HIDROLOGÍA
Unidad IV. Agua Subterránea

El agua que se encuentra por debajo de la superficie del suelo, en los distintos estados y relaciones de composición con la parte sólida y gaseosa, se conoce como *agua subterránea*. Representa una fase muy importante del ciclo hidrológico ya que *la mayor parte del flujo* en corrientes permanentes de agua proviene del agua subterránea. A su vez una parte del flujo en corrientes intermitentes puede *filtrarse* bajo la superficie, por lo que ningún examen sobre agua superficial que tenga características de evaluación integral del recurso puede ignorar las relaciones con los procesos subsuperficiales.
Toda formación geológica que contiene agua ocupando la totalidad de los vacíos y que la transmite de un punto a otro en cantidades suficientes para permitir su desarrollo económico, recibe el nombre de *acuífero*. En contraste, un *acuicluso* es una formación que contiene agua pero que no la transmite con la rapidez suficiente para proveer un abastecimiento significativo a un pozo o a un manantial. Un *acuifugo* no tiene intersticios interconectados y no puede retener o transmitir el agua.
Se define como *nivel freático o tabla de agua,* en los *acuíferos libres*, al lugar geométrico de los puntos donde la presión hidrostática es igual a la presión atmosférica. Por encima del nivel freático los poros del suelo pueden contener aire o agua, por lo cual se la llama *zona de aereación.* En la *zona freática,* por debajo de la tabla de agua, los intersticios están llenos de agua por lo cual se la llama también *zona de saturación.* En la zona de aereación encontramos *agua higroscópica* (adherida en una capa delgada alrededor de los granos del suelo) y *agua capilar* ubicada en los poros más pequeños y también en una franja que comprende la región por encima del nivel freático (tensión capilar). El agua en tránsito dentro de los intersticios más gruesos del suelo es el *agua gravífica o gravitacional,* la que se encuentra mayormente en la zona de saturación. El *elemento variante* más importante del suelo en la zona de aereación es por lo tanto el *agua capilar*.
Si el agua subterránea se halla en una formación geológica cubierta por un estrato impermeable, está formando un *acuífero confinado, artesiano o cautivo,* encontrándose el agua sometida a una presión generalmente mayor a la atmosférica por el peso de la sobrecarga y el propio nivel hidrostático. Si un pozo llega a penetrar la capa confinante, el agua subirá hasta alcanzar el *nivel piezométrico,* que es el equivalente artesiano del nivel freático, y si ese nivel se encuentra por encima de la superficie del terreno, el pozo descargará como un *manantial o pozo surgente.*
La *porosidad* de un material es la relación existente entre el volumen de vacíos o espacios ocupados por el agua, y el volumen total del material, expresado en porcentaje:

$$P\,[\%] = (W / V) \cdot 100$$

Donde W: volumen de agua
V: volumen total de la muestra.

Una *alta porosidad* (arcilla, p. ej.) no indica necesariamente un acuífero de *buena productividad*, ya que gran parte del agua puede ser retenida en pequeños intersticios bajo la tensión capilar a medida que se extrae el agua. El *rendimiento específico* de un acuífero es la relación entre la cantidad de agua que puede drenar libremente el material y el volumen total de la formación, resultando siempre *menor que la porosidad total,* y asociado al concepto de *porosidad eficaz.* La relación entre el *rendimiento específico (Sy)* y la *porosidad total (P)* depende del *tamaño* de las partículas en la formación. Un acuífero de *textura fina* tendrá un rendimiento específico pequeño, mientras que un acuífero de *textura gruesa* tendrá uno mayor, ya que es

capaz de producir una mayor cantidad de su agua almacenada. La *retención específica (Sr)* es la parte de la *porosidad total* de un acuífero que no puede ser fácilmente extraída, resultando la suma de ambos:

P [%] = Sy + Sr

Algunos materiales típicos que conforman los acuíferos tienen las siguientes propiedades, como valores promedio:

Material	***Porosidad(%)***	***Rendimiento específico(%)***	***Permeabilidad m³/día/m²***
Arcilla	45	3	0.0004
Arena	35	25	41.00
Grava	25	22	4100.00
Grava y arena	20	16	410.00
Arenisca	15	8	4.10
Cuarcito y granito	1	0.5	0.0004

Se define como *Coeficiente de Almacenamiento (S)* del acuífero al volumen desplazado por una columna del acuífero de superficie unitaria (1 cm ²) cuando la *superficie freática* desciende un valor unitario (1 cm) en un *acuífero libre*, lo que equivale esencialmente al rendimiento específico (porosidad eficaz). El mismo concepto, aplicado a un *acuífero confinado*, implica el descenso en un valor unitario de la *presión hidrostática* en la columna del prisma acuífero considerado. Los valores promedio de S para acuíferos libres oscilan entre 0.3 a 0.05, mientras que para acuíferos cautivos, donde predomina el espesor (e) sobre el Coeficiente de Almacenamiento, están entre 0.001 a 0.00001.

Coeficiente de Permeabilidad (K): también llamado Coeficiente de Conductividad Hidráulica, representa la velocidad promedio del flujo subterráneo a través del medio poroso saturado que compone el acuífero y sobre la cual influyen las propiedades del fluido, el tamaño de poros y granos del suelo, su textura y su estructura o empaquetamiento.

Métodos para determinar la conductividad hidráulica (K) en campo: el método del agujero de barreno (auger hole method), basado en la recuperación del nivel freático producido en una perforación registrando la evolución de los descensos (y) en el tiempo (t). Utiliza la fórmula de Ernst generalizada según la siguiente expresión:

$$K = C \cdot \Delta y / \Delta t \; ; \; C = (4.62 \cdot r^2 \cdot H) / (20 \cdot r + H) \cdot (2 \cdot H - y)$$

Siendo
y : descensos medidos a partir del nivel estático (mts.);
H : desnivel entre el fondo de la perforación y el nivel estático (mts.);
r : radio de la perforación (mts.)
Procedimiento aplicable a profundidades entre 2.50 a 3.00 mts. como máximo.
Elementos para realizar el ensayo: barreno de 4 pulgadas, extractor de agua manual, sonda para medición de la profundidad, filtro para revestimiento interno en suelos arenosos – sueltos – desmoronables, cronómetro.

Duración del ensayo: cubierto el tercio inferior del espesor total del manto, puede terminarse el proceso de medición.

Formaciones acuíferas que presentan estratificación

En los acuíferos que presentan estratificación o heterogeneidad en su textura se define como *isotropía* el que mantengan constantes sus propiedades hidráulicas, en particular la *permeabilidad.* Cuando por el contrario, debido a su estratificación, las condiciones en las cuales se produce el movimiento del agua son variables, estamos en presencia de *anisotropía.* En este último caso, vamos a tener distintos valores del Coeficiente de Permeabilidad, de acuerdo a las características de cada estrato que conforma el acuífero, y entonces resulta necesario diferenciar entre determinaciones de *permeabilidad media, horizontal y vertical.*

El concepto de *permeabilidad media* surge cuando tenemos una componente horizontal y otra vertical del movimiento del agua en un acuífero, calculándose con la siguiente expresión:

$$Km = \sqrt{} Kh \cdot Kv$$

La *permeabilidad vertical* se calcula cuando el flujo de agua circula en sentido perpendicular a la estratificación, por lo tanto el caudal unitario que atraviesa cada estrato es constante, desarrollándose el cálculo de la forma siguiente:

$$l_1 + l_2 + l_3 = L \text{ (espesor total del acuífero)}$$

$$q = Kv \cdot H / L = ki \cdot hi / li$$

H : pérdida de carga total ; hi : pérdida de carga en cada estrato i

$$hi = (Kv / ki) \cdot H \cdot (li / L)$$

$$\Sigma hi = H = Kv \cdot (H / L) \cdot \Sigma (li / ki)$$

Resultando entonces: **$Kv = L / (\Sigma (li / ki))$**

La *permeabilidad horizontal* surge cuando el flujo de agua circula en sentido paralelo a la estratificación, entonces el gradiente hidráulico de la formación será el mismo para cada estrato y variarán los caudales de circulación por estrato:

Utilizando la misma nomenclatura del ejemplo anterior, siendo R la trayectoria del fluido en el acuífero

$$Kmh \cdot H / R = k_1 \cdot (h_1 / R) + k_2 \cdot (h_2 / R) + k_3 \cdot (h_3 / R)$$

$$\mathbf{Kmh = (k_1 \cdot h_1 + k_2 \cdot h_2 + k_3 \cdot h_3) / H}$$

Hidráulica de pozos

Se entiende bajo esta expresión el análisis que se realiza del movimiento del flujo subterráneo cuando está en operación un procedimiento de extracción mediante bombeo hacia un denominado *pozo de captación o de bombeo.*

Flujo en régimen establecido o régimen de equilibrio

Si se trata de un *acuífero homogéneo* de extensión *finita* con una capa freática inicialmente horizontal, es necesario que exista o se forme un *gradiente hidráulico* en la dirección del pozo para que se establezca un flujo de agua hacia él, formándose en ese caso un *cono de depresión.* Si el descenso de la superficie freática – o abatimiento – es pequeño respecto al espesor total del acuífero y a su vez el pozo penetra

totalmente en la formación, las líneas de corriente del flujo hacia el pozo se pueden suponer horizontales. En esa situación, es posible deducir una fórmula aproximada que relacione el *caudal* del pozo con las *características del acuífero*.
La ecuación propuesta inicialmente por *DUPUIT(1863)* para acuíferos libres y modificada posteriormente por *THIEM (1906)* para acuíferos cautivos se basa en el análisis siguiente:
El flujo hacia el pozo a través de una superficie cilíndrica de radio **x**, donde **y** es la altura del cono de depresión medida sobre el fondo del acuífero, debe igualar el caudal extraído del pozo de bombeo y, de acuerdo con la *ley de Darcy* (q = K . A . i)

$$Q = 2 . \pi . x . y . K . (dy/dx)$$

donde 2πxy representa el área del cilindro a través de la cual circula el flujo de agua hacia el pozo y dy/dx es la pendiente de la tabla de agua (gradiente hidráulico). Integrando esa expresión entre dos pozos de observación ubicados a distancias r1 y r2 del pozo de bombeo, cuando las alturas de la tabla de agua sobre la base del acuífero en dichos pozos tiene valores h1 y h2, se obtiene:

$$Q = \pi . K . (h1^2 - h2^2) / (\ln (r1/r2))$$

En el caso de un acuífero cautivo el procedimiento resulta similar, pero al existir un techo confinante la superficie aportante queda incluida en el espesor del acuífero (e) , resultando:

$$Q = 2. \pi . K . e . (h1 - h2) / (\ln (r1/r2))$$

Para que estas expresiones tenga una aplicación consistente con la situación de campo, deben cumplirse la denominadas *Hipótesis de la Ley de DUPUIT:*

- *Ocurrencia de flujo en régimen permanente*
- *Tanto el agua como la roca acuífera resultan incompresibles*
- *Las superficies equipotenciales que conforman la red de flujo son* planas
- *Tienen validez las premisas que establece la Ley de DARCY*
- *La componente vertical de la velocidad en la red de flujo es NULA*
- *Se trata de un medio homogéneo e isótropo*
- *El espesor (e) y el radio de influencia (R) son constantes.*

Durante el período inicial de bombeo de un pozo nuevo, la mayoría del caudal se obtiene del almacenamiento contenido en la parte del acuífero que se deseca a medida que se desarrolla el cono de depresión. Los análisis con base en condiciones de equilibrio *producen valores muy altos de la permeabilidad*, porque sólo una parte del caudal total proviene del flujo a través del acuífero hacia el pozo, lo que conduce a una sobreestimación de la producción potencial de dicho pozo, y consecuentemente del acuífero.

Como anexo al final de este texto se presentan los esquemas gráficos que permiten interpretar más cabalmente los procesos descriptos.

Flujo en régimen de variación, o de no equilibrio

Como consecuencia de la sobreestimación que producen los métodos de equilibrio, se han desarrollado métodos de evaluación del flujo subterráneo que tienen en cuenta el no cumplimiento de algunas de las premisas de la Ley de DUPUIT, y en particular que no se produce una transmisión permanente entre la extracción de agua y la recarga, influyendo entonces la variable tiempo en el esquema de análisis a realizar.

THEIS (1935) presentó una fórmula basada en la analogía de transmisión del calor en un medio poroso, que tiene en cuenta el efecto del tiempo y las características de almacenamiento del acuífero:

$$s = Q \cdot W(u) / (4 \cdot \pi \cdot T) \qquad (1)$$

Siendo:

$$W(u) = \int_{U}^{\infty} \frac{e^{-u}}{u} \cdot du \; ; \qquad (2)$$

$$u = r^2 \cdot S / (4 \cdot t \cdot T) \qquad (3)$$

t : tiempo en días desde la iniciación del bombeo
S : constante de almacenamiento del acuífero
s : depresión o abatimiento de un pozo de observación a una distancia **r** del pozo de bombeo;
Q : caudal en m^3/día;
T : transmisibilidad en m^3/día/m, como producto del Coeficiente de Permeabilidad por el espesor (e) del acuífero;
U : variable de pozo;
W (u) : función de pozo.

La *Función de pozo de u* puede evaluarse del desarrollo de la serie:

$$W(u) = -0.5772 - \ln u + u - u^2/(2 \cdot 2!) + u^3/(3 \cdot 3!) \ldots \qquad (4)$$

Función que está resuelta para una diversa gama de valores de **u** , y que representada gráficamente como función patrón contribuye a la aplicación del *método de coincidencia o de superposición gráfica* entre la *Curva patrón* W(u) vs. u y la *Curva experimental obtenida de los datos de campo.*

Las curvas experimentales que pueden realizarse, utilizando papel con escalas logarítmicas, se diseñan a partir de los siguientes pares de variables:

log s – log r^2/t (para un tiempo fijo t)
los s – log t (para cada piezómetro de observación)
log s – los r^2 (con la información proporcionada por varios piezómetros)

Las ecuaciones presentadas, agrupadas según la forma siguiente, justifican el proceso de superposición gráfica que se utiliza:

$$s_1 = Q \cdot W(u_1) / 4 \cdot \pi \cdot T \qquad (5)$$

$$u_1 = (r_1^2 / t) \cdot (S / 4 \cdot T) \qquad (6)$$

donde los valores con el ***subíndice 1*** están indicando las variables que se representan en las gráficas de curva patrón y curva experimental. Los demás elementos de las ecuaciones son constantes.
De la superposición de ambas curvas manteniendo sus ejes paralelos, se ajusta un tramo o al menos un punto de superposición. Las coordinadas de ese punto común se utilizan para obtener **T** y **S** por medio de las ecuaciones (5) y (6). En las representaciones gráficas del anexo a este texto puede observarse con mayor claridad la aplicación descripta.

Aproximación logarítmica de JACOB

Cuando **u** es un valor pequeño, los términos de la ecuación que define **W(u)** después de **ln u** son también pequeños y pueden ser eliminados. La ecuación (3) indica que **u** será pequeño cuando **t** sea grande, y en este caso es posible una solución modificada del Método de THEIS, mediante el proceso siguiente:

W (u) = - 0.5772 – ln u , donde – 0.5772 = ln 0.5615 (7)

s = (Q / 4 . π . T) . ln (0.5615/u) (8)

Δs = s2 – s1 = (Q / 4 . π . T) . ln (u2/u1), (9) resultando

T = (2,3 . Q / 4 . π . Δs) . log (t2/t1) (10)

Donde **Δs** es el cambio de abatimiento entre el tiempo t1 y el tiempo t2, tomado de un gráfico semilogarítmico (s en escala decimal y t en escala logarítmica) donde ese cambio se toma para un ciclo logarítmico del gráfico, lo que produce log (t2/t1) = 1 y se determina fácilmente el valor de **T.** Por otra parte, extendiendo la parte recta de la curva **s vs. t** hasta el valor de abatimiento **s = 0** se obtiene un tiempo **to** (en días) para el cual se aplica la ecuación

S = (2,25 . T . to) / r²
La cual es consecuencia de que en la ecuación (8) **s = 0** solamente si 0.5615 = (r² . S) / 4 . T . to

De ese modo se obtiene los parámetros hidráulicos del acuífero, Transmisibilidad (T) y Coeficiente de Almacenamiento (S), que permiten representar las diferentes condiciones de explotación de un acuífero para determinar sus posibilidades de un aprovechamiento ambiental y económicamente sustentable.

Como en la ecuación de THIEM, THEIS supone líneas de flujo paralelas, o sea abatimientos pequeños y penetración completa del acuífero en el pozo. Aún cuando THEIS compensa el efecto de almacenamiento del acuífero, supone un desecamiento instantáneo del material del acuífero a medida que el nivel de agua desciende. Estas condiciones son razonablemente exactas en *acuíferos cautivos,* sin embargo el método debe utilizarse con cuidado en el caso de acuíferos de espesor delgado o de baja permeabilidad, cuando éstos son libres o freáticos.

<u>Potencial de un depósito de agua subterránea</u>

Una cuestión básica en la explotación de los recursos de agua subterránea es la estimación de la *tasa de extracción* de agua permisible, cantidad que se llama comúnmente *producción firme o rendimiento seguro* (Meinzer, 1923). Esta tasa de producción firme debe reconocerse como una cantidad determinada para un cierto conjunto de condiciones de control y sujeta a cambio como resultado de la variación de las condiciones físicas o económicas relacionadas con ella. Las variedad de factores a los cuales está sujeta la extracción posible de un pozo o un conjunto de pozos conectados a un acuífero pasan por el *tamaño, el tipo de construcción y separación entre pozos y los parámetros que controlan el flujo de agua hacia el área de bombeo.*
El *volumen total de agua disponible* es uno de los principales factores que gobiernan la *producción firme,* siendo entonces una limitación que se expresa por:

$$G = P - Qs - Et + Qg - \Delta Sg - \Delta Ss$$

G: producción firme;
P: precipitación en el área tributaria del acuífero;
Qs: flujo de corrientes superficiales en la misma área;
Et: evapotranspiración;
Qg: flujo neto de agua subterránea hacia el acuífero;
ΔSg: cambio en el almacenamiento de agua subterránea;
ΔSs: cambio en el almacenamiento de agua superficial, que analizado en base a medias anuales es usualmente cercano a cero.

Esta ecuación *no puede considerarse como una ecuación de equilibrio* propiamente dicha, ni utilizarse en base a medias anuales, sólo puede resolverse en base a hipótesis específicas para un período definido de años. Los factores que controlan dichas hipótesis son primordialmente *económicos*, ya que la factibilidad de recarga o de derivación de aguas superficiales tienen esas consideraciones. Teóricamente existe un nivel de la superficie de agua para el cual el *costo del bombeo iguala al valor del agua bombeada* y por debajo del cual no se debe reducir el nivel freático, porque además una excesiva disminución puede producir contaminación del acuífero por la afluencia de aguas indeseables.
Finalmente, en los acuíferos cautivos de gran longitud, su Transmisibilidad (T) puede introducir limitaciones en la producción firme, aún cuando el cálculo de **G** indique una tasa elevada, ya que la transmisión del agua de la fuente hacia los pozos debe tener la suficiente rapidez para mantener dicha tasa.