

Nociones generales del balance hídrico

Por NESTOR DE GOICOECHEA
(Recibido el 1-VI-69)

La valoración de la cantidad de agua respecto de su situación en las diversas partes de la corteza terrestre, nos da la expresión más sencilla de la hidrogeología.

Por medio de las precipitaciones atmosféricas (P), en sus muy diversos estados, llega este líquido a la superficie de la tierra. Vemos que parte de estas precipitaciones se evaporan en contacto con el aire, suelo, o es absorbido por las plantas, que lo transpiran, dando el valor global denominado evapotranspiración (E). El agua sigue entonces dos caminos: o se derrama por la superficie de la corteza terrestre, formando las aguas de circulación superficial, o se infiltra al interior de la corteza terrestre. Esta agua de infiltración, tras atravesar una primera zona, donde todavía parte de ella es sustraída por asimilación de las plantas, sufriendo aún efectos de evapotranspiración, puede: o circular hipodérmicamente, lo que, juntamente con el agua de circulación superficial, se denomina aguas de escorrentía (R), o, tras pasar por una zona de retención, alcanza las aguas subterráneas profundas, tratándose de las verdaderas aguas de infiltración (I), que alimentan el acuífero o capa freática.

De tal modo que de una manera general, aplicando estos conceptos podríamos escribir la fórmula:

$$P=E+R+I$$

Para aplicar esta ecuación hay que tener en cuenta dos condiciones muy importantes:

- 1) Unidad hidrogeológica, es decir, que todas las aguas que se miden y se comparan pertenecan al mismo acuífero;

- 2) período de tiempo, es decir, realizar todas las medidas durante un período mínimo de un año.

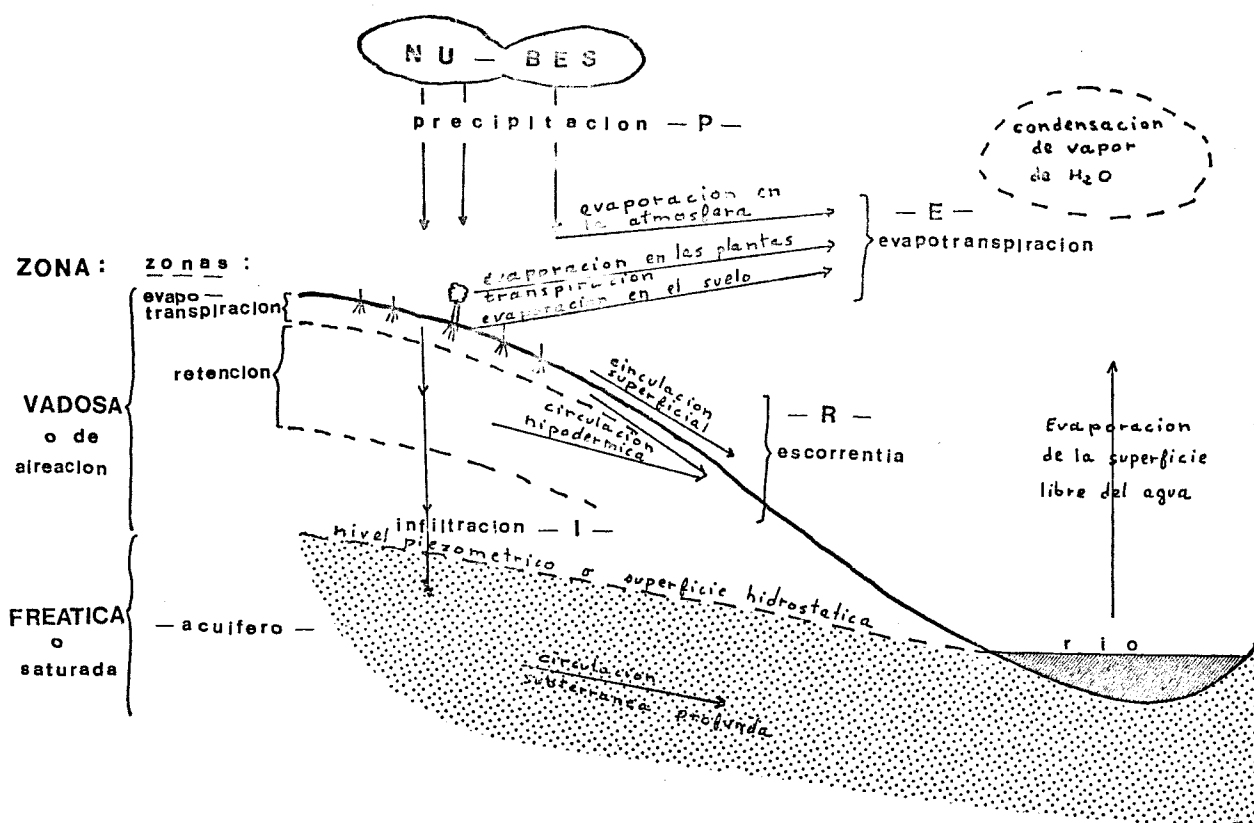
Analizando esta ecuación de diversos elementos hidrogeológicos y observando el predominante, definiremos en parte el estado hidrológico de una zona en concreto, dando a conocer implícitamente la permeabilidad, retención, etc. de un terreno en particular, que indiscutiblemente vendrá ligado a su geología, clima, vegetación, etc.

También ya habremos intuido que existen en líneas generales tres aspectos distintos que se unen en la hidrogeología, que son: la meteorología, hidrología de superficie y aguas subterráneas.

Analicemos, aunque brevemente, los elementos hidrológicos ya enunciados.

PRECIPITACION (P)

La precipitación es el agua meteórica que cae sobre la corteza terrestre, viniendo definida por la cantidad de lluvia, nieve, granizo, nieblas y nubes (sobre todo en montaña), condensaciones, rocío, humedad del aire atmosférico y por todas las formas existentes de depositar agua en la corteza terrestre. Es un elemento sumamente fácil de evaluar por medio de los pluviómetros, para el caso de lluvia, nivómetros, para el caso de nieve (densidad de la nieve \times altura = peso de agua equivalente), higrómetros, etc. Los datos suelen venir expresados en l/m^2 .



Existe un valor que se emplea normalmente, denominado altura de precipitación, expresado en mm; se trata de una altura ficticia del agua que se acumularía en una superficie horizontal si se inmovilizaran las precipitaciones; se evalúa por el volumen total de agua caída en metros cúbicos (m^3), divididos por la sección pluviométrica en metros cuadrados (m^2).

Necesitamos, para obtener la precipitación total caída sobre la zona de estudio, conocer exactamente la zona de alimentación verdadera o hidrogeológica, que no tiene por qué coincidir con la geográfica o natural y que nos vendrá definida por un previo y forzoso estudio geológico anterior. Con él también podremos definir la relación de los derrames de aguas subterráneas y superficiales.

Si carecemos de este dato en la zona de estudio, nos valdrá con cierta aproximación el de una estación meteorológica cercana con el mismo clima, siendo de gran importancia que se encuentre a su

misma altitud, pues la pluviosidad de un punto (**P**), aumenta con relación al de otro punto (**Po**) más inferior por la fórmula:

$$P = P_o \frac{+ A}{100} \cdot K; \text{ siendo:}$$

A = diferencia de altitudes en metros

K = coeficiente que varía entre 16 y 70.

Los datos se representan en gráficos (altura de precipitaciones-días), tablas, y por lo anteriormente expuesto en mapas, con las denominadas curvas de isohyetas, de semejanza a curvas de nivel, que unen puntos de la misma precipitación.

Hay dos conceptos importantes en la precipitación que son variables de la recarga del acuífero o capa freática, tratándose de la distribución de las precipitaciones y de la cantidad y forma de precipitación.

Es importante tener también en cuenta la formación de suelos helados, **actualmente** inexistentes en nuestras zonas, que juegan un papel de capas superficiales impermeables, y la forma de fusión de estos suelos. Factores importantes son también la vegetación (clase y abundancia) topografía y tipo del terreno, extensión de la zona de alimentación, etc.

Métodos para medir la precipitación

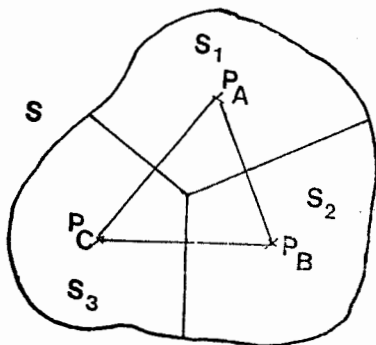
Existen dos métodos, principalmente, para medir la precipitación media de la zona de alimentación de superficie (**S**) del acuífero, que queremos estudiar.

Método de THIESSEN

Consiste en colocar tres pluviómetros repartidos por la superficie, A, B y C. Se unen entre sí, se trazan sus mediatrices, las que nos definen las superficies: S_1 , S_2 y S_3 .

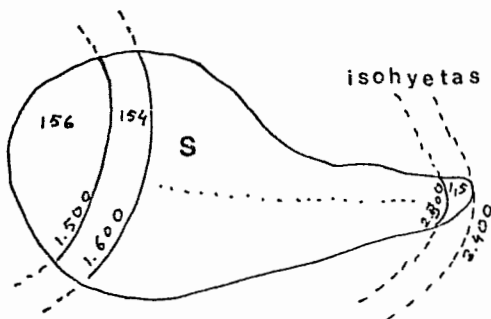
La precipitación media nos viene definida por la fórmula:

$$P = \frac{P_A \cdot S_1 + P_B \cdot S_2 + P_C \cdot S_3}{S}$$

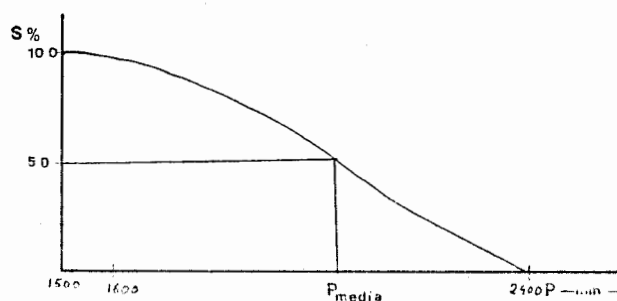


Método de las ISOHYETAS

Una **isohyeta** es el lugar geométrico de los puntos sobre los que cae la misma cantidad de lluvia en un período de tiempo determinado. Una vez que hemos dibujado las isohyetas de la zona de alimen-



altura de precipitación — mm —	superficie — cm ² —	superficie % de S total
> 2400	1,5	
...
> 1600	154	
> 1500	156	



taciones de la capa freática, que vamos a estudiar:
1) hacemos un cuadro o gráfico de $S\%$ en función de P (mm) y se obtiene la curva de repartición de las alturas de precipitaciones en la zona de alimentación; 2) Vemos la precipitación media, que corresponde al 50 de $S\%$, siendo ello la precipitación media de la zona en cuestión.

EVAPOTRANSPIRACION (E)

Comprende un fenómeno físico del agua la evaporación, que puede realizarse en el aire, superficie del suelo, vegetación y subsuelo, más un fenómeno biológico: la transpiración, debido a la absorción del agua por las plantas. Este último factor suele dar un valor muy elevado, encontrándose su media en el 60% del total de la precipitación.

Depende principalmente de la temperatura del aire y del agua, de los rayos solares, de la humedad del aire, de los vientos, de la presión atmosférica, de la altitud y, en menos importancia, de la cantidad y tipo de vegetación, variables estas últimas, que suelen entrar con menor importancia en las fórmulas matemáticas de evaluación de la evapotranspiración.

Separemos los dos conceptos existentes. Evaporación: la velocidad de evaporación nos vendrá

ligada al estado de la atmósfera y al tipo de la superficie de evaporación. Existen actualmente diversos aparatos para evaluar este concepto, entre los que se encuentran los evaporímetros: superficies porosas donde se realizan los análisis. También existen diversas fórmulas matemáticas, entre las que encontramos la de Dalton, L. Ligeon, A. Contagne, W. Leather, etc., que calculan la evaporación atmosférica a partir de datos meteorológicos. Otros, como Conti, Skyenkiewicz, Wagner, etc., dan fórmulas para calcular la evaporación de capas de agua de grandes superficies. La transpiración depende, además, de los factores físico-atmosféricos, de los tipos de vegetales existentes en las distintas zonas de cada país, teniendo éstos un coeficiente de transpiración para cada zona, distinto. El agua asciende capilarmente hacia las raíces.

Definiremos dos conceptos distintos de la evapotranspiración:

Evapotranspiración real

Debido a que la evapotranspiración es función de la precipitación de agua y, por lo tanto, del grado de humedad del suelo, es la evapotranspiración real (**Er**) la que aparece en las condiciones naturales de humedad del suelo en un instante cualquiera.

Evapotranspiración potencial

La evapotranspiración potencial (**Ep**) es la que aparecería si existiese una continua reserva del agua para reponer las pérdidas de la misma por todos los conceptos y, naturalmente, por la propia evapotranspiración. De tal forma que si la lluvia es abundante y existe agua en exceso en todo momento: **Er** = **Ep**, pero existiendo sequía o déficit de agua, **Er** será menor que **Ep**.

La evapotranspiración real de un terreno está estrechamente ligada a la humedad del suelo en ese mismo instante; luego es variable en un mismo terreno en función del tiempo. Es por eso que hemos introducido el concepto de evapotranspiración potencial, constante para un mismo terreno en el que se supone compensadas las pérdidas de agua. La evapotranspiración real o conjunto de los fenómenos evapotranspiración-transpiración, es medible de distintas maneras, empleándose satisfactoriamente los lisímetros. Se instalan bajo tierra, a suficiente profundidad (lisímetros subterráneos), para que no se encuentren influenciados por los fenómenos de evapotranspiración, dándonos así la medida de infiltración total, que restándolo de la precipitación y sustrayendo el valor de aguas de circulación superficial, nos dará el valor exacto y total de la evapotranspiración.

Encontramos también diversas fórmulas matemáticas más o menos complicadas, en función de datos climáticos, para calcular tanto la evapotranspiración real como la potencial. En la primera tenemos la fórmula de L. Turc, que en su expresión más simple es:

$$Er = \frac{P}{\sqrt{0.9 + P^2/L^2}}; \text{ siendo}$$

Er = evapotranspiración real anual en milímetros

P = altura de precipitación anual en milímetros

L = $300 + 25 T + 0.05 T^3$;

T = temperatura media anual del aire en °C.

Esta evapotranspiración real puede ser más pequeña que la potencial o evapotranspiración máxima, la que nos viene definida por diversas fórmulas, como las de Penman, Thornthwaite, Blaney o la de L. Serra, siendo esta última:

$$Ep = 270 \cdot e^{0.0644 \cdot T}; \text{ siendo}$$

Ep = evapotranspiración potencial media anual en milímetros

T = temperatura media anual en °C.

Una de las fórmulas más utilizadas es la de Thornthwaite:

$$EP = 1.6 \left(10 \frac{T}{I} \right)^\alpha; \text{ siendo:}$$

T = temperatura media en °C del mes considerado

I = suma de índices mensuales del año;

$$i \text{ mensual} = \left(\frac{T}{5} \right)^{1.514}$$

$$\alpha = 0.49 \cdot 239 + 179 \cdot 2 \cdot 10^{-5} \cdot I - 771 \cdot 10^{-7} \cdot I^2 + 675 \cdot 10^{-9} \cdot I^3$$

ESCORRENTIA (R)

Son aguas que se escapan a la evapotranspiración y a la infiltración profunda, luego pueden ser de circulación superficial o subterránea, las que se denominan aguas de circulación hipodérmica.

Estas aguas de escorrentía vienen influenciadas por la permeabilidad del suelo, intensidad de la pluviosidad, pendiente del terreno y resistencia del agua a encontrar cauces.

Dichas aguas vienen íntimamente ligadas a la composición y estructura del terreno (terrenos porosos o fisurados), con predominio de circulación superficial o subterránea en cada caso distinto. Para relacionar estas aguas superficiales con las subterráneas, y más en particular con las que recargan

la capa freática, es necesario un previo y detallado conocimiento geológico de la zona en particular.

Para medir el caudal de estas aguas de arroyamiento existen numerosos métodos y fórmulas que, a veces, exigen una previa preparación del terreno para introducir el agua por secciones conocidas, como el método mecánico de Chezy, otros métodos son por medio de flotadores, molinetes (que nos dan la velocidad del agua), métodos químicos, etc., que en otra ocasión describiremos.

Las aguas de río, de más o menos amplitud, pueden ser con respecto a la capa freática: efluentes o influentes, dependiendo si la capa freática aporta a ellos aguas o son ellos los que suministran a la capa freática, respectivamente. Coincidiendo el río en el primer caso con el nivel piezométrico, encontrándose en el segundo el nivel piezométrico en una cota inferior al río.

INFILTRACION (I)

Antes de alcanzar las aguas la capa freática atraviesan la capa de retención (**r**). Cuando el agua de la lluvia ha completado el déficit de capacidad de agua de la zona de evapotranspiración, llega a esta otra zona, inmediatamente inferior a la anterior, donde puede proseguir la infiltración profunda (propia infiltración), o la circulación hipodérmica, pero nunca ascenderá hacia la zona superior. Con este nuevo concepto de retención, la ecuación general del balance hídrico tomaría la forma:

$P = E + I + R \pm \Delta r$; siendo Δr el déficit o exceso de agua de retención en el interior. Y son precisamente las aguas que atraviesan esta zona, una vez satisfecha la retención las que recargan el acuífero.

Las leyes que rigen la infiltración en sus más diversas formas, entran a formar parte de la hidráulica subterránea, y las omitiremos en este artículo.

La medida de la infiltración se podría efectuar mediante los lisímetros, dándonos medidas relativas a cada emplazamiento de los lisímetros, por lo que habría que integrar todas esas medidas, lo que supone el establecimiento de numerosos aparatos de control.

En caso de conocer todas las surgencias de una zona hidrogeológica, la infiltración nos viene definida por la fórmula:

$$I = Q_m \cdot \frac{t}{S} \cdot 1000; \text{ siendo:}$$

I = altura de infiltración anual en milímetros

Q_m = caudal medio en m^3/seg de todas las surgencias

t = tiempo ($31.536 \cdot 10^3$ seg.)

S = superficie de la zona en m^2 .

También se calculan a partir de las variaciones del nivel piezométrico, variaciones que se determinan con los piezómetros, que en el caso más simple y natural sería un pozo de extracción de agua, existente en numerosos caseríos de campo.

El factor $\pm r$ varía con relación a las distintas estaciones del año, pero tomando los datos durante un período de un año, este factor lo podremos despreciar y tendremos:

$P = E + I + R$; o también: $P = E + R_s + R$; siendo R_s las aguas de circulación subterránea en la zona freática. P lo podremos medir fácilmente u obtenerlo en el observatorio que reúna las condiciones adecuadas, para emplar sus datos con cierta aproximación en nuestra zona. E lo hallaremos mediante lisímetros o fórmulas matemáticas, R , por cálculos de medida de caudal. Sólo nos queda hallar I o R_s , que nos saldrá como incógnita de la ecuación establecida.

Una capa acuífera puede tener pérdidas a capas acuíferas sucesivas, por lo que entonces no sería su I idéntica a su circulación subterránea (R_s). La media de R_s podría también efectuarse por medición directa de todas las surgencias si éstas son conocidas.

Para dar idea general y aproximada de la distribución de las aguas caídas en distintos terrenos, presentamos el siguiente cuadro:

	Evapora- ción %	Escorren- tía %	Infiltra- ción %
Arcillas horizontales	75	22	3
Arcillas con pendiente	50	5	45
Areniscas compactas	50	20	30
Areniscas fisuradas	35	5	60
Calizas horizontales poco fi- suradas	65	15	20
Calizas horizontales fisu- radas	45	5	50
Gravas miloníticas	20	0	80

