

Simulación matemática del sistema acuífero de Chalco-Amecameca, México

Rafael Huizar Alvarez
Instituto de Geología, UNAM

Recibido: 30 de agosto, 1990; aceptado: 5 de junio, 1992.

RESUMEN

El marco geológico elaborado muestra que en el lado oeste de la planicie de Chalco, los últimos 100 m del relleno detrítico corresponden a sedimentos lacustres que constituyen un acuitardo. Después de esa profundidad, el relleno detrítico constituye un acuífero semiconfinado que deviene gradualmente libre hacia el E y hacia el SE. Del análisis piezométrico se deduce que el acuitardo es independiente del acuífero semiconfinado, ya que el primero se manifiesta hidráulicamente como una zona de recarga de forma elíptica, mientras que las isopiezas del segundo muestran un continuo descenso del nivel del agua y delimitan zonas con abatimiento hacia el norte y hacia el oeste de la planicie. Esa dinámica es causada por la explotación del acuífero el cual ya tiene un déficit de 1.20 m³/s. Para predecir el comportamiento del nivel piezométrico durante un intervalo de 10 años a partir de 1988 y vigilar su evolución en función de la descarga y la recarga, se utilizó el modelo matemático de Kinzelbach a través del método de las diferencias finitas, considerando inicialmente el acuífero en régimen permanente y tomando como referencia para la calibración del modelo la carta piezométrica del año 1988. La simulación posterior se efectuó en régimen transitorio y muestra que las áreas de abatimiento no cambian con el tiempo, pero aumentan sus dimensiones.

PALABRAS CLAVE: Chalco-Amecameca, acuitardo, acuífero semiconfinado, hidrogeología.

ABSTRACT

On the western side of the Chalco plain, the upper 100 m of lacustrine sediments constitute a aquitard. Below that level, the detrital fill constitutes a semiconfined aquifer which gradually becomes unconfined toward the east and southeast. From the piezometric levels (1974-1988), the aquitard is essentially independent of the semiconfined aquifer. The aquitard has an elliptical dome shape and the level of the aquifer drops consistently in time, especially in the northern and western part of the valley. This is due to overexploitation at a rate of 1.20 m³/s. The Kinzelbach model was used in order to predict the piezometric levels in terms of discharge and recharge. The simulation by finite differences assumed initial equilibrium conditions for the aquifer, taking the 1988 levels as reference. A simulation carried out for non-equilibrium conditions suggests that the lows do not migrate in time but tend to spread out.

KEYS WORDS: Chalco-Amecameca, aquitard, semiconfined aquifer, hydrogeology.

I. INTRODUCCION

La región de Chalco-Amecameca es una subcuenca adyacente a la cuenca de México, a la cual aporta parte de sus recursos de agua subterránea para satisfacer parcialmente sus necesidades de consumo. En este trabajo se presenta inicialmente una síntesis de la geología de la región de Chalco-Amecameca; posteriormente se describen las unidades hidrogeológicas de la subcuenca y finalmente se aplica un modelo matemático de los acuíferos que conforman la planicie de Chalco, para simular el escurrimiento subterráneo y sus relaciones con el de superficie.

I.1 Ubicación

La región de Chalco-Amecameca se localiza en el extremo SE de la Cuenca de México. Está delimitada por los paralelos 19° 04', 19° 24' de latitud Norte y por los meridianos 98° 38' y 99° 01' de longitud Oeste (Figura 1).

I.2 Morfología

La subcuenca drena artificialmente hacia las planicies de Xochimilco y de Texcoco a través de los canales de Ameca-

meca y de La Compañía respectivamente. Cubre una superficie de 1195 km², se sitúa entre los 2240 y 5452 m de altitud y contiene las siguientes unidades geomórficas (Figura 1):

- a) En el Norte la planicie aluvial de Chalco, en la cual se distingue una antigua zona lacustre en su parte oeste.
- b) En el Sur, el valle de Amecameca.
- c) La superficie restante de la subcuenca, que corresponde al relieve volcánico de montaña formado por el Cerro del Pino y la Sierra Santa Catarina al Norte, al Sur la Sierra Chichinautzin, y al Este las Sierras de Río Frío y Nevada.

I.3 Objetivo del trabajo

El desarrollo económico de la ciudad de México y su crecimiento urbano requieren volúmenes de agua cada vez mayores. Una solución parcial a esa demanda de agua ha sido la perforación de numerosos pozos en las subcuencas periféricas a la ciudad.

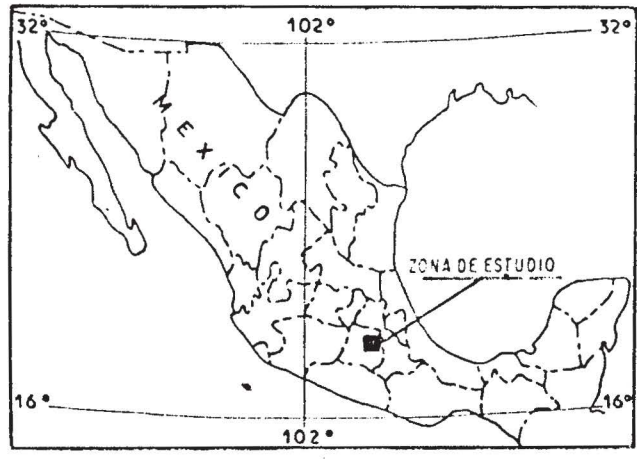
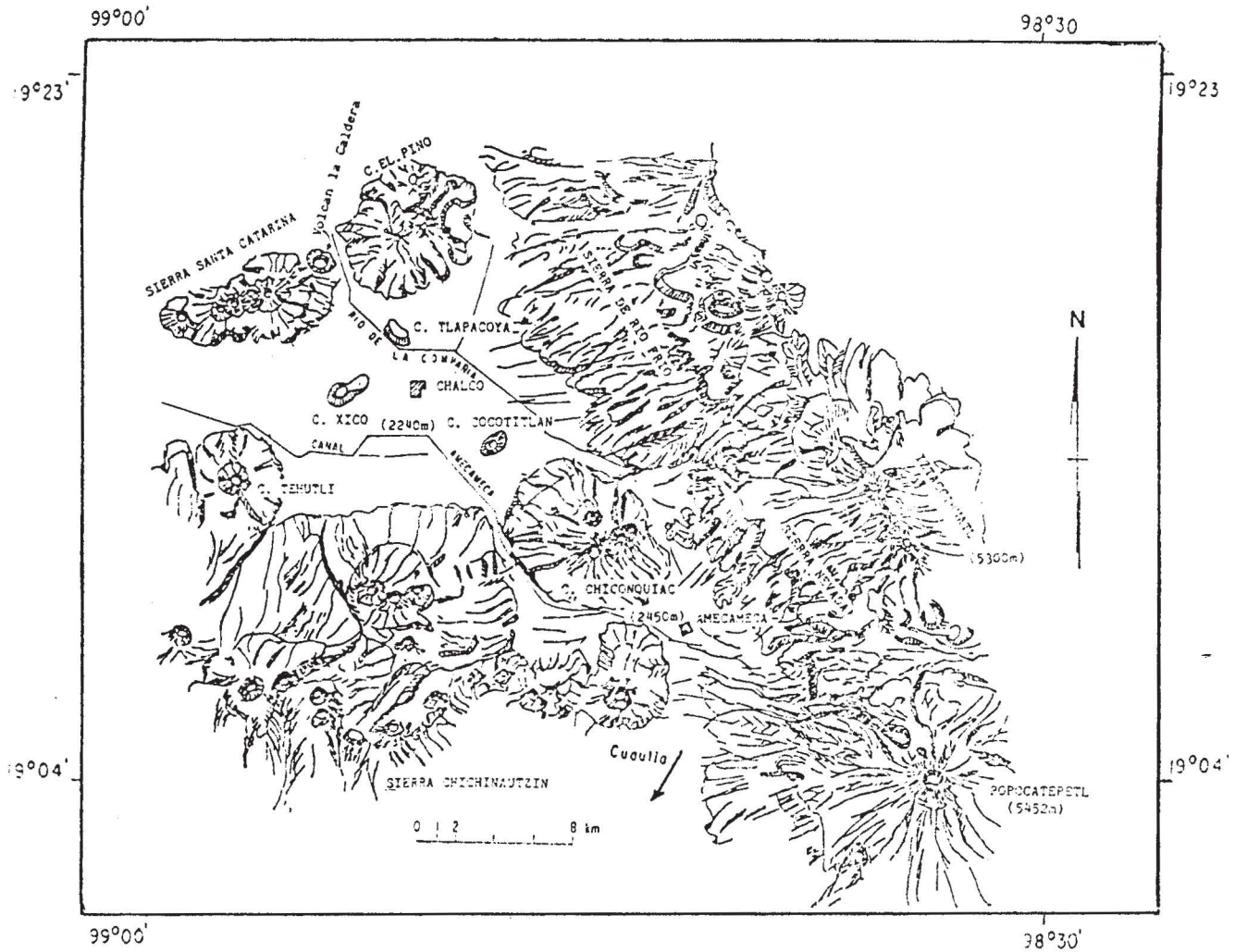


Fig. 1. Localización del área en estudio.

Sin una evaluación previa de su potencial hidrológico, la cuenca de Chalco-Amecameca ha sido incorporada para complementar las necesidades de agua de la ciudad de México. Además provee de agua a las poblaciones locales. Esa explotación, que para 1988 ascendía aproximadamente a 7.7 m³/s, produce un notable descenso del nivel piezométrico.

La observación del acuífero es deficiente, debido entre otras cosas a la falta de una buena planificación para la realización de estudios que permitan conocer y vigilar el comportamiento del acuífero. Los datos son escasos y poco confiables. El equipamiento piezométrico actual es inútil, pues tiene poca profundidad para vigilar el abatimiento de

los niveles, la densidad de piezómetros es baja y su mantenimiento es deficiente.

Considerando la información disponible y la obtenida durante el desarrollo de esta investigación, se pretende contribuir a la solución de esa problemática a través de los siguientes objetivos:

- Definir la geometría de los acuíferos
- Aplicar un modelo matemático que permita hacer el balance hidrogeológico y obtener conclusiones sobre la potencialidad del acuífero que permitan optimizar su explotación.

I.4 Método utilizado

Durante el trabajo de campo se elaboró una carta geológica y se llevó a cabo también la descripción petrográfica de muestras de canal procedentes de 20 pozos para agua perforados en la zona estudiada por la Comisión de Aguas del Valle de México (CAVM), así como los cortes geológicos de algunos pozos ya existentes en la planicie de Chalco. Con toda esta información, fué elaborada la carta litológica del subsuelo.

Se realizaron ocho pruebas de bombeo en pozos y los resultados se interpretaron por los métodos de Theis y de Jacob. El análisis de la piezometría se basó en datos proporcionados por la CAVM para el período de 1972 a 1988. La precipitación fué evaluada por el método de isoyetas y la evapotranspiración fué calculada aplicando el método de Turc. La simulación de la recarga y la descarga se modeló mediante diferencias finitas, con lo cual se logró extrapolar el nivel piezométrico a diferentes intervalos de tiempo.

I.5 Síntesis geológica de la subcuenca de Chalco-Amecameca

La cartografía geológica de esta zona se realizó tomando en cuenta los trabajos anteriores de Schlaepfer (1968), Mooser (1975), y Nixon *et al* (1987), para las Sierras Nevada y de Río Frío. El relieve de las partes sur y este fué agrupado en 4 unidades de acuerdo con los criterios morfológicos de Martin del Pozzo (1980).

El relieve volcánico en las Sierras Nevada y Río Frío está constituido por andesitas, dacitas y riolitas, cubiertas por productos piroclásticos como tobas, pómez y lapilli. En las Sierras Chichinautzin y Santa Catarina las rocas son esencialmente andesitas basálticas y basaltos.

En la parte plana, existe un relleno de aproximadamente 2000 m, que reposa sobre un basamento de edad Cretácica Superior (Oviedo, 1970; PEMEX, 1986), reconocido en la base de los pozos Texcoco No 1 a 2065 m y Tulyehualco No 1 a 2100 m de profundidad. El relleno consta de una sucesión de derrames de lava y productos piroclásticos y en su parte superior existen depósitos aluviales y lacustres (Figura 2).

En la planicie, la disposición litológica de los materiales hasta la profundidad de 400m se conoció con el apoyo de muestras de canal y registros geoelectricos de las perforaciones para agua del ramal Mixquic - Santa Catarina, Xico, Tlachiue e Ixtapaluca, así como de los cortes geológicos de los pozos piezómetros existentes en la planicie; todos ellos realizados por la Comisión de Aguas del Valle de México. Con esta información se elaboró la Figura 3 donde se observan en la parte superior depósitos lacustres limo-arcillosos. Estos sedimentos cubren la parte oeste de la planicie; su espesor promedio es de 100 m y disminuye hacia la orilla en donde se intercalan con material aluvial. Por sísmica de refracción y reflexión, Marval S.A.(1964) muestra que los mayores espesores del paquete lacustre se presentan hacia el sureste de Cerro de Xico, donde alcanzan los 300 m, y mínimos en la parte norte. Por su parte Rodríguez y González (1989), con base en estudios geoelectricos, interpretan para el paquete arcilloso un espesor de hasta 400m. Los depósitos lacustres se componen esencialmente de vidrio volcánico de cuya alteración se producen arcillas identificadas como illita y montmorillonita entre otras (Lozano Santacruz, comunicación personal), contienen también delgados horizontes de arena fina y tobas. Las características litológicas y sedimentológicas de los primeros 8 m de estos depósitos han sido descritas en detalle por Limbrey (1986), Lambert (1986), Liddicoat y Coe (1986) y Bradbury (1986). Subyaciendo a los materiales lacustres existen sedimentos aluviales, brechas y derrames volcánicos.

El valle de Amecameca está constituido por un grueso espesor de materiales volcánicos y derrames de lava cuyos espesores no son bien conocidos.

II. CARTOGRAFIA HIDROGEOLOGICA

Las unidades hidrogeológicas del área en estudio (Figura 2) fueron delimitadas de acuerdo a las características litológicas, estructurales y del tipo de suelo en la montaña, de permeabilidades inferidas para el piedemonte y de los valores hidrodinámicos obtenidos a través de pruebas de bombeo en la planicie (CAVM, 1973-80, Huizar, 1989). Los parámetros hidráulicos se indican en la Tabla 1.

II.1 UNIDAD POCO PERMEABLE

II.1.1 Unidad lacustre

Ubicada en la porción oeste de la planicie de Chalco, tiene un espesor promedio de 100 m y está formada por las capas lacustres descritas anteriormente. La permeabilidad de los sedimentos lacustres obtenida en campo es de 10^{-6} m/seg, (CAVM, 1973; Huizar, 1989).

II.2 UNIDADES PERMEABLES

Incluye el piedemonte y una gran parte de la montaña. Los materiales de estas unidades poseen permeabilidad tanto primaria como secundaria.

II.2.1 Unidad de piedemonte

Está integrada por los depósitos clásticos de las unidades Sierra Nevada y Río Frío (Huizar, 1989). Su constitución litológica y la presencia de algunas fracturas permiten estimar para esta unidad una permeabilidad de tipo medio.

II.2.2 Unidad de montaña

Está integrada por derrames masivos de andesitas y dacitas en las Sierras de Río Frío y Nevada, así como en el Cerro El Pino. Las coladas son separadas por brecha volcánica y en ocasiones por depósitos probablemente glaciares. El fracturamiento que afecta a los derrames determina una permeabilidad secundaria más importante que la permeabilidad de matriz.

II.3 UNIDADES DE ALTA PERMEABILIDAD

Estas incluyen el área aluvial, una pequeña superficie del piedemonte y la porción restante de la zona de montaña.

II.3.1 Unidad de planicie aluvial

Está constituida por depósitos fluviales entre los cuales se mezclan algunos derrames de brecha volcánica. Lateralmente se interdigitan con los depósitos del piedemonte y hacia la parte oeste de la planicie son cubiertos por depósitos lacustres. Esta unidad constituye el acuífero granular, donde la permeabilidad varía entre 10^{-3} y 10^{-4} m/s (CAVM, 1973; Huizar, 1989).

El valle aluvial de Amecameca, constituido por un grueso paquete de rocas volcánico-clásticas, se comporta como un área transicional para el agua que desciende de la montaña. Una parte del drenaje superficial fluye hacia Cuautla y la otra hacia Chalco, ya que por este valle pasa el parteaguas del área en estudio. Se estima que el drenaje subterráneo va en la misma dirección que el de superficie.

II.3.2 Unidad de piedemonte

La parte del piedemonte que posee alta permeabilidad corresponde a los depósitos proluviales y coluviales ubicados hacia el Este del pueblo de Amecameca.

II.3.3 Unidad de montaña

Las coladas basálticas y de andesita basáltica que constituyen esta unidad poseen una alta permeabilidad primaria aumentada por la fracturación. Considerando el espesor de las lavas y su permeabilidad, esta unidad tiene un rol primordial en la recarga de la planicie de Chalco. La infiltración se concentra a nivel de los planos de fluidez o por fracturas por las cuales llega a la planicie.

II.4 Geometría de los acuíferos

Marín y colaboradores (1985) y Huizar (1989) mostraron que los principales acuíferos están en los aluviones y en las rocas basálticas, pudiéndose distinguir en la planicie de Chalco tres tipos de acuíferos (Figura 4).

1.- La zona lacustre en la parte oeste de la planicie constituye un acuitardo de forma cóncava con un espesor promedio de 100 m, que varía de aproximadamente 5 m en los lados a hasta 200 m en el centro, como se aprecia en los pozos 6 y 7 del ramal Mixquic- Santa Catarina (Figura 3). Dentro del paquete arcilloso existen delgados acuíferos estratificados.

2.- Inmediatamente por debajo del acuitardo, el relleno detrítico forma un acuífero semiconfinado de más de 400 m de espesor, donde los niveles piezométricos (por subartesianismo) están cerca de superficie. Desde las inmediaciones del pueblo de Chalco hacia el Oriente, ese acuífero pasa gradualmente a condiciones libres. Se caracteriza por una permeabilidad de intersticios.

3.- Las rocas volcánicas que rodean la planicie constituyen un acuífero libre caracterizado por una alta permeabilidad, principalmente por la presencia de fracturas.

El valle de Amecameca, constituido por un gran espesor de relleno volcánico-detrítico, se caracteriza por la ausencia de acuíferos de importancia en los primeros 150 m de profundidad. Los delgados acuíferos dispuestos en forma de lentes están situados entre 10 y 50 m de profundidad y son limitados por delgados horizontes de tobas.

Entre 0 y 200 m de profundidad, el acuífero de Chalco está separado en su parte noroeste del acuífero de Texcoco por un parteaguas de rocas andesíticas. Al oeste, la Sierra de Santa Catarina constituye un área de recarga para los acuíferos de Chalco, Xochimilco, México y Texcoco. En el área de Tlahuac los acuíferos de Chalco y Xochimilco son independientes en superficie, pero en profundidad dichos acuíferos se comunican, pues el marco litológico es el mismo. Al este, la planicie de Chalco es independiente del valle de Puebla debido a la presencia de la Sierra Nevada. Finalmente, al sur la Sierra Chichinautzin separa al acuífero de Chalco de aquellos de Cuautla y Cuernavaca (Figura 5). Según Aguayo C. y Marín C. (1987) y Marín C. *et al*, (1990), bajo los 400 m de profundidad con respecto al nivel de la planicie, a través de zonas preferenciales puede existir flujo hacia los dos últimos valles alimentando a manantiales como Las Tasas y Las Fuentes entre otros, sin que al presente se pueda evaluar dicho flujo.

III.2. Piezometría

El período piezométrico analizado comprende de 1972 a 1988, y se hizo con los datos del nivel del agua medidos por la (CAVM), en 11 pozos piezométricos y 40 pozos de explotación. Los pozos piezométricos tienen un mínimo de 4 niveles de observación y no siempre el nivel del agua es medido a la misma profundidad. Por tal razón, la información referente a los piezómetros fué previamente analizada para elegir los niveles que por su continuidad en las mediciones, permitieran observar la evolución del nivel piezométrico. Esos niveles corresponden a los intervalos de profundidad de 40 a 50 m y de 80 a 90 m; este último fue utilizado para elaborar las cartas de isopiezas.

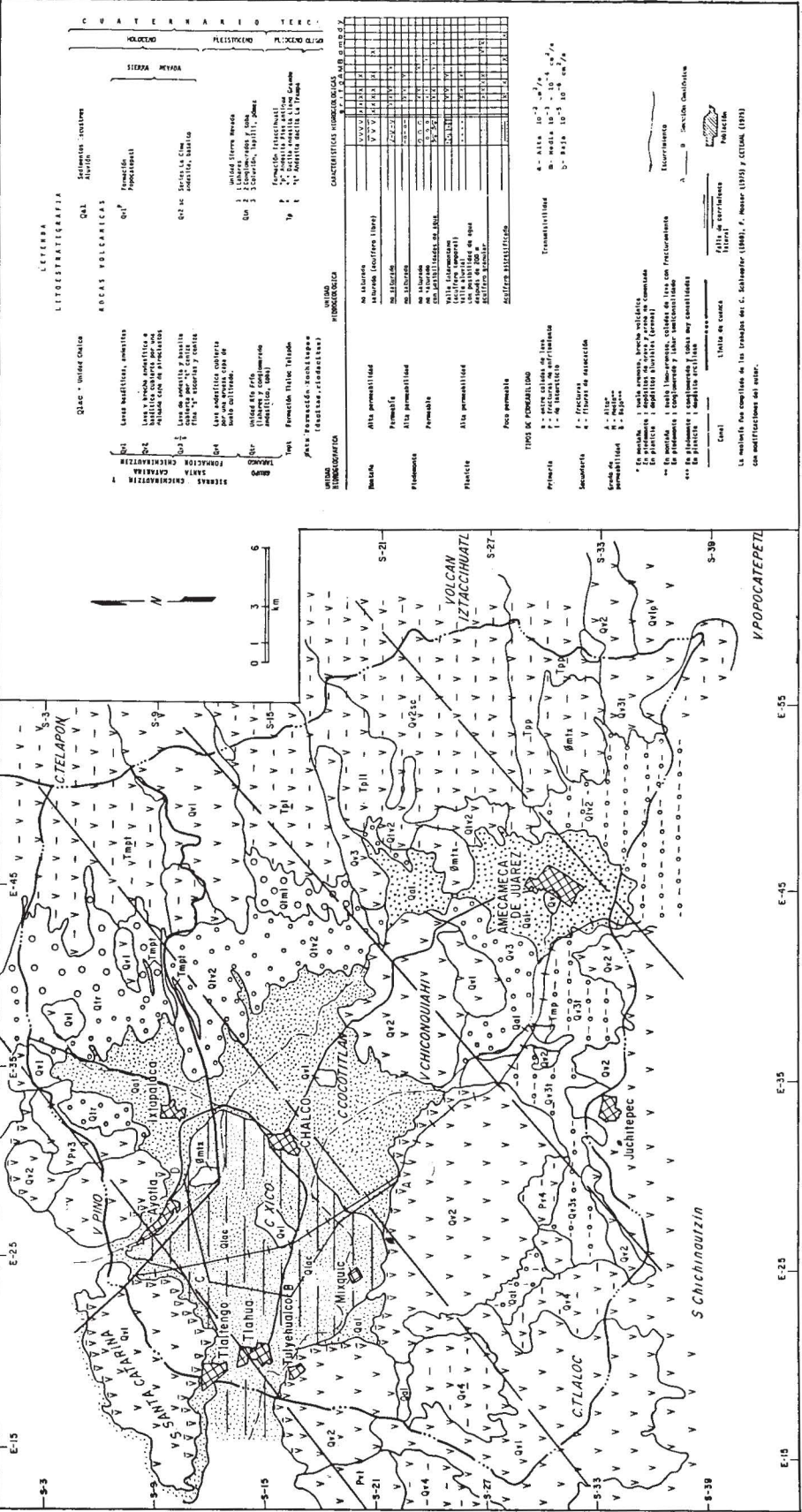


Fig. 2. Carta hidrogeológica de Chalco.

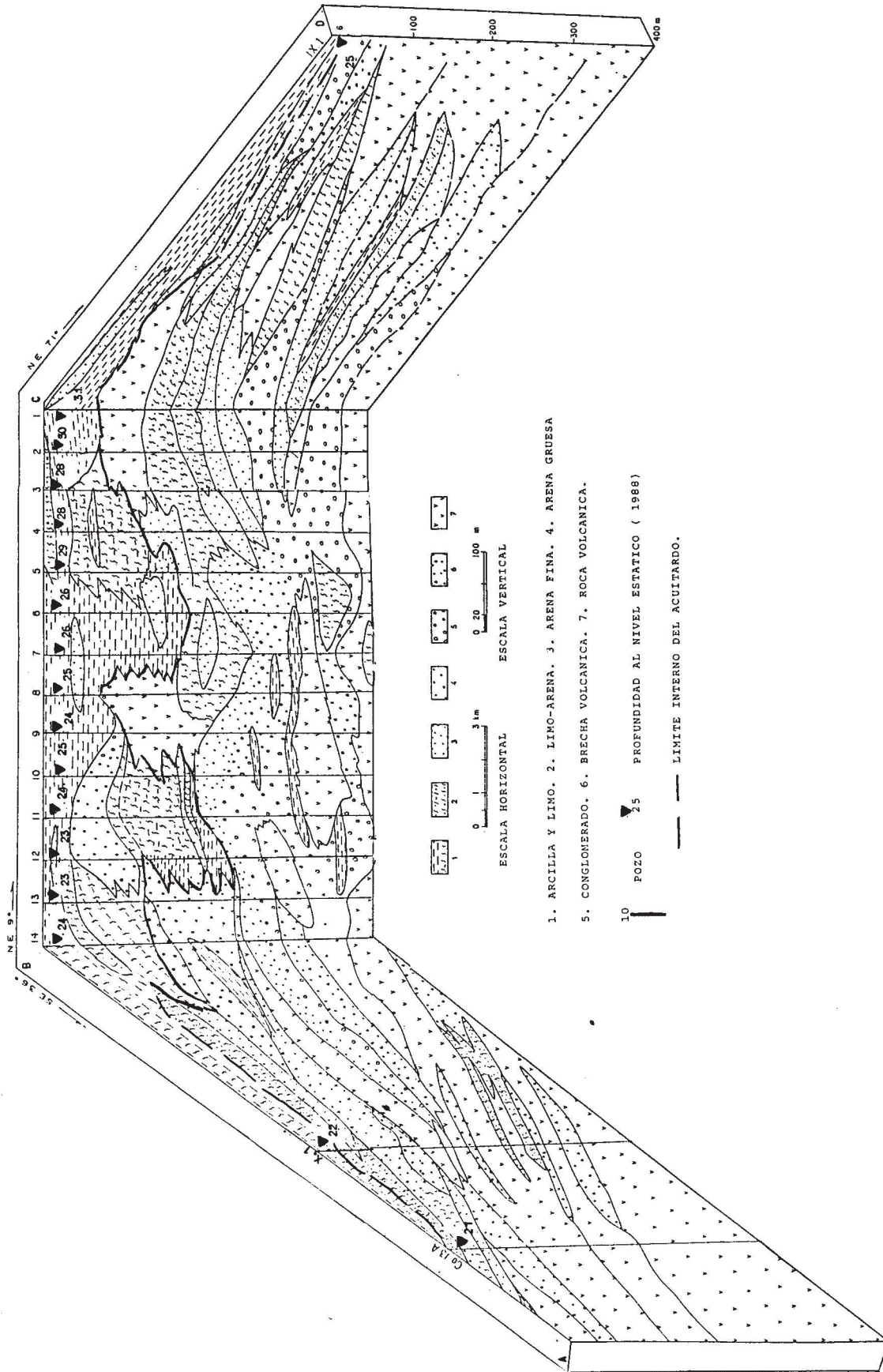


Fig. 3. Sección hidrogeológica en la planicie de Chalco.

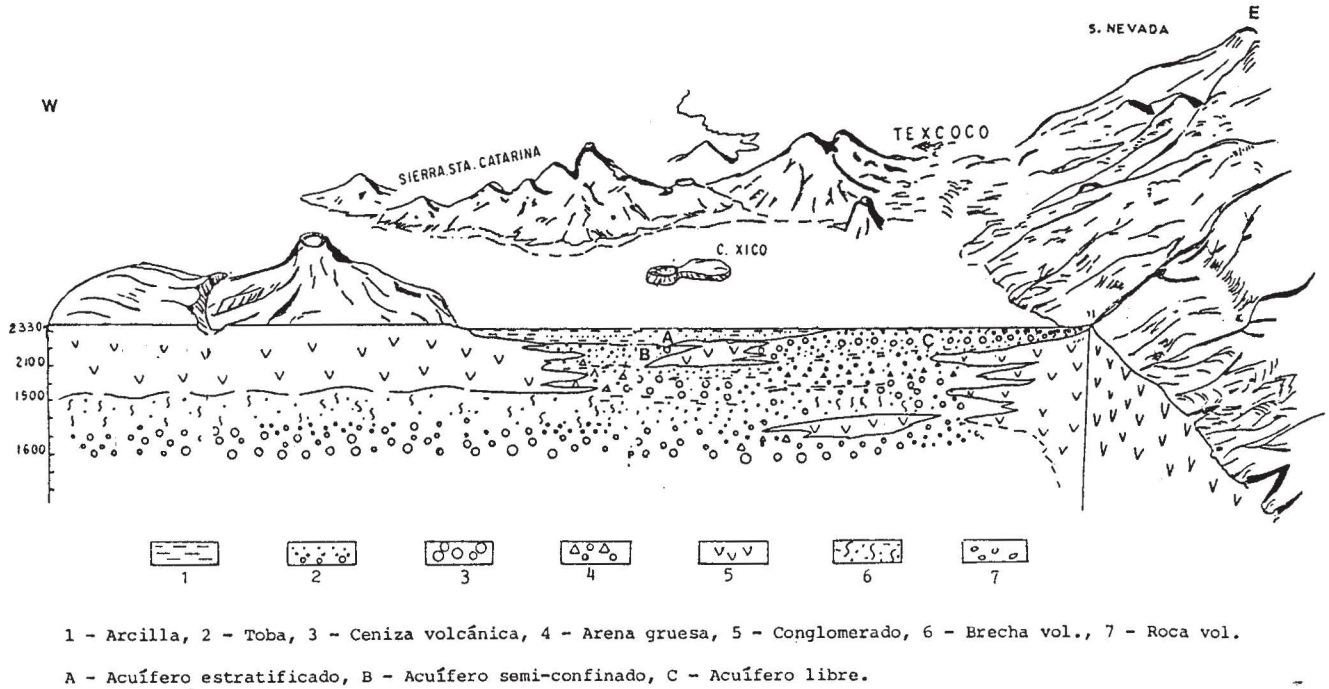


Fig. 4. Geometría de los acuíferos

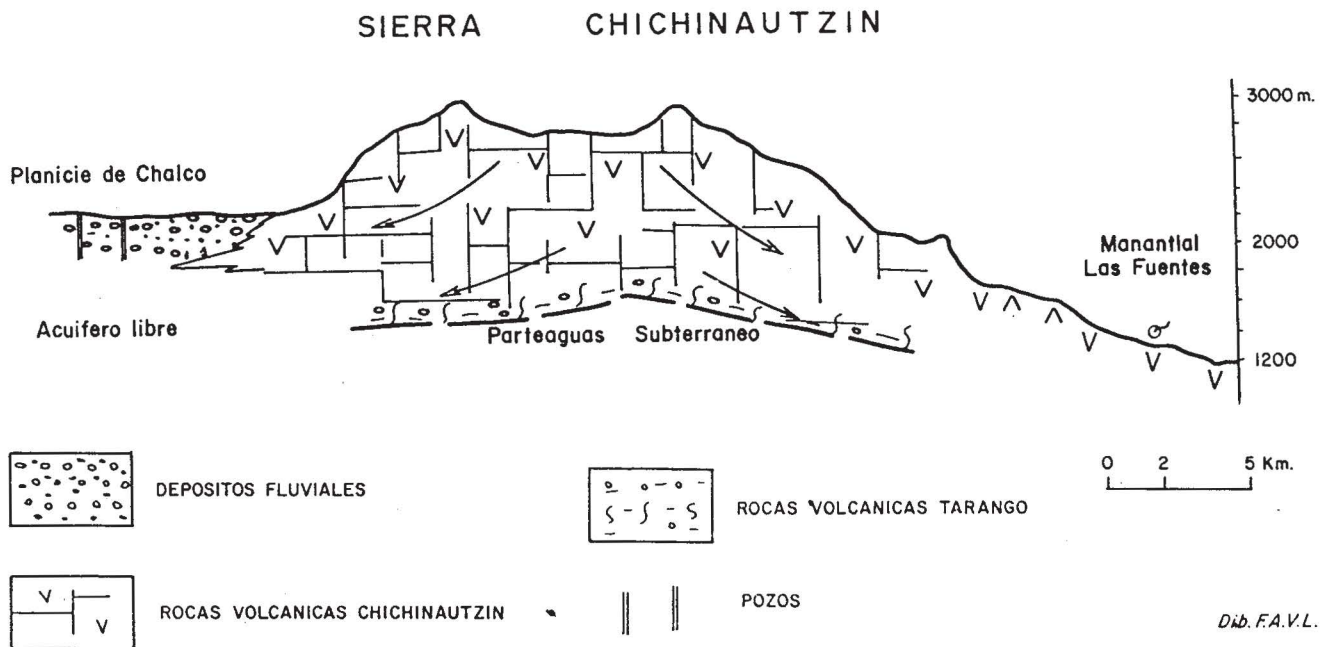


Fig. 5. Relaciones hidrogeológicas entre la planicie de Chalco y el valle de Cuautla.

Los piezómetros presentan dos tipos de variaciones. La Figura 6 muestra un descenso regular de aproximadamente un metro por año en todos los niveles del piezómetro de Ixtapaluca, situado en la parte aluvial. En el piezómetro de Xico, ubicado en la zona lacustre (Figura 7), el nivel del acuífero alimentado por el agua superficial permanece cons-

tante, sin influencia de la extracción que a mayor profundidad realiza la batería de pozos Santa Catarina, cuyo nivel estático está a mayor profundidad (Figura 3).

En el piezómetro de Tlapala (Figura 8), se observa que el acuífero superior permanece casi constante, pero en profun-

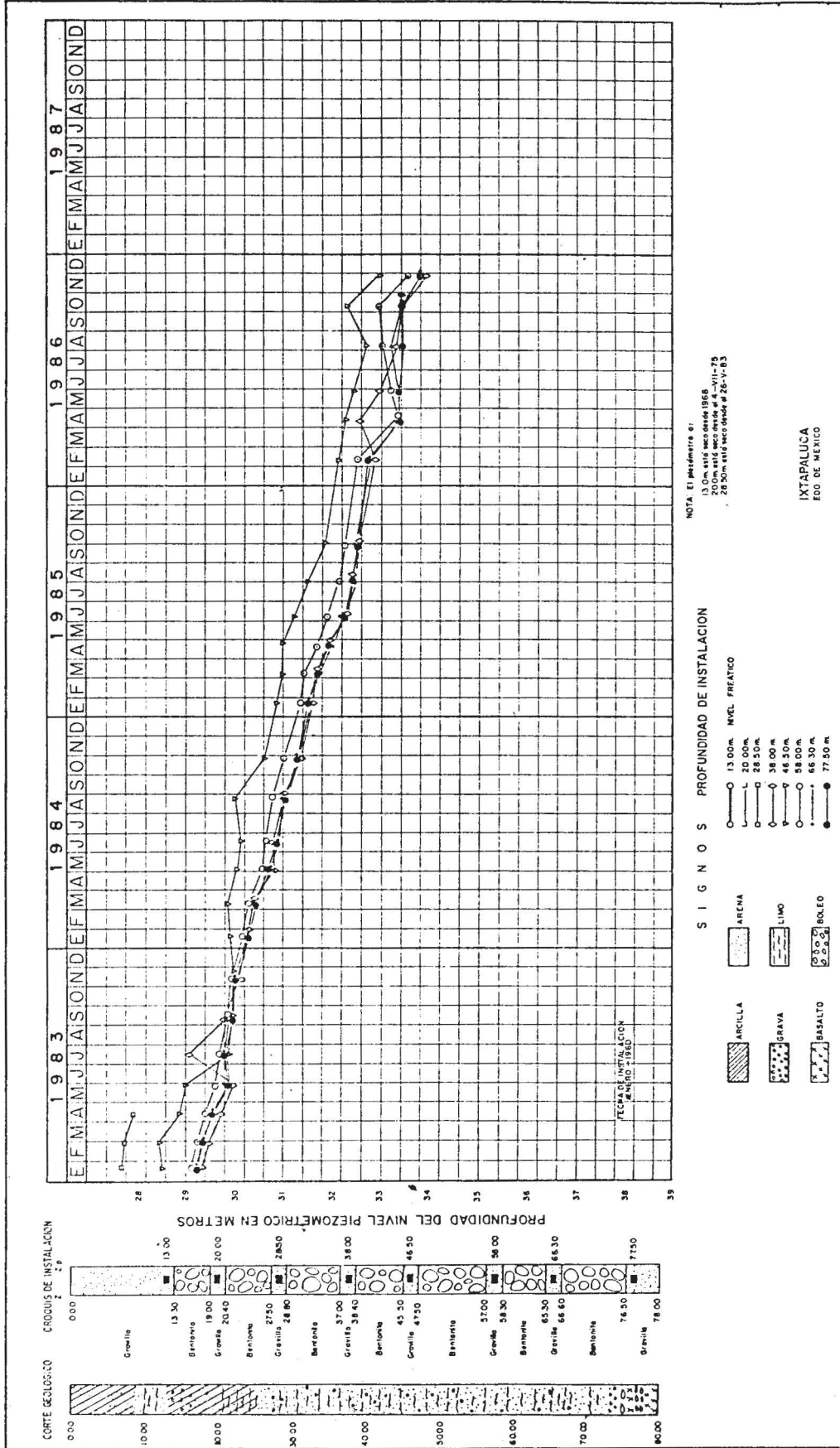


Fig. 6. Evolución en el piezómetro de Ixtapaluca

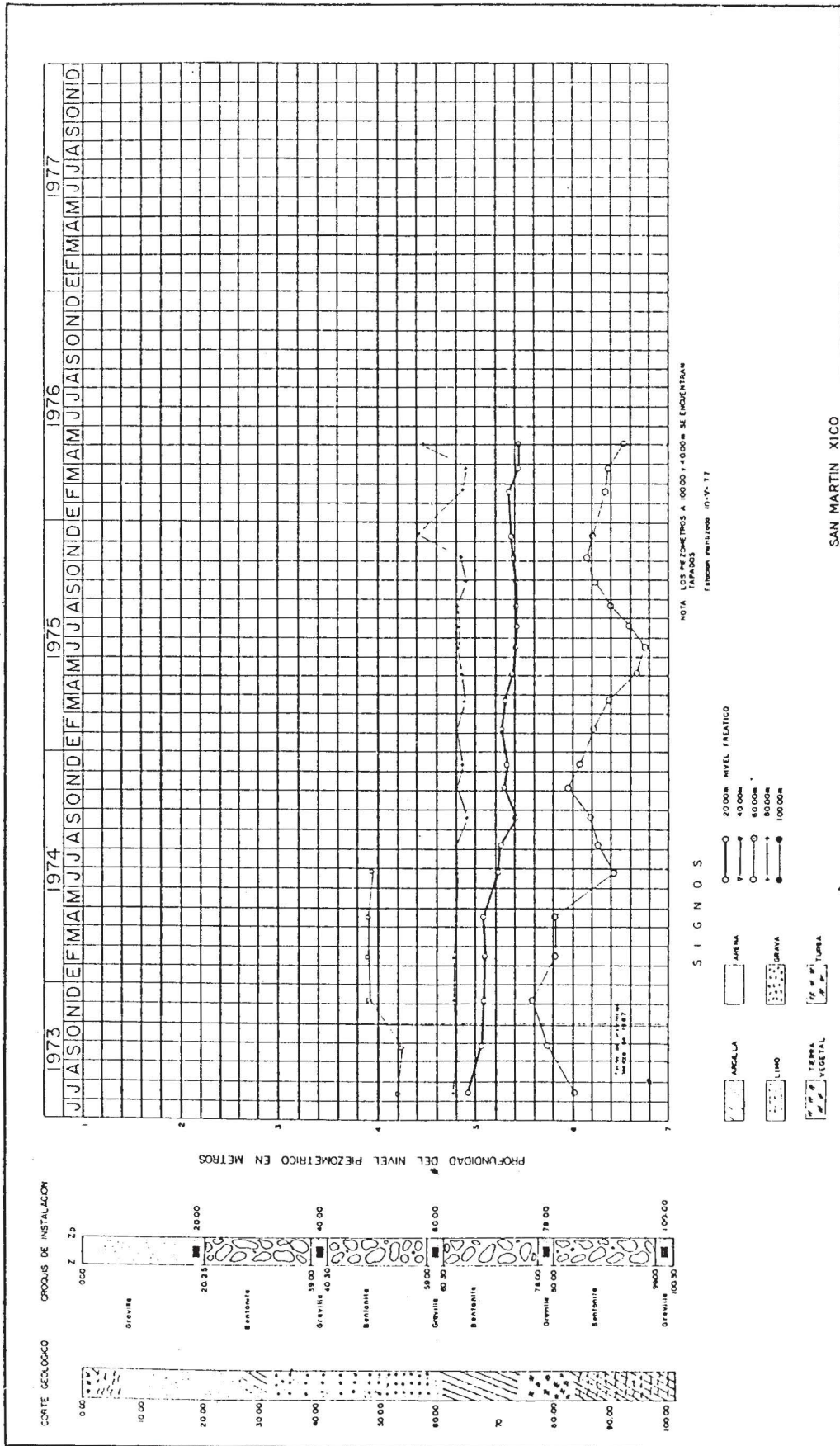


Fig. 7. Evolución en el piezómetro de Xico

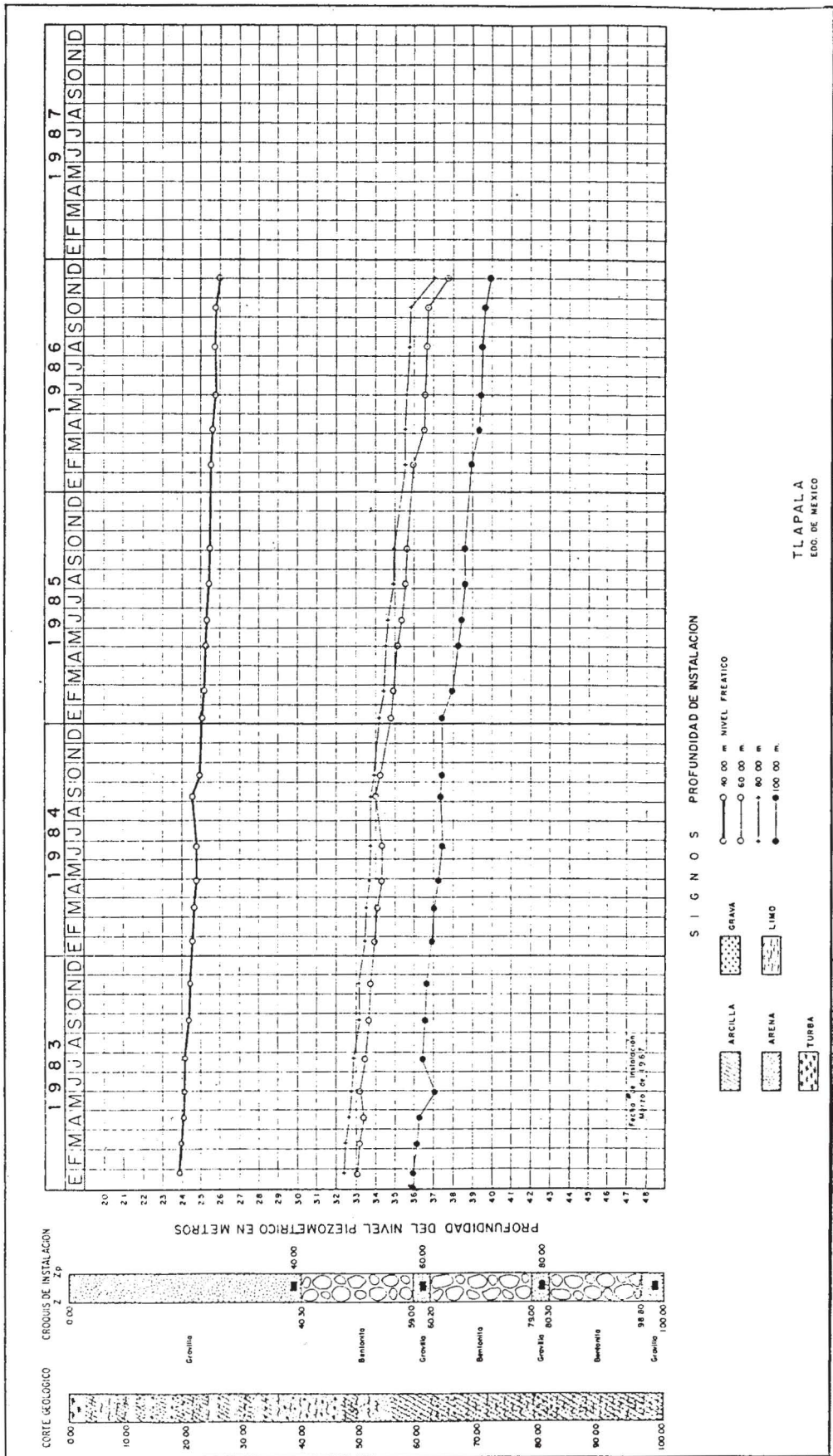


Fig. 8. Evolución en el piezómetro de Tlapala

dad el nivel manifiesta un descenso por influencia de la extracción, e indica la existencia de al menos dos acuíferos, uno más explotado que el otro. En la figura anterior también se aprecia más de un acuífero.

Del análisis de los datos se obtuvo una carta anual de isopiezas para los piezómetros y otra para los pozos. En este trabajo sólo se incluyen la primera y la última de esas cartas, con el fin de destacar la evolución de la piezometría en la zona estudiada durante el período considerado. En todos los casos las configuraciones corresponden a los niveles estáticos de los pozos y piezómetros.

Las isolíneas trazadas con los datos de los pozos de explotación (Figura 9), indican para 1974 una cierta homogeneidad en la elevación del nivel piezométrico. Un área de abatimiento de forma alargada fué localizada entre los pozos P10 y P20 delimitada por la isolínea 2228 m. La recarga proviene del SE, S, E y NE de la planicie, para esta fecha aún no existen pozos de extracción en la zona de Xico.

Los niveles observados en los piezómetros para el año 1974 (Figura 10) muestran zonas de abatimiento ubicadas al SE y al N de la planicie en concordancia con los sitios de explotación. La recarga proviene también de la periferia de la planicie.

En ambas figuras la elevación del nivel piezométrico así como las áreas de abatimiento son similares. La recarga también se comporta en forma parecida ya que las explotaciones se ubican en el lado este.

La Figura 11 muestra la distribución de las isopiezas del año 1988 de los pozos de extracción. Presenta un cambio notable en la configuración de las isolíneas con respecto al año 1974. Esto se explica por el incremento de la extracción en la planicie y en particular por la presencia del ramal Mixquic - Santa Catarina, el cual inició su operación en 1984. Para 1988, había ya producido un área de abatimiento paralela a la disposición de los pozos, que se extiende hasta el extremo SW de la planicie. La zona SE de la planicie persiste como una zona de abatimiento.

Para 1988, a pesar de que la piezometría de los pozos de explotación cambió bastante la distribución de las isolíneas y su profundidad respecto a 1974, las isopiezas en los piezómetros (Figura 12), aún presentan una disposición similar a la de 1974. Las áreas de abatimiento en común entre pozos y piezómetros son aún las del lado este; y aquella que rodea al piezómetro T8 (Tlapala) todavía registra el nivel más bajo. La recarga procede aún del W, S, y del E de la planicie.

Lo antes expuesto indica que el espesor de 0 m a 100 m observado por los piezómetros ubicados en el interior de la planicie se comporta hidráulicamente en forma diferente al sustrato que es la zona explotada por los pozos. Pues, no obstante el incremento en la extracción, el nivel estático medido en los piezómetros de la parte lacustre aún no pre-

senta influencia del bombeo. Por otra parte, los pozos del Ramal Mixquic Santa Catarina tienen tubería lisa hasta la profundidad promedio de 200 m. A pesar de la presión piezométrica, el nivel de agua en ellos siempre es en promedio 20 m más profundo que el nivel en los piezómetros cuya profundidad promedio es de 80 m. Así, no hay correspondencia en los niveles y por consiguiente una configuración de isopiezas diferente. El caso contrario se presenta en los piezómetros situados en la orilla de la planicie, pues estos penetran el acuífero libre.

Comparando la configuración piezométrica de la Figura 11 (donde los rectángulos contienen la elevación de nivel del agua correspondiente a los piezómetros), con la Figura 12, se puede observar que en todos los casos el nivel piezométrico de los pozos es el más profundo, a excepción de la zona SE, donde las diferencias son pequeñas (como es el caso entre el piezómetros T8, y los pozos P28, P27 y P20 por un lado y entre el piezómetro L3, con los pozos P36, P35 y P34 por otro lado). En esta zona ambos pozos cruzan el mismo acuífero, no así en la zona lacustre, donde los pozos perforan en la parte superior un acuitardo sobreyaciendo un acuífero semiconfinado que deviene libre al este de la planicie.

La existencia de sedimentos semipermeables sobreyaciendo a los sedimentos permeables del acuífero, explica la dinámica hidráulica descrita por la piezometría, pues la baja permeabilidad de los primeros reduce la infiltración vertical, apreciándose un flujo predominantemente subhorizontal hacia la periferia.

III. SIMULACION MATEMATICA DE LOS ACUIFEROS DE CHALCO

Cuando el hombre perturba el equilibrio hidrológico de un acuífero, el nivel piezométrico puede descender notablemente debido a la explotación de agua, lo que significa un déficit en la recarga del acuífero. Para un uso racional del agua se deben realizar estudios que permitan conocer el régimen de explotación, para vigilar las zonas de extracción, y el acuífero mismo, para cuantificar lo más preciso posible los recursos disponibles y señalar su distribución espacial y temporal.

En muchas ocasiones la cuantificación de la recarga y la descarga se ha logrado a través del uso de modelos matemáticos. Los modelos deben permitir simular las soluciones de explotación, de recarga y descarga posibles sin ningún riesgo para el sistema real (Prudhomme 1967). Para que un modelo cumpla su cometido, las características hidráulicas y sus relaciones en el interior del acuífero, así como la geometría y las condiciones geológicas de éste deben ser conocidas.

Para la simulación hidrogeológica de la planicie de Chalco, se utilizó el modelo "Sample 5" de Kinzelbach (1986), por ser un modelo que puede aplicarse tanto en acuíferos libres como semiconfinados.

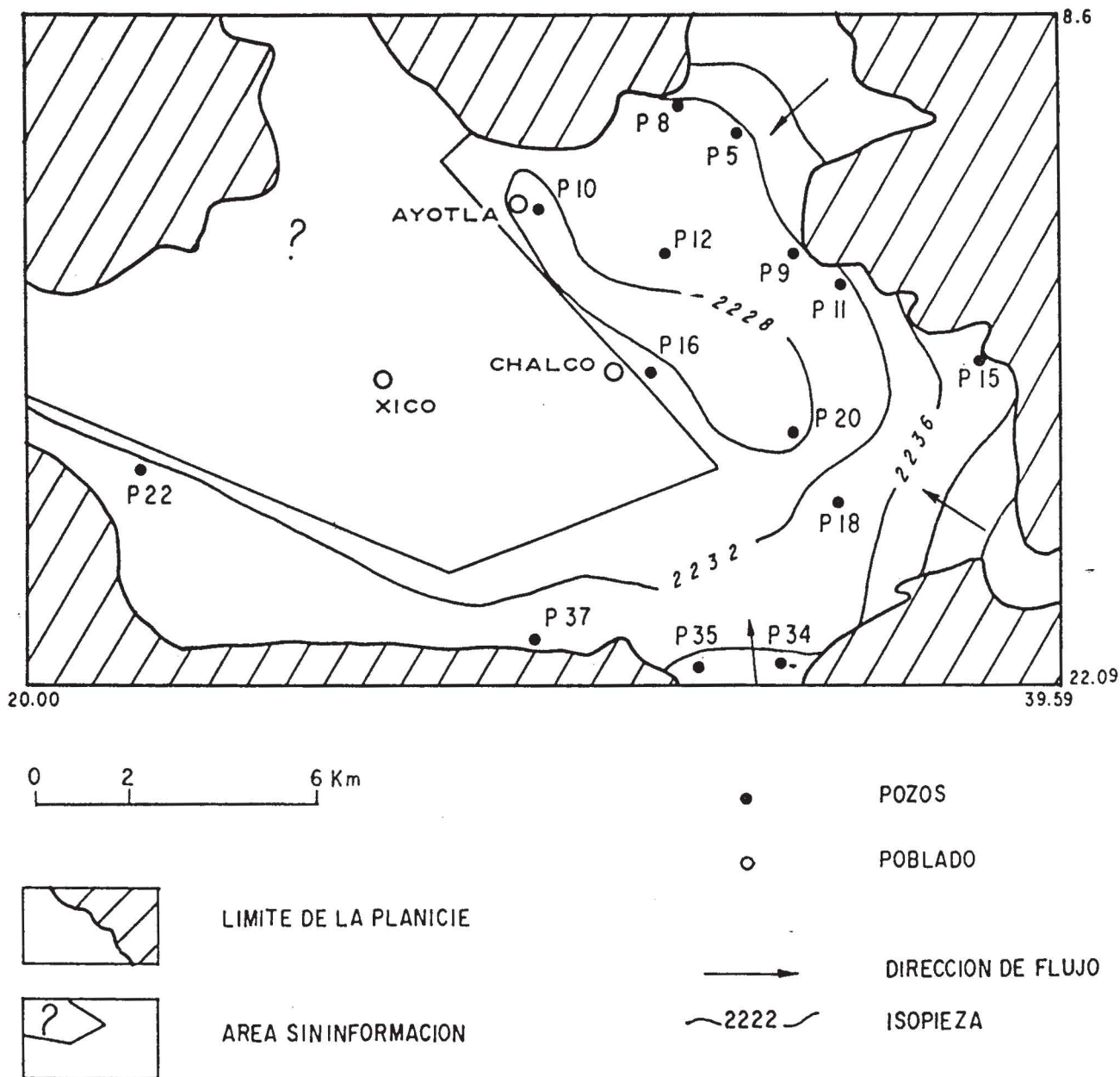


Fig. 9. Elevación del nivel piezométrico en pozos 1974.

Las ecuaciones que explican el comportamiento del flujo subterráneo se obtienen de dos ecuaciones clásicas: la ecuación de Darcy y la ecuación de continuidad. Antes de aplicar el modelo fue necesario estimar el flujo de agua existente entre el acuífero semiconfinado y el acuífero sobreyacente, considerando este último a régimen constante. El flujo de agua intercambiado verticalmente entre ambos depende del valor del gradiente hidráulico y es calculado con base en la ecuación de Darcy por el factor de filtración (leakage factor) (Kinzelbach, 1986, Ledoux, 1986) (Figura 13). También fue necesario estimar la infiltración a partir del escurrimiento superficial (ríos y ca-

nales). En este caso el factor de filtración depende de la diferencia entre el nivel del agua en el acuífero y el nivel superficial del agua en el escurrimiento; los valores obtenidos en ambos casos fueron empleados para calcular el balance de agua en la zona de Chalco.

III.1 Diferencias finitas

La ecuación a discretizar (ecuación de difusividad) es la siguiente:

$$\frac{d}{dx} \left(T \frac{dh}{dx} \right) + \frac{d}{dy} \left(T \frac{dh}{dy} \right) = S \frac{dh}{dt} + q \quad (1)$$

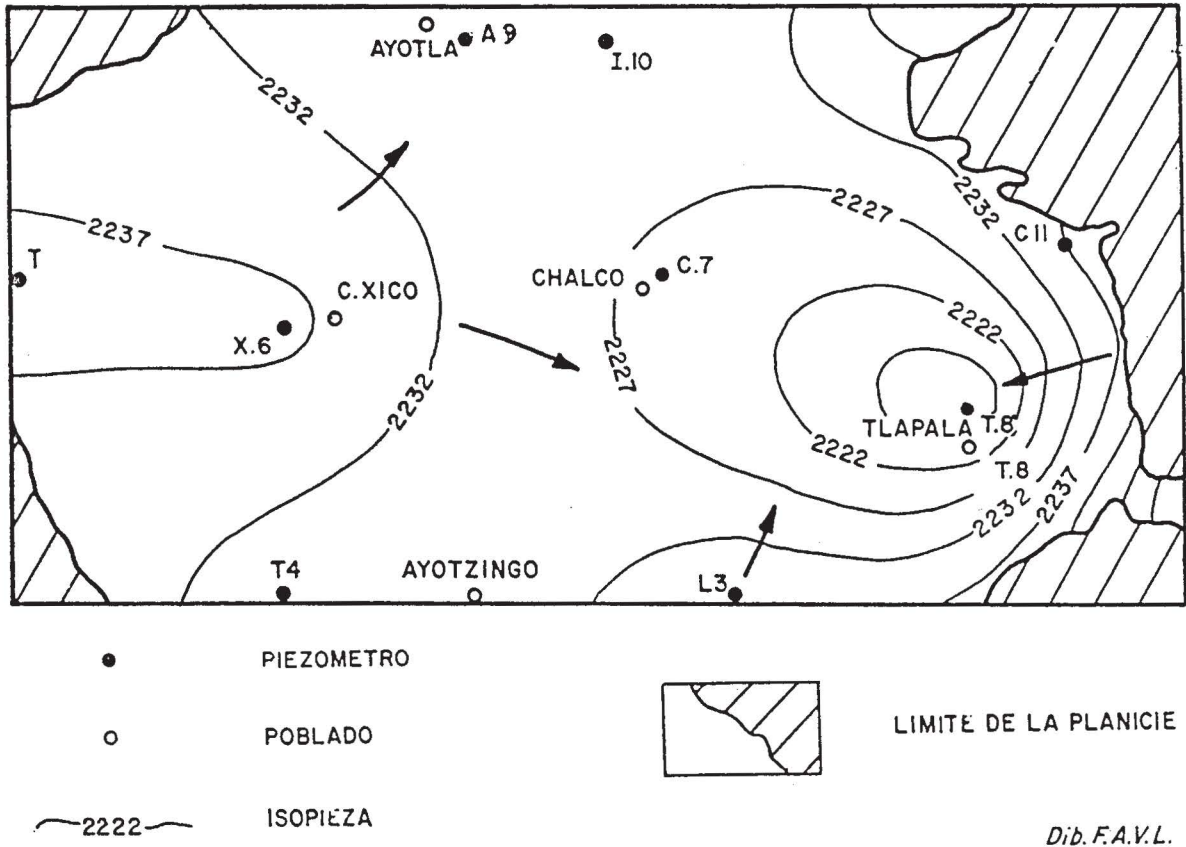


Fig. 10. Elevación del nivel piezométrico en piezómetros 1974.

donde h = altura piezométrica

x, y = coordenadas rectangulares

t = tiempo

T = transmisibilidad

S = coeficiente de almacenamiento

q = diferencia de flujo entre la descarga y la recarga.

La solución de esta ecuación solo es posible utilizando los métodos numéricos de integración aproximada en caso de una geometría arbitraria. Por el método de diferencias finitas se busca el valor de la carga hidráulica para cada nudo de la red de mallas que contiene la zona estudiada. La transmisibilidad, permeabilidad, el coeficiente de almacenamiento y la extracción (T,K,S,Q), son evaluados y asignados para cada centro de malla.

Considerando una malla central (C) (Figura 14) cuyo nudo central está rodeado por cuatro nudos N,S,E y W; para un paso de discretización la ecuación del balance hidrológico en esta malla es:

$$\text{Div } T \text{ grad } h = S \text{ dh/dt} + q \quad (2)$$

La aproximación se obtiene al suprimir en la derivación los términos posteriores al de segundo orden.

En la dirección W-E, o eje de las abscisas, se tiene:

$$T_x * dH/dx = T_{wc} * \frac{H_c - H_w}{x} \quad (3)$$

$$T_x * dH/dx = T_{ec} * \frac{H_c - H_e}{x} \quad (4)$$

$$\frac{d}{dx} T_x * dH/dx = T_{ec} * \frac{H_e - H_c}{x} + T_{wc} * \frac{H_w - H_c}{x} \quad (5)$$

En la dirección N - S, o eje de las ordenadas se tiene:

$$\frac{d}{dy} T_y * dH/dy = T_{nc} * \frac{H_n - H_c}{y} + T_{sc} * \frac{H_s - H_c}{y} \quad (6)$$

siendo T_x la media armónica de la transmisibilidad entre dos nudos vecinos y H el promedio de la carga hidráulica entre dos nudos (Emsellem, 1972, Marsily, 1981). Sumando las ecuaciones (5) y (6) y poniendo $x = y$ se tiene

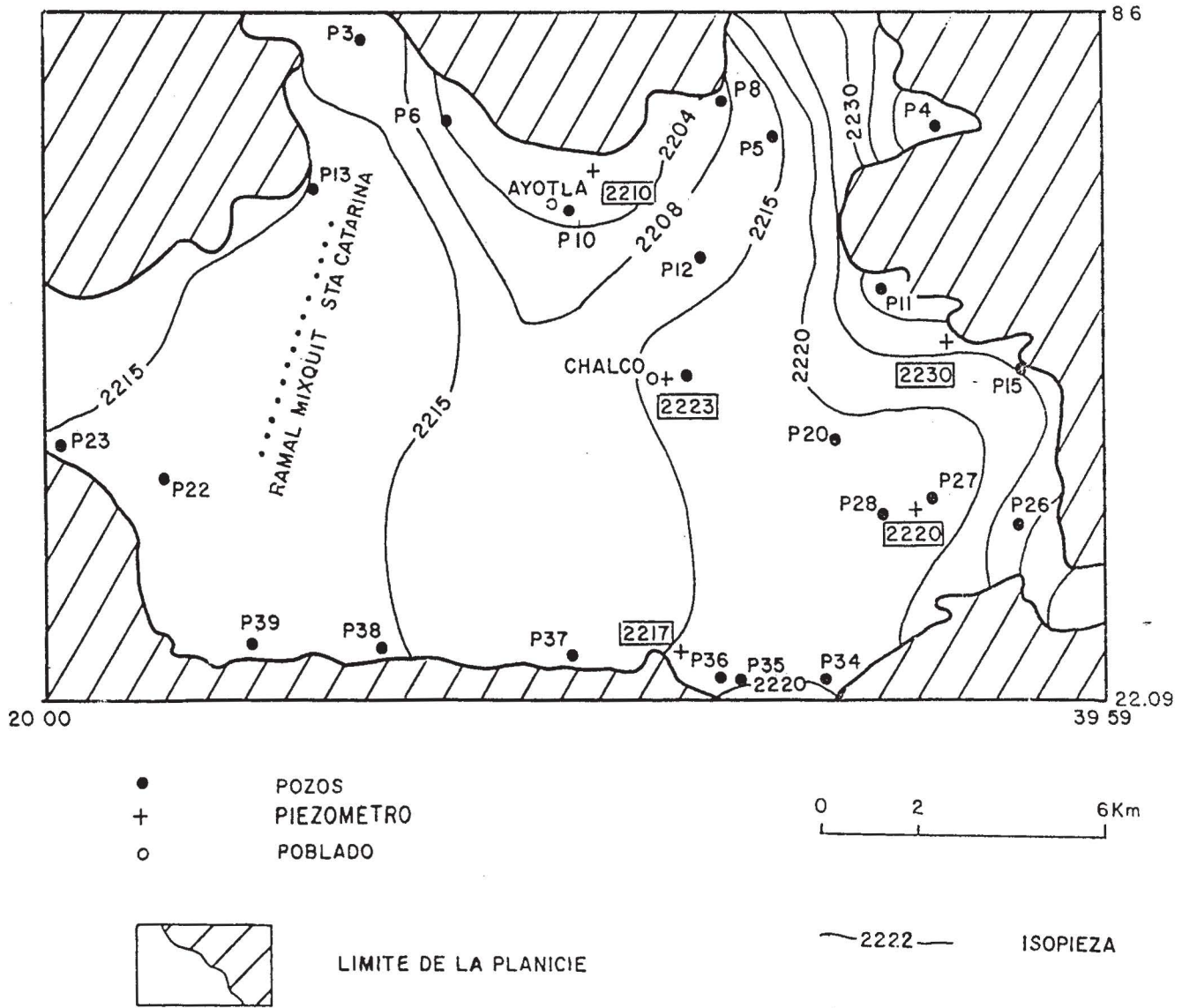


Fig. 11. Elevación del nivel piezométrico en pozos 1988.

$$T_{nc}(H_n - H_c) + T_{ec}(L_6) \cdot c(H_s - H_c) = S_c \cdot x^2 - u_{inc}/dt + Q_c \quad (7)$$

donde Q_c es el volumen inyectado o bombeado en la malla (C) y x^2 es la superficie de la malla.

Se pueden escribir tantas ecuaciones como mallas existan. La discretización del dominio en n mallas (Figura 15), conduce a un sistema de n ecuaciones en n incógnitas, que es resuelto por la siguiente relación matricial (Ledoux, 1986):

$$[T] \cdot [H] = x^2 \cdot [S] \cdot x^2 \cdot dH/dt + [Q] \quad (8)$$

La ecuación final se puede obtener por el inverso de la matriz [T]

$$[H] = [T]^{-1} \cdot [S] \cdot x^2 \cdot (dH/dt) + [Q] \quad (9)$$

La solución de las matrices se obtiene por el método iterativo de Gauss-Seidel.

III.1.1 Esquema del modelo

Un sistema hidrogeológico puede tener tres tipos de fronteras: a) impermeable, b) a carga impuesta, c) de flujo recarga-descarga impuesto (Boonstra 1981; Kinzelbach, 1986).

En la discretización del área de interés, la red de mallas fue realizada considerando los límites físicos de la planicie de Chalco. De esta manera la naturaleza de las fronteras es la siguiente (Figura 15):

- fronteras impuestas, corresponden a la parte oeste de la planicie inundada con aguas residuales, la red de canales que tiene agua de la misma clase, así como la porción de los ríos Amecameca, San Francisco y la Compañía que lleva agua todo el año.

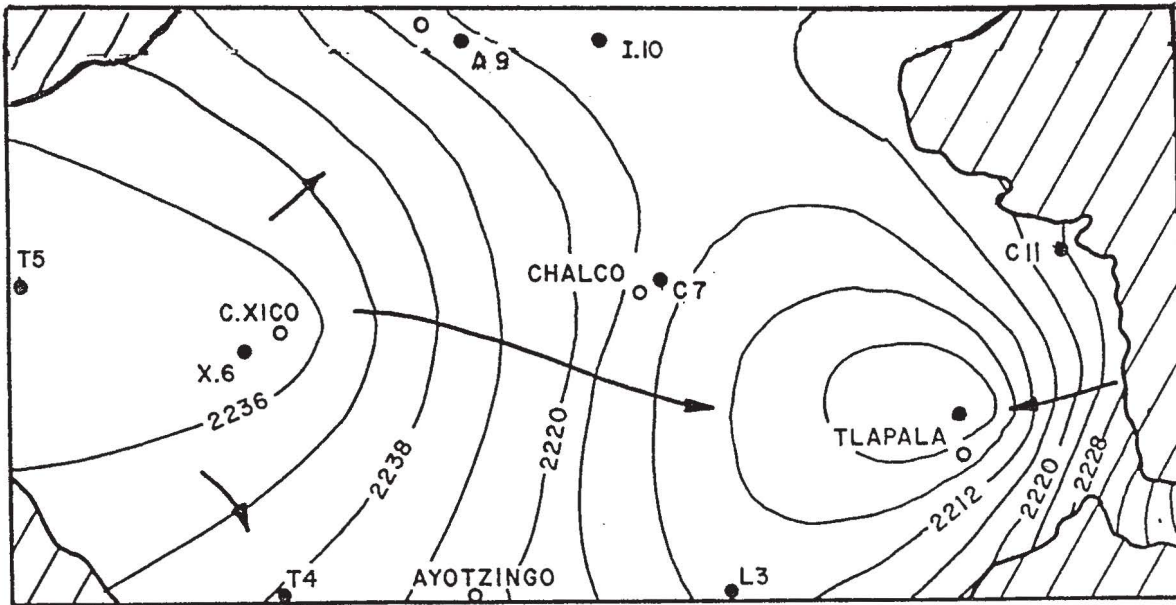


Fig. 12. Elevación de nivel piezométrico en piezómetros 1988.

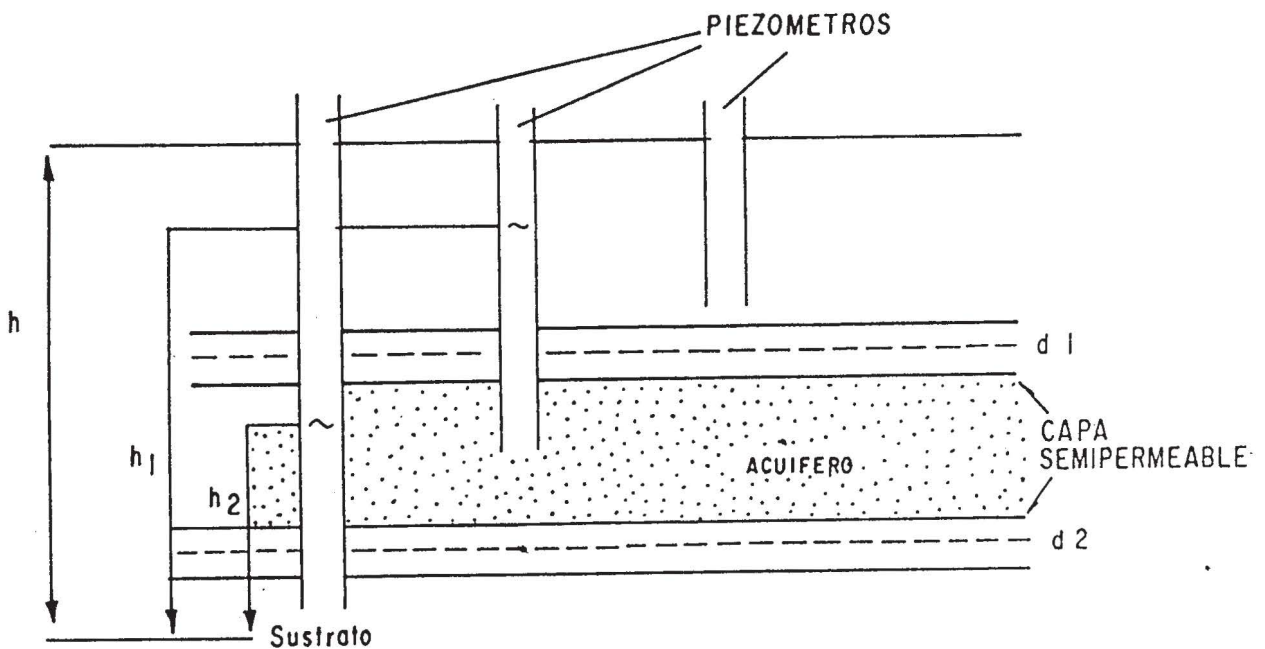


Fig. 13. Factor de filtración.

- fronteras impermeables, fijados entre el C. El Pino y la Sierra Santa Catarina, y entre ésta y el C. Tehutli.

- frontera con flujo impuesto, formado los canales de riego y los ríos en época húmeda, por el relieve que rodea la planicie.

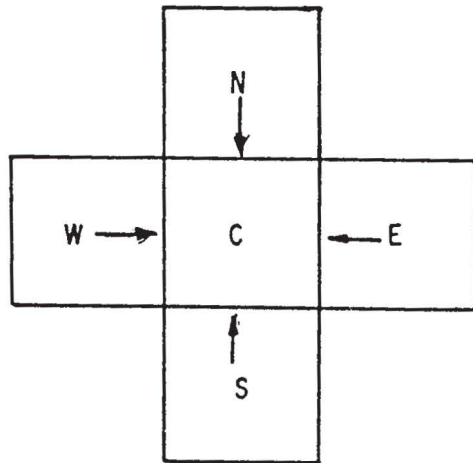


Fig. 14. Balance de flujo en malla i

III.1.2 Calibración del modelo

El desarrollo de esta fase requiere la existencia de una o más cartas de niveles piezométricos de referencia. A partir de procesos iterativos, se ajustan los parámetros del sistema a un nivel piezométrico conocido. Para el presente estudio la piezometría de referencia fue la del año 1988. La calibración se basó en los valores de transmisibilidad, permeabilidad, coeficiente de almacenamiento y la descarga (T,K,S,Q), obtenidos por pruebas de bombeo (CAVM, 1975; Huizar, 1989), e interpretados por los métodos de Theis -Jacob (Tabla 1).

Inicialmente se examinó la coherencia del modelo introduciendo diferentes áreas de transmisibilidad asignadas por interpolación de los datos de campo y considerando las variaciones litológicas de la zona. Los valores de permeabilidad y del coeficiente de almacenamiento se hicieron variar de igual forma. En esta etapa se considera al sistema en régimen estacionario.

Para la calibración del modelo, se intentó modificar lo menos posible los valores de campo; sin embargo, conforme se ajustaba el programa los valores aumentaban o se reducían. Finalmente el valor de T fue reducido en un factor de 10 principalmente en las zonas sur y norte de la planicie. Los valores de K bajaron también en un factor de 10. El coeficiente de almacenamiento disminuyó en un 20% hacia el este de la planicie, conservándose casi igual hacia el centro y oeste del área.

Después de haber efectuado todos los ajustes necesarios a los valores introducidos, se logró sintetizar la carta piezométrica de 1988. La Figura 16 muestra la superposición de la piezometría generada por la simulación y la obtenida con datos de campo. Se aprecia que la disposición de las isopiezas es bastante similar, a excepción de que la carta simulada muestra un pequeño desplazamiento del área de abatimiento en la parte norte. La calibración es aceptable, pues la dinámica y las depresiones piezométricas cartografiadas son las mismas. Se cartografiaron áreas donde los pará-

metros hidrodinámicos varían de $2 * 10^{-2}$ a $5 * 10^{-3}$ m²/s para la transmisibilidad, y de $4 * 10^{-3}$ a $1.7 * 10^{-5}$, para el coeficiente de almacenamiento (Figuras 17a, 17b).

III.1.3 Aplicación y Resultados

Una vez calibrado el modelo se ejecutó para un intervalo de un año, con el objetivo de calcular las variaciones de la piezometría en el tiempo, y poder así delimitar la evolución de las zonas con mayor abatimiento. Luego se aplicó el modelo para un período de diez años con iteraciones anuales. Para este caso se consideró el sistema en el régimen transitorio.

Para el intervalo de simulación, se conservaron los mismos valores de los parámetros hidrodinámicos obtenidos en la etapa anterior. Así las cartas obtenidas corresponden a los años 1988, 1990, 1993 y 1997 (Figuras 18 a-c). En general en todas ellas se observa que las áreas de Tlapala y Ayotla continúan expandiéndose como zonas de abatimiento, sobre todo esta última que cubre la porción norte de la planicie. El área de abatimiento producida por el ramal Mixquic-Santa Catarina se amplía gradualmente hasta la zona de Mixquic en el extremo sur de la planicie, poniendo de manifiesto el efecto del bombeo de este ramal y los pozos ubicados en la zona sur de la planicie. La configuración del nivel piezométrico cambia considerablemente, pues los conos de abatimiento de Ayotla y del ramal Mixquic-Santa Catarina que hasta 1990 tenían una sensible separación, para 1993 se unen y forman una gran zona de abatimiento que se extiende en dirección SW-NE. La disposición de las isopiezas no muestra cambio alguno en la dirección del flujo subterráneo. Los valores de las isopiezas muestran que el nivel piezométrico en las zonas de explotación baja en promedio un metro por año, mientras que en 1984 era de aproximadamente 0.50 cm por año.

Los valores de transmisibilidad empleados para la aplicación del modelo en la parte oeste de la planicie varían entre $2 * 10^{-2}$ a $5 * 10^{-3}$ m²/s. Dentro de este rango se encuentran los valores de transmisibilidad correspondientes al Ramal Mixquic-Santa Catarina publicados por Niedzielski (1991). Sin embargo, la interpretación hidrogeológica que describe este autor es diferente.

La ampliación y profundización de las áreas de abatimiento permite decir que los pozos poco profundos situados en dichas áreas dejarán de operar en poco tiempo debido a la disminución de sus caudales, como ya sucede en algunos pozos del pueblo de Chalco. Es necesario profundizarlos, o en su defecto perforar un pozo nuevo. Como esto implica gastos considerables, es posible pensar que el número de aprovechamientos no aumentará o será muy controlado.

III.2 Balance Hidrogeológico

Para obtener el balance hidrogeológico del sistema acuífero sujeto a la simulación, fué necesario determinar el intercambio de agua (recarga-descarga). La recarga (Qr) comprende la infiltración de la lluvia efectiva, la del agua

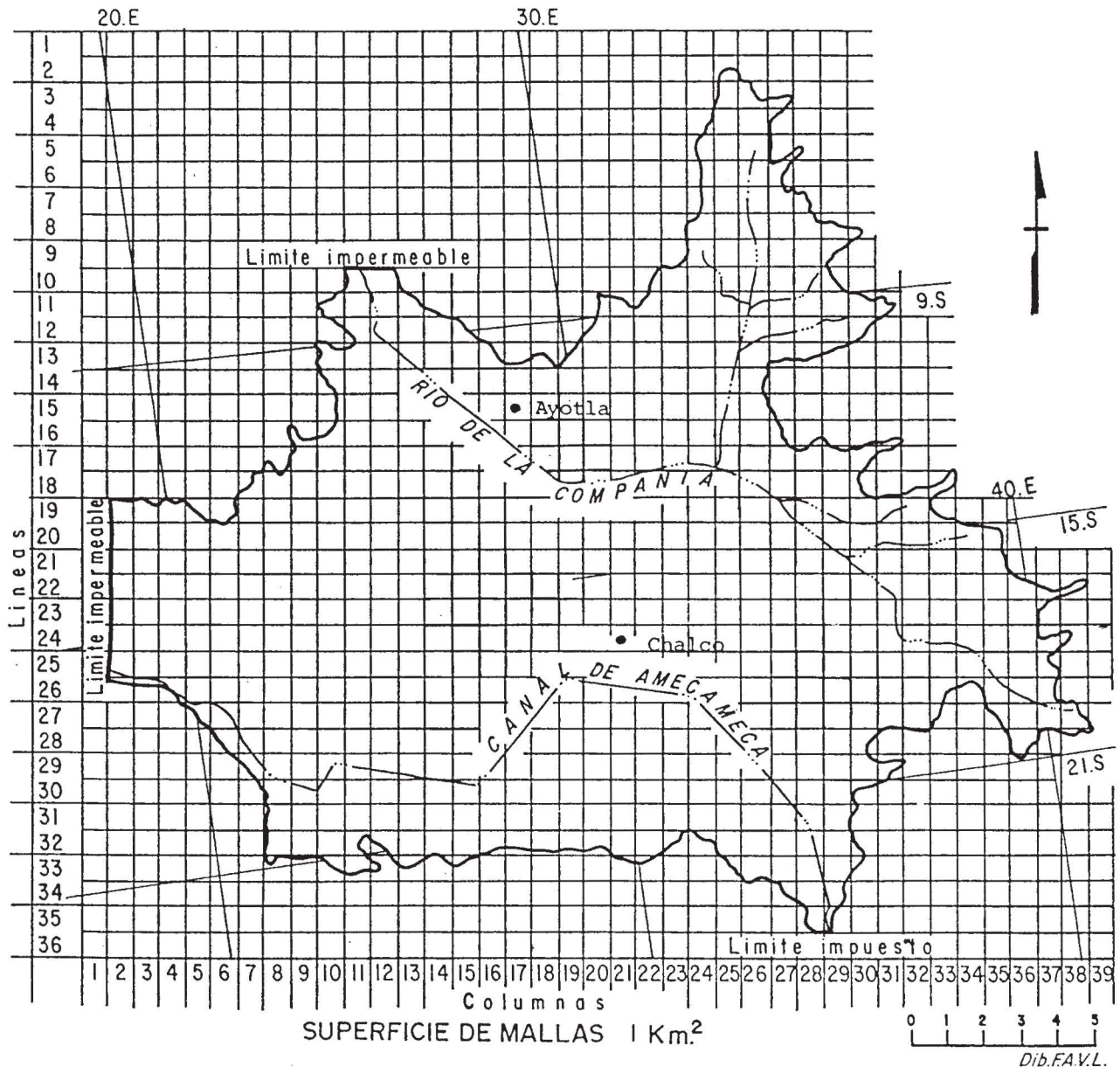


Fig. 15. Discretización del área estudiada.

de irrigación, la recarga estimada por el factor de filtración y la recarga procedente del relieve circundante a la planicie. La lluvia efectiva en la planicie de Chalco tiene un valor de $0.83 \text{ m}^3/\text{s}$. (17% de la lluvia total). Considerando que la superficie agrícola para 1988 fué de 1200 has, sobre las que se irrigaban $28.15 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ anuales, el volumen agua de irrigación que regresa al sistema se evaluó al calcular el uso consuntivo de los cultivos en esta zona por la fórmula de Blaney-Criddle (en Aparicio Mijares, 1987). Se obtuvo que $0.19 \text{ m}^3/\text{s}$, (20%) del agua utilizada vuelven a infiltrarse. Para 1988, la suma de ambos da $1.02 \text{ m}^3/\text{s}$. La recarga estimada por el factor de filtración es de $2.32 \text{ m}^3/\text{s}$. La recarga lateral procedente del relieve circundante a la planicie, fué estimada en $3.16 \text{ m}^3/\text{s}$; constituye el volumen de agua que es necesario suministrar al sistema para compen-

sar la explotación. Entonces, $Q_r = 1.02 + 2.32 + 3.16 = 6.50 \text{ m}^3/\text{s}$.

La descarga (Q_p) corresponde esencialmente al bombeo de pozos y fue para ese año de $7.7 \text{ m}^3/\text{s}$. El balance global puede ser calculado por la siguiente expresión:

$$V_t = Q_r - (Q_p + Q_e) \quad (10)$$

V_t = volumen total almacenado en el acuífero

Q_e = escurrimiento subterráneo hacia el exterior de la Cuenca

Q_p = volumen extraído por bombeo

Q_r = recarga neta en el acuífero

Tabla 1

Parámetros hidráulicos de algunos pozos de la cuenca de Chalco-Amecameca.

Pozo. N°	Prof. en.M	Diametro de operacion y des-carga en.cm		Long.de columna en.M	N.E en.M	N.D en.M	Q l/s	T m ² /s	S
4	65.0	/	/	46.0	40.7	40.89	24	5.4*10 ⁻²	(+)
9	125.0	/	25.4	58.0	46.02	47.73	62	4.3*10 ⁻²	"
12	100.0	/	/	30.0	9.78	12.64	38	3.0*10 ⁻²	(+)
15	130.0	/	25.4	60.0	25.0	33.50	85	3.3*10 ⁻²	"
20	114.0	/	/	39.0	19.0	23.8	100	3.0*10 ⁻²	(+)
21	109.0	/	25.4	36.0	/	/	75	1.0*10 ⁻³	(+)
25	90.0	/	/	70.0	47.0	55.60	20	0.6*10 ⁻²	(+)
34	/	/	/	/	/	/	/	1.3*10 ⁻²	(+)
48	/	/	/	21.0	16.0	16.45	4.7	5.1*10 ⁻³	(+)
50	198.0	/	/	35.0	12.3	18.9	50	1.4*10 ⁻³	(+)
76	400.0	50.8	25.4	90.0	25.06	26.23	53	3.2*10 ⁻²	3.4*10 ⁻³ "
Ch.1	160.0	30.4	12.0	/	58.66	73.60	37	2.7*10 ⁻²	3.2*10 ⁻⁵ "
79	400.0	50.8	25.4	100.0	23.40	52.05	100	2.5*10 ⁻³	2.0*10 ⁻³ "
80	400.0	50.8	25.4	100.0	22.95	51.70	101	2.1*10 ⁻²	3.2*10 ⁻³ "
84	399.4	50.8	25.4	120.0	24.54	39.53	100	7.7*10 ⁻³	4.0*10 ⁻³ "
8	/	/	/	/	9.9	19.85	55	0.5*10 ⁻²	(+)
T.1	150.0	40.6	25.4	106.4	76.48	76.58	79	1.3*10 ⁻¹	1.7*10 ⁻⁵ "

N.E.-Nivel estático N.D.- Nivel dinámico Q.l/s.- gasto
T.- Transmisibilidad S.- Coeficiente de almacenamiento

(+) valores obtenidos por la CAVM en 1973.

(") valores medidos en esta investigación

Para la ubicación de los pozos vea la figura 14a

En el presente balance, el valor de Qe se supuso igual a cero pues no se contó con medios para evaluarlo.

Substituyendo esos valores se tiene:

$$6.50 \text{ m}^3/\text{s} - (7.70 \text{ m}^3/\text{s} + 0) = -1.20 \text{ m}^3/\text{s}.$$

Este resultado indica que el acuífero tiene un balance negativo de 1.20 m³/s.

En 1984, la subcuenca de Chalco tenía un déficit en su almacenamiento de 0.51 m³/s (Huizar, 1985). Para 1988, el volumen de la extracción se incrementó y el déficit aumentó a 1.20 m³/s. La sobreexplotación del acuífero se demuestra también por el descenso del nivel piezométrico observado en toda la planicie y principalmente en las zonas de extracción (Ayotla, Mixquic, y en el ramal Mixquic-Santa Catarina).

CONCLUSIONES

El estudio geológico de la planicie de Chalco apoyado en las muestras de las recientes perforaciones para agua, permitió distinguir dentro del relleno detrítico tres tipos de acuíferos. El primero es un acuitardo en la parte superior que corresponde a una antigua zona lacustre con un espesor promedio de 100 m, dentro del cual se alternan delgados horizontes acuíferos en forma de lentes. El segundo es el acuífero que tradicionalmente se ha explotado. Corresponde

a un acuífero granular libre que se vuelve semiconfinado hacia el oeste de la planicie. El tercero es el acuífero libre en las rocas volcánicas que forman el relieve meridional y occidental de la planicie.

Existe una estrecha correlación entre la dinámica del nivel del agua y la geometría de los acuíferos, y se observa que el acuitardo y el acuífero semiconfinado se comportan hidráulicamente en forma diferente. Así, mientras que el primero se comporta como un área de recarga el segundo presenta conos de abatimiento que el primero alimenta principalmente en forma lateral.

El análisis piezométrico de la planicie muestra un descenso continuo del nivel del agua, y a partir de 1984, éste descende en promedio 1 m por año.

Se simuló matemáticamente la evolución de los acuíferos de Chalco para un período de diez años. La predicción se realizó considerando que el volumen de la extracción no será mayor al de 1988. Se aprecia un notable cambio de 1988 a 1997, en que la explotación producirá un abatimiento importante en toda la zona. La simulación permitió predecir la extensión y profundidad de las áreas de abatimiento, mismas que incrementarán su superficie a través del tiempo. El modelo aplicado permitió además cartografiar la distribución de la transmisibilidad y del coeficiente de almacenamiento.

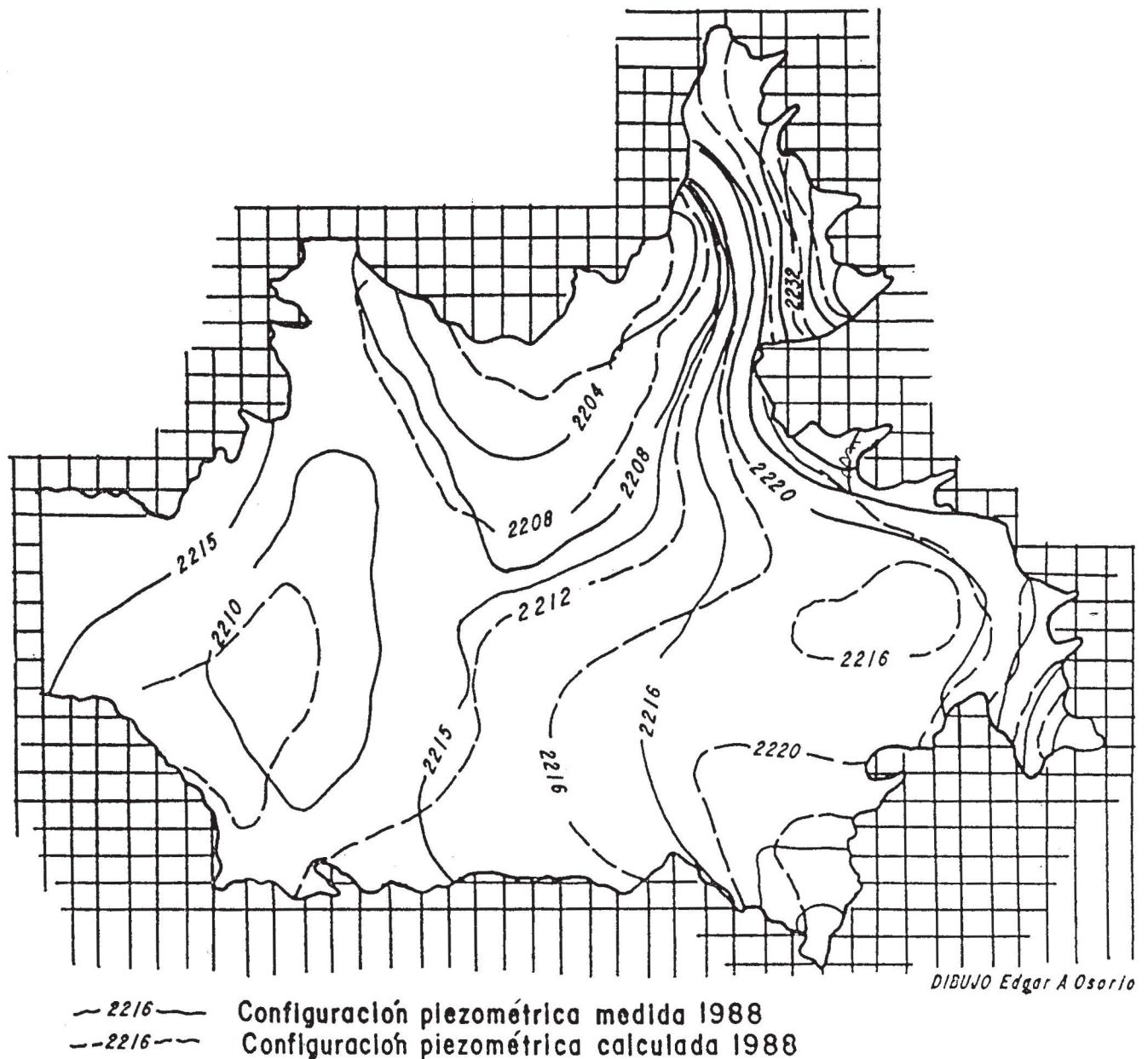


Fig. 16. Resultados de la calibración del modelo 1988.

En conclusión, es necesario incrementar el número de piezómetros. Su ubicación así como su profundidad y terminación, deben ser previamente definidas con lo cual se podrá detallar y vigilar más el acuífero en estudios posteriores.

AGRADECIMIENTOS

Quiero agradecer a las personas y dependencias oficiales que de una forma u otra hicieron posible la realización del presente trabajo.

A los Dres. P. Chauve y Jacques Mania del Laboratorio de Geología Estructural y Aplicada de la Universidad de Besançon, así como al Ing. Salvador Marín, de la UNAM, que me impulsaron al campo de la Hidrogeología.

Un gran reconocimiento a las autoridades de la Comisión de Aguas del Valle de México de la SARH; en especial a los Ings. Elías Sahab, H. D. Arcos y X. Aro, que amablemente me facilitaron información hidrogeológica del área en cuestión e hicieron posible la realización de las pruebas de bombeo, sin lo cual no hubiera sido posible llegar a los resultados obtenidos.

De igual forma a las autoridades del CEAS, y de la Dirección General de Construcción y Operación Hidráulica del DDF.

Este trabajo corresponde a una tesis doctoral realizada en la Universidad de Franche-Comté, Besançon, Francia, bajo la dirección de los Profesores Chauve, Mania y Marín Cordova de la UNAM.

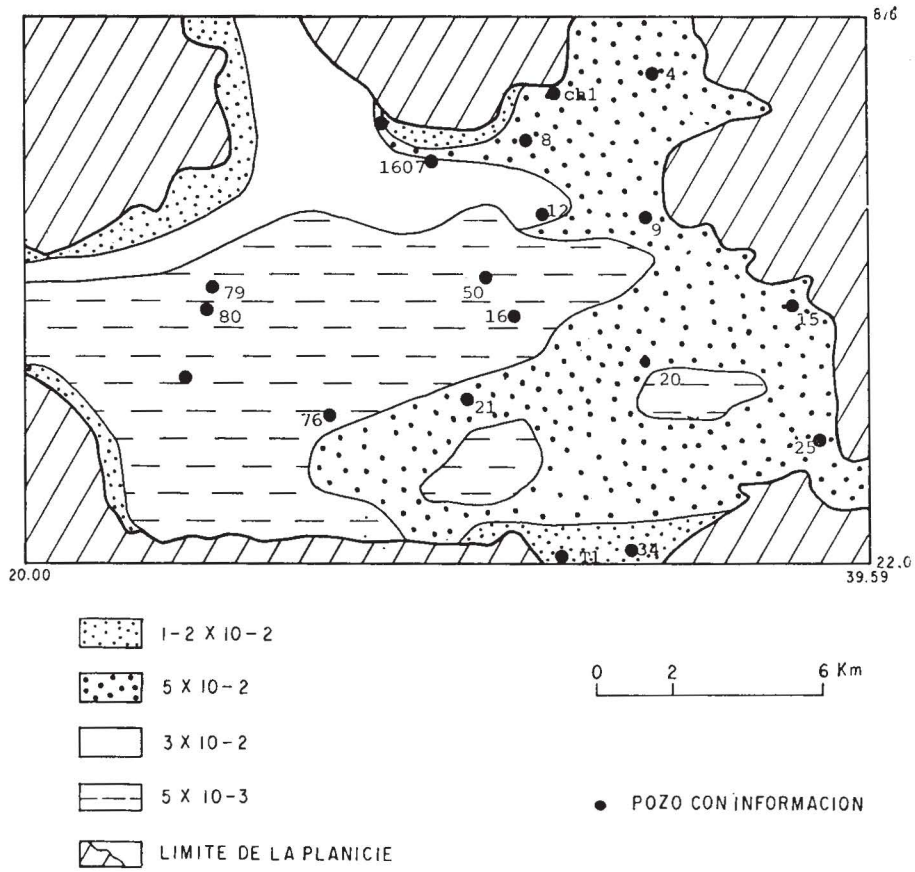


Fig. 17a. Transmisibilidad en la planicie.

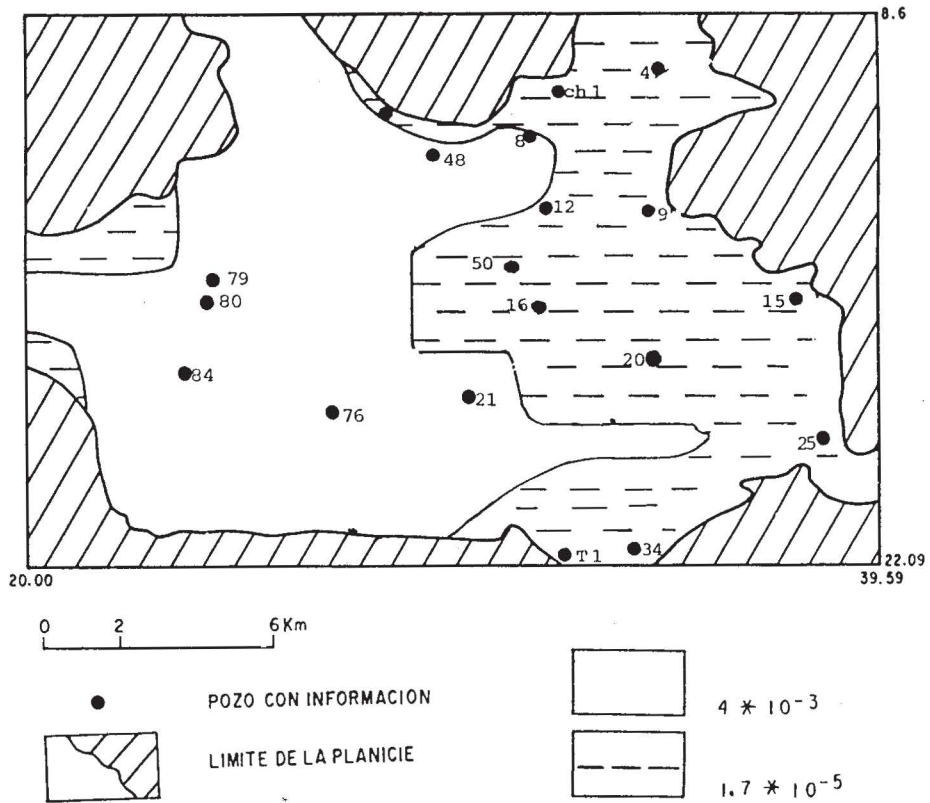


Fig. 17b. Coeficiente de almacenamiento en la planicie de Chalco.

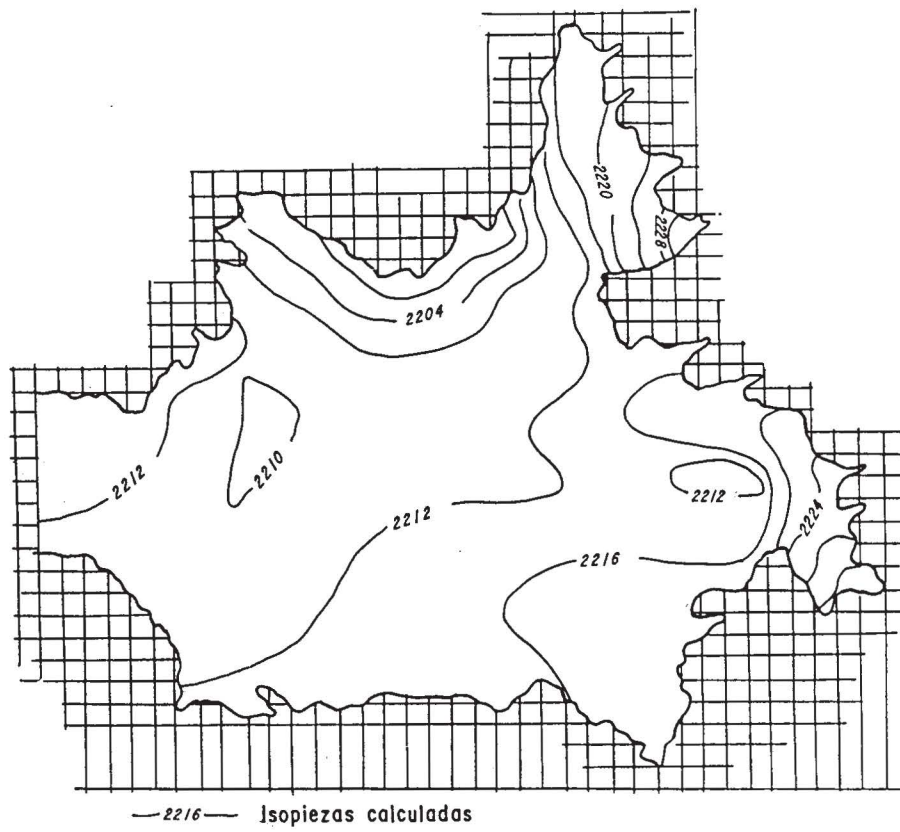


Fig. 18a. Piezometría simulada 1990.

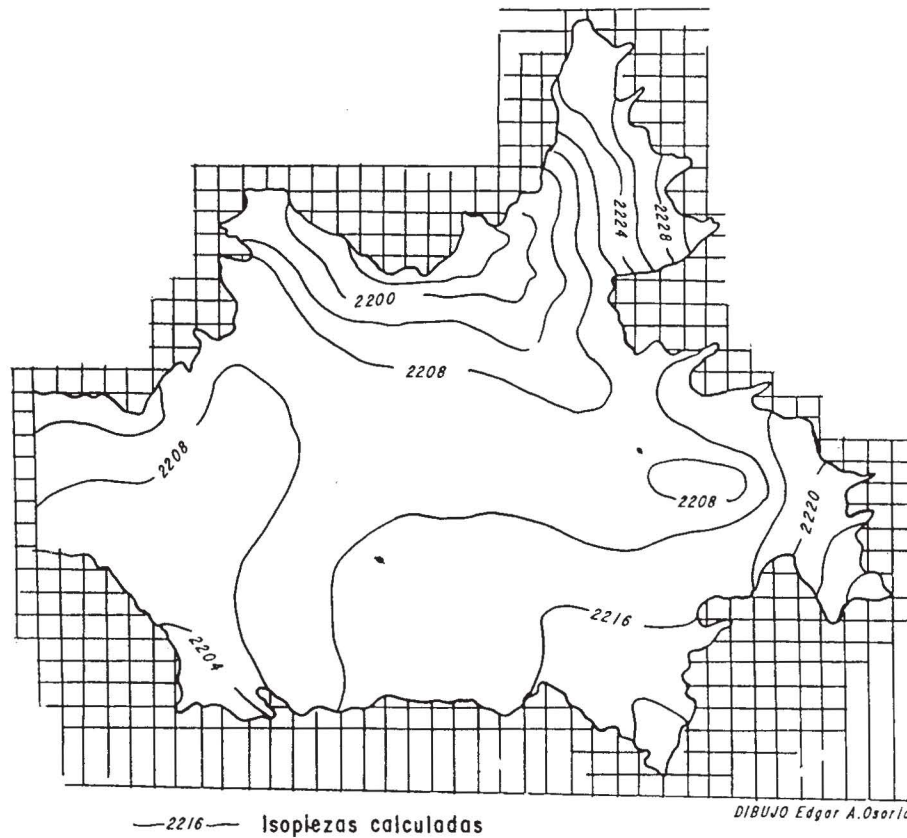


Fig. 18b. Piezometría simulada 1993.

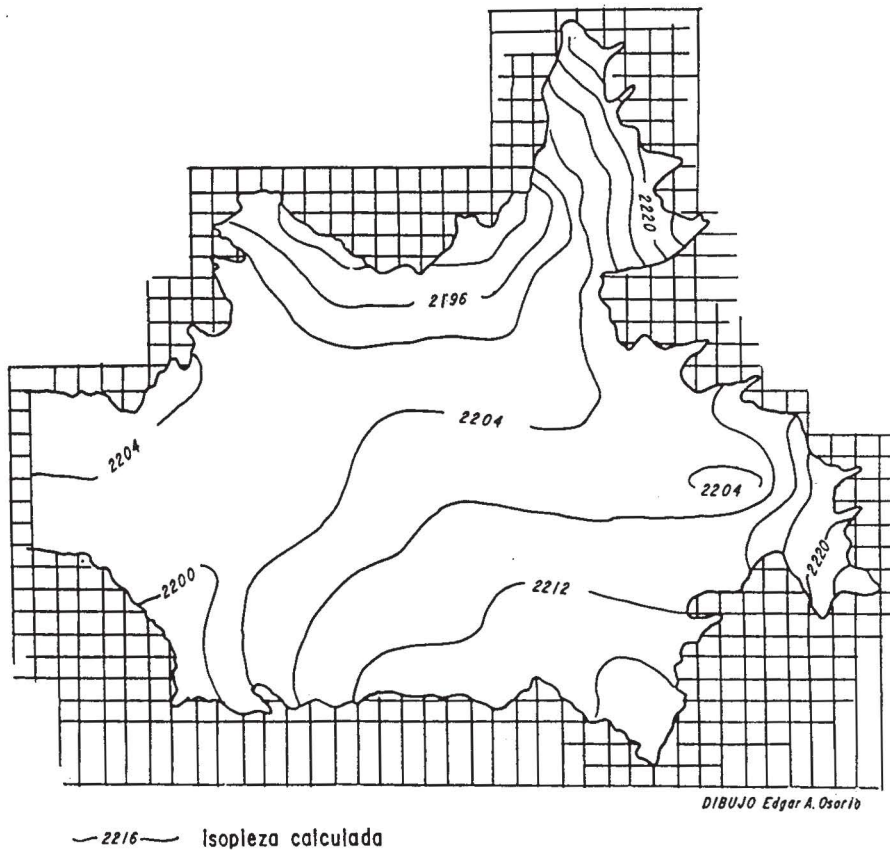


Fig. 18c. Piezometría simulada 1997

BIBLIOGRAFIA

- AGUAYO CAMARGO, J. E. y S. MARIN CORDOVA, 1987. Evolución de los rasgos morfotectónicos poscretácicos. *Bol. Soc. Geol. Mex.* 48(2), 15-37.
- APARICIO MIJARES, FCO. J., 1987. Apuntes de Hidrología de superficie. Fac. de Ing., UNAM, México.
- BRADBURY, J., 1986. Paleolimnología del Lago de Chalco, México. El medio ambiente litoral. *En: J.L. Loenzo y L. Mirambell. Tlapacoya 35 000 años de Historia del Lago de Chalco*, INAH, SEP, México, pp. 167-172.
- BONNET, M., 1982. Méthodologie des modèles de simulation en hydrogéologie : Thèse Doctorat d'Etat en Sciences. Inst. Nat. Polytech. de Lorraine. Doc. BRGM, 34, Paris, 270 p. **
- BOONSTRA J. de RIDDER, N.A., 1981. Numerical modelling of groundwater basin. ILRI, Pub. 29. International Inst. land reclamation improvement. The Netherlands, 225 p.
- BOUZELBOUDJEN, M., 1987. Hydrogéologie et bilan de la nappe d'El Amra-El Abadia par modèles mathématiques (Bassin du moyen Cheliff, Algérie). Thèse Doc. Ing. Fac. Sc., Univ. de Franche-Comté, 185 p. **
- DJEDA, F., 1987. Etude hydrogéologique et simulation par modèles mathématiques de la nappe de Khemis-Miliana. (Bassin du haut Cheliff, Algérie). Thèse Doct.Sc.de la Terre, Univ. Franche-Comté, 183 p. **
- EMSELLEM, Y., 1972. Hydrogéologie mathématique moderne. *Annales des minér.* 55-72.
- FRIES, C. Jr. 1960. Geología del Estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero región central y meridional de México *Bol. Inst. Géol. Méx.* , 60. **
- HEMILA, L. M., 1988. Hydrogéologie, modélisation et gestion des ressources en eau de la Plaine alluviale du bassin de l'Oued de la Meskiana-Hout Mellegue (Est Algérie). Thèse Doct.Sc.de la Terre, Univ. Franche-Comté, 198 p. **.
- HUIZAR, A. R., 1985. Analyse Hydrogéologique du Bassin de Chalco-Amecameca, Mexique. Mem. D.E.A. Univ. Franche-Comté, 30 p. **
- HUIZAR, A. R., 1989. Contribution à l'étude géologique et hydrogéologique de la plaine de Chalco-Amecameca et de son Bassin versant (Mexique). Thèse. Doct. Sc. de la Terre. Univ. Franche-Comté, 158 p.
- KINZELBACH, W., 1986. Groundwater modelling. An introduction with sample programs in Basic. Development in water science, 25, ed. Elsevier 331 p.

- LAMBERT, W., 1986. Descripción preliminar de los estratos de tefra de Tlapacoya. *En*: J. L. Loenzoo y L. Mirembell. Tlapacoya 35 000 años de Historia del Lago de Chalco. INAH, SEP, México, 77-100.
- LECOCQ, A., 1987. Hydrogéologie en milieu volcanique. Etude de la partie nord du plateau basaltique de Deves (Massif Central). Thèse 3ème cycle. Univ. Blaise Pascal, Clermont Ferrand II, 220 p. **
- LEDOUX, E., 1986. Modèles mathématiques en hydrogéologie. Centre d'informatique géologique. E. Nat. Mines de Paris, Fontainebleau, 120 p.
- LIDDICOAT, J. C. y R. S. COE, 1986. Paleomagnetismo en sedimentos del cuaternario en la Cuenca de México. *En*: J. L. Loenzoo y L. Mirambell. Tlapacoya 35 000 años de Historia del Lago de Chalco. INAH, SEP, México, 101-108.
- LIMBREY, S., 1986. Análisis del suelo y sedimentos. *En*: J. L. Loenzoo y L. Mirembell. Tlapacoya 35 000 años de Historia del Lago de Chalco. INAH, SEP, México, 67-76.
- MARIN CORDOVA S., *et al.*, 1985. Geología del Valle de México con fines geohidrológicos. CAVM, SARH, Est. 95-405, 236 p, 14 planos, México.
- MARIN CORDOVA S. y C. TORRES RUATA, 1990. Carta Hidrogeológica de la República Mexicana. Escala 1:4 000 000. Inst. de Geogr., UNAM.
- MARSILY, G. (de) 1978. De l'identification des systèmes hydrogéologiques. Thèse Doc. Etat. sc. nat. Univ. P. et Marie Curie, Paris VI, 213 p. Annexes. **
- MARSILY, G. de 1981. Hydrogéologie quantitative. Collection Sciences de la Terre. Ed. Masson Paris, 215 p.
- MARTIN DEL POZZO, A. L., 1980. Vulcanología de la Sierra Chichinautzin. Tesis Maestría, Fac. Ciencias, UNAM.
- MARVAL, S. A., 1964. Exploración geofísica de la zona Xochimilco, Chalco-Amecameca. Est. Esp. Comisión Hidrológica de la Cuenca del Valle de México.
- MOOSER, F., 1975. Historia geológica de la Cuenca de México : Mem. Obras. Sistema de Drenaje Prof. del Distrito Federal, México, D. F., Depto. del D. F. T. 1, 7-38.
- NIEDZIELSKI, H., 1991. Sección hidrogeológica a través del Valle de Chalco, México. *Geofís. Int.*, 30, 2, 97-106.
- NIXON G. *et al.*, 1987. K-Ar and geologic data bearing on the age and evolution of the Transmexican Volcanic Belt. *Geofís. Int.*, 26, 2, 109-158.
- OVIEDO D. L. A., 1970. El Conglomerado Texcoco y el posible origen de la Cuenca de México. *Rev. Inst. Mex. Petrol.* 2(3), 5-20.
- PRUDHOMME, P., 1967. Conception de l'emploi des modèles dans les études de nappes d'eau souterraines. Mém. Assoc. Inter. Hyd. Sc., T. 8, 418-425.
- RODRIGUEZ CASTILLO y GONZALEZ MORÁN, 1989. Comportamiento hidrodinámico del sistema acuífero de la subcuenca de Chalco, México. *Geofís. Int.*, México, 207-218.
- SCHLAEPFER, C. 1968. Resumen de la geología de la Hoja México, D.F. y Estados de México y Morelos. Inst. Geol., UNAM.

**Bibliografía consultada, no citada en el trabajo.

Rafael Huizar Alvarez
Instituto de Geología, UNAM
Cd. Universitaria
Delegación Coyoacán
04510 México, D.F. MEXICO