

TEMA 3: EL AGUA EN LA ZONA NO SATURADA

III.1. EVAPORACION.

Definición: Fase del ciclo hidrológico en el cual la precipitación que llega al superficie de la tierra retorna a la atmósfera en forma de vapor. En el aspecto físico puro la evaporación es el paso del agua del estado líquido al gaseoso. La definición hidrológica de evaporación esta restringida a la tasa neta de transporte de vapor hacia la atmósfera.

Unidades: mm, cm por período de tiempo (mes, día).

Proceso de evaporación: Cuando las partículas de agua adquieren la suficiente energía cinética para salir por sí solas de la superficie del agua y vencen la tensión superficial, escapan al aire. La evaporación consume calor por lo que la temperatura disminuye.

El movimiento de las moléculas saliendo de la superficie libre produce una tensión de vapor o presión de vapor de agua. El vapor de la evaporación se determina por la diferencia entre la tensión de vapor y la tensión del aire, encima de la superficie del agua. La evaporación es proporcional al déficit de la tensión de vapor, que es la diferencia entre la tensión del vapor del aire saturado a la temperatura del agua y la tensión del vapor en el aire.

Ley de Dalton: Dedujo la siguiente ley: $E = C (e_w - e_a)$

C = Coeficiente dependiente de varios factores (viento) que afectan a la evaporación.

e_w = Máxima tensión de vapor, correspondiente a la temperatura media mensual del aire observada en estaciones próximas.

e_a = Tensión de vapor en el aire tomada con la temperatura media mensual del aire y la humedad relativa.

$(e_w - e_a)$ = Déficit higrométrico.

El poder evaporante de la atmósfera es su capacidad para absorber humedad y está influido por variables de distinta importancia. Fundamentalmente la evaporación depende del déficit higrométrico, expresado por la ley de Dalton: La evaporación es proporcional a la diferencia entre la tensión de vapor a la temperatura del agua y la tensión de vapor real de la atmósfera en ese instante, e inversamente proporcional a la presión atmosférica total.

III.1.1. Factores actuantes en el proceso: meteorológicos, superficie evaporante, calidad del agua

El valor de la evaporación depende de la tensión de vapor de la superficie del agua y de la del aire. Si la evaporación natural se considera como un proceso de intercambio de energía, se puede demostrar que la radiación es sin lugar a dudas el factor más importante, y que es básicamente aplicable el término evaporación solar.

A su vez estos factores dependen de: temperatura del agua y del aire, del viento, de la presión atmosférica, de la calidad del agua y de la naturaleza y forma de la superficie.

Temperatura: La tensión de vapor del agua aumenta con la temperatura porque la energía cinética aumenta con tal incremento. Un aumento de la temperatura del aire ambiente, aumentará la tensión de vapor en el agua y en el aire. Como la evaporación es proporcional a la diferencia de tensión de vapor entre el agua y el aire, incrementos iguales pueden no aumentar la evaporación. Para que la evaporación continúe debe comunicarse una cantidad de calor igual a la pérdida por evaporación. De otra forma al igualarse las temperaturas, cesa la evaporación.

Velocidad y turbulencia del viento: El viento barre las moléculas de agua que escapan de la superficie, trayendo aire capaz de absorber mas vapor de agua. Cuando la velocidad del viento es suficiente para barrer todas las moléculas evaporadas, un aumento de la velocidad del viento no incrementará en modo apreciable la evaporación. El efecto del viento puede ser mas elevado en grandes extensiones de agua en que pequeñas. Límite de aumento apreciable: 40 km/h.

Naturaleza y forma de la superficie: Un volumen de agua con una superficie plana tiene presión de vapor superior que una cóncava pero menor que una convexa bajo las mismas condiciones. Se ha intentado corregir la ecuación de evaporación según los tipos de superficies. Se acepta que la evaporación es proporcional a una dimensión, diámetro, no al área.

Calidad del agua: El efecto de la salinidad o sólidos disueltos, se debe a la reducción de presión de vapor de la solución. La presión de vapor del agua salada en el mar, es menor en 2 % que la presión de vapor del agua pura a la misma temperatura, siendo la reducción de evaporación un poco menor. Para períodos extensos de tiempo los efectos de la salinidad puede despreciarse. Obviamente cualquier material extraño afecta la evaporación.

III.1.2. Estimación de la evaporación con tanques y datos meteorológicos

Instrumentos de medición:

- a) Medidores de evaporación relativa.
- b) Evaporímetros registradores.
- c) Medidores de evaporación absoluta.

a) Tanques de evaporación: 1) Exteriores. 2) Enterrados. 3) Flotantes.

Son de distintas medidas, de hierro, zinc y cobre, circulares.

1) Exteriores: Se calientan las paredes laterales, mayor temperatura, mayor evaporación. Son fácilmente instalables. Son sensibles a las variaciones de temperaturas del aire y de la insolación.

Tanque de evaporación clase A: Usado por el Servicio Meteorológico de EU de diámetro 1,20 metros, altura 0,25 m, altura de agua 0,20 m. De hierro galvanizado. Tiene una base cuadrada de madera para libre circulación del aire. Se mide con tornillo de gancho o vaso con regla y probeta graduada hasta décima de mm. El coeficiente de tanque es variable entre 0,6 y 0,8.

2) Enterrados: Son menos sensibles a la temperatura y a la radiación solar de las paredes. Borde 0,12 m por encima del suelo. Las gotas de lluvias y sedimentos causan error de medida. No permite observar pérdidas. Difícil su reposición y limpieza.

3) Flotantes: Son usados para medir evaporación de grandes superficies, lagos o ríos. Inconvenientes de amarre, estabilidad, medición, lecturas falseadas por el viento, agua de oleaje. Está elevado sobre la superficie del agua 0,07 a 0,10 m. Para impedir el oleaje se colocan pantallas. Coeficiente de tanque 0,8. Se trata de asimilar a las reales condiciones de evaporación de grandes superficies de agua.

Medición de evaporación en tanques: 1) Volumétrico: Se mide volumen de agua a agregar para conservar un nivel determinado. 2) Por diferencia de alturas de agua: La diferencia es la evaporación, debiéndose tener en cuenta si hay precipitación. Se mide con el tornillo de medida o vástago roscado. Suelen tener un pozo de estabilización para anular el viento y sus oscilaciones.

Recipiente de vaporización: Evaporímetro de balanza, pesacartas o de Wild. Vasija llena de agua con 200 cm³, con índice cada día llevado a 0. Lectura en mm.

Evaporímetro de papel: Evaporímetro Piche: Es sencillo, práctico y económico. Tubo de 1 cm de diámetro, graduado en cm y mm, abierto en un extremo, cubierto con papel de filtro, con agua destilada o de lluvia. El tamaño del filtro o papel es concordante con la superficie evaporante y la graduación de la escala. Es sensible al viento.

b) Evaporímetro registradores: Son iguales a los anteriormente descritos, a los que se les adosa un flotador, varilla y plumilla y un tambor, con una faja de papel con escala acorde en tiempo y altura de evaporación. Algunos alimentan permanentemente al recipiente donde se produce la evaporación para uniformizar el registro.

c) Medidores de evaporación absoluta: Thornthwaite trató de medir la evaporación sobre una base absoluta. Mide la humedad específica a dos niveles y la medida simultánea de la velocidad del viento. La fórmula involucra velocidad del viento, humedad específica y altura – niveles- de los psicrómetros.

III.1.3. Evaluación de las técnicas para estimar la evaporación

Estación de evaporación: Se mide: 1) Velocidad del viento. 2) Temperatura del aire y del agua. 3) La humedad del aire. 4) Precipitación. Por lo tanto se instala un tanque A, evaporímetro Piche, anemómetro, pluviómetro, y termómetro de aire y agua.

La evaporación se puede calcular mediante balances hídricos: $E = P - Q - I$ (no aconsejable).

Fórmulas empíricas:

- Dalton, Meyer, Horton, Lago Hefner, Lago Mead: $E = C (e_w - e_a) = C (e_s - e_a)$

Datos necesarios: Presión barométrica, tensión de vapor de agua y aire, humedad relativa, tiempo, temperatura de agua y aire, velocidad del viento, radiación solar, etc.

Usos de los valores de evaporación:

- Pérdidas y evaporación en embalses.
- Balances hidrológicos de cuencas.
- Estudios de fuentes de agua.
- Balances de reservas de agua. Agricultura.

Bibliografía:

- Manual de Hidrología. Rafael Heras.
- Principios y aplicaciones de drenaje. ILRI. Wagenigen, Holanda.
- Hidrología para Ingenieros. Linsley, Kolher y Paulus.

III.2. EVAPOTRANSPIRACION.

III.2.1. Definición:

Evapotranspiración es el resultado del proceso por el cuál el agua cambia de estado líquido a gaseoso, y directamente o a través de las plantas, vuelve a la atmósfera en forma de vapor. Es la suma de los procesos de evaporación y transpiración. Evaporación engloba el proceso del cambio del agua del estado líquido a gaseoso desde la superficie del suelo y/o espejos de aguas. Transpiración es el resultado del proceso físico - biológico, donde el agua cambia de líquida a gaseosa, a través del metabolismo de las plantas, pasando a la atmósfera.

Aplicaciones: La Evapotranspiración es una variable importante dentro del ciclo hidrológico, que según las cuencas alcanza entre un 50 a 90% de la precipitación, y representa aquella porción de precipitación no aprovechable por el hombre, salvo para el desarrollo de los vegetales. Los estudios de balances de agua se utilizan en investigaciones de recursos hídricos, aportaciones de agua, predicciones de caudales de ríos, operaciones de riego, y diseño de sistemas de drenaje.

Proceso de Evapotranspiración: Las raíces de las plantas toman el agua del suelo por ósmosis, asciende por el tronco hasta las hojas, evaporándose a través de ellas por los estomas. Puede cumplirse en situaciones óptimas, con el máximo de humedad disponible, o en condiciones variables, es decir condiciones reales de acuerdo a la fluctuación de la humedad en el medio ambiente y en el suelo. Esta variación del contenido de humedad hace cambiar el estado y medida de la energía del agua en el suelo y su situación de disponibilidad.

Debe hacerse una distinción entre la transferencia de vapor desde una superficie de agua libre, desde el suelo sin vegetación o la debida a la vegetación que transpira, aunque estos procesos son esencialmente similares ya que dependen de la aportación de agua y de una fuente de energía.

Factores que afectan la EVP: Características de las hojas, cultivo o planta, porcentaje cubierto. Factores meteorológicos:

- 1) Diferencia de presión de vapor entre la existente en el estoma y en el aire. Es el factor básico de la EVP.
- 2) Temperatura: Influye sobre la presión de vapor. La temperatura de la hoja expuesta al sol es mayor que la temperatura del aire. La humedad relativa dentro de la hoja siempre es 100 %.
- 3) Radiación solar: La fuente primaria de energía es el sol. La transpiración aumenta con la insolación.
- 4) Viento: También incrementa la EVP. Más efectivo un viento suave.
- 5) Humedad del suelo: El contenido de humedad del suelo aprovechable por las raíces varía entre capacidad de campo CC y marchitez permanente MP.

Evapotranspiración potencial (EVP): Es un concepto desarrollado por Thornthwaite, y es la máxima evapotranspiración posible que se da en condiciones favorables cuando el suelo está bien provisto de agua, prácticamente dentro de su capacidad de campo, y tapizado por una vegetación o cubierta vegetal densa y bien extensa, pareja y de poca altura (Doorenbos y Pruitt 1977).

Es la evaporación si el suelo está cubierto con un cultivo en crecimiento activo denso con agua disponible en condiciones óptimas bajo las condiciones meteorológicas existentes. Generalmente se toma una pradera no alta como un cultivo estándar (Thornthwaite).

Evapotranspiración Real: (EVR): Es la cantidad real de vapor transferido a la atmósfera, que depende no solo de las condiciones meteorológicas existentes, sino también de las disponibilidades de agua para satisfacer la demanda atmosférica y en el caso de la vegetación, de su capacidad para extraer la humedad del suelo.

Es la que se da en las condiciones reales del medio, considerando fluctuaciones que expresan niveles variables en la humedad del suelo y con una cubierta vegetal incompleta, como ocurre habitualmente en varios cultivos. Depende además de la profundidad de las raíces y características de las plantas.

Relación EVP - EVR: El rendimiento máximo de los cultivos se realiza cuando permanentemente su abastecimiento de agua se da por precipitaciones, reservas de humedad del suelo y aporte por riego. Si la entrega es insuficiente se obtiene EVR como un cierto porcentaje de la EVP.

Uso Consuntivo: Difiere de la EVP en que utiliza una cantidad además, para la formación de los tejidos vegetales, pequeña comparada con la EVP, por lo que varios autores relacionan ambos conceptos como similares.

Unidades: Usualmente en mm. $1\text{ mm} = 10\text{ m}^3/\text{ha.día}$.

Ejemplo: $3\text{ a }6\text{ mm/día} = 30\text{ a }60\text{ m}^3/\text{ha.día} = 30\text{ a }60\text{ tn/ha.día}$.

III.2.2. Determinación por medio del Balance Hídrico.

1. Balances hídricos: $E = P - Q \pm VR - \text{Percolación}$.

El grado de exactitud es bajo. Se debe precisar bien el período de tiempo. Para varios años es: $E = P - Q$.

2. Medidas directas: a) Medidas directas: Evapotranspirómetros, Lisímetros, parcelas de ensayo. b) Métodos empíricos: Fórmulas de Thornthwaite, Blaney y Criddle, Turc, Penman, etc.

III.2.3. Determinación por medio de Lisímetros

Descripción: Es un depósito que está enterrado, de paredes verticales, abierto en la parte superior y relleno del terreno que se quiere estudiar. Se trata que exista la menor discontinuidad posible entre el cultivo del lisímetro y el del campo circundante, tratando de que se reproduzca lo más fielmente el medio estudiado. Por ello es importante el método de llenar el lisímetro. Obviamente debe desarrollarse vegetales cuya profundidad y desarrollo radicular no sean afectados por las dimensiones del mismo.

La superficie del suelo está sometida a los agentes meteorológicos, medidos en estaciones cercanas, recibiendo las precipitaciones naturales con medición por pluviómetro. El suelo contenido es drenado a un nivel bien determinado, nivel del fondo del lisímetro, y el agua de drenaje recogida y medida. Las dimensiones son variables de acuerdo al objetivo del estudio, con valores de superficies que oscilan entre 1 y 10 m², con una profundidad de 1 m de suelo o más.

Condiciones necesarias:

- El mismo perfil del suelo, no alterado.
- El mismo perfil de humedad y temperatura que el suelo estudiado.
- Las mismas formas de cultivo.
- Las mismas dosis de riego, abono, prácticas de manejo, uso, etc.

Medición: Lo que se mide es EVR si está cubierto de vegetación y E si el suelo está desnudo. Para el cálculo de la EVR se debe plantear la siguiente ecuación o balance:

$$EVR = P - Q \pm VR. \text{ Precipitación} - \text{Caudal/drenaje} \pm \text{Variación Reserva de agua.}$$

Al conocerse las precipitaciones por pluviómetros y las descargas con medidas volumétricas, y la variación de la reservas, se puede obtener la EVR. Los intervalos de medición se pueden hacer tan cortos como se establezcan, si se tiene una buena estimación de VR. O sea, se debe plantear las variables de entrada y salida al sistema.

Determinación de VR: Se utilizan dos sistemas:

a) Tomar muestras a distintos niveles del lisímetro y determinando los niveles de humedad, por diferencia se saca VR.

b) Situar al lisímetro sobre una gran balanza de sensibilidad adecuada y deducir entre dos pesadas consecutivas, la diferencia. Conviene en este caso comprobar algunas veces por el

método a). En el caso de lisímetro con balanza permite determinaciones de EVR en intervalos cortos de 1 hora, pero su manejo es delicado y costoso. Especialistas ruso (1954) sustituyeron a la balanza en Lisímetros flotantes, mas precisos y menos costosos. En este caso el lisímetro flota en una gran pileta o cuba enterrada y llena de agua. El peso del lisímetro se deduce del hundimiento de un flotador que registra permanentemente el nivel, llegando a cubrir variaciones de peso muy pequeñas equivalentes a 0,3 mm de altura de agua.

En el caso de agregarse en la zona inferior del lisímetro, incorporación de agua por ascenso capilar por aporte de tipo freático, el lisímetro se transforma en un evaporímetro. Si en este caso el manto vegetal es denso y cubre toda la superficie del suelo, se está en condiciones de medir aproximadamente la EVP.

Ventajas: Permiten caracterizar y evaluar la relación “agua - suelo - planta”. Calcula las necesidades de agua de cultivos bajo riego o no. Con buena sensibilidad se calcula EVR diaria. Permite contrastar a las fórmulas empíricas.

Desventajas: Relleno artificial es distinto a suelo natural, por textura, estructura, uso, compactación, porosidad, etc. Imposibilidad del movimiento horizontal del agua. Método laborioso y costoso. La medición es puntual de EVR, por lo que debe aceptarse para áreas pequeñas y no grandes superficies.

III.2.4. Determinación a partir de datos meteorológicos: Método de Thornthwaite

La falta de datos básicos y las dificultades de medida en los métodos de campo, llevaron a desarrollar ecuaciones de EVP, con datos climáticos fácilmente accesibles. Las más conocidas y las variables meteorológicas requeridas se observan en el siguiente cuadro:

Método/Datos	Temperatura	Radiación	Velocidad viento	Humedad	Precipitación
Penman	X	X	X	X	
Turc	X	X		X	X
Jensen-Haise	X	X			
Blaney-Criddle	X				
Thornthwaite	X				

Temperatura media [C°]. Radiación incidente en onda corta [cal/cm2.día]. Velocidad del viento [m/s]. Humedad relativa [%]. Precipitación [mm].

Penman (1948): $EVR = EVP * f$, $f =$ Función del mes (0,6 a 0,8)

$$EVP = (A * R_n - 0,27 * E) / (A - 0,27) \quad (\text{mm/día}).$$

A = Pendiente de la curva de presión de vapor saturada del aire.

R_n = Cantidad diaria de calor en la superficie.

E = Evaporación diaria (Ver Dalton).

Turc (): $EVP = 0,4 * (R \text{ global} + 50) * T / (T + 15)$ (mm/mes)

Jensen-Haise (1963): $ETP = (0.025 * T + 0.08) * G/59$

Blaney-Criddle (1950): $ETP = (0.457 * T + 8.13) * pETP_{cult} = ETP * K_c$ (mm/mes)

Thornthwaite (1944): $ETP = F_c * 16 * (10 * T/I)^a$ (mm/mes)

III.2.5. Evapotranspiración real estimada a partir de la potencial.

La diferencia entre EVP y EVR es pequeña si se reproducen las condiciones para que se de la EVP: Buena provisión de agua y vegetación densa.

$$EVR = EVP * K$$

K = Función del contenido de humedad del suelo.

K = 1 implica humedad en capacidad de campo.

K = 0 implica humedad en marchitez permanente.

Bibliografía:

HERAS (1978); “Manual de Hidrología”, Editorial del CEDEX, Madrid (España).

VEN TE CHOW, MAIDMENT y MAYS (1994); “Hidrología Aplicada”, Editorial McGraw-Hill, Bogotá (Colombia).

LINSLEY, KHOLER y PAULUS (1982); “Hidrología para Ingenieros”, Editorial McGraw-hill, Bogotá (Colombia).