

## INDUCCIÓN DE AGUAS TERMALES PROFUNDAS A ZONAS SOMERAS, EVIDENCIAS EN EL POZO SAN IGNACIO, AGS, MÉXICO.

J Joel Carrillo-Rivera<sup>1</sup>, A Cardona<sup>2</sup> y T Hergt<sup>1</sup>

**RESUMEN** - La calidad del agua subterránea en el centro y centro-norte, en terrenos volcánicos de México, ha cambiado en las últimas décadas: El cambio ha inducido a los pozos de extracción para agua potable, la presencia de aguas con más, o con menos, mineralización, pero con mayor concentraciones de elementos traza (ie F). Los estudios apuntan que el agua involucrada tiene mayor temperatura (30 a 50°C) a la descarga, independientemente de su contenido total de sales. Perforaciones realizadas desde los 1940's extraían agua con temperatura elevada, pero las áreas con esas temperaturas han aumentado en las últimas décadas. Estudios básicos indican que el control del flujo del agua subterránea es a través de fosas tectónicas en rocas ácidas a intermedias con unos 1,500 m de espesor. No existe control de la profundidad con la temperatura, pero si se observa ésta en zonas fracturadas. Las condiciones libres del acuífero permiten la presencia de condiciones redox oxidantes que implica Fe y Mn en bajas cantidades. La geotermometría indica una temperatura mínima a profundidad de cerca de los 90°C. Las aguas están en equilibrio con la calcita, fluorita y calcedonia, aunque se presume la pérdida de algo de F en el proceso de extracción del agua.

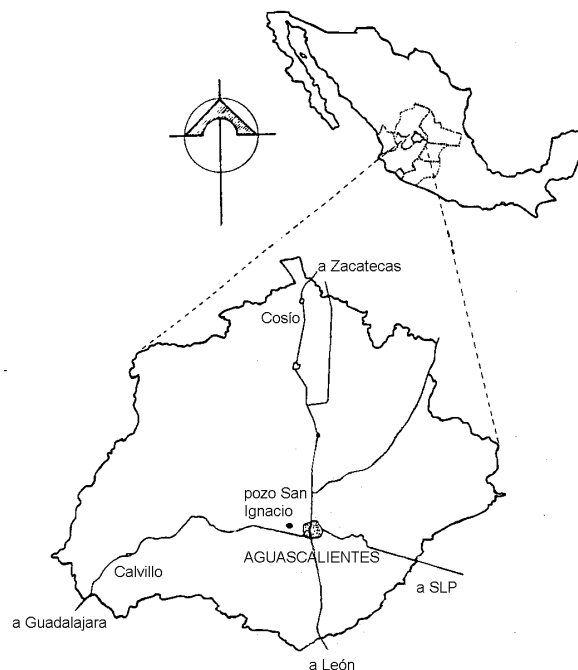
Las condiciones de flujo de agua subterránea se verifican por medio del aforo e interpretación del comportamiento del pozo San Ignacio en el cual se establece la entrada de un flujo de agua termal y se infiere la participación de otro flujo de agua fría al inicio de la prueba. Esto se interpreta como que el agua fría suprayacente sólo está disponible por pocos minutos (y en reducido volumen). Para aspectos prácticos, el agua fría estaba restringida a pocos cientos metros de espesor y la termal se infiere representaba un espesor de más de 1,000 m. Los espesores de agua fría han cambiado debido a la extracción a que el sistema local ha sido sujeto así como el abatimiento acumulativo. Esta respuesta se hace evidente del aumento de temperatura registrado en otros estudios y en las pruebas de este trabajo. Extracciones futuras incrementarán el efecto de ascenso del agua termal y sus resultados negativos en la calidad del agua extraída.

---

<sup>1</sup> 1, Instituto de Geografía, UNAM [cigaihsud@inteernet.com.mx](mailto:cigaihsud@inteernet.com.mx):

## GENERALIDADES

En los últimos años la ciudad de Aguascalientes ha incrementado su actividad industrial y paralelamente el número de habitantes que requieren servicio de agua potable en un monto estimado de  $3.5 \text{ m}^3/\text{s}$ . Es de anotar que en la franja central del restado (al centro de la cual está la ciudad) se extrae un caudal estimado de  $13.7 \text{ m}^3/\text{s}$  (para 1992). Cada día es mayor el caudal de agua subterránea que se extrae por medio de pozos (se estima  $16.8 \text{ m}^3/\text{s}$ , para 1996) para cubrir la creciente necesidad de agua. Además, se continua perforando nuevos pozos para reponer aquellos cuya vida útil ha terminado.



**Figura 1.** Localización del pozo San Ignacio

De este modo, a finales de marzo de 1998 se terminó de perforar un nuevo pozo de 550 m de profundidad, denominado pozo San Ignacio, ubicado al occidente de la ciudad de Aguascalientes (Figura 1). El diseño de su prueba de aforo fue un poco diferente a las tradicionales, ya que se deseaba observar la evolución de ciertos parámetros físicos y químicos con relación a: *i*) caudal de extracción y *ii*) tiempo de bombeo. A grandes rasgos, el aforo consistió en dos fases. En la primera el caudal de extracción se incrementó paulatinamente en cinco etapas de siete horas de duración cada una. En la segunda, el caudal disminuyó en forma paulatina en cuatro etapas de tres horas de duración cada etapa.

<sup>2</sup> 2, Posgrado, Ciencias de la Tierra, UNAM

## OBJETIVOS

Es conocido localmente que en la ciudad de Aguascalientes, una porción del agua que se extrae del subsuelo, presenta concentraciones de fluoruro (F) por arriba de la recomendada para agua potable. Sin embargo, cuando se perforan nuevos pozos con fines de abastecimiento a la población no es común se incluya en su diseño, construcción y operación criterios que conduzcan a obtener: *i*) un funcionamiento hidráulico eficiente (buena relación entre el caudal y el abatimiento) de acuerdo con las características del acuífero y *ii*) una calidad de agua adecuada para el uso al que se desea destinar.

Aunque existe cierta preocupación por un funcionamiento hidráulico, sin embargo, el criterio de calidad de agua no es normalmente tomado en cuenta, ya que no existen las metodologías o técnicas que indiquen como incluirlo en el análisis. En este respecto, algunos trabajos realizados previamente en los estados de Aguascalientes y San Luis Potosí (IGF, 1995; Cardona y Carrillo-Rivera, 1995), sugieren la posibilidad de incorporar ciertos controles químicos naturales para limitar las concentraciones del fluoruro disuelto en el agua subterránea durante el bombeo de pozos profundos.

Por esto, los principales objetivos de este trabajo incluyen: *i*) investigar la evolución hidrogeoquímica en el agua subterránea extraída durante el aforo para definir diversos flujos de agua, con especial atención al F y *ii*) definir en la medida de lo posible, reacciones y procesos químicos que condicionan dicha evolución. Se considera que la cabal comprensión de estos objetivos, permitirá definir una metodología para controlar en forma natural la calidad del agua subterránea en medios geológicos similares e implementar, posteriormente, dicha metodología en la mayor cantidad de pozos posible.

## MÉTODO

### **TOMA DE MUESTRAS DE AGUA SUBTERRÁNEA**

Con la finalidad de obtener información relativa a la evolución temporal del fluoruro en el agua subterránea, se realizó la toma de muestras de agua a intervalos predeterminados, relacionados con las diferentes etapas del aforo. Cada muestra se tomó en una botella de polietileno de 250 ml de capacidad que se colocó a 4°C tan pronto como se colectó. En forma paralela se realizó la medición de parámetros de campo en una celda de aislamiento: *i*) temperatura, *ii*) pH, *iii*) potencial de óxido-reducción (Eh), *iv*) conductividad eléctrica, CE. La celda de aislamiento (con soluciones *buffer* de pH conocido, para calibración de los aparatos a la misma temperatura del agua subterránea) limita la interacción del agua subterránea con la atmósfera, evitando en gran medida que la muestra disuelva oxígeno y libere dióxido de carbono (previo a la medición). Al

realizarse la interacción agua subterránea-atmósfera las lecturas de pH, Eh y CE no representarán las condiciones a profundidad en el acuífero.

Además de la información anterior y para investigar a detalle la química del agua subterránea, se tomaron 7 muestras para análisis químico (elementos mayores y traza). Debido a que la alcalinidad cambia rápidamente, en cada muestra se midió en campo (por duplicado), utilizando la técnica estándar de titulación con HCl a 0.02N, con alícuotas de 25 ml y fenoftaleína y verde de bromocresol como indicadores de los puntos de equivalencia. Las muestras para análisis de elementos mayores y traza, se tomaron en frascos de polietileno (prelavados en laboratorio en solución de ácido clorhídrico y agua destilada) de 1/2 litro de capacidad, con tapa y contratapa.

En un frasco de 1/2 litro se tomó la muestra sin filtrar (muestra 1). Se evitó la permanencia de burbujas en el seno del líquido. Otra muestra (muestra 2), se filtró en campo utilizando una membrana de acetato de celulosa de 0.45  $\mu\text{m}$  y se acidificó ( $\text{pH}\approx 2$ ) con ácido nítrico de alta pureza para evitar precipitación y adsorción de elementos en las paredes de la botella. Inmediatamente después de la toma, las muestras se colocaron en recipientes con hielo en su interior, manteniendo su temperatura alrededor de los 4°C durante el transporte al laboratorio. La muestra 1 y la de fluoruro se remitieron a laboratorios del Departamento de Química de la Universidad Autónoma de Aguascalientes (UAA). La muestra 2 se remitió al laboratorio de la Facultad de Ciencias Químicas de la Universidad Autónoma de San Luis Potosí (UASLP).

### ***MEDICIÓN DE ABATIMIENTOS Y CAUDAL DE EXTRACCIÓN***

Durante la prueba de aforo se registró la variación de profundidad al nivel dinámico en el pozo, con respecto al tiempo de bombeo. Las mediciones de la profundidad al nivel dinámico se realizaron, de acuerdo como lo señalan los manuales técnicos, a tiempos cortos al inicio de cada escalón de tiempo (alrededor de 15 mediciones en la primera media hora), incrementando, posteriormente, el tiempo entre mediciones. La profundidad al nivel del agua en el pozo se evaluó por medio de una sonda eléctrica calibrada, que se introdujo en un tubo colocado expresamente con este fin cuando se construyó el pozo.

El caudal de extracción se inspeccionó por medio de la técnica del orificio calibrado con tubo piezométrico. El orificio consiste de una abertura redonda en el centro de una placa circular de acero, aditamento que se coloca en la tubería de descarga. Sobre la tubería de descarga y a 0.60 cm de la placa circular, se encuentra un orificio ubicado en el plano coincidente con el diámetro horizontal de la tubería, al que se le adapta un tubo

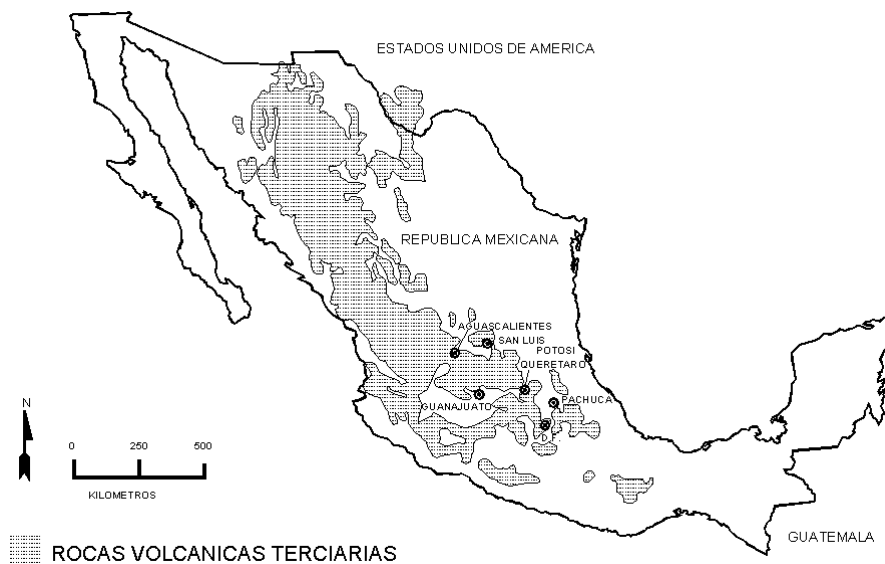
plástico que se coloca en forma vertical para que funcione como piezómetro. La fórmula utilizada para calcular del caudal de extracción es la siguiente:

$$Q = 4.43KA\sqrt{h}$$

donde Q es el caudal de extracción (m<sup>3</sup>/s), A es el área del orificio (m<sup>2</sup>) y h es la altura de agua en el piezómetro (m). El valor de K depende de la relación entre los diámetros de la tubería de descarga y del orificio.

## MARCO GEOLÓGICO Y ESTRUCTURAL

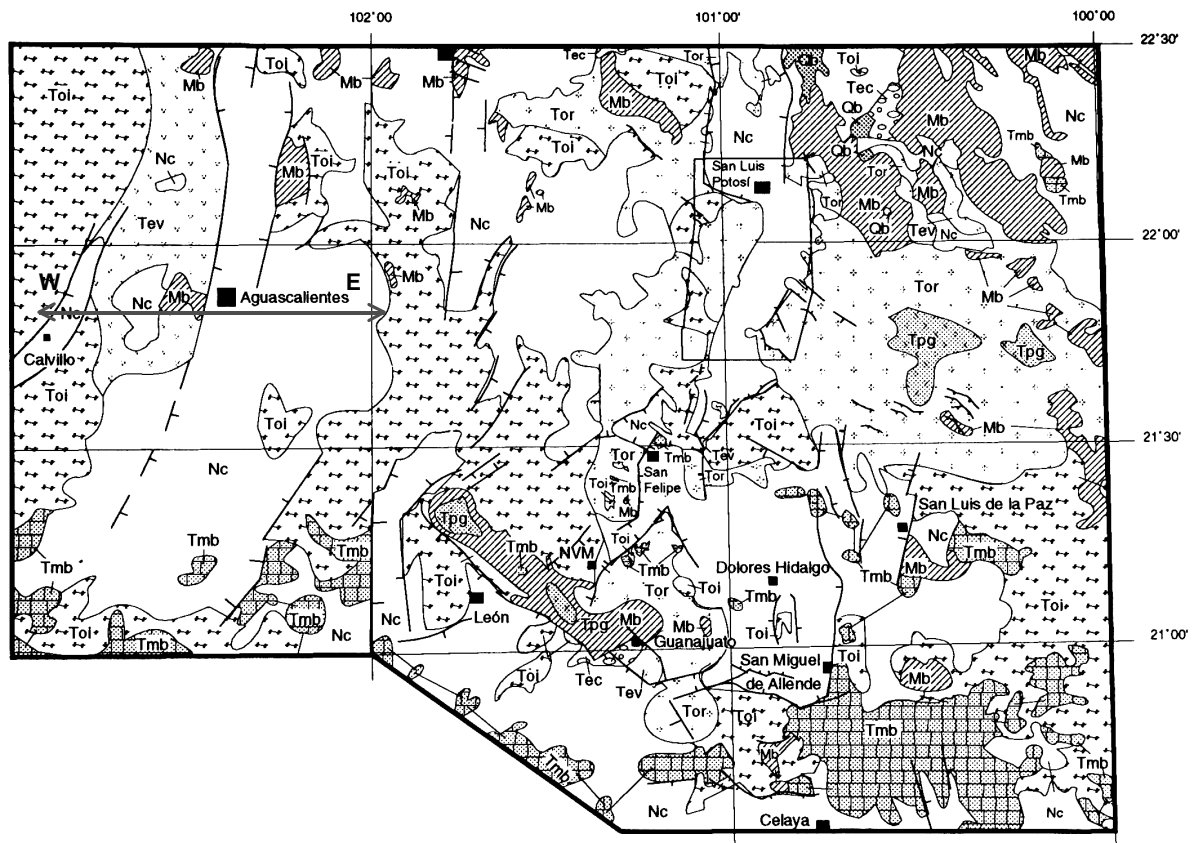
La porción central del país comprende una amplia región de las denominadas Provincias Fisiográficas de la Mesa Central y el Eje Neovolcánico, y consiste en su mayor parte de un territorio de tipo semiárido, que incluye parcialmente los siguientes estados: i) Zacatecas, ii) Aguascalientes, iii) San Luis Potosí, iv) Guanajuato, v) Querétaro, vi) Jalisco, vii) Hidalgo. Se estima que los primeros cinco estados, el funcionamiento hidrogeológico de los sistemas de flujo que se desarrollan en dichas Provincias Fisiográficas será similar, ya que comparten condiciones geológicas, estructurales, topográficas y climáticas análogas. Entre los aspectos geológicos más conspicuos de esta demarcación, destaca la distribución regional de unidades geológicas compuestas por rocas volcánicas de edad correspondiente al Terciario. En la Figura 2 se presenta la distribución de afloramientos de rocas volcánicas Terciarias en la República Mexicana, que litológicamente abarcan derrames lávicos, ignimbritas y tobas.



**Figura 2.-** Distribución de rocas volcánicas Terciarias en la República Mexicana.

Las rocas presentes en el área de interés son félsicas de textura porfirítica en una matriz vítrea (Aranda-Gómez, 1989; Nieto-Samaniego *et al.* 1996). El basamento de la cubierta Cenozoica está constituido por rocas sedimentarias denominadas informalmente

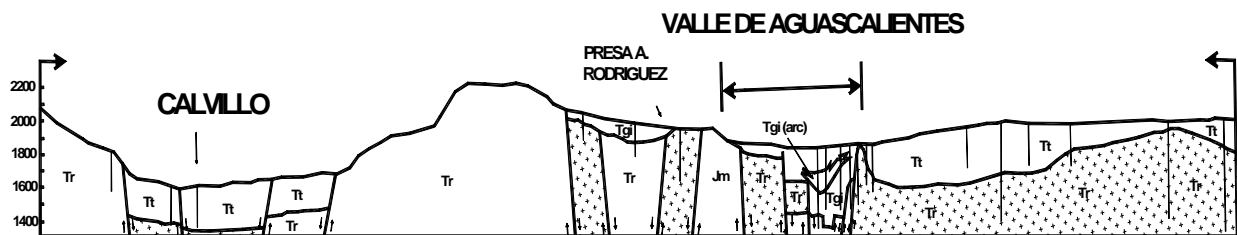
como Basamento Mesozoico, aunque en algunos lugares se detectan cuerpos intrusivos graníticos. El espesor conjunto de las rocas volcánicas Terciarias es del orden de 1,500-2,000 m. En la Figura 3 se presenta un mapa geológico de la región ente (Nieto-Samaniego *et al.* 1997), donde se constata la distribución regional de rocas volcánicas Cenozoicas.



**Figura 3.** Mapa Geológico de la región de Aguascalientes. (Qb) Basalto Cuaternario, (Nc) Sedimento continental Neogénico, (Tmb) Basalto Miocénico, (Toi) Ignimbrita Oligocénica, (Tor) Domos Riolíticos Oligocénicos, (Tev) Roca volcánica Eocénica, (Tec) Sedimento continental Eocénico, (Tpg) Granito Paleocénico, (Mb) Basamento Mesozoico. (Adaptado de Nieto-Obregón *et al.* 1997)

Adicionalmente, desde el punto de vista estructural se ha detectado la presencia de numerosas fallas que afectan la cubierta volcánica Terciaria de la Mesa Central y rocas más antiguas (Tristán-González, 1986; Labarthe-Hernández y Jiménez-López, 1991, 1992; Nieto-Samaniego *et al.* 1997). La presencia de tectonismo de tipo extensional a partir del Eoceno-Oligoceno está estrechamente relacionada con el volcanismo y ha sido documentada en varias investigaciones (Nieto-Samaniego *et al.* 1997; Aranda-Gómez *et al.* 1989; Tristán-González, 1986, entre otros). Los lineamientos mayores presentan direcciones N-S, NE-SW y NW-SE, de tal modo que dieron lugar a numerosas fosas y pilares tectónicos distribuidos a lo largo de la región. Estructuras principales como la fosas tectónicas de Aguascalientes, Villa de Reyes-SLP (NE-SW) y la del Bajío (NW-SE)

presentan hundimientos máximos del orden de 900 (Jiménez-Nava, 1993), 500 (Tristán-González, 1986) y 900 (Hernández-Laloth, 1991) m, respectivamente. Dichas fosas tectónicas están rellenas por sedimentos continentales de edad que abarca desde el Terciario medio hasta el Reciente, además de rocas volcánicas (tobas e ignimbritas principalmente), cuyo espesor conjunto generalmente es de entre 200 y 500 m (Figura 4).



### SECCION GEOLOGICA TRANSVERSAL

**Figura 4.-**(Jm) Basamento Mesozoico, (Tr) rocas volcánicas Terciarias, (Tt) Tobas y sedimentos arcillo-arenosos del Terciario, (Tgi) Terciario granular indiferenciado. Ubicación de la sección geológica en el mapa de la Figura 2.

## HIDROGEOQUÍMICA

### ANÁLISIS DE LOS RESULTADOS DE LOS ANÁLISIS QUÍMICOS

La relativa exactitud de los resultados de los análisis químicos, se evaluó con la técnica del balance iónico o condición de electroneutralidad. De esta manera, el total de cargas de aniones y cationes calculados con base en los resultados de laboratorio, debe ser igual o al menos muy similar. El total de cargas positivas y negativas se obtiene sumando los equivalentes de aniones y cationes respectivamente. El error de balance iónico se expresa por la diferencia, como un porcentaje de la suma, de acuerdo con lo siguiente:

$$\text{Error (\%)} = \left[ \frac{(\sum \text{cationes} - \sum \text{aniones})}{(\sum \text{cationes} + \sum \text{aniones})} \right] \times 100\%$$

Para los resultados de los análisis practicados en la UAA, los errores calculados con el procedimiento anterior fueron mucho mayores que los máximos permisibles. Los resultados analíticos provenientes de la UASLP están en mejor situación y aunque son un poco mayores del 5% (máximo recomendado en la literatura de acuerdo con la salinidad de las muestras), se consideran aceptables, sobre todo si se toma en cuenta que el cloruro y sulfato utilizados para el cálculo del porcentaje de error, fueron analizados por la UAA. Estos errores son sistemáticamente positivos, por lo que se infiere que los resultados de cloruro y sulfato, son un poco mayores que los valores reales.

## EVOLUCIÓN DE LOS PARÁMETROS FÍSICOS Y QUÍMICOS CON EL TIEMPO DE BOMBEO

En la Figura 5 se presenta la evolución de diversos parámetros físicos y químicos con relación al tiempo de bombeo. La temperatura del agua subterránea a la descarga del pozo, tiene una clara tendencia de incremento desde el inicio de la prueba hasta los 1,800 minutos (aproximadamente). A partir de esa posición, disminuye la tendencia de incremento aunque no desaparece por completo. En forma paralela, el litio y sodio (Figura 6) presentan una tendencia de incremento en esa primera fase del aforo para mantenerse relativamente estable en la fracción restante de la prueba. A diferencia de los anteriores el sulfato (Figura 6) inicia el comportamiento estable a los 1,260 minutos de bombeo.

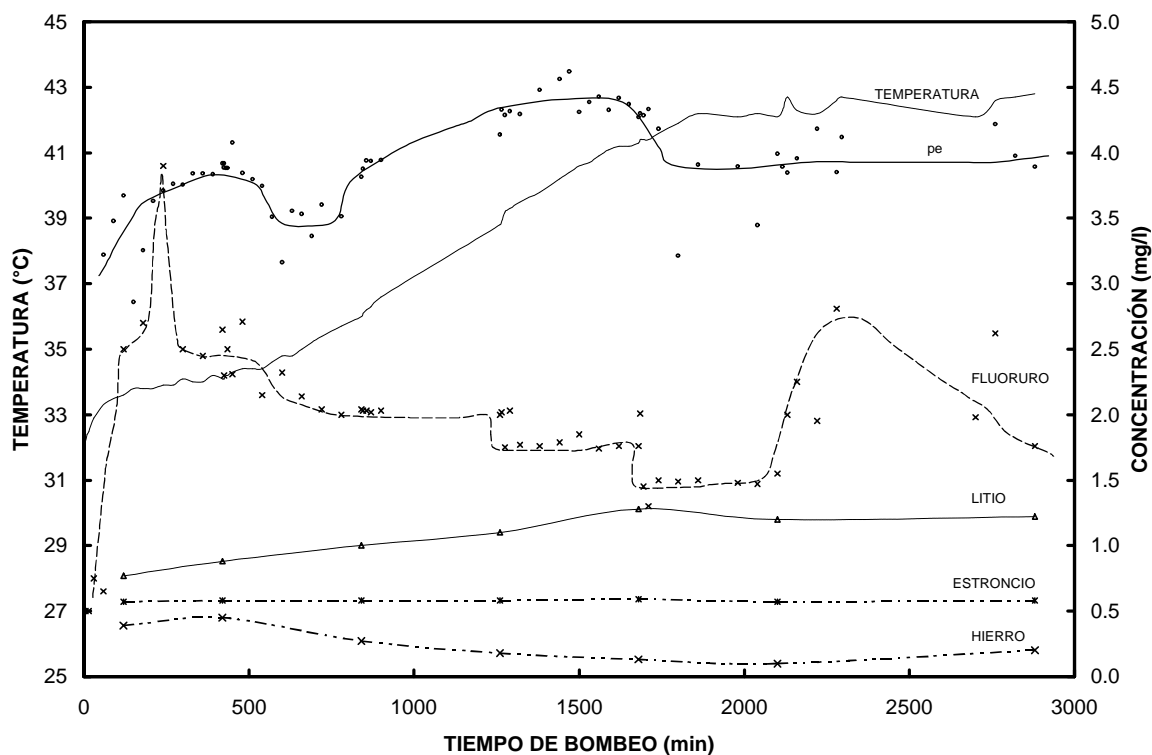
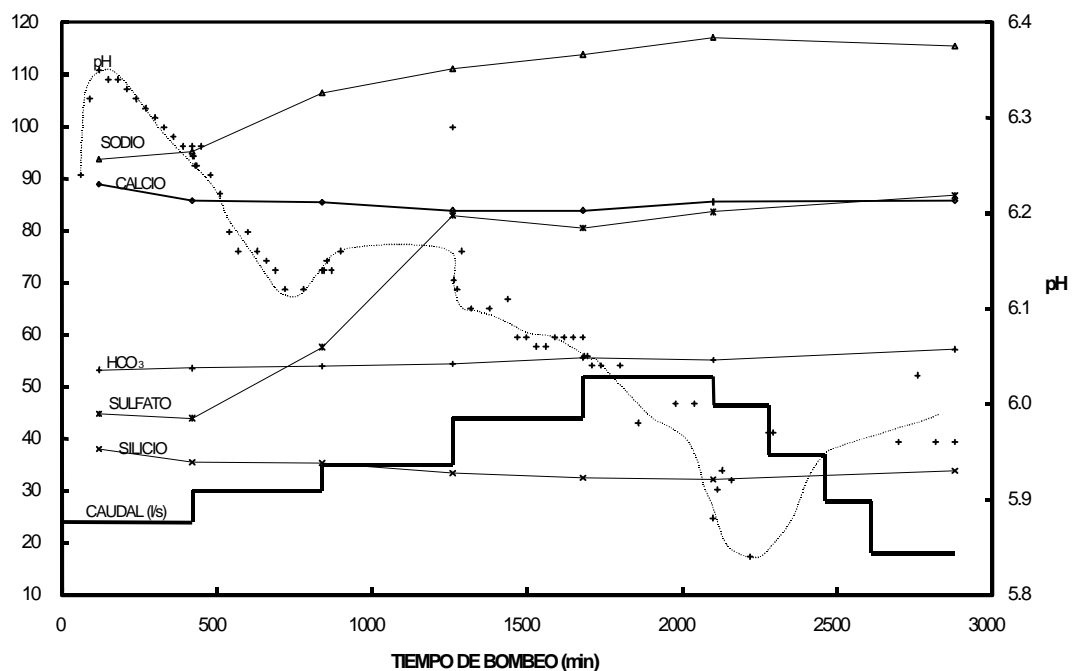


Figura 5. Evolución de parámetros con el tiempo de bombeo

El contenido de bicarbonato (Figura 6) se manifiesta con una tendencia al incremento durante toda la prueba, en contraste con el valor del pH que disminuye en forma gradual con un pequeño repunte que coincide con la segunda fase de la prueba. En discrepancia, especies como el calcio, silicio, estroncio, tienden a mantenerse en forma relativamente estable, aunque los dos primeros muestran una pequeña evolución en relación con el caudal de extracción; disminuyen cuando el caudal se incrementa y aumentan cuando la extracción se reduce.



Dos especies merecen especial atención con relación a las Normas de Calidad de Agua para uso potable. El fluoruro y el hierro registrados a lo largo de la prueba presentan algunos valores mayores a los límites máximos recomendados (1.5 y 0.3 mg/l respectivamente). De acuerdo con la gran cantidad de muestras de agua que se tomaron para determinaciones de fluoruro, se detecta una marcada relación de este ion con relación al caudal de extracción (Figura 5). En general, la concentración de fluoruro disminuyó progresivamente con relación al incremento del caudal de extracción (primera fase) y posteriormente se incrementó en la segunda fase de la prueba de aforo cuando el caudal de extracción disminuyó.



**Figura 6.** Evolución de parámetros químicos con el tiempo de bombeo

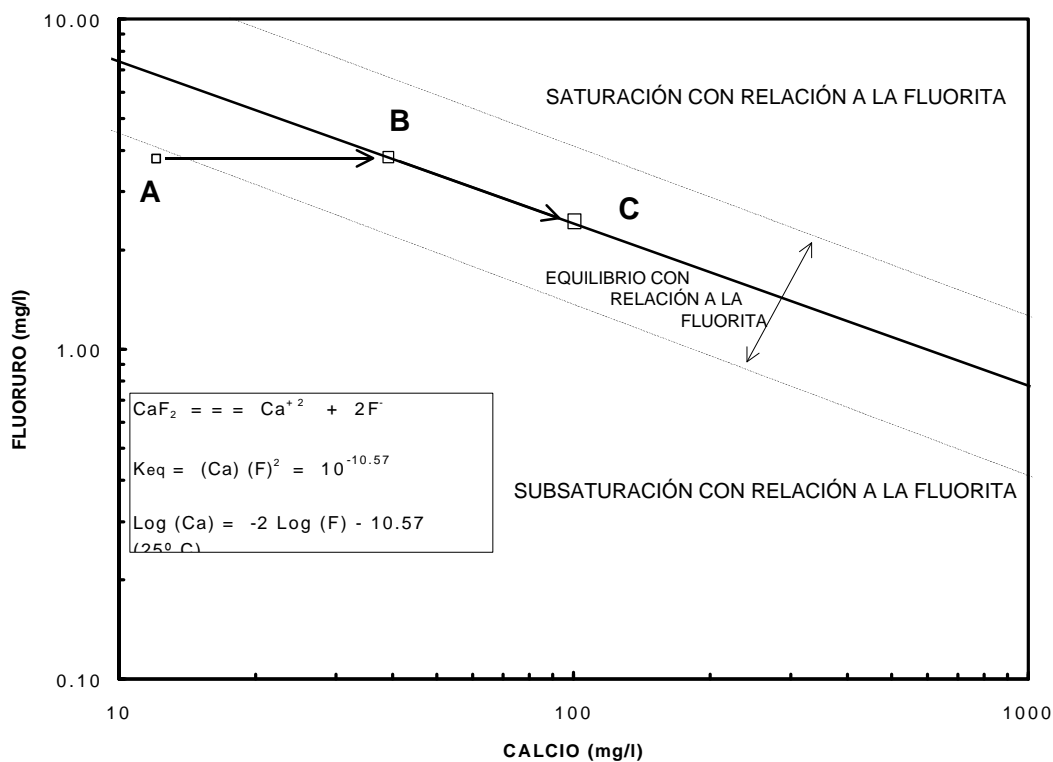
Aunque para el caso del hierro las concentraciones máximas registradas no son mucho mayores que la que establecen las Normas de Calidad del Agua, la tendencia es relativamente similar a la que presenta el fluoruro. Si sólo se consideran los resultados de los análisis químicos completos, el hierro se comporta efectivamente igual el fluoruro.

### **DEFINICIÓN DE REACCIONES Y PROCESOS QUÍMICOS**

De acuerdo con la evolución de la química del agua subterránea observada durante el aforo del pozo San Ignacio, se infiere la presencia de reacciones y procesos químicos, que se presentan debido a la acción del bombeo, modificando temporalmente la composición del agua subterránea extraída a diferentes niveles, proceso que se infiere condiciona la variación química detectada (mezcla de aguas de diferente composición).

En forma paralela se supone la presencia de controles de solubilidad que gobiernan la concentración de algunas de las especies disueltas.

Trabajos previos (IGF, 1994; IGF, 1995; Cardona, 1997) reconocen la presencia de diferentes sistemas de flujo subterráneo en el estado de Aguascalientes, cada uno con características físicas y químicas propias. Los pozos para extracción de agua tienen una gran longitud de ademe ranurado que permite la entrada de agua durante el bombeo. Esta situación facilita, en condiciones hidrogeológicas favorables, la captación de diferentes sistemas de flujo, y mezcla entre aguas de diferente composición química. De acuerdo con las dimensiones del pozo, las unidades geológicas cortadas y los mecanismos de flujo involucrados, la mezcla será en el interior del pozo, en el acuífero o en ambos.



**Figura 7.** Diagrama de estabilidad para la fluorita

Para investigar posibles controles de solubilidad con relación a diferentes fases minerales, se utilizó el modelo geoquímico de transferencia de masa PHREEQC (Parkhurst, 1995). El índice de saturación se define comparando los productos de actividad iónica (PAI) con productos de solubilidad o constantes de equilibrio ( $K_{eq}$ ) para la reacción analizada. El PAI se calcula a partir de las actividades de los iones involucrados y de las relaciones establecidas a partir de la reacción de disolución del mineral. Los índices de saturación ( $\text{LogPAI}/K_{eq}$ ) se utilizan para determinar si el agua subterránea está

en equilibrio ( $\text{LogPAI}/ K_{\text{eq}} \approx \pm 0.05 * \text{Log}K_{\text{eq}}$ ), sobresaturada ( $\text{LogPAI}/ K_{\text{eq}} > 0.05 * \text{Log}K_{\text{eq}}$ ) o subsaturada ( $\text{LogPAI}/ K_{\text{eq}} < -0.05 * \text{Log}K_{\text{eq}}$ ) con relación a determinado mineral.

Para ejemplificar como funciona un control de solubilidad, en el caso de la fluorita ( $\text{CaF}_2$ ), se presenta la Figura 7. Si a una muestra de agua que de acuerdo con su concentración se ubica en el punto A, se le adiciona calcio (por reacción con calcita por ejemplo), entonces la evolución de su composición será en dirección del punto B, donde se encontrará en equilibrio con relación a la fluorita. Si es posible una mayor disolución de calcita, se precipitará fluorita con lo que disminuirá la concentración del fluoruro disuelto (punto C). La zona de equilibrio señalada ejemplifica la región ( $\pm 0.05 \text{Log}K_{\text{eq}}$ ) donde para efectos prácticos se considera que el agua está en equilibrio con la fase en cuestión.

### **MEZCLA DE AGUAS**

De acuerdo con la evolución de la temperatura del agua extraída, litio y sodio (Figuras 5 y 6), se infiere la presencia de mezcla de aguas de al menos dos grupos extremos de características químicas diferentes. Uno de ellos, es agua termal ( $42\text{-}43^\circ\text{C}$ ) con elevado contenido de litio ( $1.28 \text{ mg/l}$ ) y sodio ( $117 \text{ mg/l}$ ), que fue caracterizado químicamente durante el aforo. Se considera que está representado por agua extraída a partir de 1,800 minutos. Su composición química (elementos mayores y traza), temperatura y pH sugiere es agua de un sistema de flujo regional, que circula por rocas volcánicas fracturadas.

Las condiciones de la prueba y los detalles de construcción del pozo, no permitieron identificar el miembro extremo restante. Sin embargo, se infiere que a diferencia del miembro extremo termal, esta componente tiene menor temperatura (del orden de  $25\text{-}28^\circ\text{C}$ ). Este miembro extremo se observa en el agua extraída durante la primera hora, pero se reconoce que está influenciada por una proporción no conocida de agua termal.

IGF (1994) reporta la composición química del pozo de agua potable San Felipe (Tabla 1) que tiene 235 metros de profundidad y que se encuentra muy cerca del entronque de la carretera a Villa Hidalgo (unos 2.5 km al occidente del pozo San Ignacio). Las características fisicoquímicas del agua extraída en el pozo San Felipe son compatibles con un sistema de flujo intermedio, por lo que en forma preliminar se considerará representa el segundo miembro extremo. Así, considerando al litio y sodio como conservativos se establecerán en forma aproximada los porcentajes de cada uno de los miembros extremos.

POZO	PROF	TEMP	C.E.	pH	Eh	pe	STD	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>-2</sup>	F <sup>-</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Ca <sup>+2</sup>	Mg <sup>+2</sup>	SiO <sub>2</sub>	Li <sup>+</sup>
San Felipe	235	25.6	610	6.99	415	7.00	427	334	11.9	29.8	1.4	57.82	16.61	60.3	12.1	57.8	0.09

**Tabla 1.** Datos del pozo San Felipe (IGF, 1994)

Para elementos conservativos en una mezcla binaria, es válida la siguiente ecuación:

$$Ax + B(1 - x) = C$$

donde A es la concentración del ion en el miembro extremo termal, B la del ion en el otro miembro extremo (agua del pozo San Felipe), C el valor en la mezcla (obtenida en el aforo) y x el porcentaje del miembro extremo A en la mezcla C.

La Tabla 2 presenta diferentes porcentajes de mezcla calculados para el sodio y litio. En general existe una adecuada aproximación en los valores calculados independientemente para cada una de las muestras, lo que otorga buena confianza a los resultados. En la muestra 1 tomada a los 120 minutos de iniciado el bombeo, el porcentaje de agua termal presente en la mezcla es del orden del 60% incrementándose paulatinamente hasta un 100% para el caudal máximo de extracción durante la prueba. Una condición importante es que la disminución del caudal de extracción (de 52.3 a 18 l/s), no ocasiona un decremento significativo en la proporción del agua termal presente en la mezcla (mezcla 7). Al parecer, una vez establecido el mecanismo de flujo de entrada del agua termal, bloquean la irrupción de la componente de agua no termal que se manifestó en la primera parte de la prueba (muestras 1, 2, 3 y 4).

## **CONTROLES DE SOLUBILIDAD**

La evolución del ion fluoruro con relación al tiempo de bombeo sugiere la presencia de un control de solubilidad con relación a algún mineral. De acuerdo con la Figura 8, el decremento de fluoruro con el tiempo de bombeo, pudiera explicarse si el agua está en equilibrio con la fluorita y el calcio se incrementa paralelamente en dichas muestras. La Figura 8 muestra que las primeras dos muestras efectivamente se encuentran en equilibrio con la fluorita, pero posteriormente el agua se torna subsaturada con esa fase. Esto sucede debido a que disminuye la concentración de fluoruro y no se incrementa el calcio disuelto. Así, el control de solubilidad señalado no explica satisfactoriamente la evolución observada en el ion fluoruro. El índice de saturación de las muestras con la calcita presenta un comportamiento paralelo a aquel calculado para la fluorita. Esto indica

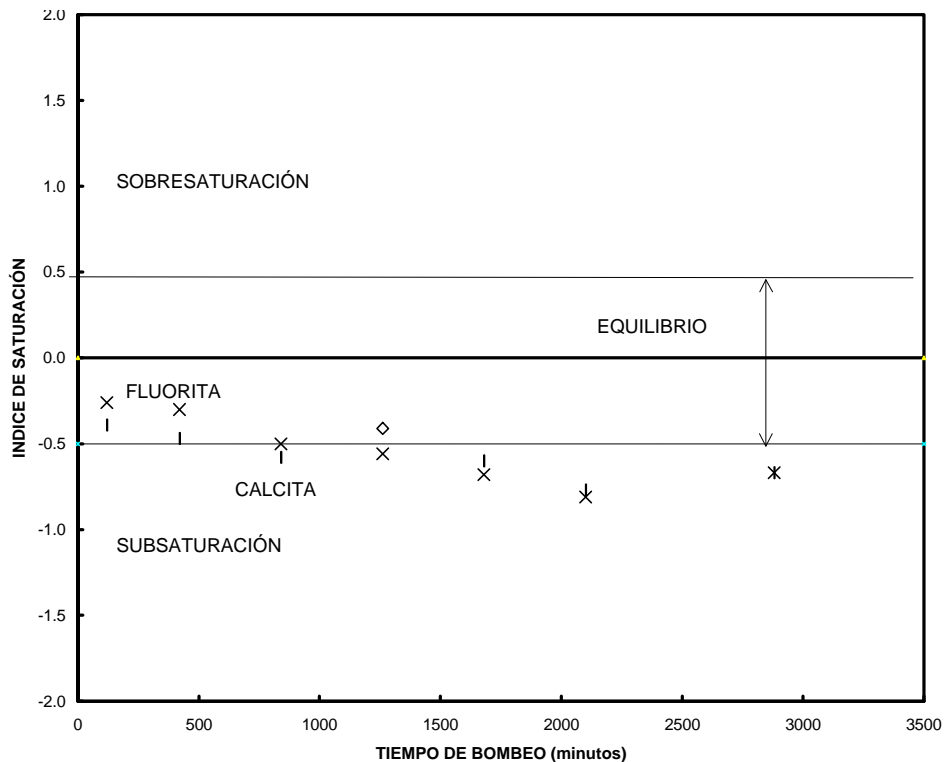
que en las muestras subsaturadas con la fluorita la concentración de calcio no está limitada por la solubilidad de la calcita.

<b>Sodio</b>					<b>Litio</b>				
<b>A (termal)</b>	<b>B(no termal)</b>	<b>C (mezcla)</b>	<b>% A</b>	<b>%B</b>	<b>A (termal)</b>	<b>B(no termal)</b>	<b>C (mezcla)</b>	<b>% A</b>	<b>%B</b>
117.00	57.82	93.70	60.63	39.37	1.28	0.09	0.77	57.14	42.86
117.00	57.82	95.10	62.99	37.01	1.28	0.09	0.88	66.39	33.61
117.00	57.82	106.45	82.17	17.83	1.28	0.09	1.00	76.47	23.53
117.00	57.82	111.00	89.86	10.14	1.28	0.09	1.10	84.87	15.13
117.00	57.82	113.80	94.59	5.41	1.28	0.09	1.28	100.00	0.00
117.00	57.82	117.00	100.00	0.00	1.28	0.09	1.20	93.28	6.72
117.00	57.82	115.40	97.30	2.70	1.28	0.09	1.22	94.96	5.04

**Tabla 2.** Porcentajes de mezcla para cada miembro extremo

Otro mineral que potencialmente pudiera funcionar como un control de la concentración de fluoruro en el agua es el fluorapatito ( $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{F}$ ). Sin embargo, no es posible calcular el índice de saturación con relación a este mineral, ya que no se dispone de la concentración de  $\text{PO}_4$  disuelto. De acuerdo con los resultados de la aplicación del modelo PHREEQC se estima que la influencia de los complejos que incluyen fluoruro es mínima, ya que la mayor parte del fluoruro presente se encuentra como especie libre. Así, la información disponible no permite identificar plenamente las reacciones que controlan la evolución del fluoruro en la prueba.

En relación con la evolución de la concentración de hierro, los resultados del modelo PHREEQC indican que están en equilibrio o sobresaturadas con las fases que contienen hierro más comunes en ambientes oxidantes de baja presión y temperatura, como son la maghemita ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ), goetita ( $\text{FeOOH}$ ), hidróxidos de hierro amorfos  $\text{Fe}_3(\text{OH})_8$ . Existe una suave tendencia al aumento del parámetro *pe* que sugiere que las condiciones se tornan ligeramente más oxidantes al final de la prueba, por lo que se infiere prevalece el control de solubilidad con respecto a óxidos e hidróxidos de hierro. El control de solubilidad con relación al carbonato hierro (siderita) no se considera factible, pues los índices señalan subsaturación con relación a este mineral.



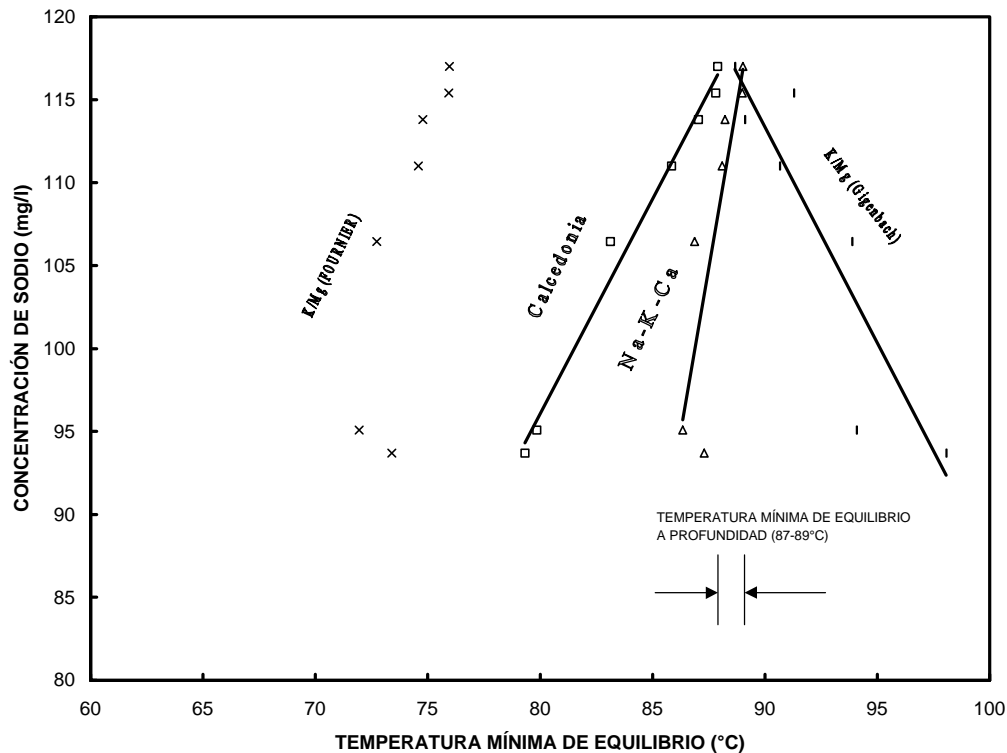
**Figura 8.** Evolución del Índice de Saturación con respecto a calcita y fluorita

## GEOTERMOMETRÍA

Es un hecho que el agua termal que se extrae en el pozo San Ignacio (43°C a la descarga) se encuentra a mayor temperatura en la zona más profunda del sistema regional al que pertenece. Los geotermómetros químicos son una técnica que se utiliza para investigar indirectamente la temperatura mínima de equilibrio a profundidad, como muchas otras técnicas, la utilización de geotermómetros químicos requiere de algunas suposiciones básicas:

1. las reacciones químicas a profundidad dependen de la temperatura
2. todos los constituyentes involucrados en una reacción agua-roca dependiente de la temperatura, son suficientemente abundantes
3. existe un equilibrio agua-roca a profundidad a la temperatura dominante
4. se presenta un pequeño o nulo reequilibrio o cambio en la composición a menor temperatura a medida de que el agua fluye hacia la superficie
5. el agua no se mezcla con agua subterránea más somera.

No es propósito del trabajo discutir las bases, fundamentos y restricciones de los geotermómetros utilizados, a continuación sólo se señalarán las fórmulas empleadas:



**Figura 9.** Resultados de la aplicación de geotermómetros

- **GEOTERMÓMETRO DE CALCEDONIA**

$$T = (1032 / (4.69 - \log C)) - 273.15$$

C = concentración de sílice en mg/l, T = temperatura de equilibrio °C.

- **GEOTERMÓMETRO DE NA-K-CA**

$$T = (1647 / ((\log Na/K) + \beta \log((0.5Ca/Na) + 2.06) + 2.47)) - 273$$

T = temperatura de equilibrio °C. Las concentraciones de los cationes, están en mg/l.  $\beta$  es un coeficiente que depende de la temperatura de equilibrio. Para  $T < 100^\circ\text{C}$ ,  $\beta = 4/3$ ; y para  $T > 100^\circ\text{C}$ ,  $\beta = 1/3$ .

- **GEOTERMÓMETRO DE K/MG (GIGENBACH)**

$$\log(K_2MgG) = 14.0 - (4,410/t)$$

las concentraciones son en mg/kilo, "t" es temperatura de equilibrio.

- **GEOTERMÓMETRO DE (K<sub>2</sub>/MGF) (FOURNIER)**

$$103/t = 3.66 - 0.542 \log(K_2/Mg) + 0.05751 (\log(K_2/Mg))^2 - 0.002748 ((\log(K_2/Mg))^3)$$

las concentraciones son en mg/kilo, "t" es temperatura de equilibrio.

Los resultados de aplicar los geotermómetros se presentan con relación a la concentración de sodio en la Figura 9. Las temperaturas calculadas con los

geotermómetros de calcedonia, Na-K-Ca y K/Mg<sub>G</sub> convergen en una estrecha zona, mientras que el de K/Mg<sub>F</sub> se encuentra alejado de dicha región, por lo que se infiere que no funciona adecuadamente para las condiciones del pozo San Ignacio. La interpretación del comportamiento de los tres primeros geotermómetros, es congruente con la presencia de la mezcla de agua entre los sistemas de flujo regional e intermedio deducida previamente. En efecto, uno de los principales fundamentos para la aplicación de los geotermómetros, es que no existe mezcla de aguas (punto 5), cuando esto ocurre, no funcionan adecuadamente, por lo que las temperaturas que producen no son correctas.

La convergencia a un estrecho intervalo de temperaturas, implica que la mezcla entre los miembros extremos progresivamente disminuye, para dar paso a la presencia única del agua derivada del sistema regional, tal y como se demostró previamente. De este modo, se deduce que la temperatura mínima de equilibrio a profundidad para el agua termal del sistema de flujo regional que se capta en el pozo San Ignacio, es del orden de 87-89°C.

### **PRUEBA DE AFORO Y REGISTROS DE TEMPERATURA**

La porción final de la Figura 10 muestra, que en de cada una las 4 primeras etapas de bombeo (24.2, 31.1, 34.0 y 44.2 l/s) del aforo existe una tendencia, contraria a lo esperado, de disminución del nivel dinámico y que coincide con la zona donde la temperatura del agua extraída aumenta con relación al tiempo de bombeo; así es, de los 1,800 minutos en adelante, ésta se mantiene relativamente estable y se refleja en los abatimientos registrados: no manifiestan una reducción en cada “escalón” de bombeo.

Se considera que este efecto es evidencia del progresivo aporte de agua de otro flujo que ocasiona una “aparente recuperación” del nivel obtenido en la parte inicial de la prueba. Una vez establecida la entrada de agua termal, cesa dicho efecto. Dado el número de pozos que se encuentran en servicio, muchos de los cuales originalmente extraían agua fría o de mezcla (caliente y fría) y el caudal de extracción en su conjunto superior a los 13.7 m<sup>3</sup>/s, ha resultado en un avance senciblemente hacia arriba de las aguas de flujo regional desplazando al aguas las de menor temperatura. El registro vertical de temperatura de la Figura 11, realizado en un pozo de observación cercano al pozo San Ignacio, se considera como una evidencia adicional. Antes del aforo, a partir de los 90 m de profundidad, se tiene un aumento de la temperatura del agua de 22.0 a 28.7°C. Durante el aforo la temperatura se establece en los 27°C, aproximadamente, incluso en la parte donde el agua tenía una temperatura menor. Esto es, el efecto de la extracción del agua inducida no está restringido sólo al pozo de bombeo.



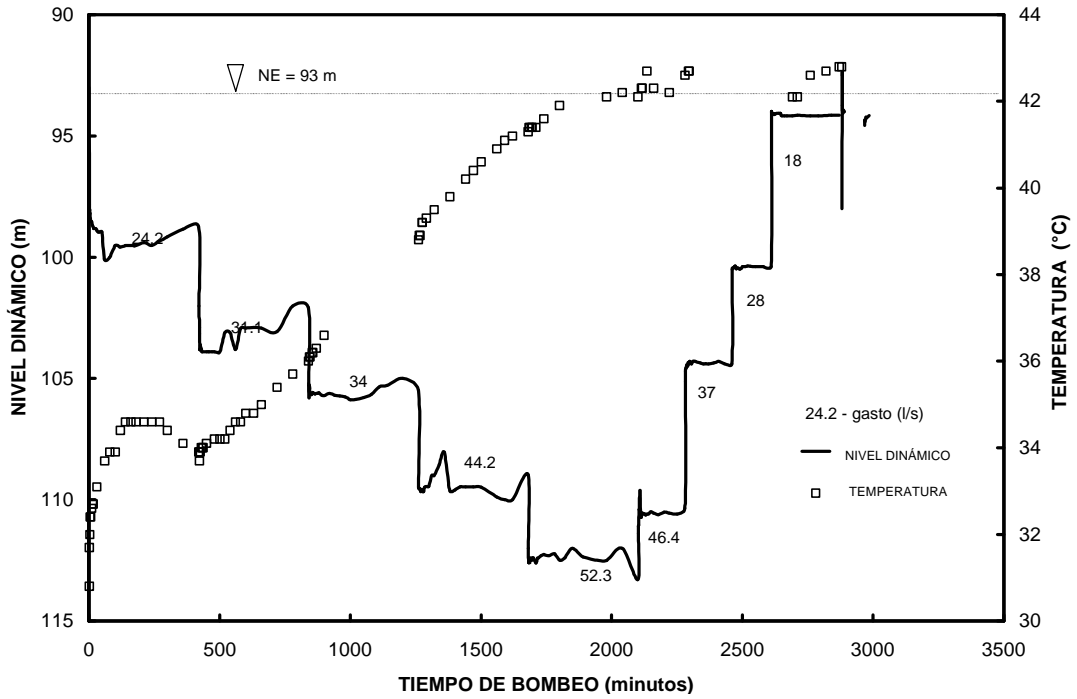


Figura 10. Evolución del nivel dinámico con relación al caudal y temperatura

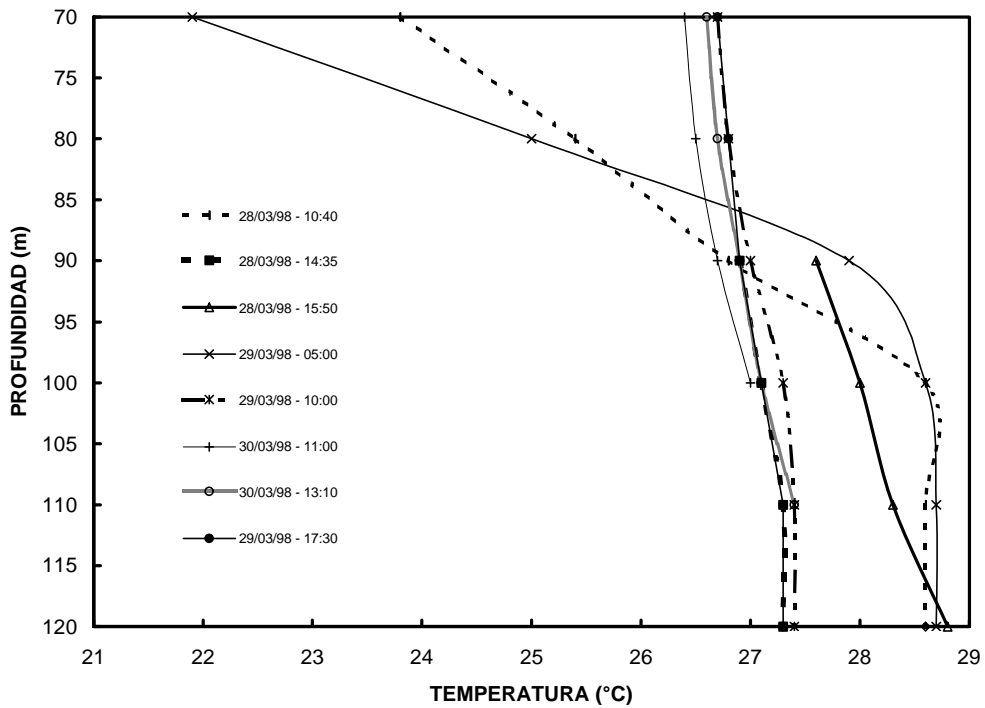


Figura 11. Distribución vertical de la temperatura en el pozo de observación

## CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

- Existe una importante variación de la composición química del agua subterránea extraída en el pozo San Ignacio, que es función del tiempo y caudal de extracción.
- Esto es ocasionado por la existencia de una estratificación vertical de la calidad del agua y su temperatura, ya que al parecer este pozo capta, al menos, dos sistemas de flujo subterráneo que circulan por medios geológicos diferentes.
- Se considera que hay otros factores que condicionan la evolución temporal de la calidad del agua, bajo las condiciones hidrogeológicas locales, que incluyen la construcción y diseño del pozo: si el pozo San Ignacio tuviera un diseño distinto, la evolución temporal de la calidad del agua se estima sería diferente a la registrada.
- La extracción de agua ocasiona una combinación mecánica entre los miembros extremos detectados, mezcla que a su vez reacciona con los minerales que componen el acuífero. Se estima que estos procesos y reacciones son los que controlan la evolución observada en las especies químicas disueltas.
- La información disponible no permite explicar totalmente la evolución del ion fluoruro disuelto en el agua subterránea. Es necesario investigar la influencia que la solubilidad del mineral fluorapatito pudiera ejercer en el sistema.
- La temperatura mínima de equilibrio a profundidad para el agua del sistema de flujo regional, es de 87-89°C, temperatura que justifica la necesidad de hacer correcciones por este efecto a los niveles observados en pruebas de bombeo.
- La evolución química definida durante la prueba sugiere que los mecanismos de flujo que se producen durante la extracción son complicados y difieren del tradicional enfoque de flujo radial y horizontal que generalmente se presume.

- Los resultados de la investigación realizada son alentadores en el sentido de que se comprobó la existencia de una evolución temporal del agua subterránea en un pozo de extracción. Sin embargo, aun no se cuenta con información suficiente para explicar todos los fenómenos químicos (e hidráulicos) involucrados.
- A escala mundial, no existe disponible una metodología para determinar un caudal y/o régimen de operación óptimos, considerando paralelamente los aspectos de calidad a los de cantidad. Se considera que con el conocimiento que actualmente se dispone y con trabajo adicional, se logrará en un futuro cercano concretar dicha definición.
- Este trabajo confirma el avance del agua termal subyacente hacia niveles superiores, respuesta que se hace cada vez más evidente debido a las solicitudes de agua fría a que ha sido sujeta la parte superior del acuífero.

## REFERENCIAS

- ARANDA-GÓMEZ, JJ.; JM ARANDA-GÓMEZ y AF NIETO-SAMANIEGO (1989). Consideraciones acerca de la evolución tectónica durante el Cenozoico de la sierra de Guanajuato y la parte meridional de la Mesa Central. UNAM, Instituto de Geología, Revista, 8:33-46.
- CARDONA A (1997). Caracterización de sistemas de flujo en el estado de Aguascalientes. Trabajo de investigación, Posgrado en Ciencias de la Tierra-UNAM. 20 p.
- CARDONA A y CARRILLO-RIVERA JJ (1995). Control equilibrio-solubilidad en la concentración de fluoruro en el agua subterránea del centro de México. Actas INAGEQ, 1: 51-56.
- IGF, INSTITUTO DE GEOFÍSICA (1994). Definición del flujo regional de agua subterránea, su potencialidad y uso en la zona de la ciudad de Aguascalientes, Fase I, Estudio Local. Informe de Avance, 63 p.
- IGF, INSTITUTO DE GEOFÍSICA (1995). Definición del flujo regional de agua subterránea, su potencialidad y uso en la zona de la ciudad de Aguascalientes, Fase II, Estudio Regional. Informe de Avance, 84 p.
- JACOB, CE (1947). Drawdown test to determine effective radius of an artesian well, ASCE Transactions, 112, paper 2321.

- HERNÁNDEZ-LALOTH, N (1991). Modelo conceptual de funcionamiento hidrodinámico del sistema acuífero del valle de León, Guanajuato. UNAM, Facultad de Ingeniería, tesis profesional, 129 p.
- JIMÉNEZ-NAVA, FJ (1993). Aportes a la estratigrafía de Aguascalientes mediante la exploración geohidrológica a profundidad. U de Gto. Facultad de Minas, Metalurgia y Geología, Simposio sobre la geología del centro de México, Extensión Minera 93, Resúmenes y guía de excursión.
- NIETO-SAMANIEGO, AF; MC MACÍAS-ROMO y SA ALANIZ-ÁLVAREZ (1996). Nuevas edades isotópicas de la cubierta volcánica cenozoica de parte meridional de la Mesa Central, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 13:117-122.
- NIETO-SAMANIEGO, AF; SA ALANIZ-ÁLVAREZ y G LABARTHE-HERNÁNDEZ (1997). La deformación cenozoica poslaramídica en la parte meridional de la mesa central, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 14-1:13-25.
- PARKHURST, DL (1995). User's guide to PHREEQC-A computer program for speciation, reaction-path, advective-transport, and inverse geochemical calculations. USGS Water RI Report 95-4227, 143 p.
- RATHOD, K.S. y RUSHTON, KR (1991). Interpretation of pumping from two-zone layered aquifers using a numerical model. *Groundwater*, 29-4, 499-509.
- WALTON, WC (1987). Groundwater pumping tests, design and analysis. *Lewis Publishers*, MI, 201 p.
- TRISTÁN-GONZÁLEZ, M (1986). Estratigrafía y tectónica del graben de Villa de Reyes en los estados de San Luis Potosí y Guanajuato. UASLP, Instituto de Geología, Folleto Técnico 107, 91p.