

BIBLIOGRAFIA

FICHAS-RESUMENES DE BIBLIOGRAFIA GENERAL DEL KARST (Continuación)

4 **Disolución de la caliza**

HOWARD, A. D.: "Verification of the "Mischungskorrosion" effect (discussion of "Mischungskorrosion" Ein Beitrag zum Verkarstungsproblem, 1964, by A. Bögl)." Cave Notes, V. 8. Pág. 9-12. 1966.

Böglie (Erdkundem V. 1, Pág. 83-92, 1964) señala los importantes cambios en la capacidad de disolución del agua subterránea para con las calizas cuando se mezclan dos fuentes de diferente contenido en CO_2 disueltas. Howard toma varios pares de valores, usados por Böglie, de concentración inicialmente saturadas de calcita disuelta, calcula la concentración de los componentes de estas disoluciones originales, dando un determinado valor a la relación de mezcla de dos de éstas.

Determinando los nuevos valores de las concentraciones de equilibrio. Los resultados demostraron existencia del efecto, concordando con cálculos similares para diferentes concentraciones y relaciones.

5 **Disolución de la caliza**

AUBERT, D.: "Estimation de la dissolution superficielle dans le Jura." Bull. Soc. Vaudoise Sc. Nat. n.º 69. Pág. 365-376. 1967.

Estudios en el Val de Joux. Las medias de las medidas muestran que el 33 % de la disolución total tiene lugar en la superficie sobre rocas desnudas (71 mg.); en el suelo, 58 % (122 mg.), de los que la mitad en el suelo mismo y el resto en el contacto entre suelo y roca. La presencia de un suelo permite duplicar la ablación total.

En las fisuras, en media 37 % (78 mg.), de los que el 13 % en las fisuras anchas y superficiales con circulación rápida y el 24 % en las fisuras con circulación lenta.

La disolución profunda, que excava las cavernas no llega más que al 5 % del total (10 mg.). Las dimensio-

nes considerables de las cavernas se explican por el efecto del tiempo: en 10^6 años una fuente de 3 m³/seg. descarga 370. 10^6 m³ de caliza, con las concentraciones observadas.

La ablación anual se ha calculado en 0,09 mm/año en la cuenca del Areuse. Con este valor en 10^6 años se habrían desmantelado 500-600 m. de caliza, lo que corresponde aproximadamente a lo que ha sucedido desde el último paroxismo tectónico.

Las comparaciones de los contenidos en CO_2Ca de toda una serie de fuentes en verano y en invierno muestran siempre una disolución más activa en verano. La diferencia varía entre 5 y 37 %, siendo la media hacia el 10 %. El exceso de CO_2 de origen orgánico explicaría esta diferencia.

6 **Disolución de la caliza**

MUXART, R.; STCHOUZKOY, T.; FRANCK, J. C.: "Observations hydrokarstologiques dans le bassin amont de la Seille (Jura)." Actas del IV Congr. Int. Esp. Ljubljana. 1968. Páginas 175-180.

Cálculo de la velocidad de erosión química en varias surgencias kársticas de la cuenca del río Seille, en el Jura, mediante la fórmula:

$$V = \frac{4 E I}{100}; \text{ donde: } V = \text{velocidad de erosión química, en m}^3/\text{Km}^2 \text{ por año.}$$

$$E = \text{descarga total en dm.}$$

$$I = \text{contenido en } \text{CO}_2\text{Ca} \text{ en mg/l, en el agua de las surgencias (en media).}$$

En el caso del Seille en $E = 960 \text{ mm.} = 9,6 \text{ dm,}$
 $I = 240 \text{ mg/l,}$ y se obtiene $V = 90 \text{ m}^3/\text{Km}^2 \text{ por año.}$

La velocidad V depende de diversos factores (caudales, temperaturas, evapotranspiración, presencia o ausencia de suelos o coberteras, estructura de la red kárstica, fisuras, conductos, corrientes alóctonas.) En este caso se ha obtenido un valor elevado (según Corbel

la media mundial es $14 \text{ m}^3/\text{Km}^2$ por año), lo que corresponde bien a las características de esta zona: vegetación abundante con praderas y bosques, predominio de las fisuras estrechas, ausencia casi total de grandes cavidades accesibles (sólo se conoce una de menos de 1 km.), lo que supone una circulación lenta con una gran superficie de contacto agua-roca, lo que da como resultado una elevada concentración de CO_3Ca en las surgencias; los aportes a la red subterránea proceden de la infiltración diversa sobre toda la zona de alimentación.

7

Disolución de la caliza

BAUER, F.: "Kalkabtragungsmessungen in den österreichischen Kalkhochalpen."
Erdkunde, XVIII, pág. 95-102. 1964.

Medidas de las aguas de escorrentería, en parcelas experimentales aisladas por paredes de parafina, en el macizo de Dachstein. La roca calcárea da una concentración de 24,6-49,4 mg/l de CO_3Ca , lo que, junto con una pluviometría de 1.500 mm da una disolución superficial de 90-125 mm al cabo de 10.000 años. Este resultado coincide con las medidas de Bögli en Suiza. En las parcelas cubiertas por un suelo la disolución es mucho mayor y más rápida, del orden de 100 mg/l, o sea 280 mm al cabo de los 10.000 años. En las morrenas calcáreas la disolución es mayor aún, del orden de 635 mm al cabo de 10.000 años, lo que equivale a la disolución de una capa de caliza "in situ" de 365 mm. La disolución postglacial debe ser superior a los datos obtenidos de los fenómenos actuales, ya que las temperaturas fueron más cálidas. El bosque, durante el óptimo climático, llegó a los 400 m.

8

Disolución de la caliza

PITTY, A. F.: "An approach to the study of Karst Water."
Univ. Bull. Publ. Co. papers Geogr. N.º 5. Pág. 70.
Fig. 5. Tabl. 8. Hull. 1966.

En Derbyshire, en Buxton, en la gruta de Poole (caliza carbonífera), muestras de aguas de ocho puntos dan contenidos en CO_3Ca , en media de 193 a 265 ppm (ppm = partes por millón, si tomáramos la densidad del agua igual a 1; ppm = mg/l), según los puntos; la desviación standard según los días es de 6 a 58 ppm.

Los contenidos menores coinciden con las temperaturas más bajas (enero o febrero) porque la actividad biológica y microbiológica que desprende CO_2 es mínima;

resultando opuesto a las hipótesis de ciertos autores como Corbel.

Cuando mayores son las precipitaciones, mayores son los caudales y menores los contenidos en CO_3Ca disueltos.

Las fisuras de la caliza forman varios sistemas yuxtapuestos, en parte independientes, contrariamente a las ideas de Crund y Cvijic.

9

Disolución de la caliza

SWETING, M.; GROOM, G.; WILLIAMS, V.; PIGOTT, C.; INGLE SMITH, D. and WARWICK, G.: Geogr. Journal, CXXXI. Pág. 34-56. 1965.

Coloquio presidido por M. Sweting y dedicado a la disolución en los procesos kársticos. Parece ser que las concentraciones de carbonato no aumentan de un modo general cuando desciende la temperatura, tal como afirma J. Corbel. Los mecanismos son mucho más complejos, jugando los ácidos orgánicos un gran papel. Al sur del País de Gales, en el Neath, Groom y Williams han medido las concentraciones siguientes:

Meses	Temp. agua	Pérdida de Melte	Curso subf.	Resur
Marzo	7° C.	52 ppm	79	82
Mayo	10° C.	51 ppm	84	88
Julio	11° C.	52 ppm	88	90

La concentración crece, pues, con la temperatura a lo largo del curso subterráneo. En las crecidas la concentración mínima (14 a 25 ppm en la pérdida). La velocidad de disolución media es del orden de $40 \text{ m}^3/\text{km}^2$ año, análoga a la obtenida por Corbel en Mendips.

En Derbyshire, C. Pigott ha estudiado las mesetas calcáreas en las que se desarrolla un lapiaz cubierto, con fisuras de 3-5 m. de profundidad, rellenas de arcillas con cantos de cuarzo y concreciones ferruginosas que parece se han formado después de las glaciaciones.

Estudios en la concentración del carbonato en la región de Bristol por Ingle Smith muestran una constancia de valores en las fuentes sea cual sea la época del año (235 ppm), siendo también constante la temperatura. Las comparaciones de pH son difíciles de efectuar, debido a su gran variabilidad, influida por el lugar de las mediciones, éstas deben efectuarse siempre en el mismo sitio, periódicamente y en función del caudal, en la misma surgencia si es posible.

G. Warwick muestra que la mayoría de las pérdidas de los ríos se asocian a cambios de pendientes longitudinales y coinciden con un reemprendimiento de la erosión dando un perfil de mayor pendiente, situándose la pérdida en el extremo superior de este sector.

10

Disolución de la caliza

PETRIK, M.: "Characteristics of water from springs in the limestone región of Croatia."

Act. Col. Dubrovnik. Pág. 624-234. AIHS-UNESCO. 1967.

Datos recogidos en 200 puntos (ríos, surgencias) de Croacia, de los que se han hecho 576 análisis. En cada punto entre 1 y 37 análisis, en todas las estaciones o entre junio y octubre. Con pocas excepciones, el número de muestras de cada punto es demasiado pequeño para emplear métodos estadísticos. Por ello se presentan valores extremos. Los resultados variaron en cada punto con las condiciones climáticas, en unos casos entre estrechos límites y en otros ampliamente.

Temperatura: Varía entre 4,8-18,0 °C. Es inversamente proporcional a la altitud, pero hay a veces grandes diferencias en fuentes de la misma región a la misma altitud: la fuente p. 84, próxima a la costa a 5 m. de alt., varía entre 8,4-9,1 °C, mientras que la p. 19 a 0,5 m. da 13,3-13,9 °C. La diferencia es debida a la altitud de las zonas de alimentación: 300 m. en la primera y 20 m. en la segunda. Fuentes en la costa: 7,8-18,0 °C. Fuentes entre 300-350 m.: 6,6-11,0 °C. Fuentes entre 550-600 m.: 7,2-10,2 °C. Las fuentes más importantes muestran variaciones menores que 1 °C a lo largo del año.

Oxígeno disuelto: Concentraciones: 6,3-12 mg/l, normalmente 8-11 mg/l. Saturaciones generalmente elevadas: 54-110 %, normalmente 80-100 %. Las sobresaturaciones suelen indicar calentamiento del agua subterránea, cuando se aproxima a la superficie. Los valores menores al fin del verano o principio de otoño, los mayores a principio de primavera. Las fuentes con valores menores corresponden a zonas agrícolas, y las mayores a zonas con bosques. Generalmente, una elevada saturación indica una circulación subterránea en sistema de fisuras o conductos bien aireados.

CO₂ libre: Su presencia es normal. Sólo en 11 fuentes no lo había. Concentraciones normalmente inferiores a 10 mg/l. En algunos casos se mantienen por debajo de 20 mg/l, o de 30 mg/l. La máxima en fuentes importantes: 16 mg/l. Los mayores valores: islas de Kark y Rab 30/62 mg/l.; Plomin 0-55 mg/l. Las tres son zonas con cultivos. La mayoría de las fuentes dan menos CO₂ libre que el correspondiente al equilibrio.

Alcalinidad y dureza: En las fuentes la alcalinidad es debida siempre a los bicarbonatos; sólo en ríos se encuentran a veces carbonatos. La alcalinidad total de las fuentes es menos variable que la dureza y el contenido en Cl, pero varía según las épocas y las fuentes. Se toma como igual a la dureza carbonática, cuando es mayor que la dureza total, y la diferencia se atribuye a los bicarbonatos de metales alcalinos. Ocurrió esto en 16 puntos, en zonas agrícolas o pantanosas. La dureza total varía considerablemente: 104-878 mg/l, pero la gran mayoría

entre 104-270 mg/l. Los valores mayores los dieron las fuentes a altitudes menores y las salinas. La dureza carbonática varía entre 100-310 mg/l, con algunas excepciones. Los valores mayores en las zonas llanas cerca de la costa, en las islas y en el N. de Dalmacia. Se obtuvieron valores similares a los dados por Zötl para los Alpes del NE de Austria: 100-180 mg/l para más de 1.000 m. de altitud, 140-230 mg/l entre 400-900 m., salvo excepciones. La dureza no carbonática varía entre 0-688 mg/l. Principalmente debida a sulfatos, cuando hay muy poco Cl (4-30 mg/l). El contenido en CO₂Mg (dureza magnésica), según las regiones fue menor que 20 mg/l o mayor que 100 mg/l. No puede exceder al 50 % de la dureza total en aguas que han estado en contacto sólo con dolomía pura, y es menor que 25 % si se trata de caliza. La relación entre ambas indica, pues, si el agua ha circulado por caliza, por dolomía o por ambas. Según Fourmarier: 0-7,5 % caliza pura, 7,5-12,5 % caliza magnésica, 12,5-25 % caliza dolomítica, 25-50 % dolomía (42,5-50 % dolomita pura). Estos valores en una fuente, a veces fluctúan de tal manera que reflejan la variedad litológica de la zona que drena, mientras que en otros casos corresponden bastante bien a las cifras anteriores. El primer caso puede corresponder a regiones superficiales, con calizas y dolomías que reciben precipitaciones variables en el espacio, a que la circulación subterránea tiene lugar a través de partes litológicas distintas, según el nivel del agua, o a una combinación de ambos efectos.

Cloro: De los 200 puntos, 137 dieron contenidos en Cl menores que 10 mg/l la mayor parte menores que 5 mg/l. En líneas generales son inversamente proporcionales a la altitud de la zona drenada. En las fuentes en la costa o próximas, valores de 12-38 mg/l (transporte de agua del mar por el viento). Hay algunos casos excepcionales: págs. 137 y 138, lejos del mar, a 360 m de altitud, con 358 y 281 mg/l (sólo una vez, en aguas bajas); p. 191 a 1,5 km de la costa, 4.450-6.750 mg/l; p. 180 a 7 km, 415 mg/l; p. 187 a 4 km, 1.840 mg/l. Las dos últimas reciben infiltraciones de aguas marinas en mareas altas a través del lecho del río Neretva. Algunas fuentes especiales reciben aportes directos de agua del mar. Su salinidad es variable, pues depende de la estructura de la fuente, del caudal y de las mareas. Tres fuentes de este tipo dieron 3,5-2.770 mg/l, 310-4.320 mg/l y 73-3.230 mg/l.

Conclusiones: Cada fuente muestra variaciones según las estaciones y los años, relativamente pequeñas en fuentes importantes y perennes, que drenan zonas litológicamente homogéneas, y sin aportaciones en la última parte del recorrido subterráneo, pero pueden ser muy grandes en ausencia de estas condiciones. Los grandes ríos dan valores más constantes.

Algunas fuentes, incluso muy próximas, dan diferencias apreciables los ps. 5, 6, 7, dieron en el mismo día: dureza entre 160-192 mg/l, dureza no-carbonática 1-17 mg/l, dureza magnésica 28-76 mg/l (en porcentaje 17,5-

39,6 %). Estas diferencias se encuentran muchas veces en zonas kársticas. Por ejemplo, Maurin y Zötl encontraron, en las islas griegas de Kefhalonia y Amorgos, cifras como éstas: fuentes de Kutavos, dureza total 358-573 mg/l; pozos de Chara 251-537 mg/l; en Aigitaí 286-627 mg/l. Aún hay mayores diferencias entre regiones distintas. En general, las fuentes a mayor altitud dan los menores contenidos de sustancias minerales en disolución y los mayores los dan las fuentes situadas en terrenos llanos próximos a la costa. Algunos valores excepcionalmente altos parecen ser debidos a depósitos de yesos, aún no conocidos. Aparecen diferencias cualitativas entre fuentes individuales o entre grupos de fuentes, debidas a diferencias litológicas.

En las rocas carbonáticas del NE de los Alpes, Zötl halló las menores concentraciones en las fuentes de calizas, mayores en las de dolomías y las máximas en las que proceden de materiales clásticos no consolidados o aluviones, al pie de las montañas. Hemos encontrado en nuestras regiones diferencias similares: la dureza en 23 puntos en calizas entre 104-192 mg/l; en 20 ps. en dolomías 170-291 mg/l; en 12 ps. en materiales no consolidados 179-430 mg/l.

La mayor parte de nuestras aguas dan una dureza no-carbonática menor que 35 mg/l, pues proceden en su mayor parte de rocas carbonáticas.

En los ríos de esta región, en 40 ps., la pureza varía entre 144-216 mg/l con algunas excepciones. Como dato comparativo, el río Sava, aguas arriba de Zagreb, da entre 164-250 mg/l.

Las aguas subterráneas de aluviones de los ríos Sava y Drava, dan valores entre 222-449 mg/l muy por encima de las halladas en nuestra zona, excepto en algunos casos.

Así pues, los hechos observados en la región calcárea de Croacia no concuerdan con la opinión, frecuentemente admitida, de que las aguas de las zonas calizas tienen una dureza mayor que las procedentes de capas acuíferas en aluviones.

II

Disolución de la caliza

INGLE SMITH, D.: "Study of the calcium and magnesium content of limestone areas."

Actas del IV Congr. Int. Esp. Ljubljana. 1968. Pág. 213-218.

El autor insiste en la necesidad de tener en cuenta el CO_3Mg en los cálculos de la velocidad de erosión kárstica. En rocas con 0-6 % de CO_3Mg , respecto a CO_3Ca , el agua da 5 % de CO_3Mg , y si en la roca la relación es de 46 %, el agua de valores de 36 a 46 %.

Los análisis de aguas muestran grandes variaciones, a corto plazo, en los contenidos de CO_3Ca (y CO_3Mg), en general mayores en las aguas procedentes de arroyos superficiales dispersos (las lluvias producen un marcado

descenso) que en las de los ríos (los aumentos de caudal producen descensos, y al revés), mientras que en intervalos de un año o más, son relativamente constantes. Las aguas de las surgencias kársticas muestran variaciones mayores cuando hay pérdidas de ríos alóctonos, y varían con relación al caudal como los ríos subaéreos. Da valores de 220-320 mg/l de CO_3Ca en varias surgencias.

En las cavidades las aguas de percolación lenta dan valores mayores (y más constantes) del contenido de CO_3Ca que las procedentes de pérdidas, y aproximadamente iguales a las de las surgencias.

Otras muestras analizadas por el autor en el norte del Canadá, en zona de permafrost permanente (y por tanto sin circulación subterránea), en aguas de superficie, dan valores menores que 90 ppm. de CO_3Ca y CO_3Mg .

Concluye que las aguas más agresivas son las que percolan a través de un suelo, donde toman CO_2 en proporción mucho mayor que la correspondiente al equilibrio con la atmósfera. Este último sería el caso de las aguas frías de la zona ártica, que dan un contenido mucho menor, lo que demuestra la poca importancia de la temperatura, en comparación con la presencia de suelos.

Las diferencias que muestran los análisis de las aguas kársticas son debidas más a la litología y a la presencia y tipo de los suelos que a las condiciones climáticas.

12

Disolución de la caliza

SWEETING, M. M.: "Some variations in the types of limestone and their relation to cave formation." Act. IV Congr. Int. Esp. Ljubljana. 1968. Páginas 227-232.

La autora destaca la poca atención que se ha prestado en las publicaciones a la naturaleza y tipo de las calizas, frente a los numerosos estudios sobre los procesos químicos de disolución. No hay que olvidar que hay más de 500 tipos de calizas.

1. Parece que la presencia de capas no calizas en bancos delgados favorece la karstificación, al concentrar el agua en algunas zonas.

2. No se ha realizado un estudio serio sobre la diferente solubilidad de las micritas y las esparitas. Observaciones preliminares parecen sugerir que las calizas con un alto porcentaje de calcita espática son menos solubles que las de bajo porcentaje. Esto también se refleja en las formas de las cavidades: las primeras dan cavidades estrechas, confinadas a juntas ampliadas por disolución; las segundas (50-60 % de calcita espática), cavidades amplias que tienden a contener más materiales clásticos; y en algunas formas del relieve subaéreo: las primeras dan gargantas estrechas con paredes lisas y las segundas más abiertas, con derrubios.

3. El CO_3Mg es más soluble que el CO_3Ca , y con más rapidez.

Análisis de calizas no dolomíticas: $\text{CO}_3\text{Ca}/\text{CO}_3\text{Mg}$ vale 30-1. Aguas de las mismas dan $\text{Ca}/\text{Mg} = 8-1,5$ mostrando una solubilidad mayor del CO_3Mg .

Teniendo en cuenta el tiempo de contacto del agua con la roca, el CO_3Mg se disuelve más rápidamente al principio, pero luego va aumentando el CO_3Ca , que termina por predominar ampliamente (efecto apreciable sobre todo en los gours). La relación Ca/Mg comienza siendo 1-1, 3-1, 7-1 y alcanza el valor 38-1 en gours.

Influye la evaporación: los arroyos de superficie tienen más Mg/Ca en verano que en invierno:

Concluye que hay mucho que aprender sobre la solubilidad de las calizas.

13 **Disolución de la caliza**

EK, C.: "La teneur en $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ et en CO_2 des eaux des grottes belges."

Ac. IV Congr. Int. Esp. Ljubljana. 1968. Páginas 75-77.

Conclusiones de 700 análisis, determinando principalmente el pH, HCO_3^- , Ca^{++} y Mg^{++} .

Mg^{++}

varía de 15 a 40 %, CO_3Ca de 30 $\text{Ca}^{++} + \text{Mg}^{++}$

(pérdidas) a 300 mg/l (surgencias), y llega a 400 mg/l en el degoteo de estalactitas.

Las aguas de superficie aumentan rápidamente en dureza al entrar en las calizas. En las redes subterráneas la dureza es mayor en las fisuras y conductos estrechos, donde la velocidad del agua es menor, mientras que la acción disolvente de los "ríos subterráneos" es casi nula, sobre todo en cavidades que comunican con el exterior. El factor más importante en la corrosión es el CO_2 procedente del suelo.

Las lluvias intensas disminuyen la dureza, pero al aumentar el caudal, aumentan la cantidad total de caliza disuelta. Las lluvias moderadas no disminuyen apreciablemente la dureza. En los períodos secos aumenta ésta, pero lentamente.

La acción de la temperatura es poco importante. Las aguas de fusión de la nieve son agresivas, las del hielo no.

Hay que tener en cuenta las circunstancias meteorológicas en el momento de toma de muestras, y no sólo el clima medio anual.

La concentración de Ca^{++} y CO_3 aumenta al disminuir el caudal y al aumentar la superficie de contacto agua-caliza por unidad de volumen.

Se observan raras veces aguas en equilibrio teórico, pero éste ha de ser distinto que el natural.

14

Hidrogeología en la caliza

SOKOLOV, D. S.: "Hydrodynamic zoning of karst water." Act. Col. Dubrovnik. Pág. 204-207. AIHS-UNESCO. 1967.

El estudio de las zonas hidrogeológicas verticales, en las aguas kársticas, es un importante aspecto de la hidrogeología kárstica. Casi todos los investigadores más importantes del karst han considerado con cierto detalle este tema, desde finales del siglo XIX y en los primeros 40 años del XX (Martel, Grund, Cvijic, Kruber, Varsanofyeva, Davis, Lehmann, Shchukin, Zaitsev, etc.); ya a fines del siglo XIX, Tutkovskii destacaba el papel esencial de las aguas artesianas en el desarrollo del karst. En la URSS se ha presentado una atención especial a este asunto durante los últimos veinte años (Aprodov, Gvozetskii, Lukoshin, Makarenko, Magsimovich, Ryzhikov, Sokolov, etc.).

En las zonas kársticas, compuestas de potentes capas de rocas carbonatadas y sulfatadas, se pueden distinguir cuatro zonas verticales hidrodinámicas, que difieren en las condiciones y el régimen del movimiento de las aguas:

a) La zona de aireación, en la que predomina el movimiento descendente de las aguas de infiltración y de las pérdidas; en muchas zonas kársticas también son características las aguas "suspendidas" en esta zona.

b) La zona de fluctuación estacional del nivel del agua.

c) La zona de saturación completa, donde el drenaje está impuesto por la red local de drenaje.

d) La zona de circulación profunda, donde las aguas subterráneas circulan hacia zonas de descarga lejanas, sin influencia directa de la red local de drenaje.

Esta subdivisión refleja aspectos generales de la distribución en vertical de las aguas en el karst; como dependen de la estructura geológica y el relieve, las cuatro zonas pueden no encontrarse en ciertos karst.

Los conductos por los que circula el agua se desarrollan sobre la base de la permeabilidad de los poros y de las fisuras. Es imposible delimitar límites exactos entre los términos de la serie: fisura primaria - fisura kárstica - Conducto kárstico - caverna kárstica, y en los de esta otra: poros - conductos - grandes cavidades kársticas. En las condiciones naturales no hay fronteras acusadas entre ellas. El agua en el karst circula a través de un sistema complicado; puede moverse principalmente a través de poros, huecos, fisuras y conductos, o bien en una combinación de todos estos tipos. Incluso en ríos subterráneos, aislados en cierta manera, en las cavernas, se pueden observar aportes de agua desde pequeñas cavidades o una parcial reabsorción del flujo en las fisuras y conductos adyacentes. Por consiguiente, los flujos del agua subterránea son muy variados en las zonas con grandes conductos. Las circulaciones más o menos independientes se pueden encontrar en las tres zonas

hidrodinámicas superiores, pudiendo estas circulaciones ser confinadas o libres. Normalmente la formación de un río subterráneo resulta de un largo desarrollo del karst. A su vez influyen grandemente en el futuro desarrollo del karst en una zona concreta.

LA ZONA DE AIREACION

El espesor de la zona de aireación varía dentro de amplios límites y puede llegar a centenares de metros. Depende del clima, condiciones de infiltración de las aguas meteóricas, estructura geológica (posición de la roca y permeabilidad) y de las condiciones del drenaje del macizo (frecuencia y profundidad de los valles de erosión).

El movimiento del agua está influido sobre todo por un factor: la infiltración. Sus componentes son: la energía del relieve subaéreo, el carácter de la red fluvial y microrelieve, composición y espesor de la cobertera, precipitación (el clima determina su carácter y su distribución estacional), los fenómenos de hielo y deshielo del suelo, el espesor de la cubierta de nieve, su redistribución y velocidad de deshielo, el carácter de la vegetación.

El carácter localizado de la infiltración, en la zona de aireación, es intensificado por la no uniformidad de la permeabilidad de las rocas solubles. Las causas principales de esta falta de uniformidad son: (a) La karstificación en estadios anteriores del desarrollo, cuando los estratos estaban en zonas hidrodinámicas más bajas o estuvieron sometidos a karstificaciones, en épocas anteriores; en relación con esto hay que destacar que el desarrollo del karst en la zona de aireación tiene aspectos invariablemente de procesos heredados, (b) la heterogeneidad de la composición litológica de los estratos de las rocas solubles, y la anisotropía de las permeabilidades de poros y fisuras, relacionada con esa heterogeneidad, (c) el relleno de las cavidades kársticas con tipos variados de sedimentos, (d) el tipo del afloramiento.

En la zona de aireación de muchas zonas kársticas hay aguas "suspendidas". La causa principal es la no uniformidad de la permeabilidad y la presencia de aquicludos locales. Al encontrar estos equicludos las aguas de infiltración cambian la dirección de su movimiento, de vertical a sub-horizontal. Los aquicludos son capas interestratificadas de rocas insolubles o de partes impermeables de las rocas solubles, a veces se forman como consecuencia del relleno de cavidades. El régimen de las aguas kársticas suspendidas depende de la continuidad de los aquicludos, del grado de karstificación de las rocas situadas por encima y del régimen de las aguas de infiltración. En algunos casos dan lugar a pequeñas bolsas de agua estacionales, en otros a pequeñas corrientes de agua, perennes o no, que pueden ser continuas o activarse sólo a ciertos niveles.

Las aguas suspendidas se mueven hacia los alrededores de los aquicludos o hacia las fisuras en el interior de

ellos, penetrando así en los horizontes inferiores de la zona de aireación, o formando fuentes a diversos niveles en las laderas de los valles. Los aquicludos de las aguas kársticas suspendidas pueden ser destruidos, como resultado del lesivado o (en zonas tectónicas positivas) por la apertura gradual de las fisuras debida a la relajación. Las zonas más favorables para la formación de aguas suspendidas se encuentran en las zonas de clima húmedo, y en áreas de levantamiento (geológico).

El agua que procede de las precipitaciones y entra en la zona de aireación se encuentra marcadamente saturada en carbonatos y sulfatos. El más poderoso generador de CO_2 es el suelo, por los procesos bioquímicos. El contenido de CO_2 en el aire del suelo es decenas o centenares de veces mayor que en la atmósfera; es mayor en las zonas tropicales o subtropicales. La formación de CO_2 en el suelo está estrechamente relacionada con el periodo de crecimiento de las plantas; este proceso puede ser estacional o anual, ya que depende del clima.

El CO_2 del aire del suelo es consumido como resultado de: (a) difusión en la atmósfera, (b) asimilación por las plantas, (c) difusión hacia horizontes del subsuelo en la zona de aireación, y (d) disolución por las aguas infiltradas, a su paso por el suelo.

Los dos últimos procesos son de importancia primordial para el enriquecimiento de las aguas de la zona de aireación en CO_2 ; en verano el proceso de difusión del CO_2 desde el aire del suelo hacia los horizontes del subsuelo en la zona de aireación, aumenta a causa del aumento de la energía térmica que afecta al suelo.

En los horizontes del subsuelo de la zona de aireación, se forma CO_2 a expensas de los siguientes procesos: (a) la vida y descomposición de los organismos que pueblan estos horizontes, (b) la oxidación de las materias orgánicas aportadas por las aguas percoladas, (c) oxidación de los sulfuros, (d) a expensas de la materia orgánica de los estratos carbonosos.

LA ZONA DE FLUCTUACION ESTACIONAL

Tiene carácter de transición: cuando desciende el nivel del agua forma parte de la zona de aireación y, viceversa, cuando asciende de la zona de saturación. Esto determina un cambio periódico en la circulación vertical u horizontal del agua en esta zona.

El espesor de esta zona varía, grandemente, no sólo entre zonas kársticas distintas, sino dentro de la misma. Esta variación es debida a la influencia del factor infiltración, a la no uniformidad de la karstificación de la roca y a la amplitud de las fluctuaciones de los niveles del agua en los ríos de la zona subaérea.

Por ejemplo: (a) el espesor de la zona es mayor cuando la irregularidad estacional de la recarga por las precipitaciones es más marcada, (b) el espesor de la zona es menor cuando hay aguas suspendidas en la zona de aireación, que descargan como fuentes en las laderas de los valles, (c) es mayor cuando hay pérdidas de

aguas alóctonas, (d) el desarrollo intenso de las comunicaciones fáciles entre los conductos kársticos subterráneos tiende a reducir el espesor de la zona.

La estimación de la permeabilidad de la roca, en sitios localizados de un macizo kárstico, se puede hacer con éxito sobre la base de mapas de curvas isopiezas, que caracterizan los cambios estacionales de las superficies de depresión de las aguas.

En algunas zonas kársticas de la URSS hay depresiones persistentes locales del nivel del agua a lo largo del curso de un río. Tales depresiones se forman cuando las aguas de los grandes ríos son absorbidas parcialmente, y a menudo imperceptiblemente, por los conductos kársticos en el cauce, y que hacia aguas abajo retornan al mismo río. Dentro de estas depresiones, el espesor de la zona de fluctuación estacional de los niveles del agua kárstica está estrechamente relacionado con los períodos de avenidas.

La capacidad de disolución de las aguas en la zona considerada, en los alrededores de los cauces de los ríos, aumenta significativamente como resultado de las mezclas de las aguas de los ríos y las kársticas.

LA ZONA DE SATURACION COMPLETA EN EL DOMINIO DE INFLUENCIA DE LA RED LOCAL DE DRENAJE

En esta zona el agua circula durante todo el año. El límite inferior no coincide con el nivel del agua en el río o con el fondo del cauce, sino que se sitúa mucho más abajo, cubriendo la zona de flujo subálveo del río y de la descarga de agua subterránea del karst al cauce. En la parte superior de la zona, el movimiento del agua hacia su descarga en el valle, es casi horizontal. En los horizontes más profundos el movimiento del agua se va haciendo vertical, cuando se aproxima al punto de descarga.

Son muy complicados los límites entre esta zona y la de circulación profunda. Dependen de numerosos factores: profundidades y anchuras de los valles, permeabilidades del macizo, etc. Aún es más difícil establecer estos límites en las zonas costeras.

Las zonas de fracturación intensa, las dislocaciones discontinuas y las karstificaciones locales, actúan como drenes subterráneos de las aguas kársticas de la zona considerada. En el proceso del desarrollo del karst el papel de drenes conductores de estas zonas locales, normalmente va aumentando, y durante él se forman circulaciones subterráneas importantes, de carácter ascendente.

La presencia de capas impermeables intercaladas, aunque no sean muy potentes, ejerce una gran influencia en el movimiento del agua hacia los puntos de descarga, y en algunos casos es la causa del establecimiento de cuencas relativamente independientes, en el mismo macizo.

En las partes bajo los cauces fluviales se observan condiciones hidrodinámicas especiales. En los períodos

de crecida, las aguas kársticas ascendentes se mezclan con las del río. Es particularmente intenso el relleno de las cavidades, en algunos casos hasta llegar a convertir zonas karstificadas en verdaderos aquícludios.

Las aguas de esta zona son agresivas, la subsaturación es debida sobre todo a la renovación de las aguas. Sólo en algunos puntos se encuentran aguas saturadas.

La capacidad disolvente de estas aguas resulta primordialmente de la subsaturación de las aguas infiltradas a través de la zona de aireación. Los siguientes procesos mantienen este estado: (a) difusión de CO_2 desde el aire contenido en la zona de aireación que aumenta en las estaciones cálidas, (b) oxidación de los sulfuros, (c) oxidación de la materia orgánica llevada por las aguas de infiltración y fijada en las rocas, (d) CO_2 formado como resultado de la actividad de las bacterias que viven en esta zona. En las zonas bajo los cauces de los ríos, aumenta con la mezcla de las aguas kársticas con las de los ríos.

LA ZONA DE CIRCULACION PROFUNDA

Está menos estudiada y se caracteriza por la lenta renovación de las aguas. La dirección del movimiento es determinada por la estructura tectónica y la situación de las zonas de descarga, a veces muy lejanas de las de alimentación. Por varias causas (autodifusión, metasomatosis hipergénica, reducción de sulfatos, etc.) estas aguas sufren una transformación considerable en su lento movimiento hacia la zona de descarga.

Los procesos de disolución se atenúan, pero aún actúan, y si lo hacen en período de tiempo suficientemente largo, pueden causar la formación de cavernas. En relación con esto, debe destacarse el hecho de que los procesos bioquímicos acompañados por la formación de CO_2 , pueden desarrollarse a profundidades de más de mil metros.

En cada zona hidrodinámica, el karst se desarrolla de una manera peculiar de esa zona. Sin embargo hay regularidades generales en el desarrollo de ese proceso. Se manifiestan en lo siguiente: (1) la karstificación disminuye con la profundidad, (2) la karstificación es más intensa en las proximidades de los valles que en las partes centrales de los macizos, (3) hay una estrecha relación entre desarrollo del karst y el clima, y también con la vegetación (como producto del clima).

Estas regularidades generales, en unas zonas aparecen muy claras, en otras son muy complicadas y obscuras, debido a diversas causas locales, y en otras sencillamente no han tenido tiempo para desarrollarse. Generalmente las complicaciones y obscuridades se deben a ciertas peculiaridades de la historia y de la estructura geológica de una zona. Concretamente, la nitidez con que aparecen estas regularidades generales dependen en su mayor parte de las interrelaciones del proceso de karstificación, de la erosión fluvial, de la abrasión marina y de la intensidad de los movimientos tectónicos.

15

Huellas de corriente

CURL, R. L. "Scallops and Flutes."

Transactions of the Cave Research Group. Vol. 7.

N.º 2. Pág. 121-160. Marzo, 1966.

Las huellas de corriente en las cavernas son de dos tipos: concavidades irregulares (scallops) y crestas paralelas, transversales a la dirección de la corriente, más regulares y periódicas (flutes).

Ambas resultan de la interacción del flujo del fluido y la disolución de una superficie rocosa (con o sin erosión). Estos dos procesos pueden llegar a un equilibrio en el sentido de que la forma de la superficie no cambia, pero se propaga hacia dentro y a lo largo de la superficie de la roca. Tenemos entonces "scallops" o "flutes" estables. Al trazado geométrico de una red estable de "flutes" debe corresponder un régimen de flujo determinado, con la misma periodicidad en ambos.

El autor estudia detalladamente el caso de los "flutes" (huellas de corriente, "vagues d'erosión") de disolución, estables y sin sedimentos depositados sobre la pared rocosa.

Se puede caracterizar una red estable de "flutes" por su período L , longitud de onda o distancia de cresta a cresta, que está relacionada con U (velocidad media del agua en el conducto), ρ (densidad), μ (viscosidad), D (difusibilidad) y H (dimensión del conducto) de la forma siguiente:

$$\rho \frac{U \cdot L}{\mu} = f \left(\frac{L}{H}, \frac{\mu}{D \cdot \rho} \right); \quad (1)$$

En el primer miembro de (1) figura un Número de Reynolds, en el segundo una relación de longitudes $\frac{L}{H}$

y el Número de Schmidt $\frac{\mu}{D \cdot \rho}$

Asumiendo que este segundo miembro es constante queda:

$$\rho \frac{U \cdot L}{\mu} = N_f; \quad (2)$$

Donde N_f es el número de Reynolds del "flute" estable. De las mediciones efectuadas en algunos casos reales se deduce que N_f vale aproximadamente 22.500.

El análisis anterior no se puede aplicar al caso más complejo de los scallops, que probablemente requiere métodos estadísticos aún no elaborados.

Al número N_f de Reynolds definido para un flute estable corresponde un número de Reynolds mayor para el flujo en el conducto, lo que supone que este es fuertemente turbulento.

Del estudio de la geometría del perfil de un flute estable, deduce el autor que en las crestas no puede haber puntos angulosos o cuspidales, o sea han de ser redondeados. Cuando aparecen tales angulosidades, o bien el perfil no es estable, o bien los flutes no están sumergidos permanentemente (formación de lapiaces sobreimpuestos) o bien el proceso es modificado por la presencia de sedimentos, por erosión mecánica, etc.

Sugiere como posibles causas de la ausencia de huellas de corriente las siguientes:

- 1) Irregularidades en la superficie de la roca.
- 2) La dimensión del conducto es del mismo orden de magnitud que el período L , o sea aproximadamente $L = H$ (H = diámetro efectivo del conducto). La relación (2) poniendo $H = L$, da los valores de la velocidad U por debajo de los cuales no se forman huellas de corriente. Para H grande = 1 metro, la velocidad mínima es 3 cm/seg, que da un caudal de 33,2 l/seg. Para un conducto mayor se requiere un caudal mayor (y una velocidad menor). Así pues no se deben formar huellas de corriente en condiciones freáticas, en que la circulación es más lenta. En cierto modo las sinuosidades de tales conductos freáticos se pueden considerar como huellas de corriente a gran escala.
- 3) Las huellas de corriente se forman siempre en régimen turbulento, pero no todo flujo turbulento las origina.
- 4) Presencia de sedimentos, que pueden impedir su génesis o modificar profundamente las preexistentes; abrasión producida por agua que arrastra granos o cantos; meteorización climática, etc.

Otros mecanismos pueden originar la formación de concavidades parecidas a los scallops, como la presencia de nódulos silíceos o inclusiones similares. Se pueden desarrollar concavidades en el techo de una cavidad a velocidades muy pequeñas, en condiciones freáticas, por un mecanismo de convección. Una concavidad inicial puede dar lugar a una "célula" de convección, en la que la concentración de la materia disuelta es mayor en los bordes de la concavidad, así como la velocidad es menor, de forma que la intensidad de la disolución es mayor en el centro y la concavidad se va haciendo más profunda.

En opinión del autor las formas parecidas a los scallops y a los flutes a gran escala no tienen por qué responder al mismo mecanismo que las pequeñas (L de 5 a 15 cm. para perfiles estables).

Todos los flutes estables engendrados sólo por diso-

lución son geoméricamente semejantes, se propagan hacia dentro de la pared y hacia aguas abajo, al mismo ángulo (alrededor de 71°) y tienen crestas redondeadas asimétricas.

Los flutes son las formas más útiles para la interpretación de las condiciones del flujo en el pasado. Sin embargo, esto nos limita a los casos en que el flujo era

constante, circunstancia rara y poco corriente. Hay que tener en cuenta además que existe una gran variedad de condiciones de flujo, que no originan huellas de corriente y que a veces la interpretación de éstas es difícil y poco segura, debido a las irregularidades o a la acción de otros mecanismos. Estas dificultades son mayores en el caso de los scallops.