

Sección hidrogeológica a través del valle de Chalco, México

H. Niedzielski

Universidad Autónoma Metropolitana, México

Recibido: 23 de marzo, 1991; aceptado: 28 de mayo, 1991

RESUMEN

El análisis de la relación $Q = f(s)$ realizado con base en datos de aforo para cada uno de los trece pozos del ramal Santa Catarina-Mixquic muestra que el acuífero en esta zona del valle de Chalco tiene en general un carácter libre. En algunos lugares tenía inicialmente un carácter ligeramente confinado, debido al espesor variable de la capa confinante. Actualmente la sobreexplotación cambió las condiciones naturales. En el centro del valle la capa confinante es relativamente delgada, pero su espesor aumenta a casi 40 metros en el norte y a más de 58 metros en el extremo sur del ramal. El acuífero está formado de material caracterizado por los siguientes valores medios: coeficiente de permeabilidad, 5.45 m s^{-1} ; transmisividad, $1.08 \times 10^{-2} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$; porosidad efectiva, 0.144 y gasto específico 7.5 l s^{-1} .

PALABRAS CLAVE: aguas subterráneas, Chalco (México), aforo, acuífero libre.

ABSTRACT

An analysis of the relation $Q = f(s)$ from pumping-test data for each of the 13 wells in the Santa Catarina-Mixquic branch line shows that the aquifer in this part of the valley of Chalco is generally unconfined. Initially, the aquifer was confined in a few places because of the variable thickness of the confining bed, but at present overexploitation has altered this normal situation. In the center of the valley the confining bed is relatively thin but its thickness increases to nearly 40 meters to the north and to over 58 meters to the south of the branch line. The aquifer has the following mean values: coefficient of permeability $5.45 \times 10^{-5} \text{ m s}^{-1}$; transmissivity $1.08 \times 10^{-2} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$; effective porosity 0.144, and specific yield 7.5 l s^{-1} .

KEY WORDS: ground water, Chalco (Mexico), pumping test, unconfined aquifer.

INTRODUCCION

El Cuaternario del valle de México, como el de otros valles intermontanos, se caracteriza por un gran espesor de sedimentos cuya litología y secuencias son poco conocidas a pesar de numerosas perforaciones. El conocimiento de la geología cuaternaria debe más a las grandes obras hidráulicas (Mooser, 1975) que a los miles de pozos de agua potable.

Los pozos de agua potable en general no aportan datos geológicos exactos sobre los sedimentos que atraviesan y, paradójicamente, tampoco datos hidrogeológicos. En los reportes de perforación sería en vano buscar informaciones tan indispensables como, por ejemplo, a qué profundidad se ha alcanzado el nivel freático y dónde se estabilizó, para saber si se trata de un acuífero libre o confinado. Al desconocer estas características básicas, el investigador se ve obligado a adivinar las condiciones hidrogeológicas. Ello implica muchos errores, ya que la sección litológica del pozo no aporta datos geológicos o de observaciones hidrogeológicas de suficiente precisión. Los pozos de agua se perforan únicamente con el fin de extraer ésta y no se acostumbra investigar a la vez las condiciones hidrogeológicas. El sistema rotativo garantiza una perforación bastante rápida, sin posibilidad de obtener informaciones geológicas e hidrogeológicas. Además, el perforista encargado de recabar informaciones tan importantes no es un

hidrogeólogo, quien debería supervisar continuamente la perforación. Es una lástima, porque los objetivos tanto prácticos como científicos podrían lograrse simultáneamente mediante pequeños cambios al sistema de trabajo.

El investigador descansa de aprovechar los datos existentes se enfrenta con un reto extraordinario para hallar métodos de deducción que puedan aproximarlos a la realidad.

Un ejemplo es el valle de Chalco, ubicado en el extremo oriental de la cuenca de México. Durante los últimos años, el rápido crecimiento demográfico de la ciudad de Chalco agudizó el problema de las aguas subterráneas y del medio ambiente, lo que ha puesto de manifiesto la necesidad de investigaciones hidrogeológicas. Como escasean los datos adecuados en este campo, es indispensable utilizar una amplia gama de métodos de deducción para definir el modelo físico del acuífero con base en las informaciones existentes. El presente trabajo propone un método de deducción que podría permitir aclarar las condiciones hidrogeológicas a través de la reconstrucción de la sección hidrogeológica que atraviesa dicho valle.

ANTECEDENTES

Basándonos en los resultados obtenidos en el pozo Tulyehualco I (Vázquez y Jaimes, 1989), suponemos por analogía que el relleno de la planicie de Chalco consta de depósitos lacustres y aluviales con un espesor de 550 m.

La frontera entre los dos tipos de sedimentos es atravesada por el pozo mencionado a una profundidad de 300 m.

Al principio de los años 80, la Comisión del Agua del valle de México (CAVM) perforó en el valle de Chalco catorce pozos de agua potable, dispuestos en una línea recta de orientación N-S que atraviesa casi toda la planicie del valle desde la Sierra Santa Catarina al norte hasta la altura de Mixquic al sur (figura 1). La distancia entre pozos es de

metros de perforación, es decir, casi el 50% de la perforación total carece de muestras. Las descripciones de las muestras obtenidas están incompletas. Se pueden agrupar en cuatro tipos litológicos (figura 8):

1. Arcillas
2. Toba pumítica, arcillosa y arenoarcillosa
3. Ceniza volcánica, arena de fina a gruesa y grava
4. Basaltos y andesitas.

Estos datos no aportan mucho a la geología del relleno del valle y sería imprudente sacar conclusiones sobre la permeabilidad de este material sedimentario sin obtener sus propiedades hidráulicas experimentalmente.

No obstante, interpretando la petrografía de las muestras de pozos para agua perforados a 400 m y de pozos multipiezométricos a 100 m, Huízar (1989) sugiere una sección geológica a lo largo del ramal Santa Catarina, cuyos primeros 150 m constituyen capas lacustres compuestas por arcillas y limos con pequeños horizontes de arena fina. Existen depósitos fluviales más conglomeráticos a partir de una profundidad de 200 m, bajo los sedimentos lacustres. Los materiales fluviales están representados por arena de fina a gruesa y limos, alternando con conglomerados y también con derrames de lava andesítica y basáltica. El citado autor admite que las capas lacustres forman finos horizontes acuíferos constituyendo un multiacuífero, mientras que los depósitos fluviales forman otro acuífero. Desafortunadamente, no se discuten los niveles piezométricos de los dos acuíferos ni sus relaciones hidráulicas.

Las excavaciones arqueológicas en Tlapacoya dieron la oportunidad para estudiar muy detalladamente los primeros 8 - 15 metros de los depósitos lacustres desde los puntos de vista litológico, petrográfico, mineralógico, estratigráfico, etcétera (Limbrey, 1986; Lambert, 1986; Liddicoat y Coe, 1986; Flores, 1986; González-Quintero, 1986; Bradbury, 1986; y otros autores mencionados en la misma reseña).

Rodríguez y González (1989) publicaron los resultados de una prospección geoelectrónica e interpretaron el acuitardo como "una formación" arcillosa de baja permeabilidad" (p. 208). Según estos autores, el paquete arcilloso tiene un espesor máximo de 400 metros en la porción sur de la "Sierra de Guadalupe" (supuestamente se trata de la Sierra Santa Catarina) y sobreyace a un acuífero confinado constituido por material granular, piroclastos y rocas fracturadas. Hacia el sur, al pie de la Sierra de Chichinautzin, el paquete arcilloso pierde espesor.

RECONSTRUCCION DE LA SECCION HIDROGEOLOGICA

Afortunadamente, la Comisión de Aguas del Valle de México acostumbra efectuar en cada nuevo pozo una prueba de bombeo escalonada llamada "aforo". El "aforo" dura de 10 a 36 horas y durante este tiempo se producen de 7 a 11 diferentes niveles dinámicos del agua al aumentarse gradualmente el gasto de la bomba. El tiempo de bombeo no es

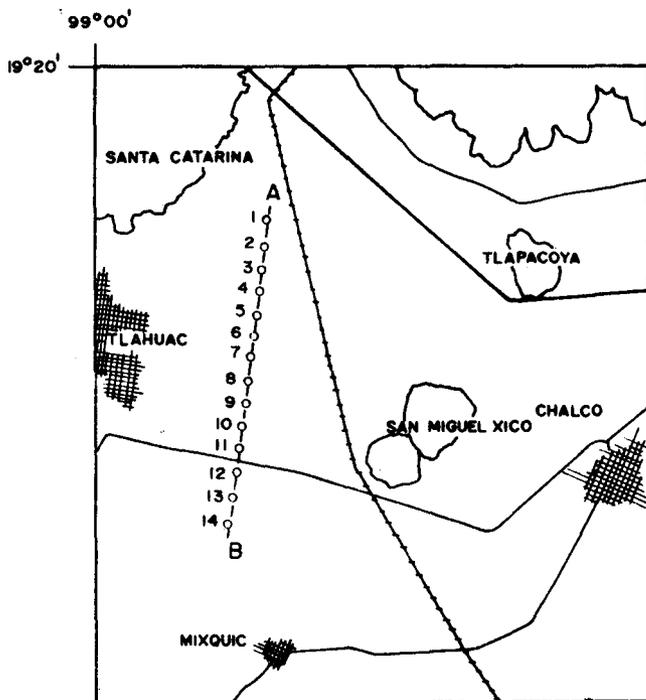
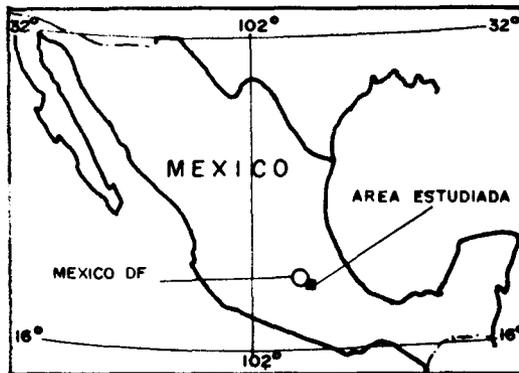


Fig. 1. Localización de la zona estudiada.

500 m y la profundidad de cada uno de 400 m. Debido a su distribución suele llamarse a esta línea de pozos el ramal de Santa Catarina - Mixquic. En total se han perforado 5600 metros lineales, pero las secciones litológicas disponibles en la CAVM no están completas (exceptuando el perfil litológico del pozo No. 5) debido a falta de circulación del lodo durante la perforación. Este problema se presentó en diferentes tramos de varios pozos sobre un total de 2720

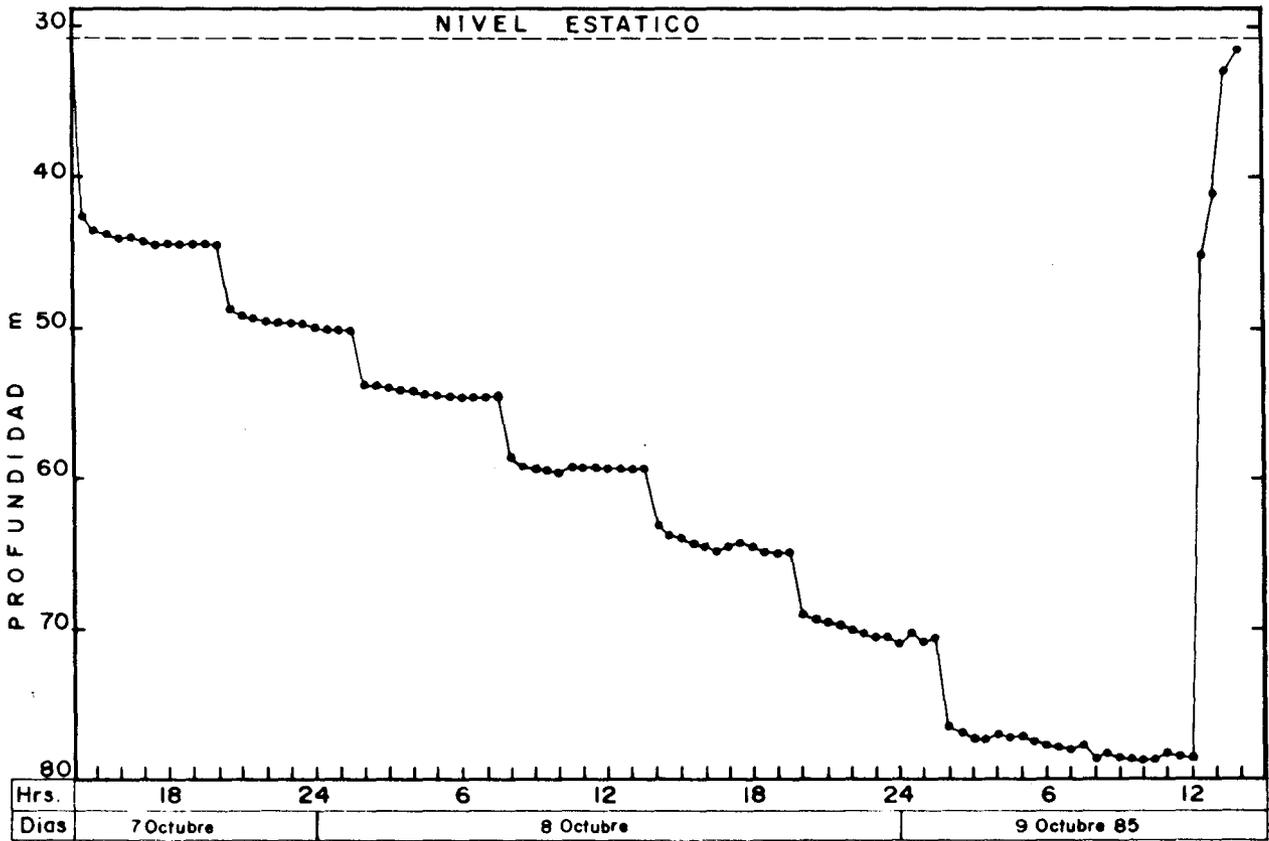


Fig. 2. Diagrama de la prueba de bombeo en el pozo No. 1, como un ejemplo de aforo.

muy largo; sin embargo, en general, los respectivos niveles dinámicos pueden suponerse casi estacionarios (figura 2). La ventaja de la prueba de bombeo escalonada consiste en que permite analizar la relación $Q = f(s)$ y determinar el tipo del acuífero.

Las ecuaciones de Dupuit para el caudal del pozo indican que existe la relación funcional entre caudal y abatimiento: $Q = f(s)$. Si el abatimiento s_1 corresponde al gasto Q_1 , un abatimiento mayor s_2 dará un gasto Q_2 , que es relativamente mayor, aunque la relación es diferente en el acuífero libre y en el confinado.

En el acuífero libre, la relación es la siguiente:

$$Q_2 = Q_1 \frac{(H^2 - h_2^2)}{(H^2 - h_1^2)} \quad (1)$$

donde H es el espesor de la zona saturada y $h = H - s$.

La relación (1) significa que la función $Q = f(s)$ es parabólica (figura 3 A). En cambio, en el acuífero confinado, la función Q es lineal (figura 3 B):

$$Q_2 = Q_1 (s_2 / s_1) \quad (2)$$

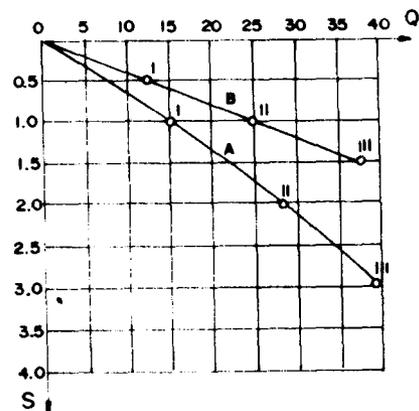


Fig. 3. Relación $Q = f(s)$ como resultado de la prueba de bombeo escalonada. A - acuífero libre; B - acuífero confinado.

La relación $Q = f(s)$ se torna más complicada cuando el nivel dinámico del agua desciende por debajo de la capa confinante. Al principio, el caudal crece proporcionalmente según la relación (2), pero cuando el nivel dinámico baja del piso de la capa confinante se alteran las condiciones confinantes y la función $Q = f(s)$, al crecer el cono de abatimiento, sigue la relación:

$$Q_2 = Q_1 \left[\frac{(2H - b)b - h_2^2}{(2H - b)b - h_1^2} \right], \quad (3)$$

donde b es el espesor del acuífero.

En este caso, que llamamos "condiciones mixtas" para los fines del presente trabajo, el gasto se reduce bruscamente cuando se alteran las condiciones de confinamiento (figura 4).

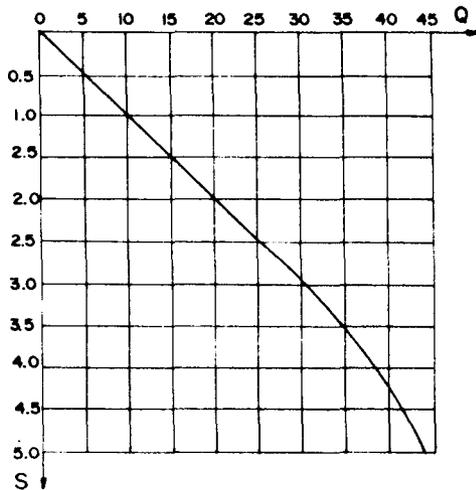


Fig. 4. Relación $Q = f(s)$ cuando el abatimiento desciende por debajo de la capa confinante.

Ahora bien, analizando la función $Q = f(s)$ con base en pruebas de bombeo escalonadas, podemos determinar el tipo de acuífero libre, confinado o mixto. Este último caso es especialmente interesante, pues permite determinar la profundidad del piso de la capa confinante con bastante precisión.

De los catorce pozos del ramal de Santa Catarina se obtuvieron datos de aforo de trece de ellos. Para cada pozo se graficó la relación $Q = f(s)$, obteniéndose los siguientes resultados. Cinco pozos, con los números 3, 5, 7, 8 y 9 se caracterizan por condiciones libres (figura 5); tres pozos, con los números 11, 13 y 14, por condiciones confinadas (figura 6) y cinco pozos, con los números 1, 2, 4, 6 y 12, por condiciones mixtas (figura 7).

En las condiciones libres, la primera capa impermeable o poco permeable, en caso de existir, debería encontrarse por encima del nivel freático estático. De los cinco pozos, con números 3, 5, 7, 8 y 9 que se caracterizaban por condiciones libres, el nivel estático más somero se encontró para el pozo número 9 a una profundidad de 17.6 metros, y el más hondo para el pozo número 3 a una profundidad de 19.9 metros. Por lo tanto, en dichos pozos el espesor de la eventual capa arcillosa no puede exceder estos valores.

En los pozos donde se confirmaron condiciones mixtas, la capa confinante debe tener un espesor equivalente a la suma de la profundidad del nivel estático más el abatimien-

to que marcó la frontera entre las condiciones confinadas y mixtas. En el pozo número 1 esto sucedió a una profundidad de 32.2 metros; en el pozo número 2, a 38.6 metros; en el número 4 a 31.1 metros; en el número 6 a 34.1 metros y en el pozo número 12 a la profundidad de 37.7 metros. Así, los pozos mencionados atravesaron el piso de la capa confinante a profundidades entre 31.1 y 38.6 metros. Finalmente, los tres pozos que muestran condiciones confinadas señalan un espesor del confinante mayor que la suma de la profundidad del nivel estático más el máximo abatimiento. En el caso extremo, que es el pozo número 14, este espesor es mayor de 58.19 metros.

Esta interpretación del espesor variable de la capa confinante a lo largo del ramal de Santa Catarina - Mixquic se muestra en la figura 8.

PARAMETROS HIDROGEOLOGICOS

La parte más importante de las investigaciones hidrogeológicas consiste en la determinación de los valores del coeficiente de permeabilidad, la transmisividad y la porosidad efectiva. Estos parámetros, como subrayan Lachassagne *et al.* (1988), nunca se pueden medir directamente. Tenemos que confiar en un modelo que permita interpretar las mediciones. La oportunidad para realizar esta tarea se presenta con los datos de aforo, los cuales pueden procesarse según un modelo de flujo estacionario, o mejor dicho, cuasi-estacionario.

Con este propósito, es indispensable conocer el sistema de captación. Los pozos de 400 metros de profundidad tienen un filtro en la parte inferior y la parte superior está entubada con tubería lisa y cementada (figura 9) de modo que el agua puede entrar al sistema únicamente por la parte inferior. Esta parte activa del pozo tiene una longitud que varía entre 117.7 y 223.85 metros, aunque en la mayoría de los pozos es de 140 metros. Para estimar el coeficiente de permeabilidad en dichas condiciones, parecen más adecuadas las siguientes ecuaciones (Krajewski, 1972).

Para acuífero libre, la ecuación de Babushkin es

$$K = (0.366 Q/Ls) \text{Log} (1.32 L/r) \quad (4)$$

donde Q es el gasto, L la longitud de la parte activa del filtro, s es el abatimiento correspondiente al gasto Q y r el radio del filtro.

Para acuífero confinado, la ecuación de Girinsky es

$$K = (0.366 Q/Ls) \text{log} (1.6 L/r) \quad (5)$$

Para condiciones libres, el valor representativo de K fue estimado con respecto al abatimiento máximo y para las condiciones confinadas, como media aritmética de los valores de K estimados para cada nivel dinámico. En el caso de las condiciones mixtas se tomó en cuenta solamente el tramo característico para las condiciones confinadas.

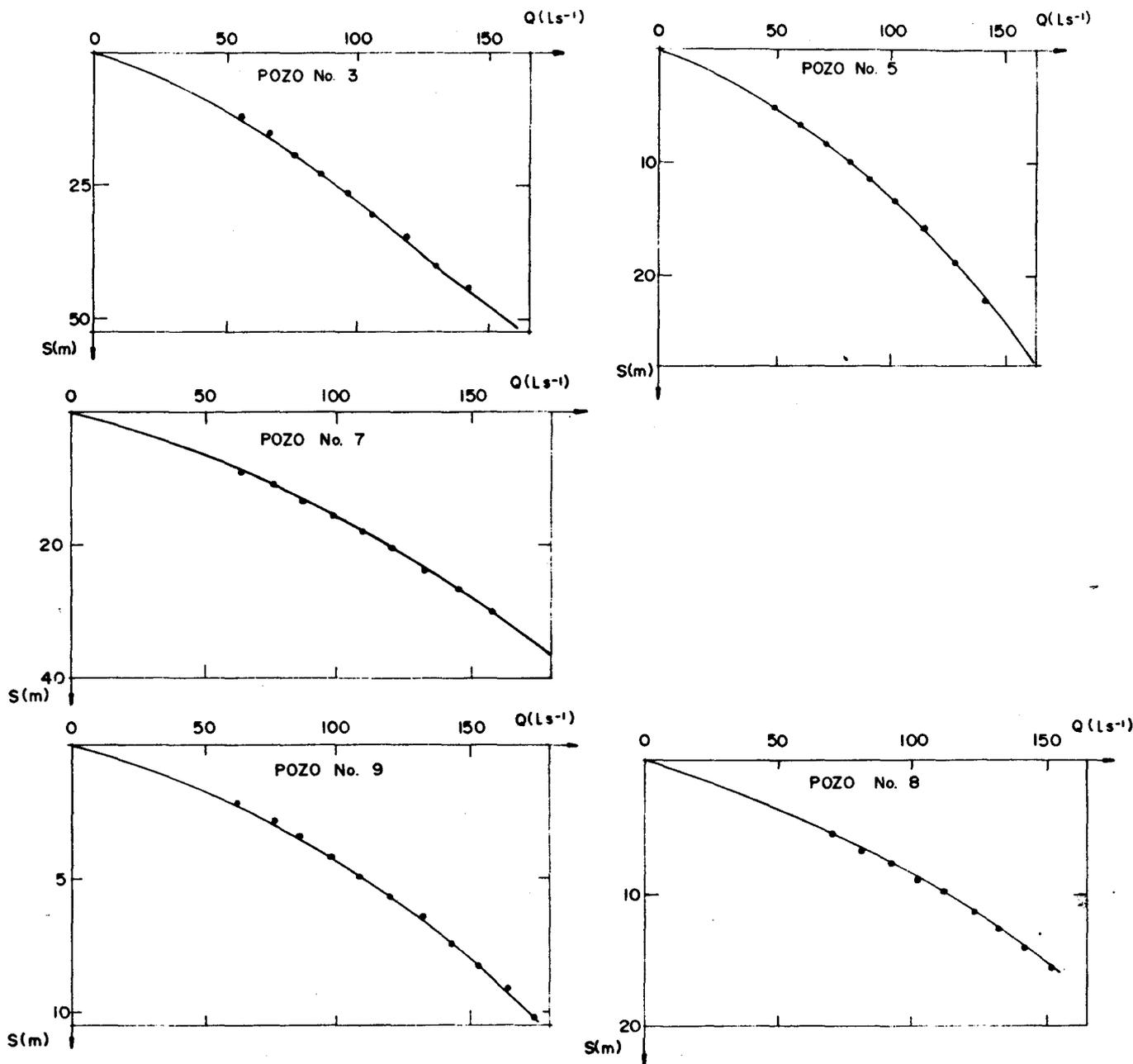


Fig. 5. Resultados de la prueba de bombeo en los pozos que muestran condiciones libres.

Los valores de transmisividad se obtuvieron de la relación:

$$T = K b_{\alpha} \quad \text{o} \quad T = K H_{\alpha} \quad (6)$$

donde: b_{α} y H_{α} significan el espesor de la zona activa en el acuífero confinado y en el libre, respectivamente. La zona activa del acuífero, para un pozo parcialmente penetrante (lo que es nuestro caso) se puede estimar de la tabla de Zamarin (Pazdro, 1983), que depende del valor del cociente

$$s / (s + L) \quad , \quad (7)$$

Cuando el valor de este cociente es 0.2, la zona activa b_{α} o H_{α} es igual a:

$$1.3 (s + L) \quad (8)$$

En nuestro caso, el valor de (7) para los abatimientos máximos usados para estimar T siempre eran menores o iguales a 0.2, de modo que b_{α} o H_{α} se interpolaron de la relación (8).

Como se sabe, tanto la permeabilidad como la porosidad efectiva dependen de la granulometría de los sedimentos. Por eso se busca también una relación entre la permeabilidad y la porosidad efectiva. Existe una fórmula

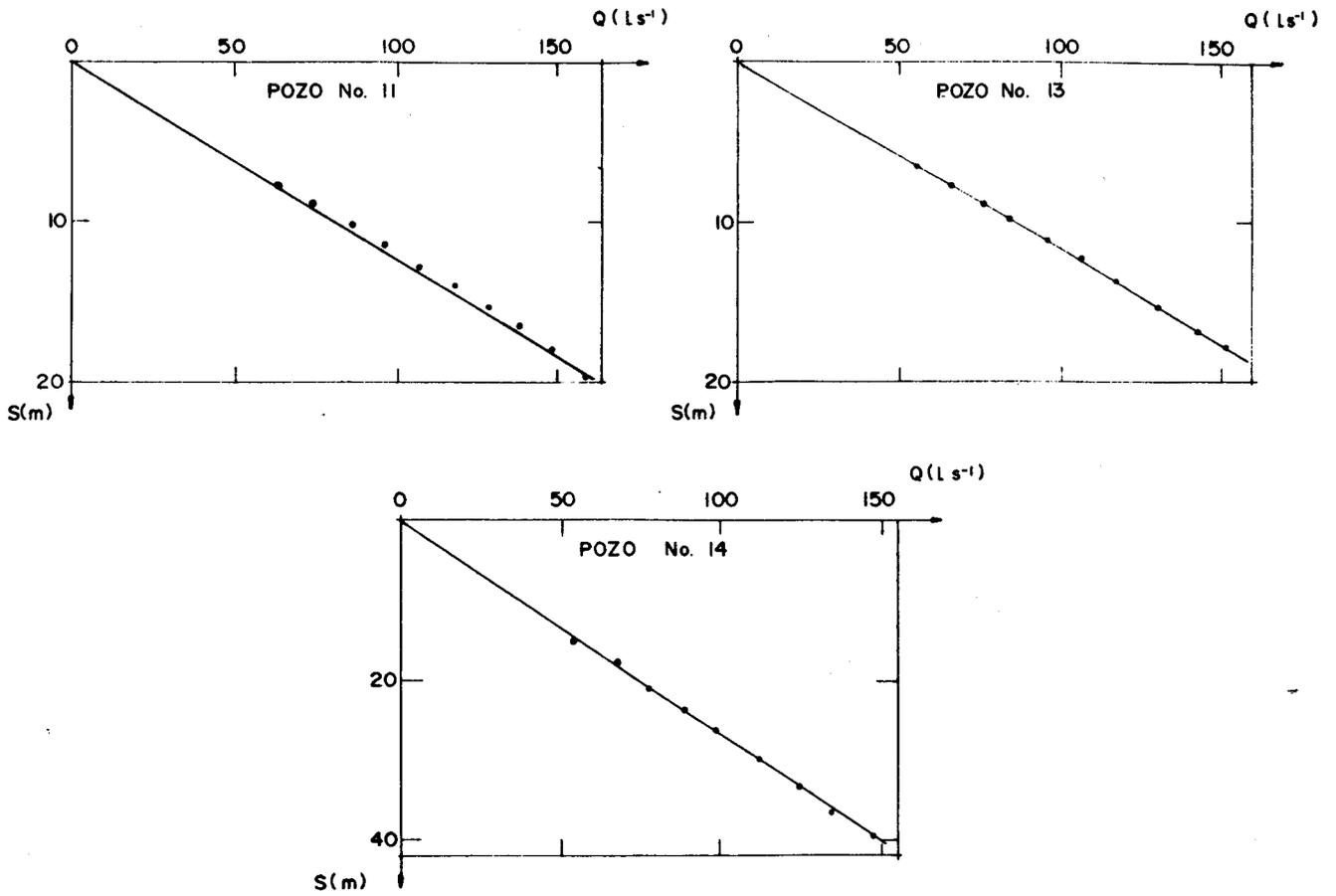


Fig. 6. Resultados de la prueba de bombeo en los pozos que muestran condiciones mixtas.

Tabla 1

Parámetros hidrogeológicos del valle de Chalco a lo largo del ramal Santa Catarina - Mixquic

No. del pozo	T $10^{-3}m^2s^{-1}$	K $10^{-5}ms^{-1}$	n_e	$q = Q/s$ $l s^{-1}m$	Condiciones
1	8.04	5.35		5.98	Mixtas
2	8.54	4.80		6.23	Mixtas
3	6.47	2.36	0.129	3.09	Libres
4	10.60	4.07		7.89	Mixtas
5	9.71	5.03	0.144	6.00	Libres
6	14.00	7.45		9.70	Mixtas
7	7.70	2.43	0.130	4.96	Libres
8	13.33	7.47	0.153	9.83	Libres
9	21.60	13.10	0.165	17.28	Libres
11	12.65	6.50		8.35	Confinadas
12	8.43	4.53		5.88	Mixtas
13	11.87	4.75		8.58	Confinadas
14	7.42	3.07		3.75	Confinadas
$\bar{T} = 10.80$ $\bar{K} = 5.45$ $\bar{n}_e = 0.144$ $\bar{q} = 7.50$					

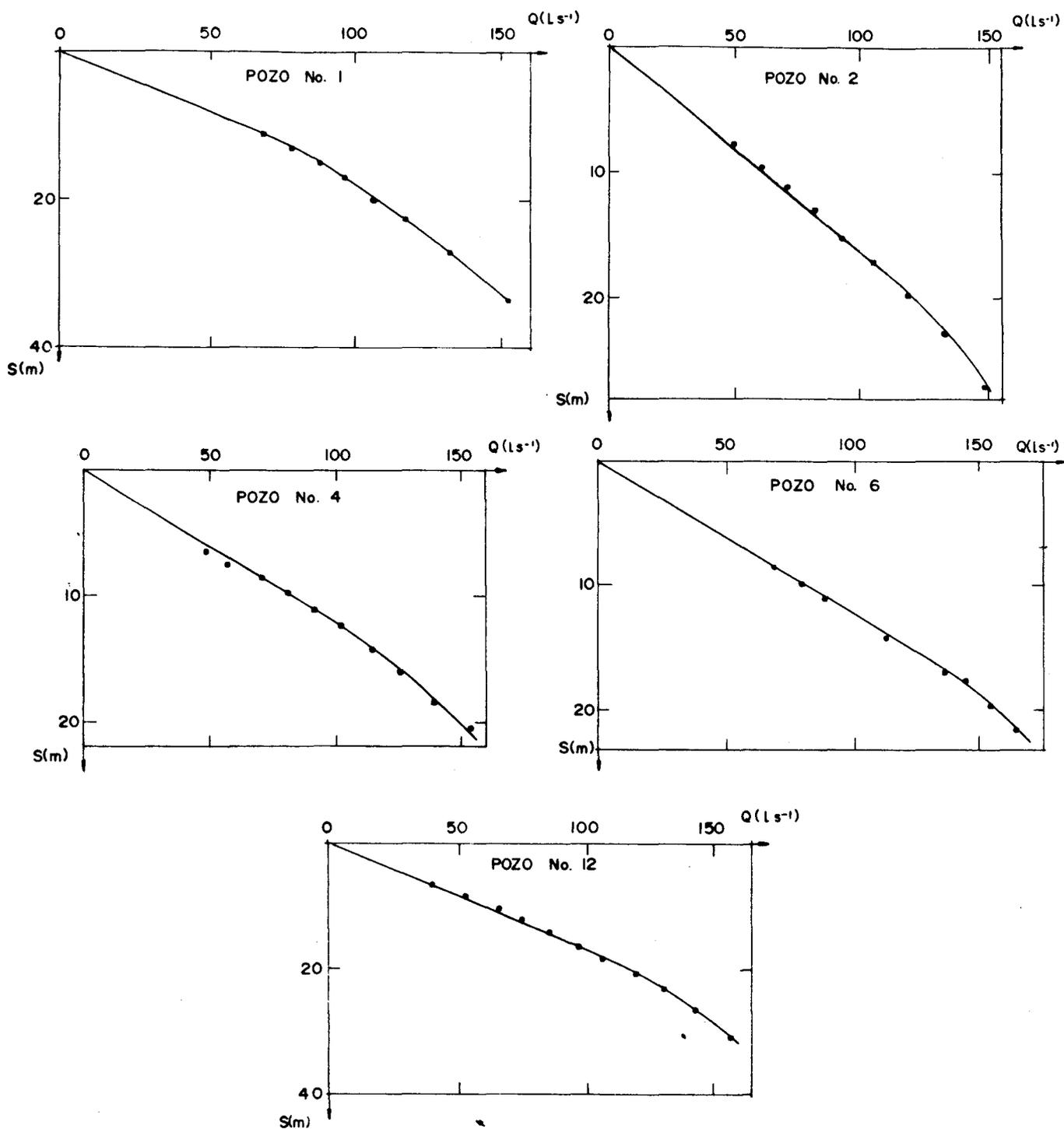


Fig. 7. Resultados de la prueba de bombeo en los pozos que muestran condiciones mixtas.

útil, propuesta por Biecinyski (Pazdro, 1983) para estimar la porosidad efectiva (n_e), con base en el coeficiente de permeabilidad:

$$n_e = 0.117 \sqrt[7]{K} \quad (9)$$

donde K es en m/d.

Finalmente, aprovechando la relación (9) se calculó la porosidad efectiva para los pozos en condiciones libres.

Los resultados completos de las estimaciones de los parámetros hidráulicos subterráneos del acuífero de Chalco se muestran en la Tabla 1.

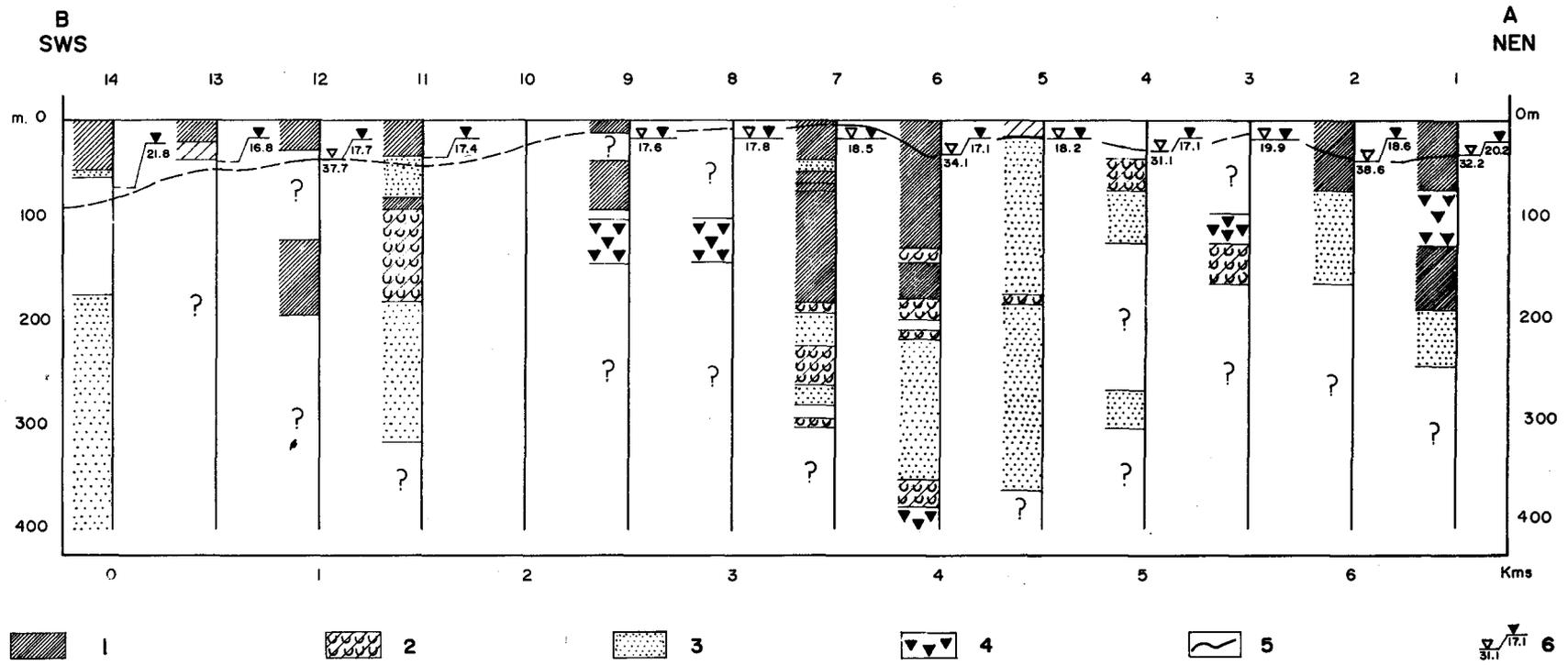


Fig. 8. Sección hidrogeológica a lo largo del ramal Santa Catarina - Mixquic. 1 - arcilla; 2 - toba pumítica, arcillosa y arenoarcillosa; 3 - ceniza volcánica; arena y grava; 4 - basaltos y andesitas; 5 - frontera interior del confinante; 6 - nivel del agua alcanzado (31.1 m) y establecido (17.1M); 1 - 14 números de los pozos.

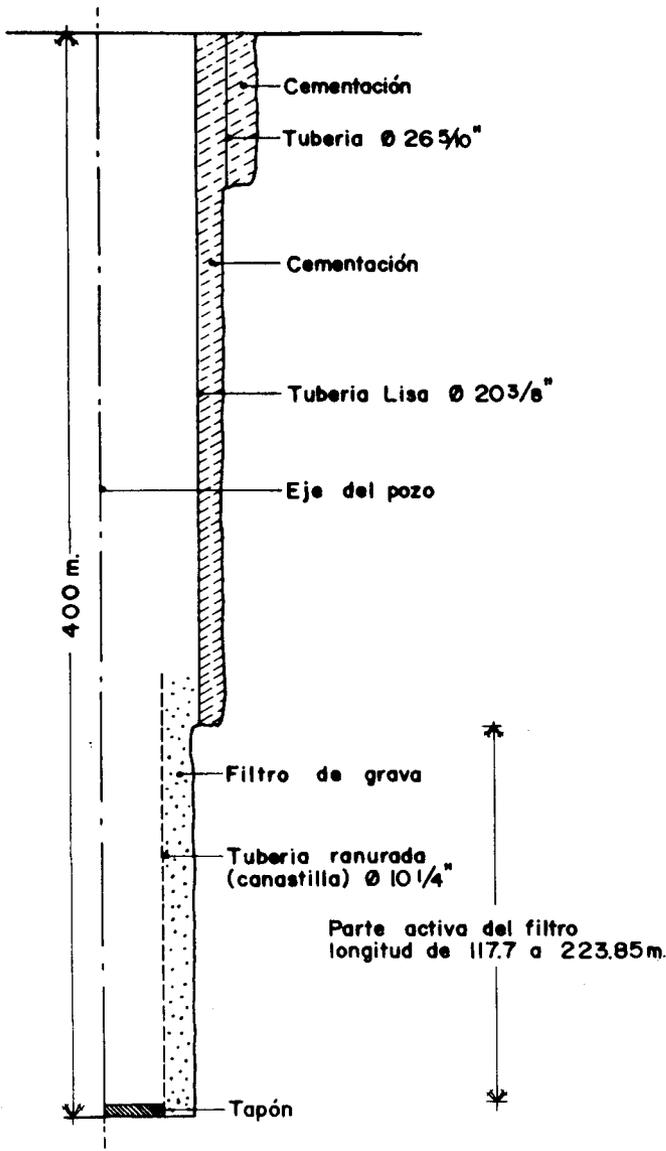


Fig. 9. Esquema de la construcción de los pozos.

CONCLUSIONES

Un análisis de la relación $Q = f(s)$ efectuada para cada uno de los trece pozos del ramal Santa Catarina - Mixquic revela que el acuífero en esta zona es en general libre, excepto en algunos lugares donde está, o mejor dicho, estaba ligeramente confinado. Durante los últimos 17 años, la excesiva explotación abatió el nivel freático en 19 metros. Esto se debe al espesor variable de la primera capa arcillosa que cubre el relleno del valle. En el centro del valle la capa es relativamente delgada y aumenta un poco su espesor hacia el norte, donde llega casi a 40 metros (pozo No. 2), y mucho más hacia el sur, donde su espesor es mayor de 58 metros (pozo No. 14). Bajo esta capa arcillosa relativamente delgada se encuentra el acuífero formado por material de permeabilidad mediana, según la clasificación de Pazdro (1983) (K entre 10^{-5} y 10^{-4} $m s^{-1}$). La mayor permeabilidad corresponde al pozo No. 9 ($K = 1.31 \times 10^{-4}$ $m s^{-1}$).

Debido al gran espesor del acuífero, la transmisividad media es "alta" ($933.12 m^2 d^{-1}$) y en cinco casos "muy alta" (pozos número 6, 8, 9, 11 y 13) según la clasificación de Krásny (1980), lo que confirman los caudales específicos de los pozos. La clasificación propuesta por Krásny considera la transmisividad como "alta" entre 100 y $1000 m^2 d^{-1}$, y "muy alta" para más de $1000 m^2 d^{-1}$. Los caudales específicos correspondientes son de 1 a $10 l s^{-1}$, y más de $10 l s^{-1}$ respectivamente. Según el autor mencionado, un acuífero con estas características es un productor regional de agua de mediana a alta importancia, lo que experimentalmente se confirma para el acuífero de Chalco.

BIBLIOGRAFIA

- BRADBURY, J., 1986. Paleolimnología del lago de Chalco, México. - El medio ambiente litoral. *En*: J. L. Lorenzo y L. Mirambell. Tlapacoya: 35 000 años de historia del Lago de Chalco. INAH, SEP, México, págs. 167-172.
- FLORES DIAZ, A., 1986. Fluctuaciones del Lago de Chalco, desde hace 35 mil años al presente. *Ibidem*, págs. 109-156.
- GONZALEZ-QUINTERO, L., 1986. Análisis palínicos de los sedimentos. *Ibidem*, págs. 157-166.
- HUIZAR-ALVAREZ, R., 1989. Contribution à l'étude géologique et hydrogéologique de la plaine de Chalco-Amecameca et de son bassin versant (Mexique). Thèse Doc. Sc. Terre, Univ. Franche-Comté, Besançon, France. 160 pp.
- KRAJEWSKI, S., 1972. Wyznaczenie współczynników filtracji i fluacji-metodami polowymi przy ruchu ustalonym. *En*: Poradnik hydrogeologa. *Wyd. Geol.*, Varsovia. págs. 153-186.
- KRASNY, J., 1980. New concept of synthetic hydrogeological maps. *Vest. Ustr. Ust. geol.*, Praga, 55, 1, 53-62.
- LACHASSAGNE, P., E. LEDOUX y G. de MARSILY, 1989. Evaluation of hydrogeological parameters in heterogeneous porous media. IAHS Publication No. 188. págs. 3-18.
- LAMBERT, W., 1986. Descripción preliminar de los estratos de Tefra de Tlapacoya. *En*: J. L. Lorenzo y L. Mirambell, Tlapacoya: 35 000 años de historia del Lago de Chalco. INAH, SEP, México, págs. 77-100.
- LIDDICOAT, J. C. y R. S. COE, 1986. Palcomagnetismo en sedimentos del cuaternario en la cuenca de México. *Ibidem*. págs. 101-108.
- LIMBREY, S., 1986. Análisis de suelos y sedimentos. *Ibidem*. págs. 67-76.

MOOSER, F., 1975. Historia geológica de la cuenca de México. Memoria de las obras del sistema de drenaje profundo del Distrito Federal. México, D. F., Tomo I, págs. 7-38.

PAZDRO, Z., 1983. Hydrogeología Ogołna. *Wyd. Geol.*, Varsovia, p. 575.

RODRIGUEZ CASTILLO, R. y T. GONZALEZ MORAN, 1989. Comportamiento hidrodinámico del sistema acuífero de la subcuenca de Chalco, México. *Geofís. Int.*, 28, 2, 207-217.

VAZQUEZ SANCHEZ, E. y R. JAIMES-PALOMERA, 1989. Geología de la Cuenca de México. *Geofís. Int.*, 28, 2, 133-190.

H. Niedzielski

*Universidad Autónoma Metropolitana, Unidad Iztapalapa,
División de Ciencias Básicas e Ingeniería,
Departamento de Ingeniería de Procesos e Hidráulica,
México, D. F., México.*