

KOBIE

Boletín - 2 - del

GRUPO ESPELEOLOGICO VIZCAINO

Excma. Diputación de Vizcaya

Bilbao, Mayo de 1970

KOBIE

Boletín del Grupo Espeleológico Vizcaino de la Excelentísima Diputación de Vizcaya

Dirige el Boletín: NESTOR DE GOICOECHEA Y GANDIAGA

COMITE DE REDACCION

Morfología e Hidrología del Karst: Juan José Aguirre
Picaza

Biología subterránea: Enrique Balcells Rocamora

Arqueología: E. Nolte y Aramburu

EDICION, ADMINISTRACION Y CORRESPONDENCIA

GRUPO ESPELEOLOGICO VIZCAINO

Excma. Diputación de Vizcaya

Apartado }
P.O. Box. } 53

BILBAO

Spain

SUMARIO (*)

	<u>Página</u>
<u>EDITORIAL</u>	
V Congreso Internacional de Espeleología, Stuttgart, Alemania. Setiembre 1969	5
<u>MORFOLOGIA E HIDROLOGIA DEL KARST</u>	
Las Rocas Carbonáticas (Calizas y Dolomías), por ALEJANDRO CARRERAS	9
Trazadores, por JOSE MARIA SALBIDEGOITIA	25
Tipos de regímenes en la circulación del agua, por NESTOR DE GOICOECHEA	39
<u>NOTAS</u>	
La campaña de excavaciones arqueológicas en Vizcaya durante el año 1969, por JUAN MARIA APELLANIZ CASTROVIEJO . .	45
La datación por el C 14 del estrato mesolítico de la cueva de Tarrerón, por JUAN MARIA APELLANIZ CASTROVIEJO . . .	49
El laboratorio de Moulis y el progreso de la biología subterrá- nea, por CLAUDE DELAMARE DEBOUTTEVILLE	53
<u>NOTICARIO</u>	
VIII Jornadas Vasco-Navarras de Espeleología. Torca de Jornos II. Primera cita en España del <i>Basilina nattereri</i> . <i>Speocharis noltei</i> y <i>disimilis</i> n. sp. <i>Speocharis begoniae</i> n. sp. <i>Supraniphargus rheno-</i> <i>rhodanensi</i> , Schell. Nuevos yacimientos prehistóricos en cue- vas. V Congreso Internacional de Espeleología. Grupo Espeleo- lógico Esparta. INTERCAMBIO.	55
<u>BIBLIOGRAFIA</u>	
Fichas-resúmenes de bibliografía general del karst	57

(*) *N. de la R. (Mayo 1983):*

Este número se reedita de nuevo, toda vez que el publicado en 1970 quedó agotado hace tiempo.

EDITORIAL

V Congreso Internacional de Espeleología

Stuttgart - Alemania - Setiembre de 1969

Nuestra asistencia al V Congreso Internacional de Espeleología, celebrado en Stuttgart, nos ha permitido situarnos ante las actividades y organización de la Espeleología a escala internacional. No obstante nos referiremos solamente al llamado campo de la "Espeleología Física", sin abarcar la "bioespeleología", arqueología, etc.; aunque éstas son practicadas casi exclusivamente por biólogos y arqueólogos, no tienen ninguna cabida, como científicos, los espeleólogos.

Durante la semana que duró dicho Congreso, en las conferencias y comisiones sobre el karst, se podía palpar lo que es, verdaderamente, la llamada "Espeleología Física" y qué nivel "científico" abarca. A ello se ha llegado, tras el transcurso de varios años por una organización irracional del trabajo y ha conducido a que una serie de señores se nos presenten como científicos, actúen como tales, publiquen trabajos, se reúnan y se organicen, sin ser tales científicos.

Se pudieron apreciar dos características: primeramente un mantenimiento a ultranza sobre las hipótesis de formación de cavernas. Y segundo un "amoldamiento" a las nuevas directrices y desarrollo que han tenido las ramas de geomorfología y sobre todo hidrogeología, pero mantenidas como dos disciplinas totalmente independientes, marginando todas las relaciones que ligan a ambas. Debido a la influencia que tiene en los trabajos sobre espeleología, las hipótesis clásicas sobre génesis de cuevas (Maucci, Bögli, etc.), creemos interesante comentar este primer punto.

La teoría de Maucci ("husos") se vio superada en el Congreso, sólo apoyada por algunos elementos de su escuela italiana. Bögli, reafirmaba su teoría de "corrosión por mezcla de aguas" en una disertación sobre la cueva de Höllloch. Para él, la teoría de corrosión por mezclas de aguas, supone una fórmula universal para explicar la génesis de ciertas formas. Ocurrió un hecho anecdótico, durante la presentación del trabajo "La insaturación del agua en la zona freática del karst y sus fundamentos termodinámicos". Durante dicha ponencia, se desarrollaban unas ecuaciones matemáticas sencillas, que no presentaban dificultad a nadie que haya estudiado matemáticas; dichas ecuaciones eran la expresión en forma local de ecuaciones termodinámicas, que parecieron a diversos congresistas que se trataba de una exposición empleando Álgebra Moderna (?).

Al final de la ponencia, tomó la palabra un afamado congresista, indicando que aunque él no entendía nada de "eso", estaba sumamente contento de que otros demostraran matemáticamente su hipótesis. Si error es confundir una ecuación diferencial con Álgebra Moderna, no menos error es aceptar como válida una hipótesis, cuando no se llega a comprender su demostración matemática, máxime cuando ésta puede llevar consigo premisas falsas.

Podremos observar últimamente en algunos trabajos, bajo el título de "Estudio hidrogeológico...", que se "intenta" estudiar hidrogeológicamente una cueva, aislándola por completo del medio o macizo donde se encuentra situada. Intentar comprender esta postura, supondría analizar lo que representa la espe-

leología, para el que escribe dicho trabajo, y es, en definitiva, admitir que la espeleología es una ciencia, y que los espeleólogos son sus científicos, cuando la realidad es muy distinta, e incluso el escritor demuestra unos conocimientos muy deficientes del campo que intenta aplicar a la cueva.

Ante esto, nos preguntamos: ¿qué es la espeleología?, ¿cuál es la labor de un grupo espeleológico y qué limitaciones tiene?, ¿cuál sería la labor a desarrollar por un grupo?

La Espeleología, por sí misma, nunca podrá ser una ciencia, esta negación reside en el hecho que su campo de acción se desarrolla dentro de los marcos de otras ciencias: Biología, Arqueología, Geología, etc., y no es parte abstracta de las mismas.

Un grupo espeleológico nunca podrá ser científico. La dificultad estriba en que el bagaje de conocimientos y técnicas necesarias para el desarrollo de una ciencia determinada, escapan a las posibilidades de un grupo espeleológico y más aún, si un grupo tuviese los medios necesarios para preparar a sus componentes, quedaría desplazado como grupo espeleológico, integrándose en un grupo de estudios de arqueología, biología, etc.

Dejando a un lado los espeleólogos de índole exclusivamente deportista, veamos lo que podemos hacer los que realizamos la espeleología en las circunstancias actuales.

Ya desde el comienzo vemos que nuestra labor está limitada. Nos encontramos sumidos en un tinglado científico en el que sólo algunos espeleólogos, que por circunstancias independientes a la labor espeleológica, han logrado adquirir conocimientos (estudios de carreras técnicas y de ciencias especialmente) han podido analizar y criticar estas teorías, pero fundamentalmente toda la estructura que se ha montado a escala nacional e internacional.

Esta crítica a la concepción científica de la espeleología, es suficiente para romper con ella. Las posibilidades de la actuación de los espeleólogos vendrán definidas por el mantenimiento de contactos, información y preparación con los diferentes organismos científicos, que en definitiva irán definiendo los campos y la actuación concreta de los espeleólogos.

MORFOLOGIA E HIDROLOGIA
DEL KARST

LAS ROCAS CARBONATICAS

(Calizas y dolomías)

Por ALEJANDRO CARRERAS

(Recibido 9-1-70)

SUMMARY

The exposition of carbonates rocks. Defining the limestone and dolomite, their composition texture, extrusure and clasifcation where it can be produce the karstification. At the end the author deals with microporosity of such roks.

RESUME

Exposition des roches carbonatiques. En définissant les calcaires et dolomies (dolomites), leur composition, leur texture, leur structure et leur classification; où l'on donne principalement la Karstification. Finalement, on y traite de la microporosité des roches en question.

INTRODUCCION: LAS ROCAS KARSTIFICABLES

El mecanismo básico en el proceso de karstificación es el de la disolución de una roca fisurada por el agua. Si en la naturaleza no existieran rocas solubles, no existiría el karst. Sin embargo, no hemos de olvidar que en el proceso de karstificación actúan otros factores además del factor roca (o mejor dicho factores litoestratigráficos), tales como factores de tipo físico-químico, estructurales, geomorfológicos, climáticos, etc., que no son independientes, sino que actúan interrelacionados durante todo el proceso.

Si consideramos únicamente el grupo de factores litoestratigráficos, podemos considerar como principales en primer lugar el **grado de solubilidad** de las rocas. La mayoría de las rocas son muy poco solubles o insolubles, únicamente tienen cierta solubilidad las sales haloideas, sulfatos y carbonatos de distintos metales.

En segundo lugar podemos considerar la presencia de estas rocas en la superficie terrestre en cuanto a su **extensión y volumen**.

Estudiando los grupos de rocas más solubles y su distribución en la corteza terrestre obtenemos las siguientes conclusiones:

1.—**Las sales haloideas** son las rocas más solubles, sin embargo los yacimientos de estas rocas son poco importantes en cuanto a su extensión y volumen. La halita (ClNa) es la sal que abunda más y únicamente se encuentra formando masas importantes cuando, debido a su plasticidad, se acumula por la acción de esfuerzos

tectónicos en los llamados diapiros. El desarrollo de estos diapiros en la corteza terrestre no es importante y si la sal llega a asomar en la superficie se destruye con gran rapidez.

2.—**Los sulfatos** son rocas también muy solubles. El único sulfato que se deposita en gran cantidad es el sulfato cálcico que se encuentra en la naturaleza en forma anhidra: anhidrita (SO_4Ca) y comúnmente hidratado: yeso ($\text{SO}_4\text{Ca} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$).

Los depósitos de yeso son mucho más abundantes que los de halita y pueden llegar a ser muy voluminosos y extensos. En general están mezclados con otras rocas poco o nada solubles de tipo arcilloso que dificulta la karstificación.

El karst en yesos presenta problemas específicos, principalmente debido a la naturaleza misma de la roca y su modo de deposición. Está todavía poco estudiado. Un rasgo esencial del mismo es el de su contemporaneidad, ya que debido a su gran solubilidad el karst, en estas rocas, evoluciona muy rápidamente, a escala humana, y no se conservan formas muy antiguas.

3.—**Los carbonatos** dentro del grupo de rocas solubles son las menos solubles. Los principales carbonatos que se presentan en la naturaleza son: el carbonato cálcico (CO_3Ca) y el carbonato cálcico-magnésico ($(\text{CO}_3)_2\text{CaMg}$). Estas sales forman las rocas denominadas calizas y dolomías. Su extensión actual en la superficie terrestre es muy importante (15%). Los depósitos de carbonatos pueden llegar a alcanzar espesores notables (miles de

metros) y su proporción en materiales insolubles puede llegar a ser mínima. Presentan una marcada fisuración y su solubilidad, aunque pequeña, es suficiente para que en el transcurso de los tiempos geológicos pueda irse desarrollando el karst.

Los rasgos esenciales del karst en estas rocas son: presencia importante, tanto en extensión como en volumen en la superficie terrestre y una karstificación lenta que permite una evolución a escala geológica. Debido a este último hecho habrá que tener en cuenta el **pasado histórico** de un karst en calizas si queremos comprender su situación actual.

En la actualidad se ha avanzado extraordinariamente en el estudio de las rocas carbonáticas, hasta tal punto que describir una roca como **caliza**, por ejemplo, es totalmente insuficiente.

Es conveniente, por tanto, que todos aquellos que están interesados en el karst tengan un conocimiento más preciso de los materiales en que tiene lugar el proceso de karstificación.

Por esta razón damos en este artículo un resumen de las características petrológicas más relevantes del grupo de las rocas carbonáticas, el más importante desde el punto de vista del estudio del karst.

Generalidades

Las rocas carbonáticas están constituidas principalmente por las llamadas calizas y dolomías.

El término caliza es muy general y abarca toda clase de rocas que contengan un porcentaje elevado de CO_3Ca (mayor del 50 %). En general se aplica únicamente a aquellas rocas en las cuales la fracción carbonática excede a los componentes no carbonáticos.

Se denomina a una roca dolomía cuando contiene más del 90 % de dolomita. Las relaciones, más usadas en la actualidad entre los dos grupos de rocas son las siguientes:

CALIZA:

Conteniendo más del 95 % de calcita y menos del 5 % de dolomita.

CALIZA MAGNESIANA:

De 90 a 95 % de calcita, 5 a 10 % de dolomita.

CALIZA DOLOMITICA:

De 50 a 90 % de calcita, 10 a 50 % de dolomita.

DOLOMIA CALIZA:

De 10 a 50 % de calcita, 50 a 90 % de dolomita.

DOLOMIA:

Conteniendo menos del 10 % de calcita y más del 90 % de dolomita.

Esta clasificación es debida a L. Cayeux y a F. J. Pettijohn, pero hay que tener en cuenta (FAIRBRIDGE, 1957) que en algunas calizas, los cristales de dolomita no comienzan a aparecer más que a partir del 15 % de CO_3Mg , por debajo de este valor, el magnesio está en forma de solución sólida. Es mejor, pues, fijar el límite del 15 % para separar las calizas magnesianas de las calizas dolomíticas.

LAS CALIZAS

Composición química

Están constituidas principalmente por CO_3Ca , en consecuencia su contenido en calcio y CO_2 será extremadamente alto, y constituyen en algunos casos más de 95 % del total. Otros componentes que a veces pueden ser importantes son el magnesio, que si excede del 1 al 2 % probablemente indica la presencia del mineral dolomita (CO_3) $_2\text{CaMg}$. Si la sílice (SiO_2) es excesiva, indica la presencia de mucho detrito no carbonático. Si la proporción de alúmina es también elevada, nos indica que existen minerales arcillosos.

Por excepción, una caliza puede ser notablemente rica en algún componente menor, tal como el fósforo, óxido de hierro o sulfuro.

Composición mineralógica. (Ver Tabla I, II)

Dado que las calizas son rocas carbonáticas, sus minerales esencialmente serán carbonatos, principalmente la calcita, dolomita y aragonito.

El aragonito es una forma inestable del CO_3Ca y se encuentra por consiguiente sólo en materiales recientes o bien se conserva si las condiciones son favorables para ello, pero nunca forma rocas. La dolomita es en su mayoría diagenética y reemplaza a la calcita. La siderita es un componente raro que en contacto con la atmósfera se oxida dando limonita ($\text{FeO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$).

TABLA I

PRINCIPALES MINERALES CARBONATICOS EN LA NATURALEZA

Serie de la Calcita (Trigonal)		Serie del Aragonito (Rómbico)	
CALCITA	CO_3Ca	ARAGONITO	CO_3Ca
DOLOMITA	$(\text{CO}_3)_2\text{CaMg}$	WITHERITA	CO_3Ba
GIOBERTITA	CO_3Mg (o Magnesita)	ESTRONCIANITA	CO_3Sr
DIALOGITA	CO_3Mn (o Rodocrosita)	CERUSITA	CO_3Pb
SIDERITA	CO_3Fe		
ANKERITA	$(\text{CO}_3)_2\text{Ca(FeMg)}$		

TABLA II

PROPIEDADES DE LOS MINERALES CARBONATICOS COMUNES

Mineral	Peso específico	Ng	Np	Ng-Np (birrefringencia)	Solubilidad en C_2H diluido y frío	Observaciones
CALCITA	2,71	1,658	1,486	0,172	Marcada	Incolora en sección
DOLOMITA	2,87	1,679	1,502	0,177	Lenta	Hábito rómbico. Incolora.
GIOBERTITA	3,0 aprox.	1,700	1,510	0,190	Insoluble	
SIDERITA	3,89	1,875	1,633	0,242	Insoluble	Se altera en limonita.
ANKERITA	3,0 aprox.	1,765	1,555	0,210	Lenta	
ARAGONITO	2,94	1,686	1,682	0,156	Marcada	Biáxica (—) $2V=18^\circ$ Acicular, incolora.

Para comprender mejor los fenómenos de cristalización y metasomatismo de los minerales carbonáticos es útil conocer su estructura cristalina. La de la calcita es muy sencilla: los iones Ca y CO_3 alternan en las tres direcciones del espacio de forma parecida a la estructura cúbica (ver fig. 1) del $CaNa$, pero de la que difiere única-

mente magnesiana), siendo esta estructura inestable. Pero si los iones Ca y Mg están en igual cantidad, pueden alternar regularmente con el CO_3 y la estructura es estable formando la dolomita. Por el contrario, el Mg y el Fe tienen casi el mismo diámetro, pudiendo haber isomorfismo entre la magnesita y la siderita mediante un intermediario que es la ankerita. (Fig. 2.)

El aragonito tiene una estructura más densa (lo que le da mayor densidad). No tolera ni Mg ni Fe en su estructura, pero sí puede encontrarse iones mayores Si, Ba así como el ión SO_4 .

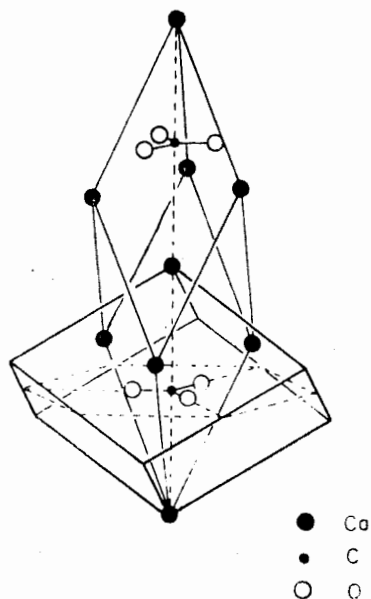


Fig. 1.—Estructura de la calcita, CO_3Ca . El romboedro obtuso corresponde al de exfoliación.

mente por el tamaño del ión CO_3 y por su asimetría. La estructura de los otros carbonatos CO_3Mg (magnesita) y CO_3Fe (siderita), es muy parecida e incluso la del carbonato doble, la dolomita $(CO_3)_2CaMg$. En un caso, uno de cada dos iones Ca se substituye por un ión Mg. Pero como el ión Ca tiene un 36 % de su tamaño superior al del ión Mg, no puede haber isomorfismo entre la calcita y la magnesita. No obstante una pequeña cantidad de magnesio puede encontrarse en la red de la calcita (ca-

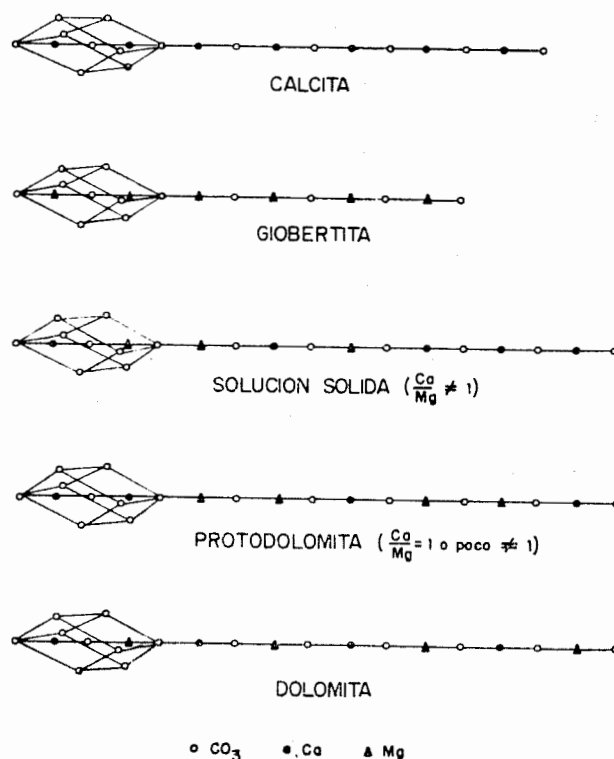


Fig. 2.—Estructura cristalina de la calcita-dolomita.

La sílice en forma de calcedonia o nódulos de sílex, es un componente frecuente en muchas calizas, también puede estar en forma diseminada o bien formando parte de granos detríticos.

El feldespato detrítico es un componente menor común de muchas calizas y dolomías.

Las calizas poseen, la mayoría de ellas, minerales arcillosos. La arcilla no se destaca en sección transparente a causa de su grano fino y de su diseminación, observándose, al atacar una caliza con ácido, como residuo insoluble.

Otros componentes menores son: la glauconita (silicato de Al y Fe) de color verde, que forma granos redondeados que localmente puede ser un componente abundante. Es un silicato diagenético de medio marino.

La fosforita aparece principalmente como residuo de conchas y espinas de peces. La pirita también aparece frecuentemente en forma de pequeños granos dispersos, que al oxidarse la roca se transforman en limonita.

La materia bituminosa es bastante abundante en algunas calizas, así muchas calizas oscuras deben su color a la materia orgánica que contiene y al partir las exhalan un olor hediondo (calizas fétidas).

Texturas y estructuras

En razón de su origen poligénico, las rocas carbonáticas, en parte detríticas, en parte químicas y bioquímicas y en parte metasomáticas, presentan una variedad de texturas y estructuras muy grande. Sin embargo la mayoría de ellas, en cuanto a su forma de presentarse, son similares a otras rocas detríticas como las areniscas y lutitas. Sus texturas en gran parte fueron debidas a las corrientes o al régimen de oleaje en el lugar de deposición, ya que la forma de acumularse es la misma que la de otros sedimentos mecánicos.

Existen también estructuras orgánicas: biohémicas y de arrecife, que pueden alcanzar gran tamaño, las cuales son de gran importancia hidrogeológica. También existen estructuras algáceas que pueden formar acumulaciones importantes.

Sobreimpuestos a estas texturas y estructuras primarias hay varios rasgos producidos por disolución y reemplazamiento. También son frecuentes cambios metasomáticos: dolomitización, silicificación, que dan lugar a rocas con texturas granoblásticas comunes de rocas recristalizadas en estado sólido.

Clasificación

Modernamente se ha desarrollado el estudio de las calizas y han aparecido numerosas clasificaciones que pueden ser químicas, mineralógicas, genéticas, texturales, etc. Las mejores clasificaciones tienen una base genética y textural. Estas han surgido gracias al estudio de láminas transparentes de rocas y secciones pulidas que han permitido conocer los componentes básicos de las rocas carbonáticas.

Comparando las calizas con las rocas detríticas, son mucho más variadas y sobre todo más poligénicas. Así los fenómenos normales de transporte, desgaste, clasificación, sedimentación, características de las rocas detríticas, se añaden por una parte la acción de los organismos, y por otra, los fenómenos físico-químicos, de diagénesis, y metasomatismo de mayor importancia que en las rocas detríticas.

Por ello una clasificación puramente genética es difícil, ya que las rocas carbonáticas dan una imagen deformada del medio generador inicial.

Una clasificación ideal sería aquella en la que los criterios descriptivos utilizados tengan una significación genética.

Pettijhon (1957) clasifica las calizas en dos grandes grupos: alóctonas y autóctonas. En el primer caso, si el material que integra las calizas ha sido transportado y redepositado; en el segundo cuando están formadas "in situ" por la acumulación de estructuras orgánicas. Si su extensión es reducida se denominan calizas biohermales, si es de carácter más amplio, biostromales.

El primer grupo es el más amplio. Las denomina también calizas detríticas. Las divide en tres grandes grupos, siguiendo el orden de tamaños de Wentworth:

A) Calcilutitas: Rocas carbonáticas de grano de tamaño de limo (menor de 1/16 mm) depositadas mecánicamente y con un 50 % o más de detrito carbonático. Si son de grano excepcionalmente fino, denso, homogéneo y muestran fractura concoidea, se denominan: calizas litográficas. Estas fracciones finas de los granos de carbonato, aun cuando algunos pueden constituir las fracciones más finas de la abrasión marina, la mayoría son un precipitado químico o bioquímico.

B) Calcarenitas: Si el grano es del tamaño de arena (diámetro de 1/16 a 2 mm).

C) Calcirruditas: Si los fragmentos son de diámetro mayor de 2 mm. También se distingue otros tipos de roca: calizas conchíferas, cuando la fracción detrítica está compuesta principalmente por restos de conchas de lamelibranchios, encrinitas, si son restos de crinoideos. A estos tipos de calizas también se denominan conglomerados organógenos. En las calcarenitas, en las que los oolitos constituyen el elemento principal, se denominan calcarenitas oolíticas. Si la roca contiene abundantes restos no esqueléticos, ni oolitos, se denominan calcarenitas líticas, en el caso de que no predomine ningún componente se denomina espergenita (la caliza de Spergen, Indiana, USA, es una roca de este tipo).

Las principales facies petrográficas de los sedimentos calcáreos marinos según Strakhov (1962) son

- 1.—Calizas arrecifales
- 2.—Calizas biomórficas
- 3.—Calizas órgano-detríticas
- 4.—Calizas detríticas
- 5.—Calizas microgranulares o pelitomórficas.

1.—**Calizas arrecifales:** Son calizas formadas por organismos, estromatopóridos, algas y corales, que viven y mueren "in situ" formando con sus esqueletos edificios morfológica y genéticamente complejos. Morfológicamente se pueden dividir en tres grupos: biostromas, biohermes y biostelas.

BIOSTROMAS: Constituyen masas estratificadas en capas delgadas que apenas sobresalen por encima del nivel de sedimentación circundante. En estado fósil los biostromas forman lentejones convexos de dimensiones variadas. Los biostromas se formaron en mares muy someros de pendientes muy suaves que impidieron el crecimiento del arrecife en altura y dando lugar a que se formaran estructuras en capas.

Los biostromas son característicos de áreas de plataforma.

BIOHERMES: Los biohermes forman masas que emergen de los fondos colindantes a modo de colinas escalonadas, formando lentejones de gran espesor en comparación con sus equivalentes laterales. Los biohermes se forman en regiones de subsidencia que permite a los organismos construir una potente masa arrecifal. Son típicos de depresiones marginales y regiones geosinclinales.

BIOSTELAS: Son masas arrecifales en forma de columna. Se originan en zonas con fuerte subsidencia. Su potencia llega a ser la misma que la de los materiales calizos y calcoarcollosos que se depositan en su alrededor.

2.—**Calizas biomórficas:** Relacionadas con las calizas de facies arrecifal, ya que son depósitos de esqueletos de organismos acumulados en los mismos lugares en que aquéllos vivieron, pero diferenciándose netamente de las acumulaciones arrecifales en cuanto a modo de deposición y estructuras resultantes.

Las calizas biomórficas forman capas de espesor variable (de hasta varios metros) que van siendo reemplazadas gradualmente por capas de calizas o calizas arcillosas sincrónicas de espesores similares.

La estructura de las calizas biomórficas se caracteriza por la abundancia de conchas: acumulaciones de esqueletos de foraminíferos (fusulinidos o nummulitidos), gasterópodos, braquiópodos, lamelibranquios, equinodermos y otros, cementados por material arcilloso, limoso o carbonático.

Una característica de estas rocas consiste en que la mayoría de los esqueletos están enteros y no rotos. Únicamente las calizas formadas por restos de crinoideos contienen esqueletos fragmentados. El cemento es siempre minoritario en estas rocas.

La acumulación de conchas de microorganismo, tales como microforaminíferos y cocolitofóridos, constituyen también depósitos de calizas biomórficas. A estas rocas se las denomina **creta**, debido al pequeño tamaño de los esqueletos dan lugar a depósitos con elementos del tama-

ño del limo, por lo que pierden su carácter específico de roca biomórfica, macroscópicamente se clasifican como rocas de grano limoso o pelítico. Estas últimas son formaciones de aguas profundas.

3.—**Calizas órgano-detriticas:** Son acumulaciones de fragmentos de conchas, más o menos rodados, de organismos variados: braquiópodos, briozoos, crinoideos, equinodermos, gasterópodos, pelecípodos y otros. La composición de los restos orgánicos cambia con rapidez. La acción del oleaje es el principal factor causante de la rotura de los esqueletos. Forman capas cuyos elementos tienen un tamaño que varía desde el de la arena gruesa al del limo. Contiene también cuarzo en forma de granos de arena o limo.

Son frecuentes los oolitos, los cuales pueden constituir capas asociadas con fragmentos de conchas o como único elemento.

Estas calizas presentan estructuras análogas a las de las rocas terrígenas debido a que sus elementos experimentan cierto transporte (acción del oleaje y de las corrientes marinas), tales como estratificación cruzada, gradación en sus elementos, etc.

4.—**Calizas detriticas:** Están formadas por fragmentos erosionados de antiguas rocas carbonáticas. Las estructuras y texturas de las calizas detriticas dependen de la naturaleza y régimen hidrodinámico del mar y en general forman tipos estructurales similares a los de las rocas detriticas terrígenas. Son depósitos siempre costeros.

5.—**Calizas pelitomórficas:** Consisten en masas homogéneas de pequeños granos de calcita (0,005 a 0,001 mm), en general completamente azoicas. A veces contienen fragmentos de braquiópodos, pequeñas conchas de foraminíferos, corales aislados y fragmentos de crinoideos. La proporción de material terrígeno es muy pequeña (0,5 a 2 %). La estructura de estos depósitos es, en general, masiva; a veces forma capas muy delgadas. La facies sedimentaria de estos depósitos es variada, pueden ser de aguas salobres de poco fondo, depósitos de mares muy someros, lagunares o lacustres. También pueden formar parte de depósitos de aguas muy profundas.

Una clasificación moderna, que se está adoptando internacionalmente, es la de Folk (1957-1959).

En esta clasificación distingue, en una roca caliza, los elementos que la componen y el cemento que une estos elementos. Estos son (Fig. 3):

A) **Constituyentes terrígenos:** Formados por detritos procedentes de la erosión de terrenos situados alrededor de la cuenca sedimentaria y que han sido transportados en forma de partículas sólidas: granos de cuarzo, feldspatos, minerales arcillosos, minerales pesados, etc.

B) **Constituyentes aloquímicos o aloquems:** Palabra propuesta por Folk para determinar todo aquel material que tiene un origen químico o bioquímico, precipitado dentro de la cuenca sedimentaria. No son precipitados

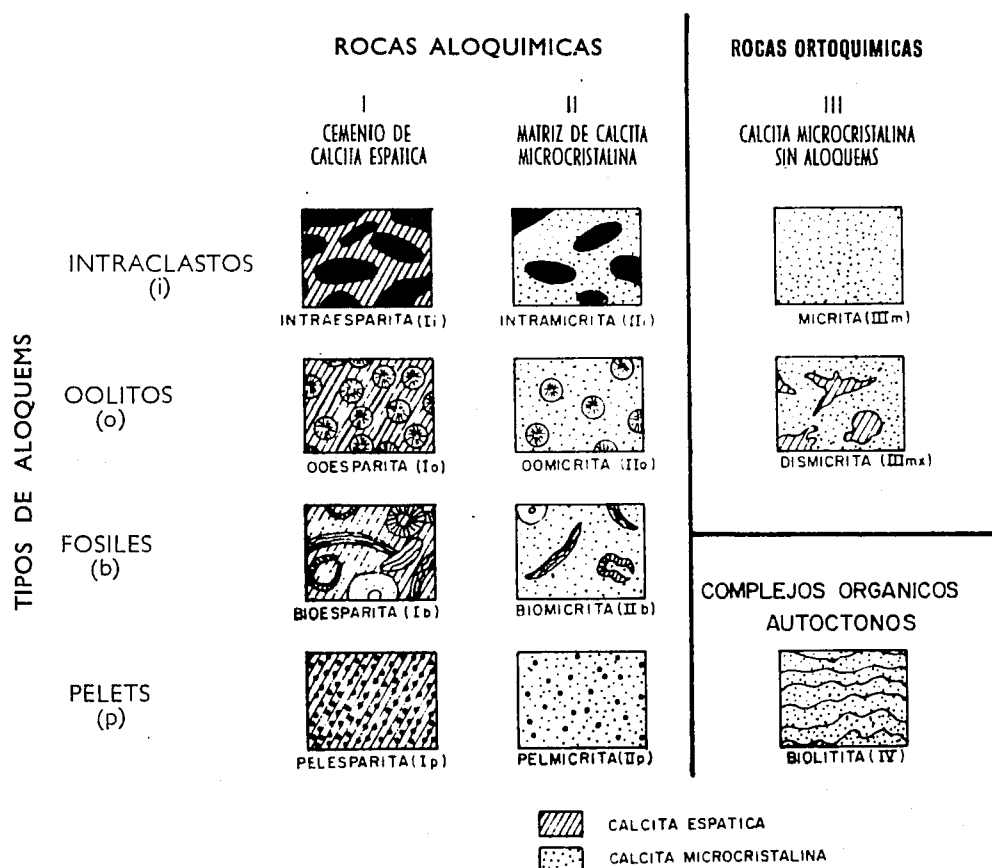


Fig. 3.—Esquema gráfico de los distintos tipos de calizas, según Folk.

químicos ordinarios, tal como lo concibe el químico, sino que son complejos que han alcanzado un orden de organización más elevado y que, en general, han sufrido un transporte. Estos son los principales componentes de las calizas y se distinguen cuatro tipos: los "intraclastos", los "oolitos", los "fósiles" y los "pelets".

1.—**Intraclastos:** Este término fue introducido para designar fragmentos de calizas procedentes de una erosión e inmediata resedimentación dentro de la misma cuenca sedimentaria. Por lo tanto, los estratos calizos que forman proceden de otro de distinto grado de litificación y consolidación. Algunos intraclastos proceden de limos calizos superficiales, plásticos y cohesivos, que al resedimentarse se deforman. Otros proceden de rocas ya consolidadas, conservándose en forma de pequeños fragmentos. No hay que confundir rocas formadas por intraclastos con otras constituidas por fragmentos de calizas más antiguas, de las cuales ya hablaremos luego, que se denominan: *clacilitas*.

El tamaño de los intraclastos puede variar desde el de la arena fina hasta el de los cantos, formando entonces brechas intraformacionales. Normalmente se hallan

bien rodados y de forma esférica o muy discoidal. Los intraclastos pueden formar un tipo de calizas o dolomías, pero normalmente están mezclados con otros componentes, tales como fósiles, oolitos, pequeñas partículas de cuarzo, pelets y otros intraclastos antiguos, siendo, sin embargo, el principal elemento para diagnosticar qué tipo de caliza se trata. A veces algunos están compuestos exclusivamente por calcita microcristalina (por ejemplo, en el caso de las calizas litográficas) y entonces es difícil diferenciarlos de los pelets, sobre todo cuando el tamaño se aproxima a los 0,2 mm.

2.—**Oolitos:** Son partículas calizas que tienen una estructura constituida por un núcleo que puede ser un intraclasto, un pelet o un fósil envuelto por capas concéntricas de calcita o formando radios.

3.—**Fósiles:** La petrografía de los fósiles ha sido objeto de numerosos trabajos. Sin embargo, tanto los fósiles sedentarios como los transportados se agrupan dentro de los componentes aloquímicos, excepto aquéllos, como los corales o algas que forman estructuras de gran tamaño "in situ", formando masas resistentes y relativamente inmóviles (por ello se ha considerado como un grupo de

rocas aparte). El clasificar a los fósiles como aloquems es bastante lógico, ya que en parte han sido transportados e incluso rotos y erosionados de la misma forma que los oolitos y los intraclastos. La cuestión es de si los fósiles sedentarios deben considerarse como aloquems cuando no demuestran si han sido transportados o erosionados. Sin embargo es poco importante el conocer, por ejemplo, si un braquiópodo enterrado en el limo calcáreo vivió y murió en aquella posición o si se desplazó durante algún tiempo antes de su muerte. Por consiguiente, todo fósil o fragmento del mismo se considerará como aloquem. En algunos casos, si se desea especificar la naturaleza sedentaria de los fósiles, puede usarse un adjetivo modificando el nombre de la roca determinada.

Algunas rocas contienen fósiles que tienen pegados pedazos de sedimento calcáreo. Estos casos excepcionales pueden considerarse como intraclastos, ya que forman parte de un anterior depósito erosionado y resedimentado.

4.—**Pelets:** Son cuerpos redondos, esféricos u ovoides sin estructura interna, formados por un agregado de calcita microcristalina. En general, sorprende la uniformidad de forma y tamaño en una misma roca, pudiendo alcanzar desde 0,03 mm hasta 0,15 mm. En general, el tamaño más frecuente es el de 0,04 - 0,08 mm. No se conoce todavía su origen; algunos autores los consideran como restos fecales de invertebrados. No hay que confundirlos con los oolitos por carecer de su estructura concéntrica o radial característica o con los intraclastos por carecer de estructura interna, igualdad de forma, muy bien clasificados y de tamaño menor. Ya hemos dicho anteriormente que en algunos casos es muy difícil determinar si son pequeños intraclastos homogéneos o pelets de gran tamaño.

C) **Constituyentes ortoquímicos u "ortoquems":** Se incluye todo material precipitado dentro de la cuenca de deposición que no haya sufrido un transporte posterior. Sólo son importantes tres tipos de constituyentes: la calcita microcristalina o limo calcáreo, la calcita cristalizada o espática y otros por reemplazamiento o recristalización de minerales.

1.—**Calcita microcristalina (micrita):** Calcita formada por granos de 1 a 4 micras de diámetro, generalmente subtranslúcidos. En sección delgada se observa una co-

loración parada. Es el resultado de una precipitación química o bioquímica en el seno del agua marina. Este precipitado cae al fondo y es removido por corrientes débiles de forma parecida a lo que ocurre con la nieve, la cual también cae a través de un fluido (la atmósfera), depositándose en el suelo y en parte es barrida por el viento, acumulándose localmente o formando pequeñas crestas. Algunos fragmentos calizos del mismo tamaño (la 4 micras) pueden tener un origen distinto (fragmentos de conchas, etc.), pero por ser difícil su interpretación y poca su cantidad, se incluyen en este tipo de precipitado químico. Las rocas formadas únicamente por caliza microcristalina constituyen las llamadas micritas (calizas litográficas); también constituye la matriz de calizas poco lavadas y forma pelets, intraclastos y también algunos oolitos.

2.—**Calcita espática:** Este tipo de calcita generalmente forma granos o cristales de 10 micras o más de diámetro y se distingue de la calcita microcristalina por su transparencia y por su tamaño mayor. A veces existe cierta dificultad en diferenciar estos dos tipos de calcita, genéticamente distintos, sobre todo cuando el tamaño de grano de la calcita espática es pequeño, ya que la transparencia va condicionada al tamaño de grano. Afortunadamente estos casos son poco frecuentes. La calcita espática normalmente rellena los poros de la roca y precipita "in situ" al mismo tiempo que el sedimento, tal como la sal cristaliza en las paredes de un vaso. El tamaño de los cristales de calcita depende de los huecos y del tiempo de cristalización. En la mayoría de calizas el tamaño oscila entre 0,02 a 0,10 mm. Algunos cristales alcanzan 1 mm en calizas con poros grandes, pero no es frecuente.

En algunos casos, la calcita espática no es el resultado de la precipitación química, sino que se ha formado por recristalización de calcita microcristalina.

3.—**Otros:** Forman parte, además de los constituyentes ortoquímicos, aquellas inclusiones minerales de reemplazamiento post-deposicional o recristalización. La dolomita forma series paralelas con la calcita y puede ser debida a precipitación directa, como la calcita microcristalina o bien cristalizando en los poros de la roca, como la calcita espática o mediante reemplazamiento.

Algunas variedades de cuarzo, calcedonia, evaporitas, pirita, etc. pueden tener un origen ortoquímico por precipitación en los poros de la roca o como minerales de reemplazamiento en algunas calizas.

CUADRO PARA LA CLASIFICACION DE LAS ROCAS CARBONATADAS

La clasificación de Folk se basa fundamentalmente en establecer las siguientes familias de rocas:

- I Rocas aloquímicas con cemento espático.
- II Rocas aloquímicas con cemento microcristalino.
- III Rocas microcristalinas.
- IV Biohermes o estructuras orgánicas "in situ".
- V Dolomías de reemplazamiento.

Las tres primeras familias se subdividen distinguiendo los tipos de aloquems y sus relaciones volumétricas:

- A) con 25 % o más de intraclastos = **rocas intraclásticas (i)**
- B) con 25 % o más de oolitos = **rocas oolíticas (o)**
- C) rocas con menos del 25 % de intraclastos y menos del 25 % de oolitos.

En este último caso se considera la relación entre el volumen de los fósiles y los pelets:

- 1 Relación mayor que 3:1 = **rocas blógenas (b)**
- 2 Relación menor que 1:3 = **rocas de pelets (p)**
- 3 Si la relación es intermedia entre 3:1 y 1:3 se denomina **rocas de pelets-blógena (pb)**

También cabe distinguir el tamaño de los aloquems, distinguiéndose:

- a) aloquems mayores de 1 mm = calcirruditas o doloruditas (en caso de dolomías (Lr — Dr)
- b) aloquems entre 0,0625 y 1 mm = calcarenita o dolarenita (La — Da).
- c) aloquems inferiores a 0,0625 = calcilutita o dololutita (LI — DI)

El tipo I de calizas (rocas aloquímicas con cemento espático) equivalen a los conglomerados terrígenos o a las areniscas, con materiales bien seleccionados, en que las partículas sólidas (en este caso "intraclastos, oolitos, fósiles y pelets"), se han acumulado juntos mediante corrientes intensas o persistentes capaces de arrastrar cualquier partícula microcristalina las cuales si no, se hubiesen acumulado como matriz. Los huecos intersticiales se rellenan directamente por calcita espática que cementa a los granos. Estas calizas espáticas tienen texturas y estructuras similares a las rocas terrígenas: estratificación cruzada, orientación, selección y abrasión de los granos, etc. La proporción relativa de cemento de calcita espática y aloquems varía dentro de unos límites bastante estrictos debido a las limitaciones del empaquetamiento, dado que la calcita espática normalmente no forma rocas por sí misma.

Este tipo de calizas se forma generalmente en las playas, o bajos submarinos, pero se pueden también formar en zonas de menor energía, en las que por alguna razón no se produce o no puede existir limo calcáreo (matriz microcristalina o micrita).

El tipo II de calizas (rocas microcristalinas aloquímicas) contiene también aloquems, pero las corrientes no fueron lo suficientemente persistentes o fuertes para eliminar el barro microcristalino, el cual queda como matriz. Estas rocas equivalen texturalmente a las areniscas o conglomerados arcillosos, que tienden a tener poco cemento químico. La pasta microcristalina puede formar

una roca por sí misma y cargarse de un porcentaje de aloquems variable, por lo que el límite entre el tipo II y tipo III (rocas microcristalinas) es arbitrario y Folk lo ha fijado en un 10 % de aloquems.

En algunas rocas se observa transición entre el grupo I y II, que indican corrientes débiles o de corta duración o una rápida velocidad de formación de pasta microcristalina. Puede ser interesante reconocer estas rocas, pero no para formar un grupo de rocas aparte, por lo que se las denomina "bioesparita poco lavada" si tiene igual cantidad de esparita que de micrita.

El tipo III de calizas (rocas microcristalinas) representan el extremo opuesto del tipo I. Esta roca implica al mismo tiempo una velocidad rápida de precipitación, junto con ausencia de corrientes fuertes persistentes. Texturalmente corresponden a las arcillitas de las rocas terrígenas. La mayor parte están formadas en zonas lacustres protegidas, poco profundas, o en amplios bancos de arena sumergidos de poco relieve y de profundidad moderada donde la acción de las olas está cortada por la gran extensión del banco. Algunas también pueden formarse en zonas más profundas fuera de la costa.

Algunas capas de micrita pueden haber sido removidas por corrientes de fondo y redepositadas rápidamente, pero sin la producción de intraclastos diferentes, se usa para ellas un nombre especial: dismicritas. Parecen ser muy comunes en las facies de calizas lacustres poco profundas pero protegidas.

Parte de algunas calizas están formadas por estruc-

turas orgánicas que han crecido "in situ" formando una masa resistente y coherente, como por ejemplo muchos biohermes. Se clasifican en el tipo IV y se denominan biolilitas. Esta clase de rocas es muy compleja y necesita más subdivisiones, por ejemplo, según los tipos de organismos. Probablemente es mejor dar simplemente una descripción general para cada caso. Si estas estructuras orgánicas están rotas y redepositadas, la roca que resulta se considera formada por derrubios biogénicos, y situada dentro del tipo I ó II, según el material Interfacial.

Esta primera división en tipos nos da una idea de la energía física del medio. Estos tipos o familias pueden subdividirse atendiendo a la parte aloquímica, la cual está formada por: intraclastos, oolitos, fósiles y pelets. Los intraclastos son los más importantes, ya que indican aguas poco profundas, descenso de la base de las olas o un posible levantamiento tectónico, por lo que denominaremos roca intraclástica a aquella que posea un 25 % de aloquems en forma de intraclastos, aun cuando posea un 70 % de fósiles, oolitos o pelets. Si tiene menos del 25 %, se determina la proporción de oolitos; si la roca contiene más del 25 % de oolitos, se denominará roca oolítica, en caso contrario se determina la relación de fósiles a pelets.

En esta clasificación las rocas se denominan combinando sílabas que representan los dos aspectos principales de la roca. La primera parte de la palabra se refiere a la composición de los aloquems, y la segunda al carácter del material interaloquem. Por ejemplo: "intraesparita" (intraclastos cementados por calcita espática); "pelmicrita" (pelets con cemento microcristalino), etcétera. Se puede usar el sufijo "-rudita" si los aloquems tienen el tamaño de las calcirruditas. Folk da una escritura simbólica, que en algunos casos puede ser de utilidad, ésta aparece en la tabla III.

El tamaño de grano, tanto de los aloquems como del cemento, es una característica interesante. Para ello puede usarse la escala de tamaños de Wentworth (1922) (ver tabla IV).

Es útil señalar con un adjetivo, los componentes terrígenos con un porcentaje mayor de 10 o bien dolomita de reemplazamiento, u otros minerales (nódulos de sillex, anhidrita, fosfatos). Hay minerales muy importantes que forma, pero conservando la misma especie mineral del (glauconita, pirita, etc.)

RECRISTALIZACION DE LAS CALIZAS

La recrystalización de las calizas puede en algunos casos ser un fenómeno importante. Entendemos que un cristal de determinado tamaño y forma, recrystaliza cuando se convierte en otro cristal de diferente tamaño y forma pero conservando la misma especie mineral del cristal primitivo.

Por ejemplo la transformación de calcita en dolomita no es una recrystalización sino un reemplazamiento. En realidad la recrystalización sería un caso particular del metasomatismo por reemplazamiento en el que el mineral primario y el reemplazante son idénticos, (en cuanto a composición química, pero distintos en el tamaño, forma, etc.) Usualmente la transformación del aragonito en calcita se llama también recrystalización, pero evidentemente se trata de un fenómeno de cambio polimórfico o morfotrópico y que algunos autores denominan inversión, en el que los dos minerales no son los mismos ya que difieren en la estructura cristalina, densidad, etc. aun cuando tengan la misma composición química.

El fenómeno de recrystalización no ha sido todavía suficientemente estudiado. Folk distingue cuatro tipos generales que tienen lugar en las calizas (fig. 4):

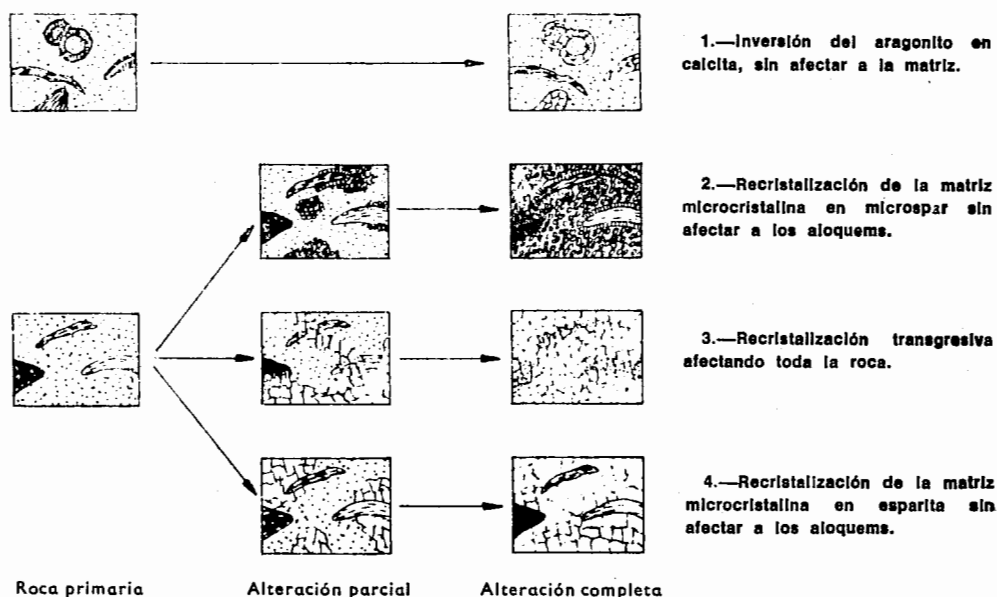


Fig. 4.—Recrystalización de las calizas, según Folk.

TABLA III

CLASIFICACION DE LAS ROCAS CARBONATICAS SEGUN R. L. FOLK (1959)

CLASIFICACION DE LAS ROCAS CARBONATICAS SEGUN R. L. FOLK (1959)				CALIZAS - CALIZAS DOLOMITICAS - DOLOMIAS PRIMARIAS					DOLOMIAS DE REEMPLAZAMIENTO	
				> 10 % DE ALOQUEMS ROCAS ALOQUIMICAS (I y II)		< 10 % DE ALOQUEMS ROCAS MICROCRISTALINAS (III)		BIOHERMES (IV)	FALSOS ALOQUEMS	SIN FALSOS ALOQUEMS
				CALCITA ESPATICA > CALCITA MICROCRISTALINA	CALCITA MICROCRISTALINA > > CALCITA ESPATICA	1 - 10 % A L O Q U E M S	ALOQUEMS V 1 %			
				ROCA ALOQUIMICA CON CEMENTO ESPATICO (I)	ROCA ALOQUIMICA CON CEMENTO MICROCRISTALINO (II)					
				> 25 % CALIZAS INTRACLASTICAS (i)	INTRAESPARRUDITA (II i : Lr) INTRAESPARITA (II i : La)	INTRAMICRUDITA (II i : Lr) INTRAMICRITA (II i : La)			DOLOMIA INTRACLAS- TICA (V i : D)	
				> 25 % CALIZAS OOLITICAS (O)	OOESPARRUDITA (II o : Lr) OOESPARITA (II o : La)	OOMICRUDITA (II o : Lr) OOMICRITA (II o : La)			DOLOMIA OOLITICA (V o : D)	
				RELACION DE VOLUMEN ENTRE FOSILES Y PELETS	> 3 : 1 (b)	BIOESPARRUDITA (II b : Lr) BIOESPARITA (II b : La)	BIOMICRUDITA (II b : Lr) BIOMICRITA (II b : La)		DOLOMIA CON FOSILES (V b : D)	DOLOMIA (V : D)
					3 : 1 - 1 : 3 (bp)	BIOPELESARITA (II bp : La)	BIOPELMICRITA (II bp : La)			
				< 1 : 3 (p)	PELESARITA (II p : La)	PELMICRITA (II p : La)			DOLOMIA CON PELETS (V p : D)	
VOLUMEN DE ALOQUEMS				< 25 % INTRACLASTOS			ALOQUEMS ABUNDANTES		CON ALOQUEMS	
				< 25 % OOLITOS						

TABLA IV

ESCALA DE TAMAÑOS DE LOS ELEMENTOS DE LAS ROCAS CARBONATICAS, BASADA EN LA DE WENTWORTH⁽¹⁹²²⁾

ELEMENTOS TRANSPORTADOS			ELEMENTOS AUTIGENOS		
64	mm	Calcirrudita muy gruesa	Cristales extremadamente grandes	4	mm
16	mm	Calcirrudita gruesa	Cristales muy grandes	1	mm
4	mm	Calcirrudita media	Cristales grandes	0,25	mm
1	mm	Calcirrudita fina	Cristales medios	0,062	mm
0,5	mm	Calcarenita gruesa	Cristales pequeños	0,016	mm
0,25	mm	Calcarenita media	Cristales muy pequeños	0,004	mm
0,125	mm	Calcarenita fina	Cemento afanocristalino		
0,062	mm	Calcarenita muy fina			
0,031	mm	Calcilutita gruesa			
0,016	mm	Calcilutita media			
0,008	mm	Calcilutita fina			
0,004	mm	Calcilutita muy fina			

1.—Inversión de los aloquems aragoníticos en calcita sin afectar a la matriz.

Es muy frecuente ya que muchas conchas de fósiles (pelecípodos, gasterópodos) son de aragonito, transformándose éste en calcita cuando se muere el fósil. No obstante, en casos específicos, puede no ocurrir esta inversión, así se conservan en la actualidad conchas aragoníticas originales de fósiles paleozóicos.

2.—Recristalización de la matriz microcristalina en microesparita sin afectar a los aloquems.

Este tipo de recristalización ocurre cuando la matriz microcristalina, cuyos cristales tienen un tamaño de 1 a 4 micras, recristaliza en otros de tamaño mayor, de 5 a 15 micras. Este tipo de calcita espática de grano muy pequeño se denomina microesparita, indicando que deriva de la micrita. A veces es difícil distinguir microesparita verdadera de una micrita de grano muy grueso, pero en general la recristalización no es uniforme pudiéndose distinguir zonas no recristalizadas.

3.—Recristalización transgresiva y completa de la roca.

En este caso la recristalización avanza transformando en cristales grandes de calcita espática, tanto al cemento microcristalino como a los aloquems borrando todos los vestigios de la estructura primaria.

4.—Recristalización de la matriz microcristalina en cristales grandes de calcita espática sin afectar a los aloquems.

Este tipo de recristalización se da en algunos casos, distinguiéndose de una roca esparítica, ya que en ésta la esparita se encuentra rellenando los huecos entre los aloquems, mientras que en una roca recristalizada los aloquems se hallan dispersos en la masa esparítica, observándose las inclusiones de minerales arcillosos y granos de cuarzo que formaban parte del antiguo cemento microcristalino.

Rocas carbonáticas de origen terrígeno o calcilitas

Una calcilita se define como una roca terrígena compuesta por elementos de tamaño variado que contienen más del 50 % de rocas carbonáticas. Estas rocas son debidas a la erosión de antiguas calizas que afloraban en las cercanías de la cuenca de deposición. El tamaño de las calcilitas varía desde el de las arcillitas (raras) al de las areniscas (bastante frecuente) al de los conglomerados.

Otras clasificaciones

Otras clasificaciones modernas son las de LEIGHTON y PENDEXTER (ver tabla V) parecida a la de Folk, en la que considera únicamente el porcentaje entre los aloquems y el cemento microcristalino. Estos autores consideran los siguientes tipos de aloquems; que denominan granos: detríticos, fósiles, pelets, lumps, revestidos.

Los granos detríticos son análogos a los intraclastos de Folk pero incluyen también cualquier otro fragmento de roca caliza. Los lumps son granos constituidos por agregados de otros, por ejemplo un lump sería un grano formado por varios oolitos cementados. En la clasificación de Folk estos granos se considerarían como intraclastos. Los granos revestidos son los oolitos de Folk. Esta clasificación, aun cuando es quizás más sencilla de uso que la de Folk es puramente descriptiva y poco genética.

Otra clasificación, debida a Plumley, Risley, Graves y Kaley, está basada en lo que llaman "índice de energía" del ambiente de deposición. Establecen cinco familias, o tipos: calizas de aguas tranquilas, de aguas intermitentemente agitadas, poco agitadas, bastante agitadas y muy agitadas. Se basa para ello en la presencia de cemento, tamaño, selección, redondez de los granos y asociaciones de fósiles.

Esta clasificación puede ser interesante para estudios particulares, complementando a la de Folk, así en zonas arrecifales, etc. y como método de correlación.

Dolomías

Las dolomías son rocas formadas esencialmente por dolomita (carbonato doble de Ca y Mg).

Se pueden distinguir las dolomías primarias, que fueron depositadas directamente en forma de dolomita, y las dolomías secundarias, en las que la dolomita reemplaza a la calcita de calizas primarias.

Las dolomías primarias no son muy frecuentes y están siempre asociadas a series evaporíticas de las que normalmente forman su base.

Las secundarias, más frecuentes se agrupan en:

- 1.—Dolomías contemporáneas o penecontemporáneas de la sedimentación de las calizas a las que reemplazan.
- 2.—Dolomías tardías, formadas con posterioridad a la deposición de las calizas.

1. Dolomías penecontemporáneas.

Son dolomías epigenéticas formadas poco después de la deposición de un sedimento calizo no consolidado aún impregnado de soluciones magnesianas intersticiales. En el campo se distinguen por su estratificación muy marcada. La superficie del estrato dolomitizado es plana y bien definida. Al contrario, la superficie inferior es más irregular ya que la dolomitización tiene lugar de forma descendente.

En diversos trabajos sobre dolomías penecontemporáneas los autores llegan a la conclusión de que éstas se formaron en plataformas continentales en aguas poco profundas y a veces en grandes extensiones. Parece ser que las dolomías desaparecen y se desarrollan calizas a medida que aumenta la profundidad de la cuenca de deposición.

Parece ser que el aumento de la temperatura y la concentración de sales, sea un elemento favorable a la formación de dolomías penecontemporáneas.

2. Dolomías tardías

Otras dolomías tienen un origen mucho más antiguo fuera ya de las condiciones sedimentarias, bien a partir de calizas magnesianas o bien mediante aportes de soluciones magnesianas a lo largo de fracturas. Este es el caso, por ejemplo, de la frecuente dolomitización de las charnelas de los pliegues.

De dolomitización

Es el caso inverso de la dolomitización: los cristales de dolomita se substituyen por calcita. A veces el reemplazamiento de la dolomita por la calcita es total, otras veces subsiste un esqueleto del cristal primitivo de dolomita, en cuyo interior aparece la calcita.

Texturas

Se puede usar la escala de tamaños de Wentworth. Vatan las divide en:

- Dolomías microcristalinas, formadas por cristales pequeños, de 1 a 20 micras.
- Dolomías granudas— Se encuentran en dolomías

epigenéticas, penecontemporáneas o tardías. La talla de los cristales varía entre 50 a 1.500 micras. Se observan a menudo restos de la caliza original, oolitos, fósiles, etc. Parece que haya una relación entre la granulometría del sedimento epigenizado y la de la dolomía resultante.

Cristales zonales

Las calizas dolomitizadas pueden presentar a menudo cristales de dolomía zonales. Están compuestos por zonas alternantes: dolomita, calcita. Esto parece indicar que la dolomitización ha sido a partir de una reordenación de la calcita magnesiana, cristalizando en zonas la calcita existente en exceso.

LA MICROPOROSIDAD DE LAS CALIZAS Y DOLOMIAS

Los huecos contenidos en el interior de un macizo rocoso karstificado, y que dan lugar a la permeabilidad "en grande", son sobre todo los debidos a la acción disolvente del agua que circula a través de las fisuras. Sin embargo la roca, aparte de las fisuras, puede contener también huecos en su interior, dando lugar a una microporosidad. Esta tiene interés sobre todo en el caso del petróleo, pero en algunos casos puede llegar a alcanzar un valor relativamente elevado y desempeñar así un papel digno de tenerse en cuenta desde el punto de vista de la acumulación de reservas de agua, como por ejemplo en el caso de la creta y de algunas dolomías cavernosas.

La microporosidad de estas rocas es adquirida durante la diagénesis o posteriormente. El trabajo de MURRAY da una buena visión de esta cuestión.

Según MURRAY los valores elevados de la microporosidad resultan de.

- a).—El sedimento original consiste en una arena calcárea o calcarenita, con huecos:
 - Preservación de la textura original.
 - Cementación, con posterior disolución parcial del cemento.
 - Dolomitización uniforme o irregular, con posterior disolución de la calcita.
- b).—El sedimento original es una arena calcárea, con cemento fino.
 - Dolomitización de la matriz, con disolución posterior.
- c).—Caliza construida, de origen orgánico.
 - Dolomitización y cementación irregulares, con disolución posterior de la calcita.

No hay que considerar que la dolomitización aumenta necesariamente la microporosidad. En numerosos casos las dolomías son muy compactas. Por otro lado para que la roca, además de porosa, sea permeable, ha de contener huecos interconectados que permitan el paso del agua.

TABLA V

Clasificación textural de las Calizas - Leighton y Pendexter (1962)

RELACION GRANO/MICRITA	% GRANOS	TIPOS DE GRANO					ESTRUCTURAS ORGANICAS	ESTRUCTURAS NO ORGANICAS
		DETRITICOS	FOSILES	PELETS	LUMPS	REVESTIDOS		
9 : 1	~ 90 %	CALIZAS DETRITICAS	CALIZAS FOSILIFERAS	CALIZAS DE PELETS	CALIZAS DE LUMPS	CALIZAS OOLITICAS, PISOLITICAS DE ALGAS INCRUSTANTES	CALIZAS CORALINAS, ALGACEAS, etc.	CALICHE TRAVER — TINOS
		CALIZAS DETRITICO- MICRITICAS	CALIZAS FOSILIFERO- MICRITICAS	CALIZAS DE PELETS MICRITICAS	CALIZAS DE LUMPS- MICRITICAS	CALIZAS OOLITICO- MICRITICAS. etc.	CALIZAS CORALINA- MICRITICAS etc.	
		CALIZAS MICRITICO- DETRITICAS	CALIZAS MICRITICO- FOSILIFERAS	CALIZAS MICRITICAS CON PELETS	CALIZAS MICRITICAS CON LUMPS	CALIZAS MICRITICAS CON OOLITOS, etc.	CALIZAS MICRITICO- CORALINA, etc.	
1 : 1	~ 50 %	CALIZAS MICRITICAS						
1 : 9	~ 10 %	CALIZAS MICRITICAS						

En cuanto a la influencia de la microporosidad sobre la disolución de la roca, es un problema poco estudiado pero dado que la acción disolvente del agua es mayor cuando circula a velocidad mayor y en régimen turbulento, parece que la disolución tiene lugar preferentemente a través de las fisuras y que ha de ser casi inapreciable en los poros. Sin embargo la presencia de éstos puede influir indirectamente al alterar la distribución de presiones en las proximidades de una fisura o conducto, puesto que la presión en los poros es distinta de la presión en el conducto, y además la presencia de éste altera el estado de tensiones de la roca en sus alrededores. Vemos así que la presencia de los poros puede influir en la ampliación por disolución de fisuras y conductos.

En algunos casos también es posible el efecto contrario: el relleno de los poros de la roca por depósitos cristalinos de las aguas sobresaturadas, disminuyendo así la microporosidad.

Algunos datos sobre la microporosidad de calizas y dolomías:

MICROPOROSIDAD EN %

	Mínimo	Máximo	Media	N.º de muestras
Caliza (1)	6,6	55,7	30	74
Dolomía (1)	19,1	32,7	26	2
Calizas primarias (2) ...	0,8	27,0	12,5	—
" secundarias (2) ...	1,2	26,5	11,65	—
" terciarias (2) ...	—	—	20	—
Creta (2)	3	53	26,4	—
Dolomías (2)	0,3	25	7,7	—
Calizas diversas (3) ...	1,57	36,47	10,62	—
Caliza compacta	—	—	—	10
Cretácica (3)	0,26	14	4,55	24
Cretas (3)	14,4	43,9	—	—
Creta, N. de Francia (3)	7,7	8,3	8,0	2
Creta, Id. (3)	22,2	37,2	29,2	16
Caliza oolítica (3)	3,28	12,44	7,18	8
Tobas (3)	—	—	20,2-32,2	—
Travertino (3)	9	38	18	5
Mármoles (3)	—	—	0,11-0,6	—
Dolomías (3)	—	—	1,00-22,15	—
Caliza compacta cristalina sin poros visibles (4) ...	—	—	4,1	—
Id. con poros (4)	—	—	10,1	—
Creta (4)	—	—	29,5	—
Micrita, con pelets y fósiles (4)	—	—	8,4	—
Dolomía (4)	—	—	11,9	—
Dolomía (4)	—	—	27,8	—
Dolomía (4)	—	—	6,3	—

- (2) J. TALOBRE: "La mécanique des roches". Dunod. París 1967.
- (3) H. SCHOELLER: "Les eaux souterraines", Masson. París 1962.
- (4) S. N. DAVIS - R. J. M. DE WIEST: "Hydrogeology". J. Wiley and Sons. New York 1967.

Conclusiones

La casi totalidad de los procesos kársticos que ocurren o han ocurrido en la naturaleza tienen lugar en el seno de las rocas carbonáticas. Hemos tratado brevemente la composición y clasificación de estas rocas, quizás las más complejas dentro del grupo de rocas sedimentarias. No hemos de olvidar que un cuerpo sedimentario calizo no está aislado sino que se encuentra, en general, estrechamente relacionado con otros tipos de rocas, terrígenas o detríticas la mayoría, que le rodean, y por lo tanto el estudio de una serie caliza traerá consigo el estudio de los sedimentos situados en los alrededores relacionados con ésta.

Muchas veces las formaciones calizas no aparecen en superficie en su totalidad, gran parte puede permanecer oculta bajo otros sedimentos más modernos. El estudio detallado de los afloramientos calizos, sondeos, etc. mediante la determinación de las texturas, microfacies, etc. nos facilitará datos importantes sobre la cuenca de deposición, sus características, extensión de las series calizas, grandes estructuras sedimentarias (de gran aplicación en caso de formaciones arrecifales) cambios de facies, etc.

Aparte de estas reconstrucciones de tipo paleogeográfico, las texturas de las calizas y determinación de microfacies tienen estrecha relación con la microporosidad de estas rocas y su fisuración.

La microporosidad primaria, debida a la disposición de los granos y cemento es importante desde el punto de vista de la disolución de la roca. La fisuración es un factor notabilísimo ya que influye directamente sobre la permeabilidad de la roca y en su capacidad para almacenar agua. En algunos tipos de dolomías la microporosidad primaria puede ser un factor importante en cuanto a su permeabilidad y capacidad de almacenamiento.

Es importante también determinar y conocer cambios posteriores tales como recristalizaciones, dolomitización, silicificación, disoluciones intergranulares, etc. todo ello modifica la porosidad primaria, denominándose a la porosidad resultante microporosidad secundaria y en general las características físicas de la roca de tal forma que puede llegar a tornarse impermeable una serie carbonática, en principio, permeable.

Por último destacaremos que la litoestratigrafía está ligada también con la tectónica y muchas veces no podemos comprender algunos tipos de pliegues y fracturas sin conocer la heterogeneidad y disposición de las series sedimentarias.

- (1) MORRIS - JHONSON: Geol. Sur. Wat-Sup. Papex 1839-D 1967.

BIBLIOGRAFIA

- F. J. Pettijhon.—"Rocas sedimentarias" Ed. EUDEBA. Buenos Aires. 1963.
- A. VATAN.—"Manuel de Sédimentologie". Ed. Technip. Paris. 1967.
- R. L. FOLK.—"Practical petrographic classification of limestones". "Bull. Am. Ass. Petrol. Geologists. N.º 43. pp.1- 38. 1959.
- R. L. FOLK.—"Spectral subdivision of limestone types". Am. Assoc. Petrol. Geologists., Mem. n.º 1. pp. 62-84. 1962.
- B. D. Evamy.—"The application of a chemical staining technique to a study of dedolomitisation". Sedimentology. n.º 2, pp. 164-170. 1963.
- R. J. DUNHAM.—"Classification of carbonate rocks according depositional texture". Am. Assoc. Petrol. Geologists, Mem. n.º 1, pp. 108-121. 1962.
- M. W. LEIGHTON y C. PENDEXTER.—"Carbonate rock types". Am. Assoc. Petrol. Geologists, Mem. n.º 1 pp. 33-61. 1962.
- W. J. PLUMLEY, G. A. RISLEY, R. W. GRAVES y M. E. KALEY.—"Energy index for limestone interpretation and classification". Am. Ass. Petrol. Geologists Mem. n.º 1, pp. 85-107. 1962.
- R. C. L. WILSON.—"Silica diagenesis in Upper Jurassic limestones in southern England". Joun. Sediment. Petrol. n.º 36, pp. 1036-1049. 1966.
- R. C. L. WILSON.—"Carbonate facies variation in Osmington oolite series". Palaeogeography, palaeoclimat., palaeoecology, n.º 2 vol. 4, 1968.
- R. C. L. WILSON.—"Upper oxfordian palaeogeography of southern England". Palaeogeo. palaeoclimat., palaeoecology. n.º 1, vol. 4. pp. 5-28. 1968.
- J. R. DODD.—"Process of conversion of aragonite to calcite with examples from the Cretaceous of Texas". J. Sediment. Petrol. n.º 36, pp. 733-741. 1966.
- E. G. Purdy.—"Recent calcium carbonate facies of the Great Bahama Bank. 1. Petrography ad reaction groups. J. Geol., 71-334-355.
- R. C. L. WILSON.—"The Petrology of Certain English Jurassic Limestones and Associated Sediments", Thesis, Univ. Sheffield, 230 pp. 1965.
- G. Larsen, G. V. CHILINGAR.—"Diagenesis in sediments". Ed Elsevier. 500 pp. 1969.
- G. V. CHILINGAR, H. J. BISSELL y R. W. FAIRBRIDGE.—"Carbonate Rocks". 2 vol. 471 pp. y 413 pp. Ed. Elsevier. 1967.
- J. M. MABESOONE, I. M. TINOCO y P. N. COUTINHO.—"Mesozoic-Tertiary boundary Northeastern Brazil". Palaeogr., palaeoclim., palaeoecology n.º 3, Vol. 4. 1968. pp 161-185.
- W. C. KRUMBEIN et L.L. SLOSS.—"Stratigraphy an Sedimentation". Ed Freeman. 1963.
- A. LOMBARD.—"Géologie sédimentaire". Ed. Masson. 1956.
- N. M. STRAKHOV.—"Méthodes d'étude des roches sédimentaires". Traduc. Ann. Serv. Inf. géol. du B.R.G.M. 2 vol, 542 y 536 pp. 1968.
- R. C. MURRAY.—"Origin of porosity in carbonate rocks". "J. Sediment. Petrol. n.º 60, pp. 59-84. 1960.
- Ed. Technip.—"Techniques de Laboratoire en géologie Petroliere. París. 1964.
- M. C. López de Azcona y F. Monjarro Martín.—"Determinación del CO₂ en rocas sedimentarias. Carbometría". Est. Geológicos, n.º 3-4. vol. XXIII. 1967. p. 257-262.
- VARIOS.—"Recent Developments in Carbonate Sedimentology y in Central Europe". Ed. German Müller. Berlín. 1968.
- N. M. STRAKHOV.—"Principles of Lithogenesis". vol 1, 2 y 3, Ed Oliver and Boyd. Londres. 1969.

TRAZADORES

Por JOSE MARIA SALBIDEGOITIA

(Recibido 27-12-69)

Summary

It is about the divulgation of the several types of tracers taken their principally from Schoellers book. "Les eaux souterraines". The first part is about the solid tracers, chemicals and colorings, giving an special mention to the fluorescein, finishing it explaining the radio-actives tracers. In the second part it defines some concepts of the tracers, in the presence of water and ground.

Resumé

Il s'agit d'une divulgation de divers types de traceurs, extraite principalement du livre de SCHOELLER: "Les Eaux Souterraines". Dans la première partie, on parle de divers traceurs solides, chimiques et colorants, mentionnant en particulier la fluorescéine pour finir en expliquant les traceurs radio-actifs. Dans la seconde partie, quelques idées sur les traceurs face à l'eau et au terrain y sont définies.

1.ª PARTE: DESCRIPCION DE LOS DIVERSOS TRAZADORES

La necesidad de utilizar trazadores en hidrología, se ha hecho necesaria, tras largo tiempo, para poder seguir el curso de las aguas subterráneas, aplicándolo, entre otras muchas cosas, por ejemplo en:

- a) Para medir la velocidad del agua a través de terrenos o velocidad aparente.
- b) Para buscar una comunicación directa entre dos puntos. Se echa el trazador en la corriente de agua o en la red de agua y se examina su aparición en el punto donde se pensaba que debía llegar.
- c) Para buscar la dirección del curso de una lámina o curso de agua.
- d) Para saber si un terreno es permeable, mirando si el trazador penetra por dicho terreno.
- e) Para medir la velocidad de una circulación subterránea. Se trata entonces de determinar el tiempo que tarda el trazador en ir de un punto a otro
- f) Para medir caudales. Se echa en un punto de la corriente de agua, un caudal conocido de solución conteniendo una concentración determinada de un trazador, y se determina, en un punto más bajo, la concentración del trazador en la corriente.

Características que debe presentar un trazador ideal

Es evidente que cualquier sustancia no puede servir de trazador. El trazador ha de ser fácilmente determinado cualitativa y a menudo cuantitativamente, aunque se encuentre muy diluido en agua. Normalmente se encontrará en muy débil concentración en los puntos de toma de muestras.

- a) **En sus relaciones con el agua.** Debe abstenerse de usar el trazador donde no exista más que un pequeño caudal de la lámina o de corrientes subterráneas, a fin de poder obtener diferencias útiles de concentración entre los puntos de inyección y los de observación.

Ha de ser fácilmente transportable por el agua, o mantenerse fácilmente en suspensión o tener una gran solubilidad.

No debe de reaccionar ni con el agua de inyección, ni con el agua de la lámina o corriente de agua, pues se descompondría o precipitaría. No debe poderse destruir bajo la influencia de microorganismos durante su trayecto subterráneo.

- b) **En sus relaciones con el terreno.** No debe ser absorbido, ni fijado por absorción o retenido por los medios porosos. No debe contaminar químicamente el terreno por mucho tiempo, es decir, no debe ser restituido muy tardíamente por el

terreno, pues descartaría las posibilidades de experiencias sucesivas y aproximadas unas de otras.

- c) **Desde el punto de vista práctico.** Debe ser obtenido fácilmente y a bajo precio. No debe necesitar más que operaciones técnicas simples, rápidas y poco enojosas. No debe ofrecer peligro en las condiciones normales de empleo, en el momento de inyección, en razón de su nocividad, porque el trazador es obligatoriamente utilizado en concentraciones elevadas.

Por fin, no debe contaminar peligrosamente el agua estudiada, sobre todo más allá de un tiempo razonable.

Las diferentes clases de trazadores no radioactivos

Hasta hace pocos años se había dirigido la práctica, hacia la utilización de trazadores sólidos arrastrados por el agua, hacia trazadores químicos fácilmente solubles y fácilmente detectables, pero sobre todo a trazadores colorantes, que, en gran disolución, son todavía visualmente distinguibles. Tienen cada uno sus cualidades y sus defectos, pero el futuro se encuentra abierto a los trazadores radioactivos.

Daremos primeramente una idea de los trazadores sólidos, químicos y colorantes, lo que nos permitirá distinguir mejor las cualidades y defectos de los trazadores radioactivos, porque tampoco son perfectos.

1.—Trazadores sólidos

Podemos distinguir tres clases de trazadores sólidos: los que flotan, los que se sumergen y los que están en suspensión.

- a) **Trazadores que flotan:** no dan más que la velocidad máxima, es decir, la de la lámina superior y no la velocidad media que es la más importante. No pueden ser utilizados en corrientes laminares subterráneas, pues son retenidos y lo mismo en los terrenos calizos normales. Hace falta que haya verdaderamente conductos de grandes dimensiones, para que el transporte no sea interrumpido.
- b) **Trazadores sumergidos:** es decir los que están situados a una cierta profundidad de la masa líquida y sostenidos por un flotador situado en la superficie. Son todavía menos útiles que los anteriores, en razón de su mayor dimensión.
- c) **Trazadores en suspensión:** son transportados más fácilmente por el agua y pueden servir para terrenos anchamente fisurados. Deben de poder mantenerse constantemente en suspensión y ser suficientemente pequeños para no ser retenidos por los poros y conductos. Su empleo depende entonces esencialmente de la dimensión de éste o de aquél, y si están muy finamente divididos,

no deben fijarse en las paredes de los elementos que constituyen el acuífero.

Se han utilizado diversos trazadores sólidos como: balón de avena, salvado, granos de almidón fácilmente detectables por el yodo, bacterias (*B. violaceus*, *B. pyocyaneus*, *M. prodigiosus*, *B. acetii*), levaduras (*Saccharomyces*, *Cerevisiae*, *S. mycoderma*), etc.

2.—Trazadores químicos solubles

Presentan la ventaja de su gran solubilidad. Forman verdadera solución con el agua que les transporta, y cuando salen de los terrenos en concentración suficientemente elevada son fácilmente detectados por reacciones químicas, o también por medidas de conductividad eléctrica.

No obstante, presentan algunos defectos: su difusión puede estar acompañada de perturbaciones, sobre todo si su concentración es elevada y si la velocidad de la circulación del agua es muy débil. Pero esto, en la mayoría de los casos no es el mayor defecto.

En otros casos, no pueden ser inyectados más que a concentraciones elevadas a fin de poder ser detectados en partes bajas. Pero entonces, la densidad de la solución es bastante más grande que la del agua, lo que la hace descender a los puntos más bajos de la corriente, impidiendo una mezcla más perfecta, y les pone a menudo a los trazadores fuera de la circulación de la red.

Por otra parte, algunos cationes son fuertemente absorbidos por la arcilla o la materia orgánica del terreno acuífero, o del techo, o del muro de éste. Es el caso de los iones Na, K, Ca, Mg, NH_4 , Li, Ba, etc., siguiendo la composición de la arcilla. Es decir, algunos trazadores químicos solubles, reaccionan con el acuífero y en particular con la arcilla.

Una concentración elevada de Na puede precipitar la arcilla, y disminuir la permeabilidad del acuífero, y modificar, por tanto, la velocidad de circulación del agua. Los iones Ca actúan en sentido contrario coagulando la arcilla.

Los mejores trazadores serán, pues, los aniones que no se fijan fácilmente.

Los trazadores químicos más utilizados son los cloruros: Na Cl, Ca Cl, Li Cl, NH_4 Cl, todos ellos muy solubles y fácilmente visibles por la dosis clásica del cloro o por la medida de su conductividad eléctrica. Su gran ventaja es que el ión cloro no es absorbido y no reacciona con el terreno. Por consiguiente, no experimenta ni retrasos, muy importantes, ni se pierde en su recorrido, dando un excelente rendimiento. Pero el peligro se presenta al intentarlo utilizar en concentraciones muy elevadas en el punto de inyección: puede extraviarse. Es más, a menudo es necesario emplearlo en grandes cantidades y la operación es entonces enojosa.

Si se trabaja en aguas subterráneas muy cloradas, como en los países áridos, la utilización de los cloruros como trazadores es entonces muy dificultosa, puesto que

el crecimiento de la concentración en cloro en los puntos de detección es más difícil de determinar.

También existen ventajas, en este caso, al emplear el bicromato de sodio, de fórmula $\text{Cr}_2\text{O}_7\text{Na}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$.

El número P de kilogramos a emplear en los terrenos calcáreos es:

$$P = 3 \cdot \frac{q \cdot L}{a} + 0,1 V$$

siendo: q, caudal en m^3/seg de las surgencias; L, longitud en metros a recorrer por el trazador; a, velocidad en metros/días de la corriente subterránea; V, reservas de agua subterránea en millares de m^3 .

También se emplean otros trazadores químicos como: el ácido bórico, el tetraborato de sodio, el bromoformo, los detergentes comerciales, el azúcar, dextrosa, el fenol, este último pudiendo ser determinado al olor o al gusto, sobre todo si se transforma en clorofenol. Los azúcares tienen el inconveniente de ser atacados por los microorganismos.

3.—Trazadores colorantes

Tienen muchas ventajas, principalmente su gran solubilidad y su detección, que se puede hacer sobre muy débiles concentraciones, del orden de 10^{-8} ó 10^{-9} .

La mayoría de ellos son absorbidos por materias arcillosas u orgánicas algunos reaccionan con el CO_2 disuelto en el agua, con las substancias ferruginosas. con las materias orgánicas y por el grado de acidez del agua (pH).

Generalmente, su utilización es desaconsejable en los acuíferos con porosidad en los intersticios, sobre todo si éstos encierran materias arcillosas o tienen poros muy finos, que no dejan circular el agua que tiene muy poca velocidad.

Por el contrario, son los trazadores casi perfectos para el estudio de la circulación del agua en los karsts, con circulación rápida y pequeñas corrientes (régimen turbulento).

La fluoresceína

El trazador más conocido es la fluoresceína, pero se emplea la fluoresceína sódica, de fórmula $\text{C}_{20}\text{H}_{10}\text{O}_5\text{Na}_2$ ($= 376,30$), debido a su precio más barato, oscilando por las 700 pts. kg. Se utiliza también la uranina, que no es más que una fluoresceína más soluble por el carbonato de sodio.

La fluoresceína es absorbida por los materiales arcillosos y reacciona con las materias orgánicas y los óxidos férricos. Se destruye por la luz y es debilitada por el CO_2 disuelto en el agua y por la acidez del agua. Pero en este caso, puede ser regenerada alcalinizando aquella. Se detecta, a simple vista, a la concentración de 10^{-7} ; con el fluoroscopio Trillat a la concentración de $2 \cdot 10^{-9}$ y a ve-

ces de $1 \cdot 10^{-9}$; y con el fluoroscopio eléctrico Dienert a la concentración de $1 \cdot 10^{-9}$.

Este último no exige más que 45 cm^3 de agua, mientras que el fluoroscopio de Trillat exige 250 cm^3 .

Para colorear, conviene para tener un máximo rendimiento, no echar el polvo anaranjado de fluoresceína directamente sobre el agua del río o punto de inyección, sino diluirlo en un recipiente con alcohol pero añadiendo amoníaco (un cuarto de litro de NH_3 por 5 litros de alcohol y por 50 litros de agua, para 1 kilo de fluoresceína), y luego verter la disolución en el agua del río. Para un mayor rendimiento se debe aclarar varias veces el recipiente.

El peso de fluoresceína a emplear es, según Ravier:

$$P = k \cdot \frac{q \cdot L}{a} + 0,02 \cdot V$$

siendo: P, el peso en kilos de fluoresceína a emplear; k, una constante que vale 0,5 para el caso de circulación por fisuras y 3 para el caso de circulación por intersticios; q, L, a y V, el mismo significado anterior.

Dienert utiliza la fórmula siguiente:

Si el curso de agua o la inyección de agua durante cuarenta y ocho horas tiene un caudal de más de 5 litros seg., la cantidad de fluoresceína a emplear será de

$$P = 2,5 \cdot 10^{-7} \cdot d \cdot L$$

Si el curso de agua o la inyección de agua durante doce horas es de un caudal de menos de 5 litros/seg., se empleará:

$$P = \frac{125 \cdot 10^{-9} \cdot q \cdot L}{b}$$

siendo: P, peso en kilos de fluoresceína a emplear; q, caudal de las surgencias en m^3/seg ; L, longitud del trayecto en metros; b, caudal medio en m^3/seg . que se dispone durante doce horas.

Martel utiliza una fórmula no muy exacta, pero si muy práctica y exenta de grandes complicaciones:

$$P = N \cdot q$$

siendo: P, el peso en kilos de fluoresceína; N, número de kilómetros en línea recta que hay desde el sumidero o lugar donde se vierta el colorante hasta la posible surgencia; q, caudal de la posible surgencia en m^3/seg . En este método conviene pecar siempre por exceso que por defecto, para tener una mayor seguridad.

Al diluir la fluoresceína en alcohol, toma un color rojo muy intenso, debido a la fuerte concentración en que se encuentra, y después al verter sobre el agua va tomando un color amarillo, para pasar seguidamente al color verde eléctrico característico, y por dicho color localizaremos por donde salen las aguas. Esto último requiere estar vigilando constantemente la posible surgencia o surgencias, pero existe un método práctico, sencillo y que puede detectar la fluoresceína en débiles concentraciones que no sean visibles.

Método de detección de la fluoresceína por fluocapturadores

Se colocan sumergidos en el agua de las posibles surgencias, estos testigos, trampas o fluocapturadores, que se tratan de unos filtros de carbón activado. Consisten en unos trozos de tubo de plástico de unos 3 ó 4 cm de longitud y cerrados en cada extremidad por un enrejado de nylon, rematado por los costados con un anillo, para que sujete con fuerza el enrejado alrededor del tubo de plástico.

El carbono activado se encuentra en el comercio. Los trozos no deben de ser muy grandes, la dimensión de un grano de arroz es conveniente. El tubo debe de estar lleno pero sin rebasar para facilitar la corriente de agua, evitando una agitación de los granos de carbono activado, pues la fuerte corriente de agua los desgasta. Es justamente la superficie del carbón la que recoge mayor cantidad de fluoresceína, por ello es interesante que no se desgaste.

Cuando se colocan los fluocapturadores hace falta tener en cuenta diversos incidentes posibles:

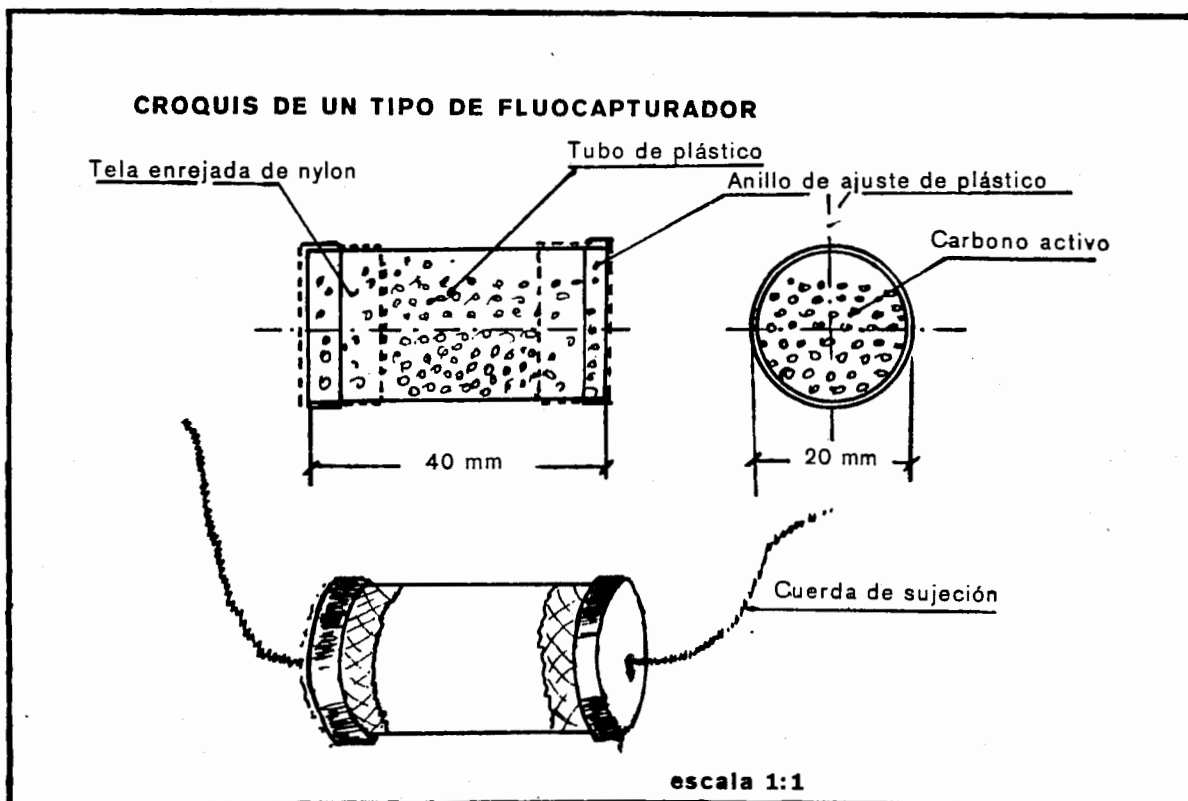
Ponerlos en un sitio bastante escondido, ya que siempre hay curiosos que desean examinarlos y por eso un

tubo transparente pasa más desapercibido. Hay que tener en cuenta las bajas y crecidas del caudal: procurar que el testigo no quede en lugar seco, y por el contrario que lo arrastre la fuerte corriente. No flarse de los fondos lodosos que pueden taponar el tubo.

Se puede atar el fluocapturador a una piedra o mejor, si existe a la raíz de un árbol cercano. En invierno y por peligro de fuertes heladas deben estar algo sumergidos pues las bajas temperaturas inutilizan las trampas situadas, cerca de la superficie o en las esquinas. Hay que tener en cuenta que puede haberse hecho otra colocación en el mismo lugar que funciona intermitentemente, lo cual puede inducir a grandes errores, por lo que es conveniente dejar que corra el agua, por lo menos durante un año.

Una vez pasado cierto tiempo, según los casos, se recogen los granos de carbón activado y se introducen en una solución incolora de potasa alcohólica al 5 ó 10 %. En el caso de que el carbón contenga fluoresceína, aparece enseguida una coloración verde superficial sobre los granos de carbón, que puede extenderse a toda la solución.

En caso de que ningún detector dé una señal positiva, se vuelven a dejar los testigos y se recogen al cabo de cierto tiempo, el que se crea conveniente.



En el caso de aguas alcalinas, se empleará, además de la fluoresceína, la eosina, eritrosina, rojo congo. Antes de echar los colorantes en la lámina, se les disuelve en una pequeña cantidad de agua alcalina.

En el caso de las aguas ácidas, es conveniente utilizar el azul de metileno, el azul de anilina o el rojo de Ponceau, disueltos previamente en agua ligeramente ácida.

Entre los otros trazadores colorantes, mencionemos la fenoftaleína la flavizina, el azul carmín, el verde ácido, el violeta ácido y la fuchsina ácida.

He aquí las cantidades de colorante en gramos para emplear por 10 metros de longitud de trayecto, según Silino Bektchourine (1951):

Colorantes	Rocas:	Arcillosas	Arenosas	Fisuradas	Kársticas
Fluoresceína					
Uranina		5-20	2-10	2-20	2-10
Eosina					
Eritrosina		10-40	10-30	10-40	10-40
Rojo congo		20-80	20-60	20-80	20-80
Azul metileno					
Azul de anilina		20-80	20-70	20-80	20-80
Rojo Ponceau		10-40	10-30	10-40	10-40

Utilización de los trazadores radioactivos

En general, los trazadores radioactivos se emplean debido a que los trazadores químicos o colorantes han sido desechados o bien porque hay imposibilidad de utilizarlos. De todas formas existen a menudo ventajas al utilizarlos conjuntamente, cuando ello es posible.

Con los trazadores radioactivos, se determina la variación de concentración del trazador por las medidas de radioactividad, en las que hay que tener en cuenta la variación de la radioactividad en función del tiempo.

Recordemos que si en el instante inicial de inyección la actividad del trazador es A_0 , se transforma al cabo del tiempo t en:

$$A = A_0 \cdot e^{-\lambda \cdot t}$$

Si se designa por T el período, es decir el tiempo durante el cual la actividad inicial ha disminuido a la mitad, es decir la vida media, se tiene:

$$A = A_0 \cdot e^{-0,693 \cdot t/T}$$

$\lambda = 0,693/T$, siendo la constante radioactiva.

Pero la radioactividad es debida a diversas radiaciones más o menos penetrantes de más o menos energía de radiación y de más o menos poder de ionización.

Radiaciones α (alfa): Formadas de núcleos de helio con una velocidad igual a 1/20 de la velocidad de la

luz, tienen una gran energía y un gran poder de ionización, pero son poco penetrantes, puesto que son frenadas por un espesor de 3 a 8 cm. de aire en las condiciones normales de presión y de temperatura. Así, a pesar de su gran energía, no pueden ser utilizadas.

Radiaciones β (beta): Formadas por electrones de velocidad parecida a la de la luz, y con poder de ionización más débil que las radiaciones alfa, son por el contrario más penetrantes. Hace falta 0,47 mm. de espesor de plomo para parar una energía de 0,961 MeV y 0,92 mm. para parar una energía de 2,2 MeV. Los espesores de agua necesarios para absorber diversas energías son los siguientes:

Espesor (mm)	Energía (MeV)
0,018	0,004
0,17	0,35
0,29	0,70
0,36	1
0,714	2,6
0,961	4,1
1,46	6,6
1,70	8
2,2	10,1

Se puede ver que la absorción de la radiación beta produce una radiación gamma más grande que la actividad beta.

Radiaciones γ (gamma): Semejantes a las radiaciones luminosas y a los rayos X, pero con longitud de onda más corta y teniendo un poder de ionización parecido al de la radiación beta, y son mucho más penetrantes. Su emisión es retenida por los espesores siguientes de plomo:

Espesor (mm)	Energía (MeV)
8	0,89
12	1,72
14	2,76

La radioactividad se mide por el grado de desintegración en un segundo. La unidad de medida es el milicurio, equivalente a $3 \cdot 10^7$ desintegraciones por segundo.

Los aparatos modernos de detección dan las medidas precisas de algunas centenas de desintegraciones por minuto. Es suficiente entonces una débil fracción de milicurio para medir la radioactividad.

Todas las sustancias radioactivas no pueden ser utilizadas como trazadores. Deben reunir un cierto número de características:

- 1) Solubilidad suficiente para poder concentrarse en el punto de observación, permitiendo su fácil detección.
- 2) Débil absorción, no parando a los trazadores en su circulación.
- 3) No intoxicar los terrenos.

- 4) Sensibilidad de detección a las débiles concentraciones, si es posible a los medianos aparatos portátiles.
- 5) Poder ser detectados tanto en las perforaciones como en los pozos.
- 6) Tener una vida media adaptada al tiempo del recorrido.
- 7) Poder ser obtenidos a bajo precio.
- 8) No ofrecer peligro en las condiciones normales de empleo.

Los cuerpos radioactivos presentan peligros contra los cuales hay que prevenirse:

Las radiaciones alfa son las menos nocivas por exposición, debido a su pequeño poder de penetración. Pero la absorción de materias que emitan estas radiaciones es muy peligrosa, porque su gran poder de ionización entra entonces en acción.

Las radiaciones beta atacan la piel y los tejidos expuestos.

Las radiaciones gamma son mucho más peligrosas, porque su gran poder de penetración les permite introducirse en los órganos internos.

Dosis de tolerancia

Será conveniente conocer la dosis de tolerancia.

1) En el caso de exposición a las radiaciones de sustancias radioactivas situadas en el exterior del cuerpo humano: esto sucederá especialmente en las manipulaciones de los trazadores radioactivos durante su disolución en el agua. La dosis de radiación límite a la cual el organismo humano puede estar sometido, durante un trabajo continuo, sin que ocurra ninguna anormalidad, es de 0,3 roentgen/semana (1) para 60 mr/8h medido en el aire cuando se trata de la exposición de la totalidad del organismo. La dosis de tolerancia es más elevada si se trata de una exposición parcial: 1,5 r/semana por lo mínimo.

La dosis aproximada en roentgen/8h a una distancia de un metro de una surgencia de C curios de un emisor de radiación gamma de energía E MeV, es:

$$R = 4,4 \cdot E \cdot C.$$

2) En el caso de contaminación: es decir de absorción de sustancias radioactivas, el radioelemento es tanto más peligroso en cuanto mayor sea el tiempo que permanezca en el interior del cuerpo y en cuanto mayor sea su emisión ionizante ($\alpha > \beta > \gamma$) y pueda fijarse en

un punto del cuerpo, por lo que su neutralización es mucho más laboriosa.

Son:

a) poco tóxicos: ^{24}Na , ^{42}K , ^{56}Mn , ^{64}Cu , ^{76}As , ^{85}Kr .

b) Medianamente tóxicos: ^3H , ^{14}C , ^{32}P , ^{35}S , ^{36}Cl ,

^{59}Fe , ^{60}Co , ^{89}Sr , ^{131}I , ^{137}Cs , ^{140}Ba , ^{198}Au .

c) Muy tóxicos: ^{45}Ca , ^{55}Fe , ^{90}Sr , ^{91}Y , ^{95}Zr , ^{144}Ce , ^{210}Bi .

En el agua de beber, la concentración máxima de actividad tolerable es de 10^{-4} mc/litro para los emisores beta. Para el iodo-131 emisor beta-gamma, concentrado en la tiroides, el límite de tolerancia no es más que de 10^{-5} mc/litro para el cromo-51 emisor gamma puro, menos peligroso para absorber, es de 0,5 c/m³. La del tritio es de $2 \cdot 10^{-4}$ mc/cm³.

El grado máximo de iodo-131 en el cuerpo, con el máximo en la tiroides, es de 0,3 microcurios y el del tritio es de 10 microcurios.

Los diferentes trazadores posibles

Hay numerosos trazadores, entre los que distinguiremos los emisores beta puros y los emisores beta y gamma.

1) Emisores beta puros:

El tritio (^3H , período de 12,5 años, energía 0,019 MeV). Se encuentra bajo forma de hidrógeno a 10 % de tritio o de agua tritiada a 200 mc/cm³.

El carbono-14 (^{14}C , período de 5.700 años, energía 0,155 MeV).

El fósforo-32 (^{32}P , período de 14,3 días, energía 0,712 MeV). Se encuentra en PO_4H_3 en solución de ácido clorhídrico de 5 a 10 mc/cm³ o en solución neutra de fosfato de sodio a 2 mc/cm³.

El azufre-35 (^{35}S , período de 87,1 día, energía 0,166 MeV). Se encuentra en SO_4H_2 en solución acuosa clorhídrica de 1 a 10 mc/cm³.

El calcio-45 (^{45}Ca , período 164 día, energía 0,166 MeV). Se encuentra en CaCO_3 -saturación, 530 mc.

El estroncio-90 (^{90}Sr , período de 28 años, energía 2,24 MeV). Se encuentra en NO_3Sr de 1 a 5 mc/cm³.

El estroncio-89 (^{89}Sr , período de 53 días, energía 1,46 MeV). Se encuentra en SrCO_3 -saturación, 99 mc.

2) Emisores beta y gamma:

El sodio-24 (^{24}Na , período de 14,9 horas, energía beta 1,38 MeV y energía gamma 2,76 -1,38 MeV). Se encuentra en Na_2CO_3 o en NaCl -saturación, 39 mc/gr.

El hierro-59 (^{59}Fe , período de 46,3 días, energía beta 0,46 -0,27 MeV y energía gamma 1,1-1,29 MeV). Se encuentra en Fe -saturación, 3,7 mc.

(1) El roentgen es la cantidad de rayos X o gamma, tal que la emisión corpuscular asociada produce en un cm³ de aire, a 0,760 mm. de Hg de presión, iones llevando la unidad electrostática de carga de cada signo.

El cobalto-60 (^{60}Co , período de 5,2 años, energía beta 0,32 MeV y energía gamma 1,33-1,17 MeV). Se encuentra en Co o en Co_2O_3 -saturación, 990 mc; y también se encuentra en cloruro de cobalto de 2 a 50 mc/mlg.

El yodo-131 (^{131}I , período 8,5 días, energía beta 0,61-0,34 MeV y energía gamma 0,36-0,28 MeV). Se encuentra en I^-Na de 10 a 50 mc/cm $_3$.

El talio-170 (^{170}Tl , período 129 días, energía beta 0,97-0,98 MeV y energía gamma 0,084 MeV). Se halla en Tl_2O_3 -saturación a 1,2 curios.

El bromo-82 (^{82}Br , período 35,9 horas, energía beta 0,465 MeV y energía gamma 0,547-1,32 MeV). Se halla en NH_4Br -bromuro alcalino a 4 mc/mlg.

El bario-140 (^{140}Ba , período 12 días). Se miden las emisiones gamma provenientes del lantano y que son más penetrantes que las del bario.

Podemos clasificar estos isótopos de la manera siguiente:

1) Isótopos que puedan ser absorbidos o no reaccionar con el agua o con el terreno:

24	55	59	137	131	86	32
Son: Na,	Fe,	Fe,	Cs,	Ba,	Rb,	P,
45	90	89				
Ca,	Sr,	Sr.				

No podrán ser utilizados en los terrenos arcillosos u orgánicos que fijarán los cationes absorbibles.

Fe, no podrá ser empleado tampoco en las aguas donde se puede precipitar por oxidación. Ba, precipitará por la presencia de SO_4 ; K; P, no podrá ser tampoco utilizable.

Pero si las aguas subterráneas están cargadas de Na o Ca y si están en equilibrio químico con los terrenos que atraviesan, la fijación de 24 Na o de 45 Ca, no tendrá tendencia a producirse, y estos cationes podrán servir de trazadores.

2) Isótopos difícilmente absorbibles:

a) Isótopos con muy corta duración de vida ^{82}Br , no podrá servir más que muy raramente en hidráulica subterránea.

b) Isótopos con corta duración de vida: ^{131}I , debido a su período, nos permite utilizar este trazador en cierto número de casos: sobre corta longitud para aguas con débil circulación y sobre longitudes considerables para aguas con gran velocidad, como las de los macizos calcáreos.

Dada su actividad tan elevada, puede ser detectado con gran sensibilidad. Pero como el yodo-131 experimenta una absorción que no es siempre despreciable a causa de su débil concentración, interesa emplearlo junto con el yodo, como arrastrador.

c) Isótopos con larga duración de vida: ^3H , debido a su gran período nos permite emplearlo en los casos de velocidades débiles y de grandes trayectos. Tiene una actividad de unos 2.10^{16} desintegraciones por minuto y

por gramo, y su actividad natural específica es extremadamente débil.

La gran ventaja es que el tritio es soluble en agua y hace, por tanto, un solo cuerpo con ella.

2.ª Parte: Los trazadores y su relación con el acuífero

La circulación del agua en los terrenos

Los trazadores echados en un punto, son transportados por el agua hasta un punto inferior de la vena líquida, donde se les localiza, pero las láminas del líquido portador no tienen todas la misma velocidad y tampoco siguen caminos paralelos o caminos directos. El trazador llegará a puntos más bajos en diferentes intervalos de tiempo, que será necesario interpretarlo.

a) Los diferentes trayectos

Entre los numerosos trayectos se pueden distinguir:

1) Un trayecto general, que depende del vector máximo de gradiente hidráulico, derivado de la ley de Darcy. Pero dentro de este trayecto general de velocidad media, hay unos más rápidos y otros más lentos.

2) Los trayectos irregulares más rápidos que el general, que resultan de una mayor permeabilidad en zonas localizadas del acuífero, ya sea debido a la existencia de conductos mayores o más cantidad de poros. Estos trayectos pueden ser paralelos u oblicuos al trayecto general.

3) Los trayectos irregulares más lentos, que resultan de una menor permeabilidad a lo largo de ciertas zonas del trayecto general.

4) Trayectos en alternancia, regularmente dispuestos en una roca homogénea. Por ejemplo, en una arena, de granulometría muy heterométrica, coexisten los intersticios anchos y estrechos. Sobre algunos trayectos, o más exactamente, sobre algunas porciones de trayectos, las venas líquidas son unas más rápidas que otras. Pero en una roca homogénea, como todos los poros se comunican entre sí, las venas líquidas de velocidad diferentes se mezclarían y las probabilidades de tener en un punto de la parte baja, venas con trayecto uniforme más rápidas que otras, serán muy pocas.

5) Velocidades grandes y débiles en un mismo conducto. Las venas líquidas del centro de los conductos se mueven más rápidamente que las correspondientes a las paredes.

En régimen turbulento, todas las moléculas de agua poseen aproximadamente la misma velocidad media de circulación, cuando el trayecto es bastante grande. En régimen laminar como las venas líquidas se mueven paralelamente unas a otras en un conducto de sección

uniforme, la distribución de velocidades es regular. Pero, en las rocas, las secciones de los capilares son irregulares a lo largo del trayecto de la red líquida o acuífero y es posible que se mezclen redes líquidas de velocidades diferentes. Aunque la probabilidad de tener en la parte baja redes uniformes más rápidas o más lentas es mayor, que en el caso de rocas con porosidad de intersticios, queda relativamente anulado si el trayecto es suficientemente largo.

Se ve, que la probabilidad de los dos últimos casos, es menor si la roca es porosa o con fisuras finas y numerosas, mientras que en un macizo kárstico con anchas fisuras y conductos, sin movimiento turbulento de la red líquida, es bastante mayor.

b) El trayecto general

Es el que define la velocidad aparente del régimen laminar, turbulento o mixto en los terrenos:

$$U_a = a \sqrt{\frac{h}{l}} + b \frac{h}{l}$$

La velocidad media (U_m) es mayor que la velocidad aparente (U_a).

Estas son las velocidades aparentes o medias que se miden por medio de los trazadores, y se trata de ver cómo se pueden obtener con ayuda de diferentes velocidades dadas por los trazadores.

c) Los trayectos desviados

Podrán existir redes líquidas desviadas de los trayectos directos, llegando el trazador por ellas incluso antes que por la vena general. Pero estas venas de redes desviadas y que portan al trazador, pueden interferir a las redes portadoras directas.

No se puede establecer ninguna ley general que las concierne, sino admitir la posibilidad de su existencia y con esta existencia posible, constatar los resultados de los puntos de observación.

d) Los trayectos directos

Trayecto con movimiento turbulento. Supongamos un trazador mezclado con agua y que cada molécula fluya con las moléculas vecinas de agua.

En régimen turbulento, los movimientos de las moléculas son independientes y desordenados. En el curso de su desplazamiento, las moléculas del trazador se reparten según una ley gaussiana alrededor de un centro (fig. 1). Este centro coincide en el tiempo, con el punto de inyección desplazado en una distancia igual a la velocidad media.

Se obtienen también curvas simétricas de concentración del trazador en función del tiempo. Los centros de gravedad nos dan las medidas del tiempo medio desplazado, es decir, las velocidades medias (fig. 2).

El cuadrado del desplazamiento medio del trazador, respecto al punto de inyección, crece con la raíz cuadrada del tiempo transcurrido. La longitud de la base se agranda entonces con la distancia y por el contrario la curva se aplanan. Se ve entonces que la primera aparición del colorante no puede ser utilizada, porque varía con la distancia y por otra parte con el número de Reynolds. Los tiempos de toma de muestras deben estar dados por los centros de gravedad.

Dispersión de las venas líquidas

En una arena, una vena líquida, yendo de poro en poro, tendrá tendencia a subdividirse en dos, tres o cuatro venas, llegando frente a cada grano que lo rodearán. Cada uno de estos hilos secundarios harán otro tanto, llegando subdivididos a su vez frente a un nuevo

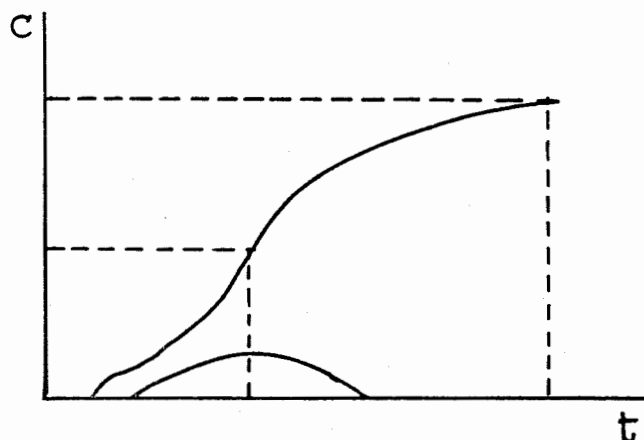


Fig. 1.—Curva simétrica de concentración en función del tiempo.

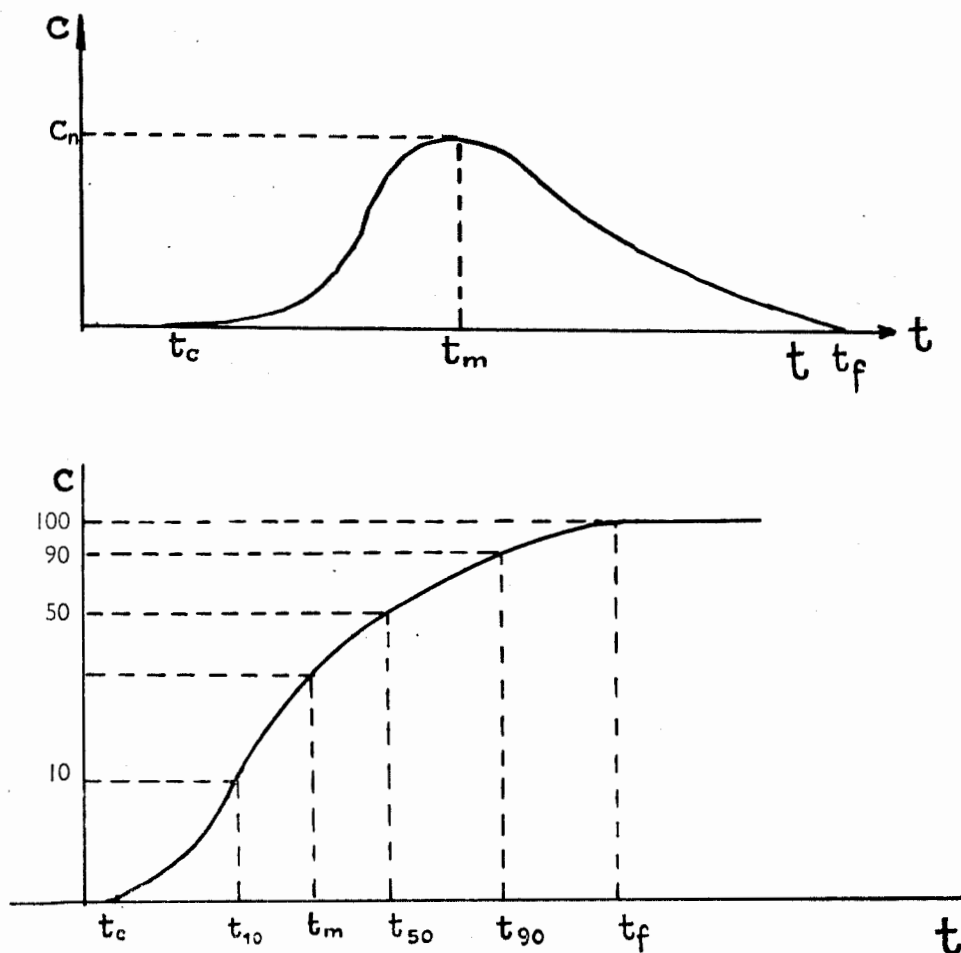


Fig. 2.—Curva de concentración en función del tiempo.

grano más bajo (fig. 3). Pero la vena líquida vecina de la primera hará otro tanto y todas las venas secundarias, terciarias, etc. resultantes fluirán con las venas secundarias, terciarias, etc. nacidas de la primera. También, no obstante, se produce una mezcla de venas, pero en general, a medida que caminan las venas líquidas, tendrán tendencia a separarse cada vez más del camino directo. Se producirá un cono de dispersión. Si la vena líquida es portadora de un trazador se verá gradualmente siguiendo un cono cuyo ángulo en el vértice, variable según la naturaleza de los granos, es de 6° (fig. 4).

El reparto de las concentraciones, en cada sección, forma una curva en campana, muy parecida a la de Gauss, y en el interior del cono, la concentración disminuye inversamente al cuadrado de la distancia al vértice.

A una cierta distancia del punto de inyección, el diámetro del cono de dispersión se convertirá en una magnitud igual al espesor del lecho acuífero. Si el cono tiene un ángulo de 6° , esta distancia es igual a 10 veces el

espesor del acuífero. El cono se aplanará cada vez más y el diámetro lateral del cono tendrá un gran número de veces el espesor del lecho, la concentración no disminuirá más que inversamente con la distancia.

En el caso que el flujo esté limitado lateralmente y las venas líquidas caminen todas con igual velocidad, la concentración será aproximadamente la misma durante todo el trayecto.

La absorción y la retención de los trazadores

Los fenómenos de absorción y de cambios de bases complican las relaciones entre los trazadores y los movimientos del agua.

Los cationes de los trazadores podrán ser fijados por algunos terrenos. Pero si esta absorción puede llegar a ser muy grande en los terrenos ricos en arcillas, en materias orgánicas, en hidróxido de hierro, en glauconio, será pequeña en los terrenos puramente silíceos, calcáreos o dolomíticos.

Los aniones, al contrario, no sufren más que peque-

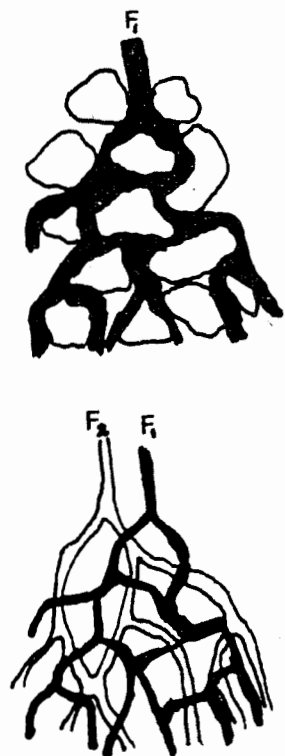


Fig. 3.—Flujo intersticial.

ñas retenciones casi despreciables. Esta es la razón por la cual cuando se utiliza una sal, el anión y no el catión debe ser elegido como trazador. También, en el caso del cloruro, Na Cl , Ca Cl_2 , Li Cl , $\text{NH}_4 \text{Cl}$, el trazador más indicado será el cloro.

No hay que olvidar que algunos trazadores pueden reaccionar químicamente, ya sea con los terrenos o bien con las sustancias contenidas en el agua.

El caminar de los trazadores

También, en el curso de su caminar en las rocas, la concentración del trazador disminuye gradualmente a lo largo de su recorrido.

- 1) Por los fenómenos de dispersión lateral de las diversas venas líquidas.
- 2) Porque unas venas líquidas circulan más rápidamente que otras.
- 3) Por la retención del trazador por el terreno.

Hemos visto que en razón de la dispersión lateral de diversas venas líquidas, la concentración del trazador disminuye desde lo alto hasta lo bajo de la corriente de agua, menos en el caso donde la vena está limitada lateralmente por todos los lados.

Hemos visto igualmente que las venas cargadas de trazador avanzan más rápidamente que otras y se mez-

clan, con las venas en retraso, no portadoras de trazador. El frente líquido, con una distancia dada del punto de partida, presentará una cierta longitud en el sentido de la marcha.

La concentración en la extremidad alta del frente será muy débil, y aumentará progresivamente hacia la extremidad baja, donde alcanzará su valor normal.

Pero si, en las mismas condiciones de flujo, hay fijación de cationes por el terreno, el frente del trazador será retardado. En efecto, los cationes serán fijados a una cierta distancia del punto de partida, disminuyendo progresivamente la concentración en cationes del trazador hacia la parte baja de la corriente de agua.

Si un nuevo líquido, desprovisto de trazador, se pone en contacto con el terreno habiendo fijado el trazador, como el líquido está sobresaturado con el terreno, se producirá una desorción de éste.

El trazador estará en contacto con el terreno desprovisto de éste. Tendrá lugar enseguida una nueva fijación, ello deformará completamente la curva de concentración del trazador en función del tiempo.

Métodos de Inyección de los trazadores en el acuífero

Se emplean principalmente dos métodos. Inyección con caudal continuo e inyección masiva de corta duración.

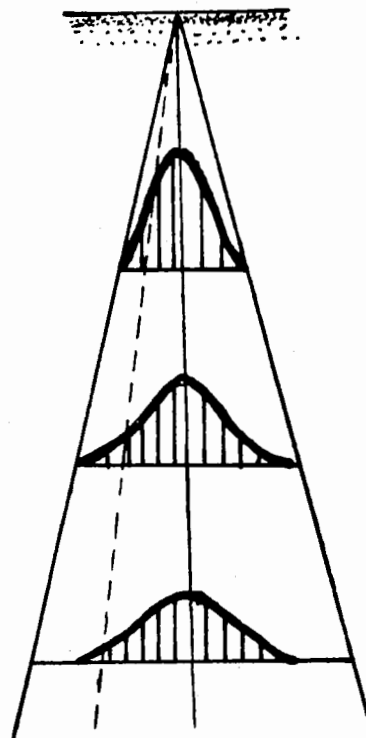


Fig. 4.—Cono de difusión o cono de dispersión.

A) Método de inyección continuo

1) **Método de dilución.** Consiste en verter un caudal constante (q) de solución de trazador, a la concentración C , en una corriente donde se quiere conocer el caudal Q .

Se mide en un punto bajo donde la mezcla está asegurada, la concentración C_v de la corriente, $Q + q$. Se tiene entonces por caudal Q :

$$Q = q \frac{C - C_v}{C_v}$$

Y cuando C_v es muy pequeña respecto a C , la ecuación precedente se simplifica

$$Q = q \frac{C}{C_v}$$

Supongamos que entre el punto alto de inyección y el punto bajo se añade una corriente lateral, el caudal medido será el del punto bajo. Si al contrario, la corriente se divide entre el punto de inyección y el punto de detección, el caudal medido será el que pasa por el punto de inyección.

Este método puede ser aplicado a las corrientes que circulan por los macizos calcáreos. Pero no permite calcular la velocidad porque las secciones medias de circulación son desconocidas entre los puntos altos y bajos de una corriente de agua.

En las láminas de agua con permeabilidad de intersticios, no es posible calcular ni los caudales, ni las velocidades, porque el caudal Q , determinado no puede ser transportado por una sección cualquiera en la lámina de agua. Este es un caudal parcial, de proporción desconocida y con mayor razón, no se puede conocer la velocidad.

2) **Método de velocidad.** Se inyecta, en el punto alto de manera continua, con un caudal constante de solución del trazador, y se toma el tiempo que tarda el frente del trazador en llegar al punto de observación.

Como el precedente, este es un método molesto porque necesita una gran cantidad de trazador.

Cuando el terreno no tiene ninguna capacidad de absorción, las venas más rápidas, portadoras del trazador, llegarán en el tiempo t , después las venas más lentas, mientras que las venas más rápidas continúan llevando el trazador, y al cabo de un cierto tiempo t_3 , todas las venas portadoras de trazador habrán llegado al punto de observación.

La curva de concentración presentará un frente con concentración cada vez más rápidamente creciente hasta un tiempo t_2 , después cada vez más lentamente creciente hasta el tiempo t_3 , a partir del cual la concentración será constante.

Como Danel lo ha mostrado, la velocidad media es igual a la mitad de la velocidad máxima y puede descender a un tercio de esta velocidad máxima. Se basará

sobre estos valores para determinar la velocidad de la corriente. Como hemos visto, no se puede utilizar el tiempo de aparición de la máxima intensidad del trazador.

B) Método de inyección masiva a corta duración.

Este método consiste en una inyección de muy corta duración en un punto alto. Después se mide el tiempo que el trazador tarda en llegar a lo bajo de la corriente de agua.

Debido a la diferencia de velocidad de las diversas venas líquidas, la concentración del trazador a su llegada al punto de observación, aumentará hasta un valor máximo, porque progresivamente, a las venas más rápidas portadoras del trazador, se le irán añadiendo las venas más lentas. Pero las venas más rápidas llevarán agua desprovista de trazador de la parte alta de la inyección masiva, mezclándose con las venas menos rápidas. Las venas cada vez menos rápidas de la parte alta operan de la misma forma.

Si se construye un gráfico de la concentración del agua en el punto de observación, en función del tiempo, se obtiene una curva más o menos en campana, pero con una cola (fig. 2).

Sobre la curva no acumulativa, se indicará el tiempo t_c , de aparición del trazador; la altura C_h , es decir la concentración máxima observada; el tiempo t_M y t_f de desaparición del trazador, el tiempo medio $t_m = 1/2 (t_f - t_c)$.

Sobre la curva acumulativa se llevará, contra los elementos precedentes: el tiempo t_{50} , de la mediana, correspondiente al centro de gravedad; tiempo, t_{10} , del 10° centilo; el tiempo, t_{90} , del 90° centilo.

Se determinará la desviación, D , interdecilo, $t_{90} - t_{10}$.

Se calculará el tanto por ciento de recuperación, es decir el porcentaje de trazador encontrado respecto al trazador introducido. La cantidad de trazador encontrado está dada por la superficie situada bajo la curva acumulativa. Este porcentaje de recuperación da no solamente las pérdidas, sino también la dispersión de las venas líquidas a partir del punto de inyección.

Aquí también indicaremos los 2 casos: ausencia de fenómenos de absorción y absorción notable del trazador.

1) **Ausencia de absorción.** Con la ausencia de absorción, la curva de concentración en función del tiempo toma una forma de campana, aproximadamente simétrica.

La anchura de la curva en campana depende esencialmente de la diferencia de velocidad de las diversas venas líquidas circulantes en el interior del acuífero, diferencia en el interior de un mismo capilar o conducto del acuífero y diferencia debida a los diámetros diversos de los capilares y de los conductos. Esta anchura será, por tanto, más grande que la diversidad de las velocidades.

La altura de la curva en campana dependerá de los

factores que determinan la curva. Como la superficie encerrada por la curva representa la cantidad de trazador pasado, a un alargamiento de la curva corresponde una disminución de la altura del frente.

Pero la altura de este frente depende también de la dispersión de las venas líquidas a partir del punto de inyección. Si el medio tiene grandes dimensiones, de modo que la inyección pueda ser considerada como puntual, y que de este punto parta un cono de dispersión regular, la concentración a lo largo de una recta resultado del punto de inyección es inversamente proporcional al cuadrado de la distancia. En una sección perpendicular al eje del cono, la concentración es máxima en este eje y disminuye gradualmente hacia los extremos.

Si el trazador llena completamente todo el espesor del acuífero, la disminución de la concentración no es más que proporcional a la distancia, a partir de la cual el trazador ha llenado todo el espesor del lecho del acuífero.

Sucesión de frentes: Los trayectos desviados pueden hacer disimétrica la curva, aumentando la concentración de la cola.

En otros casos, la llegada de los desvíos podrá producir frentes secundarios, generalmente situados detrás del frente principal.

Pero se concibe muy bien que un desvío pasando por un conducto más amplio, pueda llegar al punto de observación antes que el frente del movimiento general y antes que la aparición del trazador del movimiento general.

Lo que importa es conocer la velocidad media del agua, porque es la que generalmente es el objeto de estudio.

En efecto, la velocidad media del agua puede ser medida en un terreno que con porosidad, m , y volumen de agua, V , que se ha desplazado delante del frente del trazador.

Sea V_f el volumen de líquido contenido en el terreno y que será desplazado delante del frente, es decir entre el punto de inyección y el punto de observación. Sea V , el volumen del líquido necesario para desplazar V_f . Se tiene entonces:

$$V_t = \int_0^V \left(1 - \frac{C}{C_0} \right) dV$$

V_f puede ser medida por una integración gráfica del aire situada encima del frente.

Pero se advertirá que los volúmenes pueden ser reemplazados por los tiempos sobre el gráfico, puesto que se puede pasar de volúmenes, V , a los tiempos, t , introduciendo en la ecuación precedente la constante, m , porosidad y velocidades, V :

$$t_f = \int_0^t \left(1 - \frac{C}{C_0} \right) dt,$$

t, siendo el tiempo medio puesto por la nube para llegar al punto de observación.

Como hemos visto, la velocidad media sería, o superior o igual a la mitad de la velocidad máxima, correspondiente a la aparición del trazador. Y Danel encuentra experimentalmente que esta velocidad media es igual a un medio y a un tercio de la velocidad máxima.

Según las experiencias en laboratorio con cilindros llenos de tierra, la velocidad media está dada por la posición del centro de gravedad, es decir por el tiempo con el cual el 50 % del trazador pasa.

Según Archibald, la mejor medida del tiempo teórica de detención es el 70,7e centilo.

2) Presencia de fenómenos de adsorción

Cuando hay fenómenos de adsorción y de desorción, se añaden numerosas dudas.

Primero, el tiempo de aparición del trazador no es mayor que el tiempo de llegada de la vena líquida más rápida. Todo el frente del trazador es desplazado detrás del frente del líquido. Se produce, un retraso, en los fenómenos de adsorción y de desorción, y este retraso es mayor cuando el trazador es más fuertemente adsorbido y el trayecto es más largo.

La longitud de la nube. A las diversas causas de alargamiento de la nube del trazador, que tienen lugar fuera de todo fenómeno de adsorción y de desorción, hace falta añadir que si los fenómenos de adsorción y desorción eran instantáneos, el frente de la nube tendría siempre la misma longitud, a lo largo de su trayecto. Pero las reacciones de cambio exigen un cierto tiempo y también el frente se extiende a medida que avanza. Si la velocidad de desorción es pequeña, queda el trazador en el terreno y la cola de la nube se hace muy larga.

La altura del frente, fuera de todos los fenómenos en medio no adsorbente, disminuye cuando, por las causas precedentes, la nube se alarga; pero dependerá también de las pérdidas del trazador en el terreno. De otra forma dicho, el frente se debilitará más cuando el medio sea más adsorbente y el trayecto más largo.

La velocidad media no puede ser calculada utilizando la aparición del trazador, porque esta aparición está retardada respecto a la llegada de las venas líquidas más rápidas y no se puede calcular este retraso.

Esto muestra que si hay incertidumbres con los trazadores no adsorbibles, estas incertidumbres son mayores con los trazadores adsorbibles, por eso hay que rechazar estos últimos.

Estas notas y gráficos están sacados, principal y casi exclusivamente, de la publicación

SCHOELLER, H.: "LES EAUX SOUTERRAINES"

Otra bibliografía consultada:

- Groupe Speleologique des Campeurs d'Alsace: "Sous Terre", n.º 16. 1968.
- Spelunca: (Recettes d'emploi des Floucapteurs", n.º 3
- Stalactite. Organo de la Sociedad Suiza de Espeleología, n.º 1. Diciembre 1968.
- Droque, C.: "Sur l'utilisation des ions naturels en solutions comme traceurs dans les acuíferes calcaires". Annales de Espléologie. Tomo XVIII, fascículo 4. 1963.
- Fernández Gutiérrez, J. C.: "Nota sobre una colocación de aguas efectuada en Matienzo". Cuadernos de Espeleología, n.º 1. 1965.
- Marohand, Géo: "Spéléologie. Le petit guide".
- Karst Groundwater Investigations. Grece.

TIPOS DE REGIMENES EN LA CIRCULACION DEL AGUA

Por NESTOR DE GOICOECHEA

(Recibido 20-11-69)

Summary

It describes briefly the types at the flow movement of water: steady state and variable steady, laminar and turbulent, giving the experience of Reynolds. At the end and also briefly and plainly it is defined the movement of water through the defining grounds by the law of Darcy.

Resumé

On y décrit brièvement les types de flux du mouvement de l'eau: régime permanent et variable et régime laminaire et turbulent; en expliquant l'expérience de Reynolds. En dernier lieu, et aussi brièvement et strictement, on y définit le mouvement de l'eau à travers les terrains définis par la loi de Darcy.

Describiremos brevemente cuatro tipos de derrame o circulación del agua en la naturaleza, haciendo más hincapié en los dos últimos. Los derrames son: permanente y variable, laminar y turbulento.

Movimiento del agua

La variación de la velocidad del agua o de cualquier fluido en general, respecto al tiempo, al pasar éste de un punto (x, y, z) a otro (x + dx, y + dy, z + dz) nos viene definida por la ecuación:

$$\frac{du}{dt} = \underbrace{\frac{\partial u}{\partial x} u + \frac{\partial u}{\partial y} v + \frac{\partial u}{\partial z} w}_{\text{término convectivo, función de la posición}} + \underbrace{\frac{\partial u}{\partial t}}_{\text{término local, función del tiempo}}$$

Régimen permanente: es cuando el término local es nulo, es decir:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = 0$$

esto quiere decir que en cada punto y a lo largo del tiempo la velocidad del agua es constante.

Régimen variable cuando:

$$\frac{\partial u}{\partial t} \neq 0$$

Esto quiere decir que, según varía el tiempo, la velocidad del agua en un mismo punto es variable. Esto ocurre

tanto en la época de lluvia como en la de sequía. Por ejemplo, en una gran tormenta veremos cómo aumenta la velocidad del agua de un torrente a simple vista.

EXPERIENCIA DE REYNOLDS

Régimen laminar y turbulento

El agua, al circular por un conducto cualquiera, contiene una cierta cantidad de energía, definida principalmente por su energía potencial, cinética, interna y la debida a las fuerzas exteriores.

Al aplicar la ecuación de **Bernoulli** sobre el principio de la conservación de la energía en el derrame de un líquido, se observa que existe una pérdida de energía mecánica debida al frotamiento del agua con las paredes del conducto.

Esta energía de frotamiento j, o pérdida de carga (pues a las energías del líquido se les da el concepto de carga), la definió **Hagen** como:

$$j = \left(\frac{8 \cdot \mu \cdot L}{R^2 \cdot \rho \cdot g} \right) u + \left(\frac{1,35}{g} \right) u^2$$

siendo μ la viscosidad.

L, la longitud donde se mide la pérdida.

ρ , la densidad.

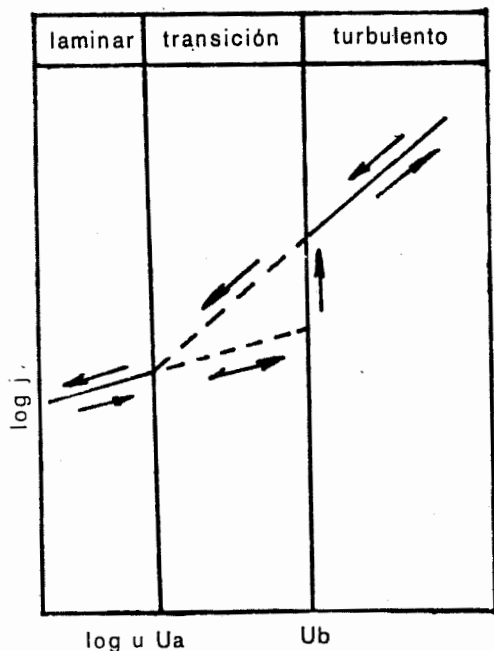
g, la fuerza de la gravedad.

u, la velocidad del agua.

R, radio de la sección circular. En el caso de que la sección no fuese circular, se emplea el radio hidráulico m.

$$m = \frac{\text{área de la sección transversal}}{\text{perímetro mojado}}$$

Reynolds observó que para u pequeño, predomina el coeficiente de u lineal ($j = f(u)$) y para u grande, era el de la u^2 el que predominaba, es decir, $j = f(u^2)$ y estableció el siguiente gráfico:



a las velocidades de cambio de régimen u_a y u_b les llamó velocidades críticas.

Injectaba agua coloreada en un caudal de agua de velocidad u cuando ésta u era pequeña, que coincidía con una j correspondiente a un régimen laminar, la vena líquida coloreada era una única y uniforme (1). Al aumentar u y correspondiente j a valores de un régimen de transición, la vena líquida coloreada se hacía sinuosa (2). Y, por último, a grandes valores de u , que correspondían a valores de j de régimen turbulento, toda la masa líquida se coloreaba (3).

NUMERO DE REYNOLDS

El paso de régimen laminar a turbulento depende de la temperatura del agua, sección del conducto, rugosidad de las paredes, velocidad del agua, etc.

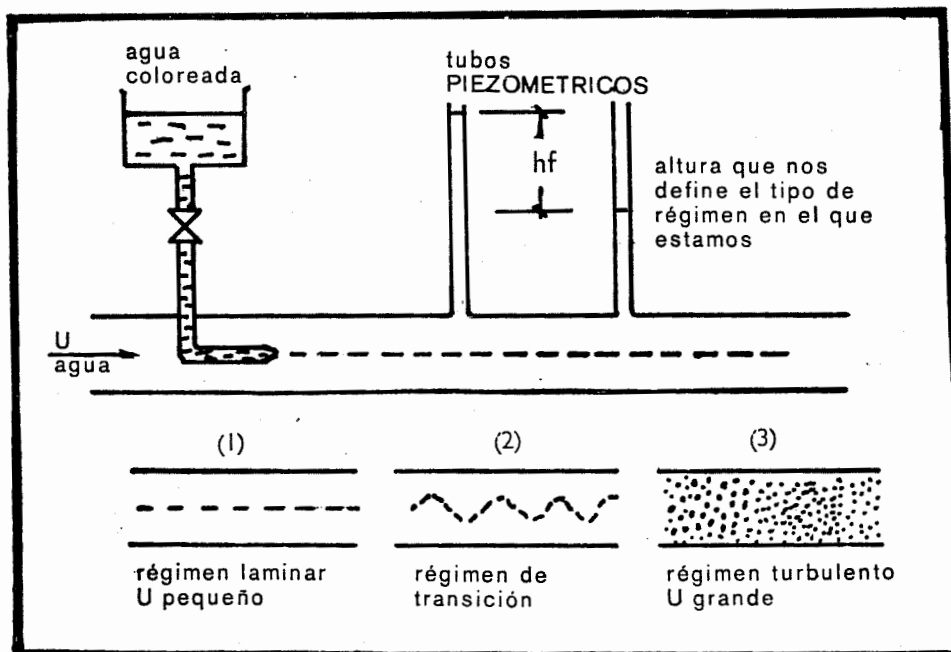
Reynolds definió a la expresión $\frac{\mu}{D \cdot \rho}$, como velocidad característica (u_o), pues su ecuación de dimensiones es la de una velocidad.

$$\left(\frac{\mu}{D \cdot \rho} \right) = \frac{M \cdot L^{-1} \cdot T^{-1}}{L \cdot M \cdot L^{-3}} = L \cdot T^{-1}$$

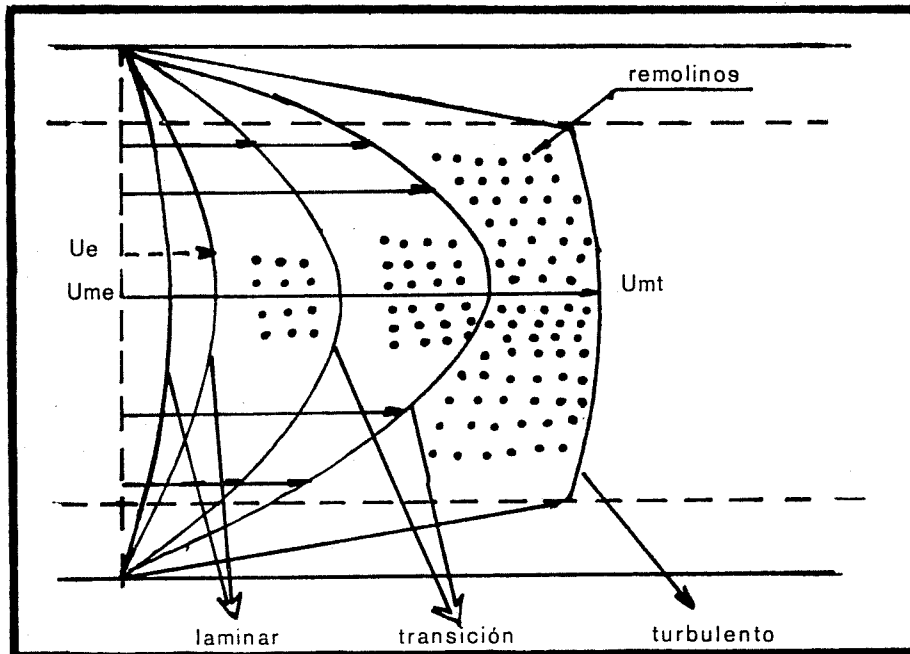
y vio que la expresión siguiente definía con toda precisión al régimen de desplazamiento o circulación de un líquido:

$$Re = \frac{u}{u_o} = \frac{u}{\frac{\mu}{D \cdot \rho}} = \frac{D \cdot u \cdot \rho}{\mu}$$

Esta misma observación fue ratificada con su experiencia:



REPARTO GRAFICO DE LAS VELOCIDADES



siendo aproximadamente:

$$\begin{aligned} Re &\leq 2.10^3 && \text{Régimen laminar} \\ 2.10^3 &< Re &\leq 4.10^3 && \text{" transición} \\ Re &> 4.10^3 && \text{" turbulento} \end{aligned}$$

Capa límite en flujo laminar, de espesor variable

$$e = K \frac{\nu \cdot x}{u_x}$$

siendo:

e, espesor.

ν , viscosidad cinemática.

k, constante = 3,4, según Blasius.

u_x = velocidad lineal del agua a la distancia x de la pared.

Según esto vemos que:

- a) en flujo laminar existe una velocidad ($\bar{u}_l$) media local o de transporte que lleva el líquido y que suele coincidir con valores bajos de la misma y que vale:

$$u_l = \frac{u_{max_l}}{2}, \text{ existiendo gran variación entre los dis-}$$

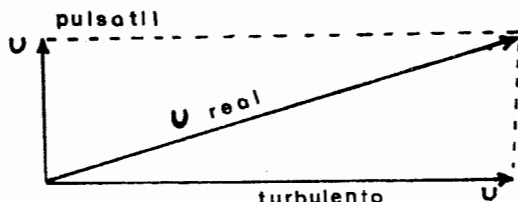
tintos puntos de la masa líquida, que fluye en el sentido vertical, a manera de láminas, sin entremezclarse.

- b) en flujo turbulento, además de la anterior velocidad media o principal (u_l), que vale en este caso

$$u_t = u_{max_t} \cdot 0,8; \text{ existe una velocidad pulsátil o}$$

REGIMEN	LAMINAR	TURBULENTO
PERMANENTE		
VARIABLE		

de oscilación, hallada por Mikuradse, y que varía de un mínimo a un máximo, pasando por el valor cero. Sumando ambas velocidades en un punto cualquiera, tendremos la velocidad real de la partícula en el instante t , cuya dirección no tiene por qué coincidir con el movimiento general de toda la masa líquida: en el instante t :



sumando en un intervalo de tiempo T , la velocidad pulsátil de cada partícula es nula.

En el régimen turbulento vemos que casi todos los puntos tienen un valor casi idéntico e igual a la velocidad máxima.

MEDICION DEL NUMERO DE REYNOLDS

Aunque se puede efectuar directamente por su expresión matemática, es más normal hallarlo en función del caudal Q .

Para el caso de una sección circular sería:

$$A = \frac{\pi \cdot D^2}{4}; Q = A \cdot u$$

$$Re = \frac{4}{\pi} \cdot \frac{Q \cdot \rho}{\mu \cdot D}$$

si la sección no fuese circular, se suplantaría el D por m , anteriormente indicado.

En la naturaleza el agua puede fluir o bien por cauces superficiales o de la zona de aireación, cuyo flujo queda definido por los conceptos anteriores o por la capa freática, donde toda la masa de agua circula por todos los conductos, poros, fisuras, etc. que encuentra a su paso, de una forma amplia, abarcando todos los intersticios, sin necesidad de formar ningún río con su cauce, concepto equivoco que normalmente el espeleólogo tiene, de la circulación subterránea profunda del agua.

Para definir el flujo del agua en la capa freática se utiliza la ley de Darcy, y en los casos que a continuación exponemos esta ley nos define el derrame o circulación del agua a través de los distintos terrenos por donde fluya, cuya división principal es la de terrenos porosos y terrenos fisurados, división, esta última, en la que entran las calizas.

RÉGIMEN PERMANENTE EN CIRCULACION LAMINAR

En terrenos porosos:

$$\vec{V} = -K \text{ grad } \varphi$$

siendo:

$\vec{V}$, velocidad de las capas de agua.

K , coeficiente de permeabilidad.

$\text{grad } \varphi$, La energía mecánica total que lleva el agua y que es debida principalmente, a su energía potencial de derrame, se define como carga hidráulica y es función de la posición.

$$\varphi = f(x, y, z) \left\{ \begin{array}{l} \frac{\partial \varphi}{\partial x} \\ \frac{\partial \varphi}{\partial y} \\ \frac{\partial \varphi}{\partial z} \end{array} \right\} \rightarrow J = \text{grad } \varphi$$

En terrenos fisurados:

$$\vec{V} = -\bar{K} \text{ grad } \varphi$$

siendo en este caso $\bar{K}$ tensor de permeabilidad.

Régimen variable en circulación laminar

En este caso:

$$\vec{V} + \alpha \frac{dv}{dt} = -K \text{ grad } \varphi$$

siendo el sumando $\alpha \frac{dv}{dt}$ efecto de la aceleración.

La expresión matemática para definir el derrame en circulación turbulenta requiere un planteamiento matemático complicado que lo dejamos para mejor ocasión.

NOTAS

La campaña de excavaciones arqueológicas en Vizcaya durante el año 1969

Por **JUAN MARIA APELLANIZ**

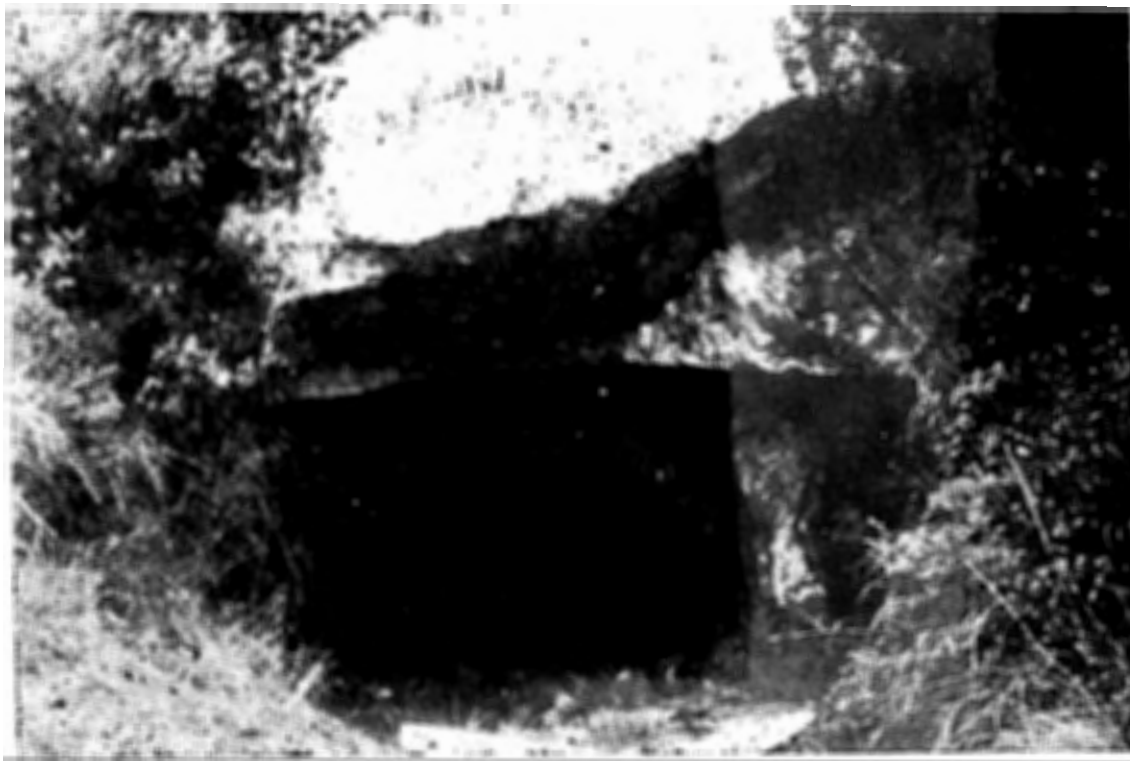
(Recibido 23-12-69)

La campaña de 1969 ha tenido por finalidad reconocer detalladamente una de las cuevas vizcaínas que fue visitada y descubierta por don José Miguel de Barandiarán durante la excavación de la cueva de Santimamiñe. Se trata de la cueva de Ereño, también llamada de Gueranda y por los vecinos de Ereño, Ereñu'ko Arizti o Aristi.

Durante la excavación de Santimamiñe, Barandiarán visitó con Aranzadi esta cueva y la recorrió con cuidado.

En ella se encontraron un cráneo y varios huesos humanos en uno de los divertículos que rodean la última de las salas de la cueva. Este cráneo, que se depositó en el entonces Museo Arqueológico y Etnográfico Vasco, hoy Museo Histórico de Vizcaya, fue estudiado por Aranzadi e incluido en las series eneolíticas en los trabajos de conjunto sobre la raza vasca.

Los detalles que se publicaron acerca de estos hallazgos son un poco confusos. En la Memoria II sobre



Entrada a la cueva de Arizti en Ereño (Vizcaya)

Santimamiñe dice Aranzadi haber encontrado "en una cámara, a la izquierda de la entrada, parte de una calavera (la cara) y otros huesos humanos con restos de cerámicas negruzcas mal cocidas y de otra fina y roja". En este mismo trabajo se estudian los caracteres de este individuo. Los datos que Barandiarán ofrece en su trabajo sobre Prehistoria de Vizcaya y que publicó en "Ikuska" (1 noviembre - diciembre, 1946, pág. 27), asegura que "más tarde, habiendo entrado en varias de sus cámaras más profundas en compañía de don Telesforo de Aranzadi, hallé restos humanos de dos esqueletos, los cuales fueron trasladados al Museo Arqueológico de Bilbao".

Los datos de ambos prehistoriadores parecen poder coincidir si se tratara de dos visitas distintas, en las cuales los hallazgos fueron diferentes.

La cerámica que dice Barandiarán haber encontrado en Ereño es de carácter neolítico, que no armoniza bien con la cerámica roja y fina que dice Aranzadi haber hallado. Por otra parte, las cámaras "más profundas" de que habla Barandiarán, debe ser la última, que ha sido objeto de la excavación de este año, pero en ella no hemos encontrado más que objetos romanos. Fuera de ello lo que fuere, Ereño presentaba un interés notable. De ella se había hecho eco toda la bibliografía posterior hasta nuestros días. Todavía Ignacio Barandiarán publicó, en su tesis sobre el "Paleomesolítico del Pirineo occidental", en Zaragoza, hace tres años, un hueso con marcas de grabado o dibujo como perteneciente a la cueva de Ereño. Este hueso tiene un carácter bastante coincidente con los tipos de grabados paleolíticos. Sin embargo, hasta el presente no existen rastros de paleolítico en Ereño.

Antes de nuestra excavación de este año se realizó una visita por don Antonio Aguirre, entonces Presidente de la Junta de Patronato del Museo Arqueológico, y don Mario Grande, Director del mismo, y otras personas de la Junta. De esta visita se guardan también algunos huesos en el Museo Histórico de Vizcaya.

La Excm. Diputación ha subvencionado, a través del Museo Histórico de Vizcaya, las excavaciones que se realizaron durante el mes de julio bajo mi dirección. Colaboraron conmigo en ellas don Eusebio Martija y, con él, don Domingo Aldamizechevarría y don Javier Manrique.

La excavación tenía por finalidad reconocer el carácter de la necrópolis de Arizti, determinar su situación y establecer una secuencia arqueológica que permitiera articularla con otros yacimientos.

De este modo, llevé la excavación al lugar en donde se conocían los rastros dejados por las extracciones de huesos realizadas antes de mi llegada. El plano de la

cueva forma un ángulo que deriva hacia la izquierda y desarrolla tres salas sucesivas en el mismo eje mayor de la cueva. La última de todas, sala C, lleva un divertículo que se aparea junto a la sala y adquiere aproximadamente su forma. Allí se habían extraído los huesos humanos. Todavía se podían ver algunos que al parecer se habían abandonado sobre el terreno. Este divertículo, completamente cubierto de arcilla muy húmeda, no ofrecía más rastros de presencia humana que los restos dejados por las visitas anteriores. La excavación, sin embargo, la desarrollé en la sala C, que aparecía intacta. Esta sala forma una rampa relativamente pronunciada y que se enfrenta con una pared estalagmítica que separa la sala del divertículo a que he aludido antes. Bajo una capa muy ligera con rastros de enterramientos, aparecía el suelo estalagmítico muy compacto, que perforé, en busca de una estratigrafía oculta bajo el manto, sin lograrla. El núcleo de los enterramientos se encuentra en el remanso que forma la rampa y la pared o pilar estalagmítico. Allí había enterramientos humanos, de los que pude salvar un cráneo relativamente en buen estado y seguramente útil para estudio antropológico. Los enterramientos están desordenados sin rastros de orientación. Les acompaña un ajuar romano enteramente, que fecho en el siglo IV, en forma provisional. Este siglo IV es, naturalmente, posterior a Cristo. Lo que me llamó la atención sobre todo fue una industria de huesos perforados, entre los que halle alguno humano. Bajo la capa de enterramientos humanos que he descrito encontré otra capa separada de la anterior por un mantillo estalagmítico, sin que la capa inferior contuviera industria alguna. El suelo todavía no aparecía, pero aquella zona se veía cubierta de un limo muy suave que delataba la presencia de degoteo muy fuerte o de suave acarreo de aguas, que dejaban un depósito de limo suavísimo. Ningún rastro de enterramientos ni industrias humanas.

No había nada en la sala B, segunda sala dentro del orden lógico de la numeración de cavidades a partir de la entrada. Estaba cubierta de fragmentos estalagmíticos muy grandes. Aquella sala se presentaba sin rastros de que nadie hubiera trabajado en ella de un modo visible.

El divertículo de la Sala C donde encontré restos de huesos humanos dejados seguramente por poco utilizables no contenía nada, ni rastro alguno de industria. Seguramente aquí es donde encontrarían Aranzadi y Barandiarán los restos humanos y donde la siguiente visita haría su prospección. No había otras señales de trabajo arqueológico en otro sitio. No he visto la cerámica que Barandiarán señala como recogido en Ereño ni la que Aranzadi también registra. Por eso nada puedo decir de la atribución que se hizo del cráneo o cara de Arizti al Neo-eneolítico y que recogió también Alcobé en su trabajo del IV Congreso Internacional de Ciencias Prehistóricas y Protohistóricas (Madrid, 1954). Los datos que yo poseo no permitirían esa atribución pero desconozco los

demás. De todos, modos, el divertículo donde se recogieron, si se mantiene la fechación a que aludo, debía haber sido un enterramiento de época anterior a la de los que se hicieron en la Sala C, con la que se comunica el divertículo. Barandiarán y Aranzadi no excavaron en Arizti ni para determinar el yacimiento porque encontraron a flor de tierra los restos humanos. No tengo más noticias que las de la cerámica que, según sus noticias, acompañaba a los restos. En este caso, el enterramiento de Ereño debía haber sido realizado antes de los enterramientos romanos porque de otro modo no cabría explicación posible. Así que la Sala C que yo excavé había sido el último momento de la utilización de la cueva como necrópolis.

Antes de concluir la campaña de excavaciones, quise

determinar la situación del resto del yacimiento. La Sala A, o sala de entrada contiene una necrópolis, ésta probablemente del Eneolítico a juzgar por los datos que he conseguido. Esta sala será objeto de la excavación del próximo año, Dios mediante.

Así que la secuencia de Arizti, desde el punto de vista de su utilización, se hace así: un primer momento de utilización funeraria en el Eneolítico ocupando la Sala A; un momento poco precisable, si así fuera, de utilización del divertículo, tal vez en el Neolítico según la cerámica a la que alude Barandiarán, tal vez otro según la poca concreta determinación de Aranzadi; por último la utilización durante el siglo IV después de Cristo de la Sala C. La aparición del Cristianismo en el País Vasco debe ser muy posterior a este siglo IV.

La datación por el C 14 del estrato mesolítico de la cueva de Tarrerón

Por JUAN MARIA APELLANIZ CASTROVIEJO

(Recibido 23-12-69)

Por los años de 1965, Ernesto Nolte descubrió el primer yacimiento arqueológico en cueva del valle de Lanestosa. Se trataba de la cueva sepulcral de Las Pajucas, sobre una de las paredes del vallecito regado por el Calera, abierto a una zona densa en hallazgos arqueológicos. Próxima, efectivamente a Las Pajucas, se encuen-

tra la cueva de Covalanas y no tan cerca las de la Haza y La Cullalvera destacándose sobre casi la confluencia del río Gándara y el Asón. Lanestosa se encuentra en zona limítrofe.

Las Pajucas fue excavada por Ernesto Nolte y por mí en el año 1966 (1) y durante su excavación nos llegaron



Ajuar del estrato mesolítico de Tarrerón

(1) Apellaniz, J. M. y Nolte, E. Cuevas sepulcrales de Vizcaya, en "MUNIBE". 3-4 (1967) págs. 159-226.

noticias de que por encima de Las Pajucas teníamos pequeñas cavidades que resultaron otras cuevas como Cuestalaviga y alguna otra en la pared opuesta a la de Las Pajucas como la de Tarrerón.

La excavación de las Pajucas fue realmente interesante porque se trataba de un yacimiento funerario colectivo muy rico especialmente en cerámica y porque además contenía un nivel inferior dotado de ajuar sin cerámica con huesos de animales salvajes que apenas se veían entre el ajuar funerario. Las Pajucas presentaba un ajuar a base de microlitos triangulares, una industria de hojas y lascas de buena factura, punzones articulados etcétera. La cerámica era de grandes vasos, todos ellos de pastas muy bastas, pero decorados con elegancia. Grandes verdugones con series de impresiones digitales, con barro plástico incluso decoraciones mixtas. El aire que presentaba Las Pajucas era de gran antigüedad. El interés por conocer la fechación absoluta de un nivel muy rico como éste nos llevó a solicitar de la Excm. Diputación de Vizcaya una subvención con este fin. La fecha que nos presentó el Laboratorio Isotopes, Inc, de New Jersey (EE. UU.) fue muy alta 1.730 años más o menos 100 años a.C. Nos encontrábamos en Las Pajucas frente a un momento alto, antiguo de las culturas del Eneolítico o Calcolítico.

La presencia de otras cuevas en el mismo valle era tentadora. Se podría llegar fácilmente a un conocimiento lo más exhaustivo posible de las costumbres funerarias del valle en unos momentos tal vez simultáneos o tal vez sucesivos. Para ello había que emprender la excavación de Cuestalaviga y Tarrerón.

La excavación de Cuestalaviga se reveló como enigmática. El ajuar que presentaba la cueva era mínimo, tan reducido que no se podía llegar a conclusiones serias desde el punto de vista cronológico.

La cueva de Tarrerón pertenece a la provincia de Santander pero los datos que teníamos cuando la excavé con Ernesto Nolte eran suficientes para hacernos creer que se trataba de una cueva vizcaína. Así comenzó la excavación. Más tarde tuvimos pruebas ciertas de que se trata de jurisdicción de Santander.

Tarrerón presenta dos niveles fundamentales y uno intermedio. El nivel superior de enterramientos es poco parecido al de Las Pajucas. Su cerámica es mucho mayor incluso y sin embargo es menos variada en formas. Hay pocos puntos de contacto. Uno de ellos se refiere por ejemplo a los tipos de enterramientos de ambas, otro al ajuar de hueso, el resto es relativamente distinto. Yo creo que Tarrerón está utilizada como necrópolis en tiempo distinto del de Las Pajucas y por tanto no han convivido, diríamos, en funciones excepto un poco del tiempo que estaría representado por el nivel intermedio, si apuramos un poco esta consideración.

El nivel inferior es un nivel de tipo paleolítico pero con más claros elementos de juicio que los que presentaba el nivel paleolítico de Las Pajucas. La comunidad que vive en Tarrerón es pobre. Sus instrumentos son pre-

ferentemente los fabricados en sílex, un sílex doble: tabular por una parte, muy poco utilizado y nodular por otra preferentemente utilizado. Seguramente este tipo de sílex ha sido traído de fuera, tal vez incluso se han comprado las piezas ya talladas y retocadas. Esta gente vive principalmente de la caza y de la pesca, tal vez más preferentemente de la pesca que de la caza. El mar se encuentra relativamente lejos de Tarrerón y sin embargo el nivel paleolítico está sembrado de conchas marinas y de caracoles de tierra que han debido ser utilizados en masa.

El carácter del utillaje de sílex y el tipo preferente de alimentación define un estadio mesolítico. El sílex es menudo y de formas con cierta abundancia geométrica, retocado con cuidado y en formas que se aproximan a las del mesolítico tardío. Vid. Foto 1.

La abundancia de trozos de carbón dentro del estrato nos permitió conseguir una cantidad suficiente para una fechación por el método del C 14. Habida cuenta de que el ajuar es suficientemente completo y que la posición de Tarrerón a caballo entre dos provincias podría hacer de él un punto de referencia interesante para el paleolítico final de ambas, decidimos solicitar de la Excm. Diputación de Vizcaya, una subvención para realizar esta fechación en el mismo Laboratorio que hasta ahora ha realizado estas fechaciones para otros lugares del País Vasco. El resultado que ha dado esta prueba del C14 es de 3.830 años a.C. con un margen de variabilidad de 120 años. (2)

Hasta estos momentos, en todo el País Vasco se han realizado pocas fechaciones y siempre, según mis conocimientos sobre materiales de carácter funerario. Así se han fechado las cuevas sepulcrales de Las Pajucas a que aludo mas arriba (Lanestosa), Guerrandijo (Akorda-Ibarrranguelua) y Kobeaga (Ispáster) en la provincia de Vizcaya. Estas fechaciones oscilan siempre entre los 1.730 a 1.140 años a.C. Igualmente en Alava se han fechado recientemente el yacimiento de los Husos, I (Elvillar) pero igualmente sobre materiales de estratos eneolíticos y la cueva sepulcral de Gobaederra (Subijana-Morillas). La única con yacimiento no sepulcral fechada hasta el momento es la de los Husos, I, cuya excavación acabo de finalizar este verano.

(2)

Isotopes. Westwood Laboratories. Westwood. New Jersey 07675.
Mr. E. Nolte y Aramburu.

Las Arenas (Vizcaya) Spain.

Sujeto: W. O. No. 3-8433-112.

Dear Mr. Aramburu:

We have listed below the radiocarbon age we have determined on the sample you submitted for analysis.

Sample Number	Sample	C14	Age In Years	B. P.	Date
I-4030	TR.NIV.B.	513	7	5780	120 3830 B.C.

If you have any questions concerning these results, please contact us...

Sincerely yours,
James Buckley

Las fechaciones, excepto la de Kobeaga, son coincidentes y denotan una unanimidad tanto de resultados como de cronología. La única que se articula con ellas de algún modo es la del estrato mesolítico tardío de Tarrerón que acabamos de hacer.

La fecha de Isotopes, Inc. es relativamente tardía. En numeros redondos se trata del año 4.000 a.C. En esta fecha están los yacimientos del Chassey antiguo en Fran-

cia presentando un neolítico temprano, tal como lo publicó Jean Arnal en su visión general del Neolítico y Calcolítico francés. Así pues, la neolitización de estas zonas cantábricas es muy tardía respecto de lo que es en Francia. Yo creo que los resultados de Tarrerón pueden ser extendidos a otros lugares próximos tanto de Vizcaya como de Santander. El fenómeno de la neolitización hay que retrasarlo por tanto mucho.

El laboratorio de Moulis y el progreso de la biología subterránea (1)

Por CLAUDE DELAMARE DEBOUTTEVILLE

(Director del Laboratorio Subterráneo del

C. N. R. S. de Moulis.)

Tras los tres últimos años transcurridos, la caverna ha dejado de ser considerada como una entidad exterior al medio subterráneo, como una realidad antropomórfica. **Ha sido incorporada al macizo kárstico y relacionada con todos los terrenos sedimentarios que la rodean.** Parece ser, a partir de ahora, que la caverna, con sus concreciones, estalagmitas y estalagmitas, corresponde a un medio relativamente aislado y reducido del mundo subterráneo. Se trata de un tipo de caso límite. La caverna aparece como un tipo de conducto con redados orientados hacia arriba y hacia abajo.

Por arriba, llegan de los distintos horizontes del suelo y de capas suspendidas numerosas especies que viajan por percolación para poblar el medio cavernícola según aventuras muy variadas y por poblaciones que no son ni ricas ni estables.

Por abajo, a partir de la capa freática, numerosas especies ascienden al sistema cavernícola y constituyen la parte más importante de su población original.

No sabríamos seguir sin indicar las interrelaciones múltiples que existen entre la frontera de un macizo kárstico y las amplias regiones sedimentarias que la rodean por todos sus bordes. Allí también existen intercambios muy numerosos, según los estilos biológicos de una mis-

ma característica. No se sabría hacer una diferencia. La unidad fundamental del dominio subterráneo aparece a partir de ahora claramente en los espíritus más prevenidos.

Ahora que vemos el problema en su conjunto, por arriba y por abajo, encontramos gran cantidad de reservas de vida y poblaciones importantes, que aparecen en numerosos días en exsurcencias y resurgencias. Esta hemorragia de cavernícolas, que pueden tener un papel importante en ciertas cadenas tropicales, es verdaderamente una adquisición original, pues no está de acuerdo con el catecismo que nosotros habíamos aprendido.

Nota de la Redacción:

Recomendamos leer a todos los espeleólogos (aunque no les interese la biología) este interesante artículo y analizarlo. Artículo que puede ser perfectamente aplicable a la "Espeleología Física". Hasta ahora la caverna ha sido "estudiada y mirada como un ente abstracto, separado de su conjunto, que no solamente la rodea, sino que le aporta todas sus características y esencia. Ello, indudablemente, nos lleva a una y única idea que la Espeleología científica, tal como ha sido y es todavía por algunos entendida, es una falsa concepción.

NOTICARIO

VIII Jornadas Vasco-Navarras de Espeleología

Durante los días 3 al 6 de abril de 1969, se desarrollaron las VIII Jornadas Vasco-Navarras de Espeleología, organizadas por el Grupo Espeleológico Alavés, en Sierra Salvada (Orduña). Debido a la intensa nevada, no se pudo realizar ninguna exploración. Los espeleólogos participantes pertenecían a los grupos: Aranzadi, de San Sebastián; Club Deportivo, de Eibar; Grupo Espeleológico Pol-Pol, de Vergara; Grupo Espeleológico Aloña-Mendi, de Oñate; Grupo Espeleológico Esparta, de Baracaldo; Grupo Espeleológico Vizcaíno, de Bilbao; Servicio de Investigaciones Espeleológicas, de Burgos; Sección de Investigación y Recuperaciones Espeleológicas, de Barcelona; Instituto de Hidrología Continental y Científica, de Madrid, y alumnos de la Facultad de Ciencias Geológicas, de la Universidad de Madrid.

TORCA DE JORNOS II

El Grupo Espeleológico Vizcaíno descendió el 15 y 16 de noviembre de 1969 la Torca de Jornos II, en Carranza (Vizcaya), alcanzando la cota de —341 metros, de donde se sondearon dos nuevos pozos, que alcanzaron, aproximadamente, la cota —400 metros. Hasta la fecha, la máxima profundidad de Vizcaya era la Torca del Carlista, con 355 metros. Presenta esta nueva sima en su interior una vertical absoluta de 180 metros, recorrida por entero por un río subterráneo. Próximamente y en época de estiaje, se tratará de lograr descender a su fondo.

PRIMERA CITA EN ESPAÑA DEL "BASILIA NATTERERI"

En el Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (sección Biología), 66: 17-38 (1968), aparece un artículo de D. E. Balcells Rocamora, intitulado "Nuevas citas de murciélagos y nictéridos del País Vasco-Cantábrico", indicando la primera cita en España del "*Basilis Nattereri*" (macho), parásito que acompañaba a un macho de *Plecotus auritus*, recolectado por el Grupo Espeleológico Vizcaíno, en la cueva de Itxulegor o de la Gran Grieta Central, del macizo de Itxina, ayuntamiento de Orozco (Vizcaya).

SPEOCHARIS NOLTEI DISSIMILIS, N. sp.

En la revista Annales de Spéléologie, tomo XX, fascículo 2. 1965, aparece en la página 289 un trabajo del D. H. Coiffait, intitulado "Nouveaux *Speocharis* du Groupe

de *S. Cantabricus* (Col. Bathysciinae)"; en él menciona en la página 292 la nueva especie *Speocharis noltei*, insecto recolectado por el Grupo Espeleológico Vizcaíno, por diversas cuevas de la zona del Guerniquesado (cueva de Santimamiñe, Goikolau, etc.).

En el mismo trabajo, el Prof. Coiffait da cuenta también del hallazgo de una nueva especie *Speocharis dissimilis*, n. sp. sobre coleópteros proporcionados por este G. E. V., y hallados en la Cueva de Peña Roche, que se abre en el término municipal de Baracaldo. Aprovecha el trabajo el Prof. Coiffait para aclarar otras especies como el *Speocharis cantabricus*, Uhagón, especie aparentemente localizada en las cuevas de Galdames, como la de Arenaza y Urallada o Magdalena. Con esta revisión, el biospeleólogo Coiffait establece definitivamente como especie el *Speocharis angustitarsis*, Español, especie que fue por su descubridor anteriormente indicada como *Speocharis cantabricus*, subs. *angustitarsis*, Español. Esta especie se localiza en la Cueva de Sailleunta o San Lorenzo (Mañaria), en las cuevas de Azko (Mañaria) y en la Cueva de Balzola (Dima).

SPEOCHARIS BEGONIAE, n. sp.

El entomólogo J. Nègre da cuenta en Miscelánea Zoológica, Vol. II, fasc. I, Nov. 1965, página 93 del hallazgo de una nueva especie cavernícola: *Speocharis begoniae*, n. sp. Nègre, hallado en la cueva de Urrekoba (Abadiano), sobre trampas dispuestas por este G.E.V. El holotipo fue recogido en 1948 siendo un macho, y los paratipos en agosto de 1963.

SUPRANIPHARGUS RHENO-RHODANENSIS, Schell

En la Cueva de Azkotxi, término Municipal de Ceánuri, el G. E. V. halló en 1962, en las aguas interiores, una colección de anfípodos que fueron más tarde estudiados por el Prof. Margalef. Seis individuos pertenecían a la conocida especie de *Gammarus* (*Echinogammarus*) *berlioni* Catta, mientras que había otro ejemplar troglobio del grupo *styglus* que según se comenta en el trabajo publicado por el citado profesor en Miscelánea Zoológica, Vol. I, fasc. V, en su pág. 1, editado en Barcelona, podría aproximarse mucho a la raza *rheno-rhodanensis* Schellern. Según el citado investigador, es prudente dejar en suspenso de momento la atribución a una raza particular hasta haber examinado un material más abundante.

NUEVOS YACIMIENTOS PREHISTORICOS EN CUEVAS

Durante estos últimos años han continuado hallándose por el G. E. V. nuevas cuevas con yacimientos prehistóricos en Vizcaya. Siquiera someramente las enumeraremos:

La Cueva de Aretxalde, en el municipio de Ereño, y la Cueva Balzola Kobie, en Dima, ambas halladas por Goicoechea y Aguirre.

La Cueva de Urdillo (Lanestosa) y la de Urtiaga (Is-páster), por Nolte.

V CONGRESO INTERNACIONAL DE ESPELEOLOGIA

El Grupo Espeleológico Vizcaíno presentó dos trabajos realizados juntamente con el Instituto de Hidrología Continental y Científica y los diversos Grupos de Espeleología Vasco-Navarros, intitulados "El karst de Itxina" y "Formas kársticas de Itxina", que fueron leídos en la sección de morfología kárstica.

GRUPO ESPELEOLOGICO ESPARTA

Este Grupo Espeleológico, que radica en la localidad de Baracaldo (Vizcaya), se encuentra realizando la exploración del macizo kárstico de los montes de Triano, donde han catalogado medio centenar de nuevas cavidades, contribuyendo al conocimiento del karst vizcaíno.

INTERCAMBIO

Este boletín (KOBIE), editado por el Grupo Espeleológico Vizcaíno, se envía solamente por intercambio de otras revistas o boletines, colaboraciones, traducciones de originales extranjeros o datos de interés espeleológico. Hasta la fecha viene realizando intercambio con las siguientes entidades:

Alemania Oriental: Tauschestelle, Deutsche Staatsbibliothek (Chemie der Erde; Wasserwirtschaft-Wassertechnik).

Alemania Occidental: Geographical Institute Hannover (Franz-Dieter Miotke) - Deutsche Forschungsgemeinschaft. Bibliotheksreferat (Annales de Geomorphologie).

Austria: Verband Österreichischer Höhlenforscher (Die Höhle).

Australia: Australian Speleological Federation (Newsletter) - The Australian Speleological Group (The Western caver) - Sidney University Speleo Soc. (SUSS).

Bélgica: Fédération Spéléologique de Belgique (Spéléo flash) - Société Spéléologique de Namur (Boletín) - Entente Spéléologique Belge (L'Electron).

España: Sociedad de Ciencias Naturales Aranzadi (Mu-

nibe) - Grupo Espeleológico Alavés (Estudios) - Sección de Espeleología del Club Deportivo de Eibar (Kezka) - Institución Sancho el Sabio (Boletín) - Sociedad Excursionista Manuel Iradier (Boletín) - Centro de Estudios Hidrográficos (Instituto de Hidrología) - Servicio Geológico de Obras Públicas (Boletín) - Centro Excursionista de Cataluña (Speleóleg) - Institución Fernando el Católico (Caesaraugusta) - Servicio de Investigaciones Prehistóricas y Grupo Espeleológico Vilanova y Piera, de la Diputación de Valencia - Unión Excursionista de Cataluña (Senderos) - Sección de Espeleología del Seminario Sautuola (Cuadernos de Espeleología) - Sección de Espeleología del Centro Excursionista de Badalona (Cavernas) - Sección de Espeleología del Centro Excursionista de Alcoy (Avenc).

Francia: Fédération Française de Spéléologie (Spelunca) - Groupe Spéléologique des Campeurs d'Alsace (Sous Terre) - Société Spéléologique et Préhistorique de Bordeaux (Boletín) - Spéleo Club de la Seine (L'Aven) - Laboratoire Souterraine du C. N. R. S. (Annales de Spéléologie).

Grecia: Société Spéléologique de Grece (Boletín).

Hungría: Sociedad Húngara de Espeleología (Karszt-és Barlangkutató).

Italia: Grupo Speleológico Piemontese (Grottes) - Grupo Speleológico Fiorentino (Noticiario - Gruppo Grotte Milano (Il Grottesco) - Gruppo Speleológico Bolzaneto (Boletín) - Commissione Grotte E. Bogan (Atti e Memorie) - Gruppo Speleológico Bolognese (Sottoterra) - Gruppo Grotte Italiani (Rassegna Speleologica Italiana).

Inglaterra: Free Troglophile Association (Speleomundus).

Méjico: Grupo Espeleológico Mexicano (Boletín).

Polonia: Polska Akademia Nauk (Boletín de la Academia Polonesa de Ciencias) - Biblioteka Naradowa.

Portugal: Servicios Geológicos de Portugal (Comunicaciones) - Serviço Português de Trocas Internacionais (Instituto de Antropología).

Rumania: Institutul de Speologie Emil G. Racovita (Anuarios) - Biblioteca Centrala de Stat (Revista Rumana de Geología, Geofísica y Geografía; Dacia, revue d'archéologie et d'histoire ancienne).

Suiza: Société Suisse de Spéléologie (Stalactite).

U. S. A.: Cave Research Associates (Caves and karst).

Venezuela: Sociedad Venezolana de Espeleología (El Guacharo).

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_2Ca 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_2Ca , 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_2Ca , 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_2Ca 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 Kephallonia y Amorgos, cifras como éstas: fuentes de Kutavos, dureza total 358-573 mg/l; pozos de Chara 251-537 mg/l; en Aigiti 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.