

Discusión al balance de aguas subterráneas en cuencas volcánicas terciarias de México

J. Joel Carrillo-Rivera
Instituto de Geofísica, UNAM.

Recibido: 11 de mayo de 1989; Aceptado: 26 de marzo de 1990.

RESUMEN

La ecuación de balance hidrológico subterráneo aplicada a cuencas volcánicas del Terciario requiere una revisión, específicamente en su significado como un *sinónimo* de volúmenes de agua disponible de una cuenca. En el presente trabajo se plantean interrogantes con respecto a los parámetros incluidos en dicha ecuación. Se demuestra que es importante considerar, en particular, el movimiento ascendente de agua termal y la representatividad del coeficiente de almacenamiento calculado en tiempo y espacio. El análisis del balance hidrológico subterráneo en dos cuencas volcánicas, una en Baja California Sur (San Juan B. Londó) y otra en el estado de San Luis Potosí (Valle de San Luis Potosí), demuestra que el esquema tradicional debe revisarse con un criterio que incluya el flujo vertical procedente de sistemas adyacentes de agua subterránea, dentro del marco geológico imperante.

PALABRAS CLAVE: Sobre-explotación, flujo regional.

ABSTRACT

A revision of the groundwater balance equation as applied to Tertiary volcanic basins, especially its meaning as a *synonym* of the volume of water available in a basin is required. In this paper, the parameters in the equation are questioned. A final conclusion suggests that the upward movement of thermal groundwater plays an essential role and that the storage coefficient should be considered for a particular time and place. An analysis of the groundwater balance equation in two different volcanic basins, in Baja California Sur (San Juan B. Londó) and in San Luis Potosí state (San Luis Potosí valley), shows that the concepts included in the traditional scheme must be revised taking into account groundwater flow beyond the surface catchment within the geological setting.

KEY WORDS: Overexploitation, regional flow

INTRODUCCION

Comunmente en los estudios del agua subterránea (y en el manejo de este recurso) en México, especialmente en las cuencas volcánicas del Terciario, se ha tenido como objetivo fundamental el establecer la ecuación de balance hidrológico, la cual se ha venido traduciendo como una evaluación directa de los recursos disponibles de agua subterránea. Sin embargo, es importante reexaminar en dicha ecuación: 1) la aplicabilidad de sus parámetros, 2) el significado de los cálculos obtenidos, 3) la influencia de las limitantes geológicas sobre los métodos de cálculo de uso común y 4) la validez de la ecuación (o de sus términos) fuera del período estipulado, debido a los cambios hidrológicos a que están sujetos los sistemas analizados. La consideración de lo arriba expuesto implica que si las condiciones geológico-hidrológicas no son ampliamente entendidas, las conclusiones no siempre reflejarán las características del problema tratado.

MARCO TEORICO

Conceptos básicos. - En cualquier estudio de agua subterránea es indispensable conocer dos conceptos fundamentales, la transmisividad (T) y el coeficiente de almacenamiento (S). Estos parámetros hidrológicos caracterizan

el sistema acuífero en cuestión y, considerados dentro del marco geológico existente, aportarán información sobre el flujo del agua subterránea.

Básicamente, el conocimiento del flujo subterráneo implica el considerar una serie de parámetros tanto para el líquido (ρ/v) como para el medio (k) a través del cual circula, y conocer la dirección (dh/dL) de movimiento del agua, lo que puede expresarse en forma compacta como

$$q = k \frac{\rho}{v} g \frac{dh}{dL} A \quad (1)$$

donde se supone que el flujo q a través de una área A es isotérmico. El medio tiene una permeabilidad intrínseca k y el fluido posee una viscosidad cinemática (v/ρ) constante; g es la aceleración de la gravedad y dh/dL el gradiente hidráulico.

Esta ecuación implica que los cambios de temperatura en el agua (en zonas termales) afectarán su viscosidad cinemática y por ende la velocidad con la que fluye el agua a través del medio. Son condiciones que deben tomarse en

cuenta a una temperatura estándar para conocer la productividad (real) de los acuíferos, puesto que las temperaturas del agua no son constantes ni en el tiempo ni en el espacio.

En lo concerniente al gradiente hidráulico, éste puede variar en el plano horizontal dependiendo de la interpretación de la información disponible, pero no es determinado en el plano vertical. La componente del flujo subterráneo en dicho plano es despreciada, a pesar de que suele ser a veces más importante que la horizontal. Además, el gradiente máximo en condiciones de anisotropía (como las existentes en medios fracturados) no es necesariamente perpendicular a las líneas de flujo trazadas entre pozos de explotación. Sin embargo, se considera aceptable suponer al flujo como esencialmente horizontal en la escala macroscópica en un plano xy, excepto cerca de un pozo de bombeo, donde $\partial h/\partial x=0$, $\partial h/\partial y=0$. Más aún, se supone que no existe distorsión del flujo debido a la anisotropía con respecto a la conductividad hidráulica $k_y^{-1/2} = K_x^{-1/2}$, donde $K = k\rho/\nu$.

Una condición importante del flujo (en medios porosos o equivalentes) es que éste se realiza en la dirección del máximo gradiente hidráulico, lo cual no es necesariamente cierto en las cuencas volcánicas de México, en especial aquéllas cuyo flujo está influenciado por medios fracturados.

Por otra parte, se estima que la compresibilidad (β) del agua es dependiente de los esfuerzos (σ) y presión (P) a que está sujeta:

$$\beta = \frac{d\sigma/\sigma}{dP} \quad (2)$$

Al cambiar las condiciones de esfuerzos en los acuíferos, en especial los fracturados, la permeabilidad será sensiblemente diferente, lo que implica que a mayores tiempos de bombeo la productividad del sistema acuífero se verá afectada. Esto es, los valores $K(t_0)$ serán diferentes en un tiempo posterior.

En lo que corresponde al material acuífero en zonas volcánicas, los elementos estructurales y tectónicos inducen variaciones direccionales de la litología, compactación, fracturamiento y espacios interfracturas, lo que redundará en condiciones diferentes en la distribución de sus propiedades hidráulicas, comparadas con las observadas en medios sedimentarios tectónicamente estables. En otras palabras, las rocas volcánicas presentan variaciones de T y S con las coordenadas espaciales (x, y, z). Aquí es conveniente recordar que $T = Kb$ y $S = S_s b$ donde S_s es el almacenamiento específico y b el espesor del acuífero.

Normalmente, se reconoce la anisotropía de T en el plano horizontal, T(x, y), pero a S no se le da el mismo trato. No es práctico despreciar la anisotropía en (x, y) en medios fracturados, en ninguno de estos dos parámetros. En lo que corresponde a S, éste se debe considerar como

una variable con un significado no direccional, pues sólo es una medida de la habilidad de un volumen particular de roca de almacenar agua. Las diferencias en almacenamiento de un punto a otro indican falta de homogeneidad en una área grande, mientras que las diferencias en el almacenamiento asociadas con valores direccionales de transmisividad indican falta de homogeneidad dentro del área afectada por la prueba de bombeo; valores que, medidos en un punto, son sólo el promedio de valores direccionales concurrentes y el valor areal sólo el promedio de todos los puntos. Más aún, considerando las igualdades del párrafo anterior, allí se estima que el valor del espesor del acuífero (b) es constante; sin embargo, se sabe que en terrenos volcánicos b es función de (x, y). En muchos casos b sólo se infiere, pues no es conocido.

Ecuación de balance. - En su trabajo clásico, Bredehoeft *et al.* (1982) consideran la ecuación de balance y su "dudosa" relación con los volúmenes disponibles de agua subterránea. Sin embargo, no incluyen los efectos de una *flujo regional* frío o termal proveniente de más allá de la cuenca. Los conceptos expresados en la ecuación de balance de agua subterránea pueden ser descritos en condiciones de equilibrio hidrodinámico como que la recarga (R_0) es igual a la descarga (D_0). Cualquier cambio en este régimen, como por ejemplo una extracción (constante) del agua subterránea, implicará el crear un sistema de flujo diferente que tomará un tiempo determinado en llegar a las nuevas condiciones de equilibrio. Bajo este nuevo esquema, el caudal obtenido (Q) por bombeo provendrá, en parte, del almacenamiento, en parte, de un aumento en la recarga o de una reducción en la descarga natural, o de una combinación de éstos. Esto puede escribirse matemáticamente para un período (t) dado, como

$$-Q(t) - \Delta h S A(t) + (R_0 + \Delta R - D_0 + \Delta D)(t) = 0 \quad (3)$$

donde

S coeficiente de almacenamiento; $\Delta hSA(\Delta t)^{-1}$

$$\approx \frac{dv}{dt}$$

A área

h carga hidráulica

Si la consideración de equilibrio es válida, y aceptando que la variación del volumen almacenado en el acuífero (Δv) es ΔhSA , se puede simplificar la ecuación anterior como

$$\Delta R - \frac{dv}{dt} + \Delta D = Q \quad (4)$$

lo que implica que los volúmenes bombeados deberán, en una parte importante, provenir del almacenamiento, y que la extracción provocará una *recarga* adicional debido a que i) se tendrán vacíos disponibles, ii) se inducirá una infiltración vertical de mantos semiconfinados, iii) se atraerá una recarga de acuíferos circundantes, y

iv) por supuesto, se adicionará una cantidad de agua "reclamada" por concepto de disminución de salidas de la cuenca, como reducción de los volúmenes usados por la vegetación indígena y en ciertos casos de la evaporación potencial. En los puntos ii y iii se considera agua incluida en la cuenca, normalmente con un movimiento lateral o de arriba hacia abajo.

En el caso de las cuencas volcánicas del Terciario en México es elemental considerar que al no coincidir el partaguas superficial con el subterráneo, las extracciones permitirán o inducirán un flujo mayor de aguas (termales) relacionadas con flujos verticales. Sin embargo, no ha creado hábito tal consideración.

Un uso muy común que se le da a la ecuación de balance es el considerar al manto acuífero como compuesto de celdas donde se aplica la divergencia de flujos. La diferencia neta entre entradas y salidas de flujo es igual al cambio de almacenaje por unidades de tiempo y área en cada celda. Este tipo de razonamiento implica que se deberán conocer: i) las conductividades hidráulicas (tanto en el plano horizontal como en el vertical) del sistema en cuestión, ii) el caudal de extracción, iii) el coeficiente de almacenamiento y iv) la potenciometría respectiva. Si bien la conductividad hidráulica horizontal se podría determinar por cualquier método, según las condiciones geológicas del medio granular o fracturado, el conocimiento de ésta en el plano vertical es difícil y en la mayoría de los casos no se toma en cuenta.

El caudal de extracción debiera estar disponible en forma exacta; sin embargo, es una variable que debe, muchas veces, estimarse en forma aproximada.

El coeficiente de almacenamiento puede obtenerse de: i) pruebas de bombeo, ii) análisis de información piezométrica, iii) estimaciones empíricas o, más aún, de iv) ecuaciones de balance. En este último caso, se pueden adicionar varios errores en los cálculos correspondientes. Hay que recordar que la determinación del coeficiente de almacenamiento basada en ecuaciones de balance donde el caudal de extracción sea tan sólo estimativo, se debe considerar con precaución, pues normalmente los volúmenes extraídos por bombeo suelen sobrevalorarse y por lo tanto, se cometerá un error en la estimación del coeficiente de almacenamiento. Debido a esto, las condiciones hidráulicas del acuífero podrán considerarse diferentes de las reales. Esto trae como consecuencia implicaciones en el manejo del acuífero. Además, el valor obtenido normalmente suele tomarse como representativo de todo el sistema acuífero y en general de esa zona o región. Por otra parte, si se considera válido el esquema que justifica la ecuación (3), habrá que aceptar que el valor de S en un acuífero fracturado en explotación, sólo corresponderá a un tiempo dado.

RESULTADOS Y DISCUSION

Los problemas en la evaluación de los recursos hidráulicos subterráneos en cuencas (superficiales) volcánicas del Terciario en el país son representativos para las cuencas de San Juan B. Londó, BCS y San Luis Potosí, SLP.

El primero es un valle típico de la costa este de la Península de Baja California Sur, con comunicación hidráulica al Mar de Cortés. Geológicamente, está emplazado en una zona de pilares y fosas tectónicas, con un basamento granítico del Cretácico-Terciario Inferior (?). Las fosas están rellenas por materiales del Mioceno al Reciente, consistentes en interestratificaciones de lentes de arcillas, limolitas, areniscas, conglomerados, así como productos volcánicos en disposición casi horizontal y cubiertos superficialmente por depósitos de aluvión del Reciente (SARH, 1986).

Geohidrológicamente, se han definido dos acuíferos principales: uno de 50 a 100 m de profundidad en sedimentos del Pleistoceno y Reciente, semiconfinado parcialmente por arcillas (r/β de 0.15 a 0.8, Hantush, 1960). Sobre este cuerpo de arcillas se encuentran sedimentos aluviales saturados que forman un acuífero superficial y libre. El análisis de la piezometría en el plano horizontal muestra que el acuífero profundo no tiene salida natural de flujo ($D_0 = 0$).

La presencia de termalismo se hace sentir en varios puntos de la zona. La temperatura media anual ambiental es de aproximadamente 23 °C; sin embargo, la del agua subterránea es de más de 25 °C en un 60% de la superficie efectiva del valle con temperaturas que, en ocasiones, rebasan los 44 °C en la descarga. Este termalismo se ratifica por la hidrogeoquímica del acuífero, en particular, por las concentraciones de boro de 0.90 a 9.95 mg/l.

En dicho valle se han obtenido ecuaciones de balance para Oct 77 - Jun 81, Feb 82 - Feb 85 y Mar 85 - Oct. 85 (SARH, 1986) producto de una serie de estudios en sendos períodos. Dichas ecuaciones establecen que la recarga de flujo subterráneo lateral (R_{f1}) más la recarga vertical (R_v) es igual al caudal extraído (Q) más la variación de almacenamiento en el acuífero ($A \Delta h S$).

Esta igualdad se puede escribir como

$$R_{f1} + R_v = Q \pm A \Delta h S \quad (5)$$

Para los lapsos indicados en términos de $m^3 \times 10^6$ se obtiene

$$\text{Oct}77 - \text{Jun}81: 4.0 + R_{v1} = 42 - 287 S \quad (6)$$

$$\text{Feb}82 - \text{Feb}85: 4.5 + R_{v2} = 33 - 39 S \quad (7)$$

$$\text{Mar}_{85} - \text{Oct}_{85}: 1.7 + R_{v3} = 7 - 5.3 S \quad (8)$$

A continuación se presentan algunos comentarios que se desprenden del escrutinio de las ecuaciones (6) a (8):

1) El flujo subterráneo (R_{f1}) ha aumentado sensiblemente con el tiempo, aunque el caudal de extracción (Q) se ha mantenido en el mismo orden de magnitud, lo que implica que el sistema está tendiendo a un equilibrio dinámico (nuevo) y que la captación (Lohman, 1972) es un fenómeno que realmente se está estableciendo.

2) Si se conocen Q y R_{f1} para cada ecuación y considerando que S es una constante global del volumen afectada por el cambio de almacenamiento en *cada período*, esto implica, del análisis de las igualdades anteriores, que, cuanto menor sea el coeficiente de almacenamiento, mayor será la recarga vertical, no importando el sentido de la dirección de ésta. Asimismo, la diferencia de volúmenes saturados empleados en cada período estipulado ha disminuido, lo que sugiere cambios en las condiciones hidráulicas del sistema (de confinado a libre).

3) Una consecuencia del punto anterior es que cuanto mayor sea el caudal de extracción, mayor será la recarga vertical, y/o las condiciones hidráulicas del acuífero cambiarán de confinado a libre, condiciones que requieren una evaluación y atención muy especial, pues esto conduce al planteamiento de cambios en el manejo de los recursos hidráulicos subterráneos.

4) El coeficiente de almacenamiento no es necesariamente una constante para todo el sistema. En efecto, debido a las condiciones geológicas particulares del acuífero, éste es sin duda heterogéneo con respecto a S . En cambio, el valor calculado de S de un sistema de acuaciones de balance trata a este parámetro como una constante del acuífero en todo el período analizado. S será tanto menos representativo del sistema acuífero real cuanto mayor sea dicho período.

5) Más aún, coeficientes de almacenamiento de <0.01 no alterarán sustancialmente el valor de la recarga vertical R_v . Esto es, si el valor del confinamiento del acuífero profundo es pequeño ($S \leq 0.001$), las extracciones provendrán casi exclusivamente de la captación, o sea de una reducción en la descarga natural y/o de un aumento en la recarga regional.

6) Un resultado de los cambios en el almacenaje en un acuífero es el efecto sobre la geometría del cono de abatimiento cuando los pozos son bombeados, debido a la presencia de lentes o cuerpos de diferente litología en el volumen acuífero afectado por dicha prueba.

El segundo caso que se presenta corresponde al valle de San Luis Potosí, una cuenca (superficial) endorreica del Altiplano Mexicano. Geológicamente es una fosa tectónica principal, con un basamento no diferenciado. Esta fosa volcanotectónica se fue rellenando a medida que se

iba formando, por deslizamientos de talud (inferidos de muestras de pozos) y sedimentos continentales de edades que van del Eoceno al Reciente (SARH, 1988).

Geohidrológicamente, se han definido dos acuíferos principales, uno profundo con una área efectiva de aproximadamente 400 km^2 y espesores de 180 a 230 m, compuesto de tres tipos de material. Uno es granular (piroclásticos y sedimentos), otro fracturado (latitas) y el tercero fracturado de doble porosidad (riolitas). Este acuífero está confinado en forma parcial por una capa de arcilla con un espesor máximo de 90 m. Esta arcilla se ha definido, en términos prácticos, como impermeable, con base en resultados de pruebas de bombeo e hidrogeoquímica. Además, no existen evidencias de asentamientos de suelo, lo que confirma su naturaleza impermeable. Sobre esta capa existen sedimentos que forman un acuífero libre con un espesor máximo de 90 m. El análisis de la potencimetría en el plano horizontal muestra que el acuífero profundo no tiene salida natural del flujo ($D_0 = 0$) y la evolución de la superficie potenciométrica (Δh) es de -1.3 m/año (SARH, 1988).

En esta cuenca existe termalismo, específicamente en el acuífero profundo con temperatura de hasta 40.4°C en la descarga del pozo. Este valor es alto, si se considera la media ambiental anual de 16.8°C e incluso la de verano, de 20.5°C , que es la época de lluvias. En este valle la presencia de agua termal con temperatura mayor de 30°C cubre un mínimo de 40 por ciento de su superficie. El agua termal es resultado de un aporte de flujo regional que se ha constatado por hidrogeoquímica, entre otras cosas por la presencia de flúor, litio y boro con concentraciones de hasta 3.65, 0.22 y 0.75 mg/l, respectivamente; asimismo, la presencia de radón-222 en 4482 cpm/l ratifica una importante componente regional de flujo subterráneo. Un mínimo del 60 por ciento del volumen total de agua extraída (Q) del acuífero profundo es termal.

Si se establece para este valle una ecuación similar a las arriba expresadas, se obtiene, en $\text{m}^3 \times 10^6$, que para

$$\text{Oct}_{86} - \text{Oct}_{87}: 4.7 + R_v = 85 - 1.04 \quad ; \quad (9)$$

fórmula en la que se calculó el cambio de almacenamiento con base en un valor de 0.002 para el coeficiente de almacenamiento, valor obtenido de la aplicación de métodos analíticos (pruebas de bombeo).

El balance de agua subterránea en esta región es de escasa representatividad debido a que no se considera el flujo regional, el cual se manifiesta como agua termal. Supongamos que no existiera el flujo regional que controla el acuífero profundo. En tal caso, se pueden presentar las preguntas siguientes:

1) ¿Cuál sería el coeficiente de almacenamiento para el período Oct.₈₆ - Oct.₈₇?

Usando la ecuación:

$$R_{f1} - Q = \pm A \Delta h S , \quad (10)$$

se obtiene

$$4.7 \times 10^6 - 85 \times 10^6 = -400 \times 10^6 \times 1.35 S \quad (11)$$

De aquí, el valor de S sería de 0.15, característico de un acuífero libre. No representa las condiciones hidrogeológicas del acuífero analizado, el cual es confinado.

2) ¿Cuál sería la evolución potenciométrica necesaria para extraer el caudal correspondiente?

Si se sustituyen en la ecuación (10) los datos citados, la evolución piezométrica necesaria para extraer el caudal correspondiente sería del orden de -100 m/año, cantidad que no está de acuerdo con el valor de 1.3 m/año calculado como Δh .

Los resultados no son congruentes con las observaciones de campo, porque el factor de recarga regional no está considerado. Al no poder medirse en campo la recarga termal, y al ser un elemento no manejado y reconocido en zonas volcánicas terciarias, la ecuación de balance convencional conduce a resultados erróneos.

CONCLUSIONES

1) La ecuación (5) de balance no muestra claramente hasta dónde una disminución en el almacenamiento es responsable de los caudales que se mueven hacia la zona de extracción en forma adicional al flujo natural, ni cuál es la reducción de las descargas naturales. Estas interrogantes se complican más si se considera que la componente vertical del flujo subterráneo es muy importante en las zonas que nos ocupan, si bien la información disponible no permite medirla.

2) Dentro de las componentes verticales del flujo, los estudios normalmente consideran sólo la infiltración (de arriba hacia abajo) proveniente de alguna parte del sistema de confinamiento que sobreyace al acuífero de interés, o recarga directa de lluvia, mas no se considera la componente vertical de recarga (de abajo hacia arriba) como se evidencia, entre otros aspectos, por agua termal muy común en zonas volcánicas terciarias.

3) Los esquemas de continuidad y conservación de la masa que dan validez a la ecuación de balance de agua subterránea deben ser congruentes con el sistema geológico-hidrogeológico en consideración, para que la ecuación defina el comportamiento hidráulico más apegado al modelo geológico existente.

4) El valor del coeficiente de almacenamiento calculado de una ecuación de balance será un *promedio* para el

lapso considerado. Sin embargo, este valor tendrá muchas restricciones en su uso para predecir el comportamiento de niveles dinámicos en pozos específicos: por ejemplo, variaciones litológicas laterales. Cuanto más profundo sea un pozo, más variables serán las condiciones que encuentre en cuanto a compacidad, fracturamiento, etcétera.

5) Se debe conocer el modelo conceptual de flujo subterráneo, específicamente el funcionamiento de la comunicación entre la descarga y recarga naturales vía zonas de transición, pues éstas influirán en las entradas y salidas naturales. Esto es básico para establecer programas de explotación que tienen, debido a su magnitud, efectos regionales.

6) El uso de la ecuación de balance (5) como *sinónimo* de volumen de agua disponible en cuencas volcánicas del Terciario producirá esquemas de explotación fuera del contexto subterráneo real.

7) Los valores de S, especialmente en medios fracturados en cuencas volcánicas de México no son ni deben ser tratados como una constante representativa de un medio homogéneo.

AGRADECIMIENTOS

El autor desea expresar su agradecimiento al M. en C. Rubén Martínez Guerra por los valiosos comentarios y revisión del manuscrito, y a Rosa María Gómez Hernández por su ayuda en el desarrollo de las diversas versiones.

BIBLIOGRAFIA

- BREDEHOEFT, J. D., S. S. PAPADOPULUS and H. H. COOPER, Jr., 1982. Groundwater: The water budget myth. Studies in Geophysics, Scientific Bases of Water-Resource Management. National Academy Press, Washington, D. C.
- HANTUSH, M. S., 1960. Modifications of the theory of leaky aquifers. *J. Geophys. Res.*, 65, 11, 3713-3725.
- LOHMAN, S. W., R. R. BENNETT, R. H. BROWN, H. H. COOPER, Jr., W. J. DRESCHER, J. G. FERRIS, A. I. JOHNSON and A. M. PIPER, 1972. Definitions of selected ground-water terms. Revision and conceptual refinements, G.S.W.S.P., 1988, USA, Washington.
- SARH, 1986. Estudio geohidrológico-geofísico en la Cuenca de San Juan Bautista Londó, Comondú, BCS. Elaborado por el Instituto de Geofísica, UNAM, para la dirección General de Captaciones y Conducciones de Agua, México, D. F.

J. J. Carrillo.

SARH, 1988. Estudio geofísico-geohidrológico del Valle de San Luis Potosí, SLP. Elaborado por el Instituto

de Geofísica, UNAM, para la Dirección General de Captaciones y Conducciones de Agua, México, D. F.

J. J. Carrillo-Rivera,
Instituto de Geofísica, UNAM,
Coyoacán 04510, México, D. F.
MEXICO.