

CORPORACION DE FOMENTO DE LA PRODUCCION
CHILE

U1376
c1



ANALISIS DATOS PRUEBAS DE ACUIFEROS

PROCEDIMIENTOS SELECCIONADOS PARA
ANALIZAR DATOS DE PRUEBAS DE ACUIFEROS

Russell H. Brown
Extracto del Journal
American Water Works Association
Vol. 45, N°8 Agosto de 1953.

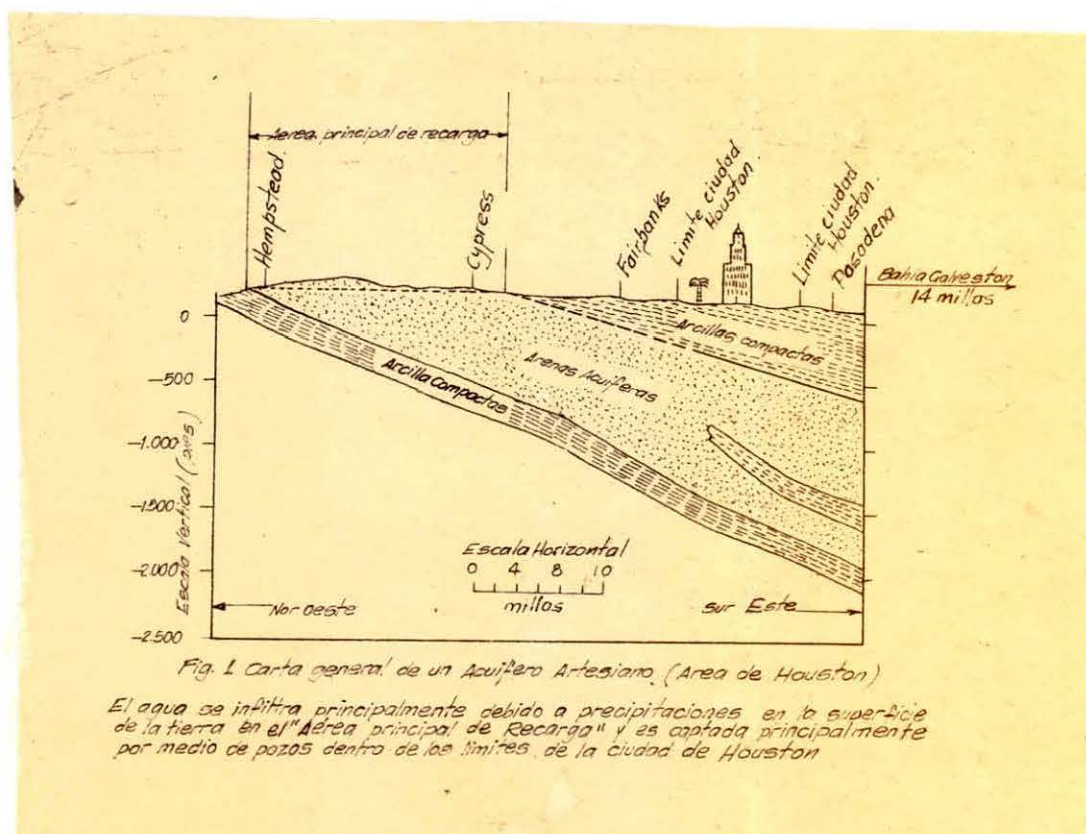
El propósito de éste artículo es mostrar, mediante el uso liberal de gráficos y diagramas, algunos medios que hacen posible aprender bastante acerca de los embalses subterráneos en los EE.UU. Se describirán aquellos métodos que involucren el uso de pozos de agua. Se podría mencionar que algunas de las ilustraciones han sido simplificadas con el fin de facilitar la comprensión de ideas importantes que puedan ser comparadas con fenómenos observados por los operadores de desarrollo de agua subterránea.

Como es sabido, la "Ground Water Branch of the U.S. Geological Survey", en cooperación con diversas agencias estatales y locales a través del país, está haciendo continuamente estudios de los recursos de aguas subterráneas. Este trabajo tiene por objeto ubicar embalses de agua subterránea y aprender lo más posible acerca de ellos, incluyendo sus extensiones y sus capacidades de almacenar y transmitir el agua. El examen y comparación de los métodos usados en hacer estos estudios, no revelaría un procedimiento preestablecido. En realidad, cada estudio aparecería incluyendo su propia combinación peculiar de factores geológicos e hidrológicos que requieren métodos individuales de análisis. Por éste motivo, durante años, el U.S.G.S. ha desarrollado una extensa compilación de métodos de estudio geológicos e hidrológicos de carácter cualitativo y cuantitativo. En éste artículo, será posible demostrar sólo unos pocos y selectos de los muchos métodos usados para determinar las características hidrológicas de los embalses de agua subterránea.

DEFINICION DE LOS TERMINOS

Antes de seguir adelante, será conveniente introducir y definir algunos términos que facilitarán la comprensión de lo que sigue.

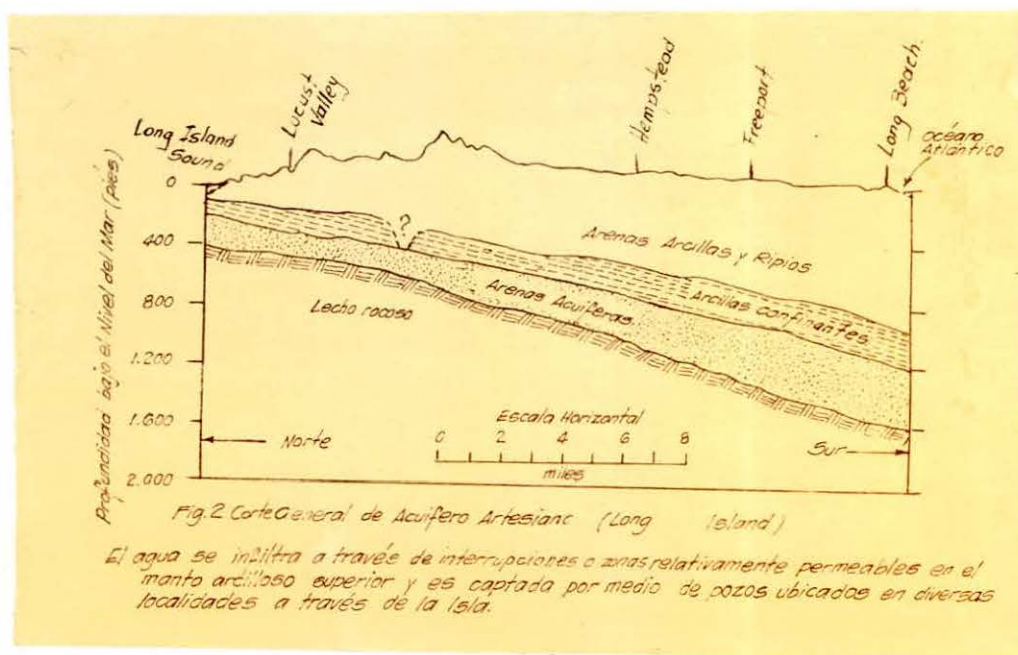
Acuífero.- Un embalse de agua subterránea puede llamarse en forma más concisa un "acuífero", que se define simplemente como una formación geológica, una parte de una formación, o un grupo de formaciones que ceden agua. La Fig. 1, muestra un corte generalizado de un acuífero artesiano existente en el área de Houston, Texas.



La rastra punteada muestra la arena acuífera y la línea de segmentos designa los materiales arcillosos que la confinan arriba y abajo.

El agua entra en el acuífero en su mayor parte, por precipitaciones en la superficie de la tierra en la zona titulada "Área principal de recarga" y es sacada del acuífero mediante pozos desarrollados principalmente dentro de los límites de la ciudad de Houston. Podría ser útil señalar

que la palabra "artesiano" significa que el agua en el acuífero se encuentra bajo presión. En otras palabras, si se perfora un pozo en el acuífero, el agua subirá en el pozo hasta algún punto sobre el techo del acuífero, pero no necesariamente hasta o sobre el nivel del terreno. La Fig. 1, sirve para ilustrar dos modos importantes del funcionamiento del acuífero. Primero, transmite agua de un área de recarga a áreas principales de descarga. En ésta ilustración, la escala horizontal muestra que la distancia considerada es del orden de decenas de millas. En realidad, para algunos acuíferos en los Estados Unidos, la distancia puede ser del orden de varios cientos de millas. Sin embargo, al transmitir agua a distancias considerables, un acuífero funciona en éste caso diferentemente, en virtud de la cantidad de agua almacenada transitoriamente. Si se reconoce que la velocidad de movimiento del agua en el acuífero puede ser sólo de unas pocas pulgadas o pies por día, el significado de la función del embalse es obvio. Para un acuífero de sólo un pie de espesor, decenas de millones de galones de agua pueden estar almacenados en cada milla cuadrada del área acuífera.



En la Fig. 2, se da un corte general de un acuífero artesiano en Long Island, N.Y. Nuevamente la rastra punteada muestra un estrato de arena acuífera y la línea de segmentos indica la capa de arcilla sobrepuesta. En éste ejemplo, el acuífero tiene un lecho de roca relativamente impermeable. La situación aquí no es tan clara como la de la sección anterior, pero el acuífero todavía actúa en las mismas dos formas importantes ya discutidas. Se recarga en general, cerca del extremo de Long Island Sound, por agua que entra por discontinuidades o zonas relativamente permeables en el techo arcilloso, a pesar de que la ubicación exacta de estas áreas de recarga aún no se conoce. El agua en ésta forma recargada es transmitida por la pendiente del acuífero hacia el Oceano Atlántico y en menor grado, en dirección norte hacia Long Island Sound, sirviendo algunas áreas de explotación en el camino. Durante el proceso, un enorme volumen de agua está en embalse transitorio.

Es del caso mencionar que tales cortes generalizados, como aquellos presentados en Fig. 1 y 2, pueden ser dibujados sólo después de coleccionar, revisar y asimilar muchos registros de pozos y perfiles.

Otros tres términos que requieren definición podrían ser los llamados propiedades hidráulicas de un acuífero. El diagrama esquemático en la Fig. 3, puede ayudar en su comprensión.

Coeficiente de permeabilidad.— El coeficiente de permeabilidad de un acuífero es designado en las medidas usuales del U.S. Geological Survey por P. En la Fig. 3, se repite el corte ya familiar, esta vez en perspectiva, de arenas acuíferas limitadas arriba y abajo por arcilla relativamente impermeable. En el extremo expuesto del acuífero se muestra una abertura, A, de un pie cuadrado. Supóngase que alguna clase de vertedero fuera introducido en ésa abertura, de tal manera que mientras el agua circula a

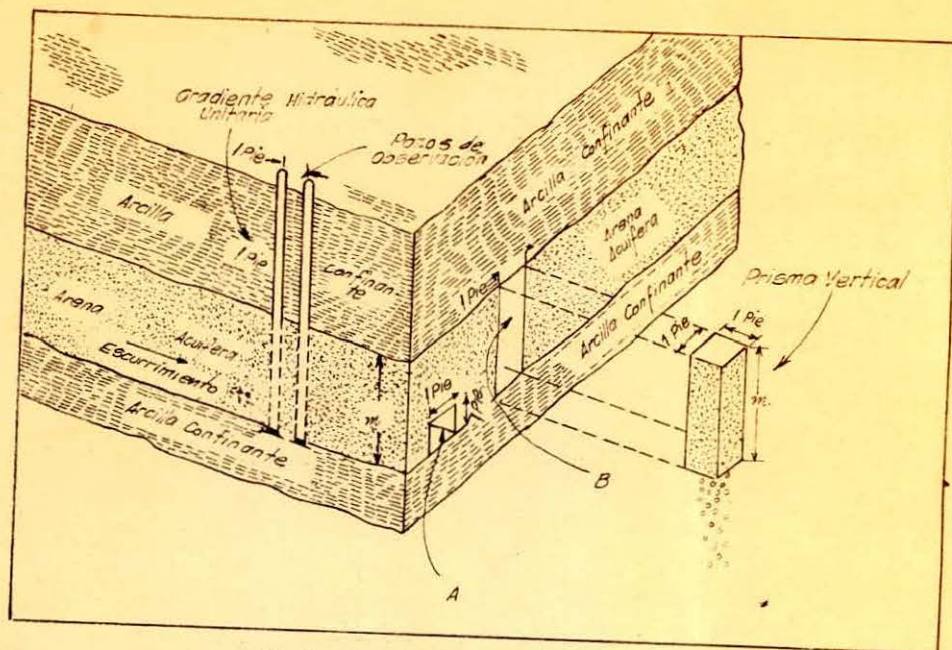


Fig. 3 Propiedades Hidráulicas del Acuífero

La abertura A tiene una superficie de 1 pie² y la abertura B tiene un ancho de 1 pie y una altura igual al espesor m. del acuífero las dimensiones del prisma vertical son 1 pie x 1 pie x m.

En el extremo superior izquierdo de la figura está ilustrado gráficamente la "gradiente hidráulica unitaria" una diferencia del nivel de agua de 1 pie por pie de distancia de escurrimiento.

través del acuífero, la cantidad que pasa por el vertedero fuera sólo aquella que pasa a través de la pared vertical posterior de la abertura. El coeficiente de permeabilidad estaría entonces expresado por el número de galones por día que escurriría a través de la abertura A del acuífero con la gradiente hidráulica unitaria. El coeficiente está definido para ser usado a una temperatura de 60°F (poco más de 15°C). Para el uso de terreno, la corrección a 60°F se desprecia y el "coeficiente de terreno" expresa el escurrimiento del agua subterránea a la temperatura del agua en ése momento. Se explica el significado de una unidad de gradiente

hidráulica observando en el diagrama el par de pozos de observación (o tubos piezométricos) colocados a un pie de distancia entre sí y atravesando la arena acuífera. Si existe una gradiente hidráulica unitaria, debería haber una diferencia de un pie en los niveles observados en estos tubos piezométricos, esto es, una caída de un pie en el nivel de agua de escurrimiento a un pie de distancia. En realidad esta gradiente es muchas veces más pendiente que las gradientes hidráulicas encontradas en la naturaleza, donde una caída de unos pocos pies por milla de distancia de escurrimiento está más cerca del orden de magnitud usual. El coeficiente de permeabilidad de un acuífero puede ser entonces expresado en "galones por día por pie cuadrado" bajo una gradiente hidráulica unitaria.

Coeficiente de transmisibilidad.— El coeficiente de transmisibilidad, comunmente designado por T , está relacionado con la permeabilidad de un acuífero. En el extremo del acuífero expuesto en Fig. 3, la abertura B es de un pie de ancho y se extiende a todo el espesor o altura " m " del acuífero. Con alguna especie de vertedero introducido en ésta abertura, el agua que pase será nuevamente sólo aquella que se filtra por la pared vertical posterior de la abertura. El coeficiente de transmisibilidad podría ser el número de galones por día escurriendo a través de la abertura B del acuífero bajo una gradiente hidráulica unitaria (a la temperatura del agua en ése momento). Así el coeficiente de transmisibilidad está expresado en "galones por día por pie" bajo una gradiente hidráulica unitaria. Es fácil ver que el coeficiente de transmisibilidad se puede obtener simplemente multiplicando el coeficiente de permeabilidad de terreno por el espesor del acuífero; esto es, $T=Pm$.

Coeficiente de almacenamiento.— La tercera propiedad hidráulica importante de un acuífero, es el coeficiente de almacenamiento, designado comunmente por S. Es difícil dar una interpretación física a ésta propiedad, pero un entendimiento razonable de su significado se puede obtener tal vez refiriéndose en la Fig. 3, a un prisma vertical unitario sacado fuera del acuífero y exhibido a la derecha del diagrama. Este prisma vertical tiene una sección de un pie cuadrado y una altura igual al espesor "m" del acuífero. Si la presión piezométrica sobre este prisma saturado disminuye un pie, será descargada una menor cantidad de agua del almacenamiento debido a una ligera expansión del agua misma y a mínimos cambios estructurales en el esqueleto del prisma. El coeficiente de almacenamiento se define como la cantidad relativa de agua desalojada del almacenamiento en una unidad del prisma vertical del acuífero, mientras la presión piezométrica cae un pie. Ordinariamente se expresa como una fracción decimal absoluta, y para condiciones artesianas, es un valor muy pequeño a menudo del orden de 10^{-5} y 10^{-3} . Los métodos para probar acuíferos están relacionados principalmente con los coeficientes de transmisibilidad y de almacenamiento.

CONSIDERACIONES PRELIMINARES.

Todos los métodos que se considerarán están destinados a proporcionar información del funcionamiento del acuífero y no de el del pozo. Hay ciertos rasgos comunes a todas las pruebas y métodos analíticos que se presentarán. Como ya se ha dado a entender, cada método implicará comenzar o terminar el bombeo de un pozo y observar qué sucede a los niveles de agua en los pozos de observación cercanos. La discusión se limitará únicamente a las condiciones artesianas, principalmente para facilitar la exposición.

Cada método incluirá el uso de la fórmula de Theis de no-equilibrio (1), cuyo nombre se debe al autor que la desarrolló primero y del hecho que toma en cuenta el tiempo que ha transcurrido desde que comenzó o cesó el bombeo. Finalmente, cada método se referirá solamente a aquellos usos particulares de la fórmula de Theis que considera variaciones en la depresión con el transcurso del tiempo.

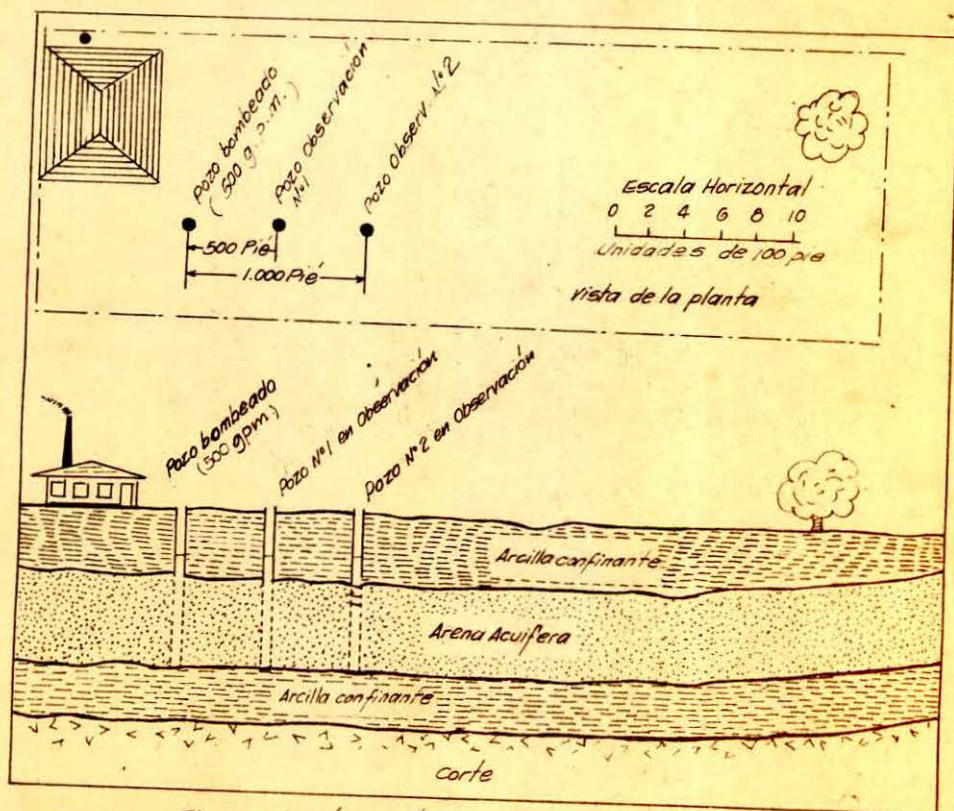


Fig. 4. Situación hipotética de una prueba o ensayo (Acuífero infinito).
En esta situación hipotética, uno de los pozos se bombeará 500 g.p.m. y las variaciones del nivel del agua serán notadas en los pozos de observación N°s 1 y 2.

T A B L A 1

Datos de la prueba de depresión para pozos de observación.

Fecha (Julio 1952)	Hora	Tiempo transcurrido		$\frac{t}{r^2}$	Depresión* s (pies)	Profund. hasta el agua (pies)
		minuto	días			
Pozo N° 1 (r=500 pies)						
5	2400					25,00
6	0600					25,00
	1200					25,00
	1800					25,00
	2400#	0	0	0	0	25,00
7	0004	4	0,00278	$1,1 \times 10^{-8}$	0,44	25,44
	0015	15	0,0104	$4,2 \times 10^{-8}$	1,50	26,50
	0055	55	0,038	$1,5 \times 10^{-7}$	2,83	27,83
	0305	185	0,13	$5,2 \times 10^{-7}$	4,22	29,22
	0600	360	0,25	$1,0 \times 10^{-6}$	4,96	29,96
	1200	720	0,50	$2,0 \times 10^{-6}$	5,75	30,75
	2400	1,440	1,0	$4,0 \times 10^{-6}$	6,57	31,57
8	1200	2,160	1,5	$6,0 \times 10^{-6}$	7,04	32,04
	2400	2,880	2,0	$8,0 \times 10^{-6}$	7,32	32,32
Pozo N° 2 (r=1000 pies)						
5	2400					25,10
6	0600					25,10
	1200					25,10
	1800					25,10
	2400#	0	0	0	0	25,10
7	0030	30	0,0208	$2,1 \times 10^{-8}$	0,89	25,99
	0155	115	0,080	$8,0 \times 10^{-8}$	2,16	27,26
	0640	400	0,278	$2,8 \times 10^{-7}$	3,53	28,63
	2400	1,440	1,0	$1,0 \times 10^{-6}$	4,94	30,04
8	2400	2,880	2,0	$2,0 \times 10^{-6}$	5,75	30,85

* Los valores de ésta columna se derivan de las medidas hasta el nivel del agua hechas en el pozo de observación y dadas en la siguiente columna.

Pozo bombeado comienza entregando 500 g.p.m.

Para buen resultado de la aplicación y uso de éstos métodos, el acuífero debe ser homogéneo e isotrópico, esto es, debería ser de estructura uniforme y exhibir las mismas propiedades físicas e hidráulicas en todas direcciones. El acuífero debería ser, teóricamente, de una extensión infinita, a pesar de que es reconocido que un acuífero infinito no puede encontrarse en la naturaleza. Prácticamente entonces, el espesor y la extensión real del acuífero deberían ser conocidos para permitir la mejor interpretación posible de los datos de la prueba. El ideal es que todos los pozos que se usen atraviesen totalmente el acuífero. Algunas desviaciones de estas exigencias se pueden tolerar, pero en todo caso, los detalles de construcción de los pozos empleados deben ser conocidos o determinados. La operación de todas las bombas del área debería estabilizarse antes de la iniciación de la prueba del acuífero, y mantener éste procedimiento durante la duración de ella. Durante la prueba, los pozos bombeados deben estar a un gasto fijo, cuidadosamente medido. La observación de niveles de agua debe ser exacta, y el tiempo de cada observación, determinado en forma precisa. Finalmente, los datos deben ser cuidadosamente computados y dibujados.

Una demostración de las pruebas y de los métodos analíticos requieren suponer una prueba hipotética. Será conveniente comenzar por adoptar arbitrariamente la situación física mostrada en el plano y sección en la Fig. 4. Esta ilustración muestra de nuevo el familiar acuífero arenoso confinado arriba y abajo por arcilla relativamente impermeable. Se propone bombear un pozo en 500 g.p.m. y observar los cambios de nivel en dos pozos cercanos, numerados 1 y 2. Los pozos propuestos penetran totalmente el acuífero y, como puede determinarse en el corte, el acuífero se extendería hasta el infinito. No hay evidencia de algún pozo cercano cuyo bombeo

pueda afectar los resultados de la prueba. Los pozos de observación podrían haberse ubicado en cualquier parte en las cercanías del pozo de bombeo, pero por conveniencia se colocaron en línea recta.

METODO DE LA DEPRESION.

Como lo dice su nombre, el método de la depresión involucra bombear un pozo, en la prueba hipotética dispuesta, y observar qué sucede a los niveles en los otros dos pozos cercanos. Podría ser útil mostrar primero qué podría esperarse que suceda en uno de los pozos de observación durante la prueba de depresión y demostrar qué se entiende por el término "depresión". La Fig. 5 es un "hidrógrafo", un dibujo del nivel de agua versus tiempo, para el pozo de observación N°1 (ver Tabla 1).

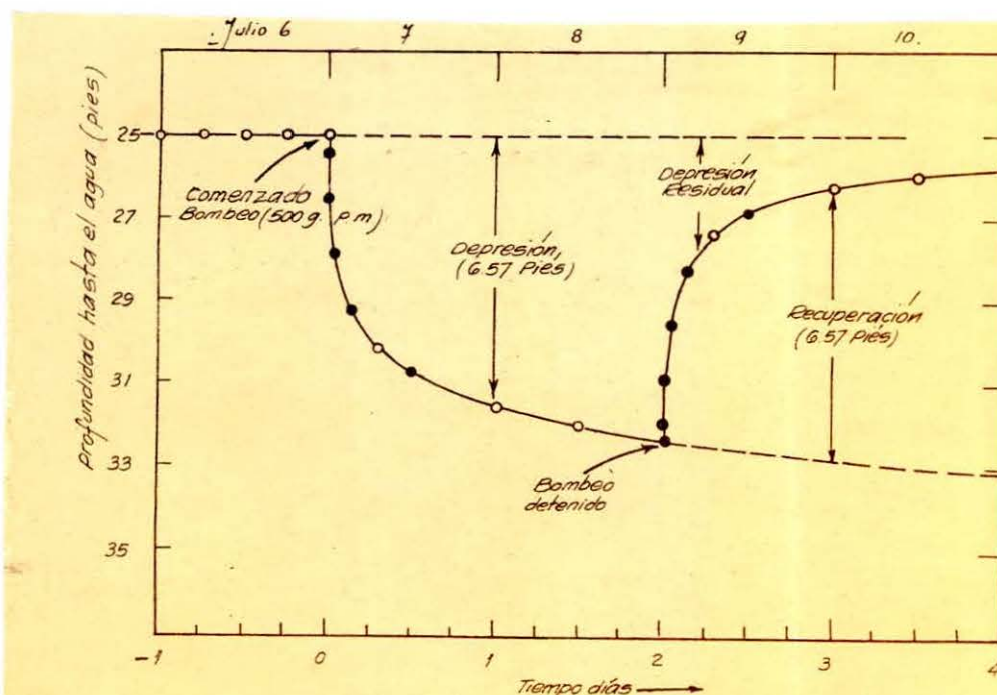


Fig. 5 Hidrográfico para el pozo de observación N°1

Los datos de depresión del pozo están dibujados en curva de la izquierda, en tanto que en la de la derecha están indicados los datos de recuperación del mismo. Estos datos son los correspondientes al pozo de observación N°1 ubicado a 500 pies del pozo bombeado. Los puntos indicados por signo ● son usados en análisis posteriores. Las flechas indican la dirección creciente de la escala de valores.

Sólo la mitad izquierda de la Fig. 5 se considerará por el momento. Las medidas de niveles fueron iniciadas un día antes de comenzar la prueba a fin de determinar si ellas indicaban alguna tendencia preexistente a subir o bajar, que debiera considerarse durante la prueba. Nuevamente por conveniencia, se supuso que no había tendencia a que los niveles fluctuaran en el área, y las medidas aparecen colocadas en una línea horizontal. En referencia a la parte del hidrógrafo después que se inicia el bombeo, la depresión representa la diferencia entre el nivel observado en el pozo y el nivel al cual el agua estaría si no se hubiera bombeado. En el método de la depresión, entonces, se debe tomar datos similares en los dos pozos de observación y analizarlos mientras la prueba prosigue. Existen dos tipos de solución para efectuar el análisis:

Solución de la curva tipo:

Como se ha establecido ya, la fórmula de Theis de no-equilibrio, es la base para todos los métodos analíticos que se considerarán en éste artículo. En forma absoluta, la ecuación de Theis es:

$$s = \frac{Q}{4\pi T} \int \frac{e^{-u}}{u} du \dots\dots\dots (1)$$

$$\frac{r^2 S}{4Tt}$$

donde $u = \frac{r^2 S}{4Tt}$, "s" es la depresión en cualquier punto bajo estudio en la vecindad de un pozo de descarga, Q es el índice de gasto del pozo, T es el coeficiente de transmisibilidad del acuífero, S es el coeficiente de almacenamiento del acuífero, "r" es la distancia desde el pozo bombeado hasta el punto en que se está observando la depresión, "t" es el tiempo transcurrido desde que ha comenzado la descarga, y "e" es la base de los logaritmos naturales. El U.S.G.S. prefiere expresar "s" en pies, Q en galones por minuto,

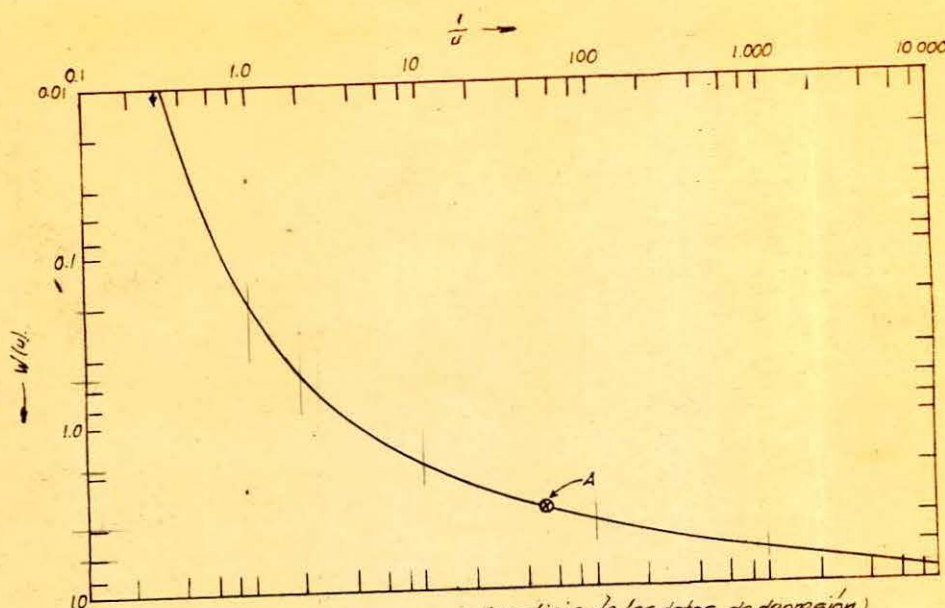


Fig. 6. Curvo Tipo Theis (Análisis de los datos de depresión)

El punto A en la curva corresponde a $\frac{t}{u} = 50$. Las fórmulas básicas para usar esta curva y computar los coeficientes de transmisibilidad T, y de almacenamiento S, son

$$T = \frac{114,6Q}{s} w(u); S = \frac{T \left(\frac{t}{r^2} \right)}{1,87 \left(\frac{t}{u} \right)}$$

T en galones por día por pie, "r" en pies y "t" en días. En estas unidades, la ecuación de Theis sería:

$$s = \frac{114,6Q}{T} \int_{\frac{1,87r^2S}{Tt}}^{\infty} \frac{e^{-u}}{u} du \dots \dots \dots (2)$$

y "u" = $\frac{1,87r^2S}{Tt}$

La ecuación 2 puede escribirse en forma más conveniente:

$$s = \frac{114,6Q}{T} W(u) \dots \dots \dots (3)$$

Donde W (u) reemplaza la expresión integral y se llama la "función de pozo de u". A primera vista, la ecuación 3 implica un medio directo y simple para

despejar T. Desgraciadamente, T también está incluido en el término W (u) de tal manera que no es posible una solución directa. Es conveniente, entonces,

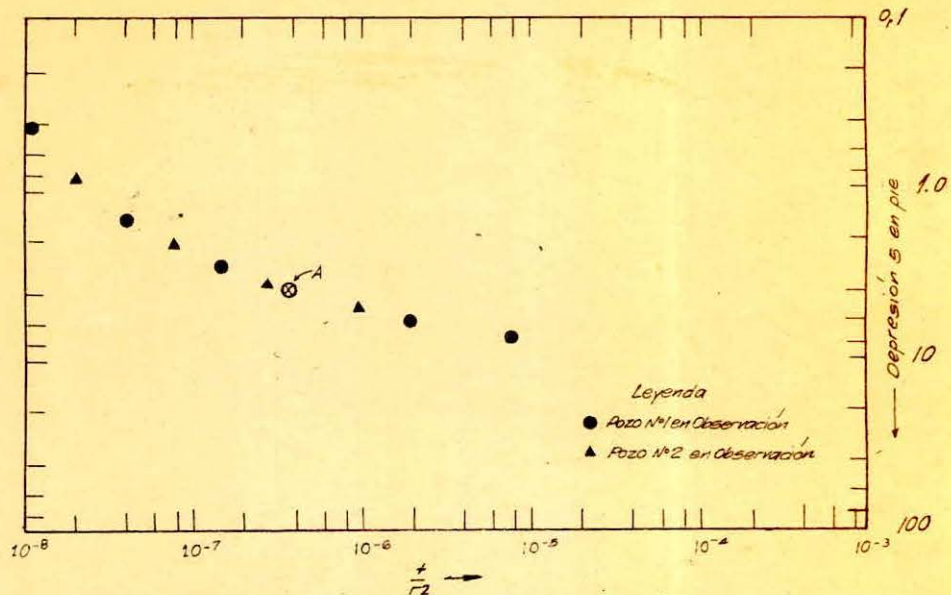


Fig. 7. Gráfico con datos de depresión (solución curva tipo)

Los datos de depresión de los 2 pozos de observación están dibujados logarítmicamente

El punto A (correspondiente a $\frac{t}{r^2} = 50$, en la curva tipo de Theis) ha sido colocado como un punto de referencia.

vencer esta dificultad mediante el uso de una curva tipo o solución gráfica. En la ecuación 3, los únicos términos variables serán la depresión, "s", y la función pozo W (u). En forma similar, en la ecuación para "u", los únicos términos variables serán "u", "r" y "t". El significado de estos hechos es más claro si las dos ecuaciones se transforman levemente.

$$W(u) = \left[\frac{T}{114,6Q} \right] s \dots \dots \dots (4)$$

$$\frac{1}{u} = \left[\frac{T}{1,87S} \right] \frac{t}{r^2} \dots \dots \dots (5)$$

Los paréntesis encierran todos los términos constantes. El parecido de las formas exhibidas por las ecs. 4 y 5 podría sugerir que, pasando por alto los coeficientes entre paréntesis, que son constantes, el término $W(u)$ variará con el término $\frac{1}{u}$ en la misma forma como variará s con $\frac{t}{r^2}$. En otras palabras, si los valores de $W(u)$ se dibujaran contra los valores correspondientes de $\frac{1}{u}$, la curva resultante podría parecerse a aquella de un dibujo de los valores de "s" versus el valor de $\frac{t}{r^2}$. Las tablas publicadas (2) dan valores de $W(u)$ y de "u" (de donde puede determinarse $\frac{1}{u}$) y, por supuesto, la prueba del acuífero dará los valores de "s", "t" y "r". Si estas dos curvas se dibujan en papel milimetrado, ellas mostrarán una semejanza general de forma, pero no serán de forma y curvatura idénticas. Esto resulta del hecho que las variables en las mitades derechas de las ecs. 4 y 5 están multiplicadas por constantes diferentes. Sin embargo, si las dos curvas se dibujan en papel logarítmico, las multiplicaciones se transforman en sumas, de tal manera que las diferencias en los factores constantes de ecs. 4 y 5, sólo ocasionan un desplazamiento relativo en las escalas horizontal y vertical de las dos curvas. El uso del papel logarítmico tiene la ventaja adicional de hacer resaltar los valores pequeños de los datos, permitiendo abarcar grandes márgenes de valores en hojas relativamente pequeñas.

Las ecuaciones 4 y 5 pueden escribirse en forma logarítmica:

$$\log. W(u) = \log \left[\frac{T}{114,6Q} \right] + \log s \quad \dots \dots \dots (6)$$

$$\log. \frac{1}{u} = \log \left[\frac{T}{1,87S} \right] + \log \frac{t}{r^2} \quad \dots \dots \dots (7)$$

Preparando un gráfico logarítmico con los valores de $W(u)$ como ordenadas y los de $\frac{1}{u}$ como abscisas, se desarrolla lo que se llama una curva tipo para la ecuación de Theis, como se indica en la figura 6. La curva tiene la misma forma

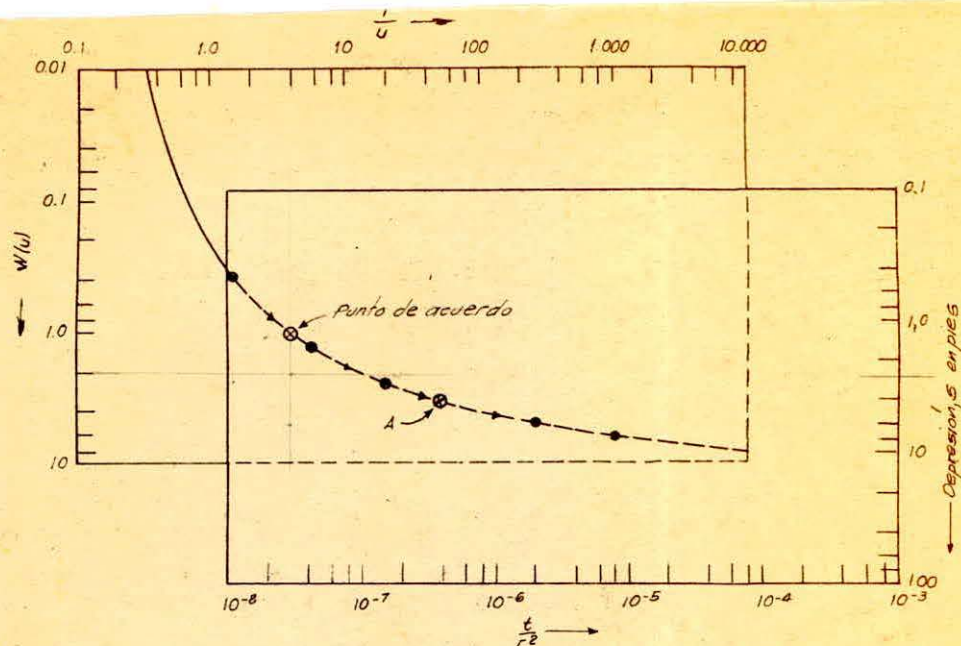


Fig. 8 Gráfico con datos de depresión superpuesta en curva tipo de Theis.

Con los ejes coordenadas paralelos, la Fig. 7 ha sido superpuesta en la fig. 6. Un punto de acuerdo conveniente se elige. En este caso las coordenadas del punto de acuerdo son $[s = 1.15, \frac{t}{r^2} = 2.9 \times 10^{-8}]$ y $[W(u) = 1.0; \frac{t}{u} = 3.85]$. Estas coordenadas deben sustituirse en Ecuaciones 8 y 9 para obtener T y S respectivamente.

general y tendencia que la primera mitad del hidrógrafo ya vista en la Fig. 5. La flecha indica en cada escala la dirección en que aumentan los valores. En forma similar, se ha preparado, como se muestra en la Fig. 7, una curva logarítmica usando valores de "s" como ordenadas y valores de $\frac{t}{r^2}$ como abscisas. Estos valores se han sacado de los datos de la prueba del acuífero, en éste ejemplo, de los datos de depresión recogidos en los pozos de observación N°1 y 2, como se muestra en Tabla 1. Obsérvese que el dibujo de los datos tiene la misma forma y tendencia que la curva tipo. Ahora la solución requiere la superposición del dibujo de los datos sobre la curva tipo, manteniendo los ejes coordenados paralelos, de tal manera que se encuentre una buena posición de aparejamiento, como se muestra en la Fig. 8. En la posición aparejada, las escalas

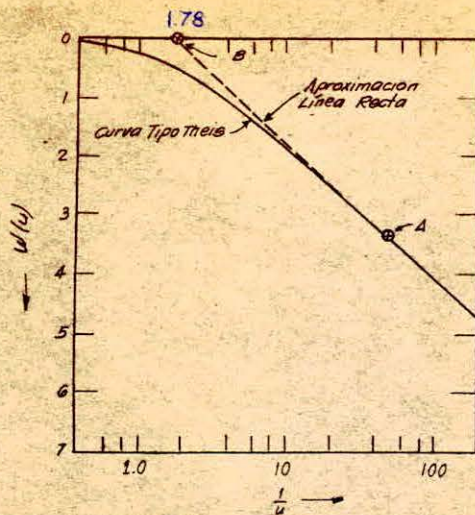


Fig. 9. Aproximación a la línea recta, (Análisis de datos de depresión)

Para valores de $\frac{1}{u}$ mayores que 50, la ecuación $W(u) = \log_e \frac{1}{u} - 0.5772$, es esencialmente lineal. $W(u)$ dibujado aritméticamente y $\frac{1}{u}$ logarítmicamente. El punto A corresponde a $\frac{1}{u} = 50$. La línea recta prolongada intercepta la línea $W(u) = 0$ en el punto B, donde $\frac{1}{u} = 1.78 = e^{-0.5772}$.

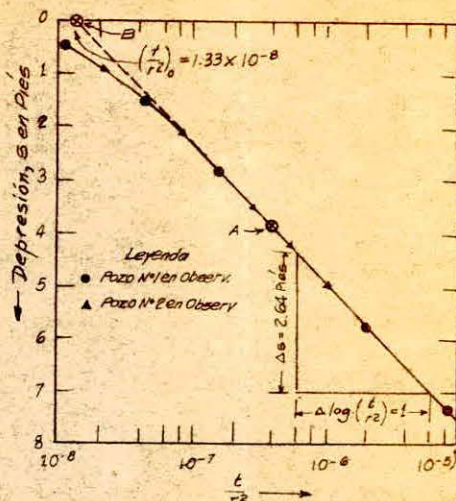


Fig. 10. Gráfico con datos de la prueba de depresión (Solución de la línea recta)

El punto A corresponde a $\frac{1}{u} = 50$. El punto B, (intersección en $S = 0$ con prolongación de la línea recta) corresponde a $(\frac{t}{r^2})_0 = 1.33 \times 10^{-8}$ con $\Delta \log \frac{t}{r^2} = 1$, el valor de ΔS se obtiene del gráfico. T y S pueden ser obtenidos por sustitución en ecuaciones 15 y 17

$$T = \frac{264Q}{\Delta S} = \frac{264(500)}{2.64} = 50,000 \text{ gpd/pies}$$

$$S = 0.301 T \left(\frac{t}{r^2} \right)_0 = 0.301 (50,000) (1.33 \times 10^{-8}) = 2.0 \times 10^{-4}$$

de un gráfico experimentarán un desplazamiento con respecto a las escalas de la otra. Esto resulta de la naturaleza de las ecs. 6 y 7, que indican, respectivamente, desplazamientos de la escala vertical en la cantidad de $\log \frac{T}{114.6Q}$ y un desplazamiento en la escala horizontal en la cantidad de $\log \frac{T}{1.87S}$. Con el dibujo de los datos coincidiendo con la curva tipo, se elige un punto conveniente de coincidencia en cualquier lugar de la curva, o en cualquier

parte de la hoja del gráfico para usarlo en el cómputo de los coeficientes de transmisibilidad y almacenamiento. En la Fig. 8, un punto común de la curva fué tomado en forma arbitraria de tal manera que sus coordenadas, en el dibujo de la curva de datos y tipo respectivamente, son

$$\left[s = 1,15, \frac{t}{r^2} = 2,9 \times 10^{-8} \right] \quad \text{y} \quad \left[W(u) = 1,0, \frac{1}{u} = 3,85 \right]$$

La solución queda completa substituyendo esos valores en las ecs. 4 y 5 convenientemente arreglados. Así

$$T = \frac{114,6Q}{s} W(u) \quad \dots \dots \dots (8)$$

y por substitución:

$$T = \frac{114,6 \times 500}{1,15} (1,0) = 50.000 \text{ gpd/pies}$$

similarmente:

$$S = \frac{T \left(\frac{t}{r^2} \right)}{1,87 \left(\frac{1}{u} \right)} \quad \dots \dots \dots (9)$$

y por substitución:

$$S = \frac{50.000 (2,9 \times 10^{-8})}{1,87 (3,85)} = 2,0 \times 10^{-4}$$

No se intentará en éste artículo la presentación de los numerosos detalles y variaciones de la forma de solución de la curva tipo. El lector interesado puede consultar la bibliografía citada. Sin embargo, no debe desanimarse si al leer otras publicaciones, los métodos de análisis descritos, o las curvas e ilustraciones presentadas, difieren de las de este folleto. Los científicos en el campo de la hidrología de aguas subterráneas pueden desarrollar preferencias individuales en sus métodos analíticos, pero los principios fundamentales y la teoría son comunes a todos. Así por ejemplo, no importa si se prepara una

curva tipo trazando los valores de $W(u)$ versus $\frac{1}{u}$ o trazando $W(u)$ versus u ; o si una curva de datos se prepara dibujando s versus $\frac{t}{r^2}$ o s versus $\frac{r^2}{t}$, o simplemente versus " t " o " r ". El método seleccionado a seguir estará a menudo controlado en gran parte por las condiciones físicas que determinaron la recolección de datos.

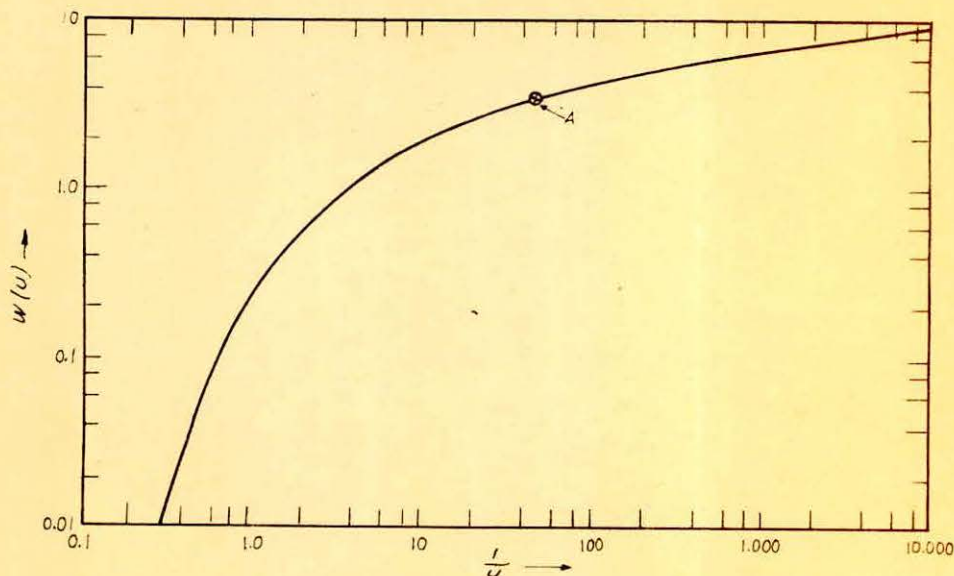


Fig. 11. Curva Tipo de Theis (Análisis con datos de recuperación)

El punto A en la curva corresponde a $\frac{t}{r^2} = 50$. Esta curva es la misma de la fig. 6 pero está invertida para ser comparada con la curva ascendente de recuperación de agua. Nuevamente las fórmulas básicas para calcular T y S son

$$T = \frac{1146Q}{s} W(u); \quad S = \frac{T \left(\frac{t}{r^2} \right)}{1.87 \left(\frac{1}{u} \right)}$$

Solución de la línea recta:

Otra solución existente para analizar las pruebas de bombeo de los acuíferos es una versión abreviada y aproximada de la solución de la curva tipo ya considerada. Se debe recordar que el término $W(u)$ dado en la ec. 3,

representa la expresión integral que aparece en las ecs. 1 y 2. En su forma integrada, esta expresión es equivalente a la serie:

$$W(u) = \frac{1}{2} - 0,5772 - \log_e u + u - \frac{u^2}{2 \times 2!} + \frac{u^3}{3 \times 3!} - \frac{u^4}{4 \times 4!} + \dots \quad (10)$$

donde $\log_e u$ es el logaritmo natural de "u" y 0,5772, conocido como la constante de Euler, puede ser escrita en forma de logaritmo natural como $\log_e e^{0,5772}$.

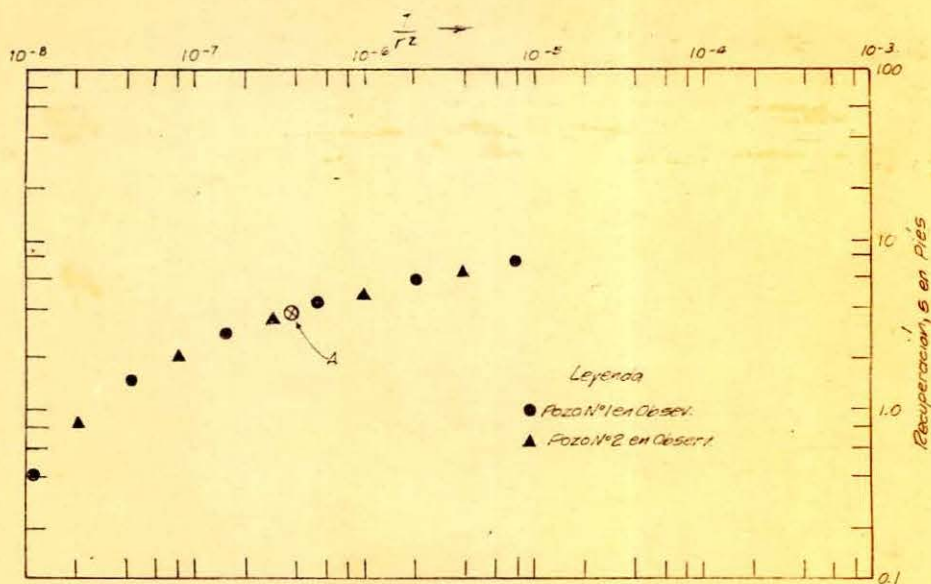


Fig. 12 gráfico con datos de recuperación (solución curva tipo)

Esta curva es la inversa de la correspondiente a la fig. 7. El punto A corresponde a $\frac{t}{r^2} = 50$

Puesto que $u = \frac{r^2 S}{4Tt}$ o, en forma modificada, $u = \frac{S/4T}{t/r^2}$, se puede ver que para grandes valores de t/r^2 comparada con el valor de $S/4T$, el valor de "u" será pequeño. Dado que el término $S/4T$ es teóricamente una constante la cual tendrá evidentemente un valor bajo, no será necesario tener valores excesivamente

grandes de "t" o pequeños valores de "r" para dar pequeños valores de "u". En la serie dada en la ec. 10, si "u" es suficientemente chico, la serie puede aproximarse en forma satisfactoria usando sólo los dos primeros términos. Esta aproximación es tolerable, como se mostrará, mientras "u" sea menor que aproximadamente 0,02, esto es, $\frac{1}{u}$ es mayor que 50. Ahora la ec. 1 puede ser escrita en forma aproximada:

$$s = \frac{Q}{4\pi T} (-0,5772 - \log_e u)$$

$$= \frac{Q}{4\pi T} \left(\log_e \frac{1}{u} - \log_e 0,5772 \right)$$

o, substituyendo $u = \frac{r^2 S}{4Tt}$:

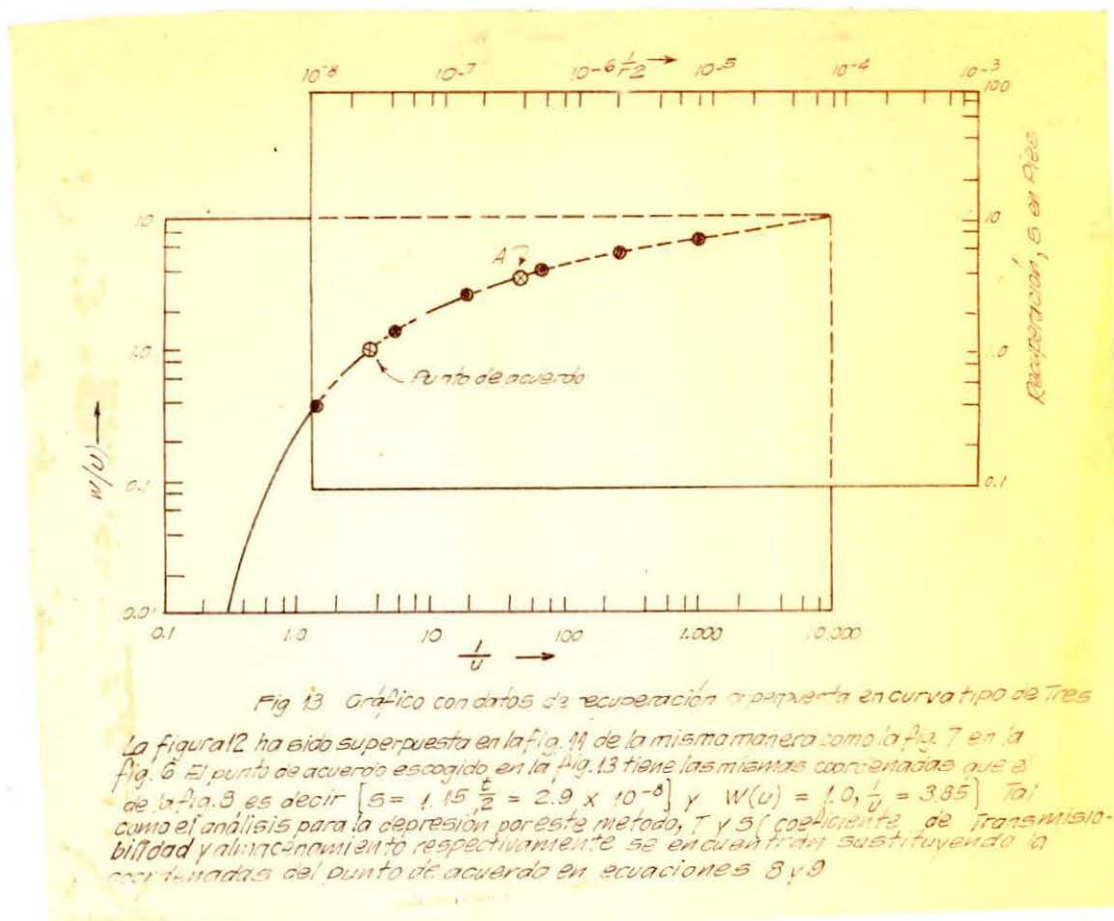
$$s = \frac{Q}{4\pi T} \left(\log_e \frac{4Tt}{r^2 S e^{0,5772}} \right)$$

$$= \frac{Q}{4\pi T} \log_e \frac{2,25Tt}{r^2 S} \dots \dots \dots (11)$$

La ec. 11 puede ser escrita en varias formas diferentes (3) para acomodarla a la forma particular de los datos de la prueba de depresión acumulados. Reconociendo que la prueba en discusión involucra la colección de datos de depresión para dos pozos de observación, será conveniente modificar o escribir nuevamente la ec. 11 como sigue, transformando a logaritmos comunes en el proceso:

$$s = \frac{2,303Q}{4\pi T} \left(\log_{10} \frac{t}{r^2} - \log_{10} \frac{S}{2,25T} \right) \dots \dots \dots (12)$$

Las únicas variables en la ec. 12 son la depresión, "s", y el término t/r^2 , en otras palabras, "s" varía como el logaritmo de t/r^2 . Así, si los valores para estos dos términos variables se dibujan en papel semilogarítmico, se puede ver, por la forma de la ec. 12, que resultará un dibujo de línea recta.



El éxito de este procedimiento todavía gira, desde luego, en torno de la importante suposición de que $1/u$ es mayor de aproximadamente 50. Estaría bien alejarnos por un momento del tema principal para demostrar cómo se ha seleccionado el valor crítico 50. Puede observarse en la ec. 10 y en la derivación de la ec. 11, que si $W(u)$ se iguala sólo a los dos primeros términos de la serie, resulta una relación que muestra que $W(u)$ varía como el logaritmo de $1/u$. Así, si la curva tipo de Theis se vuelve a dibujar en papel semilogarítmico, aparecerá una línea recta más allá de un valor crítico grande de $1/u$. La Fig. 9 se ha preparado en papel semilogarítmico trazando los valores de $W(u)$ en la escala aritmética versus los valores de $1/u$ en la escala logarítmica. Aunque para valores pequeños de $1/u$, los puntos dibujados

caen en una curva, se puede observar que con valores de $1/u$ mayores que aproximadamente 50, los puntos dibujan una línea recta. El punto A en la Fig. 9, representa un valor de $1/u$ de 50 y tiene el mismo significado en las Figs. 6 y 7.

T A B L A 2

Datos de la prueba de recuperación para pozos de observación*

Fecha (Julio) (1952)	Hora	Tiempo transcurrido		t	Recuperación+	Profundidad extrapolada hasta el agua	Profundidad observada hasta el agua
		minuto	días	r ²	pies	pies	pies
Pozo N° 1 (r = 500 pies)							
8	2400#	0	0	0	0	32,32	32,32
9	0004	4	0,00278	$1,1 \times 10^{-8}$	0,44	32,32	31,88
	0015	15	0,0104	$4,2 \times 10^{-8}$	1,50	32,34	30,84
	0055	55	0,038	$1,5 \times 10^{-7}$	2,83	32,36	29,53
	0305	185	0,13	$5,2 \times 10^{-7}$	4,22	32,41	28,19
	0600	360	0,25	$1,0 \times 10^{-6}$	4,96	32,46	27,50
	1200	720	0,50	$2,0 \times 10^{-6}$	5,79	32,59	26,80
	2400	1,440	1,0	$4,0 \times 10^{-6}$	6,57	32,80	26,23
10	1200	2,160	1,5	$6,0 \times 10^{-6}$	7,04	32,98	25,94
	2400	2,880	2,0	$8,0 \times 10^{-6}$	7,32	33,14	25,82
Pozo N° 2 (r = 1,000 pies)							
8	2400#	0	0	0	0	30,85	30,85
9	0030	30	0,0208	$2,1 \times 10^{-8}$	0,89	30,86	29,97
	0155	115	0,080	$8,0 \times 10^{-8}$	2,16	30,89	28,73
	0640	400	0,278	$2,8 \times 10^{-7}$	3,53	30,99	27,46
	2400	1,440	1,0	$1,0 \times 10^{-6}$	4,94	31,31	26,37
12	2400	5,760	4,0	$4,0 \times 10^{-6}$	6,57	32,10	25,53

* Se supone que esta prueba de recuperación sigue después de una prueba de depresión de dos días.

+ Cada valor de esta columna se obtiene de restar la medida de la profundidad hasta el agua (última columna) de la profundidad extrapolada que se habría observado de haber continuado el bombeo.

Se detuvo la extracción en el pozo que se estaba bombeando a 500 gpm.

Volviendo a la ec. 12, si se dibuja "s" versus $\log_{10} \frac{t}{r^2}$ en el papel semilogarítmico, la pendiente de la recta resultante está representada por la cantidad constante que precede al paréntesis y la intercepción de la recta con la depresión 0 está representada por el segundo término en el paréntesis. La pendiente de la línea recta será, evidentemente, el cambio de la depresión sobre algún segmento escogido del dibujo dividido por el cambio correspondiente en el logaritmo de t/r^2 . Esto se escribe en la forma $\Delta s / \Delta \log \frac{t}{r^2}$, lo que puede igualarse con la cantidad constante que precede al paréntesis en la ec. 12:

$$\frac{2,303Q}{4\pi T} = \frac{\Delta s}{\Delta \log \frac{t}{r^2}}$$

resolviendo para la única incógnita, T:

$$T = \frac{2,303Q}{4\pi} \left(\frac{\Delta \log \frac{t}{r^2}}{\Delta s} \right) \dots \dots \dots (13)$$

Si el cambio en la depresión se toma para cualquier sección de la recta que cubre un ciclo logarítmico, el término $\Delta \log \frac{t}{r^2}$, evidentemente es igual a la unidad. La ec. 13 puede entonces escribirse:

$$T = \frac{2,303Q}{4\pi \Delta s} \dots \dots \dots (14)$$

Convirtiendo a las unidades usuales USGS, en que Q se expresa en galones por minuto, T en galones por día por pie, y "s" en pies, la ec. 14 queda:

$$T = \frac{264Q}{\Delta s} \dots \dots \dots (15)$$

Una expresión para computar el coeficiente de almacenamiento, S, puede escribirse ahora igualando el segundo término en el paréntesis de la ec. 12 al valor de $\log_{10} \frac{t}{r^2}$ en la intercepción de la línea recta con la

depresión 0.

Así,

$$\log_{10} \frac{S}{2,25T} = \log_{10} \left(\frac{t}{r^2} \right)_0$$

o,

$$S = 2,25T \left(\frac{t}{r^2} \right)_0 \dots \dots \dots (16)$$

Convirtiendo a unidades USGS en las que "t" se expresa en días, "r" en pies y T en galones por día por pie, la ec. 16 queda:

$$S = 0,301T \left(\frac{t}{r^2} \right)_0 \dots \dots \dots (17)$$

La Fig. 10 muestra los datos de la prueba de depresión sacados de la Tabla 1, dibujados nuevamente en papel semilogarítmico con los valores de "s" como ordenadas en la escala aritmética y los de t/r^2 como abscisas en la escala logarítmica. Los puntos dibujados describen una línea recta que comienza en la vecindad del punto A, que representa, como en las figuras anteriores, el punto en que $1/u$ es igual a 50. La pendiente de la recta, medida sobre un ciclo logarítmico está titulada, y el punto B indica la intercepción de la línea recta prolongada, con la depresión 0. El valor de $\left(\frac{t}{r^2} \right)_0$ en el punto B es $1,33 \times 10^{-8}$.

Las substituciones adecuadas, primero en la ec. 15 y luego en la ec. 17, permiten computar como se muestra en la Fig. 10, los coeficientes de transmisibilidad y almacenamiento del acuífero. Se podrá observar que se obtienen los mismos resultados tanto por medio de la solución de la línea recta, como por la de la curva tipo.

METODO DE RECUPERACION

Otro método importante para analizar las pruebas de un acuífero, es el llamado método de recuperación, el cual, como su nombre lo indica, implica cortar el bombeo y observar la recuperación del nivel de agua en los pozos de observación cercanos. En la situación hipotética mencionada anteriormente, el pozo bombeado se detendrá y se observará la recuperación del nivel de agua en los pozos 1 y 2. Antes de considerar los tipos de soluciones utilizables, será preciso reexaminar el hidrógrafo dado en la Fig, 5, para ver cómo se mide la recuperación. La recuperación es la diferencia entre el nivel de agua observado en el pozo, algún tiempo después que se ha parado el bombeo, y el nivel al cual el agua habría estado si el bombeo hubiera continuado (ver Tabla 2). Se podrá observar en el hidrógrafo, que un día después de terminado el bombeo, hubo una recuperación de 6,57 pies, lo que es exactamente igual a la depresión observada un día después que se inició el bombeo. Una comparación parecida se podría hacer en cualquier sector del hidrógrafo de la recuperación y la depresión.

La similitud entre los dos tipos de datos no es fortuita y podría sugerir que los datos de recuperación son simplemente el reverso de los datos de depresión, o que una prueba de recuperación es esencialmente una prueba de depresión negativa. Dicho en otras palabras, podría imaginarse que el pozo bombeado durante la prueba de depresión continúa operando durante la prueba de recuperación, pero en el instante en que la prueba de recuperación comienza, un pozo imaginario de recarga empieza a trabajar, el cual devuelve agua al acuífero en el mismo punto y con un caudal de recarga igual al gasto de bombeo. En esta forma no hay una remoción neta de agua del acuífero, sino que habrá una elevación o recuperación del nivel de agua en cualquier pozo de observación cercano en respuesta a la actividad del pozo de recarga imaginario. Se

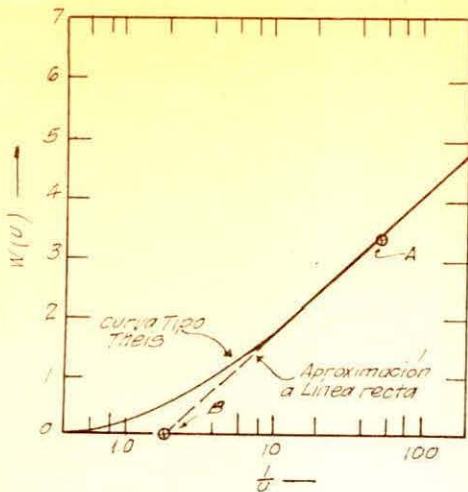


Fig. 14 Aproximación a la Línea Recta
(Análisis de los datos de recuperación)

Esta curva es igual a la Fig. 9, pero invertida. La ecuación de la aproximación a la línea recta, es nuevamente $w(u) = \log \frac{t}{b} - 0.5772$. El punto A corresponde a $\frac{t}{b} = 50$, y el punto B, intersección de $w(u) = 0$ con la prolongación de la línea recta corresponde a $\frac{t}{b} = 1.73 = e^{-0.5772}$.

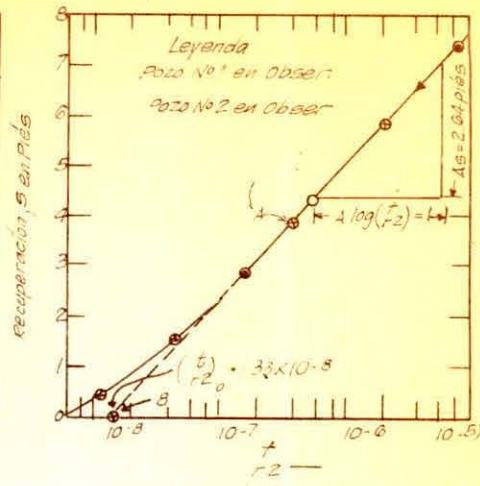


Fig. 15 Gráfico de los datos de recuperación
(Solución de la Línea recta)

Como en la Fig. 10, los valores para As y $(\frac{t}{r2})$ se sacan del gráfico y se sustituyen en Ecuaciones 15 y 17. Los valores resultantes de T y S , son los mismos que aquellos obtenidos por el método de depresión.

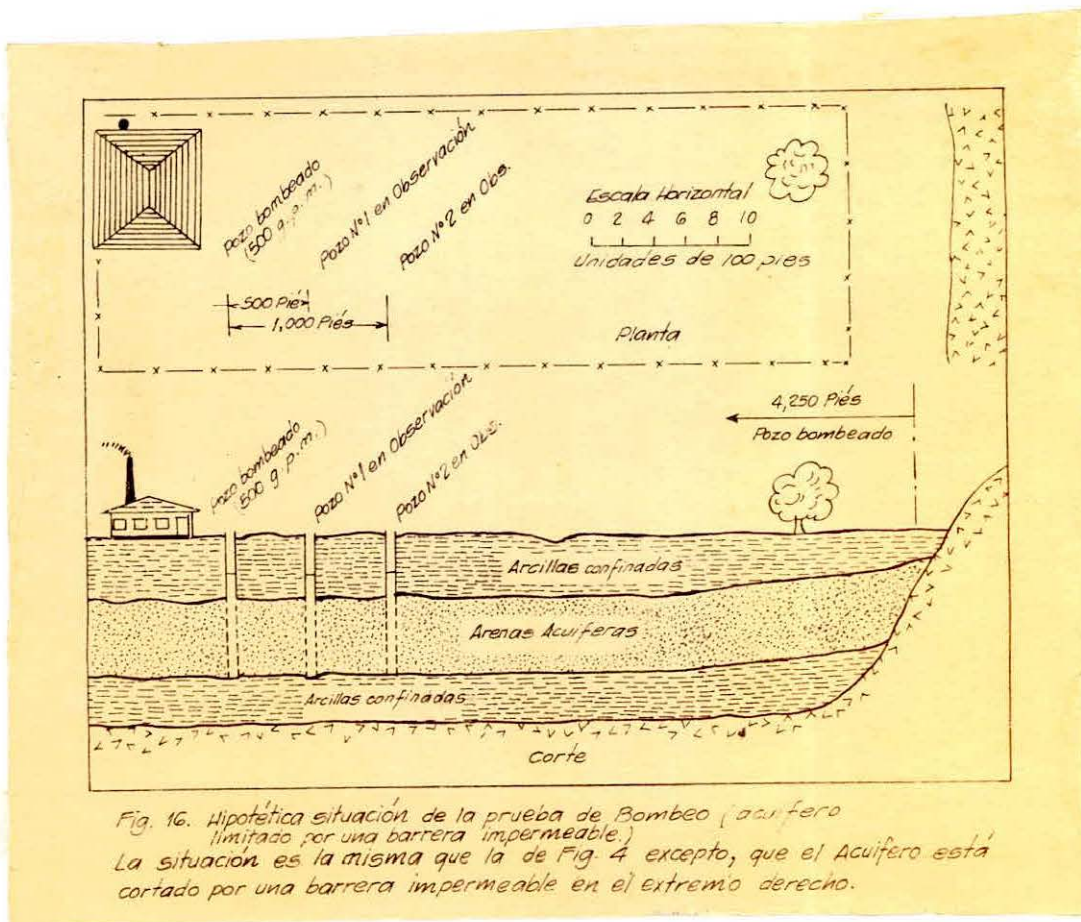
desprende entonces, que los dos tipos de solución utilizables para analizar los datos de las pruebas de recuperación, son los mismos que aquellos ya demostrados para analizar los datos de las pruebas de depresión.

Solución de la curva tipo

Nuevamente se aplica una curva tipo o solución gráfica, y la Fig. 11 muestra la curva tipo de Theis redibujada para usarse en el método de prueba de recuperación. Es la misma curva previamente mostrada en la Fig. 6, sólo que ha sido invertida para indicar una tendencia a subir comparable a aquella prevista para los niveles del agua en los dos pozos de observación. Un dibujo de las medidas de recuperación para los dos pozos de observación, basado en los datos dados en la Tabla 2, se muestra en la Fig. 12, la cual es también, simplemente, una versión invertida de la curva de depresión dada en la Fig. 7.



Nuevamente es posible superponer la curva de datos en la curva tipo y moverla hasta encontrar una buena posición de coincidencia, como se muestra en la Fig. 13. Un punto conveniente de coincidencia, tal como el marcado en la Fig. 13, se ha elegido para el cómputo; las coordenadas del punto son tomadas de cada uno de los dos gráficos, y computados los valores para los coeficientes de almacenamiento y transmisibilidad. Se observará que los coeficientes calculados están de acuerdo con los valores ya determinados por el método de las depresiones.



Solución de la línea recta

Como antes, el punto A en las Figs. 11 y 13, marca el lugar más allá del cual la curva tipo y la curva de los datos se transforman en líneas rectas al ser dibujadas en papel semilogarítmico. La curva tipo de Theis, dibujada

en tal papel (Fig. 14), es idéntica a la curva demostrada anteriormente en la Fig. 9, con la excepción de estar invertida para mostrar la tendencia ascendente para el período de recuperación. Similarmente, los datos de recuperación obtenidos de los dos pozos de observación, se dibujan en papel semilogarítmico, como se muestra en la Fig. 15, y se describe una recta en la misma forma que en el método de depresión. Las mismas ecuaciones abreviadas permiten el cómputo de los coeficientes de transmisibilidad y de almacenamiento, estando de acuerdo los resultados con los determinados anteriormente.

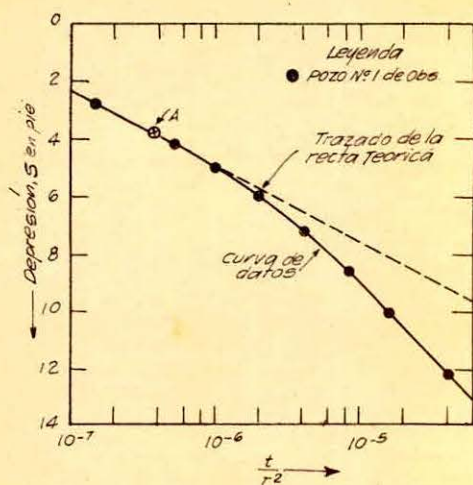


Fig. 17. Efecto de la barrera impermeable

Los datos de depresión se apartan del trazado teórico de la recta debido a que la barrera impermeable limita la extensión del acuífero y aumenta la velocidad de la depresión.

Resumiendo, tenemos dos métodos básicos para analizar las pruebas de bombeo: el método de depresión y el de recuperación, cada uno de ellos ha dado dos soluciones, una solución de curva tipo o gráfica y una solución de línea recta o aproximada. Se ha mostrado cuan similares son las soluciones de depresión y las de recuperación. Por esta razón, en la práctica, no es necesario usar dos curvas tipo y dos clases de gráfico de línea recta. Si se reconoce

que una prueba de recuperación es esencialmente el inverso de una prueba de depresión, un dibujo de curva tipo y un dibujo de línea recta servirán igualmente bien para ambos tipos de prueba. En efecto, ambas clases de datos pueden ser registrados en el mismo gráfico para comprobar su coincidencia.

IDENTIFICACION DE LOS EFECTOS DE LOS LIMITES EN EL ACUIFERO

Se discutirá ahora qué sucede al dibujo de los datos de la prueba de depresión, si no se justifica la suposición de un acuífero infinito.

Efecto de una barrera impermeable.- Para demostrar el efecto de una barrera impermeable, se requiere otro estudio de los cortes de una situación hipotética, la cual se presenta ahora como en la Fig. 16. Todo es igual como antes (Fig. 4), excepto que, en dirección a la derecha, el acuífero no se extiende hasta el infinito, sino que está cortado por una barrera impermeable que consiste en el lado ascendente de un valle sepultado. Esta situación es muy común por ejemplo, en las partes septentrionales y anteriormente glaciadas de los EE.UU. Sin duda, a menudo sucede que un acuífero es cortado en dos direcciones por tales muros de valles sepultados. Es suficiente para el propósito de este estudio, ver el efecto de una sola barrera. Por conveniencia, se demostrarán estos efectos en el trazado de depresión en forma de línea recta (Fig. 17). Se ordenan los datos en la forma acostumbrada, como se mostré anteriormente en la Fig. 10, con una parte curva llegando a una recta en la vecindad del punto A, quedando indicada la tendencia por la línea de segmentos. Sin embargo, en lugar de mantenerse en la recta, los datos trazados definen ahora una curva hacia abajo, y eventualmente describen una nueva recta que tiene el doble de la pendiente de la recta original. En otras palabras, la depresión en los pozos de observación, ocurre con una mayor velocidad que si el acuífero tuviera una extensión infinita. Es posible tomar datos como estos y determinar, no sólo la presencia y clase de límite del acuífero, sino también

su posición media con respecto al pozo de bombeo. Una discusión detallada de estos procedimientos está dada por Ferris (4) y está fuera del alcance de este artículo.

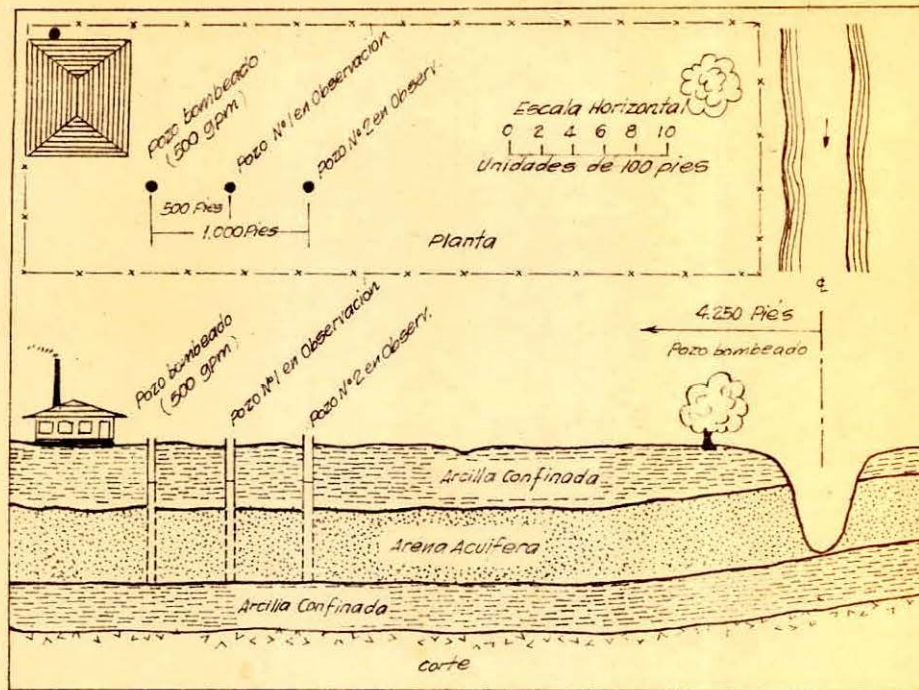


Fig. 18. Situación hipotética de la prueba de bombeo (Acuífero limitado por corriente de recarga)

La situación es igual a la de Fig. 4, excepto que el acuífero está limitado en la derecha por una corriente de recarga.



Efecto de recarga de una corriente de agua cercana.— Otro efecto limitante del acuífero debe considerarse. La Fig. 18 muestra la misma situación hipotética, excepto que el acuífero es cortado en el lado derecho por un río de recarga. Esta es también una situación encontrada a menudo en el terreno. Como antes, será conveniente ver cómo el efecto de recarga de este río se exhibe en el gráfico de depresiones de línea recta, como se muestra en la Fig. 19. Nuevamente el dibujo de puntos se inicia como se esperaba, con una porción curva transformándose en recta cerca del punto A. En lugar de continuar en la

línea recta, como sería teóricamente, los datos trazados se curvan por sobre ella y eventualmente describen una línea horizontal. En ésta forma, el índice de depresión disminuye a causa del agua con que contribuye el río al acuífero, y gradualmente se aproxima a un valor fijo. Según estos datos sería posible interpretar, no sólo la presencia y naturaleza del límite del acuífero, sino también su ubicación con respecto al pozo de bombeo. Un estudio completo de estos métodos, los cuales bien podrían constituir otro artículo, ha sido dado por Ferris (4).

CONCLUSION

Hay una serie de formas por las cuales, las propiedades hidráulicas de un acuífero, esto es, sus coeficientes de transmisibilidad y almacenamiento, pueden usarse.

Problemas comunes, tales como la determinación de la distancia más recomendable entre los pozos en un terreno, los efectos de nuevos pozos en los existentes, y las condiciones óptimas de bombeo y horarios, se pueden solucionar una vez que el espesor y extensión de un acuífero, sus coeficientes de transmisibilidad y almacenamiento, y la naturaleza y ubicación de cualquier límite existente del acuífero, sean conocidos. Más aún, este conocimiento es de valor considerable cuando se hace una apreciación general de los recursos de agua subterránea de una zona y su potencialidad para futuros desarrollos de aprovisionamiento de agua.

Se podría recalcar que este artículo sólo ha tratado algunos de los métodos utilizables hoy día, para probar y estimar depósitos de agua subterránea o acuíferos. Muchos de los detalles y variaciones de los métodos discutidos han sido, por necesidad, ignorados o sólo considerados superficialmente. Mayores informaciones se pueden encontrar en la bibliografía.

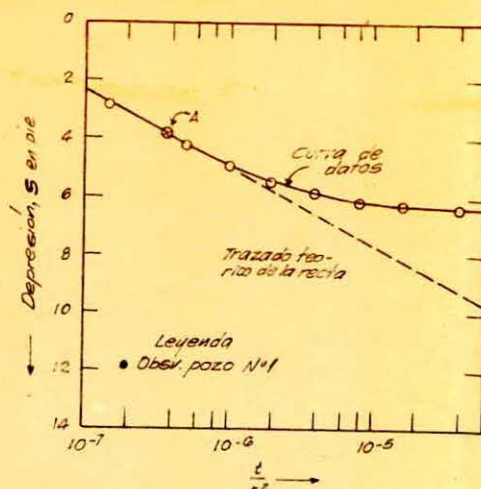


Fig. 19 Efecto de la corriente de recarga.

En vez de seguir el trazado teórico de la recta, la curva con datos de la depresión muestra una tendencia a subir porque la corriente de recarga rellena el acuífero, reduciendo la velocidad de depresión.

Se espera que este artículo tenga, al menos, éxito en estimular el interés en el fascinante campo del estudio del agua subterránea y que algunos de los principios básicos involucrados hallan sido inteligibles. Aquellos responsables del desarrollo, operación y mantención de suministros de agua subterránea, tienen oportunidad de obtener una vasta cantidad de información científica, sólo por medio de la planificación y control de las operaciones de zonas de pozos.

