

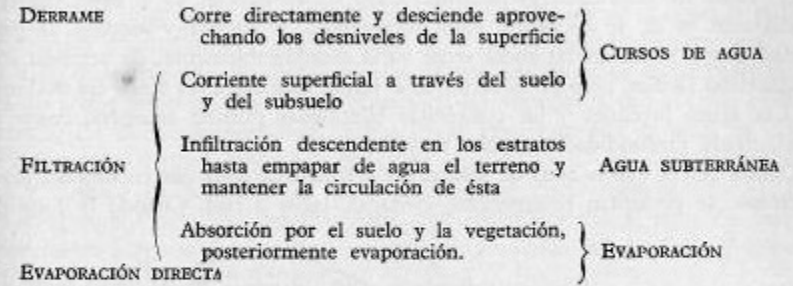
CAPÍTULO IX

AGUAS SUBTERRÁNEAS

Fuentes de agua subterránea

Hay abundantes pruebas de la existencia de importantes caudales de agua subterránea. Por lo menos desde el tiempo de los babilonios estaba muy difundida y afirmada la creencia de que, no solamente las fuentes y pozos, sino también los ríos, se alimentaban y mantenían del agua procedente de vastos depósitos subterráneos. Las corrientes subterráneas que atraviesan las cavernas calizas contribuyeron a sostener esta creencia, así como el hecho de que "las fuentes de los abismos" broten a través de las fisuras abiertas en las llanuras aluviales por los terremotos. Además, en países áridos como Mesopotamia y Egipto no era en modo alguno evidente que los ríos pudieran mantenerse con el agua de lluvia. El autor del *Eclesiastés* ya hizo notar que, aunque "los ríos van a parar al mar, éste no se llena nunca", y de aquí infería que el equilibrio se restablecía por una circulación de retorno que se hacía subterráneamente a partir del fondo del mar para volver a las fuentes de los ríos. Quedaba sin explicar cómo subía el agua hasta niveles tan elevados y cómo perdía su salazón antes de emerger bajo la forma de fuentes de agua dulce: problema insoluble. Hasta fines del siglo XVII no llegó a comprenderse, sobre todo por Halley, que la circulación desde el mar hasta los ríos no se hace subterráneamente, sino a través de la atmósfera mediante evaporación y lluvia. La errónea convicción de Aristóteles, según la cual la lluvia era completamente incapaz de suministrar el caudal de los ríos, no fué disipada hasta que medidas cuidadosas vinieron a ocupar el lugar suplantado por una mera opinión. En 1674, Pierre Perrault llevó a cabo la primera investigación cuantitativa de la relación entre la lluvia y el caudal de la corriente. Halló que en el alto valle del Sena la lluvia era en realidad muchísimo mayor que el caudal de dicho río, demostrando así por primera vez una relación que en los países húmedos es casi del dominio general.

El esquema siguiente muestra los diversos modos de distribuirse el agua de lluvia (véase también la figura 8, pág. 22):



(Durante el proceso de la meteorización, una cantidad relativamente insignificante de agua es fijada por hidratación en los minerales arcillosos y otros productos de descomposición.)

El agua subterránea proporcionada por la lluvia o la nieve o por infiltración a partir de ríos y lagos se llama *meteorica*. El agua dulce o salada aprisionada en los sedimentos durante el depósito de los mismos se distingue con el nombre de *congénita*. A medida que van siendo enterrados y se hacen compactos los sedimentos, se expelen gran parte de esta agua fósil, y durante el metamorfismo la mayoría de ella es expulsada arrastrando consigo materiales disueltos que ayudan a cementar los sedimentos de los niveles más altos. El vapor de agua y el agua caliente cargada de materias minerales liberada durante la actividad ígnea y que se supone llega por primera vez a la superficie, se conoce con el nombre de *agua juvenil* o *virgen*.

Almacenamiento y circulación del agua subterránea

Más abajo de cierto nivel, que nunca es muy profundo en las regiones húmedas, todas las rocas agrietadas o porosas están completamente saturadas de agua. La superficie superior de esta agua subterránea se llama *capa piezométrica*. Esta capa está arqueada debajo de las colinas, siguiendo en líneas generales el relieve del terreno, pero con una superficie más suave. En general, se pueden reconocer tres zonas sucesivas (fig. 64):

a) *Zona no saturada*, que nunca está completamente empapada de agua, pero a través de la cual ésta se infiltra para pasar a las zonas subyacentes. Cierta cantidad de agua es retenida por el suelo, que la cede a las raíces de las plantas.

b) *Zona de saturación intermitente*, que se extiende desde el nivel más elevado que alcanza el agua subterránea después de un largo período de tiempo

húmedo, hasta el nivel más bajo que tiene la capa piezométrica o freática después de una sequía.

c) *Zona de saturación permanente*, cuyo límite inferior es el nivel por debajo del cual ya no se encuentra agua subterránea. En minas y sondeos, la profundidad a que se hallan las rocas secas varía considerablemente, de acuerdo con las estructuras locales, pero no es raro que el límite esté entre los 600 y los 900 metros. Las aguas juveniles y las congénitas eliminadas pueden ascender, como es natural, desde profundidades mucho mayores.

Donde quiera que la zona de saturación permanente suba por encima del nivel del terreno, se presentan resurgencias, ciénagas, lagos o ríos. Cuando la zona de



FIG. 64. — Relación entre la superficie piezométrica y la superficie terrestre, y variación del nivel de la primera de ellas desde el techo hasta el suelo de la zona de saturación intermitente después de prolongados períodos de tiempo húmedo y seco, respectivamente

saturación intermitente alcanza la superficie, se originan inundaciones y aparecen fuentes intermitentes. Recíprocamente, muchos manantiales, charcas y hasta ríos de algunas regiones están más o menos reducidos después de largos períodos de tiempo seco, en que la capa freática o piezométrica desciende por debajo del nivel ordinario.

Las rocas a través de las cuales el agua pasa libremente se llaman *penetrables*. Pueden ser porosas y permeables como la arena y la arenisca; o virtualmente impermeables y nada porosas, como el granito; pero, a pesar de eso, son penetrables a causa de la presencia de diaclasas y de grietas conectadas entre sí a través de las cuales puede deslizarse rápidamente el agua. Rocas impenetrables son aquellas a través de las cuales el agua no puede ser embebida con facilidad; pueden ser de dos clases: porosas, como la arcilla, o relativamente no porosas como el granito compacto, sin grietas. Debe observarse que, aun cuando la porosidad es esencial para que una formación pueda ser rápidamente permeable para el agua, no constituye una condición suficiente. El tamaño y la disposición de los poros debe ser tal, que existan canales continuos, utilizables para el libre paso de agua. En las arcillas no existen vías de paso bastante anchas que permitan la circulación del agua, a no ser por lenta imbibición capilar.

La arena o la grava ordinarias tienen una porosidad alrededor del 35 % (es decir, el material considerado en volumen está compuesto del 35 % de "huecos" y del 65 % de "sólido"), pero baja hasta alrededor del 15 % en las arenisca

comunes, según el grado de compacidad y la cantidad de materias de cementación. La arcilla, aunque es impenetrable, puede tener una porosidad de más del 45 %. Si la compacidad se aumenta por presión y se escurre el agua, la porosidad disminuye gradualmente, bajando hasta el 5 % en algunas pizarras arcillosas y el 3 % en las pizarras de techar. En las calizas, la porosidad oscila entre el 30 % en las cretas friables, y el 5 % o menos en las variedades endurecidas y recristalizadas. La caliza, sin embargo, puede llevar gran cantidad de agua en diaclasas y otros canales (incluyendo las cavernas), que se abren en ellas por disolución. La porosidad de las rocas en masa tanto ígneas como metamórficas es, por lo general, menor del 1 %, pero también aquí puede circular el agua en cantidades apreciables a través de vías de paso que proporcionan las diaclasas y grietas conectadas entre sí.

La alternancia de estratos penetrables e impenetrables, especialmente cuando están plegados, fallados y provistos de diaclasas, forma depósitos subterráneos y origina gran variedad de acciones erosivas del agua. En donde la zona de captación es lo bastante alta, el agua emigra lentamente a través de las formaciones más penetrables hacia lugares situados en un nivel más bajo, desde los cuales el agua puede escapar al exterior. Esta puede emerger a través de aberturas naturales (inundaciones o terrenos encharcados y manantiales) o a través de aberturas artificiales (pozos), puede alimentar directamente ríos o lagos, e incluso surgir a través del fondo del mar. La persistencia de ríos que, como el Nilo, cruzan sucesivamente anchas zonas desérticas, se debe hasta cierto punto al caudal que reciben de manantiales subterráneos.

Manantiales y pozos

Cuando el agua de lluvia penetra en una capa permeable, tal como la arenisca, ésta se empapa por completo hasta alcanzar la capa impermeable subyacente, que puede ser de arcilla o de pizarra arcillosa. Si la superficie de contacto está inclinada, el agua corre a favor de la pendiente y surge al exterior allí donde dicha superficie de contacto está cortada por un escarpado o por la ladera de un valle (fig. 65 a). A veces se efectúa un derrame general a lo largo de la línea de intersección del plano de contacto con la ladera, y entonces se origina un encharcamiento o paraje cenagoso. Más comúnmente aparece una línea de manantiales localizados. Los restantes diagramas de la figura 65 ilustran diversos ejemplos de otras estructuras que favorecen la formación de manantiales. En b, una falla pone frente a frente una arenisca permeable con una pizarra arcillosa, la cual, por ser impermeable, detiene el agua. Las fuentes están localizadas a lo largo de la línea de falla, y los terrenos bajos de la izquierda son pantanosos. En c, el agua penetra por las diaclasas de una roca en masa, tal como el granito, y surge en los lugares apropiados. En d, el agua, interceptada por un dique, se escapa a lo largo del

afioramiento del contacto. En *e*, la fuente superior surge de una capa concordante de pizarra arcillosa, como en *a*; la fuente inferior aparece en el afloramiento de una discordancia, siendo impermeables las rocas plegadas subyacentes. En *f*, el

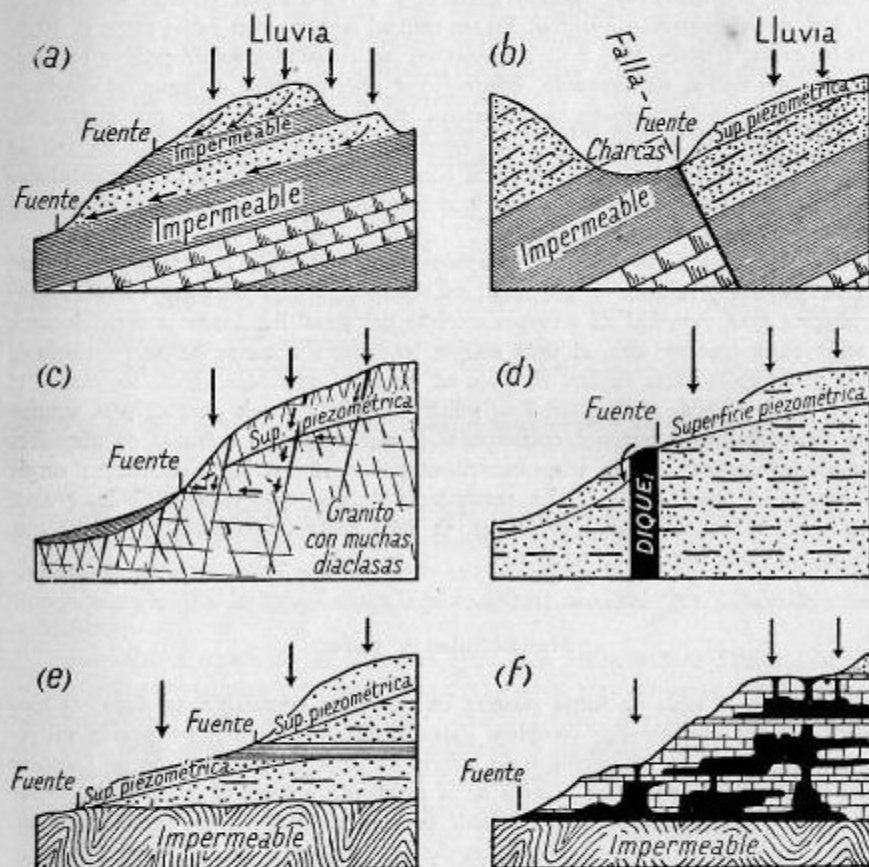


FIG. 65. — Diversas circunstancias que originan los manantiales y fuentes.

agua penetra en las fisuras de una caliza, las ensancha por disolución y forma cavernas y canales subterráneos hasta la base impermeable de la formación. Esta última detiene el agua y facilita su desagüe, después de atravesar las calizas, algunas veces bajo la forma de un curso de agua cuyo valle ha sido excavado en las rocas subyacentes.

Los pozos son simplemente perforaciones excavadas, taladradas o barrenadas

en un terreno hasta una profundidad a la cual se encuentren formaciones permeables o rocas fisuradas que contengan agua. Los pozos someros, como muestra la figura 64, pueden secarse en ciertas estaciones, a menos que corten la zona de saturación permanente. El agua subterránea se filtra hacia el fondo del pozo y alcanza un nivel que depende de la presión hidrostática existente. Puede ser necesario, en muchos casos, elevar con bomba o motor el agua hasta la superficie libre. Al elegir el emplazamiento de los pozos someros se debe tener la precau-

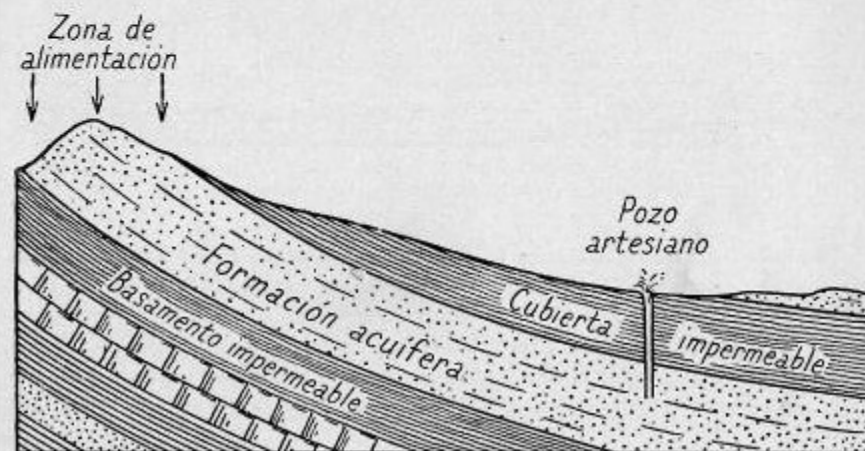


FIG. 66. — Condiciones estructurales favorables a los pozos artesianos.

ción de evitar la contaminación por aguas cargadas de gérmenes que pueden filtrarse a través del suelo desde corrales y pozos negros. El agua de formaciones más profundas es preferible para el consumo humano, puesto que es más probable que esté libre de los peligros de contaminación superficial.

Los pozos artesianos son aquellos en los cuales el agua encontrada en la profundidad está a una presión hidráulica suficiente para obligarla a subir hasta rebasar la superficie libre. Las condiciones necesarias son: *a*) una formación que contenga agua, o capa acuífera, inclinada en un ancho sinclinal, limitada arriba y abajo por capas que cierran herméticamente; *b*) situación de los bordes de la capa acuífera al descubierto o en una zona de recepción a bastante altura para suministrar la presión hidrostática suficiente en un nivel determinado del terreno donde los pozos hayan de ser perforados; *c*) lluvia suficiente para suministrar el adecuado abastecimiento de agua, y *d*) ausencia de fácil escape del agua a no ser a través de los pozos. El término *artésiano* se aplica por extensión a algunos pozos en los cuales el agua está cerca de la superficie, pero no llega a alcanzarla.

La cuenca de Londres (fig. 67) puede servir de claro ejemplo de tales con-

diciones. La capa acuifera es la creta, con capas de arenisca encima y en algunos lugares también debajo. Las formaciones impermeables que las encuadran son la arcilla de Londres en la parte superior, y la arcilla de Gault en la inferior. El agua que cae sobre la creta, donde aflora a lo largo de los Chiltern en el norte, y de los Downs septentrionales en el sur, penetra en la cuenca y se acumula en ella, o por lo menos así lo hacía hasta que las fuentes originales se empobrecieron por la sed insaciable de Londres. El agua retenida en la creta es alumbrada en la región de Londres por centenares de pozos que penetran hasta la profundidad



FIG. 67. — Corte geológico de la cuenca de Londres. La longitud del corte es de 93 km.

de 180 a 210 metros. Hasta hace un siglo, la creta estaba saturada, y cuando se construyeron las fuentes de Trafalgar Square, el agua brotaba del pozo por encima del nivel del suelo. En tiempos más recientes, el enorme caudal que se ha venido sacando del depósito acuifero de la creta ha excedido del caudal procedente de las lluvias caídas en los bordes de la cuenca. Por consiguiente, el nivel del agua en la creta ha descendido, y en la actualidad es necesario elevarla por medio de bombas.

En los estados de Dakota del Norte y del Sur, un importante manto acuifero penetra desde los bordes de los Black Hills y transporta un copioso caudal de agua por debajo de las llanuras hacia el Este. En una superficie de cerca de 40.000 km² puede alumbrarse el agua por medio de pozos artesianos. La cuenca artiesiana más extensa del mundo es la de Queensland y regiones adyacentes de Nueva Gales del Sur y Australia meridional. La zona de captación se encuentra en las Highlands orientales, donde aflora una amplia serie de areniscas jurásicas. Estas areniscas, con su enorme caudal de agua acumulada, forman el subsuelo de una extensión de más de 1.550.000 km². A no ser por los pozos artesianos, algunos de los cuales tienen de 1.200 a 1.500 m de profundidad, gran parte de esta vasta región sería un árido desierto. Se sospecha que en esta región sólo una parte del agua es meteórica. En algunos pozos, la enorme presión del agua, la abundancia de gases y la composición de las substancias disueltas sugiere la posibilidad de que fuentes juveniles profundas contribuyan a engrosar el caudal, siendo su presión debida en parte a los gases y en parte al peso de las rocas superiores.

La mayor parte de los oasis del Sáhara y de otros desiertos deben su existencia a la emergencia local de agua artiesiana al nivel del suelo. Fertilizada por el agua subterránea así liberada, la vegetación florece asombrosamente y forma "un paraíso en un paraje de ardientes arenas y rocas deslumbrantes". Entre la

cuenca del Chad y el Sáhara, las altiplanicies de Erdi y Ennedi constituyen una importante zona de captación. Las lluvias ocasionales son rápidamente absorbidas por las desnudas areniscas, que continúan subterráneamente a través de Libia y Egipto. Muchos viajeros han muerto de sed en el corazón del desierto con agua solamente a un centenar de metros debajo de sus pies. Allí donde esta agua, ordinariamente inaccesible, surge a través de fisuras o pozos artesianos, o sube a la superficie por los anticlinales, o donde el propio suelo del desierto ha sido excavado por el viento dejando al descubierto el nivel del agua, aparece el oasis (figu-



FIG. 68. — Corte a través del Sáhara, indicando las condiciones favorables para el desarrollo de oasis.

ra 68). Al sur de Asuán, el Nilo alumbró parte de esta agua subterránea allí donde su cauce acorta el manto acuifero en un lugar en que éste, gracias a un anticlinal, llega al nivel del suelo.

Simas y cavernas en las calizas

Ha sido ya descrita (pág. 112) la disolución de la caliza por el agua de lluvia cargada de anhídrido carbónico. En las regiones calizas, el agua se abre camino fácilmente a través de las diaclasas y a lo largo de los planos de estratificación hasta llegar a una capa impermeable, que puede estar englobada por la formación caliza o debajo de ella. El agua sigue entonces las direcciones naturales de desagüe hasta encontrar salida, acaso a varios kilómetros de distancia del lugar de procedencia. Una vez que se ha establecido el desagüe, pero no antes, el material disuelto es arrastrado y el agua que va llegando nuevamente desde arriba continúa el trabajo de disolución, localizado a lo largo de las grietas y planos de estratificación, hasta formar un laberinto de canales y cuevas entrelazados por corrosión de la caliza (fig. 65 f).

ESTALACTITAS Y ESTALAGMITAS

36. — "Pilares totémicos" (Totem Poles) en la Gran Sala de la cueva de Carlsbad, Nuevo Méjico. (Fot. W. T. Lee, Servicio Geológico de los Estados Unidos.)
 37. — "Cámara Real" en la cueva de Carlsbad, Nuevo Méjico. (Fot. E. N. A.)

Las aberturas superficiales se van ensanchando gradualmente en los lugares donde las curvas de nivel del terreno favorecen una concentración especial del caudal de la corriente, y entonces se desarrollan los accidentes llamados *sumideros*,



FIG. 69. — Simas del Yorkshire, Gaping Ghyll, laderas sudorientales del Ingleborough. (Fot. Flatters & Garnett.)

simas, *torcas* o *dolinas*. Por disolución continua debajo de éstas, completada por el derrumbamiento de los bloques desprendidos, estos agujeros pueden ensancharse en forma de pozos más o menos cilíndricos que comunican con grandes cámaras abovedadas, tal vez a centenares de metros más abajo (lám. 35). Una de las más impresionantes de estas simas en la Gran Bretaña es la de Gaping Ghyll (figura 69), en la ladera sudeste de Ingleborough. El pozo desciende a una profundidad de unos 110 m donde hay una cámara de 146 m de largo y 33 de altura. El agua se escapa a través de un intrincado sistema de galerías hasta el interior de la cueva de Ingleborough, de donde sale por el riachuelo llamado Clapham Beck. En Ariège (Pirineos franceses), se han explorado dos grandes simas unidas por una larga cueva, con una corriente de agua permanente desde el techo hasta el fondo, cuya profundidad es de 522 m, y en Italia existen otros ejemplos de accidentes aún más profundos. La meseta de "caliza cavernosa" de Kentucky posee más de 60.000 simas y centenares de cuevas, entre las cuales figura la gran cueva del Mammoth, que tiene una longitud de más de 48 km de galerías. Otra famosa cueva americana es la de Carlsbad, en Nuevo Méjico, la cual posee la "Big Room" o gran sala, que tiene más de 1.200 m de largo, con paredes de más de 200 m de lado y una elevación del techo de un centenar de metros (lám. 36).

En ocasiones, la bóveda de una cueva se derrumba y deja una especie de sima en la superficie. Cuando se hunde la bóveda de un largo canal subterráneo, un profundo barranco, pavimentado con derrubios calizos, diversifica todavía más la irregular topografía de las calizas (fig. 70). Algunas veces una parte de la cubierta se mantiene firme, formándose de este modo un puente o arco natural (figura 71). De las regiones calizas como las indicadas más arriba, que tienen una superficie rugosa y excavada, ahondada con depresiones debidas a la disolución o derrumbamiento de bóvedas y con desagüe subterráneo en lugar de corrientes superficiales, se dice que tienen *topografía kárstica*, a causa del predominio de estas características en la meseta del Karst, en el nordeste de la costa adriática, entre Trieste y Cattaro (véase fig. 200).

Además de los cursos de agua que se deslizan a través de la red subterránea de galerías, existe por lo general un lento derrame de agua cargada de cal procedente de innumerables diaclasas y grietas, en la bóveda y paredes de las cuevas. Se deposita carbonato cálcico cuando una gota suspendida de tal agua comienza a evaporarse o pierde parte de su anhídrido carbónico. Cuando las gotas caen sobre el cauce seco de un canal vacío, se deposita el carbonato cálcico restante. De este modo crecen a partir de la bóveda largos carámbanos colgantes, llamados *estalactitas*; y unas columnas más delgadas, que se conocen con el nombre de *estalagmitas*, crecen desde el suelo (láms. 36 y 37). Con el tiempo, estalactitas y estalagmitas se unen

En ocasiones, la bóveda de una cueva se derrumba y deja una especie de sima en la superficie. Cuando se hunde la bóveda de un largo canal subterráneo, un profundo barranco, pavimentado con derrubios calizos, diversifica todavía más la irregular topografía de las calizas (fig. 70). Algunas veces una parte de la cubierta se mantiene firme, formándose de este modo un puente o arco natural (figura 71). De las regiones calizas como las indicadas más arriba, que tienen una superficie rugosa y excavada, ahondada con depresiones debidas a la disolución o derrumbamiento de bóvedas y con desagüe subterráneo en lugar de corrientes superficiales, se dice que tienen *topografía kárstica*, a causa del predominio de estas características en la meseta del Karst, en el nordeste de la costa adriática, entre Trieste y Cattaro (véase fig. 200).



FIG. 70. — Trow Ghyll, en la falda del Ingleborough, Yorkshire. Valle seco debido al derrumbamiento de la techumbre de una antigua caverna excavada en las calizas. (Fot. A. Horner & Sons, Settle.)

formando pilares, y éstos se agrupan con frecuencia en forma que recuerdan los tubos de órgano y otras de aspecto fantástico que justifica los caprichosos nombres que a menudo se les dan. Allí donde el agua gotea de un modo más o menos

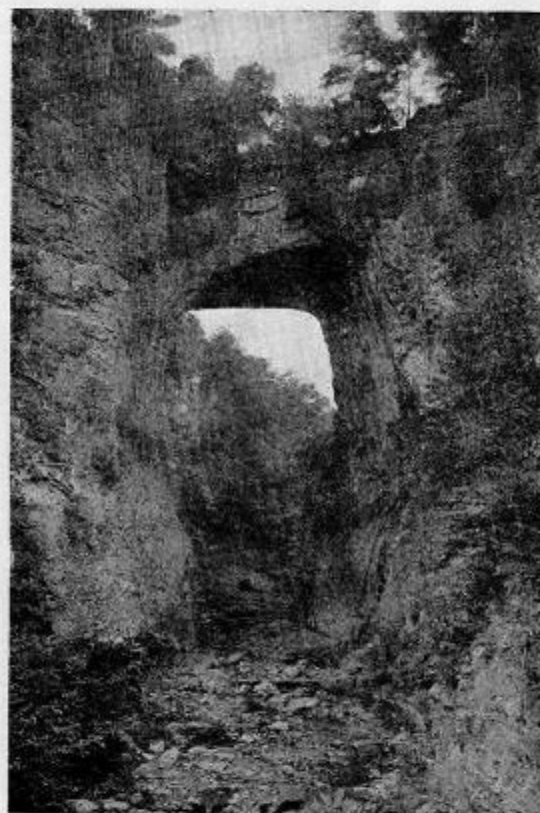


FIG. 71. — Puente natural, Virginia. Lo constituye una parte del techo de una primitiva caverna en terrenos calizos. (Fot. Am. Museum Nat. History N. Y.)

continuo a lo largo de una grieta del techo, puede llegar a tenderse una especie de cortina estriada o mampara ondulada a través de la cueva. Cuando el agua llega a través de un plano de estratificación forma incrustaciones desde las paredes hasta el suelo, las cuales semejan frescos murales o "cascadas congeladas". El decorado interior de las cavernas descritas, en donde se desarrollan tan variadas estructuras,

constituye a modo de un amplio escenario subterráneo de fascinante y fantasmagórica belleza.

Manantiales calientes y géiseres

El agua subterránea que ha circulado a grandes profundidades entre rocas fuertemente plegadas llega a calentarse, y si es posible su rápida ascensión hasta el nivel del suelo, emerge bajo la forma de manantial caliente. Tales condiciones son raras, sin embargo, y en la realidad estos manantiales se presentan por lo general en regiones de volcanismo activo o geológicamente reciente, donde las aguas deben su elevada temperatura a vapores sobrecalentados y emanaciones asociadas que proceden de focos subterráneos y se mezclan con las aguas meteóricas que circulan en los niveles superiores. Es probable que algunas fuentes calientes tengan un caudal formado por una mezcla de agua meteórica con el agua caliente que procede de las rocas subyacentes sometidas a la acción del metamorfismo.

Existen tres regiones volcánicas donde se presentan fuentes termales y géiseres en una escala impresionante: Islandia, el parque de Yellowstone y la isla Norte de Nueva Zelanda. Las aguas están fuertemente cargadas de material mineral de considerable variedad. Las fuentes termales del Mamut (Mammoth Hot Springs) del parque de Yellowstone son ricas en carbonato cálcico procedente de las calizas vecinas. Dicho carbonato se deposita en la superficie bajo la forma de montículos y terrazas de *travertino* (fig. 72). En las tres regiones, muchas de las fuentes son alcalinas y llevan sílice en disolución, la cual se deposita similarmente en todas ellas bajo la forma de *incrustaciones silíceas* o *geiserita* (lám. 38). En cuanto al agua, las investigaciones muestran que del 80 al 90 % es agua meteórica ordinaria. En Islandia, por ejemplo, gran parte de ella procede de la fusión de las nieves. Sin embargo, los constituyentes minoritarios que llevan en disolución contienen elementos raros, particularidad que indica una fuente juvenil y sugiere que debieron pasar al agua meteórica local por asociación de vapores o agua juveniles. Pero la existencia de tales vapores no es una mera suposición. Los sondeos efectuados a través de las lavas riolíticas del parque de Yellowstone encontraron grandes cantidades de vapores sobrecalentados a alta presión. En un caso determinado, la temperatura a la profundidad de 75 m se comprobó que era de 205° C. Además, allí donde los vapores permanecen sin condensar por mezcla con agua subterránea fría, descargan en la superficie libre fumarolas de vapor.

Los *géiseres* son fuentes termales de las cuales se eleva a intervalos una columna de vapor y agua caliente, que en algunos casos llega a la altura de más de un centenar de metros (lám. 39). El nombre "géiser" procede de *Geysir*, nombre islandés dado al Gran Géiser, que es el miembro más espectacular de un grupo situado en un ancho valle al noroeste de Heckla (fig. 73). Nos servirá como ejemplo típico. Un montículo de geiserita, depositado por precipitación del agua que

allí mana, limita una especie de balsa circular, de unos 23 metros de diámetro y poco más de 1 m de profundidad, llena hasta los bordes de agua silícea a la temperatura de 75° a 90° C. Del centro de la balsa descende un tubo o chimenea, asimismo revestido de geiserita, hasta la profundidad de unos 30 m. En el fondo, la temperatura del agua es bastante superior a la necesaria para su ebullición si



FIG. 72.—Terrazas de las fuentes termales del Mammut, parque nacional de Yellowstone, Estados Unidos. (Fot. Dorian Leigh, Ltd.)

ésta no fuera retardada por la presión debida al peso de la columna de agua que tiene encima. Pero la continua ascensión de vapor recalentado a través de las grietas de la chimenea citada eleva gradualmente la temperatura hasta que en ocasiones se alcanza la del punto de ebullición y hasta se supera en el fondo del tubo. Entonces, una cierta cantidad de agua se expande súbitamente en forma de vapor, el cual levanta la columna y produce una erupción en la balsa. De este modo se descarga la presión que se ejercía sobre el agua recalentada en la parte profunda, y ésta se desprende violentamente, dando un volumen considerable de vapor lanzado con fuerza irresistible, en forma de surtidor que se eleva en el aire y que alcanza algunas veces hasta 60 metros de altura.

En algunos géiseres, la cantidad de agua descargada es varias veces mayor que la contenida en la chimenea y la balsa. En estos casos la chimenea debe de comunicar con alguna cámara subterránea próxima a la cual afluya un caudal continuo de agua meteórica y de vapor juvenil. Las cuevas y túneles que algunas veces se presentan en las corrientes de lava proporcionan esta clase de depósitos. Durante

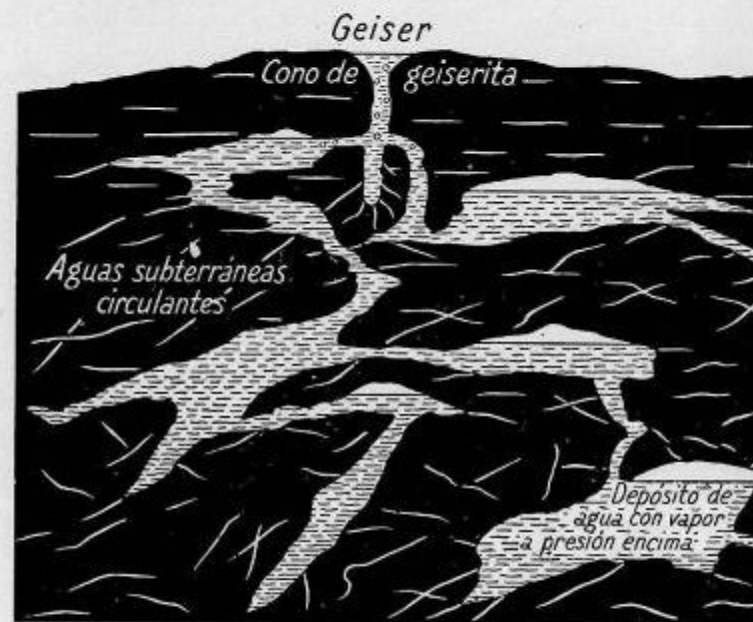


FIG. 73.—Corte esquemático de un géiser (el Gran Géiser de Islandia) que muestra cuáles son las condiciones apropiadas para una erupción intermitente. Los depósitos subterráneos están alimentados por aguas que empapan el terreno y que son calentadas de abajo arriba por las corrientes ascendentes de vapor a alta temperatura. (Según T. F. W. Barth.)

cada período de reposo, el sistema completo — depósito subterráneo, canales de comunicación, chimenea y balsa — se llenan rápidamente, y de un modo gradual va subiendo la temperatura, hasta que termina la fase de reposo del ciclo, con el paroxismo de la ebullición a presión elevada, la cual conduce a una espectacular erupción de vapor y agua.

Depósitos producidos por las aguas subterráneas

Como se indicó en la exposición de las páginas 112-115, los principales ingredientes arrastrados en disolución por el agua subterránea son los bicarbonatos de calcio, magnesio y hierro, y la sílice coloidal. Ya se han mencionado, como ejemplos de depósitos de carbonato cálcico, las estalactitas y estalagmitas de las cavernas calizas y el travertino que precipitan las aguas de los manantiales calientes; y como ejemplo de sílice, las incrustaciones silíceas o geiserita, asimismo de las aguas de dichos manantiales. Estos casos son fáciles de comprender, pues claramente son debidos a la evaporación, pérdida de anhídrido carbónico o enfriamiento. La restitución de los materiales arrancados por disolución a las rocas a través de las cuales circula el agua subterránea implica la acción de procesos delicadamente equilibrados y mucho más complicados, pero que todavía son poco conocidos. La precipitación puede ser llevada a cabo por factores tales como la pérdida de gases y consiguiente disminución del poder disolvente; enfriamiento mientras las aguas son ascendentes; cambios de presión durante la circulación, o la mezcla de aguas de diferente origen. Además, como resultado de la reacción entre las soluciones y los materiales a través de los cuales pasa, una sustancia puede ser precipitada y otra entrar en disolución. Sólo daremos aquí breves notas acerca de los principales resultados del depósito a partir de las aguas subterráneas.

La *cementación* de los sedimentos porosos tiene lugar cuando se efectúa el depósito entre las partículas de la roca. De esta manera, las arenas sueltas pueden convertirse en areniscas calcáreas, silíceas o ferruginosas, según la naturaleza del cemento introducido entre los granos.

El *reemplazamiento* o *substitución* de una sustancia por otra se explica bien en algunas partes de ciertas formaciones calizas, en las cuales la calcita ha sido substituida por dolomita, siderosa o sílice. Con frecuencia el cambio se efectúa átomo por átomo, de modo que las estructuras originales quedan perfectamente conservadas. Las conchas calcáreas fósiles pueden, de este modo, transformarse en cualquiera de los materiales mencionados, así como en otros menos comunes, conservándose por completo la forma original y los más intrincados detalles estructurales. Incluso la materia orgánica puede ser reemplazada de este modo. El agua interpuesta en los troncos de árbol enterrados en la arena, así como los tocones recubiertos por cenizas volcánicas, pueden petrificarse así. Tales maderas fósiles, con todos los tejidos perfectamente reproducidos en ópalo (sílice hidratada) o calcita, abundan mucho en el parque de Yellowstone y en algunas localidades de Birmania y Queensland.

Los *nódulos* y las *concreciones* se forman en los sedimentos por cementación concentrada o substitución, cuando el depósito se localiza alrededor de un núcleo de algún granillo particular, mineral o fósil, que inicia la precipitación. Su com-

posición en general difiere mucho de la que tiene la formación en su conjunto. El *pedernal*, por ejemplo, es una forma concrecionada de sílice que se presenta difundida en la creta como nódulos de formas irregulares y asimismo como placas tabulares y fibras alargadas (véase figura 181). El agua subterránea, al filtrarse a través de la creta en alguna fase posterior a su levantamiento del fondo del mar, recoge la sílice coloidal procedente de diminutas espículas de espongiarios, formadas por ópalo y fácilmente solubles, dispersadas a través del terreno. Por substitución del carbonato cálcico, allí donde las condiciones fueron favorables, la sílice se depositó entonces bajo la forma de pedernal, el cual, por ser insoluble, ya no fue de nuevo redisoluto. Depósitos similares de sílice se presentan en otras calizas bajo la forma de nódulos de sílice fibrosa, análoga a la calcedonia, que los geólogos ingleses llaman *chert*. Nódulos calcáreos y ferruginosos, de aspecto esferoidal característico, son comunes en algunas arcillas y pizarras arcillosas del Jurásico y Carbonífero de Inglaterra.

Pequeñas *vetas* de minerales comunes, tales como la calcita y el cuarzo, pueden ser depositadas por las aguas subterráneas en las diaclasas y grietas de las fallas, o en las estrías de los flancos de los pliegues. En las rocas fuertemente plegadas y en las zonas de metamorfismo regional, son muy abundantes localmente las vetas irregulares de cuarzo. Muchas de éstas se depositaron en grietas producidas por las tensiones en ciertas rocas, precipitándose de aguas silíceas "exudadas" de las rocas originarias durante la orogénesis. Sin embargo, casi todas las *vetas minerales*, y de modo especial las que contienen menas de valor comercial, se depositaron de soluciones hidrotermales de origen juvenil, generalmente en asociación con la actividad volcánica agonizante del período correspondiente.

BIBLIOGRAFÍA

- H. B. WOODWARD: *The Geology of Water-Supply*. Arnold, Londres, 1910.
 F. DIXEY: *A Practical Handbook of Water-Supply*. Allen and Unwin (Murby), Londres, 1931.
 C. F. TOLMAN: *The Geology of Ground Water*. McGraw-Hill, Nueva York, 1937.
 W. M. DAVIS: *Origin of Limestone Caverns*. Bulletin of the Geological Society of America, vol. XLI, págs. 475-628, 1930.
 W. M. MCGILL: *Caverns of Virginia*. University of Virginia, 1933.
 N. CASTERET: *Dix ans sous terre*. Paris, 1933; Londres, 1939.
 E. T. ALLEN y A. L. DAY: *Hot Springs of the Yellowstone National Park*. Carnegie Institution of Washington (Publicación, núm. 466), 1935.

39. — Geíser en erupción. Old Faithful (El Viejo Fiel), parque nacional de Yellowstone, Estados Unidos. (Fot. G. A. Grant, Servicio Geológico de los Estados Unidos.)

This document was created with Win2PDF available at <http://www.win2pdf.com>.
The unregistered version of Win2PDF is for evaluation or non-commercial use only.
This page will not be added after purchasing Win2PDF.