

Propiedades físicas y utilización de rocas ornamentales

D. Benavente

Laboratorio de Petrología Aplicada. Unidad Asociada CSIC-UA.

Departamento de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente. Universidad de Alicante.

INTRODUCCIÓN

Las propiedades físicas de las rocas ornamentales son la base de su utilización, presentan notable interés como indicadores de calidad y contribuyen fuertemente a su durabilidad. La durabilidad se puede definir como la medida de su capacidad a resistir y mantener su tamaño original, forma, propiedades mecánicas y aspecto estético a lo largo del tiempo (Bell, 1993). Las propiedades físicas más importantes que van a definir su utilización como roca ornamental son el sistema poroso, el comportamiento hídrico y las propiedades mecánicas.

Sin duda alguna, el componente de la roca más influyente en sus propiedades físicas es el espacio vacío o poroso. Por un lado, condiciona la movilidad del agua y agentes agresivos al interior de la roca y, por lo tanto, su durabilidad. Por otro lado, tiene una evidente incidencia sobre las propiedades mecánicas debido a que representa una carencia de la fase sólida de la roca y actúa como concentrador de tensiones (zonas de debilidad). Esto hace que las rocas ornamentales puedan ser clasificadas en función del sistema poroso. Se pueden definir dos tipos de porosidad: poros y discontinuidades. Los primeros ocupan una notable fracción del volumen de la roca y están distribuidos homogéneamente en la roca (dentro de la heterogeneidad microestructural de las rocas). Dentro de este tipo de porosidad se puede destacar la porosidad interpartícula, intrapartícula, intercrystalina, fenestral, etc. Éstas influyen sobre las propiedades físicas de las rocas principalmente por su volumen (porosidad) y distribución de tamaños. Por otro lado, las discontinuidades tienen una geometría «planar» y contribuyen poco a la porosidad de la roca, aunque pueden condicionar fuertemente su permeabilidad y resistencia mecánica. Dentro de este tipo de porosidad se puede destacar las fisuras, fracturas, estilolitos, vénulas, etc. Su influencia en las propiedades

físicas depende de su longitud y espesor, densidad, orientación y grado de conexión. Las discontinuidades pueden extenderse a lo largo de la roca, llegando a presentar un tamaño considerable según las dimensiones de la roca utilizada. Por ejemplo, una roca utilizada en pavimentación puede tener un tamaño de 40 x 20 x 4 cm³; los aplacados, un tamaño de 60 x 30 x 3 cm³; un elemento constructivo, un tamaño de 40 x 40 x 30 cm³, etc.

En este Capítulo se va a utilizar esta clasificación petrofísica de rocas ornamentales en base al sistema poroso, donde se puede destacar (Figura 1):

En las rocas poco porosas se pueden incluir las rocas cristalinas, como los granitos y mármoles metamórficos (tipo Mármol Macaél), y los mármoles comerciales, como las variedades más homogéneas del Crema Marfil y Gris Pulpis. Este tipo de roca presenta, en general, los dos tipos de porosidad: poros y discontinuidades. La distribución de la porosidad puede considerarse relativamente homogénea. Sin embargo, las propiedades físicas deformacionales (como mecánicas estáticas y dinámicas, y térmicas) están definidas principalmente por sus características texturales, como tamaño y forma de los cristales, así como su orientación y alineación (bandeado), llegando a ser rocas altamente anisótropas.

Las rocas fisuradas constituyen principalmente los mármoles comerciales, como la variedad Rojo Alicante; y las rocas poco porosas con una mayor densidad de discontinuidades, siendo más habituales en los mármoles comerciales. Las propiedades petrofísicas de estas rocas, generalmente están definidas por sus discontinuidades, llegando a proporcionar una anisotropía marcada en su comportamiento.

Las rocas muy fisuradas presentan una alta densidad de discontinuidades y, en base a su orientación, comprenden desde las rocas foliadas (como pirarras y fillitas), donde la orientación de las discontinuidades les proporcionan una elevada anisotropía en sus propiedades petrofísicas; hasta las denominadas rocas brechoides, como algunas rocas dolomíticas altamente fisuradas por procesos diagenéticos y/o tectónicos, destacando las variedades comercializadas Marrón Emperador y Beige Serpiente. Este tipo de rocas, también puede presentar porosidad tipo poro, generalmente asociada a procesos de disolución. La densidad de discontinuidades puede llegar a ser muy alta y aleatoria, lo que le proporciona un carácter isotrópico, si se compara con las rocas fisuradas.

Las rocas porosas incluyen las areniscas (como la arenisca de Villamayor); calcarenitas (como la Piedra Bateig o de Novelda), clásticas (tipo lumaquelas), calizas oolíticas, etc. Este tipo de rocas se caracteriza por tener, en general, un comportamiento homogéneo, y sus propiedades físicas y durabilidad dependen principalmente de la porosidad y distribución de tamaño de poros. Sin embargo, se pueden encontrar rocas porosas con un comportamiento anisotrópico, como en algunas areniscas bandeadas y en los travertinos, donde puede llegar a ser muy marcado.

Las rocas porosas fisuradas y muy fisuradas corresponden a tipos de rocas que no se utilizan como ornamentales debido a sus bajas propiedades mecánicas y que podrían considerarse rocas alteradas y/o tectonizadas.

El objetivo de este capítulo es introducir las propiedades petrofísicas más importantes que contribuyen a la utilización de las rocas ornamentales: sistema poroso, comportamiento hídrico y propiedades mecánicas. Existen otras propiedades físicas, como el color (estéticas), la dureza, la resistencia a la abrasión y al choque, etc., que puede llegar a ser importantes en usos determinados, y cuyo estudio está fuera de los objetivos del presente capítulo.

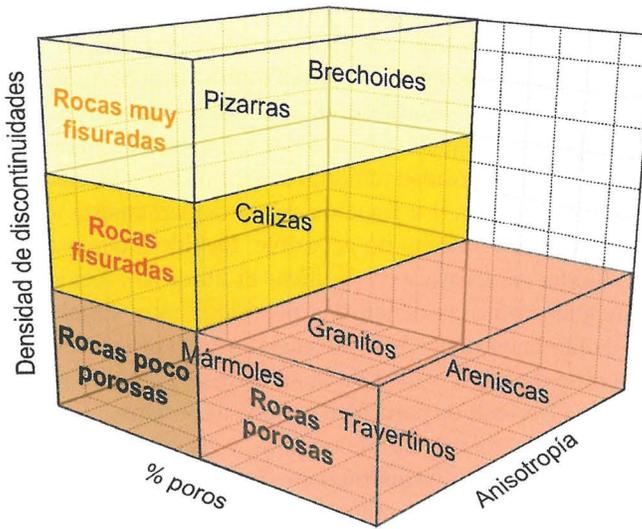


FIGURA 1. Clasificación petrofísica de rocas ornamentales en base al sistema poroso.

SISTEMA POROSO DE LAS ROCAS

Porosidad

La porosidad de un material pétreo es un parámetro de conjunto que se define como la relación entre el volumen total de poros y el volumen total de la probeta o roca. La porosidad de la roca se puede clasificar dependiendo del grado de interconexión con el exterior. Se define la porosidad abierta, conectada o efectiva de la roca, como el volumen de poros que presentan un cierto grado de interconexión con el exterior, de forma que un fluido puede ser transportado a su través. Por el contrario, la porosidad cerrada, aislada o no comunicada, como su nombre indica, es aquel volumen de poros de una roca que no presenta ningún tipo de comunicación con el exterior (Dullien, 1992).

En particular, la porosidad abierta juega un papel determinante en el deterioro de los materiales pétreos debido a la conexión con el exterior de la roca. Por ello su caracterización es importante para evaluar la durabilidad de la roca frente a la acción de los agentes externos, y por lo tanto su adecuación para un determinado uso. La naturaleza de este tipo de porosidad hace que las técnicas de caracterización más importantes dependan de la movilidad de diferentes fluidos, como la porosimetría de mercurio, adsorción de gases (agua y nitrógeno), capilaridad, picnometría de He, etc.

La suma de la porosidad conectada y la no conectada se denomina porosidad total de la roca. La porosidad total es un parámetro de conjunto muy importante de las rocas debido a que controla sus propiedades mecánicas. Se puede evaluar por métodos directos, como el microscopio óptico y el electrónico; o por medio de métodos indirectos en los que una propiedad física depende del valor de la porosidad total de la roca, como la velocidad de propagación de las ondas ultrasónicas, difracción de Rayos X (o neutrones) de bajo ángulo,

resistividad eléctrica, etc. También se puede obtener por la diferencia entre la densidad real y la densidad de conjunto. Por lo tanto, la porosidad no conectada no se puede obtener de forma directa, sino por diferencia de la porosidad total y la conectada.

Existen técnicas basadas en el desplazamiento de fluidos (porosimetría de mercurio, inmersión, capilaridad, etc.) en las que éstos solo pueden acceder a unos determinados poros (abiertos). Por ello se define la porosidad (abierta) accesible como la relación entre el volumen accesible y el volumen de la roca. La fracción de porosidad abierta a la que no accede el fluido se denomina porosidad (abierta) no accesible. Debido a que esta última depende de la accesibilidad del fluido, es necesario especificar el fluido y/o técnica utilizada.

Las rocas ornamentales porosas tienen una porosidad muy variable, tanto en valor (la mayoría se pueden incluir en el rango 5-40%) como en su grado de conexión con el exterior (por ejemplo, la mayoría de la porosidad de la areniscas es abierta, mientras que las tobas volcánicas presentan una fracción de porosidad cerrada importante). Las rocas poco porosas y fisuradas, como los granitos y mármoles comerciales, y las muy fisuradas, como las pizarras, tienen la porosidad muy baja. Las discontinuidades contribuyen muy poco a la porosidad, es decir, la relación del volumen de discontinuidad y el volumen de la roca es muy pequeño. Por ejemplo, una porosidad del 0.5 % definida sólo con fisuras se considera muy alta. Sin embargo, las propiedades mecánicas de rocas con muchas fisuras pueden llegar a ser muy bajas. También, este tipo de discontinuidad planar puede hacer que la permeabilidad de estas rocas sea muy alta (Dullien, 1992). Esto hace que la descripción del sistema poroso de las rocas fisuradas y muy fisuradas se complete mediante la descripción de las discontinuidades, es decir, la medida de longitud y espesor de la familia de discontinuidades, intensidad y densidad, así como su orientación y grado de conexión (Figura 2).

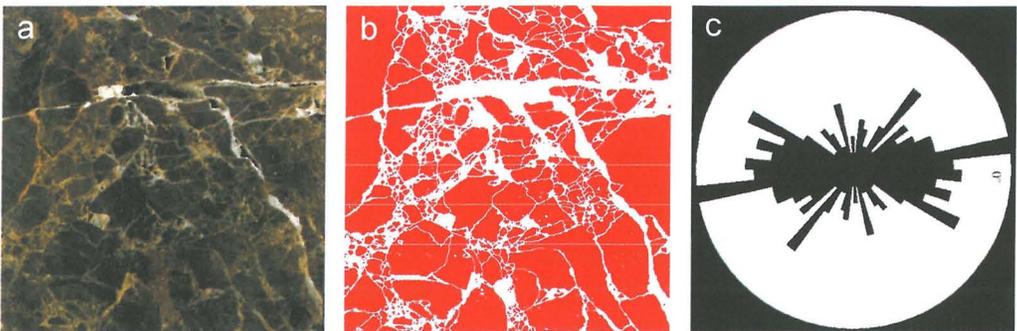


FIGURA 2. (a) Imagen de una probeta (7x7 cm²) de Marrón Emperador (roca muy fisuradas); (b) imagen binarizada y (c) diagrama de orientaciones de discontinuidades.

Estructura del Sistema Poroso

Para caracterizar el sistema poroso y modelizar las propiedades que dependen de él es necesario transformar la estructura heterogénea y compleja del sistema poroso en modelos simples. Se pueden destacar dos modelos: empaquetamiento de esferas y tubos capilares (Dullien, 1992).

Si se supone que una roca está compuesta de granos o partículas esféricas, se puede describir la porosidad, la morfología y el tamaño de los poros en función del tipo de

empaquetamiento y del tamaño de las esferas. Este modelo se ha utilizado para simular permeabilidades en rocas y, en particular, en areniscas, oolíticas, etc. Por ejemplo, la porosidad obtenida para un empaquetamiento cúbico es del 47,6%; un 39,6% para el hexagonal simple; 25,9% para el hexagonal compacto; y un 36% para un empaquetamiento aleatorio (Schön, 1996).

Sin embargo, el modelo más extendido para estudiar la estructura del sistema poroso se basa en suponer que éste está constituido por un conjunto de tubos capilares. Así, diferentes técnicas de caracterización del sistema poroso, como la porosimetría de mercurio o adsorción de gases, etc., están basadas en este modelo. También existen modelos de movimiento de fluidos, como la permeabilidad o la capilaridad que están basados en dicha suposición.

Este modelo puede ser reconstruido suponiendo la unión en serie de varios tubos capilares de diferentes tamaños, distinguiendo y definiendo dos tipos de poros: poros tipo *throat* o cuello de botella, y los poros tipo *chamber* o cámara. Esta visión simple del sistema poroso se basa en un conjunto de ambos tipos de poros, de forma que los tipo *chamber* están situados entre los tipo *throat* (Figura 3). De esta forma las propiedades de flujo están controladas por los poros tipo *throat*, mientras que los *chamber* definen la porosidad. El modelo de tubos capilares permite explicar la porosidad atrapada en porosimetría de mercurio, los procesos de histéresis observados en adsorción de nitrógeno o condensación capilar, y entender diferentes procesos que ocurren en las rocas y condicionan su uso, como la permeabilidad, el movimiento del agua por capilaridad, la evaporación, la presión de cristalización de las sales, etc. Los poros tipo *throat* se cuantifican con porosimetría de mercurio, mientras que los tipo *chamber* con el tratamiento de imágenes obtenidas con el microscopio petrográfico y con el microscopio electrónico de barrido. Esto hace que ambas técnicas sean complementarias e independientes.

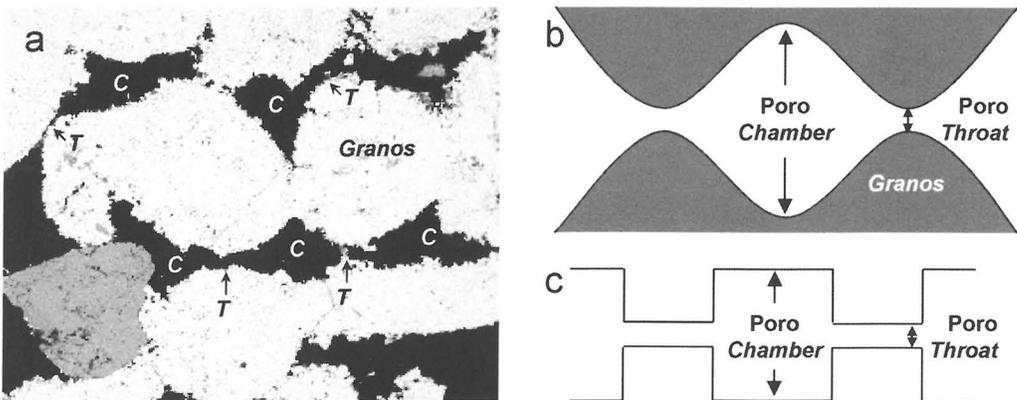


FIGURA 3. Simplificación del sistema poroso de una lumaquela (a) con el modelo de tubos capilares (b y c). C: poro tipo chamber; T: poro tipo throat.

Tamaño del Poro. Clasificación

Otro parámetro importante que caracteriza el sistema poroso de las rocas es el tamaño del poro, el cual se puede cuantificar por su radio o diámetro. El tamaño de los poros es un factor determinante en la permeabilidad, capilaridad, durabilidad, etc., debido a que va a condicionar la entrada y movilidad de los agentes contaminantes en su interior. Además, diferentes mecanismos relacionados con el deterioro de las rocas porosas dependen fuertemente del tamaño del poro, como la evaporación-condensación o presión de cristalización de las sales y el hielo. Por ejemplo, rocas porosas que presenten una fracción de porosidad menor de $1\mu\text{m}$ son menos durables que las que tienen un tamaño mayor.

El tamaño de los poros generalmente se define conjuntamente con la distribución de tamaños de poros. Cada método de determinación de distribución de tamaños de poros define un tamaño de poro en función del modelo en que se basa. El procedimiento general usado para la obtención de la distribución de tamaños de poros consiste en la medida de algún parámetro físico que dependa del tamaño del poro. Por ejemplo, la porosimetría de mercurio estudia la distribución volumétrica de los poros en función de la presión impuesta al mercurio. El tamaño del poro (radio o diámetro de poro) se calcula a partir de esta presión por la ecuación de Laplace y usando el modelo de estructura del sistema poroso de tubos capilares. En particular, mediante las técnicas que se basan en la medida de volumen acumulado, como la porosimetría de mercurio, condensación capilar o adsorción de nitrógeno, la distribución de tamaños de poros se puede calcular a partir de la derivada de la curva acumulada.

Diversos autores han realizado clasificaciones tratando de agrupar los tipos de poros según su tamaño. Generalmente los límites entre cada grupo se definen según los límites específicos de una técnica o campo de estudio, o bien a propiedades químicas y físicas de la roca o de los fluidos que se mueven en su interior. Se pueden destacar las clasificaciones realizadas, en función de su radio, r , o diámetro, d , por Choquette y Pray (1970), IUPAC (International Union of Pure and Applied Chemistry) (Gregg y Sing, 1982; Rouquerol et al., 1994), movilidad del agua (Fort, 1996), y el límite de la microscopía óptica (Ordaz y Esbert, 1985) (Tabla 1).

TABLA 1
CLASIFICACIÓN DE LA POROSIDAD EN FUNCIÓN DE SU TAMAÑO

| Clasificación | Choquette y Pray | IUPAC | Movilidad del agua | Microscopía óptica |
|---------------|-------------------------|---|--------------------------|-------------------------|
| Megaporos: | | | $d > 100 \mu\text{m}$ | |
| Macroporos | $r > 4\text{mm}$ | $d > 50 \text{ nm } (0,05 \mu\text{m})$ | 1 - 100 | $r > 2,5 \mu\text{m}$ |
| Mesoporos: | 4 mm - $60 \mu\text{m}$ | 50 nm y 2 nm | 0,01 - 1 | |
| Microporos | $r < 60 \mu\text{m}$ | $d < 2 \text{ nm } (0,002 \mu\text{m})$ | $d < 0,01 \mu\text{m}$. | $r < 2,5 \mu\text{m}$. |

Superficie Específica

La superficie específica juega un papel muy importante en una gran variedad de procesos que ocurren en las rocas porosas, como la disolución de los granos de la roca, adsorción de gases, intercambio iónico, carga superficial, etc. y, en general, en los procesos de transporte de fluidos en la roca. La medida de la superficie específica de la roca proporciona información del área expuesta a los agentes degradantes externos y, por lo tanto, es un parámetro básico para evaluar la durabilidad de las rocas ornamentales. Este hecho se debe a que la superficie específica está relacionada directamente con la porosidad e inversamente con el tamaño de poro, del mismo modo que diferentes procesos de deterioro como la cristalización de las sales y el hielo. Además, la superficie específica está relacionada con la condensación en rocas porosas debido a su relación inversa con el tamaño de los poros, produciéndose de forma significativa en poros de tamaño menor de $0,1 \mu\text{m}$, donde el efecto Kelvin es importante (Camuffo, 1998). Así, una roca con altos valores de superficie específica implica una alta capacidad y susceptibilidad a la condensación y retención del agua en su interior. La presencia de agua en el interior de las rocas provoca la disminución de su durabilidad debido a que se favorecen los procesos de cristalización de sales y hielo, disolución, adsorción de contaminantes y el biodeterioro. Además, la presencia de una película de agua sobre la superficie de los poros y discontinuidades puede disminuir la energía libre superficial del material, reduciendo su resistencia (Bell, 2000).

El área superficial se obtiene habitualmente por adsorción de nitrógeno y porosimetría de mercurio. Los valores obtenidos en cada técnica dependen de su rango de aplicabilidad. Así por ejemplo, el cálculo del área superficial con adsorción de nitrógeno comprende un intervalo de tamaño de poros mayores de $0,00015 \mu\text{m}$, mientras que la porosimetría de mercurio abarca desde $0,002$ a $100 \mu\text{m}$. Debido a que los poros de menor tamaño contribuyen en mayor medida al área superficial, los valores obtenidos con adsorción de nitrógeno son mayores que los obtenidos con porosimetría de mercurio (Gregg y Sing, 1982).

Forma del Poro

La medida de la morfología de los poros puede ser mediante la *Teoría de Fractales*. Esta teoría fue planteada por Mandelbrot (1982), y se utiliza ampliamente en Ciencias de la Tierra, como en el estudio de la porosidad, topología, dinámica de terremotos, etc. Para que un fenómeno tenga un comportamiento fractal debe cumplirse que exista una relación potencial entre la propiedad y la escala, así como que se observe esta relación a diferentes escalas. El parámetro que cuantifica el comportamiento fractal es la dimensión fractal, DF , la cual puede ser obtenida con porosimetría de mercurio, con análisis de imágenes y/o con absorción de gases (Meng, 1994). Por ejemplo, el cálculo de la dimensión fractal con el análisis de imágenes se obtiene de la relación entre el área, A , y el perímetro, L :

$$L = \epsilon^{DF} A^{DF/2}, \quad (1)$$

donde ϵ es una constante que depende de la longitud de medida del objeto y DF la dimensión fractal. Por lo tanto, representando $\log A$ versus $\log L$ se puede calcular la dimensión fractal de la pendiente de la recta. Existen otros parámetros que cuantifican la morfología

del poro que están basados en la relación entre el área y el perímetro. Así, por ejemplo, se puede definir la redondez, δ , como:

$$\delta = \frac{4\pi A}{L^2}, \quad (2)$$

donde δ toma el valor de la unidad para el caso de una sección circular y tiende a 0 cuanto más irregular.

Densidad

La densidad es un parámetro físico básico en la caracterización de las rocas que depende fuertemente de su composición mineralógica y porosidad. Dicho parámetro se recoge en diferentes especificaciones, como la ASTM, para la utilización de las rocas ornamentales para edificación. Por ejemplo, la densidad mínima para granitos es 2,56 g/cm³. En función de la fracción de porosidad que se considere, se puede definir diferentes tipos de densidad, como la densidad real, de conjunto y aparente.

La densidad real, ρ_R , excluye la porosidad, y se define como el cociente entre la masa de la roca en seco y el volumen de sólido. Ésta se puede obtener mediante los picnómetros de agua y helio, y calcular como el sumatorio de la fracción de cada mineral que constituye la roca (también llamada densidad de grano). Por el contrario, la densidad de conjunto o bulk, ρ_b , incluye la porosidad total (conectada y no conectada), y se define como el cociente entre la masa de la roca en seco y el volumen de la probeta. Si la geometría de la probeta no esta definida, su volumen se puede obtener mediante pesada hidrostática y con porosimetría de mercurio, cuando se aplica una presión mínima al mercurio (~0,003 MPa). Ambas técnicas pueden proporcionar valores erróneos si la roca contiene poros de gran tamaño ($r > 1\text{mm}$). Por último, la densidad aparente, ρ_{AB} , depende de la porosidad que puede acceder los fluidos en cada técnica de caracterización (porosimetría de mercurio, inmersión, capilaridad, etc.). En esencia, el volumen aparente excluye a los poros donde el fluido puede llegar (porosidad accesible), y sólo tiene en cuenta la fracción de poroso cerrados, no accesibles y el volumen del sólido.

Es importante mencionar que no existe un consenso para la definición de la densidad. Anteriormente se ha utilizado la definición de la IUPAC. Sin embargo, dependiendo del área en que se trabaje se puede encontrar definiciones completamente diferentes que las que se han definido anteriormente. Por ejemplo, la densidad conjunto definida por la IUPAC (1994), se define como aparente según UNE-EN 1336 (1999) (norma de Piedra Natural). Por ello, es aconsejable definir el tipo de densidad que se esté utilizando y la técnica (o norma) utilizada.

La porosidad total de una roca se puede calcular por medio de la relación de la densidad real (o de grano) y la densidad de conjunto o bulk, es decir:

$$P_T [\%] = \left(1 - \frac{\rho_b}{\rho_R} \right) \cdot 100. \quad (3)$$

Caracterización del Sistema Poroso

Las técnicas más importantes y habituales utilizadas para caracterizar el sistema poroso de las rocas ornamentales son la porosimetría de mercurio, absorción de gases (N_2) y tratamiento digital de imágenes (principalmente de electrones secundarios en modo retrodispersados y de microscopía óptica). Dichas técnicas son complementarias debido a que proporcionan información de la porosidad, distribución de tamaño de poros y superficie específica para diferentes rangos de tamaños de poros (Figura 4).

En el campo de las rocas ornamentales o piedra natural se utiliza ampliamente el ensayo de inmersión para obtener la porosidad (abierta accesible) y/o coeficiente de absorción. Dicho ensayo puede realizarse de varias formas (según normas y/o recomendaciones), destacando la inmersión en agua, a presión atmosférica (durante 48 horas) (UNE-22-182-85, 1985); al vacío con posterior llenado de agua a presión atmosférica (UNE-EN 1936, 1999); y/o combinando la capilaridad con la inmersión, es decir, primero el agua entra por capilaridad y posteriormente se sumerge completamente en agua (UNE-EN 13755, 2002). Los resultados van a cambiar en función del sistema poroso de cada roca, debido a las diferencias en el movimiento del agua.

A partir del ensayo de inmersión se puede obtener el coeficiente de absorción de agua, C_{abs} , definido como el tanto por ciento en peso de agua absorbida con respecto al peso de la probeta en seco. Dicho coeficiente es un parámetro físico que se requiere en las especificaciones de la mayoría de las rocas ornamentales y cuantifica la cantidad de agua que puede contener una roca. Por ejemplo, las especificaciones de la ASTM recogen que la absorción máxima exigida para un mármol usado en exteriores es del 0,75% ó 0,4% para

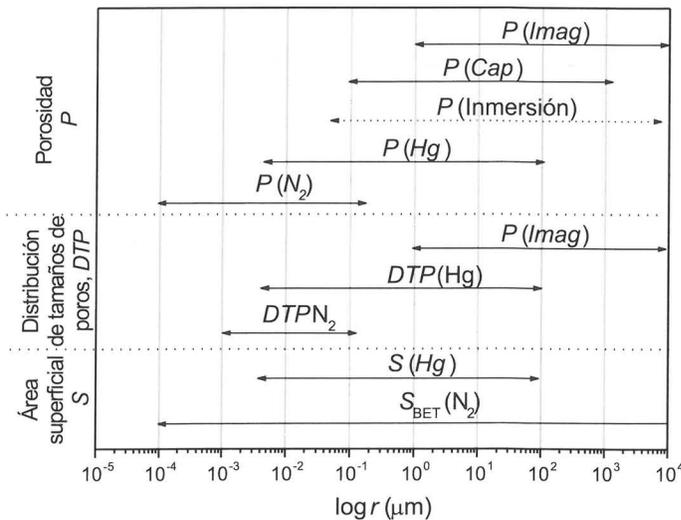


FIGURA 4. Límites de aplicabilidad de las técnicas de caracterización del sistema poroso: tratamiento de imágenes (Img), imbibición capilar (Cap), inmersión en agua, porosimetría de mercurio (Hg), adsorción de nitrógeno (N_2).

granitos utilizado en edificaciones. Este coeficiente está relacionado con la porosidad (abierta accesible) y la densidad de conjunto como $C_{abs} = P [\%]/\rho_{bulk}$.

TRANSPORTE DE FLUIDOS: COMPORTAMIENTO HÍDRICO

Las propiedades físicas que describen el movimiento del agua, tanto en fase líquida como en vapor, en las rocas se denominan propiedades hídricas. El agua es uno de los agentes de deterioro más importantes de los materiales pétreos, por lo que la caracterización de las propiedades hídricas de las rocas es básica para evaluar su durabilidad y proporcionar un uso adecuado. La presencia de agua en el interior de la roca va a condicionar fuertemente la degradación química (disolución, precipitación, hidrólisis, oxidación, etc.), física (presión de cristalización de sales y del hielo, etc.) y biológica, e incluso disminuye las propiedades mecánicas de la roca.

Es importante resaltar el papel que juega el agua en la durabilidad de las rocas ornamentales durante la acción cíclica de humedad-sequedad. La fatiga que puede sufrir una roca en su vida útil por los procesos de expansión-contracción se deben, en primer lugar, a que las rocas pueden expandir cuando están saturadas en agua. En segundo lugar, el agua adsorbida sobre la superficie de los granos reduce su cohesión por la energía interfacial agua-superficie del mineral, y por lo tanto, disminuye la cohesión de la roca (Gauri y Bandyopadhyay, 1999). Por otro lado, cuando la roca está parcialmente saturada se genera una presión capilar debido a la tensión interfacial entre la superficie de los poros, el agua líquida y el aire. Dicha presión somete a la roca a una tensión de compresión y puede superar valores de -50 MPa en función del tamaño de los poros y humedad relativa ambiental (Hall y Hoff, 2002). Además, el deterioro producido en dichas rocas porosas por este mecanismo cíclico se puede intensificar, como anteriormente se ha comentado, por la cristalización del hielo y las sales, y por la presencia de arcillas, influyendo tanto su cantidad como el tipo de arcilla (Winkler, 1997).

El movimiento del agua en el interior de las rocas se puede describir considerando su estado de saturación. Si la roca está totalmente saturada de un fluido (medio saturado) el movimiento de dicho fluido en la roca se define mediante la permeabilidad. Por el contrario, si la roca no está saturada se forma una interfase agua líquida-aire y el transporte del agua se describe mediante la capilaridad (movimiento del agua líquida debido a las fuerzas capilares), la evaporación (transporte del vapor de agua asociado a la transformación de estado líquido a estado vapor) y la condensación (transporte vapor de agua durante la transformación de estado vapor a líquido).

Las rocas ornamentales raramente están completamente saturadas y el flujo en medios no saturados es el modo más común de transferencia del agua a través de las rocas. Esto hace que la descripción de las propiedades hídricas de las rocas ornamentales se realice principalmente mediante la capilaridad, el secado o evaporación, y la absorción o condensación de vapor de agua (también denominada higroscopicidad). Sin embargo, la permeabilidad se considera una propiedad física de transporte básica utilizada durante años en la caracterización tanto de rocas, en el campo del petróleo, como de cementos y hormigones, en el campo de los materiales de construcción, y que cada vez más se está estableciendo en el campo de las rocas ornamentales.

Permeabilidad

La permeabilidad o permeabilidad intrínseca mide la facilidad con que los fluidos fluyen a través de las rocas. La permeabilidad se produce bajo un gradiente de potencial y sólo puede ser medida por un experimento de flujo. La permeabilidad se puede definir como absoluta y relativa, en función del número de fluidos inmiscibles que saturan la roca. La permeabilidad absoluta, k , se define para una roca saturada 100 % de un solo fluido (o fase). En el caso de un flujo simultáneo de dos o más fluidos inmiscibles, como agua-aire, agua-petróleo, petróleo-gas, etc., se define la permeabilidad relativa, k_i , de cada fluido con respecto a la absoluta (Dullien, 1992).

Darcy definió la permeabilidad como:

$$k = \frac{\mu \cdot Q \cdot L}{A_{\text{prob}} \Delta p}, \quad (4)$$

donde μ es la viscosidad (dinámica del fluido), Q es el caudal del fluido, L es la longitud del material (probeta), A_{prob} es la sección transversal del material permeable (probeta), y Δp es la variación de presión. La ley de Darcy presenta las siguientes suposiciones: el fluido satura completamente el medio poroso; el fluido es inerte; la permeabilidad de la roca es esencialmente constante y no varía con la naturaleza del fluido, velocidad de flujo o presión; el flujo a través de la roca es laminar (es decir, no turbulento); y la presencia de otros fluidos invalidará la ley de Darcy. Las unidades de la permeabilidad son, en el sistema internacional, m^2 . Sin embargo, la unidad más tradicional y extendida es el darcy (D), el cual se relaciona con la micra al cuadrado como $1 \text{ D} = 0,986923 \mu\text{m}^2$. Si las unidades de Q son cm^3/s ; p son atmósferas; A son cm^2 ; μ son centipoise o cP ($1 \text{ cP} = 10^{-3} \text{ Pa}\cdot\text{s} = 10^{-3} \text{ N}\cdot\text{s}/\text{m}^2$); y L son m, entonces las unidades de la permeabilidad son darcys (D).

Un parámetro muy utilizado que describe el transporte de agua en medios saturados es la conductividad hidráulica, K :

$$K = \frac{\gamma}{\mu} k = \frac{\rho \cdot g}{\mu} k, \quad (5)$$

donde ρ es la densidad del fluido, g es la aceleración de la gravedad, y γ es el peso específico, definido como: $\gamma = \rho \cdot g$. Es importante mencionar que dependiendo del área en que se trabaje (rocas ornamentales, materiales de construcción, hidrogeología, etc.) la permeabilidad, permeabilidad intrínseca y la conductividad hidráulica se utilizan indistintamente. Por ello, es aconsejable definir el tipo de parámetro utilizado y expresar correctamente las unidades. Por ejemplo, para el caso del agua pura, a $20 \text{ }^\circ\text{C}$, $k = 500 \text{ mD} = \sim 5 \cdot 10^{-13} \text{ m}^2$; $K = \sim 5 \cdot 10^{-6} \text{ m/s}$.

En el caso de las rocas ornamentales, la permeabilidad varía considerablemente y depende de la naturaleza de la roca. Por ejemplo, las calizas muestran una extrema variabilidad en los valores de permeabilidad (9 ordenes de magnitud) (Tiab y Donaldson, 1996).

Parámetros del sistema poroso que afectan a la permeabilidad de las rocas

El primer parámetro del sistema poroso con el que se correlaciona la permeabilidad es la porosidad. La porosidad es un parámetro fácil de definir y medir, por lo que tiende, en primer lugar, a correlacionarse con la permeabilidad. Las ecuaciones empíricas que se utilizan para predecir la permeabilidad a partir de la porosidad tienen la siguiente forma:

$$k = d \cdot P^n \quad \Rightarrow \quad \log k = \log d + n \log P, \quad (6)$$

donde d y n son constantes que se obtienen experimentalmente para cada roca de nuestra área de estudio, y la porosidad P se expresa en tanto por uno (Tiab y Donaldson, 1996).

El principal problema de este tipo de correlaciones es considerar que el volumen total de poros participa en el movimiento de fluidos. Es decir, la porosidad es una propiedad estática relacionada con la capacidad de almacenamiento de fluidos, y no una propiedad dinámica que relaciona la capacidad de flujo del sistema poroso. Por ello, la relación entre la porosidad y la permeabilidad puede llegar a ser baja. Por ejemplo, una pumita tiene una porosidad muy alta, sin embargo la porosidad efectiva es cercana a cero, y por lo tanto, la permeabilidad es despreciable. Por otro lado, las rocas fisuradas tienen una baja porosidad y sin embargo presentan una alta permeabilidad.

En general, la permeabilidad depende de una manera muy compleja tanto de sus propiedades petrológicas (petrográficas) como de las petrofísicas (o del sistema poroso). En rocas porosas la porosidad, el tamaño de poro y su distribución, la forma de los poros, la tortuosidad y superficie específica de los poros están estrechamente relacionados con la permeabilidad. En rocas fisuradas, la permeabilidad depende de la orientación de la familia de las fisuras, su tamaño y apertura, y el grado de conexión entre ellas. Si las discontinuidades están separadas, éstas contribuyen a un aumento de la porosidad total, aunque no incrementa significativamente la permeabilidad (Guéguen y Palciauskas, 1994).

Correlación de Kozeny

Kozeny derivó una de las relaciones más importantes que expresan la permeabilidad en función de la porosidad, P , y el tamaño de poro, r , como:

$$k = \frac{r^2}{8} P. \quad (7)$$

Esta ecuación se deduce considerando que la roca está constituida por n poros cilíndricos de radio r , e insertando la ecuación de Hagen – Poiseuille en la ecuación de Darcy (Ec. (4)) (Dullien, 1992; Tiab y Donaldson, 1996). Análogamente, se puede obtener una expresión similar para discontinuidades con geometría planar, como las fisuras, estilolitos, fracturas, diaclasas, etc. Si se considera que este tipo de poros son cilíndricos, con una apertura (o altura) $2w$, radio r y que $2w \ll r$ (e.j.: una moneda) entonces la permeabilidad se puede escribir en función de la porosidad y la apertura de la fractura como:

$$k = \frac{w^2}{3} P. \quad (8)$$

La porosimetría de mercurio caracterizaba los poros tipo *throat* debido a que el mercurio entraba, bajo presión, a los poros (*throat*) de las rocas. Este hecho puede ser muy útil para obtener el tamaño de los poros accesibles o efectivos. Un ejemplo de la influencia de la porosidad y del tamaño de poro (tipo *throat*) en la permeabilidad de rocas ornamentales se expone en la Figura 5. Este ejemplo muestra claramente que el tamaño de poro es el parámetro del sistema poroso más importante que contribuye a la permeabilidad, y que la predicción de la permeabilidad a partir de la porosidad no es correcta cuando se comparan rocas petrológicamente diferentes.

Los conceptos anteriormente presentados se han definido para rocas isotrópicas, es decir, que el valor de sus propiedades no depende de la orientación de la medida. Sin embargo, todas las rocas son, por definición, anisótropas. Algunas rocas porosas se podrían considerar como isotrópicas, como algunas areniscas, calizas oolíticas, etc. Sin embargo, las rocas fisuradas y foliadas son altamente anisótropas, por lo que la permeabilidad deberá expresarse de forma tensorial y dependerá de la orientación de las discontinuidades en la roca. Si la anisotropía está muy definida, como en las pizarras, la permeabilidad se puede

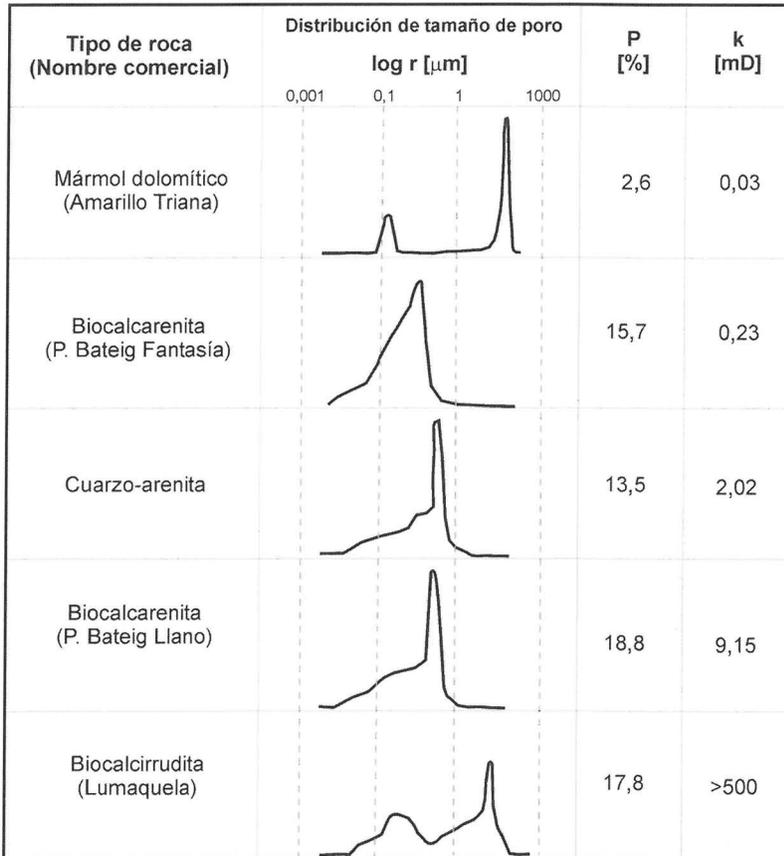


FIGURA 5. Influencia de la porosidad y la distribución de tamaño de poro (tipo *throat*) en la permeabilidad de agua líquida.

definir mediante los ejes principales, simplificando considerablemente la expresión de la permeabilidad.

Caracterización. Diferencia en la Permeabilidad al Líquido y al Gas

La ecuación de Darcy es, en principio, independiente de la naturaleza del fluido. Sin embargo se han encontrado diferencias entre la permeabilidad medida con líquidos y con gases. Generalmente, la permeabilidad al líquido (y en particular, el agua) es menor que la permeabilidad al aire. Para rocas con una alta permeabilidad, la diferencia entre el agua y el aire son menores que para medios poco permeables. Esta discrepancia fue estudiada por Klinkenberg (1941), mostrando que la permeabilidad de un medio poroso al movimiento del gas es una función del recorrido libre medio de las moléculas del gas, y por lo tanto, depende de la presión, temperatura, y la naturaleza del gas. Para presiones bajas, la permeabilidad de la roca es mayor que la que le correspondería. Sin embargo, si el gas está bajo presión, las colisiones entre moléculas son más frecuentes y la permeabilidad de gas decrece y se aproxima a la del líquido.

Klinkenberg relacionó la permeabilidad del gas, k_g , (permeabilidad medida) con la permeabilidad del líquido, k_l , (permeabilidad corregida) como:

$$k_g = k_l \left(1 + \frac{4c\lambda}{r} \right) = k_l \left(1 + \frac{b}{P_m} \right), \quad (9)$$

donde λ es el recorrido medio libre, c es una constante cercana a 1, r es el radio medio de los poros tipo *throat*, b es una constante denominada factor de deslizamiento (slip-factor). De esta ecuación se puede resaltar que k_g es una función lineal de $1/P_m$; el factor b es inversamente proporcional a r , por lo tanto, b es pequeño o despreciable para rocas con altas permeabilidades; a la misma presión media, k_g es diferente para gases diferentes, debido a que los recorridos medios libres son diferentes, pero serán iguales a presión infinita, debido a que el recorrido es cero; k_l sería el valor «verdadero» de k_g cuando se extrapola a presión media infinita ($1/P_m = 0$).

La medida con líquidos y gases puede variar en función del tamaño de los poros. En el caso de la medida con gases (generalmente aire), el valor de la permeabilidad depende de la presión. Este hecho se puede corregir obteniendo la permeabilidad corregida por Klinkenberg. Si la permeabilidad se mide con un líquido, por ejemplo agua o salmuera, éste puede interaccionar con los minerales que la constituyen dando valores menores a los que le correspondería. Sin embargo, este valor se puede aproximar más a nuestro problema real objeto de estudio. Por ejemplo, si queremos medir la permeabilidad de la roca que constituye un acuífero, es importante saber como puede disminuir la permeabilidad por la presencia de finos, arcillas, etc; si se requiere la medida de la permeabilidad de un hormigón, es importante conocer su variación por la evolución del sistema poroso producido por las reacciones de hidratación. Por ello, si se mide la permeabilidad al gas, no se puede evaluar dicha influencia, y por lo tanto, podemos sobreestimar el transporte de agua en medios saturados.

La permeabilidad es un parámetro muy relacionado con la durabilidad de las rocas ornamentales. En rocas fisuradas o fracturadas, la permeabilidad está inversamente relacionada con su durabilidad, debido que están fuertemente condicionadas por la densidad de discontinuidades. Sin embargo en rocas porosas, la permeabilidad está directamente relacionada con su durabilidad. Así rocas porosas con valores altos de permeabilidad son más durables frente a los procesos de cristalización de las sales o los ciclos de hielo-deshielo y humedad-sequedad. Cuando este tipo de rocas presenta un valor de porosidad mayor de ~ 10%, el transporte de fluidos está controlado principalmente por el tamaño de los poros (throat) (Doyen, 1988), el cuál influye directamente en la permeabilidad (Ec. (7)) e inversamente en el deterioro por la cristalización de las sales (Everett, 1961). En la Figura 6 se muestran los valores de la permeabilidad de Klinkenberg y el factor b de dos rocas porosas comúnmente usadas como material de construcción (Piedra Bateig, variedad Fantasía; y Lumaquela). Ambas rocas porosas tienen una porosidad conectada similar (~ 15%), sin embargo, el tamaño medio de los poros (Figura 5), la permeabilidad y la durabilidad, cuantificada con el ensayo de cristalización de sales, es mayor en la lumaquela que en la Piedra Bateig Fantasía (Benavente, 2003). Esta regla general puede no cumplirse para rocas porosas con resistencias mecánicas muy bajas.

La medida de la permeabilidad de las rocas se realiza mediante el sellado de superficies laterales de las probetas o bien usando células triaxiales. El uso de estas células proporciona una presión de confinamiento a la probeta. Dicha presión debe ser baja para no inducir la formación de microfisuras sobre la probeta o, en el caso de rocas fisuradas, disminuir la apertura de las discontinuidades. En general, se aconseja que la presión de confinamiento sea mayor al gradiente de presión, Δp , y menor a la mitad de la resistencia a compresión simple de la roca. Por otro lado, la medida de la permeabilidad al agua aplicando la ley de Darcy debe realizarse sobre una muestra saturada, por lo que es aconsejable saturarla a vacío (Geiker et al., 1995; Hall y Hoff, 2002).

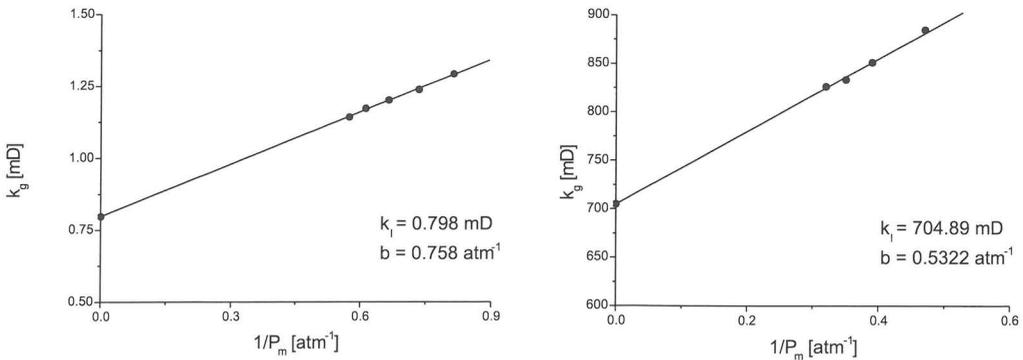


FIGURA 6. Permeabilidad de Klinkenberg y factor b para dos rocas ornamentales: (a) Piedra Bateig Fantasía y (b) roca tipo Lumaquela.

Difusión en fase gaseosa: transporte del vapor de agua

La difusibilidad o permeabilidad al vapor de agua mide la capacidad del gas para atravesar una roca cuando se establece un gradiente de presión entre dos superficies paralelas del mismo (Vos, 1976; Künzel, 1995). Esta propiedad es extremadamente importante para evaluar la idoneidad en la aplicación de productos de conservación (consolidantes y/o hidrofugantes) sobre rocas (Esbert et al., 1997). Si la aplicación de dichos productos produce una fuerte variación en la permeabilidad del vapor de agua, puede llegar a generar una interfase entre la zona tratada y el interior de la roca, provocando una zona de alteración y de debilidad mecánica, y como consecuencia, el desprendimiento de la capa tratada.

El transporte del vapor del agua se cuantifica, en el campo de la roca ornamental o piedra natural, como el coeficiente de permeabilidad al vapor de agua, K_v . Sin embargo, este coeficiente no puede ser considerado como tal según la ley de Darcy (Ec. (4)), sino un parámetro proporcional a la difusibilidad del vapor de agua (Hall y Hoff, 2002). El coeficiente de permeabilidad se obtiene por medio de dos métodos: (1) la muestra se coloca en un recipiente donde la parte interior contiene agua destilada (humedad relativa interior ~100%) y se deja secar a temperatura constante (humedad relativa exterior menor al 100% y constante); (2) definiendo dos humedades relativas interior y exterior a partir de disoluciones saturadas, a temperatura constante. En la Tabla 2 se muestran diferentes disoluciones saturadas y la humedad relativa de equilibrio (delicuescencia) a 25 °C (DIN 50008-1, 1981; Wexler, 1994). De esta forma, el flujo de vapor de agua se va a producir de la zona de mayor humedad relativa (mayor presión de vapor de agua) a la de menor humedad relativa. La caracterización del coeficiente de permeabilidad depende fuertemente de pequeñas variaciones de la temperatura (debido a su influencia sobre la presión de vapor), de la elección de las humedades relativas interiores y exteriores y del sistema poroso de la roca. Así, en rocas porosas que presenten una gran cantidad de poros menores de 0.1 μm (donde el efecto Kelvin es importante) se puede producir una fuerte condensación, y por lo tanto, el movimiento del agua a través de la roca se produce tanto en fase vapor como líquida (principalmente por capilaridad). Este hecho puede ser determinante si se utilizan humedades relativas altas (Beck et al., 2003). La elección de las humedades relativas se puede decidir a partir de la caracterización de la adsorción de agua (condensación), donde se muestra claramente la humedad relativa en la que se produce la condensación capilar.

TABLA 2
HUMEDAD RELATIVA DE SOBRE DISOLUCIONES SATURADAS A 25 °C.

| | | | | | | | | | |
|---------------------|---------------------------------|---------------------------------|---|--|---|---|---------------------------|----------------------------|-------------------|
| Disolución saturada | H ₂ O | KH ₂ PO ₄ | KNO ₃ | BaCl ₂ | KCl | KBr | NaCl | KI | NaNO ₂ |
| HR[%] | 100 | 97 | 92 | 90 | 84 | 81 | 75 | 69 | 64 |
| Disolución saturada | NH ₄ NO ₃ | NaBr ·2H ₂ O | Mg(NO ₃) ₂ ·6H ₂ O | K ₂ CO ₃ ·2H ₂ O | MgCl ₂ ·6H ₂ O | CaCl ₂ ·6H ₂ O | LiCl ·H ₂ O | LiBr ·2H ₂ O | Si-gel |
| HR[%] | 62 | 58 | 53 | 43 | 33 | 29 | 11 | 6 | <10 |

Movimiento del agua en medios no saturados: Capilaridad

En medios no saturados, el movimiento del agua está controlado por diferentes fuerzas según el tamaño de los poros por los que discurre (Fort, 1996). Se pueden destacar como mecanismos de movimiento del agua la adsorción, la capilaridad y la gravedad. El movimiento del agua por adsorción se produce a partir de la formación de una película de agua (adsorbida) sobre la superficie del poro. En estas condiciones, se produce la difusión superficial de las moléculas de agua inducida por la humedad relativa. Este mecanismo se produce conjuntamente con el movimiento capilar y el de gravedad, siendo cuantitativamente importante en poros de menor tamaño donde el movimiento por capilaridad está restringido y el gravitacional se puede despreciar (Künzel, 1995). El movimiento del agua por gravedad, sin aplicar un gradiente de presión, se produce en todos los poros de la roca debido a su propia masa. Este mecanismo es más significativo cuanto mayor sea el tamaño del poro, ya que las fuerzas capilares se dan con menor intensidad y aumenta el peso de la columna de agua que está en dicho poro.

El transporte de agua por capilaridad, o imbibición capilar, es el mecanismo más importante de movimiento del agua en la mayoría de las rocas ornamentales. Cuando un líquido, que moja, está en contacto con un tubo capilar de radio r , tiende a ascender a través de él por la tensión superficial líquido-gas, σ_{LG} . Así debido a la presencia de esta interfase, existe una diferencia de presión dentro y fuera del líquido, Δp , definida por la ecuación de Laplace:

$$\Delta p = \frac{2\sigma_{SV} \cos \theta}{r}, \quad (10)$$

donde θ es el ángulo de contacto entre la superficie de los poros-líquido-gas. El ángulo de contacto relaciona la energía superficial entre las diferentes fases (sólido, S; líquido, L; y gas, G) mediante la ecuación de Young ($\sigma_{SG} = \sigma_{SL} + \sigma_{LG} \cos \theta$). En el caso de las rocas, y en general los materiales de construcción inorgánicos, como cementos, hormigones, ladrillos, etc., el agua tiene más afinidad por el sólido que por el gas ($\sigma_{SG} > \sigma_{LG} + \sigma_{SL}$). En este caso se dice que el agua moja el sólido y el ángulo de contacto es $\theta \rightarrow 0^\circ$. Si las rocas son tratadas con hidrofugantes, la interfase sólido – gas es más estable que la interfase sólido – líquido, por lo que el líquido tendrá menos afinidad por el sólido que el gas ($\sigma_{SL} > \sigma_{LG} + \sigma_{SG}$). En este caso, se dice que el líquido no moja el sólido, y el ángulo de contacto es $\theta \rightarrow 180^\circ$.

Debido a que la presión dentro del líquido es menor que fuera, éste tiende a subir hasta que alcanza el equilibrio hidrostático, es decir, cuando el peso por unidad de área del capilar ($\Delta p = \rho gh$) es igual a la presión capilar. De lo expuesto anteriormente se deduce que la altura, h , que alcanza el menisco de agua en un capilar de radio r es:

$$h = \frac{2\sigma_{SV} \cos \theta}{\rho gr}, \quad (11)$$

donde g es la aceleración de la gravedad, ρ es la densidad del fluido (Atkins, 1991). Esta expresión se conoce como la ecuación de Jurin.

Experimentalmente se ha comprobado que el movimiento capilar se produce principalmente en poros de un tamaño mayor de $0,1 \mu\text{m}$ (Winkler, 1997). El límite superior está

condicionado por la masa de la columna de agua. Aplicando la ecuación de Jurin y considerando que el agua moja completamente la superficie de los poros ($\theta = 0^\circ$) se obtiene que la altura capilar máxima para un radio de poro de $1000 \mu\text{m}$ (1 mm) es $\sim 15 \text{ mm}$. Por lo tanto, a partir de este tamaño, el movimiento por capilaridad se puede despreciar y el mecanismo más importante es el gravitacional.

La cinética de imbibición o movimiento capilar en medios porosos, fue abordada por primera vez por Washburn (1921). Así, el movimiento del menisco en el capilar, $y(t)$, con el tiempo, t , se rige con la siguiente ecuación:

$$y(t) = \sqrt{\frac{r\sigma_{LG} \cos\theta}{2\mu}} t = B\sqrt{t}. \quad (12)$$

donde B es el coeficiente cinético de altura. Para poder caracterizar el comportamiento hídrico de las rocas, esta relación se extrapola a la variación de la altura del frente capilar (considerando la Ec. (12)) y de la masa de la roca. La medida de la cinética de absorción de masa del agua de la roca, $M(t)$, por unidad de superficie de la roca, S , como:

$$\frac{M(t)}{S} = C\sqrt{t}, \quad (13)$$

donde C se denomina coeficiente de absorción capilar. Es muy habitual encontrar los valores de C expresados en $\text{g}/(\text{m}^2 \cdot \text{s}^{0.5})$ (como define la norma de ensayos de Piedra Natural, UNE-EN 1925, 1999) o en $\text{kg}/(\text{m}^2 \cdot \text{h}^{0.5})$. Este parámetro es esencialmente equivalente a la sortividad en física de suelos y es proporcional a la raíz cuadrada de la permeabilidad, k , es decir, $C \propto \sqrt{k}$ (Zimmerman y Bodvarsson, 1991). Así, de la representación $M(t)/S$ vs. \sqrt{t} (Figura 7) se pueden observar claramente las dos etapas que se producen en la cinética de imbibición capilar. En la primera etapa se produce la entrada del agua al sistema poroso de la roca por capilaridad hasta que la roca se satura de agua (segunda parte de la curva). La pendiente de la etapa capilar se denomina coeficiente de absorción capilar, C . A partir de la zona de saturación se puede calcular la porosidad (abierto accesible) si la roca saturada está completamente saturada (el agua ha ascendido hasta la parte superior de la probeta). Generalmente la absorción de agua por la roca es más rápida en los primeros momentos de contacto del sólido poroso con el agua, en los que se produce una entrada del agua por capilaridad y una expulsión del aire desde los poros al exterior de la roca. Cuando la roca se satura por capilaridad se produce una absorción lenta que corresponde al llenado de los poros más pequeños.

La medida del coeficiente de adsorción capilar se puede determinar mediante la medida de la masa de la probeta de forma discontinua y continua. En la medida de la masa de forma discontinua, las probetas se pesan a intervalos de tiempo determinados, por lo que se interrumpe la absorción de agua durante la pesada. Las medidas de masa de forma continua se producen sin interrumpir la entrada de agua a la probeta (la probeta siempre está en contacto con el agua). Se puede registrar el incremento de masa manualmente a intervalos de tiempo determinados o automáticamente mediante el envío de datos desde la balanza a un programa de captura de datos. Es importante destacar que el método en continuo permite caracterizar, de forma mas precisa, rocas con velocidades de absorción

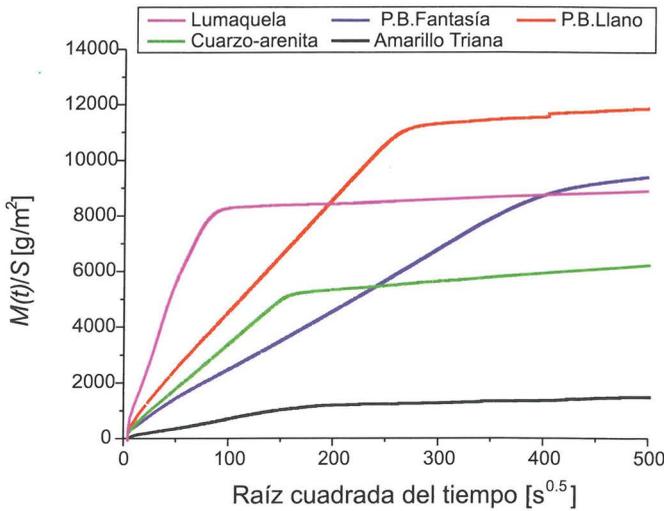


FIGURA 7. Comportamiento capilar de varias rocas ornamentales.

muy altas ($C > 10 \text{ kg/m}^2\text{h}^{0.5}$) como las que presentan rocas porosas tipo lumaquelas, tobas volcánicas, etc. Por ejemplo, una probeta, de 5 cm de altura, $P = 15\%$ y $C = 25 \text{ kg/m}^2\text{h}^{0.5}$, tardará ~5,4 minutos en saturarse completamente. Esto hace que el número de medidas en la zona capilar sea muy pequeño, y por lo tanto, dificulte la obtención del coeficiente de absorción capilar.

El coeficiente de absorción capilar, C , se puede relacionar con el sistema poroso y con las propiedades del fluido como:

$$C = P\rho\sqrt{\frac{\delta r\sigma_{sv} \cos\theta}{2\tau\mu}}, \tag{14}$$

donde P es la porosidad de la roca, τ es la tortuosidad, δ es el factor de forma del poro (Ec. (2)), y r es el radio efectivo de la roca (Benavente et al., 2002). El coeficiente de absorción capilar es un parámetro que contiene un gran contenido de información acerca del sistema poroso y, por lo tanto, de su susceptibilidad al deterioro. Según muestra la ecuación anterior, un valor bajo de C puede deberse a un radio efectivo tipo *throat* pequeño, una forma del poro muy irregular (no circular) y una tortuosidad alta. En particular, el tamaño del poro efectivo es el parámetro más importante e interesante para poder entender la durabilidad de la roca. Experimentalmente está ampliamente demostrado que cuanto menor es el tamaño del poro, más susceptible es la roca a la degradación por los diferentes mecanismos (presión de cristalización de sales, ciclos de humedad-sequedad, etc.).

Adsorción y desorción de vapor de agua

La condensación de agua en un poro puede ser modificada por la superficie curva del líquido, llegando a estar por debajo de la saturación en vapor de agua ($HR < 100\%$). Esto se

debe a que la presión de vapor que está en equilibrio con una superficie líquida curvada, $p_{eq}(r)$, varía con la concavidad o convexidad. La presión de vapor es mayor en una superficie convexa y disminuye en superficies cóncavas. Para una superficie cóncava, como por ejemplo agua de condensación en microporos o el menisco de un capilar, el radio de curvatura, r , es negativo. En el caso de una superficie convexa, por ejemplo una gota de agua en la atmósfera o el menisco de un capilar con hidrofugante, el radio de curvatura es positivo. La presión de saturación, $p_{eq}(r)$, y, por lo tanto, $HR(r)$ en equilibrio con un menisco de agua cóncavo o convexo se describe con la ecuación de Kelvin como:

$$\ln HR(r) = \ln \left(\frac{p_{eq}(r)}{p_{eq}} \right) = - \frac{2\sigma_{LG}V_L}{RT r} \cos \theta, \quad (15)$$

donde V_L es el volumen molar de la disolución. El valor de $\cos \theta$ es positivo para superficies mojables, es decir, para radios de curvatura cóncavos. Por otro lado, $\cos \theta$ es negativo para radios de curvatura convexos. Esta ecuación supone que la presión de vapor está en equilibrio con el agua pura.

A partir de la ecuación de Kelvin se puede evaluar el proceso de evaporación-condensación si se compara $HR(r)$ con la humedad relativa ambiental, HR_{amb} . Por ejemplo, si $HR(r) < HR_{amb}$ se producirá condensación en el poro de radio r . La humedad relativa de estos sistemas va a depender mucho del valor del radio y de la mojabilidad del agua sobre el sustrato. Este efecto sólo es importante para radios de poros pequeños, es decir, $|r| < 0,1 \mu\text{m}$. El proceso de evaporación está desfavorecido termodinámicamente en el caso de una disolución que moje, como ocurre en todas las rocas ornamentales. El proceso de evaporación-condensación en rocas no sólo depende de la presencia de una interfase aire-agua-superficie del poro (ecuación de Kelvin), sino también de los procesos de transporte que se dan en la roca. Si la roca está completamente seca, se produce la difusión del vapor de agua hacia el interior del material, en función de la humedad relativa del aire (Fort, 1996). Dicho transporte se cuantifica por medio del coeficiente de permeabilidad al vapor de agua. Cuando se produce la condensación o la roca esta parcialmente saturada, el movimiento del agua en la roca se da simultáneamente en fase líquido y vapor (Vos, 1976; Künzel, 1995).

La caracterización del comportamiento de las rocas durante el proceso de adsorción-desorción se realiza mediante las isothermas de adsorción (Gregg y Sing, 1982; Camuffo, 1998). La isoterma se obtienen variando la humedad relativa, por ejemplo con diferentes disoluciones saturadas (Tabla 2) a una temperatura constante y registrando la cantidad de vapor de agua adsorbido por unidad de masa de sólido, $\Delta m/m_0$. A presiones relativas bajas se forma la primera capa, o monocapa, de gas adsorbido sobre la superficie de la roca. A medida que aumenta la humedad relativa, se van formando otras capas sobre la existente (multicapas), y la posterior condensación capilar. Cuando se produce la condensación capilar se cumple la ecuación de Kelvin (Ec. (5)). La representación de HR vs. $\Delta m/m_0$ se denomina curva de adsorción, en la que se inicia en valores bajos de HR bajos hasta que se alcanza la saturación ($HR = 100\%$). A partir de este punto se disminuye la humedad relativa registrándose la curva de desorción. La presencia de histéresis en las curvas de adsorción-desorción proporciona una información de la porosidad atrapada, la cual está

relacionada con la capacidad y facilidad de retener agua por parte de la roca durante el proceso de evaporación-condensación.

Secado de las rocas

El secado de un material se produce cuando la velocidad de evaporación excede a la velocidad de absorción (Hall y Hoff, 2002). En el proceso de secado de la roca es importante el movimiento del agua, tanto en fase líquida como vapor, desde el interior al exterior de la roca. En este proceso se pueden distinguir básicamente dos etapas. En la primera etapa del secado se produce una pérdida de agua constante de forma lineal con el tiempo y corresponde al secado en la parte superficial de la roca. El aporte de agua se produce desde el interior de la roca a su superficie por el movimiento capilar de la disolución (Hammecker, 1995). Al final de esta etapa, el aporte de agua va disminuyendo hasta que se alcanza el contenido de humedad crítica en el interior del medio poroso. Por lo tanto, la segunda etapa del proceso de secado presenta una velocidad menor, debido a que sólo se produce la difusión del vapor del agua desde el interior de la roca hacia el exterior (Scherer, 1990). Así, la pérdida de agua no es completa debido a que existe un contenido permanente crítico de humedad en equilibrio con las condiciones ambientales. Las curvas de secado se representan como el contenido de agua, o pérdida de agua, por unidad de superficie frente al tiempo. En este tipo de representación se pueden distinguir claramente ambas etapas, separadas por el denominado tiempo de inflexión o crítico (Künzel, 1995; Hoffmann et al., 1996). La cantidad máxima de agua en el interior de la roca está determinada por su porosidad conectada siempre que se desprece el agua que puedan albergar fases hidratadas o algunas arcillas presentes en la roca (Fort, 1996). El secado depende fuertemente de la concentración del agua que está en la roca, las propiedades de su sistema poroso (principalmente la distribución de tamaño de poros) y las condiciones ambientales (velocidad del viento, temperatura y humedad relativa).

PROPIEDADES MECÁNICAS

El estudio de la estabilidad mecánica de las rocas es una tarea básica para evaluar su resistencia como roca ornamental. El comportamiento de las rocas frente a las tensiones o esfuerzos pueden producir deformaciones y roturas en las rocas dependiendo de las propiedades petrológicas y petrográficas de las mismas (grado de cementación, tipo de porosidad, etc.) y de las condiciones externas en la que la roca sufre dichas tensiones (presiones, temperatura, presencia de agua, etc.). Además, la resistencia mecánica es un parámetro importante que condiciona la durabilidad de las rocas ornamentales debido a la resistencia que opone a la acción de los agentes de deterioro. En esta sección se van a introducir las propiedades mecánicas de las rocas ornamentales, y en particular de sus propiedades elásticas, y comparar su caracterización desde el punto de vista estático y dinámico.

Comportamiento elástico estático de las rocas: resistencia a la rotura

La mayoría de las rocas ornamentales, en condiciones de temperatura y presiones ambientales, se rompen antes de llegar al límite elástico (son frágiles). Esto hace que, en

general, la resistencia a la rotura sea el parámetro más representativo y utilizado en la caracterización de las propiedades mecánicas de las rocas ornamentales. Sin embargo, esta caracterización puede llegar a ser incompleta si las rocas presentan un comportamiento no lineal. Por ejemplo, en el caso de los mármoles, la curva tensión-deformación, $\sigma - \epsilon$, tiene una forma en S (comportamiento plasto-elasto-plástico), y consecuentemente el valor del módulo de Young no es constante y depende del nivel de tensión aplicada (Bell, 2000).

La caracterización elástica estática se basa en aplicar simplemente la ley de Hooke a una roca bajo tracción o compresión. La conocida ley de Hooke se expresa como:

$$\sigma = E \epsilon, \quad (16)$$

donde $\sigma = F/A$ es la tensión a la que se somete a la roca, F es la fuerza, y A es el área de aplicación de la fuerza, ϵ es la deformación referida a la longitud inicial ($\Delta L/L_0$) y E es el módulo de Young, que es una medida de la resistencia a la deformación elástica de la roca. Se puede definir la relación entre la deformación axial (en este ejemplo x) y la lateral, transversal o diametral (en este ejemplo y y z) como:

$$\nu = \frac{\epsilon_{lat}}{\epsilon_{ax}} = \frac{\epsilon_{yy}}{\epsilon_{xx}} = \frac{\epsilon_{zz}}{\epsilon_{xx}} = \frac{\Delta t/t_0}{\Delta L/L_0}. \quad (17)$$

Esta relación se conoce como módulo de Poisson, ν , el cual varía entre 0 y 0,5, pero en la mayoría de las rocas tiene un valor entre 0,25 y 0,33.

La porosidad, tanto la abierta como la cerrada, va a condicionar fuertemente las propiedades mecánicas del material pétreo. Cualquier porosidad tendrá un efecto negativo en las propiedades elásticas y en la resistencia del material por dos razones básicas: los poros reducen el área de la sección mecánicamente útil, a través de la cual se aplica la carga; y actúan como concentradores de tensiones (modelo de tensiones alrededor de un poro).

En particular, las propiedades mecánicas en rocas fisuradas o fracturadas están fuertemente condicionadas por las discontinuidades, tanto en número, forma y longitud, como en orientación. En general, la resistencia a la rotura (a compresión uniaxial) es mayor cuando el ángulo entre la dirección de la familia de las fracturas y la de aplicación de la carga es bajo ($\rightarrow 0^\circ$) o alto ($\rightarrow 90^\circ$), y menor para ángulos intermedios. Si existen dos familias de fracturas se puede producir un incremento de la resistencia de la roca cuando se produce una intersección con respecto a la dirección de la carga (Bell, 2000).

Por otro lado, las rocas pueden sufrir una deformación intrínseca debido a sus propiedades térmicas. Este proceso puede deteriorar fuertemente la roca ornamental en función de su composición mineralógica y características texturales. Por ejemplo, la calcita tiene un comportamiento extremadamente anisotrópico cuando se produce su expansión térmica. Así en el eje cristalográfico c se expande ($25 \cdot 10^{-6} / ^\circ\text{C}$), mientras en el eje a se contrae ($-6 \cdot 10^{-6} / ^\circ\text{C}$) (Nye, 1972). La expansión linear térmica de la calcita y del feldespato son altas, aunque su expansión volumétrica es despreciable. Por el contrario, el cuarzo tiene una expansión linear menor que la calcita y paralelo al eje cristalográfico c ($8 \cdot 10^{-6} / ^\circ\text{C}$), mientras en el eje a se expande en mayor proporción ($14 \cdot 10^{-6} / ^\circ\text{C}$), provocando un aumento considerable en la expansión volumétrica (Weiss et al., 2004). Debido a la naturaleza policristalina de las rocas, la acción cíclica de expansión-contracción puede producir estrés interno y generar microfis-

suras en la roca (Siegesmund et al., 2000). Otra forma de deterioro por la dilatación térmica se produce cuando los poros están rellenos con elementos externos, como consolidantes, morteros o sales. Por ejemplo, la tensión térmica producida por la halita puede ser estimada de 1 MPa por grado. Así, si el poro está relleno completamente de halita, los cambios de temperatura producidos diariamente pueden generar una tensión superior a la resistencia a la tracción de la roca ($<10\text{MPa}$) (Scherer et al., 2001). Este hecho explica que el deterioro producido por la halita en monumentos se deba principalmente a la dilatación térmica, en vez de la presión de cristalización; y que la utilización de algunos consolidantes sea contraproducente debido a que su expansión térmica difiere de la producida en la roca.

En el campo de las rocas ornamentales o piedra natural, la resistencia a la rotura se obtiene comúnmente con ensayos de compresión uniaxial y flexo-tracción, siendo este último el ensayo más utilizado para caracterizar indirectamente la resistencia a la tracción. En otros campos, como en el de mecánica de rocas o ingeniería del petróleo, la resistencia a la tracción indirecta se realiza con el ensayo Brasileño.

Resistencia a Compresión

El ensayo de compresión uniaxial es el ensayo más utilizado para estimar la resistencia mecánica de las rocas ornamentales y se recoge en diferentes especificaciones, como la ASTM, para la utilización de las rocas ornamentales. Dicho ensayo permite determinar la resistencia uniaxial no confinada de la roca, o resistencia a compresión simple, σ_c , y las constantes elásticas estáticas: módulo de Young y Módulo de Poisson. Es, por tanto, un ensayo para la clasificación de la roca por su resistencia y para la determinación de su deformabilidad. Por ejemplo, las especificaciones de la ASTM recogen que la resistencia a compresión simple mínima exigida para un granito, un mármol y una cuarzoarenita usadas para edificación son, respectivamente, 131, 52 y 13,8 MPa.

Para que se produzca una rotura bajo compresión tiene que haber una alta densidad de fisuras. Existen dos situaciones extremas en las que una roca se rompe por compresión: fragmentación y fractura. La fragmentación ocurre cuando la nucleación de la fisura es homogénea y no hay interacción entre las fisuras. Ésta ocurre en rocas altamente porosas, donde las concentraciones de tensiones existen en toda la roca, y en circunstancias particulares, como en una explosión, debido a que produce una nucleación homogénea de fisuras. La fractura es la situación más habitual debido a la anisotropía de las rocas, y se genera por la concentración local de fisuras microscópicas que se unen formando una fisura macroscópica durante la aplicación de la carga uniaxial. Generalmente producen dos conos de rotura desde los dos extremos de la probeta. Si bien se asume que la fractura de la roca por compresión ocurre al alcanzarse la resistencia del pico, experimentalmente se ha comprobado que el proceso de rotura y la generación de microfisuras comienza para esfuerzos previos al pico, entre el 50 % y el 95 % de la resistencia a compresión simple (Guéguen y Palciauskas, 1994). Esto hace que el comportamiento mecánico de la roca no sea reversible y deba considerarse en la selección de la roca ornamental para un determinado uso.

El ensayo de compresión simple también permite la determinación de las constantes elásticas (módulos de Young y Poisson) estáticas mediante las curvas de tensión-deformación a partir de tres procedimientos (UNE 22-950-90, parte 3, 1990): (1) Módulo medio de Young: se determinará a partir de la pendiente media de la porción aproximadamente recta

de la curva tensión axial-deformación axial. (2) Módulo tangente de Young: Se medirá a un determinado nivel de tensión, que es el porcentaje fijado como la resistencia final. Es conveniente que se tome a un nivel de tensión igual a 50 % de la resistencia a compresión uniaxial final. (3) Módulo secante de Young: se medirá desde una tensión cero hasta un porcentaje prefijado de la resistencia final, el cual es conveniente que sea 50 %.

Los resultados del ensayo a compresión simple dependen fuertemente de la forma y volumen de la probeta, de la preparación y tallado de la probeta, de la dirección de la aplicación de las cargas, particularmente si son anisotrópicas, de la velocidad de aplicación de la carga, de la realización del ensayo en seco o saturado, y de la relación altura/diámetro (h/d). Por ejemplo, si la altura es igual que el diámetro de la probeta, puede que no se formen los dos conos de rotura, y por lo tanto, se obtengan resistencias mayores (Dapena, 1996). Esto hace que, por ejemplo, la ISRM (International Society of Rock Mechanics, 1985) aconseje un h/d en el rango 2,5-3. Por otro lado, la resistencia a compresión y el módulo de Young en areniscas decrece a medida que aumenta su grado de saturación, pudiendo reducir su valor por encima del 50%, en función de su porosidad y composición mineralógica (Bell, 2000).

El ensayo de compresión simple puede diferir según la norma utilizada, tanto en el campo de la roca ornamental o piedra natural como en el de mecánica de rocas, llegando a proporcionar valores diferentes para una roca determinada. Por ejemplo la norma de piedra natural UNE-22-185-85 (1985) indicaba la realización del ensayo con probetas cúbicas de 7 cm, y cilíndricas de diámetro 7 cm y un mínimo $h/d=1$ saturadas en agua. Sin embargo, según la norma actual, UNE-EN 1926 (1999), se realiza sobre probetas secas y el tamaño de las probetas cúbicas o cilíndricas permitido es de 5 ó 7 cm. La norma de la ASTM C170-85 (1985) permite realizar el ensayo en seco o en saturación y en la norma de la RILEM No. III-5 (1980) se utilizan probetas cúbicas o cilíndricas secas, donde h/d puede variar entre 1-2. Las normas de mecánicas de rocas, ISRM (1985) y UNE 22-950-90 (1990), se aplican sólo sobre probetas cilíndricas ($h/d = 2,5-3$) y el grado de saturación en agua es el contenido natural de humedad de la roca.

Resistencia a Tracción Directa

La resistencia a tracción directa de una roca se mide mediante la resistencia a tracción uniaxial de un cilindro de roca. Como norma general, el valor de la resistencia a tracción de las rocas varía entre el 10-15 % de su resistencia a compresión (González de Vallejo et al., 2002). Sin embargo, su medida en rocas es tediosa y sujeta a numerosos errores experimentales, por lo que con frecuencia se emplean diferentes ensayos que miden indirectamente la resistencia a tracción de las rocas, como el ensayo de flexión y Brasileño (Figura 8).

Resistencia a Flexión

En el ensayo de flexión o flexo-tracción una probeta en forma de barra con sección rectangular o circular es flexionada por la acción de un momento flector. En el punto de aplicación de la carga la zona superior está sometida a compresión, mientras que la zona inferior está sometida a tracción (Figura 8a) (Coca y Rosique, 1992). Entre ambas, hay una capa que no experimenta compresión, tracción ni variación de longitud; ésta se denomina

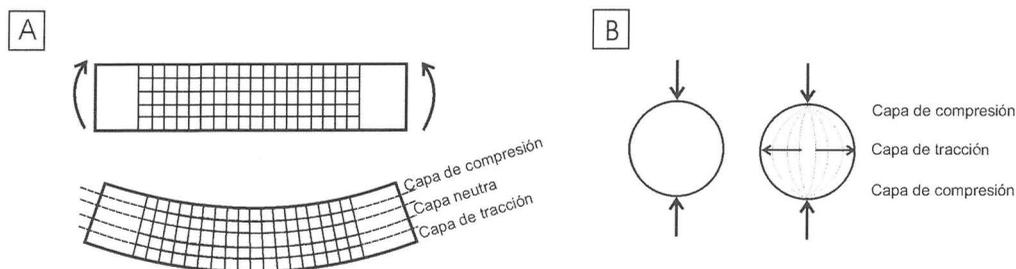


FIGURA 8. Variación de esfuerzos de compresión y tracción a lo largo de la sección transversal de la probeta en el ensayo de (a) flexo-tracción y (b) Brasileño.

capa neutra (Pisarenko et al., 1979). Debido a que durante la flexión una probeta está sometida tanto a esfuerzos de tracción como de compresión, la magnitud de la resistencia a flexión es mayor que la resistencia a tracción (Callister, 1995).

La tensión máxima, o tensión a la rotura en este ensayo de flexión, se denomina resistencia a la flexión o módulo de rotura, σ_F . Ésta es una propiedad mecánica importante para los materiales pétreos. Por ejemplo, las especificaciones de la ASTM recogen que el módulo de rotura mínima exigida para un granito y un mármol calizo usado para edificación son, respectivamente, 10,34 y 7 MPa.

La medida de la resistencia a la flexión se puede obtener a partir de dos tipos de ensayos: tres puntos o carga concentrada, y cuatro puntos o momento constante. La distribución de esfuerzos hacen que, en el ensayo de tres puntos, la sección desfavorable para la rotura sea puntual (coincidiendo con el punto sobre el que se ejerce la carga), mientras que en el ensayo de cuatro puntos, la sección desfavorable para la rotura es el intervalo comprendido entre los dos puntos de apoyo superiores. Si se trabajara con materiales homogéneos, los resultados obtenidos serían reproducibles. Sin embargo, las rocas, debido a su naturaleza heterogénea intrínseca, al sistema poroso, a las pequeñas fisuras que se producen al trabajar el material (corte, pulido, etc.), hacen que la superficie sea muy heterogénea, y con una alta variedad y número de concentradores de tensiones. Por ejemplo, una porosidad del 10 % puede disminuir la resistencia a la flexión en un 50 % (Callister, 1995).

Debido a que el ensayo de tres puntos (carga concentrada) concentra la sección desfavorable en un punto y el ensayo de cuatro puntos (momento constante) la concentra en una sección lineal, los valores de la rotura a flexión con tres puntos son mayores y más dispersos que los obtenidos con el ensayo de cuatro puntos. Así, cuanto más lejos del punto de apoyo se produzca la fisura en el ensayo de tres puntos, mayor será la carga que se tendrá que aplicar al material para que se produzca dicha rotura. Además, la localización aleatoria (aunque siempre cercana al punto de apoyo) de la fisura produce una fuerte dispersión de los valores de rotura a flexión. La medida de la rotura a flexión con cuatro puntos es el ensayo más idóneo para obtener la resistencia a flexo-tracción en rocas. Sin embargo, si se quiere evaluar la resistencia de una roca que se va a utilizar como pavimento, es probable que el ensayo de flexión a tres puntos reproduzca mejor el comportamiento de la roca cuando ésta esté colocada.

Ensayo Brasileño

La obtención de la resistencia a la tracción por el ensayo Brasileño consiste en medir la tracción indirectamente, asumiendo que la rotura se produce por tracción cuando la roca se somete a un esfuerzo biaxial. Así, si la carga se aplica entre las superficies de la roca (con forma cilíndrica) se produce tracción en todo el eje diametral. Sólo se producen esfuerzos de compresión en la zona de la roca que está en contacto con las placas que transmiten la carga (Fig. 8b). La rotura producida por este ensayo depende fuertemente de las heterogeneidades de la roca, y en particular, de las que se encuentran en el eje diametral de aplicación de la carga.

Propiedades Elásticas Dinámicas de las Rocas. Propagación de Ondas Ultrasónicas

Esta técnica ha sido ampliamente usada tanto en ensayos de laboratorio como en medidas de campo para la caracterización de rocas ornamentales procedentes de la cantera, colocados en obra o monumentos, etc. Además, debido al carácter no destructivo resulta extremadamente útil para estos usos y, en particular, para la evaluación in situ de los materiales empleados en el patrimonio arquitectónico, durante la extracción de los sondeos, detección de grietas o fracturas, etc. (Montoto, 1996).

Las ondas ultrasónicas se propagan desplazando las partículas de su posición de equilibrio por la aplicación de una fuerza externa. Este desplazamiento induce otros en partículas vecinas, lo que permite la propagación de la onda. Así, para poder caracterizar y evaluar una roca se estudian básicamente las ondas longitudinales, P, y las transversales, S. Las ondas superficiales o Rayleigh también se estudian cuando se trabaja con la técnica de transmisión-recepción indirecta.

La interacción entre las ondas mecánicas y las fases que constituyen la roca (minerales y sistema poroso) proporciona una señal ultrasónica que contiene información de la microestructura de la roca. El estudio de esta señal en el dominio temporal es el más utilizado, donde se obtienen las velocidades de propagación de las ondas, la atenuación y energía de la señal, etc. A partir del dominio frecuencial, generalmente calculado aplicando la transformada de Fourier a la señal, se obtienen la frecuencia principal, el ancho de banda, los picos secundarios, la posición de interfases entre dos materiales, etc. Por último, el dominio tiempo-frecuencia permite obtener información del ruido granular, detectar discontinuidades, etc., aplicando las transformadas tipo Fourier y wavelet.

A partir de las velocidades v_P y v_S se pueden obtener los módulos elásticos dinámicos de Young, E, y de Poisson, ν , mediante las siguientes ecuaciones:

$$E = \rho_{\text{bulk}} v_P^2 \frac{(1-2\nu)(1+\nu)}{(1-\nu)}, \quad (18)$$

$$\nu = \frac{(v_P/v_S)^2 - 2}{2[(v_P/v_S)^2 - 1]}. \quad (19)$$

El módulo de Young estático de las rocas es, en general, menor que el módulo dinámico debido a que las rocas presentan discontinuidades (poros y fisuras). El módulo determinado por tracción difiere del determinado por compresión por la misma causa. Además, los esfuerzos mecánicos que ejercen las ondas mecánicas (P y S) sobre la roca son de rápida aplicación y baja intensidad, lo que hace que la roca tenga un comportamiento puramente elástico (Guégen y Palciauskas, 1994).

Las velocidades sónicas de las rocas ornamentales sedimentarias presentan valores menores y menos definidos que en rocas metamórficas o ígneas (Schön, 1996). Ambas características se deben principalmente a la alta porosidad y los bajos valores de los parámetros elásticos que presentan sus componentes. Esto hace que la caracterización petrográfica de este tipo de rocas sea un elemento necesario en la interpretación de los resultados, ya que la propagación de las ondas está controlada por las propiedades elásticas de los minerales que la constituyen y su cantidad, los contactos entre ellos, el grado de cementación, las orientaciones preferenciales, su anisotropía (bandeados), la porosidad, morfología y contenido de los poros o discontinuidades, etc. Por ejemplo, el cuarzo se caracteriza por tener una v_P relativamente baja (6050 m/s) si se compara con otros minerales como la calcita (6650 m/s) o la dolomita (7370 m/s). Esto hace que una roca con un alto contenido en cuarzo (ej.: cuarzo-arenita) tenga una v_P menor que una roca con menor contenido en cuarzo (ej.: arcosa), proporcionando una estimación errónea de la resistencia mecánica de estas rocas ya que, en general, una cuarzo-arenita presenta una resistencia mecánica mayor que una arcosa (Goodman, 1989). Otro parámetro petrológico que influye fuertemente en la propagación de las ondas es la presencia de poros y fisuras (Schön, 1996). Existe una relación inversa entre la porosidad y la velocidad ya que la onda sufre una elevada atenuación al pasar de una fase sólida a aire o líquido (en función del grado de saturación de agua del material). Esta influencia es más importante sobre las ondas P que sobre las S.

El contenido en humedad puede modificar fuertemente los valores de velocidad de propagación de las ondas. La influencia de la humedad es mucho más marcada para las ondas P debido a la diferencia entre la compresibilidad del aire y del agua. En general, la velocidad de las ondas P aumenta, principalmente, con la presencia de disoluciones en los poros debido a que la compresibilidad del agua es mayor que la del aire. Por el contrario, las ondas S sólo se propagan a través de la fracción sólida de la roca y, por ello, su velocidad permanece casi constante, independientemente del grado de saturación (Schön, 1996). Sin embargo, en algunas rocas altamente porosas, las velocidades sónicas pueden ser menores cuando están saturadas. Esto puede ser explicado con la teoría de propagación de ondas elásticas en medios saturados de Biot (Valdeón, et al., 1996).

La presencia de humedad en las rocas afecta a sus propiedades mecánicas, disminuyendo su resistencia conforme aumenta el contenido de humedad. Sin embargo, las v_P aumentan con la presencia de agua y, por lo tanto, se produce un aumento del módulo de Young dinámico. Es decir, desde el punto de vista dinámico, un aumento del contenido de agua en la roca mejoraría sus propiedades mecánicas, hecho que, en general, es falso en este tipo de rocas. Por otro lado, debido a la gran dependencia de las propiedades mineralógicas y petrológicas sobre las características elásticas del material y su respuesta a las ondas sónicas, cabe esperar que los ultrasonidos no sean siempre buenos estimadores de la cohesión o resistencia del material cuando se comparan diferentes rocas entre sí.

Sin embargo, el uso de los ultrasonidos tiene infinidad de ventajas con respecto a los ensayos estáticos. La principal ventaja es su carácter no destructivo, lo que permite realizar infinitas medidas y experimentos sin destruir la roca. Además, permite realizar medidas in situ en los propios edificios, sin necesidad de extraer un testigo. En particular, son buenos estimadores para comparar una misma roca con diferentes grados de alteración. Este hecho ha sido ampliamente utilizado en el campo de estudio de la degradación y conservación del patrimonio cultural, en la evaluación de bloques extraídos en cantera, etc.

Medida de las Velocidades de las Ondas

La medida de las velocidades de las ondas P y S se realizan por medio de transductores o palpadores. Estos contienen un cristal piezoeléctrico que transforma un campo eléctrico en una presión acústica o mecánica a una determinada frecuencia. Los transductores pueden ser emisores y receptores. Existen dos tipos de transductores en función de la polarización de la onda que emite. Los transductores no polarizados emiten todas las ondas a la frecuencia que trabaja el transductor. En la práctica se miden mayoritariamente las ondas P, las cuales se transmiten con mayor velocidad y llegan con mayor intensidad. Los transductores polarizados emiten una onda P o S pura. Sin embargo, los transductores que emiten ondas S no están completamente polarizados y es común obtener señales contaminadas con ondas P. Esto hace que la medida del tiempo de vuelo de la onda S pueda ser complicada y sea necesario utilizar geles especiales de incidencia normal.

Las diferentes características elásticas de los minerales, su orientación y tamaño, la porosidad de la roca y el tamaño de las discontinuidades, provocan reflexiones, «scattering», absorción y la disipación de la energía en los bordes entre granos y discontinuidades. Todas estas variables disminuyen la señal recibida por el transductor. Una correcta elección de la frecuencia del transductor puede solventar la atenuación de la señal. Así, si la señal llega muy atenuada se deben elegir transductores de menor frecuencia. La elección de la frecuencia del transductor depende de la longitud de la probeta, del tipo de estudio que se quiera realizar (detección de fisuras o medida de velocidades sónicas de bloques de cantería) y de la atenuación de la señal por la propia roca. Cuanto mayor sea la frecuencia de la onda, menor es la longitud de onda, y por lo tanto, mayor interacción entre la onda y los componentes petrográficos de la roca (mayor resolución), aunque, por otro lado, la penetración de la onda en el material es menor. La interacción de una onda con una discontinuidad será mayor cuando ésta es del mismo orden de magnitud o mayor que la longitud de onda, λ , la cual está relacionada con la velocidad de propagación de la onda, v , y su frecuencia, f , como $\lambda = v/f$. Por ejemplo, la velocidad de propagación de las ondas P en un mármol comercial tipo Marfil, medido con un transductor de frecuencia 100 kHz, es de 6000 m/s, por lo que $\lambda = 6$ cm. Esto hace que la detección de las fisuras de esta roca sea poco resolutive.

Según la disposición de los transductores sobre la roca, así como el modo en el que se generan las ondas ultrasónicas, se pueden distinguir tres técnicas diferentes, aunque complementarias: (1) se puede trabajar enfrentando al transductor emisor y el receptor con un ángulo de 180° (método de transmisión-recepción directo), con ángulo de 0° (método de transmisión-recepción indirecto); con ángulo de 90° (método de transmisión-recepción semi-indirecto); (2) que el emisor y el receptor estén en el mismo punto (método pulso-eco);

y (3) que el emisor sea un martillo o elemento similar que produzca un golpe mecánico y el receptor sea un transductor (método del martillo o impacto).

La elección de la técnica depende de la aplicación. Por ejemplo, la medida de v_p y v_s se realiza principalmente con transmisión-recepción. Para determinar la alteración superficial de las rocas se usa el método con transmisión-recepción (indirecto). La detección de discontinuidades entre elementos, como fracturas o la medida del espesor de un estuco, se realiza con la técnica pulso-eco. La profundidad de un sillar o el estado de un bloque sacado de una cantera se puede determinar con la técnica del martillo o impacto, etc.

Tanto la técnica de pulso-eco como la de impacto permiten obtener el espesor del material, el cual es $\sim v/2f$. La diferencia estriba en la frecuencia utilizada en cada técnica. Así, en la técnica pulso-eco es muy común utilizar transductores de alta frecuencia ($> 1\text{MHz}$), lo que permite determinar espesores del orden de los milímetros. Sin embargo, en la técnica de impacto se generan ondas mecánicas de baja frecuencia ($\sim 10\text{kHz}$) (Sansalone y Streett, 1997), por lo que el espesor determinado del material es del orden de los centímetros.

BIBLIOGRAFÍA

- Atkins, P.W. (1991). *Físicoquímica*. Addison-Wesley Iberoamericana, Wilmington, 1001 p.
- Beck, K., Al-Mukhtar, M., Rozenbaum, O., Rautureau, M. (2003). Characterization, water transfer properties and deterioration in tuffeau: building material in the Loire valley – France. *Building and Environment*, 38: 1151-1162.
- Bell, F.G. (1993). Durability of carbonate rock as building stone with comments on its preservation. *Environmental Geology*, 21: 187-200.
- Bell, F.G. (2000). *Engineering properties of soils and rocks*. 4ª Ed. Blackwell Science Oxford, 482 p.
- Benavente, D. (2003). *Modelización y estimación de la durabilidad de materiales pétreos porosos frente a la cristalización de sales*. Biblioteca Virtual Miguel de Cervantes, <<http://www.cervantesvirtual.com/FichaObra.html?Ref=12011>>.
- Benavente, D., Lock, P., García del Cura, M.A., Ordóñez, S. (2002). Predicting the capillary imbibition of porous rocks from microstructure. *Transport in Porous Media*, 49: 59-76.
- Callister, W.D. (1995). *Ciencia e ingeniería de los materiales*. Editorial Reverte, Barcelona, 459 p.
- Camuffo, D. (1998). *Microclimate for cultural heritage*. Elsevier, Amsterdam, 415 p.
- Choquette, P.W., Pray, L.C. (1970). Geology nomenclature and classification of porosity sedimentary carbonates. *AAPG Bulletin*, 54: 207-250.
- Coca, P., Rosique, J. (1992). *Ciencia de materiales*. Ed. Pirámide, Madrid, 687 p.
- Dapena, E. (1996). Características mecánicas de materiales de construcción. En: *Degradación y conservación del Patrimonio Arquitectónico* (F. Mingarro, Ed.), Ed. Complutense, Madrid, 249-269.
- Doyen, P.M. (1988). Permeability, conductivity, and pore geometry of sandstone, *Journal of Geophysical Research*, 93: 7729-7740.
- DIN 50008-1 (1981). *Atmospheres and their technical application; Standard atmospheres over aqueous solutions; Saturated salt solutions, glycerol solutions*. Deutsches Institut für Normung, Berlin, 4 pags.

- Dullien F.A.L. (1992). *Porous Media Fluid Transport and Pore Structure*. Academic Press, San Diego, 574 p.
- Esbert, R.M., Ordaz, J., Alonso, F.J., Montoto, M., González Limón, T., Álvarez de Buergo, M. (1997). *Manual de diagnosis y tratamiento de materiales cerámicos pétreos y cerámicos*. Col·legi d'Aparelladors i Arquitectes Tècnics de Barcelona, Barcelona, 139 p.
- Everett, D.H. (1961). Thermodynamics of frost damage to porous solids. *Transactions of the Faraday Society*, 57 (9): 1541.
- Fort, R. (1996). El agua en los materiales pétreos: comportamiento. En: *Degradación y conservación del Patrimonio Arquitectónico* (F. Mingarro. Ed.), Ed. Complutense, Madrid, 237-248.
- Gauri, K.L., Bandyopahyay, J.K. (1999). *Carbonate stone: chemical behavior, durability and conservation*. New York, John Wiley & Sons, 284 p.
- Geiker, M., Grube, H., Luping, T., Nisson, L.O., Andrade, C. (1995). Laboratory test methods. En: *Performance Criteria for Concrete Durability*, (J. Kropp y H.K. Hilsdorf. Eds), E&FN Spon, London, 213-257.
- González de Vallejo, L.I., Ferrer, M., Ortuño, L., Oteo, C. (2002). *Ingeniería geológica*. Prentice Hall, Madrid. 715 p.
- Goodman, R.E. (1989). *Introduction to rock mechanics*. New York: John Wiley & Sons, 562 p.
- Gregg, S.J., Sing, K.S.W. (1982). *Adsorption, surface area, and porosity*, 2nd ed. Academic Press, London, 303 p.
- Guéguen, Y., Palciauskas, V. (1994). *Introduction to the physics of rock*. Princeton, University Press. Princeton, 294 p.
- Hall, C., Hoff, W.D. (2002). *Water Transport in Brick, Stone and Concrete*, Taylor and Francis, London, 318 p.
- Hammecker, C. (1995). The importance of the petrophysical properties and external factors in stone decay on monuments. *Pure and Applied Geophysics*, 145: 337-361.
- Hoffmann, D., Niedack-Nad, M., Niesel, K. (1996). Evaporation as a feature of characterising stone. En: *8th International Congress on Deterioration and Conservation of Stone*, Berlin, 453-460.
- Sansalone, M.J., Streett, W.B. (1997). *Impact-Echo, Nondestructive Evaluation of Concrete and Masonry*. Bullbrier Press. Ithaca, 339 p.
- Kendall, K. (1984). Connection between structure and strength of porous solids. En: *Physics and chemistry of porous media* (D.L. Johnson y P.N. Sen. Eds.) Schlumberger-Doll Research, 1983. American Institute of Physics, New York, 78-88.
- Künzel, H.M. (1995). *Simultaneous Heat and Moisture transport in building components: one- an two-dimensional calculations using simple parameters*. IRB Verlag. Stuttgart. 102 p.
- Mandelbrot, B.B. (1982). *The fractal geometry of nature*. W. H. Freeman, San Francisco, 460 p.
- Meng, B. (1994). Resolution-dependent characterisation of interconnected pore systems: development and suitability of a new method. *Materials and Structures*, 27: 63-70.
- Montoto, M. (1996). Técnicas no destructivas aplicadas a la conservación del patrimonio histórico. En: *Cuadernos Técnicos: Técnicas de diagnóstico aplicadas a la conservación*

- de los materiales de construcción en los edificios históricos* (E. Sebastián, ed.). IAPH, Sevilla, p. 85-94.
- Nye, J.F. (1972). *Physical properties of crystals*. Oxford. London, 322 p.
- Ordaz, J., Esbert, R. (1985). Porosity and capillarity in some sandstone and dolomite monumental stone. *5th International Congress on Deterioration and Conservation of Stone*, Lausanne, 93-102.
- Pisarenko, G. S., Yakovlev, A. V., Matviev, V. (1979). *Manual de resistencia de materiales*. Moscú, 493 p.
- Rouquerol, J., Avnir, D., Fairbridge, C.W., Everett, D.H., Haynes, J.H., Pernicone, N., Ramsay, J.D.F., Sing, K.S.W., Unger, K.K. (1994). Recommendations for the characterization of porous solids. *Pure & Applied Chemistry*, 66: 1739-1758.
- Scherer, G.W. (1990). The theory of drying. *Journal of the American Ceramic Society*, 73: 3-14
- Scherer, G.W., Flatt, R., Wheeler, G. (2001). Materials science research for the conservation of sculpture and monuments. *MRS Bulletin*, 26: 44-50.
- Schön, J.H. (1996). Physical properties of rocks: fundamentals and principles of petrophysics. *Handbook of geophysical exploration*. Section I, Seismic Exploration Vol. 18. Pergamon, New York, 583 p.
- Siegesmund, S., Ullemeyer, K., Weiss, T., Tschegg, E.K. (2000). Physical weathering of marbles caused by anisotropic thermal expansion. *International Journal of Earth Sciences*, 89: 170-182.
- Tiab, D., Donaldson, E.C. (1996). *Petrophysics: theory and practice of measuring reservoir rock and fluid transport properties*. Houston. Gulf Pub. Co. 706 p.
- Valdeón, L., de Freitas M.H., King, M.S. (1996). Assessment of the quality of building stones using signal processing procedures. *Quarterly Journal of Engineering Geology*, 29: 299-308.
- Vos, B.H. (1976). Waterabsorption and drying of materials. En: *The Conservation of Stone*, Proc. Int. Symp. (R. Rossi-Manaresi Ed.), Bologna, 679-694.
- Washburn, E.W. (1921). The dynamics of capillary flow. *Physical Review*, 17: 273-283.
- Weiss, T., Siegesmund, S., Kirchner, D., Sippel, J. (2004). Insolation weathering and hygric dilatation: two competitive factors in stone degradation. *Environmental Geology*, 46: 402-413.
- Wexler, A. (1994). Constant humidity solutions. En: *Handbook of Chemistry and Physics*, 74th ed., (D.R. Lide, ed.), CRC Press, Inc. Boca Raton, 15-25.
- Winkler, E.M. (1997). *Stone in Architecture: Properties, Durability*, 3rd ed. Springer-Verlag, Berlin, 309 p.
- Zimmerman, R.W., Bodvarsson, G. (1991). A simple approximate solution for horizontal infiltration in a Brooks-Corey medium, *Transport in Porous Media*, 6: 195-205.