

Hidrogeología y terrenos volcánicos

María del Carmen Cabrera Santana
Emilio Custodio Gimena

1. Introducción

La Hidrogeología o Hidrología Subterránea es la ciencia que estudia las aguas subterráneas. Estas constituyen un recurso hídrico tradicional, que es ampliamente utilizado en terrenos volcánicos, como es el caso de Canarias. El que un determinado territorio (volcánico o no) sea rico o pobre en recursos hídricos depende de una situación relativa entre las necesidades de una sociedad humana con un determinado grado de desarrollo económico y social, y los recursos de agua dulce. Estos recursos deben tener una calidad adecuada a su uso previsto y a un coste determinado, de forma que se puedan poner a disposición para su uso en un determinado contexto geográfico y teniendo en cuenta las infraestructuras existentes para su captación, transporte, almacenamiento, distribución y tratamiento. Las aguas subterráneas juegan también un papel fundamental en el mantenimiento de cursos superficiales y ecosistemas. En Canarias, el problema de escasez de recursos hídricos naturales ha sido un acicate para un reciente e importante desarrollo de otras técnicas de generación de recursos hídricos, así como la utilización de aguas regeneradas y la desalación. Sin embargo, las aguas subterráneas siguen constituyendo aproximadamente el 70% del total de recursos de agua utilizados en el Archipiélago.

El presente capítulo presenta las bases fundamentales del funcionamiento de las aguas subterráneas así como las especificidades de la hidrogeología de terrenos volcánicos. Existe gran cantidad de tratados sobre aspectos generales, destacando en castellano el de Custodio y Llamas (1976) y el elaborado por la Comisión Docente

del Curso Internacional de Hidrología Subterránea (2009). Los aspectos concretos en rocas volcánicas fueron tratados con gran amplitud durante el proyecto Canarias SPA-15 (1975), cuyas conclusiones se recogieron en Custodio (1978). Existen varios trabajos de síntesis posteriores (Custodio, 1989; 2007), además de trabajos concretos que han sido fruto de tesis doctorales desarrolladas en Canarias. Véase Gasparini et al. (1990), Cabrera y Custodio (2004), Herrera y Custodio (2003), Cruz et al. (2010) y Marrero (2010).

2. Conceptos básicos

2.1. El ciclo hidrológico

El agua en la Hidrosfera se encuentra en sus tres estados físicos: sólido, líquido y gaseoso. Es en estado líquido cuando tiene mayor interés para el hidrólogo ya que en esta forma está la lluvia, los ríos, los lagos y también las aguas subterráneas, que son el objeto de estudio de la hidrogeología.

El concepto de Ciclo Hidrológico es claro: a grandes rasgos, en la atmósfera el agua sufre un movimiento ascendente desde los océanos por evaporación y un movimiento descendente sobre los continentes por las precipitaciones (Figura 4.1), con el correspondiente transporte atmosférico y continental. La cantidad de agua de la corteza terrestre se ha mantenido prácticamente constante, al menos durante los últimos tiempos geológicos.

En el momento en que una parte del vapor de agua de la atmósfera se condensa y da origen a precipitaciones en forma de lluvia o nieve; no toda el agua llega a la superficie, sino que una parte es evaporada durante la caída y otra es retenida -interceptación- por la vegetación y también por diversas construcciones, como edificios o carreteras, de manera que vuelve de nuevo a la atmósfera por evaporación.

Del agua que alcanza la superficie del terreno (*precipitación*), una parte queda retenida en charcos (retención superficial) y es evaporada en su mayor parte (*evaporación*). Otra parte circula por la superficie y la parte epidérmica del terreno por efecto de la gravedad, constituyendo la *escorrentía superficial*, que acaba en torrentes, ríos, lagos o en el mar, de donde será evaporada de nuevo.

Una última parte del agua de lluvia es la que penetra en la superficie del terreno a través de los poros o grietas del mismo y se mueve hacia abajo por gravedad -*infil-*

tración. Aún hay que tener en cuenta que parte de este agua de infiltración –tanto más cuanto más árido sea el clima– puede sufrir *evaporación* desde la zona no saturada o bien puede ser *transpirada* por las plantas desde el suelo edáfico. En la práctica, la suma de ambos fenómenos se denomina *evapotranspiración*. En terrenos vegetados domina la *transpiración*.

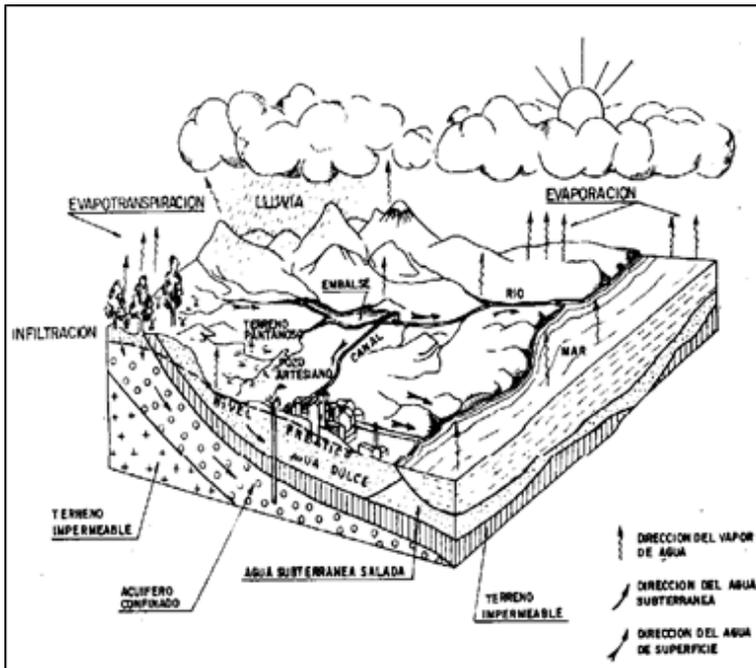


Figura 4.1; El ciclo hidrológico (Custodio y Llamas, 1976).

El resto del agua sigue descendiendo por gravedad hasta llegar a una zona en la que todos los poros del terreno contienen agua (zona saturada), constituyendo la *recarga*, y pasa a formar parte del agua subterránea, la cual se mueve hacia los lugares en que descarga a la superficie (*escorrentía subterránea*), en manantiales (nacientes), ríos, lagos, humedales y el mar.

La cuantificación de estos términos permite establecer el **BALANCE HÍDRICO**. En valor medio, el balance es:

$$\text{PRECIPITACIÓN} - \text{EVAPORACIÓN} - \text{ESCORRENTÍA SUPERFICIAL} - \text{EVAPOTRANSPIRACIÓN} = \text{RECARGA}$$

Sin embargo, puede haber variaciones estacionales y de un año a otro, que se compensan al variar la cantidad de agua almacenada en el terreno.

2.2. Aguas subterráneas

Todas las formaciones geológicas contienen agua en mayor o menor medida. El agua está en los poros, grietas y fisuras del terreno. Se llama *porosidad* (volumétrica) a la relación entre el volumen de esos poros y fisuras y el volumen de terreno considerado. Estos poros pueden estar totalmente llenos de agua *-medio saturado-* o parcialmente, coexistiendo con aire *-medio no saturado-*, en cuyo caso el contenido (volumétrico) de agua, o humedad es menor que la porosidad.

En la *zona no saturada*, la presión del agua es menor que la atmosférica a causa de los esfuerzos superficiales y conviven huecos rellenos de agua y de aire. En la *zona saturada*, todos los huecos están rellenos por agua y a presión mayor que la atmosférica. La superficie que separa la zona no saturada de la saturada se denomina *superficie freática* y en ella la presión es igual a la atmosférica.

Cuando se deja que el agua de un medio saturado se vacíe por gravedad, sólo sale una parte del agua contenida, ya que el resto queda retenido por esfuerzos capilares. Así se habla de *porosidad drenable* (o eficaz, aunque este término se usa con muchos significados y es confuso) a la fracción de agua que se drena, y lo que queda es la *porosidad de retención*.

El *potencial hidráulico* del agua en un punto del terreno se puede expresar como la suma de la altura de presión (longitud de la columna de agua que equilibra esa presión) más la elevación sobre una referencia (suele elegirse el nivel medio del mar). El agua se mueve en el terreno desde las partes de mayor potencial a las de menor potencial. En el medio saturado la altura que mide el potencial hidráulico se llama *nivel piezométrico (h)*. Así:

$$h = P/\gamma + z$$

En la que P es la presión del agua por encima de la presión atmosférica, γ su peso específico y z la elevación sobre la referencia. En la superficie freática, como $P=0$, es $h=z$. En un lugar a cota z_0 donde el nivel de agua en una perforación está a profundidad d, es $h=z_0-d$. Las superficies (líneas cuando se representan en un plano o

sección) que unen los puntos de igual nivel piezométrico son las *isopiezas* y la diferencia entre ellas dividida por su separación es el *gradiente hidráulico*, *i*.

Tabla 4.1; Designación de las formaciones geológicas según su capacidad de contener y transmitir agua.

	AGUA	
	CONTIENE	TRANSMITE
Acuífero	Si	Si, bien
Acuitardo	Si	Poco
Acuicludo	Si	No
Acuifugo	No	No

Según la capacidad de almacenar agua (función de la porosidad) y de la facilidad para que se mueva a su través, las formaciones geológicas se suelen clasificar en *acuíferos*, *acuitardos*, *acuicludos* y *acuifugos*, como indica la Tabla 4.1.

Se denomina *acuífero* (del latín aqua=agua y fero=llevar) a aquella formación geológica que permite la circulación del agua por sus poros y grietas hacia otras partes del territorio y hacia las descargas naturales, y que permita que el hombre pueda aprovecharla en cantidades económicamente apreciables para subvenir a sus necesidades. La relatividad de esta definición es fácilmente comprensible teniendo en cuenta que un acuífero es bueno o malo dependiendo de si es suficiente o no para satisfacer las necesidades, o en comparación con otras formaciones del lugar cuando éstas son menos adecuadas. Un *sistema acuífero* está constituido por una sucesión en la vertical y en el espacio de acuíferos y acuitardos (Figura 4.2).

Los acuitardos si bien movilizan poca agua por unidad de sección y no permiten producciones interesantes, pueden intercambiar grandes cantidades de agua con los acuíferos que tengan encima o debajo ya que las superficies de contacto pueden ser muy extensas.

La entrada de agua al acuífero se produce en la *zona de recarga*. Puede proceder de la lluvia, la escorrentía superficial, aguas superficiales, fugas de diversos sistemas, excedentes de riego o desde otros acuíferos o acuitardos. La salida de agua del acuífero se produce en la *zona de descarga*, y puede ser hacia el mar, lagos, humedales, cursos de agua superficial, captaciones artificiales por medio de pozos, galerías y drenes, o hacia otros acuíferos.

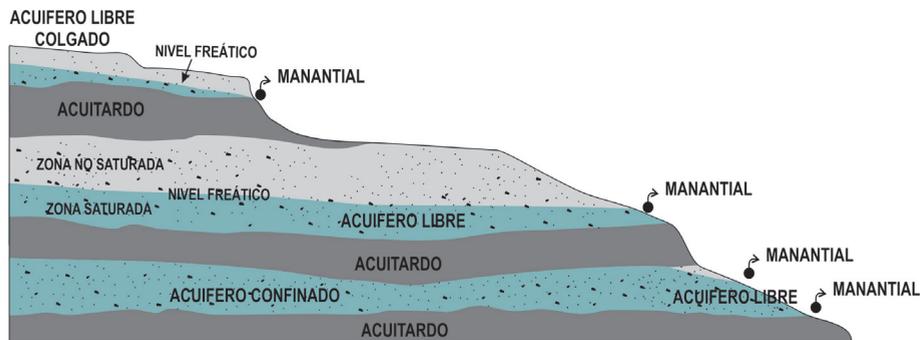


Figura 4.2; Sistema acuífero conformado por una sucesión de acuíferos y acuitardos en profundidad.

Se denomina *acuífero libre, no confinado o freático* a aquel en el que existe una superficie freática que está en contacto directo con la atmósfera del terreno no saturado.

En los *acuíferos cautivos, confinados o a presión*, el agua en el techo de los mismos está a una presión superior a la atmosférica. Por ello, cuando se atraviesa el techo del acuífero durante una perforación, el agua asciende por la misma. La *superficie piezométrica* se define en este caso como la superficie virtual que une todos los puntos a que llegaría el agua si se hiciesen infinitas perforaciones referidas a un mismo nivel de referencia. Esta superficie piezométrica puede quedar en ocasiones por encima del nivel del terreno. En ese caso, al efectuar una perforación que penetre el acuífero, el agua mana al exterior y se obtiene un *pozo surgente*. Lo mismo sucede si en el techo confinante existe una grieta o discontinuidad, dando lugar a un manantial (Figura 4.3).

Se llama *acuífero colgado* (o suspendido) a aquel que tiene medio no saturado bajo el nivel de baja permeabilidad que lo soporta. Parte del agua de recarga que recibe la descarga en manantiales colgados y otra parte la transfiere a través del acuitardo de base al acuífero libre inferior.

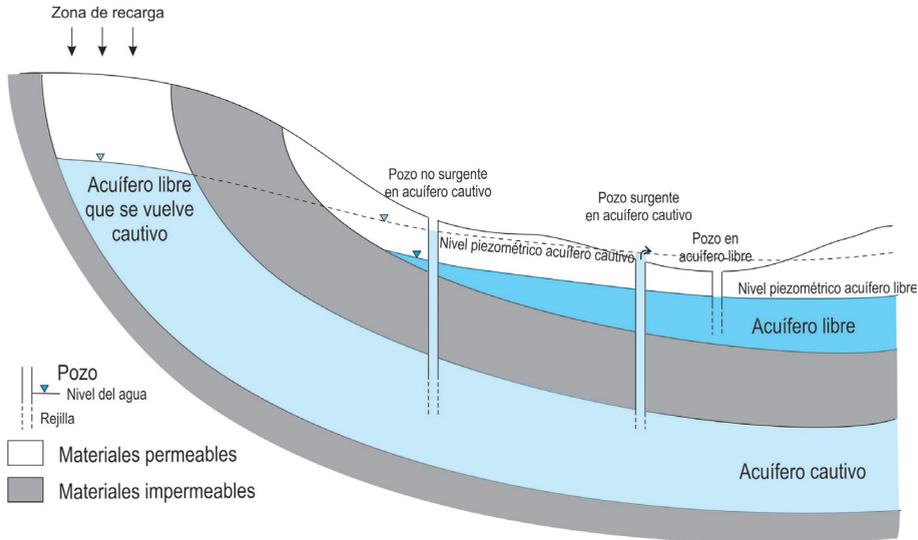


Figura 4.3; Tipos de acuíferos: Acuífero cautivo, confinado o a presión y Acuífero libre, no confinado o freático. En los pozos ranurados en el acuífero el agua sube hasta el nivel piezométrico del mismo, mientras que el agua en el acuífero libre se queda en el nivel freático.

2.3. El movimiento de las aguas subterráneas

Las aguas subterráneas se mueven por el subsuelo dependiendo de la distribución de las zonas de recarga y descarga, que condicionan los gradientes piezométricos, y de las características del terreno.

La *Ley de Darcy* cuantifica el movimiento de las aguas subterráneas. Establece la relación entre el caudal por unidad de sección, q , y el gradiente piezométrico, i , mediante un coeficiente de proporcionalidad, k , que se denomina *conductividad hidráulica*, y más comúnmente, *permeabilidad*.

$$q = -k \cdot i$$

Si L =longitud y T =tiempo, q y k tienen dimensiones L/T ya que i es adimensional. k se suele expresar en la práctica en $m/día$. Para el agua la permeabilidad depende principalmente del tipo de terreno.

Puede variar entre 10^{-8} m/día y más de 1000 m/día, de modo que es una de las magnitudes físicas con mayor rango de variación. Para un acuífero k puede variar entre 0.1 y 100 m/día. En un medio granular k viene determinada por el tamaño y distribución de los granos y en un medio fracturado de su abertura y grado de fracturación. No hay una relación unívoca con la porosidad.

La *Transmisividad* (T) se define como el producto de la permeabilidad (k) por el espesor del acuífero, con dimensiones L^2/T y se suele expresar en m²/día. La transmisividad tiene en cuenta la geometría de la formación acuífera.

Se denomina *coeficiente de almacenamiento* (S) a la variación de agua contenida por unidad de volumen cuando el nivel piezométrico varía en una unidad. Para un acuífero libre es la porosidad drenable y puede variar entre 0,1 y 0,25. Para un acuífero cautivo es un valor muy pequeño que depende de la compresibilidad del medio y de la elasticidad del agua (típicamente entre 10^{-3} y 10^{-5}).

El valor T/S , o *difusividad hidráulica*, mide la celeridad con que se transmiten las perturbaciones por un acuífero; es lenta en un acuífero libre y muy rápida en un acuífero cautivo.

En el movimiento de las aguas subterráneas por el acuífero se ha de cumplir la *Ley de la continuidad* (conservación de la masa de agua), que establece que en un determinado volumen de roca, la cantidad de agua que entra menos la que sale es igual a la variación de almacenamiento. Se resuelve de forma analítica o numérica.

2.4. Principios de hidrogeoquímica

La molécula de agua (H_2O) es polar y asimétrica, por lo que presenta propiedades especiales, entre las que destaca que sea un disolvente universal, especialmente de las sustancias iónicas. Las sustancias disueltas en el agua pueden ser iones, moléculas (inorgánicas u orgánicas) o gases (como N_2 , O_2 , CO_2). Los iones pueden ser simples (como Na^+ , Cl^-), complejos (como HCO_3^- , SO_4^{2-}) o pares iónicos (como $Ca(OH)^+$, $MgHCO_3^+$). Las concentraciones se miden en diversas unidades, siendo las más utilizadas en hidrogeología los miligramos de soluto por volumen de disolución (mg/L) y los miliequivalentes químicos por volumen de disolución (meq/L). Se entiende por miliequivalente el peso de sustancia (en mg) dividido entre el peso equivalente de la misma. El peso equivalente es el peso molecular dividido por la carga iónica.

Las determinaciones que pueden llevarse a cabo en un análisis químico de agua se muestran en la tabla 4.2 .

Dado que en un análisis químico de agua la suma de cationes debe ser igual a la de aniones (expresados ambos en meq/L), la diferencia en la realidad permite determinar el posible error analítico del análisis realizado.

Tabla 4.2; Propiedades y contenido de un agua subterránea

Propiedades	pH = $-\log \langle H^+ \rangle$
	Conductividad eléctrica ($\mu\text{S}/\text{cm}$)
	Residuo seco
	Dureza = $r\text{Ca}+r\text{Mg}$
Mayoritarios	aniones HCO_3^- , (CO_3^{2-}) , SO_4^{2-} , Cl^- , NO_3^- , (HS^-)
	cationes Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , (NH_4^+)
	no iónicas H_2CO_3 , CO_2 , $\text{Si}(\text{OH})_4$
Minoritarios	F^- , Fe^{2+} , Mn^{2+} , As , UO_2^{2+} , Cu^{2+}
Traza	metales pesados, sustancias orgánicas...
Nanocomponentes	contaminantes emergentes

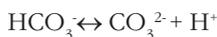
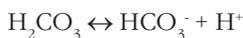
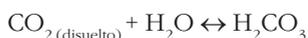
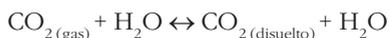
En el agua con sustancias disueltas, *la fuerza iónica* (μ) expresa el contenido iónico de una solución y depende de las concentraciones de los iones presentes y de la carga de los mismos. En el estudio de las reacciones químicas, la *actividad* es la concentración efectiva a la que está un ión; depende de la molalidad (número de moles por litro) y de un coeficiente de actividad que está relacionado con la fuerza iónica. Para soluciones muy diluidas la actividad coincide aproximadamente con la molalidad.

El pH es un valor de gran importancia que expresa la concentración de ión H^+ como $\text{pH} = -\log \langle \text{H}^+ \rangle$ en que $\langle \text{H}^+ \rangle$ es la actividad (concentración efectiva) de H^+ expresado en moles/L.

Cuando se produce la disolución de minerales o sustancias en contacto con el agua, tienen lugar reacciones químicas que transforman los reactivos (agua y mineral) en los productos de la reacción (iones disueltos y/o minerales secundarios). Estas reacciones pueden ser reversibles (iguales velocidades en los dos sentidos) o irreversibles (progresan en un sentido). En el primer caso, se define una *constante de*

equilibrio (K) entre las actividades de los productos y reactivos, que depende de la temperatura y la presión, y que está tabulada para cada reacción. La disolución de minerales por parte del agua puede ser congruente cuando se disuelve todo el mineral o incongruente cuando queda una parte sólida como resultado de la reacción.

En aguas naturales, los equilibrios carbónicos dan lugar a reacciones tampón que se oponen a los cambios de pH, haciéndolo menos variable. Las reacciones que rigen este fenómeno son las siguientes:



Si además hay calcita presente:



Todas estas reacciones dependen de la temperatura y hacen que el pH en las aguas naturales esté normalmente entre 6,5 y 8.

Si se considera la disolución de un mineral en agua, la constante de equilibrio de la reacción se convierte en un *producto de solubilidad*, PS , característico para cada especie química, y por lo tanto para cada mineral. En el caso de una determinada sustancia y agua pura, a una cierta temperatura, la *solubilidad* es el peso que se disuelve por litro de agua, cuyo valor está estrechamente relacionado con el producto de solubilidad.

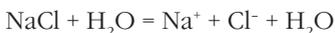
Unas pocas sustancias son fácilmente solubles (como la halita, NaCl) y otras moderadamente solubles (como el yeso, $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), pero la mayoría son muy poco solubles, incluyendo la calcita, dolomita y silicatos naturales. Cuando se disuelven es porque uno de los iones resultantes es muy intensamente transformado en otro, en general por reacción con H^+ del agua (que se mide por el pH). Así al disolver calcita como Ca^{2+} y CO_3^{2-} , el $\text{CO}_3^{2-} + \text{H}^+$ pasa a HCO_3^- y puede seguir la disolución, con lo que el agua incorpora Ca^{2+} y HCO_3^- , con sólo concentraciones mínimas de CO_3^{2-} que establece el equilibrio a través del producto de solubilidad. El H^+ lo proporciona, entre otros, la disolución del CO_2 , según se ha indicado anteriormente.

En un agua real el contenido iónico efectivo, que viene dado por las actividades iónicas para los iones que intervienen en la disociación iónica de una cierta especie mineral, permite calcular el *producto iónico*, *PI*. Según que el PI sea menor, igual o mayor que el PS respecto a un cierto mineral presente, el agua está subsaturada (se puede disolver), está saturada, o está sobresaturada (se puede precipitar), respectivamente. Así, en un agua natural saturada respecto a la calcita, la pérdida de CO_2 a la atmósfera aumenta la concentración de CO_3^{2-} y se vuelve sobresaturada y puede dar precipitados (incrustaciones), pero el aporte de CO_2 profundo tiene el efecto contrario si hay calcita presente. Si además se disuelve yeso, éste aporta Ca^{2+} , que hace aumentar su concentración, y el agua se sobresatura respecto a la calcita; es el llamado *efecto de ión común*.

Otro tipo de reacciones de interés en la disolución de sales por el agua son las *reacciones redox*. Se trata de aquellas que producen cambios en la valencia de los iones por transferencia de electrones (oxidación si los pierden y reducción si los ganan). Pueden ser reversibles o irreversibles y dependen de las condiciones de pH, presión, temperatura, etc. El potencial redox (Eh) mide la tendencia a la oxidación-reducción. Un ejemplo de este proceso sería el paso de Fe^{2+} a Fe^{3+} por oxidación; el Fe^{2+} es soluble pero no el Fe^{3+} a pH normales y se precipita.

Las *reacciones de intercambio iónico* consisten en el reemplazamiento de ciertos iones retenidos por fuerzas débiles por otros que vengan disueltos en el agua. Existe un equilibrio dinámico entre los iones adsorbidos y los disueltos en el agua. Los minerales que tienen una mayor capacidad de intercambio iónico son los filosilicatos (minerales de la arcilla). Este proceso se produce fundamentalmente con cationes. El intercambio entre el Ca^{2+} y Na^+ caracteriza los fenómenos de salinización y lavado de acuíferos.

Las relaciones *agua-roca* están determinadas por el tipo de reacciones que tienen lugar entre los minerales presentes y el agua. Las reacciones de *disolución simple* son las que tienen lugar entre minerales con un producto de solubilidad alto y el agua, por ejemplo la halita:

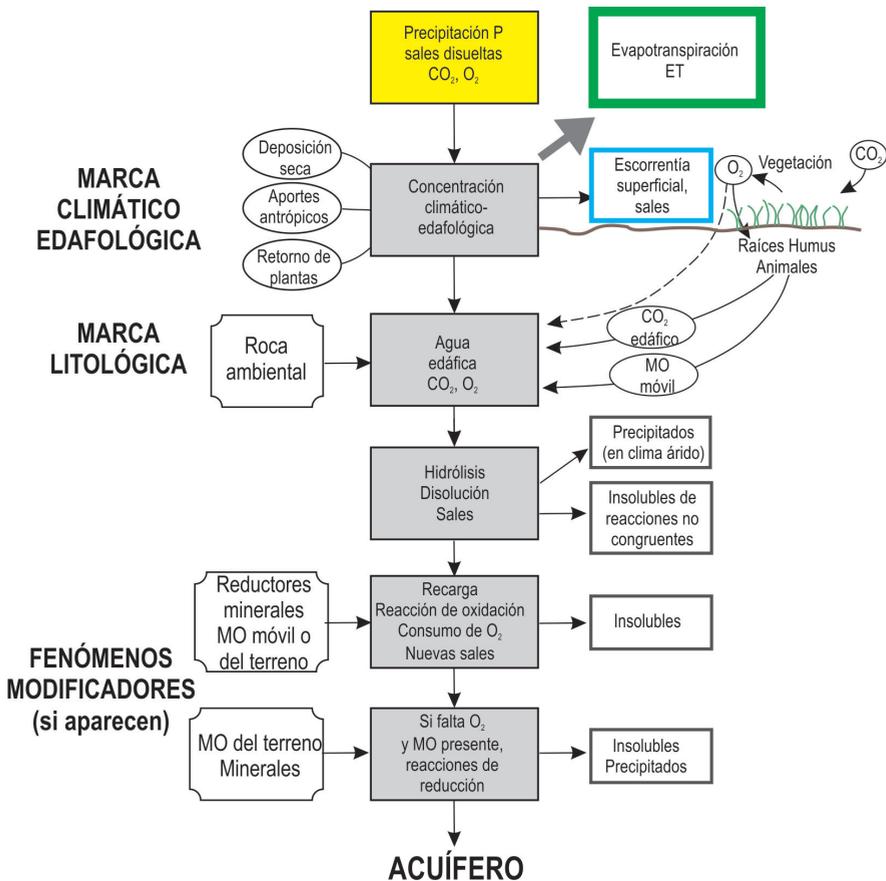


Sin embargo, la mayoría de los minerales (los silicatos) sufren hidrólisis, según reacciones con el siguiente patrón:



Estas reacciones están controladas por el pH de la solución y, en última instancia, por la presencia de CO_2 natural según las reacciones de los equilibrios carbónicos expuestas anteriormente.

Por último, existen minerales que se oxidan en presencia del O_2 atmosférico (disuelto en el agua) o se reducen por efecto de materia orgánica. Como ejemplo, pueden citarse la pirita (FeS_2) que da lugar a sulfatos, el metano (CH_4) que da lugar a CO_2 en condiciones oxidantes, el NO^3 que se reduce a N_2 (a veces a NH^{4+}), los óxidos de hierro que se reducen a Fe^{2+} o el SO_4^{2-} que se reduce a HS^- .



La figura 4.4 muestra un esquema de los procesos químicos que sufre el agua en su camino hacia el acuífero. Así, el agua resultante en el acuífero depende todos los factores que intervienen: el agua de recarga, el aporte de sales atmosféricas, la evapoconcentración según el clima y el suelo-vegetación, la generación de CO_2 a partir de la actividad biológica del suelo, la oxidación de materia orgánica y los aportes profundos, la capacidad de meteorizarse de la roca, la existencia de fenómenos modificadores (precipitaciones/disoluciones, cambio iónico o reacciones redox), la existencia de sales en el terreno y el tiempo de renovación del agua.

2.5. Los isótopos ambientales en hidrología

Los isótopos de un elemento son aquellos átomos que tienen el mismo número atómico pero diferente peso atómico, debido a que tienen diferente número de neutrones en el núcleo. Los isótopos estables son aquellos que permanecen en el tiempo, mientras que los radioactivos se transforman en otro elemento emitiendo partículas del núcleo para estabilizarse. Esta transformación se realiza estadísticamente. El tiempo que tarda una cantidad de isótopos de un elemento en reducirse a la mitad es el *periodo radioactivo*, T . La radiactividad es la emisión de energía que se produce cuando unos isótopos se transforman en otros emitiendo radiaciones y/o partículas.

Los isótopos de un elemento presentan el mismo comportamiento químico pero un comportamiento físico y físico-químico ligeramente diferente que se manifiesta en pequeñas variaciones de su difusividad, velocidad de reacción y energía de los enlaces químicos. En general, las moléculas que contienen isótopos pesados son algo más lentas en los procesos que las que contienen isótopos ligeros. Esto se traduce en pequeñas variaciones y cambios de las relaciones entre la concentración en isótopos pesados y ligeros (ver el capítulo 4). El proceso se llama *fraccionamiento isotópico*. Así, el vapor de agua es más *ligero* que el agua de que procede, que es más pesada, o el HCO_3^- del agua es más *pesado* que el CO_2 que lo ha generado, o el sulfato de oxidación de la piritita del terreno tiene un S más ligero, mientras que el S reducido residual en el terreno es más pesado.

En hidrología se utilizan los isótopos de los elementos que forman parte de la molécula de agua y de algunas sustancias disueltas (tabla 4.3).

Los isótopos radioactivos se utilizan para evaluar la edad del agua, considerada como el tiempo transcurrido desde que ha entrado por la superficie del terreno

Tabla 4.3; Relación de los isótopos más utilizados en hidrogeología.

^{16}O (abundante)	^{17}O (muy raro)	^{18}O (raro)
^1H (protio, abundante)	^2H (deuterio, D; raro)	^3H (tritio, radioactivo; T= 12,54 años)
^{12}C (abundante)	^{13}C (raro)	^{14}C (radioactivo; T= 5730 años)
^{32}S (abundante)	^{34}S (raro)	
^{14}N (abundante)	^{15}N (raro)	
^{35}Cl (abundante)	^{37}Cl (abundante)	^{36}Cl (radioactivo; T= 301000 años)

hasta que es muestreada en el acuífero. Se hace midiendo cuánto isótopo radioactivo queda respecto al inicial después de considerar las transformaciones durante el recorrido.

En otros casos, hay especies isotópicas que dependen de la roca y apenas cambian en los procesos que llevan a su disolución. En este caso es un indicador del origen de la sustancia disuelta. Tal sucede por ejemplo con el Sr a partir de la relación isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Se trata de un trazador natural. También el agua de recarga mantiene su composición isotópica en el terreno y permite conocer su origen (lugar y altitud).

3. Aspectos hidrogeológicos del volcanismo

El volcanismo ha sido y es un importante agente geológico en la construcción de formaciones rocosas, responsable de la formación de extensas áreas en la Tierra y especialmente de las islas oceánicas. Su formación tiene características diferenciales respecto a otras rocas y puede tener una gran complejidad al combinarse muy diversos materiales con variadas formas de acumulación y de destrucción, todo ello en tiempos relativamente cortos respecto a otros mecanismos de formación de materiales geológicos. También están sujetos a procesos geoquímicos singulares.

Los materiales emitidos durante los fenómenos volcánicos presentan una gran diversidad: desde materiales sólidos (piroclastos) de muy diverso tamaño y forma de emisión, hasta líquidos (lavas) y gaseosos. Además, el magma que da origen a estos materiales se enfría en profundidad dando lugar a complejos intrusivos que pueden también llegar a aflorar por mecanismos de levantamiento y erosión. La composición química puede ser muy variable, dependiendo del marco geodinámico

(borde de placa compresivo, borde de placa distensivo o vulcanismo intraplaca) y de la composición del magma que los produce, que a su vez está condicionado por su situación. También las estructuras geológicas son muy variadas. Así, los fenómenos volcánicos están estrechamente ligados al desencadenamiento de fenómenos catastróficos, como deslizamientos gigantes o apertura de calderas que condicionan el relieve y la configuración de las formaciones geológicas en profundidad. Por todo ello, estos materiales presentan diferencias notables según se consideren a gran escala o en detalle, y según la edad que tengan, con un comportamiento hidrogeológico diferente en cada caso.

4. La hidrogeología de los terrenos volcánicos

La naturaleza y estructura de las rocas volcánicas configura un territorio en el que existe un apilamiento de materiales que van desde los muy compactos hasta los que presentan una porosidad que puede superar el 50%, desde los que tienen las cavidades totalmente conectadas hasta aquellos que, aún pudiendo ser muy porosos, tienen sus poros aislados unos de otros, desde los que no presentan grietas hasta aquellos que poseen un elevado índice de cavidades debidas a la fisuración. Así, los pozos en rocas volcánicas a veces pueden dar caudales espectaculares con pequeños descensos del nivel, pero en la misma formación y a escasa distancia pueden ser prácticamente estériles (Custodio, 1978; Custodio y Llamas, 1976).

Como condicionantes de la casuística hidrogeológica posterior debe tenerse en cuenta (La Moneda, 2001, doc. interno):

- Que son frecuentes los procesos de reajuste en materiales jóvenes mediante deslizamientos que pueden ser de cierta entidad.
- Que una vez depositados los materiales lávicos sobre la superficie sufren un proceso de enfriamiento relativamente rápido originándose fracturas de retracción (diaclasas) que originan discontinuidades en los cuerpos rocosos.
- Que en las coladas de flujos piroclásticos (ignimbritas, tobas soldadas, etc.) se suele producir una emisión o segregación de gases y vapor de agua, los que pueden dar lugar a la formación de depósitos de minerales secundarios que colmatan en un grado muy variable las fisuras iniciales.

- Que además de las diaclasas (fisuras que se producen en lavas y depósitos piroclásticos soldados por pérdida de volumen durante el enfriamiento) en los materiales volcánicos existen otros huecos: vacíos generados por las condiciones de deposición del material (tubos volcánicos, huecos de las escorias de techo y base de colada, etc.) que suelen estar conectados localmente, y huecos no conectados correspondientes a las vacuolas que ocupan los gases volcánicos en la masa lávica, que no están conectados.
- Que las características estructurales y texturales iniciales de los materiales volcánicos pueden ser alteradas por procesos posteriores a su emplazamiento. Existe toda una serie de procesos que producen alteraciones, colmataciones y compactaciones que disminuyen los huecos y su conexión y, paralelamente, también existen procesos de lixiviado, descompresión y fracturación que aumentan los huecos y discontinuidades.

Los procesos de alteración y erosión de los materiales volcánicos son relativamente rápidos como resultado de su metaestabilidad petroquímica y su diaclasamiento, por lo que su modelación erosiva y la generación de sedimentos con estos materiales es muy rápida cuando se dan las condiciones climáticas adecuadas.

4.1. Estructura interna de las coladas

Desde el punto de vista hidrogeológico tiene interés la estructura vertical de las coladas de lava, ya que influye notablemente en el flujo del agua a su través. De forma general, se puede distinguir una zona brechoide de base, formada por el fro-tamiento de la lava con el terreno. Es una zona grosera, heterométrica, escoriácea, con bloques y pedazos de lava sólida hundidos y fragmentos del terreno, bajo la cual pueden haberse producido efectos térmicos en los materiales preexistentes. Esta zona brechoide va desapareciendo hacia arriba para dar lugar a un material compacto, cuya porosidad es reducida, dependiendo de la facilidad de escape del gas ocluido y disuelto, y que a veces puede llegar a ser cristalina en el centro de coladas muy espesas, debido a ese lento enfriamiento. Ya cerca de la superficie, y dependiendo del tipo de lava, puede formarse una zona muy escoriácea y vesicular debido al escape de los gases, con porosidades totales de hasta el 60% o más, aunque no siempre los poros están conectados.

En el proceso de enfriamiento, tanto más cuanto más lento sea y más alta la temperatura inicial, la lava se contrae, dando lugar a la aparición de grietas de retracción

verticales (disyunción columnar), bien desarrolladas en la parte central de las coladas. También pueden existir diaclasas horizontales, paralelas al flujo de la lava, principalmente a un tercio de la base en coladas potentes.

Como rasgos secundarios se puede citar la existencia de pequeños tubos en la base de las coladas, originados en las deformaciones transversales de la lava en su reptación, y a la existencia de pequeñas cavidades tubulares verticales originadas por el escape localizado de gases.

Si entre erupción y erupción ha transcurrido suficiente tiempo, se puede haber formado un suelo (incipiente o desarrollado), más o menos arcilloso, que es recocado al ser cubierto por la colada caliente, dando lugar a una capa rojiza (almagre), cuyo espesor y desarrollo es variable según la topografía y el clima, adquiriendo gran importancia sobre niveles de piroclastos finos. Sin embargo, no siempre estos almagres son paleosuelos recocidos, sino que son las capas superiores de niveles piroclásticos poco alterados que han estado sometidos primeramente al efecto de los gases húmedos y calientes que se desprendieron de ellos mismos durante su emplazamiento y al efecto térmico de la colada que los recubre.

Con el transcurso del tiempo, las cavidades de las coladas volcánicas tienden a cerrarse, las mayores por colapso y derrumbamiento y las menores por relleno químico a partir de fluidos circulantes, y las diaclasas tienden a colmatarse. Por ello, la edad de las formaciones tiene un efecto importante en su comportamiento hidrogeológico.

4.2. Intercalaciones y discontinuidades en las acumulaciones de materiales volcánicos

El movimiento del agua subterránea dentro de los materiales volcánicos puede estar muy influido por accidentes menores dentro de los mismos, tales como intercalaciones y diques. Una formación volcánica extensa suele estar formada por la acumulación de productos volcánicos de diferentes erupciones. Unas veces se trata de coladas de lava o de ignimbritas, directamente unas sobre otras, y otras veces de una alternancia de piroclastos diversos y coladas lávicas.

Los almagres suelen tener desde unos pocos dm de espesor hasta algo más de 1 m, localmente hasta 2 ó 3 m si se trata de un paleosuelo, a veces bastante continuo. En general, se trata de niveles muy poco permeables, sobre los que a veces aparecen

pequeños manantiales colgados, en especial en lugares topográficamente bajos. La cocción los ha endurecido y por ello pueden presentar grietas de retracción prismáticas, además de las asociadas a los diques que los atraviesan, que pueden facilitar que el agua llegue a circular verticalmente a su través.

En los períodos de calma volcánica pueden haberse depositado diversos sedimentos detríticos (conglomerados, derrubios de pendiente, sedimentos marinos...), que quedan después intercalados en la serie volcánica, dando lugar a zonas localizadas que pueden tener una importante permeabilidad. Estos depósitos intraformacionales suelen tener interés hidrogeológico en caso de que se encuentren en la zona saturada.

Los diques son las discontinuidades verticales o inclinadas más importantes y frecuentes. Constituyen los conductos de alimentación de las erupciones volcánicas. Por tanto las rocas que los conforman son subvolcánicas y suelen presentar una textura más compacta que las que los contienen (rocas de caja). En una serie volcánica su número es mayor en la base que en el techo. En ocasiones son tan abundantes que unos grupos se inyectan dentro de otros. Su frecuencia es mayor en las formaciones antiguas que en las modernas, pudiendo no existir prácticamente en las recientes. La densidad de diques decrece rápidamente al alejarse de las áreas de emisión, de modo que pueden estar ausentes en acumulaciones de coladas de lava a cierta distancia de las mismas.

Internamente los diques muestran contactos afaníticos (de grano muy fino) con las paredes encajantes si sus bordes han sido enfriados con rapidez. Su interior puede llegar a ser groseramente cristalino si el enfriamiento ha sido muy lento en zonas profundas. En ocasiones son muy densos y compactos, pero otras veces presentan grietas de retracción claramente visibles, formando planos normales a las paredes. Por ello es difícil saber a priori su papel en lo que respecta a la circulación del agua, ya que unas veces son más impermeables que la roca de caja y otras son caminos preferenciales de flujo. Además, las deformaciones y alteraciones posteriores a su inyección pueden jugar un papel dominante.

4.3. Flujo del agua subterránea en terrenos volcánicos

Las características ya descritas configuran un conjunto sumamente heterogéneo y anisótropo a pequeña escala, condicionando claramente el flujo del agua subterránea (Figura 4.5). La heterogeneidad disminuye según aumenta el tamaño de la

muestra a observar: El volumen necesario para alcanzar un cierto grado de quasi-homogeneidad depende mucho de la formación y de sus características, entre métrico a hectométrico. El conjunto es en general anisótropo, con la permeabilidad vertical notablemente menor que la horizontal.

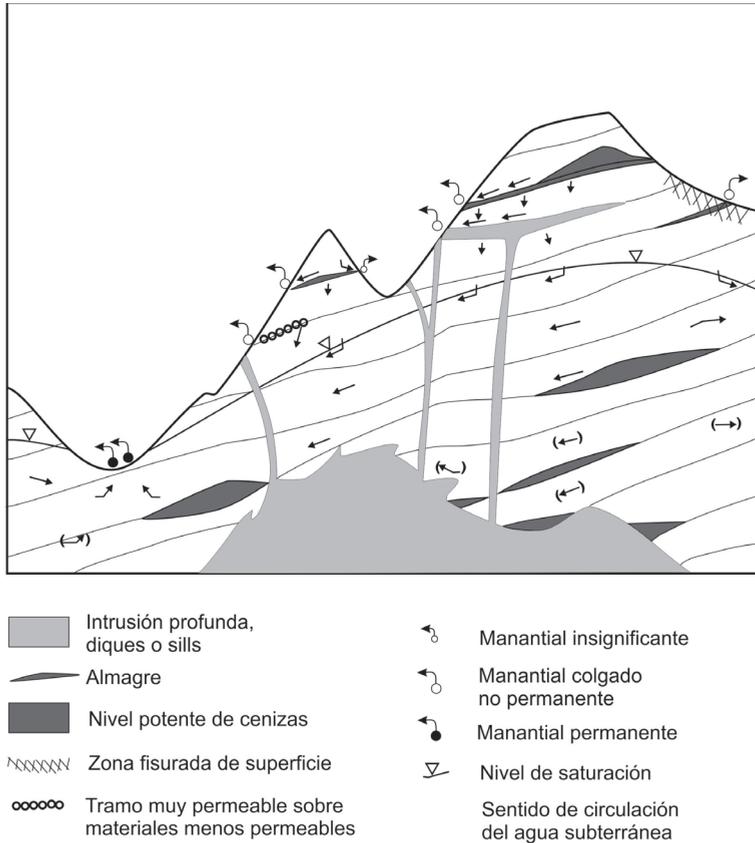


Figura 4.5: Flujo del agua en materiales volcánicos heterogéneos. Se señala la presencia de acuíferos y manantiales (nacientes) colgados y la existencia de un nivel saturado y nacientes principales (modificado de Custodio, 1978).

En general, las formaciones jóvenes contienen niveles de elevada permeabilidad y porosidad, asociados a los tramos escoriáceos de techo y base de las coladas, los depósitos piroclásticos de caída no soldados ni consolidados (tefra de lapilli) y las grietas de retracción. Sin embargo, ciertos tramos de las coladas pueden ser muy impermeables y continuos por falta de porosidad conectada y fisuración, lo mismo

que los almárges sobre los que se pueden apoyar. La alteración de la roca lleva consigo normalmente la disminución de la porosidad y la permeabilidad primarias, debido a compactación y al relleno de huecos por minerales secundarios. Con el paso del tiempo, el cierre de fracturas por compactación produce el mismo efecto, por lo que es fácilmente deducible que el factor tiempo juega un papel fundamental en contra de la “bondad hidrogeológica” de una determinada formación volcánica. Sin embargo el tiempo juega un papel distinto según las formaciones, ya que las menos compactas se degradan más rápidamente que las compactas. Además la presencia de gases endógenos profundos (en general de degasificación de magmas en profundidad), principalmente el CO_2 , acelera mucho la alteración.

4.4. Parámetros hidráulicos en rocas volcánicas

Al igual que en el resto de formaciones, la información más inmediata sobre la transmisividad de los materiales volcánicos se obtiene de los caudales específicos de los pozos (caudal dividido entre el descenso producido al bombear). Para poder comparar caudales específicos entre si y relacionarlos con la transmisividad del medio, conviene que sean obtenidos en condiciones similares (diámetro de las perforaciones, pérdidas de carga en el pozo, duración de los bombeos, etc.).

El valor de la transmisividad se obtiene mejor mediante ensayos de bombeo con piezómetros, pero estos a veces pueden ser difícilmente interpretables, tanto en los medios muy transmisivos (descensos poco notables) como en medios poco transmisivos, que tienen un radio de acción muy pequeño. Además, es poco frecuente disponer de puntos de observación. A todo esto hay que sumar los problemas inherentes a las heterogeneidades y diferencias de penetración entre el pozo y los piezómetros. El valor de la permeabilidad (k) se obtiene dividiendo la transmisividad (T) por el espesor del acuífero. En los medios fisurados es más difícil la caracterización. Por todo ello, la información existente es reducida.

En la práctica se encuentran valores de k , T y S muy variados, dependiendo del tipo de material, edad, alteración, fisuración secundaria, heterogeneidad, etc. En la tabla 4 se dan, como ejemplo, los parámetros hidráulicos que corresponden a la isla de Gran Canaria, que fueron deducidos durante el Proyecto SPA-15 a partir de unos 100 ensayos (SPA-15, 1975). Se trata de horquillas de valores que pueden presentar cierta amplitud, ya que dentro de cada formación existen diferencias en la fisuración y en el grado de alteración. Además, es frecuente que exista una reducción de la

Tabla 4.4: Valores de permeabilidad, transmisividad y coeficiente de almacenamiento obtenidos en ensayos de bombeo durante el Proyecto Canarias SPA-15 para la isla de Gran Canaria (SPA-15, 1975).

FORMACIONES	Permeabilidad (k) (m/día)	Transmisividad (T) (m ² /día)	Coficiente de almace- namiento (S) (%)
Basaltos antiguos	0,05-0,50	5-20	0,5-1
Fm. Sálca	0,10-0,50	5-10	0,01-0,5
Roque-Nublo	0,3-0,75	25-50	1,5-3,5
Post-Roque Nublo y Basaltos Recientes	0,2-1	10-200	3-5
Detríticas (relacionadas con formaciones ante- riores)	1,5-8	50-200	3-5
Detríticas (actuales)	2-25	200-800	5-10

permeabilidad con la profundidad, aunque en formaciones volcánicas esta disminución puede ser menor que en otras rocas duras.

Los terrenos volcánicos pueden presentar a veces valores muy superiores a los indicados. Por ejemplo, en otros lugares se citan valores de T de hasta 20000 m²/día en basaltos modernos con aluviones intercalados y valores de k de más de 1000 m/día en basaltos cuaternarios recientes en Lanzarote.

4.5. Existencia y características de un nivel de saturación regional

Los trabajos realizados en Canarias (SPA-15, 1975, Custodio, 1978) muestran claramente la existencia de un nivel de saturación regional en los terrenos volcánicos, a pesar de las heterogeneidades y discontinuidades que los caracterizan (Figura 4.5). Por encima del nivel de saturación pueden existir niveles acuíferos colgados de mayor o menor importancia, que se descargan mediante pequeños manantiales o rezumes (nacientes), o que se drenan principalmente a niveles más profundos; estos niveles colgados pueden instalarse en un aluvial o zona descomprimida superficial, o sobre cualquier otra heterogeneidad muy poco permeable de suficiente extensión lateral, tales como almagres, capas de arcilla, etc.

5. Las aguas subterráneas en Canarias

El Archipiélago Canario se caracteriza por la escasez de recursos hídricos. Tradicionalmente las aguas subterráneas han cubierto la mayor proporción de la demanda, aunque su aportación al conjunto de cada isla ha sufrido un descenso notable entre 1973 y 2009, entre el 93% y el 69% para el total del archipiélago. Esta tendencia es debida a su progresiva sustitución por aguas obtenidas por medios no convencionales, como la desalación de agua de mar y la reutilización de aguas regeneradas (Tabla 4.5).

Tabla 4.5; Distribución de los recursos hídricos aprovechados en el Archipiélago Canario (elaborada a partir de datos de la planificación hidrológica).

RECURSOS DE AGUA (hm ³ /año)				
Año	Subterráneos	Superficiales	No naturales	TOTAL
1973	459	25	7	491
1978	450	19	16	485
1986	411	20	21	452
1991	393	21	34	448
1993	386	21	37	444
2000	326 + 32 (des.)	25	92 (des.) + 21 (reut.)	496
2009	343	27	107 (des.) + 19 (reut.)	496

Por su latitud, a Canarias le corresponde un clima seco y cálido, aunque la presencia de los vientos alisios confiere a las islas su peculiar caracterización. Debido a estos vientos, el clima de las islas varía según la altura, según les afecte más o menos el nivel de formación de nubes: islas bajas secas (Fuerteventura y Lanzarote), islas medias (La Gomera y El Hierro) e islas altas con áreas subhúmedas limitadas (Gran Canaria, Tenerife y La Palma). Las precipitaciones medias de las diferentes islas según los Planes Hidrológicos Insulares oscilan entre los 740 mm/año en La Palma y los 111 mm/año de Fuerteventura. Dentro de cada isla las variaciones climáticas pueden ser muy importantes.

Aunque en estado natural había pequeños cursos de agua permanente (Gran Canaria, La Palma y Gomera), la característica esencial actual de las islas es la carencia de corrientes continuas de agua, exceptuando el Barranco de Las Angustias en La Palma y el Barranco de El Cedro, en La Gomera. El funcionamiento de los barrancos

es esporádico, de manera que en cortos períodos de tiempo pueden tener lugar avenidas torrenciales, pero pronto quedan secos de nuevo, a lo que contribuye también la infiltración en los cauces y la evapotranspiración.

Además, la mayor o menor permeabilidad de los materiales viene condicionada a grandes rasgos por la edad de los materiales más antiguos de cada isla, que decrece hacia el Oeste. Así, la figura 6 muestra la distribución geográfica de las características que condicionan el clima y la geología de las islas.

5.1. Caracterización de los acuíferos insulares

En Canarias hay que sumar las grandes diferencias que se observan entre la geología de las diferentes islas a la heterogeneidad y anisotropía típica de los terrenos volcánicos. Las islas constituyen un archipiélago intraplaca cuyo origen responde a la existencia de un punto caliente (Carracedo et al, 2002), cuya evolución responde a pautas conocidas. Cada isla comienza con una fase de crecimiento submarino y continúa con una fase subaérea. Esta comienza por una etapa juvenil (volcán en escudo, caldera y post-caldera) y prosigue por una fase de rejuvenecimiento o post-erosiva separadas por un amplio periodo de escasa actividad volcánica. Según las

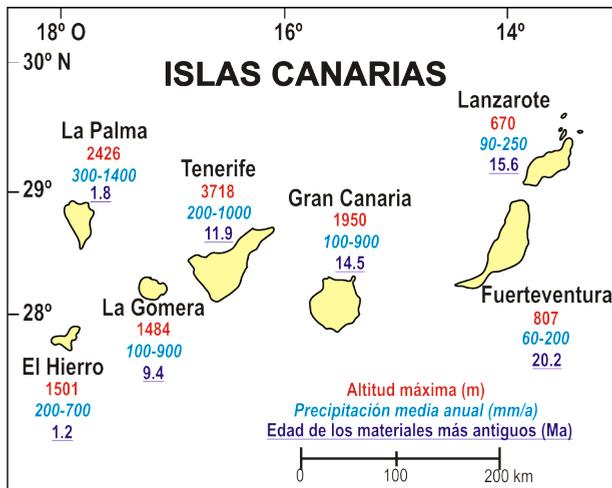


Figura 4.6: Localización del Archipiélago Canario con indicación de la edad, pluviometría y altitud máxima de cada isla (Modificado de Carracedo et al, 2002).

edades de los materiales juveniles de las Islas Canarias (Figura 4.6), La Palma y El Hierro se encuentran en la etapa de crecimiento juvenil, Tenerife, Gran Canaria, Fuerteventura y Lanzarote están en estadio senil con sólo pequeña actividad esporádica y residual y La Gomera en la etapa de inactividad volcánica.

En general, las islas responden a un esquema de materiales más permeables en superficie debido al tipo de volcanismo que los origina y a su mayor juventud, y un núcleo menos permeable en profundidad (complejos basales, materiales más antiguos y partes fuertemente inyectadas de diques), que pueden llegar a aflorar por levantamiento y erosión (Figura 4.7).

Como ya se indicó para terrenos volcánicos, cada isla presenta un nivel de saturación regional con heterogeneidades y discontinuidades. Surge así la idea de acuífero insular, discutida en un tiempo y hoy en día aceptada como situación general. No obstante, pueden existir importantes variantes, en especial en áreas e islas que corresponden al vulcanismo de arco-isla. A pequeña escala se puede hablar de acuíferos diferentes a nivel local pero relacionados lateralmente, pero a mayor escala de observación debe hablarse de un sólo acuífero en cada isla.

El sistema de flujo a escala insular se puede esquematizar como un cuerpo único de agua en el que la recarga tiene lugar a cotas altas y la descarga se produce hacia el mar y en los fondos de los barrancos muy encajados. En el núcleo la circulación es muy lenta y el agua de recarga se canaliza preferentemente por los materiales más permeables superficiales. La baja capacidad de transmisión de agua de los materiales antiguos del núcleo hace que cuando éstos afloren se originen áreas muy

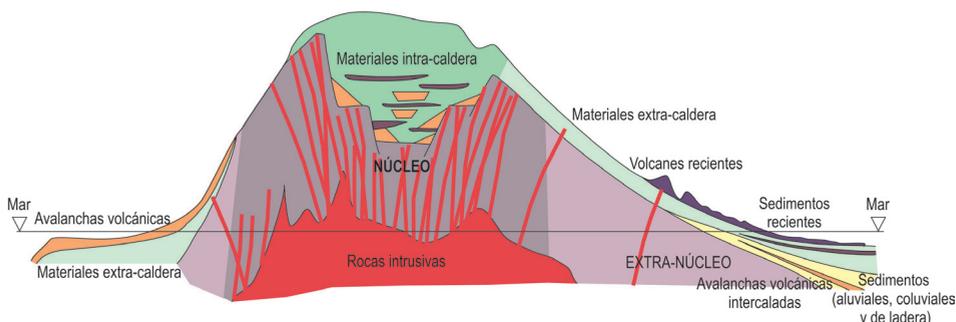


Figura 4.7; Esquema hidrogeológico de una isla como Gran Canaria. El flujo de agua subterránea se produce fundamentalmente por los materiales superficiales más permeables, aunque se trata de un sistema acuífero único.

abarrancables, con elevada escorrentía directa de tormenta, como en el interior de Gran Canaria, con numerosos manantiales pequeños (Custodio, 1983).

El aprovechamiento de las aguas subterráneas se lleva a cabo mediante una gran variedad de obras (véase el capítulo 4), desarrolladas a partir de finales del siglo XIX. Las obras tradicionales son los pozos y las galerías, aunque pueden encontrarse todo tipo de híbridos entre ellas: pozos con galerías en su interior, galerías con pozos en su frente, etc. Los pozos “canarios” son excavaciones verticales de 3 m de diámetro cuya profundidad depende de la altura a que se corte el nivel piezométrico. Se conocen pozos con más de 500 m de profundidad. Las galerías son excavaciones típicamente de 1,80 m de altura y 1,5 m de ancho, con una ligera pendiente ascendente según se adentran en la montaña, para que la descarga del agua se lleve a cabo por gravedad, y con longitudes de hasta varios kilómetros. Existen ambos tipos de obras en todas las islas, aunque en Gran Canaria domina la explotación por medio de pozos, con más de 2000 pozos censados, y en Tenerife dominan las galerías, superándose los 1600 km de perforación en más de un millar de ellas.

Estas obras eran excavadas a mano y con explosivos, habiéndose llevado bastantes vidas humanas por delante. Actualmente, las obras se realizan con máquinas a percusión o rotopercusión, con menor diámetro, y se conocen en el argot canario como “sondeos” cuando son verticales y “catas” si son horizontales, y pueden llevarse a cabo en el fondo de pozos o dentro de galerías tradicionales, o directamente sobre el terreno.

5.2. Evolución temporal de los acuíferos insulares

El funcionamiento hidrológico de los Sistemas Acuíferos canarios ha sufrido una profunda alteración desde las primeras acciones humanas encaminadas a la obtención de recursos subterráneos, fundamentalmente en las islas de Gran Canaria y Tenerife, y en menor grado en La Palma. Cada acuífero insular puede ser comparado con un gran depósito de agua con una entrada constante (recarga natural), que es pequeña en comparación con la cantidad de agua contenida en el depósito (reservas), con una salida natural (descarga al mar y por nacientes). Al comenzar la explotación se modifica el equilibrio anterior, aumentando las descargas del depósito pero sin que aumente sensiblemente la recarga, por lo que el nivel de reservas desciende hasta que se llegue a una nueva situación de equilibrio (Figura 4.8).

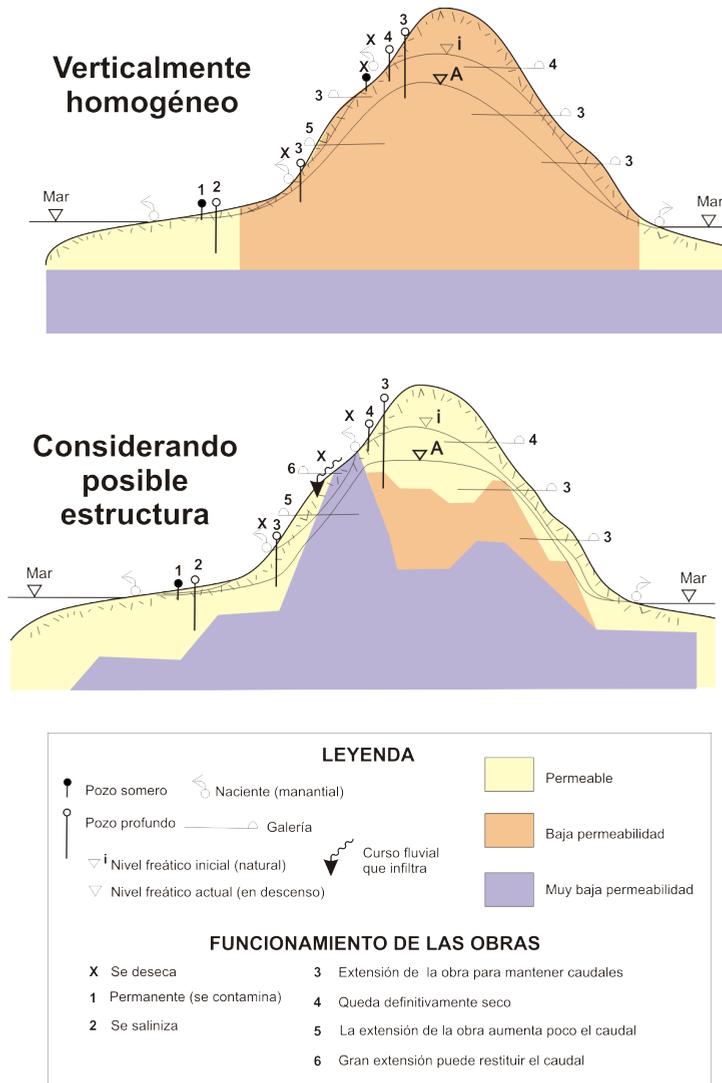


Figura 4.8: Esquemas de funcionamiento hídrico natural y con explotación intensiva en Canarias. Corresponde a una isla alta y el corte está inspirado en Gran Canaria. La figura superior muestra el caso de un núcleo de baja permeabilidad sobre un substrato muy poco permeable y con una periferia de materiales volcánicos jóvenes o sedimentos. La figura inferior trata de introducir la existencia de una cierta estructura volcánica interna con un zócalo de muy baja permeabilidad, caldera central en parte deslizada, con relleno de materiales de baja permeabilidad y un recubrimiento de materiales volcánicos jóvenes intra y extracaldera. En ambos casos los gradientes piezométricos costeros varían poco entre la situación natural inicial y la actual de explotación intensiva en medianías y cumbres (Custodio y Cabrera, 2002).

La situación actual de los acuíferos insulares, fundamentalmente en Gran Canaria y Tenerife, y en menor grado en La Palma, es de consumo de la reserva, con los niveles descendiendo continuamente y por tanto con necesidad de reprofundizaciones sucesivas de pozos y galerías para llegar al agua. Se produce así largamente una dinámica no sustentable, aún lejos del posible equilibrio (si es que entonces puede continuar), que implica disminuir las reservas.

Paralelamente a la disminución progresiva de los niveles freáticos se ha observado un empeoramiento en la calidad de las aguas subterráneas. Los factores que influyen en esta degradación pueden ser de origen natural, como el acceso a aguas antiguas con mayor mineralización y con CO₂ disuelto, o de origen antrópico: intrusión marina, contaminación por retornos de riego y contaminaciones puntuales. La presencia de aguas cada vez más salinas, a veces con indicios de intrusión marina en acuíferos costeros o con concentraciones de nitratos que en ocasiones alcanzan y superan los 400 mg/L y con residuos de plaguicidas, son indicativos claros de que estos fenómenos se están produciendo en las islas, aunque en cada caso deben ser estudiados en detalle para ser caracterizados (Cabrera, 1997).

Ante esta perspectiva, la planificación hidrológica tiende a diversificar la procedencia de los recursos hídricos, animando a la utilización de recursos hídricos alternativos (desalación de agua de mar y reutilización de aguas depuradas). Cada Plan Hidrológico y cada Consejo Insular de Aguas utiliza criterios diferentes a la hora de ordenar los recursos. Hay que destacar la incertidumbre inherente al manejo de ciertos términos del balance hídrico, como la recarga o las salidas de agua al mar, por lo que la utilización de criterios distintos en los estudios realizados ha llevado a estimaciones no siempre suficientemente cotejadas con datos.

No obstante, las aguas subterráneas han sido, son y continuarán siendo esenciales para el abastecimiento. Por ello requieren mayor atención que la que se les da actualmente, a veces desproporcionadamente respecto a la que se da a los otros recursos de agua. En parte ello se debe a que éstos últimos son más sencillos y “dóciles” para la Administración del Agua, y quedan dentro de lo que se tiene experiencia, mientras que las aguas subterráneas siguen gestionándose como privadas a pesar de ser un dominio público y tienen múltiples propietarios. Su planificación y gestión requiere nuevos métodos y un cambio de paradigmas, que son necesarios y urgentes.

Bibliografía consultada y referencias

CABRERA, M.C. (1997). *Problemas actuales y futuros de salinidad y calidad del agua subterránea en Canarias y su incidencia en la planificación hídrica y en las actuaciones*. En Cabrera et al

- (ed.): *Las aguas Subterráneas en la Planificación Hidrológica en las Islas Canarias*. Asociación Internacional de Hidrogeólogos, Grupo Español: 145-151.
- CABRERA, M.C. y CUSTODIO, E. (2004). *Groundwater flow in a volcanic-sedimentary coastal aquifer: Telde area, Gran Canaria, Canary Islands, Spain*. Hydrogeology Journal 12(3): 1431-2174.
- CARRACEDO, J.C.; PÉREZ TORRADO, F.J.; ANCOCHEA, E.; MECO, J.; HERNÁN, F.; CUBAS, C.R.; CASILLAS, R.; RODRÍGUEZ BADIOLA, E. Y AHIJADO, A. (2002): *Cenozoic volcanism II: The Canary Islands*. En W. Gibbons and T. Moreno (eds.): *The Geology of Spain*. The Geological Society of London: 439-472.
- CRUZ, T. CABRERA, M.C. y HEREDIA, J. (2010). *Flow and transport simulation models in a volcanic-sedimentary aquifer: La Aldea aquifer (Gran Canaria, Canary Islands)*. XXXVIII IAH Congress, Groundwater Quality Sustainability. Abstracts: 695-697. CD printing: 1987-1993.
- COMISIÓN DOCENTE CURSO INTERNACIONAL HIDROLOGÍA SUBTERRÁNEA (2009). *Hidrogeología: conceptos básicos de hidrología subterránea*. Ed. FCIHS. Barcelona, 768 pp.
- CUSTODIO, E. (1978). *Geohidrología de terrenos e islas volcánicas*. Instituto de Hidrología. Centro de Estudios Hidrográficos, publicación 128, Madrid. 303 pp.
- CUSTODIO, E. (1983). *Nuevas contribuciones al conocimiento hidrogeológico de las Islas Canarias*. In: Proc. III Symp. Hydrogeology. Madrid. Hydrogeología y Recursos Hidráulicos, vol. I.: 705-717.
- CUSTODIO, E. (1989). *Groundwater characteristics and problems in volcanic rock terrains*. Isotope Techniques in the Study of the Hydrology of Fractured and Fissured Rocks. STI/PUB/790. International Atomic Energy Agency. Vienna: 87-137.
- CUSTODIO, E. (2007). *Groundwater in volcanic hard rocks*. In J. Krásný and J.M. Sharp Jr.: *Groundwater in Fractured Rocks*. Selected papers 9., Intern. Assoc. Hydrogeologists. Taylor & Francis, London: 95-108.
- CUSTODIO, E. Y CABRERA, M.C. (2002). *¿Cómo convivir con la escasez de agua? El caso de las Islas Canarias*. Bol. Geol. Min. Vol. 113 (3): 243-258.
- CUSTODIO, E. Y LLAMAS, M.R. (1976). *Hidrología subterránea*. 2 Vols. Ed. Omega, Barcelona, 2359 pp. (reedición 1983).
- GASPARINI, A.; CUSTODIO, E.; FONTES, J.Ch.; JIMENEZ, J. y NUÑEZ, J.A. (1990). *Exemple d'étude géochimique et isotopique de circulations aquifères en terrain volcanique sous climat semi-aride (Amurga, Gran Canaria, Iles Canarias)*. Journal of Hydrology, 114: 61-91.
- HERRERA, Ch. y CUSTODIO, E. (2003). *Hipótesis sobre el origen de la salinidad de las aguas subterráneas en la isla de Fuerteventura. Archipiélago de Canarias, España*. Bol. Geol. Minero. Madrid: 114(4): 433-452.
- MARRERO, R. (2010). *Modelo hidrogeoquímico del acuífero de las Cañadas del Teide, Tenerife, Islas Canarias*. Tesis doctoral. Universidad Politécnica de Cataluña. 499 pp. + anejos.
- SPA-15 (1975): *Estudio científico de los recursos de agua en las Islas Canarias (SPA/69/515)*. Minist. Obras Públ, Dir. Gral. Obr. Hidr. UNESCO. Las Palmas de Gran Canaria, Madrid. 3 vol.+ mapas.