulas en función de la radiación y otros parámetros climáticos como la precipitación anual.

3.10.1. Fórmulas de Coutagne

Coutagne propuso dos fórmulas del tipo I, la primera para latitudes correspondientes entre 30° y 60° N, ésta es (Remenieras, 1974):

$$\text{ETR} = 210 + 30 T \text{ (para } P = 800 \text{ mm } \pm 20\%)$$

La segunda fórmula fue deducida para cuencas tributarias al océano Atlántico, de los Estados Unidos de Norteamérica; su expresión es (Remenieras, 1974):

$$\text{ETR} = 225 + 33 T \text{ (para } P = 1,000 \text{ mm)}$$

En las dos fórmulas anteriores, ETR está en mm y T en °C.

Adicionalmente, Coutagne propuso la ecuación del tipo II siguiente (Remenieras, 1974):

$$\text{ETR} = P - \lambda P^2, \text{ con } \lambda = 1.00 / (0.80 + 0.14 T)$$

La fórmula solo es aplicable para valores de la precipitación media anual (P) comprendidos entre $1/8\lambda$ y $1/2\lambda$, estando ETR y P en metros, y T en °C.

Si P es menor que $1/8\lambda$ la ETR es igual a la precipitación, es decir, no existe escurrimiento; si la precipitación es mayor que $1/2\lambda$ la ETR es prácticamente independiente de P y su valor está dado por la ecuación siguiente:

$$\text{ETR} = 0.20 + 0.035 T$$

Nuevamente, ETR está dado en metros y T en °C.

3.10.2. Fórmulas de Turc

Turc a partir de observaciones realizadas en 254 cuencas distribuidas por todos los climas del mundo, reporta la expresión siguiente (Remenieras, 1974):

$$\text{ETR} = \frac{P}{\left[0.9 + \left(\frac{P^2}{L^2}\right)\right]^{\frac{1}{2}}}$$

Donde:

- ETR: Evapotranspiración real, en mm
- P: Precipitación media anual, en mm
- L: $300 + 25T + 0.05T^3$
- T: Temperatura media anual, en °C

La limitación teórica de esta fórmula es que para $P < 0.31 L$ daría una ETR mayor que la precipitación, por lo tanto, en estos casos habrá que considerar a $\text{ETR} = P$. Por otra parte, los valores numéricos a los que conduce la fórmula de Turc son únicamente aproximados,

ya que su propio autor indica que la diferencia absoluta (e) entre los déficit medidos y los calculados quedó comprendida en los intervalos siguientes (Remenieras, 1974):

$0 < e < 222$ mm para las 254 cuencas estudiadas

$0 < e < 40$ mm para el 55% de las cuencas

Las diferencias (e) serán tanto más grandes cuanto más características excepcionales tenga la cuenca, como son: tamaño reducido, cuencas de montaña, regiones o zonas de fuerte o débil insolación, etc.