Tóth, J. (2000). Las aguas subterráneas como agente geológico: causas, procesos y manifestaciones. *Boletín Geológico y Minero*. Vol. 111-4, 9-26.
ISSN 0366-0176

# Las aguas subterráneas como agente geológico: causas, procesos y manifestaciones.

J. Tóth[1]

(1) Department of Earth and Atmospheric Sciences, University of Alberta, Canadá

RESUMEN

El agua subterránea es un agente geológico de carácter general. Esta percepción no se pudo desarrollar hasta los años 60-70, cuando se empezó a reconocer la naturaleza de sistema del flujo de las aguas subterráneas en cuenca, sus propiedades, geometría y factores de control.

Las dos causas fundamentales para el papel activo de las aguas subterráneas en la naturaleza son su capacidad para interactuar con el medio ambiente y la distribución espacial del flujo subterráneo. Ambas tienen lugar simultáneamente y a cualquier escala de espacial o temporal. Así, el flujo subterráneo tiene lugar desde la superficie hasta a grandes profundidades, y desde escalas de un día hasta tiempos geológicos. En este artículo se identifican tres tipos principales de interacciones entre aguas subterráneas y medio ambiente, con ciertos procesos particulares para cada tipo de interacción: (1) Interacción química, con los procesos de disolución, hidratación, hidrólisis, oxidación-reducción, ataque químico, precipitación, intercambio iónico, reducción de sulfatos, concentración, y ultrafiltración u ósmosis; (2) interacción física, con los procesos de lubricación y modificación de presiones intersticiales; y (3) interacción cinética, con los procesos de transporte de agua, de materia acuosa y no acuosa y de calor. Dadas las características especiales del flujo en cuencas sedimentarias, los efectos de interacción son acumulativos en el tiempo y se distribuyen espacialmente de acuerdo con la geometría de los sistemas de flujo.

El número y la diversidad de los fenómenos naturales que se generan por flujo subterráneo son prácticamente ilimitados, ya que los tipos básicos se pueden modificar por una o varias de las componentes del medio hidrogeológico: topografía, geología y clima. Los seis grupos básicos en los que se han dividido las manifestaciones de flujo subterráneo son: (1) Hidrología e hidráulica, (2) química y mineralogía, (3) vegetación, (4) mecánica del suelo y de las rocas, (5) geomorfología y (6) transporte y acumulación. En consecuencia, dada la gran diversidad de efectos y manifestaciones en los que interviene, se concluye la importancia de las aguas subterráneas como agente geológico.

Palabras clave: Hidrogeología general, Flujo de cuenca, Agente geológico, Hidrogeoquímica, Medio ambiente.

## *Groundwater as a geological agent: causes, processes and manifestations.*

*ABSTRACT*

*Groundwater is a general geologic agent. This perception could not evolve until the 1960s and 1970s, when the system nature of basinal groundwater flow and its properties, geometries, and controlling factors became recognized and understood.*

*The two fundamental causes for groundwater's active role in nature are its ability to interact with the ambient environment and the systematized spatial distribution of its flow. Interaction and flow occur simultaneously at all scales of space and time. Thus, effects of groundwater flow are created from the land surface to the greatest depths of the porous parts of the Earth's crust, and from a day's length through geologic times. Three main types of interaction between groundwater and environment are identified, with several special processes for each one, namely: (1) Chemical interaction, with processes of dissolution, hydration, hydrolysis, oxidation–reduction, attack by acids, chemical precipitation, base exchange, sulphate reduction, concentration, and ultrafiltration or osmosis; (2) Physical interaction, with processes of lubrication and pore–pressure modification; and (3) Kinetic interaction, with the transport processes of water, aqueous and nonaqueous matter, and heat. Owing to the transporting ability and spatial patterns of basinal flow, the effects of interaction are cumulative and distributed according to the geometries of the flow systems.*

*The number and diversity of natural phenomena that are generated by groundwater flow are almost unlimited, as the relatively few basic types are modified by some or all of the three components of the hydrogeologic environment: topography, geology, and climate. The six basic groups into which manifestations of groundwater flow have been divided are: (1) Hydrology and hydraulics; (2) Chemistry and mineralogy; (3) Vegetation; (4) Soil and rock mechanics; (5) Geomorphology; and (6) Transport and accumulation. Based on such a diversity of effects and manifestations, it is concluded that groundwater is a general geologic agent.*

*Key words: General hydrogeology, Basinal groundwater flow, Geologic agent, Hydrochemistry, Environment*

## INTRODUCCIÓN

El objetivo de este artículo es mostrar que el agua subterránea es la causa común de una gran variedad de procesos y fenómenos naturales, y que por tanto debe ser considerado como un importante agente geológico. El hecho de que el agua subterránea tenga un marcado papel en una serie de procesos geológicos se reconoce desde hace mucho tiempo. El carácter general de este papel de las aguas subterráneas, sin embargo, no se planteó hasta que la causa común –el flujo subterráneo regional– empezó a ser entendido durante los años 60 y 70, lo que permitió, e incluso estimuló, los estudios de carácter general.

Incluso en ese período la generalización del papel de las aguas subterráneas en la naturaleza resultó complicada por dos factores. El primero corresponde a la diversidad de los fenómenos naturales generados por las aguas subterráneas que cuestiona la verosimilitud de una causa única. El segundo, la falta de conocimientos sobre flujo regional por parte de los especialistas en algunas subdisciplinas ligadas a la hidrogeología, que les impide relacionar causa y efecto. Para ilustrar la dificultad en encontrar una causa única es suficiente con enumerar los fenómenos naturales generados o profundamente influenciados por las aguas subterráneas: salinización de suelos, depósitos salinos continentales, composición geoquímica a escala regional, licuefacción de suelos, acarvamientos, corrimientos de tierras, geysers, anomalías geotérmicas, eutrofización de lagos, flujo de base en manantiales, humedales, pantanos, tipo y calidad de la cubierta vegetal, taliks en permafrost, depósitos de uranio frontales o tabulares, dolomitización de calizas, morfología de karst, diagénesis de algunos minerales arcillosos, depósitos de minerales sulfurosos y algunos tipos de acumulaciones de hidrocarburos.

Ejemplos de trabajos centrados en procesos geológicos específicos en los que el agua subterránea desempeña un papel importante son: Back (1966); Boelter y Verry (1977); Deere y Patton (1971); de Vries (1974); Domenico y Palciauscas (1973); Fogg y Kreitler (1982); Galloway (1978); Garven (1989); Garven et al. (1993); Gerrard (1981); LaFleur (1984); Macumber (1991); Stuyfzand (1993); Wallick (1981); Williams (1970); Yaalon (1963); Zaruba y Mencl (1969).

Por otro lado, algunos avances en la calificación del agua subterránea como un agente geológico general por sus múltiples efectos sobre la naturaleza se pueden encontrar en: Back et al. (1988); Deutscher Verband (1987); Domenico y Schwartz (1997); Engelen y Jones (1986); Engelen y Kloosterman (1996); Freeze y Cherry (1979); Ingebritsen y Sanford (1998); Ortega y Farvolden (1989); Tóth (1966, 1971, 1972, 1984).

El punto de arranque para el reconocimiento del flujo subterráneo como causa común para una gran diversidad de efectos geológicos no fue posible hasta que se empezó a observar, evaluar y modelar el flujo a escala de cuenca y los factores que lo controlaban. La atención inicial se dirigió hacia cuencas pequeñas y flujos gravíficos (Tóth, 1962, 1963, Freeze y Witherspoon, 1967). El resultado esencial fue el reconocimiento que en los flujos gobernados por la topografía, el agua sigue unos esquemas de flujo predecibles y que varios fenómenos naturales se pueden asociar a las características físico-químicas de distintos segmentos que van apareciendo a lo largo de una línea de flujo (Astié et al., 1969; Williams 1968, 1970; Freeze 1969; Mifflin 1968).

Las investigaciones avanzaron después hasta incluir las cuencas profundas. Los estudios han revelado o confirmado (1) la naturaleza continua en términos hidráulicos de la matriz rocosa; (2) los tiempos implicados en el reajuste del flujo a condiciones de contorno cambiantes, con un rango entre la escala de tiempo humana a la geológica; y (3) la multiplicidad de fuentes capaces de inducir un flujo. A raíz del trabajo de diversos autores, se ha visto de modo obvio que en las cuencas grandes también existen una serie de fenómenos geológicos asociados, aunque distintos en muchos casos de los correspondientes a cuencas pequeñas (Bethke, 1985; Bredehoeft y Hanshaw, 1968; Erdélyi, 1976; Goff y Williams, 1987; Neuman y Witherspoon, 1971; Neuzil y Pollock, 1983; Neuzil et al., 1984; Parnell, 1994; Tóth, 1978; Tóth y Corbet, 1986; Tóth y Millar, 1983).

En resumen, el reconocimiento de la naturaleza de sistema del movimiento del agua subterránea

en un espectro amplio de escalas espaciales y temporales ha proporcionado una teoría unificada para un gran número de procesos y fenómenos naturales. En este artículo se da una versión de los procesos principales y de las diversas manifestaciones naturales del agua subterránea, con el objetivo de demostrar la génesis común de diversos fenómenos geológicos que aparentemente no están relacionados. El estudio está limitado al caso de flujo dominado por la gravedad, que ha sido el más estudiado.

## LAS CAUSAS BÁSICAS

Las dos causas fundamentales responsables del comportamiento de las aguas subterráneas como agente geológico son: (1) la interacción agua-medio ambiente y (2) la naturaleza jerárquica y sistematizada de las líneas de corriente. La interacción entre el agua y el medio circundante genera una serie de procesos naturales. Además, los sistemas de flujo subterráneo son mecanismos de transporte y distribución de los efectos producidos por dicha interacción. En cuencas donde el flujo subterráneo está controlado por la topografía, la distribución espacial de estos efectos está relacionada con una serie de segmentos característicos perfectamente identificables. De este modo, la correlación entre causa (flujo subterráneo) y efectos es evidente y verificable.

### Interacciones entre aguas subterráneas y medio ambiente

Las interacciones entre las aguas subterráneas y el medio circundante tienen lugar de diversas maneras, condicionadas por el intento de ambos sistemas de alcanzar un estado de equilibrio. Los diversos tipos de interacciones pueden clasificarse en tres grandes grupos según su naturaleza sea química, física o cinética. En el proceso de búsqueda de un estado de equilibrio, definido como aquel que presenta un estado de mínima energía, el agua que circula por el subsuelo puede: (1) movilizar y depositar materia y energía, (2) transportar esta materia o energía, (3) lubricar las superficies de discontinuidad en el caso de rocas, y (4) generar y modificar las presiones intersticiales.

De este modo se producen una serie de efectos, cuya naturaleza depende de las condiciones físicas, químicas y cinéticas a escala local. En zonas con alta energía química o termal, el agua aumenta su contenido en sales debido a disolución, oxidación y ataque por ácidos. Una alta energía mecánica produce un flujo subterráneo, que transporta solutos y calor, por lo que esta zona se convierte en una fuente local de materia y calor. Por el contrario, las zonas en las que la energía es baja, el agua tiende a converger y, en muchos casos, a salir a la superficie, liberando materia (por precipitación) y calor. A efectos del agua subterránea, se convierte en un sumidero de materia o energía.

El conjunto de manifestaciones debidas a la interacción agua-medio ambiente se conoce como los efectos ambientales "in situ" del agua subterránea

### El flujo como mecanismo sistemático de transporte y distribución

Los procesos ambientales "in situ" mencionados suelen estar limitados en el tiempo y reducidos a unos pocos puntos en el espacio. Para poder dar lugar a fenómenos geológicos tales como depósitos minerales, anomalías geotérmicas o humedales, se necesita que los desequilibrios se acumulen a lo largo de un período de tiempo suficiente y que se concentren en volúmenes no muy grandes de terreno. Otros fenómenos, como inestabilidad de suelos o rocas, y acumulación de hielo o distribución de vegetación, son efectos secundarios consecuencia de los procesos primarios.

El único mecanismo capaz de producir y sobre todo de mantener estas condiciones de desequilibrio concentradas y prolongadas es un flujo subterráneo regional (a escala de cuenca). Los sistemas individuales de flujo subterráneo pueden entonces compararse a cintas de transporte, donde las áreas de movilización de solutos serían las zonas de carga, y mientras que las terminales de descarga correspondería a aquellos lugares en los que se produce salida o deposición del soluto. La zona central actúa principalmente como zona de transporte de masa o energía,

aunque algunos procesos de intercambio sí pueden tener lugar.

En la Figura 1 puede verse un esquema simplificado de la distribución del flujo subterráneo y de los fenómenos asociados en una sección a escala regional y suponiendo condiciones de flujo gravífico. En la parte izquierda se presenta una cuenca ideal y muy simplificada, con un sistema único de flujo, sin la presencia de flujos locales. En la parte derecha aparece, en cambio, una jerarquía marcada de flujos a diferentes escalas: local, intermedia y regional. Cada uno de estos sistemas de flujo tiene sus áreas de recarga, de circulación y descarga. En las zonas de recarga los niveles piezométricos son relativamente altos y decrecen con la profundidad, de modo que existe un flujo vertical descendente y divergente. En las zonas de descarga se invierte el esquema de flujo, de modo que los niveles piezométricos crecen con la profundidad y el flujo es vertical ascendente y convergente. En las zonas de circulación, la altura piezométrica apenas varía con la profundidad, las isopiezas son prácticamente verticales y el flujo es predominantemente horizontal.

Este esquema de flujo tiene unas consecuencias importantes como mecanismo ambiental. Los efectos ambientales resultantes, representados en la Figura 1, incluyen: (1) niveles piezométricos por debajo o por encima de los valores hidrostáticos según vayamos de las zonas de recarga a las de descarga; (2) contenidos de humedad bajos en las zonas de recarga y altos en las de descarga, respecto a los valores que se obtendrían en condiciones naturales considerando precipitación y evapotranspiración; (3) cambios en la concentración aniónica a lo largo del esquema de

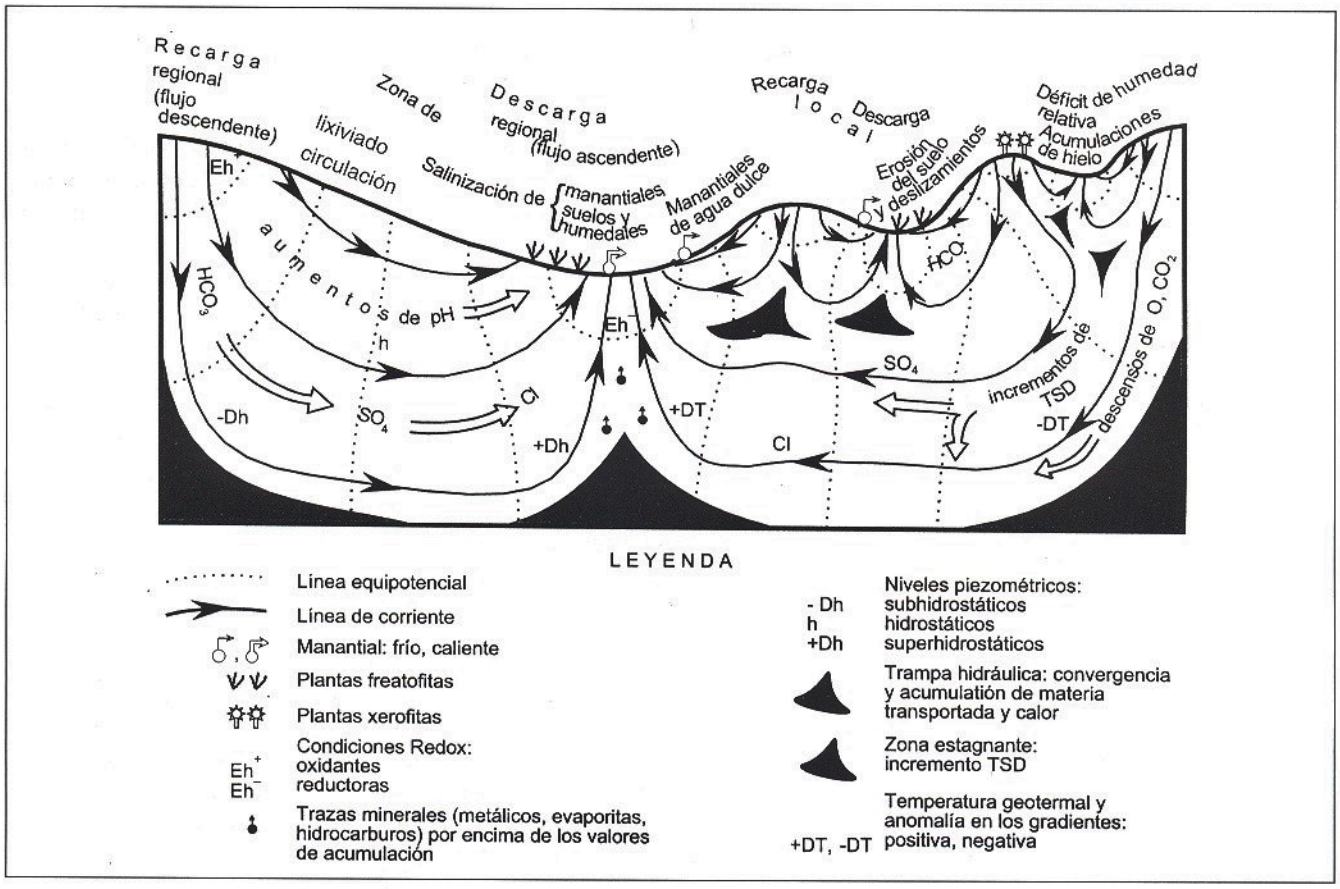


Figura 1: Efectos y manifestaciones del flujo gobernado por la acción de la gravedad en una cuenca regional de carácter no confinado (Modificado de Tóth 1980, Figura 10)

flujo y en profundidad, pasando de aguas bicarbonatadas a sulfatadas y, finalmente, cloruradas; (4) lixiviación química de los materiales superficiales en las áreas de recarga, con aumento de sales a lo largo del proceso de circulación; (5) salinización de marismas en zonas pantanosas con aportación intensa de sales; (6) anomalías geotérmicas en zonas de flujo vertical; (7) condiciones oxidantes en las zonas de recarga y reductoras en la descarga; (8) identificabilidad del tipo y calidad de la cubierta vegetal según el tipo de flujo por el distinto aporte de nutrientes y contenidos de agua; (9) mayor vulnerabilidad de la superficie y tendencia a problemas de inestabilidad en las áreas de descarga, lo que puede provocar una geomorfología característica, con la presencia de acarvamientos y meandrificación; (10) acumulación de los solutos transportados por el agua, como iones metálicos, hidrocarburos y contaminantes antrópicos en áreas de flujo convergente o en aquellas zonas con cambios en la granulometría de los suelos o con la presencia de minerales con alta capacidad de adsorción.

Aunque los ejemplos anteriores corresponden al caso de flujo gravífico, efectos similares pueden aparecer cuando el flujo es debido a otras causas, tales como compactación de sedimentos, compresión tectónica, convección térmica, flotación, deshidratación de minerales y ósmosis. La historia, geometría y la geología asociada a sistemas de flujo no gravitacional no es tan sistematizable. Ejemplos de este tipo de flujos pueden verse en Berry (1973); Bethke (1989); Hanor (1987); Harrison y Summa (1991) y Oliver (1986).

### Ubicuidad y simultaneidad

El elemento clave para esta gran diversidad de efectos comentada es que el agua subterránea es activa sobre una gran variedad de escalas espaciales y temporales. El agua circula a lo largo de toda la sección porosa de la corteza terrestre, hasta profundidades de 15-20 Km en algunos casos. Además, el agua se mueve de modo continuo, aunque su velocidad pueda variar en varios órdenes de magnitud, desde $10^2$ m/día hasta valores del orden de 1 mm/siglo, en general reduciéndose en profundidad. Además, la estabilidad de los sistemas de flujo individuales es también función de la profundidad, ya que cerca de la superficie, o en acuíferos libres, el esquema de flujo sufre modificaciones relativamente rápidas en respuesta a las variaciones que se producen en superficie, cosa que no sucede en profundidad o en el caso de acuíferos confinados. Así, aquellos cambios geológicos que requieren unas condiciones estables a lo largo de un gran período de tiempo difícilmente llegan a producirse en superficie.

Aunque la interacción agua-medio ambiente se produce, como se ha dicho, a cualquier profundidad y a cualquier escala temporal, en cada caso particular la velocidad de interacción y los productos resultantes pueden ser muy diferentes.

## LOS PROCESOS FUNDAMENTALES

Las causas principales para desarrollar condiciones de desequilibrio y provocar, por tanto, el comportamiento del agua subterránea como agente geológico se clasifican en: químicas, físicas y cinéticas. En esta sección se enumeran y resumen los procesos fundamentales, pero no se entra en una discusión detallada de los mismos, la cual puede encontrarse en referencias básicas, como Freeze y Cherry (1979), Domenico y Schwartz (1997) o Fetter (1994)

### Los procesos químicos

• Disolución: puede considerarse como el primer paso en la evolución química de las aguas subterráneas, y afecta tanto a sólidos como a gases. La disolución de gases tiene lugar típicamente en el suelo, en la zona vadosa y en las zonas de acumulación de gas o petróleo, dando lugar a un agua ligeramente ácida, o sea químicamente agresiva. Los gases que interactúan más habitualmente con el agua subterránea son $N_2$, Ar, $O_2$, $H_2$, He, $CO_2$, $NH_3$, $CH_4$ y $H_2S$. El grado de disolución depende de la solubilidad de los minerales, la concentración previa en el agua subterránea, la presión y la temperatura circundante. Entre las rocas más solubles se encuentran calcita, dolomita, yeso, halita y silvita, que sirven como fuentes de Ca, Mg, Na, K, $CO_3$, $SO_4$ y Cl. Los silicatos y el resto de rocas "insolubles" dan lugar a iones minoritarios o elementos traza.

• Hidratación: es la incorporación de agua a la matriz cristalina de los minerales o la adsorción de moléculas de agua a los iones disueltos, como el paso de anhidrita a yeso o de biotita a vermiculita. Se trata de un proceso común en la evolución geoquímica de las aguas subterráneas y supone un primer paso para la meteorización de algunos minerales.

• Hidrólisis: se define como la reacción de una sustancia con agua. Más estrictamente, se trata de la reacción de un ión con una molécula de agua para formar una especie asociada y liberar $H^+$ o $OH^-$. La hidrólisis de cationes produce soluciones ligeramente ácidas ($A^+ + H_2O$ AOH + $H^+$), mientras que la de aniones da lugar a soluciones básicas ($X^- + H_2O$ HX + $OH^-$). La hidrólisis es efectiva si los iones producidos son inmediatamente transportados, o bien si se van añadiendo los productos necesarios. De no ocurrir ninguno de estos dos casos, se alcanzaría equilibrio químico y se detendría el proceso.

• Reacciones de oxidación-reducción: son reacciones químicas en las que se produce una transferencia de electrones. El proceso de oxidación es el resultado de la pérdida de electrones libres, mientras que la reducción supone incorporar estos electrones. Ambos procesos deben tener lugar simultáneamente y compensarse mutuamente. La oxidación es un proceso muy importante en la zona vadosa, donde el agua presenta gran cantidad de $O_2$ disuelto, que va disminuyendo muy rápidamente una vez alcanzada la zona saturada. Además, la solubilidad del $O_2$ en el agua (6.6 $cm^3/l$ a 20ºC) es mucho menor que en el aire (200 $cm^3/l$). En consecuencia, la importancia del proceso de oxidación decrece muy rápidamente con la profundidad. Ejemplos típicos son la oxidación de los sulfuros, dando lugar a $Fe_2O_3$, $H_2SO_4$ y $CO_2$, la magnetita produciendo calcita y la materia orgánica produciendo $CO_2$. La reducción también es importante en depósitos orgánicos, donde el oxígeno puede obtenerse por reducción de óxidos, sulfatos, nitratos, nitritos y algunos gases. Como resultado se pueden producir algunas especies iónicas, como $S^{2-}$, $NO_2^-$, $NH_4^+$, $Fe^{2+}$ y $Mn^{2+}$, además de $H_2$, $H_2S$, $CH_4$ y algunos hidrocarburos. Algunos compuestos metálicos, como el $UO_2$ (pechblenda), son estables en ambientes reductores y pueden quedar atrapados formando depósitos.

• Ataque directo por ácidos al macizo rocoso: los más comunes son $HCO_3$, $HNO_3$, $H_2SO_4$ y algunos ácidos húmicos y fúlvicos.

• Precipitación de solutos: puede tener lugar por varias razones, incluyendo (1) reacción con iones de la matriz sólida para formar precipitados no solubles, como el $CaF_2$ formado por la reacción entre el fluoruro aportado por el agua y el calcio existente en la matriz rocosa; (2) cambios en la presión y temperatura que afectan la solubilidad de algunos componentes químicos, como la precipitación de $CaCO_3$ alrededor de los puntos de descarga, por la presencia de un agua con alto contenido de $CO_2$ sometida a una reducción de presión, o la precipitación de $SiO_2$ en manantiales de agua caliente por la reducción brusca de temperatura; y (3) oxidación de la materia disuelta por exposición al aire, que da lugar a compuestos menos solubles, como sería el paso de $Fe^{2+}$ a $Fe^{3+}$.

• Intercambio iónico: es el proceso por el cual las sustancias iónicas y moleculares adsorbidas a las superficies de las partículas sólidas por fuerzas físicas (van de Waals) o químicas, son intercambiadas por iones disueltos. Las sustancias con mayor potencial de intercambio iónico son los minerales arcillosos (caolinita, montmorillonita, illita, clorita, vermiculita y zeolita), el óxido férrico y la materia orgánica, fundamentalmente porque forman coloides con gran superficie específica. Un ejemplo es el intercambio de Na por Ca y/o Mg produciendo en reblandecimiento del agua por enriquecimiento en Na y un aumento en la porosidad y permeabilidad del nuevo mineral arcilloso enriquecido en Ca o Mg.

• Reducción de sulfatos: debida fundamentalmente a la presencia de bacterias sulfato-reductoras en contacto con materia orgánica (carbón, liquito, petróleo). Un ejemplo es la reacción del sulfato con metano para dar lugar a $H_2S$ y $Ca(HCO_3)_2$.

• Concentración de solutos: la concentración de sólidos disueltos (TSD) en el agua subterránea está afectada por la evaporación y la disolución de minerales. La concentración por evaporación

tiene lugar en la zona no saturada y entre eventos de lluvia. Cuando llueve, estas sales de transportan hacia el subsuelo. Cuanto mayores sean las temperaturas y cuanto más separados estén los eventos lluviosos, mayor será la concentración de sales. En las zonas de descarga de flujo subterráneo, la concentración por evaporación puede producir salinización del suelo y/o la formación de depósitos salinos continentales por precipitación (Jankowski y Jacobson, 1989; Macumber, 1991; Tóth, 1971; Wallick, 1981; Williams, 1970).

El equilibrio químico agua-roca limita la concentración máxima que se puede obtener por disolución. Si el agua tiene suficiente tiempo para disolver minerales, se pueden alcanzar salinidades relativamente altas aunque la roca presente pocos minerales solubles.

• Ultrafiltración por membranas arcillosas: es otro mecanismo potencial para incrementar la concentración iónica en las aguas subterráneas (Berry, 1969). Arcillas y pizarras poco compactadas pueden actuar como barreras semipermeables a través de las cuales se fuerza el flujo de agua por diferencia de alturas piezométricas. Los iones, en cambio, quedan retenidos, aumentando la concentración de sales en las zonas de los cuerpos arcillosos que presentan altas presiones. De todos modos, este proceso no parece ser muy importante.

**Procesos físicos**

• Lubricación de las discontinuidades en la roca debida al agua circulante. Este proceso puede tener lugar en las superficies de los granos en suelos y sedimentos no consolidados, o en los planos de fracturas en rocas consolidadas. La lubricación actúa reduciendo la fricción y aumentando los efectos de las tensiones de corte sobre las discontinuidades. Como resultado, se pueden inducir deformaciones tangenciales en los materiales, que pueden ir desde pequeños reacomodamientos de los granos, por compactación, hasta grandes deslizamientos o terremotos. El proceso es particularmente efectivo en las regiones en las que las variaciones climáticas provocan fuertes oscilaciones en los niveles freáticos (Deere y Patton, 1971). El efecto se magnifica por el incremento de las presiones intersticiales, que supone una reducción en las tensiones efectivas y, por consiguiente, en la resistencia friccional a las deformaciones tangenciales. Presiones intersticiales relativamente altas aparecen de manera natural en las zonas de descarga de flujo subterráneo.

• Variaciones de presiones intersticiales, referidas siempre a los valores que corresponderán suponiendo condiciones hidrostáticas. Estas variaciones pueden ser debidas a diversas causas, por lo que a su vez pueden dar lugar a distintas consecuencias geológicas. Los cambios espaciales y temporales de las presiones intersticiales afectan los tipos y la cinética de las reacciones químicas, la solubilidad de los gases, los valores de saturación de gas, e incluso la propia integridad de las rocas (Domenico y Schwartz, 1997; Freeze y Cherry, 1979; Gretener, 1981; Hubbert y Rubey, 1959; Tóth y Millar, 1983).

La modificación de las presiones intersticiales por flujo gravífico es un efecto dinámico, con valores negativos en la zona de recarga, nulos en la de circulación y positivos en la zona de descarga (Figura 1). Basándose en la teoría de Terzaghi (1925), esto supone que las tensiones efectivas aumentan en la zona de recarga y disminuyen en la de descarga. El resultado es un leve aumento de la estabilidad de laderas y cauces de río y en las zonas de recarga, y un aumento en la vulnerabilidad de la superficie del terreno a la erosión y a los deslizamientos, así como una mayor facilidad a la licuefacción en el caso de que se produzcan terremotos, en las zonas de descarga.

**Procesos de transporte o cinéticos**

• El propio transporte del agua subterránea es el proceso más importante en su papel como agente geológico, al añadir a sus funciones como medio de transporte y como agente reactivo en el subsuelo, su carácter de componente del medio ambiente. En condiciones de flujo gravífico, las masas de agua están regularmente distribuidas, y aparece un efecto regional de contraste de humedades entre las zonas de recarga y descarga. El transporte de agua puede pensarse como la porción subsuperficial del ciclo hidroló-

gico y es, por tanto, un elemento clave en la distribución espacial de los cuerpos de agua, la magnitud de las fluctuaciones en los niveles piezométricos y sus características químicas, con las consiguientes enormes ramificaciones ecológicas.

• El transporte de materia en forma acuosa y no acuosa tiene también una gran importancia como agente geológico. El agua subterránea transporta materia muy diversa y en formas muy variadas, como soluciones acuosas de iones orgánicos e inorgánicos, partículas coloidales o de tamaño aún mayor en suspensión, gases disueltos o en burbujas, glóbulos, micelas o soluciones iónicas de hidrocarburos, virus y bacterias. La importancia de este proceso se debe al proceso de acumulación de minerales resultante del lixiviado de suelos o rocas, arrastre de los nutrientes y acumulación en forma de depósitos de minerales metálicos o no metálicos e hidrocarburos. El resultado neto es el lavado y la biodegradación de depósitos minerales y acumulaciones de líquidos no acuosos y de ciertos contaminantes en localizaciones favorecidas por condiciones hidrodinámicas apropiadas.

• El transporte de calor es uno de los procesos geológicos del subsuelo más claros y mejor entendidos (Beck et al., 1989; Romijn et al., 1985; Rybach, 1985; Smith y Chapman, 1983). El agua puede transportar calor debido a su alta capacidad específica que viene dada por $\rho_w C_w$, donde $\rho_w$ es la densidad del agua y $C_w$ su calor específico. Si existe un desequilibrio térmico entre el agua y el medio circundante, el agua fluye tendiendo a compensar las temperaturas. La velocidad de flujo de transferencia de calor que se establece depende de numerosos factores, como las propiedades termodinámicas del medio, las diferencias de temperatura entre el agua y el medio y el propio flujo de agua.

El flujo de intercambio térmico entre el agua circulante y el medio es el resultado de la competencia entre la disipación de calor por conducción y el arrastre del calor por advección o movimiento del agua subterránea. La importancia relativa de ambos términos se puede expresar cuantitativamente mediante el Número de Péclet, Pe:

$$Pe = \frac{n\rho_w C_w}{\rho_m C_m} \frac{qD}{k_m}$$

donde $n$ es la porosidad, $\rho_m$ la densidad del medio, $q$ el caudal específico, $D$ la longitud de la línea de flujo, $k_m$ la difusividad térmica y $\rho_m C_m$ la capacidad calorífica específica del medio poroso. Si Pe<1 (flujo lento), la difusión de calor domina frente a la advección, y las temperaturas del agua y el medio se equilibran. Si Pe>1, en cambio, la advección prevalece y las diferencias de temperatura se mantienen o incluso se crean de nuevas. El proceso se incrementa por la presencia de discontinuidades de muy alta permeabilidad, como fracturas, fallas, cavidades y canales, que a menudo tienen gran importancia para la formación de manantiales de agua caliente, depósitos hidrotermales y otros tipos de anomalías geotérmicas.

## MANIFESTACIONES

Los procesos previamente enunciados dan lugar a numerosas y diversas manifestaciones. Sin embargo, pese a su gran número y diversidad, todos los fenómenos naturales inducidos por el agua subterránea se pueden englobar en un número relativamente pequeño de tipo básicos, con ligeras variantes dentro de cada tipo debidas a las características locales del "ambiente hidrogeológico".

### El ambiente hidrogeológico

Un "ambiente hidrogeológico" es un modelo conceptual de los parámetros morfológicos, geológicos y climáticos que determinan los atributos principales de un régimen del agua subterránea en un área determinada (Tóth, 1970). Los seis atributos o parámetros principales que definen un régimen del agua subterránea son el contenido de agua de las rocas, la geometría del sistema de flujo, la descarga específica, la composición química del agua, la temperatura y la variación temporal de todos los anteriores.

Los parámetros de un régimen del agua subterránea están controlados por tres componentes del ambiente hidrogeológico: topografía, geología y clima. Estas tres componentes están con-

formadas a su vez por varios parámetros: para la topografía, el tamaño y forma de los relieves topográficos y la orientación y frecuencia de los relieves geológicos; para la geología, el contenido en material soluble, la configuración de heterogeneidades (estratificación, lenticularidad, fallado, fracturación, karstificación y grado de anisotropía); y para el clima, la temperatura y el valor, tipo y variación estacional de la precipitación y la evapotranspiración potencial.

El efecto controlador del ambiente hidrogeológico sobre el régimen del agua subterránea se manifiesta claramente cuando se consideran los papeles de los componentes individualmente. Los factores climáticos determinan la magnitud y la distribución espacial del agua suministrada a cada región. La topografía determina la cantidad de energía y su distribución zonal de que dispone el agua para su movimiento en una cuenca determinada y conforma los contornos del sistema de flujo. Finalmente, la geología proporciona las zonas en las que puede circular el agua, controlando las magnitudes y el esquema del flujo, así como el volumen y la distribución del agua almacenada. La geología también determina la hidroquímica de las aguas.

Los diversos parámetros ambientales se pueden combinar en un número prácticamente ilimitado de modos, cada uno de los cuales modifica uno de los fenómenos o procesos básicos de una manera distinta. Por ejemplo, una descarga de agua subterránea puede manifestarse por licuefacción (arenas movedizas o arcillas fluidas) en regiones muy llanas; por solifluxión, deslizamientos o inestabilidad de laderas en colinas o montañas; o por la formación de hidrolacolitos o sobreelevaciones por helada en climas muy fríos. El agua que descarga un manantial puede ser dulce y fría, caliente o salobre en función de que el sistema sea superficial en un clima frío, o atraviese una fuente térmica o unos minerales evaporíticos. Los árboles característicos de las zonas de descarga son, entre otros, sauce y aliso en climas fríos, abedul, álamo y roble en regiones templadas y palmeras en los trópicos.

## Tipos

Para mejorar la apreciación sobre el origen común de multitud de efectos y manifestaciones que son causados por el agua subterránea y modificados por el medio ambiente, es conveniente agruparlos en seis tipos básicos (Tóth, 1984). Cada uno de los tipos podría subdividirse a su vez a varios niveles hasta identificar los efectos o manifestaciones individuales a escala local. A modo ilustrativo, se incluyen algunos ejemplos para cada uno de los tipos que se presentan.

### Hidrología e hidráulica

Dos fenómenos hidráulicos importantes que se pueden asociar al flujo de agua subterránea a escala de cuenca son la distribución espacial sistemática de las componentes verticales del flujo y la profundidad de la zona sobre la que fluctúa el nivel freático anualmente, la cual depende del relieve. El flujo suele ser descendente cuando los relieves morfológicos son positivos, y ascendente en las depresiones topográficas (Figura 1). Además, el nivel freático está a mayor profundidad y las fluctuaciones anuales son más importantes en las áreas de recarga que en las de descarga (Fogg y Kreitler, 1982; Freeze, 1969; Meyboom et al., 1966; Mifflin, 1968; Tóth, 1984). Además de la dependencia con la topografía, la magnitud, intensidad y extensión zonal de las oscilaciones depende también considerablemente de la climatología a escala regional.

Una consecuencia hidrológica importante de la distribución del flujo a escala de cuenca es el contraste regional en los contenidos de humedad. En general, el contenido de humedad es bajo en las zonas de recarga y muy alto en las de descarga con respecto a los valores medios en la cuenca. En función del clima y la geología, las desviaciones respecto a los valores medios pueden ser imperceptibles, pero en algunos casos las variaciones pueden llegar a ser muy significativas. Boelter y Verry (1977) presentan un caso muy ilustrativo en Minnesota (EEUU), donde se apreciaba una descarga subterránea (hacia una marisma) de carácter muy constante y de valor muy alto, mientras en la zona de recarga (zona pantanosa descolgada del acuífero) los valores eran bajos y muy variables estacionalmente. Los contrastes en contenido de humedad de esta naturaleza parecen directamente proporcionales a la permeabilidad de la roca. En dunas arenosas, por ejemplo, las altas permeabilidades permiten

recoger el agua de descarga a pocos metros de los puntos más altos de las dunas, a pesar de que los niveles freáticos están profundos y de las condiciones áridas de la superficie.

Química y mineralogía

El flujo regional puede dar lugar a distintos efectos sobre la química y la mineralogía de las rocas y del propio agua en el subsuelo. Típicamente en la dirección del flujo el total de sólidos disueltos (TSD) aumenta, la facies aniónica evoluciona desde bicarbonatada a sulfatada y finalmente clorurada, disminuyen los contenidos de oxígeno y dióxido de carbono, el potencial redox pasa de positivo a negativo y el pH pasa de ácido a básico (Figura 1). De este modo, en las zonas de recarga domina la disolución de minerales mientras que en las de descarga se produce depósito y acumulación. Las sales ($NaSO_4$, NaCl, $Ca(SO_4)_2$ y $CaCO_3$) una vez salen a la superficie se pueden retener en el suelo y causar salinización y acumulaciones de sulfato sódico, halita, yeso o toba calcáreo que pueden llegar a alcanzar tamaño comercial (Macumber, 1991; Yaalon, 1963). La erosión, disolución, cementación y diagénesis de una gran variedad de rocas y minerales son manifestaciones naturales de la actividad química del agua subterránea.

Un ejemplo es un depósito de $NaSO_4$ de 15-25 m de espesor en Alberta (Canadá), producido por una descarga subterránea en una depresión topográfica cerrada durante los últimos 10000 años (Wallick, 1981).

Vegetación

La cubierta vegetal en una localización determinada puede estar afectada, directa o indirectamente, e incluso controlada totalmente por el flujo de agua subterránea, a través de los contenidos de humedad del suelo y de su salinidad. Tanto el tipo como la calidad de las plantas son muy sensibles a las condiciones locales del flujo subterráneo. Como muchas plantas toleran un cierto rango de humedad y salinidad, son las asociaciones y no las especies individuales las que reflejan el esquema de flujo subterráneo. Los tipos principales de plantas que reflejan condiciones muy secas, medias y húmedas reciben respectivamente el nombre de xerofitas, mesofitas y freatofitas. Las plantas que toleran alta salinidad reciben el nombre de halofitas. Estudios sobre las relaciones de las asociaciones de plantas que se presentan en distintas condiciones hidrogeológicas pueden encontrarse, por ejemplo, en Leskiw (1971), Engelen y Kloosterman (1996), Sastre Merlin (1978) y Tóth (1972). También, aunque no de modo directo, Vereiskii y Vostokova (1966) relacionan la flora con el tipo de suelo, topografía y profundidad del nivel freático, lo que puede ser reinterpretado en términos de zonas de recarga/descarga.

Mecánica de suelos y rocas

Las manifestaciones del agua como agente geológico en la mecánica de suelos y rocas incluyen suelos reblandecidos por la humedad, licuefacción de arenas, corrimientos de tierras y coladas de lodo. Cuando son debidos al agua subterránea, estos fenómenos tienen lugar preferentemente en zonas de descarga, donde los incrementos en las presiones intersticiales inducidos por el flujo reducen las tensiones efectivas y donde, además, el agua aumenta la lubricación intragranular. La combinación de ambos factores disminuye la resistencia al corte del suelo o la roca y aumenta su vulnerabilidad a la erosión. La forma real en que aparecen estas manifestaciones depende del ambiente hidrogeológico en el que se desarrollan. Los suelos blandos y pantanosos, combinados con vegetación freatofítica y salinización del suelo, recubren extensas áreas en llanuras de inundación y al pie de valles montañosos con materiales relativamente homogéneos (Angelus, 1996; Clissold, 1967; Srisuk, 1994; Tóth, 1966). La licuefacción en áreas poco extensas puede deberse a la presencia de heterogeneidades en forma lenticular, altamente permeables y localizadas, que concentran el flujo ascendente en secciones reducidas de roca. Este fenómeno se ha visto en llanuras de inundación, fondos de valle, en las costas de mares y lagos, uads desérticos, minas y bajo presas o diques (sifonamiento), pudiendo dar lugar a inundaciones de carácter destructivo. El agua de descarga suele ser dulce en regiones montañosas y salina en los llanos (Farvolden, 1961; Ihrig, 1966; Tóth, 1972, 1984).

En ambientes donde las pendientes son un elemento dominante de la morfología, el reblandecimiento de los materiales se puede manifestar con diversas formas de movimientos de masa: fluencias, coladas de lodo y corrimientos de tierra. Dada la alta intensidad, las dimensiones reducidas y la subsuperficialidad de los sistemas de flujo, en este tipo de ambientes la humedad suele ser alta y la salinidad baja (Cherry et al., 1972; Freeze y Cherry, 1979; Zaruba y Mencl, 1969; Deere y Patton, 1971).

Geomorfología

Las manifestaciones geomorfológicas de las aguas subterráneas no son siempre obvias. La karstificación de calizas, yesos o halitas está claramente reconocida como debida a la acción de las aguas subterráneas; los efectos de la dinámica del flujo, su distribución, evolución, profundidad y la geometría de las cavernas y canales kársticos, así como las características geoquímicas de las aguas resultantes han sido motivo de multitud de estudios (Bedinger, 1967; La Fleur, 1984; Paloc y Back, 1992).

La relación genética entre geysers y sistemas hidrogeológicos también es clara. En general, en los geysers los estudios suelen centrarse en los sistemas de conducción y en la fuente de calor. Aunque el estudio de estas dos componentes es imprescindible, su papel principal es el de convertir lo que en un sistema controlado por la gravedad sería una descarga regular de agua fría, en un espectacular manantial de agua caliente. Además de la descarga cíclica de agua caliente, los geysers suelen ir acompañados de: balance de agua positivo, suelos salinos, depósitos minerales, vegetación freatofítica y licuefacción de suelos, entre otros.

La debilidad en suelos y rocas inducida por el agua y su correspondiente incremento en la capacidad de erosión pueden dar lugar a grandes elementos geomorfológicos, incluyendo: (1) erosiones debidas a manantiales o suelos con licuefacción, dando lugar a barrancos o valles fluviales; (2) flancos de valle asimétricos debido a que los arroyos discurren paralelamente a la dirección regional de las pendientes; el flanco superior es más llano y cóncavo debido al incremento de erosión y el debilitamiento producido por la descarga subterránea (Van den Berg, 1969); (3) erosión de los flancos, por translación lateral y plegamiento hacia el área debilitada (Clissold, 1967); y (4) coladas de lodo y corrimientos de tierra, provocados en parte por la descarga subterránea, que pueden dar lugar a efectos permanentes en la morfología de colinas o montañas y a depósitos de distinto tipo, incluyendo los de piedemonte, particularmente si tienen lugar repetidamente.

Pero posiblemente la manifestación geomorfológica menos reconocida sea la descarga de agua subterránea en climas fríos. El hielo se acumula en invierno en las zonas de clima frío; en verano el agua descargada puede en algunos casos evapotranspirarse en su totalidad. La descarga continua de agua templada se refleja en muchos casos por la presencia de un barro blando y amarillento en el contacto suelo-hielo. En terrazas planas, el hielo se acumula en áreas muy extensas, mientras que en relieves topográficos o en las inhomogeneidades geológicas, donde la descarga es concentrada, se pueden formar depósitos de hielo.

Las sobreelevaciones por helada y los hidrolacolitos constituyen un grupo de manifestaciones climáticas del flujo subterráneo (Holmes et al., 1968; Mackay, 1978; McGinnis y Jensen, 1971). Estas se deben al crecimiento gradual de la componente helada de las masas de agua subterránea, posible por el aporte continuo de agua en las zonas de descarga. Williams (1970) y Tóth (1984) han publicado ejemplos de daños al pavimento de autopistas en Illinois y Alberta, respectivamente, debido a este proceso. La formación de hidrolacolitos en permafrost ya fue atribuida a las descargas de agua subterránea por Müller (1947). Otro ejemplo corresponde al de una pradera en Alberta (Cánada), donde se forma un hidrolacolito de carácter estacional, de 1.5 m de altura y unos 20 m de diámetro, que emerge del fondo de una depresión circular producida por la erosión de un manantial. Empieza a aparecer en otoño, cuando el hielo acumulado en la superficie del suelo impide la descarga subterránea a través del manantial y los alrededores. Durante el invierno, el incremento de presión intersticial y el incremento de grosor de la lente de hielo subsuperficial producen la elevación de la superficie del

terreno, hasta que con la llegada de la primavera se rompe la capa de hielo externa que actuaba de tapón y se deshiela la capa lenticular. Hacia finales de abril, el suelo vuelve a su posición original, las fisuras tensionales se sellan y un agua de elevada salinidad descarga a través de los restos del montículo que han adoptado una forma de cráter. Este ciclo se ha repetido anualmente a lo largo de diversas décadas (Tóth, 1972, 1984)

Transporte y acumulación

El papel que el agua subterránea tiene como vehículo de transporte y acumulación se manifiesta en la naturaleza de muy diversas maneras, algunas muy espectaculares y algunas produciendo manifestaciones con fenómenos relacionados de gran importancia económica. Entre otros fenómenos encontramos hidrotermalidad, depósitos minerales sulfurosos de tipo sedimentario, depósitos de uranio frontales o tabulares, acumulaciones de hidrocarburos y eutrofización de cuerpos de agua superficial.

El agua subterránea puede crear un esquema de distribución del calor en una determinada cuenca gracias a su potencial para intercambiar calor con el medio ambiente. Como resultado, las aguas frías descendentes reducen las temperaturas y los gradientes térmicos en las áreas de recarga hasta valores por debajo de los que corresponderían por conducción. Del mismo modo, el agua caliente asciende causando anomalías térmicas positivas en las zonas de descarga (Figura 1). Las anomalías geotérmicas inducidas por el flujo se pueden acentuar por un aumento local del flujo en zonas más permeables, a menudo dando lugar al desarrollo de manantiales termales. Los efectos geotermales del flujo subterráneo son bien conocidos y están bien documentados (Beck et al.; 1989, Bethke, 1985; Deming et al., 1992; Romijn et al., 1985; Rybach, 1985; Smith y Chapman, 1983).

Los depósitos minerales del Valle de Mississippi están considerados por varios investigadores como el resultado de la movilización, transporte y acumulación de iones metálicos debidos al agua subterránea (Baskov, 1987; Garven et al., 1993, 1999). Según esta hipótesis, los iones metálicos se transportan como salmueras sulfatadas, que se reducen en las áreas de descarga por la presencia de bacterias sulfato-reductoras y por reacción con $H_2S$ y/o materia orgánica (carbón, turba o metano).

Se han presentado teorías basadas en los procesos citados en el párrafo anterior para explicar el origen de los depósitos de uranio frontales o tabulares (Butler, 1970; Galloway, 1978, Raffensperger y Garven, 1995a, 1995b; Sanford, 1994). El elemento principal en estos procesos es el transporte de metales por el flujo subterráneo desde las zonas de recarga, de carácter oxidante, donde la uraninita es muy soluble, a los de descarga, de carácter reductor, donde precipita. Cambios en la geometría del sistema de flujo pueden dar lugar a remigración de los depósitos formados previamente.

Algunos tipos y un buen número de casos específicos de acumulación de petróleo o gas en el mundo se han atribuido al efecto del flujo subterráneo a escala de cuenca (Harrison y Summa, 1991; Hodgson, 1980; Hubbert, 1953; Munn, 1909; Rich, 1921; Sanford, 1995; Tóth, 1980, 1988; Verwij, 1993). Según Tóth (1980) el agua subterránea puede movilizar los hidrocarburos y conducirlos hacia las zonas de descarga en muy diversas formas, como burbujas, glóbulos, venas, soluciones iónicas, emulsiones o micelas. En zonas donde el flujo se concentra, se incrementa la concentración de hidrocarburos. La captura y la consiguiente acumulación local de hidrocarburos puede estar causada por la reducción de su potencial que experimenta el petróleo, bien por causas físicas de reducción de los poros o por la formación de barreras capilares (Hubbert, 1953; Tóth, 1988). La efectividad de estos dos últimos mecanismos se incrementa al aumentar el tamaño de las partículas de los hidrocarburos transportados. Este aumento está favorecido por el brusco descenso de temperaturas y presiones de las aguas de descarga. Las áreas de descarga regional presentan, por tanto, condiciones ideales para la captura de hidrocarburos, y han dado lugar a numerosos depósitos petrolíferos (Bars et al., 1961; Chiarelli, 1973; Deming et al., 1992; Hitchon y Hays, 1971; Tóth, 1980; Wells, 1988).

Las partículas de hidrocarburo que consiguen no ser capturadas siguen circulando, pudiendo dar

lugar a concentraciones anormalmente altas en aguas subterráneas, suelo, plantas, sedimentos submarinos o manantiales. Durante su recorrido, los hidrocarburos causan reducción química en las zonas atravesadas. La zona afectada se conoce como "chimenea geoquímica" y se usa extensamente en la exploración petrolífera (Schumacher y Abrams, 1996). La poca efectividad de la exploración geoquímica ha sido atribuida a la falta de conocimiento de las características de un flujo subterráneo regional (Tóth, 1996).

Una posible causa de la eutrofización de cuerpos de agua superficiales es el aporte de nutrientes a los lagos. Shaw et al. (1990) muestran que el fósforo y nitrógeno procedentes de fertilizantes y fosas sépticas son transportados por el agua subterránea y depositados en áreas extensas de los fondos de los lagos, causando el crecimiento anómalo de plantas acuáticas. En este caso la eutrofización se convierte también en una manifestación del carácter de agente geológico de las aguas subterráneas.

## RESUMEN Y CONCLUSIONES

En este artículo se resumen los procesos y fenómenos naturales que han sido reconocidos como manifestaciones del carácter del agua subterránea como agente geológico. Hasta que en los años 60-70 se empezó a reconocer y clarificar la naturaleza de la hidrogeología a escala de cuenca, incluyendo sus propiedades, geometría y factores de control, no se pudieron establecer las conexiones entre un gran número y variedad de fenómenos naturales y su causa, el flujo subterráneo.

Las dos causas que se consideran fundamentales para el papel activo de las aguas subterráneas como agente geológico son su capacidad para interactuar con el medio ambiente y la distribución espacial sistemática y jerárquica del flujo subterráneo. La interacción entre agua subterránea y medio ambiente genera varios procesos, productos y condicionantes geológicos. La sistematización del esquema de flujo da lugar a una distribución espacial de esos efectos a escala regional o de cuenca.

Se identifican diez procesos químicos (disolución, hidratación, hidrólisis, oxidación-reducción, ataque químico, precipitación, intercambio iónico, reducción de sulfatos, concentración, y ultrafiltración u ósmosis), dos procesos físicos (lubricación y variación de presiones intersticiales) y tres procesos cinéticos (transporte de agua, de materia en fases acuosa y no acuosa y de calor). Dadas la capacidad de transporte y las características especiales del flujo en cuencas sedimentarias, los efectos de interacción son acumulativos y se distribuyen de acuerdo con la geometría de los sistemas de flujo.

Los procesos mencionados se manifiestan en un gran número de fenómenos naturales de gran diversidad. Sin embargo, éstos se pueden dividir en seis grupos básicos: (1) Hidrología e hidráulica, (2) química y mineralogía, (3) vegetación, (4) mecánica del suelo y de las rocas, (5) geomorfología, y (6) transporte y acumulación.

En consecuencia, los efectos y manifestaciones del agua subterránea como agente geológico se resumen en aumento o disminución de agua, sólidos metálicos o no metálicos, hidrocarburos y calor; inestabilidades en suelos o rocas dando lugar a cambios geomorfológicos; cambios en la diagénesis mineral; cambios en la cubierta vegetal y eutrofización de los cuerpos de aguas superficiales.

## AGRADECIMIENTOS

Agradezco sinceramente al Dr. Xavier Sánchez-Vila, de la Universidad Politècnica de Catalunya, por la excelente traducción y adaptación al Castellano del manuscrito de este artículo, escrito originalmente en Inglés.

## REFERENCIAS

Angelus B (1996) A felszínalatti vizáramlások tanulmányozása a Duna-Tisza köze középsö területén, Foktö és Csánytelek között [Estudio de los sistemas de agua subterránea en la región central del Duna-Tisza, entre las ciudades de Foktö y Cşánytelek]. MSc, Univ. Eötvös Loránd, Budapest.

Astié H, Bellegard R, Bourgeois M (1969) Contribution à l'étude des différences pièzométriques entre plusieurs aquifères superposés: application aux nappes du tertiaire de la Gironde. Chronique d'Hydrogéologie de BRGM, París, no. 12: 49-59.

Back W (1966) Hydrochemical facies and groundwater flow patterns in northern part of Atlantic Coastal Plain. US Geol Surv Prof Pap 498-A.

Back W, Rosenshein JS, Seaber PR (1988) Hydrogeology. Geology of North America. v. O-2. Geological Society of America, Boulder, Colorado.

Bars YE, Borschevskiy GA, Drod IO, Ovchinnikov AM (1961) Genetic relationship of oil-gas basins to basins of subsurface waters surrounding them. Petroleum Geology 5(11): 579-586.

Baskov EA (1987) The fundamentals of paleohydrogeology of ore deposits. Springer-Verlag, Berlín, Heidelberg, New York.

Beck AE, Garven G, Stegena L (eds.) (1989) Hydrogeological regimes and their subsurface thermal effects. Geophys. Monograph 47/IUGG series, v. 2, American Geophysical Union, Washington.

Bedinger MS (1967) An electrical analog study of the geometry of limestone solution. Groundwater 5(1): 24-28.

Berry FAF (1969) Relative factors influencing membrane filtration effects in geologic environments. Chem Geol 4: 295-301.

Berry FAF (1973) High fluid potentials in California coast ranges and their tectonic significance. AAPG Bulletin 57(7):1219-1249.

Bethke CM (1985) A numerical model of compaction-driven groundwater flow and heat transfer and its application to the paleohydrology of intracratonic sedimentary basins: Journal of Geophysical Research 90(B7): 6817-6828.

Bethke CM (1989) Modeling subsurface flow in sedimentary basins. Sonderdruck aus Geologische Rundschau 78(1): 129-154.

Boelter DH, Verry ES (1977) Peatland and water in the Northern Lake States. USDA Forest Service, General Technical Report, NC-31.

Bredehoeft JD, Hanshaw BB (1968) On the maintenance of anomalous fluid pressures. 2. Source layer at depth. Geol Soc Am Bull 79: 1107-1122.

Butler AP (1970) Ground water as related to the origin and search for uranium deposits in sandstone. Contribution to geology, Wyoming Uranium Issue 8(2): 81-86.

Chebotarev II (1955) Metamorphism of netural water in the crust of weathering. Geochimica et Cosmochimica Acta 8: 22-48, 137-170, 192-212.

Cherry JA, van Everdingen RO, Meneley WA, Tóth J (1972) Hydrogeology of the Rocky Mountains and interior plains - Guidebook. Excursion A26. XXIV International Geologic Congress, Montreal. Canadian Export Gas & Oil Ltd., Calgary.

Chiarelli A (1973) Études des nappes aquifères profondes: contribution de l'hydrogèologie à la connaissance d'un bassin sédimentaire et à l'exploration pétrolière. D.Sc. thesis no. 401, Université de Bordeaux I, Bordeaux.

Clissold RJ (1967). Mapping of naturally occurring surficial phenomena to determine groundwater conditions in two areas near Red Deer, Alberta. MSc, University of Alberta, Edmonton, Alberta, Canada.

Deere DU, Patton FD (1971) Slope stability in residual soils. Proc IV Panamerican Conf on Soils Mechanics and Foundation Engineering, San Juan, Puerto Rico, pp 87-170.

de Vries J (1974) Groundwater flow systems and stream nets in The Netherlands. PhD, Vrije Universiteit Amsterdam.

Deming D, Sass JH, Lachenbruch AH, De Rito RF (1992) heat flow and subsurface temperature as evidence for basin scale groundwater flow, North Slope of Alaska. Geol Soc of America Bulletin 104: 528-542.

Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau e.V. (1987) Erkundung tiefer Grundwasser-Zirkulationssysteme: Grundlagen und beispiele [Investigación sobre sistemas de flujo de aguas subterráneas profundos: principios y ejemplos]. Kommissionsvertrieb Verlag Paul Parey, Hamburg and Berlin.

Domenico PA, Palciauskas VV (1973) Theoretical analysis of forced convective heat transfer in regional groundwater flow. Geol Soc of Amer Bulletin 84: 3803-3814.

Domenico PA, Schwartz FW (1997) Physical and chemical hydrogeology. 2nd edn. Wiley, New York.

Engelen GB, Jones GP (1986) Developments in the analysis of groundwater flow systems. IAHS publication 163, International Association of Hydrological Sciences, Wallingford.

Engelen GB, Kloosterman FH (1996) Hydrological systems analysis: methods and applications. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Boston, London.

Erdélyi M (1976) Outlines of the hydrodynamics and hydrochemistry of the Pannonian Basin: Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae 20: 287-309.

Farvolden RN (1961) A farm water supply from quicksand. Research Council of Alberta, Preliminary Report 61(3).

Fetter CW (1994) Applied hydrogeology. Maxwell Macmillan Canada, Toronto.

Fogg GE, Kreitler ChW (1982) Groundwater hydraulics and hydrochemical facies in Eocene aquifers of the East Texas Basin. Report of Investigation No. 127, Bureau of Econ. Geol., University of Texas, Austin, pp.75.

Freeze RA (1969) Regional groundwater flow - Old Wives Lake Drainage Basin, Saskatchewan. Scientific Series No. 5. Inland Waters Branch, Dept of Energy, Mines and Resources, Ottawa.

Freeze RA, Cherry JA (1979) Groundwater. Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, New Jersey.

Freeze RA, Witherspoon PA (1967) Theoretical analysis of regional groundwater flow. 2. Effect of water table configura-

tion and subsurface permeability variation. Water Resour Res 3(2): 623-634.

Galloway WE (1978) Uranium mineralization in a coastal-plain fluvial aquifer system: Catahoula Formation, Texas. Econ Geol 73: 1655-1676.

Garven G (1989) A hydrogeologic model for the formation of the giant oil sands deposits of the Western Canada Sedimentary Basin. American Journal of Science 289:105-166.

Garven G, Ge S, Person, MA, Sverjensky DA (1993) Genesis of stratabound ore deposits in the midecontinent Basins of North America. American Journal of Science 293:497-568.

Garven G, Appold MS, Toptygina VI, Hazlett TJ (1999) Hydrogeologic modeling of carbonate-hosted lead-zinc ore genesis. Hydrogeology Journal 7(1): 108-126.

Gerrard AJ (1981) Soils and landforms: an integration of geomorphology and pedology. George Allen & Unwin, London.

Goff JC, Williams BPJ (Editors) (1987) Fluid flow in sedimentary basins and aquifers. Geological Society Special Publication No. 34, Blackwell Scientific Publications, Oxford.

Gretener PE (1981) Pore pressure: fundamentals, general ramifications, and implications for structural geology (Revised). AAPG Education Course Note Series #4, 2nd edn, AAPG Department of Education, Tulsa, Oklahoma.

Hanor, JS (1987) Origin and migration of subsurface sedimentary brines. SEPM Lecture notes for short course No 21.

Harrison WJ, Summa LL (1991) Paleohydrology of the Gulf of Mexico Basin. American Journal of Science 291:109-176.

Hitchon B, Hays J (1971) Hydrodynamics and hydrocarbon occurrences, Surat Basin, Queensland, Australia. Water Resources Research 7(3):650-676.

Hodgson GW (1980) Origin of petroleum: in-transit conversion of organic components in water. In: Problems of petroleum migration, AAPG Studies in Geology No. 10:169-178.

Holmes GW, Hopkins DM, Foster HL (1968) Pingos in central Alaska. USGS Bulletin 1241-H, Washington.

Hubbert MK (1953) Entrapment of petroleum under hydrodynamic conditions. AAPG Bulletin 37(8):1954-2026.

Hubbert MK, Rubey WW (1959) Role of fluid pressures in mechanics of overthrust faulting: I. Mechanics of fluid-filled porous solids and its application to overthrust faulting. Bull Geol Soc Amer 70:115-166.

Ihrig D (1966) 1965 Dunai árvíz [Danube flood of 1965]. Vízügyi Közlemények, Budapest (en Húngaro con resúmenes en Ruso, Inglés, Francés y Alemán).

Ingebritsen SE, Sanford WE (1998) Groundwater in geologic processes. Cambridge University Press, Cambridge, New York.

Jankowski J, Jacobson G (1989) Hydrochemical evolution of regional groundwaters to playa brines in Central Australia. Journal of Hydrology 108:123-173.

LaFleur RG (1984) Groundwater as a geomorphic agent. Allen & Unwin, Boston.

Leskiw LA (1971) Relationship between soils and groundwater in field mapping near Vegreville, Alberta. MSc, University of Alberta, Edmonton, Alberta.

Mackay JR (1978) Sub-pingo water lenses, Tuktoyaktuk Peninsula, Northwest Territories. Canadian Journal of Earth Sciences 15(8):1219-1227.

Macumber PG (1991) Interaction between ground water and surface systems in Northern Victoria. Dept. of Conservation and Environment, Victoria, Australia.

McGinnis LD, Jensen TE (1971) Permafrost-hydrogeologic regimen in two ice-free valleys, Antarctica, from electrical depth sounding. Quaternary Research 1(3):389-409.

Meyboom P, van Everdingen RO, Freeze RA (1966) Patterns of groundwater flow in seven discharge areas in Saskatchewan and Manitoba. Geol Surv of Canada Bulletin 147, Ottawa.

Mifflin MD (1968) Delineation of groundwater flow systems in Nevada: Desert Research Institute Technical Report Series H-W, 4.

Müller SW (1947) Permafrost or permanently frozen ground and related engineering problems. JW Edwards, Inc., Ann Arbor, Michigan.

Munn MJ (1909) The anticlinal and hydraulic theories of oil and gas accumulation: Economic Geology 4(6):509-529.

Neuman SP, Witherspoon PA (1971) Transient flow of groundwater to wells in multiple-aquifer systems. Aquitards in the coastal groundwater basin of Oxnard Plain, Ventura Country: Department of Water Resources, Appendix A, Bulletin No. 63-4, California, pp 159-359.

Neuzil CE, Bredehoeft JD, Wolff RG (1984) Leakage and fracture permeability in the Cretaceous shales confining the Dakota Aquifer in South Dakota, en: Jorgensen DG, Signar DC (eds.) C.V. Theis Conference on Geohydrology, First, Geohydrology of the Dakota Aquifer, Proc. Worthington, Ohio, 1984, National Water Well Association and US Geological Survey, pp 113-120.

Neuzil CE, Pollock DW (1983) Erosional unloading and fluid pressures in hydraulically "tight" rocks. Journal of Geology 91(2):179-193.

Oliver J (1986) Fluids expelled tectonically from orogenic belts: their role in hydrocarbon migration and other geologic phenomena. Geology 14:99-102.

Ortega GA, Farvolden RN (1989) Computer analysis of regional groundwater flow and boundary conditions in the basin of Mexico. Journal of Hydrology 110:271-294.

Paloc H, Back W (eds) (1992) Hydrogeology of selected karst regions. International Association of Hydrogeologists 13.

Parnell J (ed) (1994) Geofluids: origin, migration and evolution of fluids in sedimentary basins. Geological Society Special Publication No. 78, Geological Society, London.

Raffensperger JP, Garven G (1995a) The formation of unconformity-type uranium deposits: 1. Coupled groundwater flow and heat transport modeling. American Journal of Science 295:581-636.

Raffensperger JP, Garven G (1995b) The formation of unconformity-type uranium deposits: 2. Coupled hydrochemical modeling. American Journal of Science 295:639-696.

Rich JL (1921) Moving underground water as a primary cause of the migration and accumulation of oil and gas. Economic Geology 16(6):347-371.

Romijn E, Groba E, Lüttig G, Fiedler K, Laugier R, Löhnert E, Garagunis C (eds) (1985) Geothermics thermal - mineral waters and hydrogeology. Theophrastus Publications S.A., Athens.

Rybach L (ed) (1985) Heat flow and geothermal processes. Proceedings of IUGG Inter-disciplinary Symposium No. 10, Hamburg, Germany, August 1983. Journal of Geodynamics, Special Issue 4.

Sanford RF (1994) A quantitative model of ground-water flow during formation of tabular sandstone uranium deposits. Economic Geology 89:341-360.

Sanford RF (1995) Ground-water flow and migration of hydrocarbons to the Lower Permian White Rim sandstone, Tar Sand Triangle, southeastern Utah. USGS Bulletin 2000-J, Washington, DC.

Sastre Merlin A (1978) Hidrogeología regional de la cuenca terciaria del Río Alberche. Sección de Investigación de Recursos Hidráulicos, Instituto Lucas Mallada, Tomo I. Memoria.

Schumacher D, Abrams MA (eds) (1996) Hydrocarbon migration and its near-surface expression. AAPG Memoir 66. The American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma.

Shaw RD, Shaw JFH, Fricker H, Prepas EE (1990) An integrated approach to quantify groundwater transport of phosphorous to Narrow Lake, Alberta. Limnol Oceanogr 35(4):870-886.

Smith L, Chapman DS (1983) On the thermal effects of groundwater flow 1. Regional scale systems: Journal of Geophysical Research 88:593-608.

Srisuk K (1994) Genetic characteristics of the groundwater regime in the Khon Kaen drainage basin, Northeast Thailand. PhD, University of Alberta, Edmonton, Alberta.

Stuyfzand PJ (1993) Hydrochemistry and hydrology of the coastal dune area of the Western Netherlands. PhD, Vrije Universiteit Amsterdam.

Terzaghi K (1925) Erdbaumechanic auf Bodenphysikalischer Grundlage [Ingeniería geológica basada en principios de mecánica del suelo] Franz Deuticke, Vienna.

Tóth J (1962) A theory of groundwater motion in small drainage basins in central Alberta, Canada. J Geoph Res 67(11):4375-4387.

Tóth J (1963) A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins. J Geoph Res 68(16):4795-4812.

Tóth J (1966) Mapping and interpretation of field phenomena for groundwater reconnaisance in a prairie environment, Alberta, Canada. International Association of Scientific Hydrology Bulletin 16(2):20-68.

Tóth J (1970) A conceptual model of the groundwater regime and the hydrogeologic environment. Journal of Hydrology 10:164-176.

Tóth J (1971) Groundwater discharge: A common generator of diverse geologic and morphologic phenomena. International Association of Scientific Hydrology Bulletin 16(1-3):7-24.

Tóth J (1972) Properties and manifestations of regional groundwater movement. Proc 24th Int Geol Congress Section 11, Montreal, pp 153-163.

Tóth J (1978) Gravity-induced cross-formational flow of formation fluids, Red Earth Region, Alberta, Canada: analysis, patterns and evolution. Water Resources Res 14(5):805-843.

Tóth J (1980) Cross-formational gravity-flow of groundwater: A mechanism of the transport and accumulation of petroleum (the generalized hydraulic theory of petroleum migration) In: Roberts III WH, and Cordell RJ (eds) Problems of petroleum migration. AAPG Studies in Geology No 10 pp 121-167.

Tóth, J (1984) The role of regional gravity flow in the chemical and thermal evolution of ground water In: Hitchon B, and Wallick EI (eds) Proc First Canadian/American Conference on Hydrogeology, Practical Applications of Ground Water Geochemistry, Worthington, Ohio, 1984, National Water Well Association and Alberta Research Council, pp 3-39.

Tóth, J (1988) Ground water and hydrocarbon migration. In: Back W, Rosenshein JS, Seaber PR (eds) Hydrogeology. Geology of North America, v. O-2, Geological Society of America, Boulder, Colorado, pp 485-502.

Tóth, J (1996) Thoughts of a hydrogeologist on vertical migration and near-surface geochemical exploration for petroleum. In: Schumacher D, Abrams MA (eds) Hydrocarbon migration and its near-surface expression. AAPG Memoir 66:279-283.

Tóth J, Corbet T (1986) Post-Paleocene evolution of regional groundwater flow-systems and their relation to petroleum accumulations, Taber area, southern Alberta, Canada. Canadian Petroleum Geology Bulletin 34(3):339-363.

Tóth J, Millar RF (1983) Possible effects of erosional changes of the topographic relief on pore pressures at depth. Water Resources Res 19(6):1585-1597.

Vanden Berg A (1969) Groundwater chemistry and hydrology

of the Handhills Lake area, Alberta. Research Council of Alberta, Report 69(1).

Vereiskii NG, Vostokova EA (1966) Guidebook for determining the lithological composition of surface deposits and depth occurrence of ground waters. Israel Program for Scientific Translations, Jerusalem (traducido del Ruso).

Verweij JM (1993) Hydrocarbon migration system analysis. Developments in Petroleum Science, 35. Elsevier, Amsterdam, London, New York, Tokyo.

Wallick EI (1981) Chemical evolution of groundwater in a drainage basin of Holocene Age, East Central Alberta, Canada. Journal of Hydrology 54:245-283.

Wells PRA (1988) Hydrodynamic trapping in the Cretaceous Nahr-Umr Lower Sand of the North area, offshore Qatar. Journal of Petroleum Technology 40:357-362.

Williams RE (1968) Groundwater flow systems and related highway pavement failure in cold mountain valleys. Journal of Hydrology 6(2):183-193.

Williams RE (1970) Groundwater flow systems and accumulation of evaporate minerals. AAPG Bulletin 54(7):1290-1295.

Yaalon DH (1963) On the origin and accumulation of salts in groundwater and soils in Israel. Bulletin of Research Council of Israel, Section G, 11G(3), pp 105-131.

Zaruba Q, Mencl V (1969) Landslides and their control. Czechoslovak Academy of Sciences and American Elsevier Publ, pp 205.