

18 AGUAS SUBTERRANEAS

Estalactitas y estalacmitas. Corbis.com

Las aguas subterráneas son las que se encuentran bajo la superficie del terreno o dentro de los poros o fracturas de las rocas, o dentro de las masas de regolito; en zonas húmedas a metros de profundidad, en desiertos a cientos de metros.

Cuadro 23. Origen de las aguas subterráneas

I AGUAS ESTABLECIDAS		Agua de porosidad, infiltración, percolación		Fuentes y capas
a) Aguas ocluidas en los minerales y las rocas		Aguas de fisuras, de cavernas y de abismación		Exsurgencias y resurgencias
b) Aguas de constitución y de cristalización		Aguas de fracturas (Nordenskjöld)		Capas
c) Aguas de hidratación		Aguas fósiles		Capas
		Aguas		Capas o

I AGUAS ESTABLECIDAS		Agua de porosidad, infiltración, percolación		Fuentes y capas
		vadosas o geotermales		fuentes
II AGUAS LIBRES		Aguas termales juveniles		
a) Aguas de penetración debidas a la circulación superficial o la presión de capas (lagos, mares, etc.)		Aguas magmáticas		
b) Aguas de condensación procedentes de las capas superficiales, de las capas profundas o del aire superficial		Aguas de reacción (2H ₂ + O ₂)		
c) Aguas de profundidad		Aguas volcánicas		Vapores o fuentes

Félix Trombe. Las aguas subterráneas, Orbis, 1986

18.1 PROCEDENCIA DE LAS AGUAS SUBTERRANEAS

Elas proceden de la precipitación y la condensación, excepto otras como las aguas connatas o fósiles (sedimentarias) y las juveniles (magmáticas).

18.1.1. Aguas de precipitación. Las aguas de precipitación debidas al ciclo del agua, se originan principalmente en la superficie de los mares que poseen 365 millones de km. cúbicos de agua y el 73% de la superficie de la Tierra. Por otro lado el aporte calorífico de la radiación solar permite convertir en vapor de dos a tres litros de agua por metro cuadrado y por día, por lo que el agua evaporada sobre la Tierra en un día alcanza a 10^{12} m^3 .

Bajo la acción de la radiación solar el agua de mares y continentes se transforma parcialmente en vapor que se eleva en la atmósfera y que posee en el aire una presión parcial que está condicionada, principalmente, por la temperatura de las superficies generadoras. La siguiente gráfica muestra para una temperatura determinada cuantos gramos de agua carga un metro cúbico de aire.

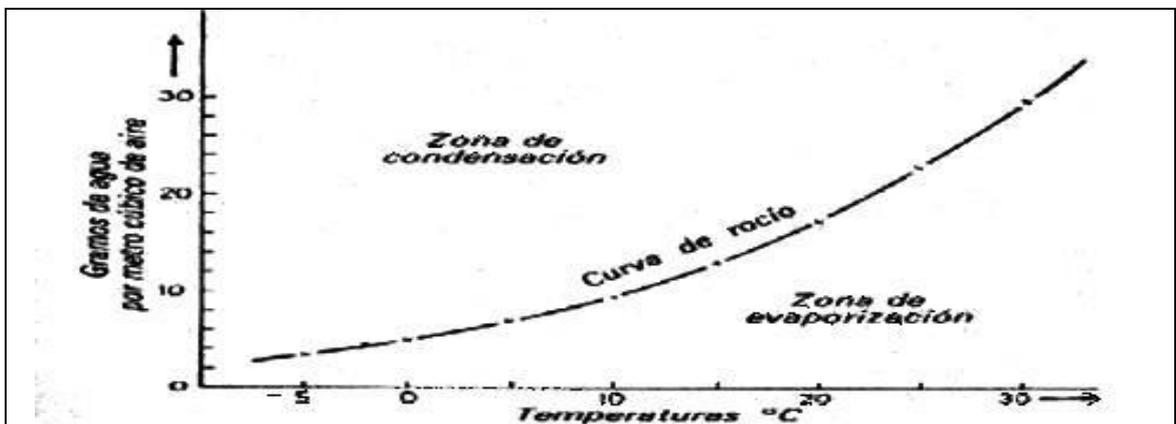


Figura 125. Curva de rocío: cantidad máxima de agua en gramos por metro cúbico de aire, a diferentes temperaturas en grados °C. I zona de condensación, II zona de evaporación. Las Aguas Subterráneas, Félix Trombe.

Se ve en la gráfica como el **punto de rocío** aumenta considerablemente cuando la temperatura se eleva. No es frecuente que se alcance el máximo de vapor de agua para una temperatura dada, en el mismo momento en que se evapora dicha cantidad de agua sobre una superficie líquida. Será solamente a continuación, cuando el aire se habrá enfriado, que se podrá observar la precipitación del agua en forma de lluvia o de nieve.

El aire ascendente se descomprime progresivamente, cayendo la temperatura a causa de la distensión en 1 °C por cada 100 metros de ascenso. Resulta de ello que, por esta simple descompresión la temperatura disminuye lo suficiente para que la cantidad de agua contenida en el aire se convierta en excedente. También a veces, las variaciones de presión atmosférica en un lugar determinado provocan precipitaciones sin que varíe la altitud de la masa de aire, cuando no corrientes de aire frío que encuentran corrientes de aire cálido fuertemente cargado de vapor de agua.

- **Lluvias artificiales.** Conviene además para provocar la formación de masas líquidas o sólidas la presencia de núcleos de condensación en la atmósfera. No es raro encontrar a gran altitud nubes sobresaturadas de vapor de agua que, bajo una acción local de condensación, pueden precipitar enormes cantidades de agua o de hielo. Este es el principio de las lluvias artificiales en donde decenas de kilogramos de gas carbónico solidificado aportadas desde un avión dentro de ciertas nubes sobresaturadas son suficientes para obtener una precipitación considerable.

18.1.2 Balance hidrológico de una cuenca fluvial.

Conociendo la superficie de la cuenca entera se mide el índice pluviométrico, el índice de salida de agua y el déficit de salida de agua. El índice pluviométrico, está dado por la altura de agua en milímetros que cae sobre la cuenca en un año. El índice de salida del agua está dado por la altura en milímetros que transportan cada año los ríos y varía con el índice pluviométrico. La diferencia entre estos

dos índices es el déficit de salida de agua y corresponde exactamente a la cantidad evaporada (evapotranspiración) y a la cantidad infiltrada en el suelo; éste índice es prácticamente constante pero varía mucho según la región y el clima.

Denominando d la masa de agua evacuada en el transcurso de un año y h el total de lluvia caída en la misma cuenca vertiente, la proporción d/h define el coeficiente de circulación aparente, mientras la diferencia $h-d$ se corresponde con la suma de la evaporación y de la infiltración, cuyas proporciones son difíciles de determinar en una cuenca.

La relación d/h varía mucho y su valor se aproxima a cero para los ríos que se agotan totalmente durante su trayectoria; su valor es 27/1000 para el Nilo, 625/100 para el Ródano y 750/1000 para el Po. Mientras la infiltración, que es la que interesa acá, depende de las condiciones de precipitación (las lluvias finas y prolongadas se infiltran más que las de tempestad), de la naturaleza del terreno (en una red cárstica será total), de la cobertura vegetal del suelo (que favorece la evaporación y la infiltración a expensas de la escorrentía) y de otras circunstancias como ocurre con el agua de fusión de las nieves y de los hielos que se infiltra más cuando la fusión es lenta (invierno) que en verano, cuando los caudales aumentan bajo la acción de una radiación solar intensa.

18.1.3 Las aguas de condensación. Para muchos hidrólogos la condensación del vapor de agua en el interior del suelo desempeña una función poco importante en la formación de las aguas subterráneas, incluso consideran que los rocíos internos no deben intervenir en los caudales. Pero esta participación, la de las aguas de condensación internas y externas presenta características diferentes e importantes según se trate de un terreno abundantemente permeable (calizas fisuradas, por ejemplo) o de un terreno de escasa permeabilidad (arenas) o compuesto de capas porosas

impregnadas de arcilla coloidal cuya naturaleza permite la fijación de agua, incluso cuando el aire superficial no alcanza un 100% de humedad.

El aire exterior más o menos cargado de vapor de agua, pero conteniendo a menudo una gran parte de la totalidad del vapor que podría evaporar a una temperatura determinada, cuando penetra el suelo, puede encontrar en verano una temperatura inferior a la que posee en superficie. Si el enfriamiento es suficiente la temperatura alcanzada corresponde a un contenido máximo en vapor de agua por metro cúbico, menor que el del aire, dándose la condensación interna del vapor excedente.

También las nieblas en las regiones húmedas y los rocíos en las regiones secas y cálidas donde las noches son frías, desempeñan un papel en la alimentación en agua de los terrenos superficiales. Cuando los terrenos por su naturaleza permiten a bastante profundidad la circulación del aire, se provoca el aporte de agua interna, generalmente por condensación y no por adsorción. En los macizos fisurados, numerosos metros cúbicos de aire aportan en las zonas superficiales y profundas un agua de condensación que conviene tener en cuenta.

Cuando la permeabilidad de la roca es grande como en los terrenos fisurados de las calizas, se establecen a veces circulaciones de aire profundas de gran intensidad, a causa del gradiente térmico entre orificios interconectados con salidas a diferente altitud. Entre verano e invierno o entre día y noche se invierte el flujo de la corriente de aire, pues la presión motriz en uno u otro sentido está dada por la diferencia de masa para igual sección de las columnas de aire interior y exterior. En invierno el aire de las cavidades será por lo general más cálido y menos denso que el del exterior, dándose un flujo ascendente; en verano será lo contrario.

18.1.4 Otros orígenes de las aguas subterráneas. Después de los dos principales e indiscutibles procesos de formación de las aguas subterráneas que se acaban de señalar conviene señalar algunos otros.

Entre las aguas termales están las aguas juveniles que se habrán formado en profundidad sin haber estado antes en superficie. Estas representan el residuo de la consolidación de los magmas eruptivos próximos a la superficie, cuya exhalación sería una solución hidratada caliente, conteniendo gases a alta presión que contribuirían al rápido ascenso de las aguas.

Se ha calculado que una intrusión magmática potente de 1000 metros, conteniendo en peso un 5% de agua y enfriándose lentamente, producirá durante un período de un millón de años un caudal de 23,8 litros de agua juvenil por minuto y por kilómetro cuadrado de superficie de la tierra.

Las aguas de los pozos Nordenskjöld son aguas de destilación procedentes de las fisuras superficiales de rocas compactas (granitos y gneises) o bien de las profundidades, donde las fisuras superficiales de los pozos Nordenskjöld, alimentadas con agua dulce actúan como condensadores de vapor procedentes ya sea de zonas superiores o bien de zonas inferiores. El agua de mar participaría incluso en la alimentación de los vapores formados desde abajo hacia arriba.

Existen también las aguas llamadas fósiles que se encuentran actualmente en los pozos artesianos del Sahara, en regiones donde prácticamente no llueve, estas aguas, se habrían infiltrado y conservado desde largo tiempo dentro de los sedimentos. Puede también suponerse que su origen fuera debido a fenómenos de condensación vinculados con variaciones de temperatura y con variaciones de presión atmosférica.

Entre las aguas profundas se encuentran las aguas geotermales, cuyo origen no presenta ningún carácter hipotético. Las aguas superficiales que descienden, con la profundidad se recalientan y reascienden rápidamente a favor de accidentes tectónicos. A veces, esas aguas, atravesando a temperaturas relativamente elevada unos terrenos que ellas son susceptibles de atacar, se cargan con diferentes sales; son las aguas termales que se diferencian de las aguas subterráneas propiamente dichas por unas temperaturas y unas propiedades químicas características.

Los primeros 50 cm del volumen de tierra almacenan más humedad que la almacenada por la atmósfera sobre la misma porción de terreno. Después de las fuertes precipitaciones es posible, de existir bosques, que la cobertura vegetal retenga el agua y le permita al suelo abastecerse. De esta manera por la absorción del terreno, el tiempo de concentración de las aguas lluvias sobre las vaguadas de los ríos, se dilata ostensiblemente.

De existir bosques reguladores de agua, el caudal de los ríos puede ser relativamente constante en invierno y en verano. En Colombia, por la tala acelerada de bosques se han disminuido los volúmenes de agua disponible en los ríos. El río Sabandija, en el norte del Tolima, muestra unos caudales que varían de 2 a 200 m³ por segundo, y el río Barbas en el Risaralda, muestra hoy sus aguas disponibles disminuidas al 30%. Si las corrientes de agua resultan descontroladas es por el estado de las cuencas. Podría advertirse que en tales circunstancias los acuíferos no están siendo alimentados por las aguas de escorrentía, pues no hay superficie vegetal de retención.

No existe agua subterránea a más de 16 km. de profundidad porque allí las rocas fluyen debido a la presión; a 6 Km. es escasa, pues los poros son pequeños y los intersticios no siempre están intercomunicados, razón por la cual no se establece el flujo; a 600 m de profundidad el agua ya resulta susceptible de recuperarse.

Se denomina agua freática el agua subterránea de la capa más cercana a la superficie, lo suficientemente próxima a ésta, para que sea posible hallarla con un pozo ordinario y extraerla manualmente, lo que supone una profundidad máxima de 30 metros.

18.1.5 Propiedades de las aguas subterráneas

- **Temperatura.** Las aguas subterráneas gozan por lo general, de una constancia de temperatura que las aguas de circulación superficial no pueden poseer nunca, sometidas como están a evaporaciones, intercambios térmicos con el aire exterior y el terreno de superficie, radiación solar etc.

En las aguas de capas (porosidad primaria) tienen temperaturas que varían mucho con la extensión y penetración de la capa en el suelo. Si no hay influencia térmica de aguas superficiales, un agua de capa que circule muy lentamente por un estrato impermeable situado a 100 m de profundidad poseerá una temperatura superior en dos o tres grados a otra que se encuentre en un terreno compacto situado solamente a 30 m abajo de la superficie, según la ley del gradiente geotérmico.

En promedio por cada dos grados de latitud que nos alejemos del ecuador la temperatura disminuye 1 °C y por cada 150 m, en altitud, la variación de la temperatura es de 1 °C.

En las aguas de fisuras anchas (calizas y sistemas de porosidad secundaria), por la alta permeabilidad de los sistemas, las aguas perdidas o abismadas imponen rápidamente su temperatura a las paredes de las galerías subterráneas por las que circulan. Saliendo al aire libre por las resurgencias estas aguas siguen por lo general las fluctuaciones térmicas observadas en el nivel de las aguas perdidas. No ocurre lo mismo en el caso de las emergencias. El agua que circula por la superficie de las calizas penetra

en pequeñas cantidades por una infinidad de fisuras cuya función térmica sobre el agua es importante.

- **La radiactividad.** Otra característica es la radiactividad de las aguas subterráneas, fenómeno no exclusivo de las aguas termales. Se agrega que no son tampoco las aguas de origen más profundo las que poseen siempre mayor radiactividad.

- **La conductividad eléctrica.** Es variada según los intercambios químicos y aportes de agua exterior, e informa sobre su riqueza en electrolitos disueltos.

- **La turbidez y transparencia.** Estas propiedades de las aguas de circulación varían en muchas ocasiones con su caudal. Las aguas de capas, contrariamente permanecen transparentes casi siempre por la filtración del sistema. Las de calizas presentan características intermedias entre las aguas de circulación y las de capas, dependiendo de la evolución del terreno calcáreo.

Si el color es, por regla general, muy débil, salvo cuando están cargadas con sales de hierro, el sabor de unas aguas depende de las sales y de los gases en suspensión o solución. Y el olor de las no termales, resulta, por lo general, inodoro cuando son potables o fétido, similar al del hidrógeno sulfurado, cuando proceden de charcas por la descomposición de material orgánico.

- **Composición.** Desde el punto de vista químico cada fuente tiene una composición que depende de la constitución de las zonas subterráneas atravesadas y que le cede o con las que ha intercambiado sustancias.

Las sales alcalinas son muy frecuentes, el cloruro de sodio se encuentra casi siempre y en cantidad generalmente aceptable para la alimentación humana. Los sulfatos alcalinos son más raros. El carbonato de calcio, con el

sulfato de calcio es el elemento mineral más importante de las aguas subterráneas.

La dureza del agua por la presencia de sales alcalino-terrosas, como las de calcio y magnesio, se modifica en las diferentes regiones. Pero se puede distinguir acá la dureza temporal de la permanente, explicada la primera por la presencia de carbonatos y la segunda por sulfatos.

El hierro existe a menudo en las aguas subterráneas pero es inestable bajo la forma de bicarbonato ferroso. El manganeso sigue de cerca al hierro, eliminándose con menor facilidad.

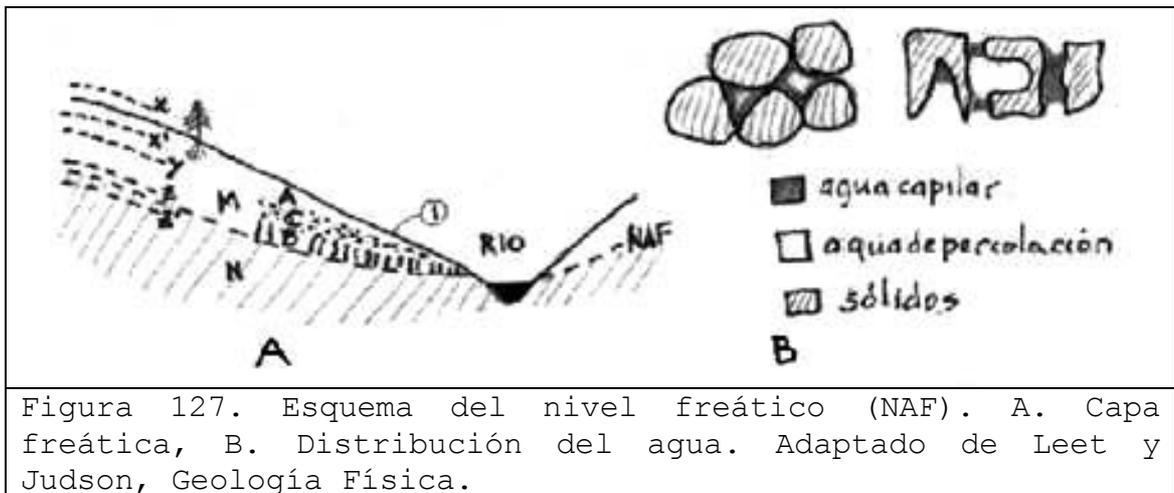
El plomo y los nitratos o nitratos bastantes infrecuentes, indican habitualmente contaminación.

Desde el punto de vista bacteriológico las aguas de resurgencia (fisuras) siempre son sospechosas en su aspecto biológico, las aguas de exsurgencias (fisuras) pueden ser buenas pero conviene vigilarlas siempre. Las aguas de pozos (capas) deben estar bajo vigilancia y las de fuentes (capas) resultan buenas por lo general.

18.2 DINAMICA DE LAS AGUAS SUBTERRANEAS

El nivel freático no es una superficie plana ni horizontal, trata de seguir la forma del relieve aunque en forma mucho menos pronunciada. Debido a ello el agua freática está muy comúnmente en movimiento, bajo el NAF, en la zona de saturación, fluye el agua.

El flujo es laminar si la porosidad es primaria y las partículas de suelo resultan finas; en caso contrario puede llegar a ser turbulento. Se inicia el flujo donde el nivel freático es alto y su descarga se produce donde el NAF es bajo, generalmente por las vaguadas.



La zona de aireación comprende, del NAF hacia arriba: la zona de fleco capilar B, la zona de goteo C y la llamada faja húmeda A, cuyo límite superior es la superficie del suelo (1), la región xx' es la zona de vegetación (follaje y raíz) y el límite de la zona de evaporación es la línea y que se extiende más abajo de la zona radicular. La zona zz a su vez muestra la variación del nivel de la capa freática.

En el dibujo de la derecha (distribución del agua en detalle) vemos la faja de agua colgada o de goteo; es el agua infiltrada o de precipitación que se filtra por las capas permeables del suelo y alimenta el agua subterránea. Puede quedar como agua retenida por los poros capilares (agua capilar) o descender a través de los poros o vacíos no capilares (agua de percolación).

- **El agua retenida.** Es el agua que queda retenida por encima de la zona de saturación del suelo gracias a fuerzas que se oponen a la acción de la fuerza de la gravedad, como la tensión superficial y la adsorción, y que no puede ser drenada.

El agua absorbida es el agua de la masa de suelo, ligada a la manera de película sólida a las partículas de suelo por fuerzas físico-químicas, que tienen propiedades físicas

diferentes a las del agua absorbida a la misma temperatura y presión.

Las moléculas de agua que rodean una partícula coloidal se polarizan, atrayéndose iones H^+ . Así las propiedades físicas del agua cambian: la película de agua próxima a la partícula se comporta como un sólido, el agua un poco más alejada se muestra como un líquido viscoso y finalmente es agua libre.

El agua higroscópica es la que posee el suelo debido a la condensación del vapor de agua de la atmósfera sobre su superficie.

- **El agua de constitución.** Agua de la estructura de los minerales en cantidad muy pequeña que no se puede eliminar secando el material a $110^\circ C$. De ahí que las cerámicas hayan de ser fundidas a varios cientos de grados buscando un cambio fundamental no reversible en sus propiedades como la plasticidad.

18.2.2 Tensión superficial y capilaridad. Gran parte del agua retenida lo es por tensión superficial, que se presenta alrededor de los puntos de contacto entre las partículas sólidas o en los poros y conductos capilares del suelo, y que desempeña un papel muy importante en las formas de agua llamadas humedad de contacto y agua capilar.

- **Tensión superficial.** Se llama tensión superficial a la propiedad que poseen las superficies de los líquidos, por la cual parecen estar cubiertos por una delgada membrana elástica en estado de tensión. El fenómeno se debe a las fuerzas de cohesión moleculares que no quedan equilibradas en la inmediata vecindad de la superficie. Por esta vía se explica que una aguja horizontal o una cuchilla de afeitar en la misma posición, floten en el agua.

En los suelos de grano grueso, la mayor parte del agua retenida lo es por tensión superficial, que se presenta

alrededor de los puntos de contacto entre las partículas sólidas o en los poros y conductos capilares del suelo.

La cohesión aparente, que pueden presentar taludes de arena que se han mantenido estables, se explica por la humedad de contacto. Ella la ejerce la pequeña cantidad de agua que puede mantenerse, sin caer, rodeando los puntos de contacto entre los diminutos granos de arena, gracias a fuerzas de adherencia entre el líquido y el sólido y de tensión superficial, que se oponen a la gravedad.

- **Capilaridad.** La cohesión es la atracción entre las moléculas de una misma sustancia, mientras que la adhesión es la atracción entre moléculas de diferentes sustancias.

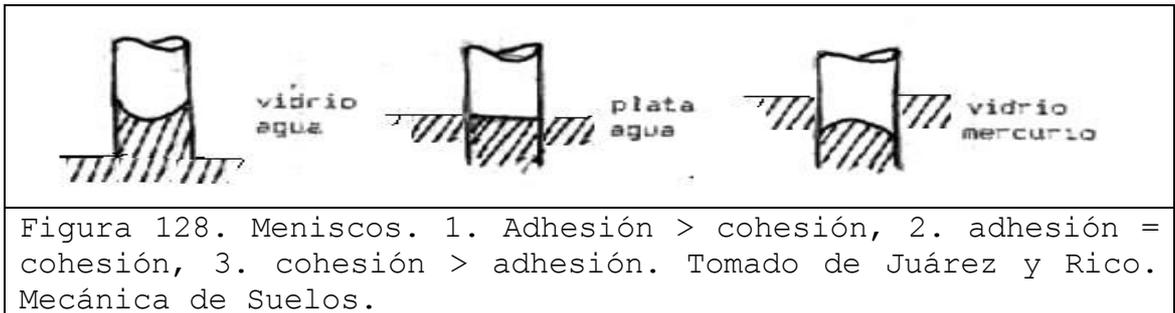
Si se sumerge un tubo capilar de vidrio en un recipiente con agua, el líquido asciende dentro de él hasta una altura determinada. Si se introduce un segundo tubo de mayor diámetro interior el agua sube menor altura. Es que la superficie del líquido plana en su parte central, toma una forma curva en la vecindad inmediata del contacto con las paredes. Esa curva se denomina menisco y se debe a la acción combinada de la adherencia y de la cohesión. Por la acción capilar los cuerpos sólidos hacen subir y mover por sus poros, hasta cierto límite, el líquido que los moja.

La altura típica que alcanza la elevación capilar para diferentes suelos es: arena gruesa 2 a 5 cm, arena 12 a 35 cm, arena fina 35 a 70 cm, limo 70 a 150 cm, arcilla 200 a 400 cm y más.

- **Meniscos.** Este fenómeno está relacionado con la tensión superficial y la atracción molecular. Si la atracción se efectúa entre moléculas de la misma sustancia, se habla de adherencia de cohesión en una fuerza intramolecular y la adherencia en una fuerza intermolecular. La relación entre ambas fuerzas depende de la forma del menisco y la posibilidad del ascenso capilar de un líquido.

Pero los meniscos pueden tener curvaturas positivas o negativas, e incluso nulas, dependiendo de la relación de fuerzas de atracción Inter- e intramoleculares, es decir, de la relación de fuerzas de adhesión y cohesión respectivamente

Ilustraremos tres meniscos, teniendo en cuenta recipientes, de vidrio y plata, con agua y mercurio como fluidos:



18.2.3 Presiones intersticiales. Si se considera un volumen infinitesimal de suelo, por debajo del nivel freático -es decir, en la zona de saturación- el agua que exista en su interior estará soportando una presión debida a su propio peso, igual al producto de su peso unitario por la profundidad del elemento medida desde el nivel freático. Al mismo tiempo, aunque no exista sobrecarga en la superficie del terreno, a causa del peso propio del suelo existe una presión, la presión intergranular, transmitida de grano a grano en su esqueleto sólido, mientras que la presión soportada por el agua se llama presión intersticial. La presión total que actúa sobre el infinitesimal sumergido será la suma de la presión intergranular y de la intersticial.

Las presiones intersticiales también pueden ser originadas por sobrecargas debidas a construcciones o por fuerzas debidas a vibraciones o sismos.

- **Ecuación de Terzaghi.** A la presión total se le denomina Esfuerzo normal total σ , a la presión intergranular se le

denomina Esfuerzo efectivo σ' , y a la presión intersticial se le denomina Presión neutra o de poros.

$$\sigma = \sigma' + u$$

Esta ecuación, donde esfuerzo y presión, sin ser sinónimos en la mecánica, pueden ser intercambiados mientras se refieran a la misma magnitud, dice que, en el caso general, la presión total en un punto determinado puede dividirse en dos: la presión transmitida de grano a grano por el esqueleto mineral desde la superficie hasta el infinitesimal y la presión soportada por el agua intersticial de ese punto.

Sólo las presiones intergranulares pueden producir cambios de volumen en una masa de suelo, o dar origen a resistencia por fricción interna en suelos y unidades de roca, por lo que se les denomina "efectivas", efectos que no puede producir las presiones en el agua presente en los poros por sí mismas, por lo que se les llama presiones neutras o de poros.

18.3 FACTORES DEL MOVIMIENTO DE AGUAS SUBTERRANEAS

Los factores del movimiento son porosidad, permeabilidad y filtración.

18.3.1 Porosidad. Alude a la cantidad de espacios vacíos dentro de la masa rocosa; la arcilla y la arena son porosas, igualmente una arenisca mal cementada o una roca fracturada o con planos de disolución, porque hay volumen de espacios vacíos en el seno de la roca. La porosidad varía con la dimensión de los huecos y el grado de cohesión de los minerales que lo limitan. Por ejemplo: una masa de arena cuyos lados son esféricos verá variar su porosidad según la colocación de esos granos.

Los poros pueden constituir del 1 al 45% del volumen total de una roca y se mide por la relación entre el volumen ocupado por los poros y el volumen total del cuerpo, en este

caso roca. La porosidad no depende del tamaño de los granos si estos son uniformes, pero si de la manera como estén arreglados o empacados y de la variedad de tamaño de los granos o selección. Si los granos son esféricos la porosidad teórica máxima es del 47,6% o de sólo 25,9% con el empaque más compacto.

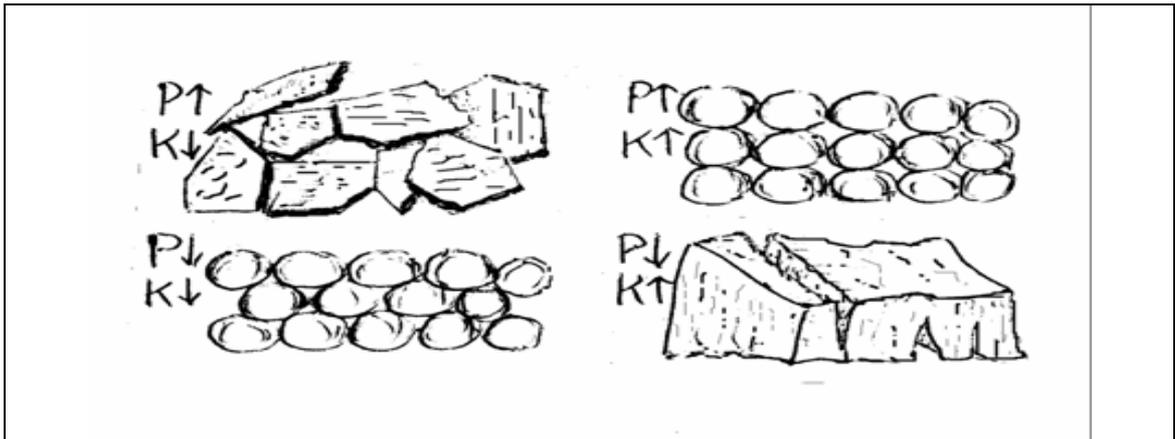


Figura 129. Variaciones en la porosidad (P) y en la permeabilidad (K) de materiales diferentes: arriba, arcilla y arena suelta. Abajo arena densa y roca diaclasada. La calificación es intrínseca para cada material. Adaptado de C. Mathewson, Engineering Geology.

Pero podemos distinguir entre porosidad primaria y porosidad secundaria; la primaria alude a los espacios existentes entre las partículas del material, es decir, los espacios entre los granos; la secundaria alude a los espacios por el fracturamiento o por la presencia de planos de disolución dentro del material. Por ejemplo, la arcilla y la arena tienen porosidad primaria pero un granito fracturado, y una caliza o un mármol, cuyos planos de debilidad han sufrido disolución, tienen porosidad secundaria.

18.3.2 Permeabilidad. La permeabilidad alude a la capacidad que tiene un material de permitir que se establezca el flujo de aguas subterráneas -o cualquier fluido- a través suyo. Ello dependerá de la porosidad y de la conexión entre las aberturas e intersticios, y del tamaño y forma de tales conductos. En otras palabras la

permeabilidad depende no sólo de la porosidad de la roca, sino del tamaño de los poros.

Así resulta asociado el concepto de permeabilidad al de porosidad. Una roca puede ser muy porosa y ser impermeable como la arcilla pues la permeabilidad depende no sólo del tamaño de los poros sino también de la conexión entre ellos. En una lava vesicular por grandes que sean las vesículas si no se interconectan no habrá permeabilidad. La relativa impermeabilidad de los materiales muy fino-granulares se explica por la gran cantidad de superficie expuesta con relación al volumen de poros.

Las vesículas son cavidades formadas por la salida de gases en las lavas. Si la roca está fracturada la permeabilidad se mejora. Las cavidades miarolíticas se dan en ciertas rocas ígneas y pegmatitas al quedar libres espacios antes ocupados por fluidos magmáticos. Las cavidades de solución se asocian a la disolución de rocas solubles por acción de aguas meteóricas. Las diaclasas pueden ser lugares apropiados para la deposición de minerales, ya en ambientes sedimentarios o ígneos, siendo más frecuentes en las primeras y menos en las segundas.

Por ejemplo, si la arena y la arcilla son porosas, sólo la primera es permeable; si las fracturas en un granito no están interconectadas, el flujo no se establece resultando la roca impermeable.

- **La arena es porosa y permeable.** En la arena los granos son pseudoesféricos resultando los intersticios con sección transversal romboidal. Ello significa mayor eficiencia hidráulica en los conductos, por tener secciones transversales con poco perímetro para cualquier área transversal de flujo, en cada intersticio o en cada línea de flujo. Al tiempo, como los granos de arena son relativamente grandes, en la sección transversal de los intersticios o conductos, el área que ocupa el agua absorbida y el agua de la humedad de contacto no resulta significativa, quedando el

área transversal disponible para el libre movimiento del agua subterránea.

- **La arcilla es porosa e impermeable.** Contrariamente, los granos de arcilla tienen forma de lentejuela, por ello los intersticios ya tienen poca eficiencia hidráulica. Si comparamos dos tubos o conductos con la misma área transversal, tendrá mayor eficiencia hidráulica el que menos resistencia oponga al fluido. Pero, en la arcilla, los granos adicionalmente son muy pequeños, haciendo que la atracción molecular, ejercida por las partículas sólidas sobre el agua, frene el flujo.

- **Las rocas porosas y permeables.** Son por excelencia aquellas en las que las aguas subterráneas adquieren su verdadero carácter de capa. Las areniscas, las arenas de diferentes naturalezas, presentan ésta forma de permeabilidad. En las rocas verdaderamente permeables podemos distinguir terrenos escasamente permeables como las areniscas y terrenos altamente permeables como las calizas. Los terrenos como la creta y areniscas moderadamente cementadas pueden presentar características intermedias.

- **Las rocas porosas e impermeables.** Son dúctiles y se caracterizan por una gran finura de sus granos y por una capacidad particular de absorción del agua, como ocurre con las arcillas, silicatos de alúmina hidratados, que son materiales higroscópicos. Las margas y los limos presentan cualidades intermedias entre las de las arcillas y las de las arenas; conservan sin embargo y en general una impermeabilidad a la corriente.

- **Las rocas no porosas e impermeables.** Son rocas compactas y coherentes, cuyas fisuras resultan rápidamente rellenadas por su propia descomposición. Los granitos no fisurados y los feldspatos se comportan como rocas impermeables, aunque en los granitos y los gneises se pueden acumular importantes cantidades de agua.

Son numerosos los terrenos escasamente permeables, como las arenas de diferente dimensión de granos, cuya naturaleza es muy variable: arenas glauconiosas, dolomíticas, silicosas, etc., las que a menudo son el resultado de la desaparición del cemento calcáreo de una arenisca, por ataque químico del agua carbónica.

18.3.3 Filtración. La filtración varía mucho, según la naturaleza del suelo, la vegetación y la estación.

Un suelo arenoso y desnudo puede absorber del 30 al 60 % del agua lluvia caída. El mismo terreno arenoso recubierto de vegetación, sólo deja filtrar un 10 %, exclusivamente durante el otoño y el invierno.

Un suelo calizo con muchas fisuras y desnudo es muy permeable; absorbe directamente el agua de escorrentía y el coeficiente de filtración oscila entre el 33 y el 90 %, con una media del 70 %. Un terreno arcilloso por el contrario, es impermeable y no deja que el agua filtre.

Además de los poros están las fisuras, diaclasas, huecos, que representan posibilidades de filtración rápida. Las rocas consideradas muy permeables son las calizas. Las rocas que simplemente son porosas y permeables podrán producir mantos de agua subterránea. Las rocas con fisuras y muy permeables podrán dar lugar a corrientes de agua subterráneas.

18.3.4 Clasificación de los espacios vacíos preexistentes en las rocas. Las aberturas o espacios vacíos en las rocas se clasifican por su tamaño o por su origen.

- **Por su tamaño.** Pueden ser supercapilares, capilares y subcapilares.

Los supercapilares son huecos de más de medio milímetro de diámetro o grietas de más de un cuarto de milímetro de

ancho. En estos espacios el movimiento del agua obedece a las leyes hidrostáticas.

En los capilares el diámetro varía de 0,002 mm a 0,508 mm. El agua que está afectada por atracción capilar no responde a las leyes hidrostáticas.

El diámetro en los subcapilares es inferior 0,002 mm, espacio en el cual el agua puede entrar pero tendiendo a fijarse a las paredes e impidiendo el flujo.

- **Por el origen.** Los espacios se denominan aberturas primarias o secundarias. Las primarias son las formadas simultáneamente con la roca misma y sus denominaciones son poros, vesículas, planos de estratificación y cavidades miarolíticas. Las aberturas secundarias se forman después de la consolidación de las rocas y las principales son cavidad de solución, grietas de contracción (por enfriamiento, deshidratación, etc.), grietas de diastrofismo (asociadas a fallas, plegamientos y repliegues), y grietas asociadas a fuerzas de cristalización.

18.3.5 La Ley de Darcy. El caudal y velocidad del flujo, según la ley de DARCY dependen de la permeabilidad k del material, expresada en metros lineales sobre segundo o unidades homólogas, y de las propiedades del fluido.

Tomamos la fig. 130 en detalle como modelo. El agua fluye de un tanque alto a otro bajo, atravesando un material de permeabilidad k , por ejemplo arena, que ocupa el tubo de unión. Sea A el área transversal del tubo, L la longitud del tubo, y H la diferencia de nivel piezométrica o cabeza hidráulica entre los tanques, que es la causa de la filtración por el camino L a través del suelo. La velocidad del flujo será:

$$v = K H/L$$

$$v = K i$$

Y el caudal es

$$Q = A v$$

$$Q = A K i$$

En la fórmula, i se denomina gradiente hidráulico y resulta de dividir la cabeza hidráulica H por la longitud del flujo L . Es cantidad adimensional. El coeficiente de permeabilidad k viene a ser el factor de proporcionalidad entre el gradiente hidráulico y la velocidad de descarga del agua.

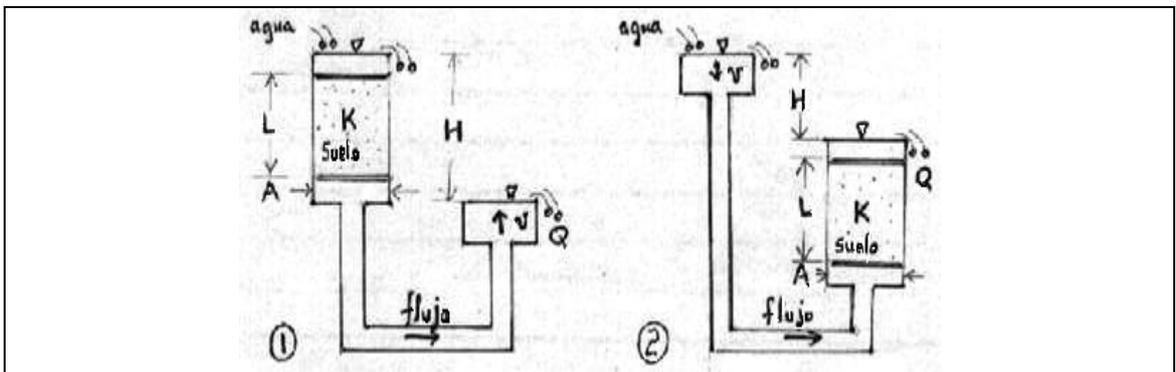


Figura 130. Ley de Darcy para un flujo que se establece a través de un material permeable. Se evalúa la permeabilidad del suelo en el laboratorio, utilizando permeámetros. A la izquierda permeámetro con flujo descendente y a la derecha, con flujo ascendente. Según Félix Hernández, curso de flujos en medios porosos, U. Nal.

La ley es aplicable sólo a partículas no muy gruesas, pues exige la condición de flujo laminar.

18.4 MANTOS

El agua filtrada puede aparecer en forma de mantos acuíferos, que pueden ser mantos libres y mantos cautivos. Como roca porosa y poco permeable, la arena es la más idónea y sobre ella el agua tiende a bajar, teóricamente, hasta los 12 Km. de profundidad, donde la temperatura cercana a los 365 °C, es suficiente para que se alcance el punto crítico del agua. Hacia arriba del lado de la superficie, la zona

superficial no está generalmente saturada debida a la evaporación.

Sólo a determinada profundidad, variable por cierto, una roca puede estar permanentemente saturada de agua formando así un manto acuífero, y es aquí en donde los pozos encuentran agua y donde se establece el nivel freático de la capa de filtración. Por encima del nivel hidrostático o de la superficie piezométrica de esa capa freática, las aguas circulan sin cesar, y por estar cargadas de oxígeno y ácido carbónico pueden disolver diversas sustancias encontradas en el camino y modificar la composición química de la zona superficial denominada horizonte de alteración.

Hay que observar que la superficie de la capa freática es horizontal en regiones de llanura pero que tiende a seguir las ondulaciones del terreno accidentado, que la profundidad de la capa freática varía con la roca, la vegetación y el clima y que en profundidad está limitada por un nivel impermeable y en ella se puede también encontrar varias capas sucesivas libres o cautivas.

18.4.1 Acuíferos libres y confinados. Son mantos permeables a través de los cuales se ha establecido el flujo de aguas subterráneas. Un acuífero puede ser libre o confinado.

En un manto acuífero se distingue una zona de alimentación directa que permite la filtración de las aguas lluvias, una zona de circulación de las aguas filtradas y una zona de evacuación que permite al manto verterse en otro o simplemente salir al aire libre bajo la forma de manantiales.

El agua subterránea o de fondo llega al subsuelo por infiltración (vadosa) o liberada de magmas pétreos ascendentes (juvenil), para llenar los espacios vacíos de la tierra muerta y de la roca viva. Hay capas que conducen el agua de fondo (acuíferas) y otras inferiores que la

almacenan (acuífugas, impermeables). La superficie del agua de fondo es el nivel freático, frecuentemente rebajado por la intervención humana.

Buenos acuíferos son los depósitos de arenas y gravas, las capas de arenisca mal cementadas, las masas de granito intensamente fracturadas, los contactos mal sellados entre lavas de diferentes series, y las lentes de calizas con planos de disolución. Y malos acuíferos son los depósitos de arcillas y capas de lutitas, al igual que las rocas metamórficas por elásticas, y las rocas cristalinas sanas como las masas de granito no afectadas por esfuerzos tectónicos.

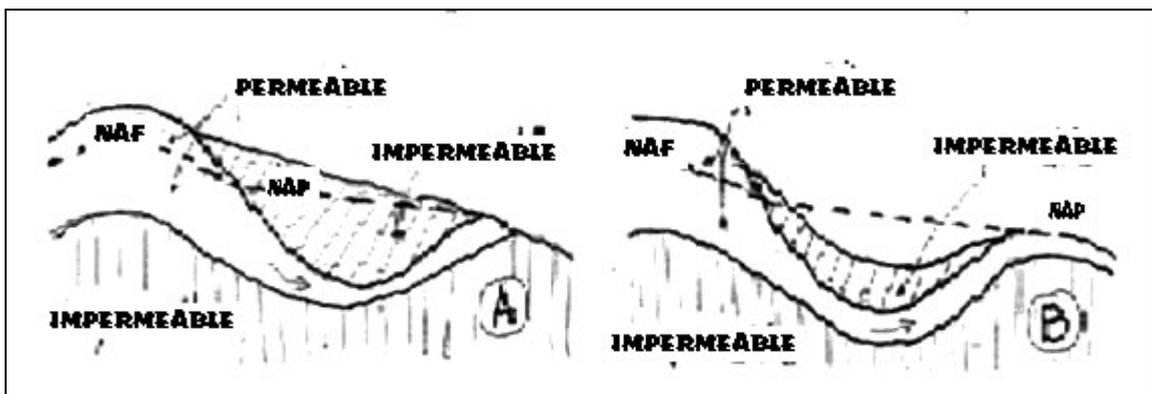
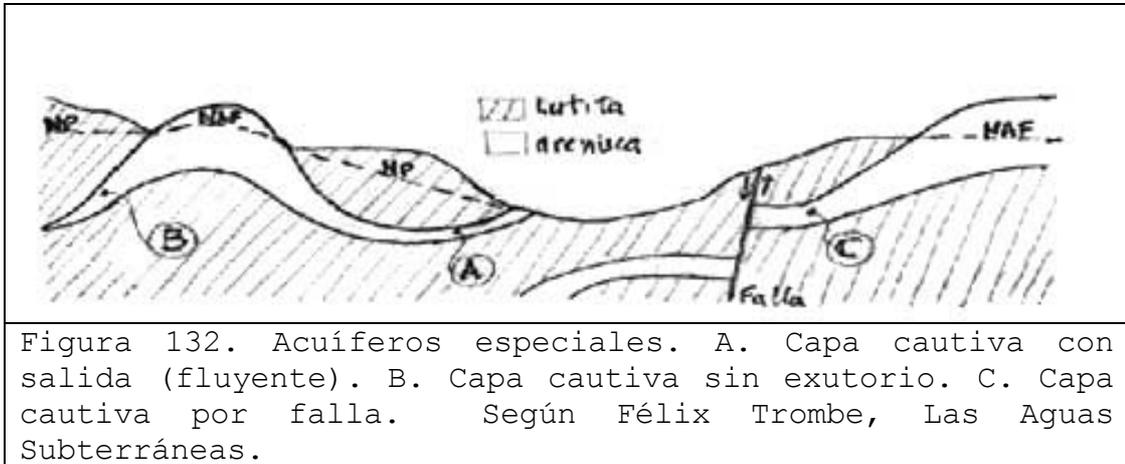


Figura 131. Acuíferos y nivel piezométrico. A. Capa cautiva con nivel piezométrico (NP) por debajo del suelo impermeable. B. Capa cautiva con nivel piezométrico (NP) arriba de la superficie del suelo. Según Félix Trombe, Las Aguas Subterráneas.

En los acuíferos libres, el agua fluye por gravedad y la línea de gradiente piezométrica coincide con el NAF. En los acuíferos confinados, el agua fluye a presión y la línea de gradiente piezométrica suele estar por encima del NAF.



La velocidad de la corriente de las aguas de fondo varía desde algunos centímetros hasta varios km. por día. La superposición de diversos estratos impermeables, con capas permeables supone la existencia de diversos niveles de agua de fondo. Cuando el agua almacenada en una capa impermeable entra en contacto con agua de una capa superior, se encuentra bajo presión hidrostática. Al ser perforada da lugar a pozos artesianos. Los espacios con agua de fondo en reposo y sin posibilidad de escorrentía se denominan cuencas de agua de fondo.

18.4.2 Manantiales y lagos. A los manantiales, vulgarmente se les conoce como nacimientos de agua; ellos son solamente el afloramiento del nivel freático a la superficie.

Cuando el nivel freático, de aguas relativamente quietas, queda por encima del terreno natural, se forman lagos y lagunas. Cuando uno y otro tienen aproximadamente la misma elevación se forman las ciénagas.

El NAF tiene su propia dinámica dependiendo si es época de invierno o verano, de ahí que los manantiales también puedan

cambiar de posición y los lagos de nivel en estas temporadas.

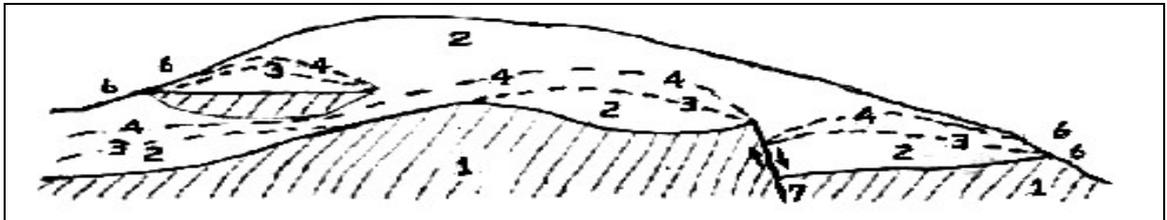


Figura 133. Esquema del NAF en un macizo. 1. Lutita impermeable, 2. Arenisca permeable, 3. NAF de verano, 4. NAF de invierno, 5. NAF colgado, 6. Manantial, 7. Falla. Adaptado de Leet y Judson, Geología Física.

Vemos en la fig. 133 de la izquierda una lutita impermeable como basamento de una arenisca saturada, con su respectivo NAF; adicionalmente, entre la arenisca, aparece una lente de lutita que explica un nivel freático colgado.

En la fig. 133 de la derecha vemos una falla afectando el basamento impermeable y el aspecto de la capa freática a causa de la discontinuidad.

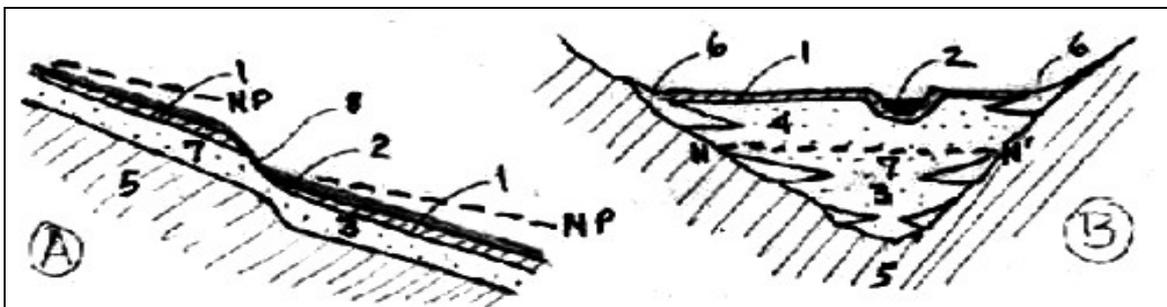


Figura 134. Corriente subterránea de un torrente. A. Perfil longitudinal, B. Perfil transversal. 1. nivel impermeable (capa sello), 2. Curso fluvial, NN' capa libre de nivel variable o cautiva, 3. Aluvión saturado (capa cautiva), 4. Aluvión seco (capa cautiva), 5. Basamento, 6. Derrumbamientos permeables que dan acceso hacia la corriente subterránea a las aguas que circulan por la ladera, 7. Río subterráneo (a veces bajo presión), 8. Encuentro de la corriente superficial y la subterránea. Según Félix Trombe, Las Aguas Subterráneas.

Algunos ríos construyen sobre los aluviones verdaderos mantos impermeables de material fino, en extensiones considerables. Aguas abajo la capa subterránea volverá a reunirse con el cauce principal; puede darse la emergencia turbulenta de la corriente subterránea o también el que la corriente subterránea profunda sustraiga a embalses y remansos una parte considerable de su caudal superficial.

18.4.3 Pozos. Un pozo es una perforación o excavación cuasivertical o vertical, que corta la zona de agua freática. Un pozo artesiano se da donde el agua captada a profundidad se encuentra a una presión hidráulica suficiente para obligarla a subir hasta rebasar la superficie del terreno.

- **Extracción en acuíferos libres.** Se muestra en la fig. 135 un acuífero libre sobre una arenisca mal cementada (con los NAF de invierno y verano).

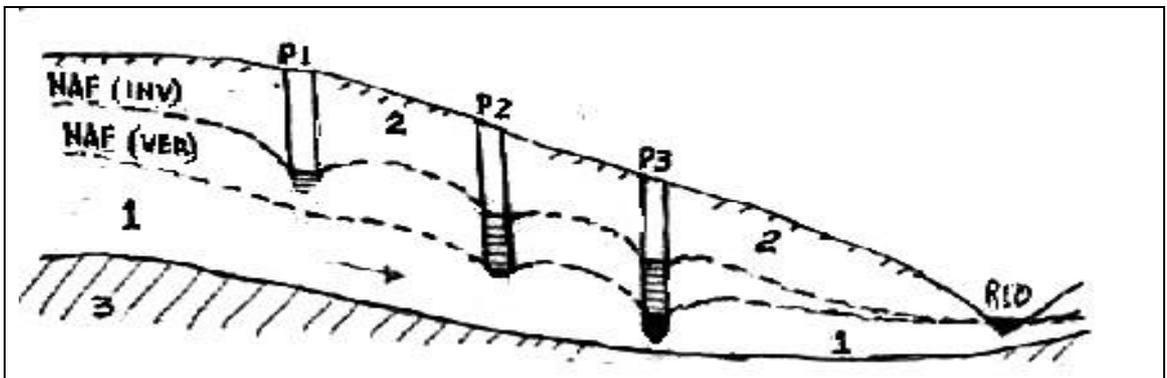


Figura 135. Pozos en acuífero libre: 1. arenisca saturada, 2. arenisca seca, 3. basamento de lutita impermeable. P₁, P₂ y P₃ pozos que penetran de manera diferente la zona en donde se puede establecer el NAF, dependiendo de la temporada de lluvias. Obsérvense los conos de depresión de los niveles freáticos, ocasionados por la extracción de agua. Según Leet y Judson, Geología Física.

En este caso fig. 135, el pozo 1 sólo producirá en invierno, cuando el NAF ascienda y posiblemente su vida útil sea

corta; el pozo 2 aparentemente lo hará en invierno y difícilmente en verano, pues la extracción de invierno dependerá de la operación del pozo en verano, ya que la extracción de fluido en la temporada seca puede generar turbulencias que hagan impermeable el suelo vecino a la zona de alimentación del pozo, y el pozo 3 es el único que está correctamente instalado, porque la granada de extracción se aleja del cono de depresión que se forma sobre la superficie saturada, durante la extracción de agua.

- **Extracción en acuíferos confinados.** Se muestra en la fig. 136 un acuífero confinado, conformado por una lente de arenisca mal cementada, que se intercala sobre un basamento y bajo una capa sello, ambas unidades de lutita.

En el segundo caso, el del acuífero confinado, el pozo A está mal instalado porque el agua no vierte a la superficie, en el pozo B el agua llega justo a la superficie del terreno, la que se cruza con la superficie de gradiente piezométrica, y en el pozo C se tiene el pozo artesiano, donde brota el agua con una presión equivalente a la diferencia de alturas entre el terreno y la superficie de gradiente piezométrica (J).

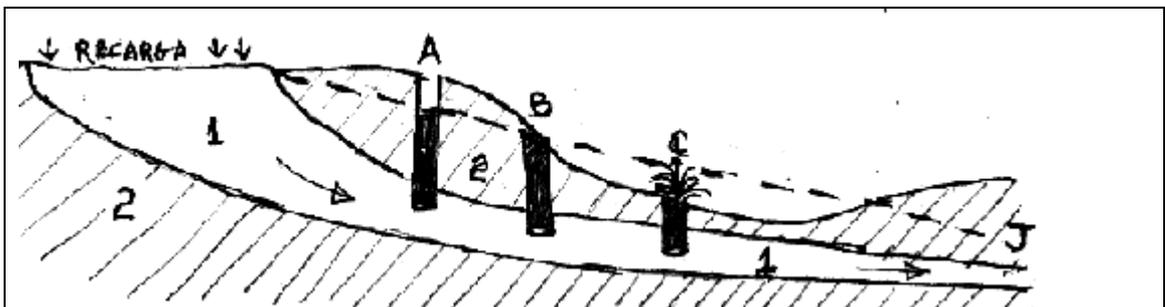


Figura 136. Pozo en acuífero confinado: 1. arenisca, 2. lutita, A., B. y C. pozos (el C es artesiano) J. nivel piezométrico (no coincide con el NAF que está en el techo de la capa 1). Según Leet y Judson, Geología Física.

Si en algún momento la velocidad del flujo es 0, la superficie piezométrica J, en el acuífero se vuelve horizontal; pero como hay flujo subterráneo se dan pérdidas

de energía por fricción del flujo y ello hace que la superficie piezométrica J se incline perdiendo altura en la dirección del flujo, conforme pierde energía el sistema.

18.4.4 Otros mantos. Se pueden considerar acá mantos de agua fósil y mantos flotantes.

- **Mantos de agua fósil.** Se trata de mantos cautivos aunque tengan una zona de alimentación en afloramiento. Son depósitos que contienen aguas filtradas hace miles o decenas de miles de años, en los que no circularía agua de no provocarse cierto movimiento por la extracción a través de pozos. Estas estructuras no se deben explotar o que exigen mucha prudencia, por tratarse de un capital renovable cuando carecen de alimentación anual. Generalmente poseen determinada riqueza en sales minerales y no pueden ser explotados durante mucho tiempo.

- **Mantos flotantes.** Se trata de agua dulce sobre agua salada; es un caso particular que se observa muy a menudo al borde del mar sobre todo cuando existe un cordón de dunas. El agua de lluvia se filtra en parte en las arenas para constituir un manto de agua libre que literalmente flota sobre el agua salada más pesada, después de filtrarse en el borde del mar. Algunas de estas aguas son nocivas e inutilizables, tanto para la bebida como para la industria, otras, por el contrario tienen virtudes curativas y se emplean para bebida y baños.

18.5 PAISAJE KARSTICO

La palabra Karst (o carst) alude a suelo rocoso estéril. Estos paisajes son muy notables por sus formas diferentes y espectaculares, se desarrollan en grandes rocas solubles (calizas, dolomías, mármoles), en las que la acción disolvente del agua tiene un papel fundamental en la evolución del paisaje. Las calizas ideales para los Karst se producen cuando las calizas son abundantes, están bien unidas y son impermeables, permitiendo el desarrollo de una

permeabilidad secundaria; cuando el relieve es alto, para permitir un rápido desagüe vertical, y cuando la pluviosidad es alta, para proporcionar agua abundante que actúe como disolvente. No todas las calizas dan origen a un relieve kárstico. Las calizas están formadas de carbonato cálcico, que es sólo muy ligeramente soluble en agua pura; pero cuando el agua contiene dióxido de carbono, como sucede con el agua de lluvia, el carbonato cálcico se convierte en bicarbonato cálcico, que de ser soluble la reacción es reversible; la pérdida de dióxido de carbono trae la reprecipitación de carbonato cálcico.

El dióxido de carbono disuelto en agua es, por lo tanto, el agente más importante en la disolución de las calizas: se obtiene tanto de la atmósfera como de fuentes biológicas. Los accidentes por disolución de la superficie son comunes en todos los paisajes cársticos y deben ser previstos por los ingenieros constructores. Estos paisajes tienen escalonamientos, arroyuelos y fosos excavados en la roca de hasta 2 o 3 metros de longitud llamados karren o lapiaz.

La solución penetra en la roca por las diaclasas y las grietas acelerándose bajo el suelo y la vegetación. En las intersecciones de las fracturas la solución forma cavidades en forma de túneles que se autoperpetúan al formar fosas para las aguas pluviales creciendo hasta 100 metros de profundidad y 300 metros de diámetro. En el lugar en que las corrientes desaparecen por las fracturas verticales pueden formarse profundos abismos o túneles conocidos como potholes. Los manantiales kársticos están entre los mayores del mundo y se presentan en dos tipos principales: uno en los que el agua surge mediante un flujo libre, y otro en los que el agua surge de manera forzada o artesiana.

El agua de escorrentía aprovecha el sumidero (dolina) y llega al túnel (río subterráneo), enriquecida de CO_2 , convierte el carbonato cálcico de la roca (gracias al ácido carbónico) en bicarbonato soluble; pero del túnel a la caverna continua la filtración; en la última al contacto con

el aire se libera el CO_2 , el agua se evapora y queda como residuo carbonato insoluble petrificado en forma de concreciones. En el techo conforme las gotas se evaporan se va formando la estalactita y de las gotas que caen al piso la estalagmita; cuando ambas construcciones se juntan se forma la columna.

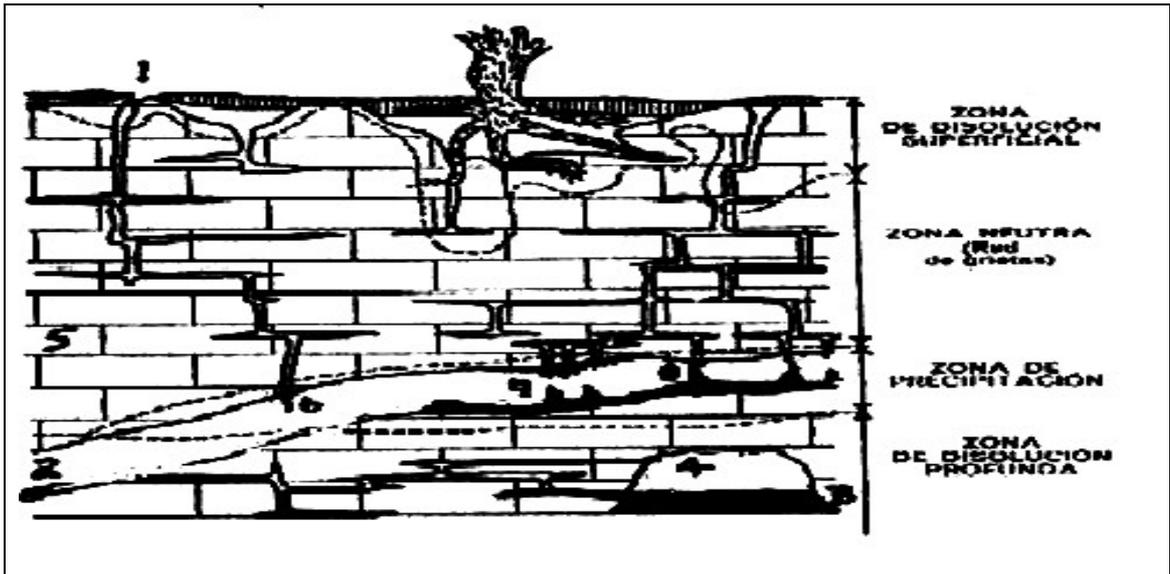


Figura 137. Paisaje Kárstico. Se señalan las zonas geoquímicas en el subsuelo del Karso; además, los elementos del paisaje: 1. Sumidero (dolina), 2. Túnel, 3. Río subterráneo, 4. Caverna, 5. Discontinuidades, 6. Estalactita, 7. Estalagmita, 8. Columna. Tomado y adaptado de Philippe Renault, La Formación de las Cavernas.

- **Espeleología.** Al haberse ensanchado las fisuras y las diaclasas de los paisajes calizos, los arroyuelos subterráneos descienden hasta 20, 30 o 50 metros bajo tierra, donde se vuelven a agrupar para formar una verdadera corriente de agua que discurre en una galería de suficiente tamaño para permitirle el paso a un hombre. También se constituyen sistemas subterráneos complicados que deben ser accedidos para reconocer la red hidrológica, cuya salida al aire libre en el valle generalmente se conoce. Habrá de determinarse el perímetro de alimentación de los ríos subterráneos en los paisajes cársticos.

Además de determinar la relación entre desaparición y reaparición de un río, de buscar para una salida de aguas determinada una exsurgencia y las zonas subterráneas de formación de las corrientes de agua tributarias, el espeleólogo examina los datos geológicos, mide las temperaturas, el pH, el sentido de la circulación del aire, los sedimentos, etc. y sobre todo define los límites de la cuenca real empleando indicadores o trazadores coloreados o radiactivos.

- **Procesos de fosilización.** Estos son procesos de cementación y reemplazamiento, se trata de hierro y sílice en solución, traídos por las aguas subterráneas de las zonas de saturación e intemperismo; otro cementante común es el bicarbonato cálcico en solución traído por aguas que transitan por calizas, mármoles y dolomías, los cementantes llegan hasta depósitos no consolidados en forma de material disuelto útil para la litificación de aquellos, más sin embargo, la fosilización se da cuando cementantes como los descritos en forma gradual reemplazan a otros materiales de naturaleza orgánica a medida que estos se degradan, como ocurre con maderas en depósito caso en el cual esta se sustituye por un material pétreo e inorgánico llamado por su apariencia "madera petrificada" sin que sea esto, pues la madera primitiva sólo ha servido de molde y es el material cementante fósil quien ha reproducido la estructura leñosa original que ya se conserva en cuarzo, etc.