

# Resultados del pozo San Lorenzo Tezonco y sus implicaciones en el entendimiento de la hidrogeología regional de la cuenca de México

Eric Morales-Casique\*, Oscar A. Escolero y José L. Arce

Departamento de Geología Regional, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, 04510, México, D.F., México.

\*ericmc@geologia.unam.mx

## RESUMEN

Los resultados del pozo exploratorio San Lorenzo Tezonco con 2008 m de profundidad permiten investigar las características hidrogeológicas de las formaciones profundas en la cuenca de México. Con base en el análisis de los registros litológico y eléctrico se definen cinco unidades hidrogeológicas: a) de 0 a 70 m acuitardo compuesto por sedimentos lacustres arcillosos; b) de 70 a 500 m acuífero superior compuesto por materiales vulcanoclásticos; c) de 500 a 750 m acuífero en lavas y flujos piroclásticos (con una intercalación lacustre de 590 a 604 m); d) de 750 a 1140 m acuitardo compuesto por ignimbritas, arcillas y materiales vulcanoclásticos con resistividades eléctricas de entre 2 y 20  $\Omega\text{m}$ ; e) de 1140 a 2008 m acuífero en rocas volcánicas con intercalaciones de acuitardos de baja resistividad eléctrica (de entre 2 y 10  $\Omega\text{m}$ ) y que exhibieron poca o nula penetración del lodo de perforación inferida del registro eléctrico. Estas cinco unidades hidrogeológicas son heterogéneas en su composición y parámetros hidrogeológicos tal como se deduce del registro eléctrico. Con base en una prueba de aforo se calculó la conductividad hidráulica promedio y el almacenamiento específico promedio de la quinta unidad hidrogeológica. Puesto que únicamente se contó con muestras de recorte, la incertidumbre en el corte litológico es alta y para reducirla será necesario obtener núcleos en exploraciones futuras. Adicionalmente se analizan las características químicas e isotópicas del agua proveniente del intervalo de 1176 a 2008 m (que es la longitud ranurada en el pozo). La composición isotópica de  $\delta^{18}\text{O} = -67.3\text{‰}$  y  $\delta\text{D} = -9.44\text{‰}$  sugiere un origen por infiltración de la precipitación; la datación del agua por carbono 14 (corregida por carbono 13) resultó en  $14,237 \pm 265$  años de tiempo de residencia, mientras que la presencia de microfracturas rellenas de calcita y yeso en muestras de 1800 a 1920 m de profundidad y valores de  $\delta^{13}\text{C} = -5.8\text{‰}$  sugieren circulación a través de rocas carbonatadas, que no fueron encontradas en el pozo San Lorenzo Tezonco pero que se infiere se encuentran a mayor profundidad con base en los resultados de los pozos Mixhuca y Tulyehualco.

Palabras clave: hidrogeología, capas profundas, agua subterránea, tiempo de residencia, cuenca de México, México.

## ABSTRACT

Results from the 2008 m deep San Lorenzo Tezonco exploratory borehole allow investigating the hydrogeological characteristics of deep

formations in the basin of Mexico. Based on the analysis of the lithology and well logs five hydrogeologic units are defined: a) from 0 to 70 m aquitard composed by clay-rich lacustrine sediments; b) from 70 to 500 m upper aquifer composed by volcanoclastic materials; c) from 500 to 750 m aquifer composed by lava and pyroclastic flows (with a lacustrine layer embedded from 590 to 604 m); d) from 750 to 1140 m aquitard composed by ignimbrites, clay and volcanoclastic materials, which exhibited electric resistivity ranging from 2 to 20  $\Omega\text{m}$ ; e) from 1140 to 2008 m aquifer composed by volcanic rocks interbedded with aquitard layers of electric resistivity ranging from 2 to 10  $\Omega\text{m}$  and which exhibited almost no drilling mud invasion as shown by the electric log. These five hydrogeologic units are highly heterogeneous in their composition and their hydrogeologic parameters as inferred from the electric well log. Average hydraulic conductivity and specific storage were computed for the fifth hydrogeologic unit from a step drawdown test. Since only cuttings were available for analysis, the lithology record obtained is uncertain; to reduce this uncertainty it will be necessary to obtain cores in future explorations. In addition, the chemical and isotopic characteristics of water from 1176 to 2008 m (which is the screened length of the well) were analyzed. The isotopic composition ( $\delta^{18}\text{O} = -67.3\text{‰}$  and  $\delta\text{D} = -9.44\text{‰}$ ) suggests an origin by infiltration of precipitation. Carbon 14 dating (corrected by carbon 13) resulted in a residence time of  $14,237 \pm 265$  years. Microfractures filled with calcite and gypsum observed in cuttings from 1800 to 1920 m and values of  $\delta^{13}\text{C} = -5.8\text{‰}$  suggest deep groundwater flow through carbonated rocks, which were not found in the San Lorenzo Tezonco well but are inferred at greater depths on the basis of results from the Mixhuca and Tulyehualco wells.

Key words: hydrogeology, deep formations, groundwater residence time, basin of Mexico, Mexico.

## INTRODUCCIÓN

El suministro de agua es un aspecto crítico para el funcionamiento de la ciudad de México, el cual ejerce una presión alta sobre los recursos hídricos en la Cuenca de México y en las cuencas hidrológicas vecinas de los ríos Lerma y Cutzamala. Aproximadamente el 50% del volumen de agua que requiere la ciudad proviene del acuífero bajo la Ciudad de México y esta extracción ha ocasionado el descenso sostenido del nivel piezométrico en el acuífero (DGCOH, 1992; Carrera-Hernández y Gaskin, 2007), así como la despresurización y consolidación del acuitardo que sobreyace al acuífero, ocasionando subsidencia del

terreno (Ortega-Guerrero *et al.*, 1993, 1999; Osmanoglu *et al.*, 2011; Cabral-Cano *et al.*, 2008). Esta situación presenta retos importantes para el manejo integral de los recursos hídricos en la cuenca y para enfrentarlos se requiere entre otras cosas un mejor conocimiento del sistema hidrogeológico, entendido no solo como el acuífero en explotación sino compuesto por las diversas formaciones que componen el subsuelo y su interrelación hidrológica.

En este sentido el Gobierno de la Ciudad de México a través del Sistema de Aguas de la Ciudad de México (SACMEX) llevó a cabo la perforación del pozo San Lorenzo Tezonco ubicado en las coordenadas 19° 22' 44.27" N y 99° 5' 5.25" O y que alcanzó 2008 m de profundidad (Figura 1). El propósito de este artículo es analizar los resultados de esta perforación y discutir sus implicaciones en el entendimiento de las características geológicas e hidrogeológicas de la cuenca. Cabe señalar que esta perforación se enfocó al conocimiento del subsuelo y sus características hidrogeológicas, en contraste con perforaciones profundas anteriores cuyo objetivo final fue el conocimiento del subsuelo como apoyo para entender y modelar sus propiedades sísmicas (Pérez-Cruz, 1988).

El artículo está organizado de la siguiente manera. Primero se presenta una breve revisión de los modelos conceptuales hidrogeológicos de la cuenca de México y esto proporciona un marco conceptual para el análisis posterior. A continuación se describen algunos detalles técnicos de la perforación que proveen contexto para el análisis posterior. Los resultados se reportan en el siguiente orden: (a) la descripción litológica obtenida con base en el análisis de muestras de recorte y se discuten

las fuentes de incertidumbre en estos resultados, (b) los resultados de mediciones efectuadas durante la perforación y las pruebas hidráulicas, los registros geofísicos y su relación con la litología observada y (c) los resultados de las características químicas e isotópicas del agua extraída del tramo ranurado del pozo que es de 1176 a 2008 m de profundidad. Finalmente los resultados se analizan en el contexto del modelo conceptual hidrogeológico de la cuenca y se presentan las conclusiones.

## ANTECEDENTES HIDROGEOLÓGICOS

Esta revisión no intenta cubrir de manera exhaustiva la variedad de estudios geológicos e hidrológicos publicados sobre la cuenca de México, sino revisar algunas publicaciones seleccionadas que han propuesto modelos conceptuales hidrogeológicos a escala regional y algunos que han investigado la estratigrafía y estructura del subsuelo de la cuenca.

Las características geológicas y estratigráficas de la cuenca han sido estudiadas por varios autores, en particular por Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera (1989) y Mooser y Molina (1993). Estos autores agrupan de manera diferente los materiales geológicos presentes en la cuenca y se apoyan en estudios previos sobre las perforaciones profundas existentes y las interpretaciones geofísicas de estudios sísmicos (Pérez-Cruz, 1988). Con base en esta estratigrafía y agrupando las diversas formaciones en unidades hidrogeológicas, Ortega y Farvolden (1989) proponen un modelo hidrogeológico de cuenca cerrada para

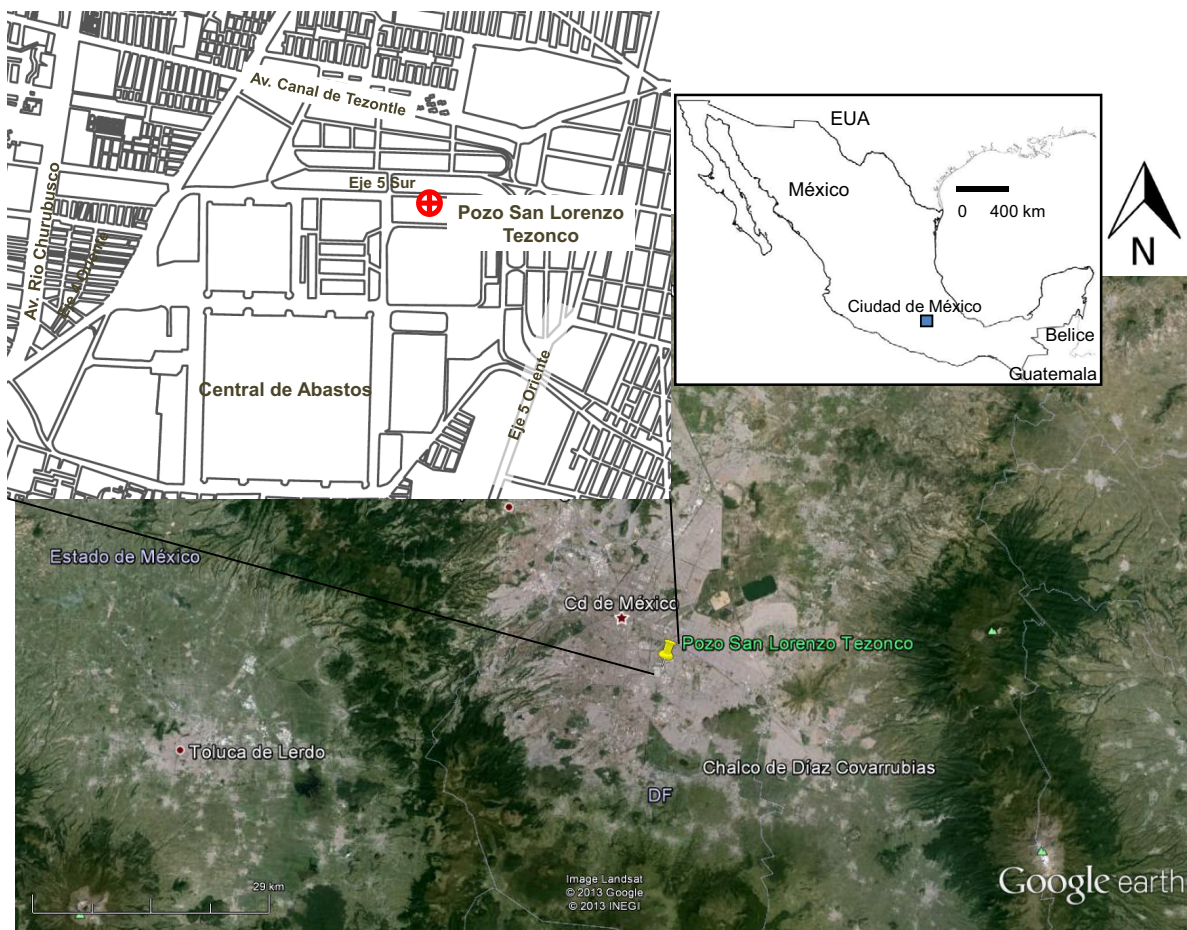


Figura 1. Ubicación del pozo San Lorenzo Tezonco.

el Valle de México. El modelo hidrogeológico de Ortega y Farvolden (1989) se basa en los conceptos de continuidad hidrológica entre las formaciones y la organización jerárquica y dinámica de la circulación del agua en sistemas de flujo (Toth, 1963, 1995). En este modelo, un parteaguas subterráneo (esto es, una frontera impermeable virtual) se desarrolla en las sierras que rodean la cuenca; el agua que recarga el sistema dentro de este parteaguas descargaba de manera natural hacia el centro de la cuenca en la forma de manantiales y humedales (Durazo y Farvolden, 1989). La ubicación del parteaguas subterráneo depende de las propiedades hidráulicas de las formaciones y la estructura del subsuelo y no necesariamente coincide con el parteaguas topográfico, sino que el parteaguas subterráneo se encuentra desplazado hacia el valle de mayor elevación, en este caso, el valle de México (Ortega y Farvolden, 1989; Morales-Casique, 1997).

Con respecto a la evolución química del agua subterránea por la interacción agua-roca, existen varios modelos que también se basan en el concepto de sistemas de flujo y que son consistentes con el modelo conceptual de cuenca cerrada de Ortega y Farvolden (1989). Cardona y Hernández (1995) proponen un modelo de evolución de las características químicas del agua subterránea en la cuenca del valle de México. Su análisis se basa en la composición química del agua subterránea proveniente de pozos de las porciones oeste y sur (desde las sierras de Las Cruces y Chichinautzin) y de la porción central de la ciudad. Los procesos identificados que afectan las características químicas del agua de los pozos son: a) mezcla de miembros extremos inducida por el bombeo, b) intercambio iónico fijando calcio y magnesio en la matriz arcillosa del acuífero y liberando sodio y potasio al agua subterránea, y c) procesos de oxidación-reducción que condicionan las concentraciones de sulfato, bicarbonato, nitrato, hierro, manganeso y posiblemente arsénico. Edmunds *et al.* (2002) analizaron la evolución geoquímica del agua subterránea a lo largo de 24 km en la dirección del flujo, desde la Sierra de las Cruces hasta el Lago de Texcoco. Usando isótopos estables concluyen que el origen del agua es por infiltración de agua de lluvia en las sierras circundantes, y su composición química evoluciona debido a la interacción agua-roca. También identifican una frontera redox que coincide con el inicio del semiconfinamiento del acuífero superior. Los trabajos de Cardona y Hernández (1995) y Edmunds *et al.* (2002) se basan en el análisis de muestras de agua obtenidas de pozos de entre 100 y 500 m de profundidad. Entre otros resultados, en este trabajo presentamos datos de la composición química del agua proveniente de profundidades de 1176 a 2008 m.

## PERFORACIÓN DEL POZO SAN LORENZO TEZONCO

El pozo San Lorenzo Tezonco (SLT) está ubicado cerca de la Central de Abastos de la Ciudad de México (Figura 1). El objetivo de esta sección es proporcionar una panorámica general del proceso de perforación y proporcionar el contexto para analizar los resultados de las secciones posteriores.

El método de perforación utilizado durante todo el proceso fue rotatorio con circulación directa utilizando lodo a base de bentonita y durante la segunda etapa (descrita en el siguiente párrafo) se utilizaron además polímeros y barita. El lodo era bombeado a través de la tubería de perforación y al ascender por el espacio anular arrastraba los recortes. Cada avance de 2 metros se tomaba una muestra del recorte utilizando un cedazo. La muestra se colectaba del canal de salida del lodo, lo más cercano posible de la perforación, era colocada en un recipiente y se añadía agua para eliminar parte del lodo de perforación dejando sedimentar el recorte; en general se añadían 40 L de agua, pero en casos donde el intervalo perforado se consideraba con alto contenido de material fino, no se agregaba agua. La muestra

obtenida se empacaba en frascos de plástico y se etiquetaba con el intervalo de profundidad correspondiente. El canal era limpiado entre los intervalos de toma de muestra para minimizar contaminación; la longitud del canal era de aproximadamente 30 metros y conectaba a 2 presas de lodos, la primera para sedimentar el material de recorte y la segunda para bombear el lodo de regreso a la perforación. Para evitar recirculación de recortes hacia la perforación, a partir de los 1000 m de profundidad el lodo con recorte se hizo circular a través de un desarenador y una máquina vibradora. En general este tipo de muestreo produce una incertidumbre alta, tanto en la composición del material geológico como en la profundidad a la que corresponde la muestra. El impacto potencial de esta fuente de incertidumbre es discutido en el análisis.

La perforación del pozo SLT fue conducida en tres etapas. Durante la primera etapa, de 0 a 500 m de profundidad, únicamente se recuperó muestra de 0 a 70 m y otra muestra aislada correspondiente a una profundidad de entre 100 y 120 m debido a que a los 72 metros ocurrió pérdida total de circulación. Al llegar a los 500 m se amplió la perforación, se corrió un registro eléctrico, posteriormente se colocó ademe ciego y finalmente el espacio anular entre el ademe y la perforación fue cementado.

La segunda etapa de perforación fue de 500 a 1140 m de profundidad. La perforación de este tramo se ejecutó en dos subetapas, la primera de 500 a 998 m y posteriormente de 998 a 1140 m. El registro eléctrico se corrió únicamente de 500 a 998 m, justo después de la primera subetapa. A los 998 m ocurrió pérdida de circulación, de modo que al continuar la perforación no se recuperó muestra de 998 a 1140 m, excepto por algunos "testigos" (material que queda adherido a la barrena). Se además con ademe ciego toda la longitud, excepto dos tramos: de 923 a 1003 m y de 1103 a 1115 m con el fin de conducir un aforo que al final no fue completado. Para evitar cualquier contaminación de muestras de agua posteriores, se cementó el tramo ranurado y se reperfirió el tapón de cemento para continuar con la tercera etapa.

La tercera etapa fue de 1140 a 2008 m. Se corrió un registro eléctrico de 1140 a 1640 m, sin profundizar más debido a que la temperatura superó los 65°C que era el límite operativo del equipo empleado. A los 1960 m ocurrió pérdida de circulación parcial. Se instaló ademe ranurado (0.168 m de diámetro, abertura de ranura de 3 mm y área abierta de 226 cm<sup>2</sup>/m) en toda la longitud, de 1176 a 2008 m, terminando el pozo sin filtro de grava debido al limitado espacio anular entre la perforación (0.25 m de diámetro) y el ademe ranurado. Se evacuó el lodo de la perforación inyectando agua desde la superficie, se desarrolló (mediante bombeo por etapas aumentando el caudal) durante 72 horas y se procedió a realizar tres aforos.

## REGISTRO LITOLÓGICO

La columna estratigráfica fue construida mediante la descripción de las muestras de canal, usando microscopio estereoscópico y analizando secciones delgadas de muestras seleccionadas mediante un microscopio petrográfico. Para poder refinar la identificación de diferentes unidades estratigráficas, también se llevaron a cabo análisis químicos de roca total y geocronología de <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar y U-Pb (Arce *et al.*, 2013). La Figura 2 muestra la columna litológica resultante para el pozo perforado; el detalle de la cronología y el análisis litológico y petrográfico se reporta en otra fuente (Arce *et al.*, 2013). Las edades en letras negritas en la Figura 2 se consideran de mayor exactitud que las edades en letra cursiva; las discrepancias en las edades pueden ser debidas a dos causas: 1) al tipo de muestreo (muestras de canal) en el que ocurre mezcla de recortes proveniente de varios niveles o 2) que la muestra con la edad joven más profunda haya sufrido "reseteo" por

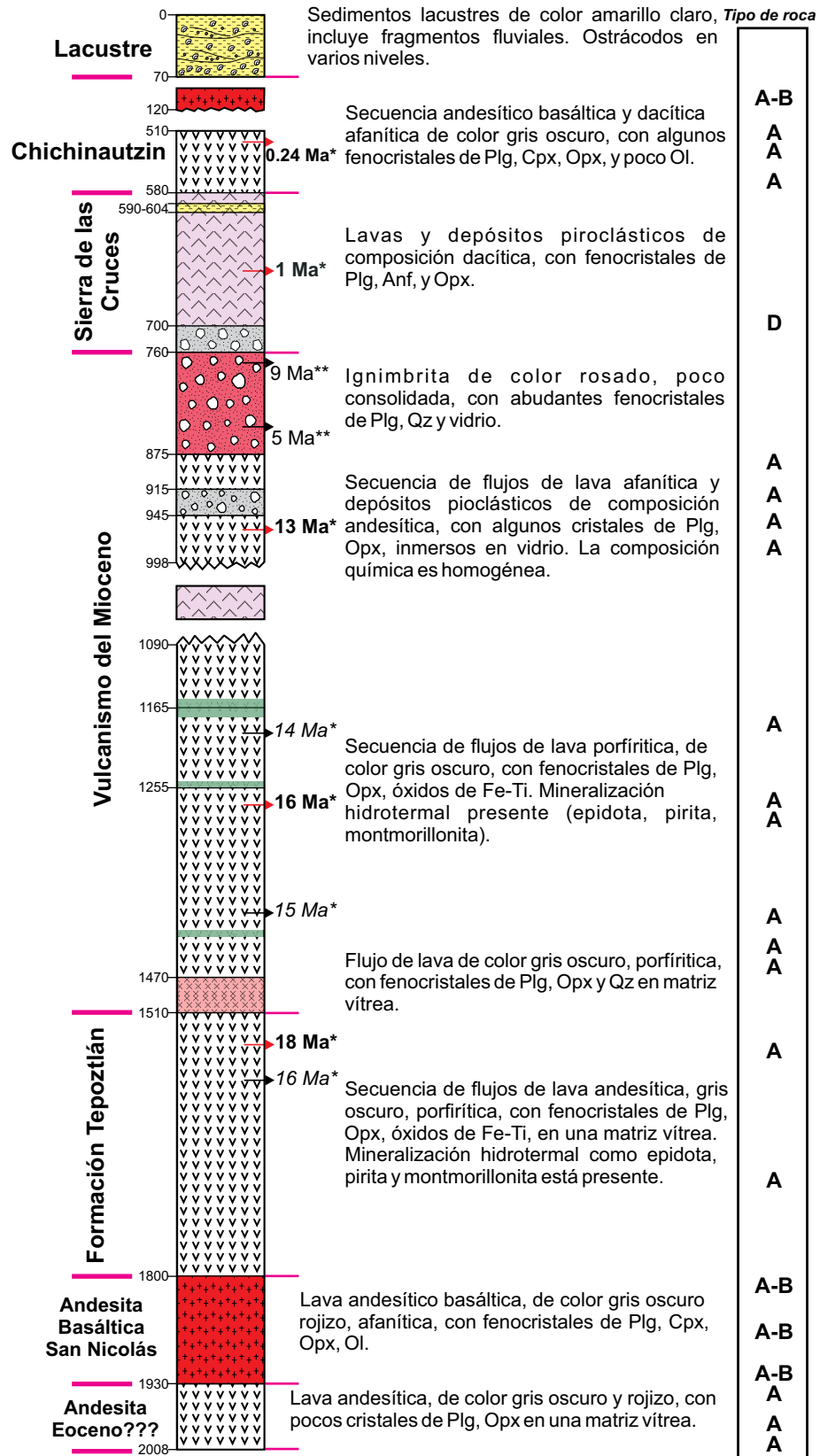


Figura 2. Corte litológico del pozo San Lorenzo Tezonco. Edades en millones de años (Ma) determinadas por los métodos de <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar y <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U en circones; las edades en negritas se consideran de mayor exactitud que aquellas en cursivas. Abreviaciones: A, andesita, D, dacita, A-B andesita basáltica (Modificado de Arce et al., 2013).

alteración (Arce *et al.*, 2013). A lo largo de los 2008 m de la perforación se identificaron dos tipos de depósitos: sedimentos lacustres no consolidados y rocas volcánicas.

En la Figura 2 se observa que los depósitos lacustres se encuentran de 0 a 70 m; están constituidos por sedimentos finos (arcillas y limos) intercalados con depósitos fluviales y a diferentes niveles se encuentran conchas de ostrácodos en diferentes proporciones. De 590 a 604 m se encuentra un horizonte parcialmente consolidado constituido por sedimentos finos de color gris claro que sugieren un ambiente lacustre. Esta unidad está separada de la unidad lacustre superior por casi 500 m de lavas andesíticas y dacíticas (Figura 2), lo que sugiere una edad mayor para esta unidad lacustre profunda. Aunque no se obtuvo una muestra adecuada para ser fechada, su edad probablemente se encuentra entre 0.24 Ma y 1 Ma que son las edades reportadas para las unidades volcánicas suprayacentes y subyacentes, respectivamente (Arce *et al.*, 2013).

Las rocas volcánicas (flujos de lava y depósitos piroclásticos) constituyen el mayor componente de la columna litológica. De 700 a 875 m se encuentran depósitos piroclásticos, en particular depósitos de flujos de bloques y ceniza, sobreyaciendo a depósitos de ignimbrita que están constituidos por varias unidades (Figura 2). Los depósitos de ignimbrita se observan alterados, son de color rosa y están compuestos de cristales de feldespato, biotita, cuarzo y vidrio, lo que corresponde a una composición riolítica. Arce *et al.* (2013) determinaron una edad de ~5 Ma con base en fechamientos por U-Pb en cristales de circonio.

Los flujos de lava tienen composición variable, desde andesita basáltica hasta riolita, con un predominio de lava andesítica. Las andesitas basálticas están presentes en dos niveles distintos, a 120 metros y entre 1800 y 1930 metros de profundidad (Figura 2), con edades contrastantes de <0.24 Ma y 18 Ma, respectivamente.

Las rocas andesíticas están presentes en varios niveles y en algunos tramos exhiben un alto grado de alteración hidrotermal, evidenciada por minerales de epidota, piritita, y montmorillonita (Figura 2). En algunas muestras de entre 1800 y 1920 m de profundidad se observaron microfracturas rellenas de calcita y yeso en los fragmentos de recorte. Esto sugiere la circulación de fluidos (probablemente hidrotermales), sobresaturados con calcita y yeso, provenientes de rocas carbonatadas y yesos que han sido reportados a mayor profundidad (Pérez-Cruz, 1988). En muestra de mano estas rocas son afaníticas, aunque bajo el microscopio se observan cristales de plagioclasa, piroxeno, anfíbol y óxidos de Fe-Ti. Las andesitas a 520 m tienen una edad de 0.24 Ma mientras que la más profunda tiene una edad >18 Ma. El espesor considerable de productos andesíticos de 875 a 1470 m en un periodo relativamente corto de tiempo (16 a 13 Ma) sugiere una intensa actividad volcánica en esta zona (Arce *et al.*, 2013).

Lavas ácidas están presentes como riolitas y en mayor proporción como dacitas (Figura 2). Las muestras de mano se caracterizan por una textura porfirítica con abundantes fenocristales de plagioclasa, anfíbol, biotita y menores cantidades de ortopiroxeno y cuarzo. Las riolitas muestran textura porfirítica y fueron clasificadas con base en la proporción de minerales de feldespato-K, cuarzo, biotita y vidrio (Arce *et al.*, 2013).

#### ANÁLISIS DEL SEGUIMIENTO DE LA PERFORACIÓN, DEL REGISTRO GEOFÍSICO Y DE LAS PRUEBAS DE AFORO

En esta sección se analizan los resultados del seguimiento de la perforación, en particular la ocurrencia de pérdidas de circulación y variaciones relativas en la viscosidad del lodo de perforación, así como los resultados del registro geofísico del pozo para correlacionarlos de manera cualitativa con la presencia de zonas permeables. La sección

cierra con el análisis de las pruebas de aforo para calcular una conductividad hidráulica promedio para la unidad hidrogeológica que se encuentra de 1140 a 2008 m de profundidad, definida más adelante en este trabajo.

#### Pérdidas de circulación y dilución del lodo de perforación

Un indicador de permeabilidad localizada es la pérdida de circulación durante la perforación. Pérdidas totales de circulación fueron registradas a profundidades de 72 a 120 m, a los 998 m (perforando de 998 a 1140 m a fondo perdido) y aproximadamente a los 1960 m (Figura 3). La pérdida de circulación en el primer intervalo (de 72 a 120 m) coincide con un derrame de basalto identificado en el corte litológico y el registro eléctrico. La segunda ocurrencia a los 998 m fue precedida por la surgencia temporal de agua a través de la columna de perforación, lo que en principio se interpretó como artesianismo brotante; sin embargo, este artesianismo no se mantuvo ni se manifestó posteriormente en el nivel estático de la perforación, lo que sugiere tres posibilidades: a) se trató de una sobrepresión en la columna de perforación, b) el estrato con sobrepresión hidráulica fue obstruido por el lodo de perforación, o c) las diferencias de carga hidráulica entre estratos fueron disipadas (promediadas) dentro de la perforación (lo que implicaría flujo entre estratos a través de la perforación). Con los datos recabados no fue posible distinguir entre estas posibilidades. En cualquier caso, la ocurrencia de pérdida total de circulación sugiere alta conductividad hidráulica probablemente por fracturamiento. La tercera zona con pérdida de circulación fue a partir de los 1960 m de

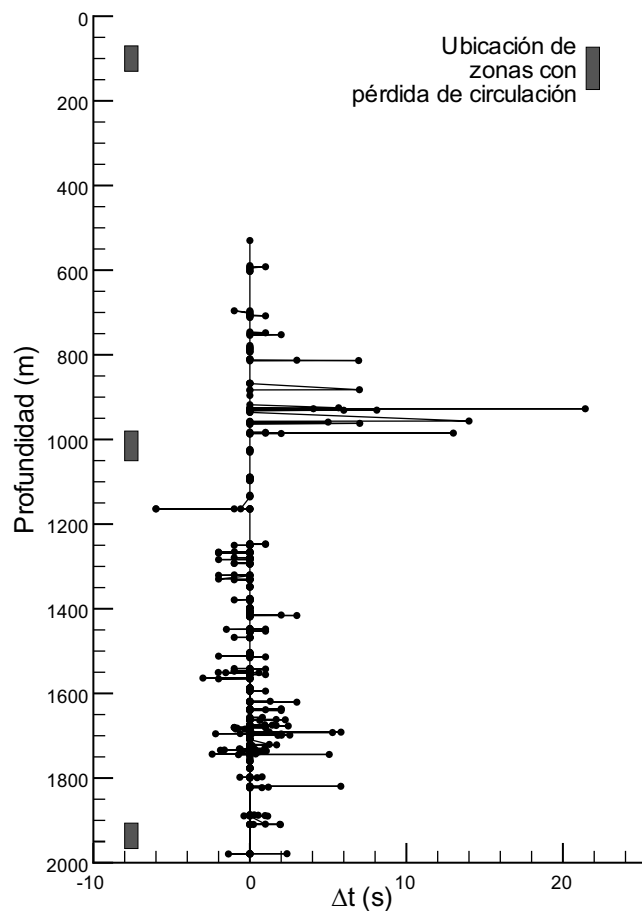


Figura 3. Pérdida de circulación total y registro de dilución de lodo de perforación (círculos). Valores negativos de  $\Delta t$  indican aporte de agua de la formación.

profundidad y sugiere fracturamiento.

Adicionalmente se puede relacionar de manera cualitativa la presencia de zonas permeables con la dilución del lodo en la perforación. Puesto que el lodo de perforación transporta el recorte perforado hacia la superficie, el caso típico es que el lodo a la salida de la perforación sea más viscoso por efecto de los sólidos que transporta. Sin embargo, si existen aportes importantes de agua de la formación hacia la perforación, el lodo será diluido y esta dilución se verá reflejada en una disminución de la viscosidad. Este aporte de agua sugerirá zonas permeables y con suficiente presión de poro para originar flujo de la formación hacia el pozo venciendo la carga hidráulica impuesta por el lodo de la perforación. Conforme la perforación avanza, el lodo invade esas zonas permeables y las impermeabiliza temporalmente (la remoción del lodo de las paredes de la formación es el objetivo de la limpieza y desarrollo del pozo), por lo que el registro continuo de los cambios de viscosidad puede ser un indicador cualitativo viable de la ubicación de zonas permeables. Con el fin de detectar dilución del lodo de perforación, durante el seguimiento de la perforación fueron registradas periódicamente la viscosidad del lodo de perforación en la fosa de lodos ( $\mu_{\text{entrada}}$ ) y justo a la salida de la perforación ( $\mu_{\text{salida}}$ ). La viscosidad se midió con un embudo Marsh y el resultado se reporta en segundos (el tiempo que tarda 1.5 litros de fluido en salir del embudo; como referencia, el agua tarda 26 segundos). Puesto que únicamente estamos interesados en cambios relativos de viscosidad, el tiempo medido en el embudo Marsh es un indicador suficiente. La Figura 3 muestra

el comportamiento de la diferencia entre los tiempos medidos para los lodos a la salida y a la entrada de la perforación  $\Delta t = t_{\text{salida}} - t_{\text{entrada}}$ . Los valores negativos de  $\Delta t$  indican dilución del lodo debido a aportes de agua de la formación. La Figura 3 muestra que existen varios intervalos donde se infieren aportaciones significativas de agua, en particular de 1250 a 1350 m, de 1450 a 1570 m y de 1680 a 1750 m.

### Registro geofísico

El registro del pozo SLT se llevó a cabo al final de cada etapa de perforación, es decir, se cuenta con tres registros que van de 0 a 500 m, de 500 a 998 m y de 1140 a 1640 m. El tercer registro alcanzó únicamente 1640 m de profundidad debido a que el equipo que se utilizó no tuvo la capacidad para registrar temperaturas mayores a 65°C. La Figura 4 muestra el registro geofísico del pozo SLT que consistió de los registros eléctricos Normal Largo (64"), Normal Corto (16"), Lateral (RL), Puntual, la resistividad del lodo de perforación, el registro de radiación gamma, el registro de potencial natural y el registro de temperatura.

A partir del registro eléctrico se puede identificar, de manera cualitativa, la presencia de zonas permeables con base en la separación de las curvas del registro de resistividad Puntual, Normal Corto y Normal Largo, que para efectos de la discusión son denotadas como P, NC y NL, respectivamente. Cabe señalar que un análisis cuantitativo requeriría registros adicionales que no están disponibles para el pozo SLT, tales como el registro de neutrón-densidad que permitiría estimar la porosidad. La identificación de zonas permeables se ilustra con el com-

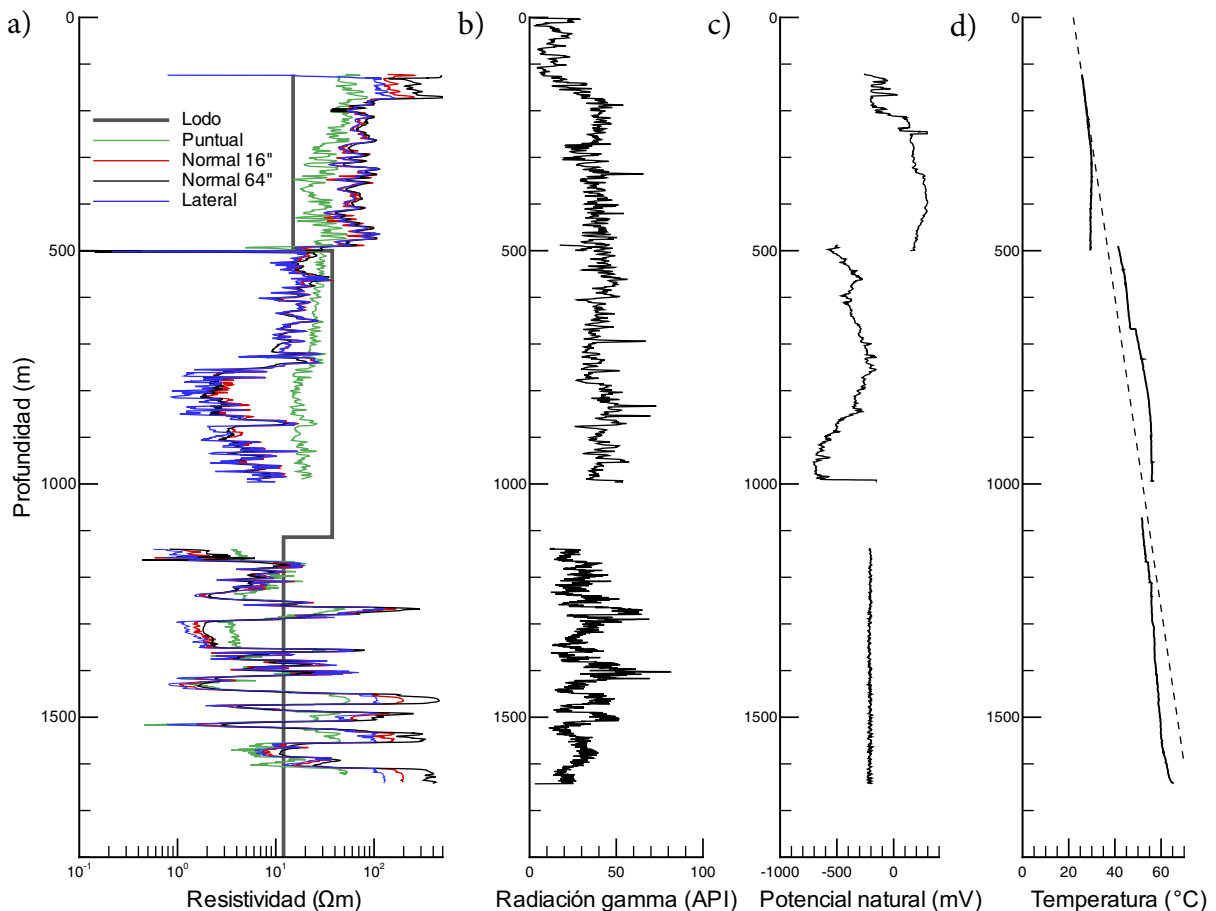


Figura 4. Registro de (a) resistividad, (b) radiación gamma, (c) potencial natural y (d) temperatura del pozo San Lorenzo Tezonco. La línea discontinua en el gráfico de temperatura corresponde al gradiente geotérmico medio de 30 °C/km.

portamiento del registro eléctrico entre 120 y 180 m de profundidad, donde se observa que la resistividad de la curva NC es intermedia entre la P y la NL (Figura 4). Esto evidencia diferentes grados de invasión del lodo de perforación en la formación y sugiere una zona permeable (que de hecho forma parte del acuífero que actualmente se explota en la Ciudad de México). Un comportamiento similar de las curvas se observa de 1260 a 1290 m, de 1440 a 1470 m, de 1490 a 1510 m, de 1520 a 1560 m y de 1600 a 1640 m de profundidad (Figura 4) y sugiere zonas con potencial significativo para el flujo de agua. En contraste, de 570 a 1000 m se observa que las curvas NC y NL registran resistividad similar, la cual es menor que la registrada por la curva P (Figura 4); esto evidencia una limitada penetración del lodo de perforación en la formación y sugiere baja permeabilidad. Una situación similar ocurre en varias zonas entre 1140 y 1640 m de profundidad (Figura 4) lo que sugiere baja permeabilidad.

El registro de radiación gamma (Figura 4) muestra valores entre 20 y 50 API en la mayor parte de la perforación. Los saltos en el registro de potencial natural (Figura 4) son debidos a que se reporta en la escala relativa de cada etapa y en particular se observa que durante la tercera etapa el sensor de potencial natural no funcionó.

Con respecto a la temperatura, el comportamiento a profundidad es consistente en términos generales con un gradiente geotérmico promedio de 30 °C/km (Figura 4). Debe recordarse que los registros geofísicos se realizaron en tres etapas al igual que la perforación, y los saltos que se observan en el registro de temperatura a los 500 y 1000 m coinciden con cada registro geofísico de pozo, por lo que probablemente son un efecto artificial por el cambio de condiciones en cada registro.

**Pruebas de aforo**

Las pruebas de aforo fueron precedidas por el desarrollo del pozo y el intervalo probado fue de 1176 a 2008 m que es la longitud del cedazo del pozo (832 m); esta longitud corresponde a la unidad hidrogeológica 5 tal como es definida más adelante en este trabajo. El desarrollo del pozo tuvo una duración de 71 horas. Concluido el desarrollo, el nivel se dejó recuperar durante 1 hora y se procedió al aforo (aforo 1) que duró 35 horas y consistió en seis etapas. Debido a la evidente limpieza del pozo, manifestada por la reducción del abatimiento para un mismo caudal al comparar el desarrollo y el aforo 1 (Figura 5), se decidió repetir el aforo conduciendo dos más, denotados como aforos 2 y 3, en los que se registró menor abatimiento para caudales similares a los del aforo 1 (Figura 5). Los caudales durante todas las pruebas fueron medidos con el método del orificio calibrado. Durante las primeras tres pruebas (desarrollo, aforos 1 y 2) se tomaron muestras de agua para su análisis fisicoquímico y se registró de manera periódica la temperatura y la conductividad eléctrica del agua en la descarga del pozo, con el fin de tener un control sobre la evacuación del agua ajena a la formación (por la limpieza) y la representatividad de las muestras de agua (Figura 6). Con el fin de obtener una conductividad hidráulica promedio de la unidad hidrogeológica 5, los datos del aforo 3 fueron analizados suponiendo un acuífero confinado con flujo radial y adicionando un término que cuantifica pérdidas de carga no lineales (Batu, 1998)

$$s = \frac{Q}{4\pi Kb} W(u) + CQ^n \tag{1}$$

$$u = \frac{S_s r_e^2}{4Kt} \tag{2}$$

donde *s* es el abatimiento (medido en relación al nivel estático en el pozo), *Q* es el caudal de extracción, *W(u)* es la función de pozo de Theis, *r<sub>e</sub>* es radio efectivo del pozo (igual al radio de la perforación porque no se instaló filtro de grava), *t* es tiempo, *b* es el espesor del acuífero, *K* es conductividad hidráulica, *S<sub>s</sub>* es almacenamiento específico, y el

coeficiente *C* y el exponente *n* dependen de las características constructivas del pozo y su vecindad y expresan las pérdidas de carga no lineales (Kawecki, 1995; Batu, 1998). Puesto que el intervalo de prueba en el pozo SLT no es homogéneo, los parámetros *K* y *S<sub>s</sub>* obtenidos de las Ecuaciones 1 y 2 son interpretados como parámetros promedio definidos como

$$\bar{K} = \frac{1}{b} \int_0^b K(z) dz \tag{3}$$

$$\bar{S}_s = \frac{1}{b} \int_0^b S_s(z) dz \tag{4}$$

donde *K(z)* y *S<sub>s</sub>(z)* son la conductividad hidráulica y el almacenamiento específico a la profundidad *z*, respectivamente.

La Ecuación 1 fue ajustada a los datos del aforo 3, es decir, a las nueve etapas simultáneamente, minimizando la diferencia entre el abatimiento observado y el abatimiento simulado mediante un procedimiento de regresión no lineal, basado en el método linealizado de Gauss-Newton (Duffield, 2007). Para estimar *S<sub>s</sub>*, en primera instancia su valor fue fijado en 1×10<sup>-6</sup> m<sup>-1</sup> y el resto de los parámetros (*C*, *n* y *K*) fueron estimados mediante regresión; posteriormente los valores estimados en la primera regresión se usaron como valores iniciales en una segunda regresión, para estimar los cuatro parámetros simultáneamente. El ajuste obtenido entre el abatimiento observado y el simulado se muestra en la Figura 7 y los valores de los parámetros estimados se reportan en la Tabla 1. Puesto que los parámetros estimados *K* y *S<sub>s</sub>* representan un promedio para la longitud total captada por el pozo de 1176 a 2008 m, en las zonas permeables evidenciadas por el registro eléctrico (Figura 4) el valor local de conductividad hidráulica, *K<sub>local</sub>* es mayor que *K*, mientras que en los estratos menos permeables *K<sub>local</sub>* < *K*. Finalmente, es interesante señalar que el término *CQ<sup>n</sup>* de la Ecuación 1 representa el abatimiento debido a las pérdidas de carga no lineales. Aproximadamente el 30% del abatimiento total es debido a pérdidas de carga no lineales cuando el caudal es de 40 L/s y rebasa el 50% del abatimiento total para caudales mayores a 70 L/s.

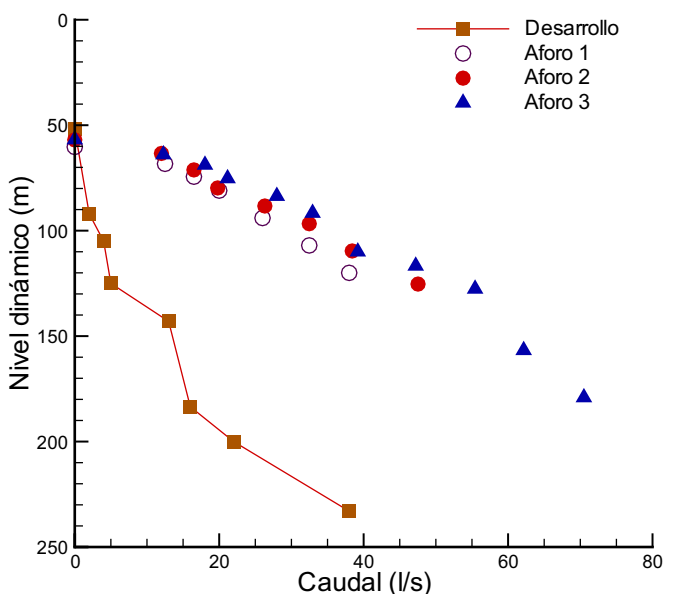


Figura 5. Caudal y nivel dinámico (medido al final de cada etapa) durante el desarrollo y los aforos.

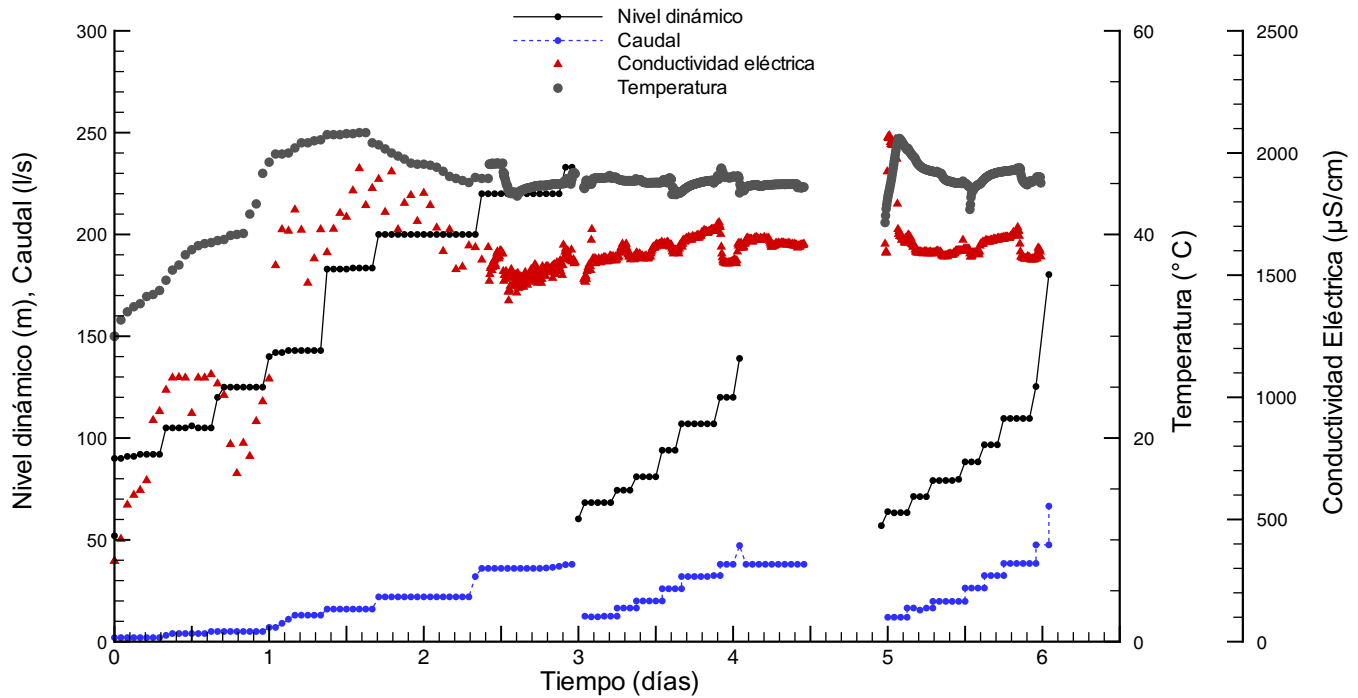


Figura 6. Datos de campo registrados durante el desarrollo y aforos 1 y 2.

### CARACTERÍSTICAS FÍSICOQUÍMICAS E ISOTÓPICAS DEL AGUA

Durante el proceso de desarrollo y los dos primeros aforos, se registraron de manera continua la temperatura y la conductividad eléctrica del agua en la descarga (Figura 6) y se tomaron muestras de agua a intervalos irregulares. Las muestras fueron colectadas directamente de la descarga del pozo; se les midió pH, temperatura y conductividad eléctrica y se mantuvieron en refrigeración. En total se colectaron 23 muestras de agua pero en este trabajo se presentan únicamente los resultados obtenidos para la última muestra al final del aforo 2, denominada muestra M; esta muestra fue colectada el 16 de enero de 2013. Un análisis hidrogeoquímico detallado se preparará una vez que todos los análisis químicos estén disponibles.

En la Figura 6 se observa que la temperatura y la conductividad eléctrica varían durante el bombeo. Probablemente estos parámetros aumentan durante el desarrollo a medida que se evacúan los restos del lodo de perforación de los diferentes estratos y éstos empiezan a aportar agua. Puesto que el aforo 1 procedió casi de inmediato al desarrollo, la temperatura y conductividad eléctrica mostraron poca

variación (Figura 6). En contraste, durante el aforo 2, después de casi 12 horas en reposo, tanto la temperatura como la conductividad eléctrica aumentan al inicio del bombeo, de 40 a casi 50°C y de 1500 a 2000 µS/cm, respectivamente, para luego disminuir y no se estabilizan del todo (Figura 6). Estas variaciones sugieren que la temperatura y la conductividad eléctrica no son uniformes en el intervalo considerado y los valores registrados a la descarga del pozo (Figura 6) son el resultado de un proceso de mezcla. El registro geofísico sugiere al menos cinco estratos entre 1140 y 1640 m de profundidad con temperaturas que

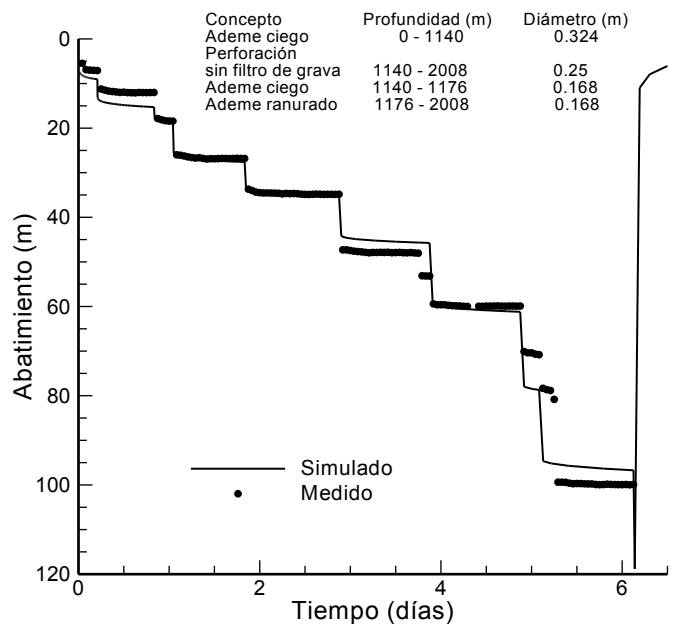


Figura 7. Simulación del aforo 3.

Tabla 1. Parámetros estimados de la prueba de aforo 3.

Parámetro	Símbolo	Valor estimado	Unidades
Coefficiente de pérdidas no lineales	$C$	$3 \times 10^{-8}$	$\text{día}^n/\text{m}^{3n-1}$
Exponente de pérdidas no lineales	$n$	2.465	Adimensional
Conductividad hidráulica promedio	$\bar{K}$	0.2	$\text{m}/\text{día}$
Almacenamiento específico promedio	$\bar{S}_s$	$4 \times 10^{-6}$	$\text{m}^{-1}$



Tabla 2. Composición química de la muestra M del pozo San Lorenzo Tezonco.

Elementos traza	Pozo San Lorenzo Tezonco	Límite máximo permitido en agua potable	
		US EPA <sup>a</sup>	S. Salud <sup>b</sup>
Concentración en µg/l			
Al	6		200
As	21.5	10	25
Ba	450	2000	700
Be	< 0.1	4	
Cd	0.08	5	5
Cr	< 0.5	100	50
Cu	2.6	1300	2000
Fe	10		300
Hg	< 0.2	2	1
Mn	167		150
Pb	0.32	15	25
Sb	0.07	6	
Se	< 0.2	50	
Tl	0.016	2	
U	1.19	30	
Zn	6		5000

Pozo San Lorenzo Tezonco

Parámetros de campo	
Conductividad eléctrica (µS/cm)	1580
Temperatura (°C)	45.4

Iones mayores (concentración en mg/L)	
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	6.1
Cl <sup>-</sup>	5.98
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	0.67
Ca <sup>2+</sup>	1.01
Mg <sup>2+</sup>	0.98
Na <sup>+</sup>	10.1
K <sup>+</sup>	0.67

<sup>a</sup> Environmental Protection Agency; <sup>b</sup> Secretaría de Salud, NOM-127-SSA1-1994.

van de 55°C a más de 65°C (Figura 4) y que posiblemente difieren en la conductividad eléctrica del agua subterránea que contienen. Por lo tanto, los datos químicos e isotópicos que aquí se presentan deben ser considerados como valores promedio correspondientes al intervalo de 1176 a 2008 m. Cabe señalar que la temperatura de la Figura 6 no es solo el resultado del proceso de mezcla sino también de la disipación de calor en casi 1 km de cámara de bombeo donde la temperatura varía en casi 20°C (Figura 4).

#### Iones mayores y elementos traza

El análisis de iones mayores fue realizado en el Laboratorio de Edafología Ambiental del Instituto de Geología, UNAM y los elementos traza fueron determinados con el método ICP-MS (Espectrometría de Masas con fuente de Plasma de Acoplamiento Inductivo) en Activation Laboratories Ltd.; los resultados se reportan en la Tabla 2. Con base en el contenido de iones disueltos, la muestra M se clasifica como del tipo Na-HCO<sub>3</sub>-Cl tal como se muestra en el diagrama radial de la Figura 8 donde se observa que predominan los iones Na, HCO<sub>3</sub> y Cl, sin que se le considere agua salina, ya que el valor de la conductividad

eléctrica fue de 1580 µS/cm. Por otro lado, en el diagrama de Piper de la Figura 9 se observa que la posición relativa de la muestra M corresponde a agua que no es de reciente infiltración, lo cual puede deberse a trayectorias de flujo largas y/o tiempo de residencia largo en el subsuelo; esto último es lo que confirma la datación por carbono 14 que se reporta más adelante.

La Tabla 2 también compara la concentración de elementos traza para la muestra M con los límites permisibles en agua potable establecidos en México (NOM-127-SSA1-1994) y los recomendados por la USEPA (Agencia de Protección Ambiental de Estados Unidos). Con respecto a lo recomendado por la USEPA todos los elementos traza, con excepción del arsénico, están dentro de los límites permisibles. Con respecto a la norma mexicana todos los elementos traza satisfacen los límites permisibles (incluido el arsénico, porque el límite permisible de la norma mexicana es mayor al establecido por la USEPA). Probablemente el arsénico proviene de la disolución de piritita (de 1100 a 1500 metros se observaron cristales de piritita y epidota) y es un factor que se deberá considerar si se extrae agua de esas profundidades.

#### Isótopos estables y datación por <sup>14</sup>C

La Tabla 3 muestra la composición isotópica de la muestra M, así como las técnicas utilizadas para su determinación en Isotech Laboratories Inc. En la Figura 10 se observa que los valores de δ<sup>18</sup>O y δD de la muestra M son consistentes con las líneas de regresión estimadas para México para agua de lluvia (Cortés *et al.*, 1997) y para agua subterránea somera (Wassenaar *et al.*, 2009). Esto sugiere un origen del agua por infiltración de la precipitación y es consistente con modelos conceptuales de flujo de agua subterránea a nivel de cuenca (Ortega y Farvolden, 1989).

El carbono inorgánico disuelto en la muestra M tiene un δ<sup>13</sup>C = -5.8‰ (Tabla 3). Las principales fuentes de carbono inorgánico en el agua subterránea son el CO<sub>2</sub> del suelo durante la infiltración y la disolución de carbonatos. El δ<sup>13</sup>C de las rocas carbonatadas típicamente se encuentra entre -1.85‰ y +0.3‰ (Muller y Mayo, 1986; Mayo *et al.*, 1992). Cuando ambas fuentes, el gas del suelo y disolución de carbonatos, contribuyen en cantidades similares al carbono inorgánico disuelto en el agua subterránea, su δ<sup>13</sup>C típicamente estará entre -10‰ a -13‰ (Mayo *et al.*, 1992). El valor obtenido para la muestra M de δ<sup>13</sup>C = -5.8‰ sugiere una contribución mayor al 50% de la disolución de carbonatos y sugiere que el agua extraída por el pozo ha estado en contacto o ha circulado a través de rocas carbonatadas. Con respecto

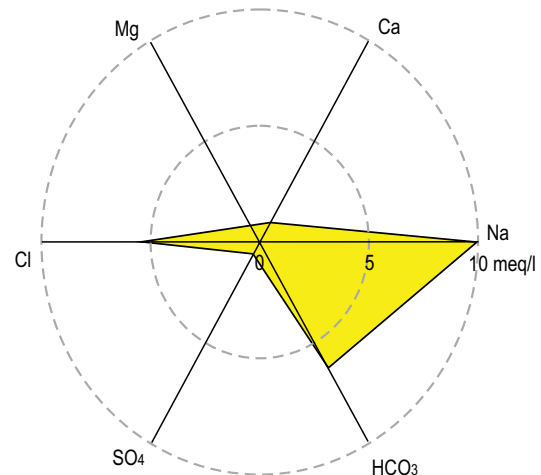


Figura 8. Diagrama radial de la composición de la muestra de agua M.

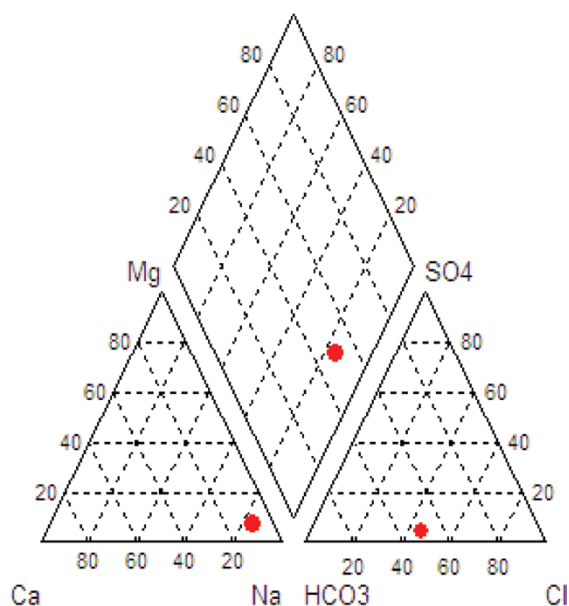


Figura 9. Diagrama de Piper donde se muestra la composición de la muestra M.

a  $\delta^{34}\text{S}$ , la muestra M tiene un valor de 11.1‰. En promedio, las evaporitas se caracterizan por un  $\delta^{34}\text{S}$  en sulfatos de 20‰, mientras que las emisiones volcánicas tienen un  $\delta^{34}\text{S}$  promedio de 5‰ (Luhr y Logan, 2002). El valor de 11.1‰ observado en la muestra M es intermedio entre estos valores y sugiere un origen combinado.

Finalmente, la edad del agua  $t$  se estimó con base en el modelo

$$t = \frac{T_c}{\log 2} \log \frac{QA_0}{A_c} \quad (5)$$

donde  $A_c$  es la actividad específica de la muestra en pMC,  $A_0$  es la actividad específica al tiempo  $t=0$ ,  $T_c = 5730 \pm 30$  años, la vida media del  $^{14}\text{C}$ , y  $Q$  es un factor de ajuste (Wigley, 1975). Para estimar la actividad inicial  $A_0$  se utilizó el modelo de Pearson y colaboradores (Fontes y Garnier, 1979) que se basa en el  $\delta^{13}\text{C}$  de la muestra; el modelo se aplicó considerando valores de 100 % de actividad del  $\text{CO}_2$  en el suelo y  $\delta^{13}\text{C}$  de -26‰ y 0.8‰ para el  $\text{CO}_2$  en el suelo y en carbonatos, valores utilizados con anterioridad para el valle de México (Edmunds *et al.*, 2002). Con estas consideraciones, la edad de la muestra M es de  $14,237 \pm 265$  años, sustancialmente más vieja que dataciones de pozos someros (entre 100 y 300 m de profundidad) donde utilizando el mismo método de Pearson y colaboradores se determinó un máximo de 6080 años (Edmunds *et al.*, 2002). La edad calculada estimando  $A_0$  mediante el método de Pearson y colaboradores toma en cuenta indirectamente la química del carbono, en términos de la mezcla de diferentes componentes pero no incluye el efecto de fraccionamiento isotópico durante las reacciones de intercambio (Fontes y Garnier, 1979) lo que podría introducir incertidumbre adicional en la edad calculada.

## DISCUSIÓN

### Unidades hidrogeológicas

Con base en el corte litológico (Figura 2) y en el registro geofísico (Figura 4) se proponen cinco unidades hidrogeológicas.

1) La primera unidad hidrogeológica se ubica de 0 a 70 m de profundidad (Figura 2) y corresponde al acuitardo compuesto por depósitos lacustres del ex lago de Texcoco.

2) La segunda unidad hidrogeológica corresponde al acuífero actualmente en explotación y se ubica de 70 a 500 m de profundidad. Esta unidad es heterogénea y agrupa materiales granulares y rocas volcánicas fracturadas (Figura 2), donde el fracturamiento es evidenciado por la pérdida de circulación a los 72 m. El registro eléctrico sugiere que se divide en dos subunidades: (a) de 70 a 180 m con resistividad del orden de 250  $\Omega\text{m}$  registrada por la curva Normal Larga y (b) de 180 a 500 m con resistividad de entre 50 y 100  $\Omega\text{m}$  (Figura 4). En el corte litológico del pozo Agrícola Oriental 2 con profundidad total de 280 m y localizado a aproximadamente 300 m del pozo SLT, se reporta un incremento en el contenido de arcilla a partir de 152 m (SACMEX, expediente no publicado) lo que explicaría la menor separación de curvas después de los 180 m y el cambio en los valores de resistividad. Esto es sustentado por el incremento en la lectura de radiación gamma entre 100 y 200 m de profundidad (Figura 4).

3) De 500 a 750 m aproximadamente se encuentra la unidad hidrogeológica tres, de origen volcánico, aunque se identificó al menos un horizonte intercalado de sedimentos lacustres (Figura 2). El registro Normal Largo registra resistividades de entre 20 y 30  $\Omega\text{m}$  (Figura 4). Se infiere que esta unidad es heterogénea y el registro eléctrico muestra menor separación entre curvas de resistividad y poca infiltración del lodo de perforación dentro de la formación, en gran parte de la unidad (Figura 4).

4) La unidad hidrogeológica cuatro, de 750 a 998 m, se compone de ignimbrita en su parte superior y secuencias de lava en su parte inferior (Figura 2). El registro Normal Largo midió resistividades entre 2 y 3  $\Omega\text{m}$  de 755 a 855 m y de entre 3 y 10  $\Omega\text{m}$  de 855 a 998 m; en general el registro eléctrico sugiere baja penetración del lodo de perforación (Figura 4). La baja resistividad registrada puede deberse a un contenido de arcilla significativo en esta unidad, sugerido por el rango de lecturas de radiación gamma de entre 45 y 65 API (Figura 4). Con base en estos indicios, esta unidad se clasifica como acuitardo de litología heterogénea y con intercalaciones de roca fracturada evidenciada por la pérdida de circulación a los 998 m (Figura 3). Aunque no existen muestras ni registro geofísico de 998 a 1140 m, la bitácora de perforación reporta material arcilloso. Por esta razón, de manera preliminar se extiende la clasificación como acuitardo de 750 a 1140 m, con una edad entre los 5 y 13 Ma (Arce *et al.*, 2013). Por la edad y la litología, es posible que esta unidad se correlacione con depósitos vulcanoclásticos, depósitos fluvio-lacustres y lavas encontrados en la cuenca de Tepeji del Río-Taxhimay, ubicada al norte de la Ciudad de México, y reportados por Aguirre-Díaz y Carranza-Castañeda (2000, 2001).

5) La quinta unidad hidrogeológica, de 1140 a 2008 m de profundidad, agrupa rocas volcánicas de edad mayor a 13 Ma (Figuras 2). Aunque el registro eléctrico alcanzó únicamente 1640 m de pro-

Tabla 3. Composición isotópica de la muestra de agua M.

Isótopo	Unidad	Resultado	Desviación estándar	Observaciones
$\delta\text{D}$	‰	-67.3		CRDS (cavity ring-down spectroscopy)
$\delta^{18}\text{O}$	‰	-9.44		CRDS
$\delta^{13}\text{C DIC}$	‰	-5.8		Analizador elemental (EA) acoplado a un IRMS (isotope ratio mass spectrometer)
$\delta^{34}\text{S SO}_4^{2-}$	‰	11.1		Analizador elemental (EA) acoplado a un IRMS
$^{14}\text{C DIC}$	pMC	4.4	0.1	AMS (accelerator mass spectrometry)

DIC: carbono inorgánico disuelto.

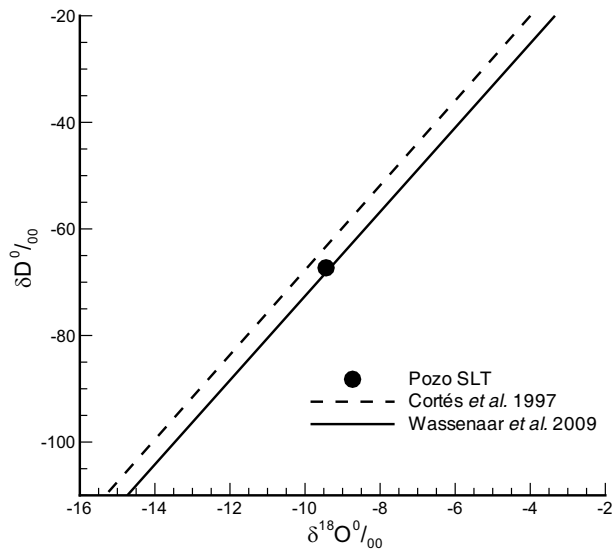


Figura 10. Gráfico de  $\delta^{18}\text{O}$  contra  $\delta\text{D}$  de la muestra de agua M del pozo San Lorenzo Tezonco, la línea meteórica de Cortés *et al.* (1997) y la línea de regresión para agua subterránea somera de Wassenaar *et al.* (2009).

fundidad, la extensión a 2008 m se propone con base en el registro litológico, el registro geofísico y en los resultados de las pruebas de aforo. El registro geofísico sugiere una unidad heterogénea, en la que alternan zonas contrastantes en conductividad hidráulica, lo que es inferido por la alternancia de zonas donde el lodo invadió la formación (evidenciada por la separación de curvas Puntual, Normal Corta y Normal Larga) y zonas donde las curvas Normal Corta y Larga registran la misma resistividad y sugiere limitada o nula penetración del lodo de perforación (Figura 4). Adicionalmente presenta zonas fracturadas como sugiere la pérdida de circulación a los 1960 m. Mediante la prueba de aforo se estimaron parámetros promedio para esta unidad de  $\bar{K} = 0.2$  m/día y  $S_s = 4 \times 10^{-6}$  m<sup>-1</sup>. En algunas zonas dentro de esta unidad se observa un incremento en la lectura de radiación gamma que coincide con resistividades bajas y poca o nula penetración del lodo de perforación, sugerida por la nula separación entre las curvas Normal Corta y Larga. Estas zonas son: (a) de 1380 a 1430 m con resistividad de entre 2 y 20  $\Omega\text{m}$  y lecturas de radiación gamma de 22 a 75 API y (b) de 1560 a 1610 m con resistividad de entre 10 y 20  $\Omega\text{m}$  y de 30 a 40 API de lectura de radiación gamma (Figura 4). Estas zonas con cerca de 50 m de espesor pudieran presentar contenidos significativos de arcilla, sin embargo, dado que el registro de potencial natural no respondió y no se cuenta con registro de neutrón-densidad, no es posible ser concluyente en este aspecto.

#### Inferencias sobre el sistema de flujo de agua subterránea

Las características químicas e isotópicas del agua proveniente del intervalo de 1176 a 2008 m (que es la longitud ranurada en el pozo) sugieren un origen de recarga pluvial sin influencia notable de evaporación (Figura 10). El tiempo de residencia de  $14,237 \pm 265$  años obtenida por carbono 14 contrasta con las edades reportadas para pozos de entre 100 y 300 m de profundidad (Edmunds *et al.*, 2002) y sugiere circulación profunda. La presencia de microfracturas rellenas de calcita y yeso entre 1800 y 1920 m de profundidad y el  $\delta^{13}\text{C} = -5.8\text{‰}$  sugieren circulación a través de rocas carbonatadas, las cuales no fueron encontradas en el pozo SLT, pero que con base en los resultados de los pozos Mixhuca y Tulyehualco se infiere que se encuentran a mayor profundidad (Arce *et al.*, 2013). Estas características son consistentes con los modelos conceptuales propuestos para la cuenca de México (Ortega

y Farvolden, 1989; Durazo y Farvolden, 1989; Cardona y Hernández, 1995; Edmunds *et al.*, 2002) y aportan información nueva sobre las características químicas e isotópicas del agua subterránea a profundidades mayores a 1000 m. Finalmente, se debe considerar que el agua extraída del pozo SLT es una mezcla de la aportada por los diferentes estratos ubicados de 1176 a 2008 m o incluso de estratos más someros y/o más profundos mediante flujo inducido por el bombeo. La variabilidad en la composición es sugerida por las variaciones en la temperatura y conductividad eléctrica observadas durante el desarrollo y los aforos (Figura 6). En este sentido, es probable que exista estratificación en el tiempo de residencia y en la composición química e isotópica y que los parámetros y concentraciones que resultan del agua extraída por el pozo probablemente estén sesgados hacia la composición del agua de los estratos que aportan mayor cantidad de agua al caudal total y que no es posible obtener a menos que se registre el flujo dentro del pozo.

Con respecto al sistema de flujo de agua subterránea, son necesarios datos de carga hidráulica espacialmente distribuidos y a diferentes profundidades para caracterizarlo, por lo que el pozo SLT proporciona el primer dato de carga hidráulica promediado en 832 m. En la Figura 5 se observa que la profundidad al nivel estático en el pozo terminado fue de 56.81 m el 31 de enero de 2013, valor similar al observado actualmente en el acuífero superior (en pozos del orden de 300 m de profundidad). El hecho de que el valor registrado en el pozo SLT sea similar al observado en pozos someros tiene dos posibles explicaciones. La primera posibilidad es que el pozo SLT se encuentre en una zona donde el sistema de flujo es predominantemente horizontal, por lo que las equipotenciales (líneas que unen puntos con igual carga hidráulica) serán predominantemente verticales y por tanto pozos someros y profundos registrarán valores similares de carga hidráulica. La segunda posibilidad es que la carga hidráulica se incremente con la profundidad pero que las diferencias (en carga hidráulica) se disipen debido a flujo entre los diferentes estratos al interior del pozo. La bitácora de perforación no reporta variaciones importantes del nivel de lodo en el pozo, por lo que la primera explicación parece la más probable. Sin embargo, se reitera que serán necesarios más datos espacialmente distribuidos para conocer el sistema de flujo a esas profundidades.

#### CONCLUSIONES

Los resultados del pozo San Lorenzo Tezonco proporcionan datos sobre las características hidrogeológicas de las formaciones profundas en la cuenca de México. Con base en el análisis del corte litológico y el registro eléctrico se ha propuesto agrupar los materiales del subsuelo en cinco unidades hidrogeológicas. Estas unidades hidrogeológicas son altamente heterogéneas en su composición y parámetros hidrogeológicos tal como se deduce del registro eléctrico, donde alternan zonas de alta permeabilidad (deducidas por la separación entre curvas de resistividad lo que indica invasión de lodo de perforación) con zonas de baja permeabilidad (nula separación entre curvas). Por tanto, la agrupación en unidades hidrogeológicas tiene un fin cualitativo. Si se deseara caracterizar las unidades mediante parámetros hidrogeológicos equivalentes, esta heterogeneidad conduciría a anisotropía. Con base en una prueba de aforo se calcularon valores promedio para la conductividad hidráulica y el almacenamiento específico de la unidad hidrogeológica 5 que el pozo SLT atravesó de 1140 a 2008 m.

Entre los 750 y 1140 m y entre 1380 y 1610 m de profundidad el registro eléctrico muestra la presencia de estratos de entre 50 y 120 m de espesor con resistividad registrada por la curva Normal Larga de entre 2 y 20  $\Omega\text{m}$  y con lecturas de radiación gamma de entre 30 y 75 API que sugieren contenido de arcilla y/o agua salobre; adicionalmente el registro eléctrico sugiere baja conductividad hidráulica inferida de la baja o

nula penetración del lodo de perforación. Es posible que estos estratos tengan un origen fluvio-lacustre y es probable que se comporten como acuitardos. De confirmarse el origen lacustre y con base en las edades reportadas por Arce *et al.* (2013) estos estratos sugieren que entre 18 y 5 Ma ocurrieron varios periodos en los que la cuenca hidrológica estuvo cerrada. Con respecto al comportamiento hidrogeológico del sistema, en el caso de explotar las capas profundas, estos estratos de baja permeabilidad retardarían el efecto del bombeo sobre los acuíferos más someros. Sin embargo, aún no hay suficiente información para evaluar este tiempo de respuesta. A futuro será necesario investigar la extensión de esos acuitardos y evaluar su permeabilidad mediante pruebas hidráulicas y/o análisis de trazadores ambientales.

Por otro lado, las características químicas e isotópicas del agua proveniente del intervalo de 1176 a 2008 m (que es la longitud ranurada en el pozo) sugieren un origen por recarga pluvial y circulación profunda a través de rocas carbonatadas con un tiempo de residencia de  $14,237 \pm 265$  años obtenido por carbono 14. Debe hacerse notar que la composición química e isotópica determinada corresponde a una mezcla del agua proveniente del intervalo ranurado con una longitud de 832 m. En esta longitud con seguridad se mezclan aguas con diferentes edades y composiciones, y la proporción de cada componente en la mezcla depende en buena medida de la conductividad hidráulica de cada estrato. Sin embargo, obtener muestras de agua a esas profundidades y que correspondan a longitudes pequeñas es aún un reto tecnológico.

Por último, ya que únicamente se contó con muestras de recorte, la incertidumbre en el corte litológico es alta y para reducirla será necesario obtener núcleos en exploraciones futuras.

## AGRADECIMIENTOS

Este proyecto fue financiado por el Sistema de Aguas de la Ciudad de México mediante el convenio 0627-10-ED-DT-1-11. En particular se agradece a los ingenieros Ramón Aguirre Díaz, Fernando A. Ávila Luna y Alejandro Escobedo por su apoyo en la realización de este trabajo y a Oscar M. Rodríguez Salas por su apoyo en las actividades de campo. La Dra. Lucy Mora apoyó en la realización de los análisis químicos. Las sugerencias de dos revisores anónimos mejoraron la presentación del manuscrito.

## REFERENCIAS

- Aguirre-Díaz, G.J., Carranza-Castañeda, O., 2000, Las grandes cuencas del Oligo-Mioceno del centro de México (resumen): *Geos*, 20(3), 301.
- Aguirre-Díaz, G.J., Carranza-Castañeda, O., 2001, Los grandes lagos del Mioceno-Plioceno contemporáneos al desarrollo del Cinturón Volcánico Mexicano (resumen), en VI Reunión Nacional de Geomorfología, Sociedad Mexicana de Geomorfología A.C.: Instituto de Geografía, UNAM, México, p. 3.
- Arce, J.L., Layer P.W., Morales-Casique E., Benowitz J.A., Rangel E., Escolero O., 2013, New constraints on the subsurface geology of the Mexico City Basin: The San Lorenzo Tezonco deep well, on the basis of  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology and whole-rock chemistry: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*: 266, 34-49.
- Batu, V., 1998, *Aquifer Hydraulics: A Comprehensive Guide to Hydrogeologic Data Analysis*: New York, John Wiley & Sons, Inc., 727 pp.
- Cabral-Cano, E., Dixon, T.H., Miralles-Wilhelm, F., Díaz-Molina, O., Sánchez-Zamora, O., Carande, R.E., 2008, Space geodetic imaging of rapid ground subsidence in Mexico City: *Bulletin of the Geological Society of America*, 120(11-12), 1556-1566.
- Cardona, A., Hernández, N., 1995, Modelo geoquímico conceptual de la evolución del agua subterránea en el Valle de México: *Ingeniería Hidráulica en México*, 10(3), 71-90.
- Carrera-Hernández, J.J., Gaskin, S.J., 2007, The Basin of Mexico aquifer system: Regional groundwater level dynamics and database development: *Hydrogeology Journal*, 15(8), 1577-1590.
- Cortés, A., Durazo, J., Farvolden, R.N., 1997, Studies of isotopic hydrology of the basin of Mexico and vicinity: annotated bibliography and interpretation: *Journal of Hydrology*, 198(1-4), 346-376.
- Dirección General de Construcción y Operación Hidráulica / Secretaría General de Obras / Departamento del Distrito Federal (DGCOPH), 1992, *Hidrología subterránea en el valle de México: Ingeniería Hidráulica en México*, Enero-Abril, 90-98.
- Duffield, G.M., 2007, *AQTESOLV for Windows Version 4.5 User's Guide*: Reston, VA, USA, HydroSOLVE, Inc.
- Durazo, J., Farvolden, R. N., 1989, The groundwater regime of the valley of Mexico from historic evidence and field observations: *Journal of Hydrology*, 112(1-2), 171-190.
- Edmunds, W.M., Carrillo-Rivera, J. J., Cardona, A., 2002, Geochemical evolution of groundwater beneath Mexico City: *Journal of Hydrology*, 258(1-4), 1-24.
- Fontes, J.C., Garnier, J.M., 1979, Determination of the initial  $^{14}\text{C}$  activity of the total dissolved carbon: A review of the existing models and a new approach: *Water Resources Research*, 15(2), 399-413.
- Kawecki, M.W., 1995, Meaningful interpretation of step-drawdown tests: *Ground Water*, 33(1), 23-32.
- Luhr, J.F., Logan, M.A., 2002, Sulfur isotope systematics of the 1982 El Chichón trachyandesite: An ion microprobe study: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66(18), 3303-3316.
- Mayo, A.L., Nielsen, P.J., Loucks, M., Brimhall, W.H., 1992, Use of solute and isotopic chemistry to identify flow patterns and factors which limit acid mine drainage in the Wasatch Range, Utah: *Ground Water*, 30(2), 243-249.
- Mooser, F., Molina, C., 1993, Nuevo modelo hidrogeológico para la cuenca de México: *Boletín del Centro de Investigación Sísmica Fundación Javier Barros Sierra*, 3(1), 1-26.
- Morales-Casique, E., 1997, Análisis numérico de flujo regional de agua subterránea: Cuenca del Río Amacuzac: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Geofísica, Tesis de Maestría en Aguas Subterráneas, 59 pp.
- Muller, A. B., Mayo, A. L., 1986, C-13 variation in limestone on an aquifer-wide scale and its effects on groundwater C-14 dating models: *Radiocarbon*, 28(3), 1041-1054.
- Ortega, A., Farvolden, R. N., 1989, Computer analysis of regional groundwater flow and boundary conditions in the Basin of Mexico: *Journal of Hydrology*, 110(3-4), 271-294.
- Ortega-Guerrero, A., Cherry, J. A., Rudolph, D. L., 1993, Large-scale aquitard consolidation near Mexico City: *Ground Water*, 31(5), 708-718.
- Ortega-Guerrero, A., Rudolph, D. L., Cherry, J. A., 1999, Analysis of long-term land subsidence near Mexico City: Field investigations and predictive modeling: *Water Resources Research*, 35(11), 3327-3341.
- Osmanoglu, B., Dixon, T.H., Wdowinski, S., Cabral-Cano, E., Jiang, Y., 2011, Mexico City subsidence observed with persistent scatterer InSAR: *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 13(1), 1-12.
- Pérez-Cruz, G. A., 1988, Estudio sismológico de reflexión del subsuelo de la ciudad de México, México, D.F.: Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, Tesis de maestría, 83 pp.
- Toth, J., 1963, A theoretical analysis of groundwater flow in small basins: *Journal of Geophysical Research*, 68(16), 4795-4812.
- Toth, J., 1995, Hydraulic continuity in large sedimentary basins: *Hydrogeology Journal*, 3(4), 4-16.
- Vazquez-Sanchez, E., Jaimes-Palomera, R., 1989, Geología de la Cuenca de México: *Geofísica Internacional*, 28(2), 133-190.
- Wassenaar, L. I., Van Wilgenburg, S. L., Larson, K., Hobson, K. A., 2009, A groundwater isoscape (delta D, delta O-18) for Mexico: *Journal of Geochemical Exploration*, 102(3), 123-136.
- Wigley, T., 1975, Carbon 14 dating of groundwater from closed and open systems: *Water Resources Research*, 11(2), 324-328.

Manuscrito recibido: Agosto 28, 2013

Manuscrito corregido recibido: Febrero 1, 2014

Manuscrito aceptado: Febrero 3, 2014