

HIDROGEOQUÍMICA DE LAS AGUAS MINERALES

Juan Reynerio Fagundo Castillo

El ciclo hidrológico y la composición química del agua mineral

El agua en la Tierra aparece en muchas formas diferentes: vapor de agua en la atmósfera, agua de lluvia y de nieve en las precipitaciones, agua salada en los océanos, marismas y aguas profundas, agua dulce en ríos, lagos y glaciares: así como el agua subterránea que se encuentra por debajo del superficie de la tierra a relativa poca profundidad.

La supervivencia del hombre depende del agua. Esta es imprescindible para la vida, siendo el componente inorgánico más abundante de los seres vivos. Constituye en el hombre el 86 % de su peso corporal durante la niñez y el 60 % en la edad adulta. Teniendo en cuenta los requerimientos para el abasto, la industria. La agricultura y otros usos, cada ser humano gasta alrededor de 500 litros de agua al día, puede afirmarse que la civilización moderna no puede existir sin la suficiente cantidad de agua (Larionov, 1979).

El agua cubre más del 70 % de la superficie del planeta, se encuentra distribuida en océanos, lagos, ríos, glaciares, en el aire y en el suelo. La reserva más importante se encuentra en el mar, donde cubre el 97.5 % de la superficie del planeta. Sin embargo, hasta el presente, la desalación del agua de mar es muy costosa. La mayor concentración de agua dulce se encuentra en los casquetes polares (2 %). El agua subterránea aprovechable hasta los 100 m de profundidad, sólo es el 0.5 % y el agua de los lagos y ríos accesibles del mundo el 0.02 % (Fernández, 1999).

Las diferentes formas en que aparece el agua en la Tierra es reportada en muchos trabajos, con cifras más o menos similares. En la tabla 1 se muestran los datos ofrecidos en el Curso de Hidrogeología de la Universidad chilena de Atacama (www.albanian.com).

Tabla 1. Distribución en porcentaje del agua en la Tierra.

Aguas superficiales	Lagos de agua dulce	0.0171
	Lagos salados y mares interiores	0.009
	Ríos y canales	0.0001
Aguas subterráneas	Agua vados (incluye humedad del suelo)	0.005
	Agua subterránea almacenada hasta la profundidad de 1 km (algunas saladas)	0.33
	Agua subterránea más profundas (muy saladas no potable)	0.29
Otras aguas	Atmósfera	0.001
	Océanos	97.2
	Casquetes polares y glaciares	2.15 *

Antártica: 86 %, Ártico: 13 %, Otros glaciares: 13 %.

Cuando escasea el agua o se utiliza indebidamente, esta puede ser destructiva. Los programas de riego mal concebidos echan a perder las tierras de cultivo, al igual que las sequías o la desertificación. Por otro lado, las prácticas erróneas de utilización de la tierra, tales como el pastoreo excesivo y la deforestación, pueden convertir el agua en un poderoso agente de erosión. Por último, los residuos industriales pueden transformar los ríos en cloacas y las precipitaciones ácidas que contienen las partículas que expulsa la industria, son capaces de destruir bosques enteros y la vida acuática en lagos y embalses.

Si bien el agua es un recurso renovable a escala global, a escala regional o local esto no se cumple y ocasionalmente pueden obtenerse déficit en el balance hídrico. Por otro lado, la calidad del agua en ese ciclo se deteriora, de ahí que cada día se acentúe lo que se ha denominado "La Crisis del Agua".

Esta situación que ya es crítica en algunos países de África, Europa y América, exige del conocimiento riguroso de estos recursos tanto en cantidad como en calidad, así como el desarrollo de políticas y acciones encaminadas a la gestión y aprovechamiento de los recursos hídricos.

En Cuba, esta situación no es tan crítica como muchos países, por la ocurrencia de precipitaciones de diferente índole (convectivas, asociadas a los frentes fríos y durante los huracanes), aunque la distribución no es uniforme en todo el país, existiendo zonas afectadas por prolongadas sequías. Según datos recientes (Aguirre, 2004), los recursos hídricos potenciales en la Isla son del orden de 38.1 km³, de ellos 24.4 explotables y 13.7 disponibles.

El problema del agua ocupa un lugar destacado a nivel internacional. Se promueven a través del PNUD, ONUDI, FAO, UNESCO, OMS, PHI y otras organizaciones de Naciones Unidas, un gran número de programas y proyectos de investigación, así como recomendaciones a gobierno encaminadas a asegurar nuevas disponibilidades del recurso, que mitiguen su escasez en zonas críticas. En este marco es imprescindible conocer y evaluar la calidad de las aguas y precisar los efectos del vertimiento indiscriminado de residuales y otras acciones antropogénicas. El hombre que ha roto el equilibrio ecológico del planeta está, sin embargo, en condiciones de salvarlo poniendo su inteligencia y capacidad al servicio del desarrollo de tecnologías y acciones remediadoras.

En el caso del agua en particular cada país debe contribuir a este esfuerzo, creando sus propias tecnologías o asimilando otras ya existentes, desarrollando programas propios de monitoreo y control de la calidad, así como investigaciones encaminadas a optimizar métodos y elaborar procedimientos para evaluar, con más precisión, la calidad del agua. Esto permitirá detectar a tiempo la contaminación de los cuerpos receptores como resultado de la actividad del hombre y tomar las medidas oportunas, antes de que el mal no tenga remedio o su cura sea muy costosa.

La Hidrología y el Ciclo del Agua en la naturaleza

La Hidrología es la disciplina de la ciencia que estudia el agua en su más amplia acepción. Cuando el agua se utiliza con fines terapéuticos entonces es objeto de estudio de otras disciplinas relacionadas: la Hidrología Médica, la Hidroterapia y la Talasoterapia (Armijo-Valenzuela y San Martín, 1994). Si el agua es empleada para estos fines es de origen subterráneo (agua mineral y mineromedicinal) la parte de la Hidrología Médica que se encarga de su estudio se conoce como Crenoterapia.

La Hidrología se subdivide a su vez atendiendo a diferentes criterios, siendo la más simple de las divisiones la que comprende la Hidrología Superficial y la Hidrología Subterránea o Hidrogeología, según se ocupen del estudio de las aguas superficiales o subterráneas respectivamente.

La Hidrología es una de las ciencias más antiguas que se conocen, ya que las primeras comunidades se asentaron en las proximidades de los ríos y lagos con el objetivo de utilizar el agua para el consumo de la población, el riego de los cultivos y la transportación. El primer problema de la Hidrología lo constituyó la transformación mecánica del agua, su traslado y distribución (Llamas, 1993).

Biswas (1972, en: Antigüedad, 1998) describe prácticas de gestión hidráulica por los sumarios y egipcios en el Oriente Cercano y por parte de los chinos en las orillas del Hwang-Ho. Las evidencias arqueológicas confirman que fueron construidas estructuras hidráulicas para el riego y otras actividades. Una presa fue construida en el Nilo hace alrededor de 4000 a.n.e. y posteriormente, se construyó un canal para conducir agua dulce entre El Cairo y Suez. Similares obras hidráulicas fueron construidas por los incas en Perú.

Tales de Mileto (640-584 a.n.e.) destacaron el papel que juega el agua en la formación de la Tierra, afirmando que fue la fuente de los demás elementos. Aristóteles (384-322 a.n.e.) contribuyó a los conocimientos hidrológicos y meteorológicos de su época. Acorde a sus criterios, los océanos constituían los embalses de la Tierra, de su evaporación se formaban las nubes, las cuales, al condensarse, producían a lluvia que originaban los ríos y éstos, a su vez, alimentaban los océanos. Estas eran las primeras ideas, aunque simplistas, del actual ciclo hidrológico (Llamas, 1993). Sin embargo, en aquella época se suponía que la cantidad de precipitación no alcanzaba para alimentar las reservas de agua subterránea, que en parte era suministrada desde el océano hacia la tierra.

Durante la Edad Media se creía que la tierra "digería el agua salda del éano y lo excretaba en los ríos y manantiales" (Johannes Keple, 1571-1630), y que la escorrentía total era equivalente al volumen de agua de las precipitaciones y no fue hasta 1650, que el francés Perreault descubrió, en un estudio realizado en la cuenca del Sena, que el volumen de ese río representaba solamente la sexta parte del volumen anual de las precipitaciones.

En el siglo XV, Leonardo de Vinci (1452-1511) retomó estas ideas y trató de calcular los principales componentes del ciclo del agua, encontrando relaciones exactas entre el área, las velocidades y el caudal de los ríos.

B. Palissy (1510-1589) enseñó (sin gran reconocimiento por parte de sus contemporáneos) que la infiltración de las precipitaciones alimenta las aguas subterráneas.

P. Perrault (1608-1680) realizó mediciones de precipitaciones y estimaciones del flujo de ríos y reconoció que solo la sexta parte de las precipitaciones corre por los ríos. mientras que E. Mariotte (1620-1684) desarrolló la teoría que la infiltración de las precipitaciones alimenta el agua subterránea.

Halley, astrónomo inglés (1656-1742), usó un pequeño recipiente para estimar la evaporación del Mar Mediterráneo y concluyó que esta era suficiente para alimentar los ríos de la cuenca.

Con el descubrimiento del barómetro (Torricelli) y el empleo del pluviómetro (Benedicto Castelli) en el siglo XVII, así como las mediciones de caudales de los ríos en el siglo XVIII (Pitrot, 1731 y Woltman, 1790), se crearon las bases científicas para la medición de los principales componentes del ciclo del agua (Llamas, 1993).

Los trabajos experimentales del Ingeniero Henry Darcy (1803-1858) constituyeron un paso fundamental en el desarrollo de la Hidrología moderna, Él formuló la ley que lleva su nombre (Ley de Darcy), la cual puede expresarse por la fórmula:

$$Q = K A I (1)$$

Donde:

K: coeficiente de permeabilidad (m/s).

A: Superficie atravesada por el agua (m²).

I: Gradiente hidráulico (determinado por la distancia recorrida por el agua i y la diferencia de altura del nivel freático h).

El ciclo hidrológico o ciclo del agua es un proceso continuo en el cual el agua es evaporada desde los océanos, se mueve hacia los continentes como humedad del aire y produce precipitación (Antigüedad, 1998). La precipitación que cae sobre los continentes y tierras firmes se distribuye por varios caminos. Una parte es retenida en el suelo y vuelve a la atmósfera por evaporación (conversión de agua líquida en vapor de agua), o puede pasar a la atmósfera en forma de vapor mediante respiración de las plantas (transpiración), la combinación de ambos fenómenos es llamada evapotranspiración. Otra porción se convierte en escorrentía superficial que alimenta los ríos. Finalmente, una parte entra en el suelo como infiltración (escorrentía subterránea). Esta porción puede pasar de nuevo a los ríos o pasar a profundidades mayores como agua subterránea. Las aguas superficiales y subterráneas se mueven hacia zonas de más baja altitud y finalmente descargan al mar desde donde, una porción puede volver a la atmósfera.

Según los cálculos de Lvovich (en Antigüedad, 1998), en la superficie de la Tierra cada año caen 520000 km³ de precipitación y la evapotranspiración es aproximadamente la misma cantidad. El balance hídrico puede expresarse matemáticamente mediante las siguientes expresiones:

$$P = ES + ED + ET (2)$$

$$E = ES + ED (3)$$

$$H = P - ED (4)$$

Donde:

P: precipitación.

E: escorrentía total.

ES: escorrentía subterránea.

ED: escorrentía directa o superficial.

ET: evapotranspiración.

H: humedad del suelo

En la tabla 2 se muestran los resultados de los cálculos de Lvovich a nivel continental:

Tabla 2. Resultados del balance hídrico a nivel planetario Lvovich (en Larionov, 1979)

Componente del Ciclo Hidrológico	Km ³
P	108400
E	38150
ES	12000
ED	26150
ET	70250
H	83250

El agua subterránea en relación con el medio rocoso

La ocurrencia de las aguas subterráneas está asociada a las formaciones geológicas más o menos permeables conocidas como acuífero, y su movimiento depende de las propiedades físicas de las rocas que lo componen. Este movimiento puede expresarse en términos de retención y rendimiento de agua (Keith Todd, 1970).

Algunos materiales como la arcilla, constituyen formaciones impermeables que pueden contener agua, pero son incapaces de transmitir cantidades significativas de la misma. Existen otras formaciones prácticamente impermeables que no contienen ni transmiten agua, como por ejemplo el granito (acuífogos).

La porción de roca o suelo no ocupada por materia mineral sólida, puede ser ocupada por el agua subterránea. Se caracteriza por su tamaño, forma y distribución.

La porosidad de un suelo o roca es una medida del contenido de espacios vacíos en relación con el volumen total. La misma depende del tipo de roca, tal como se indica en la tabla 3.

Tabla 3. Material Permeabilidad (%)

Suelos	50 -60
Arcilla	45-55
Limo	40 -50
Arena	30 -40
Grava y arena	20-35
Arenisca	10-20
Pizarra	1-10
Caliza	1-10

La porosidad original se debe a los procesos geológicos primitivos de las rocas ígneas y sedimentarias. Otros poros denominados secundarios, se han originado con posterioridad a la formación de la roca por agrietamiento, fisuración o disolución química. Atendiendo a su tamaño, estos poros o grietas pueden ser de dimensiones capilares o más grandes, pueden encontrarse aislados o constituyendo redes conectadas a través de conductos.

El 90 por ciento de los acuíferos aprovechables consisten en rocas no consolidadas, principalmente grava y arena.

Las areniscas y conglomerados son formas cementadas de arena y grava, y por esa razón su permeabilidad y rendimiento han sido reducidos por el cemento. Los mejores acuíferos en areniscas son aquellos que se encuentran sólo parcialmente cementados. Los conglomerados poseen una distribución limitada y no son de gran importancia como acuíferos.

Las rocas cristalinas y metamórficas son prácticamente impermeables, por lo que no presentan propiedades acuíferas importantes. Los suelos arcillosos tampoco presentan estas propiedades, debido a su capacidad para retener y no transmitir el agua.

Las propiedades acuíferas de las calizas dependen de la densidad, porosidad y permeabilidad de estas rocas. Los acuíferos más importantes desarrollados en este tipo de medio, se caracterizan por presentar una apreciable porción de roca que ha sido disuelta o removida. Las oquedades dentro de las rocas pueden variar desde tamaños microscópicos hasta grandes cavernas, especialmente las de tipo carbonatadas por ser solubles y susceptibles de disolución química.

Menos frecuentemente se originan acuíferos importantes en el yeso y otras rocas solubles.

En el proceso de disolución del carbonato de calcio (CaCO_3) juega un importante papel el dióxido de carbono (CO_2) originado en el suelo mediante los procesos microbiológicos de descomposición de la materia orgánica. En este tipo de acuífero el agua circulante tiende a incrementar la permeabilidad al aumentar el espacio poroso y las grietas. Por lo general, en los terrenos calcáreos desarrollados recientemente, el drenaje subterráneo es abundante y se crean grandes embalses de aguas subterráneas.

Circulación del agua subterránea y tipos de acuíferos

La circulación del agua subterránea depende de la zona hidrogeológica por donde ésta se mueve. Aunque estas zonas han sido denominadas en forma distinta por diferentes especialistas, en general se pueden distinguir las siguientes: zona no saturada o de aireación; zona freática o saturada y zona de saturación y circulación profunda.

La zona de aireación se caracteriza por presentar espacios vacíos que pueden ser ocupados por aire o agua. Ha sido subdividida en zona de agua del suelo, zona intermedia y zona capilar, según se encuentre más cercana a la superficie del suelo, en un nivel más distante o próximo al nivel que limita la zona freática o de saturación.

El espesor de la zona de aireación depende del tipo de suelo y de la vegetación. Juega un importante papel en el desarrollo agrícola. En esta zona, una parte del agua que se infiltra humedece el suelo y es retenida por las raíces de las plantas que intervienen en el proceso de evapotranspiración. Otra parte logra infiltrarse hasta la zona freática.

En la zona saturada, el agua subterránea llena todos los intersticios de las rocas, la porosidad es una medida directa del contenido de agua por unidad de volumen.

Una parte de esta agua drena hacia horizontes acuíferos más profundos o en sentido vertical, hacia ríos, lagos o el mar. Otra parte puede ser extraída por el hombre con fines de abasto mediante bombeo.

La zona de saturación y circulación profunda, está asociada al drenaje profundo, y se caracteriza por el hecho de que las aguas presentan por lo general elevados contenidos de minerales y gases disueltos. Suelen presentar propiedades minero medicinales apropiadas para la cura de diferentes enfermedades. Emergen al exterior a través de manantiales o pozos perforados por el hombre.

Según la constitución de los materiales geológicos que limitan al acuífero, los mismos se denominan libres o confinados. Los acuíferos libres son aquellos que sólo presentan una capa impermeable subyacente y en los bordes de la cuenca subterránea, no así en su parte superior. Se alimenta directamente de las precipitaciones. La composición química de las aguas que se mueven en este tipo de acuífero refleja las propiedades litológicas del mismo.

Los acuíferos confinados también denominados artesianos, presentan además una capa impermeable suprayacente que no permite su alimentación directa, sino a partir de una zona distante donde el material acuífero queda expuesto a la infiltración de las precipitaciones. La composición química de las aguas que discurren en los acuíferos confinados es muy constante y no refleja las propiedades del material rocoso del sitio de muestreo, sino del material que forma parte de su zona de alimentación.

Otra característica de los acuíferos confinados, es que cuando el hombre abre un pozo en los mismos, el agua brota espontáneamente con un caudal prácticamente constante, debido a que el agua se encuentra sometida a una elevada presión hidrostática a consecuencia del confinamiento.

Relación de las aguas minerales y termales con el ciclo hidrológico

En general, se considera agua mineral la que posee estable su temperatura, caudal y composición química y biológica y agua termal la que posee una temperatura superior en varios grados a la temperatura del suelo o del aire. Por lo general son aguas subterráneas del drenaje profundo, que pueden ser de tipo meteórico (asociadas al ciclo hidrológico), proceder de cuencas artesianas que han permanecido durante muchos años al margen del ciclo hidrológico, o de origen volcánico (aguas juveniles), que al emerger por manantiales se incorporan por primera vez al ciclo hidrológico.

La temperatura de las fuentes termales, en ocasiones cercanas a 100 °C, puede deberse a la actividad volcánica o a movimientos intensos de la corteza terrestre (por ejemplo en zonas de fallas y subsidencia de placas). En general, las regiones que presentan estas fuentes, poseen un gradiente geotérmico superior a la media que es del orden de 3 °C por cada 100 m de profundidad.

Debe señalarse, no obstante, que más del 95 % de las aguas minerales son de origen meteórico y por tanto, están relacionadas con el ciclo hidrológico. Estas aguas proceden de acuíferos profundos, que yacen generalmente en condiciones artesianas y su ascenso a la superficie se origina a través de fallas o contactos litológicos. En la figura 1 se ilustra el movimiento de un agua mineral de origen meteórico.

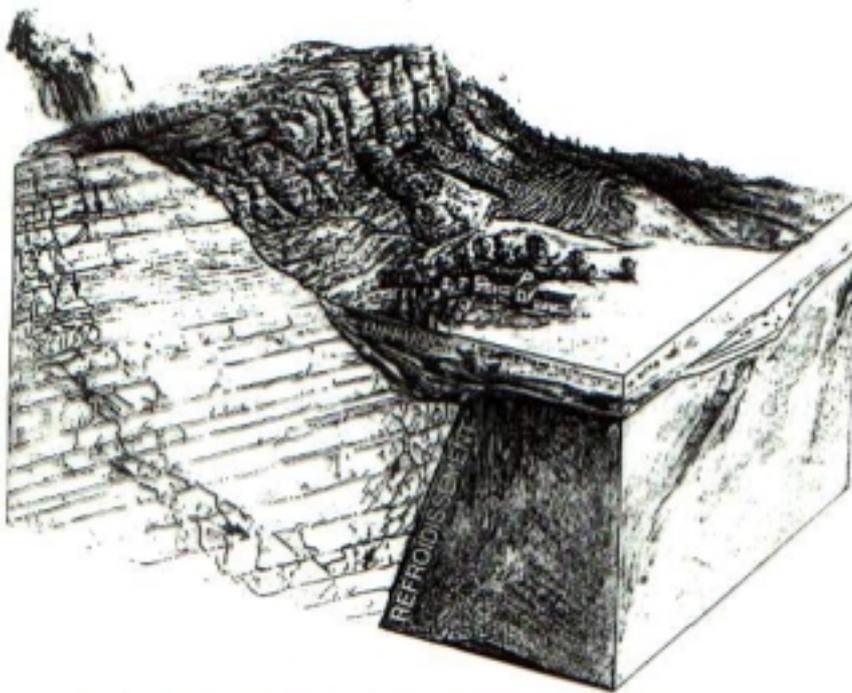


Figura 1. Agua mineral de origen meteórico que asciende a la superficie por las grietas asociadas a una falla (tomado de Pomerol y Ricour, 1992).

Circulación del agua subterránea y tipos de acuíferos

La circulación del agua subterránea depende de la zona hidrogeológica por donde ésta se mueve. Aunque estas zonas han sido denominadas en forma distinta por diferentes especialistas, en general se pueden distinguir las siguientes: zona no saturada o de aireación; zona freática o saturada y zona de saturación y circulación profunda.

La zona de aireación se caracteriza por presentar espacios vacíos que pueden ser ocupados por aire o agua. Ha sido subdividida en zona de agua del suelo, zona intermedia y zona capilar, según se encuentre más cercana a la superficie del suelo, en un nivel más distante o próximo al nivel que limita la zona freática o de saturación.

El espesor de la zona de aireación depende del tipo de suelo y de la vegetación. Juega un importante papel en el desarrollo agrícola. En esta zona, una parte del agua que se infiltra humedece el suelo y es retenida por las raíces de las plantas que intervienen en el proceso de evapotranspiración. Otra parte logra infiltrarse hasta la zona freática.

En la zona saturada, el agua subterránea llena todos los intersticios de las rocas, la porosidad es una medida directa del contenido de agua por unidad de volumen.

Una parte de esta agua drena hacia horizontes acuíferos más profundos o en sentido vertical, hacia ríos, lagos o el mar. Otra parte puede ser extraída por el hombre con fines de abasto mediante bombeo.

La zona de saturación y circulación profunda, está asociada al drenaje profundo, y se caracteriza por el hecho de que las aguas presentan por lo general elevados contenidos de minerales y gases disueltos. Suelen presentar propiedades minero medicinales

apropiadas para la cura de diferentes enfermedades. Emergen al exterior a través de manantiales o pozos perforados por el hombre.

Según la constitución de los materiales geológicos que limitan al acuífero, los mismos se denominan libres o confinados. Los acuíferos libres son aquéllos que sólo presentan una capa impermeable subyacente y en los bordes de la cuenca subterránea, no así en su parte superior. Se alimenta directamente de las precipitaciones. La composición química de las aguas que se mueven en este tipo de acuífero refleja las propiedades litológicas del mismo.

Los acuíferos confinados también denominados artesianos, presentan además una capa impermeable suprayacente que no permite su alimentación directa, sino a partir de una zona distante donde el material acuífero queda expuesto a la infiltración de las precipitaciones. La composición química de las aguas que discurren en los acuíferos confinados es muy constante y no refleja las propiedades del material rocoso del sitio de muestreo, sino del material que forma parte de su zona de alimentación.

Otra característica de los acuíferos confinados, es que cuando el hombre abre un pozo en los mismos, el agua brota espontáneamente con un caudal prácticamente constante, debido a que el agua se encuentra sometida a una elevada presión hidrostática a consecuencia del confinamiento.

Propiedades disolventes del agua pura

El agua natural constituye un sistema complejo y heterogéneo, formado por una fase acuosa, una gaseosa y una o varias fases sólidas, las cuales se encuentran interactuando entre sí mediante equilibrios químicos regidos por leyes termodinámicas, y en cuya composición química intervienen además otros factores (geológicos, hidrogeológicos, geomorfológicos, pedológicos, microbiológicos, climáticos y ambientales).

El agua natural en su conjunto constituye un recurso renovable que interviene en el ciclo hidrológico. Se ha demostrado que su cantidad global no varía, aunque sí su cantidad local y su calidad. Uno de los subsistemas del agua natural lo constituye el agua mineral, cuya composición es estable y es considerado un recurso mineral.

Las características del sistema de las aguas naturales en general, están relacionadas con la estructura y peculiaridades del agua pura.

El agua pura está constituida por moléculas, donde dos átomos de hidrógeno se encuentran unidos a uno de oxígeno (H_2O), separados entre sí 105° . Esta estructura le confiere a la molécula de agua propiedades que la distinguen de otras moléculas de composición similar como el amoníaco (NH_3) o el sulfuro de hidrógeno (H_2S), las cuales a temperatura y presión normales se encuentran en estado gaseoso, mientras el agua se encuentra en estado líquido.

Mediante rayos X se ha demostrado que el agua no aparece como una simple molécula como las anteriores, sino formada polímeros (dímeros y trímeros) que se encuentran sujetos a constante formación y destrucción. Estos polímeros se encuentran unidos mediante puentes de hidrógeno y le confieren al agua una serie de peculiaridades propias, tales como:

- Alto calor específico (mayor que todos los líquidos). Esto hace que el agua oceánica, por ejemplo, demore en calentarse durante el día por la acción del Sol, mientras permanece con elevada temperatura hasta largas horas de la noche. También es

responsable de la uniforme distribución del calor de los organismos de los seres vivos, cuya temperatura es regulada principalmente por la rápida eliminación del calor producido en las reacciones bioquímicas.

- Elevados puntos de congelación (0 °C) y de ebullición (100 °C), en relación con los compuestos de referencia de similar composición química.

- Alta densidad. El enfriamiento del agua va acompañado de una disminución de volumen hasta llegar a 4 °C en que alcanza la máxima densidad. Si se continúa la disminución de temperatura el agua aumenta su volumen. Estas características influyen marcadamente en los procesos de meteorización en los países de clima templado y polar, ya que el agua intersticial al congelarse y aumentar su volumen, fragmenta las rocas facilitando la acción de la erosión química y mecánica.

- Elevado momento dipolo. Esto hace que parte de la molécula posea una carga parcial positiva y la otra una carga parcial negativa, lo que le confiere propiedades de dipolo y de disolvente universal de los minerales enlazados iónicamente.

Cuando un mineral se introduce en el agua, los dipolos de ésta tienden a separar los iones de carga contraria y disminuyen las fuerzas electrostáticas que tienden a unirlos en virtud de las propiedades del enlace iónico. En el caso del cristal de cloruro de sodio (NaCl), por ejemplo, los dipolos se intercalan de tal forma, que las cargas de signo contrario son capaces de atraerse cada vez menos. En el caso de otros iones más débilmente unidos, mediante enlaces de tipo iónico, como es el caso del cristal de calcita, este proceso es más lento, de ahí su pobre solubilidad en agua pura.

De la mineralización total del agua dependen muchas propiedades, tales como sus efectos osmóticos, densidad, viscosidad, etc., de gran significación bioquímica. Sin embargo, la mayoría de los efectos sobre el organismo se relacionan con su composición, esto es, el contenido de sus iones disueltos, entre los que figuran los cationes sodio, calcio, magnesio, potasio, litio, hierro, etc., y los aniones cloruro, sulfato, bicarbonato, fluoruro, yoduro, etc.

Las bases teóricas que fundamentan el proceso de disolución de los minerales por las aguas naturales, se han desarrollado por diferentes investigadores (Hutchinson, 1957; Roques, 1964; Garrels y Christ, 1965; Stum y Morgan, 1970; Fagundo, 1996). En este trabajo se presentan algunos aspectos de esta teoría, por lo que para un conocimiento más amplio remitimos al lector a las obras citadas.

Agua natural

Antes de abordar las teorías que sustentan los procesos de disolución de los minerales, se debe discutir el concepto químico de agua natural. Según plantean algunos especialistas (Stum y Morgan, 1970), se entiende por agua natural un sistema de cierta complejidad, no homogéneo, que puede estar constituido por una fase acuosa, una gaseosa y una o más fases sólidas.

El sistema agua natural puede ser no homogéneo, aunque puede estar constituido por subsistemas homogéneos, tales como el océano, las aguas subterráneas, etcétera. El océano posee cuencas profundas y prácticamente aisladas con composición química definidas. En algunos casos, como en los lagos y las presas, las aguas pueden estar estratificadas, en la superficie la temperatura puede ser más elevada y la densidad menor que en la profundidad. En las aguas subterráneas litorales en contacto con el mar, se pueden presentar también apreciables diferencias de acuerdo con la profundidad.

En general, las aguas subterráneas poseen una composición química que es el resultado de un proceso complejo de interacciones, donde primeramente las aguas procedentes de las precipitaciones (lluvia o nieve) adquieren los gases que se originan en la zona del suelo en el proceso de descomposición y respiración de la materia orgánica y luego, reaccionan con los minerales que subyacen en el medio rocoso.

La composición química de las aguas subterráneas, al cabo de un determinado tiempo, se encuentran en equilibrio químico-físico con el contenido de gases y de fases sólidas disueltos. Estos equilibrios dependen de la temperatura y de la presión del sistema y cualquier cambio en esas condiciones produce una variación en la composición química, que da lugar a una mayor disolución de los minerales o a la precipitación de éstos por recombinación iónica.

Aguas minerales

Dentro de las aguas naturales deben destacarse las denominadas aguas minerales. Se distinguen del resto de las aguas naturales en que poseen prácticamente invariables su caudal, temperatura y composición química y bacteriológica.

Según Cadish (1969; en Urbani, 1991), un agua mineral es aquella con un residuo seco superior a 1 g/L, o sin tener tal cantidad de residuo tenga más de 1 mg/L de litio; 5 mg/L de hierro; 10 mg/L de estroncio; 1 mg/L de yodo; 2 mg/L de fluor; 1,2 mg/L de sílice, etcétera. Si no se dispone de la información sobre el residuo seco, se puede utilizar el total de sólidos disueltos (igual a la suma de aniones y cationes) en exceso a 1 g/L.

Disolución congruente e incongruente de los minerales

Cuando los productos de una reacción de disolución son todas especies iónicas, se dice que la disolución es congruente. Cuando por el contrario, la disolución de un mineral da lugar a especies iónicas y moléculas no solubles, se dice que la disolución es incongruente. Este último es el caso de muchos aluminosilicatos. En presencia de CO₂ el agua disuelve este tipo de mineral y libera sodio, bicarbonato y ácido silícico en el seno de la solución, mientras deposita el mineral arcilloso caolinita. Este proceso ocurre corrientemente como resultado del intemperismo de las rocas graníticas.

En el proceso de disolución de los carbonatos se suelen producir disoluciones incongruentes cuando están presentes calcita y dolomita o calcita (Picknett, 1972; Wigley, 1973a) y yeso (Wigley, 1973b). Las aguas en estos casos pueden disolver secuencial o sucesivamente estos minerales.

Donde coexistan calcita y dolomita a bajas temperaturas, cuando el agua se encuentre saturada respecto a la dolomita, será sobresaturada respecto a la calcita, precipitando este último mineral a medida que se disuelve el primero; en este caso el agua disuelve incongruentemente a la dolomita. Si por el contrario, este proceso ocurre a una temperatura superior a 10 °C, se producirá la disolución de la dolomita en forma incongruente.

Si el proceso de disolución de ambos minerales tiene lugar secuencialmente, entonces puede ocurrir la disolución incongruente, con independencia de la temperatura del agua.

El pH del agua

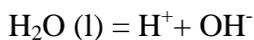
Un agua pura disuelve con facilidad sólo aquellos minerales solubles como los de tipo salino o los sulfatos. En la mayoría de los casos, sin embargo, la solubilidad de un

mineral se incrementa considerablemente en presencia de ácidos; por ejemplo, en un litro de agua a 25 °C, sólo se disuelven 12 mg de calcita. En presencia de un ácido fuerte, sin embargo, la solubilidad aumenta de 25 000 a 30 000 veces.

La medida del grado de acidez del agua es el pH, el cual se define como el logaritmo inverso de la actividad del ion hidrógeno o hidronio (H^+ o H_3O^+), que resulta de la ionización de un ácido cualquiera; se expresa en moles por litro, aunque al medirse en equipos electrónicos con electrodos de referencia, la acidez se expresa en unidades de pH, por lo general entre 0 y 14, esta se calcula de la manera siguiente:

$$pH = -\log(H^+) \quad (5)$$

Aunque el agua pura está constituida fundamentalmente por moléculas de H_2O , una pequeña porción de la misma se compone de H^+ y OH^- . Esta proporción está controlada por la reacción de disolución:



La cual para una temperatura dada se encuentra en equilibrio dinámico.

En el agua pura ($H^+ = OH^- = 10^{-7}$), por lo que teóricamente su pH debe ser 7. En la realidad, a causa de que ésta se encuentra en contacto con la atmósfera, es capaz de disolver CO_2 y adquirir un pH inferior a ese valor.

El valor del pH de muchas aguas naturales que interactúan con los minerales varía en un estrecho intervalo, por lo general entre 6 y 9, lo cual entre otras causas se debe a la gran distribución de las rocas carbonatadas y al carácter ácido-básico de las mismas, a través del sistema de equilibrios químicos que se establecen entre CO_2 , HCO_3^- y CO_3^{2-} .

Algunos manantiales calientes de origen volcánico poseen una elevada acidez, por la presencia de ácido clorhídrico (HCl) y dióxido de sílice (SO_2). Ácidos libres también pueden pasar al agua como resultado del vertimiento de aguas residuales.

El agua de las precipitaciones al pasar por la zona del suelo, donde es abundante el CO_2 , adquiere un pH relativamente bajo, del orden de 4,5. Luego por interacción con las rocas carbonatadas éste tiende a elevarse hasta cerca de 7. Cuando esta interacción se produce durante un tiempo prolongado el agua incrementa su contenido de iones HCO_3^- y adquiere además iones CO_3^{2-} . En esas condiciones el pH puede alcanzar un valor cercano a 8,4. Por lo general, en los arroyos y ríos de las regiones húmedas no cársicas el pH varía entre 5 y 6,5; mientras que en las regiones cársicas húmedas este valor suele estar comprendido entre 7 y 8. Las aguas marinas tienden a poseer un pH cercano a 8. Las aguas minerales pueden poseer valores de pH ácidos, neutros o básicos de acuerdo a las características hidrogeológicas presentes.

Equilibrio de los carbonatos

La disolución de los minerales constitutivos de las rocas carbonatadas comprende una serie de procesos físicos y químicos donde intervienen estados gaseosos, líquidos y sólidos a través de interfaces aire-agua-roca y un sistema de equilibrios químicos. Para el caso de la calcita, éstos se pueden resumir de la manera siguiente:



Calcita

Lo más común en la naturaleza es que este proceso ocurra en presencia de otros minerales, principalmente dolomita, yeso y halita.

Sistemas abierto y cerrado respecto al CO₂

Si en el proceso de disolución de los minerales carbonatados por las aguas naturales existe un suministro abundante de CO₂, que puede considerarse constante durante la reacción, éste procede rápidamente hasta la saturación. En este caso la reacción tiene lugar en condiciones de sistema abierto respecto al CO₂. Si por el contrario, la disolución de los carbonatos por las aguas naturales se produce en virtud del suministro inicial de CO₂, que luego no se repone en el transcurso de la reacción, ésta se produce en condiciones de sistema cerrado respecto al CO₂.

En la naturaleza tienden a primar, tanto las condiciones de disolución de los carbonatos en sistema abierto como cerrado, o más bien de tipo intermedio entre sistema abierto y cerrado.

Como ejemplos de disolución de carbonatos en la naturaleza, los cuales tienden a semejar las condiciones de sistema abierto se pueden citar:

1. Cuando el agua procedente de las precipitaciones se infiltra lentamente en un suelo de origen carbonatado con buen drenaje y abundantes oquedades aireadas, adquiere un elevado contenido de CO₂ y la difusión del gas en el agua se produce como si el suministro del mismo fuera constante. Si en esas condiciones el agua interactúa con rocas carbonatadas subyacentes, evoluciona adquiriendo un elevado contenido de Ca²⁺, Mg²⁺ y HCO₃⁻. En esas condiciones el pH se va incrementando a medida que avanza la disolución de los carbonatos hasta alcanzar un valor cercano a 8.
2. La disolución en lagos, presas y estanques, donde el CO₂ se toma directamente de la atmósfera y se utiliza por las aguas para disolver las paredes rocosas.

Como ejemplos de disolución de carbonatos en la naturaleza, los cuales tienden a producirse en condiciones de sistema cerrado respecto al CO₂ se pueden considerar los siguientes:

1. La disolución de las calizas en la zona de circulación profunda. A esta región pueden llegar las aguas subterráneas, con un contenido aún elevado de CO₂. En esas condiciones, las aguas continúan disolviendo los carbonatos y otras rocas solubles sin el aporte de nuevos suministros de gas.
2. Cuando un agua procedente de las precipitaciones se pone en contacto con un determinado contenido de CO₂ en la zona del suelo, luego se infiltra a través de una cobertura de tipo fluvial y, por último alcanza las secuencias carbonatadas. El agua en esas condiciones disuelve la roca y consume el CO₂ que originalmente adquirió en la zona del suelo, sin recibir apenas aportes nuevos de este gas.

Efecto de ion común y efecto salino

Cuando un agua natural pasa por un terreno donde existen minerales con iones comunes a los que ésta lleva disuelto en su seno, disminuye su capacidad para disolver esos minerales.

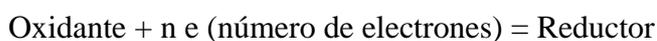
Si se compara la solubilidad de los minerales en agua pura con la de un agua que contiene iones no comunes al proceso de disolución de ese mineral, se demuestra que la salinidad incrementa la solubilidad del mismo. Esto se debe a que, como consecuencia

del incremento de la concentración, aumenta la fuerza iónica y se produce una disminución del coeficiente de actividad. Este fenómeno se denomina efecto salino o de fuerza iónica.

Potencial de oxidación-reducción

Muchas reacciones químicas que tienen lugar en el medio acuático y en especial en el sistema de las aguas subterráneas, implica transferencia de electrones entre constituyentes disueltos, gases o sólidos. Como resultados de estas transferencias se producen cambios en los estados de oxidación-reducción de los reaccionantes y los productos.

Los elementos de valencia múltiples son susceptibles de intervenir en las reacciones de oxidación-reducción, mediante las cuales una molécula se reduce (oxidante) al tomar los electrones que le cede la otra (reductora), la cual se oxida. La reacción también es capaz de proceder en dirección contraria, de modo que este proceso se puede representar mediante la ecuación de equilibrio siguiente:



La fortaleza de una reacción de oxidación-reducción se mide por el potencial redox (Eh).

El potencial de oxidación-reducción se mide en voltios, a través de milivoltímetros de campo es posible obtener este valor en las aguas naturales.

Aunque las soluciones acuosas no contienen electrones libres, también es conveniente expresar el proceso de oxidación-reducción mediante un par redox, como si estas reacciones se produjeran por separado. Además, se suele utilizar la magnitud pE para describir la actividad relativa de los electrones. Por definición:

$$pE = - \log (e) \quad (6)$$

El pE es una magnitud adimensional análoga a la expresión pH, utilizada para describir la actividad del protón o ion hidrógeno. El pE de una solución mide su tendencia oxidante o reductora.

Intercambio iónico y adsorción

Los materiales geológicos porosos están compuestos de un porcentaje apreciable de partículas de tamaño coloidal que tienen la capacidad de intercambiar iones adsorbidos en su superficie.

Como resultado del proceso de intemperismo de las rocas por los agentes exógenos se originan los suelos, constituidos por minerales de tipo arcilloso. Estos minerales se subdividen en cinco grupos: caolinita, montmorillonita, illita, clorita y vermiculita; los cuales se caracterizan por presentar tamaños de partículas del orden de los coloides, que originan procesos de intercambio iónico entre las arcillas de la zona del suelo y las aguas que discurren a través de las mismas.

Análisis químico y calidad de las aguas

La determinación de las propiedades químico-físicas de un agua natural o mineral, constituye una herramienta imprescindible para los hidrólogos, hidrogeólogos,

carsólogos, geomorfólogos, ingenieros sanitarios y otros especialistas relacionados con el agua.

La primera fase de todo trabajo hidrogeoquímico, comprende el estudio bibliográfico y visitas de reconocimiento en el área objeto de estudio. En esta etapa también se toman muestras, las cuales se analizan con fines de orientación.

Para la aplicación de los métodos hidrogeoquímicos en el estudio de la disolución hídrica, es necesario tomar en cuenta el balance hídrico y parámetros geoquímicos que caractericen a cada sistema, relacionando el volumen de infiltración y circulación del agua con la composición química de la misma en el área de descarga del acuífero. Con ese objetivo, en la segunda fase del trabajo se seleccionan los puntos o estaciones de observación sistemática y se instalan los equipos de registro o medición necesarios para el control de las precipitaciones, los caudales y el quimismo de las aguas.

La composición química de las aguas meteóricas está controlada por los equilibrios químicos de los carbonatos y varía al cabo del tiempo. Por esta razón, los análisis químicos y las mediciones de pH, así como la conductividad eléctrica deben hacerse “in situ”. En muchos países, lamentablemente se acostumbra a hacer los análisis y mediciones en el laboratorio, muchas veces hasta semanas después de tomada la muestra, cuando éstas en la práctica, carecen de valor para interpretar los fenómenos de la naturaleza.

En el caso de las aguas minerales, estos equilibrios químicos son más sensibles, de ahí que debido a la manipulación de las muestras se produzcan cambios en el estado de los equilibrios y la composición química que se obtiene en el laboratorio, en muchas ocasiones, dista mucho de la que posee realmente el agua en la fuente mineromedicinal.

Otra práctica inadecuada consiste en tomar la muestra dejando una cámara de aire, lo cual favorece el escape del CO_2 y el H_2S disueltos en el agua hacia la fase gaseosa, donde estos gases son más solubles. Esto da lugar a la recombinación de iones y a la precipitación de minerales (con disminución en la conductividad eléctrica) y al aumento del pH.

Los cambios en la composición química de las muestras resultan usualmente de la pérdida de CO_2 , pérdida de calcio por precipitación de CaCO_3 , oxidación de H_2S a sulfato (SO_4^{2-}), precipitación de dióxido de silicio (SiO_2) en forma de cuarzo o calcedonia; así como oxidación y precipitación de hierro y manganeso.

Entre los componentes que prácticamente no se afectan por el almacenamiento de la muestra se encuentran el sulfato (siempre que no haya H_2S pues es ese caso éste, al oxidarse, incrementaría el contenido de SO_4^{2-}), litio, sodio, potasio, fluoruro, bromuro, yoduro y boro. Otros microconstituyentes, sin embargo, tienden al cabo del tiempo a adherirse a las paredes del frasco acusando una concentración menor a la real. Por tal razón se suele preservar parte de la muestra, mediante tratamiento con un ácido mineral como el ácido nítrico y conservación en frío antes de enviar al laboratorio.

La precisión de los análisis químicos se controla mediante diferentes métodos, entre éstos la diferencia entre aniones y cationes que no debe exceder de un cierto valor. También se suele emplear la ecuación de balance:

$$e = \frac{\sum_{i=1}^n \text{Cationes} - \sum_{i=1}^n \text{Aniones}}{\sum_{i=1}^n \text{Cationes} + \sum_{i=1}^n \text{Aniones}} \cdot 100 \quad (7)$$

Donde, e: Error, en %.

Otro método útil para calcular el error del análisis consiste en la comparación entre la conductividad eléctrica real y la teórica, calculada mediante la ecuación:

$$e = \frac{CE_T - CE_R}{CE_R} \cdot 100 \quad (8)$$

Donde:

CE_R : Conductividad eléctrica real a 25 °C.

CE_T : Conductividad eléctrica teórica a 25 °C. Esta se determina mediante la ecuación (9):

$$CE_T = \sum_{i=1}^n (\alpha_i C_i S_i)^f \quad (9)$$

Donde:

S_i : Conductividad específica equivalente de cada ion i a dilución infinita y 25 °C (Tabla 4).

C_i : Concentración de cada ion i , en miliequivalentes por litro (meq/L).

α_i : Fracción de iones libres que aportan a la conductividad eléctrica.

f : Factor exponencial empírico que depende de la concentración y del tipo de agua.

En aquellos casos en que el error calculado, tanto por la ecuación (7) como por la ecuación (8) sea superior al 10 %, se debe repetir el análisis o desechar la muestra. En general, las determinaciones se consideran precisas cuando el porcentaje de error es menor de 10 % para análisis químico de campo y de un 5 % para análisis de laboratorio.

Tabla 4. Conductividad eléctrica específica equivalente de cada ion a dilución infinita (CS_i) a la concentración de 1 meq/L y a 25 °C

Ion	CS_i ($\mu\text{S/cm}$)	Ion	CS_i ($\mu\text{S/cm}$)
HCO_3^-	42,4	Ca^{2+}	57,7
Cl^-	73,5	Mg^{2+}	50,6
SO_4^{2-}	75,5	Na^+	49,2
NO_3^-	69,0	K^+	72,9

En el caso de los análisis de campo, no se conocen los contenidos de los iones Na^+ y K^+ , se calcula por diferencia entre los aniones y el resto de los cationes, y se puede tomar $\text{Na}^+ + \text{K}^+ = \text{Na}^+$, teniendo en cuenta que en las aguas naturales $\text{Na}^+ \gg \text{K}^+$.

Hoy día, también se incluyen en las marchas analíticas aquellos indicadores de la actividad del hombre en el medio ambiente, especialmente los componentes de los ciclos del nitrógeno (NH_4^+ , NO_3^- , NO_2^-) y el fósforo (ortofosfato y fosfato total); la demanda química de oxígeno (DQO) y otras técnicas empleadas en la caracterización de aguas residuales.

Otros métodos de medición empleados en los estudios hidroquímicos son los llevados a cabo con equipos electrónicos portátiles o sistemas automatizados de registro o adquisición de datos, que miden uno o varios indicadores como: temperatura, pH, conductividad eléctrica, potencial redox, oxígeno disuelto; así como algunos iones mediante sensores y electrodos selectivos.

Clasificación de las aguas desde el punto de vista geológico

En forma general, las aguas naturales se han clasificado de formas distintas sobre la base de su génesis, tipo de roca asociada, sus características químico-físicas, agresividad, uso y otras propiedades.

Sobre la base de su génesis, se han clasificado de forma diferente por distintos investigadores, éstas pueden agruparse de la manera siguiente (White et al, 1963):

1. Aguas juveniles (no involucradas en la circulación atmosférica).
 - a) Magmáticas.
 - b) Otras aguas juveniles.
2. Aguas surgentes o reciclables (involucradas en la circulación atmosférica).
 - a) Aguas meteóricas.
 - Aguas de precipitación (lluvia o nieve).
 - Aguas de suelo.
 - Aguas subterráneas cercanas a la superficie (subsuperficiales).
 - b) Aguas oceánicas que penetran en los acuíferos.
 - c) Aguas fósiles o connatas.
 - De origen marino.
 - De origen no marino.
 - ch) Aguas metamórficas.
 - Aguas con alto contenido de CO_2 y boro.
 - Otros tipos de aguas.
3. Aguas magmáticas

Clasificación del agua por su uso

La composición química de un agua natural, en función del uso que a la misma se le dé, se denomina calidad del agua, y existen una serie de normas que regulan las concentraciones permisibles que debe poseer cada elemento o indicador de calidad según los diferentes usos. Por ejemplo, las normas establecidas para que un agua se pueda utilizar para el abasto exigen un contenido despreciable de los componentes de

los ciclos del nitrógeno y el fósforo. Sin embargo, para el riego las aguas deben poseer un alto contenido de los mismos.

Relacionadas con la calidad del agua, se encuentran las medidas a tomar en la colección de la muestra. García y Beato (1979) han propuesto un grupo de recomendaciones para el muestreo de aguas y el control de su contaminación.

Además de la calidad químico-física de las aguas es necesario controlar la calidad bacteriológica. La contaminación del agua por organismos patógenos se debe principalmente al vertimiento o percolación de residuales urbanos, o agroindustriales, puesto que este tipo de microorganismo no se origina en las condiciones naturales.

Antiguamente la calidad bacteriológica en ríos, lagos y aguas subterráneas, no se controlaba mediante la determinación de microorganismos patógenos, sino a través de la identificación de bacterias fecales, es decir, bacterias que subsisten normalmente en el tracto digestivo humano. En general, se utilizaba como índice las bacterias pertenecientes al grupo Coliforme. Existe una relación aproximada entre la cantidad de estas bacterias y las de tipo patógenas, tales como: Salmonelas, Aeromonas, Seudomonas, Clostridium, Estafilococo y Shigella.

Las aguas superficiales y subterráneas, si se atiende al carácter de su utilización, se pueden clasificar en diez grupos (Ferro, 1982):

1. Suministro rural y urbano.
2. Regadío para la producción agraria.
3. Abastecimiento para los procesos industriales.
4. Producción de energía mecánica y eléctrica.
5. Agua para fines terapéuticos.
6. Consumo mediante embotellamiento.
7. Carga, descarga y transportación.
8. Conservación de la flora y fauna silvestre.
9. Reproducción y consumo de plantas y animales acuáticos.
10. Agua para fines recreativos y culturales.

Existe una clasificación que además de las diez consideraciones anteriores, relaciona los principales parámetros químico-físicos y bacteriológicos utilizados en el control de la calidad de las aguas (Gutiérrez, 1982). Para la mayoría de los usos que se le da al agua, existen normas establecidas por el Instituto Nacional de los Recursos Hidráulicos (INRH), y el Ministerio de Salud Pública (MINSAP), organismos encargados en Cuba de velar por la preservación de la calidad del agua.

Otro método de determinar la calidad de las aguas, consiste en evaluar un determinado índice de calidad (García, 1988), que representa la suma de diferentes indicadores del deterioro de la misma, a los cuales se les da un peso diferente en dependencia de los objetivos del control.

Clasificación de las aguas termales

El criterio de clasificación de las aguas termales y minerales puede ser asumido desde diversos puntos de vista: físico, químico, físico-químico, bacteriológico y otros.

Las aguas mineromedicinales, según Armijo y San Martín (1994) se clasifican de la siguiente manera:

1. Sulfatadas: con más de 1 g/L de sustancias mineralizantes, donde predomina el anión sulfato y están influidas fuertemente en sus propiedades terapéuticas por otros iones como sodio, magnesio, bicarbonato y cloruro.
2. Cloruradas: con más de 1 g/L de sustancias mineralizantes, donde el ion cloruro suele estar acompañado de sodio en proporción semejante. La composición de este tipo de agua refleja un origen profundo y la presencia de mares pretéritos. La ocurrencia de fallas y grietas facilita su ascenso a la superficie.
3. Bicarbonatadas: con más de 1 g/L de sustancia mineralizante, donde el ion bicarbonato es acompañado de calcio, magnesio, sodio, cloruro y otros. Estas aguas cuando poseen gran cantidad de ácidos libres (CO_2 mayor de 250 mg/L), también se denominan carbónicas o carbogaseosas.
4. Ferruginosas: con más de 1g/L de sustancia mineralizante, donde los iones de hierro se encuentran en su forma reducida y poseen una concentración superior a 10 g/L. Estas aguas se destacan por la apreciable coloración de la superficie de la roca por donde discurren.
5. Sulfuradas o sulfhídricas: con más de 1 g/L de sustancia mineralizante y con más de 20 mg/L de sulfuro de hidrógeno (H_2S), acompañado de iones sodio, calcio y cloruro.

Además pueden considerarse aguas termales:

Aguas oligominerales: de débil mineralización, pero muchos elementos con poca mineralización. Pueden poseer abundante cantidad de los microelementos: cobalto, vanadio, molibdeno, silicio, fósforo, germanio, etcétera.

Aguas radiactivas: poseen contenidos de radón (Rn) mayor de 182 nano curies.

En relación a la temperatura, pueden ser hipotermas (con temperaturas inferiores a 20 °C) y termales propiamente dichas (con temperaturas superiores a 20 °C).

Por lo general, se consideran termales en relación con la temperatura, aquellas aguas subterráneas que en su punto de emergencia poseen una temperatura mayor que la temperatura media anual. Según Shuster y White (1971) esta diferencia deber ser superior a 5 °C.

Se han establecido muchas clasificaciones de las aguas termales. Así por ejemplo, se han empleado los prefijos hipo, meso e hiper con estos fines; así como clasificaciones más sencillas como la adoptada en Venezuela por Urbani (1991). Este especialista denominó agua fría a aquella que posee en la emergencia una temperatura menor o igual a la temperatura media anual; agua tibia con un intervalo desde la temperatura media anual hasta 37 °C; agua caliente cuando varía desde 37 a 60 °C, y agua muy caliente desde 60 a 100 °C.

Clasificación hidroquímica

Los criterios químico-físicos de la clasificación de las aguas naturales en general, se basan en el contenido de los iones más abundantes.

En la literatura aparecen numerosas clasificaciones que responden a diferentes objetivos (García, 1988; Catalán, 1988). De su análisis se puede considerar como más ventajosas las siguientes:

1. Clasificación de Alekine.
2. Clasificación de Shchoukarev.
3. Clasificación de Kurlov

4. Clasificación de Palmer.
5. Clasificación de Schoeller.

En Cuba se utiliza para la clasificación de las aguas minerales el método de clasificación de Kurlov, el cual toma en consideración los aniones y cationes que exceden el 20 % de meq/L.

Factores que determinan la composición y evolución química de las aguas naturales y minerales

Las aguas naturales adquieren su composición química mediante un proceso complejo, donde intervienen factores de tipo químico-físico, geológico, hidrogeológico, geomorfológico, pedológico, climático, antrópico y otros (Fagundo, 1990 a).

Se debe esperar que la infiltración por percolación de las precipitaciones en rocas salinas, origine aguas superficiales y subsuperficiales (acuíferas) de tipo cloruradas alcalinas; en los depósitos de yeso o anhidrita, sulfatadas cálcicas; en las calizas y dolomías, bicarbonatadas cálcicas o cálcico-magnesianas; en las secuencias con abundante pirita, aguas con alto contenido de ion sulfato; en los granitos y otras rocas insolubles ácidas, aguas del tipo alcalinas o alcalino-térreas según el catión dominante, mientras que en las rocas ultrabásicas, éstas son bicarbonatadas magnesianas.

Sin embargo, en el caso de las aguas minerales, su composición por lo general no refleja las propiedades del material acuífero de la zona de alimentación, sino más bien, las características del propio acuífero confinado, de las capas confinantes y de los flujos hidrotermales.

Los factores químico-físicos están regidos por las leyes termodinámicas que controlan la disolución de los minerales, estos factores desempeñan un papel importante en la forma en que las aguas naturales adquieren su composición química. Entre estos se destacan: la solubilidad de los minerales, el contenido de gases disueltos, las condiciones del sistema (abierto o cerrado) en que la disolución tiene lugar, el pH, el potencial redox, el efecto salino o de fuerza iónica, el efecto de ion común y otros que se han discutido en este trabajo.

Los factores geológicos se relacionan con la litología (composición de los minerales de las rocas), el estado de yacencia de las secuencias estratigráficas, la tectónica, el agrietamiento, la textura y porosidad de las rocas, etcétera. La litología determina, por lo general, las facies hidroquímicas dominantes en una región determinada, es decir, el tipo de agua. Así por ejemplo, en los terrenos cársicos carbonatados las aguas suelen ser del tipo bicarbonatada cálcica. Los aspectos vinculados al agrietamiento y porosidad de las rocas influyen de manera determinante en el estado de división de las partículas, mientras más pequeña sea ésta, poseer mayor superficie y facilitar la disolución del mineral. Las aguas que drenan a través de rocas calcáreas, muy trituradas por los procesos tectónicos, adquieren un contenido mayor de calcita disuelta que aquéllas que drenan a través de calizas más compactas.

Los factores hidrogeológicos están relacionados con la permeabilidad del acuífero, el tipo de flujo, su velocidad, así como la zona por donde se mueve el agua. Todos estos aspectos inciden en el tiempo de contacto entre el agua y el mineral, por ejemplo, si el flujo tiene lugar en condiciones difusas a través de las rocas, el tiempo de interacción del agua con los minerales es más lento y, por tanto, la cantidad de minerales disueltos

es mayor que si las condiciones de flujo son de tipo turbulentas a través de grietas más o menos amplias.

El contenido de CO₂, la dureza y otras propiedades químico-física de las aguas naturales difieren de acuerdo con la forma en que se mueve el agua y la zona hidrogeológica que ocupa.

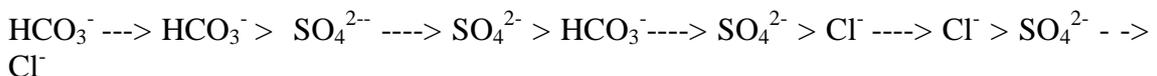
En la zona de alimentación del acuífero (visto el movimiento en sentido horizontal) o en la zona de aireación (visto en sentido vertical), el contenido de CO₂ de las aguas es relativamente elevado, puesto que en estos lugares tienen lugar los intensos procesos de descomposición bacteriana de la materia orgánica. El pH en esta zona suele no ser elevado y la dureza pequeña.

En la zona de conducción del acuífero el nivel de CO₂ suele ser menor, porque una parte del gas es consumido, como consecuencia de la interacción del agua con los minerales del medio rocoso. El agua en esta zona adquiere una mayor mineralización y un pH más elevado. Esta evolución se hace más evidente si, por ejemplo, se muestrea un perfil de pozos desde la zona de alimentación hasta la de emisión del acuífero. A medida que el agua se aleja de la zona de alimentación decrece el CO₂ y aumentan el pH, así como el contenido de calcita disuelta.

En la zona saturada, las aguas adquieren una mayor mineralización. Sin embargo, como resultado de los procesos de mezcla de aguas, éstas pueden hacerse agresivas nuevamente y continuar disolviendo minerales.

En la zona de circulación profunda, las aguas se caracterizan por presentar elevados contenidos de CaCO₃, CaSO₄²⁻ y NaCl disueltos. En ocasiones aún poseen cantidades elevadas de CO₂ y H₂S, y en los manantiales por donde emergen precipita el exceso de calcita y yeso. Además poseen, por lo general, una temperatura más elevada y estable que las de tipo meteóricas, la circulación es más lenta y su caudal menor, el tiempo de interacción con los minerales es mayor. En estas condiciones pueden cambiar su típico patrón hidrogeoquímico.

En un trabajo desarrollado en Australia por Chebotarev (en Frezze y Cherry, 1980), en el cual fueron muestreadas más de 10 000 aguas de pozos, se llegó a la conclusión de que en la naturaleza, las aguas subterráneas tienden a evolucionar hacia la composición del agua de mar. Él observó que esta evolución química en cuanto a los aniones dominantes, sigue aproximadamente las regularidades siguientes:



Estos cambios ocurren en la medida que el agua se mueve desde zonas de grandes caudales, a través de zonas intermedias, hasta zonas donde los flujos son escasos y el agua es vieja desde el punto de vista geológico.

En las regiones cársicas montañosas de Cuba, la evolución química de las aguas sigue una tendencia similar a la observada por esos investigadores y alcanzan, por lo general, las facies ricas en SO₄²⁻

Las aguas naturales con elevados contenidos de cloruro (Cl⁻) se suelen encontrar en regiones llanas que presentan gran agrietamiento o fallas, donde los horizontes acuíferos someros se ponen en contacto con otros más profundos. También en algunos pozos artesianos, que se han abierto a grandes profundidades durante los trabajos de prospección geológica o de búsqueda petrolífera; así como en las zonas litorales donde

las aguas del acuífero cársico se mezclan con las de mar y como resultado de este proceso se incrementa la solubilidad de los minerales carbonatados (efecto de mezcla de agua y efecto salino o de fuerza iónica).

Los factores de tipo geomorfológico también influyen en la composición química de las aguas, en especial, el escarpe de los macizos, el tipo de vegetación, el grado de erosión de los terrenos y la naturaleza de las propias formas del relieve. A pesar de que las formas de adsorción (dolinas, sumideros, etcétera), se pueden considerar el resultado de los procesos cársicos, una vez creadas esas formas, éstas facilitan o limitan la ulterior acción de corrosión química sobre el medio, lo cual se refleja en la composición química de las aguas.

Otros factores que también influyen sobre la composición química de las aguas naturales son los de tipo pedológicos, los cuales están asociados al tipo de suelo que yace sobre las secuencias estratigráficas. El suelo puede ser el resultado del intemperismo de la roca o tratarse de una cobertura de origen fluvial, pluvial o glaciario; su espesor puede variar desde un grosor apreciable hasta llegar a ser muy escaso o ausente. De sus características y condiciones pedoclimáticas depende la actividad microbiológica asociada, así como de la producción de gases y ácidos disponibles, que luego son arrastrados por las lluvias o las nieves al fundirse, haciendo posible la disolución de los minerales que forman parte del paquete de rocas subyacentes. En el caso de un macizo desnudo, el agua de las precipitaciones puede adquirir el CO_2 directamente de la atmósfera, pero en una proporción menor que la que se produce en el suelo.

La microflora del suelo está compuesta de poblaciones de algas, actinomicetos, bacterias nitrificantes, desnitrificantes, desintegrantes de la celulosa, sulfobacterias y productoras de pigmentos, hongos y protozoos. Los microorganismos también están muy difundidos en las aguas naturales, incluso en condiciones de elevadas temperatura como ocurre en algunas fuentes mineromedicinales. El control de estos organismos, tanto en el suelo como en las aguas, es de gran importancia para determinar el estado de estas últimas y para su explotación en el termalismo de salud.

Los factores climáticos intervienen de forma activa en la dinámica de la meteorización mecánica y química de los macizos, al permitir en el primer caso la fragmentación, traslado y acarreo de los minerales lejos del lugar de origen, así como facilitar en el segundo caso, la disolución de los minerales de las rocas. Mientras más intensa sea la acción mecánica, más facilitar al agua su acción corrosiva.

Los elementos del clima más determinantes en el modo en que las aguas adquieren su composición química son: la temperatura, humedad relativa, intensidad y duración de las precipitaciones, intensidad y duración de las radiaciones, velocidad del aire, entre otros.

Por último, se debe destacar el papel que desempeña el factor antrópico en la composición química de las aguas.

Patrones hidrogeoquímicos y control de la composición química de las aguas naturales

A pesar de que las aguas naturales adquieren su composición química mediante un proceso complejo como el que se acaba de analizar en el epígrafe anterior, donde intervienen diferentes factores, en un sitio determinado o área con cierta homogeneidad,

muchos de éstos se hacen constantes y en esas condiciones la composición química absoluta del agua varía dentro de cierto rango, como consecuencia del régimen de lluvia: en los períodos lluviosos la mineralización es más pequeña que en los períodos secos. Sin embargo, la composición química relativa varía poco, especialmente en el caso de las aguas minerales, las cuales en todo momento mantienen su tipo hidroquímico y poseen por, lo general, un mismo patrón hidrogeoquímico

El uso de relaciones matemáticas entre la concentración iónica y la conductividad eléctrica de las aguas naturales, se ha propuesto sobre la base de un modelo de adquisición de la composición química, similar al proceso que ocurre en un reactor de laboratorio donde se hace pasar una corriente de CO_2 a un agua y se coloca un mineral carbonatado (Fagundo, 1985, 1990a; Fagundo y Pajón, 1987; Fagundo, 1996).

En este proceso cinético, la velocidad de disolución del mineral depende de su composición en la roca (litología). La concentración de los principales iones que resultan de este proceso se incrementa en el tiempo y sigue una función exponencial. Una función matemática similar presenta la conductividad eléctrica.

Si se grafica la relación entre la concentración de cada ion y la conductividad eléctrica se obtiene una línea recta que pasa por el origen de coordenadas, cuya pendiente depende de la litología (Fagundo, 1990 b). Por ejemplo, en el caso de una caliza pura constituida prácticamente por mineral calcita, la pendiente correspondiente a los iones HCO_3^- y Ca^{2+} son similares entre sí y sus magnitudes son mucho más grandes que las del ion Mg^{2+} . En una dolomía constituida por cantidades más o menos similares de calcita y dolomita, la pendiente correspondiente al ion HCO_3^- es del mismo orden que en el caso anterior; sin embargo, las pendientes correspondientes a los iones Ca^{2+} y Mg^{2+} en este caso son similares entre sí y mucho menor que la del HCO_3^- .

Si se determinan las concentraciones iónicas al multiplicar las conductividades eléctricas, en cada momento en que se hizo el experimento, por las correspondientes relaciones matemáticas obtenidas, se encuentra que no existen grandes diferencias entre la composición química real y la obtenida por estos modelos matemáticos.

Basado en estos principios se elaboró un sistema automatizado (Alvarez et al, 1990) capaz de determinar en forma rápida los modelos de correlación matemática entre la concentración iónica y la conductividad eléctrica, con el objetivo del ulterior control de la composición química de las aguas mediante mediciones en el campo con conductímetros portátiles. En general, cuando uno de los factores es dominante en el modo de adquisición de la composición química de las aguas, las relaciones entre las concentraciones iónicas y la conductividad eléctrica son de tipo lineal. Si más de un factor posee un peso semejante en este proceso, las ecuaciones de segundo grado ajustan mejor. En este último caso se observa, por lo general, más de un patrón hidrogeoquímico.

En el caso de aguas subterráneas que se encuentran estratificadas como resultado de mezcla con el mar o con otro horizonte acuífero, como sucede en los acuíferos carbonatados litorales y en aguas de mezcla en general, la evolución ocurre según una serie de patrones hidrogeoquímicos en el que se va incrementando, de manera progresiva, el contenido de los iones Cl^- , Na^+ y K^+ y en menor medida Mg^{2+} y SO_4^{2-} , así como decreciendo el de los iones HCO_3^- y Ca^{2+} . La actividad del hombre, especialmente la sobreexplotación de los acuíferos para el abasto o el regadío altera los patrones hidrogeoquímicos naturales.

Para controlar la composición química de estas aguas mediante mediciones de conductividad eléctrica y el empleo de ecuaciones de correlación matemática, es necesario procesar los datos por tipos de patrones hidrogeoquímicos, sobre la base de los cambios en sus relaciones iónicas, para lo cual dan buenos resultados los denominados métodos de reconocimiento de patrones. Estos métodos son especialmente útiles para la comparación y control de la composición química de las aguas minerales, ya que las mismas se caracterizan por presentar un sólo patrón hidrogeoquímico. Si en el procesamiento de los datos hidroquímicos de una fuente de posible origen termal se obtiene más de un patrón, se puede sospechar en un proceso de mezcla y desechar la hipótesis de que el agua es mineral.

Variación espacial y temporal de la composición química de las aguas naturales

Los cambios temporales en la composición química de las aguas naturales se han clasificado en función de la escala de tiempo como: cambios seculares (producidos en el orden del tiempo geológico) y cambios a corto plazo (Paces, 1980). A cada una de estas categorías le corresponden a su vez, cambios de tipo periódico, abrupto y sistemático.

Los cambios seculares se refieren a la evolución del agua oceánica en el orden del tiempo geológico. Como ejemplo de este tipo de cambio se puede considerar la variación de la relación iónica $r \text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$, experimentada en los sedimentos carbonatados durante los últimos 2 000 millones de años.

En realidad los cambios de la composición química de las aguas a corto plazo son más estudiados, por su posible medición.

Los cambios periódicos se observan a menudo como respuesta a la radiación solar y pueden ser de tipo diurno o estacional, como ejemplo del primer caso se puede considerar las variaciones que se producen en el intervalo de 24 h en las magnitudes del contenido de CO_2 , las concentraciones de los iones HCO_3^- y Ca^{2+} . Estos cambios son inducidos por los organismos fotosintéticos cuya respiración durante la noche incrementan el CO_2 , mientras que por el día esta actividad disminuye y causa una variación en el equilibrio de los carbonatos.

Los cambios estacionales de la composición de un agua están determinados por las variaciones en la temperatura y el régimen de precipitación en las diferentes estaciones del año. En Cuba se distinguen en la práctica dos períodos: el seco, que se extiende desde noviembre a abril y el lluvioso, de mayo a octubre.

Los cambios abruptos en la composición química de las aguas naturales son causados, por lo general, por la transición de un agua de un medio ambiente a otro, cuyas propiedades químico-físicas y biológicas son muy diferentes.

Por último, los cambios sistemáticos son de tipo continuo y no periódico, que se manifiestan en la variación de la masa disuelta desde un estado inicial hasta otro final.

La composición química espacial de las aguas en una región determinada, sólo da una información parcial del funcionamiento de ese medio. La variación a lo largo de uno o más años hidrológicos, así como durante los períodos de intensas lluvias, ofrece mucho más información. Las determinaciones conjuntas a lo largo del tiempo de la composición química de las aguas y el caudal en los manantiales y pozos, así como el registro simultáneo de los elementos del clima, ofrecen la oportunidad de correlacionar las respuestas hídrica y química en relación con las precipitaciones, lo cual permite

conocer cómo está organizado internamente el sistema rocoso. Y brinda la posibilidad de discernir acerca de su carácter minero medicinal o no

La variación estacional de la dureza, la mineralización y la conductividad se ha utilizado por muchos investigadores para interpretar la forma en que se mueven las aguas en el medio. Shuster y White (1971) propusieron el empleo del coeficiente de variación de la dureza en lugar de la dureza misma, como un índice para determinar si las aguas se mueven en forma difusa o a través de conductos. Las aguas que discurren por fisuras y conductos abiertos poseen un mayor coeficiente de variación (por encima del 5 %), puesto que en esas condiciones se produce un mayor efecto del clima en la fluctuación de la dureza.

Como las aguas minerales se caracterizan por presentar una composición química estable, el coeficiente de variación de la mineralización o la conductividad puede ser un valioso indicador para evaluar el grado de fluctuación de su composición como consecuencia de los cambios en el régimen de precipitación y las condiciones de alimentación y estructuración del sistema. Aunque no se ha determinado la magnitud de este tipo de estadígrafo (coeficiente de variación) para discernir entre una agua mineral y otra no mineral, este valor siempre será inferior al 5 %.

En Cuba, como se ha señalado anteriormente, además del coeficiente de variación de la dureza se ha empleado la temperatura y la conductividad eléctrica, para distinguir la forma en que tiene lugar el escurrimiento del agua a través de los macizos carbonatados (Fagundo et al, 1981; 1986). Estos estadígrafos han sido incluidos también en el sistema informático SACAN (Tillán et al, 1996) para establecer cuando un agua cumple lo establecido en las normas de agua mineral. Se puede tomar como criterio que los coeficientes de variación de la mineralización, de la conductividad eléctrica y de los contenidos de los iones mayoritarios (mayor de un 20 % de meq/L) no deban exceder el 5 %.

Otro criterio para la caracterización del tipo de agua ha sido establecido por Bakalowicz (1979). El mismo utiliza como criterio la frecuencia de distribución de la conductividad eléctrica, la cual puede ser de tipo unimodal en aquellos acuíferos cuyas aguas se mueven a través de flujos difusos, o plurimodal, cuando las aguas se mueven a través de conductos o sistemas mixtos. Este método ha sido empleado por Fagundo et al (1997) para distinguir aguas superficiales o subsuperficiales de aquellas que proceden del drenaje profundo en la Sierra del Rosario.

Zonas de protección y control sistemático de la calidad de las aguas

La actividad del hombre causa un deterioro progresivo de la calidad de las aguas superficiales y subterráneas. A pesar de que estas últimas son menos susceptibles a la contaminación, una vez contaminadas, se hace muy difícil restablecer su calidad original (González y Jiménez, 1988).

Con vistas a preservar la calidad de los recursos hídricos, de forma tal que se puedan utilizar racionalmente en beneficio de la economía, se han establecido zonas de protección sanitaria, como tal se denomina el área alrededor de la toma de agua, donde se establecen diferentes tipos de regulaciones con el objetivo de evitar la contaminación y hacer mínimo el riesgo de su degradación.

En los últimos años, se han llevado a cabo muchas investigaciones aplicadas en el campo de la hidrogeología, con el objetivo de establecer las zonas de protección

sanitarias alrededor de las fuentes de captación de interés económico social (Dioxian, 1987; Fritz y Pavicic, 1987; Kullman, 1987 y otros).

En Cuba se han realizado, recientemente, numerosos trabajos con vistas a establecer las zonas de protección sanitarias de los yacimientos de aguas minerales y minero-medicinales (Ruz Peña et al, 1993); Expósito et al, 1993; Iraola y Lugo, 1993).

La falta de cultura en relación con lo que debe ser la zona de protección de una fuente de abasto o una fuente mineromedicinal, hace que con frecuencia se construyan letrinas en la misma área en que se encuentra el pozo que se utiliza para el consumo de las personas o un manantial empleado con fines balneológicos, lo cual da lugar a que por percolación pasen a la fuente gérmenes patógenos y se requiera instalar un sistema costoso de tratamiento del agua. Esta forma de contaminación era muy frecuente en muchos pueblos de nuestro país hace algunos años e incidía de manera significativa en un alto índice de parasitismo en la población infantil. Las unidades de Salud Pública, particularmente las de Higiene y Epidemiología velan porque no se produzcan enfermedades de tipo microbiológico tanto por ingestión de aguas contaminadas como por contacto en balnearios medicinales.

Con vistas al control de la calidad de las aguas naturales, también se han elaborado políticas y sistemas de vigilancia, mediante el registro sistemático de algunos indicadores de tipo químico-físico y bacteriológico. Con relación a las aguas minerales, el control de su calidad se garantiza a través de la Oficina de Minerales del MINBAS, de acuerdo a lo establecido en la Ley de Minas.

Importancia del agua como alimento y como fármaco

El agua es imprescindible para la vida, siendo el componente inorgánico más abundante de los seres vivos. En el hombre llega a constituir más del 60 % del peso corporal, y en algunos animales, como por ejemplo la medusa, el 98 %. Sin el agua no es posible la realización de los procesos metabólicos de las células.

El agua interviene químicamente en estos procesos y fuera de las células, actúa como medio de transporte en la circulación sanguínea. Constituye además uno de los elementos que regulan la temperatura del cuerpo. La evaporación del agua juega el papel más importante para disipar el calor corporal.

El agua constituye el vehículo que relaciona entre sí, todos los tejidos y las diferentes partes del organismo. El agua transporta directamente o en suspensión las sustancias que el organismo asimila y acumula, y sus propiedades físicas y químicas son responsables de su acción bioquímica como fármaco y como alimento.

Balance del agua en el organismo

Las reservas de agua del organismo son relativamente escasas y es necesario una compensación entre el agua ingerida en los alimentos (líquidos y sólidos) y el agua aportada por los procesos bioquímicos de oxidación-reducción (a través de la cadena de respiración y otros), y entre el agua eliminada del organismo por la orina y las heces. En tabla 5 se ilustra este balance hídrico.

Tabla 5.. Balance del agua en el organismo

Ingresos (ml/kg)			Egresos (ml/kg)		
Tipo	Obligatorios	Facultativos	Lugar	Obligatorios	Facultativos
Líquidos	650	1000	Orina	500	1000
Sólidos	650		Piel	500	
Agua de oxidación	300		Pulmones	400	
			Heces	150	
Totales	1550	1000		1550	1000
Total General		1250			1250

La eliminación diaria de orina es de unos 1500 ml, de los cuales 500 ml son obligatorios (mínimo de agua con la cual el riñón puede excretar la carga de soluto diaria). El resto es variable y depende de la disponibilidad de agua.

En condiciones normales, por respiración se pierden 900 ml de agua (12 ml/kg de peso corporal): de ellos 500 ml por la piel y 400 por los pulmones, ambos como vapor de agua. Por heces fecales la pérdida diaria es mínima, unos 150 ml.

Para mantener el balance hídrico, la pérdida básica de agua diaria (2500 ml) se debe compensar a partir del suministro de agua pura y de los alimentos. La regulación de este equilibrio se consigue en el organismo, en lo esencial, gracias a dos sistemas de regulación: la sensación de sed, que incita a ingerir más líquido y la actividad renal, que elimina agua en forma de orina.

Distribución del agua en el cuerpo

Para estudiar el agua y las sustancias en el organismo es preciso distinguir tres grandes espacios: el espacio intracelular, es decir, la totalidad de líquido interior de las células; el espacio extracelular, que a su vez se subdivide en agua del plasma sanguíneo y el líquido intersticial; y finalmente, el espacio transcelular, que es limitado por el tracto digestivo (Tabla 6)

Tabla 6. Distribución del agua en el cuerpo

Agua Total del cuerpo	Agua intracelular (40 %)
(60%)	Plasma sanguíneo (4%)
	Agua extracelular
	Agua intersticial (16 %)

Entre estos distintos espacios no existe una diferencia rigurosa y una cantidad considerable de líquido es desplazada de un lugar a otro.

El agua del cuerpo no se encuentra como agua pura, sino que están disueltos en ella una

serie de sustancias: unas de carácter orgánico como glucosa y aminoácidos (principales nutrientes), y otras inorgánicas como cloruro, bicarbonato y sodio. Las primeras están constituidas por moléculas y las segundas por iones (electrolitos) disociados.

El paso del solvente a través de las membranas del organismo está regulado por las propiedades osmóticas: cuando el agua se encuentra más mineralizada, el soluto obstaculiza la tendencia del solvente a penetrar a través de la membrana.

Siguiendo las leyes de la difusión de los líquidos, las partículas se mueven en forma espontánea de uno a otro lugar del cuerpo humano, desde regiones de mayor concentración a otras de menor concentración, cuando las membranas son permeables a los solutos. Esto ocurre con las moléculas orgánicas que se difunden espontáneamente a través de las membranas del organismo. El movimiento de las partículas contrario a la difusión, esto es, desde regiones de menor concentración a regiones de mayor concentración, se denomina transporte activo y requiere un suministro de energía adicional.

Las membranas celulares, tanto en los animales como en los vegetales, son membranas semipermeables y juegan un papel de extraordinaria importancia en la nutrición.

Algunas membranas como el endotelio vascular, es permeable a prácticamente todos los electrolitos, por lo cual estos pasan libremente del plasma al intersticio extracelular. No sucede lo mismo con la membrana celular, que es impermeable a los electrolitos, y sólo mediante un transporte activo pueden ser atravesados por estos.

Metabolismo mineral

El metabolismo de los iones se denomina también metabolismo mineral, se diferencia del de otras sustancias como los carbohidratos, proteínas y grasas, en que aquellos no se consumen en el organismo, pero sí se asimilan con los alimentos y se eliminan en los productos de desecho (orine y heces). Su entrada como alimento puede regularse dentro de límites amplios. Sin embargo, la mayor parte de los animales han desarrollado la capacidad de mantener prácticamente invariable la concentración iónica de los líquidos del cuerpo (Karlson, 1962).

El organismo tiene necesidad de mantener no sólo un volumen determinado de agua, sino también una concentración adecuada de solutos en ellos, de manera que la presión osmótica se mantenga dentro de límites adecuados. Por otra parte, los diferentes electrolitos se encuentran distribuidos en el organismo de una manera desigual, el Na^+ se presenta en el líquido extracelular, sobre todo en el espacio intersticial; el K^+ , por el contrario, en el espacio intracelular (aunque la concentración de K^+ en las células es inferior a la del Na^+ extracelular). El Cl^- , digerido en los alimentos como NaCl , o directamente de las aguas naturales, constituye el principal anión del plasma. Es necesaria su presencia para la producción de HCl en el estómago (Tabla 7)

Tabla 7. Composición de los electrolitos del plasma

Catión	Concentración (meq) /l	Anión	Concentración (meq) /l
Na ⁺	142	Cl ⁻	101
K ⁺	4	HCO ₃ ⁻	27
Ca ²⁺	5	HPO ₄ ²⁻	2
Mg ²⁺	2	SO ₄ ²⁻	1
		Prot.	16
		Ac. Org.	6
Total	153	Total	153

Componentes esenciales para la alimentación presentes en las aguas minerales

Las sustancias minerales necesarios para la alimentación. presentes en el agua y los alimentos y sus principales propiedades se describen a continuación (Armijo y San Martín, 1994):

Aniones: fosfato, cloruro, yoduro, fluoruro

Cationes: sodio, potasio, calcio, magnesio, hierro, cinc, cobre, manganeso, cobalto

La mayoría de las sustancias minerales se encuentran en cantidades mínimas (oligominerales). Por lo general, los alimentos los contienen, pero en ocasiones, debido a los problemas de adsorción, sólo pasan al organismo una cantidad insuficiente de los mismos. Las aguas minerales pueden ofrecer una vía de suministro de estos elementos en forma iónica.

A continuación se hará un breve resumen de las principales propiedades de los componentes mayoritarios de las aguas mineromedicinales.

El sodio está presente en todas las aguas mineromedicinales, siendo el catión predominante en muchas de ellas. Su acción en el organismo es significativa, teniendo en cuenta que se encuentra repartido en todos los tejidos y espacios extracelulares. Se admite que todas las funciones orgánicas requieren una cierta cantidad de sodio. En forma iónica interviene en un gran número de procesos biológicos, siendo significativa su acción reguladora del volumen de líquido extracelular y en los procesos osmóticos; también en el mantenimiento del equilibrio ácido-básico del medio y es activador de múltiples procesos enzimáticos.

El potasio está presente en todas las aguas, aunque en menor proporción que el sodio. Constituye el principal catión intracelular y participa en el proceso de transmisión del impulso nervioso, la contracción celular, etc.

El litio también es frecuente en las aguas minerales, pero en más baja concentración. Sus propiedades terapéuticas son similares a las del sodio. Posee además acción antiasmática y se discute su capacidad disolvente del ácido úrico.

El calcio es uno de los componentes esenciales de las aguas minerales, especialmente en las de baja mineralización. Su presencia en el organismo es indispensable, ya que interviene en las funciones del sistema nervioso, el corazón, músculo, coagulación sanguínea y en la constitución de los huesos.

El magnesio, como el calcio, es frecuente en las aguas, especialmente en terrenos donde afloran rocas ultrabásicas. En el organismo es un catión que ocupa el espacio intracelular; interviene en el sistema nervioso central, y es activador de los sistemas enzimáticos que catalizan la fosforilación oxidativa y en la liberación energética.

El estroncio, el bario y el berilio suelen ser acompañantes del calcio, encontrándose en el agua en proporciones muy bajas.

El hierro es otro componente importante del agua a pesar de su baja concentración. Solamente de 5 a 10 mg/l de ion ferroso bastan para conferirle al agua propiedades benéficas contra la anemia y la clorosis. El hierro es uno de los componentes esenciales de las células sanguíneas (hematíes) y es utilizado por el organismo como tónico y reparador de las pérdidas de hierro.

El manganeso suele acompañar al hierro en las aguas minerales, aunque en proporciones aún más pequeñas.

En algunas aguas minerales también aparecen a niveles de trazas muchos elementos, tales como aluminio, plata, plomo, bismuto, cinc, cadmio, vanadio, etc., los cuales son considerados oligoelementos que en su conjunto pueden ejercer acciones directas o indirectas importantes sobre el organismo.

Entre los aniones se destacan en el agua los halógenos (cloruro, fluoruro, bromuro, yoduro), los compuestos del azufre (sulfato, sulfuro de hidrógeno y azufre coloidal) y los compuestos del carbono (bicarbonato, carbonato y dióxido de carbono). Los compuestos del nitrógeno están, por lo general, asociados a la contaminación y no poseen una acción farmacológica destacada.

El cloruro se encuentra prácticamente en todas las aguas, siendo el anión extracelular más importante. Por lo general se encuentra asociado al sodio. Junto al bicarbonato interviene de manera destacada en el balance de los líquidos intersticial y plasmático.

La principal acción del fluoruro es la de formación del esmalte dental y tejido óseo. Es esencial su presencia en las aguas para evitar las caries dentales, y su carencia en las aguas potables es compensada con el suministro de una adecuada cantidad en los acueductos. También posee propiedades antisépticas.

El bromuro es sedante a nivel cerebral.

El yoduro se comporta como estimulador o refrenador de los efectos relacionados con la tiroides. Además posee propiedades antisépticas y sedantes. Su acción terapéutica ha sido empleada en afecciones de los aparatos respiratorio y circulatorio, así como de enfermedades parasitarias.

El azufre, en sus diferentes formas iónicas, constituye uno de los componentes esenciales de las aguas mineromedicinales. Su acción terapéutica depende de si se encuentra en su forma oxidada (sulfato) o reducida (sulfuro). Los sulfatos estimulan las

secreciones del aparato digestivo. La ingestión de aguas minerales del tipo sulfatadas sódicas, magnésicas o mixtas, tiene manifiesta acción purgante, por lo que son útiles para el tratamiento del estreñimiento, mientras que las de tipo sulfatadas cálcicas se pueden utilizar como aguas de bebida de acción diurética.

Los sulfuros tienen acciones metabólicas, vasculares y tróficas en diversos tejidos, en particular, del sistema respiratorio y del aparato locomotor. El azufre puede ser absorbido por vía digestiva, respiratoria y tópica. Su acción es beneficiosa con relación a las afecciones respiratorias, dermatosis y procesos reumáticos.

Los carbonatos, bicarbonatos y el dióxido de carbono están presentes en todas las aguas naturales. Sus proporciones relativas dependen del pH y la temperatura. Sus efectos en el organismo, principalmente sobre el aparato digestivo, son esencialmente de tipo antiácido o alcalinizante. También poseen propiedades beneficiosas sobre las alteraciones hepática, trastornos metabólicos y afecciones de las vías urinarias.

Las aguas del tipo carbogaceosas (con concentraciones del CO₂ superiores a 250 mg/L) se suelen usar como aguas de mesa. El CO₂ libre se comporta como un excitante ligero de la mucosa que reviste el aparato digestivo, atenúa la sensibilidad gustativa y estimula la secreción del jugo gástrico, favoreciendo la digestión de los alimentos.

El silicio es un elemento que aparece en el agua en forma de sílice libre, coloidal o anión silícico, pudiéndose encontrar en concentraciones apreciables en algunas aguas de origen profundo. Su carencia en el organismo crea alteraciones en el crecimiento del tejido óseo y del tejido conjuntivo.

Entre los gases disueltos en las aguas juega un importante papel el radón. Las aguas radónicas tienen acción esencialmente sedante sobre el organismo y reguladora del sistema nervioso vegetativo.

Por último, se debe señalar el papel que ejerce la presencia de sustancias orgánicas, especialmente las de tipo húmicas (ácidos húmicos y fúlvicos) en las aguas. Su contenido es mayor en algunas fuentes naturales ricas en flora autótrofa, residuos vegetales, algas, etc.

La materia orgánica más organizada como flora hidrotermal, est integrada por un conjunto de especies macro y microscópicas que requieren condiciones específicas de pH, temperatura, luminosidad del agua, etc. Entre estos microorganismos figuran: algas verdes (clorofíceas); algas azules (cenofíceas); diatomeas; sulfobacterias (que oxidan el H_2S , S^- y SO_3^{2-} y liberan azufre); ferrobacterias (utilizan el hierro en las aguas ferruginosas para satisfacer sus necesidades vitales); manganobacterias (requieren manganeso); halofitas (aguas cloruradas) y flora termófila (aguas con temperaturas superiores a 40 °C).

BIBLIOGRAFÍA

Aguirre, A (2004). Observadores pluviométricos voluntarios: sostenibilidad de las Redes Hidrogeológicas en Cuba. *Voluntad Hidráulica*, 3-9.

Alvarez E., I. Vinardell, J.R. Fagundo y otros. Evolución química y relaciones empíricas en aguas naturales. II- Sistema automatizado para el monitoreo de las aguas, *Voluntad Hidráulica*, 83: 15-25, 1990.

Antigüedad, I. (1988). Estudio de acuíferos kársticos a partir de sus respuestas naturales. Aplicación a los sistemas del País Vasco. *Rev. de la Soc. Geológica de España*. Vol. 1 (1-2): 211-227.

Armijo-Valenzuela, M. y San Martín, J. y M (1994). *Curas Balnearias y Climáticas. Talasoterapia y Helioterapia*, Ed. Computense, Madrid.

Bakalowicz M. Contribution de la Geochimie des eaux a la connaissance de l'aquifere karstique et de la karstification, These D. Univ. Pierre et Marie Curie, Paris, pp. 269, 1979.

Catalán J. *Química del Agua*, Ed. CNIC., La Habana, pp. 422, 1988.

Dioxian Y. Some characteristic of groundwater protection in karst area, 19th Congress of Int. Association of Hydrologists, 19 (2) 135-142, 1987.

Exposito J.L. y R. Barea. Resultados obtenidos en el cálculo de zona de protección sanitaria alrededor del pozo "Lobatón" sobre la base de métodos geofísicos. En: *Libro Resumen XXIX Congreso de la Sociedad Internacional de Técnicas Hidrotermales*, La Habana, 1993, 69, 1993.

Fagundo J.R. Caracterización de acuíferos mediante relaciones entre contenidos iónicos y parámetros químico físicos, *Revista CENIC Ciencias Químicas*, 16 (2): 321-236, 1985.

Fagundo J.R. Evolución química y relaciones empíricas en aguas naturales. Efecto de los factores geológicos, hidrogeológicos y ambientales, *Hidrogeología*, 5: 33-46, 1990 a.

Fagundo J.R. Evolución química y relaciones empíricas en aguas naturales. 1- Estudio mediante simulación química del efecto de la litología, *Voluntad Hidráulica*, 82: 28-37, 1990b.

Fagundo J.R. *Química del Agua Kárstica*. En: *Hidroquímica del Karst*. Ed.: J.R. Fagundo, J.J. Valdés, J.E. Rodríguez. Univ. Granada (España), 15-119, 1966.

Fagundo. J.R...Caracterización de acuíferos mediante relaciones entre contenidos

iónicos y parámetros químico físicos, Revista CENIC Ciencias Químicas, 16 (2): 321-236, 1985.

Fagundo J.R. y J.J. Pajón. Contribución al estudio de las relaciones lineales entre contenidos iónicos y parámetros químico-físicos. Efecto de la litología, Ingeniería Hidráulica, 6 (1): 12-29, 1987.

Fagundo J.R., J.E. Rodríguez, V. Ferrera y P. González. Geoquímica de acuíferos cársicos de la Sierra del Rosario, Pinar del Río, Cuba. En: Investigaciones Hidrogeológicas en Cuba. Ed. D.M. Arellano, M.A. Gómez-Martín e I. Antigüedad. Ed. Univ. del País Vasco, 135-149, 1997.

Fagundo J.R., J.J. Valdés, J.M. Pajón y J.J. Rodríguez. Comportamiento químico-físico de las aguas de la cuenca del río Cuyaguaje, Ingeniería Hidráulica, 2 (3): 251-274, 1981.

Fagundo J.R., J.J. Valdés, J.J. Rodríguez y otros. Estudio preliminar sobre el proceso de denudación cársica en el polígono cubano-polaco del Pan de Guajaibón, Voluntad Hidráulica, 70/71: 11-15, 1986.

Fernández, A. (1999). Aprovechamiento y gestión de Recursos Hídricos. Ed. CYTED (Argentina), pp. 78.

Ferro F. Hidrología General, Ed. Científico-Técnica, Ciudad La Habana, pp. 406, 1982.

Freeze R.A. and J.A. Cherry. Groundwater. Ed. Prentice-Hall, Englewood, Cliffs, Nueva York, pp. 604, 1980.

Fritz F. and A. Pavicic. Hydrogeological aspect of protection of the karst spring Jadro in Croatia, 19th Congress of Int. Association of Hydrologists, 19 (2): 161-167, 1987.

García J.M. El control de la contaminación de las aguas: monitoreo y estudios intensivos, Tesis C. Dr. Ciencias Técnicas, Ciudad de La Habana, pp. 116, 1988.

García J.M. y O. Beato. Muestreo de las Aguas. Recomendaciones Técnicas Generales, Ed. Inst. Hidroeconomía, La Habana, pp. 25, 1979.

Garrels R.M. and Ch.L. Christ. Solutions, Minerals and Equilibria. Ed. Harper and Row, Nueva York, pp. 450, 1965.

González A. y S. Jiménez. La protección sanitaria a los acuíferos cársicos cubanos: un problema actual. I Parte, Voluntad Hidráulica, 77: 3-18, 1988;

Gutiérrez J. Clasificación y representación gráfica de las aguas naturales, Ed. Instituto de Hidroeconomía, La Habana, pp. 27, 1982.

Hutchinson G.E. A treatise on Limnology. Geography, Physics and Chemistry, Ed. Willey and Sons, Nueva York, pp. 1 015, 1957.

Iraola S. y R. Lugo. Diferentes modelos matemáticos para el cálculo de las zonas de protección sanitaria. En: Libro Resumen XXIX Congreso de la Sociedad Internacional de Técnicas Hidrotermales, La Habana, 1993, 69, 1993.

Karlson R. Manual de Bioquímica. Ed. Arin S.A., Barcelona, 99 385, 1962.

Keith Todd D. Groundwater Hydrology. Ed. John Wiley and Sons Inc. (Copyright Ed. Revolucionarias, Inst. Del Libro, La Habana), pp 336, 1970.

- Kullman E. Protection of groundwaters in fissure karst rock environments, 19th Congress of Int. Association of Hydrologists, 19 (2) 234-239, 1987.
- Larinov A.K. (1979). "Hidrología recreativa", Ed. MIR (Moscú) pp. 240.
- Llamas J. (1993): Hidrología General. Principios y Aplicaciones. Ed. Universidad del País Vasco (España), pp. 635.
- Paces T. Kinetics of water systems, Geological Survey of Praga, pp. 85-108, 1980.
- Picknett R.G. The pH of calcite solutions with and without magnesium present, and the implications with regards to rejuvenated aggressiveness, Trans. Cave. Res. Group G. Brit. 14: 141-149, 1972.
- Pomerol. C. et J. Ricour (1992). Terroirs et thermalisme de France. Ed. BRGM, France, pp. 288.
- Roques H. Contribution a l' etude statique et cinetique des systemes gaz carbonique-eau-carbonate, Ann. Speleol., 19 (2): 255-484, 1964.
- Ruz Pina I., M. Campo Cordero y H. González. Protección de los yacimientos de aguas mineromedicinales y de mesa. Experiencia en Cuba. En: Libro Resumen XXIX Congreso de la Sociedad Internacional de Técnicas Hidrotermales, La Habana, 1993, 61, 1993.
- Stumm W.S. and J.J. Morgan: Aquatic Chemistry. An Introduction Emphasizing Chemical Equilibrium in natural Water. Ed. Wiley-Interscience, Nueva York, London, Sydney, Toronto, pp. 583, 1970.
- Shuster E.T. and W.B. White. Seasonal fluctuation in chemistry of limestone spring: a possible mean for characterising carbonate aquifers, J. Hydrology, 14: 93-128, 1971.
- Tillán G., I. Vinardell, J.R. Fagundo, V. Ferrera, P. González y L. Sánchez. SACAN: sistema automatizado para la caracterización de aguas naturales. En: Contribución a la Hidrogeología y el Medio Ambiente. Ed. J.R. Fagundo, D. Pérez Franco, J.M. García, A. Alvarez Nodarse, I. Morell, 113-121, 1996.
- Urbani F. Geotermia en Venezuela. Ed. GEOS, No. 31, 1-347, 1991.
- Wigley T.M.L. The incongruent solution of dolomite, Geochim. Cosmochim. Acta, 73: 1 397-1 402, 1973 a.
- Wigley T.M.L. Chemical evolution of the system calcite-gypsum-water, Can. J. Earth Sci., 10 (2): 306-315, 1973 b.
- White D.E., J.H. Hemm and G.A. Waring. Chemical composition of subsurface waters. In: Data Geochemistry, 6 th Ed. Geological Survey Professional Paper 400-F, pp. 67, 1963.