CONSIDERACIONES AL BALANCE HIDRICO

FEDERICO JOVER FERNANDEZ DE BOBADILLA (*)

RESUMEN. En primer lugar se hace un comentario al Balance Hídrico que propone el Comité Ruso del PHI, adaptándolo a los fenómenos individualizados y a las condiciones de los climas mediterráneos, después se comenta, asimismo, la ecuación de HORTON para el cálculo continuo de la infiltración.

ABSTRACT. *Firstly, reference is made to the Hydric Balance proposed by the Russian Committee of the PHI, adjusting it to the individual phenomena and to Mediterranean climatic conditions, after this, there is an account of the HORTON equation for continuous seepage calculation.*

BALANCE HIDRICO

En el «BALANCE HIDRICO MUNDIAL Y RECURSOS HIDRAULICOS DE LA TIERRA» [1], para períodos largos en los que se pueda suponer que entre el momento inicial y el final no varía la humedad de la zona considerada, se expresa el balance hídrico en la forma siguiente:

$$P_a + P_e + P_k - Q - U - E = 0 \qquad (1)$$

donde:

P_a = precipitaciones de advención que se producen por la humedad desplazada del océano y de las zonas contiguas.
P_e = precipitaciones que se forman por evaporación local.
P_k = condensación de la humedad.
Q = aportación (superficial y subterránea).
U = aguas subterráneas, no drenadas por los ríos, que afluyen directamente al océano.
E = evaporación total.

Esta ecuación se puede generalizar para un intervalo dt y un elemento de superficie ds o $dx \cdot dy$, si incluimos las variaciones de humedad en el espacio y tiempos considerados.

Las seis variables expresadas anteriormente, serán función de sus coordenadas x e y, y del tiempo t. No se considera la variable z, porque el movimiento del agua es, en primera aproximación, superficial, al tomar como unidad de trabajo el paralelepípedo de sección $dx \cdot dy$ y de altura suficiente como para abarcar todo el fenómeno de movimiento del agua.

(*) Doctor Ingeniero de Montes, CEDEX (MOPU).

La ecuación del balance hídrico para un punto y un instante dado, será la siguiente:

$$P_a(x,y,t) + P_e(x,y,t) + P_k(x,y,t) - Q(x,y,t) - \\ - U(x,y,t) - E(x,y,t) = H(x,y,t) \qquad (2)$$

Representando cada una de las funciones las derivadas parciales de las propias funciones con respecto a t. Las funciones P_a, P_e, P_k, Q y E están definidas en los párrafos anteriores, las otras dos las definimos a continuación:

U = Balance de aguas subterráneas (entradas y salidas) en el espacio diferencial considerado. Se consideran, además de las salidas subterráneas, las entradas de otras cuencas. Entre las entradas hay unas que incrementan el balance (aguas de otras cuencas U_c) y otras que ya están consideradas y son, por tanto, variaciones internas del sistema (infiltración: U_1 y paso subterráneo de agua ya infiltrada en otros espacios diferenciales dentro de la propia cuenca: U_2) la infiltración U_1 se descompondrá en diferentes pérdidas y en el caudal subterráneo $Q_i(x,y,t)$, del que luego se hablará.
H = Función que representa la variación de la humedad (cantidad de agua) en el espacio diferencial considerado, y en relación con el diferencial de tiempo.

Si nos referimos a la superficie total de una cuenca se nos transforma la ecuación diferencial anterior en una suma de integrales a lo largo de toda la superficie de dicha cuenca.

Se puede simplificar la ecuación (2) si se tienen en cuenta las siguientes consideraciones:

1. La suma $P_a + P_e$ viene definida por las medidas dadas por los pluviómetros o los pluviógrafos y no tiene

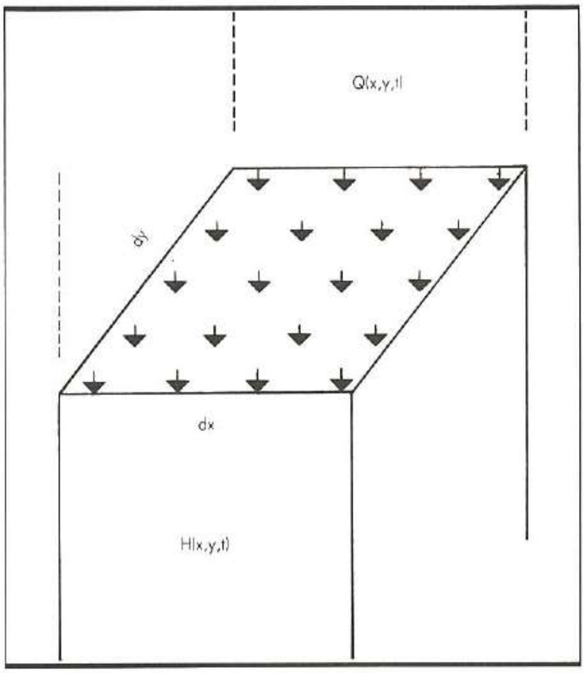

FIGURA 1. Esquema diferencial.

sentido separarla en sus dos componentes. Se sustituye por $P(t)$, que representa la función pluviométrica para la cuenca S. Si se dispone de muchos datos esta función se transforma en $P(x,y,t)$.

2. El agua que proviene de la condensación será una función del tipo $P_k(x,y,t)$ en relación con la dirección, intensidad y frecuencia de los vientos, la forma y densidad de la vegetación, etc. En los climas mediterráneos se podrá considerar, en muchos casos, despreciable.

3. El cuarto sumando Q se divide en dos partes:

— $Q_s(x,y,t)$ parte del caudal correspondiente a las aguas que no se infiltran en el terreno: aguas superficiales.
— $Q_i(x,y,t)$ parte del caudal que se infiltra en el terreno y vuelven a aflorar dentro de la cuenca en estudio.

4. El quinto sumando U está formado por las aguas que fluyen desde y hacia otras cuencas fuera de la zona en estudio:

— Aguas que fluyen *hacia* otras cuencas.
— Aguas que fluyen a la misma cuenca, pero aguas abajo del punto de control.
— Aguas que fluyen directamente al mar, sin salir a la superficie.
— Aguas que fluyen *de otras* cuencas topográficas U_c.

5. Los tres primeros apartados de este quinto sumando más el sexto sumando (evapotranspiración) suponen las pérdidas totales de la cuenca y se representa por $E(x,y,t)$.

6. El cuarto apartado es la aportación de otras cuencas y depende de las precipitaciones caídas en ellas, se representa por $U_c(x,y,t)$.

La ecuación (2) se transforma en:

$$P(x,y,t) + P_k(x,y,t) - Q_s(x,y,t) - Q_i(x,y,t) - \\ - E(x,y,t) + U_c(x,y,t) = H(x,y,t) \qquad (3)$$

Se podrán aplicar, en general, las siguientes simplificaciones:

$P(x,y,t)$ = Se calculará a base de los datos pluviométricos existentes en la cuenca y sus inmediaciones.
$P_k(x,y,t)$ = Se considerará despreciable.
$U_c(x,y,t)$ = También se considerará despreciable.
$E(x,y,t)$ = Las pérdidas se pueden considerar proporcionales al caudal subterráneo $Q_i(x,y,t)$.

Mientras que $Q_i(x,y,t)$ forma el caudal de base, que en alguna forma se puede medir o estimar, la función $E(x,y,t)$ representa las pérdidas ocultas y sólo se pueden determinar por diferencia en los momentos en los que $H(x,y,t)$ toma el mismo valor al principio y al final del intervalo. Si se define matemáticamente el valor de $Q_i(x,y,t)$, se puede suponer que las pérdidas son proporcionales a este caudal subterráneo en la forma:

$$E(x,y,t) = a \cdot Q_i(x,y,t) \qquad (4)$$

La ecuación del balance se transforma en:

$$\mathrm{P}(x,y,t) - Q_s(x,y,t) - Q_i(x,y,t) \cdot (1 + a) = \\ = H(x,y,t) \qquad (5)$$

En la que el valor de $H(x,y,t)$ se deberá emplear para calcular la capacidad de infiltración del suelo en cada instante t.

INFILTRACION

Entre las fórmulas que estudian la infiltración una de las más generales es quizá la de HORTON [2] definida por la siguiente expresión:

$$I_c = I_a + (I_0 - I_a) \cdot e^{-kt} \qquad (6)$$

Donde:

I_c es la capacidad de infiltración del instante considerado.
I_0 es la capacidad inicial de infiltración.
I_a es el límite asintótico de la capacidad de infiltración a medida que se va saturando el terreno.
t el tiempo transcurrido.
K la constante de infiltración.

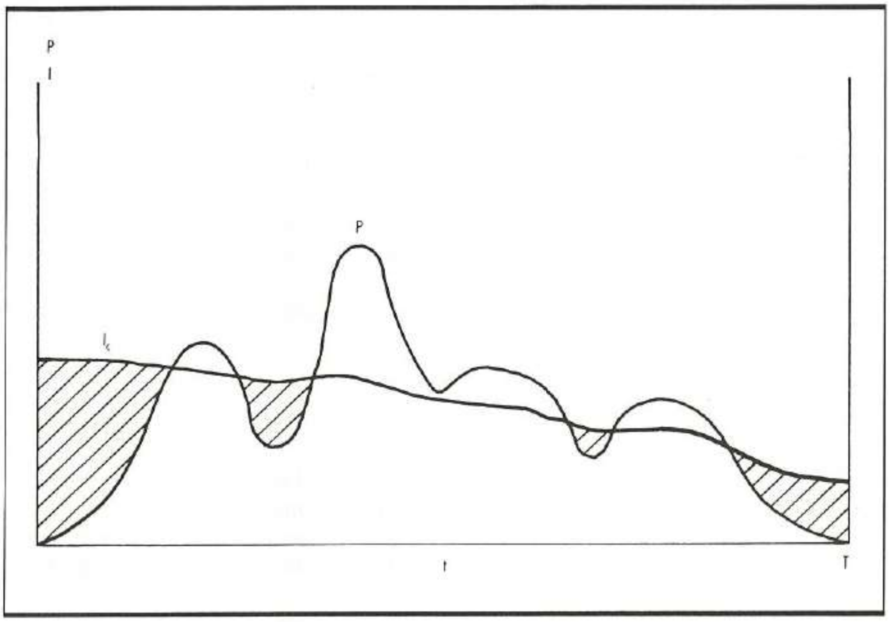

FIGURA 2. Precipitación e infiltración.
P = Precipitación
I_c = Infiltración

Se puede considerar, en general, que el límite de infiltración cuando el terreno está saturado es cero, aun en los terrenos más permeables como los kársticos, si bien este límite se alcanza en dichos terrenos con una gran dificultad. La ecuación se transforma en:

$$I_c = I_0 e^{-kt} \quad (7)$$

La capacidad inicial de infiltración dependerá de la máxima retención posible del elemento diferencial de suelo, $C(x,y)$, y de la humedad existente en el momento inicial $H(x,y,0)$. La función de relación será de la forma:

$$I_0 = [C(x,y) - H(x,y,0)]^a \cdot C^{te} \quad (8)$$

en donde a es un número mayor que cero. La ecuación se transforma en:

$$I_c = C^{te} \cdot [C(x,y) - H(x,y,0)]^a \cdot e^{-kt} \quad (9)$$

que solamente puede aplicarse a períodos en los que se está produciendo una precipitación y, por tanto, hay un aumento constante de la humedad del suelo. Los tiempos cuentan a partir del comienzo de la precipitación.

Para generalizar la expresión, se puede suponer que la precipitación se inicia en el instante t_0 y t es el tiempo transcurrido desde dicho instante t_0, la infiltración en el instante que dista t del origen t_0 será:

$$I_c = C^{te} \cdot [(C(x,y) - H(x,y,t_0)]^a \cdot e^{-K \cdot t} \quad (10)$$

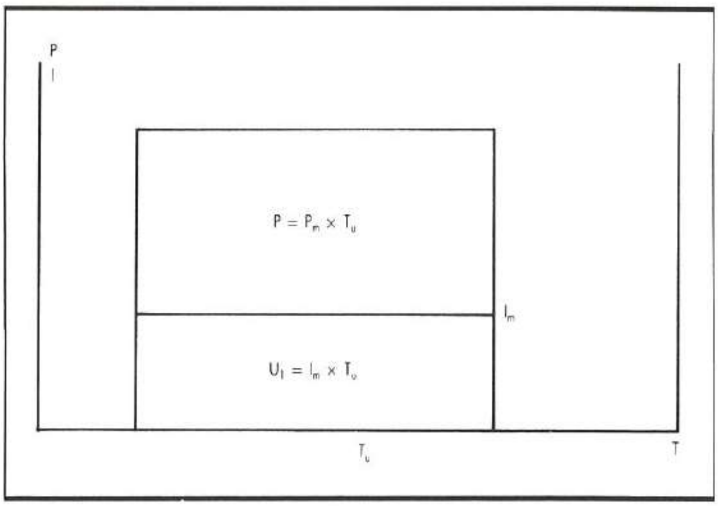

FIGURA 3. Infiltración media.

en el instante inicial considerado, t_0, la infiltración será:

$$I_c = C^{te} \cdot [C(x,y) - H(x,y,t_0)]^a \qquad (11)$$

que calcula la infiltración en cada instante t_0 en función de las condiciones del balance hídrico en el $dx \cdot dy$ y en el instante considerados, independientemente de que esté lloviendo o se haya producido un período de sequía.

Si superponemos la curva de precipitación y la curva de infiltración potencial, la cantidad de agua infiltrada en cada instante será siempre el menor valor entre la precipitación y la infiltración potencial.

La totalidad del agua infiltrada para una precipitación dada $P(t)$ será:

$$U_1 = \sum \text{Min}\,[P(t), I_c(t)] \qquad (12)$$

Extendiéndose el sumatorio al tiempo T que dure la precipitación. Si hubiera suficiente precipitación la infiltración sería $I_c(t)$ y la infiltración media:

$$I_m = \sum \frac{I_c(t)}{T} \qquad (13)$$

Esta intensidad media multiplicada por T nos daría el área comprendida entre el eje de las X, la curva I y las ordenadas cero y T; esta superficie será igual o mayor que la infiltración real U_1, debido a las superficies rayadas, zonas en las que no se dispone de la cantidad de agua que podría absorber el suelo (fig. 2).

Si para cada período consideramos una intensidad media constante y un tiempo de precipitación útil, durante el cual se verifica la infiltración y la precipitación. Este tiempo

$$\text{TIEMPO UTIL} = T_u = \frac{U_1}{I_m}$$

se define como la relación entre la infiltración total en el período U_1 y la infiltración media I_m (fig. 3).

Si durante todo el período la precipitación es superior a la infiltración resulta obvio que $T_u = T$, en cualquier otro caso

$$0 < T_u < T$$

Este tiempo útil incide de una forma importante en la curva *Precipitaciones/Caudales*, ya que cuanto menor sea dicho tiempo útil tanto mayor será el caudal superficial Q_s, tanto menor el caudal infiltrado Q_i, y por tanto, menor el caudal de estiaje, para la misma precipitación y el mismo tiempo de lluvia.

BIBLIOGRAFIA

1. Balance Hídrico Mundial y Recursos Hidráulicos de la Tierra. Comité Ruso del PHI. *Centro de Estudios Hidrográficos*, pág. 236.

2. APPLICATION OF INFILTRATION THEORY FOR THE DETERMINATION OF EXCESS RAINFALL HYETOGRAPH. Hubert J. Morel-Seytoux (profesor de Ingeniería Civil de la Universidad de Colorado). WATTER RESOURCES BULLETIN. vol. 17, n.º 6, diciembre 1981, pág. 1012 y ss.