

EL AGUA EN LOS MATERIALES ROCOSOS

En la roca matriz –en ausencia de discontinuidades de macizo– el contenido y la circulación de agua vienen determinados por sus espacios vacíos (poros, accesos de poro y fisuras). Atendiendo al contenido en agua en su seno puede distinguirse entre *medios no saturados* (se corresponde con la zona vadosa en el terreno) y *medios saturados* (zona freática). En el primer caso los espacios vacíos contienen agua, vapor de agua y aire en distintas proporciones, más o menos en equilibrio con las características del ambiente. En el segundo el espacio vacío está lleno de agua en reposo o movimiento dependiendo de la existencia de un gradiente de presión.

En medios no saturados, al disminuir el contenido en agua en las rocas se observa que las moléculas de agua empiezan a estar más o menos ligadas por distintas fuerzas a las moléculas de la parte sólida (materia cristalina). En consecuencia, su extracción requiere efectuar un trabajo y puede resultar más o menos costosa; la energía aporta para ello permite evaluar el grado ligazón. Este agua ligada o alterada –situada en las reducidas dimensiones de los espacios vacíos de los materiales porosos– no presenta las mismas propiedades que de una masa libre de agua líquida, constituyendo la denominada humedad higroscópica, sometida a procesos de absorción o desorción al variar las condiciones ambientales.

Este fenómeno se atribuye dos hechos, al carácter polar de las moléculas de agua, y la presencia de cargas negativas en la superficie de los cuerpos cristalinos (carbonatos o silicatos, normalmente). De forma simplificada cabe pensar que las moléculas de agua próximas a la superficie cristalina se ordenan en capas, estando retenidas con fuerzas cada vez más débiles al alejarse de dicha superficie. En este sentido, se han diferenciado varias capas: *agua ordenada* hasta 50 Å, *agua viscosa* de 50 a 1000 Å (0,1 µm) y *agua libre* más allá de esta última distancia, aunque estos términos están en desuso.

Por ello, es de interés conocer las características –o estado físico– del agua contenida en los materiales porosos, dado que condiciona su movilidad y su comportamiento frente a los procesos de alteración. En concreto, es de resaltar la relación entre el estado del agua en la rocas y la mayor o menor dificultad que presenta su extracción. Este conocimiento permite valorar el grado de secado que puede alcanzar una roca en distintos ambientes, así como el número de ciclos hídricos a que puede estar sometida al variar las condiciones ambientales.

1. Estados del agua en las rocas: Tipos de agua

Atendiendo al estado y comportamiento del agua en los materiales rocosos, en distintos campos de conocimiento (edafología, geotecnia, etc.), se pueden diferenciar distintos tipos de agua: de constitución, de absorción molecular, de condensación capilar y libre.

1.1 Agua de constitución, cristalización o hidratación

Esta agua se caracteriza por formar parte del sólido, estando integrada en las moléculas de los sólidos (agua de constitución), o en la estructura cristalina en los minerales (agua de cristalización), dando lugar en este caso a aun nuevo compuesto hidratado diferente

del anhidro. Se trata, pues, de agua químicamente combinada que no puede eliminarse sin alterar el sólido. La presencia de uno u otro compuesto es función de las características del ambiente (P, T, Hr) , de acuerdo con campo de estabilidad de los distintos compuestos.

Las sales (carbonatos, sulfatos, nitratos...) son los principales compuestos que tienen este tipo de comportamiento, siendo en general su presencia poco importante en términos cuantitativos en las rocas sanas utilizadas en construcción. El origen de las sales normalmente es secundario, siendo aportadas por las aguas que circulan por el interior de las rocas, ya sea previamente o con posterioridad a su extracción en cantera.

Con frecuencia, el agua de constitución permanece en la roca después de un secado a la temperatura de ebullición (100°C), y puede precisarse para su extracción temperaturas alrededor de 300-500°C. En algunas sales los cambios de fase entre compuestos anhidros e hidratados se producen en condiciones ambientales.

1.2 Agua de adsorción molecular

Esta agua –denominada también agua ordenada– está ligada a la superficie total del sólido y, por tanto, a la superficie específica propia de los materiales porosos. De acuerdo con las diferentes fuerzas implicadas en este proceso, el agua puede encontrarse retenida en mayor o menor grado por la roca, localizada en la superficie de sus espacios vacíos, presentando las moléculas ligeros cambios estructurales, por lo que también algunos autores la han denominado agua alterada.

La adsorción molecular se produce cuando las paredes de los poros retienen las moléculas de agua en su superficie. Primero se forma una capa monomolecular, que normalmente se completa para un 20 % de humedad relativa. Si aumenta la humedad el agua adsorbida aumenta de espesor por formación de una capa multimolecular.

La cantidad de este tipo de agua que pueden contener las rocas depende de las características del sólido –de la configuración de su sistema poroso–, de la temperatura y de la humedad ambiente. Esta agua está presente en rocas situadas en ambientes con humedad relativa baja (20°C y 40 % Hr) y se pierde progresivamente al aumentar la temperatura (60-105°C); se atribuye –tal como se indica en el siguiente apartado– al agua retenida en poros comprendidos entre 0,0003 y 0,1 µm.

1.3 Agua de condensación capilar

Cuando la adsorción tiene lugar a humedades superiores, especialmente en ambientes saturado en vapor de agua (Hr superior al 98 %), y la roca posee poros de tamaño adecuado –mayores que los anteriores– se producen fenómenos de condensación capilar, pudiéndose incrementar de forma sustancial la cantidad de agua presente en la roca. Así mismo, si el material se encuentra directamente en contacto con agua líquida, estos poros capilares son rápidamente saturados de agua, hablándose entonces de absorción capilar. En ambos casos puede hablarse de agua ligada por fuerzas capilares.

Las fuerzas de capilaridad se desarrollan en la interfase sólido-líquido, consecuencia de la curvatura que presenta el agua en los poros formando meniscos. Por encima de un 40 % de humedad relativa se forman meniscos de agua líquida en los poros pequeños al

ponerse en contacto el agua adsorbida en sus paredes. La fuerza desarrollada depende esencialmente del tamaño de los capilares, del ángulo de contacto sólido-agua y de la tensión superficial del agua, (indirectamente y en menor medida de la temperatura).

El límite máximo de este tipo de agua que admite un material rocoso puede alcanzarse a partir de su estado seco o saturado. En el primer caso corresponde al contenido en agua en equilibrio con un ambiente saturado en humedad (98% Hr), y en el segundo al agua contenida en la roca cuando cesa del drenaje. Esta agua corresponde aproximadamente a la retenida en poros comprendidos entre 0,1 y 10 μm .

1.4 Agua gravitacional o libre

Es el agua que puede ya moverse en el seno de la roca –dentro de su sistema poroso–, de acuerdo con las fuerzas que actúan sobre ella (gravedad, presiones externas, etc.). Tras un proceso de imbibición, al sacar del agua muestras más o menos saturadas, el movimiento del agua en las rocas es descendente debido a la gravedad. Cuando el agua alcanza la superficie inferior escurre más o menos rápidamente y no precisa, por tanto, ningún trabajo especial para su extracción.

La presencia de este tipo de agua es propia de medios con poros de gran tamaño (superiores a 10 μm), saturados de agua; su movimiento es debido a presiones externas y forma parte de los fenómenos de conductividad hidráulica o permeabilidad. En edafología se distingue entre "agua de flujo lento" cuando discurre lentamente por poros entre 10 y 50 μm , y "agua de flujo rápido" si circula por poros superiores a 50 μm .

2. Procesos de sorción

Un análisis de los fenómenos de adsorción de un gas o vapor sobre una superficie sólida permite distinguir entre una adsorción física (fisisorción) y una combinación química (quimisorción). Ambos tipos de adsorción son exotérmicos, si bien el calor de quimisorción es en general mucho mayor que el de fisisorción, lo cual puede ser utilizado para su diferenciación. Concordantemente, la pérdida de esta agua adsorbida precisa en todos los casos un aporte de energía.

La *adsorción química* supone la total inmovilización de las moléculas de agua por el sólido, dando lugar a una zona compleja de transición en la interfase sólido-líquido. Robson (1965) indica cómo entre los átomos en vibración del sólido pueden situarse cierto número de moléculas de agua –o sus iones correspondientes–, de manera que ofrezcan dudas acerca de si están en o sobre el sólido. Esta agua, a la temperatura normal de secado (100°C), no puede ser extraída de las rocas; tampoco es móvil, por lo que en principio puede pensarse que no influye en los procesos de alteración.

La *adsorción física* o adsorción (s.e.) se caracteriza por la movilidad de sus moléculas; las fuerzas implicadas en este caso son más débiles, de naturaleza electrostática –tipo Van der Waals–, semejantes a las que rigen la condensación de un vapor al estado sólido.

Cuando la adsorción es suficientemente lenta y su energía grande puede distinguirse una primera *capa monomolecular*, con las moléculas de agua totalmente orientadas. A

presiones de vapor relativamente elevadas esa monocapa densamente apretada es capaz de atraer –si bien más débilmente– moléculas más lejanas, formándose una capa adsorbida con varias moléculas, es decir una *multicapa*, donde las moléculas de agua están parcialmente orientadas.

Considerado un sólido poroso, experimentalmente puede verse cómo al aumentar la presión de vapor van saturándose los poros por debajo de un cierto tamaño. El almacenamiento de humedad higroscópica se describe mediante la curva denominada **isoterma de sorción**, dicha curva relaciona el contenido en agua del sólido poroso con la presión de vapor (humedad relativa) en condiciones de equilibrio, a temperatura constante (Fig 1). En determinados tramos de la curva –cuando rige la presión capilar– la ecuación de Kelvin (Spooner, 1983) indica la relación entre la humedad relativa y el tamaño de los poros que están llenos de agua.

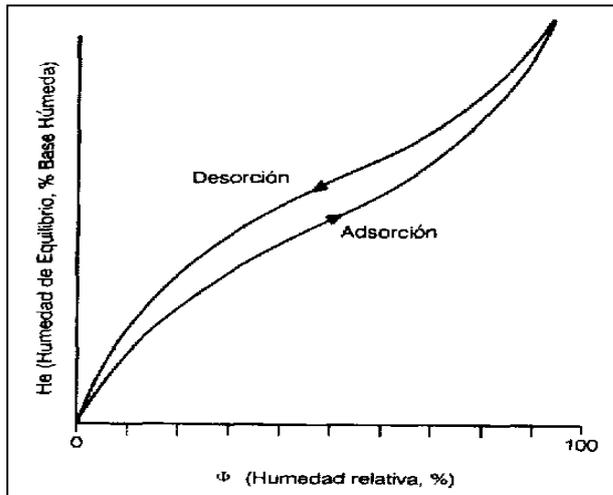


Fig. 1. Isoterma de sorción. En abscisas la humedad relativa (Hr, %), en ordenadas el contenido en agua (w, %). La curva superior corresponde al secado (desorción) y la inferior al mojado (adsorción). En el tramo inferior de las curvas tiene lugar el transporte de agua en fase de vapor y en el superior en fase líquida, por condensación higroscópica.

En consecuencia, el agua se encuentra en equilibrio a presiones de vapor inferiores a la de saturación en el sistema poros de los materiales rocosos. Además, un determinado contenido agua se mantiene en equilibrio para distintos valores de presiones de vapor, presentando el valor bajo si el agua es retenida en un proceso de desorción y el alto cuando es atrapada en un proceso de adsorción. Las isotermas de absorción ponen de manifiesto un fenómeno de histéresis, que es muy acusado en presencia de poros con tamaños entre 20 y 500 Å (Gregg y Sing, 1982).

Como consecuencia de los fenómenos mencionados, por debajo de un determinado tamaño de poro –dependiente de las condiciones ambientales (T, Hr)–, no se produce la evaporación del agua contenida en dichos poros, y, si es el caso, tiene lugar una condensación capilar. Además, debido a la existencia de fenómenos de histéresis, ligeras variaciones en la humedad ambiente pueden no afectar al contenido en agua de la roca. Esto significa que, en condiciones normales, a partir de un determinado tamaño de poro los espacios vacíos van a permanecer saturados en agua, independientemente de las pequeñas oscilaciones de humedad que pueda haber en el ambiente.

En ambientes muy húmedos, y en relación con características específicas de los sólidos, la absorción de vapor de agua puede dar lugar a nuevos fenómenos, que pueden afectar a determinados componentes de las rocas y, por tanto, a las propiedades de los materiales rocosos utilizados en construcción:

- *Solvatación o deliquesencia*: fenómeno característico de algunos sólidos iónicos –como ciertas sales–, que pueden absorber vapor de agua pasando del estado anhidro al hidratado, y continuar la absorción hasta la total disolución del hidrato previamente formado.
- *Hinchamiento*: fenómeno propio de sólidos moleculares –este es el caso de las arcillas–, donde la absorción puede proseguir casi indefinidamente y en casos extremos da lugar a una dispersión coloidal.

3. Procesos de succión

La capacidad de retención del agua por las rocas también puede atribuirse a la existencia de una presión negativa en el seno del sólido –succión– debida a fuerzas de tipo capilar, y se puede hablar de un estado energético del agua. Este proceso admite un análisis muy simple cuando se considera un sistema de poros ideales (cilindros de igual tamaño). Bajo dicho supuesto, es conocida la relación que existe entre: el denominado índice de succión (pF), la altura de la columna de agua alcanzada en el equilibrio (h), el potencial capilar desarrollado (P_c o ψ) y el correspondiente radio nominal de los poros (r), (Jiménez Salas y Justo Alpañes ,1975; Stambolov y Van Asperen de Boer ,1976; Terreros,1985):

- Índice de succión: $pF = \log_{10} h \text{ (cm)}$ [es decir, $10^{pF} = h$]
- Potencial capilar (energía): $P_c = \rho \cdot g \cdot h$; por tanto: $P_c \text{ (atm)} = 10^{-1} \cdot h \text{ (m)}$
- Radio de poro: $r = 2 \sigma / P_c = 2 \sigma / \rho \cdot g \cdot h$ por tanto: $r \text{ (\mu m)} = 15 / h \text{ (m)}$

donde: ρ = densidad (998,6 Kg/m³); g = gravedad (9,80 m/s²); σ = tensión superficial (72,75 dinas/cm)

En consecuencia, los tipos de agua considerados presentan las siguientes características:

- Agua constitucional: pF superior a 7.
 - Potencial capilar: superior a 10.000 atm.
 - Radio nominal de los poros: inferior a 0,00015 μm (1,5 Å).
(Diámetro inferior a 0,0003 μm).
- Agua higroscópica: pF entre 7 y 4,43.
 - Potencial capilar: entre 10.000 y 30 atm.
 - Radio nominal de los poros: entre 0,00015 y 0,06 μm .
(Diámetro entre 0,0003 y 0,1 μm).
- Agua capilar: pF entre 4,43 y 2,5.
 - Potencial hídrico: entre 30 y 0,3 atm.
 - Radio nominal de los poros: entre 0,06 y 4,7 μm .
(Diámetro entre 0,1 y 10 μm).
- Agua libre: pF inferior a 2,5.
 - Potencial hídrico total: inferior a 0,3 atm.
 - Radio nominal de los poros: superior a 4,7 μm .
(Diámetro superior a 10 μm).

El contenido en agua en las rocas también puede expresarse en función de la presión capilar, obteniéndose las denominadas **curvas de retención de humedad**. En dichas curvas se puede distinguir tres tramos de almacenamiento de agua: higroscópico, capilar y libre. El límite entre el agua higroscópica y capilar define el *contenido crítico de agua*, y el límite entre el agua capilar y libre determina el *contenido en agua por saturación capilar*. En contenido máximo de agua en la roca corresponde al denominado *contenido en agua en saturación*. Las curvas de retención de humedad presentan la misma histéresis, el contenido en agua es mayor en la fase de desecación que en la fase de humectación, a igualdad de presión capilar. La entrada de agua (humectación) está controlada por los poros de mayor tamaño y la salida (desecación) por los menores. En el terreno y en el suelo, el agua higroscópica no es aprovechable por la vegetación, el agua capilar es de la que se nutre la vegetación y el agua libre no está presente fuera del periodo que dura la lluvia y su escorrentía.

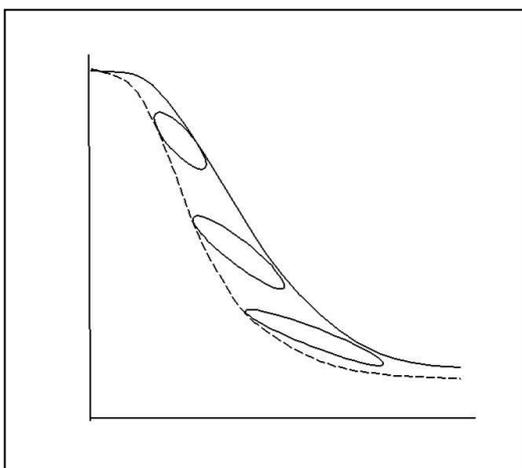


Fig. 2. Curva de retención de humedad en los materiales porosos. En abscisas la presión capilar en escala logarítmica (P_c , atm), en ordenadas el contenido en agua (w , %). La curva superior es la de secado (desorción) y la inferior de mojado (absorción). El tramo inferior de las curvas corresponde al agua higroscópica, el tramo medio al agua capilar y el tramo superior al agua libre.

En las rocas, la cantidad de agua absorbida o condensada depende de la morfología del sistema poroso; en concreto, del tamaño y forma de los poros, y por tanto de la superficie específica. Parte de esta agua sólo puede ser extraída de la roca con aporte de energía (temperaturas sobre 100°C), y requiere tiempo para que se alcancen estados de equilibrio, dado que la difusión de vapor de agua en las rocas es un proceso lento.

4. Transporte de humedad

En los materiales porosos el agua (en fase líquida o vapor) y el aire se desplazan a través de los poros. El vapor de agua se desplaza por difusión y por convección en el aire circundante. El agua líquida se desplaza por gradientes de presión debido a las fuerzas capilares, además el agua absorbida puede migrar por la superficie de los poros por difusión superficial. La mayoría de los materiales pétreos utilizados en construcción presentan poros pequeños (accesos: $10\text{-}0,1\ \mu\text{m}$), en los que se la diferencia de presión para transportar el agua en fase líquida se debe mayoritariamente a la fuerza capilar.

La *difusión* es el proceso de transferencia de masa a escala molecular, donde las moléculas de gas se desplazan bajo el efecto de un gradiente de concentración o presión parcial. El proceso de difusión de un gas por el seno de un material poroso está afectado por: a) la tortuosidad del sistema poroso, que hace más largo el recorrido de las moléculas, b) la interacción de las moléculas con las paredes, más importante que le de las moléculas entre sí, y c) el grado de saturación, ya que al aumentar éste el agua de

condensación taponan los conductos y se reduce la difusión. Según algunos autores, cuando el material contiene suficiente humedad higroscópica (más de 60 % de Hr) la capa de agua adherida a la superficie de los poros se desplaza, y el desplazamiento se denominada difusión superficial. El espesor de esta multicapa de agua aumenta con la humedad relativa y el agua va de las zonas con más agua absorbida a las que tienen menos, la difusión superficial está controlada por tanto por la humedad relativa.

Cuando la transferencia de agua es por *capilaridad* (agua de lluvia o a partir de la base del material) el poro succiona el agua líquida debido a la presión generada por las fuerzas capilares, consecuencia de la tensión superficial y a los meniscos que ésta produce. En ausencia de grandes poros o grietas, la presión capilar en los poros es suficientemente grande como para que sea despreciable la gravedad.

En los materiales rocosos el transporte agua se realiza conjuntamente por difusión y por capilaridad, existiendo zonas del rango higroscópico en las que predomina una forma sobre la otra. A bajas humedades relativas sólo se produce difusión de vapor de agua. Al aumentar la humedad se forma una multicapa en las paredes de los poros y se produce difusión superficial. A mayores humedades comienza la condensación capilar y se forman zonas aisladas de agua líquida, que reducen el transporte de vapor y favorecen el transporte líquido en el seno de la roca, aunque en su superficie externa la pérdida de agua se manifieste en forma de vapor. En este caso, en presencia de zonas con condensación capilar, el transporte agua en el seno de la roca es una combinación de difusión y capilaridad. Cuando la humedad relativa se aproxima al 100 % o hay imbibición, se genera una fase continua de agua líquida y predomina el transporte por capilaridad, mucho más eficaz.

5. Conclusiones

En resumen, parece existir una evolución en la estructura que presentan las moléculas de agua adsorbida a medida que van cubriendo el sólido poroso. Así, se pasa de una absorción química a la absorción física y a la condensación capilar. Paralelamente las propiedades del agua retenida por el sólido van variando (Derjaguin, 1965), guardando relación los siguientes parámetros:

- a) El tamaño de poro: Al disminuir el tamaño el agua modificada aumenta, comenzando ya presentarse ésta a partir de 0,1 μm .
- b) El grado de saturación: Al aumentar el grado de saturación el porcentaje de agua modificada resulta menor.
- c) El camino seguido por el agua en la roca: Para un determinado contenido en agua, la correspondiente presión de vapor en condiciones de equilibrio es diferente en un proceso de absorción que en uno de desorción.
- d) El origen del agua: La presión de vapor y la viscosidad no son las mismas para el agua procedente de succión capilar a partir de agua líquida, que para el agua de condensación capilar a partir de vapor de agua.
- e) Evolución de la porosidad: En algunas rocas la toma de agua con lleva aumentos de volumen y, por tanto, cambios en la porosidad, esto se debe sobre todo a su contenido en minerales arcillosos y a la naturaleza de los mismos.

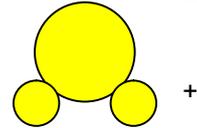
APÉNDICE 1

PROPIEDADES QUÍMICAS Y FÍSICAS DEL AGUA

Propiedades químicas

El comportamiento del agua depende de la estructura y propiedades de las moléculas, consecuencia de la organización de sus elementos químicos.

- La molécula de H₂O, libre y aislada, es triangular (no es lineal): ángulo de 104,5°.
- Está saturada en valencias ordinarias (O²⁻, H¹⁺).
- El enlace tiene un 60 % de covalente y un 40 % de iónico.
- El H está absorbido por el O, la distancia de enlace es 0,96 Å.
- El centro de carga + está desplazado del centro de carga -
- El tamaño de la molécula es 2,12 x 1,55 Å.
- Presenta un momento bipolar relativamente elevado, que genera fuerzas atractivas entre las moléculas (enlace débil, tipo puente de H) con desarrollo tridimensional.



Dichas características explica sus propiedades, a veces anómalas.

- *Disolvente universal*, se asocia con facilidad a otros elementos o compuestos:
 - buen disolvente de compuestos: polares (sales solubles), con enlaces de H
 - mal disolvente de compuestos no polares (hidrocarburos).
- *Gran estabilidad* en condiciones normales de presión y temperatura (energía de los enlaces O-H elevada: 58 kcal/mol), aunque puede ser descompuesta por los elementos ávidos de sus elementos:
 - F, Cl, Br fijan el H y liberan O (agentes oxidantes)
 - P, C, Si se unen con el O y liberan H (reductores)
- *Reactivo químico* muy activo
 - se combina con los óxidos para dar hidróxidos: ácidos, básicos, anfóteros.
 - se combina con los metales y no metales.
- *La molécula de agua es anfótera*: se comporta como un ácido o una base:
 - como ácido: iones OH⁻ (hidróxido), ácido más fuerte en solución acuosa
 - como base: iones H⁺, H₃O⁺ (hidronio), base más fuerte en solución acuosa
 Su grado de disociación es bajo (constante 10⁻¹⁴), pero influye en su comportamiento. La disociación está en equilibrio, la solución acuosa es neutra (pH: 7). El agua de lluvia es ligeramente ácida (pH: 5-6,5), debido al CO₂ contenido en la atmósfera.
- Tiene *propiedades oxidantes y reductoras*, explicadas por las reacciones:
 - reducción del agua: 2 H₃O⁺ + 2e⁻ = H₂ + H₂O
 - oxidación del agua: O₂ + 4 H₃O⁺ - 4e⁻ = 6H₂O
- *Puede fijarse a los sólidos*: agua de constitución o cristalización (en sales)
 - enlaces de tipo dipolo-ión, de baja energía: hidratos cristalinos
 - enlaces tipo coordinación, de alta energía: acuocomplejos
 Algunas materiales toman agua de la atmósfera: hidrófilos o higroscópicos.

Propiedades físicas

- Densidad:** Relativamente baja: 1 g/cm³ a 4°C. Anomalía: valor máximo a 4°C.
 - disminuye al aumentar o disminuir la temperatura [ver tabla].
 - aumenta con la presión (agua ligada mayor: 1,4 g/cm³).
 Responsable de que el hielo se forme en superficie.
- Presión de vapor:** 2,3 kPa. Varía con la temperatura y la humedad.
 - crece rápidamente al aumentar la temperatura [ver tabla]
 A elevada temperatura alto contenido en agua en la atmósfera
 Responsable de la condensación: rocío, condensación capilar
- Tensión superficial:** Muy elevada: 72,75 dinas/cm a 20°C. Valor anómalo.
 - disminuye al aumentar la temperatura (0 a 100°C) [ver tabla].
 - aumenta con la presión (agua ligada mayor)
 Hace que sea pegajosa y elástica, y que tienda a unirse en gotas.
 Responsable de las fuerzas capilares (proceso de capilaridad).
- Viscosidad:** Normal: 10 cP a 20°C, parecida a la de los líquidos similares.
 - disminuye al aumentar la temperatura: anomalía [ver tabla].
 - aumenta con la presión (agua ligada: 20 veces mayor)
- Calor específico o capacidad calorífica:** Muy elevado: 1 cal/g_x°C a 15°C, excelente regulador de la T.
 - ligera variación con la T (mínimo: ≈ 35 °C) [ver tabla].
 Responsable de regular el clima terrestre.
- Conductividad térmica:** 598 mW/°Kxm a 20°C. 4 veces mayor en hielo que en agua a 0°C.
 - aumento ligero con la T (máximo a 130°C) [ver tabla]
- Velocidad del sonido:** 1404,4 m/s a 0°C y 1481 m/s a 20°C
 - aumenta ligeramente con la temperatura (máximo a 75°C)
- Constante dieléctrica:** Alta: 80,20 a 20 °C. Responsable de que sea un buen aislante.
- Solubilidad en agua:** En los sólidos (minerales) aumenta con la temperatura
 En los gases (CO₂) disminuye con la temperatura

Propiedades físicas del agua

<i>t</i> °C	Density g/cm ³	<i>C_p</i> J/g K	Vap. pres. kPa	Visc. μPa s	Ther. cond. mW/K m	Diel. const.	Surf. ten mN/m
0	0.99984	4.2176	0.6113	1793	561.0	87.90	75.64
10	0.99970	4.1921	1.2281	1307	580.0	83.96	74.23
20	0.99821	4.1818	2.3388	1002	598.4	80.20	72.75
30	0.99565	4.1784	4.2455	797.7	615.4	76.60	71.20
40	0.99222	4.1785	7.3814	653.2	630.5	73.17	69.60
50	0.98803	4.1806	12.344	547.0	643.5	69.88	67.94
60	0.98320	4.1843	19.932	466.5	654.3	66.73	66.24
70	0.97778	4.1895	31.176	404.0	663.1	63.73	64.47
80	0.97182	4.1963	47.373	354.4	670.0	60.86	62.67
90	0.96535	4.2050	70.117	314.5	675.3	58.12	60.82
100	0.95840	4.2159	101.325	281.8	679.1	55.51	58.91

APÉNDICE 2

PROCEDIMIENTOS PARA DETERMINAR EL CONTENIDO EN AGUA

Los espacios vacíos –poros y fisuras– que presentan los materiales rocosos pueden estar llenos de aire, agua o vapor de agua, en distintas proporciones. De acuerdo con esto, en una roca puede distinguirse entre:

- Estado seco: cuando sólo presenta aire en los espacios vacíos. La densidad de la roca, en estas condiciones, es mínima: "densidad de la roca seca" (ρ_d) y su contenido en agua es cero.
- Estado saturado: cuando los espacios vacíos comunicados o accesibles al agua se encuentran llenos de agua. La densidad de la roca es máxima y también su contenido en agua: "contenido en agua en saturación" (w_s).

Cualquier otro estado en el que pueda encontrarse la roca –de acuerdo con determinadas condiciones externas o ambientales– presenta un "contenido en agua" (w) comprendido entre ambos valores extremos. Dicho contenido en agua, cuando se expresa en términos relativos, se conoce como "grado de saturación" (S).

Ambos estados –seco y saturado– pueden considerarse estados límite y no resultan fáciles de definir ni de determinar; no obstante, en la práctica, podemos aproximarnos a ellos más o menos fácilmente, según la precisión deseada. Esta indeterminación es consecuencia del carácter hidrófilo que poseen los materiales rocosos, junto a la variabilidad y complejidad de su sistema poroso.

Determinación del "Peso Seco"

La determinación del peso seco de muestras rocosas se realiza normalmente introduciéndolas en un horno con ventilación forzada, y manteniéndolas a elevadas temperaturas durante periodos de tiempo suficientes, como para que alcancen estados de equilibrio.

Las *temperaturas* utilizadas se sitúan entre 60 y 105°C, de acuerdo con los diferentes autores y normas que han tratado el tema. Belikov (1967), Duncan (1969), ASTM (1977), ISRM (1979) y, en general, los trabajos de ingeniería indican 105°C. RILEM (1980) y otros trabajos sobre de materiales, normalmente más sensibles a la acción de la temperatura, utilizan valores de 60°C; las recientes normas UNE-EN sobre piedra natural establecen 70°C como temperatura de secado.

En ensayos realizados en nuestro laboratorio se ha determinado la diferencia de peso de distintas muestras rocosas de naturaleza carbonatadas en función de la temperatura de secado. Considerados valores de temperatura entre 60 y 140°C, se encuentra que la pérdida de peso es prácticamente lineal, presentándose notables diferencias entre los distintos tipos petrográficos analizados. Así, en dicho intervalo de temperatura, un incremento de 10°C supone una pérdida de peso del 0,05% en las calizas micríticas, de 0,01% en las dolomías cristalinas y de 0,005% en las calizas cristalinas de baja porosidad.

Respecto al *tiempo* de secado –realizado éste en el rango de temperaturas indicadas–, se recomienda normalmente un periodo de 24 horas (ASTM, 1977; ISRM, 1979) o comprobar que se han alcanzado valores de equilibrio. Se considera alcanzado éste cuando la desviación entre dos pesadas sucesivas –espaciadas 24 horas– es inferior al 0,1 % (según las recomendaciones RILEM, 1980), o inferior al 0,01% (según las normas italianas CNR-ICR, 1981).

De acuerdo con otra serie de ensayos realizados en nuestro laboratorio sobre rocas graníticas –en muestras cúbicas de 10 cm de lado–, la temperatura máxima programada (100°C) se alcanza en el interior de la muestra a las tres horas de ensayo. No obstante, la difusión de vapor de agua es un proceso sumamente lento, precisándose tiempos sensiblemente mayores para conseguir que el contenido en humedad en la roca se encuentre en estado de equilibrio.

En estos ensayos se ha observado que muestras previamente secas en un horno a 90°C, si se mantienen a temperatura ambiente en condiciones extremadamente secas (entre gel de sílice) durante tiempos suficientemente largos (semanas) pueden experimentar notables pérdidas de peso.

Determinación del "Peso Saturado"

La saturación en agua de los materiales rocosos tampoco es un proceso tan sencillo como cabe pensar (Belikov, 1967; van Keulen, 1973). Este hecho es debido, entre otros factores, a las características del sistema poroso de las rocas.

Para asegurar una buena saturación de las rocas en agua, en periodos de tiempo aceptables, es preciso realizar una saturación forzada, que normalmente se realiza mediante vacío, presión o ebullición. El procedimiento más común consiste en saturar las rocas bajo vacío (Belikov, 1967; RILEM, 1980), a lo largo de tres días de ensayo, de acuerdo con las siguientes etapas:

1. Vacío seco (15 a 0,1 torr, 2000 a 13 Pa) sobre las muestras, durante 24 horas.
2. Sin romper el vacío, introducir lentamente agua (1/4 a 1 hora), hasta cubrir las.
3. Con las muestras sumergidas en agua, mantener el vacío unas 24 horas más.
4. Finalmente, mantener las muestras en agua sin hacer vacío, otras 24 horas.

También se ha observado que algunos tipos rocosos pueden alcanzar elevados grados de saturación cuando se sumergen en agua libremente, presentando incluso valores superiores a los obtenidos mediante los ensayos anteriores –de saturación forzada–, siempre que se consideren tiempos de inmersión de las muestras en agua suficientemente largos (varias semanas).

BIBLIOGRAFÍA

- ASTM (1978). *Standard test methods for absorption and bulk specific gravity of natural building stone*. Annual Book of A.S.T.M. Standards, Parte 19, C97-47, 3 p.
- Belikov, B.P., Zalesskii, B.V., Rozanov, Y.A., Sanina, E.A. y Timchenko, I.P. (1967). *Methods of studying the physico-mechanical properties of rocks*. In: *Physical and mechanical properties of rocks*, Zalesskii B.V. (Ed.). Israel Program for Scientific Translations, Jerusalem, 1-58.
- CNR-ICR (1981). *Assorbimento d'acqua per immersione totale. Capacità di imbibizioni*. Doc. Normal: 7/81, Roma, 5 p.
- Duncan, N. (1969). *Engineering geology and rock mechanics. Vol.1*. Leonard Hill, London, 75-114.
- Derjaguin, B.V. (1965). *Etat physique de l'eau dans les corps poreux*. Matériaux et Constructions, Bull. RILEM, 27, 12-14.
- Gregg, S. J. y Sing, K. S. W. (1982). *Adsorption, surface area and porosity*. Academic Press, London, 300 p.
- ISRM (1979). *Suggested methods for determining: Water content, porosity, density, absorption and related properties. Swelling and slake-durability index properties*. Int. J. Rock Mech. and Min. Sci., 16(2), 143-156.
- Jiménez Salas, J.A. y Justo Alpañes, J.L. (1971). *Geotecnia y cimientos I. Propiedades de los suelos y de las rocas*. Editorial Rueda, Madrid, 37-60.
- Keuler, J. van (1973). *Density of porous solids*. Matériaux et Constructions, Bull. RILEM, 6(33), 181-183.
- RILEM (1980). *Essais recommandés pour mesurer l'altération des pierres et évaluer l'efficacité des méthodes de traitement*. Matériaux et Constructions, Bull. RILEM, 13 (75), 216-220.
- Robson, R. A. (1965). *Mobility of water in porous media of high surface area*. Matériaux et Constructions, Bull. RILEM, 27, 65-72.
- Spooner, D.C. (1983). *The practical relevance of mechanisms of water and water vapour transport in porous building materials*. In: *Autoclaved aerated concrete, moisture and properties*, F.H. Wittmann (Ed.), Elsevier Sci. Pub., 27-41.
- Stambolov, T. y van Asperen de Boer, J.R.J. (1976). *The deterioration and conservation of porous building materials in monuments: A review of the literature*. Int. Cent. for the Study of the Preservation and Restoration of Cultural Property, ICCROM, Roma, 86 p.
- Terreros, J.F. (1985). *Temas de edafología*. Ed. Librería Central, Zaragoza, 332 p.
- UNE-EN 1936 (1999). *Métodos de ensayo para piedra natural. Determinación de la densidad real y aparente y de la porosidad abierta y total*. AENOR, 12 p.
- UNE-EN 13755 (2002). *Métodos de ensayo para piedra natural. Determinación de la absorción de agua a presión atmosférica*. AENOR, 12 p.
- Iñaki Gómez Arriaran (2006). *Caracterización higroscópica de materiales de construcción: Arcilla aligerada y picón*. Tesis doctoral. Universidad del País Vasco, 39-69 (291 p.)