

RASSEGNA SPELEOLOGICA ITALIANA
E SOCIETÀ SPELEOLOGICA ITALIANA

MEMORIA V — TOMO II

ATTI

DEL

Symposium Internazionale di Speleologia

Villa Monastero, Varenna - 1960

sui

“Riempimenti naturali di grotte,,

*A cura
di Salvatore Dell'Oca
Segretario del Comitato Scientifico*

TOMO SECONDO

COMO 1961

RASSEGNA SPELEOLOGICA ITALIANA
E SOCIETÀ SPELEOLOGICA ITALIANA

MEMORIA V — TOMO II

A T T I

DEL

Symposium Internazionale di Speleologia

Villa Monastero, Varenna - 1960

sui

“Riempimenti naturali di grotte,,

*A cura
di Salvatore Dell'Oca
Segretario del Comitato Scientifico*

TOMO SECONDO

COMO 1961

Autorizzazione numero 14, in data 9 - 12 - 1949 del Tribunale Civile di Como

A. VANDEBOSCH

Président de la Société Royale Belge d'Etudes Géologiques et Archeologiques
"Les Chercheurs de la Wallonie"

LE REMPLISSAGE NATUREL DE LA GROTTÉ DE RAMIOUL

C'est en 1911 que nous avons découvert la grotte de Ramioul, sur la rive droite de la Meuse, à mi-distance entre les villes de Liège et de Huy, dans la province de Liège. A Ramioul le calcaire carbonifère (V₁ et V₂) barre le vallon, qui s'étale à la Meuse, vers le Nord, et qui est totalement creusé dans le Houiller inférieur (Namurien).

Dans la région, le calcaire carbonifère, dont les bancs sont relevés à 72° avec pendage S-N, affleure à partir du lieu-dit Engihoul jusqu'à cet autre lieu-dit: la Petite Rochette, vers l'aval, soit sur une distance de ± 4 Km. Vers le Sud le Dévonien Supérieur s'adosse au Calcaire Carbonifère.

C'est dans l'oolithe N. des bancs du Viséen 2 que se situent les grottes de Ramioul, dont la principale est précisément celle qui porte le nom du lieu et dont le remplissage naturel nous donne, en ce moment, le thème de la communication que nous avons l'honneur de présenter au Symposium International de Spéléologie de Varenna (Italie) d'octobre 1960.

Nos premières recherches en ces lieux eurent lieu en août-septembre 1908. Elles amenèrent la découverte d'une sépulture néolithique comportant les restes osseux de 7 enfants, dont l'aîné avait 10 ans, tandis que l'âge du plus jeune était de moins de deux mois. De ce dernier nous ne possédons qu'un demi maxillaire droit inférieur. Avec ces restes humains, il fut recueilli 6 outils en silex (1 percuteur arrondi complètement et 5 grattoirs). Il y avait aussi des tessons de poterie épaisse et quelques restes d'animaux de la faune tempérée (boeuf, cerf, cheval, renard, fouine, hérisson, ainsi qu'une épine pectorale d'un poisson siluroïde, variété non encore déterminée). Les objets de cette sépulture néolithique se trouvaient enterrés à une profondeur de 1,40 m. Pour terminer ces fouilles, nous avons creusés contre la paroi rocheuse du fond, une tranchée de 1,50 m de profondeur, à travers des dépôts meubles. Ce qui permit de conclure que d'autres couches archéologiques devaient se trouver en cet endroit. Il fut décidé d'y revenir l'année suivante à l'époque des vacances. Mais trois gisements préhistoriques retinrent notre attention en 1909 et 1910. Ce ne fut donc qu'en 1911, au cours d'un été particulièrement chaud et sec, que des fouilles de Ramioul furent reprises.

Les travaux durèrent 6 semaines. Deux couches archéologiques furent découvertes: Moustérien et Aurignacien final. De nombreux silex et ossements furent recueillis, dans le Moustérien surtout, et l'orifice d'entrée d'une importante galerie (A¹ du plan joint à l'étude) fut mis à jour. Cette galerie était complètement remplie par des dépôts de remplissage naturel.

L'enlèvement des matériaux nous permit de constater que ceux-ci avaient caché, jusque là, la terrasse (A) de la grotte à laquelle nous avons, à partir de ce moment donné le nom de Ramioul, pour la distinguer des autres excavations naturelles de la région. L'abri funéraire, dont il a été question ci-avant, et que nous avons dénommé en 1908, Grotte Triangulaire de Ramioul, surmontait tout simplement les dépôts de la terrasse, ainsi qu'il nous fut permis de le constater par la suite.

N.T. - Les lettres A et B sans indicatif ou avec les chiffres 1, 2, 3, 4, 5 ou 6 se trouvent mentionnés au plan annexé.

Les matériaux de remplissage ont ainsi colmaté la galerie d'accès (A¹) et la grande salle de la grotte par ses apports jusque y compris ceux contenant des restes de l'industrie moustérienne. Sur la terrasse des dépôts post-moustérien ont continué à être déposés. Voici de haut en bas une nomenclature des couches enlevées sur la terrasse au cours de nos fouilles:

- 1) une couche d'humus à fragments de calcaire patinés très blancs. Ep. 0,15 m;
- 2) une couche de terre noire à petits blocs de calcaires de petites et moyennes dimensions, y compris 3 plaques de psammite (vers la base) et surmontant les tessons de poterie. Epaisseur variable pouvant atteindre 0,85 m;
- 3) une couche de limon jaune à blocs de calcaire assez volumineux. Epaisseur 0,40 m. Cette couche a été creusée vers la paroi de fond pour y déposer les restes humains cités déjà;
- 4) une couche de limon brun à rares blocs de calcaire. Epaisseur 4 m près de l'escarpement rocheux. C'est dans la partie supérieure de cette formation que fut recueillie l'industrie aurignacienne;
- 5) une strate de limon gris, parfois ravinée renfermant de nombreux fragments de calcaire de toutes dimensions à surface altérée. Epaisseur variable: 0,20 m à 1,20 m. Cette strate nous a fourni l'industrie moustérienne;

6) des poches et dépressions remplies d'un limon sablonneux contenant des petits galets quartzeux arrondis où les blancs dominant (pisolithes).

Ouvrons une parenthèse pour donner un aperçu des dépôts meubles qui surmontent en discordance absolue le calcaire carbonifère à Ramioul.

L'extraction passagère (en deux courtes périodes entre 1910 et 1930) de la terre plastique, dans la région qui nous occupe, a été suivie d'un effondrement des couches surmontant la matière exploitée à des fins industrielles.

De ce fait nous avons pu observer une coupe assez complète des dépôts meubles en question.

Nous avons noté, de bas en haut:

- 1) un limon sablonneux jaune clair à brun clair: épaisseur inconnue, la coupe n'étant observable que sur environ 3 m de hauteur;
- 2) au dessus de cette couche une strate de 0,60 m d'épaisseur de limon jaunâtre à très nombreux cailloux mésolithiques quartzeux, avec prédominance de teinte blanchâtre; épaisseur 0,60 m. Cette strate s'est formée avant le creusement de la Meuse. On la trouve sur les hauts plateaux des deux rives du fleuve;

3) la terre arable et l'humus: épaisseur 0,60 m.

Les éléments de remplissage de la grotte ont été prélevés par le ruissellement aux dépens de ces couches.

Les couches 3 et 4 nous ont donné, outre des industries aurignacienne et moustérienne, une abondante récolte d'ossements des espèces éteintes et autres (mammouth, rhinocéros trichorhinus, ours des cavernes, ours brun, renne, cheval, boeuf, chat, renard, loup, blaireau. Signalons aussi au niveau inférieur de la couche 3 des ossements de rongeurs et d'insectivores en petits amas).

Nous avons dit que l'enlèvement des couches surmontant la terrasse avait mis à jour l'orifice d'une galerie. Celle-ci était complètement obstruée. Il ne restait entre la voûte et le remplissage qu'un faible espace (0,10 à 0,20 m) espace parfois réduit à

zéro par des formations cristallines soudées à la couche stalagmitique qui recouvrait le remplissage. Il nous apparut clairement que la galerie avait été totalement obstruée jusque contre la voûte, que le remplissage s'était ensuite tassé en laissant cet espace si réduit en hauteur par lequel nous nous sommes introduit, seul, pour opérer la première exploration des lieux.

Le dessus du remplissage avait épousé, en relief, la forme en accolade de la voûte. La pointe de cette accolade marque sensiblement le milieu de la voûte et se continue, dans toute la longueur de la galerie suivant un joint de stratification du calcaire. Par ce mince interstice se sont étalées, près de l'entrée pour teinter la paroi, des infiltrations d'oxyde de fer et une autre teintée par le bioxyde de manganèse. Plus loin encore, ce joint de stratification a laissé passer des radicales végétales. Plus avant, vers l'intérieur, il y a des coulées stalactitiques.

Le remplissage de la galerie (A¹) était de même nature que celui de la terrasse (A) jusque y compris la couche 4. Nous y avons trouvé des silex moustériens et des restes des espèces animales signalées ci-dessus. Signalons que nous n'avons recueilli à l'intérieur aucun document lithique attribuable à l'industrie aurignacienne. Cette constatation nous permet de dire que la galerie A¹ était complètement cachée par le remplissage extérieur de la terrasse, quand l'homme aurignacien est survenu en ces lieux. La continuation de nos recherches à l'intérieur de la grotte a confirmé cette remarque.

Le remplissage s'étendait jusque dans la grande salle (A²) et même jusqu'au milieu de la haute galerie à stalactites et stalagmites en formations très denses (A³). Ici les matériaux sont aussi analogues à ceux déposés sur la terrasse jusqu'à la couche 4 comprise. Le fond de la grande salle, nous l'avons reconnu par la suite, a plutôt la forme d'un grand puits vertical, complètement rempli par les matériaux de remplissage. Dans la salle même, le remplissage atteignait le même niveau que dans la galerie d'accès (A¹).

Lorsque la galerie fut vidée, nos efforts furent consacrés au dégagement de la salle, qui n'avait pas moins de 13,50 m de profondeur. Ce fut un travail long et minutieux qui dura des mois. Il fallait recueillir avec soin les nombreux ossements de mammouth, d'ours des cavernes, etc qui avaient été charriés et déposés avec les matériaux terreux et pierreux.

Nous avons laissé en place une bonne partie de ce remplissage. Il se trouve en dehors de la circulation des visiteurs de la grotte. Ce témoin est parfois l'objet de l'une ou l'autre séance de fouilles, par exemple en vue d'initier des jeunes collègues sur la méthode des recherches dans un gisement moustérien. C'est une possibilité qui devient très rare en Belgique. Lorsque nous avons, en 1950, entamé la première de ces fouilles, dans cette partie supérieure du remplissage témoin, nous avons attiré l'attention de nos jeunes collègues sur les particularités de l'endroit: existence d'un plancher stalagmitique de 20 à 30 cm d'épaisseur recouvrant le dépôt à fouiller; présence de grosses stalagmites formées sur cette couverture cristalline, laquelle adhère solidement aux parois. On peut donc enlever les matériaux meubles qui se trouvent au-dessous, en laissant en place la formation cristalline tout entière. Au fur et à mesure du creusement et de l'enlèvement des matériaux nous avons constaté que les matériaux déposés s'étaient tassés à la longue, comme dans la galerie (A¹) laissant entre le remplissage et le plancher stalagmitique un espace de 10 à 15 cm. De part et d'autre des galets usés de calcaire, qui furent déposés à plat à la fin du remplissage, restaient en cette position, mais collés contre la base du plancher stalagmitique d'une part ou figés sur le dessus du remplissage d'autre part. A l'enlèvement, quelques silex moustériens et de petits ossements (dents et griffes d'ours) ont été récoltés ainsi sur les 2 faces du décollement. Ici le remplissage atteignait le point culminant. Quand nous sommes parvenu, pour la première fois en 1911 en ce point resté caché à l'homme depuis la fin de l'occupation moustérienne, nous avons trouvé au-dessus du plancher stalagmitique quelques dents d'ours des cavernes. Des matériaux de remplissage se sont aussi introduits par la galerie montante figurée en pointillé sur la coupe (A⁴) dont l'orifice d'entrée

se trouve à 23 m au dessus du plan. Ils ont constitué le dernier apport. Cette galerie montante était totalement colmatée lors de notre découverte de la grotte.

Vers le fond du remplissage de la salle, nous avons découvert au cours de nos fouilles, la voûte d'une courte mais large et haute galerie qui, elle aussi était complètement remplie pour ainsi dire. Nous avons reconnu que cette galerie en pente (galerie Louis B 6) devait s'ouvrir à l'extérieur. Des travaux entrepris entre les cotes 5 et 10 (voir plan annexé) amenèrent la découverte de l'orifice extérieur situé à quelques dix mètres au dessous de la galerie A². Dès lors cette galerie fut vidée par là. Il fut reconnu que les éléments de remplissage étaient arrivés par l'orifice en question. C'était sans doute en même temps que le dépôt se faisait sur la terrasse (A¹). Des ossements d'ours et de mammouths, ainsi qu'un silex taillé de faciès moustérien furent découverts, dans cette galerie qui s'intercale entre les niveaux moyen et supérieur de la grotte.

L'extrême fond de la salle (A³) présentait les mêmes matériaux de remplissage, dont les éléments constituants étaient fortement adhérents, ressoudés par la calcite de l'eau de suintement. Dans cette partie basse du remplissage il se trouvait beaucoup d'ossements de mammouths, d'ours et du grand félinidés des cavernes. Un crâne d'ours et un crâne de félin étaient complètement enrobés d'une couche de limon très durci par l'imprégnation de calcite et qui épousait extérieurement les formes craniennes. En voulant dégager le crâne du félin de cette croûte durcie on n'a obtenu que des esquilles osseuses et des fragments qu'il fut impossible de rassembler pour reconstituer le crâne. Aussi le crâne d'ours a-t-il été conservé tel qu'il fut découvert. Sous une voûte basse secondaire nous avons pu recueillir, incomplets malheureusement, 2 crânes du grand félin ainsi qu'un demi maxillaire complet, un autre fragmenté, et aussi un crâne d'ursus spelaeus écrasé.

Tout ce remplissage ne présentait aucun ordre apparent de stratification.

REPLISSAGE DE L'ÉTAGE MOYEN

Il est un autre remplissage, dont nous avons aussi extrait les matériaux pour rendre cette région praticable à la visite des touristes. Cette région fut découverte en 1913. Elle comporte une galerie assez sinueuse (B), longue d'environ 70 m. Trois élargissements des parois (en B₁, B₂, B₃) ont reçu le nom de salle. Nous nous sommes introduit, très difficilement d'ailleurs, dans cette région par une cheminée (B⁴) de 13 m de hauteur. Elle était d'abord excessivement étroite sur 6 m de profondeur. Ce rétrécissement des parois fut élargi grâce à l'enlèvement d'une couche stalagmitique de 0,10 d'épaisseur, qui tapissait la paroi Est. Nous abordâmes (descente à la corde) dans la salle (B²) sur un plancher stalagmitique recouvert par les matériaux que nous avons fait tomber.

Cette région dite inférieure à l'époque de la découverte, constitue à présent la région moyenne de la grotte de Ramioul, à la suite de la découverte, le 11 septembre 1955, à 30 m au-dessous du point O de notre plan, d'une nouvelle région qui est parcourue par un ruisseau, qui fonctionne par intermittence et dont nous avons pressenti l'existence depuis la découverte de la région moyenne.

Revenant au remplissage de la région moyenne (B). Nous avons enlevé et transporté à l'extérieur quelques 150 m³ de matériaux. En certains endroits de cette région le remplissage était total. Le limon extrait était humide et gras. Des blocs anguleux de calcaire (25 à 100 Kg et parfois plus) gisaient dans ce limon, à la base surtout, où nous avons retrouvé les dépôts à petits cailloux de quartzite pisolithiques en plusieurs endroits profonds, sous les autres dépôts. Le remplissage s'est arrêté vers l'Est dans la salle d'entrée actuelle (B¹) et, vers l'Ouest, au 60ème mètre à partir de l'entrée. Le prolongement de la galerie au delà, jusqu'à la rencontre avec le fond de la salle (A²) de la région supérieure, était pour ainsi dire complètement colmaté par des blocs de

calcaire, des fragments d'anciennes cristallisations et des nappes stalagmitiques. Tous ces matériaux formaient un magma très dur dont il était impossible de retirer, en bon état, les nombreux ossements qui s'y trouvaient engagés.

Le remplissage principal de la région moyenne s'est opéré par la cheminée (B⁵), dont l'orifice d'entrée débouchait jadis près de l'abri Jamin (cote 20 du plan). Cet orifice reste encore totalement obstrué. Par ce conduit sont aussi descendus les matériaux (blocs de calcaire et limon qui ont caché jusqu'en septembre 1955 la communication avec la région inférieure de la grotte non figurée sur le plan. Dans cette dernière région, le lit du ruisseau est constitué par une couche de cailloux pisolithiques de quartzite où les blancs dominant, analogues à ceux dont nous avons déjà relevé la présence dans les parties basses des autres régions.

En ce qui concerne le remplissage de cette région inférieure, il y a, en plusieurs endroits, des éboulis de calcaire parfois considérables, mais il n'y a aucun apport d'extérieur autre que celui cité ci-dessus et qui constitue le lit du ruisseau.

* * *

A Ramioul, sur le haut plateau, au Sud de la grotte, existe une dépression dans le calcaire. Nous en ignorons l'étendue; mais nous savons, qu'en un endroit tout au moins, la profondeur se situe à plus de 16 m. Cette cote a été atteinte par un puits foncé pour l'extraction de l'argile plastique à des fins industrielles. Cette glaise s'est formée dans cette dépression. Cette dépression a pu jouer un rôle dans le remplissage des grottes de la région. Elle a pu constituer, à un moment donné, le bassin plus ou moins vaste alimenté par l'eau de ruissellement des régions plus élevées du Sud. Des débordements par apports intensifs d'eau, dans le bassin en question, ont pu donner lieu à des torrents à cours plutôt réduits, entraînant les terrains meubles recouvrant le calcaire et remplissant toutes les anfractuosités de cette roche. Ces torrents intermittents débouchaient par le bord N du bassin.

Les apports du remplissage ont pu commencer à s'effectuer au dernier interglaciaire (Riss-Wurm). L'homme de Néandertal s'est installé sur ces apports qui ont rempli toute la région supérieure de la grotte. Il se peut que ces premiers habitants des lieux ont été chassés par un apport particulièrement violent de matériaux, qui ont surchargé la terrasse (A¹) au point de cacher complètement la naissance de la voûte de la galerie (A²). L'*Homo sapiens* fossile de l'Aurignacien final a ensuite pu s'installer sur la terrasse. Les derniers apports, le limon brun déjà signalé, se sont déposés vers la fin du Paléolithique, au 2^e interstade du Wurm. L'apport de ce dépôt par intermittence aurait rendu le séjour à l'homme assez critique, ce qui expliquerait la faible quantité de pièces de l'industrie aurignacienne récoltée dans ces dépôts.

Enfin, sur tous ces dépôts, s'est formé, uniquement sur la terrasse même, le cône de limon jaune qui recouvrait la sépulture des enfants néolithiques enterrés contre la roche, dans une fosse peu profonde, creusée dans le limon brun sous-jacent.

Dans la région moyenne, les matériaux de remplissage sont analogues à ceux de la région supérieure de la grotte. Ils ont été introduits par un autre orifice. Ce qui est consécutif, semble-t-il à une modification assez considérable des lieux par l'écroulement d'une partie du calcaire, d'une grotte peut-être? Ici, il n'y a eu aucune occupation de l'homme paléolithique. Seul l'abri Jamin qui s'ouvre sur une terrasse que nous considérons comme étant la sole d'une grotte éboulée (voir précédent chapitre) au centre de laquelle se situe, complètement obstruée, la cheminée par laquelle est passé le remplissage de la région moyenne.

Tous dépôts de remplissage dont il a été question sont constitués par des éléments provenant de la partie du plateau proche de la grotte. Il ne s'y trouve aucun élément pierreux autre que eux provenant du calcaire.

Nous avons cherché jusque bien loin vers le Sud, les traces de ce ruissellement qui a entraîné et déposé dans la grotte quelques 600 m³ de matériaux. Nous avons d'abord pensé que les eaux sauvages étaient tombées en cataracte sur la terrasse. Certaines particularités militaient en faveur de cette opinion. Mais immédiatement au-dessus de la terrasse le calcaire se présente à nous sans dépôts meubles. Nous y avons vainement cherché la confirmation absolue de notre idée première.

Nous avons remarqué, légèrement plus à l'ouest, la forme déclive et très usée du calcaire montrant que les eaux ont passé par là; qu'elles ont littéralement troué les bancs de la roche pour dévaler librement vers la vallée de la Meuse. Plusieurs ravins courts et profonds existent encore, creusés dans des dépôts meubles. L'un d'eux a été transformé par l'homme moderne en une voie de communication entre le plateau et la vallée, à l'usage des habitants des quelques maisons rurales érigées au Sud de la grotte. Ces ravins sont les dernières traces des ruissellements impétueux mais très courts. De semblables ruissellements impétueux jaillissant par le bord Nord du bassin, dont nous avons parlé précédemment, ont pu s'établir en direction de la grotte avec toutes les conséquences que ceci a pu comporter. Actuellement les fortes venues temporaires d'eau trouvent leur exutoire dans des chantoirs. L'un d'eux, en forme de profonde doline, est situé à 150 m au Sud de la grotte. Il suffit pour absorber les plus fortes venues d'eau et jamais plus, de mémoire d'homme, un trop plein momentané n'a dévallé en trombe vers la vallée. Les eaux de ces chantoirs alimentent à présent le ruisseau de la région inférieure de la grotte.

Résumons-nous à propos du remplissage: les premiers dépôts ont été constitués sur-place par les blocs de calcaire de toutes dimensions et l'argile rougeâtre, qui résultent de l'altération et de la dissolution interne du calcaire. Là dessus s'est déposé, par ruissellement, le limon à pisolithes quartzeux. Nous en avons constaté la présence en plusieurs endroits et parfois déjà solidement agglomérés. Les autres apports du remplissage se sont ensuite constitué au cours des périodes à climat tempéré du Paléolithique et jusque vers la fin de cette période. Pour finir il n'y eu plus que le faible apport moderne de limon et d'humus qui ont caché la sépulture néolithique.

Mais au sein même de la grotte aux contours si capricieux, l'eau de suintement continue sans cesse son oeuvre de remplissage cristallin, qui pourra bien colmater, à la longue, dans un avenir infiniment lointain, toute l'excavation dont la formation par l'eau de ruissellement a commencé avec celui du creusement de la vallée de la Meuse, le grand fleuve, tout proche.

RIASSUNTO

La Grotta di Ramioul si apre nei calcari del Carbonico, a mezzo cammino fra le città di Liegi e di Huy (distanti fra loro 34 Km), nella provincia di Liegi in Belgio.

L'Autore si è dedicato allo studio dei riempimenti naturali di questa grotta. Egli ha cercato l'origine di questi materiali di riempimento in un luogo che ha subito molte trasformazioni dopo l'inizio dell'erosione delle vallate.

In questo lavoro è la somma delle osservazioni raccolte dall'Autore in questa regione dal 1908 ad oggi.

RESUMÉ

La Grotte de Ramioul se situe dans le calcaire carbonifère à mi-chemin des villes de Liège et de Huy, distantes de 34 Km, dans la province de Liège en Belgique.

L'Auteur s'est attaché à l'étude du remplissage naturel des étages de cette grotte. Il a recherché l'origine de ces matériaux de remplissage dans un endroit qui a subi bien des transformations depuis le début du creusement des vallées. Il essaye, dans sa communication, d'apporter la meilleure somme de ses observations faites depuis 1908 dans cette région.

Grobsand von 1 mm Korndurchmesser 30 cm/sec., Feinkies von 10 mm Durchmesser 100 cm/sec. (?) und die Lager dieser Sedimente finden sich daher nur auf den eigentlichen Wasserwegen.

Die volle Zurundung eckiger Kalkstücke erfolgt beim Flusstransport innert zwei bis drei Kilometern und der Abrieb auf die Hälfte auf der zehnfachen Strecke (?). Diese für die Erdoberfläche gültigen Werte verkleinern sich in Höhlen mit Druckströmung ganz auffällig. Der Hauptwasserweg verläuft in grösseren Höhlen meist nicht nur abwärts oder fast waagrecht, sondern auch gelegentlich aufwärts, sofern Druckströmung vorliegt. Im Hölloch fliesst der Hochwasserstrom auch heute noch stellenweise bis zu 90 m aufwärts. Das Verhalten der Gerölle ist auf solchen Strecken, besonders wenn sich senkrechte Steilstufen einschalten, kennzeichnend. Sie werden vom Wasser immer wieder ein Stück aufwärts gerissen und sinken dann zurück. Dabei werden sie auf wenigen Metern so stark abgeschliffen wie an der Oberfläche auf einer Strecke von eben so vielen Kilometern. Je leichter das Geröll wird, um so höher wird es vom Wasser emporgerissen, um schliesslich über die Kulmination hinweggeschwemmt zu werden. An einer Stelle konnten im Hölloch auf dem Hochwasserwege über einer 7 m hohen, teilweise senkrechten Stufe kopfgrosse, polierte Gerölle angetroffen werden, die die nächste Stufe mit grösserem Gangquerschnitt und entsprechend geringerer Wassergeschwindigkeit nicht zu überwinden vermochten. An jedem derartigen Aufschwunge werden die Gerölle nach ihrer Grösse gesondert und so lange abgeschliffen bis sie weitertransportiert werden können. Dabei entstehen grosse Mengen von Sand und Kalkschlamm.

Kalkgerölle kommen bei Druckströmung nicht weit. Kantengerundete können höchstens einige Hundert Meter gewandert sein. Bei grösserem Abstände des Beobachtungsortes von der Erdoberfläche darf angenommen werden, dass alle grösseren Gerölle, auch die ganz runden, autochthon sind, also aus der Höhle selbst stammen. Sobald auch andere Gesteine eingeschwenkt werden, erfolgt eine Sonderung nach der Härte. Nur Quarz- und Quarzitzerölle bleiben zuletzt übrig und überdauern einen längeren unterirdischen Transport. Sie reichern sich in den Kiesablagerungen an, wie etwa die Augensteine österreichischer Höhlen.

Die Grössenordnung des Hölloches ist derart, dass alle durch Wasser bewegbaren Blöcke der hinteren Teile den Ausgang höchstens als Feinkies erreichen, meist aber als Sand und Schlamm hinausgespült werden. Wird dieser Schlamm irgendwo innerhalb der Höhle mit dem Lehm sedimentiert, dann erhöht er dessen Kalkgehalt.

Alle Ablagerungen mit scharfkantigen Komponenten sind autochthon, sofern es sich nicht um eingerutschtes Oberflächenmaterial wie Frostschutt, Denudationsschutt oder glazialen Blockschutt handelt, die aber nur unmittelbar unter der Oberfläche auftreten. Begehbare Höhlen entstehen in der Regel in standfestem Kalk, der mehr oder weniger grobblockigen Schutt liefert, zum Beispiel Deckenstürze. Feiner Schutt ist nur in tektonisch zerrüttetem Kalk möglich und daher in Höhlen nur örtlich anzutreffen. Spaltenfrost, der an der Erdoberfläche Frostschutt bewirkt, kommt allein im Eingangsbereich zur Geltung.

Alle grobklastischen und sandigen Sedimente neigen bei Durchnässung mit kalkreichem Wasser zur Verfestigung infolge Kalkausscheidung. Der feinklastische Höhlenlehm ist solchen Verfestigungen schwer zugänglich, überzieht sich dagegen leicht mit einer Sinterkruste.

2. Die Bildungsbedingungen des Höhlenlehmes.

Auf Grund der deutschsprachigen Literatur ist der Höhlenlehm meist autochthon. Als Lehm ist er entweder ein Rückstand chemischer Verwitterung, oder das Produkt der physikalischen Verwitterung eines tonig-lehmigen Gesteines, oder ein mechanisch aufgearbeitetes toniges Gestein. Höhlenlehme bilden sich, von einigen Ausnahmen abgesehen, immer aus Sedimenten. Die petrographischen Voraussetzungen weisen über

grössere Bereiche eine gewisse Konstanz auf, weil sich die Karsthöhlen an bestimmte geologische Horizonte halten. Dagegen ändern die Aufbereitungs- und Transportverhältnisse sowohl räumlich als auch zeitlich ausserordentlich stark. Ein Höhlengewässer kann zu Zeiten sehr stark erodieren und korrodieren, ist aber zu andern nicht in der Lage, feine Partikel wegzuschwemmen oder Kalk aufzulösen. Daraus ergibt sich, dass die Aufbereitungsart des Materials die ausschlaggebende Rolle spielt und eine solche Vielfalt von Möglichkeiten ergibt, dass der Höhlenlehm nicht nur von Höhle zu Höhle, sondern auch innerhalb einer Höhle selbst stark variiert.

a. Autochthone und parautochthone Höhlenlehme.

Kalke, die sich für die Höhlenbildung eignen, sind im allgemeinen sehr rein. Die Verunreinigungen beschränken sich auf einen geringen Ton- und Eisengehalt und häufig etwas Quarz. In unserm Klima sind Ton und Quarz unlöslich, während Eisen aus sauren Böden ausgewaschen werden kann (12, 16). Durch intensive Berührung mit Kalk erfolgt eine Abstumpfung der Humussäuren, so dass im allgemeinen das Eisenhydroxyd in Höhlen als unlöslich angesehen werden muss. Aus diesem Grunde darf der Gesamtrückstand der Kalkauflösung praktisch gleichgesetzt werden mit dem Gehalt an nichtkarbonatischer Substanz. Dieser beträgt 1 bis 5% des aufgelösten Gesteins. Nun ist das Eisen in Kalken, besonders der Kreide, in Form von Glaukonit vertreten, der leicht unter Bildung von Ton und Eisenhydroxyd zersetzt wird. Dieses wird vom Kalk adsorptiv festgehalten, Ton adhäsiv. Dadurch bilden sich dünne Deckschichten, die die Auflösungsvorgänge hemmen. Aus diesem Grunde können solche autochthone Höhlenlehme, die man richtiger als Elluviallehm bezeichnen müsste, keine mächtigeren Schichten bilden. Die Komponenten sind ausserdem so fein, dass sie, einmal in den Wasserstrom gelangt, leicht weitergetragen werden können. Die Bildung solcher dünner Ueberzüge ist auch allochthon möglich.

Der Ausdruck autochthon wird in der Höhle meist nicht im Sinne des unmittelbaren Entstehungsortes verstanden, sondern soll dartun, dass die Komponenten aus der Höhle selbst stammen. Dies führt aber zu unexakten Formulierungen, da sie im Hölloch 10 km von ihrem Ablagerungsort entstanden sein könnten. Daher bezeichnen wir einen Höhlenlehm nur dann als *autochthon*, wenn die Komponenten in der Umgebung des Ablagerungsortes sich bildeten und durch Bodenkriechen, Abrutschen oder Herabfallen, also ohne Transportmittel den neuen Standort erreicht haben. Sobald sich ein solches, zum Beispiel Wasser einschaltet, erfolgt eine Sortierung nach Korngrösse und spezifischem Gewicht. Ein solcher Lehm hat am neuen Standort seine Zusammensetzung wesentlich und charakteristisch verändert. Um seine Herkunft aus der Höhle deutlich zu machen, möchten wir ihn als *parautochthon* bezeichnen.

Die Menge des als Lösungsrückstand autochthon und parautochthon gebildeten Höhlenlehmes ist gering. In wenig durchflossenen Höhlenteilen löst sich nur wenig Kalk; es entstehen nur wenig Lösungsrückstände. Diese bilden sich vor allem in stark durchströmten Teilen, die sich korrosiv erweitern. Die unlöslichen Rückstände befinden sich bereits im stärker bewegten Wasserstrom und werden daher mitgerissen und fortgeschwemmt. Nur kleine Anteile verbleiben in der Höhle und werden mit dem allochthonen Höhlenlehm sedimentiert. Autochthone und parautochthone Höhlenlehme aus Korrosionsrückständen gehören, sofern sie sich überhaupt bilden können, zu den grossen Seltenheiten.

Höhlenlehme enthalten auf Grund der im ersten Kapitel gezeigten Vorgänge vor allem in Höhlen, die auch erosiv erweitert werden, Kalkanteile, die sich aus autochthonem Gesteinsschlamm gebildet haben. Hinzu kommen Kalkausscheidungen in kalkreichem, bewegtem Wasser, das CO₂ an die Höhlenluft abgibt, und die nach dem Bildungsort auch als autochthon zu bezeichnen sind (?).⁶⁾

b. Allochthone Höhlenlehme.

Höhlenlehme sind, abgesehen von ihrem Kalkgehalt, allochthon. Es besteht die Möglichkeit der Beimengung autochthoner Lösungsrückstände, doch überschreitet deren Ausmass 1% nicht. Diese Grösse kann nur rechnerisch erfasst werden, da wegen der Gleichartigkeit der Komponenten in allochthonen und parautochthonen Höhlenlehmen keine andere Möglichkeit besteht. Ausserdem bewirken die Schlammvorgänge an beiden eine Konvergenz der granulometrischen Zusammensetzung.

Allochthone Höhlensedimente lassen sich nur durch höhlenfremde Bestandteile einwandfrei erkennen. Für humide und semiaride Gebiete ist unterhalb der Vegetationsgrenze der Humusgehalt kennzeichnend. Organische Stoffe aus der Eingangsregion können für die tieferen Höhlenteile, in denen die Höhlenlehme vorwiegend zu finden sind, für gewöhnlich vernachlässigt werden, wären wohl auch meist höhlenfremd. Fehlt der Humus jedoch im Höhlenlehm, so ist das noch kein Beweis für dessen parautochthone Entstehung, da hier verschiedene Ursachen mitwirken können. Untersuchungen über Fremdmineralien, wie überhaupt über die qualitative und quantitative mineralische Zusammensetzung der feinklastischen Höhlensedimente stehen noch aus.

Ein höherer Kalkgehalt, soweit er nicht durch Versinterung entstanden ist, deutet auf stark bewegtes Wasser *ohne* aggressive Kohlensäure zur Zeit der Sedimentation hin. Der Kalk ist, obschon in der Regel autochthoner Entstehung, ein Beweis *gegen* die Deutung des Lehmes als Rückstand der *Kalklösung* innerhalb der Höhle. Nach der bisherigen Lehrmeinung ist aber ein autochthoner Höhlenlehm ein Lösungsrückstand; das bedeutet die Entstehung in einem Milieu mit aggressiver Kohlensäure, die nur kalkarme Höhlenlehme zuliesse. Auf Grund der bisherigen Untersuchungen (siehe Tabelle 1) sind die Höhlenlehme jedoch kalkreich, soweit es sich um Höhlen mit teilweise erosiver Ausweitung handelt. Kalkgehalt in der granulometrischen Schluff- und Tonfraktion ist immer ein Indiz gegen kalkaggressives, also korrodierendes Wasser.

3. Ablagerungsbedingungen des Höhlenlehmes.

Die Ablagerung des Höhlenlehmes steht in einem ursächlichen Zusammenhang mit der Wassergeschwindigkeit. Die feinste Fraktion, der Ton, verlangt bei einem Korndurchmesser unter 0.002 mm zur Sedimentation fast unbewegtes Wasser; Schluff mit einem Durchmesser zwischen 0.002 und 0.02 setzt sich nur in wenig bewegtem Wasser ab. Beide Fraktionen sind für den Höhlenlehm kennzeichnend. Auf den Hauptwasserwegen mit ihren grösseren Wassergeschwindigkeiten sind daher keine grösseren Höhlenlehmager zu erwarten, dagegen Sand- und Kiesbänke, sofern der Gang nicht ganz blank gescheuert ist.

Die Höhlenlehmager stehen in einer engen Beziehung zur hydrographischen Zonierung einer Höhle (4).

A. Aktive Zone: Zone der sich verändernden, jungen Höhlenlehmager.

a. Vorfluterzone oder Zone dauernd wassererfüllter Hohlräume.

Es herrscht Druckwasserströmung. Die Entwicklung der Druckgerinne zeigt die Tendenz zur Konzentration der Strömung auf einige wenige Wasserwege. Viele ursprünglich gut durchflossene Höhlengänge werden allmählich zu toten Räumen, in denen nur noch ein langsamer Austausch des Wassers erfolgt. Der Höhlenlehm wird vorwiegend in diesen abgelagert.

b. Hochwasserzone oder Zone periodisch wassererfüllter Hohlräume.

Was der Vorfluter bei Hochwasser nicht mehr aufnehmen kann wird in diese Zone hinaufgepresst und überflutet alle Gänge. Der Hochwasserspiegel kann sich bis 100 m

und mehr über den Vorfluterspiegel heben, im hintern Hölloch z.B. sogar 150 m. Auch hier gibt es Hauptwasserwege und tote Räume, die sich gegenüber der untern Zone durch ihre periodische Füllung und Entleerung unterscheiden.

Das Hochwasser ist stark angereichert an mitgerissenen Substanzen und liefert daher die Hauptmenge des Höhlenlehmes. Die aufsteigenden Aeste wirken als Piezometerrohre, die in den inaktiven Teil hinaufführen.

c. Zuführende Stränge zeigen meist einen Wechsel von Druck- und Gravitationsgerinne. Hier ist wegen der meist relativ hohen Wassergeschwindigkeit nur ausnahmsweise mit der Entstehung von Höhlenlehmager zu rechnen.

B. Inaktive Zone: Raum der sich wenig verändernden, konstanten, «alten» Lehmager.

Die Vorfluterzone ist dem direkten Einblick entzogen. Aus den Verhältnissen in der Hochwasserzone kann man Rückschlüsse auf die dortigen Bedingungen ziehen.

Der eigentliche Hochwasserweg ist infolge seiner starken Strömung im allgemeinen frei von Lehmager, abgesehen von seitlichen Nischen und grösseren, beckenförmigen Erweiterungen. Im Vorfluter herrschen ähnliche Verhältnisse, doch bringen Beginn und Ende der Ueberflutungszeit dem Hochwasserwege kennzeichnende Unterschiede.

Der Hochwasserstrom fliesst meist nicht in einseitigem Gefälle, sondern in stetem Auf und Ab dem Ausgange zu. Die Hochwasserwelle kommt von hinten. Sie füllt jeweils eine Senke und fliesst dann über die davor liegende Kulmination und den nachfolgenden Ast nach unten, dabei den Gang ausspülend. Sobald sich Druckströmung einstellt, wird die Geschwindigkeit durch das Wasserangebot und den Querschnitt geregelt. Je grösser der Querschnitt, um so kleiner die Wassergeschwindigkeit, und um so leichter ist die Ablagerung mitgerissener Teile möglich. Es können sich gelegentlich an Stellen, die vom Ueberlaufwasser nicht getroffen werden, Höhlenlehmager bilden.

Das Hochwasser geht zuerst schnell, dann immer langsamer zurück. In den Depressionen des Hochwasserlaufes bilden sich isolierte Einzelbecken, die nicht mehr durchströmt, sondern höchstens von unten her genährt werden. Dadurch entsteht ruhiges Wasser, in dem sich auch die Tonfraktion absetzen kann. Diese Senken weisen daher häufig wenige Zentimeter mächtige Lehmschichten auf, die nicht selten vom nächsten Hochwasser ausgeräumt werden. Auf Grund dieser Lehmdeposits lässt sich auf das Verhalten des Wassers während der Ueberflutungszeit schliessen.

Die seitlichen Gänge werden während des Hochwassers mit lehmigem Wasser gefüllt; je grösser die Wasserbewegung, um so höher der Sandgehalt. Dadurch erhalten viele Höhlenlehme eine warvenartige Struktur; sie sind stratifiziert (Bild 3). Jede sandreiche Schicht entspricht einer Zeit grösserer Bewegung. Das kann jeweils eine neue Ueberschwemmung bedeuten; es kann aber ebensogut nur eine verstärkte Strömung während einer langandauernden Ueberflutungszeit anzeigen. Diese beiden Möglichkeiten sind beim heutigen Stand der Forschung noch nicht auseinander zu halten (5). Ausserdem spielen lokale Verhältnisse eine grosse Rolle.

Je flacher ein Gang in die Höhe strebt, um so grösser ist die Wassermenge, die es braucht, um ihn bis zum Hochwasserniveau zu füllen. Das hat zur Folge, dass vor allem beim schnellen Rückgang des Hochwassers eine beträchtliche Wassermenge durch den Gang zurückströmen muss. Dadurch wird in die Lehmager ein Rinne geschnitten, ein Kennzeichen vieler lehmgefüllter Gänge.

Absteigende Gänge mit langsamer Entleerung können sich mit der Zeit ganz mit Höhlenlehm füllen. Wenn dieser in einem späteren Stadium austrocknet, so schwindet er. Das Schwindmass kann 10% und mehr erreichen. Bei späterem Zusickern lehmhaltigen Wassers, etwa durch Abschwemmen aus höheren Lehmager, oder bei grossen Ueberschwemmungen, füllen sich die entstandenen Lücken; der Gang wird hermetisch abgeschlossen.

Grössere Lehmanhäufungen in der Hochwasserzone können älterer Entstehung sein. So existieren im Rabengang des Hölloches mehrere Meter mächtige alte Lehmlager im Bereiche des Hochwassers, die eindeutig im Abbau begriffen sind. In acht Jahren der Beobachtung gingen sie infolge Erosion beträchtlich zurück. Sie haben einen Seitengang soweit freigegeben, dass er heute leicht betreten werden kann. Dieser Lehm entstand in einer Zeit grosser Lehmbelastung des Wassers. Die Farbe ist gelbgrau und steht damit im Gegensatz zum rezenten dunkelgrauen Lehm.

In der inaktiven Zone gibt es häufig grosse Lehmlager. Ihre Entstehung ist aus dem heutigen Entwicklungsstand der Höhle nur selten ableitbar. Vorübergehendes Verschliessen der ganzen Höhle oder einzelner Gänge, oder übergrosse Wasserführung können die Ursache sein, was beim extremen Klimawechsel im Quartär nicht selten zutreffen mochte. Deckensturz, Aufschotterung, Eisbildung, Höhlenverschluss durch Gletschereis oder Moränen kommen in Frage. Meist sind aber diese Höhlenlehmlager in einer früheren Phase der Höhlenbildung entstanden, als die fraglichen Gänge noch zur aktiven Zone gehörten. In einem so gut bekannten Höhlensystem wie dem Hölloch lassen sich mit Hilfe des Höhlenlehmes die alten Phasen gut ableiten.

Höhlenlehmlager, vor allem die alten, gehören zu den wichtigsten Hilfsmitteln zur Deutung der Höhlenentwicklung.

4. Die Zusammensetzung des Höhlenlehmes.

Im Winter 1954/55 holte A. HAENGGI auf drei Expeditionen 19 Proben von Höhlenlehm aus dem Hölloch. Die Probenentnahme erfolgte nach den Richtlinien der ELVA (Eidgenössische Landwirtschaftliche Versuchsanstalt). Um lokal bedingte Abweichungen vom Mittelwert zu vermeiden, die in diesem Stadium der Untersuchungen nur stören konnten, wurden 20 bis 30 Einzelproben aufgenommen und gemischt. Hierauf wurde das Material einer bodenkundlichen Untersuchung unterzogen. Die granulometrischen Untersuchungen und die Bestimmung des Gehaltes an organischem Kohlenstoff nach der nassen Methode wurden von A. HAENGGI durchgeführt. Die wichtigsten Daten sind in Tabelle 1 festgehalten.

Die Analysenwerte sind sehr aufschlussreich. Vor allem fallen die teilweise sehr hohen Humusgehalte von maximal 8.88% auf. SCHEFFER nennt für Ackererden Mitteleuropas 1-3% und für Schwarzerden bis 7%⁽¹⁶⁾. Ebenso bemerkenswert ist der hohe Kalkgehalt, vor allem der älteren Lehme.

a. Die jungen Höhlenlehme der Hochwasserzone (Karte 1, Profil 1).

Die Proben 1, 2, 3 gehören zur Hochwassereinheit des Styx. Dieser ist ein «hängendes Becken», liegt daher über dem allgemeinen Karstwasserspiegel und erreicht mit dem tiefsten Punkte auch nicht den Hochwasserspiegel. Als hängendes Becken vermag er bei grossem Wasserandrang einen sekundären Siphon von über 300 m Länge zu bilden, weil der Abfluss bei der «Totenmühle» dafür nicht genügt. Im Jochgang entsteht dann ein Ueberlauf zum Riesengang. Dieses Becken würde gewählt, weil sein Einzugsgebiet sich ungefähr mit dem Einzugsgebiet des Dom- und Himmelsanges deckt, dessen alte Lehme im nächsten Abschnitt besprochen werden. Ausserdem zeigt es alle Erscheinungen, die in der eigentlichen Hochwasserzone des Hölloches auftreten, sehr typisch und übersichtlich.

Die Probe Nr. 1 stammt aus der Nähe des Zuflusses, der unter dem Spiegel des Styxsees mündet und bei Hochwasser lehmiges Wasser führt. Nr. 2 stammt aus der Höhe des Ueberlaufes gegen den Riesengang und liegt im Jochgang vor und hinter dem Jochgangloch. Zwischen beiden Fundstellen liegt eine Steilstufe von ca. 7 m; der Abstand beträgt 25 m. Der Querschnitt ist an beiden Stellen ungefähr gleich gross, die hindurchfliessende Wassermenge und damit die Fliessgeschwindigkeit ebenfalls. Die Strömung ist so stark, dass der grössere Teil der Tonfraktion weggeschwemmt wurde

Tabelle 1

Höhlenlehmanalysen, Hölloch, 1954/55

Nr.	Entnahmestelle	Bodenart	Schlämmanalyse in %				pH 1)	Kalk %	Humus %
			Feinsand f	Schluff s	Ton t	s + t			
a. Hochwasserzone, Styx und Grosser Burkhaltersee (Zubringerhochwasser).									
1	Styxsee	f L ²⁾	64.4	25.5	10.1	35.6	8.0	16.3	2.96
2	Jochgangloch	f-h L ³⁾	66.6	23.4	10.0	33.4	7.8	16.6	4.46
3	Rutschbahn	h-t L ⁴⁾	39.5	41.5	19.0	60.5	7.8	14.9	8.88
4	Grosser Burkhaltersee	h-t L ⁴⁾	56.8	29.9	16.3	46.2	7.7	12.3	8.28
b. Inaktive Zone, Domgang-Regenhalle.									
5	Unterster Domgang	s-t L ⁵⁾	21.8	57.7	20.5	78.2	8.1	49.7	0.78
6	Domgangaufstieg	s T ⁶⁾	15.9	59.4	24.7	84.1	8.1	43.1	0.89
7	hinten SSS-Camp	s T ⁶⁾	18.8	54.8	26.4	81.2	8.1	42.5	1.28
8	Glitzertor	s-t L ⁵⁾	20.0	56.4	23.6	80.0	7.9	42.1	0.65
9	Regenhalle	s-t L ⁵⁾	28.7	50.3	21.0	71.3	7.9	36.1	0.74
Inaktive Zone, Himmelsgang und SAC-Gang Abzweigung 5 (Nr. 19)									
10	östl. Papageikammer	s-t L ⁵⁾	41.7	41.9	16.4	58.3	7.8	37.1	1.02
11	Papageikammer	s T ⁶⁾	26.6	48.8	24.5	73.3	8.1	50.1	0.33
12	Papageikammer	s-t L ⁵⁾	17.1	61.5	22.4	83.9	8.5	45.6	0.24
13	westlich Nadelöhr	s-t L ⁵⁾	30.3	50.2	19.5	69.7	8.0	41.4	0.94
14	östlich Nadelöhr	s L ⁷⁾	38.1	47.9	14.0	61.9	8.2	41.1	1.13
15	östlich Pilatusstollen	L ⁸⁾	44.8	43.0	12.2	55.2	8.2	40.8	1.30
16	bei Salle anglaise	s L ⁷⁾	36.2	50.0	13.8	63.8	8.3	39.1	0.63
17	Blindgang Oberschicht	f L ²⁾	68.4	25.1	6.5	31.6	7.9	37.0	1.15
18	Blindgang Unterschicht	L ⁸⁾	41.3	50.7	8.0	58.7	7.9	48.2	0.85
19	SAC-Gang, Abzweigung 5	ss T ⁹⁾	3.6	17.6	78.8	96.4	8.1	29.0	1.16

1) pH-Wert getrocknet

2) f L: Feinsandiger Lehm

3) f-h L: Feinsandig-humoser Lehm

4) h-t L: Humosig-toniger Lehm

5) s-t L: Schluffig-toniger Lehm

6) s T: Schluffiger Ton

7) s L: Schluffiger Lehm

8) L: Lehm

9) ss T: Schwerer Ton

und im Lehm nur 10% beträgt. Diese 10% entstammen der Anfangs- und Schlussphase, während welcher das Wasser ruhig ist, oder langsam zurückfließt. Die Aehnlichkeit beider Höhlenlehme ist sehr gross; das gilt sowohl für die granulometrisch bestimmten Anteile, als auch für den Kalkgehalt. Der Kalk ist im Sande konzentriert und das Ergebnis der Erosionstätigkeit des Höhlenbaches. Einzig der Humusgehalt unterscheidet sich im Jochgang signifikant von jenem im Styx. Er ist dort um 50.7% höher. Humus besitzt ein spezifisches Gewicht in der Nähe von 1 und wird daher leicht in die Höhe geschwemmt, wo er sich in der Zone des Wasserspiegels anreichert.

Nach der internationalen Einteilung der Bodenarten ist Nr. 1 als feinsandiger Lehm, Nr. 2 als feinsandiger, humoser Lehm zu bezeichnen (16).

Die Probe Nr. 3 liegt am Ostende des Styxsiphons etwas abseits der Strömung. Der Sandgehalt sinkt auf einen Drittel, der Gehalt an Schluff und Ton ist gegenüber den Proben 1 und 2 fast verdoppelt. Die 8.88% Humus sind auffällig. Sie kennzeichnen die Fundstelle, die im Bereiche der Humusaufschwemmung liegt. Sie sind um 100% höher als in der Probe 2 vom Jochgang, die auf gleicher Höhe liegt. Im Jochgang wird aber ein Teil des Humus gegen den Riesengang hin abgeschwemmt. Nr. 3 gehört zu den stark humosen tonigen Lehmen.

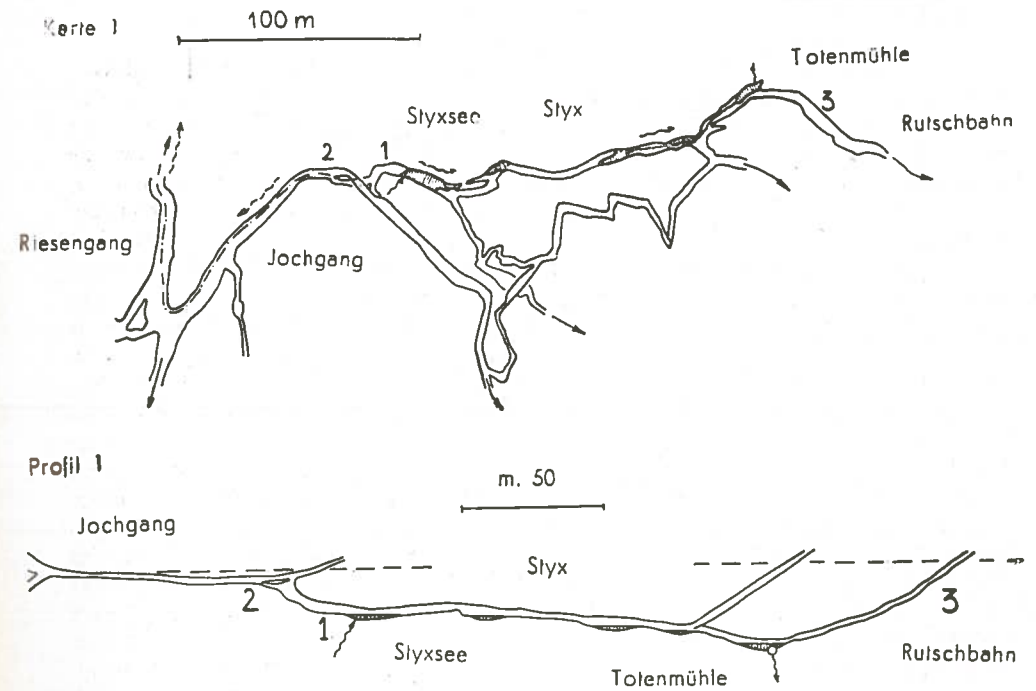
Der pH-Wert aller drei Proben ist mit 7.8 bis 8.0 für ein humides Klimagebiet sehr hoch und liegt an der Grenze zum ariden.

Die Beurteilung der Herkunft der Komponenten ist einigermaßen klar. Der lehmige Anteil entstammt teils Gaultschichten, teils Valangienmergeln, die an der Oberfläche anstehen. Der kleine Kalkgehalt dürfte durch Erosion von Kalkstein entstanden sein, hat doch der Zubringer einige Hundert Meter weiter weg grosse Lager von Kies und Sand aufgehäuft. Er ist daher als autochthon zu beurteilen.

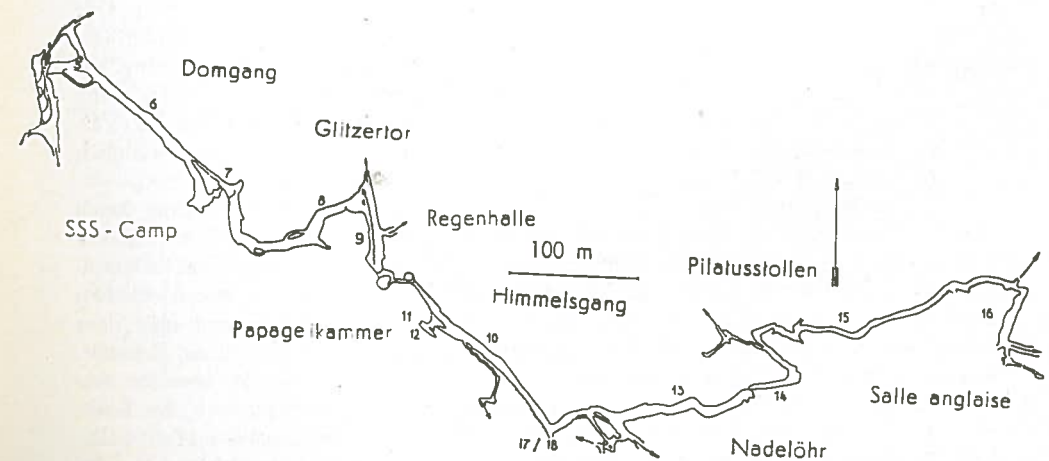
Die Probe Nr. 4 stammt vom Ostende des Grossen Burkhaltersees. Der Ort liegt im inaktiven Bereiche der Höhle. Der Lehm ist breiartig durchnässt und reicht ins Wasser hinein. Der Gehalt an Feinsand ist mit 56.8% recht hoch. Das würde auf eine Strömung ähnlich dem Styx-Jochgang hinweisen. Nun liegt der See nicht im Laufe eines Zubringers und hat keinen erkennbaren Zufluss. Aus einer Sinterplatte auf der andern Seeseite lässt sich ein sehr konstanter Wasserspiegel ableiten, was einen Ausfluss von bestimmter Höhe wahrscheinlich macht. Der Sandgehalt muss von einem früheren Stadium stammen. Der hohe Humusgehalt von 8.28% ist auffällig. Eine genaue Standortsanalyse zeigt das Folgende: In der Nachbarschaft liegt ein temporärer Zubringer, der nur bei grossem Hochwasser im Frühling arbeitet, wenn die Höhle unzugänglich ist. Ein Teil seines Wassers läuft nach Auffüllung einer Senke über den Lehm gegen den See ab. Damit schwemmt er seinen Humus dort hinüber. So kommt ein Höhlenlehm von hohem Humusgehalt zustande. Der kleine Kalkgehalt zeigt, dass das Wasser aus den kalkarmen Mulden stammt, die über diesem Höhlenteile liegen und deren Böden teilweise durchnässt und zum Teil sauer sind, womit der für die Höhle kleine pH-Wert von 7.7 recht gut übereinstimmt.

Zusammenfassend kann gesagt werden, dass die jungen Höhlenlehme des Hölloches einen hohen Humusgehalt und einen relativ niedrigen Kalkgehalt aufweisen.

Das Wasser des Hölloches ist absolut klar und farblos. Sobald jedoch Hochwasser eintritt wird es bräunlich und trübe. Wo sich am Ende einer Ueberschwemmung die Flusstrübe absetzen kann, da bilden sich mehr oder weniger feine Beläge auf den Felsen und Lockerprodukten, also auch auf schon abgelagerten Lehmschichten. Sie enthalten beträchtliche Mengen an Humusstoffen. Trotz der manchmal bis zu 100 m und mehr betragenden Wassersäule, die Tage, gelegentlich sogar Wochen mit wechselnder Stärke anhält, leben hier Regenwürmer (*Lumbricus spec.*). Sie weiden den Belag ab und scheiden krümelige Exkremamente aus. Ist der Belag nur gering, dann sind die Wurmhäufchen nur vereinzelt zu finden, im andern Falle können sie ganze Flächen überziehen (Bild 4).



Ausschnitt aus der Höllochkarte, Styxgebiet, sowie Profil. Die Nummern entsprechen den Höhlenlehmproben.



Karte 2
Ausschnitt aus der Höllochkarte, Gebiet von Domgang-Himmelsgang.
Die Nummern bezeichnen die Höhlenlehmproben.

b. Die Höhlenlehme der inaktiven Zone. (Karte 2)

Die Mehrzahl der untersuchten Proben bezieht sich auf Höhlenlehme der inaktiven Zone des Hölloches. Die Lage der Fundstellen entspricht einem unmittelbar präglazialen Niveau an der Oberfläche. Diese zum Teil riesenhaften Gänge müssen in jener Zeit dem Vorfluter angehört haben. Es ist nicht anzunehmen, dass aus jener Zeit irgendwelche Höhlenlehme erhalten blieben. Es ist anzunehmen, dass sich frühestens im ersten Interglazial hier die Hochwasserzone befand, in welcher sich dann die Lehme absetzten.

Das Wasser, das den Lehm des Domgang- und Himmelsganggebietes mitbrachte, entstammt einer Gegend, aus der heute noch der Styx beliefert wird. Das gestattet einen Vergleich zwischen früher und heute. Es gibt einige charakteristische Unterschiede. Der Gehalt an Kalk ist doppelt bis dreifach so hoch, während der Humusgehalt weniger als die Hälfte ausmacht, ja bis zu einem Zehntel der Proben aus dem Styx sinken kann. Das beweist eine Entstehung unter andern Bedingungen und in einer andern Zeit.

Der Humusgehalt ist mit 0.24 bis 1.30% zwar gering, doch deutlich. Es gibt zwei Erklärungsmöglichkeiten: Der geringe Humusgehalt könnte auf bakteriellen Abbau im Höhleninnern, oder auf eine primär geringere Einschwemmung zurückzuführen sein.

Der bakterielle Humusabbau ist bei Temperaturen zwischen 5 und 6°C nicht gross, dürfte aber in den langen, zur Verfügung stehenden Zeiträumen doch merklich gewesen sein. Die starken Schwankungen eng benachbarter Gebiete zeigen jedoch, dass das Ausmass prozentual nicht stark ins Gewicht fallen kann. Der Humusabbau bewirkt eine Konvergenz der Humusgehalte, da humusreichere Ablagerungen günstigere Wachstumsbedingungen für die Bakterien aufweisen, als humusärmere. Die Proben 10, 11, 12 liegen vom Standpunkt eines möglichen bakteriellen Humusabbaues nebeneinander und haben mit Ausnahme des primär verschiedenen Humusgehaltes gleiche Bedingungen. Ihre Gehalte liegen bei 1.02, 0.33 und 0.24% Humus. Dieser hohe Unterschied wäre bei einem wesentlichen Anteil des bakteriellen Humusabbaues kaum möglich. Das Verhältnis von 4:1 zwischen Maximum und Minimum zeigt keinerlei Konvergenz an, da so grosse Unterschiede schon primär zu den grossen Seltenheiten gehören. Obschon sicherlich bei der Bildung der Lehmlager grosse Mengen humusabbauender Bakterien mit eingeschwemmt wurden, so muss doch angenommen werden, dass der geringe Humusgehalt ursprünglich ist.

Eine primär geringe Einschwemmung von Humus verlangt andere Vegetationsverhältnisse zur Bildungszeit der alten Höhlenlehmlager als heute. Das Gebiet über dem Himmelsgang ist mit Misch- und Fichtenwald bestanden mit dichtem Unterholz, Krautwuchs und ötlich viel Moos. Die Verringerung der Humuseinschwemmung auf einen Achtel der heutigen Menge setzt eine wesentlich geringere, lückenhafte Bewachsung voraus. Damit ist eine kaltzeitliche Entstehung wahrscheinlich, wobei zur Zeit der Vereisung aus Humusdepots in den zahllosen Spalten der Erdoberfläche noch anfänglich Einschwemmungen möglich waren.

Der grosse Kalkgehalt von 36.1 bis 50.1% lässt als Ursache nur die Entstehung durch mechanische Zerkleinerung von Kalk zu. Die relativ geringe Tiefe von 300 m unter Tag lässt vermuten, dass ein beträchtlicher Anteil davon von der Erdoberfläche stammt. Frostschutt und der Schutt der glazialen Verstopfung der zahllosen oberflächlichen Schächte mögen das Rohmaterial hierzu geliefert haben. Kalkmoränen sind über dem Hölloch selten und fehlen über dem Himmelsgange ganz, fallen somit ausser Betracht. Aus geologischen Gründen ist ein unterirdischer Transport über grössere Strecken wenig wahrscheinlich, und somit die mindestens teilweise oberirdische Herkunft des Kalkgehaltes naheliegend. Der hohe Kalkgehalt ist ein Beweis für beträchtliche erosive Tätigkeit des Wassers unter der Bedingung des Gleichgewichtes zwischen dem CO₂ der Höhlenluft und jenem des Wassers.

Die Humuswerte zeigen eine charakteristische Verteilung. Die Tiefstellen der ehemaligen Hochwasserzone zeigen einen geringeren Humusgehalt als die höheren, die

dem ehemaligen Wasserspiegel nahe sind. Dies deckt sich mit den Beobachtungen an jungen Lehmen. Die Proben 5, 6, 7 zeigen dies besonders deutlich. Der Domgang steigt hier auf 200 m Länge von 850 m auf 900 m Meereshöhe an und der Humusgehalt nimmt von 0.78 über 0.89 auf 1.28% zu. In kleinerem Masse wiederholt sich das gleiche Bild für die Probengruppe Glitzertor-Regenhalle, wo dem geringeren Höhenunterschied die geringe Zunahme von 0.65 auf 0.74% entspricht. Die Himmelsgangproben 10 bis 18 zeigen ein Verhalten, das sich durch die Tatsache der relativen gegenseitigen Selbständigkeit infolge den dazwischen liegenden Kulminationen erklären lässt.

In der Gruppe 10, 11, 12 liegen die beiden letzten bedeutend tiefer in einer Seitennische, die nur eine geringe Strömung aufwies (kleiner Feinsandgehalt). Der Humusgehalt von nur 0.33 und 0.24% ist extrem tief. Die Nr. 10 reicht bis zur Kulmination des Ganges, somit bis in die höchsten Lagen der Ueberflutung und weist einen Durchschnitt von 1.02% Humus auf. Die Stratifizierung der Proben 11 und 12 erscheint geradezu ideal (Bild 3).

Ein Vergleich der Nummern 11 und 12 mit den Nummern 17 und 18 ist aufschlussreich. Die beiden ersten sind an tiefster Stelle, die beiden andern an höchster Stelle in einer Seitennische gelegen. Hier ist der Humusgehalt viel höher. Die gut stratifizierte Unterschicht (Nr. 18) zeigt 0.85%. Darüber liegt über einer Erosionsfläche eine Oberschicht (Nr. 17) mit 1.15% Humus. Es kann sich um eine lokale Verschiedenheit handeln, könnte aber auch durch ein Absinken des Hochwasserspiegels bewirkt sein, wobei ein besonders grosses Hochwasser noch eben diese Nische erreicht haben muss. Dafür spricht auch der relativ sehr hohe Feinsandgehalt von 68.4%.

Die Proben 13, 14 und 15 liegen in der gleichen Höhenlage, und ihr Humusgehalt lässt sich aus den lokalen Besonderheiten gut interpretieren. Nr. 16, die unmittelbar anschliessend die gleiche Höhe aufweist, gehört dem Bereiche eines ehemaligen Zubringers an, der offenbar seinen Humus gegen Nr. 15 hinüberschwemmte. Das erklärt nicht nur deren relativ hohen Humusgehalt von 1.30% sondern auch den nur halb so grossen von 0.63% im Bereiche des Zubringers selbst.

Der Gehalt aller Proben an der Fraktion mit weniger als 0.02 mm Korndurchmesser ist ausnehmend hoch, überschreitet normalerweise 60% und erreicht sogar 84.1%. Der Anteil an der eigentlichen Tonfraktion mit weniger als 0.002 mm ist dabei beträchtlich. Trotzdem kann dieser Lehm nicht als Ton schlechthin klassifiziert werden, wie der hohe Kalkgehalt zwischen 36.1 und 49.7% zeigt. Man müsste ihn richtigerweise als *Höhlenmergel* bezeichnen. Da hier ein Gang von rund 900 m Länge und mit nahezu 200 m Höhenunterschied fast lückenlos geprüft wurde, und da des weiteren Sinterbildungen nur örtlich auftreten und bei der Probenentnahme sorgfältig gemieden wurden, ist die primäre Einlagerung des Kalkes gesichert.

Der junge Höhlenlehm besitzt im Vergleich zum alten einen bedeutend geringeren Kalkgehalt. Dies hängt wahrscheinlich mit den heutigen klimatischen Verhältnissen über dem Hölloch zusammen, und wohl auch damit, dass die Zufuhr von Kalktrümmern nicht mehr gross ist. Damit dürfte die Differenz zwischen beiden dem von aussen zugeführten Kalke entsprechen. Bei jedem Hochwasser dringt ausserdem kalkaggressives Wasser in die Höhle ein, das stellenweise sogar die aktive Zone erreicht.

Eine besondere Stellung nimmt die Probe Nr. 19 aus der Abzweigung 5 des SAC-Ganges ein. Sie gehört zu den alten Lehmen und ist mit einem Tongehalt von 78.8% als schwerer Höhlenton anzusprechen. Allerdings ist auch hier infolge des Kalkgehaltes von 29.0% deutlich, dass die *granulometrische* Einteilung nicht mit dem *chemischen* Begriff Ton gleichgesetzt werden darf. Die Höhenlage des Ganges und die Einordnung in das SAC-Gangsystem lassen auf die Zugehörigkeit zu einem äusseren geomorphologischen Niveau schliessen, das sich im ersten Interglazial entwickelt hat⁽⁵⁾. In jener Zeit wäre der Gang noch Vorfluter und gemäss seiner Grösse von einem wichtigen Wasserstrang durchflossen gewesen. Die Zusammensetzung des Tones weist auf Ent-

stehungsbedingungen hin, die erst sehr viel später erfüllbar waren, denn er ist das Produkt einer toten Raumes innerhalb der Hochwasserzone. Der Gang konnte damals so wenig wie heute Zubringer sein, was auch der geringe Sandgehalt beweist. Andererseits weist die Höhenlage von 830 m, mehr als 50 m über dem heutigen Hochwasserspiegel auf einen Entwicklungszustand der Höhle hin, der heute längst überholt ist. Damit ist die vermutliche Entstehungszeit dieses Höhlenlehmes ins zweite oder sogar dritte Interglazial oder die dazwischen liegende Kaltzeit zu legen. Damals hob sich das Hochwasser aus der Region des SAC-Ganges nach oben und floss dann über die Kulmination der Abzweigung 5 in die dahinterliegende, relativ dichte Senke (hängendes Becken). Dieser Ueberlauf in eine tote Zone über einem langezogenen Aufstieg konnte nur noch die feinsten Fraktionen mitschleppen, während der Sand in den tiefer liegenden grossen Sandlagern sich anhäufte. Der auf dem kilometerlangen Wege sich bildende Kalkschlamm wurde ebenfalls in seiner feinsten Fraktion in diese Senke geschwemmt und bildet den recht beträchtlichen Kalkgehalt von 29.0%. In der Senke hat sich allerdings vermutlich kein See mit konstantem Spiegel gebildet, da dafür alle Anzeichen fehlen.

Die Zusammensetzung der Höhlenlehme zeigt eindeutig, dass die Komponenten mit Ausnahme des Kalkes im wesentlichen in die Höhle eingeschwemmt wurden. Der Kalkgehalt ist bei kleinen Höhlen ebenfalls allochthon, in grossen aber in der Regel autochthon, und meist als Erosionsprodukt zu deuten. In andern Fällen muss aber mit einer Kalkausfällung aus kalkreichem Wasser gerechnet werden. Solcher feinflockiger Kalk geht in die granulometrische Tonfraktion ein. Bei all diesen Untersuchungen ist aber sorgfältig darauf zu achten, dass nicht Proben mit sekundärem, aus Sinterwasser sich bildenden Kalke zur Analyse verwendet werden.

Die Untersuchungsergebnisse decken sich weitgehend mit den Schlussfolgerungen aus den geomorphologischen Befunden, die zu Beginn dargestellt wurden. Der Höhlenlehm ist in seiner überwiegenden Masse nicht das Produkt eines Verwitterungsprozesses im Höhleninnern, noch der Lösungsrückstand der Höhlenbildung. Der nicht-kalkige Anteil ist vorwiegend allochthon, der Kalkgehalt autochthon und entweder ein Erosionsprodukt oder ein Ausscheidungsprodukt in bewegtem Wasser als Folge des CO₂-Ausgleiches mit der Höhlenluft.

5. Höhlenlehm und Höhlenklima

Verschiedene Erscheinungen am Höhlenlehm geben wichtige Aufschlüsse über das Höhlenklima.

Das Klima des Hölloches zeichnet sich im bisher erforschten Teile durch hohe Konstanz der Faktoren aus, eine Folge der gewaltigen Ausdehnung, die über 70 km vermessener Gänge umfasst, und der grossen Tiefe von 300 bis 900 m unter Tag. Die von der Erdoberfläche her direkt beeinflussten Räume sind sehr klein, beschränken sie sich doch auf die Region des einzigen bekannten Einganges. Im Sommer liegt die Temperatur bei 5 bis 5½°C wegen des Schneeschmelzwassers, das die Höhle durchfließt, im Winter bei 6°C. Trotz der grossen Tiefe ist kein direkter Einfluss der Erdwärme feststellbar. Die Feuchtigkeit ist sehr hoch und bewegt sich um 90 bis 98%, sinkt jedoch im Winter wegen des Einströmens kalter, trockener Luft vorübergehend bis auf 80%. Die Luftzirkulation ist nur auf den Hauptwegen kräftiger, sonst trotz der innigen Vernetzung schwach. Im vorderen Höhlenteile treten gelegentlich sturmwindartige Geschwindigkeiten auf, in den tiefern je nach der Wetterlage leichte bis sehr schwache Winde. Die untersuchten Gebiete mit alten Höhlenlehmen weisen eine geringe, doch im allgemeinen merkliche Luftbewegung auf.

Trotz der hohen Luftfeuchtigkeit trocknet der Lehm allmählich aus und schwindet dabei, grosse Spalten bildend (Bild 5). Diese erreichen ausnahmsweise 4 cm Breite. Sie

greifen in gleicher Breite bis auf die Unterlage durch. Es bilden sich polyedrische Höhlenlehmepakete, die auf geneigten, feuchten Flächen abrutschen können. Solche Vorgänge sind nur deshalb möglich, weil durch die Verdunstung der Wassergehalt unter die Plastizitätsgrenze gesunken ist. Diese Austrocknung steht in scheinbarem Gegensatz zur meist beobachteten hohen Luftfeuchtigkeit. Das weist darauf hin, dass das geringe Sättigungsdefizit in den langen Zeiträumen doch recht wirksam ist.

Auch in der Hochwasserzone bilden sich zwischen den Ueberschwemmungen solche Trocknungsrisse, die aber im Gegensatz zu den alten Lehmen sich nach unten schliessen. Sie beweisen ebenfalls die Wirksamkeit auch geringer Verdunstungsgrössen. Die Abhängigkeit vom Luftzug ist in diesen jungen Lehmen deutlich erkennbar.

Das Höhlenklima gehört zum ariden Klimatypus, der dadurch definiert ist, dass in ihm die Niederschläge durch Verdunstung aufgezehrt werden. Die Niederschläge fehlen weithin. Kondensationen sind nur geringfügig vorhanden. Es herrscht ein vollariides Klima mit hoher Luftfeuchtigkeit, nicht unähnlich jenem von Cap Juby, wo die Luftfeuchtigkeit am Westrande der Sahara zwischen 81 und 92% schwankt bei einem jährlichen Niederschlag von 10 cm (¹⁰), wobei die Temperatur allerdings durchschnittlich mehr als drei Mal höher ist.

Die Aridität des Höhlenklimas drückt sich im hohen pH-Wert der alten Höhlenlehme aus, der im Durchschnitt 8.1 beträgt. Die Reaktionen von Mineralböden liegen im ariden Klimagebiet zwischen 7 und 11, im humiden zwischen 3.5 und 8 (¹⁶). Die 4 jungen Höhlenlehme weisen mit pH 7.3 einen für das Hölloch tiefen Wert auf und erweisen sich damit noch stark abhängig vom humiden Klima, dem sie letztlich entstammen.

Während der Verdunstungsperiode wandert die Feuchtigkeit im Lehm langsam gegen die Lehmoberfläche. Darin gelöste Stoffe werden gelegentlich als Ausblühungen ausgeschieden und überziehen den Lehm mit einem weisslichen Schimmer von Gips oder Kalk.

Vom Beginn der Schneeschmelze an, die meistens vom April bis in den Juli dauert, nimmt die Luftfeuchtigkeit in der Höhle noch weiter zu und nähert sich 100%. Bei den geringen Temperaturschwankungen kommt es im Hölloch nur selten und dann nur in oberflächennahen Teilen zu Kondensationen, da die Wände zu dieser Zeit um einige Zehntelsgrade wärmer sind als die durch das Wasser gekühlte Luft. Die Lehmoberfläche steht mit der Luftfeuchtigkeit nicht mehr im Gleichgewicht und nimmt Feuchtigkeit auf. Sie kann zum Teil sogar schmierig feucht werden. Das ist die Umkehrung der Verhältnisse, die sonst im Lehm herrschen, denn die Feuchtigkeit wandert nun nach innen. In diesem Hin und Her erfahren wanderungsfähige Substanzen eine allmähliche Konzentration und beginnen sich an bestimmten Stellen auszuschcheiden, sei es als Ausblüfung, als Konkretionen oder Kristallbildungen im Innern, oder als Ueberzug auf der Felsunterlage.

Im Hölloch treten limonitische Ueberzüge und Pigmentierungen häufig auf. Nur ein Teil hiervon, meist lackartige, limonitische Ueberzüge auf Kalkfels sind auf adsorptive Konzentration an der Basis von Lehmschichten zurückzuführen. Sie gehören neben andern Erscheinungen zu den Indizien für eine ehemalige Lehmfüllung von Gängen in der inaktiven Zone.

Der Gipsgehalt des Schrattekalkes, in dem sich das Hölloch erstreckt, ist sehr klein. Der Gips der Höhlenlehme muss daher von aussen stammen oder bildete sich sekundär innerhalb des Lehmes durch Zersetzung von Pyrit oder schwefelhaltigen, organischen Stoffen. Der Gehalt genügt stellenweise zur Bildung grösserer Kristalle in den alten Höhlenlehmen des Himmelsanges und der Gipskammer. Die Gipskristalle sind gelegentlich ideal (Bild 6) ausgebildet, treten aber meist skelettartig auf. Bei der geringen Wasserbewegung braucht es eine lange Zeit hierzu, die den jungen Lehmen fehlt. Das Auftreten von Skelettkristallen spricht einerseits für eine hohe Stoffkonzentration

tration im Lösungsmittel, andererseits für die starke Behinderung der Stoffwanderung durch die Kapillarkräfte der tonigen Teilchen. Gelegentlich werden im Hölloch faustgrosse Kristalle gefunden, in denen Streifungen und Verbiegungen vom Hindurchzwängen des wachsenden Kristalles durch den Lehm, somit für eine Entstehung an Ort und Stelle zeugen (Bild 7).

Zusammenfassung.

Der Höhlenlehm ist ein klastisches Sediment und nimmt den feinkörnigen Anteil der kontinuierlich durchgehenden Reihe ein. Nach der granulometrischen Analyse umfasst er alle Stufen vom schweren Ton bis zum sandigen Lehm. Die Komponenten unter 0.02 mm Korndurchmesser können, abgesehen vom Kalkgehalt, nicht als Lösungsrückstände der Höhlenbildung bezeichnet werden, sondern sind allochthon. Der meist beträchtliche Kalkgehalt ist autochthon und stammt entweder aus erosiven Vorgängen in kalkgesättigtem Wasser, oder er ist, wenn auch seltener, durch Ausfällung aus kalkreichem, bewegtem Wasser entstanden, einem Äquivalent zur Sinterbildung. Die Alterung der Höhlenlehme wird durch die Aridität des Höhlenklimas bedingt.

Riassunto.

L'Argilla delle grotte

L'argilla delle caverne è un sedimento clastico, e di tutta la serie continua ne occupa la parte granulosa fine. Secondo l'analisi granulometrica essa comprende tutti i gradi tra l'argilla più pesante e quella sabbiosa. I componenti al di sotto dei 0.02 mm di diametro-grano non possono, eccetto il contenuto di carbonato di calcio, essere considerati come residui della decalcificazione, bensì sono *alloctoni*. La frazione di carbonato di calcio, il più delle volte assai rilevante, è *autoctona* e proviene sia da processi erosivi in acqua satura di calcare, oppure, bensì più raramente, per precipitazione da un'acqua mossa e ricca di calcare, un equivalente cioè alla formazione delle concrezioni. Il processo d'invecchiamento dell'argilla delle grotte è dovuto all'aridità del clima cavernicolo.

LITERATURHINWEISE

1. BERNATZIK WALTER: *Baugrund und Physik*. SDV-Fachbücher; Schweizer Druck- und Verlagshaus, Zürich, 1947.
2. BÖGLI ALFRED W. H.: *Der Chemismus der Lösungsprozesse von Kalk*. Report of the Commission on Karst Phenomena, New York, 1956.
3. —: *Im Banne der Höhle*. SVB-Verlag, Luzern, 1953.
4. —: *Karsthydrographische Untersuchungen im Muotatal*. Regio Basiliensis, Geographisch-ethnographische Gesellschaft, Basel, 1960.
5. —: *Unveröffentlichte Untersuchungen über das Muotatal*.
6. —: *Das Verhalten von Karbonaten in der Natur*. «Die Höhle», 5. Jahrgang, Heft 3/4, Wien, 1954.
7. KAYSER-BRINKMANN: *Abriss der Geologie*. F. Enke-Verlag, Stuttgart, 1950.
8. KELLER MANFRED: *Auf unterirdischen Pfaden*. Kosmos, Stuttgart, 1957.
9. v. KNEBEL WALTHER: *Höhlenkunde*. F. Vieweg, Braunschweig, 1906.
10. KÖPPEN W.: *Grundriss der Klimakunde*. W. de Gruyter & Co. Berlin, 1931.
11. KRAUS FRANZ: *Höhlenkunde*. C. Gerold's Sohn, Wien, 1894.
12. KUBIENA W. L.: *Systematik der Böden Europas*, F. Enke, Stuttgart, 1953.
13. KYRLE GEORG: *Höhlenkunde*. Wien, 1923.
14. MAULL OTTO: *Geomorphologie*, Verlag F. Deuticke, Wien, 1958.
15. NIGGLI PAUL: *Lehrbuch der Mineralogie und Kristallchemie*. Gebrüder Bornträger, Berlin, 1941.
16. SCHEFFER-SCHACHTSCHABEL: *Bodenkunde*. F. Enke Verlag, Stuttgart, 1956.
17. THUN-HERRMANN: *Die Untersuchung von Böden*. Verlag J. Neumann, Hamburg, 1949.
18. TROMBE FÉLIX: *Traité de Spéléologie*, Payot, Paris, 1952.

**Bild 1**

Junger Höhlenlehm im SAC-Gang. Oberfläche durch Erosion geformt. 4 Monate nach der letzten Ueberschwemmung feine Trockenrisse und vereinzelt Wurmexkreme.

**Bil 2**

Junger Höhlenlehm im SAC-Gang. Erosionsrest einer ehemaligen Höhlenlehmdecke, die einer besonders starken Ueberschwemmung teilweise zum Opfer fiel.

**Bild 3**

Die warvenartige Struktur ist für viele Höhlenlehme typisch. Die hellen Schichten sind sandreich, die dunklen sandarm. Papageienkammer.

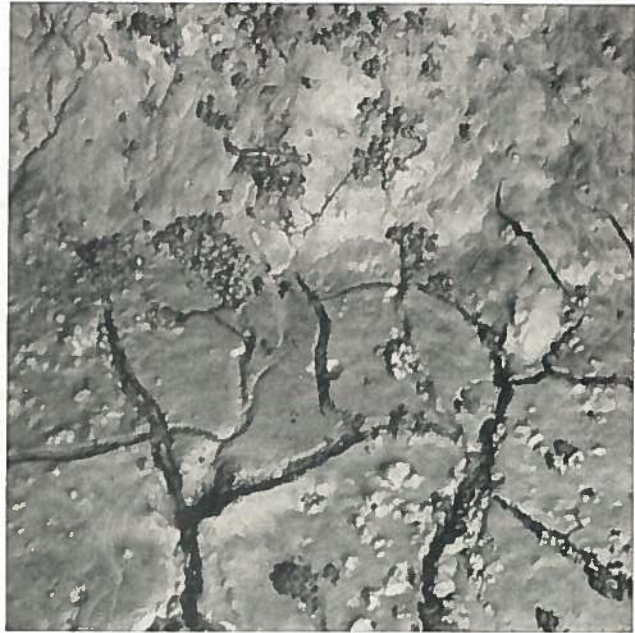


Bild 4

Wurmexkremente, oben auf Fels, unten auf Lehm. Die Würmer weiden den humushaltigen Lehm der letzten Ueberschwemmung ab, die vier Monate früher stattgefunden hat. SAC-Gang.

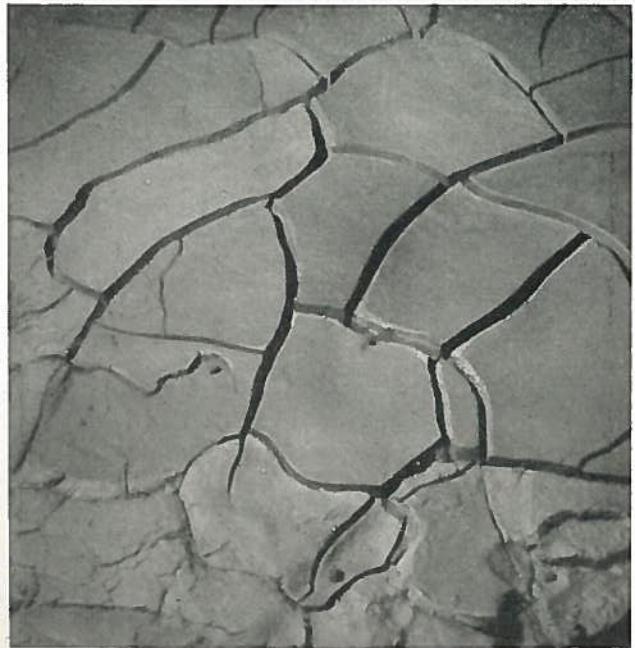


Bild 5

Junger Höhlenlehm im SAC-Gang. Die Stelle liegt im vollen, wenn auch schwachen Windzug des grossen Ganges, daher haben sich trotz der hohen Luftfeuchtigkeit von mehr als 90% innert drei Monaten diese Trocknungsrisse gebildet.

Beilage: Bild 6 und 7.

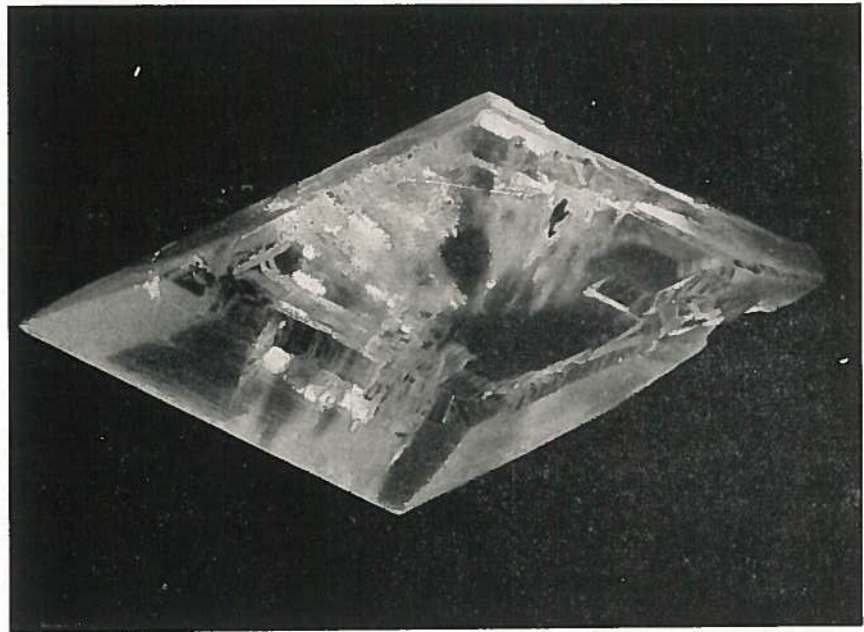


Bild 6

Idealer Gipskristall von 4 cm Höhe aus dem Lehm des Himmelsanges in 25 cm Tiefe.

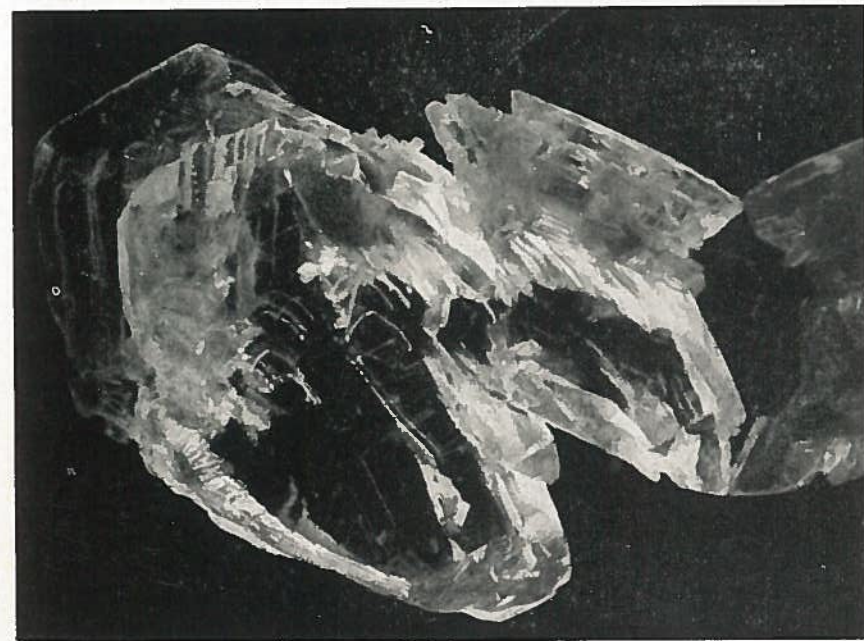


Bild 7

Faustgrosser Gipskristall aus der « Gipskammer » am oberen Ende des Isisstollens. Gebogene Streifen im Innern des Kristalles.

GRUNDSATZLICHE BEMERKUNGEN ZUR FELDMASSIGEN UNTERSUCHUNG VON HOHLESEDIMENTEN

Die allgemeine feldmässige Untersuchung von Höhlensedimenten hat in der Speleologie grundlegende Bedeutung wie die Vermessung oder Morphographie der Höhlenräume. Die feldmässige Sedimentuntersuchung kann durch die exakten Methoden der Korn-, Schwermineral oder chemischen Analysen nicht entwertet werden. Sie wird durch die Laboruntersuchungen notwendig ergänzt und erhärtet, bildet aber in ihrer visuell-profilmorphologischen Methode auch die allgemeine Basis jeder sedimentgenetischen Erörterung.

Im wesentlichen stellt die Feldmethode eine makroskopische Beschreibung der Sedimente dar, wobei wenige Hilfsmittel aber fachliche Erfahrung erforderlich sind.

Die Untersuchung wird durch Öffnen einer entsprechenden Anzahl von Profilgruben in der Höhle eingeleitet. Es ist notwendig, dass die einzelnen Gruben auf bestimmte, gut ausgeprägte Höhlenraumtypen verteilt werden, damit der wichtige funktionelle Konnex zur Speleogenese gewahrt bleibt (z.B. Schicht- und Kluftfugenabschnitte, Verbruchszonen, Zonen korrodierter oder geglätteter Wände u.s.w.).

Die Profilgrube wird derart gegraben, dass eine senkrechte Stirnwand entsteht, an der sämtliche Einzelbeobachtungen bewerkstelligt werden können. Die Breite dieser Profilwand soll 1 m betragen. Die Tiefe der Profilgrube richtet sich nach der Tiefe des begrabenen Felsbodens. Für die Anlage der Profilgruben erweist sich der kurze Spaten mit einer dreifachen Blattstellung für Stechen, Hauen und Schaufeln als geeignet. Bei starkem Grobanteil oder sehr schwerer Bodenart ist der Krampen unentbehrlich. Das Graben von Profilgruben ist zeitraubend. Bei intensiven Untersuchungen von Höhlensedimenten müssen die Grabungen unbedingt von einer Hilfsmannschaft durchgeführt werden. Während der Untersuchung an der Profilwand ist für eine starke Lichtquelle zu sorgen, da unter anderem auch Farbbestimmungen und Beobachtungen mit der Lupe vorgenommen werden müssen.

Bevor mit den Einzeluntersuchungen an der Profilwand begonnen wird, muss die Lage der Profilgrube topographisch in den Höhlenplan eingeordnet werden (Richtung, Entfernung, Neigung vom nächstgelegenen Vermessungspunkt). In einer prägnanten Charakterisierung ist sodann die *speleomorphologische Position* anzugeben (z.B. N-S streichende, unter 60° nach Westen einfallende Kluft — leicht gerundete Wände, Korrosionskolke). Ferner sind die *Wasserverhältnisse* anzugeben (z.B. entlang der Verwerfung rege Tropfwassertätigkeit — Abfliessen in kleinen Gerinnen auf Bergmilchoberfläche). Damit in Zusammenhang ist der Witterungszustand obertags festzustellen. Grosse Bedeutung kommt der Beschreibung des *Muttergesteins* zu. Hierbei ist erstens das anstehende Gestein des jeweiligen Höhlenraumes zu beachten, der petrographische Habitus kurz zu veranschaulichen; vor allem sind die endochthonen Verwitterungs- und Lösungserscheinungen zu beachten (z.B. mehrere Verwitterungsbeläge oder Korrosionsrinden). Besonderes Augenmerk ist zweitens in letzterer Hinsicht dem begrabenen Felsboden an der Basis des Profils zuzuwenden und jedes Detail zu vermerken.

Die eigentliche Untersuchung an der Profilwand wird durch Sondierung mit dem Messer begonnen. Das Sondieren mit dem Messer dient einer ersten Orientierung für die Stratifizierung der Sedimente. Ausserdem können dadurch störende

Verschmierungen der Profilwand, die durch das Abgraben entstanden sind, beseitigt werden. Nach Anlegen eines Massstabes an die Profilwand kann mit der Einteilung des Profils in verschiedene *Sedimentstraten* begonnen werden, wobei die einzelnen Schichten mit laufenden arabischen Zahlen bezeichnet werden und ihre Mächtigkeit, bezogen auf die Profilloberkante, angegeben wird (z.B. 1/0-70; 2/70-90).

Der *Grad der Feuchtigkeit* der einzelnen Sedimentstrate ist für die Morphologie des Sedimentes von grosser Bedeutung. Er kann in 5 Graden angegeben werden (feucht, nass, trocken, sehr trocken, normal). Es ist zu beachten, dass der Wasserhaushalt der Höhlensedimente meist in umgekehrter Richtung wie bei den obertägigen Böden verläuft. Bei letzteren erfolgt sehr oft eine Durchfeuchtung der Straten von unten nach oben durch Hang- oder Grundwasserbeeinflussung. Bei den Höhlensedimenten finden sich die nassen Schichten im Oberteil des Profils und die trockenen im unteren Abschnitt, da in einem unterirdischen Karstsystem eine Beeinflussung der Höhlensedimente durch Hang- oder Grundwasser im Sinne der obertägigen Böden nicht stattfinden kann. Das Tropfwasser trifft auf die Oberfläche des Höhlensedimentes auf und fliesst entweder flächig oder in kleinen Sammelgerinnen ab bis es in karsthydrographisch wegsamen Höhlenteilen wieder versickert oder versinkt. Es kann vielfach beobachtet werden, dass die Sedimentoberflächen nur geringe Wasserdurchlässigkeit aufweisen. Meist sind die Sedimente von einer Sinterhaut überzogen, die ein Eindringen des Wassers in die Tiefe verwehrt. Die Bergmilchlagen nehmen, sobald sie einen entsprechenden Wasserkapazitätsgrad erlangt haben, kein Wasser mehr auf. So fungieren die Sedimentoberflächen zumeist als oberflächliche Wasserableitungsträger ohne karsthydrographischer Tiefenwirkung. Sie stellen mehr oder minder horizontal verlaufende, den Karstprozess isolierende und unterbrechende Zonen dar. In ihrer infolge des Wasserhaushaltes karstmorphologischen Wirkungslosigkeit bilden die Sedimentzonen — schematisch gesehen — die Verbindungsstrecken zwischen den karstmorphologisch bedeutsamen Vertikaleintrittsstellen und Vertikalableitungsstellen des Wassers im anstehenden Gesteinsbereich.

Die *Farbe* einer Sedimentstrate stellt ein wichtiges Unterscheidungsmerkmal dar. Mit Hilfe der Munsell Soil Color Charts kann eine objektive Farbangabe erzielt werden. Die Farbbeurteilung findet im Zustand der Fliessgrenze des Höhlensedimentes statt. Der Farbwert wird durch Buchstaben- und Zahlensymbole ausgedrückt (lichtrot wird z.B. durch 10 R 6/6, olivgelb durch 2,5 Y 6/6 symbolisiert).

Durch das künstliche Licht wird die Farbbeurteilung in der Höhle leider ungünstig beeinflusst, sodass es vorteilhafter ist, die Farbbestimmungen unter den natürlichen Lichtverhältnissen ober Tag an Hand der jeder Strate entnommenen Sedimentproben vorzunehmen. Allerdings stellt dies eine Arbeitsvermehrung dar, da die Fliessgrenze, deren Herstellung in der Höhle für die Beurteilung der Körnungsart, Klebrigkeit und Plastizität (Siehe unten) primär erforderlich ist, zum zweiten Mal erzeugt werden muss.

Die *Körnungsart* (= «Bodenart» im schlechten terminologischen Gebrauch) jeder Sedimentstrate kann durch Fingerprobe bestimmt werden. Selbstverständlich können sich bei der Sedimentansprache durch die subjektive Fingerprobe kleine Abweichungen von den Ergebnissen der Kornanalyse einstellen. Wenn sich jedoch die Sedimentansprache nach der herrschenden Praxis der Osterreichischen Bodenkartierung oder Bodenschätzung hält, so wird durch die «Eichung» eine gute Übereinstimmung mit den tatsächlichen Verhältnissen der Körnungsart bestehen. Auf Grund vorgenommener Sedimentansprachen durch Fingerprobe lässt sich unmittelbar eine Parallelisierung der Straten in verschiedenen Profilen innerhalb einer Höhle vornehmen. Beurteilt werden dabei alle Sedimentbestandteile unter 2 mm Durchmesser (Grobsand, Feinsand, Schluff, Lehm und Ton). Zu verwendende Zusätze (gs, fs, z = schluffig, l. t) können mit «stark» oder «schwach» abgestuft werden. So bedeutet: z'L = schluffiger, schwach toniger Lehm. Bezüglich der Körnungsart der Höhlensedimente bedarf die Feldmethode zur Erhärtung unbedingt der objektiven im Labor durchgeführten mechanischen Kornanalyse, bei der

die Prozentanteile der Kornfraktionen eines Sedimentes bestimmt werden. Nach der internationalen Körnungsskala nach Atterberg werden die Grössenfraktionen: GS, FS, Z, RT unterschieden. Es wird vorgeschlagen, die durch die Kornanalyse erhaltenen Prozentwerte in das international geltende Texturdreieck Tommerups (*) einzusetzen) wodurch auch international geltende Körnungsartbezeichnungen gewonnen werden können.

Auf dem Sektor der Korngrössenverhältnisse fungieren die Ergebnisse der Feldmethode (Fingerprobe) nur als Arbeitshypothesen.

Bei der Beurteilung des *Grobanteiles* erfolgen Angaben über jene Gemengteile, deren Durchmesser grösser als 2 mm ist, Hiebei sind Schotter und Schutt (> 20 mm) sowie Kies und Grus (2 mm bis 20 mm) zu unterscheiden. Die Gesamtgroßanteilmenge einer Strate wird im Verhältnis zum Gesamtvolumen der Strate durch geschätzte Prozentzahlen ausgedrückt (z.B. 10 % bis 30 % Kies + Schotter).

Besonders zu beachten ist im Hinblick auf die Sedimentgenese die Oberflächenform der Schuttbestandteile, wobei in Anlehnung an die tschechische Höhlensedimentforschung (**) folgende Abstufungen vorgeschlagen werden: kantig, nicht korrodiert — abgestumpfte Kanten, schwache Korrosion — abgerundete Kanten, starke Korrosion. Bei Schotter und Schutt sind Achsenlänge und Gesteinsart der Einzelbestandteile anzugeben. Hinweise in letzter Hinsicht sind für die Sedimentgenese (autochthon oder allochthon) von Bedeutung. Wird der Grobanteil einer Sedimentschicht von Sinterstücken teilweise gebildet, sind vor allem Sintermorphologie (z.B. Bodensinterfragment) und relativer Altersgrad nach Möglichkeit zu determinieren (z.B. fossiler Sinter - 1. Sintergeneration), wodurch erstrangige sedimentgenetische Kriterien auf profilmorphologischem Wege gewonnen werden können. Bei Breccien oder Konglomeraten im Grobanteil ist natürlich auf Art des Bindemittels und der Hauptbestandteile einzugehen.

In tagnahen Höhlenräumen können in den Straten *Humusbeimengungen* vorkommen. Wenn die Humusform nicht sekundär gänzlich verändert worden ist, wäre diese zu charakterisieren (Mull, anmoorig, mullartig, modrig u.a.). Wenn der Konnex zu obertägigen fossilen oder rezenten Humusböden hergestellt werden kann, ist auch der *Bodentyp*, aus dem die Humusbeimengung in der Höhlensedimentstrate stammt, festzustellen (z.B. Rendsina, terra fusca).

Für den prozentualen Karbonatgehalt einer Sedimentstrate gewinnt man ein relatives Mass durch Befeuchten der Sedimentprobe mit verdünnter Salzsäure (3 H₂O: 1 HCl), wodurch im wesentlichen der Kalkgehalt bestimmt werden kann. Eine Abstufung in nicht schwach, anhaltend und stark brausend ist möglich.

Von sedimentgenetischer Bedeutung ist die Beschreibung von Gefüge und Struktur.

Bei der *Gefügetypisierung* (Textur im ausseramerikanischen Sprachgebrauch) wird nur an die Feinerdeaggregate gedacht und die klimadiagnostische Gefügeuntersuchung im Sinne R. Lais (*), der dieselbe auf die steinigen Komponenten angewendet wissen wollte, nicht herangezogen, da die Porosität des Grobanteiles vor allem durch Korrosion und Diagenese Veränderungen erfahren hat, sodass meist überhaupt keine klimagenetische Aussage gemacht werden kann.

Das Feststellen der Porosität der Feinerdeaggregate jedoch ist wichtig, da durch die Form der Poren (feinporös, grobporös) und ihre Anzahl auf verschiedene genetische Faktoren, vor allem auf äolische Komponenten (Lössgefüge) oder fluviale (gravitierende Gerinne in Höhlen z.B.) geschlossen werden kann.

Die *Struktur* des Feinerdeanteiles einer Höhlensedimentstrate lässt unmittelbare Schlüsse auf die Art der Sedimentationskraft zu und weist in ihrer Homogenität oder Inhomogenität auf primäre Sedimentationsvorgänge oder sekundäre Störungen und Veränderungen hin. Die Struktur muss unbedingt in der natürlichen Lagerung der Strate innerhalb des ganzen Schichtverbandes studiert werden. Nicht gut verwertbare Termini wie bröckelig, schollenförmig u.a. (**) sollen nicht verwendet werden. Besser ist es, im Einzelfall pedologische Bezeichnungen zu verwenden, wie sie auch E. Schmid (°) teilweise in ihre Untersuchungen eingeführt hat.

Bei Durchdrücken einer Sedimentprobe zerfällt diese in Aggregate, die eine bestimmte Grösse und Form aufweisen (prismatisch, plattig, blockig, körnig, krümelig, scharfkantig, kantengerundet).

Sollte die Struktur in das vorhandene Begriffsinventar nicht einzuordnen sein, erfolgt eine wörtliche Beschreibung. Besonders einzugehen ist bei Höhlensedimenten mit hohem Rohton oder Schluffgehalt auf streifenförmige oder warvenartige Strukturformen, da sie ein deutliches Bild über den klimabedingten Sedimentationsrhythmus geben. Ebenso sind Störungen in deutlichen Strukturen (z.B. verstellte Tonstreifen) zu vermerken.

Durch die Wechselfunktion von Sedimentation nichtkalkiger Kornarten und Sinterabsätzen kommt es häufig zur Bildung von *Kalkkonkretionen*. Aber auch Mangan- und Eisenkonkretionen sind nicht selten. Bei derartigen Bildungen sind Anzahl, Form und Grösse makroskopisch festzustellen.

Im visuellen Bild der Höhlensedimentstrate erscheinen *Fleckungen* verschiedenartiger Entstehung. Die Form derartiger Flecken kann vielfältig sein: marmoriert, rund, quadratisch, unregelmässig usw. Auch sind (dicke) Ueberzüge der Aggregate und (dünne) coatings zu finden. Bezüglich der Art sind vor allem Verwitterungsflecken, Mangan und Rostflecken zu unterscheiden. Auch pseudomyzelartige Fleckung kommt vor (*). Die Beobachtung des Fleckenphänomens lässt wichtige Schlüsse auf die Dynamik eines Höhlensedimentes zu, wobei in dieser Hinsicht bemerkt sei, dass in der Literatur nirgends Untersuchungen über etwaige Podsolierungen oder einer Lessivage von Höhlensedimenten bis jetzt gefunden werden konnte. Beide Vorgänge sind meines Erachtens bei Höhlensedimenten theoretisch möglich. Schliesslich sei noch auf die Feststellung der *Konsistenz* hingewiesen. Ihre Beurteilung richtet sich nach zwei Teildiaagnosen, in die der Plastizität und Klebrigkeit. Beide müssen wie die Farbe im Zustande der Fliessgrenze beurteilt werden. Der *Plastizitätsgrad* wird durch Ausrollung gewonnen und kann nach drei Stufen beurteilt werden: nicht plastisch, plastisch, stark plastisch. Genauso findet die Feststellung der *Klebrigkeit* im Zuge der Fingerprobe statt. Eine Unterscheidung in: nicht klebend, klebend, stark klebend ist möglich. Nicht immer muss hier eine Gleichschaltung zwischen Korngrössenverhältnis und Konsistenz bestehen, meistens ist dies aber der Fall.

Grundlegend für die Deutung der Einzelstrate und des ganzen Profiles ist die Beobachtung der Linien, welche die Einzelstraten trennen (taschenförmig, absetzend, übergehend usw.).

Ist die Untersuchung an der Profilwand abgeschlossen, werden aus jeder Strate entsprechende Proben in Säckchen abgefüllt. Eine genaue Zeichnung des Profiles im Massstab 1:10 wird angefertigt.

Es wurde versucht, eine allgemeine Feldmethode zur Untersuchung von Höhlensedimenten zu skizzieren. Die Methode ist eine vorwiegend pedologische, wobei der Profilmorphologie besondere Beachtung geschenkt wird. Es wurden aus der Praxis der Oesterreichischen Bodenkartierung für die Höhlensedimentuntersuchung verwertbare Kriterien übernommen und im Einzelfall für die besonderen Verhältnisse der Höhlensedimente modifiziert. Aber auch aus der ausländischen Literatur wurden feldmässig erworbene Kriterien übernommen sowie eigene Beobachtungen in methodischer Hinsicht eingebaut.

Die weitere, vorerst noch methodologische Aufgabe besteht in einer Diskussion der Aussagekraft der ausgeworfenen Kategorien. Im technischen Sinn ist der Entwurf eines Formblattes und die Verwendung von Symbolen für die graduellen Unterschiede innerhalb der Untergliederungen angezeigt.

H. Trimmel (°) fordert mit Recht das grösste Mass moderner Laboruntersuchungen für die wissenschaftliche Erfassung der Höhlensedimente. Aber basale Ausgangsfläche im methodischen Sinn für alle Laboruntersuchungen muss eine gut entwickelte profil-

morphologische und visuelle Methode sein. Es muss mit dem gleich grossen Mass einer unmittelbaren und makroskopischen Beobachtung des natürlichen Zustandes des Höhlensedimentes das Ziel einer Gewinnung genetischer Kriterien gesteckt werden.

Das folgende Schema soll die Berechtigung der Feldmethode, ihre Vor- und Nachteile aufzeigen.

LITERATURHINWEISE

- (1) LAIS R.: *Ueber Höhlensedimente*. Quartär 3, 1941.
- (2) LOSEK V. u.a.: *Die Durchforschung der Grossen Jasover Höhle*. Anthropozoikum VI, 1956.
- (3) PROSEK F.: *Die Erforschung der Drei-Ochsen-Höhle am Kotys-Berg bei Koneprusy*. Anthropozoikum 1957.
- (4) RIEDL H.: *Untersuchungen an den Sedimenten der Nixhöhle bei Frankensfels*. Unveröffentlichtes Manuskripts, Wien 1960.
- (5) SCHMID E.: *Höhlenforschung und Sedimentanalyse*. Schriften des Institutes für Ur- und Frühgeschichte der Schweiz, Basel 1958.
- (6) TOMMERUP E. C.: *The field description of the physical properties of soil*. Comptes Rendus de la Conference de la Première Commission, Versailles 1934.
- (7) TRIMMEL H.: *Das Problem der Untersuchung von Höhlensedimenten*. Höhlenkundliche Mitteilungen, I, 1958.

VISUELL-PROFILMORPHOLOGISCHE FELDMETHODE

Profilmorphologischer Kriterienbestand	Genetischer (innerer) Methodengewinn	Durch Labormethoden erhaltungsbefähigt (Lais 1941)	Feldmethode allein berechtigt + allein nicht berechtigt — teilweise berechtigt: × bei	Spezifischer (äusserer) Methodengewinn	Nachteile der Feldmethode
1) Farbe	Komplex, im einzelnen umstritten		+	Objektiv, einfach, Farbenfrische, Unterscheidungsmerkmal	Künstliches Licht
2) Feuchtigkeit	Dynamik; Kornverlagerungen, Infiltrationen, Massenbewegung		+	Frischer Zustand	
3) Körnungsart	Sedimentationskraft im allgemeinen, Parallelisierung	Schlammanalyse oder besser Pipettanalyse nach Köhn	—	Rasche Parallelisierung, einfache Fingerprobe, leichtes Stratifizierungsmerkmal	Subjektiv
4) Grobanteil	Erosion, Korrosion, autochthon, allochthon, Klimarelation, Datierung	Siebanalyse	× Oberflächenform und Korrosion	Lagerung im natürlichen Verband	Subjektives Mengenverhältnis
5) Humus	Korrelation zu Obertag, fossile oder rezente Dynamik, Klimarelation, Datierung	Relative Humusgehaltbestimmung	× Humusform, bodentypischem Konnex	Geländebeobachtung, Funktion zu den nicht humosen Straten	Humusgehalt subjektiv

Profilmorpho- logischer Kriterien- bestand	Genetischer (innerer) Methodengewinn	Durch Labor- methoden er- hätungsbedürftig (Lais 1941)	Feldmethode allein berechtigt + allein nicht berechtigt - teilweise berechtigt × bei	Spezifischer (äusserer) Methodengewinn	Nachteile der Feldmethode
6) Karbonat	Verlehmungs- funktion; Dynamik	Kalkgehalt- bestimmung	—	Rascher Ueberblick über Kalkgehalt, Stratifizierungs- merkmal	Subjektiv
7) Gefüge	Transportart (Wind, Wasser), Störungen		+	Natürliche Ausformung im Schichtverband	
8) Struktur	Transportart (Wind, Wasser), Störungen, Sedimentations- rhythmus, Klima- relation. Datierung		+	Primäre oder sekundäre Posi- tion im natürlichen Schichtverband	
9) Konkretionen	Primäre und sekundäre Versinterung Klimabezug	Mikroskopisch- mineralogische Untersuchung	× Form und Grösse	Verteilung in der Strate	
10) Fleckung	Dynamik		+	Position und Frische	
11) Konsistenz	Wechselfunktion mit Körnungsart und Verwitterungsart		+	Diagnostisches Merkmal für Lagerung	
12) Grenze	Gesamtgenese Klima. Datierung		+	Natürlicher Schichtverband, Verlauf der Grenzlinien	

CLAUDE MUGNIER

DISTINCTION ENTRE TROIS TYPES D'ÉBOULIS CRYOCLASTIQUES RENCONTRÉS DANS LES CAVERNES

I. LES TROIS TYPES D'ÉBOULIS

Type n. 1: Eboulis cryoclastique exogène.

Dans le département de l'Aveyron, sur le territoire de la commune de Nant, se trouve un gouffre, l'*Aven Noir* (1), situé sur une forte pente rocheuse dénudée et à l'extrémité d'un petit thalweg toujours à sec.

Une verticale de 40 m amène les explorateurs au sommet d'une immense cône d'éboulis constitué dans sa partie amont par d'énormes blocs tombés des voûtes. Vers l'aval, le cône descend de —40 à —110 dans une énorme galerie très inclinée de 170 m de long et de 50 m de large. De —40 à —50 environ, le cône est formé, en surface, principalement par l'accumulation de graviers ou gravillons (10 à 25 mm). Plus bas, on retrouve les gros blocs (formant la base du cône) avec, entre ceux-ci et surtout au milieu de la galerie, des coulées de gravillons provenant de l'accumulation rencontrée plus haut et descendant jusque vers —90. Enfin, de —90 à —110, on ne rencontre plus que les blocs.

Les éboulis cryoclastiques que nous considérons ici sont constitués par les graviers et gravillons qui se forment au printemps sur la pente rocheuse, se rassemblent au fond du thalweg, roulent le long de celui-ci pour venir se jeter finalement dans le gouffre et s'accumuler sur le cône primaire, légèrement en aval du sommet de celui-ci (Fig. 1).

Type n. 2: Eboulis cryoclastique mixte.

Il s'agit des éboulis cryoclastiques qui se forment aux entrées des grottes et aux orifices des gouffres largement ouverts aux influences climatiques extérieures. Ces éboulis sont assez courants, surtout en montagne, et il n'y a pas lieu d'insister ici.

Type n. 3: Eboulis cryoclastique endogène.

Certains gouffres situés au-dessus de 1500 m d'altitude gardent toute l'année de la neige (névé souterrain) et de la glace sous forme de pellicules recouvrant les parois et le fond de la cavité. On y trouve aussi des stalactites, des stalagmites et des piliers de glace. Ces cavités sont des Neigères et des Glacières souterraines.

Dans plusieurs cavités de ce type, situées dans les Alpes (2), j'ai pu observer des éboulis anguleux cryoclastiques: en hiver, l'eau, contenue dans les plans de discontinuité du calcaire, se transforme en glace en augmentant de volume et fait éclater cette roche suivant des surfaces préférentielles (diaclasses et joints de stratification). Au dégel, au printemps, la roche ainsi fissurée perd sa cohésion et se désagrège.

Pour que cette action se produise, il faut que la place des parois fonde à une période de l'année, ce qui ne se produit pas dans toutes les glacières. Cela explique donc que certaines de ces cavités ne renferment pas d'éboulis cryoclastiques.

(1) Les observations rapportées ici sont celles que j'ai faites dans ce gouffre au cours d'une expédition organisée par le Spéléo-Club de Rodez le 30 mars 1958.

Pour la situation et la description de l'*Aven Noir*, voir dans la Bibliographie en fin d'article la référence n. 1.

(2) Par exemple, sur le plateau de Margéraz, dans les Bauges, à la *Tanne Froide* (Commune d'Aillon-le-Jeune, département de la Savoie, gouffre marqué sur la carte IGN 1/20.000 e Chambéry n. 4)

Cette cavité fut visitée au cours du camp spéléologique organisé par le Spéléo-Club de Lutèce (Paris) en août 1959 et auquel j'ai été cordialement invité à participer.

II. CONDITIONS DE FORMATION DE CES EBOULIS

(Conditions climatologique et topographique de la cavité les renfermant)

Type 1: Climat extérieur où il y a obligatoirement des alternances de gel et de dégel et climat humide avant le gel: climats tempérés océaniques dégradés, de montagne et périglaciaire.

Condition topographique spéciale favorisant la concentration des éboulis cryoclastiques roulant sur les pentes vers un point précis: gouffre ou grotte tournant son entrée vers le haut de la pente.

Type 2: Climat extérieur nécessaire: le même que pour le type 1. Action nette avec le climat de montagne.

Il faut un gouffre ou une grotte à grand orifice largement ouvert aux influences climatiques extérieures.

Type 3: Climat souterrain se rencontrant dans les glaciers et neiges de fond de gouffre où la neige persiste pendant une grande partie de l'année. Il est nécessaire que la glace des parois fonde en été.

L'existence de ces cavités est conditionnée par un climat extérieur de montagne et une disposition topographique particulière (Trombe, 1952, p. 136 et 138).

III. CARACTERE COMMUN DE CES TROIS TYPES D'EBOULIS

Mode de formation: désagrégation par action du gel et du dégel de l'eau contenue dans les fissures de la roche (action cryoclastique: voir I, type n. 3).

IV. CARACTERES DISTINCTIFS DE CES TROIS TYPES D'EBOULIS

1) *Mode de formation:*

A l'action cryoclastique, il faut ajouter, pour les types 1 et 2 de climat tempéré, le rôle de l'eau qui suinte dans les diaclases et qui ruisselle à la surface de la roche. Son action de dissolution accélère et facilite l'action de désagrégation. Il en résulte un éboulis moins anguleux sauf dans le cas du climat de montagne.

2) *Lieu de formation:*

Type 1: Formation à l'extérieur: éboulis exogène.

Type 2: Formation à l'intérieur (entrée de cavité), mais sous l'action du climat extérieur. Ici, il ne faut pas seulement considérer le facteur topographique, car ce qui définit le milieu souterrain, c'est aussi son climat si particulier: ensoleillement nul, hygrométrie élevée... qui en font son originalité. D'autre part, c'est le climat qui conditionne la formation de cet éboulis. Nous qualifierons donc le type 2 d'éboulis mixte.

Type 3: Formation à l'intérieur d'une cavité: éboulis endogène.

3) *Matériau constituant l'éboulis:*

Type 1: Matériau emprunté au milieu extérieur (et transporté dans la cavité par gravité): exochtone.

Type 2: Matériau emprunté au milieu souterrain: endochtone.

Type 3: Matériau emprunté au milieu souterrain: endochtone.

4) *Aspect des contours:*

Les types 1 et 2 de climat tempéré sont moins anguleux que le type 3 à cause de l'action secondaire de l'eau (voir IV, 1).

V. CONSEQUENCES MORPHOLOGIQUES, POUR LA CAVITE, DE LA FORMATION ET DE L'ACCUMULATION DE TELS EBOULIS (1)

Type 1: Formation d'un cône secondaire adventif, de coulées de gravillons entre les blocs de l'éboulis primaire.

« Comblement latéral » de la cavité (Fig. 2).

Type 2: Formation d'une couche d'éboulis dans le cas d'une grotte. « Auto-comblement » de l'entrée de cette grotte (Fig. 2).

Agrandissement de l'orifice du gouffre et comblement à l'intérieur (« comblement latéral »).

Type 3: « Auto-comblement » de la cavité.

Ce type d'éboulis se forme à partir de bancs calcaires plus gélifs que les autres. Ainsi se creusent des surplombs rocheux (bancs peu fissurés reposant sur des bancs très fissurés).

Les éboulis cryoclastiques souterrains ne sont certainement pas un trait majeur de l'évolution des cavités karstiques. Cependant, en montagne, la morphologie qu'ils entraînent dans certaines cavités est importante (neiges et glaciers souterrains, entrées des grottes et des gouffres). Mais c'est surtout parce que jusqu'ici on avait un peu négligé cette question que j'ai voulu leur consacrer cette note.

(Société Méridionale de Spéléologie et de Préhistoire)

RÉSUMÉ

Éboulis cryoclastiques exogènes se formant sur les pentes calcaires et s'accumulant dans les gouffres après transport par gravité.

Éboulis cryoclastiques mixtes se formant aux entrées des grottes et des gouffres.

Éboulis cryoclastiques endogènes se formant dans certaines glaciers souterrains.

Conditions climatologiques et topographiques nécessaires à leur formation.

Caractère commun et caractères distinctifs.

Conséquences morphologiques, pour la cavité, de la formation et de l'accumulation de tels éboulis.

(1) Il faut encore ajouter au texte ci-dessus que la formation de ces éboulis peut aboutir à l'obstruction complète de galeries sur quelques mètres ou même davantage (ceci peut se rencontrer en profondeur ou à l'entrée d'une grotte).

Dans les gouffres, les éboulis peuvent se coincer entre des parois, étroites et former des *planchers suspendus* qui limitent la profondeur de ces cavités et les possibilités d'exploration des réseaux sous-jacents.

Si on a une grotte dont le plancher est incliné vers l'extérieur, les éboulis formés à l'entrée de celle-ci (type 2) roulent à l'extérieur: il ya *agrandissement* de l'entrée de la grotte et non comblement.

BIBLIOGRAPHIE

1. BALSAN LOUIS, *Spéléologie du département de l'Aveyron, Essai d'inventaire géographique, descriptif et bibliographique*. (Extrait des « Mémoires de la Société des Lettres, Sciences et Arts de l'Aveyron », tome 26, 1946, Carrère, Rodez, p. 1 à 315), p. 188 et 189.
2. TROMBE FÉLIX, *Traité de Spéléologie*, 1952, Payot, Paris, 376 p.

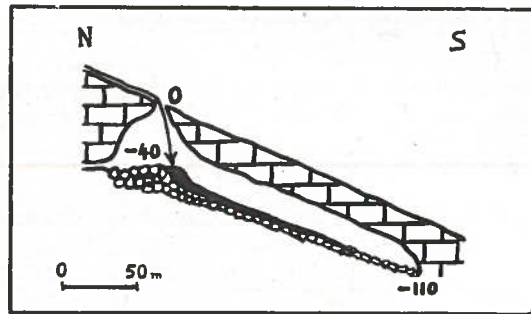


Fig. 1 - Coupe schématique de l'Aven Noir. La flèche indique la trajectoire des éboulis cryoclastiques exogènes allant former le cône secondaire (en noir).

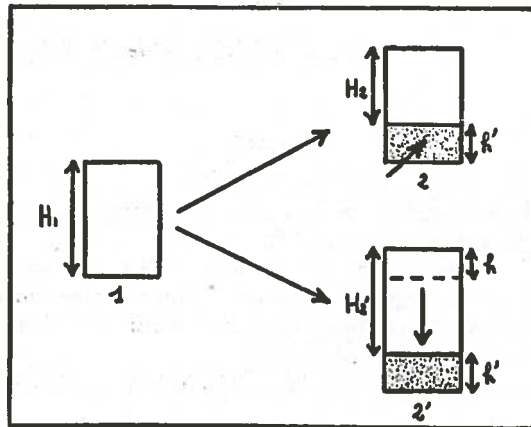


Fig. 2 - Coupe d'une galerie avant comblement (1) et après «comblement latéral» (2). La même galerie après «auto-comblement» (2'). L'obstruction de cette galerie est plus rapide dans le cas de l'auto-comblement. On a: $H_1 > H_2' > H_2$ et $h' > h$.

En grisé: l'éboulis.

GUSTAVE ABEL

(Salzburg, corrispondente della Commissione Federale per le Grotte)

DEFINIZIONE DI CONCREZIONI E DI GHIACCIO IN GROTTA

(Contributo alla speleologia teorica)

A. Concrezioni

La formazione delle concrezioni di calcite può avvenire in tre mezzi diversi, e cioè: nell'aria, nell'acqua, in sabbia e argilla.

Le formazioni conosciute con l'aria quale elemento circostante sono generalmente la *stalattite* ed il *sinter*. Il contenuto d'acqua nella soluzione del carbonato di calcio viene assorbito dall'aria, il che provoca la segregazione dei cristalli di calcite.

L'altra formazione è quella dei cristalli di calcite nell'acqua. I cristalli di calcite si formano quando nel serbatoio il quantitativo dell'acqua calcarifera affluente è uguale a quello evaporante alla superficie. Da ciò risulta una supersaturazione di calce, con conseguente formazione di cristalli nell'acqua. (p. e. Eisriesenwelt, Diamantenreich I e II, Kalzitsee e Aragonitsee). Un fatto interessante verificatosi in condizione di saturazione meno intensa, è la formazione di cristalli cavi per «deficienze». (Eisriesenwelt, Steiner Wald e Kleines Eislabrynt, Eiskogelhöhle, Kristallgang). Si riscontrano spesso prismi cavi e verticali, a sezione triangolare al livello dell'acqua. Inoltre si osservano cristalli storti che si formano quando una leggera corrente d'aria passa sopra la superficie dell'acqua (documenti nella *Haus der Natur*, Salzburg).

Una *posizione intermedia* prendono le formazioni pure alla superficie dei serbatoi, e cioè: veli di calcite, formazioni marginali, gours, ecc.

Anche nell'acqua *fortemente corrente* si verificano le formazioni di *sinter*, e cioè quando l'acqua saturata di calce entra nell'acqua corrente povera di calce. L'una prende dall'altra il CO_2 , ed il carbonato di calcio si deposita ai luoghi di entrata. Tale fatto è stato osservato nella galleria d'acqua dell'impianto idroelettrico del Wiestal. La galleria è stata scavata nel 1913, nella dolomia principale; attraverso la galleria, rivestita di calcestruzzo, passa l'acqua povera di CO_2 , proveniente dal serbatoio. Dalla roccia circostante, entra attraverso minuscole fessure, dell'acqua contenente del carbonato di calcio sciolto. L'acqua proveniente dal serbatoio assorbe il CO_2 ed il carbonato di calcio si deposita sulla roccia in posto.

Nella galleria stessa i suddetti depositi di calcare sono cresciuti in tal modo che la sezione della galleria si è considerevolmente ristretta, con conseguente diminuzione della portata d'acqua.

E' stato fatto un esame della galleria, durante il quale si riscontrava la formazione dei suddetti depositi di calcare, i quali venivano subito asportati.

B. Ghiaccio in grotta

Nella formazione del ghiaccio permanente in grotta si hanno due fasi di sviluppo: la formazione del ghiaccio dalla *neve*, e quella dall'*acqua*. La prima formazione si manifesta quando la neve caduta nella grotta si trasforma in nevaio e poi in ghiaccio, com'è il caso dei ghiacciai. Questo fatto si riscontra specialmente nelle grotte con gallerie a livello discendente (Klinger-Windlöcher, Kolowrathhöhle, Schellenberger Eishöhle, Grosser Eiskeller ecc). Il secondo modo di formazione, caratteristico peraltro per la maggior parte delle grotte con ghiaccio, è quello in cui l'acqua penetra nella grotta stessa e lì si congela a causa della bassa temperatura (Eisriesenwelt, Sulzenofen, Dachstein-Rieseneishöhle ecc.) Tuttavia è possibile che ambedue i modi di formazione del ghiaccio si manifestino in una sola cavità (Eiskogelhöhle). Tali cavità sono note sotto il nome di « grotte di ghiaccio combinate ».

Bibliografia:

- G. KYRLE « Theoretische Speläologie » Wien, 1923.
 JOSEF MAIERHOFER « Bericht über eine Begehung des Betriebsstollens des Wiestalwerkes d. Stadt Salzburg ». « Mitt. für Höhlen und Karstforschung », Berlin 1933/3.
 L. WEINBERGER, « Vom Schnee zum Gletschereis » (Mitt. für Erdkunde, Linz 1948/2).

GUSTAVE ABEL

(Salzburg, Korrespondent der Bundeshöhlenkommission)

DEFINITIONEN BEI KONKRETIONEN UND HOEHLENSIS

(Beitrag zur theoretischen Speläologie)

A. Konkretionen.

Bei der Bildung von Kalzitkonkretionen sind folgende Entwicklungsphasen zu unterscheiden: 1. an der Luft, 2. im Wasser und 3. im Sand und Lehm.

Die allgemein bekannte Bildung sind Tropfsteine und Sinter, welche als Umgebungselement die *Luft* haben. Hier wird der Wassergehalt beim gelösten Kalziumkarbonat von der Luft entzogen und so die Kalzitkristalle ausgeschieden.

Die andere Phase ist die von Kalziten im *Wasser*. Hier entwickeln sich die Kalzitkristalle, wenn in Wasserbecken die Menge des zufließenden, kalkhaltigen Wassers gleich der Verdunstung der Oberfläche bleibt. Daraus ergibt sich eine Uebersättigung an Kalkgehalt, welche zur Folge hat, daß es zu einer Kristallbildung *im Wasser* kommt. (z. B. Eisriesenwelt, Diamantenreich I u. II, Kalzitsee u. Aragonitsee) Interessant sind bei milderer Sättigung Mangelbildungen, wobei Hohlkristalle entstehen. (Eisriesenwelt, Steinerner Wald u. kl. Eislabirint, Eiskogelhöhle, Kristallgang). Sehr oft treten hier dreikantige, hohle und senkrecht stehende Prismen auf, bei denen die dreieckigen Oberkanten im Niveau der Wasseroberfläche liegen. Weiters konnten Zerrformen festgestellt werden, wenn ein leichter Luftstrom die Wasseroberfläche bestreicht. (Belege im « Haus der Natur » Salzburg).

Eine *Zwischenstellung* nehmen hier die reinen Oberflächenbildungen der Becken ein. Das sind Kalzithäutchen, Randmarken, Gourz etc.

Auch im stark *strömenden Wasser* kommt es zu Sinterbildung. Das tritt ein, wenn in das fließende, kalkarme Wasser kalkgesättigtes Wasser einströmt. Das eine nimmt vom anderen die Kohlensäure auf und das Kalziumkarbonat setzt sich unmittelbar an den Eintrittsstellen ab.

Diese Feststellung beruht auf einer Beobachtung im Wasserstollen des Wiestalwerkes. Der Stollen wurde 1913 im Hauptdolomit vorgetrieben und das Profil betoniert. Das aus einem Stausee stammende, kohlensäure arme Wasser wird hier durchgefütet. Aus dem Gestein selbst tritt durch feine Spalten Wasser mit gelöstem Kalziumkarbonat ein. Das Seewasser nimmt die Kohlensäure auf und der Kalkgehalt setzt sich an Ort und Stelle an Gestein ab.

Diese Kalkabsätze nahmen im Laufe der Zeit derart zu, dass eine regelrechte Profilverengung eintrat. Zwangsläufig kam es zu einer Verringerung der Wasserschüttung. Die geringe Schüttung veranlasste eine Revision, die dann die vorliegende Feststellung ergab. Die Kalkwucherungen wurden dann sofort entfernt.

B. Höhleneis.

Bei der permanenten Höhleneisbildung sind zwei Vorgänge zu unterscheiden und zwar solche *aus Schnee* und solche *aus Wasser*. Ersterer Vorgang kommt zustande, wenn in die Höhlen einfallender Schnee verfirnt und ähnlich wie beim Gletscher zu Eis wird. Das ist vorwiegend bei den Höhlen der Fall, wo vom Eingang die Gangfortsetzungen absinken. (Klinger-Windlöcher, Kolowrathhöhle, Schellenberger-Eishöhle, Grosser Eiskeller u. a.). Der zweite Vorgang der Eishildung, die der *eigenlichen Eishöhlen* ist, wenn Wasser in den unterkühlten Höhlenraum eindringt und dort erstarrt (Eisriesenwelt, Sulzenofen, Dachsteinrieseneishöhle usw.) Es können auch Fälle eintreten, wo beide Eisbildungen in einer Höhle vorkommen. Diese werden dann als *kombinierte Eishöhlen* bezeichnet (Eiskogelhöhle).

Literatur:

- G. KYRLE, « Theoretische Speläologie », Wien 1923.
 JOSEF MAIERHOFER, « Bericht über eine Begehung des Betriebsstollens des Wiestalwerkes der Stadt Salzburg ». « Mitt. für Höhlen- und Karstforschung », Berlin 1933/3.
 L. WEINBERGER, « Vom Schnee zum Gletschereis » (Mitt. für Erdkunde, Linz 1948/2).

HUBERT TRIMMEL
 (Wien)

UN DIE FRAGE DER HOHLENBILDUNGSZYKLEN HOHLENAUSFÜLLUNG, HOHLENENTWICKLUNG

Die natürliche Ausfüllung von Höhlen, die für manche Phasen der Höhlenentwicklung der kennzeichnende Vorgang ist, gibt nicht selten Anhaltspunkte für das Alter der Höhlen. Höhlensedimente, die in den natürlichen Hohlräumen abgelagert worden sind, setzen die Existenz des Höhlenraumes an sich bereits voraus. Gelingt es, die Entstehungszeit von Sedimenten zu datieren oder den Zeitpunkt ihrer Sedimentation zu ermitteln, so ist damit zugleich eine eindeutige Begrenzung des für die Höhlenentstehung in Frage kommenden geologischen Zeitraumes gegeben. Der Höhlenraum ist jedenfalls älter als das Sediment, bzw. der Vorgang der Sedimentation, und jedenfalls nicht älter als das Muttergestein.

Eine vergleichende Analyse der verschiedenartigen Höhlenausfüllungen, die auftreten können — Beispiele sollen im folgenden Bericht erörtert werden — lässt nun den Schluss zu, dass Höhlen in sehr verschiedenen Perioden der Erdgeschichte entstanden sind. Die vorkommenden Ausfüllungsprodukte legen Zeugnis von Entwicklungsvorgängen ab, denen die Höhlen zur Zeit der Sedimentation und seit der Zeit der Sedimentation unterworfen waren.

Im Normalfall erfolgt der Ablauf der geologischen Ereignisse bei der Speläogenese einem von G. KYRLE (1) bereits gegebenen und von H. TRIMMEL etwas variierten Schema (vgl. Abb. 1). Nach Auffassung von H. TRIMMEL sind Raumerweiterung und Raumerfüllung nicht zwei aufeinanderfolgende Phasen der Raumentwicklung, sondern die Entwicklung eines Höhlenraumes ist das Ergebnis der gleichzeitigen Einwirkung raumerweiternder und raumerfüllender Faktoren. Im Normalfall ist das Ergebnis dieses Zusammenwirkens die teilweise Raumerfüllung. Raumerweiterung und Raumerfüllung sind so lange wirksam, bis der teilweise Raumverfall zum Stadium der « Höhlenruine » und schliesslich zum Stadium der vollständigen Höhlenzerstörung (Abtragung der Höhlenreste) führt. Im folgenden Bericht soll nun von jenem bedeutungsvollen Sonderfall die Rede sein, bei dem durch das Ueberwiegen raumerfüllender Faktoren die normale Entwicklung einer Höhle in einem bestimmten Stadium, bzw. Zeitpunkt unterbrochen worden und zum Stillstand gekommen ist.

Die vollständige Höhlenausfüllung mit Ausfüllungsprodukten nimmt dem natürlichen Höhlenraum Charakter und Eigenschaften einer Höhle. Vom Augenblick der Zuschüttung an gelangt die Höhlenentwicklung in der Regel weitgehend zum Stillstand. Es gibt keine Raumveränderungen durch höhlenklimatische Einflüsse mehr, keine wesentlichen morphologischen Veränderungen der Höhlenwände: die im Zeitpunkt der Ausfüllung vorhandenen Formen werden mehr oder minder konserviert.

Die eben angeführten Wechselbeziehungen zwischen Höhle und Höhlensediment gelten natürlich auch schon dann, wenn eine Höhle nur teilweise von Sedimenten ausgefüllt ist. Während an den Begrenzungsflächen des Konvakuationsraumes 1) höhlengestaltende Faktoren weiter wirksam sind, kommt die kleinmorphologische Entwicklung im übrigen Bereich der Evakuationsraum zum Stillstand oder gehorcht anderen Gesetzen, so dass bei einer späteren Freilegung des vorher von Sedimenten angefüllten

1) Die Begriffe Evakuationsraum für den gesamten Hohlraum im Muttergestein und Konvakuationsraum für den zugänglichen Höhlenraum, soweit er von Luft (bzw. anderem gasförmigem Höhleninhalt) erfüllt ist, sind im Sinne von KYRLE (1) verwendet. Die Ablagerung von Sedimenten im Evakuationsraum verkleinert also die vorhandene Konvakuationsfläche. Die vorliegende Studie behandelt demnach in der Hauptsache jenen Sonderfall, in dem der Konvakuationsraum durch vollständige Ausfüllung der Evakuationsräume mit festen Absätzen verschwindet.

WERDEGANG EINER NATURHÖHLE

Abb. 1

NORMALFALL		SONDERFALL
Kyrle 1923	Trimmel	Trimmel
RAUMENTSTEHUNG tektonische Vorbereitung und Korrosion	tektonische oder stratigraphische Vorbereitung (Vorphase der Höhlenentstehung)	
	RAUMENTSTEHUNG	
RAUMERWEITERUNG	RAUMENTWICKLUNG als Synthese von raumerweiternden und raumerfüllenden Kräften, bzw. vorgängen	RAUMENTWICKLUNG als Synthese von raumerweiternden und raumerfüllenden Vorgängen
RAUMERFÜLLUNG		
RAUMVERFALL	RAUMVERFALL	
	RAUMZERSTORUNG	

Teiles der Evakuierung effektiv verschiedene Formen und Formengruppen an der Höhlenwand beobachtet werden können, die von verschiedenen Phasen der Höhlenentwicklung stammen. Beispiele hierfür wurden vom Verfasser u.a. an Hand der Badlhöhle im mittelsteirischen Karst (Österreich, 2) und der Griffener Tropfsteinhöhle in Kärnten (Österreich, 3) gegeben.

Im Falle der vollständigen Ausfüllung eines einmal vorhandenen Hohlraumes sind zwei Möglichkeiten denkbar, die in der Natur häufig vorkommen:

a) Der Evakuationsraum ist durch Lockermassen ausgefüllt (Höhlenlehm, Sand, Ton, Fossilschichten, Kulturschichten);

b) Der Evakuationsraum ist nicht mit lockeren Sedimenten, sondern mit verfestigten Sedimenten, d.h. Sedimentgesteinen ausgefüllt (Brekzien, Konglomerate usw.).

Für die weitere Behandlung der Frage, welche Schlüsse aus der Tatsache vollständiger Raumerfüllung zu ziehen sind, ist es unerheblich, ob eine feste Ausfüllung aus Lockersedimenten durch Verfestigung entstanden ist oder — wie im Falle des Kalksinters und der Tropfsteine — sofort als Gesteinsausfüllung entsteht. Ausfüllung durch Sinter und Zukachsen eines Hohlraumes durch Mineralwachstum (Kluftfüllungen) sind in ihrem Effekt daher dem oben angeführten Fall b) gleichzusetzen.

In Höhlen, in denen lockere Höhlensedimente und feste Höhlensedimente gemeinsam zur Ausfüllung des Höhlenraumes beitragen, sind für die weitere Entwicklung, die der Raum nimmt, die Lockermassen entscheidend; in diesem Falle entspricht das Verhalten der Höhle dem Typus a).

Zwischen den beiden dargestellten Typen zeigen sich grundlegende Entwicklungsunterschiede. Während im allgemeinen Sprachgebrauch einem ganz oder teilweise mit lockeren Sedimenten angefüllten Hohlraum immer noch die Bezeichnung «Höhle» ohne weiteres zuerkannt wird, ist das bei einem vollständig mit Sedimentgesteinen angefüllten Hohlraum normalerweise nicht mehr der Fall. Auf die Unterschiede hinsichtlich der Kleinformenentwicklung und hinsichtlich eines eventuellen Wiedereintrittes einer normalen Fortsetzung der Raumentwicklung wird in einer tabellarischen Gegenüberstellung hingewiesen. (Abb. 2).

In genetisch-morphologischer Hinsicht ist, wie sich aus dieser Tabelle ergibt, vor allem der Typus b) von Bedeutung. Die Untersuchung der vollständig «konservierten Höhlen» und das Studium ihrer Ausfüllung können wichtige Schlüsse zulassen.

Im speläogenetisch-morphologischen Sinne ist der Begriff «Höhle» — wie in einer Skizzenfolge (Abb. 3) dargestellt wird — auch für diesen Typus anzuwenden. Konservierte Höhlen in diesem Sinne sind zweifellos aus verschiedenen erdgeschichtlichen Perioden erhalten. Einige Beispiele, die vorwiegend aus dem Ostalpenraum angeführt werden mögen diese Behauptung erhärten.

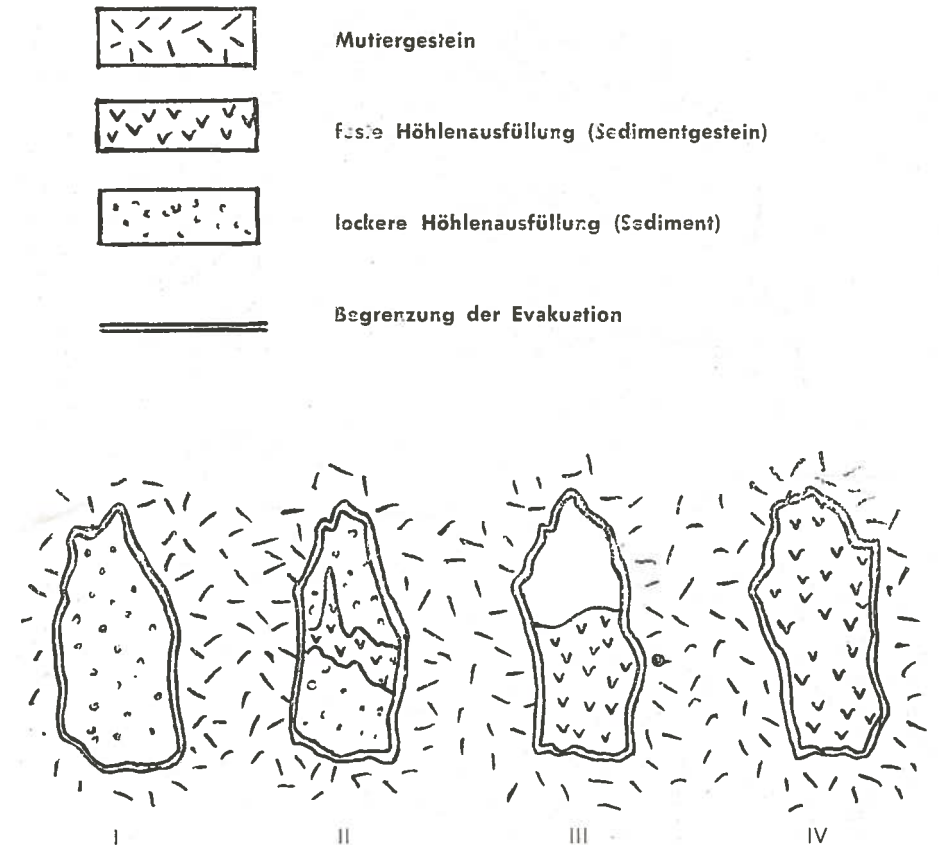
1. Der in den Kalkhochalpen des nördlichen Ostalpenraumes auf dem Dachsteinkalk der oberostalpinen Dachsteindecke zur Ablagerung gelangte Hierlatzkalk zeigt vielfach eine eigenartige Verbreitung. Man findet diesen Jura-Crinoidenkalk nicht flächenhaft abgelagert, sondern in breiten Karsthohlformen und Spalten des Dachsteinkalkes eingebettet die zur Zeit der Sedimentation des Hierlatzkalkes demnach schon bestanden haben müssen. Der Hierlatzkalk lagert «auf einem korrodierten, verkarsteten Relief» (4). K. MURBAN (4) hat unabhängig von mir festgestellt, dass Hierlatzkalkausfüllungen z.B. im Bereich der Bärenhöhle im Kleinen Brieglerskogel im südöstlichen Toten Gebirge (Steiermark) noch 60 Meter unter der heutigen Landoberfläche anzutreffen sind — und ich konnte dort Gesteinspartien feststellen die praktisch ausschliesslich aus den für den Hierlatzkalk charakteristischen Stielgliedern von Crinoiden (Seelilien) bestehen. Das bedeutet aber, dass im Unterlias (Lias β) bereits Karstschächte und offene Klufthöhlen vorhanden gewesen sein müssen, die — selbst unter der Annahme dass die heutige Landoberfläche gerade der Oberkante der Dachsteinkalkablagerung aus der oberen Trias entspricht und noch kein Dachstein-

ENTWICKLUNGSUNTERSCHIEDE
BEI VOLLSTÄNDIGER RAUMAUSFÜLLUNG

	Ausfüllung vollständig mit lockeren Sedimenten <i>oder</i> teilweise (überwiegend) mit lockeren und teilweise mit festen oder verfestigten Sedimentgesteinen	Ausfüllung vollständig mit festen oder verfestigten Sedimentgesteinen, z.B. Sinter Brekzien Konglomeraten Lumachellen
Höhlenwand	Unterbrechung der normalen Kleinformenentwicklung; Veränderung der Höhlenwand infolge Einwirkung des Sediments auf das Muttergestein (z.B. Phosphatkorrosion) und infolge durchsickernder Wasser	vollständiger Stillstand der Kleinformenentwicklung
	weitgehende Fossilisation der Formen der Begrenzungsflächen des Höhlenraumes	vollständige Fossilisation der Formen der Begrenzungsflächen des Höhlenraumes
weitere Höhlenentwicklung	Abtragung oder Ausräumung leicht möglich	Abtragung oder Ausräumung wesentlich schwerer als bei lockerer Höhlenausfüllung
	häufiger Wiedereintritt normaler Raumentwicklung nach vorübergehendem Stillstand (z.B. in verstopften Siphonen durch Wassereintritte)	Wiedereintritt einer normalen Raumentwicklung selten; oft nach langem Stillstand
	Die weitere Raumentwicklung kann unter gleichen oder ähnlichen Bedingungen fortgesetzt werden, wie sie vor der Ausfüllung bestanden	Eine weitere Raumentwicklung folgt neuen, veränderten Entwicklungsbedingungen (die Höhlenausfüllung verhält sich wie ein Muttergestein)
	Typus a)	Typus b)

Abb. 2

DER HÖHLENBEGRIFF BEI VOLLSTÄNDIGER AUSFÜLLUNG



Skizze I und II erläutern den Typus a) vollständiger Höhlenausfüllung, Skizze III zeigt, dass im Falle teilweiser Ausfüllung mit festem Material der Evakuationsbegriff im weiteren Sinne interpretiert wird. Aus der Skizzenreihe ergibt sich logisch, dass der Begriff "Höhle" auch auf den in IV dargestellten Typus b) der vollständigen Höhlenausfüllung anzuwenden ist.

Abb. 3

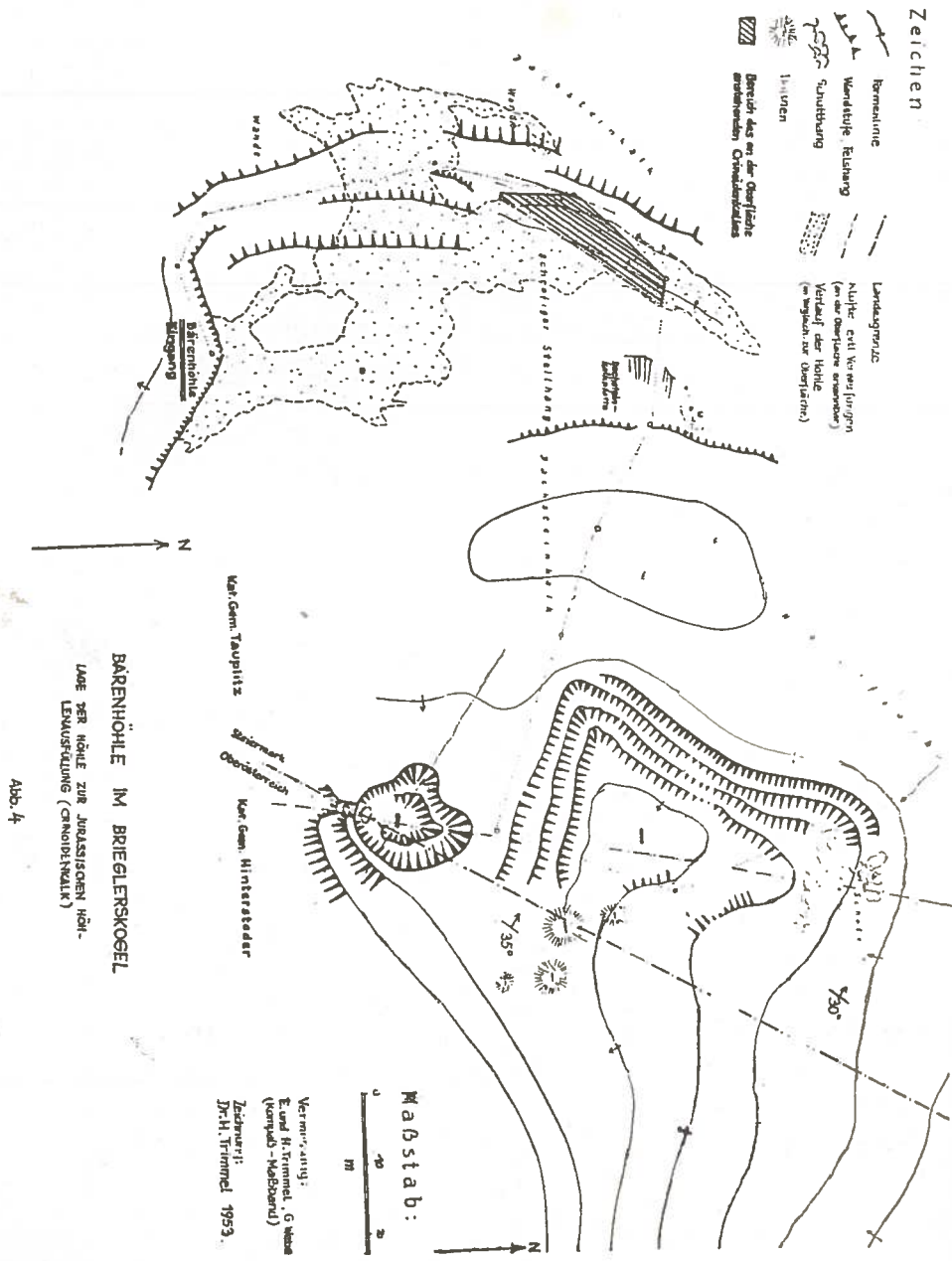
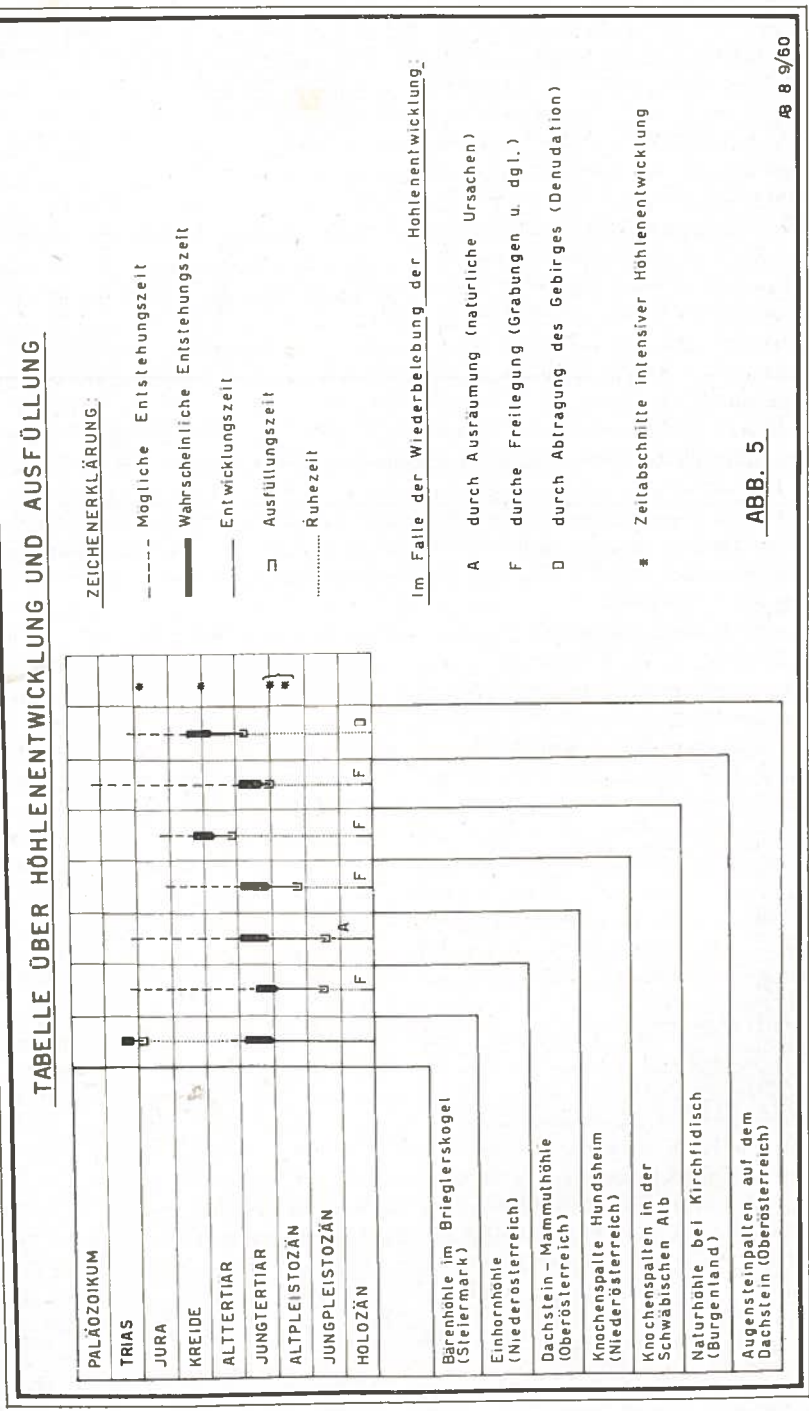


Abb. 4
 BARENHÖHLE IM BRIEGLERSKOGEL
 LAGE DER NÄHE ZUR JURASSISCHEN HÖH-
 LENENTWICKLUNG (GRUNDRISSPLAN)

Mastab:
 0 20 40 80
 M

Vermaßung:
 E. und H. (Trenndel, G. Wien
 (Vergleich - Hochbau))
 Zeichnung:
 Dr. H. Trimmel 1953.



kalk denudiert wurde — mindestens 60 m Tiefe aufwies. Der Entstehung des Hierlatzkalkes ist also eine Periode starker Verkarstung vorangegangen, die nur rhätisch — unterliassisches Alter besitzen kann. Wie intensiv diese Verkarstung und die damit in Zusammenhang stehende Höhlenbildung gewesen sein muss, geht aus der Beobachtung hervor, dass durch den Hierlatzkalk 10 bis 20 m breite Karstgassen gleichsam « auszementiert » wurden. (Vgl. Abb. 4).

2. In der Südburgenländischen Schwelle — unmittelbar an der österreichisch-ungarischen Grenze, wo die Alpen in die Ungarische Tiefebene übergehen, — liegen oberpannonische Schichten auf einer stark verkarsteten Oberfläche devonischer Kalksteine. Die oberpannonischen Schotter und Lehme lagern aber nicht nur auf der Oberfläche des Kalkes, sondern füllen auch Karstschächte und Höhlen des devonischen Kaltes vollständig aus. Diese Tatsache ist vor allem im Kalksteinbruch von Burg am Ostabfalle des Eisenberges beobachtet worden, wo bei Steinbrucharbeiten die Karsthohlformen zunächst ausgeräumt werden müssen, um zum reinen Kalk zu kommen und dabei immer wieder auch Sinter- und Tropfsteinbildungen erkennbar wurden (5). Die intensive Verkarstung muss demnach mindestens alt- oder mittelpannonisches Alter gehabt haben. Im gleichen Gestein und nicht weit von dem oben beschriebenen Vorkommen, am Hohensteinmaierberg bei Kirchfidisch (Burgenland), wurde in den letzten Jahren bei paläontologischen Ausgrabungen, die eine pliozäne Fauna lieferten, die Feststellung gemacht, dass die Sedimente mit den Tierresten nichts anderes darstellen als eine Naturhöhle, deren Entwicklung im Pliozän durch vollständige Ausfüllung unterbrochen worden ist, deren eigentliche Entstehungszeit aber zumindestens vorläufig nicht feststeht.

3. Die Knochenspalte bei Hundsheim im östlichen Niederösterreich erwies sich, als die dort durch einen Steinbruch angeschnittene « Spaltenfüllung » aus dem Altpleistozän ausgeräumt worden war, als fossile Karsthöhle mit mehr oder minder schachtartiger Entwicklung. Ihr Muttergestein, der Ballensteinerkalk, entstammt der Jurazeit. Die genaue Entstehungszeit ist nicht bekannt. In der paläontologischen Literatur sind viele ähnliche « Spalten- » und « Höhlenausfüllungen » bekannt (6), die zu meist im Pliozän oder im Altpleistozän entstanden und damals einem vorhandenen Hohlraum seinen Höhlencharakter nahmen. In fast allen Fällen handelt es sich um lockere, d.h. nicht verfestigte Sedimentmassen, die als Ausfüllung beobachtet wurden.

4. Höhlen, deren Entstehung im alpinen Raum vermutlich in das Pliozän zurückgeht (4), sind mitunter auch im Jungpleistozän sogar durch Bildung von Sedimentgesteinen ihres Höhlencharakters beraubt worden. So ist in der Einhornhöhle auf der Hohen Wand (Niederösterreich) festgestellt worden, dass die ursprüngliche Evakuierung infolge der Einlagerung einer mehrere Meter mächtigen Knochenbrekzie weitgehend eingeeengt worden ist; eine durchgehende, kompakte Höhlenausfüllung, die wie das Muttergestein beschaffen war, täuschte den Abschluss einer Karsthöhle Kärntens, des Eggerloches bei Warmbad Villach, vor. In der zuletzt genannten Höhle konnten nach Grabung und Sprengung eines künstlichen Stollens weitere Hallen durch Oskar Hossé entdeckt werden.

5. In der Dachstein-Mammuthöhle bei Obertraun (Oberösterreich) werden Höhlensohle, Höhlenwand und Höhlendecke in einem bestimmten Abschnitt der Höhle nicht durch das Muttergestein, den Dachsteinkalk, sondern durch verkittetes Moränenmaterial gebildet, mit dem Höhlen und Karsthohlformen während der pleistozänen Vergletscherungsperioden, besonders im Jungpleistozän, ausgefüllt worden waren. Besonders typisch ist diese Beobachtung im Bereich der sogenannten « Konglomeratbänke » zu machen. Wieder liegt eine (jung) pleistozäne Ausfüllung vor.

Aus den angeführten Beispielen, an die noch viele weitere geknüpft werden könnten, scheint mir bereits hervorzugehen, dass die vollständige Ausfüllung einer vorhandenen

Naturhöhle zwar ein einzelner Sonderfall sein kann, dass aber eine beschleunigte Höhlenausfüllung, die zur vollständigen Raumerfüllung und damit zum Stillstand der Höhlenentwicklung führt, zu bestimmten Zeiten in grösseren Räumen auftritt. Es liegen ihr also klimatisch-morphologische Ursachen zugrunde, eine erste bedeutungsvolle Grundfeststellung.

Zur vollständigen Höhlenausfüllung kommt es immer in Verbindung mit Perioden des Stillstandes der Verkarstungsvorgänge, bzw. mit Perioden der « Entkarstung ». Dass es solche Perioden gibt, ist eine bisher in der Literatur ebenfalls nur selten klar ausgesprochene Tatsache. Die Verstopfung unterirdischer Abflusswege durch Füllung karsthydrographisch wegsamer Klüfte mit Sedimenten und ganz besonders mit durch Verkittung dieser Sedimente gefügten Brekzien oder Konglomeraten (wie im Falle der Einschüttung von Moränenmaterial) stellt zweifellos eine bedeutende Hemmung der Verkarstungsvorgänge dar.

Es ist naheliegend, durch den Vergleich der verschiedenen angeführten Beispiele einer « Konservierung fossiler Höhlen » zu Schlüssen zu kommen, die möglicherweise der Ausgangspunkt für weitere Studien und Untersuchungen des Höhlen- und Karstphänomens sein können. Ein solcher Vergleich wurde in der beigegebenen Tabelle (Abb. 5) versucht.

In dieser Tabelle wurden durch bestimmte Zeichen angegeben: a) die « mögliche Entstehungszeit » der Höhle, d.h. jener Zeitraum, in dem das Muttergestein der Höhle bereits vorhanden und die Höhlenbildung damit theoretisch möglich war; b) die « wahrscheinliche Entstehungszeit », d.h. jener Zeitabschnitt, in dem auf Grund tektonischer Vorgänge und auf Grund unserer geologischen Kenntnisse die Höhlenentstehung vermutlich erfolgt ist; c) die « Entwicklungszeit », d.h. jener Zeitraum, in dem die Höhle als solche bestand und von den Vorgängen normaler Raumentwicklung betroffen worden ist (ein Zeitraum, der ganz oder teilweise durch Sedimente belegt ist); d) die « Ausfüllungszeit », d.h. jener Zeitpunkt, in dem die Konservierung der Höhle erfolgte und die Raumentwicklung zum Stillstand kam; e) die « Ruhezeit », d.h. die Zeit nach dem Abschluss der Ausfüllung bis zu einer eventuellen Neubelebung der Höhlenentwicklung.

Im Falle einer Neubelebung der Höhlenentwicklung ist überdies angegeben, ob diese durch Ausräumungsvorgänge mit natürlicher Ursache (A), durch zufällige oder absichtliche Freilegung durch den Menschen oder durch Ausgrabung (F) oder durch Abtragungsvorgänge, d.h. Denudation (D) erfolgte.

Eine Auswertung der Tabelle ergibt meines Erachtens folgendes:

a) Es zeichnen sich bestimmte Zeitabschnitte besonders intensiver Höhlenentwicklung ab. Im wesentlichen scheinen im alpin-mitteuropäischen Bereich drei Perioden speläogenetisch wirksam gewesen zu sein: die Wende zwischen Trias und Jura, die Wende zwischen Oberkreide und Alttertiär und die Zeit des Jungtertiär bis zum Beginn des Altpleistozän.

b) Die Ausfüllung von Höhlen kann zu jeder Zeit erfolgen und ist nicht nur von der grossräumigen und paläoklimatischen Entwicklung, sondern im besonderen Masse auch von den örtlichen Gegebenheiten abhängig.

c) Die heute vorhandenen Höhlen lassen sich anscheinend direkt nur bis auf das Jungtertiär zurückführen. Dem Verfasser ist kein Fall bekannt, in dem sich eine Höhle in kontinuierlicher, nicht durch vollständige Ausfüllung unterbrochener Entwicklung aus einer vor dem Jungtertiär stammenden Bildungszeit bis heute erhalten hätte.

Diese durch Auswertung der Tabelle gewonnenen Feststellungen mögen hiemit zur Diskussion gestellt werden. Es ergeben sich daraus Anhaltspunkte für das mögliche Alter, das eine Höhle im Laufe ihrer Entwicklung überhaupt erreichen kann. Es

DIE FRAGE DER HOHLENBILDUNGS- UND VERKARSTUNGSZYKLEN
IM ZENTRALEN OSTALPINEN RAUM

TRIAS	Skyth	
	Anis Ladin	Bildung verkarstungsfähiger Gesteine
	Karn Nor Rhät	Bildung des Dachsteinkalkes Verlandung, Hebung des Dachsteinkalkes über den Meeresspiegel, Karst- und Höhlenentwicklung im Dachsteinkalk; im Lias Ausfüllung der Hohlräume des 1. Höhlenbildungszyklus mit Hierlatzkalk
JURA	Lias	
	Dogger	
	Malm	
KREIDE	Unterkreide	
	Oberkreide	vorgosauische Gebirgsbildung (vermutliche Bildung der ersten «Urhöhlenräume» im Inneren des Gebirgskörpers) 2. Höhlenbildungszyklus
TERTIÄR	Eozän	
	Oligozän	nachgosauische Gebirgsbildung, Ausbildung der Augensteinlandschaft
		Ausfüllung von Karstspalten mit Augensteinen
	Miozän	Ausbildung der Raxlandschaft, Beginn einer intensiven jungtertiären Karstentwicklung
	Pliozän	Höhepunkt der Höhlenbildung des 3. Höhlenbildungszyklus
PLEISTOZÄN	Altpl.	Höhlenentwicklung (durch Sedimente meist nicht erfassbar)
	Jungpl.	Höhepunkt der Bildung der rezent vorhandenen Höhlensedimente

Abb. 6

ergibt sich daraus aber auch die Frage, ob es möglich und richtig ist, etwa vom Auftreten von Höhlenbildungszyklen zu sprechen. Im alpinen Raum könnte man seit der Triaszeit drei Höhlenbildungszyklen unterscheiden, die mit dem Ablauf der gebirgsbildenden Vorgänge in Beziehung gesetzt werden können (Abb. 6). Mit der Wiederbelebung speläogenetischer Vorgänge in einer durch Ausfüllung konservierten Höhle wäre somit der Beginn eines neuen Höhlenbildungszyklus gegeben. Dabei muss aber das Vorhandensein einer solchen konservierten Höhle nicht unbedingt als Voraussetzung für den Beginn eines Zyklus in dem oben angeführten Sinne gelten.

ZUSAMMENFASSUNG.

Der normale Ablauf der Höhlenentwicklung von der Höhlenentstehung bis zum vollständigen Raumverfall kann, wie einige angeführte Beispiele zeigen, infolge der vollständigen Ausfüllung des Hohlraumes mit Sedimenten in Ausnahmefällen zum Stillstand gebracht werden. Derartige «konservierte» Höhlen zeigen in der Gegenwart jenen Zustand und jenen Formenschatz, den sie zur Zeit der Bildung des Sedimentes hatten und ermöglichen dadurch einen wertvollen Einblick in paläogeographische Probleme.

Einige Überlegungen in dieser Hinsicht ergeben Beiträge zur Frage des Alters der Höhlen und zur Frage der Höhlenbildungszyklen. Sie sollen nur eine Anregung zu eingehenderen Untersuchungen der damit zusammenhängenden Fragenkomplexe bieten.

Angeführte Veröffentlichungen:

1. KYRIE G., *Grundriss der theoretischen Speläologie*. Speläologische Monographien, Band I, Wien 1923.
2. TRIMMEL H., *Beobachtungen zur Frage der Raumbildung in der Badlhöhle bei Badl (Steiermark)*. Mitt. d. Geogr. Ges. Wien, Bd. 92, Wien 1950, S. 26-30.
3. TRIMMEL H., *Die Griffener Tropfsteinhöhle*. Carinthia II, Bd. 67, Klagenfurt 1957, S. 21-36.
4. MURBAN K., *Geologische Bemerkungen zum Bau des Südostteiles des Toten Gebirges*. In: K. Murban, M. Mottl, Die Bärenhöhle (Hermann-Bock-Höhle) im Kleinen Brieglersberg, Totes Gebirge. Mitt. d. Mus. f. Bergbau, Geologie und Technik am Landesmuseum «Joanneum», H. 9, Graz 1953.
5. KUMEL F., *Eine pliozäne Karstlandschaft im südlichen Burgenland*. Die Höhle, 4. Jgg., H. 1, Wien 1953, S. 1-6.
6. ZAPFE H., *Beiträge zur Erklärung der Entstehung von Knochenlagerstätten in Karstspalten und Höhlen*. Beiheft zur Zeitschrift Geologie, Nr. 12, Akademie-Verlag, Berlin 1954.

NACHSCHRIFT.

Nach dem Abschluss des vorliegenden Manuskriptes sind mir noch zwei Arbeiten bekanntgeworden, die mit dem Themenkreis meiner Arbeit in engem Zusammenhang stehen. Es sind dies das Manuskript «Über Alter und Lebensdauer von Höhlen» von Kurt Ehrenberg, das in der Zeitschrift «Die Höhle» erscheinen wird und vor allem die Frage behandelt, wann die Bildung der bedeutenden Höhlensysteme der Gegenwart begonnen hat, sowie die Arbeit über «Das Füllmaterial der Karsthohlräume in den paläozoischen Kalkzügen südöstlich Aachen» von H. Jarminowski, die im Jahre 1957 der Fakultät für Bergbau und Hüttenwesen der Technischen Hochschule Aachen vorgelegt wurde. Die beiden angeführten Arbeiten konnten in meiner Arbeit nicht mehr berücksichtigt werden.

LES FORMATIONS PÉDOLOGIQUES DE LA GROTTES DES PERLES

La Grotte des Perles s'ouvre à 595 mètres d'altitude sur le flanc ouest de la barre de calcaire à petites nummulites du « Rocher de la Lare » à Saint-Benoit (Basses-Alpes).

C'est un vaste laminoir, creusé à la faveur d'une diaclase sub-horizontale, où se sont déposés divers sédiments pendant le quaternaire.

Nous avons effectué deux sondages (fig. 1) profonds de 50 centimètres environ.

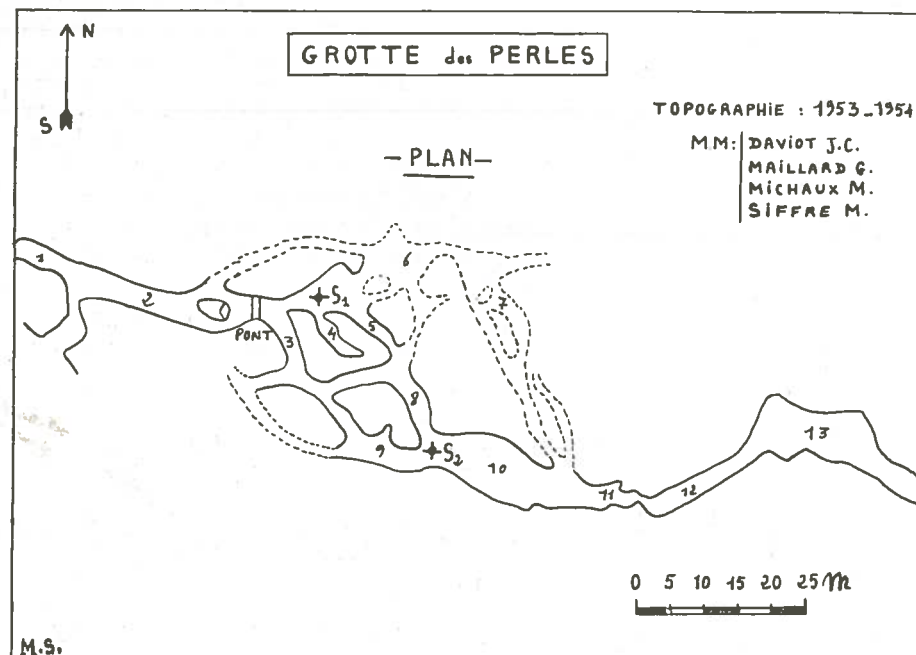


Fig. 1 - Plan de la Grotte des Perles. Emplacement des Sondages S₁ et S₂.

- 1 - Galerie Descendante
- 2 - Galerie Remontante
- 3 - Puits du Mouton
- 4 - Galerie de l'Azimut
- 5 - Puits Gèbelin
- 6 - Chatière des Perles
- 7 - Labyrinthe
- 8 - Galerie de la Méduse
- 9 - Salle de la Colonne Brisée
- 10 - Salle des Mille Colonnes
- 11 - Salle du Silence
- 12 - Galerie des Perles
- 13 - Salle Terminale

Le premier est situé sur une pente d'environ 10°, le second à l'entrée de la Salle des Mille Colonnes, partie de la caverne qui a été un point d'accumulation des sédiments.

La stratigraphie du remplissage en S₁ est la suivante:

(*) Laboratoire de Géographie Physique et de Géologie Dynamique, à la Sorbonne, Paris.

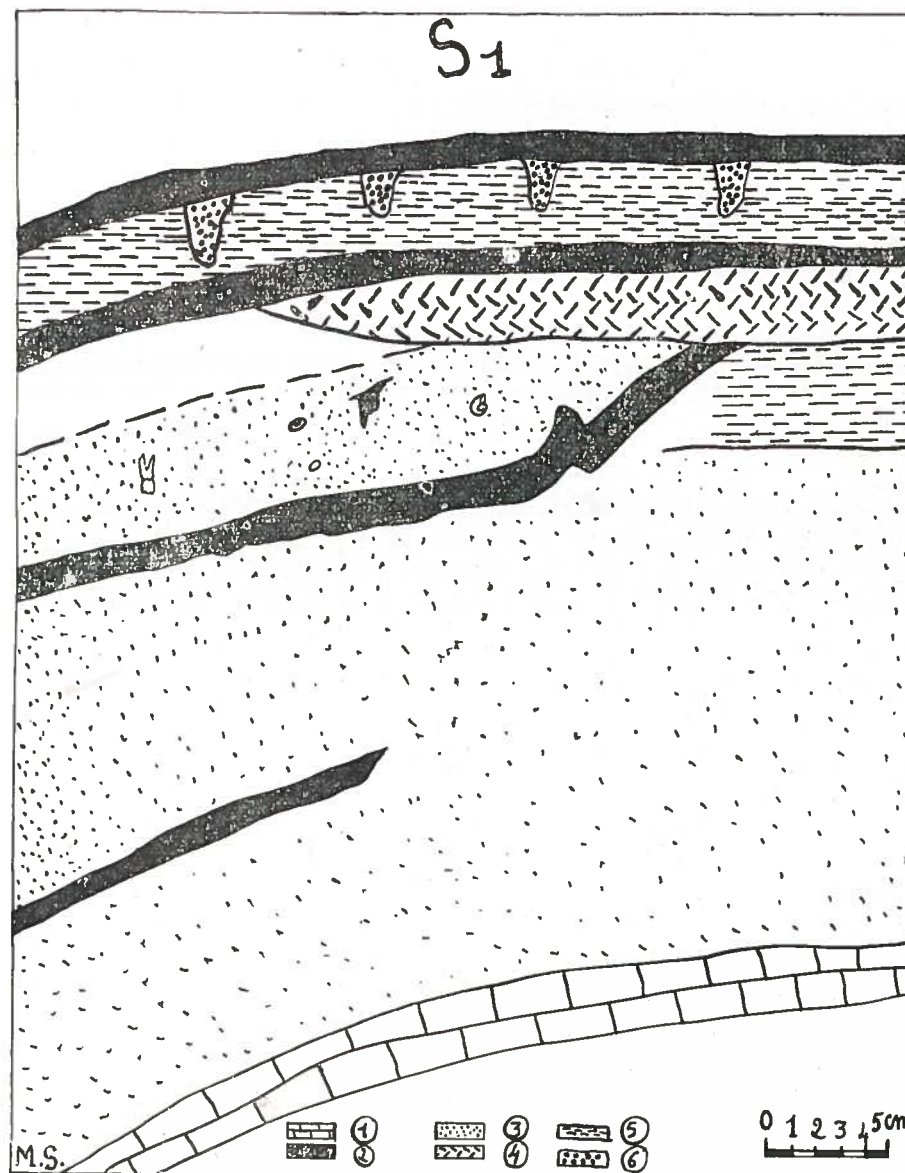


Fig. 2 - Coupe du Sondage S₁.

- 1 - Calcaire à Petites Nummulites ou Plancher Stalagmitique
- 2 - Plancher Stalagmitique
- 3 - Couches Sableuses
- 4 - Calcite Décomposée
- 5 - Argile ou Varves Souterraines
- 6 - Remplissage Gréseux des Fentes de l'Argile

- 1 - Couche sableuse, grise épaisseur: 7 cm
- 2-3 - Sable avec nummulites » 14 cm
- 4 - Argile, verdâtre » 3 cm

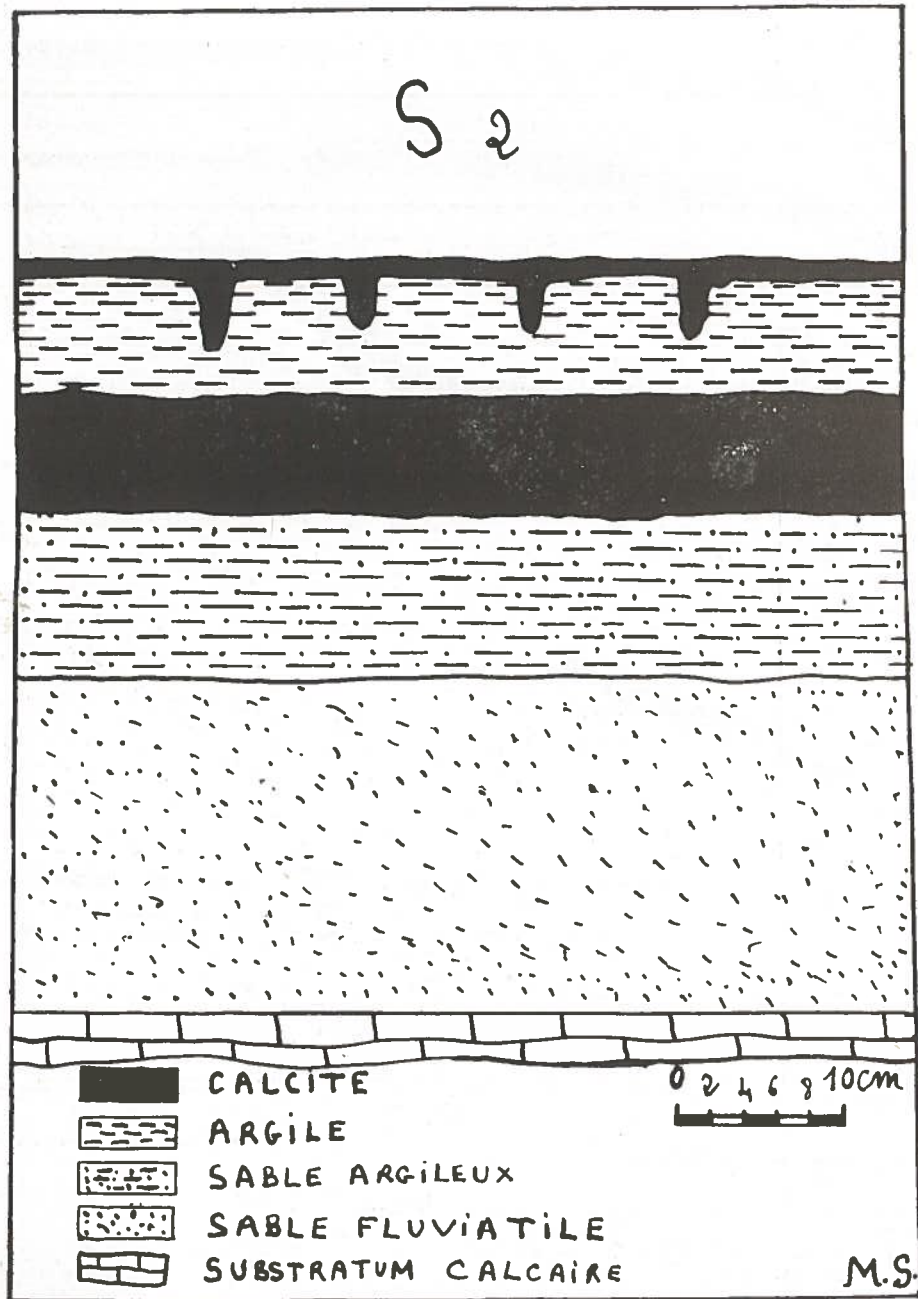


Fig. 3 - Stratigraphie du Remplissage en S₂

- 5 - Couche sableuse fossilifère (Helix, dents de mammifères, os, pousées gréseuses) épaisseur 6 cm
- 6 - Calcite » 1 cm
- 7 - Calcite décomposée » 3 cm
- 8 - Calcite » 1 cm
- 9 - Varves » 3 à 5 cm

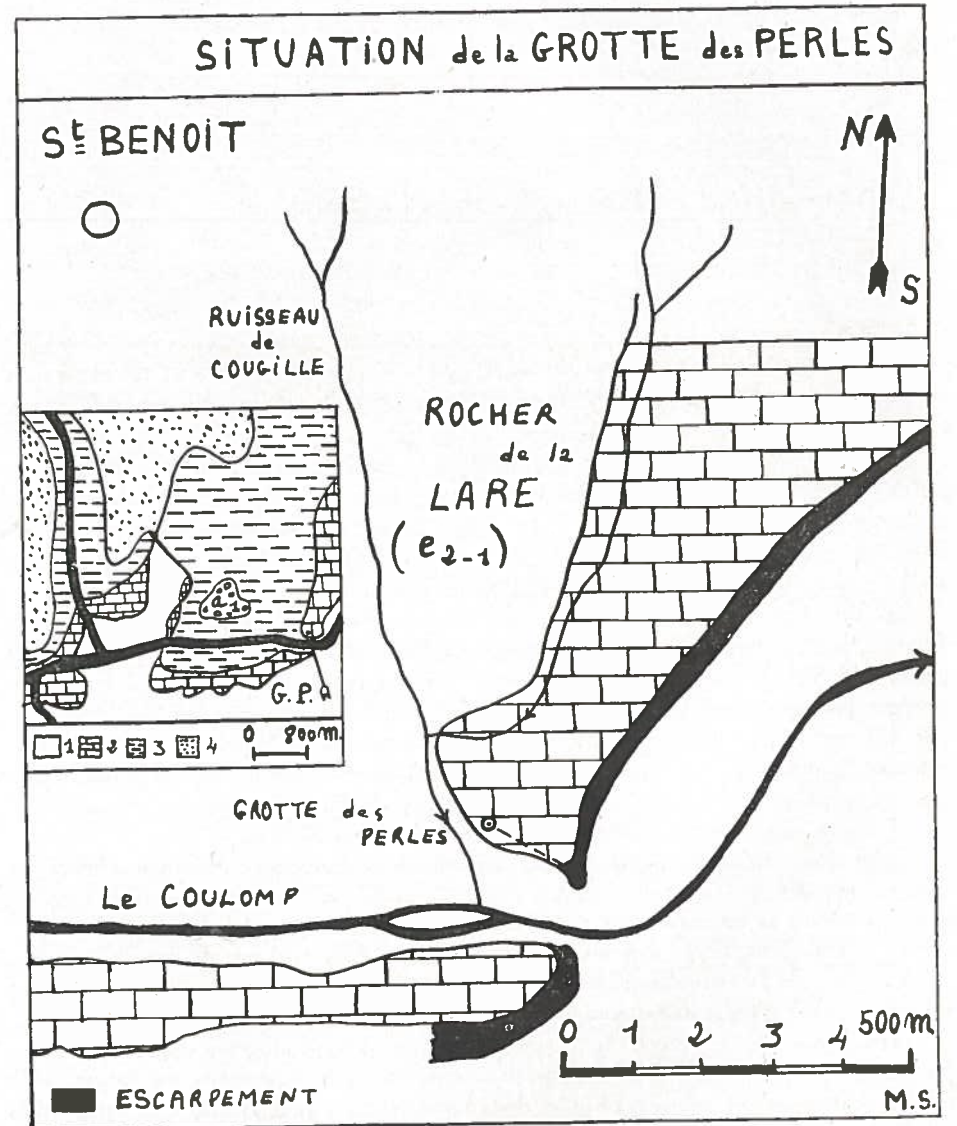


Fig. 4 - Emplacement de la Grotte des Perles

- 1 - Terrains Marno-Calcaire du Sénonien-Turonien
- 2 - Calcaire Gréseux à Petites Nummulites-Bartonien Supérieur
- 3 - Marnes Bleues Ludiennes
- 4 - Grès d'Annot-Oligocene
- 2-3-4: Trilogie Priabonienne

10 - Plancher stalagmitique gréseux » 1 cm
L'agrandissement de la tranchée du sondage (fig. 2) nous a permis de constater que, vers l'aval, deux couches de calcite étaient intercalées dans les sables (couches 1-2-3-5) et que l'argile (couche 4) disparaît.

D'autre part cette dernière couche n'est plus en contact avec la couche de sable à débris divers (couche 5).

En S2 les couches se superposent comme suit (fig. 3):

A la base, couche de calcite ou sol calcaire de la cavité.

C1 - Sable presque pur « gris » épaisseur: 20 cm

C2 - Couche argilo-sableuse » 10 cm

C3 - Calcite dure; ancien sol » 7 cm

C4 - Couche d'argile grise (sur 7 cm) qui passe à sa partie supérieure à des « varves » dont les couches, foncées sont rouges (limonite).

C5 - Plancher calcifié épais de 1 cm environ et dont la surface inférieure (celle en contact avec les varves) est modelée en polygones.

ESSAI D'INTERPRETATION

Les sables qui forment la base des dépôts de la Grotte des Perles sont essentiellement quartzeux (grains de quartz faiblement émoussés ou aigus), bien calibrés (médiane — 1 mm), fluviaux.

On y trouve des nummulites (*nummulites striatus*) dégagées de leur gangue, des grains de limonite, des sphérules noirâtres et rougeâtres, des charbons de bois, des fragments (2 mm) de feldspath (rose) et de quartz, enfin un certain nombre de minéraux lourds actuellement étudiés au laboratoire de Géologie Dynamique de la Sorbonne dirigé par le professeur Jacques Bourcart, Membre de l'Institut.

La situation de la cavité (fig. 4), qui possède une autre entrée sur le flanc de la cluse du pont de la Reine Jeanne quelques dizaines de mètres au-dessus du Coulomp, affluent du Var, la nature du sable (quartz anisométrique, microcline) qui indique sa province pétrographique d'origine (les couches sableuses proviennent essentiellement des grès d'Annot distant de quelques kilomètres) et la présence d'Helix, de dents de mammifères, de petits os, semble confirmer que la Grotte des Perles est bien une fissure (fig. 5) agrandie par l'action mécanique des eaux du Coulomp qui s'y engouffraient, et qui par la suite, s'est comportée comme un piège à sédiments.

Cette sédimentation souterraine par des alluvions exogènes s'effectuait vraisemblablement pendant les crues du Coulomp (minces couches sableuses plus ou moins nettes), ce qui a permis la formation des planchers stalagmitiques intercalés dans les sables.

La couche 4, argileuse, semble correspondre à une phase plus fine de l'apport allogène.

La séquence fluviale terminée, la caverne devient le siège d'un remplissage stalagmitique qui est général dans toute la grotte.

C'est alors que se dépose le dernier complexe fluvio-endogène constitué soit par des varves typiques, soit par de l'argile dont seule la partie supérieure est varvée. Mais aux couches brunes se substituent alors des couches rouges, probablement de la limonite.

Cette phase argileuse dans la sédimentation ne me semble pas correspondre à un résidu de décalcification interne mais plutôt à un dépôt alluvial, allogène ou souterrain, qui s'est effectué dans des conditions assez stables.

Le remplissage de la caverne s'est continué pour aboutir au relief que nous connaissons à l'heure actuelle.

Étudions donc la pédo-morphologie de la cavité.



Fig. 5 - Entrée de la Grotte des Perles

La Fissure tronque Les Couches Presque Verticales du Rocher de la Lare.

(Photo Michel Siffre)

PÉDO-MORPHOLOGIE DE LA GROTTE DES PERLES (fig. 6).

Quatre types de sol peuvent être observés dans la Grotte des Perles. Ce sont successivement:

1) Sol Argileux.

Le sol est constitué par des varves en de nombreux endroits.

L'argile est toujours craquelée. Cette division polygonale du sol s'est produite lorsque la limite de plasticité a été atteinte, c'est à dire quand la teneur en eau de l'argile a été très faible.

Les causes de cette perte en eau doivent être recherchées dans la paléométéorologie de la cavité. La présence de deux conduits débouchants de part et d'autre de la barre calcaire à certainement facilité l'assèchement de l'argile, car des courants d'air violents ont pu facilement s'établir, comme c'est le cas actuellement.

Or si certaines de ces fentes sont encore ouvertes, il n'en a pas été de même dans d'autres galeries.

En effet, en soulevant des plaques de revêtements stalagmitiques nous avons retrouvé les fissures de l'argile complètement fossilisées.

2) Les Planchers Stalagmitiques.

Les planchers stalagmitiques de la Grotte des Perles ont fait l'objet d'études particulières (1-2). Ainsi nous avons examiné à la fois leur surface et leur partie en contact avec le sol sous-jacent.

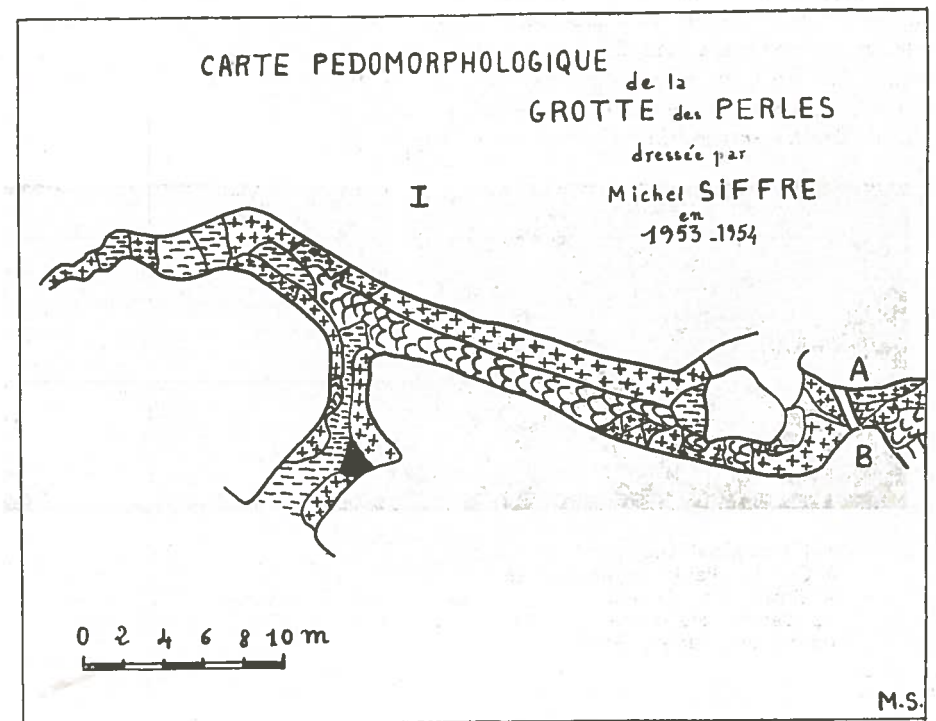
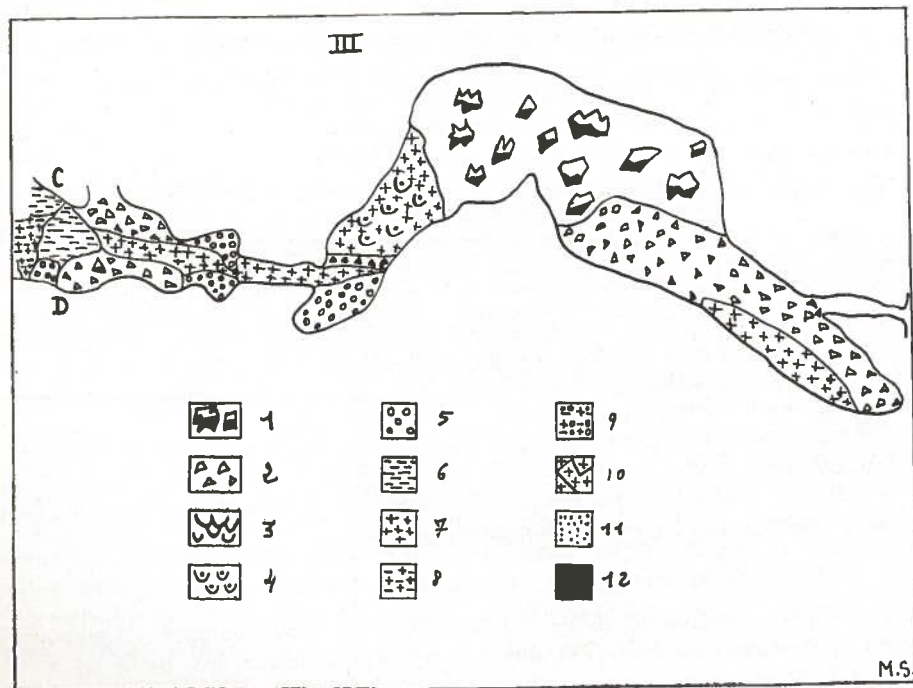
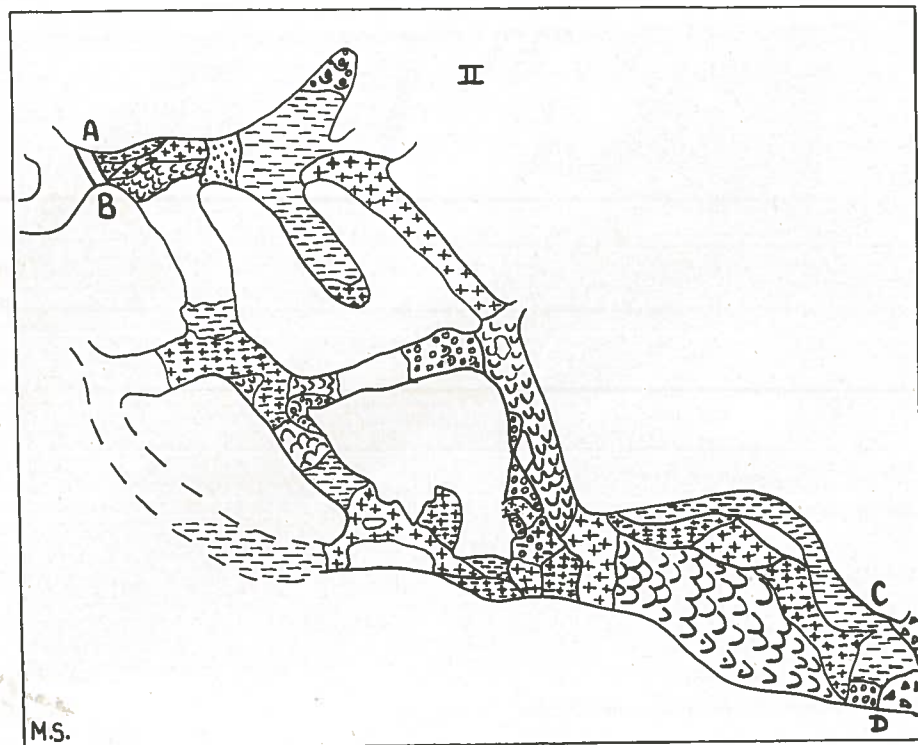


Fig. 6 - Carte Péd-Morphologique de la Grotte des Perles. Carte établie en 1953 et en 1954

- 1 - Éboulements (Ballast) Consolidés (0,30 < Blocs < 1,50 m)
- 2 - Cailloutis (2 < Cailloux Anguleux < 30 cm)
- 3 - Planchers Stalagmitiques de Type Gours
- 4 - Gours avec Perles des Cavernes
- 5 - Perles des Cavernes
- 6 - Argile
- 7 - Sol Calcifé
- 8 - Calcite Laissant Apparaître Les Fentes Polygonales del l'Argile Sous-Jacente
- 9 - Perles de Caverne sur Sol Calcitique 8
- 10 - Calcite Craquelée
- 11 - Plancher Stalagmitique Gréseux
- 12 - Terre

L'aspect du côté interne présente des bombements qui correspondent à des cuvettes dans l'argile, de nombreuses protubérances (bases de stalagmites encastrées dans l'argile) et des polygones bien dessinés, en relief sur la surface interne du revêtement stalagmitique. En surface les planchers stalagmitiques sont plus ou moins uniformes ou modelés en gours de petites dimensions.

a) *Revêtements calcitiques polygonaux* (fig. 7-8-9).

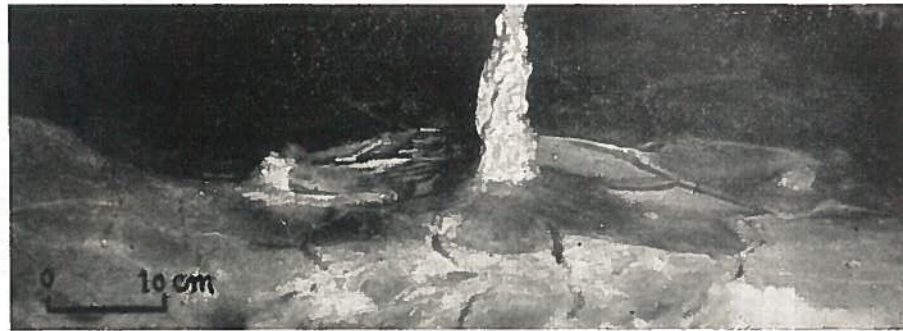


Fig. 7 - Sol Polygonal Souterrain de Surface
 A Gauche: Pente Argileuse Fissurée
 A Droite: Sol Calcifié Laissant Apparaître les Craquelures
 Au Centre: Stalagmite Encastrée dans l'argile
 Grotte des Perles: Galerie de l'Azimut

(Photo Michel Siffre)

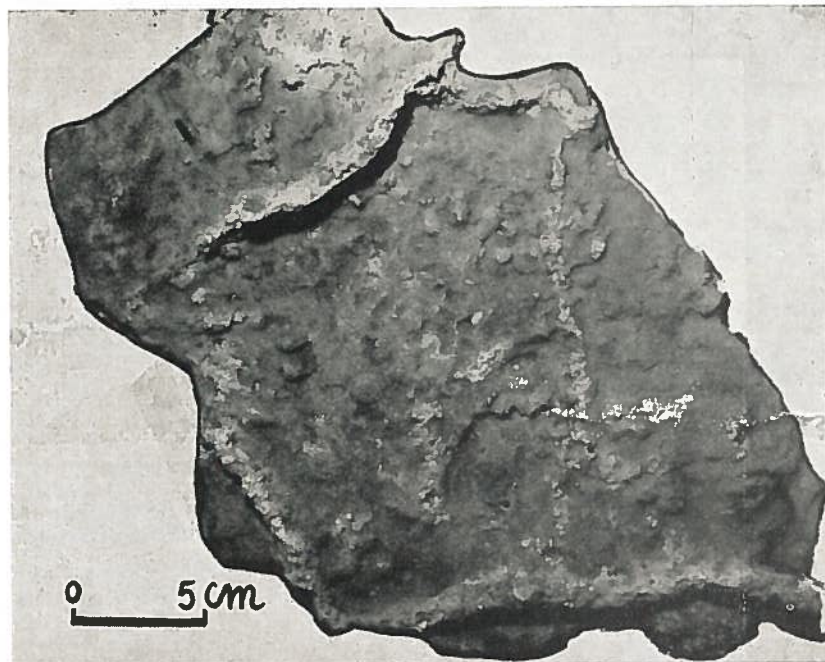


Fig. 8 - Aspect inférieur d'un plancher stalagmitique
 Polygone calcifié typique (Pentagone)

(Photo Michel Siffre)



Fig. 9 - Plancher stalagmitique

Aspects divers de la partie en contact avec l'argile sous-jacente: cuvettes (gours) bases de stalagmites, polygone (mal dessiné)

(Foto Michel Siffre)

Les formes les plus courantes sont des quadrilatères et des pentagones. L'épaisseur est d'environ 1 cm tandis que la hauteur varie entre 1 et 5 cm.

Ces polygones sont de trois types:

— les uns sont en sable légèrement aggloméré (fig. 10). Dans une étude récente nous avons supposé que ce sable provenait de la désagrégation de la roche encaissante, finement gréseuse (°);

— les autres sont uniquement constitués par de la calcite (fig. 11). Il est probable que le dépôt calcifié a pris naissance par saturation des parois de l'argile. Ce qui a permis aux craquelures de conserver leur forme;

— les dernières, en fin, sont mixtes, c'est à dire que du sable est emprisonné entre les couches de calcite (fig. 12).

b) *Les Gours* (fig. 13-14).

Les gours de la Grotte des Perles sont établis sur des pentes relativement faibles constituées par un sol argileux.

Ils peuvent être, soit isolés, soit groupés, mais le plus souvent ils forment des barrages successifs de faibles dimensions se déversant les uns dans les autres et situés le long des galeries.

Leur aspect général est celui des rides anastomosées, sensiblement parallèles, dissymétriques et perpendiculaires au sens de la pente où elles sont établies, tandis que leur plan général est celui d'un U largement évasé à ses extrémités. Le bord concave, en

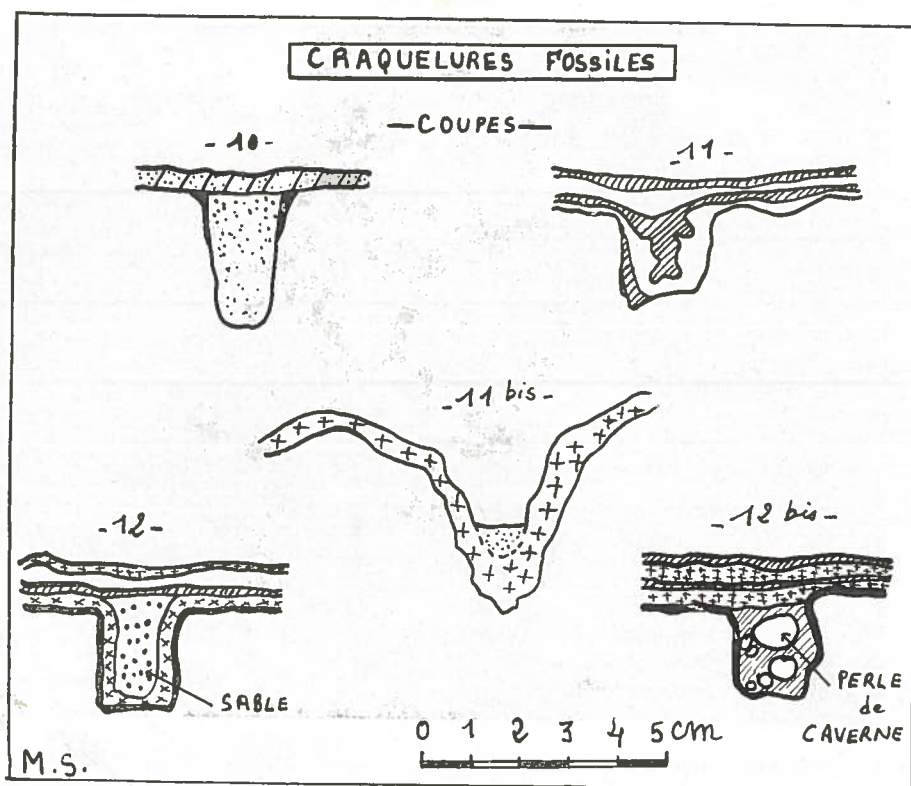


Fig. 10-11-12 - Constitution des polygones souterrains

10 - Craquelure fossile en grès

11 - 11 bis - Craquelures en calcite

12 - 12 bis - Craquelure mixte: calcite - sable - occasionellement perles de cavernes emprisonnées dans la calcite

penne raide, représente l'aval du gour. Son développement donne naissance à une margelle qui peut déterminer un surplomb. L'amont du gour est constitué par une rampe en pente douce. C'est, ou bien la terminaison aval de la margelle du gour précédent, ou bien un sol calcifié séparant les deux gour.

Si parfois, à un gour correspond une cuvette (fig. 15) dans l'argile (mode de formation classique déjà signalé par N. CASTERET) il n'en est pas toujours de même et la surface interne de nombreux échantillons examinés ne présente aucune trace de cupules creusées dans l'argile.

Aussi dans plusieurs publications avons nous jetés les bases d'une théorie susceptible d'expliquer ce modelé si curieux (1-5).

Nous avons essayé de reconstituer l'activité fluvio-endogène ayant donné naissance aux gour de la Grotte des Perles.

L'examen du gour indique:

1) le sens primitif de l'écoulement;

2) le sens de la pente de la galerie où il se trouve.

La Grotte des Perles nous montre quatre directions principales qui ont été empruntées par les eaux de ruissellement (voir Carte pédo-morphologique).

Ce sont:

1) Courants Est-Ouest.

Un écoulement fluvial provenant vraisemblablement des nombreuses cheminées impénétrables situées au plafond, a circulé le long de la galerie remontante (par rapport au débouché de la galerie d'entrée). L'eau a poursuivi son trajet par la galerie Descendante qu'elle a comblée.

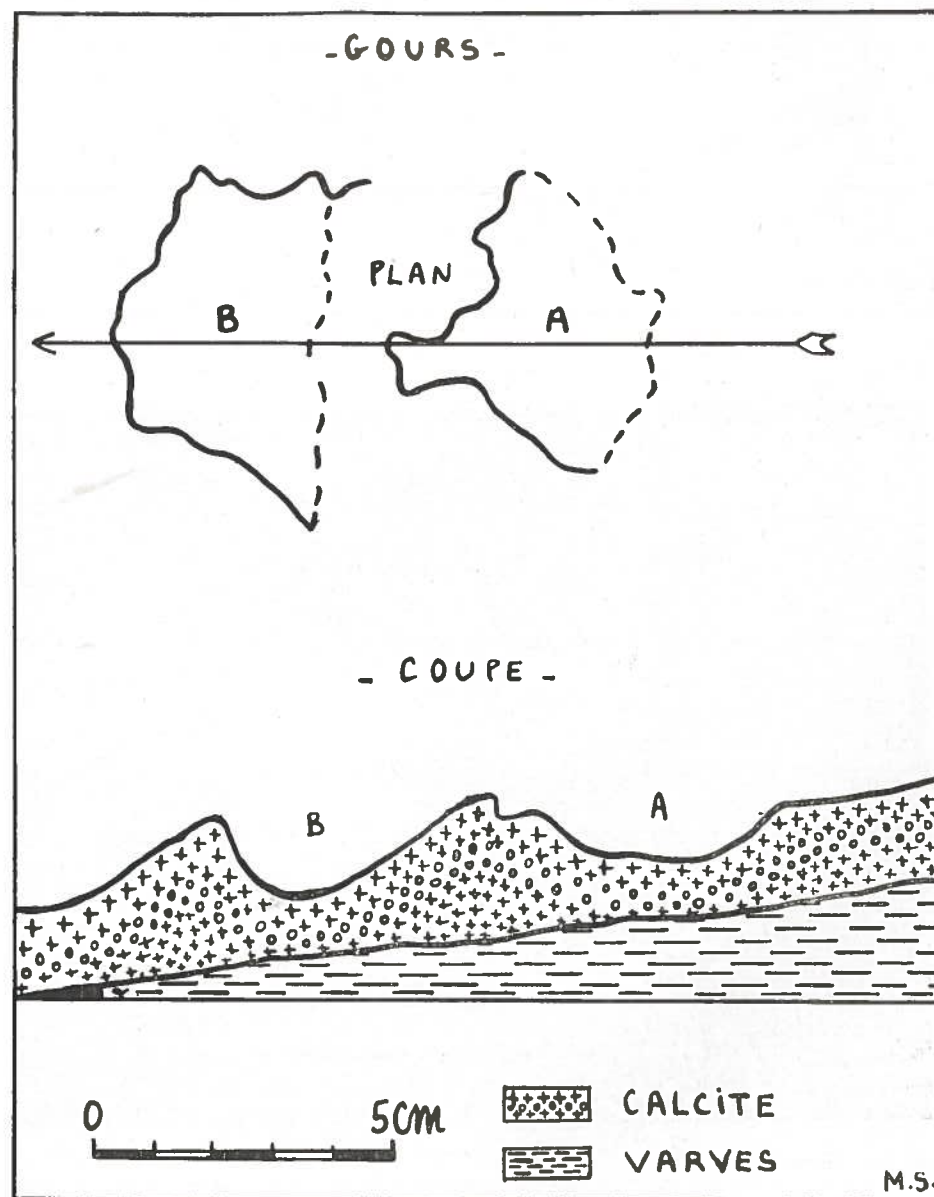


Fig. 13 - Gours dûs à un écoulement de type Nappo-laminaire

1° - Vue en plan - La flèche indique le sens de l'écoulement liquide

2° - Coupe. On constate que les cuvettes calcifiées (gours) ne correspondent pas à des cuvettes établies sur le substratum argileux

2) *Courants N.N.W. - S.S.E.*

Ces concrétions se trouvent en grande quantité dans la grotte.

— Dans la galerie des perles, les pisolites sont dans les vasques. Elles sont jaunes, mince pellicule blanchâtre.

Les eaux venues du labyrinthe des perles, ont d'abord suivi la galerie du sondage, puis ont subi un changement de direction, très visible, grâce à la déformation des gours, et se sont jetées dans le puits du mouton.

Elles ont emprunté aussi la galerie de la Méduse. Au dépôt de calcite sous forme de gours s'est ajoutée, dans cette galerie, la formation de perles des cavernes.

3) *Courants Ouest-Est.*

Dans la salle des mille colonnes, le trajet a été grosso-modo Ouest-Est. La pente est très faible.

4) *Courants N.N.E. - S.S.W.*

La pente de la galerie des Perles est S.S.W. L'eau provient d'une cheminée étroite, située au plafond de la salle de l'éboulis.

Les gours contiennent des perles.

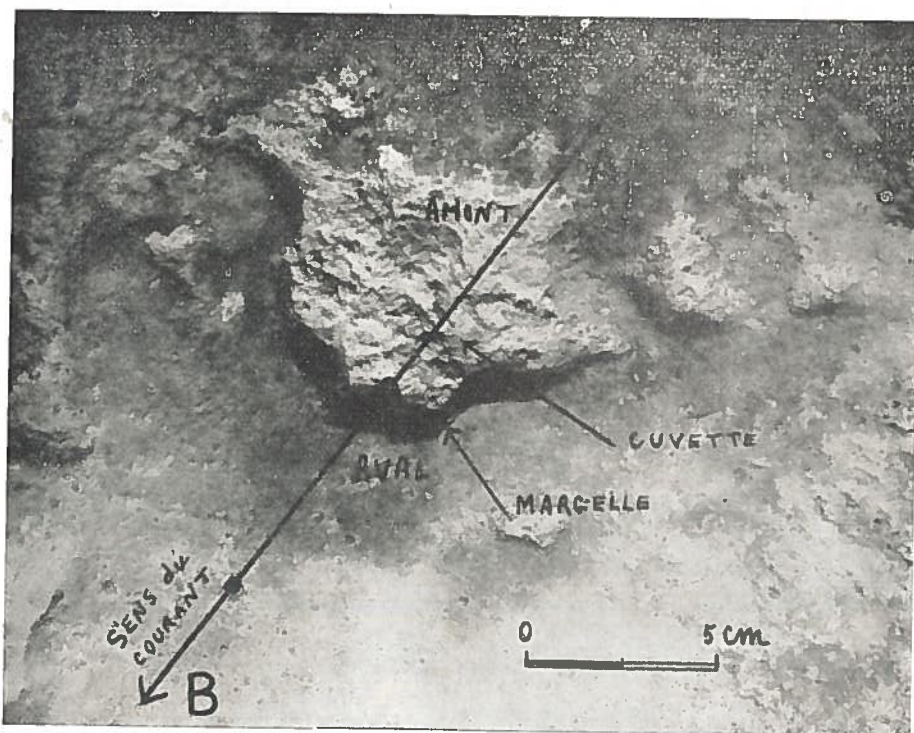
3) *Les Perles des Cavernes (*)* (fig. 16-17).

Fig. 14 - Gour vu en plan

(Foto Michel Siffre)

(*) Etudes morphoscopiques en cours.

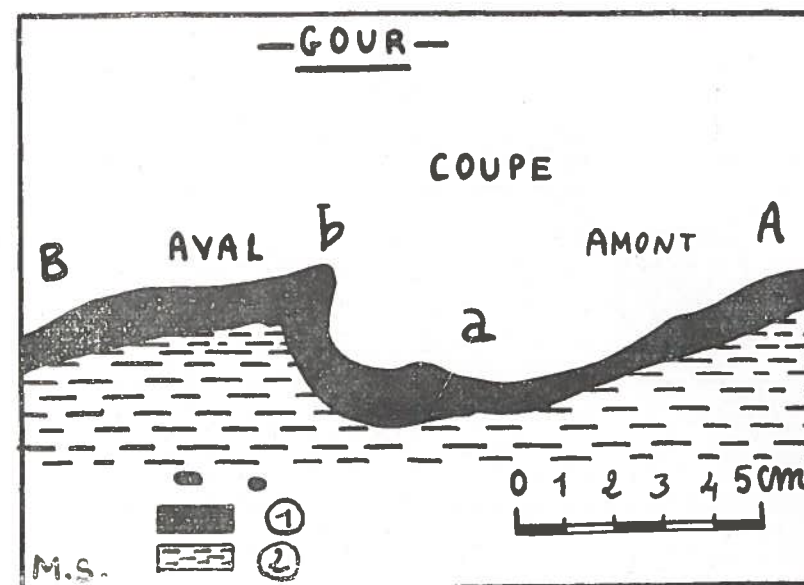


Fig. 15 - Coupe d'un gour

La formation d'un tel gour est dû à la stalagmitisation d'une cuvette argileuse
a - Cuvette b - Margelle

— Dans le labyrinthe, les perles remplissaient par centaines des gours profonds. Elles sont blanches, mâtes.

Leur taille varie entre 1 et 20 millimètres. Les plus curieuses sont plates, légèrement bombées au centre.

On observe souvent des perles soudées ensemble par le calcite.

4) *Cailloutis et éboulements soudés.*

On trouve ces dépôts bréchiques dans la partie terminale de la Grotte des Perles.

Ils proviennent généralement de l'action du gel et du dégel particulièrement forte dans cette partie de la cavité.

La roche est entièrement brisée, disloquée par des fissures. Sa fragilité est grande. Le simple toucher peut provoquer l'effondrement de blocs d'assez fortes dimensions. Le courant d'air froid et violent pendant la nuit, maintient la formation de glace au cours de l'hiver.

Il y a aussi en été d'importantes variations de température qui peuvent provoquer l'éclatement des roches de la cavité.

Mais ces deux actions se sont surtout produites à une époque passée. En effet, la plupart des éléments de la brèche sont soudés entre eux par un dépôt de calcite.

Cette étude serait essentiellement incomplète si nous ne signalions pas l'importance de la « sédimentation » stalagmitique qui obstrue entièrement certaines galeries.

La caverne possède en effet toute la gamme des concrétions classiques (fig. 18) des centaines de colonnes, de stalactites et de stalagmites, des coulées carbonatées, des excenriques, etc.

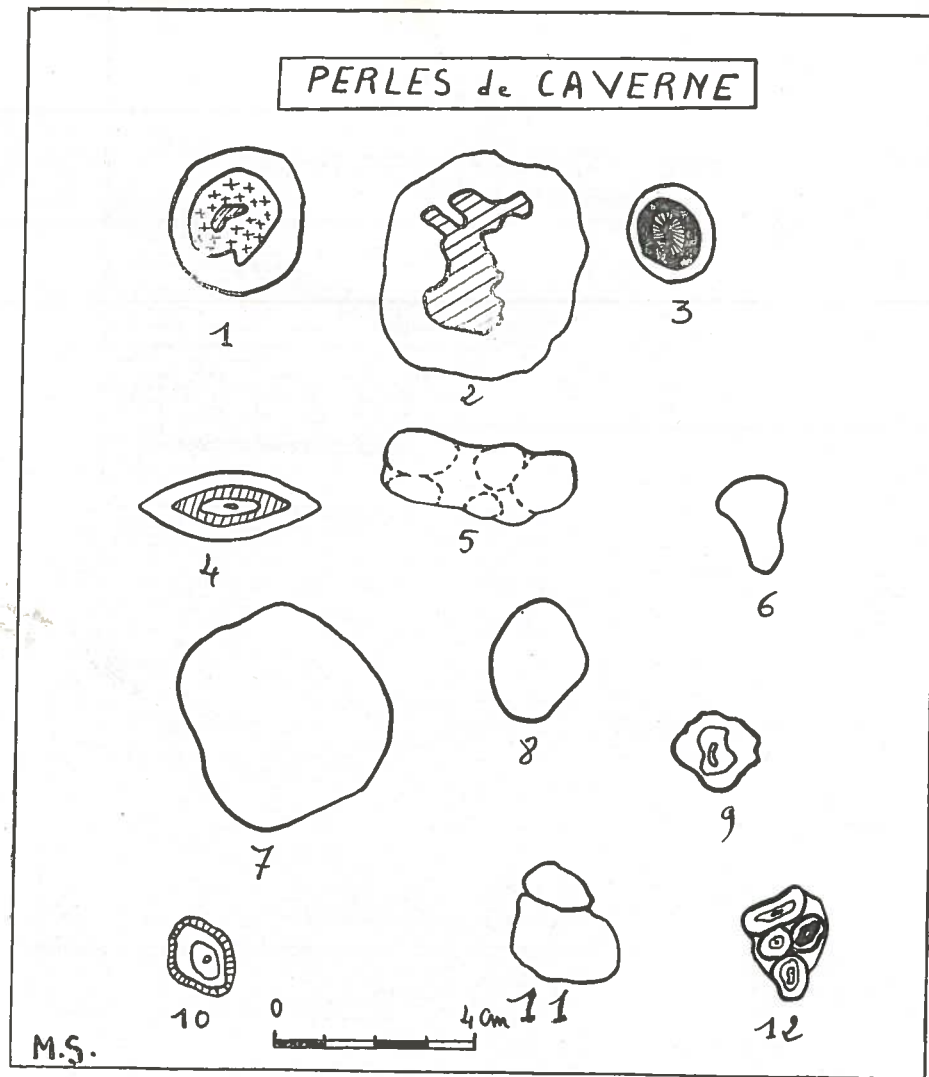


Fig. 16 - Perles de cavernes

1-2-3-4-9-10: Coupes

6-7-8: Plans

5 - 11: Perles agglomérées

12: Coupe dans un amas de perles

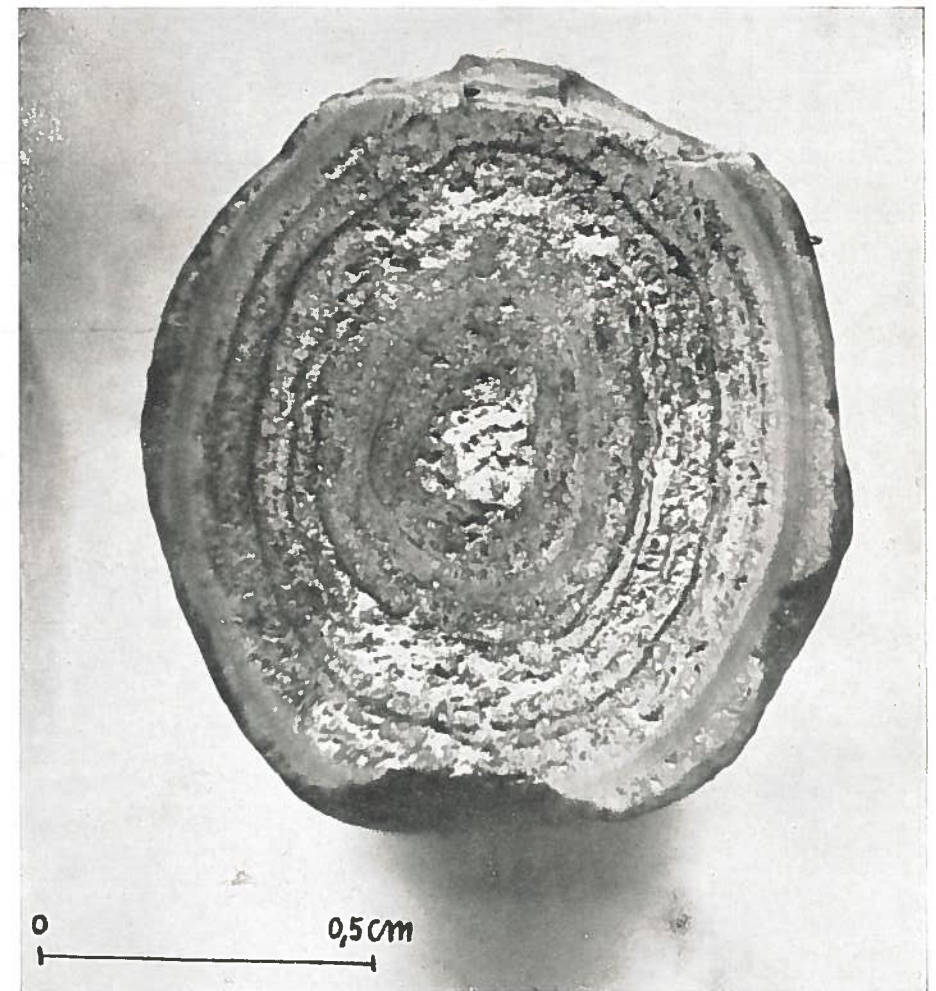


Fig. 17 - Détail de la section d'une perle de caverne

(Foto Michel Siffre)



Fig. 18 - Michel Siffre dans la Galerie du pont (1953)
Très nombreuses concrétions

(Photo Michel Siffre et Marc Michaux)

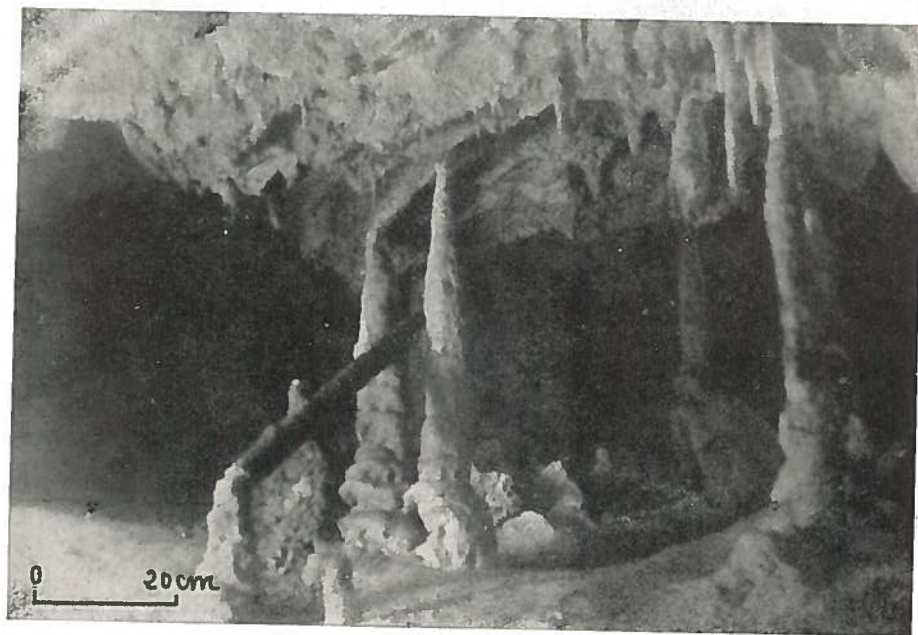


Fig. 19 - Salle de la Colonne Brisée
La colonne a été rassoudée par la calcite après s'être cassée

(Photo Michel Siffre et Marc Michaux)

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

- 1 - M. SIFFRE, 1956 - *Morphologie souterraine et hydrogéologie du massif calcaire de la Lare - Saint-Benoit (Basses-Alpes)*.
Prix de Géographie du Club Alpin Français (C.A.F.) de la Ville de Nice, 1956.
- 2 - M. SIFFRE, 1959 - *Sur un cas de fossilisation de varves souterraines craquelées*.
Communication présentée par Michel Siffre au Colloque sur les argiles du II^me Congrès National de Spéléologie, Cahors, France, sept. 1959. *Annales de Spéléologie*, T. XV, fasc. 2, 1960, p. 415-420.
- 3 - M. SIFFRE, 1959 - *Opus cité (2)*.
- 4 - M. SIFFRE, 1959 - *Écoulement « Nappo-Laminaire » et morphologie souterraine* - *Bull. de la Soc. Suisse de Spéléologie*, T. IV, déc. 1959, 7 p. 3 fig.
- 5 - ALAIN et MICHEL SIFFRE, 1959 - *L'écoulement laminaire en milieu souterrain* - Communication présentée au II^me Congrès National de Spéléologie, Cahors, sept. 1959, sous presse.

RESUMÉ

1) *Stratigraphie du remplissage de la cavité* (de bas en haut):

- sable fluviatile d'origine exogène;
- argile;
- sol calcifié;
- varves souterraines craquelées;
- polygones sableux ou calcitiques (empreintes fossiles des fissures de l'argile sous-jacente);
- plancher stalagmitique actuel.

La nature du sable (quartz anisométrique, feldspath microcline) indique la composition géologique des bassins d'alimentation voisins (grès d'annot, flysch oligocène) et montre que la cavité s'est comportée comme un piège à sédiments.

2) *Quatre types de sol existent en surface*; ce sont:

- a) sol polygonal argileux (varves fissurées);
- b) planchers stalagmitiques dont la partie interne présente des polygones sableux, calcitiques ou mixtes et dont la surface est modelée en gours.
(Essai de reconstitution de l'activité fluvio-endogène ayant donné naissance aux gours);
- c) perles des cavernes (études morphoscopiques en cours);
- d) cailloutis et éboulis (éboulis cryoclastiques endogènes) dus à l'action du gel et du dégel, puis stalagmités.

ABSTRACT

1) *Stratigraphy of the filling of grotte des perles* (from top to bottom):

- fluvial sand of subaerial origin;
- clay;
- stalagmite strip (fossil);
- subterranean clay with cracks;
- sand or calcitic polygons (fossil prints of sub-adjacent cracks);
- actual stalagmitic floor.

The nature of the sand (anisometric quartz, feldspaths microcline) indicates the geological composition of the neighbouring mother basins (Annot sandstone, oligocène flysch) and shows that the cavity has acted like a sediment trap.

2) *Four types of earth exist at the surface*. They are as follows:

- a) polygonal clay soil (fissures in dry clay);
- b) stalagmite strips of which the internal part offers sandy, calcitic or mixed polygons and the surface of which is shaped in « gours ».
(Reconstititional test of the subterranean fluvial activity having given birth to the « gours »);
- c) cave pearls (morphoscopic studies in operation);
- d) mass of fallen rock and earth and screes (subterranean cryoclastic screes) formed by the action of frosting and de-frosting, then stalagmited.

R. BERNASCONI

Speleo Club Universitario Comense - Società Speleologica Italiana
Société Suisse de Spéléologie - Section de Berne4^{ème} CONTRIBUTION A L'ETUDE DU MONDMILCH

L'EVOLUTION PHYSICO - CHIMIQUE DU MONDMILCH

INTRODUCTION

L'évolution physico-chimique du Mondmilch est liée essentiellement à la phase aqueuse. En nous appuyant sur des données expérimentales soit inédites, soit déjà exposés dans un travail précédent (3), nous examinerons le Mondmilch du point de vue physique, en essayant de situer le « domaine Mondmilch », puis son évolution du double point de vue physique et chimique. Un dernier chapitre exposera des hypothèses nouvelles sur la genèse du Mondmilch. Nous suivrons le plan suivant:

Chap. I - Analyses chimiques de la phase solide du Mondmilch.

Chap. II - Analyses physico-chimiques de la phase aqueuse du Mondmilch.

§ 1. - La teneur en eau du Mondmilch.

§ 2. - Le facteur d'hydratation.

§ 3. - L'équilibre carbonique de l'eau d'imprégnation.

Chap. III - Le système « phase solide - phase liquide ».

§ 1. - Lyophilie et lyophobic. Hydratation.

§ 2. - Sédimentation. Cacking. Peptisation.

§ 3. - Plasticité et comportement rhéologique du Mondmilch.

Chap. IV - La phase mobile.

§ 1. - L'existence de la fraction d'eau libre.

§ 2. - La phase mobile. Nouveaux aspects sur la nature physique du Mondmilch.

Chap. V - L'évolution du Mondmilch.

§ 1. - La deshydratation.

§ 2. - La percolation.

Chap. VI - Nouvelles hypothèses sur la genèse du Mondmilch.

§ 1. - Aperçu historique.

§ 2. - Nouvelles hypothèses sur la genèse du Mondmilch.

Chap. I - ANALYSES CHIMIQUES DE LA PHASE SOLIDE DU MONDMILCH

Dans le but d'avoir une certaine connaissance de la composition chimique du Mondmilch, nous avons effectué une vingtaine d'analyses chimiques quantitatives de différents Mondmilchs.

Dans deux cas, nous nous sommes intéressés plus spécialement à l'analyses de différentes parties d'un même Mondmilch.

Matériel d'étude.

a) Beatushöhlen (Beatenberg, Berne)¹⁾: les échantillons proviennent d'une fissure située dans la salle « Schildkrötendom », à environ 600 m de l'entrée.

Echantillon no. 14: roche-mère

15: mondmilch très hydraté

13: mondmilch plus ou moins croûteux à l'extérieur (13a) et hydraté à l'intérieur (13b).

¹⁾ Pour les facilités obtenues pendant mes visites aux Beatushöhlen, j'exprime mes remerciements à M. F. Gimmel, chef-guide.

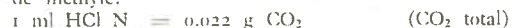
- 16: mondmilch hydraté (1959)
- b) Crepaccio no. 3 di Tremona (Tremona, Tessin): les échantillons proviennent d'une haute paroi à quelques mètres de l'entrée. La roche est typiquement dolomitique. Echantillon no. 1: mondmilch peu hydraté (1956)
- 17: roche-mère
- 18: mondmilch concrétionné, avec un noyau interne cristallisé (18 a), et entouré par un manteau à deux couches distinctes: une zone interne (18 b) et une zone externe (18 c).
- c) Mamilchloch (Oberwil, Simmental, Berne): l'échantillon provient des parois de la partie ascendante de la cavité. Echantillon no. 11: mondmilch peu hydraté.
- d) Différentes cavités du Jura suisse (Ct. Neuchâtel): Echantillon no. 4 et 5: Gouffre du Pertuis (Dombresson)
7 et 8: Baume de Longeaigne (Buttes)
9 et 10: Grotte du Lierre (La Chau-de-Fonds)
3 Grotte de Môtiers (Môtiers).
- e) Grotta de su Marmorì (Ulassai, Sardaigne)²⁾: exemple typique d'hydromagnésite. Echantillon no. 20.
- f) Grotte di Castellana (Bari, Italie)²⁾: Echantillon no. 21.
- g) Avent d'Ornac (France)³⁾: Echantillon no. 6.

Méthode.

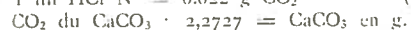
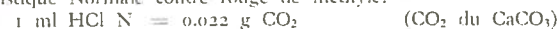
Afin connaître, dans une mesure suffisante, la composition chimique du Mondmilch, il suffisait d'en connaître les trois éléments caractéristiques à savoir la teneur en carbonate de calcium, carbonate de magnésium et silice.

Pour cette raison, nous avons élaboré une méthode assez simple et rapide, basée sur la titration des carbonates. Puisque les éléments calcium et magnésium sont présents sous forme de carbonate uniquement (1), il était facile d'en déduire, par le calcul, la teneur en carbonate de calcium ou de magnésium. D'autre part nous savons que le « résidu insoluble » se compose surtout de la silice avec de petites quantités variables de fer (1). Par conséquent, nous avons renoncé à isoler l'acide silicique et employerons la valeur globale du résidu insoluble.

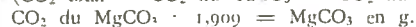
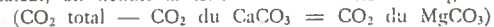
0.2000 g de Mondmilch, séché à 110°C jusqu'à poids constant, et pulvérisé, son suspendus avec un peu d'eau dist. et dissous à chaud avec 10.00 ml d'acide chlorhydrique Normal. La solution est filtrée sur un papier sans cendres, et après lavage quantitatif, avec de l'eau dist., on fait bouillir pendant 10 minutes pour chasser le CO₂. Après refroidissement, on titre à l'aide de soude caustique Normale contre rouge de méthyle:



Après cette titration, on acidule la solution avec 1-2 gouttes d'acide chlorhydrique dilué, et après addition de 5 ml de chlorure d'ammonium 10%, on rend la solution alcaline par quelques ml d'ammoniac dilué, et on porte à ébullition. On précipite le carbonate de calcium par quelques ml de carbonate d'ammonium 10%, on laisse refroidir et sédimenter. Après quelques heures, on filtre le précipité quantitativement dans le vide sur un Gooch G 4, et on lave avec de l'eau dist. exempte de CO₂. Le Gooch avec le précipité est ensuite mis dans un béccher avec 50 ml d'eau dist. et 10.00 ml d'acide chlorhydrique Normal. On fait bouillir pendant 10 minutes et après refroidissement, on titre à l'aide de soude caustique Normale contre rouge de méthyle:



Par le calcul, on déduit la teneur en carbonate de magnésium:



2) Je remercie M. S. Dell'Oca qui a bien voulu me confier les échantillons italiens.

3) Je remercie M. R. de Joly qui m'a envoyé cet échantillon.

Le filtre sans cendres sera enfin incinéré dans un creuset de porcelaine séché et taré. La différence de poids donnera le résidu insoluble.

Dans le cas des échantillons no. 13 et 18 on a procédé, après séchage, à la séparation mécanique quantitative des différentes parties.

Résultats.

Les résultats sont résumés dans le tableau ci-dessous.

Tabl. I

No.	Grotte	CaCO ₃ %	MgCO ₃ %	Res. insol. %
14	Beatushöhlen	52.56	1.91	1.80
15		66.46	1.94	0.68
13a		00.96	2.66	1.90
13b		98.60	0.06	1.25
1	Crepaccio 3 Tremona	94.69	2.63	2.62
16		97.49	2.14	0.35
17		69.45	27.78	2.60
18a		87.24	11.72	0.80
18b		79.11	19.61	0.50
18c	88.16	11.25	0.50	
11	Mamilchloch Oberwil	96.99	1.05	1.37
4	Gouffre du Pertuis	87.98	9.97	2.03
5		97.54	1.05	0.90
7	Baume de Longeaigne	86.66	5.53	7.45
8		97.09	2.30	0.60
9	Grotte du Lierre	99.04	0.60	0.40
10		92.74	4.82	2.10
3	Grotte de Môtiers	97.76	1.29	0.88
20	Grotta de su Marmorì ¹⁾	traces	94.41 ¹⁾	max. 1 ²⁾
21	Grotte di Castellana	97.59	2.16	0.21
6	Aven d'Ornac	99.19	0.84	0.20

1) exprimé en 3 MgCO₃ · MgO.

2) le reste est représenté par la « terra rossa » restée dans l'échantillon.

À part quelques exceptions, qui seront discutées plus loin, on note que la teneur en MgCO₃ est assez constante et comporte 1-2.5%. Aussi la teneur en silice (exprimée comme résidu insoluble) est assez constante et comporte 0.5-2.5%.

Puisque nous n'avons pas effectué des analyses de stalactites, nous devons nous borner à considérer les quelques données de la littérature. Pour des grottes françaises ou espagnoles, on donne des valeurs assez constantes de la teneur en MgCO₃, savoir 3% (10). Le Mondmilch présenterait donc des teneurs en MgCO₃ nettement inférieures. Par contre, la teneur en silice y est supérieure, si l'on considère celle des stalactites citées qui est de 0.9%.

Chap. II - ANALYSES PHYSICO-CHIMIQUES DE LA PHASE AQUEUSE

§ 1. - LA TENUEUR EN EAU DU MONDMILCH.

Puisque le Mondmilch *in situ* est normalement hydraté, il importe de connaître la valeur de cette phase aqueuse. Cette détermination a déjà fait l'objet d'une note

1) Cf. BALCONI M. - GIUSEPPETTI G.: *Sull'idromagnésite della Grotta de su Marmorì*. Studi e ricerche dell'Istituto mineral. e petrografia Univ. Pavia, fasc. 1, 1959.

précédente (3), et nous y renvoyons pour plus de détails.

Matériel d'étude. cf. Chap. I.

Méthode.

On détermine la teneur en eau par la méthode du séchage à l'étuve électrique à 105-110°C jusqu'à constance de poids.

Un petit tube bien sec taré à l'avance (t) est rempli de Mondmilch (env. 5 g) et fermé soigneusement avec un bouchon de liège. Le lendemain (après 15-20 heures), on pèse (A) et on sèche à l'étuve à 105-110°C jusqu'à constance de poids. Après le refroidissement dans l'exiccateur, on pèse de nouveau (a), l'eau évaporée sera donnée par $E = (A - t) - (a - t)$, et pourra être exprimée en %.

Les pertes que peut subir l'échantillon du jour de la récolte jusqu'au lendemain (jour de la détermination) ont été vérifiées expérimentalement et comportent 0,5% lorsque le Mondmilch contient plus de 70% d'eau. (3).

Résultats.

Tabl. II

No.	Grotte	E %	Aspect de l'échantillon in situ
5	Gouffre du Pertuis . . .	71.4	fin, très plastique et hydraté, blanc
4	Gouffre du Pertuis . . .	4.9	concrétionné, deshydraté
8	B. de Longeaigne . . .	73.6	fin, très plastique et hydraté, blanc
7	B. de Longeaigne . . .	69.1	fin, très plastique et hydraté, blanc
9	Grotte du Lierre . . .	73.4	fin, très plastique et hydraté, blanc
10	Grotte du Lierre . . .	73.1	fin, très plast. et hyd., blanc, deshyd.
3	Grotte de Môtiers . . .	9.9	type concrétion, argileux
19	Grotte de Môtiers . . .	68.3	fin, plastique et hydraté, blanc
13b	Beatushöhlen . . .	73.8	plus grossier, plast. et hydraté, blanc
15	Beatushöhlen . . .	79.7	fin, très hydraté, plastique, blanc
13a	Beatushöhlen . . .	5.6	type concrétion, deshydraté
11	Mamilchloch Oberwil . . .	16.4	deshydraté, très fin

Dans la règle, la teneur en eau est assez élevée et comporte environ 70%.

§ 2. - LE FACTEUR D'HYDRATATION (FH).

Comme nous l'avons défini dans une note précédente (3), le facteur d'hydratation exprime la quantité d'eau en ml pouvant être retenue par adsorption par 100 g de Mondmilch séché. Puisque cette grandeur est fondamentale pour la compréhension de la phase mobile, nous exposerons brièvement nos résultats, en renvoyant pour plus de détails à la note précédente.

Matériel d'étude. cf. Chap. I.

Méthode.

Le principe est le suivant: dans un micropercolateur, dont le bout inférieur étiré en capillaire grossière plonge dans une microburette de 1 ml graduée, et dont le fond est obturé par de l'ouate non dégraissée, on introduit 0.1000 g de Mondmilch séché et 1.00 ml d'eau dist. exempte de CO₂. La quantité d'eau non percolée dans la burette représente l'eau retenue par adsorption par le Mondmilch (V). Si V_k est la quantité d'eau retenue par l'ouate non dégraissée (essai en blanc), le facteur d'hydratation sera $FH = (V - V_k) \cdot 1000$.

Une autre méthode, celle de la sédimentation, permet d'obtenir le même résultat, à condition que le Mondmilch soit de composition assez homogène. On procède de la façon suivante: une quantité a de Mondmilch séché est agité dans un cylindre gradué avec b ml d'eau dist. Le mélange occupera x ml. On laisse sédimenter jusqu'à hauteur constante de la colonne solide (environ 1 mois) et on lit le volume y occupé par la poudre. Le facteur d'hydratation sera donné par

$$FH = \frac{b - (x - y) \cdot 100}{a}$$

Résultats.

Tabl. III

No.	Grotte	FH
11	Mamilchloch Oberwil	250
13b	} Beatushöhlen	200
15		180
13a		70
9	Grotte du Lierre	100
10	Grotte du Lierre	270
5	Grotte du Pertuis	260
3	Grotte de Môtiers*	20
8	B. de Longeaigne	140
14	Beatushöhlen (roche)*	5

*) après pulvérisation

Le facteur d'hydratation est en rapport inverse avec la grandeur des particules composantes le Mondmilch: plus les particules sont petites, plus grande sera la surface totale de la poudre et plus grande sera par conséquent la quantité d'eau pouvant être retenue.

Au chap. IV, § 1, seront analysés les rapports entre le FH expérimental et la teneur en eau réelle du Mondmilch.

§ 3. - L'EQUILIBRE CARBONIQUE DE L'EAU D'IMPREGNATION DU MONDMILCH.

On pouvait admettre que l'eau d'impregnation du Mondmilch devait être saturée en carbonates. Les quelques analyses effectuées confirment cette supposition et bien que ne provenant que d'une seule grotte, on peut certainement généraliser ces résultats.

Matériel d'étude.

Beatushöhle, Mondmilch no. 15.

Dans le but d'avoir des valeurs de contrôle, on a également analysé l'eau de ruissellement d'une paroi concrétionnée, vis-à-vis de la « Cascade pétrifiée », peu distante du gisement du no. 15.

Méthode.

La concentration des carbonates dissous dépend du titre en CO₂ dissous et de la température.

Pour une température donnée, l'état d'équilibre correspond à une solution dont la quantité de CO₂ agressif est nulle et le CO₂ libre est représenté uniquement par le CO₂ d'équilibre (solution non agressive) et à une solution dont la quantité de CO₂ lié est nulle et le CO₂ des bicarbonates est entièrement représenté par le CO₂ semi-combiné (solution non saturée): à cet état correspond un pH bien déterminé.

En nous basant sur ces notions théoriques, (10) nous avons procédé de la façon suivante:

a) Récolte de l'eau d'impregnation. On exprime le Mondmilch en y exerçant une légère pression avec la main gantée de gomme et on recueille les gouttes dans un entonnoir. L'eau filtrée (env. 35 ml), qui doit être parfaitement limpide, est recueillie dans un flacon très propre, lavé à l'eau distillée et muni d'une fermeture hermétique.

b) Détermination du pH de l'eau d'impregnation. 10 ml de l'eau ainsi exprimée sont tout de suite additionnées de l'indicateur indiqué et le pH déterminé colorimétriquement (par ex. à l'aide d'une série de tampons Sorensen, échelonnés à 0.1 unité pH).

c) Détermination de la température de l'eau d'imprégnation. Le thermomètre, gradué en 0.1° C, est mis en contact intime avec le Mondmilch pendant 10 minutes, en ayant soin d'éviter toute influence due à la chaleur du corps, de la lampe, etc.

d) Détermination du titre en carbonate de calcium de l'eau d'imprégnation. Le flacon contenant le reste de l'eau exprimée, hermétiquement fermé, est conservé jusqu'au moment de la détermination, dans les limites du possible au frais (10°). Sur 10,00 ml on détermine ensuite le titre du CaCO₃ par la méthode habituelle (titration à l'aide d'acide chlorhydrique 1/100 Normal contre méthylorange: 1 ml HCl 1/100 N = 0.0005 g CaCO₃). Ce titre est exprimé en degrés TAC (mgr CaCO₃/L.).

A l'aide de ces trois valeurs (pH, température et titre en CaCO₃) il est possible de connaître l'équilibre carbonique de l'eau d'imprégnation en se référant aux nomogrammes établis (10). A une température donnée et pour un titre de CaCO₃ donné correspond un pH bien déterminé lorsque la solution est en équilibre. Si le pH trouvé est supérieur la solution est saturée en carbonates. On a effectué deux déterminations à distance d'une année, dans les mois d'hiver. Il nous a été malheureusement impossible d'effectuer une détermination en été.

Lors de la première détermination l'humidité relative au « Schildkrötendom » atteignait 95.48% (détermination avec l'hygromètre de Regnault).

Résultats.

Tabl. IV

	1 ^{ère} détermination (22.2.59)				2 ^{ème} détermination (7.1.60)			
	Température	pH	carbonates exprimés en mgr/L. CaCO ₃	pH d'équilibre correspondant aux TAC trouvés	Température	pH	Carbonates exprimés en mgr/L. CaCO ₃	pH d'équilibre correspondant aux TAC trouvés
Eau d'imprégnation du Mondmilch	9.1	8.1	144	7.92	9.7	8.6	142.5	7.95
Eau de ruissellement	9.1	8.8	132.5	7.85	9.7	9.0	140.0	7.98

Dans tous les cas le pH trouvé était supérieur à celui d'équilibre, par conséquent l'eau d'imprégnation du Mondmilch, ainsi que l'eau du ruissellement, est saturée en carbonates. La première toutefois beaucoup moins saturée que la deuxième.

Chap. III - LE SYSTEME « PHASE SOLIDE - PHASE LIQUIDE »

Un système formé par deux composantes (phases), égales ou inégales entre elles, est un système dispersé, où l'une des phases est répartie dans l'autre: la première est la phase dispersée, la deuxième la phase dispersante.

Lorsque la phase dispersée est solide et la phase dispersante liquide, le système résultant est une suspension. A cette catégorie appartient le Mondmilch, sa phase dispersée étant représentée par les particules de carbonates et sa phase dispersante par l'eau.

Dans ce qui suit, nous allons examiner les propriétés et les caractéristiques propres aux suspensions¹⁾ et par là du Mondmilch.

§ 1. - LYOPHILIE ET LYOPHOBIE. HYDRATATION.

Des particules peuvent avoir un comportement lyophile ou lyophobe envers le liquide dispersant. Dans le premier cas les particules se laissent mouiller par le liquide, c.à.d. ils ne le repoussent pas; dans le deuxième cas, il y a le phénomène contraire. Théoriquement quatre possibilités peuvent se présenter, suivant que les particules, respectivement les liquides, possèdent des propriétés hydrophiles ou lipophiles: lyophilie de particules hydrophiles avec liquides hydrophiles; lyophobie de particules lipophiles avec liquides hydrophiles; lyophilie de particules lipophiles avec liquides lipophiles; lyophobie de particules hydrophiles avec liquides lipophiles.

Dans le cas du Mondmilch seulement les premiers deux cas sont à examiner, puisque la phase dispersante est l'eau à propriétés hydrophiles.

Si l'on examine une série de corps anorganiques hydrophiles, c.à.d. qui ont une certaine affinité pour l'eau (et en général pour des liquides hydrophiles), on remarque que tous ont des atomes d'oxygène dans leur molécule, ce qui n'est pas le cas pour les corps lipophiles.

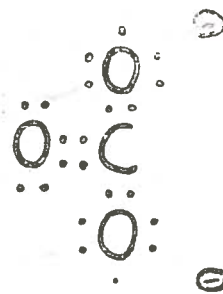


Fig. 1

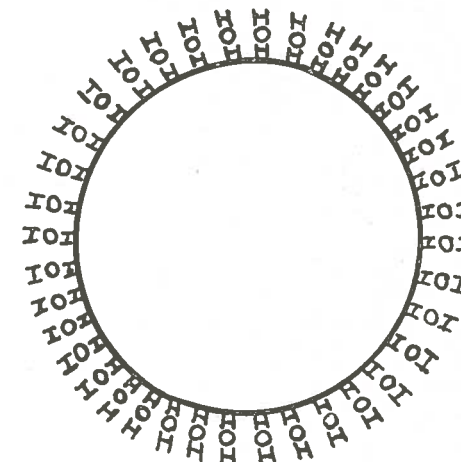


Fig. 2

L'examen du jon carbonate montre qu'il est très riche en atomes d'oxygène: en effet sur un atome de carbone il y en a trois. Dans les sels neutres, (comme le carbonate de calcium ou de magnésium) il en reste un avec deux paires d'électrons libres (fig. 1). Les carbonates appartiennent donc aux substances hydrophiles et l'hydrophilie de la phase solide du Mondmilch est ainsi théoriquement fondée: par la structure des carbonates, on peut même supposer qu'elle sera assez forte. La forte plasticité du Mondmilch semble donner raison à cette supposition.

Le Mondmilch est donc une suspension dont les deux phases sont hydrophiles et présentent, par conséquent, une nette lyophilie. Cette lyophilie se manifeste par la for-

1) Pour plus de détails se référer à la littérature suivante:
FISCHER K.: *The state of the dispersed solid*, in: Fischer K.: *Colloidal dispersions*. New-York and London, 1953.
MUENZEL, BUECHI, SCHULTZ: *Galenisches Praktikum*, 1959, Stuttgart.
DE WAELE A.: *Introduction to the Rheology of Disperse Systems*. J. Soc. Cosm. Chem., 7, 336, 1956.

mation d'une pellicule d'eau enveloppant chaque particule. Cette pellicule, qu'on appelle couche de solvation (ou, puisqu'il s'agit d'eau, couche d'hydratation) est formée par une série de molécules d'eau fixées à la surface des particules de façon orientée (fig. 2).

Puisque cette couche d'eau est très stable, on peut supposer que l'hydrophilie du carbonate repose sur la formation d'un pont hydrogène-oxygène entre la molécule d'eau et celle du jon carbonate, celui-ci mettant en jeu une de ses deux paires d'électrons libres.

§ 2. - SEDIMENTATION. CACKING. PEPTISATION.

Dans une suspension, la phase solide est presque toujours d'une densité plus élevée que la phase dispersante: par ce fait les particules de la phase solide tendent à sédimenter et cela d'autant plus vite que le rapport phase solide-phase liquide est petit. La sédimentation obéit à la loi de Stoke: la vitesse de sédimentation est directement proportionnelle aux dimensions et au poids spécifique de la particule, ainsi qu'à la constante g de l'attraction terrestre et inversement proportionnelle à la viscosité de la phase dispersante.

Toutefois cette loi ne considère que le cas idéalisé d'une particule sphérique ou très petite et isolée. Elle est encore applicable lorsque le rapport phase solide-phase liquide comporte 0.1-0.3, mais lorsque ce rapport atteint 1 et plus, la vitesse de sédimentation devient nulle. Une telle suspension concentrée est appelée pâte.

Tel est le cas par exemple lorsque une suspension est sédimentée: il y a alors une phase liquide surnageante et une phase solide retenante encore du liquide, une phase donc qui est en réalité un système biphasé du type suspension concentrée (pâte).

Il se peut qu'une telle pâte s'agglomère de plus en plus pour former une masse toujours plus ferme et dure, agglomération accompagnée éventuellement par des phénomènes de cristallisation.

Ce processus, appelé cacking par les anglosaxons, provient de la diminution ou disparition des couches d'hydratation ou de la disparition d'une charge électrique des particules, ce qui entraîne l'apparition des forces d'adhésion.

On peut envisager le processus opposé à ce dernier, c.à.d. la suppression des forces d'adhésion par l'apparition d'une charge électrique égale sur les surfaces des particules: de cette façon, chaque particule repousse celles qui l'entourent, d'où une sédimentation ralentie ou annulée. Ce phénomène est dit peptisation. La charge électrique apparaît lorsque la phase dispersante contient des électrolytes dissociés: suivant l'affinité, un des ions se fixe sur la particule et la charge électriquement. La concentration optimum de l'électrolyte est infime: parfois des solutions 0,001 molaires suffisent déjà.

Pour le Mondmilch, les phénomènes de la sédimentation vraie et propre n'entrent pas en ligne de compte. On peut assimiler le Mondmilch à une phase sédimentée (pâte), dans laquelle la couche d'hydratation est maintenue. Dans le Mondmilch normalement hydraté il ne faudra donc pas s'attendre à un processus de cacking. Ce comportement est mis à profit lors de la détermination du FH par la méthode de la sédimentation.

Puisque les phénomènes relevant de la sédimentation dépendent fortement du rapport phase solide-phase liquide, il en sera encore question au paragraphe suivant et au chap. IV.

En ce qui concerne la peptisation, il n'est pas exclu que ce phénomène ait une influence sur la stabilité du Mondmilch. En effet, la phase dispersante n'est pas de l'eau pure mais une solution très diluée de différents électrolytes et autres substances. Toutefois, il ne faut pas perdre de vue que la peptisation produite par un électrolyte peut être détruite par un deuxième. Pour cette raison, nous croyons peu probable qu'une peptisation stable puisse avoir lieu dans le Mondmilch.

§ 3. - PLASTICITÉ ET COMPORTEMENT RHÉOLOGIQUE DU MONDMILCH.

Nous avons vu que le Mondmilch est assimilable à une suspension concentrée ou pâte. Celles-ci se caractérisent nettement par leur plasticité, c.à.d. que lorsqu'elles sont déformées par une force, elles gardent leur nouvelle forme dès que la force cesse d'agir. En ceci, elles se distinguent des corps élastiques. Si l'on exerce une pression sur le MondMilch, on observe une déformation plastique qu'on exprime graphiquement par la courbe ci-contre (fig. 3).

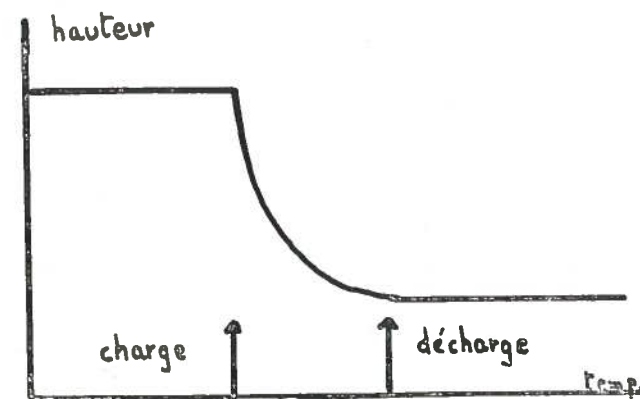


Fig. 3

La plasticité est conditionnée par la viscosité du Mondmilch (viscosité plastique). Par viscosité, on entend la résistance à l'intérieur d'un liquide contre toute force qui l'oblige à couler. Si l'on désigne cette force par F , par S la surface du liquide soumise à cette force, par v la vitesse avec laquelle se déplace S , par h la distance entre une surface supérieure et une surface inférieure et par η un facteur de proportionnalité désignant la résistance interne (viscosité), on aura la relation

$$F = \eta \cdot \frac{v}{h} \cdot S$$

Si $\frac{F}{S} = T$ ou pression tangentielle

et $\frac{v}{h} = D$ ou vitesse de déformation

on obtiendra un facteur de proportionnalité entre pression tangentielle et vitesse de déformation $\eta = \frac{T}{D}$ ou viscosité, qui sera exprimé en Poises.

Un corps plastique est caractérisé par le fait qu'il ne commence à couler que lorsque T a atteint une certaine valeur T_f . Celle-ci est appelée seuil d'écoulement. Comme conséquence importante, il en résulte qu'un corps plastique ne coule pas sous l'influence de l'attraction terrestre. Un corps plastique donne un rhéogramme caractéristique (fig. 4), où f est le seuil d'écoulement théorique et f' celui effectif.

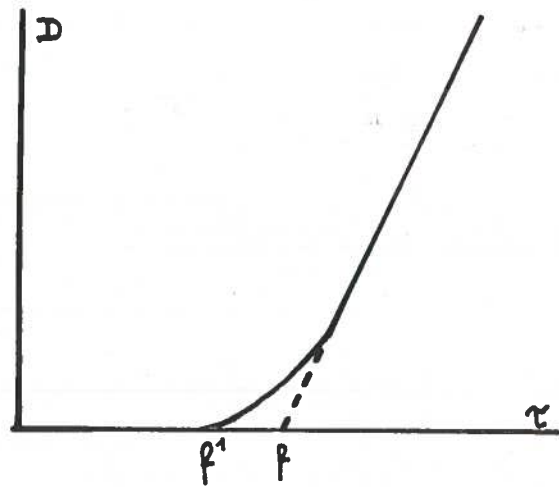


Fig. 4

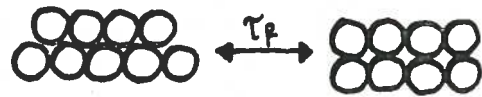


Fig. 4a

Les deux valeurs caractérisant tout corps plastique sont donc:
le seuil d'écoulement T_f

$$\text{la viscosité plastique } \eta = \frac{T - T_f}{D}$$

On explique aisément le phénomène du seuil d'écoulement en admettant une forme enchevêtrée qui ne coule pas et une forme non enchevêtrée qui coule. Schématiquement cela se laisse exprimer comme fig. 4 A.

Puisque le Mondmilch n'est pas un corps unitaire et à composition fixe, il est clair que ses propriétés varieront avec les variations du rapport phase solide-phase liquide, notamment son comportement rhéologique. Celui-ci a déjà fait l'objet d'une précédente note préliminaire (3).

Le tableau ci-dessous en est un résumé schématique. A noter que ce tableau ne vaut que pour un Mondmilch ayant un FH moyen de 180¹⁾. Plus cette valeur est haute, plus grande sera la surface de la phase solide et plus grande sera aussi la quantité d'eau retenue: par conséquent, il y aura un déplacement des propriétés générales vers la droite. Puisque les variations du FH ne sont pas en général très grandes, aussi ces déplacements ne comporteront que quelques %, et le tableau conserve une validité générale.

L'examen du comportement rhéologique du Mondmilch permet de définir mieux les limites dans lesquelles se trouve le « domaine Mondmilch ». On voit que la plasticité du Mondmilch commence lorsque la phase aqueuse comporte environ 35%, atteint

1) Les valeurs du tableau no. 5 sont celles du Mondmilch no. 15 provenant de la Beatushöhle.

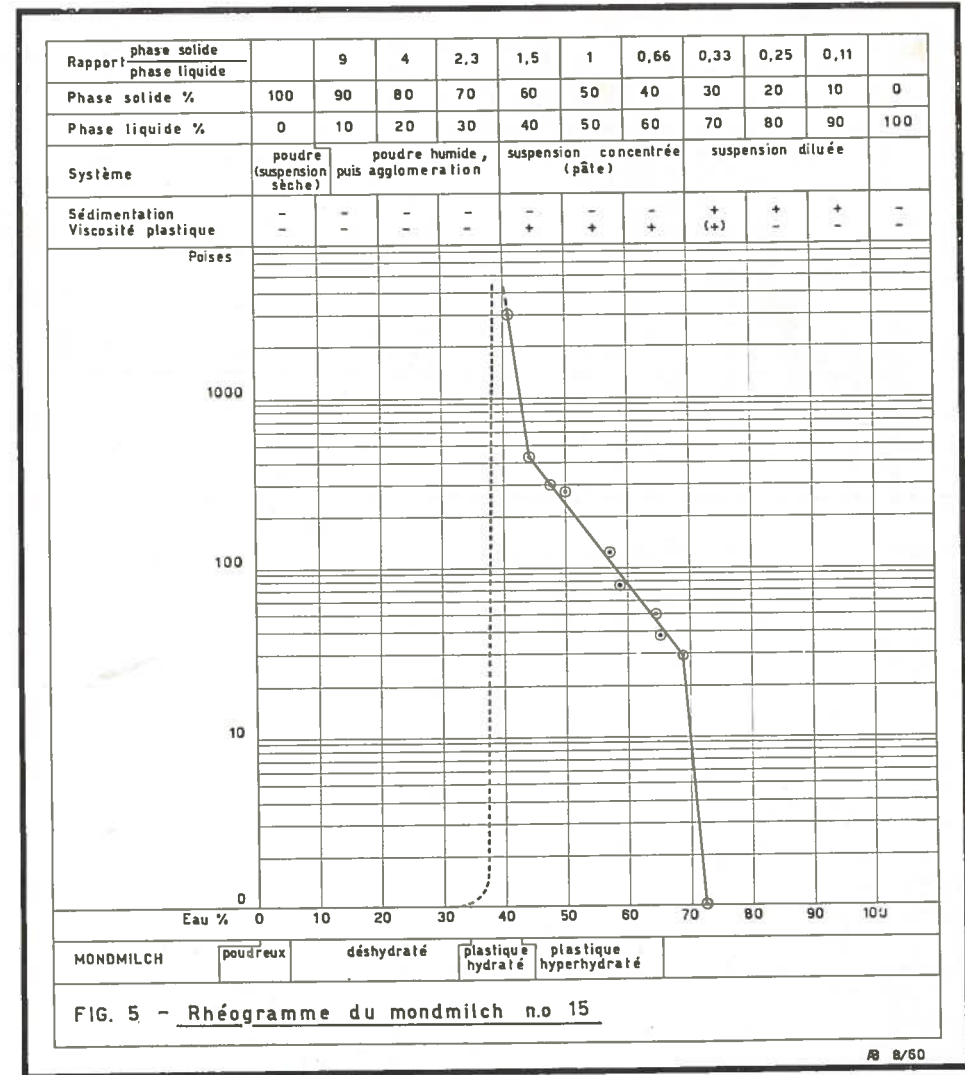


FIG. 5 - Rhéogramme du mondmilch n.o 15

8 8/60

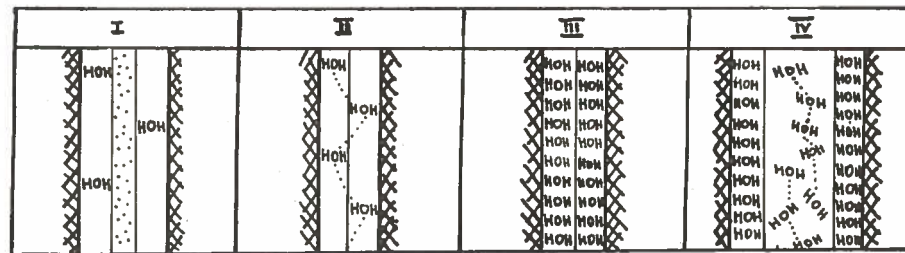
son maximum à 37-40% et décroît rapidement jusqu'à 65% environ d'eau¹⁾. A partir de ce moment, on entre dans le domaine des suspensions diluées.

Reste à examiner la cause de cette plasticité, qui dépasse à son maximum les 3000 Poises. On voit que la dilution progressive d'un Mondmilch sec conduit à la formation de paquets agglomérés humides. Tout d'un coup, la masse devient typiquement plastique et très visqueuse. La viscosité diminue au fur et mesure qu'on dilue avec la phase aqueuse. Ce comportement repose, à notre avis, sur la formation progressive de la couche d'hydratation. Jusqu'à 35% d'eau les molécules d'eau se fixent en couche orientée toujours plus épaisse sur la surface des particules (1). A 35-37% d'eau, les

1) La valeur limite de la plasticité établie par la détermination de la viscosité se manifeste à 68.6% d'eau. Cette valeur est toutefois trop haute à cause de l'homogénéisation produite pendant la détermination, comme cela a déjà été mentionné (3). La valeur exacte, établie par la méthode de la sédimentation, est de 64.3%.

molécules formant les couches d'hydratation seront assez nombreuses et rapprochées pour que des ponts hydrogène-oxygène puissent s'établir d'une couche à l'autre et par conséquent d'une particule à l'autre (II). Des nouvelles molécules d'eau remplacent ces ponts et tendent à former des couches d'hydratation épaissies (III). Cela conduit à la diminution des forces reliant les particules entre elles. L'hydratation maximum sera atteinte à 64% d'eau et toute nouvelle quantité d'eau se répartira entre les particules totalement hydratées en les éloignant (IV). Ce processus est schématisé dans la fig. 6.

Fig. 6



Légende		fragment d'une particule de carbonate
		air
		molécule d'eau
		couche d'hydratation

Chap. IV - LA PHASE MOBILE

§ 1. - L'EXISTENCE DE LA FRACTION D'EAU LIBRE.

Au chap. I, nous avons vu que la valeur FH indiquait la quantité théorique d'eau qui peut être retenue par un Mondmilch donné. Cette quantité d'eau ne correspond pas dans la plupart des cas à celle contenue effectivement par le Mondmilch.

Pour pouvoir mieux comparer ces deux quantités, il suffit d'établir un FH* correspondant à la quantité réelle d'eau par la relation

$$FH^* = \frac{100 \cdot E}{100 - E}$$

où FH* = facteur d'hydratation réel, c.à.d. la quantité d'eau présente dans 100 g de Mondmilch calculé comme substance sèche;

E = teneur en eau en % (cf. chap. II, § 1).

Dans le tableau suivant sont données les teneurs en eau en % (E), la valeur correspondante FH*, la valeur FH expérimentale et enfin le rapport FH*/FH.

Si la quantité d'eau contenue dans un Mondmilch correspond à la quantité d'eau pouvant être retenue, ce rapport aura une valeur de 1. Une valeur inférieure à 1 indique que la quantité d'eau contenue dans le Mondmilch est plus grande que celle qui pourrait théoriquement être retenue.

Comme on le voit, le Mondmilch normalement hydraté contient plus d'eau que son FH ne le permettrait.

Le cas du Mondmilch no. 15 (Beatushöhlen), qui est un des Mondmilchs les plus hydratés de la série examinée, servira à illustrer ce phénomène. La teneur en eau com-

porte 79.7 (Tabl. II). La courbe de la viscosité plastique (fig. 5) montre que le domaine du Mondmilch plastique termine à 64.3% d'eau. Au delà on entre dans le domaine des suspensions. On a vu aussi que dans un Mondmilch plastique la vitesse de sédimentation est nulle, tandis qu'elle devient positive dans les suspensions. Si donc un Mondmilch possède plus d'eau qu'il en pourrait retenir, on est en présence théoriquement d'une suspension, mais pratiquement d'une pâte puisque les particules ne sont pas dispersées dans la phase liquide, mais sédimentées. Par conséquent il y aura un excédent de la phase liquide, excédent non retenu par la phase solide et que nous avons appelé fraction d'eau libre. Dans cet exemple, cette fraction comporte 49.0%. Comme les gisements de Mondmilch sont presque toujours fixés à des parois, donc dans un plan vertical à oblique, il s'ensuit que cette fraction circulera dans la masse du Mondmilch.

Tabl. VI

Ech. no.	Grotte	E %	FH *	FH	FH*/FH
11	Mamilchloch Oberwil	16.4	19	250	13.1
3	Môtiers	9.9	11	20	1.8
13	Beatushöhle	5.6	59	70	1.2
5	Pertuis	71.4	249	260	1.08
10	Lierre	73.1	271	270	0.99
12	Beatushöhle	73.8	281	200	0.7
8	Longeaigue	73.6	278	140	0.5
15	Beatushöhle	79.7	398	180	0.4
9	Lierre	73.4	275	100	0.3

La nature exacte de cette circulation a pu être reconnue (toujours sur l'échantillon no. 15), par l'essai de coloration au bleu de méthylène déjà décrit (3), qui a mis en évidence deux sortes de circulations:

- une circulation verticale, causée par l'attraction terrestre;
- une circulation épicyclique, de moindre importance, liée aux forces de capillarité.

Si l'existence d'une fraction d'eau libre se laisse déduire de façon théorique par les considérations ci-dessus, elle a pu néanmoins être établie expérimentalement. Premièrement par l'essai de coloration cité, deuxièmement par l'observation du gouttement. Du Mondmilch no. 15, on a pu recueillir 12 gouttes par minute au point le plus bas du gisement, ce qui correspond à 0,6 ml/minute ou 36 ml/heure (janvier 1960).

§ 2. - LA PHASE MOBILE.

NOUVEAUX ASPECT SUR LA NATURE PHYSIQUE DU MONDMILCH.

Un Mondmilch possédant une fraction d'eau libre est en effet un système à trois phases. D'un côté la suspension concentrée à propriétés rhéologiques caractéristiques, et qui ne coule pas: elle est en réalité constituée par deux phases, l'une solide, l'autre liquide dont la quantité est dépendante du FH de la phase solide. D'autre part, la fraction d'eau libre qui coule. Nous appelons par conséquent le premier système biphasé la phase stationnaire et le système monophasé (fraction d'eau libre) la phase mobile.

Le Mondmilch no. 15 serait donc constitué de la façon suivante:

Tabl. VII

Phase stationnaire	phase solide	}	45.7%	20.3%	}
	phase acqueuse		64.3%	30.7%	
Phase mobile	fraction d'eau	}			79.7%
	libre			49.0%	

Bien que le cas du Mondmilch no. 15 ne soit pas la règle, on voit pourtant que la phase mobile peut être considérable. Il serait toutefois faux de vouloir considérer cette phase et la phase stationnaire comme deux entités à soi. Cela serait le cas si l'on avait ce système triphase dans une éprouvette, mais en réalité la phase mobile est partie intégrante de la phase stationnaire. En effet, la phase mobile ne coule pas sur la phase stationnaire mais à son intérieur. Cela nous amène à compléter nos vues sur la nature physique du Mondmilch.

La fraction d'eau propre à la phase stationnaire est, comme déjà vu, liée par adsorption à la phase solide à cause de la lyophilie existante entre les deux phases. La phase mobile est à son tour liée jusqu'à un certain degré au système précédent: la nature de ce lien ne peut plus être l'adsorption puisque la phase stationnaire est un système saturé, mais des forces de capillarité. Cela est mis en évidence expérimentalement par l'essai de coloration au bleu de méthylène cité et théoriquement par les considérations suivantes.

Les forces de capillarité sont dues, comme on sait, à la tension superficielle des liquides. Celle-ci pousse un liquide à monter dans un cylindre, et la hauteur de cette colonne sera d'autant plus grande que le diamètre du cylindre est petit. Cette hauteur h sera donnée par la relation:

$$h = \frac{2 \sigma \cos \beta_0}{r \delta g}$$

où σ = tension superficielle du liquide
(pour l'eau à 20° = 73 dyn/cm)

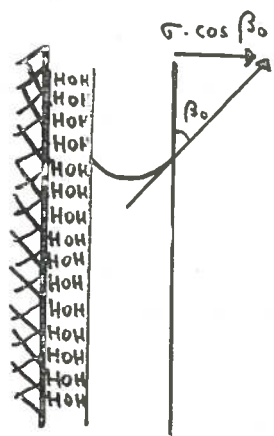
β_0 = l'angle radial

r = le rayon du cylindre

δ = la densité du liquide

g = l'accélération terrestre.

Fig. 7



Nous avons vu que la phase stationnaire se présente comme un système biphasé bien défini, formé à la suite d'une hydratation qu'on peut appeler primaire. Chaque particule se trouve alors enveloppée par une couche d'hydratation et le petit espace entre deux de ces couches se comporte comme une capillaire (fig. 7). La phase stationnaire se comporte dans son ensemble comme un réseau capillaire, ce qui est mis en évidence

par la coloration au bleu de méthylène. Cela explique comment ce système saturé peut subir une nouvelle hydratation (hydratation secondaire) et retenir des quantités d'eau notables. Si l'hydratation primaire est dépendante du FH de la phase solide, l'hydratation secondaire est dépendante du rayon du réseau capillaire.

Les forces de capillarité seront très fortes lorsque le rayon des capillaires est très petit, ce qui est le cas dans la phase stationnaire. Mais puisque ce système n'est pas rigide, on assiste, par une hydratation secondaire croissante, à l'éloignement des particules solvatées: le rayon des capillaires diminue et par conséquent les forces de capillarité diminuent. Ce phénomène impose ainsi des limites à l'hydratation secondaire et lorsque la quantité d'eau dépasse celle pouvant être en équilibre dans le réseau capillaire, on assiste au gouttement du Mondmilch.

La phase mobile présente dans ce réseau capillaire joue un rôle important dans l'évolution du Mondmilch, ce qui sera examiné au chapitre suivant.

Chap. V - L'ÉVOLUTION PHYSICO-CHIMIQUE DU MONDMILCH

L'évolution du Mondmilch a un aspect physique, lié à la deshydratation et un aspect chimique lié à la percolation. Nous allons examiner séparément ces deux phénomènes en illustrant les causes et les effets.

§ 1. - LA DÉSHYDRATATION.

Sous deshydratation du Mondmilch, nous entendons une diminution plus ou moins grande de la quantité d'eau qui imprègne un Mondmilch, ce qui produit un changement de ses propriétés physiques. Cette diminution provient uniquement de l'évaporation de la phase aqueuse.

L'évaporation est la conséquence directe de l'agitation thermique des molécules d'un liquide, de l'eau en particulier. Si celle-ci s'évapore dans un système fermé, le nombre de ses molécules augmentera dans la phase gazeuse jusqu'à ce que le nombre de molécules sortantes de la phase liquide par cm² et par seconde égalera celui des molécules rentrantes dans la couche superficielle de la phase aqueuse par cm² et par seconde.

Cet état correspond à un équilibre dans lequel la vapeur d'eau est saturée et possède une pression (pression de vapeur saturante) donnée, dépendante de la température et indépendante du volume du système.

Dans les grottes qui ne sont pas systèmes fermés, la pression de la vapeur d'eau n'atteint jamais celle saturante et, par conséquent, ne représente pas un système saturé. Si l'on désigne la pression partielle de vapeur d'eau par p_a et la pression de vapeur saturante par p_s , on pourra établir le rapport $\frac{p_a}{p_s} = Hr$ qui donne l'humidité relative

en %. Généralement dans les grottes p_a est plus petit (rarement égal) que p_s et, par conséquent, l'humidité relative n'atteint pas 100%. Une certaine évaporation pourra donc avoir lieu, évaporation dépendante de la température et de l'humidité relative. La température joue un rôle bien petit, puisqu'on peut la considérer comme une constante pour une grotte donnée. L'évaporation de la phase aqueuse d'un Mondmilch dépend donc presque uniquement de l'humidité relative de la grotte: plus celle-ci est petite, plus importante sera l'évaporation que subit le Mondmilch, par unité de surface et de temps.

Puisque dans une grotte (système non fermé) toute nouvelle évaporation ne pourra pas amener une saturation, on pourrait supposer que l'évaporation continue de la phase aqueuse d'un Mondmilch se poursuive jusqu'à assèchement complet. Ceci n'est dans la règle pas le cas, parce que le Mondmilch normal est continuellement hydraté par des nouvelles quantités d'eau qui constituent la phase mobile.

La quantité d'eau évaporée est en rapport direct avec l'humidité relative et pour t et H_r donnés, elle sera constante. Tout excédent d'eau reste dans le Mondmilch et après l'avoir percolé, il le quittera sous forme de gouttement. Ce cas s'observe par exemple dans le Mondmilch no. 15 des Beatushöhlen.

Lorsque la quantité d'eau qui s'évapore est plus grande que celle que reçoit le Mondmilch, soit par la diminution du débit, soit par l'interruption de l'eau constituant la phase mobile, la déshydratation commence. Pour illustrer ce processus, nous nous référons au Mondmilch no. 11 du Mamilchloch d'Oberwil. Ce Mondmilch a une teneur en eau de 16.4% (Tabl. II), bien que son FH soit de 250 (Tabl. III) et recouvre les parois et la voûte sur une grande étendue.

Puisque cette grotte ne possède ni ruisseau ni bassin d'eau, l'humidité relative de 89.7% qui y existe est due uniquement à l'évaporation de l'eau d'imprégnation du Mondmilch.

La phase de ce Mondmilch a été interrompue, ce qui a conduit à une déshydratation de la masse, parce que la quantité d'eau évaporée était plus grande que celle qu'hydratait le Mondmilch. Il y a lieu d'observer que l'interruption de la phase mobile peut être temporaire: par exemple le Mondmilch no. 16 de Tremona qui était déshydraté en 1956 et normalement hydraté en 1959.

La déshydratation du Mondmilch amène un changement de son aspect et de ses propriétés physiques, puisque celles-ci sont dépendantes de la phase aqueuse. On peut distinguer trois effets dus à la déshydratation, suivant que celle-ci est totale ou partielle.

a) *Déshydratation totale.* Elle ne pourra se faire que lorsque l'humidité relative est très basse et la température haute. Ces conditions sont remplies si des phénomènes tectoniques ou autres changent radicalement la structure d'une cavité et que le Mondmilch est soumis à l'influence de la température externe.

Le produit final de cette déshydratation sera un Mondmilch poudreux et sec.

b) *Déshydratation partielle.* Elle se fait lentement dans un milieu où l'humidité relative est haute mais non maxima, et la température pratiquement constante et ne jouant pratiquement aucun rôle. Elle commence lorsque le débit de la phase mobile devient inférieur à la quantité d'eau qui s'évapore.

On peut distinguer deux effets dus à ce mode de déshydratation:

b 1) *Déshydratation partielle à effets réversibles.* La déshydratation est due à une interruption temporaire ou à une diminution temporaire du débit de la phase mobile. Le Mondmilch peut alors se déshydrater jusqu'au stade de suspension concentrée et se réhydrater dès que la phase mobile commence à couler.

Les propriétés physiques du Mondmilch sont donc ici uniquement dépendantes de sa teneur en eau et cela de façon réversibles. Les Mondmilchs fortement plastiques sont des Mondmilchs ayant subi une déshydratation de ce type.

Exemple: Mondmilch no. 16 de Tremona.

b 2) *Déshydratation partielle à effets irréversibles.* La déshydratation est généralement due à l'interruption définitive de la phase mobile. Comme l'évaporation est lente, le Mondmilch reste longtemps hydraté, mais représente cette fois un système statique.

Des phénomènes de cristallisation s'effectuent, ce qui a pour effet de souder les particules jadis séparées par la couche aqueuse, entr'elles. Ceci amène une diminution du FH toujours plus grande et la masse n'est plus transformable en Mondmilch. Ce processus est analogue au cacking déjà mentionné. Il peut aller si loin que la déshydratation est totale et la formation qui en résulte est une concrétion à aspect caracté-

ristique. Nous partageons l'avis de Renault et Caumartin (5) que presque la totalité de ces concrétions pariétales irrégulières et à choux-fleurs sont dues à cette déshydratation partielle à effets irréversibles d'un Mondmilch. Nous appellerons ces concrétions secondaires (pour les différencier de celles provenant d'une solution-mère), ou encore Pseudomondmilchs (3). Exemple: Mondmilch no. 11 d'Oberwil.

§ 2. - LA PERCOLATION.

La percolation est responsable des changements chimiques d'un Mondmilch. Par percolation, nous entendons un lessivage dans toute la masse du Mondmilch par la circulation de la phase mobile. Les effets de la percolation peuvent être mis en évidence par l'analyse séparée de parties de Mondmilch ou d'un même Mondmilch à des époques différentes.

Jusqu'ici nous avons examiné dans ce sens, les Mondmilchs des Beatushöhlen et de Tremona. Dans les deux cas, nous avons constaté une diminution de la teneur du carbonate de magnésium et de la silice. (Tabl. 8 et 9).

Tabl. VIII

Mondmilch de Tremona				
Ech.		CaCO ₃ %	MgCO ₃ %	Res. insol.%
1	Mondmilch peu hydraté: anal. 1956	94.69	2.63	2.62
16	Mondmilch hydraté: analyse 1959	97.49	2.14	0.35

En trois années, on a pu constater une diminution de 0.49% de carbonate de magnésium et de 1,27% de résidu insoluble.

Tabl. IX

Mondmilch des Beatushöhlen				
Ech.		CaCO ₃ %	MgCO ₃ %	Res. insol.%
13 a	Mondmilch croûteux externe . .	95.25	2.66	1.90
13 b	Mondmilch hydraté interne . . .	98.60	0.06	1.25
15	Mondmilch très hydraté	96.00	1.91	1.80

L'échantillon no. 15 est un Mondmilch très jeune et fortement percolé, sa teneur en carbonate de magnésium ayant déjà fortement baissé. L'échantillon no. 13 est en voie de déshydratation et offre l'exemple d'une double évolution: physique par la déshydratation et chimique par la percolation. Lorsque la phase mobile est interrompue, le système devient statique et la déshydratation commence. Toute évaporation à la surface du Mondmilch provoque une diminution de la teneur en eau dans les couches superficielles, en créant ainsi un déséquilibre entre celles-ci et les couches internes. Il se produira par conséquent une migration continue de l'eau des couches internes vers les couches externes et superficielles, migration qui revient à une percolation interne secondaire. Cela explique la composition différente des deux couches. La couche superficielle est de plus soumise à un début de déshydratation partielle, à effets réversibles.

La frappante diminution de la teneur du carbonate de magnésium et de la silice est due à la dissolution partielle des particules de Mondmilch et à leur entraînement par la phase mobile.

La silice est à l'état dissous et colloïdal sous forme d'acide silicique polihydraté SiO₂ · (H₂O)_x, puisque le pH de la phase aqueuse est légèrement alcalin (chap 2, § 3).

Le point isoélectrique de la silice se trouve à un pH de 0,33 (11): à ce pH la silice précipite. À un pH très éloigné du point isoélectrique, ce qui est le cas pour la phase aqueuse du Mondmilch, le sol de silice est très stable.

Son entraînement est uniquement dépendant, pour un pH donné et qu'on peut considérer pratiquement comme constant puisqu'il reste dans l'alcalinité, de la vitesse d'écoulement de la phase mobile.

Autre est le cas pour les carbonates. Leur solubilité dans l'eau est fortement dépendante de la présence de l'acide carbonique. Si celui-ci fait défaut la solubilité est assez petite, comme le montre le tabl. 10 des solubilités.

Tabl. 10¹⁾

Solubilité dans l'eau pure à 20° en %	
CaCO ₃ calcite	0.0014 g
CaCO ₃ aragonite	0.0015
MgCO ₃	0.0105
MgCO ₃ .3 H ₂ O	0.129
3MgCO ₃ .Mg(OH).3H ₂ O	0.040

On remarque que la solubilité dans l'eau pure (exempte de CO₂) du carbonate de magnésium est presque 10 fois plus grande que celle du carbonate de calcium. Cette solubilité est augmentée dans les formes hydratées.

Cette différence de solubilité explique comment la teneur du carbonate de magnésium diminue si fortement par la percolation.

Le mécanisme exact de la percolation est probablement le suivant. Des fractions de carbonate se dissolvent premièrement dans la couche d'hydratation, jusqu'à atteindre une concentration K₁. Lorsque celle-ci devient supérieure à la concentration K₂ de la phase mobile remplissant le réseau capillaire, on assistera à une diffusion des couches d'hydratation à la phase mobile. Si l'on désigne par S la surface des particules percolées et par t le temps nécessaire à l'établissement de l'équilibre des concentrations, l'effet de percolation E sera:

$$E = S \cdot (K_1 - K_2) \cdot t$$

Puisque S, t et K₁ sont des constantes pour un Mondmilch donné, on voit que l'effet de percolation sera d'autant plus grand que (K₁ - K₂) sera grand. Cela est réalisé lorsque K₂ est petit et pour cela il faut que l'eau de la fraction mobile soit continuellement renouvelée. En d'autres mots, l'effet de percolation est directement proportionnel à la vitesse d'écoulement de la phase mobile.

La dissolution des carbonates et leur passage dans la phase mobile est compliqué par l'action du CO₂ et par le fait que la phase aqueuse du Mondmilch est en réalité une solution contenant de la silice colloïdale et des bicarbonates. La Tabl. 4 nous renseigne que cette solution n'a pas atteint la saturation totale et n'est nullement agressive. Les quantités de carbonates qui peuvent ainsi passer en solution dépendent d'une quantité de facteurs qui ne sont pas contrôlables.

L'effet de percolation le plus marquant est sans doute l'enrichissement relatif en carbonate de calcium du Mondmilch (cf. surtout le cas no. 13 a et b, ainsi que le no. 16).

Au chapitre VI sera examinée la possibilité de formation de Mondmilch enrichi en carbonate de magnésium et de Mondmilch magnésien par ce processus.

1) Ces données sont extraites du *Formulary of Chemistry*, 1958, USA.

Chap. VI - NOUVELLES HYPOTHÈSES SUR LA GENÈSE DU MONDMILCH

L'étude de l'évolution du Mondmilch, ainsi que plusieurs observations de Mondmilch *in situ*, nous ont amenés à envisager un processus génétique différent de ceux reconnus jusqu'ici.

Avant d'exposer ces observations et leur interprétation, il était intéressant de faire le point de toutes les théories concernant la genèse du Mondmilch, depuis les plus anciennes jusqu'aux plus récentes, dans un bref aperçu historique. La variété n'y manque pas.

§ 1. - APERÇU HISTORIQUE.

Dans un travail antérieur (2), auquel nous renvoyons pour tout détail, on a vu que le premier auteur qui mentionne le Mondmilch est Georg Agricola (1546), toutefois sous le nom de Stenomarga et sans avancer aucune théorie sur sa genèse. Nous devons une première théorie au suisse Konrad Gessner (1555): cet auteur et plus tard Imperato (1599) et R. Cysat (1661) entre autres, pense que le Mondmilch est une espèce d'agaric (champignon) poussant directement de la roche.

Wormius (1655) et Major (1667) attribuent la genèse du Mondmilch à la sublimation sur les parois froides des grottes de vapeurs métalliques provenant du centre de la Terre en fusion.

Selon Major, c'est notamment la vapeur d'argent qui engendre le Mondmilch. Selon Proclus et son école d'alchimistes, c'est, en effet, l'influence astrale de la Lune qui engendre sur Terre l'argent et Mondmilch = Lac lunae = lait de lune. On pourrait définir cette théorie comme un jeu de mots.

La première théorie plausible est énoncée en 1708 par le suisse Nicolas Langh: l'eau de ruissellement qui s'infiltré sous terre « dissout la pierre par l'action continue de sa vapeur — dit-il textuellement — et la transforme en la substance du lait de lune ».

Une première relation génétique entre Mondmilch et autres concrétions (stalactites) est entrevue par Bruckmann (1738), puis par Bertrand (1763); pour ces auteurs « les stalactites sont faites de Mondmilch ».

Une conception opposée est défendue plus tard par les spéléologues français (de Joly, Gèze, Trombe): d'après cette école, le Mondmilch provient de la corrosion des stalactites et autres concrétions (corrosion physico-chimique).

Hoeg découvre en 1946 des microorganismes dans le Mondmilch et attribue sa genèse à l'activité de ces microorganismes (8), opinion partagée par des auteurs américains (6).

Cette théorie est reprise et développée dans un remarquable travail français qui met en évidence une bactérie autotrophe — *Parabacterium spelei* — et une corrosion biochimique de la roche et des concrétions souterraines. A cette corrosion biochimique est attribuée la genèse du Mondmilch (Renault, Caumartin, 45; ainsi que Williams, 11).

§ 2. - NOUVELLES HYPOTHÈSES SUR LA GENÈSE DU MONDMILCH.

Les observations et faits exposés ci-dessous montrent que la genèse du Mondmilch est loin d'être définitivement éclaircie. Il sera toujours délicat dans ce domaine de discerner nettement la cause de l'effet.

Les deux théories de la corrosion physico-chimique ou biochimique partent de la supposition que le Mondmilch est le produit de décomposition *in situ* de concrétions préexistantes.

Toutefois plusieurs faits parlent en faveur d'une néoformation de ses cristaux; il est invraisemblable que le Mondmilch représente les débris des concrétions préexistantes. En effet:

a) les cristaux du Mondmilch ont une allure régulière, ce qui ne serait pas le cas de cristaux désagrégés. (Renault, 5);

b) le FH des Mondmilch est supérieur à 150. S'ils provenaient de la simple désagrégation de concrétions, le FH serait plus petit; en outre les dimensions des particules ne seraient pas aussi uniformes (3);

c) une expérience de Pobeguïn (9) a montré que la genèse du Mondmilch est possible à partir d'une solution bicarbonatée (solution-mère).

Une néoformation des particules du Mondmilch à partir d'une solution-mère semble certaine.

Le problème est de savoir maintenant si cette solution provient de la corrosion *in situ* de concrétions préexistantes ou non. Nous avons des raisons pour supposer qu'elle ne provient pas de la corrosion *in situ* de concrétions, mais bien de la dissolution de la roche au-dessus de la cavité.

a) La genèse du Mondmilch paraît être en effet indépendante de la présence de concrétions préexistantes.

Dans des dépôts mondmilchiens d'apparence toute récente, nous n'avons jamais pu observer les restes ou les traces d'une corrosion ou de concrétions corrodées. Les deux exemples ci-dessous sont assez démonstratifs.

Dans la Beatushöhle, sur une paroi rocheuse inclinée d'environ -30° , et munie d'une saillie centrale, on observe un dépôt mince de Mondmilch très hydraté, qui se partage en haut de la saillie en deux rubans cotoyant cette saillie. En râclant délicatement la couche de Mondmilch, on découvre la roche intacte, sans traces de corrosion ou d'érosion et aussi aucune trace de concrétion.

Dans la Palüscera¹⁾, on observe, dans sa partie terminale et dans les interstices des schistes, de petits amas de Mondmilch hydraté. Aucune trace de concrétion ou de corrosion est visible.

D'autre part le Mondmilch paraît avoir une teneur en silice plus haute que les stalactites (Tabl. I). Surtout quand on songe que la silice est aussi facilement entraînable par la percolation que le carbonate de magnésium (Chap. V, § 2), une genèse de Mondmilch à partir de concrétions préexistantes à teneur en silice inférieure, devient inexplicable. En effet, si le Mondmilch provenait de la corrosion *in situ* de ces concrétions, sa teneur en silice devrait être au début théoriquement égale à celle des concrétions génératrices, puis, par les effets de la percolation, diminuer et non augmenter.

b) Le Mondmilch paraît provenir de la dissolution de la roche et non des concrétions.

En effet, si la teneur en silice du Mondmilch semble être supérieure à celle des concrétions, elle semble être en relation, compte tenu de la percolation, avec la roche. La teneur en silice des Mondmilchs est généralement de 0,5-2,5% et celle de la roche était dans les deux cas analysés (Tabl. I) de 1,8-2,6%.

L'exemple de la Beatushöhle cité ci-dessus montre d'autre part que la roche sous le Mondmilch est instacte et que par conséquent le Mondmilch ne provient pas non plus d'une corrosion *in situ* de la roche même.

c) La genèse du Mondmilch est liée très étroitement à la présence de la phase mobile.

Nous avons vu que cette phase mobile est présente dans tout Mondmilch normalement hydraté (chap. IV, § 1) et qu'elle amenait des changements réversibles à irréversibles dans le Mondmilch si elle venait à manquer ou diminuer (chap. V, § 1 et 2). Déjà ces constatations laissent entrevoir son importance capitale pour le Mondmilch.

D'autre part nombreux dépôts de Mondmilch laissent entrevoir que leur genèse doit être liée à un courant générateur. Notamment dans les deux exemples suivants.

Dans la Beatushöhle, le dépôt partagé en deux rubans cotoyant une saillie, décrit précédemment.

Dans la Grotte de la Cascade (Môtiers), on peut observer une coulée importante de Mondmilch qui donne l'impression d'être sortie d'un trou dans la roche situé au sommet de la coulée. C'est évidemment d'une solution-mère coulant par ce trou que s'est formé ce dépôt et non d'une concrétion préexistante.

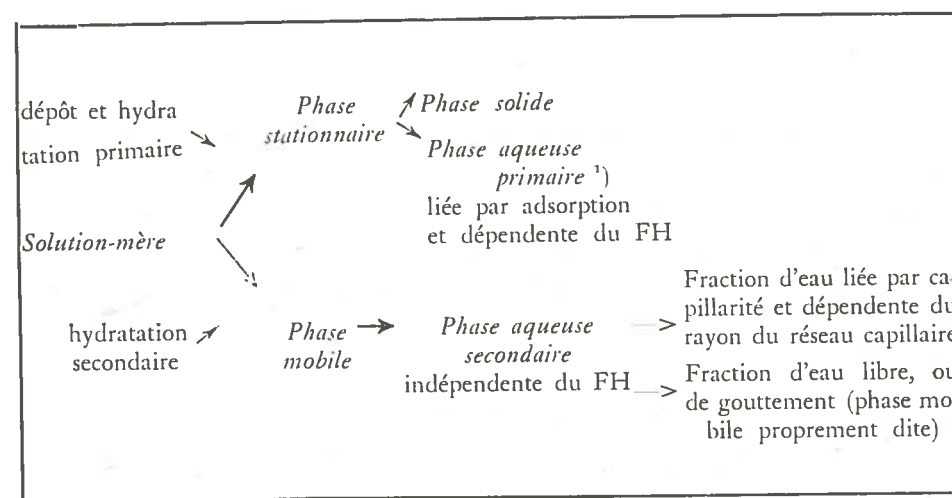
En tenant compte de ces trois observations, nous croyons pouvoir expliquer la

1) Cf. BERNASCONI R.: Note sur quelques nouvelles grottes au Tessin méridional. Stalactite, Sion, 1956.

formation du Mondmilch par un processus que nous appelons genèse directe, pour la différencier de la théorie de la corrosion *in situ* (genèse indirecte). Un courant aqueux venant de la surface et enrichi en CO_2 , se charge de bicarbonates par dissolution de la roche. Arrivé dans un milieu à pression en CO_2 inférieure à celle de la solution, il y a départ de CO_2 de cette dernière et précipitation de carbonates. Si la précipitation est non orientée, on assiste au dépôt de cristaux très fins, dépôt ayant donc un FH très grand et pouvant par la suite retenir de nouvelles quantités d'eau, ce qui conduit à la formation régulière de Mondmilch. Aussi longtemps que cette solution coule, le Mondmilch reste du type hyperhydraté et présente les phénomènes du gouttement et de la percolation. Tout arrêt ou diminution de cette solution conduit à la déshydratation.

Les rapports entre solution-mère et phase sont très étroits et schématisés dans le Tabl. II.

Tabl. II



Si l'on admettait une genèse indirecte par corrosion *in situ*, on pourrait éventuellement expliquer l'hydratation primaire, mais jamais l'hydratation secondaire du Mondmilch.

Si le dépôt mondmilchien se fait sur un substratum argileux, le Mondmilch qui en résulte est un Mondmilch argileux, qui se distingue par une couleur non blanche et par sa teneur élevée en résidu insoluble. Le Mondmilch de la grotte du Bichon et de la Baume de Longeaigne no. 7 (Tabl. I) en sont des exemples.

Restent à examiner les conditions qui orientent le dépôt à partir d'une solution-mère vers une précipitation non orientée ou vers une cristallisation, la première conduisant au Mondmilch, la deuxième aux concrétions cristallines (stalactites, draperies). On peut supposer que la précipitation non orientée est occasionnée par une précipitation relativement rapide dans un milieu non statique. Il se peut aussi qu'au début des phénomènes de peptisation entrent en jeu.

1) Précédemment (3) nous avons distingué deux fractions dans cette phase, appelées respectivement fraction d'eau d'adhésion et fraction d'eau plastique (ou de cohésion). La première hydrate la phase solide jusqu'au stade de paquets humides, la deuxième est responsable de la plasticité du Mondmilch. Par la suite, nous renonçons à cette classification supplémentaire, les deux fractions ne se distinguant que par des couches d'hydratation plus ou moins épaisses.

Un cas de Mondmilch observé au Dosso Giümera¹⁾ semble montrer qu'aussi longtemps que la phase mobile est active, il se forme du Mondmilch, puis lorsqu'elle tarit, survient un processus de cristallisation.

On note ici à la voute des rubans de Mondmilch peu hydraté et par endroit déjà transformé en pseudomondmilch. Aux endroits encore hydratés, souvent déjà ponctiformes, on observe de petites stalactites cylindriques translucides dont la croissance est active. Probablement, le Mondmilch s'est formé en un premier temps (phase mobile active): la diminution du débit de la solution-mère a amené la disparition de la phase mobile et l'apparition des phénomènes de déshydratation (formation de pseudomondmilch). Aux endroits où un gouttement très lent a encore lieu (milieu pratiquement immobile), des phénomènes de cristallisation interviennent en originant les cylindres stalactitiformes.

Le cas du Mondmilch de Tremona montre en outre que la composition du Mondmilch est en relation avec la composition de la roche, que donc d'une roche dolomitique provient un Mondmilch dolomitique, mais non hydromagnésien.

Dans une haute crevasse (Crepaccio no. 3, Tremona) les deux parois sont recouvertes d'une couche de Mondmilch à hydratation variable: d'une part, des concrétions secondaires (Pseudomondmilch), d'autre part, un Mondmilch hydraté. Cette hydratation n'est pas stable: en 1956, elle était faible, forte en 1959 (Chap. V, § 1). Dispersées dans le Mondmilch, on note des saillies très dures et allongées, présentant une triple structure: un noyau cristallin (18a), une couche blanche compacte à aspect terreux et présentant deux stries d'accroissement (18b) et une couche externe mince blanchâtre et croûteuse (18c). Ces deux dernières couches peuvent être considérées comme du pseudomondmilch. La roche-mère est dolomitique du type $2 \text{CaCO}_3 \cdot 1 \text{MgCO}_3$. Or les concrétions secondaires (18) sont aussi dolomitiques, tandis que les Mondmilchs appartiennent au type commun, c.a.d. avec environ 2% de MgCO_3 . (Tabl. 12).

		CaCO_3	MgCO_3	Rés. insol.
17	Roche	69.45	27.78	2.60
1	Mondmilch 1956	94.69	2.63	2.62
16	Mondmilch 1959	97.49	2.14	0.35
18 a	noyau cristallin	87.24	11.72	0.80
18 b	pseudomondmilch interne	79.11	19.61	0.50
18 c	pseudomondmilch externe	88.16	11.25	0.50

Il convient de noter que les parties dolomitiques sont disposées en saillie par rapport aux parties à Mondmilch à 2% de MgCO_3 . D'autre part nous avons pu constater une diminution de la teneur en MgCO_3 et en silice dans ce même Mondmilch après 3 ans (cf. chap. V, § 2). Le processus génétique peut s'expliquer de la manière suivante: une solution-mère provenant de la dissolution de la roche dolomitique, précipite un mélange de $(\text{Ca,Mg})\text{CO}_3$, donc un Mondmilch dolomitique. La percolation successive entraîne la presque totalité de MgCO_3 dans la masse située dans les creux, tandis que celle située en saillie reste dolomitique et se déshydrate en se transformant en concrétion secondaire. Il est en effet exclu que ces concrétions secondaires proviennent du noyau cristallisé, celui-ci contenant moins de MgCO_3 que les concrétions.

Ce cas touche aussi aux problèmes de la genèse des Mondmilchs hydromagnésiens. Le seul échantillon de ce type que nous avons pu examiner était composé exclusivement de hydromagnésite avec des traces de CaCO_3 et de silice (éch. no. 20, cf. Tabl. 1). Gèze et coll. ont pensé que ce type de Mondmilch remplace le Mondmilch ordinaire dans les cavités ouvertes dans la roche dolomitique. Ce point de vue est toutefois difficile à admettre. En effet: a) la roche dolomitique contient toujours plus de CaCO_3 que de MgCO_3 , par conséquent une formation d'hydromagnésite par genèse directe n'est pas possible; b) les concrétions des cavités ouvertes en roche dolomitique accusent une teneur en MgCO_3 seulement un peu plus haute que les autres (9,11% MgCO_3 dans un cas cité d'après Mantel (10)), par conséquent une formation d'hydromagnésite par genèse indirecte n'est pas possible. D'après l'exemple du Mondmilch de Tremona il

1) Cf. BERNASCONI R., BIANCHI S.: 2^{ème} note sur quelques nouvelles cavités au Tessin méridional. Stalactite, no. 5, Sion, 1960.

semble plutôt que le Mondmilch des cavités en roche dolomitique soit dolomitique, mais non hydromagnésien.

Une genèse directe peut s'envisager si l'on suppose un gisement de carbonate de magnésium pur (giobertite, landsfordite). On peut aussi envisager la genèse d'hydromagnésite comme conséquence de la percolation exposée au chap. V, § 2. Soit une série de percolations (I, II, III, IV) et un Mondmilch ordinaire composé de 97% de CaCO_3 et 3% de MgCO_3 . Chaque percolation enlève $1/100$ de CaCO_3 et $1/10$ de MgCO_3 , conformément au tableau des solubilités 10.

Le schéma ci-dessous montre qu'après la 4^{ème} percolation déjà on aboutit à un Mondmilch hydromagnésien presque sur:

Tabl. 11

	I	II	III	IV
CaCO_3 :	97,0%	0,97 = 76,38%	0,7638 = 24,44%	0,2444 = 3,12%
MgCO_3 :	3,0%	0,30 = 23,62%	2,362 = 75,56%	7,556 = 96,88%

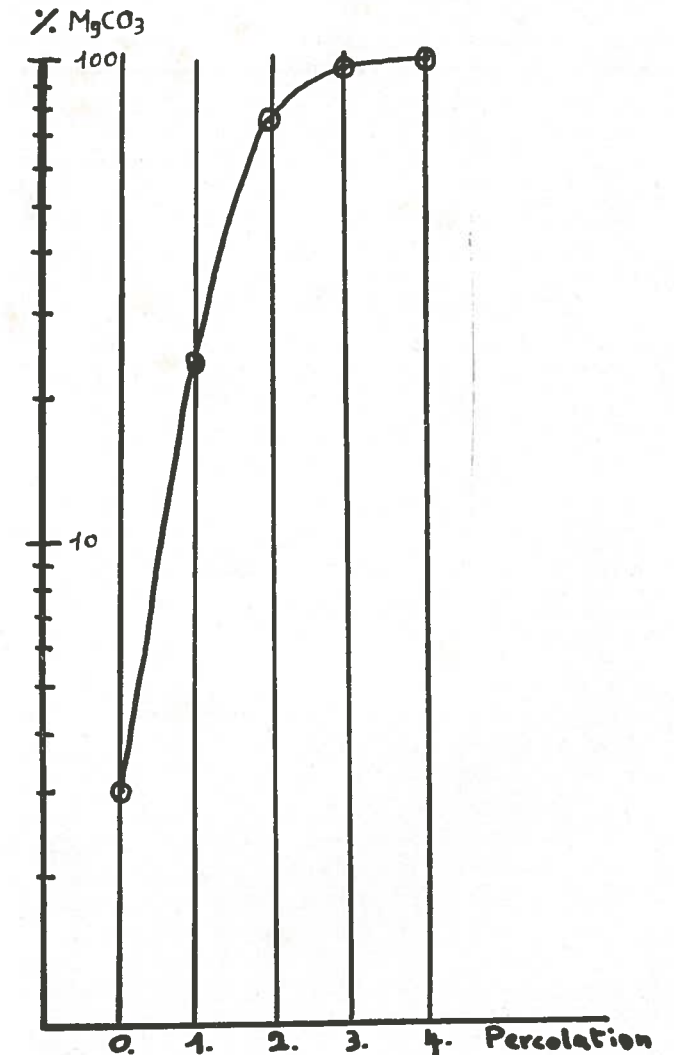


Fig. 8

L'accroissement de la teneur en $MgCO_3$, rapide au début et tendant vers le O vers la fin, porté dans un système de coordonnées logarithmiques, donne la courbe théorique de fig. 8.

Le cas no. 13 de la Beatushöhle montre en petit la possibilité d'enrichissement en $MgCO_3$. Si les conditions de percolation sont favorables, un enrichissement jusqu'au stade d'hydromagnésite pure est fort possible. A un processus partiel d'enrichissement par percolation, nous attribuons ces Mondmilchs à teneur en $MgCO_3$ plus haute que celle de la roche dans laquelle est creusée la cavité, notamment les cas no. 7,4 et 10.

Si l'on examine les analyses du Tabl. I, on voit que dans une même cavité peuvent coexister des dépôts mondmilchiens à teneur en $MgCO_3$ très différents. Cela s'explique aisément, en admettant une dissolution partielle d'un Mondmilch préexistant par le courant percolant de la phase mobile, le percolat étant alors chargé en $MgCO_3$. Son passage dans un autre Mondmilch, ou éventuellement sa précipitation directe conduit à un Mondmilch enrichi en $MgCO_3$.

Ces quelques observations montrent que la genèse du Mondmilch est loin d'être résolue et qu'elle peut être totalement indépendante de la corrosion *in situ* de concrétions préexistantes.

L'hypothèse de la genèse directe tient compte du rôle de la phase mobile, qui est, à notre avis, fondamentale soit pour la genèse soit pour l'évolution du Mondmilch.

LITTÉRATURE

- 1) BERNASCONI R.: 1^{ère} contribution à l'étude du Mondmilch: deux analyses chimiques, Stalactite, no. 3, Sion, 1957.
- 2) BERNASCONI R.: 2^o contributo allo studio del Mondmilch: studio storico, Rassegna Speleologica Italiana, no. 2, Como, 1959.
- 3) BERNASCONI R.: 3^{ème} contribution à l'étude du Mondmilch: la phase aqueuse, Stalactite, no. 4, Sion, 1960.
- 4) CAUMARTIN V.: Recherches sur une bactérie des argiles des cavernes et des sédiments ferrugineux, C. R. Ac. Sc., 245, 1957.
- 5) CAUMARTIN V. et RENAULT Ph.: La corrosion biochimique dans un réseau karstique et la genèse du Mondmilch. Notes biospéléologiques, 13, 1958.
- 6) DAVIES W. E. et MOORE G. W.: Endellite and Hydromagnesite from Carlsbad Cavernes. Bull. of the Nat. Speleological Soc., oct. 1957.
- 7) GÈZE B., LAGRANGE R. et POBEGUIN Th.: Sur la nature d'un revêtement occasionnel des parois ou du sol des grottes. (Mondmilch). C. R. Ac. Sc., 242, 1956.
- 8) HOEG O. A.: Cyanophyceae and bacteria in calcereous sediments in the interior of limestone caves in Nord-Rana, Norway. Nytt Magasin for Naturvidenskapene, 85, 1946.
- 9) POBEGUIN Th.: Reproduction expérimentale des concrétions de carbonate de calcium. Annales de spéléologie, 12, 1957.
- 10) TROMBE F.: Traité de spéléologie. Paris, 1952.
- 11) WILLIAMS A. MASON: The formation and deposition of Moonmilk, Trans Cave Res. Group. G. B., T. 5, no. 2, 1959.

RESUMÉ

Après avoir étudié expérimentalement les propriétés chimiques et physiques du Mondmilch, on passe à l'examen des causes et des effets de son évolution.

Le Mondmilch normal représente un système dispersé formé par une phase solide et une phase aqueuse. La phase solide retient par adsorption une partie de la phase aqueuse, dont la quantité est dépendante du facteur d'hydratation (FH) de la phase solide. Le système qui en résulte — ou phase stationnaire — correspond au Mondmilch plastique à propriétés rhéologiques caractéristiques.

Une deuxième fraction de la phase aqueuse — ou phase mobile — se retrouve dans le système précédent, en partie liée par capillarité et en partie libre. Phase stationnaire et phase mobile forment le Mondmilch hyperhydraté normal.

L'évolution de ce dernier a un double aspect. L'évolution physique est liée à la déshydratation, conduisant à des changements réversibles (Mondmilch plastique) ou irréversibles (Pseudomondmilchs ou concrétions secondaires). L'évolution chimique est liée à la percolation due à la phase mobile et conduit à un Mondmilch enrichi en carbonate de calcium.

D'autre part, le percolat enrichi en carbonate de magnésium peut précipiter et être à l'origine des Mondmilchs enrichis en carbonate de magnésium ou magnésiens.

La phase mobile est fondamentale non seulement pour l'évolution du Mondmilch, mais aussi pour sa genèse, et est en rapport direct avec la solution-mère qui est à l'origine de la phase stationnaire.

ZUSAMMENFASSUNG

Nachdem die physikalischen und chemischen Eigenschaften experimentell festgelegt wurden, werden die Ursachen und die Folgen der Evolution der Mondmilch untersucht.

Mondmilch ist im normalen Zustand ein disperses System das aus zwei Phasen besteht: eine feste und eine wässrige. Die feste Phase bindet adsorptiv einen, vom Hydratationsfaktor (FH) abhängiger Teil der wässrigen Phase: das entstandene System (stationäre Phase) entspricht der rein plastischer Mondmilch mit typischen rheologischen Eigenschaften. Ein zweiter Teil der wässrigen Phase (mobile Phase) liegt, teils durch Kapillarkräften gebunden, teils aber frei, im vorigem System. Stationäre und mobile Phase bilden dann die normale hyperhydratisierte Mondmilch.

Die Evolution der Mondmilch kann eine physikalische und eine chemische sein. Erstere ist durch die Deshydratation bedingt: sie führt zu reversiblen (plastische Mondmilch) oder irreversiblen Aenderungen (Pseudomondmilch oder sekundäre Sintergebilde). Die chemische Evolution ist durch die Perkolation der mobilen Phase bedingt: sie führt zu einer an Kalziumkarbonat relativ angereicherte Mondmilch. Das Magnesiumkarbonat-reiche Perkolat führt zu en Magnesiumkarbonat-reichen Mondmilche, eventuell kann das Stadium der Hydromagnesit-Mondmilche erreicht werden.

Die mobile Phase ist nicht nur für die Evolution massgebend, sondern auch für die Entstehung der Mondmilch, und steht in engster Beziehung mit der Mutterlösung aus der primär die stationäre Phase entstand.

RIASSUNTO

Dopo aver studiato sperimentalmente le proprietà chimiche e fisiche del Mondmilch (latte di luna), si esaminano le cause e gli effetti della sua voluzione. Il Mondmilch è allo stato normale un sistema disperso formato da una fase solida ed una acquosa. La fase solida ritiene per adsorzione una parte della fase acquosa, la cui quantità è dipendente dal fattore di idratazione (FH) proprio della fase solida. Il sistema che ne risulta — fase stazionaria — corrisponde ad un Mondmilch nettamente plastico con proprietà reologiche caratteristiche. Una seconda frazione della fase acquosa — la fase mobile — è presente nel sistema precedente, sia legata mediante forze di capillarità sia libera. Fase stazionaria e fase mobile formano il normale Mondmilch iperidratato. L'evoluzione dello stesso ha un aspetto fisico ed uno chimico. L'evoluzione fisica è dovuta alla desidratazione e conduce a cambiamenti reversibili (Mondmilch plastico) o irreversibili (Pseudomondmilch o concrezioni secondarie). L'evoluzione chimica è dovuta alla percolazione da parte della fase mobile: essa conduce ad un Mondmilch arricchito in carbonato di calcio. D'altra parte il percolato può depositarsi e originare un Mondmilch arricchito in carbonato di magnesio, eventualmente un Mondmilch idromagnesiaco.

La fase mobile è d'importanza fondamentale non solo per l'evoluzione ma anche per la genesi del Mondmilch, ed è in rapporto diretto con la soluzione-madre dalla quale si originò la fase stazionaria.

SUMMARY

After having studied experimentally the chemical and physical proprieties of the Mondmilch (Moonmilk), we examine now the causes and the effects of its evolution. The normal Mondmilch represents a disperse system formed by a strong phasis and a watery phasis. The strong phasis keeps by adsorption a part of the watery phasis which quantity is depended from the hydratation's factor (FH) of the strong phasis. The resulted system — stationary phasis — corresponds to the plastic Mondmilch with characteristed rheological proprieties. A second fraction of the watery phasis — moveable phasis — finds it in the precedent system, in part bound by capillarity attraction and in part free. Stationary end moveable phasis make the hyperhydrated normal Mondmilch. The evolution of the last has a double aspect. The physical evolution is bound to the deshydratation conducting to revertible (plastic Mondmilch) or unvertible alternation (Pseudomondmilch of secondary concretions). The chemical evolution is bound to the percolation due to the moveable phasis and conducts to a enriched Mondmilch in calcium carbonate. In other part, the percolat enriched in magnesium carbonate can precipitate and be at the beginning of the enriched Mondmilchs in magnesium carbonate or possibly Hydromagnesit-Mondmilch.

The moveable phasis is not only fundamental for the Mondmilch's evolution but also for its genesis and is in direct report with the mother's solution which is at the source of the stationary phasis.

JOAQUIN MONTORIOL POUS et ADOLFO ERASO

ETUDE DE PLUSIEURS CAS D'ALTERNANCE EN PROFONDEUR DES MORPHOLOGIES LITHOGENIQUE ET CLASTIQUE

INTRODUCTION.

Le but de cet exposé est de présenter une série de cas concrets d'alternance, en profondeur, des processus lithogéniques et clastiques. Nous ne parlerons pas des bases théoriques du principe de l'alternance, ni des observations qui ont conduit le premier de ceux qui écrit à en faire un formulaire, en renvoyant le lecteur à la bibliographie publiée (*). La méthode de présentation se basera sur une série de commentaires sur des plans généraux de cavités ou bien sur des coupures choisies spécialement pour leur valeur démonstrative.

Le nombre de cas que nous avons recueilli est actuellement élevé, c'est pourquoi nous avons effectué une sélection, en choisissant ceux que présentent un intérêt spécial soit pour la grandeur des processus, ou soit pour d'autres caractéristiques particulières.

Nous n'aborderons aucun examen morphologique ou morphogénique général des cavités où se réalisent les processus que nous avons analysés puisque la plupart d'elles ont été soumises à des études monographiques, l'exposé suivant suffit donc.

I. CUEVA DEL AGUA.

Lieu. Sierra Arana (Granada, Espagne), Versants du Peñón del Cabezo del Asno, à 1.750 m au-dessus du niveau de la mer. Installée dans un pli faille entre les calcaires rougeâtres du Malm et les calcaires grises du Lias.

Développement. Parcours: 1 Km 650 m. Dénivellement: quatre terminaisons à -89 m, -125 m, -151 m et -215 m.

Bibliographie: THOMAS CASAJUANA, J. M. et MONTORIOL POUS, J. La Cueva del Agua, *Speleon*, T. II, Num. 1, pp. 5-46, 10 figs., 2 planches, Oviedo 1951.

Analyse de l'alternance (voir fig. 1).

Les cavités inférieures de la Cueva del Agua sont toutes à plus de -100 m. et présentent une morphologie clastique qui, comme il est courant dans les profondeurs des cavités très évoluées, aveuglent les continuations possibles.

Néanmoins, il y a des différences fondamentales entre les cavités du complexe oriental et les cavités du complexe occidental: dans ces dernières - Sima del Badajo (-180 m), Pozo de los Erizos (-175 m), Sima del Plus Ultra (-215 m), - la morphologie clastique est presque complètement masquée par la lithogénique, dans les premières - Sala del Peligro (-125 m) Caverna del Canchal (-151 m) —, on ne trouve pas le moindre vestige de morphologie de reconstruction.

Observez la situation des cavités citées dernièrement, à l'E du complexe occidental et au N des autres du complexe oriental, et remarquez la direction du pendage. Comparez aussi ses cotes (-125 m et -151 m) à celles des cavités qui les entourent (partie centrale de la Sima de los Dientes del Dragón (-80 m), Sima de los Poci-

(*) Les principes fondamentaux de l'alternance en profondeur des processus lithogéniques et clastiques, ont été exposés dans: MONTORIOL POUS, J., Los procesos clásticos hipogeos, *Rassegna Speleologica Italiana*, anno III, fasc. 4, pp. 119-129, 7 figs., 10 fots., Como 1951; MONTORIOL POUS, J., Nuevas observaciones sobre los procesos clásticos hipogeos, *Rassegna Speleologica Italiana*, anno VI, fasc. 7, pp. 103-114, 5 figs., 2 fots., Como 1954.

llos (—60 m) et Sala de la Música (—89 m). Considérez enfin que depuis que la caverne n'est plus une perte complexe, ce qui arrivait autrefois, avant les processus décrits, l'eau a cessé de circuler dans ses galeries, et les seules apports hydriques proviennent des plans de stratification et des diaclases. Et encore, pratiquement que des premiers puisque la disposition du Peñón del Cabezo del Asno est peu propice aux infiltrations à travers des secondes. Si nous considérons ce qui a été exposé antérieurement nous nous rendons compte facilement que les cavités situées en arc ont agi comme *élément intercepteur*, donnant lieu aux manifestations clastiques des chambres inférieures.

Ce cas est particulièrement intéressant quant à l'étude géomorphologique générale de la Cueva del Agua, il a démontré l'existence de deux processus lithogéniques (un ancien et un autre récent moins important) dans les cavités qui forment l'arc, tandis que dans les cavités inférieures on observe deux processus clastiques (un ancien et un autre récent moins important). La correspondance exacte assure l'interdépendance des deux mécanismes.

II. COVA DE NA POLIDA.

Lieu. Ile de Menorca (Balears, Espagne), sur le littoral N de la péninsule de s'Albufereta, à côté de Punta Na Guillemassa et au niveau de la mer (si la mer est un peu agitée on ne peut y pénétrer). Calcaires jurasiques.

Développement. Parcours: 870 m. Dénivellement: +30 m.

Bibliographie. MONTORIOL POUS, J. et ASSENS CAPARRÓS, J., Estudio geomorfológico e hidrogeológico del karst de la península de s'Albufereta, *Rassegna Speleologica Italiana*, anno IX, fasc. 1, pp. 3-48, 17 figs., 4 fots. Como 1957.

Analyse de l'alternance (voir fig. 2).

La galerie inférieure de la caverne (Galeria del Peligro) qui conduit jusqu'au Lago de los Cangrejos, n'est qu'un tube qui est resté libre entre l'entassement de matières clastiques (les parois, le sol et le toit sont uniquement formés par des blocs de toutes les grandeurs qui se sont enchevêtrés entre eux).

Cette fausse galerie se développe exactement sous la Sala de las Columnas, qui offre un grand processus lithogénique (*cavité interceptrice*).

Le chaos de blocs présente en sa partie inférieure la particularité, presque unique, d'être directement accessible aux investigations jusqu'aux endroits les plus profonds, grâce à la fausse galerie formée par les blocs enchevêtrés tout le long d'une zone.

III. COVA DEL MANEL.

Lieu. Massif de Sant Llorenç del Munt (Barcelona, Espagne). Dans le Canal de Can Poble. à 910 m au-dessus du niveau de la mer. Conglomérats éocènes.

Développement. Parcours: 714 m. Dénivellement: +20 m.

Bibliographie. MONTORIOL POUS, J., ASSENS CAPARRÓS, J., et ANDRÉS BELLET, O., El funcionamiento hidrológico actual del sistema hipogeo de la Canal de Can Poble, *Speleon*, T. VI, num. 3, pp. 127-153, 6 figs., Oviedo 1955.

Analyse de l'alternance (voir fig. 3).

La *cavité interceptrice* est formée par l'étage supérieur de la caverne, tandis que le processus clastique subséquent se voit dans le Laberinto del Caos, formé par de fausses galeries aberrantes (étage inférieur).

L'intérêt de ce cas est que le phénomène s'est développé dans une caverne de développement linéaire, en galeries étroites (comme c'est normal, le mécanisme de l'al-

ternance se développe généralement dans des cavités avec de grandes salles qui présentent, en projection, de plus grandes superficies interceptrices).

IV. AVENC DEL LLEST.

Lieu. Serra de l'Obac (Barcelona, Espagne), près de la confluence du Torrent de la Coma d'En Vila et un affluent qui provient du Coll de la Bassa Nova, à 860 m au-dessus du niveau de la mer. Conglomérats éocènes.

Développement. Profondeur: —59 m.

Bibliographie. ANDRÉS BELLET, O., et MONTORIOL POUS, J., Estudio de una cavidad desarrollada en los conglomerados de la Sierra de l'Obac (Avenc del Llest), *Speleon*, T. XI, núms. 1, 2, 3, 4, pp. 13-25, 2 figs., Oviedo 1960.

Analyse de l'alternance (voir fig. 4).

Le mécanisme s'est développé entre la grande cavité intermédiaire (*cavité interceptrice*) et le labyrinthe vertical entre des blocs (zone clastique) qui se développe jusqu'à —59 m.

Ce cas est intéressant car il présente l'existence d'une petite zone lacustre dans la cavité interceptrice qui contribuait à la précipitation du carbonate calcaïque.

Les cas de la Cova del Manel et du Avenc del Llest sont les seuls que nous avons observés en Karst de conglomérats.

V. CUEVA DE OBENKUM.

Lieu. Sierra de Entzia (Alava, Espagne). Marnes sablonneuses du Maastrichtien.

Développement. Deux étages superposés qui communiquent par un seul puits.

Bibliographie. ERASO, A., LLANOS, A., AGORRETA, J. A. et FARIÑA, J., Contribución al estudio del Karst de Bitigarra y cueva de Obenkum, *Boletín Sancho el Sabio*, T. II, num. 2. Vitoria 1958.

Analyse de l'alternance (voir fig. 5).

L'alternance se développe le long de galeries, de telle façon que n'importe quelle coupure selon SW-NE qui comprend les deux galeries superposées (installées sur une même diaclase) la fait ressortir.

Ici l'alternance est inverse à celle des cas analysés jusqu'à maintenant, en commençant par le processus clastique sans cavité interceptrice au préalable. Cela est probablement dû à ce que l'eau en arrivant à la galerie supérieure a traversé un diaphragme pas trop épais, par où elle arrive agressive, pas encore chargée de carbonate calcaïque. Après la décalcification responsable du processus clastique, elle arrive chargée de sels, à la galerie inférieure produisant le processus lithogénique.

VI. CUEVA DE LAZALDAY.

Lieu. Touchant à la localité de Zárate (Alava, Espagne), au S du Gorbea. Calcaires marneux du Cenomanien.

Développement. Parcours: 1 Km 500 m.

Bibliographie. ERASO, A., Consideraciones morfogenéticas de la Cueva de Lazalday, *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*, Madrid (sous presse).

Analyse de l'alternance (voir fig. 6).

● puits reliant les deux etages

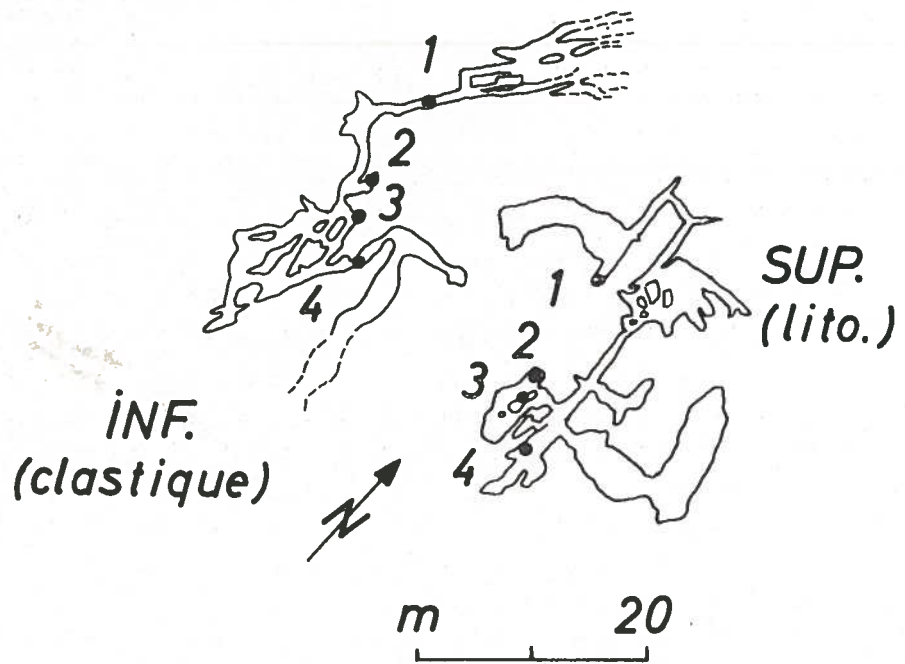


FIG. 3

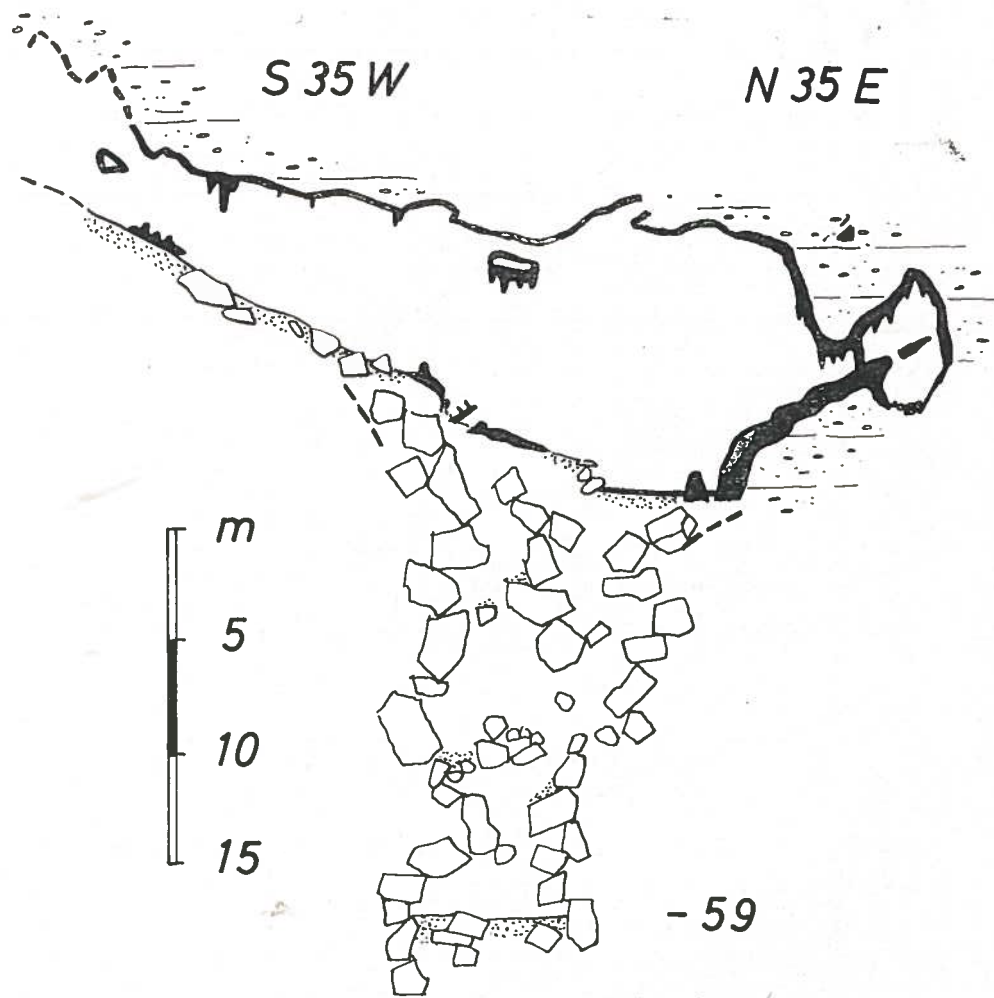


FIG. 4

La coupure E-W de l'image est orthogonale à la galerie principale de la caverne (Galeria del Muerto), en sa partie la plus méridionale, de caractère clairement clastique. En descendant entre les blocs, qui n'arrivent pas à masquer la morphologie primitive, on atteint un ancien laminoir situé sous la galerie, on peut y observer un grand développement de la morphologie lithogénique provoqué par les eaux qui descendent de l'étage supérieur à travers des diaclases. (L'examen morphologique révèle que les apports possibles par communication directe n'ont rien eu à voir).

Ce cas est intéressant pour le très petit espace où le mécanisme s'est développé.

VII. COVA DELS COLOMS.

Lieu. Au NW de Genova (Mallorca, Balears, Espagne), sur la poudrière, à la droite hydrographique de la vallée et à 40 m environ sur le talweg. Calcaires liasiques.

Développement. Parcours: 490 m. Dénivellement: +58 m.

Bibliographie. MONTORIOL Pous, J., Resultados de una campaña geoespeleológica en los alrededores de la bahía de Palma de Mallorca (en préparation).

Analyse de l'alternance (voir fig. 7).

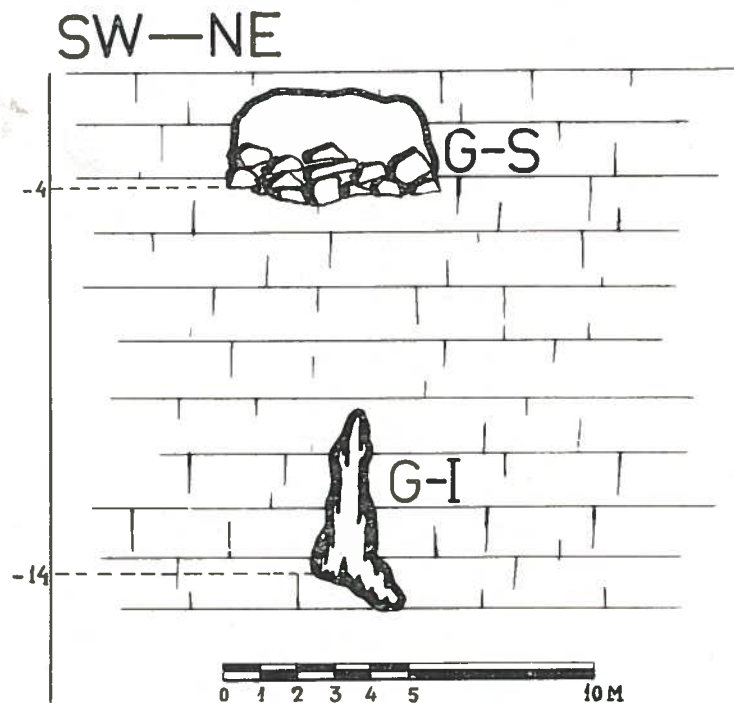


FIG. 5

La cavité s'est développée en suivant à peu près la direction du pendage, en présentant une inclinaison semblable. Néanmoins, la zone W15 S - E15 N s'est développée en contrestrates. L'eau qui provient de hautes parties de la caverne s'infiltrait (à partir de la zone a contrestrate) par les solutions de continuité de la roche calcaire, jusqu'à la grande chambre.

L'ensemble des salles supérieures, qui présentent un processus lithogénique ex-

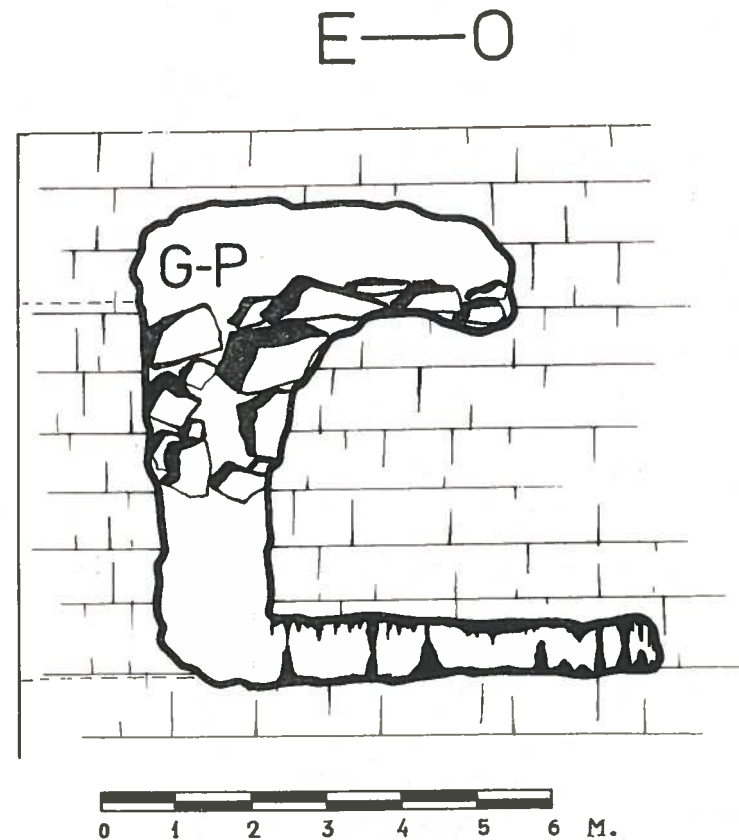


FIG. 6

traordinaire, représente la *cavité interceptive*, tandis que la grande salle finale correspond à la zone clastique (le processus a été facilité par l'existence d'une zone marneuse).

Dans ce cas le mécanisme s'est développé sur un plan de peu d'inclinaison, en suivant le pendage.

VIII. CUEVA DE MAIRUELEGORRETA.

Lieu. Massif du Gorbea (Alava, Espagne). Calcaires urgoaptiens.

Développement. Parcours: 9 km. Dénivellement: +210 m.

Bibliographie. Sección Espeleológica de la E. M. IRADIER, Notas sobre la caverna de Mairuelegorreta, *Munibe*, n° 4-1957, 31 pp., 7 figs, San Sebastian 1957.

Analyse des alternances.

Cas I (voir figs. 8 et 10).

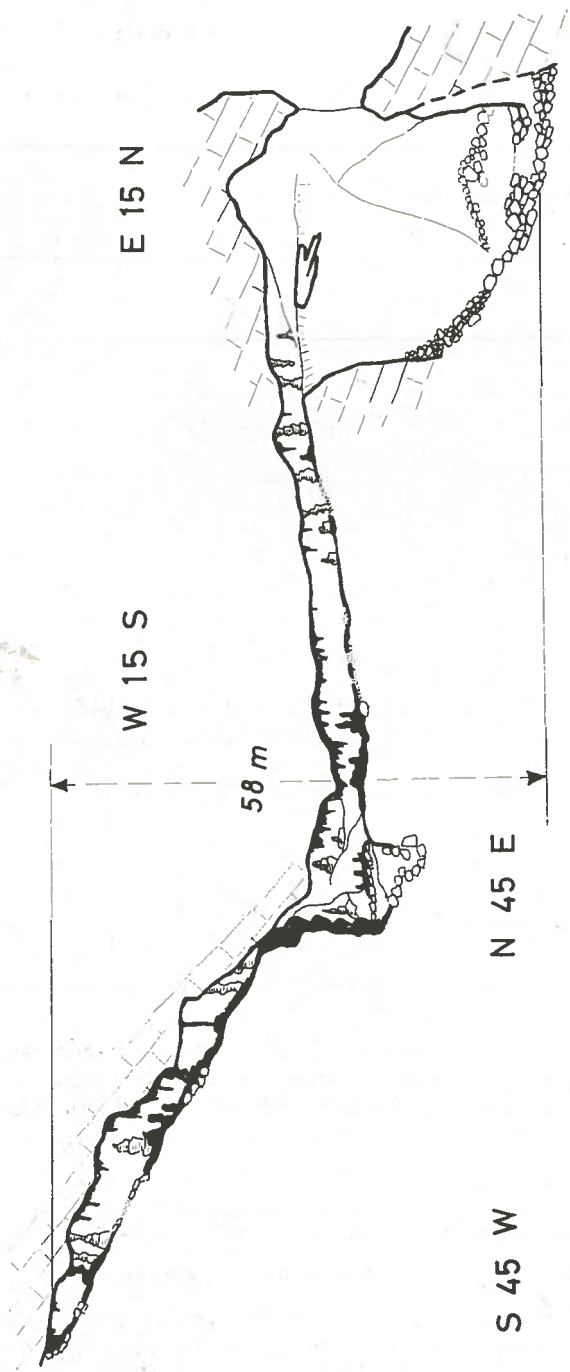


FIG. 7

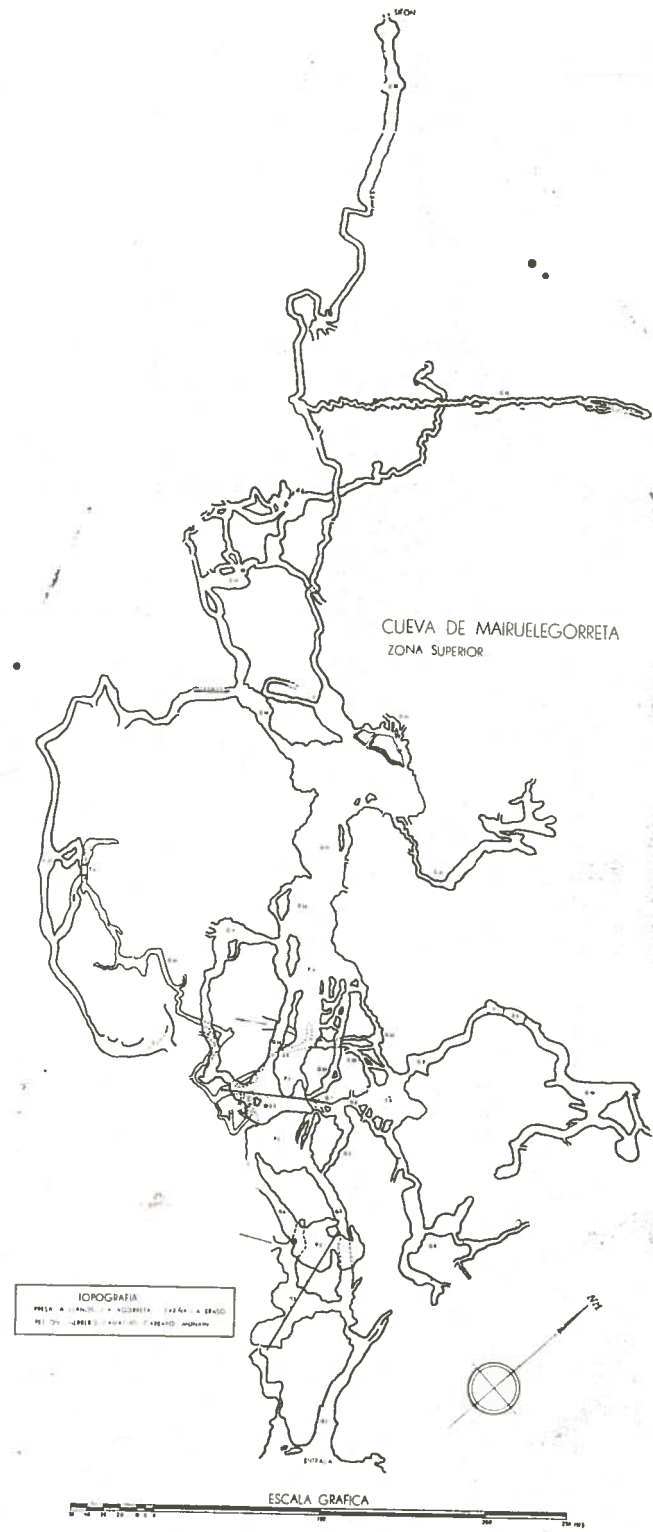


FIG. 8

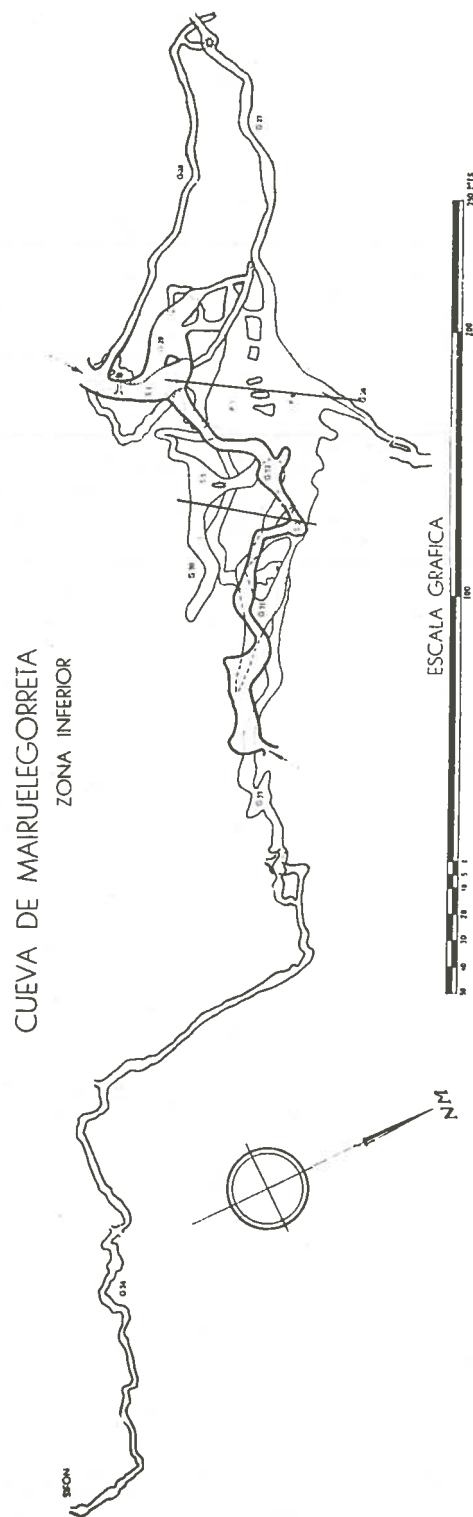


FIG. 9

Au moyen d'une coupure N-S qui fait la relation entre la Plaza de las Capillas (P-2) et l'enfoncement de San Prudencio (G-3), on remarque nettement la morphologie qu'il y a dans les deux parties de la cavité, tandis que dans Las Capillas domine la lithogénique, dans San Prudencio domine la morphologie clastique.

Ce qui est vraiment intéressant dans cet exemple, singulier en comparaison aux autres cas d'alternance observés, c'est la réelle dualité morphologique, en fonction du temps, dans chacune des chambres unies par la coupure; tandis que dans la Plaza de las Capillas la coulée stalagmitique la plus septentrionale git sur un ancien entassement de blocs, dans l'enfoncement de San Prudencio les blocs clastiques ne sont autres que de grands fragments d'un ancien processus lithogénique qui existait là.

L'évolution de l'alternance dans les deux cavités est résumée dans le tableau suivant:

	P - 2	G - 3
Morphologie passée	CLASTIQUE	LITHOGÉNIQUE
Morphologie actuelle	LITHOGÉNIQUE	CLASTIQUE

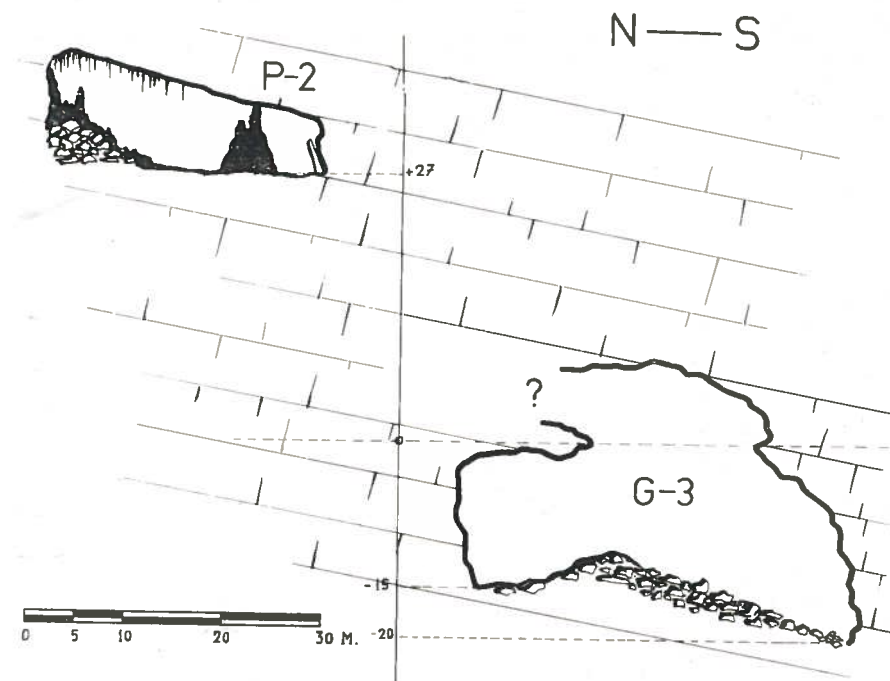


FIG. 10

On en déduit que les alternances morphologiques se sont développées en une grande période de temps, probablement depuis la grande descente du niveau de base jusqu'à l'actualité. L'inversion de l'alternance peut être due à un changement de type morphologique-topographique ou climatique.

Il s'agit donc d'un cas très instructif d'inversion dans la cavité supérieure, avec la répercussion subséquente (prévisible par la théorie) dans la morphologie de la cavité inférieure.

Cas 2 (voir figs. 8, 9 et 11).

La coupure, placée dans la direction du plus grand pendage (SW-NE) coupe la Galera del Rosario (G-14), la pseudo-galerie du Caos de Bloques (P-3), la Calle Fueros

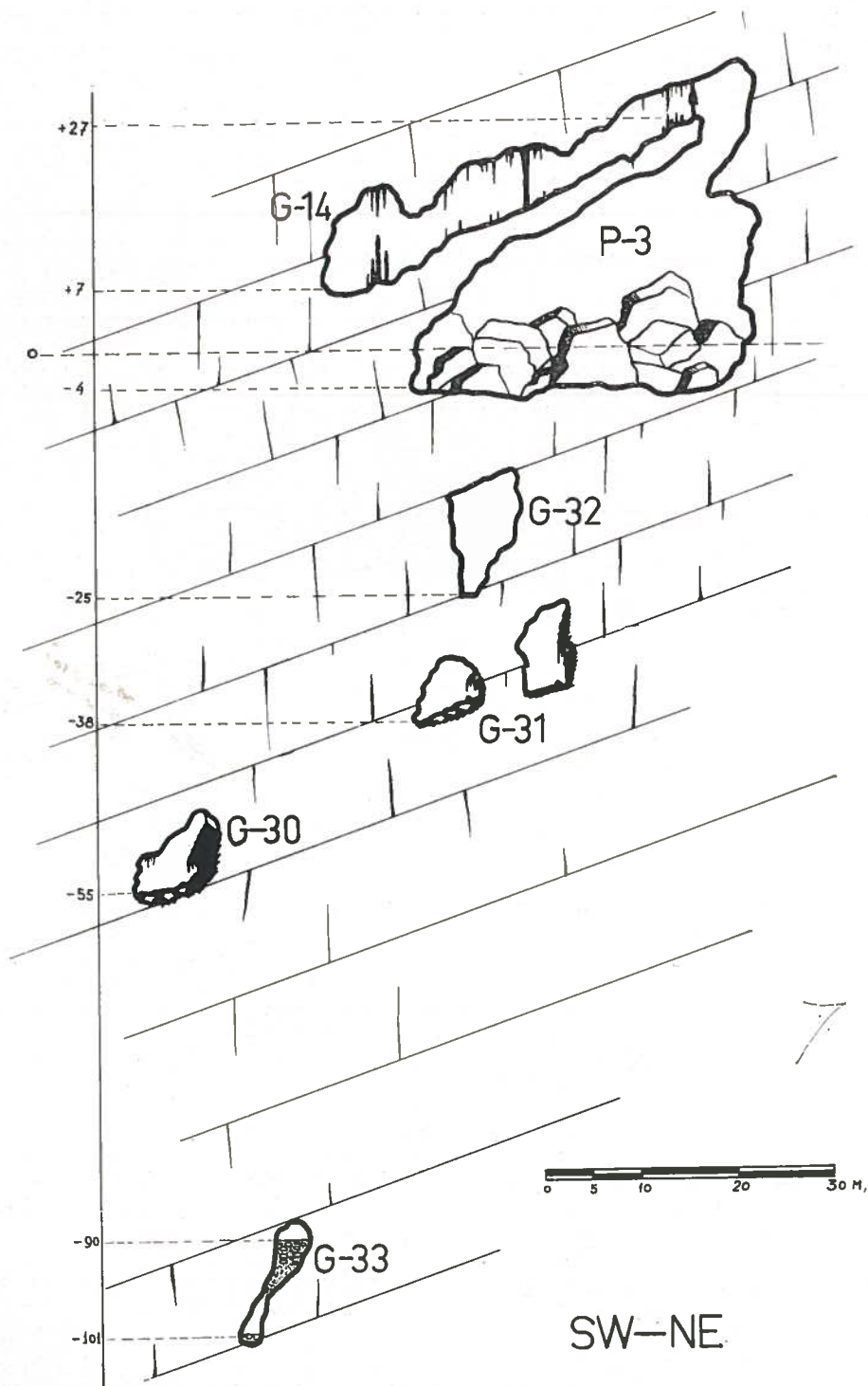


FIG. 11

(G-32), la Calle de Villa Suso (G-31), la Calle de los Encantos (G-30) et les galeries de Pio XII et Rio Abajo (G-33).

Dans le Rosario la morphologie lithogénique est marquée tandis que dans le Caos de Bloques l'abondance de matériaux clastiques est énorme. Dans la Calle Fueros il existe quelques exemples de lithogénise, mais tellement rares qu'ils n'ont pas réussi à masquer les terrasses d'érosion. Ce qui n'est pas ainsi dans Villa Suso, avec ses deux galeries à pression et gravitationnel, et dans les Encantos qui présentent une nette lithogénise gisant parfois sur quelques matériaux clastiques de caractère local, non complètement masqués.

On peut encore voir dans cette dite coupure (G-33) la galerie de Pio XII, dont le fond est constitué par un lit de pierres roulées, et la galerie de Rio Abajo, qui fait partie du réticule actif, puisqu'il y passe le lit principal de la cavité.

Le Rosario constitue l'élément intercepteur, étant le responsable de la morphologie clastique qui git dessous dans le Caos de Bloques (qui, d'autre part, présente le caractère de pseudo-galerie). Les processus lithogéniques de Fueros et surtout de Villa Suso et Encantos, échelonnés en profondeur semblent fermer le cycle couronnant ainsi les prédictions théoriques.

Le caractère juvénile de G-33 ne donne pas lieu à l'existence de morphologies séniles.

Il faut observer que dans Villa Suso et les Encantos quelques processus lithogéniques gissent sur une morphologie clastique passée.

En observant le tableau suivant, où on indique l'évolution à travers le temps, on comprendra clairement tout ce que nous venons d'exposer sur la distribution des deux morphologies.

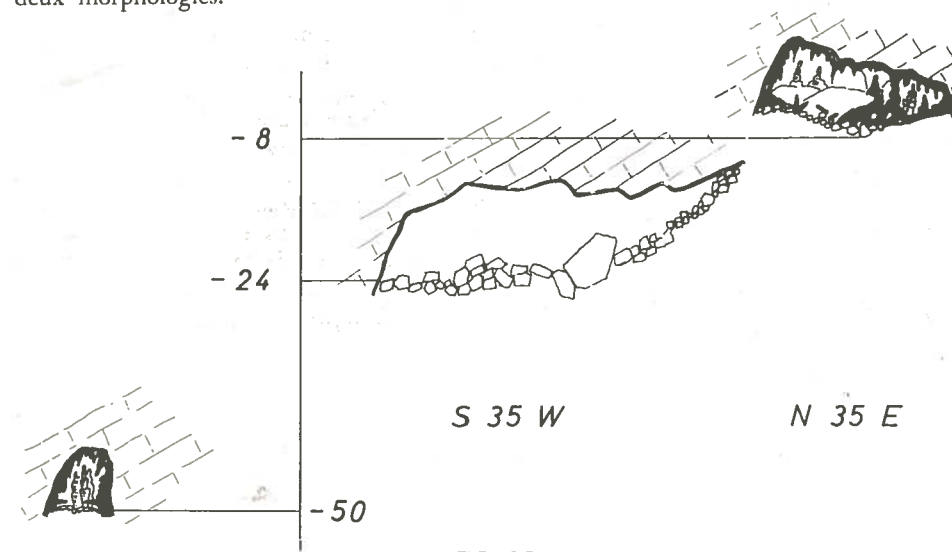


FIG. 12

	G-14	P-3	G-32	G-31	G-30	G-33
Morphologie passée	LITHOGÉNIQUE	N'existe pas	—	(sw) CLASTIQUE	CLASTIQUE	—
Morphologie actuelle	LITHOGÉNIQUE	CLASTIQUE	LITHOGÉNIQUE	LITHOGÉNIQUE	LITHOGÉNIQUE	—

Un cas extrêmement intéressant qui, en plus des différences d'évolution, présente un triple échelonnement des alternances.

IX. COVA DEL PILAR.

Lieu. Au NW de Son Rapinya (Mallorca, Balears, Espagne), sur une zone minière abandonnée. Calcaires liasiques.

Développement. Parcours: 430 m. Dénivellement: -63 m.

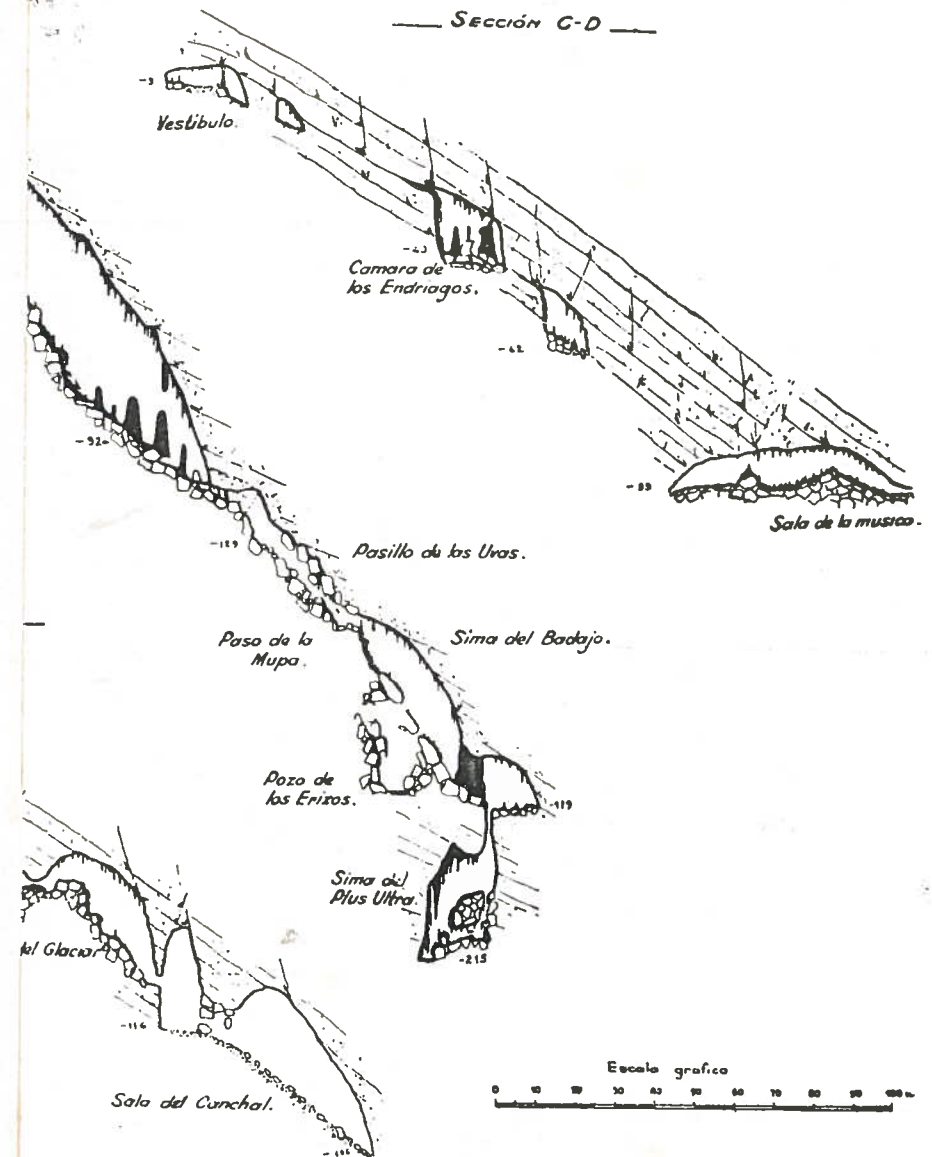
Bibliographie. MONTORIOL Pous, J., Resultados de una campaña geoespeleológica en los alrededores de la bahía de Palma de Mallorca (en préparation).

Analyse de l'alternance (voir fig. 12).

La cavité est formée par trois unités (avec de grandes différences morphologiques et un développement très divers) placées presque perpendiculairement au pendage et échelonnées en profondeur. Dû à cette disposition, le chemin suivi par les eaux d'infiltration est intercepté trois fois de suite, présentant deux alternances d'un échelonnement morphologique *lithogénique/clastique/lithogénique*. C'est pourquoi comme dans le cas déjà étudié de Mairuelegorreta, il constitue un exemple extraordinairement intéressant, pour sa triple disposition.

R É S U M É.

Sans tenir compte de l'explication de la théorie générale sur les alternances lithogéniques-clastiques, que nous avons déjà exposée dans *Rassegna Speleologica Italiana* (en 1951 et en 1954), on procède à l'analyse d'une série de cas concrets, en se basant sur les plans des cavités ou dans les coupures choisies spécialement. L'ensemble des cavités étudiées présente les particularités suivantes: *a)* Deux processus lithogéniques successifs dans les cavités interceptrices qui répercutent en deux processus clastiques successifs dans les zones inférieures; *b)* Processus lithogénique dans la cavité interceptrice, avec un chaos de blocs explorable en sa partie inférieure grâce à une fausse galerie; *c)* Alternance observée dans une cavité de développement linéaire en galeries étroites; *d)* Cas où la cavité interceptrice offre une petite zone lacustre (les cas «c» et «d» reposent sur des conglomérats); *e)* Cas d'alternance inverse (*clastique / lithogénique*); *f)* Mécanisme développé sur un espace très réduit; *g)* Processus établi sur un plan de très petite inclinaison; *h)* Inversion des alternances à travers le temps (*clastique/lithogénique* par *lithogénique/clastique*); *i)* Changement d'évolution à travers le temps et triple alternance; *j)* Triple alternance (*lithogénique/clastique/lithogénique*).



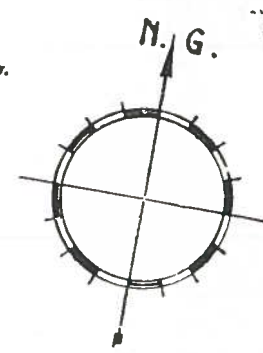
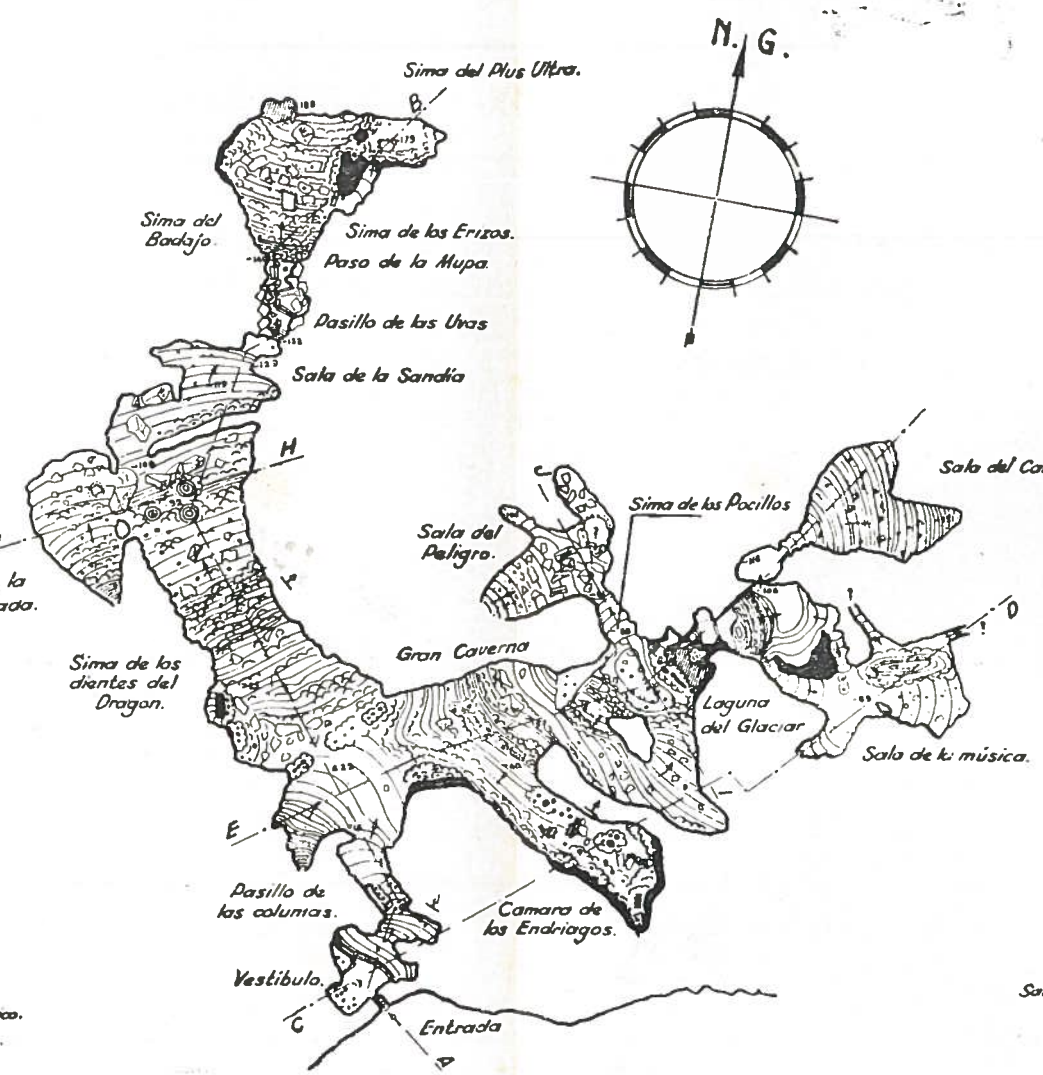
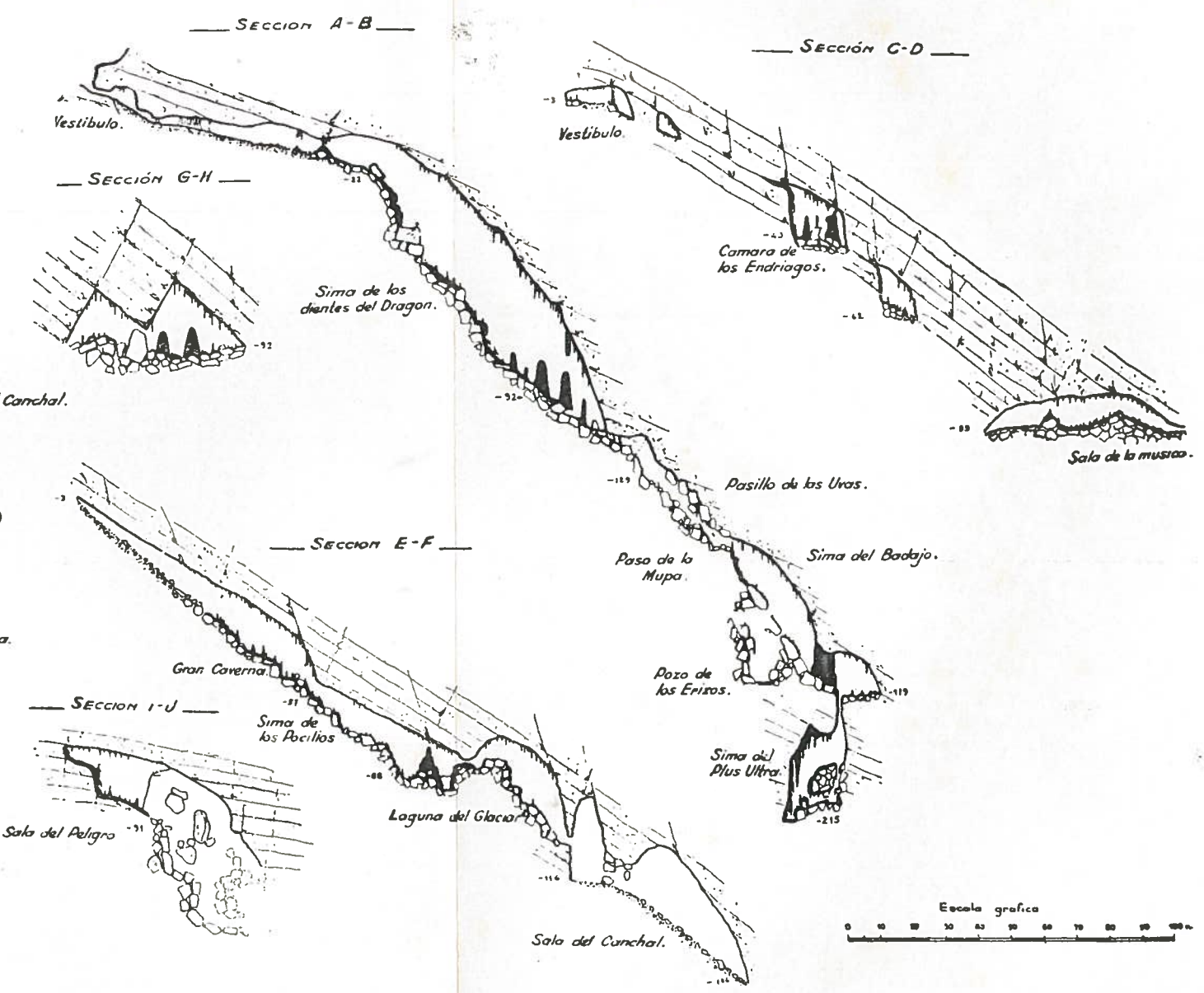


FIG. 1



une zone minière

zoospeleológica en

morphologiques et
au pendage et
les eaux d'infil-
in échelonnement
même dans le cas
ment intéressant,

alternances litho-
leologica Italiana
ets, en se basant
. L'ensemble des
sus lithogéniques
ocessus clastiques
tivité interceptrice,
ie fausse galerie;
galeries étroites;
as « c » et « d »
/ lithogénique);
sur un plan de
s (clastique/litho-
vers le temps et
7ue).

LA CUEVA DEL AGUA DE SIERRA ARANA

Iznalloz (Granada)

Plano geomorfológico

levantada por











J. M^{te} THOMAS CASAJUANA

Y

J. MONTORIOL DOUS

1950

Signos convencionales.

-  **Planta.**
Sentido de la pendiente.
-  **Derrubios de grandes bloques.**
-  **a. Pared desnuda, b. Crosta estalactítica.**
-  **c. Cortinas, d. Estalagmitas, e. Columnas aisladas.**
-  **Coladas.**
-  **a. Pozos vacíos, b. llenos.**
-  **Buzamiento**
-  **Alzados**
a. Daclosas, b. Planos de estratificación.
-  **c. Columna (en corte), d. Columna, e. Macizo estalagmítico.**
-  **a. Grandes bloques de derrubio, b. id cementación.**

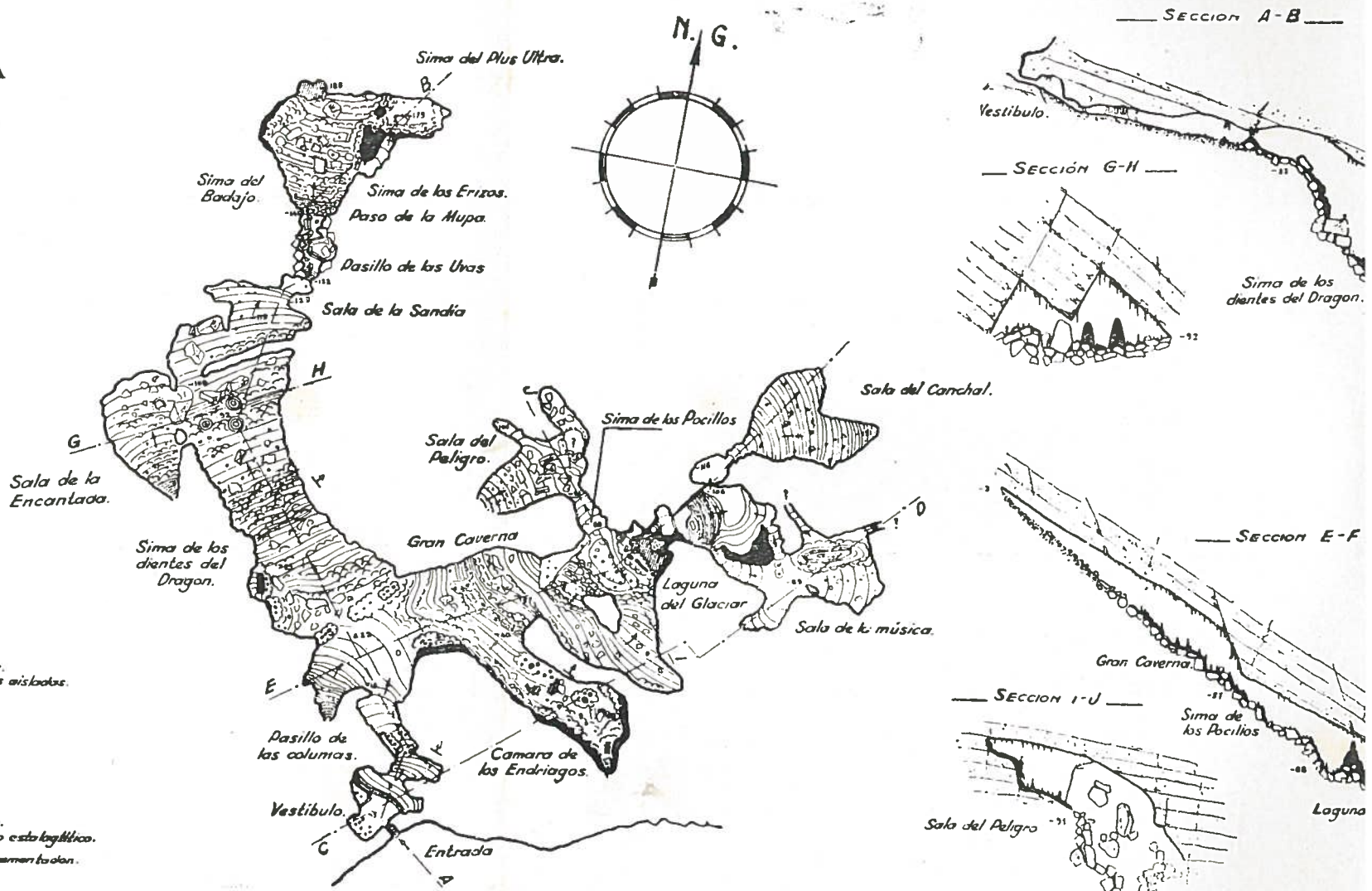
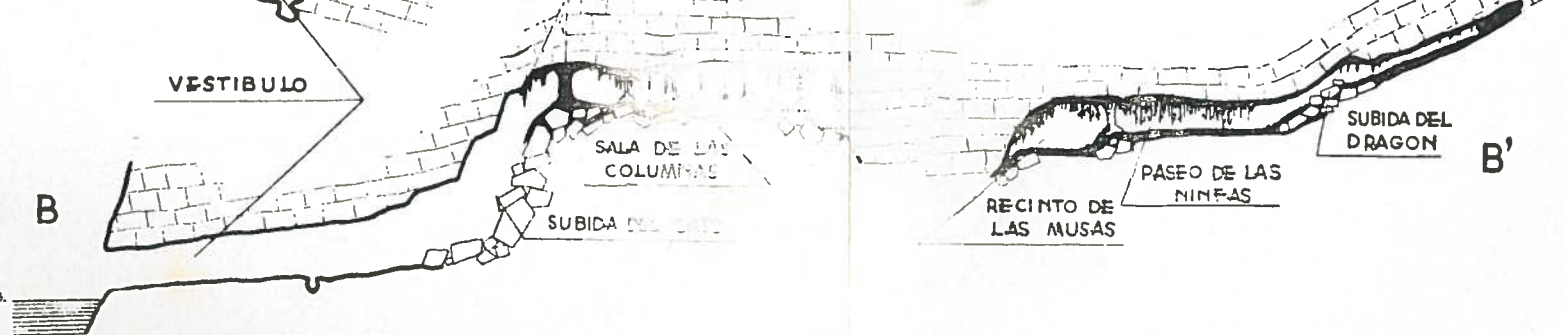
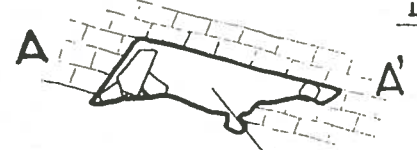
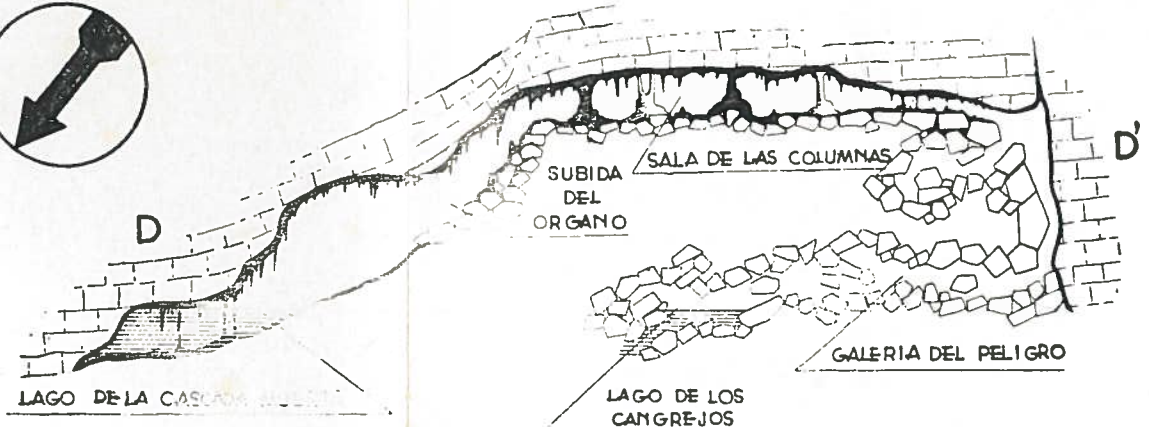
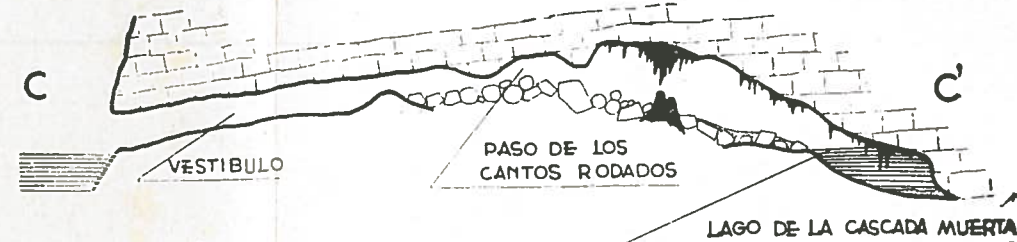
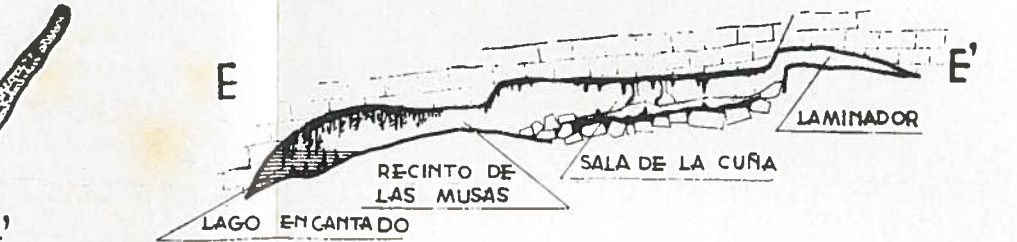
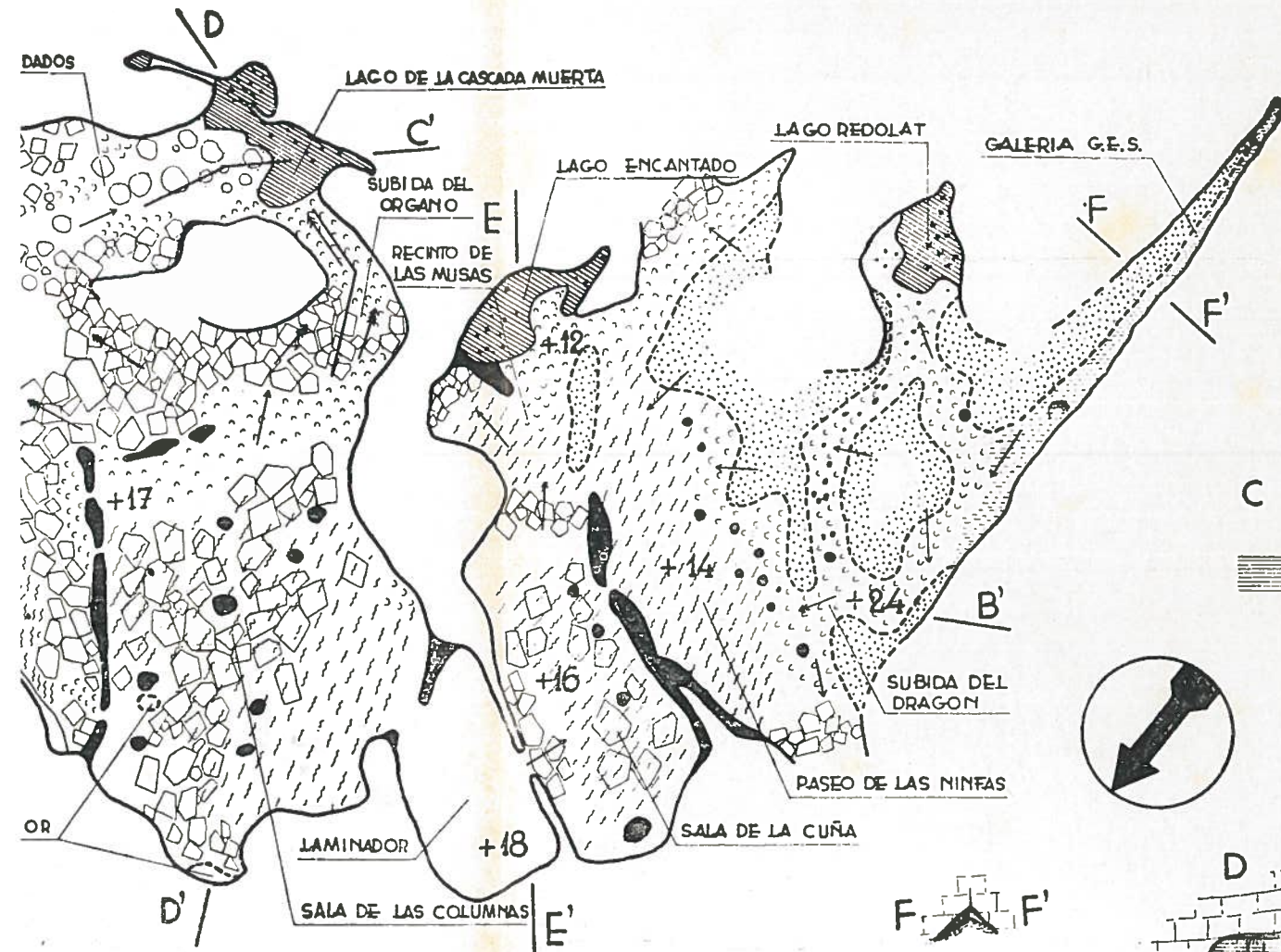


FIG. 1



"LA POLIDA" (FORNELLS MENORCA)

MONTORIOL POU S y J. ASSENS CAPARROS
 ARSANS y F. TERMES ANGLÉS (Expedición G.E.S. - I.R.E. 1954)



+17 Altura sobre el nivel del mar (boca)

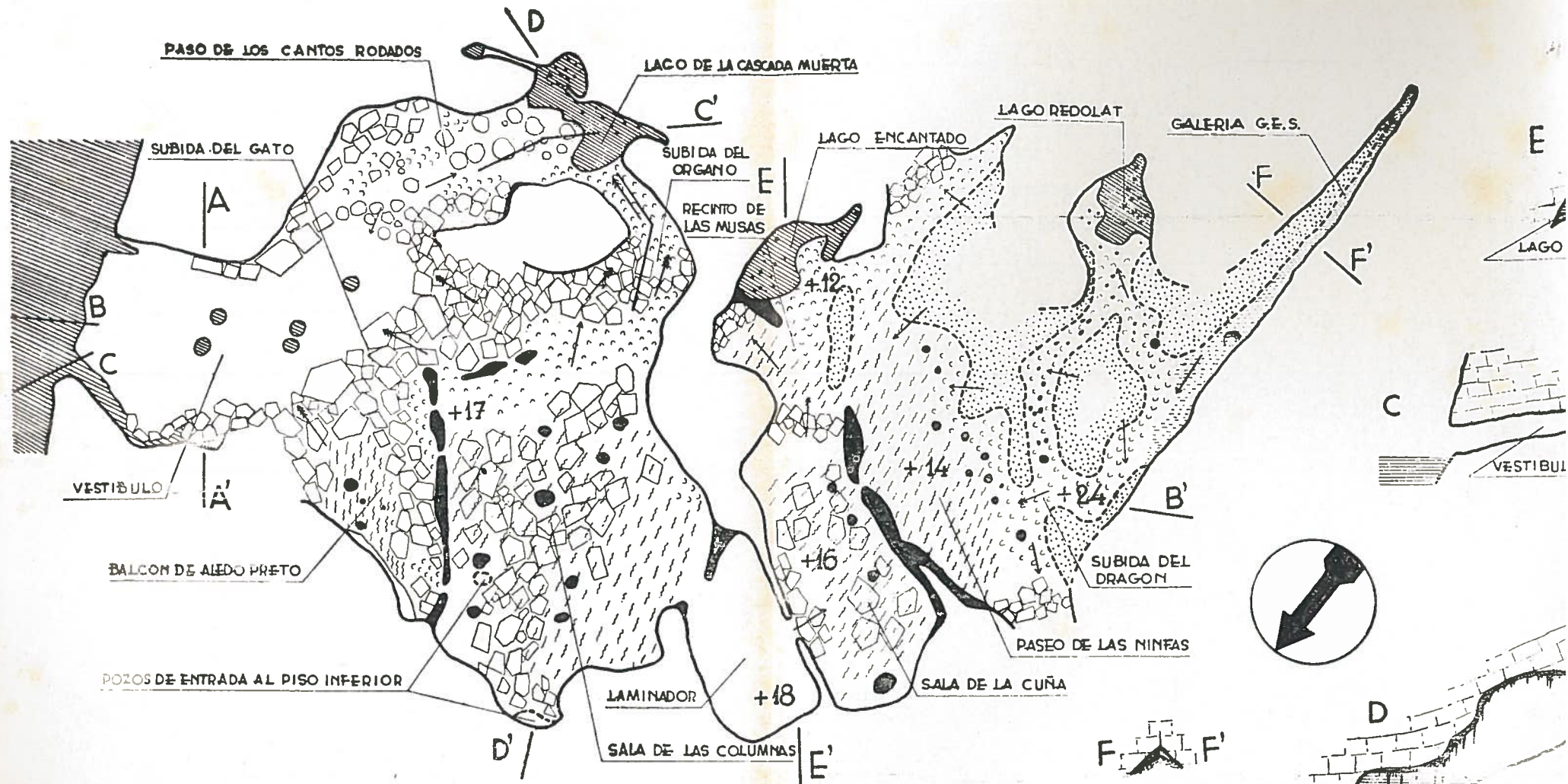
\leftarrow < 45°
 \leftarrow = 45°
 \leftarrow > 45°

es mayor.

ALZADO

- F- Estalagmita.
- G- Arillas.
- H- Columna fuera de la sección.
- I- Columna en la sección.
- J- Estaladitas.
- K- Estaladitas excéntricas.
- L- Estaladitas isótubulares.
- A- Arena.
- B- Agua.
- C- Bloques sin cementar.
- D- Bloques cementados.
- E- Colada estalagmítica.

FIG. 2



"COVA DE NA POLIDA" (FORNELLS MENORCA)

Plano Geomorfologico levantado por J. MONTORIOL POUS y J. ASSENS CAPARROS con la colaboracion de J. M. ARMENGOU MARSANS y F. TERMES ANGLÉS (Expedicion G.E.S. - E.R.E. 1954)



- PLANTA**
- Bloques sin cementar.
 - Arcillas.
 - Arena.
 - Zonas inundadas por el agua.
 - Zonas impermeables debido al enrejado estalagmítico-columnar.

- + 17
Altura sobre el nivel del mar (boca)
- ← ← ← Pendiente de $\left\{ \begin{array}{l} < 45^\circ \\ = 45^\circ \\ > 45^\circ \end{array} \right.$

- ALZADO**
-
- A - Arena.
 - B - Agua.
 - C - Bloques sin cementar.
 - D - Bloques cementados.
 - E - Colada estalagmítica.
 - F - Estalagmita.
 - G - Arcillas.
 - H - Columna fuera de la seccion.
 - I - Columna en la seccion.
 - J - Estalactitas.
 - K - Estalactitas excentricas.
 - L - Estalactitas isotubulares.

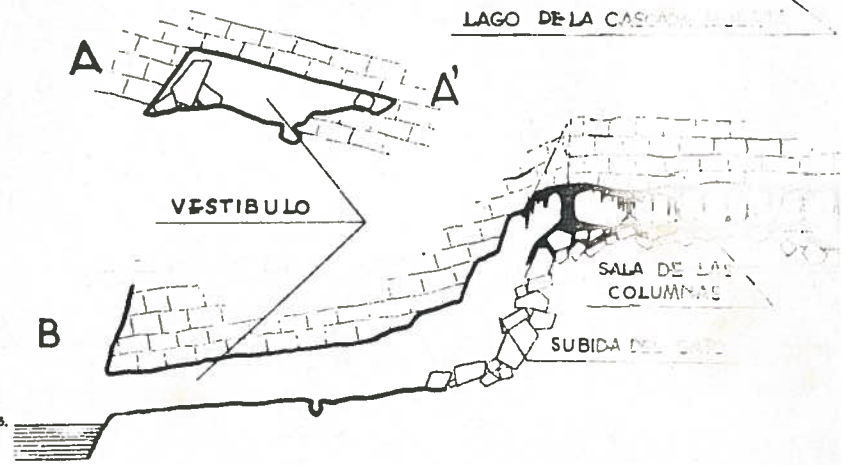


FIG. 2

ALFRED BOEGLI

ENTSTEHUNGSBEDINGUNGEN VON KALKAUSSCHIEDUNGEN IN HOEHLLEN

Der Lösungsprozess am Kalkgestein ist eine in Phasen ablaufende Ionenreaktion. In der 4. Phase, die dem 3. Wirkungstyp entspricht, wird am meisten Kalk aufgelöst, wobei der sekundliche Stoffumsatz durch die Diffusionsgeschwindigkeit des CO_2 der Luft in das Wasser bestimmt wird. Wir verweisen hierzu auf die Veröffentlichungen in den Reports of the Commission on Karst Phenomena 1956 und 1960.

Die Kalkausscheidungen sind eine Umkehrung des Lösungsvorganges, wobei der 3. Wirkungstyp in inverser Richtung abläuft. Wir verzichten in dieser Studie auf ein Eingehen auf die Verhältnisse im Freien und berücksichtigen nur die Höhle selbst. Die Eingangsregion ist dabei den Verhältnissen im Freien noch recht nahe, so dass sich auch Tuff bilden kann, auf den wir hier nicht eintreten. Die typischen Höhlenbedingungen stellen sich jedoch erst in den inneren Regionen ein.

Die Kalkausscheidungen in Höhlen sind mit verschiedenen Namen belegt, die zum klareren Verständnis hier kurz umschrieben seien. Die Ausscheidung des Kalkes erfolgt meist in makroskopischer Grösse. Als Kristallform findet man sowohl idiomorphe Körner als auch nadelige und strahlige Aggregate, ausserdem treten in Höhlen gelegentlich auch wohlausgebildete Kristalle und Skelettkristalle auf. Als Sinter bezeichnen wir alle primär festen Kalkausscheidungen mit ursprünglich freier Oberfläche, doch nicht von natürlichen Kristallflächen begrenzt. Sinter ist somit ein Oberbegriff, dem die Tropfsteine und die vielen Formen mit abgeleiteten Namen, z. B. Sintervorhang, Sinterperlen, Knötchensinter untergeordnet sind. Sind die Ausscheidungen von Kristallflächen begrenzt, so sprechen wir von Kalzit, die als nadelig-strahlige Aggregate zu Kalzitrosen zusammentreten können. Einzelkristalle können mehrere Zentimeter Länge erreichen. Kalzitblätter bilden sich auf absolut ruhigen Wasserflächen. Mondmilch ist ein zerreibliches Produkt, das vermutlich durch Verdunstung und noch nicht abgeklärte Vorgänge entstanden ist und dem jegliche Festigkeit mangelt. Sie kann diagenetisch verfestigen, so dass sie dann äusserlich dem Sinter gleicht, sich aber von ihm durch den innern Aufbau unterscheidet.

Die tieferen Höhlenregionen zeichnen sich durch die geringen klimatischen Schwankungen, die kleinen Temperaturdifferenzen und die hohe Luftfeuchtigkeit aus. In alpinen Höhlen liegt das Temperaturminimum unter dem Einflusse des Schmelzwassers meist im Vorsommer, sonst am Ende des Winters. Die Verdunstung ist wegen der hohen Luftfeuchtigkeit meist sehr gering und konzentriert sich auf die kalte Jahreszeit mit Aussentemperaturen unter der Höhlentemperatur, da hier die Luft sich beim Eindringen in die Höhle erwärmt und relativ trockener wird. Das Minimum der Verdunstung liegt im Sommer, wenn sich die eindringende Warmluft abkühlt, wobei es sogar zu bedeutenden Kondensationen kommen kann. Der Höhlenwind, soweit er auftritt, ist nach Richtung und Stärke der am meisten wechselnde Faktor. Mit Annäherung an die Eingangsregion nehmen die Gegensätze immer mehr zu und nähern sich dem Lokalklima einer tiefen Schlucht, soweit in der Höhlenöffnung nicht durch Insolation andere Bedingungen gegeben sind.

In der Literatur findet man als Ursachen für die Kalkausscheidungen drei Punkte erwähnt:

1. Erwärmung des austretenden Wassers;
2. Verdunstung;
3. Abgabe von CO_2 aus dem Wasser an die Luft.

Es ist kennzeichnend, dass in der Höhlenliteratur die Verdunstung als wichtigste Ursache genannt ist, obschon das feuchte Höhlenklima dazu wenig geeignet erscheint, während die CO_2 -Abgabe nur selten erwähnt wird.

1. Kalkausscheidung infolge Erwärmung.

Tritt kaltes Wasser, das mit gleichtemperierter Luft im CO_2 -Gleichgewicht ist, in einen wärmeren Raum aus, so steigt sein CO_2 -Gehalt nicht mehr im Einklang mit der Umgebung. Durch CO_2 -Abgabe muss eine Angleichung erfolgen, was eine Kalkausscheidung bewirkt. Damit gehört dieser Vorgang genau genommen zum dritten Kapitel. Wasser, das beispielsweise nach obiger Bedingung bei 5°C , der klimatischen Durchschnittstemperatur austritt, verliert beim Erwärmen auf 10°C nur 5 mg Kalk pro Liter, also knapp 2 cm^3 pro m^3 . Solche Temperaturerhöhungen sind aber in den innern Teilen gewöhnlicher Höhlen unmöglich und sogar noch an den Höhleneingängen selten. Sie könnten innert kürzerer Frist auch nur dann erfolgen, wenn die Luft sehr viel wärmer ist und das Wasser in dünner Schicht abfließt, was bestenfalls in Thermalgrotten möglich wäre.

2. Die Bedeutung der Verdunstung für die Kalkausscheidung.

Wollen wir die Verdunstung voll erfassen, dann muss auch hier der Kalkgehalt im Gleichgewicht mit der umgebenden Luft stehen. Bei einem CO_2 -Partialdruck von 0.00032 Atmosphären ist es mit 70 mg pro Liter bei 10°C gegeben. Ein höherer Kalkgehalt gelangt durch andere Vorgänge zur Ausscheidung.

In den innern Höhlenregionen verlangsamt die nahezu feuchtigkeitsgesättigte Höhlenluft die Verdunstung sehr, so dass die verdunstenden Wassermengen absolut und prozentual gering sind, ebenso der ausgeschiedene Sinter. Jede Höhle ist jedoch ein Individuum und verhält sich auch in dieser Hinsicht eigenwillig. Höhlen mit merklichem Luftzug zeigen dauernd oder temporär eine grössere Verdunstung. So trocknet in vielen Höhlen die Wandfeuchtigkeit im Winter auf, wobei sich weisse Anflüge geringer Mächtigkeit entwickeln können, die meist als Verwitterungserscheinung angesprochen werden. Ob wir sie dazu zählen wollen oder nicht ist letztlich ein Frage der Definition des Verwitterungsbegriffes. Sicherlich sind solche Anflüge eine Bestätigung für den auf andere Art erkannten ariden Klimacharakter der Höhle (vergl. Boegli, «Höhlenlehm», Symposium internazionale di Speleologia, Varenna 1960). Zum Trocknen der Wände braucht es Tage und Wochen, so dass die verdunstete Wassermenge äusserst klein ist und die hierdurch bewirkten Ausscheidungen erst in ihrer vieltausendfachen Wiederholung zu messbaren Mengen führt.

Es gibt jedoch Höhlen, meist relativ klein und mit merklichem Luftzug, in denen die Verdunstung eine grössere Rolle spielt. Die hier auftretenden Ausscheidungen sind in der Regel zerreiblicher Sinter und Mondmilch. Der Zusammenhang zwischen starker Verdunstung und dem Auftreten dieser weichen Produkte erscheint evident. Nachträgliche oder alternierende Versinterung oder diagenetische Verfestigungen können aus ihnen harte Produkte machen, deren Genese nicht immer leicht erkennbar ist.

Durch Störungen in der normalen Durchlüftung von Höhlen können sich die Verdunstungsgrössen sprunghaft steigern. Beispielsweise nahm mit dem Durchschlag eines künstlichen Stollens, durch den die Grotte des Demoiselles dem Publikum zugänglich wurde, die Verdunstung am obern Ende so stark zu, dass sich in wenig Jahren mehrere Zentimeter lange Stalaktiten bilden konnten.

3. Die Abgabe von CO_2 als Ursache der Kalkausscheidungen.

Der Kalkgehalt des Höhlenwassers wechselt nicht nur von Ort zu Ort, sondern auch zeitlich sehr stark. Korrosive Phasen wechseln nicht selten mit akkumulativen ab, wobei als Grenzgrösse bei 10°C ein Gehalt von 70 mg Kalk im Liter gilt. Der Kalkgehalt kann weit darüber hinausgehen, um so mehr, je wärmer das Klima, je üppiger der Pflanzenwuchs im Einzugsbereiche des Höhlenwassers sind, und je langsamer das Wasser aus der Bodenzone in die darunterliegende Gesteinsschicht einsickert. In mediterranen und dinarischen Höhlen wurden unter Normalbedingungen bis zu 265 mg Kalk im Liter gemessen, so von OERTLI in der Unika. Im Hölloch wurden Werte von 80 bis 120 mg gefunden und in einer benachbarten Höhle bis zu 140 mg. Der

Maximalwert liegt jedoch noch beträchtlich höher, wurden doch nördlich Luzern an einer Moränenquelle 390 mg festgestellt.

Sobald das Wasser zuviel Kalk im Liter enthält, diffundiert das CO_2 in die Luft hinaus, bis das Gleichgewicht erreicht ist. Hierbei wird der überschüssige Kalk ausgeschieden, und zwar ohne zeitliche Verzögerung zur CO_2 -Abgabe. Somit bestimmt die Diffusionsgeschwindigkeit des CO_2 die sekundlich ausgeschiedene Kalkmenge. Um das Gleichgewicht zu erreichen vergehen Tage wie FREAR und JOHNSTON (cit. nach PIA) schon früher feststellten. Nach meinen Messungen brauchte das Wasser einer Karrenhohlform nach einem Regen bei 2 bis 6°C zum Erreichen des Gleichgewichtes fast 2 Tage, während bei 15°C schon ein Tag genügte. In den Tropen mit ihrer hohen Temperatur dürften schon einige Stunden ausreichen. In fliessendem Wasser verkürzen sich die notwendigen Zeiten noch mehr.

Da die Kalkausscheidung eine Funktion der Diffusionsgeschwindigkeit ist, diese aber mit der Temperatur zunimmt, so wird in kalten Höhlen bei gleichem Kalküberschuss des Wassers bedeutend weniger Sinter ausgeschieden als in warmen. In den Grotten von Lummelunda auf Gotland in Schweden werden Tropfsteine bewundert, die in Italien unbeachtet blieben.

Die erhöhte Diffusionsgeschwindigkeit in den Tropen ist nicht nur für die Zunahme der Tropfsteinmengen, sondern auch beim Lösen des Kalkes wichtig. Dieses wird ausserdem unterstützt durch den erhöhten Gehalt der Bodenluft an biogenem CO_2 . Daher ist auch der Kalkgehalt des ins Innere der Höhle eindringenden Wassers höher, was zwangsläufig zu vermehrter Tropfsteinbildung führt. H. LEHMANN fand auf Cuba am Ende einer nur 10 m langen Karrenkluft im Innern einer Höhle einen Kalkgehalt des Wassers von 152 mg, im Höhlenfluss Rio San Vicente gegen 150 mg.

Der CO_2 -Gehalt kalkreichen Wassers nimmt zuerst schnell, dann immer langsamer ab und nähert sich asymptotisch dem Gleichgewichtszustand. Die Hauptmenge des Kalkes wird somit am Anfang ausgeschieden. Für die Tropfsteinbildung sind Wassertropfen besonders wirksam, da sie infolge ihrer relativ sehr grossen Oberfläche innert wenigen Stunden das Gleichgewicht annähernd erreichen, auch dann, wenn die Temperatur nicht hoch ist. Fällt der Tropfen vorher ab, so diffundiert im Momente des Aufschlages und unmittelbar nachher, beim Fortfliessen in dünnster Schicht, so viel CO_2 an die Höhlenluft, dass es zu einer weitem Kalkausscheidung, zur Bildung von Stalagmiten kommt. Im allgemeinen gilt: Je langsamer das Abtropfen, oder je wärmer die Höhlenluft, um so mehr Kalk wird am Stalaktiten ausgeschieden; je schneller die Tropfenfolge, oder je niedriger die Temperatur, um so mehr Kalk erhalten die Stalagmiten. Bei zu grossem Wasserandrang, zu tiefer Temperatur oder zu kleinem Kalküberschuss geht die Tropfsteinbildung zurück, und es kommt zur Entstehung von Sinterüberzügen und Sinterauskleidungen des Bachbettes.

Besonders interessant ist das langsame, tropfenweise Hineinfließen von kalkreichem Wasser in einen Höhlensee. Seine relativ kleine Oberfläche lässt nur geringe Mengen von CO_2 wegdiffundieren, so dass zum Erreichen des Gleichgewichtes längere Zeiten notwendig sind. Der CO_2 -Verlust geht durch den Wasserspiegel, so dass sich dort die ersten Kristallkeime bilden, die in die Tiefe sinken, sobald ihre Masse gross genug geworden ist. Die Kalkausscheidung erfolgt so langsam, dass die Ionen Zeit finden, sich geregelt an das Kristallgitter der Keime anzuordnen. Bleibt bei diesen Vorgängen die Oberfläche absolut ruhig, dann bilden sich im Wasser Kalzitrosen und am Wasserspiegel millimeterdicke Kalzitblätter. Wird die Wasserfläche jedoch irgendwie bewegt, dann sinken die Kristallkeime schneller ab, und die ausgeschiedene Kalkmenge muss sich auf viel mehr Kristalle verteilen. Statt der schönen grossen Kalzite bilden sich viele kleine. Erfolgt die Diffusion schneller, dann können Skelettkristalle entstehen, die gelegentlich Beckenform annehmen und auf dem Wasser schwimmen. Fliessen das Wasser aber durch das Becken hindurch, dann werden die Kristallflächen unterdrückt, und es kommt zur Ausbildung von Knötchensinter.

In vielen Höhlen lassen sich merkwürdige Eigenwilligkeiten erkennen, die vorerst rätselhaft anmuten. Während aus einer Spalte Wasser austritt, das keinerlei Sinter ausscheidet, kann aus einer andern, wenige Meter daneben, solches herausickern, das Tropfsteine bildet. Das ist in vielen Höhlen zu sehen, besonders in tiefen. Im Hölloch können Tropfsteine unvermittelt in sonst leeren Gängen auftreten; es können aber auch tropfsteinreiche Gänge neben sinterfreien liegen. Das Hölloch erstreckt sich von ca. 650 m Meereshöhe bis ca. 1050 m. Die Gesteinsüberlagerung beträgt zwischen 300 und 900 m, im Mittel um 600 m herum. Es ist an sich merkwürdig genug, dass das Wasser seinen überhöhten Kalkgehalt über mehrere Kilometer Entfernung durchs Gestein hindurch in die Höhle bringen kann, ihn hier aber verliert. Die Ursache liegt eindeutig in der Unmöglichkeit, auf diesem langen Wege CO_2 abgeben zu können, was nur durch durchgehende Druckgerinne erklärbar ist. Es wäre jedoch auch möglich, dass ganz abgeschlossene Lufträume existieren, deren CO_2 -Gehalt durch frühere Diffusionsvorgänge soweit erhöht worden ist, dass es mit dem neu herzutretenden Wasser im Gleichgewicht steht. So lange das Wasser im Druckgerinne fliesst, kann es auch beim höchsten Kalkgehalt seinen Kalk nicht abgeben — die Fliesswege bleiben offen. Neben solchen Austrittsstellen bestehen andere, deren Wasser offenbar im Gleichgewicht steht. Vielleicht hat es nie mehr Kalk enthalten; das dürfte aber eher zu den Seltenheiten gehören. Viel wahrscheinlicher ist es, dass dieses Wasser in den bewaldeten und mit Bodenbildungen bedeckten Karren des Bödmerengebietes seinen Ursprung nimmt, daher kalkreich ist, und diesen Kalk unterwegs abgeben muss. Dies ist aber nur in Räumen möglich, die einen Luftaustausch mit aussen besitzen, und die so gross sind, dass sie nicht so schnell zusintern, kurz gesagt in Höhlen. Dieses bisher nicht aufgefundene obere Höhlenstockwerk über dem Hölloch ist geologisch gesehen durchaus wahrscheinlich und wurde schon früher durch das Verhalten der Hochwasserwelle vermutet. Dieses obere Stockwerk muss sehr ausgedehnt sein, da der grössere Teil des kalkreichen Wassers seinen Kalkgehalt hier auf das Gleichgewicht bringt und im Hölloch keine Tropfsteine mehr bilden kann. Das Nebeneinander dieser beiden Wassertypen beweist übrigens einmal mehr die Unabhängigkeit der Karstwassergerinne. Es ist daher auch normal, dass die selteneren ununterbrochenen Druckgerinne das Hölloch direkt erreichen können und dann beträchtliche Sintermassen ausscheiden, so dass man unvermittelt nach langen sinterfreien Gangstrecken auf schöne Tropfsteine stösst. Der nicht sehr hohe Kalkgehalt des Sickerwassers ergibt eine langsame Kalkausscheidung hoher Kristallinität, weshalb die durchscheinenden und in leuchtenden Farben prangenden Tropfsteine einen grossen Anteil am Ganzen einnehmen. Die Karte der Sinterbildungen des Hölloches zeigt daher grosse Unregelmässigkeiten, wenn wir davon absehen, dass Tropfsteine um so seltener angetroffen werden, je jünger die Gänge sind. Sicherlich sind sie da am häufigsten, wo aus geologischen Gründen ein oberes Stockwerk am wenigsten zu erwarten ist, so im Himmelsgang — und Rollganggebiet. All dies weist darauf hin, dass dem Auftreten von Sinter in grösseren Höhlen ein bedeutender diagnostischer Wert zukommt, besonders im Hinblick auf das Auftreten höherer Stockwerke.

Es ist auch möglich, dass Spaltenwasser beim Austritt korrodiert. Das Wasser nackter Kalkflächen versickert meist mit einem Kalkgehalt im Erdinnern, der tief unter dem Gleichgewicht liegt. Tritt es sofort in ein Druckgerinne ein, so wird das noch vorhandene CO_2 aufgebraucht, was höchstens zur Lösung von 1.6 mg Kalk ausreicht. Neues CO_2 kann im Druckgerinne nicht aufgenommen werden, sondern erst beim Erreichen der Höhle, wo sich sofort eine Korrosionsrinne bildet. Daraus wird auch ersichtlich, dass sich Druckgerinne häufig im Querschnitt kaum verändern.

Zusammenfassung.

Für die Kalkausscheidung in tiefen Höhlenregionen ist normalerweise die Abgabe von CO_2 bis zum Erreichen des Kohlendioxydgleichgewichtes zwischen kalkreichem Wasser und Höhlenluft verantwortlich. Die Verdunstung spielt nur ausnahmsweise

und nur zu bestimmten Zeiten eine gewisse Rolle. In der Eingangsregion kann sie auch vorherrschend werden. Temperaturschwankungen sind für Kalkausscheidungen in Höhlen bedeutungslos. Kalkreiches Wasser kann einen Höhlenraum nur dann erreichen, wenn der Fliessweg kurz ist, die Höhle also der Oberfläche nahe liegt, oder wenn es den langen Weg in einem Druckgerinne überwindet.

Literatur:

- BOEGLI A.: Das Verhalten von Karbonaten in der Natur. — «Die Höhle», H. 3/4, Wien 1954.
 BOEGLI A.: Kalklösung und Karrenbildung. — Zeitschrift f. Geomorphologie, Supplementband 2, 1960.
 BOEGLI A.: Der Höhlenlehm. — Simposium internazionale di Speleologia, Varenna, 1960.
 BOEGLI A.: Karsthydrographische Untersuchungen im Muotatal. — Regio Basiliensis, Basel, 1960.
 LEHMANN O.: Hydrographie des Karstes. — Enzykl. der Erdkunde, Wien 1932.
 PIA J.: Theorien über die Löslichkeit des kohlensauren Kalkes. — Mitt. Geol. Ges. Wien. XXV, 1953.
 TROMBE F.: Traité de Spéléologie, Paris, 1952.

SULLE FORMAZIONI ARGILLO-LIMOSE DETTE VERMICOLARI

Nei più recenti convegni speleologici alcuni studiosi hanno messo in risalto alcune caratteristiche formazioni argillose riscontrate sulle pareti, ed anche sulla volta, di certe caverne, formulando delle ipotesi sulla loro genesi.

L'argomento appare interessante, non solo perchè i fattori genetici presentano ancora delle incognite, ed indubbiamente devono essere plurimi in relazione alla varietà delle formazioni in parola nei loro aspetti macroscopici, ma anche perchè si vanno scoprendo in varie grotte e particolarmente, in Italia, almeno a quanto si sa fino ad oggi, con maggiore frequenza, nelle grotte meridionali, ed anche in quelle costiere la cui origine presenta indubbi legami col mare (Grotta Zinzulusa, Puglie, ecc.).

Queste formazioni, impropriamente riunite sotto la denominazione di « formazioni argillose vermicolari », rispetto alla classificazione del Kyrle apparirebbero, secondo me, ad un terzo gruppo, misto, perchè, pur trattandosi prevalentemente di depositi alloctoni, hanno, almeno in parte, il carattere di depositi autoctoni. Difatti, il Kyrle così definisce i depositi:

- DEPOSITI AUTOCTONI: 1) Di origine fisica come le acque di condensazione interna, il ghiaccio per congelamento delle acque di condensazione, i detriti rocciosi per frane e scoscendimenti interni, ecc.;
- 2) di origine chimica come le concrezioni cristalline, le concrezioni di saldame, di latte di monte;
- 3) di origine biologica come i veli dell'attività batterica sotterranea, ferrobatteri, solfobatteri, ecc.

DEPOSITI ALLOCTONI: comprendono l'acqua proveniente dall'esterno, quella dei fiumi e dei laghi sotterranei, la neve e il ghiaccio da essa originate, le ghiaie, le sabbie, il limo e le argille (terre rosse, bauxiti), di trasporto idrico: i materiali piroclastici di trasporto idrico ed eolico; le sabbie e le polveri di deflazione eolica, le ghiaie e i detriti più grossolani di trasporto glaciale, i resti organici vegetali e quelli animali (coproliti, terre fosfatiche, guano, brecce ossifere), ecc. (cfr. Anelli, 1959).

Difatti, le formazioni in parola sono interne, con materiali di provenienza sia interna che esterna, e pure i fattori genetici appartengono indubbiamente ai due gruppi: esterni e interni.

L'Anelli, in un suo recente lavoro (1957-59), nel capitolo sui depositi di riempimento non cita le formazioni in questione, nemmeno fra le « concrezioni argillo-limose » e fra i depositi di degradazione interna, nè cita in nessun modo i termini, molto usati, di « pelle di leopardo » e di « formazioni vermicolari ».

Il Martel, nella descrizione della Grand Aven de Canjuers, in Francia, segnala per la prima volta delle formazioni vermiformi che chiamò « nastri d'argilla ».

Jeannel e Racovitza esaminarono formazioni analoghe nella grotta rumena « Pestarea mare de la Soronista », esprimendo l'opinione che fossero d'attribuire allo stilamento dell'acqua sulle pareti rocciose levigate.

Anche il Gortani citò formazioni del genere di grotte marchigiane e delle grotte di Postumia.

Il Geze, nella relazione del Renault, segnala formazioni vermicolari nella grotta di Rochefort, nella Mayenne in Francia.

Il Marchetti indica le formazioni vermicolari come « pelle di leopardo », e Perna e Pozzi descrivono per la Grotta del Fiume tipi completamente diversi fra loro a seconda del luogo, senza peraltro poter individuare una caratteristica di ciascun aspetto del fenomeno in relazione alla loro ubicazione. Questi AA caratterizzano bene le for-

mazioni in questione: « Si tratta di nastri di argilla rossastri, bruni o giallastri, contenenti molta acqua e che si possono facilmente asportare toccandoli col dito. Sono spesso anastomizzati tra di loro, mentre altre volte si presentano come maculature tondeggianti ed isolate ».

Perna e Pozzi (1959) dicono che alcuni aspetti particolari « danno più l'idea delle tarlature del legno », e che altre... « più che le pelli di leopardo ricordano quelle della tigre ».

Nella Grotta di Castel Lueghi (Carso Istriano), gli stessi AA hanno riscontrato, come in quella della B. V. di Frasassi, nella Grotta Bella e nella Grotta Sulfurea, delle formazioni vermicolari... « che meriterebbero di venire ulteriormente studiate ». Depositi simili hanno trovato pure nel « Pont Niv » o « Ponte Nativo », ramo superiore della Grotta di Cunardo in provincia di Varese, che si apre nella dolomia ladinica. « Si presentano — scrivono i detti AA — prevalentemente a forma di macchie semiellissoidiche della lunghezza di 1 - 1,50 cm, e perlopiù sono deposte su rivestimenti concrezionari di pareti e di nicchie. In alcuni punti questi rivestimenti sono così sottili che ricalcano esattamente la forma della parete sottostante fortemente erosa. Alcune macchie sono ricoperte da un sottilissimo velo di calcite ». « Sono sempre — continuano gli stessi AA — di grande interesse, in quanto sono gli unici di cui si abbia notizia in Lombardia, e tra i pochissimi in Italia ».

Jeannel e Racovitza hanno definito un tipo di formazioni col termine di « vermicolazioni argillose » (« vermiculures argileuses »).

Dal punto di vista genetico, Jeannel e Racovitza ritengono che queste formazioni, nei loro vari aspetti, siano attribuibili « agli stillamenti dell'acqua sulle pareti verticali »; ma Perna e Pozzi non ritengono sufficiente tale spiegazione per quelle formazioni che si trovano « sulle pareti non verticali o addirittura sul soffitto delle gallerie, ove le gocce d'acqua tendono a staccarsi e cadere invece di scorrere sulle pareti ». Ritengono, gli stessi AA, più appropriata, seppur non sufficiente, l'ipotesi di Renault che si tratti piuttosto di residui di decalcificazione deposti in corrispondenza di reticoli di microdiacasi, e fanno un paragone con quelle figure che appaiono su certi manufatti di cemento, che... « sono costituite da carbonato di calcio proveniente dalla carbonatazione della calce libera contenuta nel cemento e che si depone in corrispondenza delle fessure di ritiro ».

Anche all'acqua solfurea sono state attribuite le formazioni del genere, dal Marchetti (1950), ma Perna e Pozzi rimarcano che nelle caverne da loro prese in considerazione le acque solfuree mancano, e propendono per « numerosi altri fattori, tra i quali l'umidità dell'atmosfera (le vermicoliti si rinvengono su pareti ricoperte da goccioline d'acqua di condensazione), correnti d'aria, variazioni di temperatura, gas disciolti nell'atmosfera, ecc ».

Ora, tre sono le questioni che affiorano dall'esame delle dette formazioni: a) la loro natura, cioè l'intima loro costituzione; b) la loro struttura morfologica, che dà i caratteristici vari aspetti macroscopici; c) la loro genesi.

Per quanto riguarda la loro natura, tutte le formazioni del genere da me osservate nelle varie grotte meridionali, sono costituite non di prodotti di decalcificazione nè di altro processo chemiogenetico, bensì di semplice materiale di apporto, proveniente dal terreno soprastante, dai materiali di riempimento di nicchie, fessure, stratificazioni, ecc., spesso miste a materiali di provenienza esterna attraverso a correnti d'aria, al guano dei Chiroterri, a detriti fini trasportati dalle acque.

Un eccezionale campo di ricerca, sull'argomento, che del resto ho il piacere di mettere a disposizione degli studiosi, è rappresentato dalla Stazione Biologica Sperimentale Sotterranea di Napoli, da me fondata parecchi anni or sono nel sottosuolo di Napoli. Il « vivaio » della « Stazione » è rappresentato da una stanza tutta rivestita in « opus reticulatum » di tufo vulcanico, che faceva parte della « cavea » di un teatro romano la cui costruzione risale ad una ventina di secoli. Le sue pareti e la volta sono

pressochè completamente ricoperti appunto dalle formazioni limo-argillose in parola, del tipo denominato « pelle di leopardo ». Non si tratta evidentemente di una caverna calcarea, nè si può parlare pertanto di « decalcificazione ».

Il materiale delle formazioni argillo-limose, di colore bruno-scuro, esaminato al microscopio, rivelò trattarsi di nient'altro, appunto, che di apporto eterogeneo, contenente gli stessi elementi contenuti nel terreno soprastante alla volta del locale, con presenza di elementi micosici, qualche cisti protozoaria, ecc.; notai perfino, in un preparato, alcuni uncini attribuibili allo scolice di una microtenia (*Echinococcus*).

Le mie osservazioni, che concordano anche per i materiali analoghi trovati in varie grotte naturali, riportano quindi ai concetti di Jeannel e Racovitza, perchè, come ho potuto notare, anche sulle superfici non verticali e sul soffitto delle grotte, l'acqua può spostarsi, senza dover necessariamente cadere a gocce dalla volta, a seconda delle condizioni climatiche della cavità, del grado di condensazione dell'umidità atmosferica, dell'entità delle infiltrazioni idriche dagli strati soprastanti, del trasudamento delle superfici interessate, delle seppur lievi variazioni di livello delle superfici stesse.

Anche l'eterogeneità del materiale, che può contenere elementi più o meno pesanti, e più o meno fini o grossolani, può aggiungersi ai vari fattori che determinano la formazione delle strutture argillose, terrigene, o argillo-limose, che costituiscono l'oggetto dei nostri studi.

Ricorderò che sperimentalmente sono riuscito a riprodurre delle vaghe formazioni analoghe, sottoponendo una lastra, rivestita di un intruglio di terriccio, sabbia, cemento e segatura, capovolta a mo' di volta, a determinate vibrazioni in sostituzione di ipotetici particolari effetti d'aria naturali. Anche lo scorrimento di piccole vene d'acqua su lastre preparate come sopra detto, in determinate circostanze, dettero luogo a formazioni analoghe, sebbene — e ciò è ovvio — non così marcate come quelle che si formano per via naturale, attraverso lunghi periodi di tempo, sotto l'azione di un complesso di fattori non ancora tutti noti. Tuttavia, fra questi vari fattori che indubbiamente entrano nella genesi del fenomeno, gli « stillamenti dell'acqua » secondo l'opinione di Jeannel e Racovitza, hanno un valore primario, perchè senza di essi gli altri fattori non troverebbero modo di esplicarsi.

Le teorie o ipotesi formulate sulla genesi delle formazioni in questione sono quattro: quella biologica, che non regge; quella di una sedimentazione di trasporto (che comprende il deposito eolico); quella di formazione *in situ* per corrosione; e, infine, quella di riempimento fossile. In quest'ultimo caso si tratterebbe di residui di un antico riempimento più completo della caverna. Il caso descritto, della Stazione Sotterranea di Napoli, però, demolisce tale ipotesi, perchè dall'origine ai nostri giorni il locale non è mai stato colmato di argilla o terra; nè invaso successivamente dalle acque.

Secondo il Renault la formazione *in situ* per corrosione delle acque d'infiltrazione essudate attraverso le microfessure potrebbero spiegare certi casi, ma non può essere attribuita alle vermicolazioni che si notano sulle colate stalammitiche.

La natura del substrato delle formazioni in questione, calcarea pura o stalammitica, condurrebbe, secondo il Renault, a ravvisare l'esistenza di fenomeni di sostituzione, se la forma rilevata, a nastro o a tacche non fosse in contraddizione con questa interpretazione.

Vista così, per sommi capi, la natura del materiale e del fenomeno, e considerate le varie opinioni sulla genesi dei depositi in questione, che tuttavia presenta ancora alcuni problemi degni di studio, penso che quelli che conosciamo meglio sono i vari aspetti del fenomeno, che ritengo sia giusto riunire in uno schema di classificazione, come è consuetudine fare in casi del genere. Difatti, i depositi in parola si presentano sotto varie forme.

Nelle caverne meridionali ho potuto constatare l'esistenza di tutti i tipi menzionati dai vari AA, che vanno dalle formazioni maculari piatte a quelle spesse o bollose, a quelle vermicolari più o meno sottili e rilevate, dalle formazioni a geroglifici a quelle

dendritiformi, da quelle lineari anastomizzate a quelle a reticolo irregolare, ecc.

Già il Renault (1953) tentò di raggruppare in una tabella sintetica i vari tipi di vermicolazioni, che riuni in due famiglie, come segue:

FAMIGLIE	FORME DI CORROSIONE	FORME DI DEPOSITO
I. Vermicolazioni di ruscellamento:	a) vermic. di corrosione dei ciottoli sahariani.	b) <i>vermicolazioni di calcite.</i>
II. Vermicolazioni strutturali:	a) Stiloliti. b) Vermicolazioni alveolari.	c) dendriti di manganese. d) vermicolazioni argillose.

Il carattere d'ordine genetico comune a queste forme, consiste, secondo il Renault, in una alimentazione acquifera ridotta o lenta.

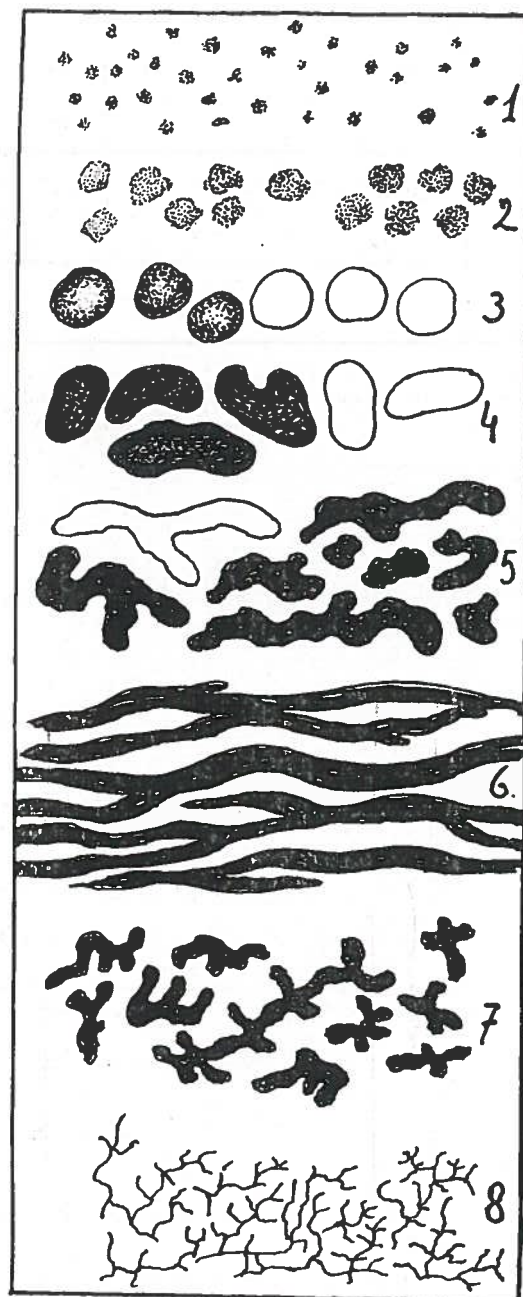
I due gruppi: forme di corrosione e forme di deposito, esprimono bene l'aspetto delle vermicolazioni, considerando però anche le formazioni opposte a quelle in questione, delle grotte, considerando cioè anche i solchi vermicolari ed alveolari frequenti nelle rocce carsiche, e non carsiche, di superficie. Io desidero però presentare una classificazione unicamente per le formazioni di deposito cavernicole, che non si possono includere tutte alla lettera d) della tabella sintetica del Renault, perchè non tutte si presentano « vermicolari ». Difatti, sono frequenti le formazioni maculari, o bollose, che non hanno aspetto vermicolare. Perciò ritengo che tutte le formazioni indicate possono venir classificate come segue:

1° Gruppo:	}	1) Macule puntiformi
MACULAZIONI		2) Macule plachiformi
ARGILLO-LIMOSE		3) Macule bollose
		4) Macule irregolari, ellissoidi od allungate.
2° Gruppo:	}	5) Vermicolazioni grosse (pelle di leopardo)
VERMICOLAZIONI		6) Vermicolazioni lineari, allungate, semplici o anastomizzate (a « pelle di tigre »)
ARGILLO-LIMOSE		7) Vermicolazioni a geroglifici
		8) Vermicolazioni dendritiche.

Questa tabella (v. fig.) credo abbia il vanto di inquadrare in una serie ordinata tutte le forme fino ad oggi repertate.

Per concludere, fino ad oggi sono state riscontrate, e più o meno sufficientemente descritte, otto forme fondamentali di formazioni argillo-limose cavernicole, la cui genesi presenta ancora delle incognite.

Tuttavia, si può ammettere che, almeno nei casi fino ad oggi esaminati, si tratta di formazioni dovute a materiali di provenienza interna, verosimilmente per stillamento, ruscellamento e percolazione, attraverso anfrattuosità, microfessurazioni, ecc., e contenenti tutti gli elementi reperibili nel terreno soprastante alla grotta o nei materiali di antico riempimento di nicchie, fessure, ecc., misto, talvolta, ad elementi di provenienza guanifera.



Sempre considerando le formazioni esaminate, si deve escludere ogni fattore chemiogenetico, dando maggior valore ai fattori puramente fisici. Non credo si possa, tuttavia, escludere un fattore biologico, diremo così, «di mantenimento», almeno per quei casi, forse rari, in cui i materiali costitutivi delle formazioni argillo-limose si presentano ricchi di elementi biologici (elementi micosici, forme batteriche e protozoarie).

BIBLIOGRAFIA

- ANELLI F - Nomenclatura italiana dei fenomeni carsici. « Le Grotte d'Italia », S. 3, Vol. II, 1957-58.
- CHOPPY J. - Vermiculures d'argile sur une coulée stalagmitique. Bull. Com. Nat. Spél., V, n. 3, 1955.
- JOLY R. DE - Ruissellement et percolation. Congrès d'Erfoud (Maroc), Com. d'Et. des Eaux Souterraines, 1934.
- GALVAGNI A., PERNA G. - Contributo alla morfologia dei prodotti argilloso-sabbiosi di riempimento delle caverne. Osservazioni fatte nelle grotte della Valsugana (Trentino). Rass. Spel. Italiana, V, f. III, dic. 1953.
- MARCHETTI M. - La zona speleologica di San Vittore di Frassassi. Guida generale delle Marche, Stab. Tip. Venturini, Ancona, 1950.
- PERNA G., POZZI R. - Osservazioni su alcuni fenomeni della Grotta del Fiume (Ancona). Rass. Spel. Italiana, II, f. 1, 1959.
- POMMIER C. et GARNIER J. J. - A propos des vermiculations argileuse. Bull. Com. Nat. Spél., V, n. 3, 1955.
- RENAULT Ph. - Dépôts vermiculés d'argile de décalcification. Atti I Congr. Intern. Spél., Parigi, T. II, 1955.
- RENAULT Ph. - Etats de parois en cavernes. Vermiculations argileuses et cristallisations de gypse. Rev. crit. in « Annales de Spél. », T. XIV, 1959.
- XALDNER F. - Contributo alla morfologia del limo argilloso delle caverne. Osservazioni fatte nelle Grotte di Postumia. « Le Grotte d'Italia », S. II, 1936.

CLAUDE MUGNIER

RELATIONS ENTRE L'OBSTRUCTION DES GOUFFRES ET LEUR PROFONDEUR

L'obstruction des gouffres est un des principaux obstacles rencontrés par les spéléologues qui veulent explorer les réseaux profonds des karsts en rejoignant les cours d'eau souterrains.

I. NATURE ET ORIGINE DE L'OBSTRUCTION

Certains types d'obstruction sont *exogènes* (formation à l'extérieur, puis transport dans une cavité), contrairement à d'autres qui sont *endogènes* (formation à l'intérieur même d'une cavité).

La formation de types d'obstruction exogènes dépend de conditions externes (climat, pétrographie...). Le transport de ces types exogènes dans les cavités dépend de conditions hydrographiques et topographiques externes. La formation de types d'obstruction endogènes dépend de conditions internes (circulation souterraine des eaux, pétrographie, climat souterrain...). L'étude de ces conditions sortirait évidemment du cadre de cette courte note.

Les gouffres peuvent être obstrués à leur orifice même ou à diverses profondeurs :

- 1) par des *éboulis* (exogènes ou endogènes).
- 2) par de l'*argile de décalcification* (exogène ou endogène).
- 3) par de l'*humus* (exogène).
- 4) par des *alluvions fluviales ou torrentielles* (exogènes ou endogènes), dans le cas des gouffres parcourus par des cours d'eau souterrains. Ainsi, le gouffre Martel (Ariège) se termine à —300 par un boyau descendant de 40 m de long qui fut entièrement obstrué par d'énormes galets apportés par une crue souterraine (Casteret, 1946, p. 149).
- 5) par des *alluvions fluvio-glaciaires* (exogènes). Un grand nombre de gouffres appartenant au bassin hydrogéologique de l'étang de Lherz (Ariège) doivent être obstrués par des alluvions fluvio-glaciaires car on rencontre de nombreux témoins glaciaires dans tous ces gouffres (Glory, 1947).
- 6) par des *concrétions* (endogènes). Le dernier puits du gouffre des Corbeaux (Ariège) est obstrué à —201 par une coulée de calcite. Le gouffre des Corbeaux a été décrit en détail (Cannac, 1947).
- 7) par des *accumulations d'ossements* (exogènes). Lorsque Martel explora le gouffre des Corbeaux, celui-ci était obstrué à —110 par une énorme accumulation d'ossements mêlés à des éboulis (Cannac, 1947).
- 8) par des *névés* (exogènes) ou des *accumulations de glaces souterraines* (endogènes) dans le cas des glaciaires et des neigères souterraines.

II. CONDITIONS D'OBSTRUCTION DES GOUFFRES

L'obstruction des gouffres dépend de 3 facteurs :

1) La morphologie :

Certaines dispositions morphologiques de gouffres peuvent favoriser l'obstruction : section circulaire de faible diamètre, section en diaclase dont les parois sont très rapprochées, section irrégulière dans le sens vertical avec rétrécissements plus ou moins nombreux, étroitures horizontales plus ou moins nombreuses séparant les différents puits.

Par contre, d'autres dispositions morphologiques ne favorisent pas l'obstruction : section circulaire de grand diamètre et régulière sur de grandes verticales, section en diaclase dont les parois sont très éloignées.

2) *L'intensité de l'apport des remplissages* : facteur qui est sous la dépendance de nombreuses conditions variant suivant l'origine et la nature de l'obstruction (voir § 1).

3) *L'ablation de ces remplissages* : cette ablation peut agir par solifluxion des sédiments argileux, par éboulement des blocs en équilibre instable, par érosion fluviale ou torrentielle, par fonte des névés et glaces souterraines.

L'obstruction est la résultante du premier et des deux derniers facteurs qui peuvent agir simultanément ou successivement.

III. LA PROFONDEUR DES GOUFFRES

Elle dépend de :

1) La potentialité de profondeur :

La potentialité de profondeur d'un gouffre est égale à différence d'altitude entre l'orifice du gouffre et le niveau résurgent actuel le plus bas connu du réseau karstique auquel le gouffre appartient.

Cette notion pratique est utilisée très souvent pour guider l'exploration des réseaux spéléologiques de montagne.

Sauf dans le cas de certains Causses à surface supérieure parfaitement horizontale, les gouffres appartenant à un même réseau karstique n'ont pas tous la même potentialité de profondeur.

2) L'obstruction (voir § II).

3) *Les étroitures infranchissables* (diaclases très étroites par exemple) empêchant la pénétration à une certaine profondeur.

4) L'« âge » du gouffre :

S'il s'agit d'un gouffre-perde ou d'un gouffre avec affluent-vadose circulant à plus ou moins grande profondeur, ce dernier facteur est très important car, suivant que le gouffre est actif ou fossile, les conditions d'obstruction sont modifiées. D'autre part, plus la formation d'un gouffre est ancienne, plus ce gouffre aura de chance d'être obstrué.

5) *La proximité* (distance verticale et horizontale) *d'un cours d'eau souterrain* : un gouffre dont l'orifice est situé loin d'un cours d'eau souterrain a peu de chance de rejoindre ce dernier à cause des obstructions nombreuses qu'il risque d'y avoir sur un long parcours souterrain. Par exemple, la Tane des Cochons (1), gouffre dont l'orifice est situé presque à la verticale au-dessus d'un ruisseau souterrain important, est jusqu'à présent le seul gouffre qui ait permis de rejoindre ce ruisseau (la jonction se fait à — 86,50).

6) *Les siphons et voûtes mouillantes* peuvent aussi limiter la profondeur des gouffres. L'exploration de la Henne Morte (Cne d'Arbas, Haute-Garonne) a été ainsi arrêtée par un siphon à —446.

(1) La Tane des Cochons (Cne d'Aillon-le-Jeune, Savoie) est un gouffre qui a été exploré jusqu'à —400 environ par les Spéléo-Clubs de Paris et de Lutèce en août 1958. Il est situé sur le plateau de Margéraz, dans les Bauges. Il est marqué sur la carte IGN 1/20'000^e Chambéry n° 4 (C. L.: X=890,01; Y=77,30; Z=1495).

IV. COURBE DE FREQUENCE DES PROFONDEURS DES GOUFFRES D'UN MASSIF CALCAIRE.

Un plateau calcaire est percé de nombreux gouffres qui ont des profondeurs variables allant de quelques mètres à quelques hectomètres. On constate qu'habituellement, un grand nombre de gouffres ont une faible profondeur, un nombre moins important ont une profondeur moyenne et enfin très peu ou même souvent un seul gouffre atteint une grande profondeur. On peut construire une courbe de fréquence de la profondeur des gouffres pour un massif calcaire ou un réseau karstique.

Pour construire cette courbe de fréquence, on porte en abscisse des intervalles égaux de profondeurs (par exemple 0-20 m, 20-40 m, 40-60 m...); en ordonnée, on porte, pour chaque intervalle, le pourcentage de gouffres dont les profondeurs sont comprises dans l'intervalle correspondant.

Une telle courbe aura théoriquement une allure différente suivant les types de karsts puisque la profondeur des cavités dépend de facteurs tels que la potentialité de profondeur, le climat, la pétrographie... (voir § I et III).

A titre indicatif, j'ai dressé (Fig. 1) la courbe de fréquence de profondeur des

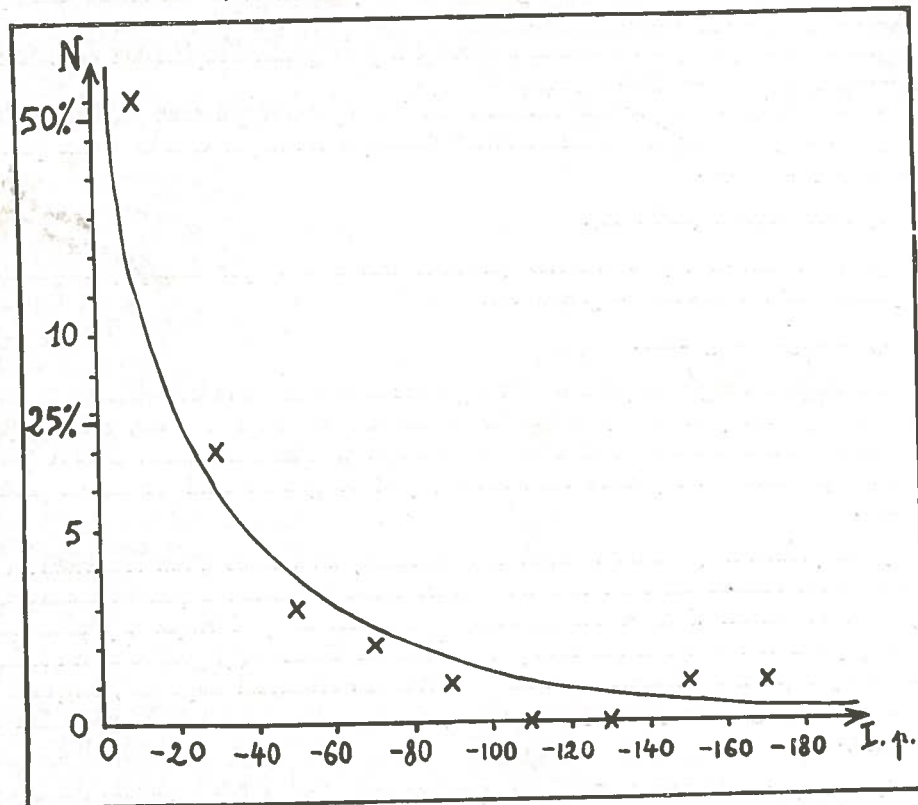


Fig. 1 - Courbe de fréquence de profondeur des gouffres appartenant à une portion du massif de Ger (Basses - Pyrénées). En abscisse: les intervalles de profondeurs (I. p.); en ordonnée: le pourcentage et le nombre de gouffres (N.) dont les profondeurs sont comprises dans chaque intervalle.

gouffres explorés pour une portion du massif de Ger (Basses-Pyrénées). J'ai pris les gouffres n° 1 à 33 (sauf les n° 1 et 9 qui sont situés en dehors de la zone centrale) du tableau dressé par Pierret et Roques (Pierret et Roques, 1959, p. 308).

Sur les 31 gouffres:

- 16, soit 52% ont de 0 à 20 m de profondeur,
- 7, soit 23% ont de 20 à 40 m de profondeur,
- 3, soit 10% ont de 40 à 60 m de profondeur,
- 2, soit 6% ont de 60 à 80 m de profondeur,
- 1, soit 3% ont de 80 à 100 m de profondeur,
- 0, soit 0% ont de 100 à 120 m de profondeur,
- 0, soit 0% ont de 120 à 140 m de profondeur,
- 1, soit 3% ont de 140 à 160 m de profondeur,
- 1, soit 3% ont de 160 à 180 m de profondeur.

La courbe obtenue en joignant les points qui correspondent aux 9 intervalles de profondeur est voisine de l'hyperbole équilatère de formule générale $y = \frac{a}{x}$.

Sur les 31 gouffres de la région étudiée:

- 26, soit 84%, sont colmatés,
- 20, soit 65%, par des éboulis, et
- 6, soit 19%, par des névés souterrains.

A ce propos, de nombreux névés, qui semblent obstruer des gouffres, peuvent cacher en réalité des éboulis sous-jacents.

- 3, soit 10%, sont rendus impénétrables, à plus ou moins grande profondeur, par des étroitures infranchissables.
- 2, soit 6%, sont des gouffres dont l'exploration n'est pas encore terminée.

* * *

Il serait intéressant d'étudier qualitativement et quantitativement les obstacles à la pénétration en profondeur des gouffres pour différents types de karsts.

Pour dresser des courbes de fréquence de profondeurs, il faut:

- 1) Posséder la liste complète de *tous les gouffres* qui existent sur un massif calcaire ou qui appartiennent à un réseau karstique déterminé (?).
- 2) Avoir exploré complètement tous ces gouffres.
- 3) Essayer d'éliminer les erreurs dues aux gouffres qui ont été obstrués artificiellement à leur orifice (sur les Causses, le cas est fréquent).

* * *

L'obstruction des gouffres est le principal obstacle à la pénétration en profondeur des massifs calcaires. Avec cette étude, qui n'a pas la prétention d'être définitive, j'ai voulu seulement donner une vue d'ensemble de cette question. (*Société Méridionale de Spéléologie et de Préhistoire - Toulouse*).

RESUME

Nature, origine et conditions de l'obstruction des gouffres.

Facteurs limitant la profondeur des gouffres.

La courbe de fréquence des profondeurs des gouffres appartenant à un massif calcaire est une hyperbole équilatère dans l'exemple qui a été choisi.

(2) Néanmoins, une difficulté subsiste toujours car il existe tous les intermédiaires entre le gouffre et la fissure de lapiaz pénétrable de 2,3 et même 10 m de profondeur; la fissure de lapiaz pouvant être isolée ou groupée avec d'autres. A partir de quelles profondeurs faut-il donc considérer la fissure de lapiaz pénétrable comme un gouffre? D'autre part, les dépressions aussi larges que profondes et à parois verticales sont-elles des gouffres ou des dolines?

BIBLIOGRAPHIE

1. CANNAC M., Le gouffre des Corbeaux Bélesta (Ariège), *Annales de Spéléologie*, II (1947), 4, p. 201 à 203.
2. CASTERET NORBERT, Histoires au-dessous de tout, 1946, Didier, Paris, 212 p.
3. GLORY A., Le bassin hydrogéologique de l'étang de Lherz (Ariège), *Annales de Spéléologie*, II (1947), 1, p. 63 à 66.
4. PIERRET B. et ROQUES H., Notes spéléologiques sur le massif de Ger, réseaux du Valentin (Basses-Pyrénées), *Annales de Spéléologie*, XIV (1959), 3-4, p. 293 à 321.

J. CORBEL

REPLISSAGES DE GROTTES ET CLIMATS

Les remplissages de grottes comprennent :

- les éléments grossiers depuis le granule jusqu'au bloc énorme, ces éléments sont liés au gel et à l'arrachement mécanique;
- les sables, limons et argiles, d'origine exogène ou endogène;
- les concrétions de tous types liées aux phénomènes de dissolution et redéposition;
- les apports végétaux et animaux.

GEL ET ARRACHEMENT MÉCANIQUE.

On a souvent décrit dans des remplissages quaternaires des zones à éléments gélivés comme étant la preuve d'un refroidissement notable du climat. Nous avons essayé par des études dans des grottes se trouvant actuellement dans diverses régions froides de préciser les caractéristiques exactes de ces climats froids susceptibles de donner des éléments gélivés en grotte.

Un premier point important c'est le régime thermique des grottes. Dans la zone la plus profonde des grottes (à plus de 50 ou 100 m de l'entrée), la température varie très peu et correspond à peu près à la *température moyenne annuelle des entrées*.

Entre cette zone à très faible variation et l'entrée se trouve une zone à variations lentes de température. Elle caractérise surtout la zone de 0 à 50 m de l'entrée.

La dilatation due à la formation de la glace dans les fissures est de loin l'action mécanique la plus forte connue. On distingue deux sortes de gel :

— dans les climats océaniques ou équatoriaux d'altitude, les plus grands froids ne dépassent guère -10° ou -15°C , mais les alternances gels-dégels sont nombreuses. Ce type de gel produit de nombreux éléments de toute petite taille, mais ne disloque pas les grands rochers;

— dans les climats continentaux, surtout arctiques ou de latitude moyenne, les plus grands froids dépassent -40° ou -50° durant de longues périodes sans dégel. Ce type de gel produit des éléments de grande taille et disloque aisément n'importe quelle roche calcaire.

Examinons d'abord le cas des régions aux climats les plus rudes, ces régions où la *température moyenne annuelle est égale ou inférieure à -5°C* . Ce sont les régions au sous-sol perpétuellement gelé, les régions de permafrost continu. Nous en connaissons de bons exemples au Spitsberg ou au nord du Groenland. Les réseaux karstiques anciens sont complètement envahis par la glace, sauf pour quelques m^2 où la proximité du bord de mer ou la sécheresse trop grande n'a pas permis à la glace de tout occuper. Le calcaire est profondément démantelé et après la fonte de la glace il est clair que la plus grande partie de ces grottes s'écrouleront.

Dans les régions à *température moyenne annuelle comprise entre -5° et 0°C* , le permafrost est discontinu dans le temps et dans l'espace. Le gel du sous-sol n'existe que par taches, certaines années il est très étendu, certaines années il disparaît en grande partie.

Dans les régions continentales à faible enneigement (type Alaska Central) et à très grand froid d'hiver, la neige ne protégeant pas le sol, les grands gels pénètrent profondément et disloquent la roche. Les grottes sont réduites. La glace forme surtout des planchers épais disparaissant en grande partie l'été.

Dans les régions de climat humide, une épaisse couche de neige protège le sol durant de longs mois. Les grands froids sont rarement excessifs et pénètrent mal dans le sol à cause de la neige. Les grandes dislocations par gélivation pure sont rares, mais, surtout avec l'aide de la dissolution qui agrandit les coins ouverts par la glace, la géli-

vation de détail est très importante. Les effondrements sont très nombreux. C'est le cas typique des grottes de Haute-Laponie norvégienne, à partir de 400 m d'altitude (isotherme 0°). En quelques années, entrées et couloirs se modifient. Sous un ciel toujours gris et froid l'évaporation est très faible. La hauteur d'eau écoulée équivaut presque à la hauteur d'eau tombée. Elle dépasse toujours 0,50 m et peut atteindre plusieurs mètres. Les caux de fonte des neiges sont très riches en CO₂ et très agressives. Elles dissolvent des quantités notables de calcaire, et contiennent de 100 à 200mg/l de carbonate dissout.

Dans les régions à *température moyenne annuelle comprise entre 0° et 2° C* le gel existe seulement dans la zone de variations lentes de température, surtout jusqu'à 40 m de profondeur. Durant tout l'hiver cette zone est occupée d'une manière plus ou moins continue par de la glace.

En climat continental sec, des masses de blocailles de 2 à 10 cm tendent à obstruer la zone d'entrée. A 10 m de l'entrée le phénomène décroît considérablement. Seuls des courants d'air peuvent le porter localement jusqu'à 30 ou 40 m.

En climat neigeux, ce qui est le cas le plus fréquent actuellement, les processus sont rapides et très importants. On peut prendre des exemples en Haute-Laponie (au-dessous de 400 m) ou dans les Alpes (vers 2000 m). Les glaces, obstruant l'hiver et même une partie de l'été les galeries voisines de l'entrée, ont deux origines: les infiltrations d'eau que le gel nocturne ou les courants d'air glacés transforment en glace; les infiltrations de neige par gravité ou exceptionnellement par le vent. Cette neige peu à peu devient névé puis glace. C'est une glace à très gros cristaux. Elle entraîne lentement dans un mouvement de gravité, les éboulis. C'est un véritable micro-glacier. En climat plus sec les éboulis ont un volume supérieur à celui de la glace, c'est un glacier rocheux. Exceptionnellement sur le bord des grands isströms, ceux-ci peuvent pousser des moraines englacées à l'intérieur des grottes (exemple: Grönligrotten, en Norvège, près du Cercle Polaire).

La hauteur d'eau écoulée peut atteindre plusieurs mètres (8 à 10 m en certains points du Chili, du Sud-Est de l'Alaska ou de la Haute-Laponie). Sous cette masse d'eau très froide riche en CO₂, la vitesse de dissolution atteint son paroxysme. Elle est amplifiée par la gélivation puisqu'elle s'attaque surtout à des blocs disloqués, à des surfaces couvertes d'éboulis et non à des surfaces nues. La dissolution, à son tour, amplifie les effets de la gélivation en agrandissant les coins ouverts par le gel. La valeur de la dissolution atteint des chiffres records. Elle peut être supérieure à 200, voire 400m³/an/km².

Gélivation et dissolution peuvent donner naissance à de multiples cailloux arrachés à la voûte ou aux parois. Ces pierres au sol continuent de fondre, de diminuer de volume, de s'émailler, de s'aplatir nous les effets de la dissolution. Dans les cours d'eau glacée ils tendent même à disparaître sur des distances relativement courtes.

Dans les régions à *température moyenne annuelle comprise entre 2° et 6° C*, les effets de la gélivation sont à peu près semblables, mais ils dépassent rarement une zone de 10 à 15 m de l'entrée, leur maximum se situant dans la zone de 0 à 5 m.

Dans les régions à *température moyenne annuelle comprise entre 6° et 16° C*, les effets de la gélivation cessent pratiquement pour les climats océaniques. Les hivers sont très doux, c'est le cas du sud de l'Irlande ou des Charentes « maritimes ». Par contre la rigueur des hivers continentaux permet au gel de s'exercer même dans des régions extrêmement chaudes en moyenne, comme le Désert Sonorien américain ou le Nord du Sahara. Les effets du gel sont néanmoins rares et rigoureusement limités aux voûtes d'entrée.

C'est dans les régions continentales ayant des *moyennes de température entre 16° et 20° C*, que se trouve la limite absolue du gel hivernal. Celui-ci devient alors si rare

qu'il ne peut influencer sensiblement la morphologie dynamique actuelle. Par contre presque toutes ces régions ont encore été soumises au gel quaternaire et en ont hérité de nombreux galets transportés à l'occasion par les cours d'eau.

Dans les zones encore plus chaudes, il n'y a pas, il n'y a pas eu de gel donnant des matériaux grossiers, des galets nombreux. On n'en retrouve pratiquement point ni dans les cours d'eau de surface ni dans les cours d'eau souterrains.

Le problème du *transport des éboulis de gélivation* est lié directement à l'importance des précipitations qui accroissent le nombre et l'importance des cours d'eau souterrains. A tout accroissement de débit correspond un accroissement de la vitesse et donc la possibilité de transport d'éléments plus gros.

Ces éboulis de gélivation peuvent être de deux origines:

— ceux venus de la surface du plateau qui peuvent être aussi bien calcaires que non calcaires, ce sont les plus importants;

— ceux venus de la grotte même, sauf cas exceptionnel de bancs non calcaires en grotte (ex: grauwacke de la grotte d'Hierges) ils ne donnent que des calcaires. En masse ce sont généralement les moins importants.

Il convient de souligner que si le cours d'eau souterrain transporte des galets de roches dures (exemple: quartzites), ceux-ci frappant avec violence les parois fissurées par le gel et la dissolution en arrachent assez facilement des éléments calcaires.

L'étude de notre collègue Bögli sur les dépôts du Hölloch montre bien le grand enrichissement en calcaire des dépôts de la rivière souterraine, enrichissement provenant des petits éléments calcaires arrachés aux parois ou au plateau originel. Facilitée par la gélivation et la dissolution préalable, il existe donc bien une importante action d'érosion mécanique dans les grands cours d'eau souterrains alpins.

A partir du moment où les températures souterraines permettent aux eaux de couler, il faut distinguer, comme nous l'avons déjà fait:

— un karst humide où prédomine l'érosion

— un karst sec où prédomine l'accumulation.

Il semble bien que les galets et éléments grossiers ne soient amenés et déposés que si la pente est assez forte, c'est-à-dire surtout dans le cas des cours d'eau montagnards.

SABLES, LIMONS ET ARGILES.

Les sables sont des éléments encore assez gros qui en eau calme tombent rapidement au fond. Pour qu'ils soient transportés, la vitesse du cours d'eau souterrain doit se maintenir continuellement au-dessus de 20 à 30cm/s. selon les dimensions des grains et l'importance de la masse des sables. Cela exige généralement des profils en canion et des pentes d'au moins 1/10 000. Dans les lacs où la vitesse devient très faible les sables tombent rapidement au fond et se déposent.

Il est rare que le transport des sables soit continu, au fil de l'eau. Ils sont presque toujours transportés par de fortes crues: crue de fonte des neiges ou crue de type méditerranéen, liée à de très gros orages. On peut donc les retrouver même dans des régions sèches n'ayant que quelques énormes crues par an. Ils caractérisent néanmoins les régions de fortes pentes et de fortes torréntialité.

Les sables peuvent aussi, sur des pentes suffisamment fortes être transportés sans cours d'eau, par solifluction, ou même simplement par glissement de gravité.

Les sables sont presque toujours empruntés aux dépôts exogènes et entraînés par les rivières se perdant dans la roche calcaire. Ils peuvent cependant contenir de nombreuses particules calcaires résultant des actions mécaniques d'érosion.

Les limons et argiles, sont des éléments fins. Disposés dans un bocal rempli d'eau ils ne tombent que très lentement au fond (selon une vitesse établie par la loi de Stokes). Ces vitesses, de l'ordre du mètre par minute ou par heure, sont généralement inférieures à celles des cours d'eau, même dans les zones à très faible pente. Les limons et

argiles sont donc entraînés beaucoup plus loin, beaucoup plus facilement que les sables. En temps de crue ces troubles constituent la plupart du temps le seul transport mécanique observé dans les rivières souterraines.

Ces limons et argiles se déplacent aussi facilement, hors des cours d'eau, par gravité, en particulier par solifluction dès qu'ils sont imbibés d'eau.

Ces limons et argiles ont en partie une origine exogène, ils proviennent du lessivage des formations du plateau au-dessus de la grotte comme on l'a montré dans de nombreux cas, à Ramioul en particulier.

Ils peuvent aussi avoir une origine indigène, provenir de la grotte même. La dissolution de calcaire karstique à 5 ou 10% d'impuretés laisse en effet des résidus siliceux qui par concentration et transformation peuvent donner des limons et argiles. Le détail des processus physico-chimiques n'est pas toujours très bien connu.

Les limons et argiles constituent généralement l'élément principal du remplissage des grottes. Ils garnissent tous les lacs et laisses d'eau des rivières souterraines. Dans les régions à végétation forestière, et à forte crue de printemps on trouve souvent des dépôts varvés. Dans toutes les zones d'entrée, parfois jusqu'à 10 m à l'intérieur le vent peut accumuler des dépôts fins de type argile loessique ou limon éolien. C'est le cas général dans toutes les régions où la vitesse moyenne du vent dépasse 3 ou 5 m/s. Les transports sont surtout importants lorsque les vents se produisent en période sèche, dans des zones faiblement boisées et lorsqu'ils sont canalisés au long de quelques directions privilégiées (par exemple au long de vallées).

En régions très humides, à fort écoulement d'eau, tous les éléments fins sont emportés, les dépôts sont rares. Ce sont les rivières temporaires à grosses crues qui donnent le plus de dépôts fins.

En résumé on peut schématiser ainsi les rapports entre dépôts fins et climats :

- climat sec, sans grand couvert végétal... dépôts éoliens;
- climat sec, à fortes crues, type continental... dépôts fins importants;
- climat humide régulier, type océanique... dépôts fins médiocres dans les lits, importants dans les lacs.

LES CONCRÉTIONS.

Nous ne traitons pas ici du problème de l'origine des diverses concrétions mais seulement de leurs rapports constatés sur des exemples actuels avec différents types de climats.

Dans les régions très froides, de température moyenne annuelle inférieure à 2°C et ayant une humidité suffisante, la puissance de dissolution est telle qu'il n'y a pratiquement pas de concrétions. La découverte d'un seul « macaroni » dans une grotte de Laponie est soulignée dans la presse locale comme étant un événement extraordinaire.

Dans les régions froides, de température moyenne annuelle comprise entre 2° et 6°C, quelques concrétions plus importantes commencent à apparaître, draperies courtes ou amorces de plancher stalagmitique. Les concrétions encore rares semblent limitées aux formations de parois et à quelques stalactites. Les stalagmites sont des exceptions très rares. Les concrétions couvrent moins de 5% de la grotte.

Dans les régions fraîches de température moyenne annuelle comprise entre 6° et 9°, les concrétions sont du même type mais plus développées. Les planchers peuvent être continus et avoir quelques courtes bosses stalagmitiques. Les stalactites l'emportent encore sur les stalagmites.

Dans les régions tempérées de température moyenne annuelle comprise entre 9° et 12° C, stalactites et stalagmites s'équilibrent sensiblement. Les zones concrétionnées couvrent normalement 20 à 25% des grottes.

Dans les régions de température moyenne annuelle de 13°C et plus, on voit se multiplier les stalagmites de formes étranges. Les eaux chaudes sont plus instables que

les eaux froides. Elles dissolvent rapidement de grandes quantités de carbonates puis le redéposent en masse. Leur pH et leur teneur en carbonates varient très rapidement. Le maximum de dépôts se situe l'hiver lorsque les eaux assez froides de la surface entrent dans des salles plus chaudes. Elles se réchauffent et dès lors ne peuvent avoir autant de carbonate en dissolution, d'où dépôts. L'hiver est aussi l'époque où l'évaporation en surface est la plus faible, où le ruissellement de l'eau est le plus important. L'hyperconcrétionnement est une des caractéristiques principales des zones chaudes.

Dans ces zones chaudes on peut distinguer :

— une zone méditerranéenne, aux stalagmites fines, et élégantes, élancées en palmiers vers la voûte, les zones concrétionnées couvrent de 30% à 50% de la grotte;

— une zone désertique où l'intense évaporation en grotte est le fait capital. Des neiges de cristaux se déposent sur le sol. Ces formes de dépôts d'eau hypersaturée donnent souvent de l'aragonite. Sauf cas mimant exceptionnel on peut presque faire du rapport calcite-aragonite un véritable critère climatique indiquant des grottes de plus de 15 ou 16°C. Il faudrait ajouter les dépôts massifs au sol, par évaporation, de gypse ou autres cristaux n'appartenant pas aux carbonates. C'est un critère sûr de l'état désertique chaud. Dans les déserts sonoriens ou du Nouveau Mexique on trouve parfois plusieurs mètres de gypse.

— une zone chaude et humide de type tropical avec température moyenne annuelle de plus de 18° et plus de 1000 mm de précipitations. Les stalagmites deviennent énormes, massives. Les concrétions envahissent toute la grotte. L'apparition de stalactites hors de la grotte, à l'entrée (que l'on connaît dès les climats méditerranéens) prend une importance énorme. Le karst profond est littéralement obstrué par les concrétions. Celles-ci couvrent au moins 90% de la grotte.

Ajoutons qu'en climat froid ou frais les concrétions ne se trouvent jamais dans la zone d'entrée, mais généralement à plus de 20 m de l'entrée; en région chaude, par contre, comme nous l'avons dit, elles peuvent se trouver dès l'entrée.

La décomposition des stalactites en particulier par action bactérienne est très fréquente en climat chaud, existe assez largement en climat froid, mais est à peu près absente des climats vraiment froids.

LES APPORTS VÉGÉTAUX ET ANIMAUX.

Sous n'importe quel climat des débris animaux et végétaux peuvent être entraînés par les eaux ou les vents à l'intérieur des grottes. L'étude de ces débris (pollens...) sert à reconnaître les espèces vivantes alors et à en déduire le climat.

Parfois ces dépôts peuvent prendre une importance considérable formant des strates complètes. Ce sont seulement ces cas que nous envisageons ici.

Dans la toundra, les animaux et plantes ne s'établissent jamais pour vivre dans les grottes gelées. Les dépôts de leurs restes ne sont donc jamais importants.

Dans les régions à température moyenne annuelle comprise entre 0° et 2° on constate des cas d'habitation temporaire par des troupeaux de rennes ou des bandes d'ours. De même certains porches spacieux peuvent être utilisés l'hiver par ces animaux pour s'abriter des tempêtes de neige. S'ils meurent d'épidémie, de faim ou de blessures dans leur refuge, on a un empolement de quelques carcasses. C'est un cas très rare. L'hiver les animaux préfèrent chercher asile dans des régions moins froides ou abritées du vent par la forêt.

Dans les régions à température moyenne de 2° à 6° règne la forêt. Le rôle d'abri temporaire devient plus fréquent (même pour l'homme). La forêt de conifères, fournit en abondance de la litière ou autres éléments légers transportés par les eaux, qui donnent une teinte sombre aux dépôts. La forêt est stable. On ne connaît pas d'exemple d'arbres arrachés et transportés en grottes par des torrents. Quelques rares chauves-souris commencent à apparaître.

Dans les régions de température moyenne de 7° à 12°, le caractère orageux s'accroît parfois et on connaît quelques cas d'arbres et de grosses branches transportés en grotte par les torrents. Les chauve-souris deviennent un peu plus nombreuses, mais jamais au point de donner des couches de guano importantes. Les zones d'entrée de grottes servent plus fréquemment d'abris tant aux animaux qu'aux hommes.

Dans les régions de température moyenne de 13° et plus, les orages sont plus fréquents et plus violents. L'arrachement des arbres, leur entassement dans les rivières souterraines devient très fréquent. C'est le cas souvent cité d'obstruction des pertes de poliers. Les animaux vivent plus nombreux en grottes. Leurs restes peuvent s'entasser sur plusieurs mètres d'épaisseur. De même le guano de chauve-souris devient une véritable ressource industrielle. Dans les zones tropicales les grottes sont pleines d'un grouillement animal depuis les petites bêtes aquatiques jusqu'au buffles massés à l'entrée en passant par les serpents hivernants. Les plantes prospèrent également très loin à l'intérieur des grottes. A plus de 1000 m de l'entrée l'homme édifie ses temples, ou cherche refuge. C'est un contraste complet avec les grottes glacées de la toundra sans flore ni faune visible.

UN ESSAI DE SYNTHÈSE.

Les régions ayant une température annuelle inférieure à 0°C sont généralement des régions assez sèches. Les basses températures n'étant pas favorables aux précipitations. Toute la grotte est soumise au gel, partout on trouve des éboulis de gélivation, pas de concrétions *actuelles*, pas de débris animaux ou végétaux notoires.

Les grottes des régions ayant une température annuelle de 1° à 6° C subissent seulement la gélivation dans une zone proche de l'entrée. Plus le climat est rude, plus cette zone est large. De grands froids (moins de -20°C) donnent de grands blocs, de longs froids donnent des blocs nombreux. Concrétions, débris animaux ou végétaux sont rares. En *climat humide* prédomine l'érosion. Les argiles et limons sont limités aux lacs. Les sables sont assez importants. Si la région s'y prête les galets non-calcaires sont très nombreux. On note quelques concrétions assez loin de l'entrée, surtout des enduits de murailles, des marcaronis. Dans la taïga les dépôts de printemps et d'été sont souvent sombres. Les éboulis de gélivation sont entraînés par les eaux et ne représentent pas plus de 10 à 20% des sables-limons-argiles. En *climat sec*, les éboulis de gélivation prédominent d'une manière énorme dans toute la zone voisine de l'entrée. Ils peuvent former 80 ou 90% de la masse des dépôts. Les concrétions sont très rares. On trouve assez fréquemment des dépôts éoliens à l'entrée. La masse des dépôts peut être énorme.

Les grottes des régions ayant une température annuelle de 7° à 13° ne subissent le gel que dans une étroite zone d'entrée. Les éléments grossiers (de plus de 2 cm de grand axe) ne sont en grande masse que dans les cônes d'éboulis. Ailleurs ils sont pratiquement absents. Les concrétions ne se trouvent que dans la zone interne, elles couvrent en moyenne 20% des parois. Les stalactites l'emportent légèrement sur les stalagmites. Les dépôts animaux et végétaux en masse sont rares.

Les grottes des régions ayant une température de 14°C et plus sont des grottes chaudes. Le gel est à peu près inexistant actuellement. On ne note pas d'éboulis à gros blocs. Dès que la température s'élève les galets disparaissent. Les dépôts animaux et végétaux forment des bancs épais (guano etc...). Les concrétions couvrent tout avec des masses énormes de stalagmites. L'aragonite (forme typique des solutions hypersaturées) devient très importante. Dans les zones arides, l'évaporation totale provoque de nombreux dépôts au sol de gypse ou autres sels. Dans ces mêmes zones, près de l'entrée, les dépôts éoliens peuvent être importants.

FRANCESCO CASTALDI

DIFFERENZIAZIONE E DATAZIONE DEL FENOMENO CARSICO NELLA PENISOLA SORRENTINA

Le manifestazioni del fenomeno carsico che, in particolar modo e con intensità diversa si rinvengono qua e là distribuite nelle rocce dolomitiche e calcaree che costituiscono l'impalcatura della sezione meridionale della Penisola Sorrentina, e cioè lungo la Costiera Amalfitana, manifestazioni sia di *carsismo superficiale*, quali *spianamenti* più o meno estesi, che di *carsismo sotterraneo*, quali *grotte* che l'erosione posteriore ha messo in luce per quel che riguarda il residuo superstite, presentano due peculiari caratteristiche, consistenti l'una nella *varia quota* a cui esse sono ubicate lungo il fianco precipite della predetta Costiera, e l'altra nel *vario stato* in cui si trovano, vale a dire di elaborazione e di accrescimento tuttora in corso, ovvero di fossilizzazione più o meno progredita.

Da ciò la distinzione che in riferimento ad esse facemmo in un nostro precedente studio (1), attribuendo loro le espressioni indicative di *carsismo attivo* e di *carsismo morto*. Ricollegandoci a siffatta ricerca, è nostra intenzione inserire la presente indagine nella discussione che seguirà allo svolgimento della Relazione intitolata « La datazione dei sedimenti delle grotte », che dovrà svolgere il prof. H. W. FRANCKE durante i lavori del « Symposium internazionale di Speleologia », convocato a Varenna per i giorni 3-6 ottobre 1960 con lo scopo precipuo di tentare una possibile datazione degli accennati fenomeni. A tal fine ci proponiamo il seguente criterio: cercheremo di poter equiparare cronologicamente detti fenomeni ai livelli di residui terrazzi fluviali e costieri disposti a differenti altezze lungo le pendici della Penisola, terrazzi che in un certo modo sono databili mediante opportuni riferimenti alle fasi dei Glaciali e degli Interglaciali del Quaternario. In altri termini, dobbiamo muoverci dal presupposto che, come altrove (2) abbiamo già dimostrato, la disposizione altimetrica dei predetti terrazzi ci permette di attribuire le loro quote ai movimenti ascensionali e di assestamento delle masse orografiche durante il Quaternario, avvenuti con intensità variabile e con direzioni variabili non soltanto lungo la Penisola, ma ancora qua e là, e con accertabili concordanze, lungo il Golfo di Napoli (Campi Flegrei, isole di Capri e di Ischia) e nelle porzioni dell'Appennino Campano che propendono verso il mare (Monti Picentini, fascia esterna del Cilento, Matese, ecc.), onde l'avvicinarsi e sovente la confusa interferenza di emersioni, di sommersioni e di stasi; onde ancora le modificazioni dei cicli idrografici e degli effetti da questi prodotti, tra i quali possiamo annoverare le variazioni di altezza dei letti dei torrenti in una con quelle delle falde sotterranee; onde, infine, la maggiore o minore intensità dell'azione erosiva e corrosiva delle acque incanalate e selvagge e l'ineguale manifestarsi ad altezze variabili del fenomeno carsico superficiale ed ipogeo.

* * *

Prima di penetrare nel vivo dell'argomento, è indispensabile premettere una precisazione chiarificatrice: pur essendo la Penisola Sorrentina ampiamente sfiorata dalle sue rocce dolomitiche, calcareo-dolomitiche e calcaree da numerose cavità, come del resto rivela la vicina isola di Capri, che è il naturale proseguimento della Penisola stessa, cavità di origine carsica e carso-marittima, tuttavia è sempre mancata una organizzata attività speleologica che mirasse al razionale rinvenimento di queste e che diffondesse la conoscenza dei reperti, dandone notizia in articoli e pubblicazioni ed accumulando in tal modo prezioso materiale destinato ad arricchire il « Catasto delle Grotte d'Italia ». Pertanto, pur essendo impossibilitati a procedere ad una esatta indi-

cazione e collocazione topografica delle cavità in parola (nè, d'altra parte, tale impossibilità costituisce notevole danno alla nostra ricerca, dato il particolare scopo che ci siamo prefissi di raggiungere), ci accontenteremo di una indicazione sommaria, ma che tenga conto sia di una *maggiore o minore frequenza dei raggruppamenti di grotte* in località particolari, che della loro *attuale altezza* rispetto al livello del mare (l'indicazione delle quote è in riferimento alle medie, essendovi pressochè inesistenti o scarsi o imprecisi i rilevamenti degli sviluppi longitudinale e verticale).

La *distribuzione planimetrica*, dunque, è la seguente:

1) massima diffusione lungo le coste di entrambe le sezioni, la sorrentina e l'amalfitana, della nostra Penisola;

2) notevole frequenza lungo le incisioni trasversali che ne attraversano l'asse longitudinale, siano esse profonde gole incise dall'azione delle acque correnti, siano fratture radiali che la originaria spinta orogenetica ha prodotte e più tardi le acque, immettendosi in esse, hanno slargate.

La *distribuzione altimetrica*, invece, varia da alcune centinaia di metri (intorno ai 400 come presso l'Abbazia di Cava dei Tirreni e a Scala presso Ravello) al livello del mare; tuttavia la fascia in cui il fenomeno rivela maggiore intensità è quella che si aggira intorno ai m. 100 o, meglio, fra i m. 50 e i 150 (strada carrozzabile che si snoda lungo la parete terminale del solco di Cava nei pressi di Vietri sul Mare, tratto di strada compreso tra Positano e Amalfi; orrido del Furore; valle di Tramonti; valli del Dragone e del Praia, ecc.), ma non mancano, come dicevamo, alcune cavità a quote superiori, specialmente nella fascia compresa tra i m. 150 e 300.

Circa, poi, la *ubicazione* di forme di carsismo vivo e di forme di carsismo morto, possiamo osservare che quelle che si rinvengono alle quote più basse, *preferibilmente al di sotto dei m. 50* (ma non mancano eccezioni) appartengono al secondo gruppo, mentre le altre che s'incavano al di sopra della predetta quota sono per lo più annoverabili fra le manifestazioni di carsismo morto.

Ma per renderci conto del perchè dell'esistenza delle forme che abbiamo detto essere espressioni di un carsismo morto e per procedere alla datazione delle forme stesse, siano esse attive che estinte, è necessario premettere alcuni dati essenziali che fanno luce sui fatti tettonici e morfologici, caratterizzatori della nostra Penisola.

E' noto che per l'interpretazione di tali fatti si incontrano difficoltà notevoli, onde si può affermare che uno studio organico sulla Penisola in tal senso condotto non sia stato ancora compiuto (*). Per siffatto motivo le equiparazioni di livelli e la loro interpretazione cronologica non sono per nulla facili in quanto, come giustamente osserva il DAINELLI (*), un complesso di *elementi contraddittori* rende difficili a risolvere le questioni che a prima vista appaiono semplici e distinte. Tali elementi in particolare sono: *variazioni di spostamenti verticali, sommersioni posteriori al sollevamento e retrocessione esercitata dal mare*. « Specialmente per quest'ultima, aggiunge il DAINELLI, quando noi troviamo un orlo di terrazza affacciarsi, oggi, al fianco costiero della Penisola Sorrentina, dobbiamo assai spesso dubitare che esso sia di una terrazza costiera: assai più facilmente invece, di una terrazza valliva, di qualche valle matura o vecchia, la quale si raccordava un tempo con una terrazza costiera successivamente distrutta ». La felice intuizione del DAINELLI si completa e si integra con un'altra sua osservazione e cioè che la Costiera Amalfitana si presenta senza indizi di terrazzi, perchè « l'azione demolitrice del mare, egli dice, deve esservi stata intensissima. Lo prova l'estrema rapidità del suo fianco, per la quale, come per la stessa intensità e ripidità dei sollevamenti, si sono incisi i profondi valloni e le selvagge gole che costituiscono una delle sue tante bellezze paesistiche ». Tuttavia una nostra precedente, lunga, accurata fatica ha cercato di scoprire, nel maggior numero possibile, i predetti livelli distribuiti sia lungo i tre fianchi della Penisola (il settentrionale, il meridionale e quello interno, che è orientale) e sia nei valloni e nelle gole alle quali il DAINELLI fa riferimento. E sono per l'appunto questi ultimi che facilitano l'attuale ricerca, la quale, in conclusione, si serve, per lo

scopo che si è prefissa di raggiungere, degli argomenti compresi nei seguenti punti:

1) Costatazione degli *spostamenti verticali* che, con intensità e direzioni diverse (in ciò facilitati dalla esistenza di fratture longitudinali e trasversali che spezzettano in zolle l'intera Penisola), hanno interessato nel Quaternario tutta la pila di strati dolomitici, calcareo-dolomitici e calcarei.

2) Studio dell'andamento della *retrocessione della costa* dal lato meridionale.

3) Raggruppamento dei *terrazzi* e dei loro riconoscibili indizi in *quattro livelli*, dei quali il primo molto basso e gli altri tre equiparabili a quelli di Capri e del Picentino, con l'opportuna distinzione di terrazzi marini e terrazzi vallivi e, per ciascuno di essi, di terrazzi del versante sorrentino, del versante amalfitano e di quello orientale.

4) Particolare esame dei lembi terrazzati lungo le valli del Dragone, ai quali corrispondono i lembi ubicati nelle valli del Praia e di Tramonti, perchè sono questi che ci permettono di ricostruire l'andamento del *precedente sistema idrografico* e quindi la sua azione modellatrice del suolo e le trasformazioni e i mutamenti morfologici che ne sono seguiti. E' evidente che alle variazioni dell'andamento del sistema idrografico, considerate in senso perpendicolare e cioè dall'alto in basso, sono da ricollegarsi le manifestazioni di carsismo morto (se collocate in alto) e di carsismo attivo (se collocate in basso), oltre che il loro raggruppamento.

5) Datazione delle predette manifestazioni carsiche equiparate cronologicamente ai terrazzi, ricorrendo, ma in maniera critica, alla datazione fatta dal GALDIERI (*) per i terrazzi del Picentino, a cui sono riferibili, come abbiamo detto nel punto 3, i terrazzi di Capri e della Penisola Sorrentina.

1. — Chiunque si sofferma ad osservare la Penisola da Napoli, o, meglio, da metà della strada che da Napoli conduce a Castellammare di Stabia, rimane colpito dalla presenza di *forme morfologiche mature* accanto a *forme giovani o ringiovanite*. La più chiara espressione di queste ultime è rappresentata dal S. Angelo a Tre Pizzi, che è visibilissimo da Napoli e dalla predetta strada Napoli-Castellammare, sovrastando il piano del Faito e costituendo con la sua massa imponente (m 1443) una caratteristica nota, insieme con il sistema Somma-Vesuvio, della cornice paesistica che circonda il Golfo; ma che, esaminato da un punto di vista morfologico, si erge al confine della sezione orientale dei M. Lattari, in cui predominano le forme giovani, con quella occidentale, nella quale, invece, si rinvengono le forme mature.

Tuttavia, a determinare l'andamento degli spostamenti verticali in parola, più che il S. Angelo a Tre Pizzi ci soccorre quanto ci è dato constatare circa l'attuale morfologia del terrazzo di Agerola, che si protende come un meraviglioso balcone verso la Costiera Amalfitana, a Sud del S. Angelo stesso. A prima vista saremmo indotti a giudicare siffatto terrazzo di origine marina, supponendo che potesse essere stato livellato dal mare pliocenico. Senonchè lungo tutta la costa, nella sua estensione da Vietri a Punta della Campanella, mancano assolutamente altre tracce che denotino un'opera di abrasione; qualche forma di spianamento o di arrotondamento che vi si rinviene ha origine carsica. E, d'altra parte, perchè il terrazzo fosse stato rispettato in tutto il periodo intercorso dopo la sua formazione fino ad oggi dalla demolizione marina, bisognerebbe ammettere, cosa affatto impossibile, che tutta la costa per un così lungo lasso di tempo non fosse retrocessa.

Ma ad esaminare con cura lo spianamento di Agerola, specialmente nelle parti in cui questo si raccorda con la cerchia orografica circostante o propende verso il mare, rimaniamo colpiti da alcune osservazioni, che, a nostro parere, proiettano luce su molti accidenti di natura tettonica e morfologica.

a) I fianchi dei monti degradanti verso il ripiano sono incisi da numerosi solchi e valloni, che intaccano le forme giovanili accennate.

b) Il lembo meridionale del ripiano stesso, cioè quello esterno che precipita nel mare, si presenta rialzato rispetto alla parte centrale.

Tali due osservazioni, ed altre di carattere più particolareggiato che in questa sede omettiamo, ci inducono ad ammettere che nella zona di Agerola, comprendente il S. Angelo, si sia verificata una notevole spinta dal basso in alto nel Quaternario. Ciò è dimostrato dalla presenza di forme giovani, o, meglio, ringiovanite e dagli accennati solchi torrentizi, che caratterizzano l'imponenza di un ciclo idrografico, disturbato successivamente dall'emergenza in parola. A tale ciclo del Quaternario (e non ad altro precedente), attualmente modificato o diminuito di intensità e qualche volta persino del tutto estinto, vanno attribuiti gli arrotondamenti delle cime e i segni di maturità della sezione occidentale della Penisola. E come siamo indotti a considerare opera del predetto ciclo un terrazzo che sovrasta quello costiero di Vico Equense, al quale si raccorda, e altri lembi retrostanti alla piana di Sorrento, così dobbiamo attribuirgli lo spianamento del terrazzo vallivo di Agerola, che costituisce il fondo di una valle di avanzata maturità, a modificare e a disturbare la quale è intervenuto il movimento ascensionale ricordato che ha proceduto con intensità diverse. Tali intensità si sono sviluppate seguendo due assi di direzione: uno da Ovest ed Est e l'altro da Nord a Sud; al punto di intersecazione di questi si trovano il terrazzo di Agerola e il S. Angelo a Tre Pizzi con il suo aspetto giovanile in confronto alla morfologia dei luoghi circumvicini, di carattere nettamente maturo.

2. — Fra le varie cause che hanno resa accidentatissima, se non addirittura di aspetto ruiforme, la sezione amalfitana della Penisola, va annoverata, e tenuta in debito conto, la *retroceSSIONE della linea di costa*. Questa, effettuata a partire dal principio del Quaternario, cioè dopo che il mare pliocenico aveva raggiunti i 600 metri nella fascia marittima del Salernitano per effetto di un movimento di subsidenza, che non fu unico in tutta l'Italia meridionale ma che andò diminuendo man mano che dalla costa ionica e tirrenica della Basilicata e della Calabria si procede verso Settentrione, fu sovente interrotta da stasi, onde, da un lato, il fenomeno del terrazzamento e, dall'altro, allorchè ricominciava l'emersione, la demolizione della precedente battigia. In altri termini, poichè la limitatezza e lo sbrandellamento dei lembi vallivi fanno pensare alla loro appartenenza a valli preesistenti mature o vecchie di maggiore estensione, tutto il complesso di fatti che caratterizza la Costiera Amalfitana (e cioè il suo aspetto, come dicevamo, ruiforme; l'esistenza di lembi terrazzati ma sbrandellati lungo le valli trasverse e l'approfondimento del solco in cui scorre l'acqua, il quale ha nettamente inciso il fondo dei precedenti letti, abbassandoli e creando di conseguenza i lembi in questione; le variazioni del ciclo idrografico e il modificarsi della profondità e dell'andamento delle falde sotterranee, da cui è scaturito il modificarsi dell'andamento del fenomeno carsico, onde il suo differenziarsi in carsismo morto ed in carsismo attivo; ed, infine, l'insabbiamento da parte del mare, con penetrazione verso l'interno, di alcune foci di torrenti, come rivela il Furor, e il riempimento da parte dell'acqua marina di preesistenti cavità carsiche, come è avvenuto per la cosiddetta Grotta di Smeraldo presso Amalfi) non trova altra spiegazione che l'attribuirne la causa al variare del rapporto terra-mare. Insomma, durante il sollevamento, il mare erodeva la costa, demolendola; quando si verificava una stasi, la demolizione era più intensa al livello della corrispondente linea di riva e si formava un terrazzo; ma, allorchè l'emersione della terra continuava, il processo demolitore di retroceSSIONE finiva con il distruggere anche quella.

3. — Nel corso del nostro dire abbiamo più volte accennato a livelli terrazzati distribuiti a varia altezza e li abbiamo distinti in marini, da un lato, e vallivi, dall'altro; circa, poi, la ubicazione, abbiamo tenuto conto della loro posizione sui fianchi della Penisola e propriamente a seconda che si trovano su due versanti, l'uno settentrionale (Costiera Sorrentina) e l'altro meridionale (Costiera Amalfitana), ovvero sul fianco orientale, che limita alla radice la Penisola stessa. Le osservazioni e i dati raccolti sono sintetizzati nella seguente tabella riassuntiva.

Alt.	TERRAZZI MARINI			TERRAZZI VALLIVI		Livelli
	Vers. Sorren.	Vers. Amalfit.	Vers. Orient.	Vers. Sorren.	Vers. Amalfit.	
m 1-50	Ripiano a Punta S. Elia, m 22 Lembii Terrazzati a Capo di Sorrento Lembii terrazzati presso la Marina di S. Angelo	Terrazza a Km 3 ad W da Positano, metri 10 Terrazza ad E di Punta di Capo di Conca, m 6				I. Livello costiero
m 50-80	Punta Sorren., m 60 Punta Camp., m 47 Lembo presso scoglio Tre Fratelli, m 70 Lembo terrazzato presso Cantiere Castellamarre, m 70 Lembo basso fianco del Faito, m 80 Orlo mer. della piana di Vico, m 80	Terrazza a SW degli scogli di Recommendatione, m 47 Terrazza di Vietri, m 80				II. Livello equiparato a: Capri m 50 Pacentino m 166
m 140	Lembo ad W di Sorrento, m 140 Ripiano di Massa, m 150 (marg. interno); metri 115-120 (marg. esterno)	Promontorio spianato della Torre di Montalto, m 125 Spronetto spianato sopra la Marina di Cantone, m 130 Ripiano costiero di fronte allo scoglio di Isca, m 142				III. Livello equiparato a: Capri m 150 Pacentino m 220
m 150-200	Lembo sopra Punta Gradelle Tracce di terrazzamento sul pendio occid. di S. Nicola (Lettere), m 200-225		Collina spianata a S di Nocera (Masser. S. Pantalcone), m 224		Spronetto sull'estremo piano destro della v. di Tramonti ad W di Mantri, m 220. Poggerello a sinistra della valle presso i ruderi del Castello, m 240	IV. Livello equiparato a: Capri m 270-290 Pacentino m 320
m 230-280-340-400 e oltre	Spronetto spianato di m. Corbo, m 230 Sprone spianato di Montoro tra Vico e Castellammare, metri 280 Ripiano di Lettere, metri 340		Ripiano sottostante al Corpo di Cava, metri 400	Terrazza a N della piana di Vico, metri 345 Terrazza a N della piana di Sorrento	Spronetto a sinistra della v. Tramonti presso Ponte Primario, m 300 Spronetto ivi a sinistra, m 260 Lembii pianeggianti a destra e a sinistra della valle del Dracone, m 300-400 Terrazza Agerola	

NOTA: Si omette la colonna del versante orientale relativa ai terrazzi vallivi, perchè ivi tali terrazzi non esistono.

Dalla sua attenta lettura possiamo constatare che, a parte la diversità di quote, più lembi dei tre accennati versanti, siano essi di terrazzi marini che vallivi, costituiscono un gruppo e questi a loro volta sono comprensivi non solo di lembi disposti a quote diverse (v. in particolar modo il III livello), ma, quel che sembra più strano a prima vista, sono equiparati ad altri che hanno quote notevolmente differenti a seconda che si trovano a Capri, o nella Penisola, o lungo la valle del Picentino. Sui terrazzi di Capri una prima ed esauriente indicazione, da noi accuratamente controllata, è contenuta nei vecchi « Studi » del ROVERETO (1), il quale, al di sopra dei livelli disposti a m. 270-290, scorse un ultimo livello a m. 585, avendo osservato tracce di spianamento sul M. Solaro.

Senonchè tale spianamento per noi, che più volte l'abbiamo riesaminato, non rappresenta un residuo di terrazzo ma piuttosto l'effetto prodotto dall'azione corrosiva delle acque piovane, del tipo di numerosi altri analoghi, che si rinvengono lungo le dorsali della Penisola (per tutti ne ricordiamo uno bellissimo, quasi al termine della dolomitica catena dell'Avvocata, prima che questa, inclinando, precipiti su Capo d'Orso).

Rimane, ora, da riprendere in considerazione l'argomento centrale del presente paragrafo, e cioè il problema dell'*equiparazione di livelli di varia altezza*. Ma la spiegazione del fenomeno è già implicitamente compresa nel paragrafo 1, nel quale abbiamo affermato che gli spostamenti verticali subiti da questa porzione di territorio costiero e caratterizzati da intensità diverse, hanno seguito, nella loro direzione, due assi, uno disposto da Occidente ad Oriente e l'altro da Mezzogiorno a Settentrione: onde i livelli ubicati a m. 270-290 a Capri salgono a m. 320 nel Picentino con punte anche maggiori nella Penisola in conseguenza della sua fratturazione in zolle, rese così più sensibili alle spinte; e i livelli di 150 metri a Capri raggiungono i m. 220 nel Picentino; infine il livello di 50 metri a Capri sale a m. 166 nel Picentino.

4. — Chi percorre con attenzione la *valle del Dragone*, la quale da Atrani presso Amalfi conduce a Scala sulla sinistra e a Ravello sulla destra, può facilmente osservare numerosi lembi superstiti di terrazzi vallivi, anch'essi disposti a diversa altezza. Infatti, se ci affacciamo al Belvedere di Villa Cimbrone ed osserviamo la valle che si inerpica ad Occidente del predetto Belvedere, scorgiamo un piccolo ripiano che ha tutto il significato di un limitato terrazzo, a 300 metri di altezza, sotto il villaggio di Minuto sovrastato, nella parete verticale che su di esso si erge, da una serie di sfioracchiature notevolmente ampie, appartenenti alle manifestazioni di carsismo morto. Altri lembi si osservano ancora qua e là sulla stessa parete, poco oltre la chiesa di Minuto, che è a 320 metri, e più oltre, risalendo la valle, ad altitudini variabili tra i 320 e i 350 metri. Così un sottilissimo lembo è visibile poco al di sotto dei 400 metri di M. Brusara (denominato « il Monte »), ove i suoi fianchi si raddolciscono prima di un nuovo balzo verticale prodotto dall'incisione del torrente. Tale lembo, che si continua con quelli sovrastati dalle frazioni di Lacco e di S. Martino appartenenti al Comune di Ravello, si accorda con altri al di là della valle, sui quali sorgono i centri di Scala, di S. Caterina e, più in alto, di Campidoglio.

Ma un'altra constatazione possiamo fare. La valle del Dragone si presenta alquanto larga nel tratto inferiore, che è compreso tra lo sprone di Ravello a sinistra e il centro di Minuto a destra; poi si restringe sempre più, le sue pareti si fanno ripide e procede molto incassata fra Scala e Lacco, finchè diviene così stretta nel tratto superiore da scomparire all'osservazione dall'alto, assumendo l'aspetto non di un solco, anche se difficile a scorgersi a prima vista, ma di un sol ripiano costituito dai lembi terrazzati di Scala e di Lacco e nel centro dall'esile striscia che sovrasta il netto taglio nella parete meridionale del Monte. L'altezza di questi lembi, lievemente inclinati verso il fondo-valle, si aggira sui 375 metri. Se raccordiamo i predetti lembi con le terrazzette al di sotto

di 320 e 300 metri, è possibile ricostruire un'unica vallata che una volta si estendeva tra lo sprone di Ravello e l'opposta parete, gradatamente sovraincisa dal Dragone per effetto dei successivi sollevamenti del fondo-valle. Infatti, la spinta che fece emergere i terrazzi di Capri collocati a metri 270-290, costrinse il torrente a riscavare la valle originaria, alla quale abbiamo testè accennato, creando il primo terrazzo e formando la nuova valle ad una quarantina di metri più in basso, più stretta e più incassata rispetto alla prima, e così di seguito, in conseguenza delle ulteriori sollecitazioni verticali.

Fatti analoghi si verificarono anche per il Praia e per la valle di Tramonti, e pertanto in questa sede omettiamo di descriverli.

5. — Le equiparazioni dei livelli di Capri, della Penisola e del Picentino, a cui abbiamo fatto cenno a proposito del III punto, assumono particolare importanza, perchè ci permettono di procedere alla datazione dei livelli stessi. Non ci indugiamo qui sull'argomento, che abbiamo criticamente trattato nel nostro precedente citato lavoro su « Le terrazze della Penisola Sorrentina », al quale rimandiamo chi ha interesse di approfondire la conoscenza di tale argomento. Ricordiamo solo che, nel procedere a siffatta datazione, ci ritacciamo allo studio del GALDIERI, che, come abbiamo già ricordato, si occupò con acume e diligenza dei terrazzi del Picentino. Egli stabilì che il terrazzo più alto di quella valle, posto a 320 metri, fosse emerso nell'*epoca interglaciale postmindeliana*. Poichè abbiamo fatta una equiparazione tra le due serie di terrazzi, quelli di 320 e 220 metri del Picentino e quelli di 270-290 e 150 metri di Capri, siamo giunti alla conclusione che i terrazzi del Picentino sono dovuti a sollevamenti regionali, facendo coincidere tali sollevamenti, compresi tra una stasi e l'altra, con *fasi interglaciali* e abbiamo dedotto che il sollevamento che portò alla superficie i terrazzi di Capri corrispondenti all'altezza di 270-290 metri, equiparati al livello del Picentino di 320 metri, sia avvenuto nella *fase interglaciale postmindeliana*, mentre il sollevamento che portò alla superficie i livelli dei terrazzi di 150 metri in Capri, equiparato al livello di 220 metri nel Picentino, corrisponde alla *fase interglaciale postrissiana*. Infine il livello dei terrazzi di Capri di m. 50, equiparato al livello dei terrazzi del Picentino di m. 166, va collocato nella *fase postwurmiiana*.

* * *

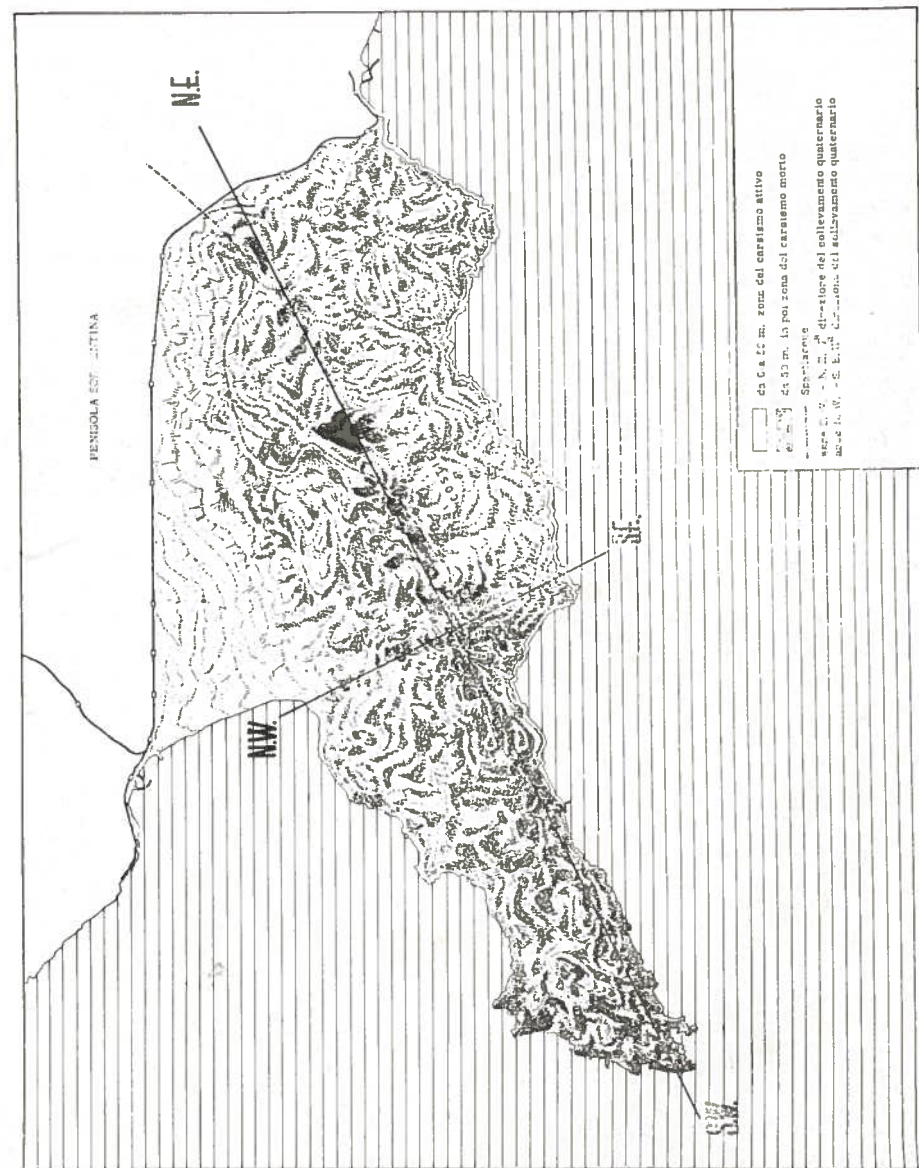
A conclusione di questa nostra breve nota, ricordiamo che il GALDIERI ammette che nell'epoca quaternaria, in cui nelle Alpi si formavano gli ultimi depositi interglaciali postgunziani, faceva ancora sentire la sua influenza il fenomeno carsico, che aveva raggiunto precedentemente un grande sviluppo, e di cui l'erosione ha poi messo a nudo qua e là, lungo i versanti delle valli, qualche sotterraneo residuo. Anche nella Penisola Sorrentina, e specialmente nel versante amalfitano, numerosi sono i residui del fenomeno carsico. Per formarci, in un certo qual modo, un'idea della sua intensità, basta percorrere un breve tratto, come, ad es., quello compreso tra Amalfi e la gola del Furore, o il tratto più prossimo a Positano, dove si presentano nella roccia numerose caverne, anche ad altezze non considerevoli, fino a un livello di pochi metri sul mare, come, fra gli altri esempi, ci attesta la Grotta di Smeraldo, anteriormente alla sua immersione. Se il fenomeno carsico nella regione del Picentino faceva ancora sentire la sua influenza nell'età postgunziana, vuol dire che il suo ciclo fu molto intenso durante la glacializzazione gunziana, cioè durante il I periodo del Quaternario. Pertanto le manifestazioni del fenomeno che osserviamo nella Penisola non possono essere coeve a quelle dei Picentini, se le prime si rinvengono anche, e in maggiore frequenza, a pochi metri di

altezza. Con questo non escludiamo che ad altezze superiori al livello postmindeliano non vi siano state manifestazioni di fenomeno carsico, ma non limitiamo l'intensità di tali manifestazioni all'età gunziana e postgunziana, se si verificò nell'Interglaciale dell'età successiva (cioè nella fase postmindeliana) l'emersione del livello di Capri che oscilla tra i 270 e i 290 m. Ciò sta a dimostrare che il ciclo idrografico, anche in epoca successiva all'età postgunziana, fu molto intenso nella Penisola, e la sua attività si svolse tanto con carattere sotterraneo (data la natura dei terreni che la formano), quanto superficiale.

NOTA BIBLIOGRAFICA

- (¹) CASTALDI F., *Manifestazioni di «carsismo attivo» e di «carsismo morto» nella Costiera Amalfitana della Penisola Sorrentina*, in «Annali Istit. Super. di Sc. e Lettere di S. Chiara», Napoli, Vol. IV, 1952.
- (²) CASTALDI F., *Le terrazze della Penisola Sorrentina*, in «Boll. Soc. Natur. in Napoli», Vol. 52, 1941.
- (³) Assolutamente insufficienti, perchè parziali e firse in parte superati, si presentano, a tal proposito, gli ormai vecchi studi del DE LORENZO (*Studi di Geologia nell'Appennino Meridionale*, in «Atti R. Accad. Sc. Fis. e Mat. di Napoli», Vol. VIII, S. II, N. 7; se ne veda pure l'aggiornamento fattone dall'A., ma che non si distacca dalla sua classica visione di insieme, pubblicato in *Geologia dell'Italia Meridionale*, Nuova edizione a cura di D'ERASMO, Napoli, 1937) e del BOESE (*Contributo alla Geologia della Penisola di Sorrento*, in «Atti R. Accad. Sc. Fis. e Mat. di Napoli», Vol. VIII, S. II, N. 8).
- (⁴) DAINELLI G., *Guida della escursione alla Penisola Sorrentina*, in «Atti XI Congr. Geogr. Ital.», Vol. IV, Napoli, 1930.
- (⁵) GALDIERI, *Le terrazze orografiche dell'Alto Picentino a Nord-Est di Salerno*, in «Boll. Soc. Geol. Ital.», Vol. XXIX, Roma, 1910.
- (⁶) ROVERETO G., *Studi di Geomorfologia*, Vol. I, Genova, 1908.

TAV. I



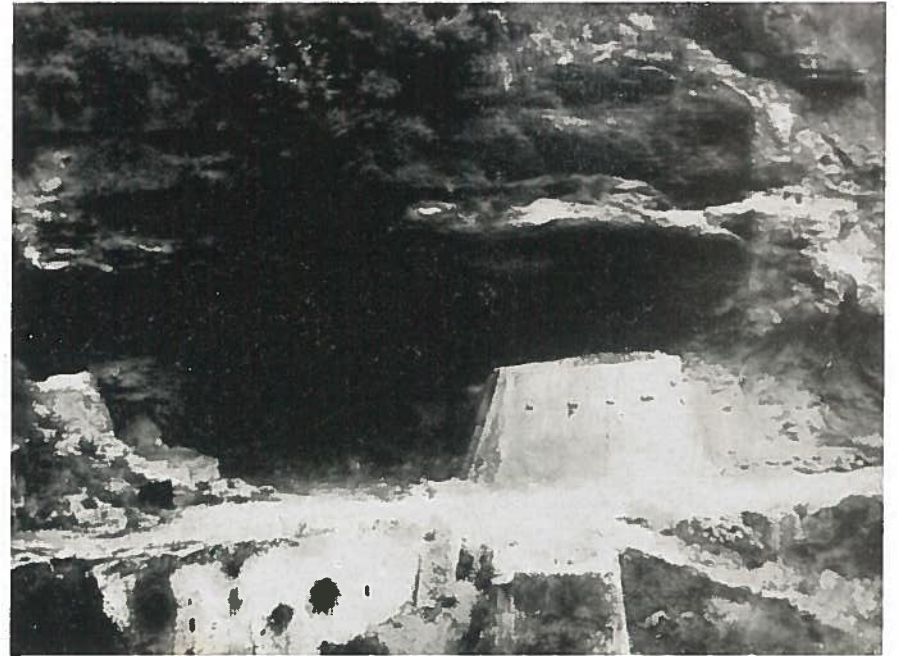
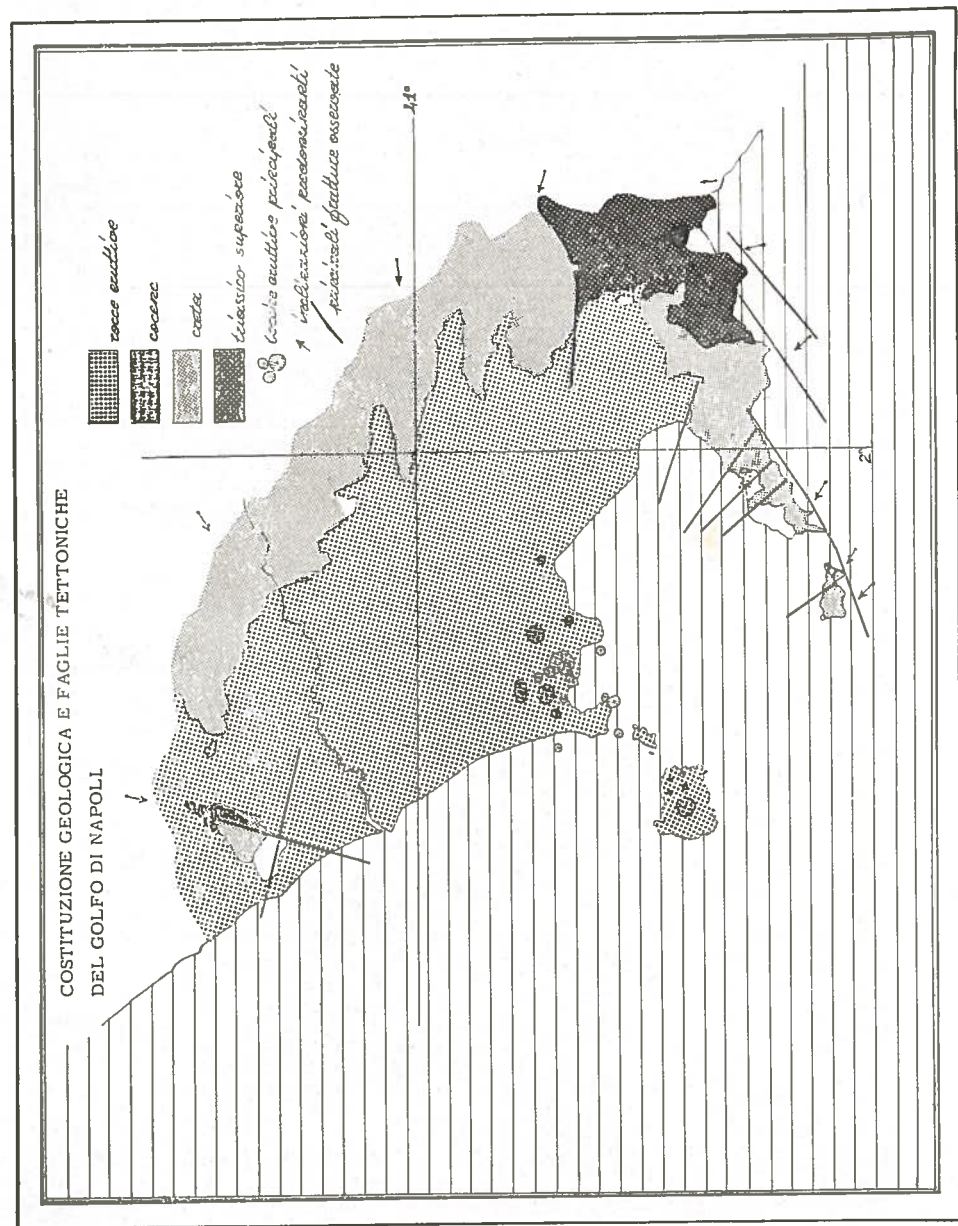


Fig. 1 - Valle del Bonea: grotta aperta nel fianco della valle lungo la direttrice della strada nazionale.



Fig. 2 - Formazioni stalattitiche in una volta residua di grotta distrutta dalla erosione nella Valle del Bonea.



Fig. 3 - Manifestazione di Carsismo attivo nel fondo-valle del Bonea.



Fig. 4 - Grotta (a) nella parete orientale della Valle del Bonea.



Fig. 5 - Le « Grottone » di Maiori.



Fig. 6 - Gruppo di Case ipogee in una grotta lungo la strada di Amalfi dopo Capo d'Orso.



Fig. 7 - Altre concavità (a) laterali alla grotta precedente.



Fig. 8 - Grotta lungo la strada Capo d'Orso Maiori.



Fig. 9 - Grotte che seguono l'andamento degli strati a S. del gruppo di case ipogee denominate « Catacombe ».

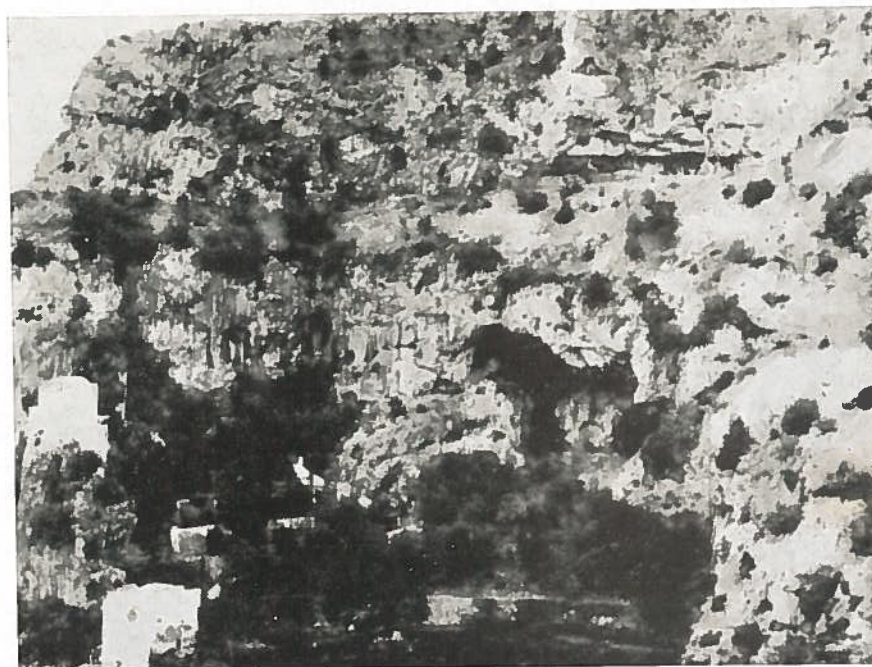


Fig. 10 - Grotta nella parete occidentale della Valle del Dragone sotto il centro di Minuto.

G. OZORAY

THE MINERAL FILLING OF THE THERMAL SPRING CAVES OF BUDAPEST

The thermal spring caves of the Buda-Pilis mountain groups were already investigated by a number of research workers, mainly from three points of view:

- origin and geological history of the hot medicinal springs surging up to this day along the level of the Danube;
- geological and geographical knowledge of the mountain group;
- speleology.

It was in the first number of the oldest Hungarian geological periodical, *Földtani Közlöny*, that A. Koch /1871/ treated the near-by Oerdöglyuk Cave at Solymár, at the level of the geological thought of his time; he did not recognize the thermal spring origin of the cave. Around the recognition of this way of genesis, F. Pávai-Vajna has acquired significant merits. By the geohistorical study of the Budapest thermal springs, F. Schafarzik, E. Scherf and Z. Schréter have established the scientific base of further research.

In and around Budapest, a great number of smaller caves are known since long ago. / Even the name of the city is derived by some philologists from this circumstance. / Nevertheless, the large caves of rich hydrothermal mineral filling are known for a relatively short time only. The reason for this is that the outrun apertures of the inactive spring caves were stuffed up in the last phase of hydrothermal activity. In the course of fortuitous breaking into the cavities shut off from the surface / by quarrying, excavating, building basements, etc. / and of subsequent systematic disclosing work the large caves became known one after the other.

This was the merit partly of specialists, partly, however, of enthusiastic amateurs. The caves in question are:

	height of entry measured a. s. l., m	length
the caves of the Pálvölgy quarry explored in the year	/1904/, 205'76,	1210 m
the Szemlőhegy cave	/1930/, 217'43,	1031 m
the Ferenchegy cave	/1933/, 256 ,	870 + ?m
the Mátyáshegy cave / the Centenary branch /	/1948/, 202'8 ,	2310 + ?m

Of the caves situated in the mountain groups, but beyond the limits of our capital, the most important ones are the Oerdöglyuk / Devil's Hole / at Solymár cca. 1500 m known for a longer time, the Sátorköpuszta cave / 1947, near Dorog, 286 m / etc. The new discoveries have raised new problems and have led to interesting new ideas, from the side of the interested scientists / H. Kessler, S. Jaskó, L. Jakucs, I. Venkovits/.

There is a number of papers dealing with the special mineralogical problems of the caves by, among others, L. Jugovics, Gy. Kertai, S. Koch, F. Szentiványi, E. Brummer. Furthermore, in his treatise on the minerals of Budapest, B. Mauritz has summarized our knowledge on the minerals of the caves, too. The data concerning the thermal spring traces of Budapest were lately compiled by F. Papp.

The geomorphological investigation of the Budapest caves was begun already by J. Cholnoky and pursued by a number of geographers such as I. Borbás, J. Kerekes, S. Láng, D. Radó, S. Leél-Oessy, M. Bariss. The bibliography and register of our caves was prepared by K. Bertalan.

Of course, the small number of data on research history presented here, in this brief introduction, have no claim of being complete.

Brief description of the Buda cave area.

Budapest is bisected by the Danube River. The leftbank side / Pest / is a plain.

The right-bank, western side, Buda, is situated in part of the Buda-Pilis mountain system. The mountain group consists of mostly carbonatic rocks. In spite of that, normal karst development is scarce, because the area is cut up by faults and the greater plateau areas consist mostly of dolomite.

The rocks in which our caves are situated are as follows:

- middle Triassic cherty limestone;
- upper Triassic Dachstein limestone;
- upper Eocene Nummulites and Discocyclina limestone;
- upper Eocene Bryozoan marl / not karstic, but some of the caves continue upwards into it due to collapse phenomena/;
- Pleistocene travertine.

The tectonical directions determining the main lines of our caves as well as the morphology of the area / valleys and mountain chains /, are NW - SE and NE - SW. The N-S and E-W system, although subordinate, is also present. The main faults delimiting the karst mass of the Transdanubian Mountains are at the same time important lines of hydrothermal activity. The groups of thermal springs along the northeastern boundary of the mountains surge at Tata, Dunaalmás, Esztergom and Buda. The thermal springs of Buda break up close to the level of the Danube, which serves as base of erosion. / The mean Danube level in Budapest amounts to 99'04 metres above the sea. /

The large spring caves are situated to-day at levels of 200 to 250 metres above sea level. Some smaller cavities are even much higher up; Taborhegy Cave, about 350 m, Báthory Cave, 408 m; some are situated lower: St. Iván's Cave, 120 m. For comparison, let us note, that the highest point of the capital, János Mountain, lies 529 m above sea level.

It is, on the other hand, beyond doubt that the upper horizon of thermal spring caves denotes the level of one-time spring outflow, i. e. the base of erosion of that time. Consequently, our present-day inactive hot-spring caves have risen to their present height only subsequent to their formation / and, let us add, mostly subsequent to the development of the mineral generations lining their walls /. The young / Pleistocene-Holocene / emergence of the mountain group is also proved by a number of other details. The above statement raises immediately the problem of the age of the caves, the genesis of the thermal waters and the genesis of the cave morphologies.

We shall restrict ourselves here to a brief glimpse into these problems. According to the classification established in 1921 by F. Schafarzik, the mainly silicic and pyritic hot spring traces observed along the Budaörs-Gellérthegegy line of SSW-NNE strike at a height of 400 to 450 metres are due to an activity from the lower Mediterranean / Miocene / to the end of the Pannonian / Pliocene /. He classed the formations along the Gellérthegegy-Várhegy line of NNW-SSE strike, around 250 m, as Levantian, those around 150 m / travertine terrace of Kiscell / as early Pleistocene and finally those around 100 m as Holocene. By his studies on the formation temperature of the minerals he concluded that the older / Miocene to lower Pliocene / activity has been the higher-temperature one and that there is a direct relationship between temperature and height above Danube level. In our caves, the mineral generations are arranged either in bands one above another, in a zonation corresponding to the thermal sequence of formation, or in a sequence of layers parallel to the cave walls.

The large hot spring caves hitherto discovered are situated at the 200 to 250 m level, being consequently, according to Schafarzik's classification, of Levantian age. Although J. Kerekes has advocated an upper Pannonian age for the Ferenchegy cave, on the basis of the barytelined pebbles of Pannonian type found therein, this is an evident exaggeration. Others put the dissolution to man-size caves as late as the Pleistocene / S. Jaskó / and recognize only some of the hydrothermal mineral veins as Levantian. Consequently, the time of formation of our large hot spring caves may

have been the end of the Pliocene or the beginning of the Pleistocene, respectively. They are in any case older than the travertine of the Kiscell Terrace, a hot-spring deposit. In establishing age-height relations, the fact that the emergence of the individual fault blocks may have been different must be taken into consideration. Therefore, in my opinion, the 40 metres' level difference between the Ferenchegy and Szemlőhegy caves is of no genetical importance. It is, however, reassuring that the most faraway cave, the Rókahegy Cave, situated already in the Pilis Mountains, is at a level between the above-named two, showing that the present height is a data which can be utilized with the appropriate circumspection.

The origin of the thermal waters bringing about the cave formation and the deposition of the minerals is also a much-debated point. To-day, we consider them to be mixed. Part / presumably the bulk / of the waters is karst water. Changes in the karst water household of the Transdanubian Mountains effect significant changes in the output of the springs. The rest is coming from great depths, no matter whether it is of magmatic, metamorphic or sedimentary origin. This part is responsible for the radon, CO₂, S, halogens, Ba, etc. content.

The thermal waters have broken up along preexisting joints. Thus the Ferenchegy cave is a system of parallel longitudinal tunnels intersected at a given angle by another likewise parallel system. The tunnels are straight, narrow, long and tall: evidently tectonical fissures, widened to passable size by hydrothermal dissolution. Their directions coincide with the main tectonical directions of the mountain system. The Szemlőhegy and Mátyáshegy caves present much the same picture. In our system of caves, this type represents a transition towards the fissure caves of non-karstic rocks / Csörgőlyuk Cave, in the Mátra Mountains' volcanic rocks /.

The hydrothermal dissolution develops a peculiar set of forms. A complicated system of funnels, branching off upwards, comes to exist. Great halls are connected by narrow, sometimes impassable « passages », « pinches », « earthworm holes ». A characteristic hydrothermal form element is the spherical alcove: a cavity frequently approximating the ideal sphere shape, more or less closed, from head to hall size. Its genesis was studied by a number of workers. Dissolution by hot and cold waters, corrosion by gases or vapors, erosion by a water vortex, cavitation by air bubbles, crumbling due to paramorphous mineral transitions have been suggested as explanations. However, one thing is certain, namely that the frequent occurrence of nearly closed spherical alcoves is characteristic of thermal spring caves.

Steep or vertical thermal spring funnels of circular or elliptical cross sections occur in the caves of tectonical fissure type, too, playing e. g. an important part in the Szemlőhegy cave. The longer and the intenser the hydrothermal dissolution, the less evident the tectonical preformation will be, the more markedly will the dissolution impose its own set of forms. Nevertheless, even the most characteristic system of funnels, halls and spherical alcoves will present the traces of the original tectonical orientation.

Some scientists suppose that the thermal waters have invaded pre-existent gaping fissures. The proof for this is scanty and uncertain, although ancient karst features are known from times as early as the Mesozoic / P. Kriván /. All the more striking is, on the other hand, the further development of the lower parts of the Mátyáshegy cave by normal cold-water karst activity down to the present karst water level / Muddy Lake in the cave, 111,7 m above sea level; the bottom of the hydrothermally formed section lies at 153 metres /.

Of genetical interest are the primary caves of the Várhegy / Castle Hill /, closed in by hot-spring travertine. However, these cavities were significantly remodeled by human activity.

Let us mention another morphological problem. The upper limit of the hot-spring caves has been interpreted above as the level of the ancient outflow points, i. e. of the

base of erosion of the time in question. However, the downward continuations of our caves also reach a given level only. Below this level there are only narrow vertical funnels. According to L. Jakucs, the base level of thermal-water activity coincides with the level where the CO₂ content of the surging water was activated due to the pressure and temperature changes. He considers as the main factor of activation the cooling effect of circulating karst waters. Accordingly, the base level of thermal-water caves coincided at the time of cave formation with the lower limit of phreatic karst water.

To penetrate the secrets of hot-spring cave genesis, it would be necessary to enter the funnels of the present-day hot springs below the discharge level. Most of the present-day hot springs possess passable tunnels of no more than 1 to 2 metres length. The only funnel presenting any hopes is the Malomtavi cave of the spring of the Lukács bath. / This is a hot-spring cave which is early Holocene in its upper part and under formation up to this day in the lower parts /. Hardy speleologists have penetrated with skin-diving units into the cavities filled with arm water / I. Holly /. It is to be hoped that their investigations will yield interesting contributions to our topic.

Mineral formations.

The minerals of the Buda caves are pyrite, marcasite, quartz and geyselite, limonite, goethite, calcite and its varieties / lublinit, montmilch, pisolites etc. /, dolomite, aragonite, baryte, gypsum, clay minerals and fluorite.

Pyrite. This mineral is very common and widely distributed in the Buda Mountains. Brummer has described from the lower quarry of the Mátyáshegy / where the opening of the cave is situated / hexahedra of pyrite from the limestone as well as cores of pyrite in limonite nodes. From a number of places the results of pyrite decomposition such as a goethite, yellow iron ochre and haematite are known. Limonite pseudomorphs showing octahedron-and-hexahedron combinations as well as pentagon dodecahedra were found. According to L. Jakucs, pyrite is deposited in the spring area of the Gellért Bath. On fresh air, pyrite is oxidized and the sulphuric acid thus formed brings about the decomposition of the rock.

Marcasite, as a hydrothermal mineral of low-temperature formation, is quite common in the fissures of the limestone. Its forms occur also on pseudomorphs of limonite or haematite. The cellular limonite of the Rókahegy cave / see below / was formed out of marcasite and it contains pseudomorphs, too.

Limonite. Amorphous, colloidal iron hydroxide is formed by oxidation of iron sulphides / pyrite, marcasite /. In our caves it is quite common in the form of nodes and knots more or less weathered out of the rock. Weathered, friable nodes and hard concretions, scoriac masses of limonite there occur. A yellow, smearable variety adhering to the hand is iron ochre. Limonite and iron ochre are widely distributed colouring substances of the limestone. On the walls of caves and on the formations contained by them, these materials cause vivid colourations.

The grey spots observed on the limestone of the Szemlőhegy cave contain ferric oxide and MnO, the dark incrustations on marls, ferric oxide as well as some MnO and V₂O₅ / as analysed by V. Tolnay in the Laboratory of the State Geological Institute /.

Goethite / rhombic iron hydroxide /. S. Koch has observed in the small cavities of Martinovics Hill an interesting mineral association. Among phenocrysts of yellow calcite scalenohedra there occurred small crystals of fluorite and needles of goethite of 0,3 to 0,6 millimetres length. The limestone fissures and small cavities of Martinovics Hill are renowned mineral-finding localities. Only few of them reach or even approach the size passable by man, so that they cannot be regarded as caves in the really sense of the word. — In the cellular limonite of the Rókahegy cave, DTA investigations have proved the presence of goethite / the graph was taken by Mrs. S. Rapp in the Laboratory of the State Geological Institute /.

Quartz. Phenocrysts of crystalline quartz are known exclusively from Martinovics

Hill, grown onto calcite crystals, from localities not situated in caves.

The amorphous silica sinter of light grey or yellow colour, *geyserite*, is quite common in our caves. Hydrothermal silicification is quite common in the entire mountain group: regionally, in extended spots, along structural lines and in spring funnels. Occurrences of silicified marl, dolomite, conglomerates and tectonic breccias are likewise known. In silicified Bryozoan marl / upper Eocene / even the finest details of the fossils are preserved. Some of the tunnels of the Mátyáshegy cave were subsequently filled by washed-in Bryozoan marl. Some of the substances classified as geyserite are presumably also redeposited marls. A number of precipitous rock forms of the mountains / rock towers, ridges / were formed by the differential weathering of local silicification products. In the interior of bodies of friable dolomite, there are also known silicified funnels.

Geyserite is known from the Pálvölgy, Bagyura, Ferenchegy, Mátyáshegy etc. caves. E. Brummer mentions from the lower quarry of the Mátyáshegy a baryte cemented by a silicified marl. D. Radó described from the Oerdöglyuk near Solymár a light grey silicic sediment. Furthermore, the Kecskehegy cavities / Budaörs / were expressly formed at the line of contact of silicified Bryozoan marl and silicified friable dolomite breccia.

Schafarzik and Vendl consider the high-temperature springs depositing silica, pyrite, baryte and fluorite to be older in geological age and at the same time to be characteristic of a deeper hydrothermal level than the ones of lower temperature, mainly depositing carbonate of calcium. J. Kerekes has put the temperature of formation of geyserite at almost 200 centigrades. It is beyond doubt that the silicic hydrothermal activity goes on since a long time in the Buda Mountains. In a number of places, the fissures filled by geyserite are older than the results of the main cave-forming process. Thus the mineral veins of the Mátyáshegy cave are considered by S. Jaskó to be Levantian, whereas he puts the hot-spring cave parts of the upper levels into the Pleistocene.

Calcite. This is the commonest mineral of our caves. It occurs in a number of varieties: in the form of phenocrysts, radial crystal aggregates and incrustations consisting of intergrown half-phenocrysts, massive vein fillings, pisolites, cauliflower-like pisolitic incrustations, calcite laths, lublinit, montmilch, dripstones, calcareous tuff. It also occurs in paramorphoses after aragonite. It is exceedingly rich in crystal forms and form combinations. The temperature interval of its formation is wide. In the caves of Martinovics Hill it occurs together with quartz and fluorite as a high-temperature hydrothermal mineral. There, it forms scalenohedra of several tens of centimetres size. To-day, in our inactive caves, it is precipitated in the form of dripstone, out of seeping cold waters. In the Pálvölgy cave, the paracrase pre-forming the hot-spring funnel intersects a crystal nest filled by an older calcite generation. In most of our caves there occur at least two generations of calcite, in dependence on tectonics, cavity formation and the genesis of other minerals. Several authors have described from the Buda mountains superposed generations of calcite / capped calcite etc. /.

Better or worse-developed phenocrysts of calcite are found in the Pálvölgy, Mátyáshegy, Rókahegy caves etc. S. Jaskó has described from the Mátyáshegy cave / Firemen's Branch / crystal casts consisting of a «calcareous mud» deposited in the interstices of the pointed ends of calcite crystals. There occur calcite phenocrysts on the walls of cave tunnels in the Rókahegy cave. There occur there translucent rounded calcite grains, too, sitting upon the «pisolite incrustations» as formations of continued growth.

In travertines formed out of the waters of hot springs, / Kiscell Plateau, Castle Hill /, there occur frequently spherules of radial-fibrous structure, consisting of concentric shells: pisolites. Some of them were originally of aragonite; these are paramorphoses of calcite after aragonite even now.

The most frequent, most widely known and most conspicuous formations of the hot spring caves of Buda are the many-fingered, coral- or cauliflower-like mineral

aggregates grown onto the cave walls. The individual protuberances of this formation end in rounded forms consisting of concentric shells of radial-fibrous structure. They are called cauliflower-, rose-, coral-, or berrydripstones, or in a manner rather widely spread in our special literature, likewise pisolites. No one of these names is appropriate. Although the formation is frequently resembling dripstone, sometimes being subsequently incrustated by dripstone formations, it is entirely different from dripstone, genetically as well as morphologically. It is likewise different from the pisolites formed in hot-spring funnels, because:

- true pisolites are formed in rapidly streaming water;
- the individual pisolite grains have to be unattached, free to move and rotate;
- the individual spherical shells are generally easy to separate.

The cauliflower- or grape-like formations of the caves were presumably formed out of standing or slowly moving water, growing upon an immovable basis, and the individual shells are hard to separate. They could eventually be called «cave pisolites» or «pisolite incrustations», or we could give perhaps a name reminding of the localities in Buda.

The pisolite incrustation generally covers the tunnel walls up to a given height, up to where the tunnel was filled with water at the time of deposition / cave lake /. The proportional development of the individual grains speaks against any too rapid streaming of the water. It is generally assumed that the formations consisted originally of aragonite, at least partly, so that in their present state they represent paramorphoses. In the Rókahegy cave and in the Zbrašov cave of Czechoslovakia it occurs in the presence of needle-shaped aragonite. This points to the possibility that the germs of precipitation could have been aragonite needles. Therefore, in some papers the aggregates of incrusting pisolites are named «aragonite». This is incorrect and misleading. Even if the occurrences of Buda should be either paramorphoses after aragonite, or not, to-day they consist nevertheless of calcite.

A dripstone incrustation consisting exclusively of spherical grains is insufficient to draw genetical conclusions. There are also cold-water formations, of similar appearance. Some of these are under formation even now / Demänova, Slovakia /. A similar feature is the so-called meadow pisolite, on the bottom of limestone fragments lying about on the surface.

The fissure funnels of the Ferenchegy and Szemlőhegy caves are to a certain level or entirely lined with cauliflower-shaped pisolite incrustations. In the Rókahegy cave a big funnel is lined with aggregates of palm to head size. Similar incrustations occur in the Mátyáshegy cave, in the Oerdöglyuk of Solymár and in a number of points of the closer and wider environment. The colour of this formation is originally white, but it can be coloured pale yellow, yellowish brown or reddish brown by iron compounds. On some specimens from the Rókahegy cave, traces of corrosion and a partial local re-precipitation are seen in the form of milky white lustreless spots of coarse touch upon the yellow pisolites. The substance of the white incrustations is likewise calcite.

The characteristic calcite laths and plates of the Szemlőhegy and Pálvölgy caves are presumably forms of calcium carbonate precipitated in membranes on the water surface. They are plates of about palm size and some millimetres thickness, consisting of layers of membrane thickness, or loosely cemented aggregates of fragments of such on the ceilings, walls and bottoms of cavities. They frequently resemble a pack of cards thrown together helter-skelter. It may be observed that the original thin membrane served as a center of precipitation only, being incrustated by concentric layers of identical substance. The incrustation covering the walls of the Szemlőhegy cave is frequently attached to knots of calciteplate fragments, thereby forming peculiar half-spherical or cushion-like shapes. The calcite plates also occur entwined, intergrown or below the aggregates of pisolite incrustations: they are of syngenetic formation. The calcite plates or at least their germs were formed on top of the water filling the cave, and sunk down from

there after having reached sufficient thickness, while the pisolite incrustations were formed underwater. Crystal membranes formed recently on the water surface are known from Demánova cave in Slovakia.

Lublinite, the fibrous modification of calcite elongated according to the rhombohedron pole axis, is frequent in the near-surface parts, upper halls and exit parts of the caves. The fibres of some millimetres / maximum one centimetre / length and some microns thickness form cotton-, wool- or felt-like aggregates. They are grown onto the cave walls or other minerals. In the cavities of the cellular limonite of the Rókahegy cave they form well-developed tufts. Lublinite also occurs in the Ferenchegy and Vöröspocsolyáshát caves etc.

As suggested by its modes of occurrence, this mineral is formed at a rather low temperature. It came to exist in the inactive phase of our caves. According to results by K. I. Szturókay, lublinite is a peculiar variety of calcite, the formation of which is due to the presence of certain foreign associate ions. According to his investigations on material from Aggtelek, strictly defined physico-chemical circumstances are just as necessary for the formation of lublinite as certain microbiological influences.

Montmilch or rock meal is a white smearable substance found on cave walls. It is of a high water content, forming small clods on drying / Szemlőhegy and Rókahegy caves /. The only microscopically recognizable constituent of the Rókahegy montmilch was lublinite.

Dripstone is a feature formed up to our days in our inactive caves. It is precipitated out of the cold water saturated with $\text{Ca}/\text{HCO}_3/2$ seeping through the cave walls. The usual morphological forms, stalactites, stalagmites, columns, incrustations, curtains / draperies /, tetrates are common. In the Szemlőhegy cave it forms crusts on pisolite incrustations. In the Rókahegy cave, long thin-walled «straw dripstones» are formed. Beside some smaller cavities disclosed by quarries, dripstone formation is significant only in the Pálvölgy, Bagyura and Oerdöglyuk caves.

Calcareous tuff is a widely distributed hot-spring deposit of our mountains. As was already mentioned, it sometimes surrounds primary caves. In the rest of the caves it is insignificant.

Aragonite, the rhombic modification of carbonate of calcium. Out of water above 70 centigrade temperature, carbonate of calcium is precipitated exclusively in the form of aragonite, while above 30 centigrades the precipitate consists only partly of aragonite. In the presence of foreign ions / e. g. Mg / or due to biological influences it may be formed at lower temperatures, too. Paramorphoses of calcite after aragonite are very frequent, as was already mentioned above. In the course of transformation into calcite, the volume of the substance is increased, whereby the mineral is sometimes pulverized. This transition was considered by L. Jakucs to explain the pulverization of friable dolomite as well as the development of some cave forms.

The distinguishing of aragonite from calcite may be performed by simple chemical means / Meigen and Feigl-Leitmeier reactions /. Investigating the carbonates of our caves by these means, it was found that the formations which have been preserved in the aragonite state up to now are scarce indeed. Gy. Kertai has described aragonite identified by crystallographical methods from the small cave of the Ueröm quarry, that was formed together with calcite. He set the temperature of formation of this aragonite at 50 to 70 centigrades. D. Radó described a similar formation from the Oerdöglyuk cave. A section of the walls of the Rókahegy cave is lined with aragonite needles occurring in bunches, about 5 centimetres long and 1 - 2 millimetres in diameter. Near the entry to the big funnel there occur aragonite needles of 1 - 2 centimetre length, sitting upon bases resembling needle cushions, of orange to pink hues. Below the «needle cushions» the limestone is intensely friable, crumbling. The needles give a definitely positive Feigl-Leitmeier reaction, while the upper part of the friable base

gives a poor reaction and the bottom part gives none. A similar formation is also known from the Szemlőhegy cave.

Dolomite. Hydrothermal dolomite crystals are known from the fissures of dolomite rock. E. Brummer has found in the cavity of a dripstone of the Remetehegy quarry some spherules consisting of minute dolomite crystals / pearl spar /.

Baryte is precipitated out of high-temperature thermal waters, even up to this day. In our caves it occurs generally in a flat tabular habit. L. Jugovics has described from form-rich crystals of the Rókahegy 12 forms and a number of form combinations. The mineral occurs in the Ferenchegy, Mátyáshegy, Rókahegy, Bagyura caves etc. Well-known localities are the small cavities in the upper quarry of the Mátyáshegy. It is throughout older than the calcium carbonate minerals, being sometimes cemented by a silicic or silicic-marly cement.

Gypsum occurs frequently in the form of massive microcrystalline incrustations and veneers and scattered grains / Szemlőhegy, Mátyáshegy, Rókahegy, Oerdöglyuk caves /. In the Mátyáshegy cave it forms rose-like aggregates of petal-shaped contorted crystals of 1 - 2 centimetre size. In the Rókahegy cave, it likewise forms contorted aggregates of some centimetre size. In the Szemlőhegy cave, there are dense aggregates of small crystal needles / «beard» /. Of these, some are distorted into a T shape. Gypsum also occurs on top of calcium carbonate minerals: it is coeval with or younger than these / upon pisolite incrustations, in the Szemlőhegy cave /. The massive incrustations can easily be separated from the cave walls, and the limestone is friable beneath.

Out of a pure saturated solution, anhydrite is formed above 63,5 centigrades and gypsum below. The presence of foreign ions shifts this limit downwards so that anhydrite is formed even at lower temperatures. On cooling, anhydrite turns into gypsum by taking in two molecules of crystal water, and undergoes thereby a volume increase of 60 per cent. The reason for the friable base rock, distorted crystals and the easy separation of the incrustations from the walls may be that the sulphate of calcium was originally precipitated in the form of anhydrite and turned into gypsum only later. This is corroborated by an interesting, hitherto unpublished observation of V. Panoš from the Szemlőhegy cave. Gypsum may be formed on the oxidation of iron sulphide, by the reaction with the sulphuric acid liberated thereby / scarce efflorescences of gypsum in the neighbourhood of limonite /. Sulphurous vapours may also lead to the formation of gypsum.

Clay minerals. In our caves, clayey fillings are quite common. These are, to a subordinate part, residues of weathering, while their bulk was imported from the outer world / by air or water /. Their mineralogical investigation is lacking as yet. Kaolinite is mentioned by G. Láng from the Bagyura cave.

Fluorite. The fluorite occurrence of Martinovics Hill is no cave mineral.

The description of a cave with characteristic crystal lining.

In september 1959, a new cave of hot-spring origin was disclosed by amateur speleologists on Róka Hill in Budapest. / Speleological Association of Customs Officers, headed by Gy. Szilvássy. / In spite of its small extension, the cave is a classical example of inactive hot spring caves. The topic of the present paper was called to my attention just by the findings in the Rókahegy cave. In the study of the cave, Gy. Szilvássy and J. Kincses have offered valuable help.

The cave was discovered in the course of the quarrying of upper Eocene Nummulites and Discocycline limestone. Its upper section was formed in the Eocene, its lower one in upper Triassic Dachstein limestone. Just like in the case of the rest of the hot-spring caves of the Buda-Pilis Mountains, the original discharge holes were filled up. In the wall of the quarry a filled-up ancient spring funnel is well visible up to the top of the wall. It is filled by detritus fallen in from upwards, by ascendent hydrothermal mineral detritus and by a locally formed white powdery lime sediment.

The cave consists essentially of a funnel and spherical alcove system of less, than

100 metres length. The funnel is steep, its last section, in a length of 34 metres, vertical. The lateral branchings-off are spherical alcoves of variable size.

The walls of the hall situated at the lower end, the main funnel and the entire funnel itself are lined by a mineral incrustation. Most frequent is the pisolite incrustation. The powder of the pisolites gives a weak Feigl-Leitmeier reaction which is nevertheless stronger than that of the calcite check sample. The pisolites were evidently deposited originally around aragonite needles, or could eventually have consisted originally of aragonite in their entirety and were recrystallized into calcite only later.

Aragonite occurs in needles of 1 to 5 centimetres length on the wall of one of the side funnels of the lower main cave, and elsewhere in the mentioned needle-cushion-like aggregates of microcrystalline base.

Another lateral funnel of similar position is covered by a layer of gypsum easily detached from its base. At the uppermost level of this funnel there occur many-fingered, needle-like and contorted gypsum figures. Gypsum occurs solely on the deeper levels of the cave; in the uppermost 25 metres it occurs throughout in connection with limonite, where the limestone has neutralized the sulphuric acid formed by pyrite decomposition.

Above the main funnel there occurs baryte in crystals of several millimetres size.

Calcite is found as a fissure filling, sitting on the walls below other formations, as well as in the shape of phenocrysts. On the grains of pisolite incrustations, there occur as features of continued growth translucent rounded calcite grains with corrugated cleavage surfaces.

Along joints and in nodes, frequently jutting out ridge-like from the rock, knots of cellular limonite are found. The cellular cavities are 1 to 2 centimetres in size, angular, sometimes of regular rectangular shape. Limonite likewise occurs in pseudomorphs after marcasite. It consists of colloidal iron hydroxide and partly of crystalline goethite. / It has been analyzed in the Laboratory of the State Geological Institute, chemically by L. Jankovits and by the DTA method by Mrs. S. Rapp. / In the fissures of the Eocene limestone low-thermal marcasite was deposited. Later on, this was oxidized to limonite. The sulphuric acid formed thereby was bound in the form of gypsum. In the course of the dissolution of the bits of limestone surrounded by the mineral veins the mineral aggregate has obtained a cellular structure. In the course of alteration the limonite has partly retained the external shape of marcasite. Limonite has subsequently crystallized into goethite locally.

In the cellular cavities of limonite and on the walls of some of the spherical alcoves of higher position there occur aggregates of lublinitite. It is also found in the form of a smearable layer, montmilch. To-day, some dripstone formation also occurs.

Marcasite is older than the development of the cave. Baryte, the older calcite generation, aragonite and the pisolite incrustations are the results of the hot-spring activity, about in the above-mentioned sequence, if not simultaneously. Younger calcite, lublinitite and dripstone are younger than the thermal minerals. / I should like to point out that there is also an older dripstone generation which is overlain, evidently in the last phase of hot-spring activity, by a pisolite incrustation. /

The cave itself corresponds in its features as well as in its level to the large hot-spring caves of Budapest. Its exit is situated at about 240 metres above the sea. Together with the large caves, it is a late Pliocene - early Pleistocene formation; in the great interglacial, it must already have become inactive.

The cave is situated about 1260 metres north of the Árpád Bath of Csillaghegy, and the thermal spring of Rómaifürdő is likewise situated along this line. Consequently, the three features are in a tectonical connection.

Final remarks.

The hot spring caves of the Buda environment were isolated from the surface.

Only the Oerdöglyuk cave has yielded a palaeontological and archaeological material of peculiar circumstances of conservation. The purpose of our studies was just to shed, in the lack of the appropriate palaeontological data by morphological and mineralogical considerations some light upon the individual phases of cave development. If it becomes possible to establish the chronology of our hot-spring caves, the knowledge of the young evolution history of the entire mountain group will be furthered by a significant step.

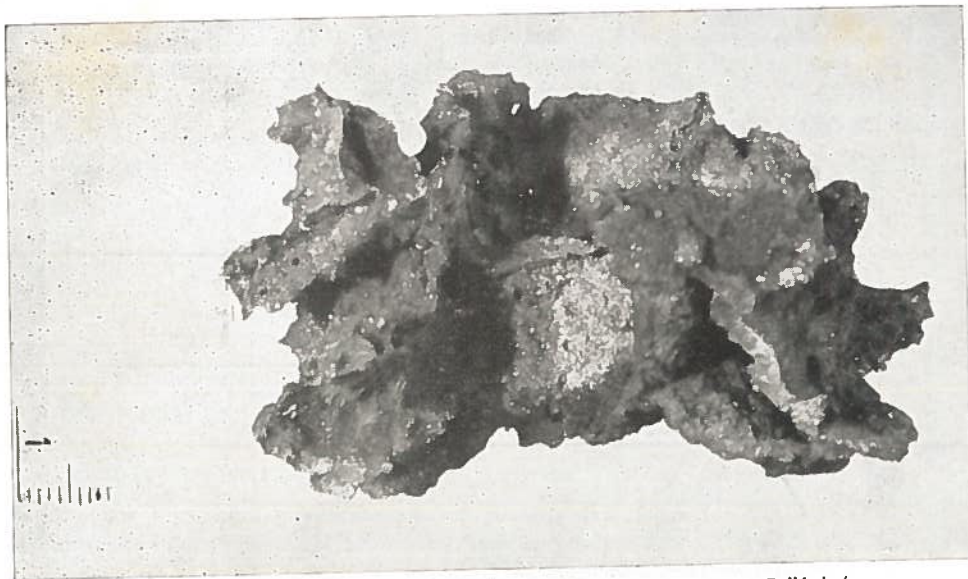
A detail necessitating some interesting special investigations is the luminescence of our cave minerals. We have, in the company of I. Vörös and J. Palánkai, observed some intense luminescence, varying in intensity even within one and the same mineral species, on gypsum, calcite and dripstone. The problem will necessitate some further research.

References

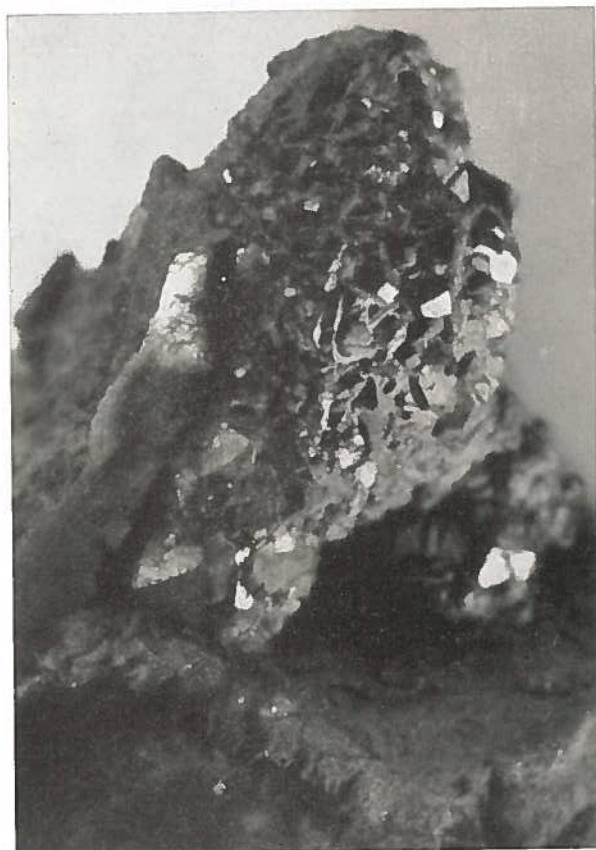
1. BARISS M.: Kutatások és kiegészítő mérések a Mátyáshegyi Barlangban / Research and supplementary measurements in the Mátyáshegy cave /, Földrajzi Értesítő, III/2, 1954, p. 399.
2. BERTALAN K.: A Budai hegyek... / The Buda Mountains... /. Turisták Lapja, LVI/9, 1944, p. 160.
3. BERTALAN K.: The register of Hungarian caves / manuscript /.
4. BIDLÓ G.: Balatoni aragonit-kiválás / Deposition of aragonite in Lake Balaton /, Földtani Közlöny, XC/2, 1960, p. 224. / With German summary /.
5. BORBÁS I.: A Szépvölgy és barlangjai morfológiája / The morphology of the Szépvölgy valley and its caves /. Barlangvilág, 1934, IV/3-4, p. 25.
6. BRUMMER E.: Mátyáshegyi kövejtők ásványairól / On the minerals of the Mátyáshegy quarries /, Földtani Értesítő, I/2, 1936, p. 52.
7. BRUMMER E.: A Szépvölgyi kövejtők ásványai / The minerals of the Szépvölgy quarries /. Földtani Értesítő, I/3, 4, 1936, p. 92, 111.
8. CHOLNKY J.: Presidential address to the 53. general assembly of the Hungarian Geographical Society in 1925. Földrajzi Közlemények, LIII, 1925, p. 141.
9. CRAMER, H.: Einige Beiträge zur Geologie und Morphologie ungarischer Karstgebiete. Mitteilungen für Höhlen- und Karstforschung, Berlin, 1929.
10. HOLLY I.: Malomtavi barlang / The Malomtavi cave /, Karszt-és Barlangkutatási Tájékoztató, Jan-Feb. 1960, p. 42.
11. HORUSITZKY H.: Budapest dunajobbparti részének / Budának / hidrogeológiája / The hydrogeology of the right-bank part / Buda / of Budapest /. Hidrológiai Közlöny, 1938 / In Hungarian and German /.
12. JAKUCS L. - VENKOVITS I.: A Sátorköpuszti barlang felfedezésének bejelentése / Report on the discovery of the Sátorköpuszta cave /. Földtani Közlöny, 1947.
13. JAKUCS L.: A hévforrásos barlangkeletkezés / On hot-spring cave genesis /. Hidrológiai Közlöny, XXVIII/1-4, 1948, p. 53. / With English summary /.
14. JAKUCS L.: A dolomitporlódás kérdése a Budai-hegységben / The problem of pulverization of dolomite in the Buda Mountains /. Földtani Közlöny, LXXX/10-12, 1950, p. 361. / With summaries in Russian and French /.

15. JASKÓ S.: A Ferenchegy-i barlang / The Ferenchegy cave /. Földtani Értesítő, I/1, 1936, p. 20.
16. JASKÓ S.: A pálvölgy-rózsadombi barlangvidék / The cave region of the Pálvölgy and Rózsadomb /. Természettudományi Közlöny, LXVIII, 1936, p. 243.
17. JASKÓ S.: A Mátyáshegyi barlang / The Mátyáshegy cave /. A M. Áll. Földtani Int. Évi Jelentései, B / Beszámoló a vitaülésekről, X, 1948, p. 131. / With English summary /.
18. JUGOVICS L.: Rókahegyi baryt / Baryte from the Rókahegy /, Ann. Musei Nat. Hung. X., 1912, p. 593.
19. KADIĆ O.: A Szemlőhegyi barlang / The Szemlőhegy cave /. MÁFI Évi Jel., 1961, p. 21.
20. KERÉKES J.: Morfológiai adatok a Budai-hegység kialakulásához / Morphological data to the development of the Buda Mountains /. Hidrológiai Közlöny, 1938, p. 494.
21. KERÉKES J.: A budakörnyéki hévizes barlangokról / On the hot-spring caves of the Buda environment /, Földrajzi Zsebkönyv, 1944, p. 21.
22. KERTAI Gy.: Hidrotermális aragonit andezitből és mészkőből / Hydrothermal aragonite from andesite and limestone /. Földtani Közlöny, LXV, 1935, p. 354. / In German, with Hungarian summary /.
23. KESSLER H.: Barlangok mélyén / In the depth of caves /. Franklin Társ. Publishers, Budapest, without year.
24. KOCH A.: A csobánkai és solymári barlangok / The Csobánka and Solymár caves /. Földtani Közlöny, I, 1871, p. 97.
25. KRIVÁN P.: Mezozoos karsztosodási és karsztlefedési szakaszok, alsóbartoni sziklásparthi jelenségek a Budai Hegységben. A szubgresszió fogalma. / Periods of Mesozoic karst development and burial, lower Bartonian cliff shore phenomena in the Buda Mountains; the concept of subgression /. Földtani Közlöny, LXXXIX/4, 1959, p. 393. / With French summary /.
26. LÁNG G.: A Pálvölgyi-köveztető kisebb barlangjai / The smaller caves of the Pálvölgy quarry /. Karszt- és Barlangkutatói Tájékoztató, 1957, July-December, p. 31.
27. LÁNG S.: Karsztjelenségek a Budai-hegységben / Karst phenomena in the Buda Mountains /, in the book «Budapest természeti képe» / The natural aspect of Budapest /, 1958, Budapest, Publishers of the Hungarian Academy of Sciences, p. 152.
28. LEÉL-OESSY S.: A Budai-hegység barlangjai / The caves of the Buda Mountains /, Földrajzi Értesítő, VI/2, 1957, p. 155.
29. MAURITZ B.: Budapest környékének kőzetei és ásványai / The rocks and minerals of the Budapest environment /. «Budapest természeti képe» / The natural aspect of Budapest /, see ref. 27, p. 119.
30. PALÁNKAI J.: 52 nap a szemlőhegyi Kadić-barlangban / 52 days in the Kadić Cave on Szemlőhegy /. Karszt- és Barlangkutatói Tájékoztató, Oct. 1959, p. 15.
31. PANOŠ V.: A Budai hegység hévforrásos karsztja és különleges lerakódásai / The hot-spring karst and special deposits of the Buda Mountains /. Manuscript.
32. PAPP F.: The warm medicinal springs of Budapest / Budapest meleg gyógyforrásai /, Budapest, 1942.
33. PÁVAI-VAJNA F.: A forró oldatok és gőzök-gázok szerepe a barlangképződésben

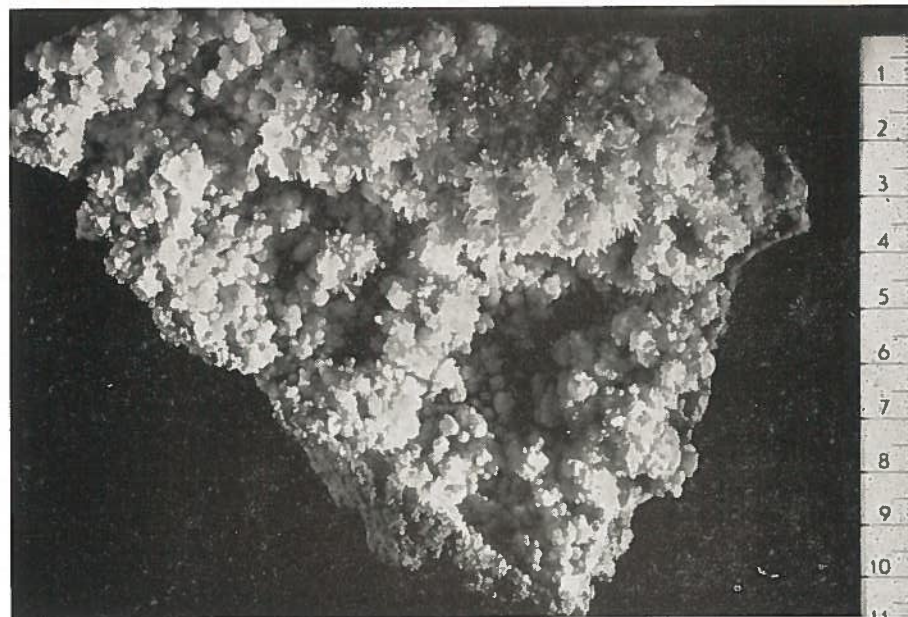
- / The role of hot solutions, vapours and gases in the formation of caves /. Hidrológiai Közlöny, X, 1930, p. 115.
34. PÁVAI-VAJNA F.: Gondolatok a Hidrológiai Közlöny 1948. évi 1-4 számával kapcsolatban / Some thoughts relating to the 1-4. number of the 1948. volume of Hidrológiai Közlöny /. Hidrológiai Közlöny XXIX, 1949, p. 123.
35. PÉCSI M.: (The development and geomorphology of the Danube-valley in Hungary. Budapest, 1959. Publisher of the Hungarian Academy of Science). A magyarországi Duna-völgy kialakulása és felszínalakítása.
37. RADÓ D.: A Ferenchegy-i barlang / The Ferenchegy cave /. Földrajzi Értesítő, III/1, 1954, p. 81.
38. RADÓ D.: Karsztmorfológiai vizsgálatok a solymári Oerdöglyuk-barlangban és környékén / Karst morphological investigations in and around the Oerdöglyuk cave of Solymár /. Földrajzi Értesítő, III/3, 1954, p. 604.
39. SCHAFARZIK F.: Visszapillantás a budai hévforrások fejlődéstörténetére / A glimpse into the past of the hot springs of Buda /. Hidrológiai Közlöny, I, 1921 (1928), p. 9 / with German summary /.
40. SCHERF E.: Hévforrások okozta kőzetelváltozások / hidrotermális kőzetmetamorfózis / a Buda-Pilis hegységben / Rock alteration due to thermal springs // hydrothermal metamorphism // in the Buda-Pilis Mountains / Hidrológiai Közlöny, II, 1922/1928, p. 19 / with German summary /.
41. SCHRÉTER Z.: Harmadkori és pleisztocén hévforrások tevékenységének nyomai a Budai hegyekben / Traces of Tertiary and Pleistocene hot spring activity in the Buda Mountains /. M. K. Földtani Int. Évkönyve, 1911/1912, XIX/5, p. 181.
42. SZENTIVÁNYI F.: Termális gipsz előfordulása a Szemlőhegyi barlangban / The occurrence of thermal gypsum in the Szemlőhegy cave /. Pótfüzetek a Természettudományi Közlönyhöz, LXIV, 1932, p. 87.
43. SZILVÁSSY Gy.: Megtalálták a Rómaifürdő ősforrását a Budapesti Vámör Egyesület barlangkutatói / Discovery of the ancient spring of Római Bath by the Speleological Association of Customs Officers /. Karszt- és Barlangkutatói Tájékoztató, 1959, october, p. 18.
44. SZILVÁSSY Gy.: A rókahegyi új barlang / The new cave on Rókahegy /, Karszt- és Barlangkutatói Tájékoztató, May 1960, p. 210. / With German summary /.
45. SZTRÓKAY K.I.: Ásványtani megfigyelések az Aggteleki cseppkőbarlangból / Mineralogical observations from the Aggtelek Cave /, Földtani Közlöny, LXXXIX/3, 1959, p. 280. / With German summary /.
46. VADÁSZ E.: Magyarország földtana / The geology of Hungary /, Publishers of the Hungarian Academy of Science, Budapest, 1953.
47. VENKOVITS I.: Adatok a dorogi mezozoos alaphegység szerkezetével kapcsolatos üregekhez és vízjáratokhoz / The cavities of the Mesozoic near Dorog /. Hidrológiai Közlöny, XXIX, 1949, p. 160.
48. VÉRTES L.: A Solymári-barlang rétegviszonyairól / On the stratigraphical relations of the Solymár cave /. Földtani Közlöny, LXXX/4-6, 1950, p. 199.
49. Magyarország ásvány- és gyógyvizei / Mineral and medicinal waters of Hungary. Budapest, 1957, Publishers of the Hungarian Academy of Science.



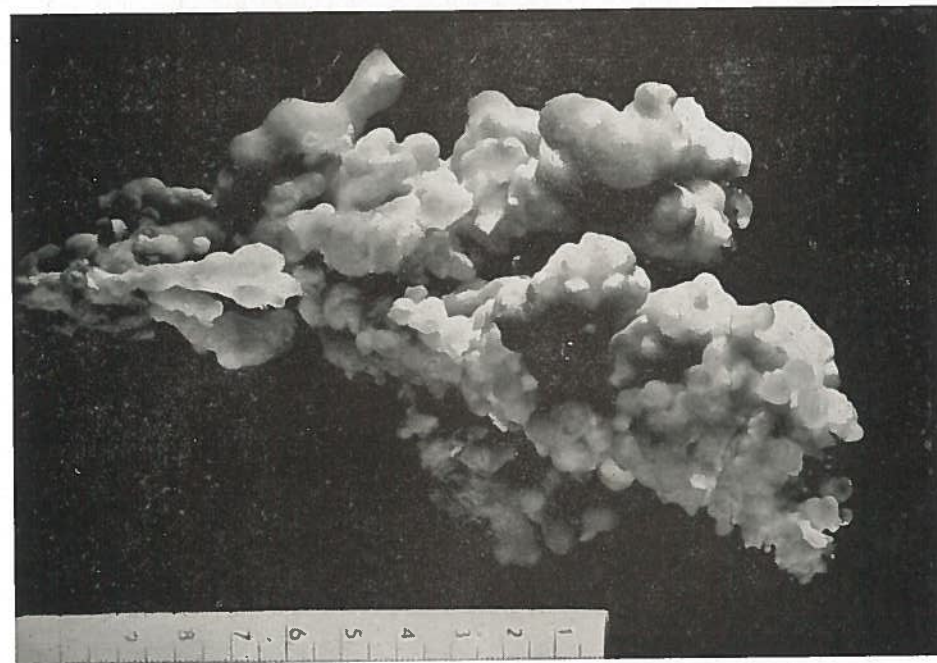
1./ Celluler limonite. Rókahegy cave. / Photographed by Mrs. M. Pellérdy/.



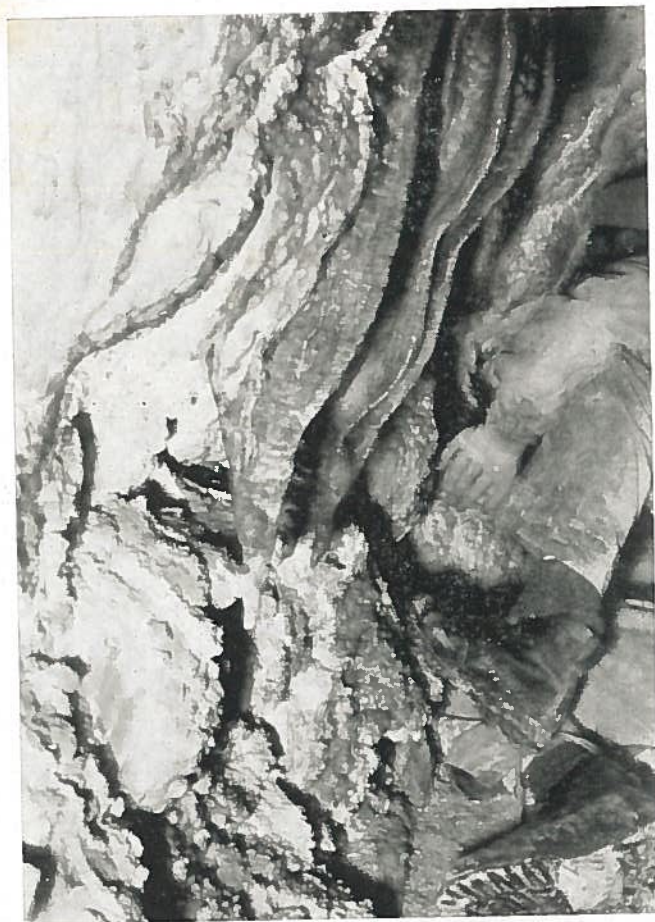
2./ Limonite, pseudomorphs after marcasite. / One pseudomorph is about 0,5-1 mm in diameter /. Rókahegy cave. / Photographed by Mrs. M. Pellérdy /.



3./ Pisolite incrustation / consisting of calcite / and aragonite needles / partly paramorphs after calcite /. Rókahegy cave. / Photographed by Mrs. M. Pellérdy /.



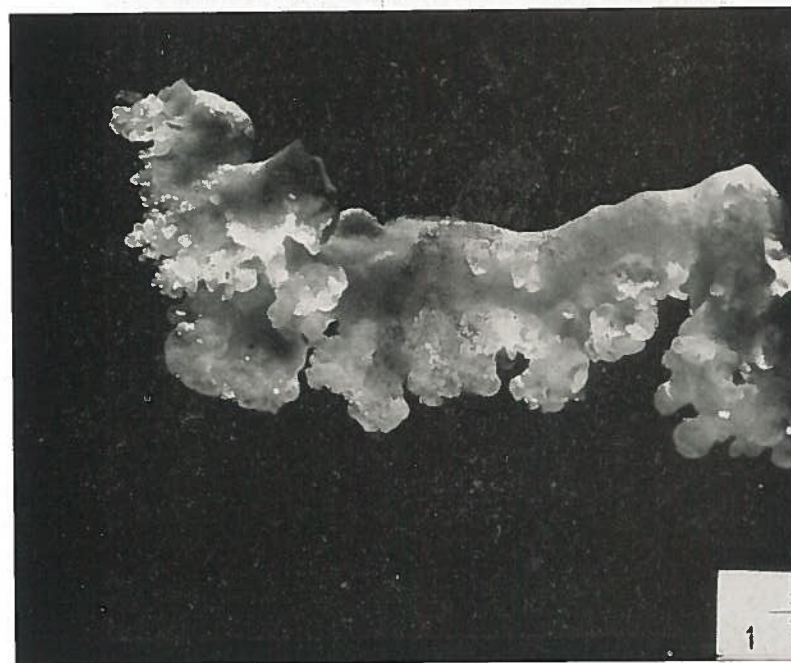
4./ Pisolite incrustation. Rókahegy cave. / Photographed by Mrs. M. Pellérdy /.



5./ Dripstone-curtains and pisolite incrustation. Szemlőhegy cave.
/ Photographed by I. Vörös /.



6./ Dripstone, which totally coated the pisolite incrustation. Szemlőhegy cave.
/ Photographed by I. Vörös /.



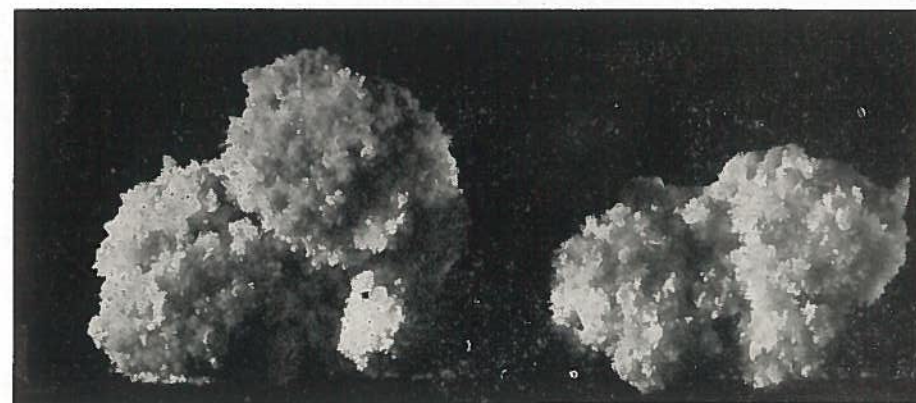
7./ Pisolite incrustation on dripstone, with translucent calcite grains as features of continued growth. Rókahegy cave.
/ Photographed by Mrs. M. Pellérdy /.



8./ Aragonite needles. Rókahegy cave. / Photographed by Mrs. M. Pellérdy /.



9./ Aragonite needles. Rókahegy cave. / Photographed by Mrs. M. Pellérdy /.



10./ Aragonite « needle cushions » with calcite base. Rókahegy cave. / Photographed by Mrs. M. Pellérdy /.



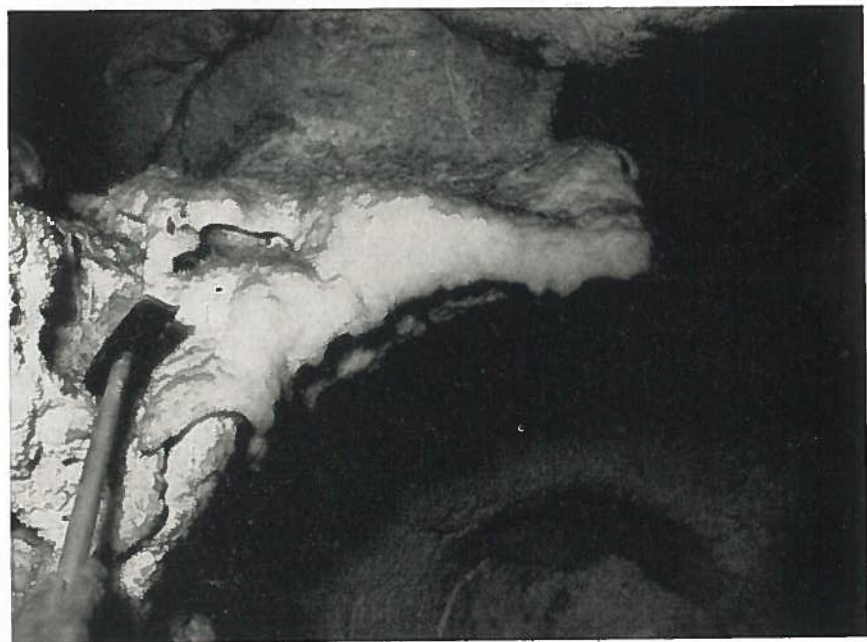
11./ Baryte / with tabular habit /. Rókahegy cave. Photographed by Mrs. M. Pellérdy /.



12./ Gypsum crystal-aggregations. Rókahegy cave. / Photographed by Mrs. M. Pellérdy /.



13./ Gypsum « beard » with deformed needles of 3-5 mm. Szemlőhegy cave. / Photographed by Mrs. M. Pellérdy /.



14./ Massive gypsum incrustation, separated from the rock. Below: little spherical alcove. Szemlőhegy cave. / Photographed by I. Vörös /.

FRIDTJOF BAUER (Wien)
 SEDIMENTATION UND KONVAKUATIONSERWEITERUNG
 IN AUFSTEIGENDEN SIPHONSTRECKEN

Die Grösse der von fließendem Wasser transportierten Sandkörner und Gerölle hängt von folgenden Faktoren ab:

- a) Strömungsgeschwindigkeit des Wassers,
- b) Neigung und Gestalt der Fläche über welche der Transport erfolgt,
- c) Dichte und Form des transportierten Materials.

In röhrenförmigen, von Wasser zur Gänze erfüllten Fluss-Strecken ist die Fließgeschwindigkeit eine Funktion von Durchflussmenge des Wassers pro Zeiteinheit und Grösse des Röhrenquerschnittes.

In der Folge sollen die Verhältnisse des Transportes von Sand durch eine Siphonstrecke unter folgenden gedanklichen Modellbedingungen untersucht werden:

1. Die gesamte Gangstrecke hat den gleichen kreisförmigen Querschnitt und bildet einen Siphon (siehe Fig. 1).

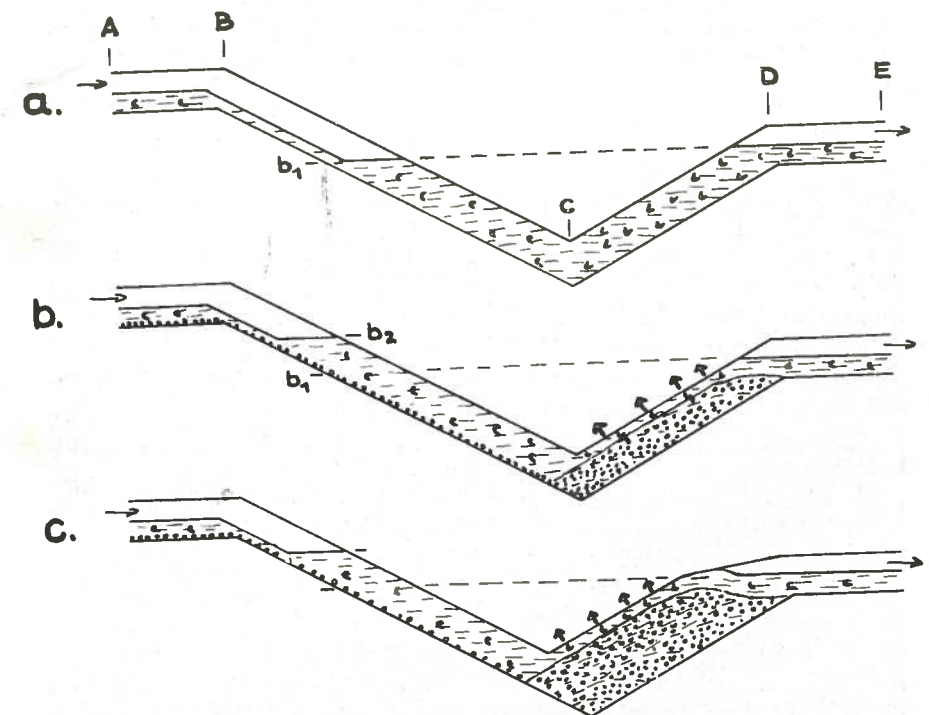


Fig. 1 - a. Durchflutung eines Siphons ohne Sandtransport. An den überspülten Wänden bilden sich Fließfazetten (durch Häkchen-Signatur angedeutet).

b. Wenn vom Höhlenfluss Sand mitgebracht wird, erfolgt im aufsteigenden Siphonast CD eine Sedimentation unter gleichzeitigem Rückstau im absteigenden Ast BC von b_1 zu b_2 .

c. Ausweitung der Konvakuation des aufsteigenden Astes CD nach oben.

(Nähere Erläuterungen im Text.)

2. Die Durchflussmenge des Wassers ist konstant. Der horizontale Teil wird nur zur Hälfte von Wasser erfüllt.
3. Vom Wasser wird Sand mit einer gleichmässigen Körnung mitgeführt.
4. Die Korngrösse des Sandes entspricht der Transportfähigkeit des Wassers bei gegebener Geschwindigkeit in den horizontalen Gangstrecken.

Der vom Wasser mitgeführte Sand wird im gegebenen Fall bis zum Punkt b_1 transportiert. In Punkt b_1 tritt eine Verminderung der Fliessgeschwindigkeit ein, da nunmehr der gesamte Gangquerschnitt des absteigenden Siphonastes von Wasser erfüllt ist. Der Sand wird jedoch auch über diese Strecke hinweg bis zum tiefsten Punkt des Siphons (C) befördert werden, wenn die Neigung stark genug ist, welcher Fall im vorliegenden Beispiel der Einfachheit halber angenommen worden ist. Im aufsteigenden Siphonast C D muss jedoch der Sand aufwärts bewegt werden. Hierfür ist ein grösserer Kraftaufwand nötig, als für den Transport über horizontale Strecken. Der auf der horizontalen Strecke A B (nach den angeführten Bedingungen dieses gedanklichen Modellversuches) vom dort doppelt so rasch fliessenden Wasser gerade noch mitbewegte Sand wird in C D also jedenfalls sedimentiert, wobei die Ablagerung von unten nach oben fortschreitet. Dadurch entsteht hier eine Verkleinerung des durchflossenen Querschnittes, wodurch der Fliesswiderstand erhöht wird. Dies hat sowohl einen Rückstau von b_1 zu b_2 im absteigenden Ast und damit einen Druckanstieg im unteren Siphonknick, wie auch eine Erhöhung der Fliessgeschwindigkeit im aufsteigenden Ast C D zur Folge. Durch die laufende Querschnittsverengung in C D und den damit Hand in Hand gehenden Rückstau in B C erreicht die Fliessgeschwindigkeit im aufsteigenden Ast C D schliesslich einen Betrag, welcher die Aufwärtsbewegung des Sandes über diese Strecke ermöglicht. In diesem Fall ist dort keine weitere Sedimentation mehr möglich, wie aber auch kein Abbau der bereits abgelagerten Sande (die Bedingungen dieses Modellversuches vorausgesetzt) stattfinden kann.

Im aufsteigenden Ast C D herrschen nun gegenüber den übrigen Höhlenstrecken vollständig andere Bedingungen: Die Fliessgeschwindigkeit ist bei verkleinertem Lumen erhöht und die Felssohle ist durch die Sandablagerungen vor weiterer Erosion (und auch Korrosion) geschützt. Die Wirkung der hier verstärkten raumerweiternden Kräfte ist unter diesen Bedingungen daher auf die oberen Teile der Konvakuatation beschränkt. Die Folge dieser Entwicklung wird also bei gleichbleibendem (verringertem) Durchflussquerschnitt eine Ausweitung der Konvakuatation nach oben hin sein, mit welcher eine weitere Sandablagerung über der Sohle Hand in Hand geht.

Wenn die Durchflutung dieser Gangstrecke in späteren Zeiten durch äussere Umstände (Heraushebung des Karstmassivs über den Vorfluter und Schaffung tiefer gelegener Karstwasserläufe) unterbrochen wird, können über neu geschaffene vertikale (sekundäre) Gangstrecken, wie sie vielfach die über dem Karstwasserspiegel liegenden Teile eines Karstmassives kennzeichnen, die Sandablagerungen der ehemaligen aufsteigenden Siphonstrecke C D ausgeräumt werden. Die damit freigelegten grosslumigen Gangstrecken stehen dann in keinem Verhältnis zu den übrigen Gangteilen und lassen sich, wenn man sie in ihrer nunmehr vorliegenden (ausgeräumten) Form betrachtet, scheinbar in keine genetische Beziehung zum gesamten Höhlensystem bringen.

Ein Höhlenteil, dessen Ausweitung nach dieser Art gedeutet werden kann, liegt in der Dachstein-Mammuthöhle (Obertraun, Oberösterreich) vor. Das gesamte Dachsteinmassiv mit einer Fläche von über 400 km² ist aus triassischem Dachsteinkalk aufgebaut (Fig. 2). Im Tertiär wurden auf den grossen Plateauflächen von aus dem Gebiet der heutigen Zentralalpen kommenden Flüssen Kristallinschotter (sogenannte « Augensteine ») abgelagert. Jungtertiäre Hebungen des Massivs hatten danach eine tiefgreifende Verkarstung zur Folge. Die früher über die Plateauflächen gehende Entwässerung wurde unterbrochen und (zumindest teilweise) durch Höhlenflüsse ersetzt, welche bis über 600 m unter den Plateauflächen gelegen haben. In diesen Höhlenstrecken finden sich als

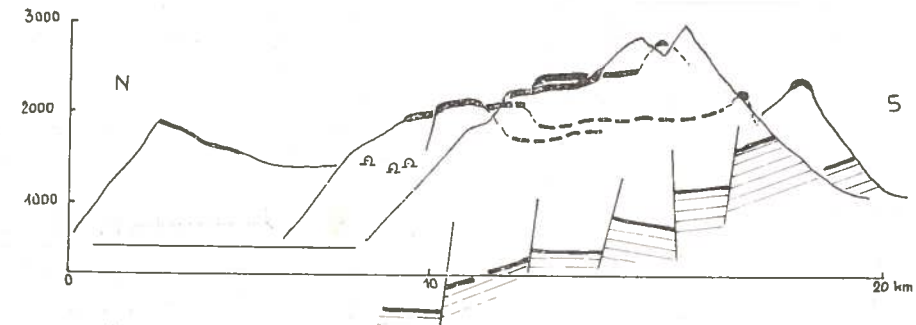


Fig. 2 - Schematischer (überhöhter) Querschnitt durch das Dachsteinmassiv. Die dicken Linien bezeichnen die tertiären Plateauflächen mit den alten Augensteinlagern. Nach Hebung des Gebirges nahmen die aus dem Süden aus dem Bereich der heutigen Zentralalpen kommenden Flüsse ihren Weg zum Teil über die angedeuteten Höhlenstrecken. Das heutige Talniveau (Spiegel des Hallstättersees) ist durch die horizontale Linie links unten bezeichnet. Die undurchlässige Unterlage des verkarsteten Dachsteinkalk-Massivs ist schraffiert eingezeichnet.

deutlicher Hinweis auf eine gleichsinnige Durchflutung Fliessfazetten (Bauer 1954). Diese Höhlenflüsse brachten ebenfalls Sande und Schotter aus den Zentralalpen mit, doch unterscheiden sich diese, wie Schwermineraluntersuchungen ergeben haben, eindeutig von den alten Kristallinschottern des Plateaus. (Eine Einschwemmung von alten Plateauschottern und -sanden in die Höhlen ist zwar möglich, doch können die davon stammenden Höhlensedimente von den jüngeren Sedimenten des Höhlenflusses schwermineralologisch klar unterschieden werden.)

In der Dachstein-Mammuthöhle ist die sogenannte « Paläotraun » eine von Osten nach Westen 10° ansteigende Höhlenstrecke mit einem durchschnittlichen Querschnitt von 100 m² (Fig. 3). Fliessfazetten an den Wänden weisen darauf hin, dass die Durchflutung von Osten nach Westen, also aufsteigend erfolgt ist. Der Name « Paläotraun » wurde dieser Gangstrecke von den ersten Erforschern gegeben, da sie in diesem Höhlensystem einen Vorläufer des heutigen, 800 m tiefer im Talgrunde fliessenden Traunflusses sahen. Auf Grund der heute vorliegenden Höhlenquerschnitte und der Grösse der dort aufgefundenen Kristallingerölle wurden auch die Wassermengen berechnet, welche das System der Dachstein-Mammuthöhle durchflossen haben sollen. So gelangte Bock zur Annahme einer Wasserführung von 1500 bis 3000 m³/sek, wozu ein Einzugsbereich einer Grössenordnung von 30.000 bis 60.000 qkm erforderlich wäre (Bock-Lahner-Gaunersdorfer 1913). Eine Durchflutung in dieser Grössenordnung ist aber keinesfalls möglich, da ein so ausgedehntes Einzugsgebiet im vorliegenden Falle nicht angenommen werden kann und die bekannten Gangstrecken der Mammuthöhle zweifellos nur einen (zufällig bekannten) Teil vieler Höhlenstrecken darstellen, die gleichzeitig durchflossen waren. Ausserdem ist es auffallend, dass gerade eine ansteigende Gangstrecke (wie die « Paläotraun ») eine Querschnittsgrösse aufweist, welche jene der meisten anderen (durch den Höhlenfluss geformten) Gänge übertrifft. Die Formung der Wände der « Paläotraun » durch fliessendes Wasser ist aber durch die Fliessfazetten belegt.

Auf diese Fliessfazetten sind Kristallinsande von einer Zusammensetzung, die für die alten Höhlenflusssedimente charakteristisch ist, angekittet. Das Bindemittel ist rein kalkig und sehr hart. Die Tatsache, dass eine solche Art von Kalkausscheidungen in jüngeren (eiszeitlichen) Sedimenten dieser Höhlenteile nicht nachzuweisen ist, spricht für eine prädiluviale Verkittung, womit eine allfällige eiszeitliche Einschwemmung der Sande aus höheren Höhlenteilen unwahrscheinlich erscheint. Diese Sande sind daher nach den bisherigen Erfahrungen als Reste des vom Höhlenfluss abgelagerten Sandes anzusprechen.

Die aufwärts gerichtete Durchflutung des überaus grossen Querschnittes der « Paläotraun » muss aber zumindest eine merkbare Geschwindigkeit erreicht haben, um die Fliessfazetten bilden zu können. Zum Transport von Sanden und Geröll durch aufsteigende Höhlenstrecken sind jedoch zweifellos noch weitaus grössere Fliessgeschwindigkeiten erforderlich, als zur Bildung von Fliessfazetten. Andererseits ist aber eine vollständige Durchflutung des gesamten Querschnittes (Konvakuation) bei stärkerer Geschwindigkeit auf Grund der obigen Überlegungen nicht denkbar. Dies führt zur Annahme, dass die Ausweitung der « Paläotraun » nach einem Mechanismus vor sich gegangen ist, wie er im ersten Abschnitt für aufsteigende Syphonäste abgeleitet wurde. Die Entwicklung dieser Gangstrecke kann daher in folgender Art erklärt werden:

1. Anlage des Höhlensystems mit der Paläotraun als Teil eines unterirdischen Flussnetzes, welches von aus dem Gebiet der heutigen Zentralalpen kommenden Wässern durchflutet wird.

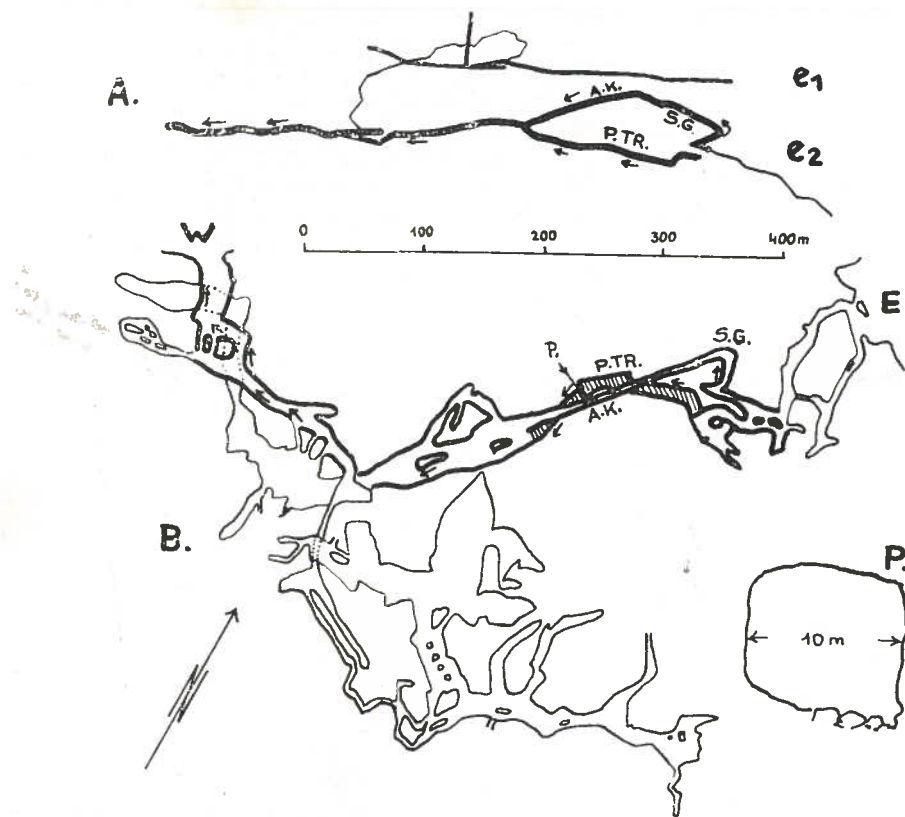


Fig. 3 - Alte Höhlenfluss-Strecken in der Dachstein-Mammothhöhle. A. Aufriss; B. Grundriss. Zur Darstellung gelangten die Hauptgänge des Höhlensystems. Die alten Höhlenflussläufe sind stark ausgezogen. Vorkommen von Fliessfazetten sind durch Pfeile angezeichnet.

e₁ ist ein älteres (höheres) Niveau, in welchem sich keine direkten Anzeichen einer ehemaligen Durchflutung finden, e₂ ist das Niveau der Hauptgangstrecken mit deutlichen Durchflutungsmerkmalen. W: Westeingang, E: Osteingang.

P. TR.: Paläotraun (im Grundriss schraffiert als aufsteigender Syphonast. Der Schmetterlingsgang (S.G.) war ebenfalls eine aufsteigende Syphonstrecke (jedoch mit weitaus geringerem Lumen als die Paläotraun), welche über die Arkadenkluft (A.K.) an die Hauptfluss-Strecke Anschluss fand. P.: Querschnitt durch die Paläotraun im Punkt P. des Grundrisses (Blick gegen Nord/osten).

2. Gleichzeitig damit Einbringung von zentralalpinen Schottern und Sanden, welche besonders in den Syphonstrecken teilweise abgelagert werden.
3. Da die Sohle der aufsteigenden Syphonäste durch die abgelagerten Sedimente einem weiteren Angriff durch das fliessende Wasser entzogen wird, erfolgt die Raumaufweitung im Deckenbereich: Raumerweiterung nach oben und Sedimentation an der Sohle erfolgen somit gleichzeitig. An den jeweils direkt vom Wasser überflossenen Felsflächen bilden sich Fliessfazetten. (In diesem natürlichen Fall ist die Durchflussmenge und damit die Durchflussgeschwindigkeit nicht konstant, sondern schwankt je nach den im Einzugsgebiet fallenden Niederschlagsmengen. Der Höhlenfluss wird daher bei grossen Durchflussmengen grössere Gerölle herantransportieren können, während bei kleineren Durchflussmengen nur Material entsprechend kleinerer Körnung herangebracht werden kann. Im aufsteigenden Syphonast wird bei schwächerer Durchflutung das noch freie Lumen weitgehend durch feinere Körnungen aufgefüllt, in Perioden stärkerer Durchflutung wird dieses Feinmaterial zum Teil wieder ausgeräumt unter gleichzeitiger Ablagerung gröberer Körnungen. Bei darauf folgender schwächerer Durchflutung erfolgt dann wieder eine Auffüllung mit Feinmaterial usw. Die Tendenz zur Sedimentation auf der Sohle und der Raumaufweitung nach oben bleibt jedoch trotz einer Schwankung der Dicke der Sedimentschicht in allen Fällen bestehen).
4. Durch die jungtertiären Hebungen des Alpenkörpers werden diese Flusshöhlensysteme ausser Funktion gesetzt. Ueber neugebildete tiefere Höhlenstrecken, die nunmehr die Entwässerung übernehmen, werden die alten Flusssedimente ausgeschwemmt, wodurch der Konvakuationsraum des ehemaligen aufsteigenden Syphonastes in seiner gesamten Grösse frei wird. An vereinzelten Stellen zeugen Fliessfazetten und an die Wände angesinterte Sande von der früheren Funktion dieses Gangteiles als aufsteigendem Syphonast und der damit verbundenen Dynamik von Sedimentation und Raumaufweitung.

LITERATUR:

- BAUER, F.: Zur Paläohydrographie des Dachsteinstockes. Die Höhle, 5. Jg., H. 3/4, S. 46-49, Wien 1954.
- BOCK, H.: Alte Höhlenstromläufe im Innern des Mittagkogels. In: Bock - Lahner - Gaunersdorfer: Höhlen im Dachstein, Graz 1913, S. 72 - 88.

UNGARISCHE HÖHLENBÖDEN

Während der vergangenen 10 Jahre haben wir die Ausfüllungen von fast allen ungarischen Höhlen, die zugleich Fundstätten des Urmenschen sind, untersucht und diese mit den archäologischen, paläontologischen, usw. Funden in Parallele gebracht. Zweck dieser Untersuchungen war, die klimatischen Verhältnisse zur Zeit der Ablagerung zu rekonstruieren und somit das Fundmaterial mit der Pleistozänchronologie zu koordinieren. Wir waren daher bestrebt, eine Methode auszuarbeiten, die den Prähistorikern, die sich mit diesem Spezialgebiet der Archäologie befassen, leicht zugänglich ist, deren Analysen sie z. T. selbst ausführen und nur in geringem Mass, ohne bedeutenden Kostenaufwand, als Routinearbeit in jedwelchem Laboratorium vornehmen lassen können. Da die Ausfüllungen der in Frage kommenden Fundorte vornehmlich zur Zeit der letzten Vereisung entstanden sind, einige sogar aus dem letzten Interglazial stammen, haben wir als Schlussfolgerung unserer Untersuchungen den Versuch gemacht, die Ereignisgeschichte des letzten Pleistozänabschnittes zu rekonstruieren.

Bei der Untersuchung der Höhlensedimente waren die Methoden von Lais unser Ausgangspunkt. Wir haben die Gesetzmässigkeiten, die er in seinem wohlbekannten Werk festgelegt hatte, bedeutend erweitert, die Methode weiterentwickelt und auch gewisse neue Untersuchungen eingeschaltet. Die grössere Zahl der von uns untersuchten Sedimentproben /wir haben etwa 150 Proben aus 20 Höhlen untersucht/ ermöglichte uns eine statistische Wertung der Untersuchungsergebnisse und wir vermochten die Gesetzmässigkeiten, die wir in den Veränderungen der Höhlenböden beobachteten, an exakte numerische Angaben anzuknüpfen.

Wir haben nicht den «Höhlenlehm», über den eben auf diesem Kongress Bögli einen Ueberblick bietet, untersucht, sondern jene Sedimente, die in verhältnismässig kurzen Höhlen mit breiter Oeffnung abgelagert sind und die meist zu bedeutendem Prozent aus Kalkschutt bestehen. Diese Sedimente können wir weder aufgrund ihrer Chemie, noch ihrer Korngrössenzusammensetzung als «Lehm» bezeichnen; da sie in ihrer Herkunft hauptsächlich aus von der Erdoberfläche in die Höhle geratetem Material bestehen, entspricht die Bezeichnung «Höhlenboden» viel eher dem Charakter, den sie aufweisen. Wie gesagt, sind diese Ausfüllungen grösstenteils allochtonen Ursprunges. Autochton ist der Kalkschutt, den sie enthalten, doch auch dieser nur zum Teil; ferner der eventuell vorhandene Lösungsrest des Muttergesteins, der aber nur eine zu vernachlässigende Menge bedeutet. Wir möchten zu dieser Behauptung hinzufügen, dass das Verhältnis dieser zwei Komponenten zu einander vom Klima zur Ablagerungszeit abhängt. Während der Vereisungen lieferte der Wind in grösseren Mengen Staub in die Höhlen. Während der Interstadiale und der Interglaziale bildeten sich ebenfalls allochtone Sedimente, die aus der unmittelbaren Umgebung der Höhlen stammen und organisches Material enthalten. In den ozeanischen Abschnitten, die die Vereisungen einleiteten, trugen hingegen hauptsächlich der autochtone Schutt und — in kleinerem Ausmass — der Lösungsrest des Kalksteines zur Sedimentbildung bei.

Neben dem bereits erwähnten anemogenen Staub und den aus der unmittelbaren Nähe der Höhle stammenden, humusreichen Materialien geraten auch andere allochtone Komponenten in die Höhle: so kann von Fall zu Fall die Kryoturbation bedeutendere Mengen in die Höhle schaffen, in anderen Fällen wird die Ausfüllung vom Wasser angeschwemmt, und nicht zuletzt bereichern auch biogene Komponenten /Kadaver, Exkremente, Pflanzenreste, usw./ die Schichten.

Aus all diesen Komponenten entsteht ein \pm organisches Material enthaltender Boden, der zu jeder Zeit mit bedeutenden Mengen von Kalkschutt bereichert wird.

Die Diagenese wirkt hauptsächlich auf die aktuelle Oberfläche und berührt die bereits begrabenen Schichtenteile kaum oder garnicht. Während sich bei den Lössprofilen die Sedimente der Interglaziale bzw. Interstadiale aus dem Löss der früheren Vereisungsperioden umbilden, sind die Höhlenböden nicht Veränderungsprodukte älterer Ablagerungen: sie bilden sich bei jedem Klimatypus aufs Neue. Die Höhlensedimente sind ektodynamomorphen Charakters, ihre Eigenheiten sind klimatisch bedingt und sie bewahren die Spuren der erfolgten Einflüsse. In jenen Höhlensedimenten, die bei trocken-kaltem Klima entstanden sind, können wir die Spuren physikalischer Zerstückelung nachweisen, während das feucht-milde Klima der chemischen Verwitterung günstiger war.

Wie bereits erwähnt, bedeutet der *Kalkschutt* in der Regel den überwiegenden Teil des Ausfüllungsmaterials. Dem Begriff «Kalkschutt» können wir das Material von $> 0,5$ mm \varnothing ganz und gar hinzurechnen. Für das Klima der Sedimentationszeit ist es jeweils charakteristisch, wie sich der Kalkschutt sowohl in seiner Menge, als auch in seinem Formencharakter gestaltet.

In morphologischer Hinsicht ist zu beobachten, dass sich während feucht-kalter Klimaabschnitte grösstenteils Kalkschutt mit scharfen Kanten, in feucht-warmen Abschnitten hauptsächlich korrodierter Kalkschutt anhäuft. Während der trocken-kalten Glaziale ist das Verhältnis dieser zwei Gruppen zueinander in der Regel 50 - 50%. Infolge der lokalen Bedingungen in den Höhlen kann im Falle des Einsturzes der Höhlendecke der Prozentsatz des scharfkantigen Kalkschuttes bedeutend höher sein, während die Kryoturbation bedeutendere Mengen von stark abgewetztem oder korrodiertem Kalkschutt in die Höhlen zu liefern vermochte. Die Verteilung von scharfkantigem und korrodiertem Kalkschutt in den Höhlen ist daher an sich noch nicht zeitbestimmend: man muss diese Erscheinungen mit dem Material von $0,05 - 0,01$ mm \varnothing Korngrösse in Korrelation bringen, das sich eben bei trocken-kalten Klimaabschnitten anhäuft. Unseren Untersuchungen zufolge haben wir auf experimenteller Basis diesen Zusammenhang folgendermassen zusammengefasst:

$$\frac{\text{korrodierter Kalkschutt}\%}{0,05 - 0,01 \text{ mm } \varnothing \%}$$

Wir haben diese *Korrosionsindex* genannte Kennzahl bei 100 solchen Schichtenproben berechnet, deren Alter durch verschiedene andere Angaben bereits früher bestimmt war. Der Mittelwert dieser Kennzahl ist bei ozeanischen Ausfüllungen 1,10, bei rezemtem Humusboden 1,46, in den ozeanischen Perioden, die dem kontinentalen Abschnitt der Vereisungen unmittelbar vorausgehen, 1,80, bei interstadialen Ausfüllungen 2,21 und bei interglazialen 3,10. Die Grenzen der Toleranz dieser Kennzahlen überdecken einander stellenweise. Nimmt man aber die Individualität der einzelnen Höhlen in Betracht, kann man mit Hilfe dieser Kennzahlen das Klima zur Sedimentationszeit jeweils gut bestimmen. «Individualität» nennen wir den Umstand, dass Schichten von zwei verschiedenen Höhlen, die bei identischen Verhältnissen entstanden sind, infolge der lokalen Differenzen wohl verschiedene Resultate liefern, die Ergebnisse aber innerhalb der Schichtenfolge einer bestimmten Höhle — auch im Falle \pm atypischer Schichten — bemerklich voneinander verschieden und gut zu gebrauchen sind.

Wir wollen aber bemerken, dass sich sowohl der oben definierte «Korrosionsindex» wie auch die im folgenden zu beschreibenden Kennzahlen *nur auf ungarische Höhlensedimente* beziehen. Die Charakteristika der westlich von Ungarn befindlichen ähnlichen Gebilde weichen, der Differenz der zwei Klimabereiche entsprechend, voneinander ab.

Auch die Menge des Kalkschuttes innerhalb der Ausfüllung ist charakteristisch. Die diesbezüglichen Gesetzmässigkeiten definieren wir in numerischer Hinsicht auf zwei Weisen

Wir stellen eine Kennzahl auf, die das Verhältnis von feinkörnigem und grobkörnigem Material zu einander in einer Schichtenprobe ausdrückt:

$$\frac{> 5,0 \text{ mm } \emptyset \%}{< 0,5 \text{ mm } \emptyset \%}$$

Nach Untersuchung von mehr als 100 Proben haben wir folgende Mittelwerte bestimmt: bei interglazialen Material 0,08, bei glazialen 0,47, bei Materialien aus dem ozeanischen Abschnitt 0,89, bei rezentem Humusboden 1,04 und bei interstadialen Ausfüllungen 2,39. Die Toleranzgrenzen überdecken einander bei den verschiedenen Klimatypen auch hier.

Die gesetzmässige Verteilung der verschiedenen Korngrössengruppen des Kalkschuttes können wir auch durch ein *Dreieck-Diagramm* ausdrücken bzw. illustrieren. Zu diesem Behuf haben wir das zu untersuchende Material in drei Gruppen geteilt: in feinkörniges / < 0,01 mm Ø /, mittleres / 0,5 - 0,01 mm Ø / und grobkörniges / > 0,5 mm Ø / Material. Im Dreieckdiagramm sind die Sedimente der verschiedenen Klimatypen, ohne sich kaum zu überdecken, plaziert; eine Ausnahme bilden bloss die Proben aus den ozeanischen Abschnitten, die im Diagramm teils im Bereich der Glaziale, teils in dem der Interstadiale erscheinen.

Wir haben auch die verschiedenen Grössengruppen des Kalkschuttes untersucht, indem wir die Angaben der Sedimentuntersuchungen einiger westeuropäischer Höhlen, die uns zur Verfügung standen, umrechneten. Wir erhielten somit Werte, die von den unsrigen wohl verschieden waren, die sich aber ebenfalls Gesetzmässigkeiten entsprechend veränderten und somit geeignet waren, durch sie die lokalen Eigenheiten des Klimas während der Würm-Vereisung zu verfolgen bzw. ihre Differenzen im Vergleich zu den ungarländischen wahrzunehmen. Die Differenz zwischen dem ausgeprägt kontinentalen ungarischen und dem westlich von Ungarn angetroffenen ozeanischeren Würm-Klima fassen wir im folgenden zusammen: im Karpatenbecken, insbesondere in dessen östlicher Hälfte, war die Verteilung des Jahrestemperaturmittels und des Niederschlages innerhalb der einzelnen Klimatypen immer extrem. Der Unterschied zwischen den verschiedenen Klimatypen manifestierte sich hauptsächlich in der Verteilung des Niederschlages. Im Westen waren die Schwankungen des Jahrestemperaturmittels geringer, doch erschien der Unterschied in den verschiedenen Klimaabschnitten nicht so sehr in der Differenz der Niederschlagsverteilung, als in der des Jahrestemperaturmittels.

Bei der Untersuchung der *Feinkornfraktion* der Ausfüllungen / < 0,5 mm Ø / tritt das Problem des «Höhlenslöses» in den Vordergrund. Laut einiger Verfasser zeitigt die physikalische Zerstückelung während der Vereisungsperioden auch in den Höhlensedimenten ein Material von Löss-Korngrössenordnung. Um diese Annahme zu kontrollieren, unternahmen wir die Korngrössenuntersuchung auch an solchen Proben, aus denen wir das CaCO₃ entfernt hatten. Unsere Ergebnisse zeigten, dass der Frostbruchschutt von Lösskorngrösse in solchen Schichten meist äusserst gering ist; das Material besteht grösstenteils aus anemogenen Quarzkörnchen. Eine Ausnahme bildet auch hier die Ausfüllung der ozeanischen Abschnitte, in denen innerhalb der besprochenen Korngrösse die Menge des Kalkschuttes bedeutender ist, was auch die mikroskopischen Untersuchungen bestätigen.

Um den Zusammenhang zwischen den verschiedenen Korngrössen untersuchen zu können, haben wir unser Material verschiedenartig gruppiert. Als charakteristischster erwies sich der Zusammenhang

$$\frac{0,1 - 0,05 \text{ mm } \emptyset}{0,05 - 0,02 \text{ mm } \emptyset}$$

Unseren Erfahrungen zufolge ist hier nämlich der Nenner die charakteristische Grössenordnung der Lössanhäufung entsprechenden Höhlensedimentbildung, während der Zähler jene Grössengruppe repräsentiert, die für den Frostbruchschutt der ozeanischen

Abschnitte /selten für die Flugsandanhäufung/ charakteristisch ist. Diese Kennzahl kann von Fall zu Fall wohl angewandt werden, zeitigt aber keine so ständigen Ergebnisse, wie die Angaben des Kalkschuttes.

Um die Wirkung des äolischen Staubes in den Höhlensedimenten zu untersuchen, berechneten wir auch die *Schönhals'sche Kennzahl* unserer Proben, die die Kornverteilung durch eine einzige charakteristische Nummer darstellt. Die Kennzahl der bei feuchten Klimata gebildeten Sedimente ist niedrig, und diese wächst jeweils den Glazialen zu. Mit anderen Worten bedeutet das, dass während der Interglaziale die Fraktion < 0,5 mm Ø am grobkörnigsten ist, und dass sich diese Gruppe den Glazialen zu stets verfeinert.

In einzelnen — seltenen — Fällen konnten wir auf diese Weise auch Flugsand nachweisen. Auch erwies es sich, dass die glazialen Ausfüllungen tatsächlich grosse Mengen äolischen Staubes enthalten, dessen Anhäufung auch in der Zeit mit der Anhäufung des Freilandlösses koinzidiert; der Staub ist daher primär abgelagert und nicht nachträglich umgelagert.

Im Material von < 0,5 mm Ø kann das CaCO₃ ebenfalls verschiedenen Ursprunges sein. Es mag, wie bereits erwähnt, durch Frostwirkung aus dem Muttergestein stammen oder mit windbeförderten Materialien in die geraten, das heisst alloctonen Ursprunges sein. Auch kann es sich aus dem Tropfwasser in den Höhlen präzipitieren. Um die unterschiedliche Herkunft zu untersuchen, haben wir das Material von < 0,5 mm Ø in sechs Grössengruppen geteilt und den Kalziumkarbonatgehalt in jeder Gruppe separat untersucht. Wir beobachteten, dass ein Teil des auf physikalischen Weg zerbröckelten Kalkschuttes die Grössenordnung von 0,1 mm Ø erreicht, während der präzipitierte Kalkstaub sich in der Grössenordnung von etwa 0,01 - 0,02 mm Ø kristallisiert. Ähnliche Untersuchungen liessen wir auch an Lössproben verschiedener Type von der Erdoberfläche vornehmen, wo wir die primären, geförderten Lösskörnchen / in der Gruppe 0,04 - 0,08 mm Ø / und das gelöste und sekundär präzipitierte Kalziumkarbonat / in der Gruppe < 0,01 mm Ø / voneinander absondern konnten.

Das Kalziumkarbonat im Material von < 0,5 mm Ø ist zur Menge des übrigen Materials derselben Grössenordnung in umgekehrtem und zur Kalkschuttmenge der Gesamtausfüllung in geradem Verhältnis. Es kann zur Klimabestimmung verwendet werden und bietet in besonderen Fällen sogar einen Einblick in feinere Details.

Auch liessen wir die Mengen des SiO₂ und des Al₂O₃ bestimmen. In ariden Zeitabschnitten häuft sich das Siliziumdioxid an, als dominierender chemischer Bestandteil des windbeförderten Materials, während das Aluminiumtrioxyd, als Resultat der chemischen Verwitterung, ein Produkt der feuchten, milden Zeitabschnitte ist.

Es muss aber in Betracht genommen werden, dass das SiO₂ auch als Silikat der Tonminerale erscheint, was wir in mehreren interglazialen Proben nachgewiesen haben: in solchen Fällen spricht sein Vorhandensein eben für feucht-mildes Klima. Eben deshalb sind diese zwei chemischen Bestandteile ebenfalls nur in ihrer Korrelation zueinander von zeitbestimmendem Wert. Ein solcher Zusammenhang ist die experimentell aufgestellte Gleichung:

$$\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\left(\frac{\text{SiO}_2}{4}\right)}$$

die bei den einzelnen Klimatypen folgende Werte ergibt:

Klimatyp	Mittelwert	Toleranz
glazial	0,72	0,5 — 0,8
rezent / Humusboden /	0,81	0,6 — 1,0
ozeanisch	0,93	0,7 — 1,1
interstadial	1,05	0,8 — 2,1
interglazial	1,62	1,0 — 2,5

Wie Utescher in Deutschland beobachtet hatte, ist bei typisch äolischen Höhlensedimenten das Verhältnis von $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 = 3,0$. Bei den wärmzeitlichen Ausfüllungen Ungarns, also auf kontinentalerem Gebiet ist dieses Verhältnis in den Glazialen 5,0 - 5,5. Das heisst, dass in Ungarn die chemische Verwitterung während der vereisten Perioden um etwa 55 - 60 % geringer als im Westen war.

Bei einem Teil der Ausfüllungen liessen wir auch die Schwerminerale bestimmen. Aufgrund der Ergebnisse haben wir auch die Gesetzmässigkeiten der Schwermineralienzusammensetzung innerhalb der Sedimente bestimmt. Wie aus diesen zu ersehen, geraten in ariden, vereisten Perioden viele und mannigfache Schwerminerale in die Höhlen, in den « Inter » -Abschnitten haben Magnetit, der meist epigene Limonit die Dominanz in den Ausfüllungen. Ihr Verhältnis zueinander kann an keine Zahlenwerte gebunden werden, weil sie in erster Linie vom mineralogischen Charakter des Auswehungsgebietes bestimmt sind.

Durch parallele, gemeinsame Anwendung der obigen Untersuchungen — selbstverständlich wird auch das von den paläobotanischen und -zoologischen Untersuchungen gebotene Bild in Betracht genommen — vermögen wir die Ereignisgeschichte der Sedimentation mit verhältnismässiger Genauigkeit zu rekonstruieren, wie auch die zu dieser Zeit sich abgespielten klimatologischen Prozesse.

ALBERT CAVAILLÉ

(Professeur à l'Ecole Normale de Montauban - Tarn et Garonne,
Président de la Société Spéléologique de France)
et

PHILIPPE RENAULT

(Moulis, Ariège, Laboratoire souterrain du Centre National de la Recherche Scientifique)

LE REMPLISSAGE DES GALERIES RÉCEMMENT DÉCOUVERTES DANS LE GOUFFRE DE RÉVEILLON, LOT, FRANCE

Résumé

Situation de la cavité: Bordure SW du Massif Central de la France à la limite du Lias marneux et du Jurassique.

Description: perte active formée d'une galerie principale et d'un système de grandes salles latérales, connues depuis 1951 sur 1.600 m et — 155 m. En 1959-1960 grâce à G. Beaufils et J. P. Couturié un nouveau réseau latéral était découvert ajoutant 800 m de galeries au système déjà connu.

Concrétions: planchers stalagmitiques recrusés et suspendus, coulées, stalagmites, pisolithes, etc...

Effondrement: près du versant extérieur et dans la galerie inférieure.

Argiles et sédiments fins: colmatage de l'étage supérieur, résidus insolubles dans la partie centrale, sédimentation aval. Rapports de la teneur en calcaire et en matière organique avec l'activité biologique Granulométrie.

— I —

SITUATION

Le gouffre de Réveillon se situe à l'intérieur de la bordure secondaire du SW du Massif Central de la France; il se localise très exactement à la limite du Limargue marneux et du Causse de Gramat, au contact du Lias supérieur et du Jurassique moyen, affectés d'un fort pendage vers l'WSW.

Topographiquement cette cavité est portée sur la feuille XXI-36, Souillac de la Carte au 1/50 000 de l'Institut Géographique National, sur la commune d'Alvignac, département du Lot, au point caractérisé par les Coordonnées Lambert $x = 546,959$, $y = 280,825$, à côté de la route nationale 673, entre Alvignac et la N. 681, en bordure du chemin de terre reliant la N. 673 à Mazairac.

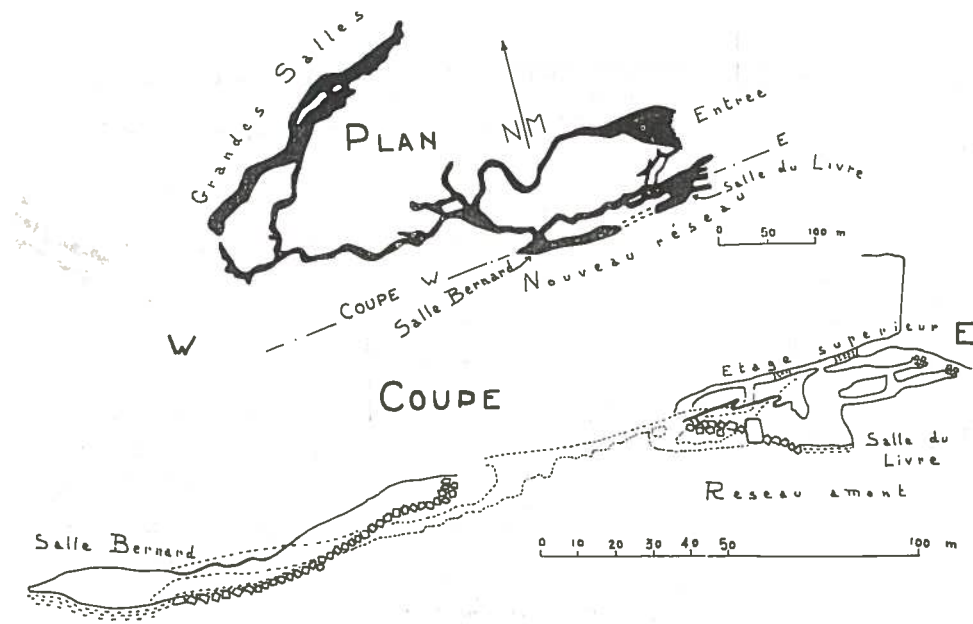
— II —

DESCRIPTION

Le réseau de Réveillon, qui absorbe temporairement le ruisseau de Salgues, fut exploré par E. A. Martel, sur 400 m, en 1890; R. de Joly en 1935 prolonga la partie connue de 320 m; enfin, à partir de 1943 R. Brillot et A. Fregnale, puis B. Pierret terminèrent l'exploration de la galerie principale et de ses diverticules, puis s'engagèrent dans un système de grandes salles latérales. A cette époque le réseau était connu sur 1.600 m jusqu'à — 155 m. L'exploration était considérée comme terminée lorsque, en 1959, G. Beaufils et J. P. Couturié, étonnés de rencontrer un courant d'air net, dans une galerie peu fréquentée, suivaient cet indice, aboutissaient à la base d'une cheminée qui était franchie le 2 octobre et conduisait dans les parties nouvelles du réseau. Grâce surtout à G. Beaufils, J. P. Couturié et J. Lesur l'exploration du réseau était terminée

le 21 mai 1960, la topographie et l'étude géomorphologique étant effectuée par Ph. Renault. Pour l'étude du remplissage A. Cavaillé a bien voulu nous apporter le secours de sa compétence. L'équipe d'exploration l'en remercie.

La topographie du réseau découvert en 1959-60 est relativement simple. Un étage supérieur, dans lequel il est facile d'accéder par une ouverture latérale du porche d'entrée, communique par plusieurs puits avec une grande salle (Salle du Livre) qui, par deux galeries parallèles — l'une colmatée partiellement par un éboulis, l'autre étroite, coupée de marmites de géants et de petites verticales — se raccorde, au voisinage de la Salle Bernard, avec la galerie principale de la caverne. La pente des galeries suit le pendage des couches. Le réseau traverse plusieurs couches de natures lithologiques différentes, calcaire et marnes, ce qui entraîne d'un point à l'autre des variations dans la morphologie des cavités.



— III —

REPLISSAGE

Le remplissage des galeries nouvellement découvertes de Réveillon est directement lié à la morphologie des conduits. Dans l'étage supérieur du réseau amont s'observe la succession suivante, de bas en haut:

- colmatage argileux obstruant totalement le section de certaines galeries,
- plancher stalagmitique,
- déblaiement local du remplissage argileux,
- éboulis.

Dans la Salle du Livre sous jacente, des éboulements, aboutissant à la formation d'un très important chaos de gros blocs, ont été suivis d'une phase de colmatage argileux. Une phase ultime de concrétionnement, peu important, termine cette évolution.

La galerie de la Jonction nord, permet d'observer:

- premier creusement en conduite forcée,
- plancher stalagmitique ancien,
- recreusement du plancher stalagmitique et entaille de la roche sous jacente parfois sur plusieurs mètres d'épaisseur,
- gours, barrages de concrétions obstruant le passage en certains points,
- sédimentation argileuse dans les points bas, cette phase pouvant être localement contemporaine de la précédente.

Dans la Salle Bernard les éboulements ayant formé le chaos de gros blocs ont été suivis d'une importante sédimentation argileuse, qui enrobe les blocs du chaos, et s'élève notablement audessus du fond de la salle. Un stade ultime de concrétionnement (stalagmites, coulées stalagmitiques) s'observe le long de la paroi sud.

Il est encore trop tôt pour établir une corrélation stratigraphique entre les divers éléments de remplissage observés à l'intérieur de ces zones morphologiques.

Les concrétions apparaissent peu variées: quelques stalactites, mais surtout des planchers stalagmitiques, des coulées, des gours et des stalagmites atteignant 2 m, des pisolithes, parfois de plusieurs centimètres de diamètre.

Les éboulements liés à la nature de la roche, marneuse, sont variés. Ils colmatent les anciennes arrivées d'eau amont (effondrements liés à la proximité du versant), forment un chaos impressionnant dans la galerie de Jonction sud et contribuent à l'élargissement des galeries traversant les niveaux marneux. Leur étude détaillée est en cours.

Les accumulations argileuses se localisent principalement à deux niveaux. Dans l'étage supérieur du réseau amont, le colmatage argileux obstrue totalement certaines galeries. Cet ancien remplissage fut soutiré par les puits conduisant à la Salle du Livre et à la galerie de la Jonction nord.

A un niveau inférieur, un important colmatage argileux se retrouve dans la Salle du Livre et dans la Salle Bernard. Il apparait avec les allures d'un sédiment pénécemporain.

L'étude physique et chimique de ce remplissage a été faite par A. Cavaillé au Laboratoire d'analyses agricoles de Montauban et a donné les résultats suivants:

N° des échantillons	1	2	3	4
: Calcaire	2	46,8	14,4	4,4
: pH	7,5	8,6	8,5	8,4
: Carbone en %	0,84	0,33	1,08	1,68
: % de dépôt sec :				
: Sable grossier	6,8	16,8	17,3	8,9
: Sable fin	18,7	60,9	48,3	29,6
: Limon	26,1	13,4	15,2	25,8
: Argile	48,4	8,9	19,2	35,7
: Localisation des échantillons: 1/ Etage supérieur du réseau amont, :				
: 2/ Marne décomposée de la Salle du Livre, 3/ Argile de la Salle :				
: du Livre, 4/ Argile de la Salle Bernard. :				

Ces analyses permettent de distinguer deux types de dépôts argileux:

1° - La similitude de composition granulométrique des argiles de l'étage supérieur (Ech. 1) et de l'argile pénécontemporaine de la Salle Bernard (Ech. 4) prouve que les conditions de dépôt sont semblables dans les deux cas, et donc aux divers stades de l'évolution de la grotte. La très forte teneur en argile colloïdale montre que la sédimentation s'est effectuée avec floculation des particules sous l'action d'une eau chargée de CO_3Ca , d'où la disposition en placage des argiles de la Salle Bernard qui garnissent toutes les surfaces, inclinées ou non, de la zone d'ennoyage et ne se présentent pas en strates horizontales. La différence de teneur en sable fin correspond à la traversée des marnes toarciennes par les galeries de jonction (voir 2°).

La teneur en calcaire et en matières organiques dans les échantillons 1 et 4 s'avère également intéressante. Le dépôt ancien (Ech. 1) montre une décalcification poussée à mettre en rapport avec son degré de dessèchement. La teneur en calcaire de l'échantillon 4, plus récent et plus humide (environ 25 % d'eau) est plus élevée. L'échantillon 1 contient encore du C et de la matière organique; le taux de C tend à se stabiliser autour d'une constante qui dépend de l'humidité, principal facteur du développement biologique. L'échantillon 4 présente une intense activité biologique qui pourrait avoir diverses causes: apport du ruisseau prenant naissance dans la Salle du Livre et parvenant dans la Salle Bernard à travers l'éboulis (1), infiltrations issues de la surface, transmission par les crues de la galerie principale qui pourraient parvenir à la Salle Bernard par un passage qui reste à découvrir.

2° - La granulométrie des échantillons 2 et 3 est très semblable et montre l'origine proche des matériaux qui sédimentent dans la Salle du Livre. La roche encaissante Ech. 2) est légèrement décalcifiée, 46,8 % de CO_3Ca , alors que la roche saine en contient 65,2 %. Il faut noter simultanément une légère imprégnation biologique.

Cette décalcification poussée dans la masse explique l'ampleur des éboulements dans les galeries traversant le Toarcien; elle explique également l'allure générale de l'éboulis qui, lorsque sa pente devient inférieure à une certaine valeur, prend une allure compacte avec cimentation des blocs par les éléments fins. Elle explique enfin l'origine du colmatage argileux de la Salle du Livre, formé par étalement des résidus de décomposition de la roche encaissante. La teneur en argile est plus grande pour l'échantillon 3, ce qui est déterminé par la plus grande décalcification du dépôt.

Le sol argileux de la Salle du Livre est assez riche en activité biologique. Celle-ci est à mettre en rapport avec la cascade inondant le fond de la salle, alimentée par une petite pente du ruisseau extérieur (2).

* * *

Cette communication a la valeur d'une note préliminaire; les recherches actuellement en cours seront poursuivies jusqu'à présentation d'une étude complète du réseau de Réveillon.

(1) Interprétation J. P. Couturié.

(2) Liaison prouvée par les expériences de J. P. Couturié et confirmée par la topographie.

HERBERT W. FRANKE FORMGESETZE DES HOEHLENSINTERS

Inhalt

1. Normalform und Normalbedingungen
2. Formklassen des Sinters
3. Gravitation und Sinterform
4. Voraussetzungen und Vereinfachungen
5. Die Deckenformation
6. Formgesetze des Deckensinters
7. Die Bodenformation
8. Formgesetze des Bodensinters
9. Ein allgemeines Formprinzip
10. Korrosion — Gegenstück der Versinterung
11. Decken- und Bodenzapfen
12. Sinterbecken und Sinternäpfchen
13. Die Grundsituation der Sinterbildung
14. Der schichtenweise Aufbau des Sinters
15. Grössen und Dicken der Sinterschichten
16. Die Normalformen des Bodenzapfens
17. Die Höhe der Bodenzapfen als Zeitmass
18. Ueberlappte Bodensintergebilde
19. Wandsinter linienhafter Quellen
20. Die Realsituation
21. Nutzenwendungen
Zusammenfassung
Literatur

1. Normalform und Normalbedingungen

Niemand zweifelt daran, dass sich in den Formen des Höhlensinters jene physikalischen und raumbedingten Umstände spiegeln, denen sie bei ihrem Wachstum ausgesetzt waren. Wenn es uns gelingt, jene Gesetze zu finden, die dafür massgebend sind, dann versetzt uns das auch in die Lage, aus den Formen auf ihre Ursachen zu schliessen. Das letzte Ziel wäre ein quantitatives Erfassen des physikalisch-klimatischen Zustands zur Zeit der Sinterbildung. Wie weit wir ihm nahekommen können, wird die Zukunft erweisen.

Leider ist die Zahl jener Einflüsse, die sich auf die Entstehung eines Sintergebildes auswirken, sehr gross. In mehreren Arbeiten wurde versucht, die Art zu ermitteln, wie diese oder jene Grösse in das Wachstum eingreift. Ich nenne hier nur Allison¹⁾, Coleman²⁾, Hicks³⁾, Moore⁴⁾⁵⁾⁶⁾, Quinlan⁷⁾ und Warwick⁸⁾. Einzelne Erscheinungskomplexe wurden befriedigend erklärt, bei anderen scheiterte der Versuch an der Unmöglichkeit einer exakten Erfassung aller Einflusskomponenten.

Hier soll ein Versuch gemacht werden, ein einfaches Schema zu entwerfen, nach dem eine erste Uebersicht über Sinterformen schon aufgrund des visuellen Eindrucks erfolgen kann. Obwohl wir nur die Makroformen berücksichtigen wollen, gelingt das nur unter dem Zugeständnis einiger Vereinfachungen. Wir wählen idealisierte Bildungsbedingungen, die «Normalbedingungen», und zwar so, dass sie Zuständen, die in Höhlen auftreten, möglichst nahekommen. Aus dieser Voraussetzung leiten wir das Formgesetz ab. Das Ergebnis ist wieder idealisiert, die «Normalform». Abweichungen von der Normalform deuten auf abnormale Bildungsgrundlagen. Wir werden schliesslich versuchen, die gestaltmässigen Auswirkungen abzuschätzen, die sich aus bestimmten Abweichungen von den Normalbedingungen ergeben, und nähern

uns dadurch wieder der Realität. Dadurch lässt sich eine Grenze zwischen der Regel und der Ausnahme ziehen. Es wird sich aber herausstellen, dass die Näherung gut ist: Ein überraschend grosser Teil wirklich beobachteter Sintergestalten stimmt mit den Normalformen in hohem Grad überein.

Welche sind aber nun die Normalbedingungen? Bei diesem Problem ergibt sich eine unerwartet günstige Situation. Eine ganze Reihe von Gesetzmässigkeiten lässt sich ableiten, ohne dass wir auch nur eine physikalische Grösse festlegen müssen. Ein allgemeines Formprinzip des Höhlensinters resultiert nur aus einer einzigen einfachen Verhaltensregel. Aber selbst bei den komplizierten zusammengesetzten Formen genügt eine Grösse zur Bestimmung, jene, die das Verhältnis zwischen der Kalkzufuhr und der Ausscheidung regelt.

2. Formklassen des Sinters

Kalk und verwandte Sinterprodukte können sich nur dort ausscheiden, wo sie die Lösungswässer hingebacht haben. Somit sind ihre Formen von der örtlichen Verteilung des Wassers abhängig. Der Formenschatz gliedert sich in zwei prinzipiell verschiedene Klassen, je nachdem, ob die Aussinterung unter kompakten Wasseroberflächen oder unter dünnen fliessenden Wasserschichten erfolgt. Im ersten Fall zeigt sich der Einfluss der Erdanziehungskraft nur in den waagrechten Begrenzungen der Sinterformen nach oben, die die früheren Wasserstände markieren. Ansonsten weisen die Gebilde im stagnierenden Wasser keine bevorzugte Richtung auf und im fliessenden Wasser nur die von dessen Bewegung. Die Erklärung dafür ist, dass sich das Wachstum im Schwebezustand vollzieht.

Man kann die äusserlich sichtbare Richtungsunabhängigkeit auch als Indiz für die Art des Zustandekommens verwenden: Das Fehlen einer horizontalen oder vertikalen Vorzugsrichtung in der Makroform deutet fast immer auf Bildung unter Wasser hin, was durch Wassermarken am sichersten bestätigt wird. Die meisten Arten von Perlsinter und Kristallnadeln sind Beispiele dafür. Wo in der Luft entstandener Sinter dem Einfluss der Gravitation getrotzt hat, sind Bildungsbedingungen massgebend, die sich von den gewöhnlich beobachteten erheblich unterscheiden, wie etwa bei den Excentriques.

3. Gravitation und Sinterform

Die Ausscheidung unter dünnen, bewegten Wasserschichten ist die weitaus am häufigsten beobachtete Bildungsweise von Sinter. Sie prägt jenes Bild der Tropfsteine und Sinterschichten, das für die Tropfsteinhöhlen typisch ist. Das einflussreichste formende Medium ist die Schwerkraft, denn sie bestimmt den Weg, den die ab rinnende Lösung nimmt. Der Schlüssel zu jedem Verständnis der Gestalten ist der einfache, auf dem Wirken der Schwerkraft beruhende Grundsatz: dass ab rinnendes Wasser stets der stärkstgeneigten Linie folgt. Die Wege der Tropfen an der Höhlenwand bilden also im Kleinen ein ähnliches Liniensystem wie das oberirdische Flussnetz im Grossen. Entlang dieser Linien erfolgt die Sinterausscheidung.

Massgebend für das Anfangsstadium sind also die Form der Höhlenwand und die Lage des Quellpunkts. Mathematisch formuliert lautet das Problem folgendermassen: Gegeben sind die Form einer Fläche und ein Punkt auf ihr, gesucht ist jene Linie auf der Fläche, die durch diesen Punkt führt und stets die Richtung stärkster Neigung einschlägt — wir wollen sie, nicht ganz exakt, Fallinie nennen. Aus der Theorie wissen wir, dass in der Regel durch jeden gegebenen Punkt eine solche Linie führt. Die ersten Fäden von ausgeschiedenem Sinter geben also jenes mathematisch festgelegte Liniensystem wieder.

4. Voraussetzungen und Vereinfachungen

Quantitative Lösungsversuche sind zwar in der Physik, weniger aber in der Geologie und in den verwandten Wissenschaften üblich. Aus diesem Grund soll hier kurz die Exaktheit der eben erfolgten Betrachtung erörtert werden. Selbstverständlich ist sie eine Abstraktion, indem wir von allen möglichen Störeinflüssen, die in der Natur stets mehr oder weniger auftreten, absehen - z. B. von Wind, der den Tropfen aus seiner Richtung lenken könnte. Das schliesst schon unsere Beschränkung auf die «Normalbedingungen» in sich ein. Die zweite Möglichkeit tritt infolge jener kapillaren Vorgänge auf, die den Tropfen auf die Seite ziehen. Die einzelnen dadurch zustandekommenden Abweichungen werden zwar nur Millimeter betragen, aber durch Summierung könnte einmal auch ein grösserer Fehler zustandekommen. Trotzdem ist dadurch kein falsches Ergebnis zu erwarten. Grund dafür ist, dass die kapillaren Ablenkvorgänge den Gesetzen der Statistik folgen — das heisst, einfach ausgedrückt, dass die Abweichungen nach links gleich wahrscheinlich sind wie die Abweichungen



Bild 1 - Versinterung an überhängenden Wandpartien mit vorwiegend vertikaler Erstreckung ohne nennenswertes seitliches Wachstum; Ornac bei Vallon-Pont d'Arc, Frankreich. Aufnahme: H. W. Franke, Iko-flex.

nach rechts und dass sie sich im Mittel ausgleichen. Die möglichen Fehler haben also Grössenordnungen, die man durchaus vernachlässigen darf, wenn man nur die Makroformen untersucht.

Wir haben die Fehlermöglichkeiten hier so eingehend diskutiert, weil ähnliche Zweifel auch im Folgenden auftreten könnten, ohne dass wir sie detailliert erörtern werden. Für sie gelten entsprechende Betrachtungen. Im übrigen aber sind theoretische Erklärungsversuche wie der vorliegende nur möglich, wenn man schrittweise jedes Ergebnis mit Beobachtungsergebnissen vergleicht. Die erzielte Übereinstimmung ist dann zu gleicher Zeit der Beweis für die Berechtigung der vorausgesetzten Vereinfachungen.

5. Die Deckenformation.

Im Anfang, im Stadium der fadenförmigen Sinterwülste, die den Fels überziehen, besteht kein wesentlicher Unterschied zwischen Boden- und Deckensinterwachstum, es wird sich aber zeigen, dass das Abrinnen an der Decke und das am Boden zu gänzlich verschiedenen Formen führt.



Bild 2 - Sinterfahnen, die den ursprünglichen Falllinien folgen und sich nach unten zu vereinigen; Marzal bei Vallon-Pont d'Arc, Frankreich. Aufnahme: H. W. Franke, IkoFlex.

Dem Lösungsfaden, der an der Decke abrinnt, stehen zwei Möglichkeiten zur Verfügung, um zum Boden zu gelangen. Wir nehmen uns zuerst die eine vor, bei der er bis an jene senkrecht stehende Wandregion kommt, an der die überhängende in die aufrechtstehende Partie übergeht und von dort weiterrinnt. Wie erfolgt nun die Sinterausscheidung?

Sobald sich entlang des Lösungsfadens die erste Sinterader abgeschieden hat, findet die nachfolgende Lösung ihren ursprünglichen Weg von Sinter bedeckt. Da dieser Weg schon vorher einer Linie folgte, die tiefer lag als die Umgebung, so hat sich diese Situation noch verschärft. Der Sinterwulst bietet einen Weg, der noch ein Stückchen tiefer liegt als der ursprüngliche, die Lösung rinnt daran ab, und wieder scheidet sich eine Sinterschicht daran ab. Wenn sich dieser Vorgang wiederholt, entsteht das, was man als Sinterfahne bezeichnet.

6. Formgesetze des Deckensinters

Aus der Art ihrer Entstehung resultieren einige Formgesetze für die ideale Sinterfahne:

- a) Sie ist ein flächenhaftes Gebilde.
- b) Jeder gedachte horizontale Schnitt ist von der Höhe unabhängig.

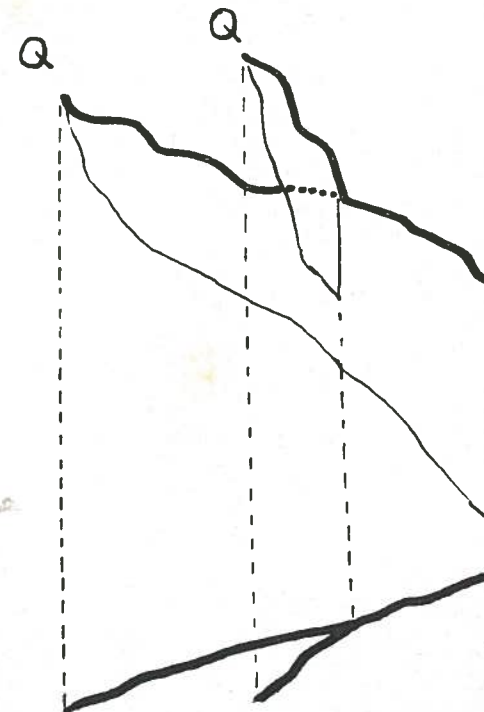


Fig. 1 - Vereinigung zweier Sinterfahnen, schematisch. Zu Beginn folgten die beiden von den Quellen Q ausgehenden Lösungsfäden den Falllinien der Decke. Durch Aussinterung verlegte sich ihr Weg senkrecht nach unten. Die Projektion des zustandekommenden senkrecht stehenden Gebildes auf eine horizontale Ebene stimmt mit der Projektion der Falllinien auf die gleiche Ebene überein.

- c) Er stimmt mit dem Grundriss der Fallinie auf der ursprünglichen Höhlendecke überein.
 d) Ein Gebilde aus mehreren Fahnen verzweigt sich stets nur nach einer Richtung, u. zw. der Steigung der ursprünglichen Höhlendecke folgend.

Die Gesetzmässigkeit a ist eine Folge davon, dass das abrinnde Wasser, dem tiefstmöglichen Weg folgend, keine Gelegenheit mehr hat, höhere Teile der einmal gebildeten Fahne zu erreichen und Sinter darauf abzulagern. Die Gesetze b und c sind ebenfalls eine Folge des Gravitationsprinzips — der ursprüngliche Weg, die Fallinie, wird nur senkrecht nach unten verlagert, normale Sinterfahnen sind also stets vertikal, niemals horizontal gewellt oder gefaltet. Formgesetz d ist eine Folgerung aus der Eigenschaft der Fallinien, sich nach unten zu in der Regel nur vereinigen, nicht aber verzweigen zu können. Das Analogon zu dieser Situation findet man im Netz der Bäche, Flüsse und Ströme.

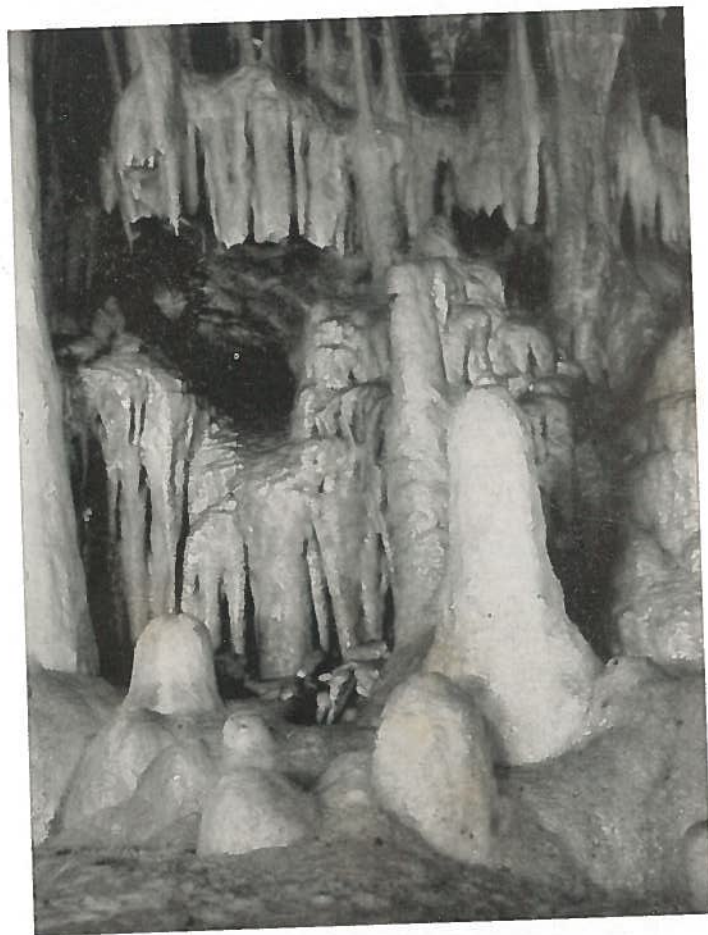


Bild 3 - Wand- und Bodenformation mit annähernd normalen Bodenzapfen; Bärenhöhle bei Erpfingen, Schwäbischer Jura, Deutschland. Aufnahme. H. W. Franke, IkoFlex.

Die mathematische Formel ist $F(x, y, z) = f(x, y)$, wobei z die Höhenkoordinate und $f(x, y)$ die Grundprojektion einer Fallinie der ursprünglichen Höhlendecke ist.

Es lässt sich an Ort und Stelle leicht nachprüfen, ob diese Gesetzmässigkeiten gelten. Ein Blick auf Sinterfahnen senkrecht von unten muss infolge der extremen Perspektive im Sintergebilde das Adernetz der Fallinien und dazwischen die freien Deckenpartien erkennen lassen.

7. Die Bodenformation

Nun verfolgen wir das Benehmen der abrinnden Lösung von jener Stelle an, an der sie von der überhängenden zur aufrechten Region übertritt. Wieder soll der erste Sinterfaden, der Fallinie folgend, schon gezogen sein. Nun ergibt sich der wesentliche Unterschied gegenüber der Decke: Der Absatz von Sinter hat hier zu einer gegenüber dem ursprünglichen Zustand erhöhten Ader geführt. Der Nachschub der Lösung kann bei seiner Suche nach dem tiefsten Weg nur seitlich davon abfließen. Aber auch dieser neue Weg versperrt sich durch Aussinterung von selbst. Wieder weicht das Lösungswasser aus, es füllt dabei die ursprüngliche Rinne aus und setzt Lage auf Lage darüber, aber immer so, dass nirgends eine Vertiefung gegenüber der benachbarten Fallinie entsteht — denn begänne sich eine solche zu bilden, dann würde die Lösung sie sofort solange benutzen, bis auch sie vollgesintert wäre. Es entsteht also eine Oberfläche, die aus lauter gleichgeformten Fallinien besteht.

8. Formgesetze des Bodensinters

Auch für die Bodenformation lässt sich wie für den Deckensinter ein Formgesetz ableiten. Wir wollen dabei zunächst voraussetzen, dass wir es nur mit einer einzelnen von der Decke kommenden Wasserader zu tun haben. Der Punkt, von dem aus sich das Wasser verteilt, wollen wir Quellpunkt nennen. Dann gilt:

- a) Jedes Bodensintergebilde ist der Teil eines rotationssymmetrischen Körpers.
 b) Die Symmetrieachse steht senkrecht und führt durch den Quellpunkt.
 c) Das Gebilde entsteht durch den Schnitt aus dem fiktiven vollständigen Körper mit der ursprünglichen Höhlenwand.

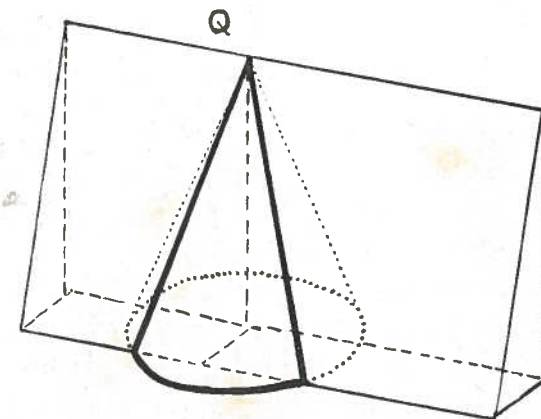


Fig. 2 - Ein von einer punktförmigen Quelle Q stammendes der Bodenformation angehöriges Wandsintergebilde ist ein Teil eines rotationssymmetrischen Körpers. Es entsteht durch den Schnitt des vervollständigten Körpers mit der Wand. Konstruktionsschema.

Die Gesetze a und b gehen daraus hervor, dass die Oberfläche aus lauter gleichgeformten Falllinien besteht, die vom Quellpunkt ausgehen. Das Gesetz c ist anschaulich verifizierbar: Die Wand ist die natürlich gegebene Begrenzung jedes daranstossenden Sintergebildes. Für die Falllinien gelten solange die Regeln, denen die Gesetze a und b zugrunde liegen, bis sie von der Wand abgeschnitten werden.

Die mathematische Formel der vervollständigten Oberfläche ist: $G(r, \varphi, z) = g(r, z)$, wobei $g(r, z)$ die Kurve bedeutet, die durch den Schnitt der Sinteroberfläche mit einer senkrechten durch den Quellpunkt führenden Ebene entsteht.

9. Ein allgemeines Formprinzip⁹⁾

Damit haben wir in der Bodenversinterung das formmässige Gegenstück der Deckenversinterung gefunden und zugleich eine wichtige Regel aufgedeckt, die man etwa folgendermassen formulieren kann:

Versinterung an der Deckenregion erfolgt im Sinn einer Zergliederung, jene an der Bodenregion im Sinne einer Glättung.



Bild 4 - Wandversinterung mit geglätteter aufwärtsgerichteter und zergliederter abwärtsgerichteter Oberfläche; Marzal bei Vallon-Pont d'Arc, Frankreich. Aufnahme: H. W. Franke, IkoFlex.

Die Linie, die die überhängenden von den aufrecht stehenden Partien trennt, ist auch die Begrenzungslinie zweier verschiedener makromorphologischer Bereiche der Versinterung.

Von dieser Regel kann man sich leicht anschaulich überzeugen. Blickt man in einem versinteren Raum senkrecht nach oben, dann erblickt man vielfach zergliederte Formationen, blickt man senkrecht nach unten, sieht man abgerundete glatte Formationen. Die Tropfsteinformen erscheinen nicht zuletzt deshalb auf den ersten Blick ungeordnet, weil wir gewohnt sind, ungefähr in horizontale Richtung zu schauen.

10. Korrosion — Gegenstück der Versinterung

Wir wollen hier nicht versäumen, einen Seitenblick auf die Korrosion zu werfen. Bezeichnenderweise folgt sie Formgesetzen, die sozusagen ein negatives Analogon derjenigen des Sinters sind:

Auch für die Korrosion ist abrinnesendes Wasser verantwortlich, das jenen Linien folgt, die am raschesten in die Tiefe führen. Da das aggressive Wasser aber längs seines Weges nichts ablagert, sondern etwas wegnimmt, verlegt es seine Bahn an der Decke so lange höher, bis eine benachbarte günstiger liegt und nun vom Wasser in Besitz genommen wird. Das spielt sich so lange ab, bis es keinen Vorzugsweg mehr gibt und das Wasser auf einer Fläche abrinnt, die aus lauter gleichberechtigten Falllinien besteht.

Anders ist es auf aufwärtsgewandten Partien: Das aggressive Wasser folgt den tiefsten Linien, lagert aber dort nichts an wie die Lösungswässer, sondern frisst sich hinein. Jede einmal besetzte Falllinie wird zu einem Einschnitt, die benachbarten Felspartien bleiben unberührt. Somit gilt für den Formenschatz, der durch Auflaugung zustandekommt:

Korrosion an der Deckenregion erfolgt im Sinne einer Glättung, jene an der Bodenregion im Sinne einer Zergliederung.

Die Linie, die die überhängenden von den aufrecht stehenden Partien trennt, ist auch die Begrenzungslinie zweier verschiedener makromorphologischer Bereiche der Versinterung.

Der zweite Satz gilt in gleicher Weise für Versinterung und für Korrosion.

11. Decken- und Bodenzapfen

Wir haben vorher nur den Fall betrachtet, dass die Lösung an der Decke bis zur senkrecht stehenden Wand abrannt, wo sie die Bodenformation erreichte. Wir kommen nun zur zweiten Möglichkeit: Der Lösungsfaden trifft einen Punkt, von dem aus kein Weg mehr tiefer führt. An diesem Punkt sammelt sich das Wasser zu einem Tropfen, der schliesslich abfällt. Am Weg vom Quellpunkt bis zur Abtropfstelle beginnt sich eine Sinterfahne zu bilden, die am Abtropfpunkt wie senkrecht abgeschnitten aufhört. Da sich an der Abtropfstelle die Tropfen sammeln, kann es dazu kommen, dass sich hier mehr Kalk ausscheidet und dass die Fahne mit einer Spitze oder gar mit einem dünnen Deckenzapfen endet.

In jenen Fällen, wo der Quellpunkt an einer Deckenstelle liegt, die ein wenig tiefer sitzt als ihre Umgebung, ist der Quellpunkt zugleich auch der Abtropfpunkt. Dann kommt es zur Ausbildung eines Tropfröhrchens. Die Art seines Zustandekommens ist bekannt: Um den hängenden Tropfen herum bildet sich ein Kalkkränzchen, die nachfolgenden Lösungen bringen weitere Ausscheidungsprodukte mit, ein Kränzchen setzt sich unter das andere und so fort, bis die bekannte Hohlzylinderform entstanden ist. Wenn das Röhrchen im Lauf der Zeit zusintert oder sich der Quellpunkt ein wenig verlagert, rinnen die Lösungen auch aussen ab und verursachen ein Deckenwachstum — der Deckenzapfen entsteht.

Die Gesetze a und b gehen daraus hervor, dass die Oberfläche aus lauter gleichgeformten Fallinien besteht, die vom Quellpunkt ausgehen. Das Gesetz c ist anschaulich verifizierbar: Die Wand ist die natürlich gegebene Begrenzung jedes daranstossenden Sintergebildes. Für die Fallinien gelten solange die Regeln, denen die Gesetze a und b zugrunde liegen, bis sie von der Wand abgeschnitten werden.

Die mathematische Formel der vervollständigten Oberfläche ist: $G(r, \varphi, z) = g(r, z)$, wobei $g(r, z)$ die Kurve bedeutet, die durch den Schnitt der Sinteroberfläche mit einer senkrechten durch den Quellpunkt führenden Ebene entsteht.

9. Ein allgemeines Formprinzip⁹⁾

Damit haben wir in der Bodenversinterung das formmässige Gegenstück der Deckenversinterung gefunden und zugleich eine wichtige Regel aufgedeckt, die man etwa folgendermassen formulieren kann:

Versinterung an der Deckenregion erfolgt im Sinn einer Zergliederung, jene an der Bodenregion im Sinne einer Glättung.



Bild 4 - Wandversinterung mit geglätteter aufwärtsgerichteter und zergliederter abwärtsgerichteter Oberfläche; Marzal bei Vallon-Pont d'Arc, Frankreich. Aufnahme: H. W. Franke, IkoFlex.

Die Linie, die die überhängenden von den aufrecht stehenden Partien trennt, ist auch die Begrenzungslinie zweier verschiedener makromorphologischer Bereiche der Versinterung.

Von dieser Regel kann man sich leicht anschaulich überzeugen. Blickt man in einem versinterten Raum senkrecht nach oben, dann erblickt man vielfach zergliederte Formationen, blickt man senkrecht nach unten, sieht man abgerundete glatte Formationen. Die Tropfsteinformen erscheinen nicht zuletzt deshalb auf den ersten Blick ungeordnet, weil wir gewohnt sind, ungefähr in horizontale Richtung zu schauen.

10. Korrosion — Gegenstück der Versinterung

Wir wollen hier nicht versäumen, einen Seitenblick auf die Korrosion zu werfen. Bezeichnenderweise folgt sie Formgesetzen, die sozusagen ein negatives Analogon derjenigen des Sinters sind:

Auch für die Korrosion ist abrinnesendes Wasser verantwortlich, das jenen Linien folgt, die am raschesten in die Tiefe führen. Da das aggressive Wasser aber längs seines Weges nichts ablagert, sondern etwas wegnimmt, verlegt es seine Bahn an der Decke so lange höher, bis eine benachbarte günstiger liegt und nun vom Wasser in Besitz genommen wird. Das spielt sich so lange ab, bis es keinen Vorzugsweg mehr gibt und das Wasser auf einer Fläche abrinnt, die aus lauter gleichberechtigten Fallinien besteht.

Anders ist es auf aufwärtsgewandten Partien: Das aggressive Wasser folgt den tiefsten Linien, lagert aber dort nichts an wie die Lösungswässer, sondern frisst sich hinein. Jede einmal besetzte Fallinie wird zu einem Einschnitt, die benachbarten Felspartien bleiben unberührt. Somit gilt für den Formenschatz, der durch Auflaugung zustandekommt:

Korrosion an der Deckenregion erfolgt im Sinne einer Glättung, jene an der Bodenregion im Sinne einer Zergliederung.

Die Linie, die die überhängenden von den aufrecht stehenden Partien trennt, ist auch die Begrenzungslinie zweier verschiedener makromorphologischer Bereiche der Versinterung.

Der zweite Satz gilt in gleicher Weise für Versinterung und für Korrosion.

11. Decken- und Bodenzapfen

Wir haben vorher nur den Fall betrachtet, dass die Lösung an der Decke bis zur senkrecht stehenden Wand abrannt, wo sie die Bodenformation erreichte. Wir kommen nun zur zweiten Möglichkeit: Der Lösungsfaden trifft einen Punkt, von dem aus kein Weg mehr tiefer führt. An diesem Punkt sammelt sich das Wasser zu einem Tropfen, der schliesslich abfällt. Am Weg vom Quellpunkt bis zur Abtropfstelle beginnt sich eine Sinterfahne zu bilden, die am Abtropfpunkt wie senkrecht abgeschnitten aufhört. Da sich an der Abtropfstelle die Tropfen sammeln, kann es dazu kommen, dass sich hier mehr Kalk ausscheidet und dass die Fahne mit einer Spitze oder gar mit einem dünnen Deckenzapfen endet.

In jenen Fällen, wo der Quellpunkt an einer Deckenstelle liegt, die ein wenig tiefer sitzt als ihre Umgebung, ist der Quellpunkt zugleich auch der Abtropfpunkt. Dann kommt es zur Ausbildung eines Tropfröhrchens. Die Art seines Zustandekommens ist bekannt: Um den hängenden Tropfen herum bildet sich ein Kalkkränzchen, die nachfolgenden Lösungen bringen weitere Ausscheidungsprodukte mit, ein Kränzchen setzt sich unter das andere und so fort, bis die bekannte Hohlzylinderform entstanden ist. Wenn das Röhrchen im Lauf der Zeit zusintert oder sich der Quellpunkt ein wenig verlagert, rinnen die Lösungen auch aussen ab und verursachen ein Deckenwachstum — der Deckenzapfen entsteht.

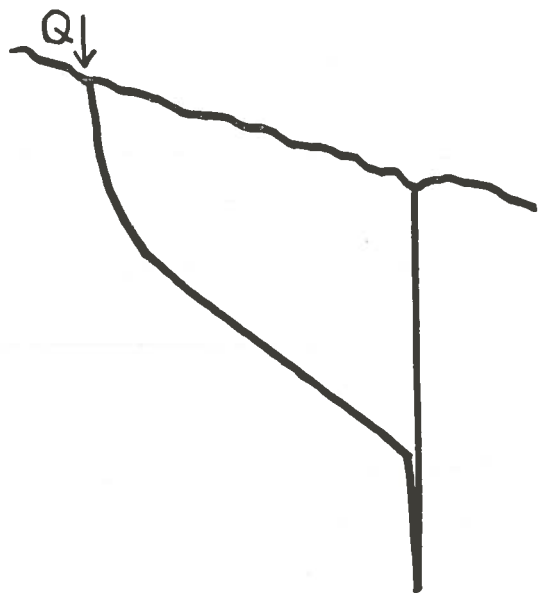


Fig. 3 - Sintervorhang, der durch eine isolierte Deckenvertiefung abgeschnitten wird.

Die Abtropfstelle muss nicht immer so eindeutig festgelegt sein wie durch einen gegenüber seiner Gegend tiefer liegenden Deckenpunkt. Abtropfpunkte können sich auch überall an horizontalen Deckenstücken bilden. Da schon eine millimeterdicke Unebenheit dazu führen kann und die natürliche Höhlendecke nie ideal eben ist, hat es wenig Sinn, jenen flachen Winkel bestimmen zu wollen, bei dem das Abrinnen in Abtropfen übergeht.

Jenen Punkt, auf dem das von der Decke tropfende Wasser auftrifft, kann man als Quellpunkt für ein Bodensintergebilde auffassen. Da hier normalerweise die einschneidende Wand fehlt, kommt es zur Ausbildung des in Kapitel 8 erwähnten vollständigen rotationssymmetrischen Körpers, des Bodenzapfens.

Wir sehen, dass sich der Deckenzapfen wie ein Sintervorhang ohne Längsausdehnung und der Bodenzapfen wie ein Bodensintergebilde ohne störende Wand verhält. Somit besteht kein prinzipieller Unterschied zwischen Deckenzapfen und Sintervorhang; beide lassen sich unter gemeinsamen Gesichtspunkten verstehen. Dasselbe gilt für Bodenzapfen und Bodensinterschichten.

Auch die Säule bietet nichts Neues. Solange Decken- und Bodenzapfen getrennt sind, sind sie gesondert zu behandeln. Sobald sie sich vereinigt haben, folgen die neuen Schichten abschnittsweise den bekannten Formgesetzen für überhängende und für aufrechte Partien.

12. Sinterbecken und Sinternäpfchen

Ein erwähnenswerter Sonderfall tritt ein, wenn die über Bodenpartien abrinnenden Lösungen auf eine Bodenvertiefung stossen. Dann sind zwei Möglichkeiten zu unter-

scheiden, je nachdem, ob sich die Grube teilweise oder ganz mit Flüssigkeit füllt. Im ersten Fall formt sich der Sinter nach den Gesetzen der Ausscheidung unter Wasser. Der zweite Fall ist interessanter: Die Lösung beginnt überzulaufen. Dann entsteht das, was wir Sinterbecken nennen: Abgesehen davon, dass sich im Inneren und am Rand Kalk wie bei jedem stagnierenden Gewässer absetzt, ist jene Stelle besonders zu beachten, an der sich das Wasser über den Rand ergiesst. Die Sinterschichten, die sich dort absetzen, erhöhen nämlich den Boden des Abflusswegs ein wenig und damit die Tiefe der Wanne. Erfolgt die Ausscheidung an dieser Stelle schneller als die im Inneren — und das ist wegen der guten Durchlüftung meist der Fall —, dann legt sich ein horizontaler Wall vor den Abfluss, der immer weiter wächst und schliesslich mehr als drei Viertel des Beckens umfassen kann.

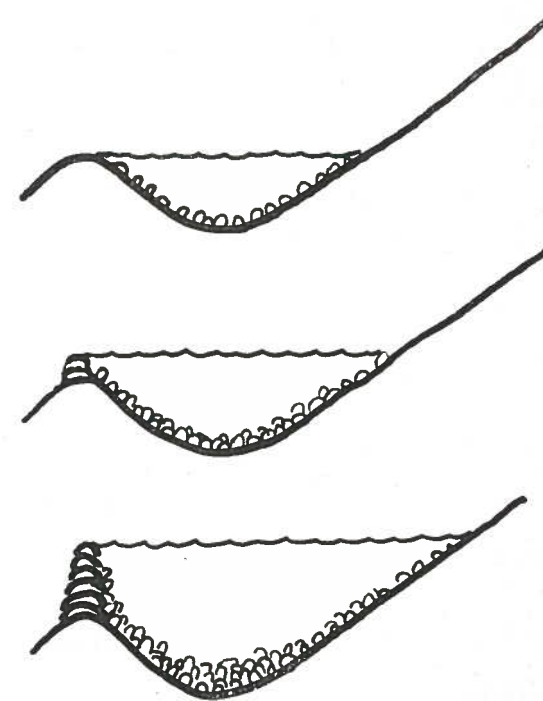


Fig. 4 - Das Wachstum eines Sinterbeckens, schematisch.

Kaskaden von metertiefen Sinterwannen sind aus vielen Höhlen der südlichen europäischen Länder bekannt. Auf dieselbe Weise kommen aber auch kleinere und kleinste Näpfchen zustande, solche von Grössen bis zu wenigen Millimetern, an denen sich der beschriebene Vorgang im Grössenbereich von Tropfen vollzogen hat. Oft sind Bodensinterformationen, besonders im annähernd horizontalen Bereich, oft auch Partien von Tropfsteinen von einer Strukturfläche solcher Becken überzogen.

13. Die Grundsituation der Sinterbildung

Bis hierher sind wir mit der Klärung des Problems der Sinterform gekommen, ohne auch nur eine einzige quantitative Grösse einführen zu müssen oder uns auch nur um die physikalische oder chemische Eigenart der Verfestigung gekümmert zu

haben. Tatsächlich gelten die herausgearbeiteten Prinzipien nicht nur für Kalkkonkretionen, sondern ebensogut für viele andere Stoffe, die sich aus langsam fließenden Flüssigkeiten verfestigen — sogar für solche, die aus Schmelzen erstarren. Nun soll der nächste Schritt erfolgen, der schon mehr Rücksicht auf die Eigenart der Kalkausscheidung nimmt und der uns dem Verständnis der komplizierten Bodensinterformen näherbringt.

Unserer Einteilung der Sinterformation gemäss sind die Sintergebilde, die uns bis jetzt vor allem beschäftigt haben, jene, die sich unter dünnen, fließenden Flüssigkeitsschichten bilden. Das eine Extrem, das diese Definition noch umschliesst, ist die Sinterform, die aus den Absetzungen einzeln ab rinnender Tropfen entsteht. Konkretionen aus aufgespritzter Flüssigkeit oder aus infolge von Kapillarkräften an Wänden haftenden Flüssigkeitsmengen fallen nicht mehr in ihren Bereich. Auf der anderen Seite liegen Sintergebilde, die sich unter dünnen, fließenden Lösungsschichten formen. Hier ist noch zu erläutern, was eine dünne Schicht sein soll. Fassen wir daher die Definition strenger: Es sollen Schichten jener Dicken verstanden sein, die zwar ein Absickern gestatten, das der Schwerkraft folgt, aber noch kein bewegungsenergieschaffendes Rinnen. Aus der Beobachtung wissen wir, dass die Definition trotz dieser Einengung für unsere Zwecke allgemein genug bleibt, da die überragende Menge allen Sinters zweifellos aus einer solchen Situation heraus entsteht.

14. Der schichtenweise Aufbau des Sinters

Wie aus unseren Vorstellungen über die Sinterbildung hervorgeht und wie wir es durch durchscheinende Sinterfahnen und Schnitte durch Sinterstücke bestätigt finden, erfolgt der Aufbau von Sintergebilden schichtenweise, u. zw. so, dass man jede Schicht als den geometrischen Ort aller Punkte gleicher Bildungszeit ansehen kann. Diese Schichten, die oft durch weisse oder lehmigbraune Färbungen gekennzeichnet sind, sind also Zeitmarken. Jede Schicht einer Bodensinterfigur bildete einmal die Oberfläche, und somit gelten für jede ihrer hauben- oder zwiebelschalenförmigen Schichten die in Kapitel 8 abgeleiteten Formgesetze.

Durch die Zerlegung eines Bodenzapfens oder einer Bodensinterformation in einzelne haubenförmige Schichten wollen wir nun zu Details über ihre Gestalten kommen. Dazu sind aber noch Annahmen über die Dickeverteilung dieser Schichten notwendig, und dazu brauchen wir endlich die physikalisch-chemischen Grundlagen.

In der Regel erfolgt die Abscheidung von Kalk und verwandten Sinterprodukten an der Grenzfläche zwischen der flüssigen und der festen Phase. Das gilt sowohl für fließendes wie für stehendes wie auch für den Untergrund nur benetzendes Lösungswasser. Wie Bögli in einer grundlegenden Arbeit¹¹⁾ gezeigt hat, ist dafür weniger die Verdunstung des Wassers oder eine Temperaturänderung, als vor allem eine Störung des Gleichgewichts zwischen dem chemisch im gelösten Kalziumkarbonat gebundenen, dem physikalisch im Wasser gelösten und dem in der Luft enthaltenen Kohlendioxyd massgebend. Die Schnelligkeit der Ausscheidung ist dem Konzentrationsunterschied proportional. Je weiter sich die Lösung vom Quellpunkt entfernt, umso kleiner ist diese Differenz — die Lösung hat an Konzentration verloren, die Ausscheidung wird schwächer und die Sinterschicht dünner. Wir haben es also mit Hauben zu tun, die in der Mitte dicker sind als an den Rändern. Nach einem viel allgemeiner gültigen Prinzip bilden sich im stationären Zustand stets Kappen aus, deren senkrecht gemessene Abstände zwischen oberer und unterer Begrenzung in jedem Punkt konstant sind¹²⁾.

15. Grössen und Dicken der Sinterschichten

Nun wollen wir uns die Frage vorlegen, ob die Sinterschichten wirklich wie Hauben periphere Begrenzungen haben oder ob sie sich beliebig weit erstrecken. Auch

hier wieder tritt die Zufuhrsgeschwindigkeit an gelösten Substanzen in den Vordergrund. Die Lösungen verteilen sich über das Sintergebilde — und nun kommt es darauf an, wie weit sie gelangen, bis sich der ganze auskristallisationsfähige Bestandteil oder zumindest der berücksichtigungswürdige Grossteil davon ausgeschieden hat. Je schneller die Lösungszufuhr erfolgt, um so weiter kann der Flüssigkeitsfilm nach unten vordringen und umso grösser ist die abgeschiedene Sinterhaube; je langsamer die Zufuhr erfolgt, um so kleiner ist sie. In umgekehrtem Sinn wirkt sich die Ausscheidungsgeschwindigkeit aus: Um so grösser sie ist, um so schneller verliert die Lösung ihre



Bild 5 - Stalagmiten gleichmässiger Dicke mit geringfügigen statistischen Abweichungen von der Normalform; Attahöhle bei Attendorf, Deutschland. Aufnahme: Verwaltung der Attahöhle in Attendorf.

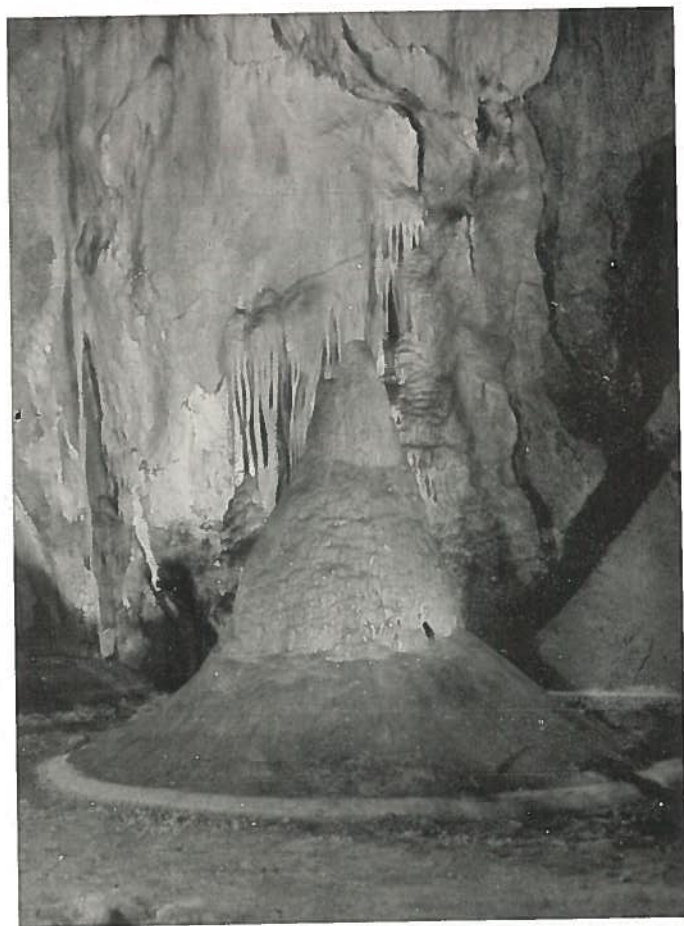


Bild 6 - Sich verjüngender Bodenzapfen; Donja pecina bei Cerovač, Jugoslawien. Aufnahme: H. W. Franke, IkoFlex.



Bild 7 - Sich nach oben verdickender Bodenzapfen mit Faltenbildung am Ueberhang; Gornja pecina bei Cerovač, Jugoslawien. Aufnahme: H. W. Franke, IkoFlex.

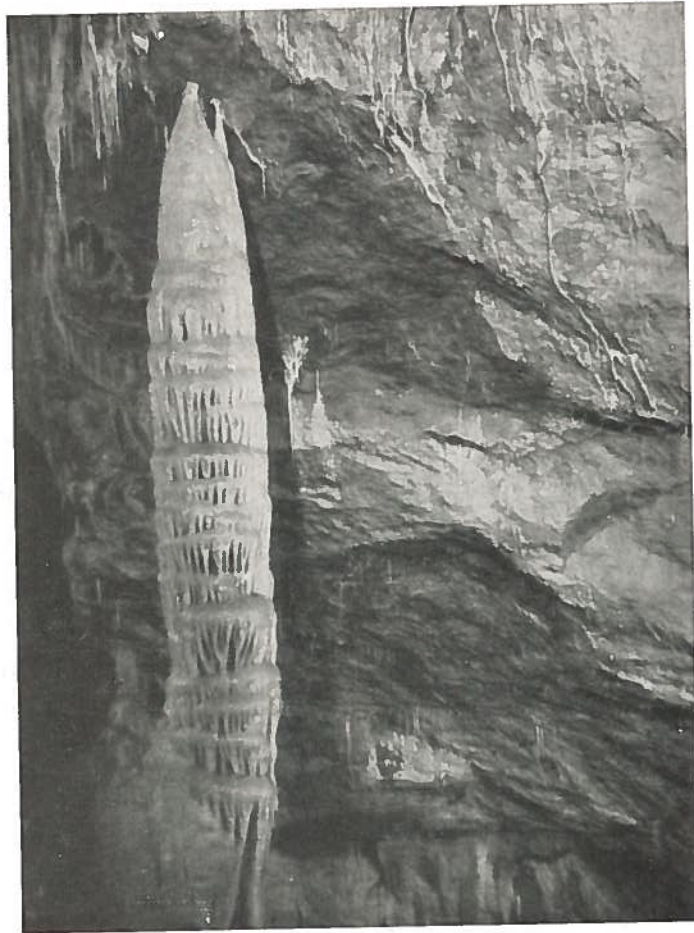


Bild 8 - Gegliederter Stalagmit; Dargilan bei Meyrueis, Frankreich.
Aufnahme: H. W. Franke, IkoFlex.

gelösten Bestandteile und um so schneller wird ihr Kalkgehalt erschöpft — die Haube bleibt klein; und je langsamer das Absetzen erfolgt, um so grösser wird sie. Der Haubendurchmesser ist also ein direktes Mass für das Verhältnis Zufuhr- zu Ausscheidungsgeschwindigkeit.

16. Die Normalformen des Bodenzapfens

Nun sind wir so weit, dass wir die Frage nach den Bodensinterformen stellen können. In Gedanken bauen wir sie schichtenweise auf. Zunächst untersuchen wir

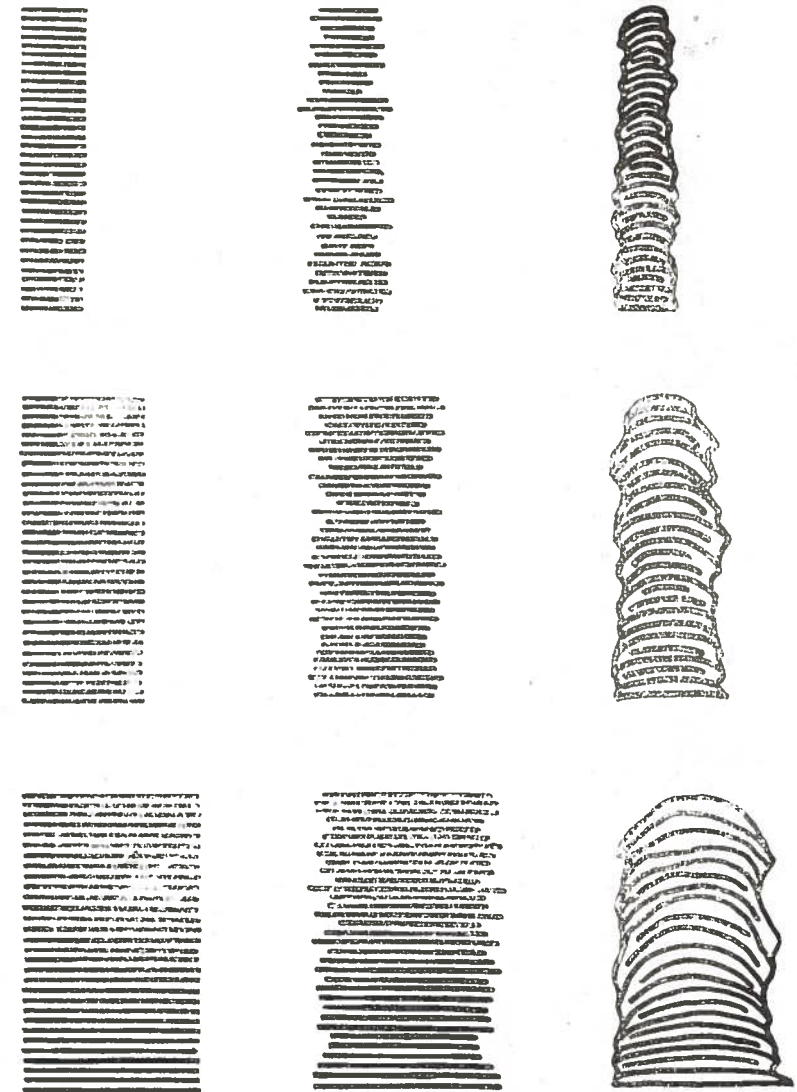


Fig. 5 - Schichtenzerlegte Bodenzapfen gleichmässiger Dicke im Schnitt.
Linke Spalte: idealisierte Form; mittlere Spalte: statistischen Schwankungen unterworfenen Schichtdurchmesser; rechte Spalte: die resultierende Form, aus gebogenen, haubenförmigen Schichten aufgebaut.

den Fall eines gleichbleibenden Verhältnisses Zufuhrsgeschwindigkeit — Abscheidungs-
geschwindigkeit. Das bedeutet, alle Hauben, die wir übereinandersetzen, sind gleich
gross. Die Zufuhrsgeschwindigkeit ist aber in Wirklichkeit nicht völlig konstant; wenn
wir uns exakt ausdrücken wollen, dürfen wir nur von statistischer Konstanz sprechen,
d. h. die charakteristische Grösse schwankt um einen festen Mittelwert. Das Ergebnis
ist ein kerzenförmiger Bodenzapfen.

In analoger Weise überlegen wir nun die Form, die entsteht, wenn die Lösungs-
zufuhr gleichmässig zunimmt. Wir kommen zu einem kegelförmigen Tropfstein.
Nimmt die Zufuhrsgeschwindigkeit beschleunigt oder verzögert zu, dann entstehen
kuppel- oder zuckerhutförmige Gebilde.

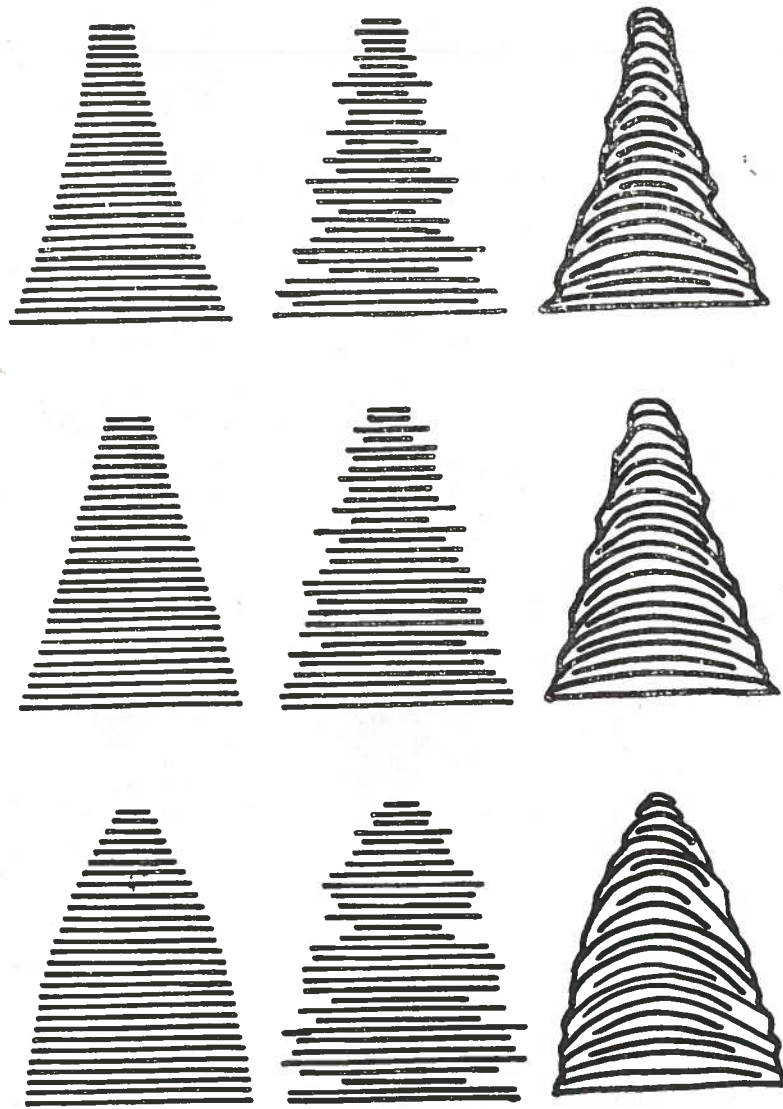


Fig. 6 - Schichtenzerlegte Bodenzapfen abnehmender Dicke im Schnitt.

Nun soll die Lösungszufuhr gleichmässig zunehmen. Es scheint, dass dann eine
keulenartige Gestalt zustandekommt. Das stimmt aber nicht, denn an überhängenden
Partien gelten die Gesetze für Deckenversinterung. An jener Linie, an der die aufrechte
Region in die überhängende übergeht, bleibt die Haube nicht rotationssymmetrisch
sondern faltet sich auf. Dadurch kommt ein Gebilde zustande, das an einen Pilz oder
an eine Qualle erinnert.

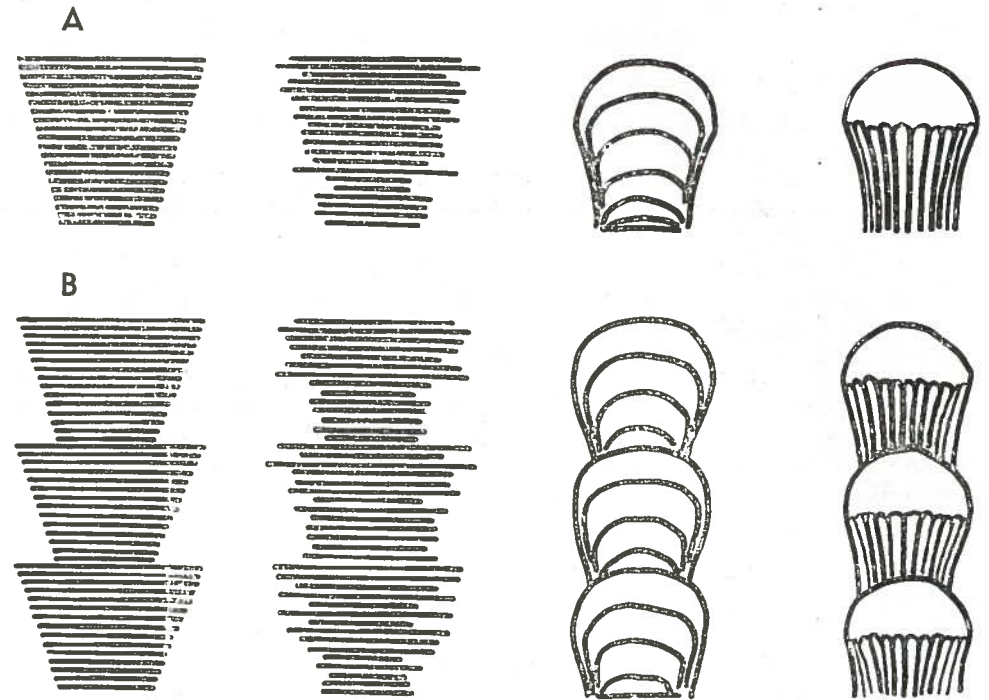


Fig. 7 - Schichtenzerlegte Bodenzapfen abnehmender Dicke. Vierte Spalte:
Aussenansicht.

- a) einfach zunehmender,
- b) mehrfach zunehmender Schichtdurchmesser.

Schliesslich untersuchen wir den Fall von abwechselnd zunehmender und
abnehmender Intensität der Lösungszufuhr. Auch dieses Beispiel mit seinen vielen
Abwandlungen reihet sich zwanglos in unser Schema. Das Resultat ist der in Kaskaden
zerlegte Tropfstein, der alle Uebergangsformen zwischen merklicher Absatzgliederung
bis zur Palmen- oder Pagodenform aufweisen kann.

Gleichartige Ueberlegungen gelten auch für die Wandversinterung der Bodenregion,
sofern sie einem einzelnen Quellpunkt entspringt.

17. Die Höhe der Bodenzapfen als Zeitmass

Diese Situation gibt auch einen Hinweis auf die Zeitabhängigkeit des Wachstums
von Bodenzapfen. Da sich ein wechselndes Verhältnis von Lösungszufuhrsgeschwin-
digkeit zur Ausscheidungsgeschwindigkeit nur auf die Durchmesser der Schichten,
nicht aber auf ihre Dicken auswirkt, so ist das Höhenwachstum der Bodenzapfen von
diesem Parameter unabhängig. Das heisst: Unter unseren idealisierten Bedingungen
wachsen Bodenzapfen gleichmässig an. Ihre Höhe kann also als Mass für ihr Alter
gelten. Das gilt allerdings nur unter der Voraussetzung, dass unkontrollierbare

Entwicklungspausen ausgeschlossen sind. Leider sind sie schwer zu konstatieren. Sofern es sich jedoch nur um jahreszeitlich bedingte Pausen handelt, stören sie die Proportionalität nicht.

Die Proportionalitätsregel gilt auch, wenn das Geschwindigkeitsverhältnis der Lösungszufuhr zur Ausscheidung schwankt. Demnach ist auch bei höhenmässig zergliederten Bodenzapfen ein gleichmässiges Wachstum anzunehmen.

Diese Schlüsse stimmen mit den Ergebnissen von Coleman²⁾ und Hicks³⁾ überein, die als jährliche Höhenzuwachsrate der Bodenzapfen 2,5 mm angeben.

18. Ueberlappte Bodensintergebilde

Bis jetzt haben wir nur Bodenversinterungen untersucht, die von einer einzigen punktförmigen Quelle gespeist werden. Was aber geschieht, wenn zwei Einzelfiguren zusammenzuwachsen beginnen? Im Fall der Ueberlappung besteht ein wesentlicher Unterschied gegenüber den bisher besprochenen Beispielen: Hier ist die Quelle nicht mehr punktförmig, da das Lösungswasser an der ganzen Oberfläche gleichzeitig abrinnt.

Nehmen wir als Muster eine Rinne, in die von beiden Wänden mit gleichmässig verteilter Intensität Lösungswasser rinnt. Es wird sich im tiefsten Punkt sammeln und abrinnen, und dabei wird sich Kalk ausscheiden. Die Form, die er dabei annimmt, ist leicht vorherzusehen, denn wieder gilt der Grundsatz, dass jede Wasserader bestrebt ist, auf dem steilsten Weg in die Tiefe zu dringen: Er wird die Rinne allmählich auffüllen. Dabei wird sich die Oberfläche gegenüber der Neigung der Rinne immer mehr der Horizontalen nähern, denn je tiefer die Partien liegen, umso mehr Wasser sammelt sich — die am Grund der Rinne und die von der Seite herkommenden Wassermengen vereinigen sich.

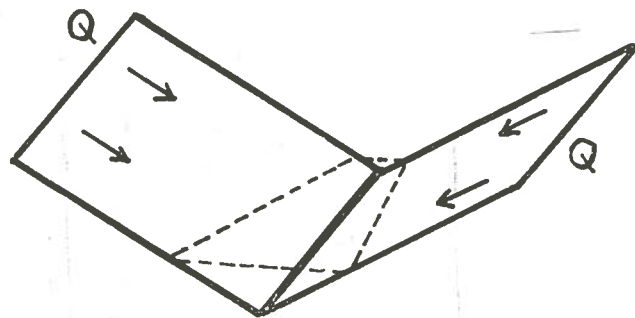


Fig. 8 - Die Auffüllung einer Rinne, in die das Lösungswasser von den Seiten mit gleichmässiger Quelliniendichte läuft.

Diese Vorstellung ist unbestimmter als jene, die wir bisher erhalten haben, wir wollen uns aber für diesmal damit begnügen, weil eine genauere Analyse verhältnismässig kompliziert ist. Dazu kommt, dass sich die betrachteten Vorgänge direkt am oder nur wenig über dem Boden abspielen, wo die Gestalt des Grundes, die nicht sichtbar ist, eine massgebende Rolle spielt. Bei Analysen der Sinterformen wird man sich daher mit ihnen weniger beschäftigen und sich lieber an die darüberliegenden Bereiche halten, soweit sie nur von einer einzigen Quelle gespeist werden.

19. Wandsinter linienhafter Quellen

Viel wichtiger als bei den Bodenzapfen ist der Fall einer Quellinie bei der Wandversinterung. Um den entstehenden Formenschatz zu finden, könnte man wieder den Falliniengrundsatz anwenden. Wir wollen uns aber mit einem einfachen Beispiel begnügen, nämlich dem einer horizontalen Quellinie mit gleichmässiger Intensitätsverteilung an einer Wand, die sich aus horizontalen parallelen Geraden aufbaut.

Zu dieser Situation kommen wir, wenn wir uns den Umfang eines Bodenzapfens bis ins unendlich Grosse wachsend vorstellen. Die Rotationsachse rückt dann ins Unendliche, d. h. die Falllinien liegen parallel. Das bedeutet nichts anderes, als dass die Wand von einer gleichmässigen Sinterschicht überzogen wird.

Die mathematische Formel ist $H(x, y, z) = h(x, z)$, wobei $h(x, z)$ den Verlauf der Schnittlinie zwischen der Wand und einer senkrecht stehenden Ebene wiedergibt. Wir können nun auch hier unsere Schichtenzerlegung vornehmen und in analoger Weise vorgehen, wie beim Uebereinanderstülpen der Sinterkappen, nur dass es sich hier um rechteckige Schichtenausschnitte handelt. Sie werden in gleicher Weise wie die Kappen nach unten zu dünner, und genau wie dort hängt ihre Ausdehnung vom Verhältnis Lösungszufuhrgeschwindigkeit — Ausscheidungsgeschwindigkeit ab. Auch die Formverhältnisse, zu denen man kommt, wenn man konstanten, abnehmenden oder zunehmenden Nachschub an ausscheidungsfähigen gelösten Stoffen annimmt, entsprechen denen der Bodenzapfen. Insbesondere stossen wir im letzterwähnten Fall wieder auf die Bildung von Vorhängen, da überragende Schichten den Regeln der Deckenversinterung folgen.

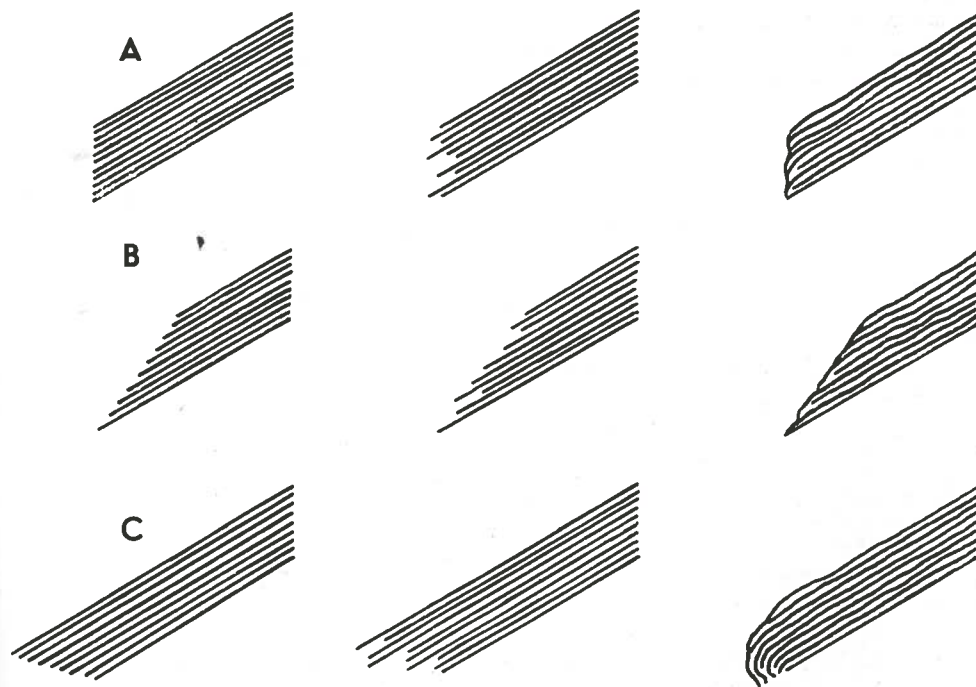


Fig. 9 - Schichtenzerlegtes Wandsintergebilde im Schnitt. Linke Spalte: idealisierte Form; mittlere Spalte: statistischen Schwankungen unterworfenen Schichtenlängen; rechte Spalte: die resultierende Form, aus übereinanderliegenden, dachförmigen Schichten aufgebaut.

- a) konstante Schichtlänge,
- b) abnehmende Schichtlänge,
- c) zunehmende Schichtlänge.

Die betrachtete spezielle Wandgestaltung wird zwar nur selten auftreten. Man kann die Betrachtungen aber auch auf unregelmässige Wandformen anwenden, weil sie sich abschnittsweise in Bereiche teilen lassen, die dem Sonderfall entsprechen.

20. Die Realsituation

Das gegebene Schema der Tropfsteinform stützt sich auf eine gedachte Idealsituation. Da diese nur im Ausnahmefall verwirklicht ist, treten die daraus abgeleiteten Idealformen oder Normalformen, wie wir sie genannt haben, nur ausnahmsweise auf. Die Brauchbarkeit und annähernde Richtigkeit dieses Schemas ergibt sich dadurch, dass die beobachteten Gebilde überraschend wenig von den abstrakt abgeleiteten Formen abweichen. Ein Vergleich zeigt, wo weitere Anpassungen an die Realverhältnisse notwendig sind; man kann sie schrittweise vornehmen und erhält dadurch beliebiger genauere Näherungen.

So verraten uns etwa die abschnittsweise versetzten Achsen von Bodenzapfen, dass die Quellpunkte nicht immer an einem festen Ort bleiben. Wandernde Quellpunkte lassen sich aber leicht berücksichtigen: Man sieht die alte Phase — Quellpunkt am alten Platz — als abgeschlossen an, betrachtet ihren Formenschatz als Anfangsbedingung für die Ausbildung der neuen Generation — Quellpunkt am neuen Platz — und berücksichtigt dann die abgeleiteten allgemeinen Gesetze für Versinterung. Diese Vorgangsweise hilft noch weiter — sie ist stets dann angezeigt, wenn ein diskontinuierlicher Wechsel in den Voraussetzungen eintritt, wie etwa das Auftreten neuer Quellpunkte, und erlaubt es, die Zugehörigkeit zu verschiedenen Sintergenerationen aufgrund von Formbetrachtungen zu bestimmen.

Viel schwerer zu erfassen sind statistische Einflüsse, wie wir sie schon bei der Wegsuche des ab rinnenden Tropfens und bei der wechselnden Grösse der übereinandergestülpten Sinterhauben kennengelernt haben. Wir wissen aber, dass sie keine prinzipiell andersartigen Formen hervorbringen, sondern nur mehr oder minder starke Abweichungen vom Normalbild. So wird man beispielsweise selten vollkommen glatte Oberflächen finden, sondern gerillte; keine genau geradlinigen Tropfsteinachsen, sondern abschnittsweise ein wenig gegeneinander versetzte usw.

Auch der Wind ist ein Einfluss, der unkontrollierten Schwankungen unterliegt und dessen Auswirkungen nicht exakt voraussehbar sind. Immerhin aber weist er doch meist Vorzugsrichtungen auf, die sich in der Richtung der Ablenkungen aus der Normalform spiegeln.

21. Nutzenwendungen

Man beginnt heute damit, den Höhlensinter als Schlüsselsubstanz für die Ermittlung paläoklimatischer Daten und vor allem für Altersbestimmungen zu verwenden. Die dazu gebrauchten Methoden sind zeitraubend und kostspielig. Es ist daher zu fordern, dass sie wohlüberlegt angewandt werden und dass man daraus ein Maximum an Information zieht. Voraussetzung dazu ist ein Verständnis der Sinterformen.

Schon seit langem taucht immer wieder der Wunsch auf, die Gestalten des Sinters selbst als Indizien für Klimaperioden zu verwenden. Aus unserem Studium der Sintermorphologie haben sich einige Hinweise für eine derartige Nutzung ergeben: So entspricht etwa jeder Absatz eines gegliederten Bodenzapfens einer Klimaepoche, in der schwache und starke Versinterung wechselte. Um aber solches Beobachtungsmaterial systematisch auswerten zu können, benötigt man mehr Anhaltspunkte — vielleicht dürfen wir sie als Ergebnis eingehender physikalischer Untersuchungen erhoffen.

Einen besonderen Anreiz für die Auswertung der Erkenntnisse über den Sinteraufbau geben die Schichtenlinien, die man an Schnitten bemerkt. Zweifellos sind sie Zeitmarken und bilden einen relativen Kalender. Eines wenigstens ist erreicht: Der Linienfolge und der Eigenart ihrer Form lässt sich eine kontinuierliche Folge

von Informationen über den Klimagang entnehmen, soweit es sich um jene Grössen handelt, die für das oft zitierte Verhältnis zwischen Zufuhr- und Ausscheidungsgeschwindigkeit der Lösungen und Ausscheidungsgeschwindigkeit grundlegend sind.

Schliesslich versetzt uns die Kenntnis der Normalform in die Lage, gröbere Abweichungen von ihr festzustellen und auf jene besonderen Bedingungen zu schliessen, die dazu geführt haben.

Wenn wir auch nicht immer eindeutige Folgerungen ableiten und noch nicht alle aufgedeckten Möglichkeiten nutzen können, so ergibt sich doch eine vielversprechende Situation, die die weitere Beschäftigung mit diesen Problemen wünschenswert erscheinen lässt. Jedenfalls ist erwiesen, dass Unordnung und Zufall beim Tropfsteinwachstum nur eine untergeordnete Rolle spielen. Vielmehr gehorcht es begreifbaren Aufbaugesetzen, denen nachzugehen sich lohnt.

ZUSAMMENFASSUNG

Prinzipiell erscheint es möglich, aus den Formen des Höhlensinters auf physikalisch-klimatische Daten zur Zeit seiner Entstehung zu schliessen. Dazu ist es nötig, die Formgesetze des Höhlensinters zu kennen. Dagegen steht als Hindernis die grosse Anzahl von Einflüssen, die sich auf die Sinterbildung auswirken.

Hier soll der Versuch einer Näherung gemacht werden, die nur Makroformen berücksichtigt. Aufgrund von « Normalbedingungen » lassen sich die « Normalformen » ableiten. Eine Diskussion der Art und Weise, wie sich Abweichungen von den Normalbedingungen als Abweichungen von den Normalformen zeigen, ergibt sich eine Rückkehr zur Realität. Es wird sich erweisen, dass sich eine unerwartet grosse Anzahl von Sinterformen aus verhältnismässig einfach überschaubaren Verhältnissen heraus erklären lässt.

Im Vordergrund der Betrachtungen stehen Konkretionen, die sich unter dünnen, abfliessenden Wasserschichten bilden. Der bestimmende Einfluss ist die Gravitation. An den Decken, an den Wänden, wie auch am Boden folgt der ab rinnende Tropfen stets jener eindeutig bestimmbar Linie, die ihn am raschesten in die Tiefe führt; sie soll hier Fallinie genannt sein. Demzufolge erfolgt auch die Sinterausscheidung nur längs dieser Linien. Die Abweichungen davon, die sich durch kapillare Einflüsse ergeben, heben sich im Mittelwert auf und verursachen daher nur geringfügige Abweichungen von der Normalform.

Da der kalkausscheidende Tropfen seinen Weg über Deckenpartien selbst nach unten verlegt, lässt sich für die Sinterfahne nach dieser Ueberlegung folgende Gesetzmässigkeit festlegen:

Sie wächst horizontal nach unten. Ihre Faltung erfolgt nur vertikal und folgt dem Verlauf der Fallinie auf der Decke, den die ab rinnenden Tropfen ursprünglich als Weg benützten.

Da der kalkabscheidende Tropfen seinen Weg über Bodenpartien selbst nach unten verlegt und daher bald nach der Seite ausweichen muss, gilt für Bodensinter folgendes Gesetz:

Jedes Bodensintergebilde ist der Teil eines rotationssymmetrischen Körpers. Die Symmetrieachse steht senkrecht und führt durch den Quellpunkt. Das Gebilde entsteht durch den Schnitt aus dem fiktiven vollständigen Körper mit der ursprünglichen Höhlenwand.

Diese Angabe wird durch folgende Ueberlegung verifiziert: Läge auf der Oberfläche eines Bodensintergebildes eine Fallinie tiefer als die benachbarte, dann würde sie solange als Weg benutzt, bis sie aufgefüllt wäre und beide gleichgeformt wären. Da beide vom Ursprungspunkt der Lösungswässer, dem Quellpunkt, ausgehen, muss das Gebilde rotationssymmetrisch sein. Das gilt für freie Bodenzapfen ebenso wie für an der Wand anstehende Gebilde.

Damit haben wir in der Bodenversinterung das formmässige Gegenstück der Deckenversinterung gefunden und zugleich eine wichtige Regel aufgedeckt, die man etwa folgendermassen formulieren kann:

Versinterung an der Deckenregion erfolgt im Sinn einer Zergliederung, jene an der Bodenregion im Sinne einer Glättung.

Die Linie, die die überhängenden von den aufrechtstehenden Partien trennt, ist auch die Begrenzungslinie zweier verschiedener makromorphologischer Bereiche der Versinterung.

Es soll nicht unerwähnt bleiben, dass die Korrosion auch im Hinblick auf ihren Formenschatz ein Gegenstück der Versinterung ist. Für sie gilt das Gesetz:

Korrosion an der Deckenregion erfolgt im Sinne einer Glättung, jene an der Bodenregion im Sinne einer Zergliederung.

An einer Seite vertikal abgeschnittene Sinterfahnen entstehen dort, wo an der Decke abrinnende Lösungswässer einen Punkt treffen, von dem kein für sie gangbarer Weg mehr tiefer führt. Deckenzapfen bilden sich dort, wo schon der Quellpunkt in einem Punkt der eben beschriebenen Lage liegt.

Wo Lösungswasser auf ebene oder annähernd ebene Bodenpartien trifft, bilden sich Sinterwannen. Diese Bildungsweise schliesst z. B. auch jene kleinsten, millimetergrossen Wännchen mit ein, die auf Einebnungen an Stalagmiten auftreten.

Bisher ging noch kein Bildungsparameter in unsere Ueberlegungen ein. Sie gelten völlig allgemein. Nun nehmen wir eine Grösse zu Hilfe: Das Verhältnis des in der Zeiteinheit zugeführten Kalks zur Ausscheidungsgeschwindigkeit pro Flächeneinheit, bezogen auf ein Sintergebilde. Da die Intensität jener Einflüsse, die zur Kalkausscheidung führen¹⁰⁾, der Kontaktfläche Lösung-Atmosphäre proportional ist, dürfen wir beim Bodensinter in erster Näherung ein Ausscheiden gleichmässig dicker Kalkschichten annehmen, soweit die Lösungsschicht das Sintergebilde bedeckt. Wir dürfen es also aus Hauben gleicher Schichtdicke aufbauen. Der Durchmesser dieser Hauben, das heisst die Flächenerstreckung der Wasserschicht, soweit sie noch ausscheidbare Kalkmengen gelöst enthält, ist dem erwähnten Geschwindigkeitsverhältnis proportional.

Wie aus den Abbildungen erkennbar ist, sind dieser Situation gemäss alle rotations-symmetrischen Bodensintergebilde zu erklären. Wenn beim schichtenweisen Aufbau grösserflächige Schichten über kleinerflächige kommen, entstehen überhängende Partien, und dort erfolgt eine Zergliederung in Fahnen gemäss des oben abgeleiteten morphologischen Grundprinzips.

Man kann also zusammenfassen: Die Dicke eines Bodenzapfens drückt den Verlauf des oben definierten charakteristischen Verhältnisses aus. Die Höhe ist dagegen in erster Näherung davon unabhängig und eine Funktion der Wachstumszeit.

Bisher wurden nur Sintergebilde betrachtet, die von einzelnen punktförmigen Quellen herkommen. Das Gravitationsprinzip, das uns zu den Fallinien geführt hat, und der schichtenweise Aufbau des Bodensinters helfen auch zum Verständnis jener Gebilde, die von mehreren punktförmigen Quellen oder einer linienhaften Quelle gespeist werden. Da die Verhältnisse hier komplizierter liegen, werden nur die Fälle einer Wandversinterung auf einer aufwärtsgerichteten, aus lauter parallelen Fallinien aufgebauten Wandpartie und die Versinterung einer von den Rändern her gespeisten Rinne erläutert.

Bei jenen Einflüssen, die Abweichungen von den Normalformen hervorrufen, sind vor allem eindeutig gerichtete und statistische zu unterscheiden. Ein Beispiel der ersten Art ist die zeitweise Versetzung von Quellen, die sich in entsprechenden Achsenversetzungen der Bodensintergebilde spiegelt. Beispiele der zweiten Art sind die statistischen Schwankungen der Haubengrössen und die unberechenbaren Abweichungen von den Fallinien. Sie drücken sich in den Unebenheiten der Oberflächen aus.

Die hier vorgebrachte Näherungsmethode soll es ermöglichen, schon vom visuellen Eindruck her eine Uebersicht über den Sinterformenschatz einer Höhle zu gewinnen.

Insbesondere erleichtert sie die Unterscheidung von Sintergenerationen und lässt Abweichungen von den Normalbedingungen erkennen. Weiter kann sie dazu verhelfen, die Entnahmestellen von Sinterproben für Laboratoriumsuntersuchungen sinngerecht zu wählen. Schliesslich kann sie zum Ausgangspunkt einer exakteren Durchdringung des Problems werden.

LITERATUR

1. ALLISON, V. C., The Growth of Stalagmites and Stalactites; Jour. Geol., XXXI, 1923, 106-125.
 2. COLEMAN, J. C., Stalactite growth in the New Cave, Mitchelstown County, Cork; Irish Naturalist's Jour., 8, 1945, 254-255.
 3. HICKS, F. L., Formation and mineralogy of stalactites and stalagmites; Nat. Speleol. Soc. Bull., 12, 1950, 63-72.
 4. MOORE, G. W., Speleothem - A New Cave Term; Nat. Speleol. Soc. News, X, 1952, 4.
 5. MOORE, G. W., The Origin of Helictites; Occasional Papers, Nat. Speleol. Soc., No. 1, 1954, 16.
 6. MOORE, G. W., Time of Stalactite Growth; Jour. Yale Speleol. Soc., I, No. 2, 1958, 12-14.
 7. QUINLAN, J. F. JR., Some Aspects of Speleothem Development; Mineral Industries Journal, VI, No. 1, 1959, 1-4.
 8. WARWICK, G. T., Cave Formations and Deposits; British Caving, C.H.D. Cullingford, ed, Routledge and Kegan Paul Ltd., London, 1953, 62-81.
 9. FRANKE, H. W., Beiträge zur Morphologie des Höhlensinters; 1. Mitt., Die Höhle, 7, 2, 1956, 35-36.
 10. LANGE, A., Introductory Notes on the Changing Geometry of Cave Structures; Cave Studies 11, 1959, 69-90.
 11. BÖGLI, A., Das Verhalten von Karbonaten in der Natur; Die Höhle 5, 1954, 36-44.
 12. FRANKE, H. W., Der schichtenweise Aufbau der Bodenzapfen; Die Höhle 12, 1, 1961, 8-12.
- Anschrift des Verfassers: Herrsching am Ammersee, Lehrstrasse 5, Deutschland.

MICHEL SIFFRE (*)

SUR QUELQUES EXEMPLES DE REMPLISSAGE DES PALEOKARSTS

Les remplissages de paléokarsts sont des phénomènes relativement bien connus. Les phosphorites du Quercy sont un des exemples français les plus célèbres.

La nature et l'âge de ces dépôts fossiles peuvent être divers.

Ainsi au cours du 11^{ème} Congrès National de Spéléologie (Cahors - FRANCE septembre 1959) j'ai montré que beaucoup de gisements quaternaires sont de simples remplissages des fentes des lapiez (1).

Les travaux géologiques que j'ai poursuivis pendant plusieurs années (1954 - 1960) dans les Alpes-Maritimes françaises m'ont permis de découvrir plusieurs exemples de karsts fossilisés par des dépôts plaisanciens ou quaternaires.

1^o - Gouffre rempli par des argiles sableuses

Entre la cuvette plio-quaternaire de Levens (au Nord) et la série des sables et limons jaunes de Colomars (au Sud) surmontant les argiles bleues à faune et micro-faune plaisanciennes qui atteignent le « Col de la Roquette », s'étend une sorte de dépression creusée au milieu des collines de calcaire jurassique et traversée par un petit ruisseau, affluent du Var.

Des argiles quaternaires, certainement lacustres, ont été trouvées ainsi que des lambeaux de conglomérats (peut-être plaisanciens).

Sur la route de la Roquette-sur-Var à Levens, j'ai observé un lambeau de marnes en serré entre deux parois calcaires en surplomb (Fig. 1).

Il ne peut s'agir que d'un comblement d'aven, en forme d'entonnoir renversé, par des marnes très sableuses, dont l'âge n'a pas encore pu être précisé.

Elles peuvent appartenir soit à la partie supérieure oxydée des argiles bleues plaisanciennes, soit aux argiles « Lacustres » de la dépression, soit, enfin, aux couches argilo-sableuses qui s'intercalent avec des brèches au col de la Roquette.

2^o - Aven fossilisé par des matériaux volcaniques.

Ce fait doit être assez rare. Toujours est-il que l'examen de la tranchée Nord de l'Autoroute Estérel - Côte d'Azur, à quelques kilomètres à l'Ouest de la vallée de la Brague, montre un petit lambeau de conglomérat volcanique, situé à l'intérieur du calcaire jurassique.

La nature et la disposition topographiques du remplissage évoquent un comblement d'aven avec ses galeries, par les matériaux projetés par un volcan (Fig. 2-3-4).

Il s'agit de roches volcaniques (1) contenant des blocs de laves recuites, assez foncées. L'ensemble des dépôts est rougeâtre et plus ou moins stratifié. Des argiles rubéfiées semblent exister à la base du remplissage.

— Quel est l'âge de ces dépôts?

Des formations volcaniques constituées par des tufs cinéritiques stratifiés et contenant en abondance des blocs d'andésite à Labrador et de laves recuites ainsi que des roches inconnues sur le littoral (calcaire oolitique silicifié), des grains de quartz et même des galets roulés de granite, des galets de calcaire et d'argile (2) et des foraminifères, s'étendent d'Antibes à Monaco.

(*) Faculté des sciences - Paris.

(1) Plaques minces en cours de détermination au laboratoire.

(2) En Août 1960, une dent de poisson a été découverte par l'Académicien Jacques BOURCART dans un galet préalablement lavé, à la station Océanographique de Villefranche S/Mer.

L'âge de ces conglomérats volcaniques était considéré comme Miocène (Burdigalien) par la plupart des auteurs qui ont étudié la région [(2) L. BERTRAND (1960) - (3) A. F. de LAPPARENT (1938) - (4) L. GINSBURG (1956)].

Mais dès 1954, le professeur Jacques BOURCART (5) se basant sur des arguments morphologiques admettait que les tufs dataient du Pliocène.

Récemment, nous avons avec J. BOURCART prouvé l'âge Post-Miocène des Cinérites qui reposent tantôt sur les marnes bleues de l'Eocène Supérieur, tantôt sur le Plaisancien typique (6).

Or d'autres sondages effectués à Cap d'Ail (A-M) ont montré à J. BOURCART que les tufs étaient situés sous les argiles pliocènes.

La série volcanique était donc bien intercalée dans la série plaisancienne.

Mais les nouvelles tranchées et les sondages profonds de l'autoroute Estérel-Côte d'Azur, effectués au lieu-dit les Baumettes (près d'Antibes) montrent que les conglomérats andésitiques sont situés au dessus des argiles plaisanciennes à l'Est du Vallon de la Pierre (a) et dans le Vallon du pied de la Digue (b) et sont recouverts à l'Est de ce dernier ravin par d'autres vases consolidées plaisanciennes, où s'intercalent des

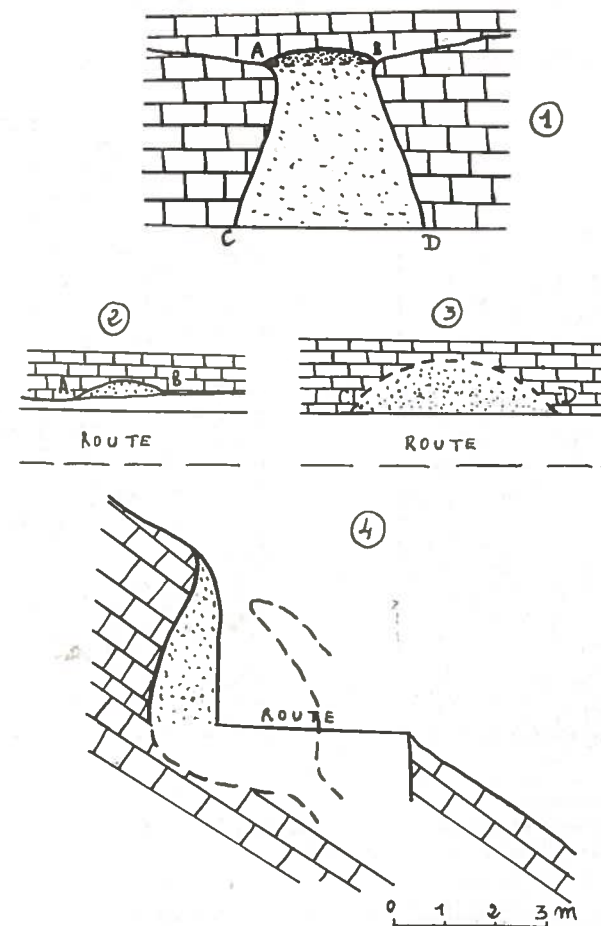


Fig. 1 - Gouffre en forme d'entonnoir renversé rempli par un dépôt argilo-sableux.

1. Coupe verticale vue de la route.
2. Vue en plan de la partie supérieure du remplissage.
3. Reconstitution en plan de la partie inférieure des dépôts.
4. Coupe des dépôts montrant les terrains enlevés par la construction de la route.

couches de cailloutis au milieu desquels j'ai découvert un élément volcanique de grandes dimensions (Fig. 5).

Aussi l'âge plaisancien de ces formations volcaniques est-il aujourd'hui bien établi (3) et l'aven fossile que nous avons trouvé n'est qu'une petite cuvette comblée par les matériaux projetés au cours des grandes éruptions sous-marines Pliocènes.

3° - Aven sous remplissage Grimaldien

Certains caractères des régions calcaires (cavités naturelles, dépressions fermées) se retrouvent dans des régions constituées par des roches diverses comme le gypse, les grès, etc....

Ainsi à Bari (4) j'ai pu indiquer la présence de ponts naturels et de réseaux souterrains actifs (perte - grotte - résurgence) dans les poudingues plaisanciens (7) du Var (8).

Mais des formes karstiques de surface ne semblaient pas exister.

Des levés géologiques détaillés (1/20.000 et 1/5.000ème) m'ont permis de découvrir un véritable aven fossilisé par les limons rouges supérieurs (5).

Cela renforce donc ce que l'on sait déjà sur les pseudo-Karsts.

Il s'agit d'une fente verticale (Fig. 6) de 1 mètre de large (en coupe) sur 3 mètres de hauteur au minimum (les contacts se continuent sous la route) remplie par des limons rouges d'âge Grimaldien et qui se trouve sur la route de Nice à Colomars, près du ruisseau le Magnan.



Fig. 2 - Roches volcaniques remplissant un gouffre creusé dans des calcaires dolomités sur l'autoroute Estérel - Côte d'Azur. (Photo Michel Siffre).

Fig. 3 - Galerie souterraine colmatée par des matériaux volcaniques. On distingue des blocs de lave recuite. (Photo Michel Siffre).

(3) J. BOURCART et M. SIFFRE les dépôts de cendres du volcan sous-marin du large de Nice. C. R. Séances de l'Académie des Sciences - t. 251, p. 1106-1107, 5 sept. 1960.

(4) Au cours du 11ème Congrès International de Spéléologie.

(5) Déjà le professeur J. BOURCART avait démontré que les limons rouges Grimaldiens remplissaient de nombreux ravins dans la basse vallée du Var.

R É S U M É

L'Auteur donne trois exemples de remplissage des paléokarsts :

- Un dépôt argilo-sableux (Pliocène?) comble un gouffre creusé dans le calcaire jurassique.
- Un second gouffre et ses galeries sont obstrués entièrement par des roches volcaniques plaisanciennes.
- Des limons rouges (Grimaldien) colmatent un troisième aven qui s'ouvre dans les poudingues plaisanciens du Var.

ABSTRACT

The author give us three exemples of the filling of paleokarst.

- A deposit of sand - clay (Plaisancian?) fills up an abyss hollowed in the jurassic limestone.
- A second abyss and its galleries are entirely obstructed by plaisancian volcanic rocks.
- Red loam (Grimaldien) completes a third abyss which opens into the Plaisancien conglomerates of Var (near Nice).

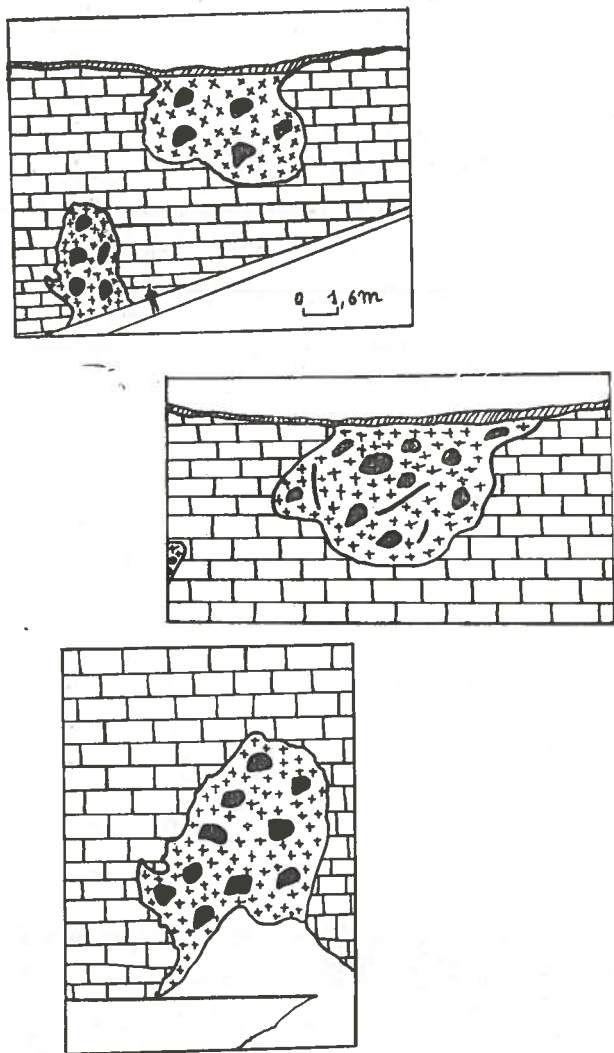


Fig. 4 - Coupes des terrains volcaniques sur le flanc Nord de l'autoroute, près de la vallée de la Brague (Alpes Maritimes).

1. Le gouffre et sa galerie.
2. Le gouffre.
3. La galerie.

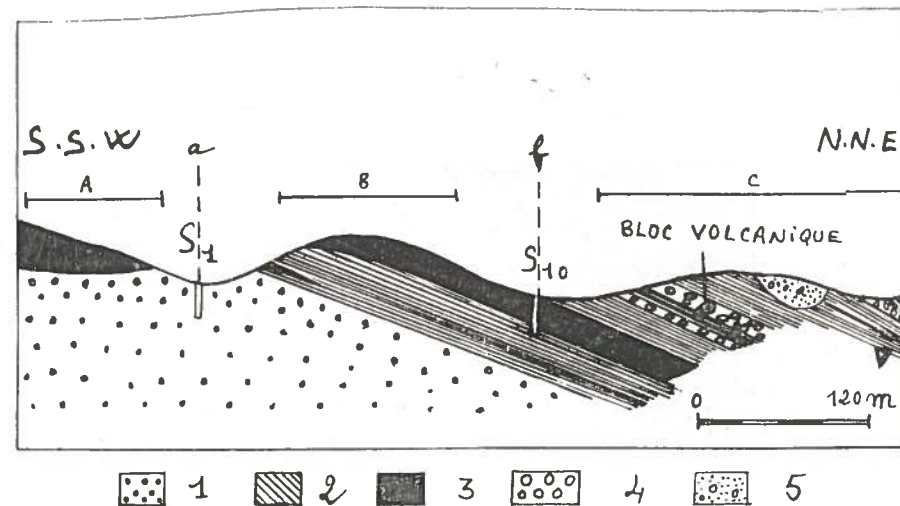


Fig. 5 - Coupe géologique près des Baumettes (Alpes Maritimes).

a) Ravin de la Pierre.
 b) Vallon du Pied de la Digue.
 A - B - C: Tranchées de l'Autoroute permettant de voir les contacts géologiques. Reproduction de la coupe d'après un calque de photographie panoramique.
 S₁ - S₁₀: Sondages profonds.

1. Marnes bleues de l'Eocène Supérieur.
2. Argiles bleues ou grises à microfaune plaisansienne.
3. Conglomérats andésitiques plaisansiens.
4. Poudingues plaisansiens du Var contenant des éléments volcaniques.
5. Cailloutis fluviaux correspondant aux limons rouges d'âge Crimalrien.

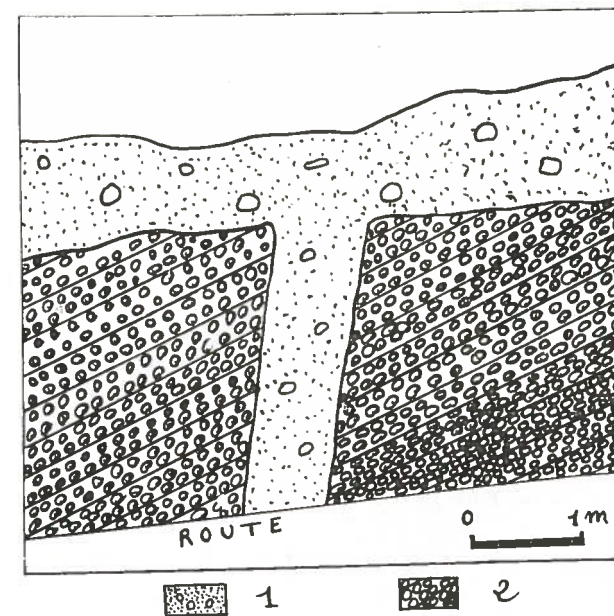


Fig. 6 - Remplissage d'un aven creusé dans les poudingues pliocènes du Var par des limons rouges, à Nice (Alpes Maritimes françaises).

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

- (1) - M. SIFFRE (1959). Niveau de base et formes karstiques submergées. Communication présentée par M. SIFFRE au IIème Congrès National de Spéléologie. Cahors, Sept. 1959. Annales de Spéléologie - Tome XVI - Fasc. I, 1961, p. 87-92.
- (2) - L. BERTRAND (1906). Notice de la Carte Géologique de Nice. 2ème Edit.
- (3) - A. F. de LIAPPARENT (1938). Etudes géologiques dans les régions provençales et alpines entre le Var et la Durance. Thèse, Paris, Bull. Serv. Carte Géol. France T.X.L. n. 198.
- (4) - L. GINSBURG (1956). Sur l'âge des conglomérats andésitiques du Sud des Alpes-maritimes. C.R. somm. S.G.F. p. 162-163.
- (5) - J. BOURCART & F. OTTMANN (1954). Pliocène et Quaternaire des feuilles de Nice et Antibes au 50.000ème Bull. Carte Géol. France C.R. coll. 1953, T. L 11, n. 241, p. 321-322.
- (6) - J. BOURCART & Y. LE CALVEZ & M. SIFFRE (1959). Du nouveau sur l'âge des tufs volcaniques du pays niçois, Bull. S.G.F. 7è série, T. 1 1959, p. 551-554.
- (7) - M. MARMET et M. SIFFRE (1956). Sur la découverte d'une faunule interstratifiée dans les poudingues du Var à Nice C.R. Somm. S.G.F., n. 14, p. 262-264.
- (8) - M. SIFFRE (1958). Morphologie souterraine et hydrogéologie des formations plio-quaternaires de la région de Nice. Communication présentée au IIè Congrès International de Spéléologie. Bari - Lecce - Salerno. (5 - 12 Octobre 1958).

MICHEL SIFFRE, PARIS (*)

SÉDIMENTATION EN CAVERNE

Au cours de mes explorations souterraines, j'ai fait quelques remarques sur la disposition singulière des alluvions de deux fontaines vaclusiennes.

Ces deux cavités sont le gouffre-grotte du Revest (commune de Gréolières) et l'exsurgence du Lauron (La Colle-sur-loup), toutes deux situées dans les Alpes-Maritimes.

LE REVEST

GÉNÉRALITÉS

Les hauts plateaux provençaux constitués par de puissantes assises de calcaire Jurassique, forment une zone karstique particulièrement remarquable.

Leur surface est modelée en lapiez, dolines et possède de nombreux gouffres dont certains collectent les eaux de plusieurs ruisseaux.

Une coloration à la fluorescéine a montré que le cours d'eau qui pénètre dans l'embut de Saint Lambert, sur le plateau de Caussol, réapparaît après 18 heures à la résurgence de Bramafan, au fond des gorges du Loup (petit fleuve Côtier) et après 45 heures au gouffre-grotte du Revest situé 150 mètres au-dessus (Fig. 1).

Mais si l'extrémité du Revest possède bien un lac pérenn, l'eau ne sort à l'extérieur qu'après de longues et importantes précipitations sur les plateaux. En somme c'est le trop-plein de la résurgence de Bramafan.

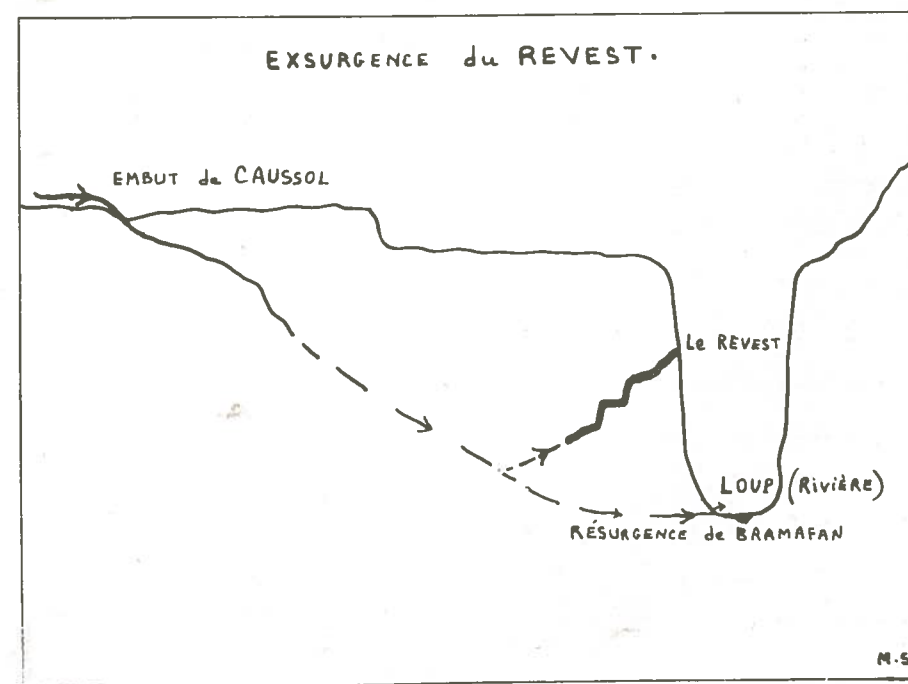


Fig. 1

(*) Faculté des Sciences - Paris.

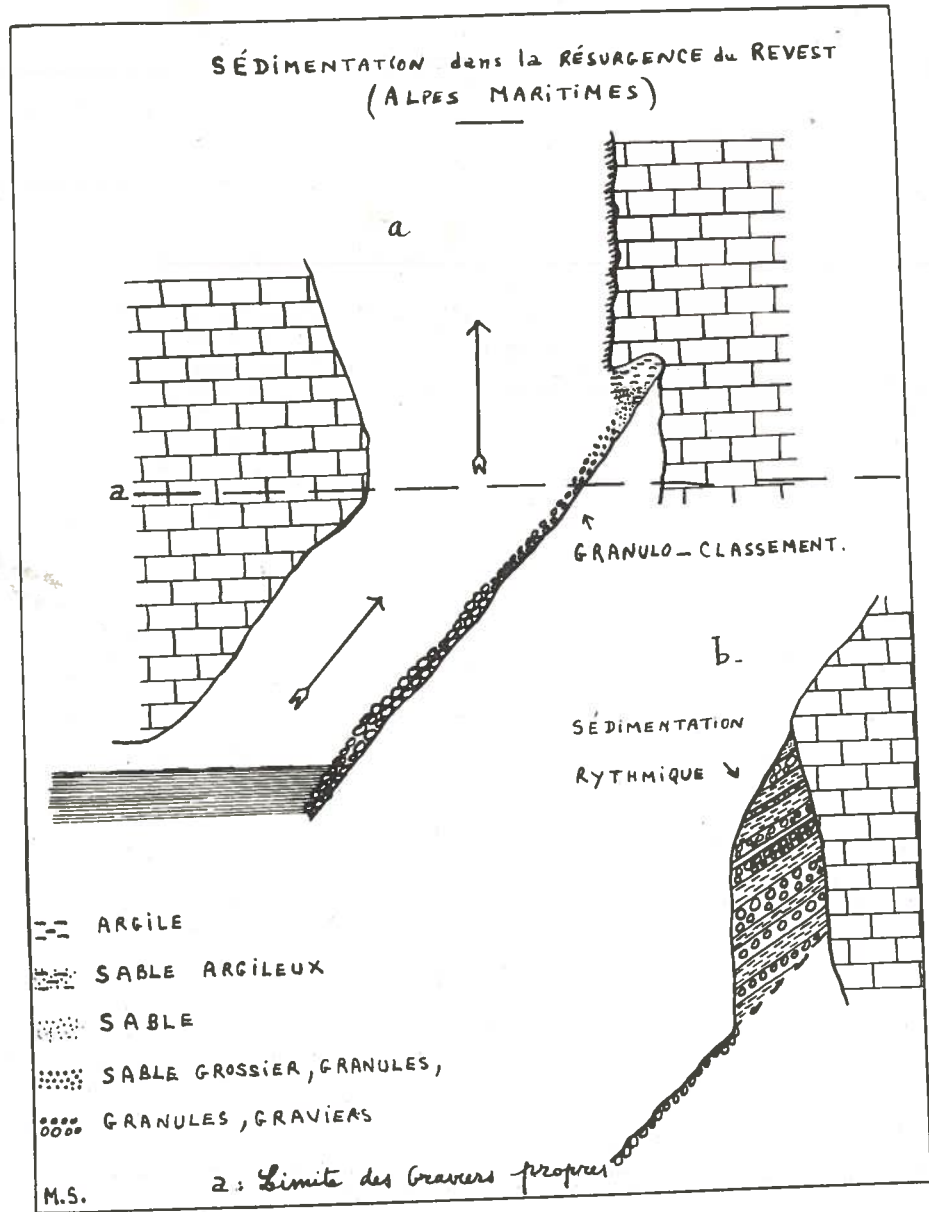


Fig. 2

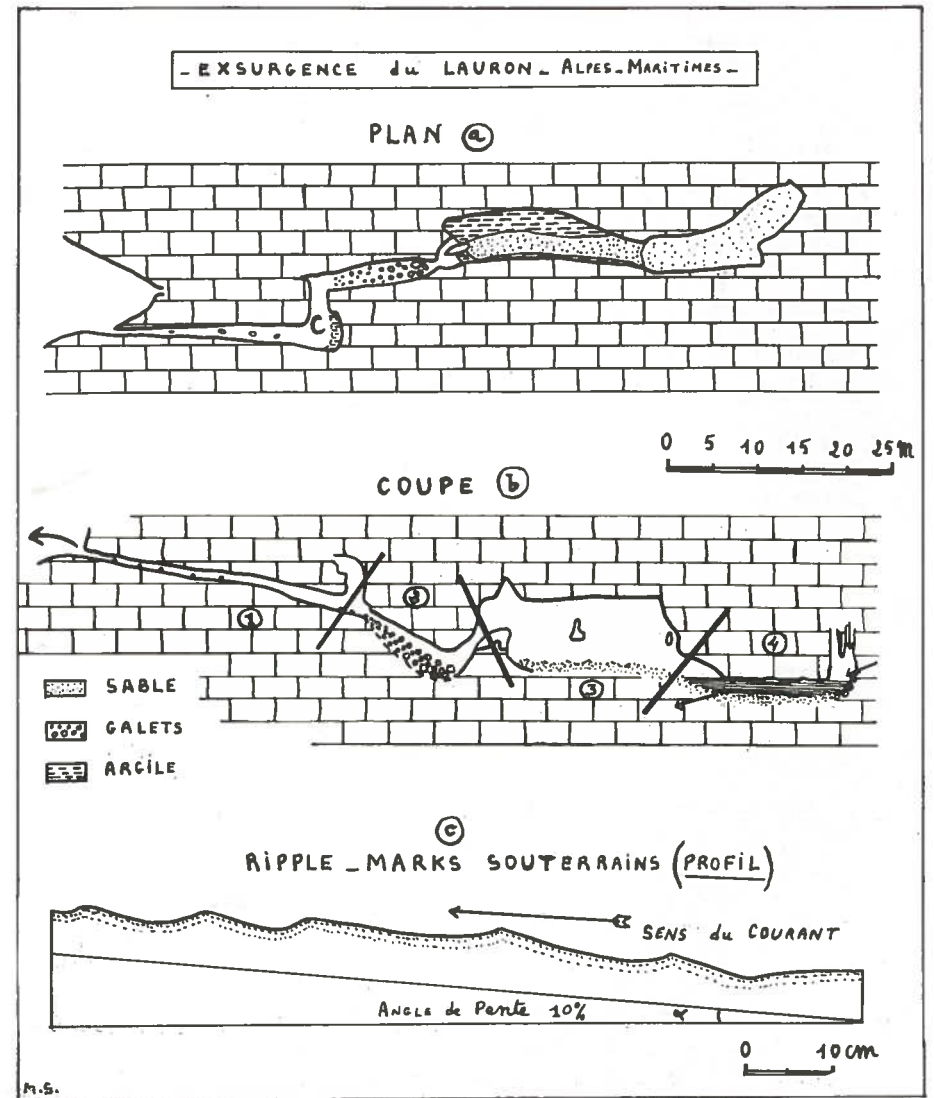


Fig. 3

La cavité est alors remplie complètement et débite plus de 5.000 litres d'eau par seconde.

DESCRIPTION SOMMAIRE:

La grotte est une galerie semi-circulaire dont le sol est constitué, en général, par des blocs de rocher tombés du plafond (éboulis endogènes) au milieu desquels de l'argile et des gravillons se sont parfois déposés.

Par ailleurs, les parois et le plafond sont la plupart du temps lisses et luisants et découpés par l'érosion.

La galerie descend en pente douce (c'est en vérité la branche remontante d'un énorme siphon pendant les périodes d'activité de la cavité) et se termine par deux puits verticaux où sont visibles de nombreuses lames de rocher.

— A la base d'un premier puits existe un lac qui peut se vider par un méandre très étroit dans le réseau de Bramafan.

— Le second puits débouche au plafond d'une galerie basse, remarquablement polie, qui plonge à plus de 45° et qui est occupée par un lac long de plusieurs dizaines de mètres, se terminant par une importante voûte mouillante (1).

La cavité a 900 mètres de développement et 120 mètres de profondeur.

DISPOSITION DES SEDIMENTS:

Le 27 Juillet 1960 j'ai fait les observations suivantes dans la partie terminale de la cavité:

Un enduit argileux brunâtre recouvrait les parois du dernier puits.

La galerie basse, inclinée, est à moitié cylindrique et son sol est constitué par un amas considérable de graviers (2) ,éléments compris entre 5 et 25 millimètres) plus ou moins émoussés et très propres.

De tout temps les spéléologues ont rencontré l'argile et les graviers dont nous venons de parler.

Mon attention s'est portée sur les dépôts immédiatement situés à la base du puits.

1° - *Disposition des alluvions en profondeur* (fig. 2 b)

Une tranchée naturelle que j'ai approfondie, m'a permis de voir des couches argileuses plus ou moins chargées de sables, alternant avec des lits de graviers et de granules.

Cette succession de couches grossières et fines s'observait sur deux mètres d'épaisseur.

2° - *Disposition des sédiments en surface* (fig. 2 a)

Il y a passage progressif des graviers aux poudres et colloïdes, d'amont en aval, c'est-à-dire de bas en haut.

Au-dessus des graviers on observe d'abord des granules (5-2 mm.) puis des sables grossiers (2-1 mm.) moyens, fins et très fins et dans le puits, de l'argile.

INTERPRETATION

Je pense que cette disposition des alluvions est due à une « SEDIMENTATION RYTHMIQUE » et à un GRANULO - CLASSEMENT PAR DENSITÉ.

Pour comprendre ces faits il faut connaître les conditions hydrodynamiques de la cavité:

Lorsque l'eau sort de la caverne, celle-ci est entièrement noyée.

La vitesse du flot souterrain, en particulier sa capacité de transport, est condi-

(1) Plusieurs tentatives de franchissement de cet obstacle au moyen de sca-phandres autonomes Cousteau - Cagnan n'ont donné aucun résultat.

(2) Etude morphoscopique en cours.

tionnée alors par:

- La dénivelée de la galerie.
- La forme du chenal d'écoulement.
- L'importance du débit.

Deux de ces facteurs sont constants; ce sont: la dénivelée (négative ici) et la forme du conduit souterrain.

Si on isole la valeur relative de la dénivelée et la forme du chenal, la compétence ne varie plus qu'en fonction du débit.

Or il faut considérer aussi que:

- l'élargissement de la galerie entraîne la diminution de la vitesse de la veine liquide ainsi que l'abaissement de la compétence.
- La dénivelée étant négative, toute particule subit une « décélération » proportionnelle au carré de sa masse entre certaines limites dimensionnelles.

Ainsi le problème est de savoir quelles sont les forces qui s'exercent sur une particule solide qui arrive au bas du puits animée d'une certaine vitesse.

— La particule s'élève dans le puits grâce à la poussée que lui imprime sa vitesse initiale jusqu'à la transformation de son énergie cinétique en énergie potentielle.

— Mais dans le puits deux forces vont s'opposer:

- a) la force ascensionnelle du flot.
- b) la force de pesanteur.

S'il y a compensation de la gravité par la force ascensionnelle, le solide reste en suspension en un point donné.

D'autre part, suivant que l'une ou l'autre de ces forces prédomine, la particule s'élèvera dans le puits (ou bien le franchira) ou retombera sur le fond où elle sera reprise par le flot sous-jacent animé d'une vitesse plus grande que celle du puits.

Ce sont évidemment les particules fines (argiles) qui ont le plus de chance de dépasser le puits tandis que les graviers sont incapables de franchir 30 mètres de verticale.

Ces derniers qui ont un mouvement de bas en haut et vice-versa quasi perpétuel acquièrent un certain émoussé par frottements.

Mais ces éléments hydrodynamiques ne sont que des constantes à un instant T.

C'est donc de l'importance du débit que va dépendre, en un point donné, la nature de l'apport détritique (argile ou graviers) dont le dépôt reflètera les conditions dynamiques dans lequel il s'est effectué.

— Ainsi, pour un débit C, la compétence du fluide permettra le transport et le dépôt de graviers en un endroit X.

— Tandis qu'à un débit faible C₁, correspondront un transport et un dépôt de sables ou d'argiles en un même point X.

Or on connaît les fluctuations de débit auxquelles sont soumises les fontaines vaclusiennes.

Aussi est-ce à des variations de ce genre qui se produisent à des intervalles plus ou moins réguliers que j'attribue cette « sédimentation rythmique » caractérisée par l'alternance de couches grossières et fines sur une même verticale, dans les branches remontantes des siphons des exurgences actuelles ou fossiles.

* * *

La diminution de la taille des alluvions de *bas en haut*, c'est à dire *d'amont en aval* (alluvions constituant la dernière des couches mises en place) tout en satisfaisant aux données énoncées ci-dessus, s'explique aisément par un classement vertical qui s'est produit après la dernière période d'activité de l'exurgence.

En effet, que se passe-t-il dans le puits terminal lorsque la sortie de l'eau cesse et qu'aucun courant continu, n'anime la masse du fluide.

Le mouvement de va-et-vient des graviers s'arrête: les particules les plus grosses, donc les plus denses (relativement), mues par les lois de la pesanteur dégringolent le

long de la pente et se déposent le plus bas possible au contraire des particules les plus fines qui « collent » à la paroi du gouffre (argile de décantation) et de celles de transition (sables, poudres).

Ainsi s'effectue le triage granulométrique des alluvions.

REMARQUES

1^o) C'est lors de l'amorçage du ou des siphons de la cavité, quand l'eau fait chasse en conduite forcée dans la galerie (c'est probablement une véritable trombe d'eau qui se propage à très grande vitesse en balayant et en entraînant avec elle tout ce qu'elle trouve sur son passage) que doivent se produire surtout le transport des graviers et leur accumulation à l'endroit que nous connaissons.

2^o) La présence de sables et de granules dans les parties de la grotte situées plus en aval peut s'expliquer par le même fait.

Mais je crois que c'est surtout lorsque la cavité exsurg normalement et qu'il y a une forte et brutale augmentation de débit que le phénomène se produit.

LE LAURON

GÉNÉRALITÉS

La série jurassique autochtone qui s'étend en bordure du littoral méditerranéen entre la Siagne et le Var forme un plateau calcaire, à basse altitude, qui est traversé en gorges par de nombreux ruisseaux, affluents des petits fleuves côtiers (La Cagne, Le Loup, la Brague, etc.).

A quelques centaines de mètres du Loup, à mi-distance entre le fond de la vallée et le sommet du plateau s'observe une galerie explorée sur 80 mètres de longueur en période de sécheresse.

De temps à autre un violent jet d'eau est projeté à l'extérieur, en particulier après de longues précipitations. Le débit peut atteindre 800 litres par seconde.

Puis l'eau cesse de s'écouler dans le thalweg extérieur. La cavité est alors noyée; elle se vide peu à peu jusqu'à la côte - 14, 60 mètres où l'eau stationne même pendant les périodes de grande sécheresse.

Quelques dizaines de mètres en contrebas de la falaise il y a une résurgence (?) pérenne qui alimente le Loup.

De la fluorésceïne jetée dans la partie toujours noyée de la grotte du Lauron est réapparue à la résurgence.

Il s'agit donc bien d'un trop-plein classique qui fonctionne par intermittence.

DESCRIPTION (fig. 3 a, b)

Le Lauron est la branche remontante d'un siphon qui se vide ou se remplit d'une façon irrégulière. On peut le diviser en quatre sections.

SECTION I

Chatière étroite 0 à -5 mètres fortement burinée par l'érosion mécanique et longue de 30 mètres.

SECTION II

La galerie fait un coude à angle droit puis descend jusqu'à - 12,20 mètres.

Le conduit remonte de quelques mètres et débouche dans une salle.

SECTION III

La galerie (« Salle ») a 20 mètres de long sur 5 mètres de large. Sa hauteur est de 7 mètres.

SECTION IV

Une voûte mouillante explorée en scaphandre termine la partie connue de la cavité.

DISPOSITION DES SÉDIMENTS

SECTION I

Quelques rares galets sont coincés dans les fissures verticales de la roche vive.

SECTION II

Le sol est constitué par des galets de nature diverse ⁽³⁾ (Calcaire, quartz, etc.).

SECTION III

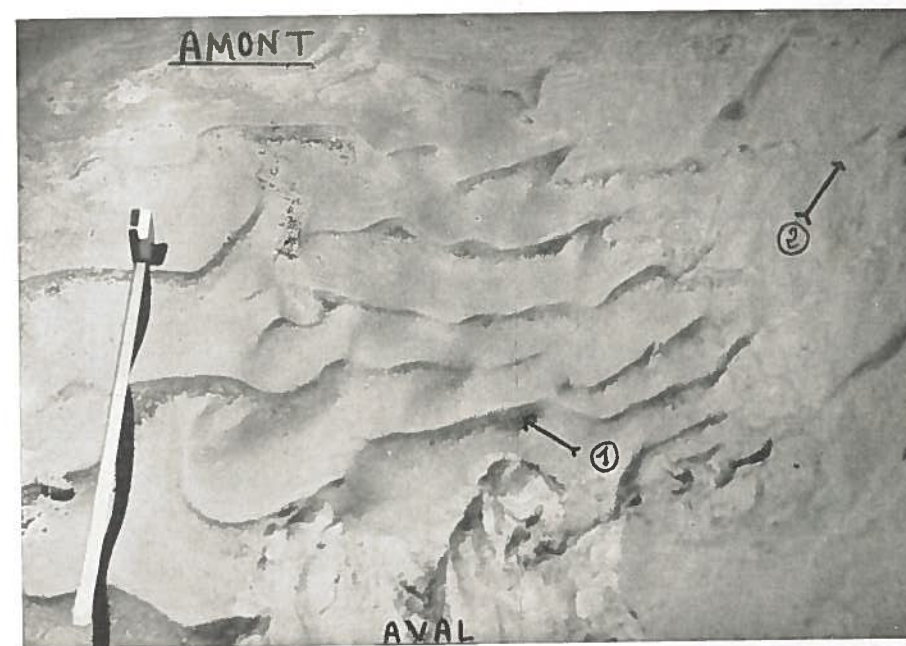
C'est la partie la plus intéressante de la cavité. Du sable assez grossier occupe la moitié Sud de la salle. Il est modelé en admirables ripple-marks souterrains qui ont fait l'objet d'une étude particulière (1).

La plage de sable est bordée par un talus argileux assez épais. De l'argile recouvre d'ailleurs les parois et le plafond de la salle.

Au cours d'une visite j'ai observé que la surface des rides était recouverte d'une mince pellicule d'argile tandis que j'ai creusé sous celle du talus Nord. J'ai alors constaté qu'elle reposait sur le sable.

SECTION IV

Les ripple-marks se poursuivent sous le siphon.



Ripple - Marks souterrains. Exsurgence du Lauron. La Colle sur Loup (Alpes Maritimes) France.

1. parties grossières à l'aval des rides (charbons de bois, Helix etc....).
2. talus argileux.

(3) Etude lithologique et morphoscopique en cours.

(1) Y. CREAC'H - M. SIFFRE - sur un cas de genèse de ripple - Marks souterrains et de gours. Annales de Spéléologie, Tome XII, 1957 - Fasc. 1-4, p. 13-18.

INTERPRETATION

Nous ne reviendrons pas sur la genèse des ripple-marks, traitée par ailleurs (2).

Que se passe-t-il pendant une crue souterraine?

Il est probable que les galets sont entraînés par la violence du premier flot grâce à des tourbillons se produisant par «soutirage» (en particulier) entre les sections II et III.

Mais arrivés au point C, ils ne sont pas capables de franchir le passage en équerre de la galerie; il se concentrent donc dans la section II où ils subissent un certain classement par ordre de taille: les plus gros éléments sont situés à - 12,20 m, les plus petits à - 5 mètres.

Une fois que l'écoulement est stabilisé deux phénomènes vont se produire:

- Un dépôt de sable et la formation de rides à sa surface (section III, IV) au ras du sol.
- Un dépôt d'argile qui surmonte le sable et s'étend jusqu'au plafond.

L'argile est évidemment postérieure au sable.

Il me semble donc que la sédimentation sableuse et la formation de son relief se sont effectués en régime turbulent tandis que les particules fines de l'argile se sont déposées en régime tranquille, une fois la crue terminée, lorsque le niveau de l'eau décroît peu à peu dans la cavité.

(2) Y. CREAC'H - M. SIFFRE - Opus cité p. 10.

GIULIANO PERNA

CONCREZIONI IN CAVITÀ ARTIFICIALI

La modalità di formazione delle concrezioni nelle cavità naturali ed artificiali sono analoghe, così che molti insegnamenti tratti dallo studio dei depositi delle cavità artificiali possono essere estesi ai concrezionamenti delle grotte, col vantaggio che per le prime si può in molti casi stabilirne l'età e le modalità di formazione.

Normalmente poi nelle grotte naturali le concrezioni sono composte da poche specie mineralogiche (calcite, aragonite, gesso) con quantità variabili di impurità (1). Nelle miniere invece le concrezioni hanno una grande varietà di composizione in relazione ai minerali contenuti nella roccia, che danno luogo a tutta una serie di minerali secondari. Soprattutto nelle miniere abbandonate si rinvencono bellissime concrezioni composte da una estesa gamma di specie mineralogiche.

Distinguerò innanzitutto una prima categoria, comprendente le cavità artificiali scavate nei calcari, dolomie, gessi, nelle quali le concrezioni si formano allo stesso modo che nelle grotte naturali. Così ad esempio nelle gallerie si formano assai di frequente le stalattiti cave che risultano molto friabili perchè gli sbalzi termici e le correnti d'aria sono intensi e quindi si ha una deposizione più rapida del carbonato di calcio. Più raramente si hanno stalagmiti, colonne o perle di grotta (PERNA G. 1959, BAKER G. and FROSTICK A. C. 1947, MACKIN J. H. and COOMBS H. A. 1945, TOMASI L. 1958).

La seconda categoria comprende cavità scavate nelle rocce silicee (graniti, porfidi, gneiss, filladi, ecc.), nelle quali le acque circolanti possono portare in soluzione ioni quando attraversino fasce calcaree, dolomitiche, gessose e giacimenti di minerali solubili od alterabili.

Il caso intermedio è quello di gallerie in rocce insolubili con rivestimento in conglomerato cementizio. Qualora si abbiano concrezioni calcaree, il carbonato di calcio può provenire dagli inerti ma anche dal cemento stesso. Il cemento Portland è costituito da silicati, alluminati e allumoferriti di calcio, che sono sali di una base piuttosto forte (ossido di calcio) con acidi debolissimi (SiO_2 , Fe_2O_3 , Al_2O_3) e quindi in acqua idrolizzano liberando idrato di calcio che è asportato dalle acque circolanti e, con l'anidride carbonica dell'aria, da carbonato di calcio (2).

Illustrerò brevemente alcuni esempi di concrezionamenti in miniere del Trentino-Alto Adige (3).

MONTE CALISIO

Alla prima categoria (cavità artificiali nei calcari) appartengono le antiche miniere della zona del Monte Calisio, a nord di Trento, ove venne coltivato un giacimento di galena argentifera già noto ai Romani. Tutte le miniere furono chiuse nel 1500.

L'orizzonte mineralizzato, costituito dai « calcari a Bellerophon », è piuttosto irre-

(1) Fanno eccezione alcune antichissime grotte della Sardegna che hanno subito riempimenti principalmente di barite e minerali di zinco ad opera di soluzioni mineralizzanti di provenienza profonda (VARDABASSO S. 1955, VARDABASSO S. 1957, VANA 1957).

(2) Nella composizione del cemento il CaCO_3 entra nella proporzione del 76%. Dopo la cottura la calce libera è sullo 0,2% e viene aggiunto come correttivo del gesso nella misura del 3%, che però durante la presa entra totalmente in combinazione.

Alcune stalattiti raccolte nelle fortificazioni costruite negli anni 1935-38 nei micascisti della val Passiria e rivestite in conglomerato cementizio hanno dimostrato, all'analisi chimica, di essere composte esclusivamente di carbonato di calcio.

(3) In una precedente nota (PERNA G. 1959) ho già illustrato un esempio di concrezioni libere in una galleria ferroviaria.

golare nei tenori e raggiunge un massimo del 30 % di galena. Gli antichi minatori coltivarono le parti più ricche con un complesso di lavori imponente: si contano circa 100.000 pozzi della profondità da 20 a 100 m e le gallerie raggiungono uno sviluppo di parecchie migliaia di chilometri (TRENER G. B. 1899 e 1901). Gran parte dei pozzi sono ora franati, così che l'altipiano del Calisio è costellato di miriadi di doline che assorbono tutte le acque di precipitazione, che vengono smaltite dalle gallerie in buona parte tuttora percorribili.

La formazione nel complesso ha un tenore di qualche unità per cento di galena, 4-10 Kg di argento per ton di piombo, blenda (solo a luoghi ed alla base della formazione), pirite, calcopirite, barite, ecc., ed i relativi minerali di alterazione.

Le concrezioni sono prevalentemente calcaree, dato che tutta la serie dei terreni sovrastanti è costituita da calcari, dolomie e marne. I sali di rame conferiscono talvolta belle colorazioni azzurre e verdi alle concrezioni. Queste hanno forma analoga a quelle delle grotte naturali: stalattiti (fino a 20 cm di diametro), stalagmiti, colonne, vaschette concrezionate e crostoni stalagmitici.

Un problema che assume il massimo interesse in queste gallerie è quello della presenza della barite nelle concrezioni, segnalata per ora solo in forma dubitativa. La barite è una tra le sostanze meno solubili esistenti in natura e nel giacimento si trova nelle fratture ed in vene, rideposta per diagenesi. I calcari a Bellerophon contengono mediante il $0,6 \div 0,8$ % di BaO, probabilmente sotto forma di sale solubile, che precipita passando a solfato. Ho in programma ulteriori ricerche per accertare la presenza di barite nelle concrezioni.

MINIERA DI PREDOI

Alla seconda categoria (cavità artificiali in rocce cristalline) appartengono i due successivi esempi: Predoi e Quadrate.

La miniera di Predoi in Valle Aurina fu coltivata sin da tempi antichissimi e, abbandonata nel 1898 dopo aver attraversato una fase di fiorente sviluppo, fu riaperta recentemente, avendo subito una interruzione di 60 anni.

La mineralizzazione fu apportata da una intrusione di ofioliti mesozoiche ed è di segregazione magmatica; i minerali principali sono pirite, calcopirite e magnetite, accompagnati da pirrotina, ilmenite, blenda, ecc. Minerali secondari sono: bornite, coccite, covellina, ematite, limonite e goethite.

Le coltivazioni, iniziate all'affioramento in località Croce di Valle Rossa (m 2080 s.l.m.), si sono via via approfondite seguendo il filone subverticale. Questo è stato raggiunto da 7 traverso-banchi il più basso dei quali è posto a quota 1516, è denominato S. Ignazio ed è lungo 957 m. Sotto a questo vi sono ancora 3 livelli che si dipartono da un pozzo della profondità di 88 m: Ottilia -41, Carlo -64, Oss Mazzurana -88.

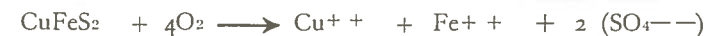
Le acque della miniera sono piuttosto abbondanti, provenendo in parte dall'esterno attraverso le antiche ripiene contenenti ancora una piccola percentuale di minerali.

Stalattiti di rame

Appena abbandonata la miniera, il pozzo si riempì completamente di acqua ed alla sua riapertura si poté osservare che in alcune zone si notavano delle stalattiti arborescenti composte da rame metallico. Questo si rinviene talvolta anche nei piani di scistosità della roccia, sotto forma di sottilissime fogliettine oppure di minuscole sfellette.

L'origine di queste concrezioni di rame è molto interessante. L'acqua della miniera contiene in soluzione una notevole quantità di ferro, rame ed SO_4^{--} dovuti all'alterazione della pirite e calcopirite (4):

(4) Un'analisi del Prof. De Francesco ha dato: Rame 190,8 milligrammi/litro, Ferro 42,0 milligrammi/litro.



Durante l'alterazione si liberano cariche elettriche le quali si trasmettono lungo il filone fino alla superficie libera (a contatto dell'acqua) che funziona da catodo di una cella elettrolitica, facendo depositare gli ioni di rame. Le stalattiti più sviluppate raggiungono la lunghezza di alcuni centimetri e sono state rinvenute disposte in allineamenti lungo le vene più ricche del filone o lungo fenditure. Hanno forma arbore-scente dendritica, talora gli aghetti sono molto allungati e fusiformi ed hanno una sezione a stella esagonale, la forma più comune è però quella coralloide; esposte all'aria si ricoprono di patine brunastre.

Una delle maggiori stalattiti, lunga circa 4 cm, aveva il peso di gr 5,5. Dato che un Coulomb separa al catodo gr 1,186 di rame si ottiene che occorsero 4,6 Coulomb per formarla; l'intensità della corrente fu quindi assai piccola: $2,45 \times 10^{-9}$ Ampère.

Tutta la parte della miniera sovrastante il livello S. Ignazio è drenata da questa galleria, così che non è mai stata sommersa. Dal punto di vista geochimico la si può considerare quindi zona di ossidazione e vi si rinvennero vistose concrezioni.

Stalattiti di limonite

Come prodotto finale dell'alterazione della pirite si ottengono gli idrossidi di ferro, i quali formano concrezioni per lo più sotto forma di sottili cannelli, cavi all'interno, assai friabili e di colore bruno scuro o nero. In una camera di prestito ne furono rinvenuti di quelli lunghi tre metri. In questo caso quindi la velocità di accrescimento è piuttosto elevata: 50 mm/anno. In alcuni punti si rinvennero invece come incrostazioni sulle pareti.

Queste concrezioni, come del resto tutte le altre di questa miniera che descriverò, si formano solo nelle zone di stillicidio limitato, perchè ove esso è abbondante, vengono asportate dall'acqua e dall'acido solforico in soluzione.

Concrezioni di minerali di rame

Più rare sono le concrezioni di minerali di rame d'alterazione: covellina e calcocite. Esse formano delle patine verdi ed azzurre sulle pareti ed assai raramente stalattiti. Queste concrezioni portate fuori della miniera sfioriscono molto rapidamente per perdita d'acqua. Sono invece abbastanza frequenti le patine fangose verdastre di composizione non definita.

Concrezioni di gesso.

In vari punti della miniera si rinvennero cristalli di gesso con abiti diversi. Così al livello Fortuna una vecchia galleria era tapezzata a luoghi da cristalli aciculari, della lunghezza di circa 30 mm (accrescimento 0,5 mm/anno), mentre alla base della rimonta principale al livello S. Ignazio si rinvennero piccole druse di cristalli prismatico-tabulari di gesso della lunghezza di circa 1 mm.

Il gesso si rinviene nelle zone in cui l'umidità dell'atmosfera si condensa sulle pareti, mai nelle zone bagnate dallo stillicidio.

La genesi di queste concrezioni si può spiegare, in analogia alle concrezioni di gesso della Grotta del Fiume (PERNA G. - POZZI R. 1959), con l'azione degli ioni SO_4^{--} sul carbonato di calcio dei calcescisti.

I vapori di acido solforico, presenti in quantità infinitesimale nell'atmosfera, si disciolgono nell'acqua condensata sulle pareti e reagiscono col carbonato di calcio in soluzione.

MINIERA DI QUADRATE

Nell'antica miniera di Quadrate, posta nella valle della Sila (Valsugana) all'altezza di Fornace, si coltivarono alcuni filoni di solfuri subverticali, con direzione

nord-sud ed immergentesi ad est, incassati nelle porfirite quarzifere « tipo Laghestel » ANDREATTA 1959) alla base della formazione effusiva atesina, al contatto con le filladi quarzifere.

I minerali sono: galena, blenda, pirite (aurifera), calcopirite, arsenopirite, con i rispettivi minerali di alterazione. Il tout venant conteneva il 4-5 % di piombo, 10-12 % di zinco e mille grammi di argento per tonnellata di piombo. Nel 1930, a causa dell'impoverimento dei filoni verso il basso, la miniera fu abbandonata. Dopo sporadici lavori condotti nel 1940-41, fu riaperta nel 1958 e si rivelò straordinariamente ricca di concrezioni.

Concrezioni di gesso.

Lungo il traverso-banco n. 4, di quota 628 s.l.m. scavato nelle portirite, si notano frequenti concrezioni gessose del tipo a cuscinetto già descritte per la miniera di Predoi. Si rinvencono nelle zone asciutte mentre, ove lo stillicidio dà luogo ad un lentissimo gocciolio, si hanno cristallizzazioni più evidenti. Nei punti in cui questo si stacca dalla volta si notano aggregati paralleli di cristalli di gesso con individui ben sviluppati, potendo raggiungere i due centimetri di lunghezza per un millimetro di diametro. A contatto della roccia l'aggregato è disordinato ma, procedendo verso il basso, i cristalli aciculari tendono a crescere verticalmente. Frequenti sono i geminati a coda di rondine secondo (100).

Le concrezioni gessose si rinvencono pure nelle gallerie nei filoni, soprattutto nel secondo filone, vena di letto e di tetto, zona sud.

Il maggiore degli aggregati di cristalli di gesso è lungo 26 mm, ottenendosi quindi una velocità di accrescimento di 1 mm/anno. L'origine di queste concrezioni è da ascrivere all'azione dell'acido solforico sulle porfirite che contengono una piccolissima percentuale di calcio (5).

Vaschette concrezionate e perle di grotta.

Nelle gallerie in direzione del II filone di quota 628, sono particolarmente abbondanti le colate stalagmitiche che rivestono le pareti o che traboccano dalle tramogge dei fornelli. Dove le pareti delle gallerie si fanno meno inclinate si nota il fenomeno delle vaschette disposte in cascata, molto regolari e piccole (sui 2 cm di lunghezza), nell'interno delle quali vi sono concrezioni coralloidi o minutissime perle di grotta. Normalmente queste colate hanno un bellissimo colore verde-azzurro con sfumature delicatissime, dovute ai sali di rame. Più raramente sono blu, mentre in altre zone sono colorate in rosso e bruno dagli idrossidi di ferro o in nero dai sali di manganese.

Altre vaschette, poste sul suolo, contengono perle di grotta di forma generalmente sferica, alquanto bitorzolute, verdi-azzurre e giallicce, composte di sali di ferro e di rame e carbonato di calcio. Ogni vaschetta ne contiene a decine e, raccolte e portate fuori dell'ambiente, sfioriscono rapidamente (6).

All'interno mostrano un grosso nucleo irregolare di roccia o quarzo con tracce di minerale, attorno a cui si sviluppano alcuni involucri concentrici ben netti, di vario colore: giallino, bianco e azzurro.

Anche molti ciottoli presentano il fenomeno dei concrezionamenti coralloidi, spesso ciottoli e perle si sono saldati al suolo e sulle pareti delle vaschette. Solo alcune perle bianche lucide composte da carbonato di calcio e la maggiore delle quali ha un dia-

(5) All'uscita del traverso-banco, nell'aprile del 1960, al disgelo, l'acqua aveva un Ph=6.

(6) Tra i minerali presenti nella miniera di Quadrate vi è la Goslarite ($\text{FeSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$), che forma delle masse pastose e si trova frammista agli altri minerali delle concrezioni.

metro massimo di 25 mm, raccolte in una piccola vaschetta, sono molto compatte e resistenti, le altre sono piuttosto friabili.

Le stalattiti a cannello che scendono dalla volta della galleria nel secondo filone, vena di tetto, hanno una lunghezza di circa 20 cm, sono molto sottili e la presenza di sali di rame, ferro e manganese fa assumere loro colori cangianti: bianco, verde-azzurro, bruno, marron (figura 2).

Riassunto

L'A. descrive le concrezioni trovate in alcune vecchie miniere del Trentino ed Alto Adige.

Le miniere di galena argentifera del Monte Calisio, a Nord di Trento, sono chiuse da 400 anni. Le gallerie, scavate nella formazione dei « calcari a Bellerophon », del Permiano superiore, sono rivestite di concrezioni calcaree.

La miniera di rame di Predoi (Valle Aurina) chiusa da 60 anni, presenta stalattiti di rame metallico, di limonite e concrezioni di gesso.

Nella miniera di galena di Quadrate (Valsugana), si sono trovate concrezioni di gesso e perle di grotta.

Abstract

Concretions in some old mines in Trentino and Alto Adige (North Italy) are described.

The mines of silver galena of Mount Calisio (North of Trento) are closed since four hundred years. The mine galleries excavated in « Bellerophon limestone » formation of Upper Permian, are covered of calcareous concretions.

The copper mine of Predoi (far north of Italy) closed since sixty years presents metallic copper stalactites, limonite stalactites and gypsum concretions.

Gypsum concretions and cave pearls have been found in the galena mine of Quadrate (Valsugana).

BIBLIOGRAFIA

- ANDREATTA C. 1959: *Nuove osservazioni sulla serie basale della zona meridionale del sistema vulcanico atesino*. Acc. Naz. dei Lincei, Rendiconti della Classe di Sci. Fis., Mat., Nat., Fasc. 2, Serie VIII, Vol. XXVI, pp. 172-178, 1 tav., Roma.
- ANDREATTA C. 1959: *Carta geologica e petrografica dell'Altipiano di Pinè (Trentino)*. Scala 1:25.000. Bozze di stampa presentate alle escursioni del Vulcanesimo Permiano.
- BAKER G. - FROSTICK A. C. 1947: *Pisoliths and Ooliths from some Australian Caves and Mines*. Jour. of Sedimentary Petrology, XVII, pp. 39-67, tav. I-IV, figg. 5.
- BIANCHI A. - DAL PIAZ G. B. 1930: *Carta geologica dell'Alta Valle Aurina, scala 1:25.000, rilevata negli anni 1927-30*. Magistrato delle Acque, Venezia.
- CAPPA G. 1956: *Concrezioni anomale in una caverna naturale all'interno di una miniera di ferro a Valdicastello (Lucca)*. Atti del VI Congr. Naz. di Speleologia, pp. 96-99, Trieste.
- CAVINATO A. 1930: *I minerali della Valle Aurina e i loro giacimenti*. Studi Trentini di Sci. Nat., A. XI, Fasc. 1, pp. 26-58, Trento.
- DAL PIAZ G. B. - BIANCHI A. 1934: *Monografia geologico-petrografica sull'Alto Adige Orientale e regioni limitrofe*. Pubbl. n° 135 dell'Uff. Idrogr. del Magistrato delle Acque, Roma.
- MACKIN J. H. - COOMBS H. A. 1945: *An occurrence of «Cave Pearls» in a mine in Idaho*. Jour. Geol., Vol. 53, pp. 58-65.
- PERNA G. 1955: *Le concrezioni di Grotta*. Natura Alpina, A. VI, n° 3, pp. 15-18, figg. 13, Trento.
- PERNA G. 1958: *Concrezioni Libere di Grotta*. Atti VIII Congr. Naz. Speleologia, pp. 108-122, figg. 21, Como.
- PERNA G. 1959: *Perle di grotta poliedriche della galleria ferroviaria di Bargeggi (Savona)*. Rass. Speleo. Ital., A. XI, Fasc. 1, pp. 3-17, 14 figg., Como.
- PERNA G. - POZZI R. 1959: *Osservazioni su alcuni fenomeni concrezionari della Grotta del Fiume (Ancona)*. Rass. Speleo. Ital., A. XI, Fasc. 1, pp. 18-20, 3 figg., Como.
- TOMASI L. 1958: *Concrezioni cristalline e velocità di accrescimento*. Natura Alpina, A. IX, Fasc. 2, pp. 50-56, 4 figg., Trento.
- TRENER G. B. 1899: *Le antiche miniere di Trento-Storia e geologia*. Ann. Soc. Alp. Trid., XX, 1896-98, pp. 27-90, Trento.
- TRENER G. B. 1901: *Notizie sulle antiche miniere di Trento*. Tridentum, IX, pp. 9, Trento.
- TRENER G. B. 1917: *Le miniere argentifere di Trento*. La Miniera Italiana, Roma.
- VARDABASSO S. 1955: *Sardegna Speleologica*. Rass. Speleo. Ital., A. VII, Fasc. 3, pp. 119-135, 21 figg., Como.
- VARDABASSO SILVANA 1958: *Il carsismo nella fascia costiera della Sardegna*. Atti XVII Congr. Geogr. Ital., Vol II, pp. 124-135, 1 figg., Bari.



Fig. 1 - Doss delle Grave (Monte Calisio): Concrezioni a festoni pendenti dalla volta di una antica galleria di coltivazione del giacimento di galena argentifera nella formazione a Bellerophon (Foto G. Perna).



Fig. 2 - Miniera di Quadrate: Stalattiti di carbonato di calcio e minerali di alterazione di rame e ferro (Foto G. Perna).



Fig. 3 - Miniera di Quadrate: Nidi di perle di grotta, costituite da carbonato di calcio, con colorazione azzurrina data dai minerali di rame (Foto G. Perna).



Fig. 4 - Miniera di Predoi (Valle Aurina) - Livello Fortuna: Concrezioni di idrossidi di ferro (Foto G. Perna).

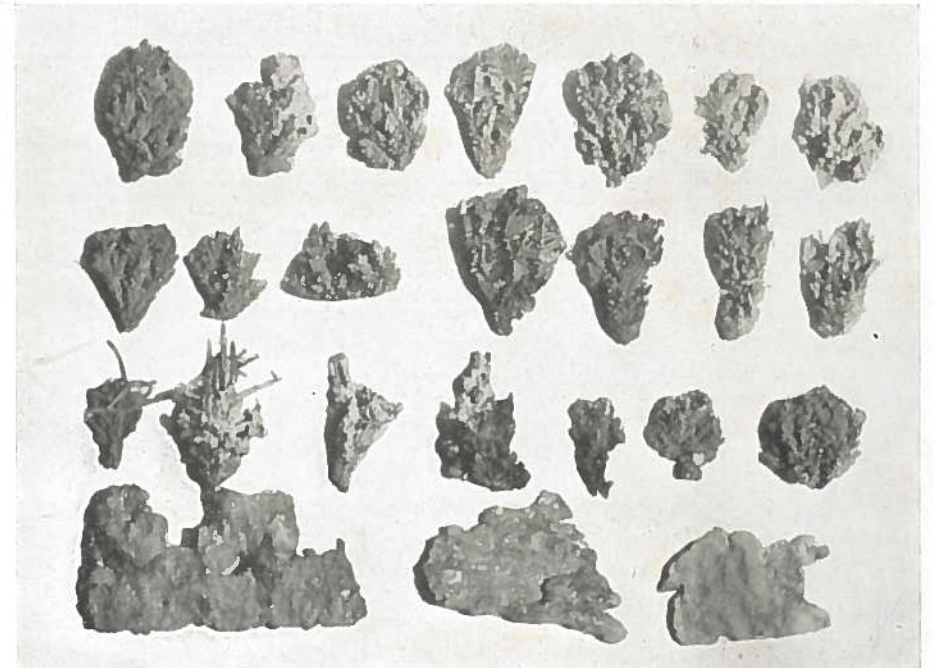


Fig. 5 - Miniera di Predoi (Valle Aurina): Concrezioni di rame metallico: prime tre righe: stalattiti arborescenti rinvenute al livello Oss Mazzurana, dopo il prosciugamento del Pozzo. Nell'ultima riga sottili lamine di rame rinvenute nei piani di scistosità della roccia (circa grandezza naturale, foto G. Perna).



Fig. 6 - Miniera di Preodi (Valle Aurina): Concrezioni di gesso al livello S. Ignazio (Foto G. Perna).

M. ANN MASON WILLIAMS, M. Sc.

BIOLOGICAL ASPECTS OF CALCITE DEPOSITION (*)

Introduction

Deposits of calcium carbonate in a microchystalline form are frequently encountered in limestone caves, such deposits being known variously as moon-milk, lait de lune, lait de caverne, mondmilch or bergmilch. There is a marked resemblance between moon-milk and the tufa deposits which are found above ground in many limestone districts. It is known that the deposition of tufa is brought about biologically, by the action of calcareous algae. Preliminary work on the possibility of a biological origin for moon-milk (Mason-Williams, A. 1959) gave encouraging results and justified further work on the subject.

Methods.

Samples of moon-milk were taken from a number of sites which differend from each other in their situation within the caves as widely as possible.

1. *Ogof Ffynnon Ddu*. Four sites were sampled in this cave.

a) *Eagle's Nest*.

A thick deposit found beneath a projecting ledge of rock in the wall of a vertical shaft. It is thus protected from any direct contact with water draining into the cave from the surface. The overburden of rock through which surface drainage must percolate to this site is approximately 80'.

b) *Railton-Wild*.

Very thick deposits on a mud floor which are continually irrigated by water percolating through the roof. The overburden of rock here is 300'.

c) *Lowe's Chamber*.

This site is similar to that in the Railton-Wild except that here the deposits are larger and drier, with little direct irrigation. The overburden of rock here is 400'.

d) *Bridge Passage*.

Massive deposits in sheets on the limestone walls of the passage, a few inches thick and covering several areas of over 100 sq. ft. They are irrigated by water trickling down the walls after it has percolated through 100' of overburden.

2. *A small cave in the Neath Valley*. Two sites were sampled in this cave.

a) At the innermost limit of the threshold zone where the deposits are on a limestone wall. They are irrigated by small trickles of water and receive a very limited amount of light from the entrance.

b) In the dark zone of the same cave about 15' further in than site a) and situated on mud.

The overburden of this cave is thin and water percolating through the roof has only to penetrate 1' of soil and 5' of rock.

None of the sites sampled are subject to flooding.

Samples were collected aseptically using sterile $\frac{1}{2}$ oz. screwcapped bottles.

Inoculations were made from each sample into Gran's solution, Knopp's solution and Moore's solution (vide infra). Gran's solution contains calcium malate as the sole source of carbonate and was used in an attempt to isolate bacteria capable of utilizing

(*) *L'Autore non ha restituito le bozze di stampa con le dovute correzioni.*

a calcium salt as an energy source. The previous preliminary work (Mason-Williams, A. 1959) had shown that ordinary bacterial nutrient media such as nutrient agar, gave confusing results due to the rapid overgrowth of contaminant organisms. The contaminants were thought to have been carried to the sites by visiting cavers. The Gran's solution, limiting as it did the growth of such aerial contaminants, gave more readily assessed results.

Knopp's and Moore's solutions are usual media for the growth of algae.

All cultures were incubated aerobically, but without agitation, in flasks plugged with cotton wool bungs.

Samples were inoculated into the nutrient media by two methods;

1) A direct inoculation of a loopful of the moonmilk into 25 ml of the medium in a flask.

2) About 1 gm. of the sample was shaken by hand, with about 5 ml of sterile saline (0.95 % NaCl), the crystalline inorganic matter allowed to settle out by gravity and an aliquot of the supernatant used as an inoculum.

The second method was devised to meet any objection which might arise from the introduction of crystalline calcium carbonate into a medium where it could act as centres of crystallization and thus give a false idea of the precipitation mechanism.

It may be noted here that the results obtained from either method of inoculation were similar, no differences in degree of rate of precipitation were observed.

Results.

1. *Biological.* All the samples cultured showed the presence of various bacterial species and a single algal species. The same species of alga was isolated from each of the samples and it has been identified as *Synechococcus elongatus* (Nag) (Pasche, A. 1925) which confirmed the tentative identification made previously (Mason-Williams, A. 1959). It is a member of the Chioococcales in the Myxophyceae. Growth of the alga was profuse in both Knopp's and Moore's solutions.

When the cultures were incubated in the light at 18 °C growth became apparent in 7-14 days with a distinct green colour in the medium due to the chlorophyll present in the algae. Incubation in the dark at the same temperature gave no growth of the algae in either medium despite prolonged incubation. In Gran's solution no growth of the algae occurred in either light or dark conditions until the bacterial flora (vide infra) was well established. After an incubation time of 7-10 days which gave a substantial bacterial population, a sparse population of algae could be observed although no green colouration was visible in the medium. Continued incubation of the culture in strong light gave rapid growth of the algae with an observable green colouration. If, however, the culture remained in conditions of low light intensity or complete darkness the algal growth remained sparse but constant.

In the cultures in Gran's solution the picture shown by the bacterial population was more complex. One feature was common to all the cultures, the presence of large numbers of gram negative, polar flagellate rods. The identification of these rods as *Macromonas* species again confirmed the previous work but was carried further in this investigation and the organism has been identified as *M. bipunctata* (Bergey 1957), a member of family Thiorhodaceae in the order Pseudomonadales. Members of the genus *Macromonas* are characterised by the ability to deposit calcium carbonate in crystalline form.

The other bacteria isolated were various *Bacillus* sp., probably *Bac. cereus* and a *Bacterium* sp. The isolation of these species was not constant from any particular site and they probably represented contaminants which are able to survive under the prevailing conditions.

Most surprising of the biological isolations during these experiments was the appearance in several cultures of a protozoan, *Cyrtolophosis mucicola*. This creature

was found in cultures in Gran's solution from the Railton-Wild, Bridge Passage and Lowe's Chamber sites, after incubation for 21 days. The protozoa were always surrounded by large numbers of bacteria and appeared to feed on them.

There was, therefore, a succession of development in the cultures. Bacterial growth at 35 days, becoming profuse with incubation.

Algae appearing in the culture at 10 days

Protozoa appearing in the culture at 21 days.

2. *Chemical.* In all cases the cultures in Gran's solution showed the same sequence of events with regard to the deposition of calcium carbonate.

TIME	FLORA & FAUNA	APPEARANCE OF CULTURE—
3 days	Bacteria present.	General white turbidity.
7 days	Bacteria profuse Algal growth apparent.	General white turbidity with a fine deposit on the bottom of the flask.
14 days	As above.	General turbidity decreased, deposit at base of flask heavy, surface pellicle resembling «cave-ice» formed.
21 days	Appearance of protozoa.	As above, with an increase in the deposit.

The latter appearance remains for some considerable time, the only change being in the density of the deposit.

Both the deposit and the pellicle were tested chemically and were found to consist of calcium carbonate with interspersed organic material. A crystal analysis showed that several forms of calcite crystals were present, including lublinites such as is found in moonmilk. The crystals present were identical with the types found in a sample of moon-milk from the Railton-Wild site.

Discussion.

The results given above lead to certain definite conclusions and it would appear that biological factors are involved in certain aspects of calcite deposition.

Bacteria, *M. bipunctata*, which deposit calcium carbonate in a crystalline form were isolated from all the samples of moon-milk taken at random over a range of sites in limestone caves. These bacteria grew in a minimal medium using inorganic nitrogen but appeared to require an organic energy source such as calcium malate. Calcium succinate was used as an alternative to the malate in some cultures and was metabolized successfully by the bacteria, with a similar deposition of calcium carbonate. It is possible that within the cave the organic requirements of the bacteria are met by the algae which may be in symbiosis with them. Similarly a species of green alga *Synechococcus elongatus* Nag was isolated from all the samples of moonmilk where, apparently, it also is always present. The numbers present underground are undoubtedly minimal. The alga in turn appears to be reliant on the bacteria present for certain metabolic substances in the absence of light. This was shown by the cultures in Gran's solution in which it was necessary to have considerable numbers of bacteria established before the algal growth could be detected. When the laboratory conditions were made comparable with those in caves, i. e. in complete darkness, the bacteria were only capable of supporting a minimal algal population.

In connection with this it is interesting to note that the samples of moon milk taken from site a) in the threshold zone of the cave in the Neath Valley was slightly

grey-green in colour. Culture from this one sample showed that *Stichococcus bacillaris*, *Horridium* sp. and *Binuclearia tatrana* were present, although only *Synechococcus elongatus* would grow in the Gran's solution.

The depth underground and the substrate of the deposit do not appear to be important in view of the similar results found from the various sites. Each deposit must support and maintain its own population and balance of species as an ecological unit, as the distance of rock penetrated by surface water to many of the sites would act effectively as a filter for most living cells.

The biological deposition of calcite is then a complex matter of interdependence of organisms whose metabolic processes result in the deposition of calcite as a waste product of one of the members of the group, in this case *M. bipunctata*.

There remain, of course, many questions to be answered, some of which are not pertinent to this Symposium. These include the involved story of food chains within caves. This investigation has shown the beginning of one such chain, bacteria protozoa (Algae). The major problems more pertinent to this Symposium are the possibility of biological processes affecting other forms of calcite and the precise metabolic routes and functions of the bacterium and alga involved.

REFERENCES

1. Bergey, 1957. Manual of Determinative Bacteriology, 7th ed. Balliere, Tyndall and Cox.
2. Fruberg and Wetmore, 1957. Phytomorphology, Vol. 7, No. 2.
3. Mason-Williams, 1959. Transactions of the Cave Research Group of Great Britain. Vol. 5, No. 2.
4. Pascher, A. 1925. Die Süßwasser-Flora, Gustav Fischer, Jena.

MEDIA

1. Gran's solution.

KNO ₃	0.50 gm
Na ₂ HPO ₄ · 12H ₂ O	0.25 gm
Calcium malate	5.0 gm
Tap water	1000 ml

2. Knopp's solution.

KNO ₃	1 gm
MgSO ₄	1 gm
CaNO ₃	3 gm
K ₂ HPO ₄	1 gm
Distilled water	1000 ml

3. Moore's solution was made according to the method given by Freeberg and Wetmore, 1957.

IVO BAUČIĆ

THE IMPORTANCE OF IMPERMEABLE SEDIMENTS IN ORIGIN EVOLUTION AND FORM OF UNDERGROUND CAVITIES IN DINARIC KARST REGION *

Introduction. The Central mountainous region of Yugoslavia, including the East Adriatic Littoral, represents one of the most characteristic Karst regions in the world. There are few regions where one can find so various and expressive karst forms as well as so many subterranean cavities as in the relatively small area of Dinaric Mountains.

Primitive way of life in the past, both economic and cultural, as well as inaccessibility, caused the Dinaric underground areas to be relatively unknown until the present time. After the Second world war, particularly during the last several years, there have been explored more than one thousand of speleological objects which had been unknown before. Greater knowledge of the underground Karst areas increased mainly due to various technical works (Hydro-power station, tunnels, railways, highways etc.) which took place in postwar time in our country (the tunnel, for example, through the Mosor limestone mountain in Middle Dalmatia runs for 13,5 km!).

As a member and the leader of numerous speleological network teams in some Dinaric districts I had many opportunities to see the role impermeable deposits in the morphological evolution of the Karst underground.

Dinaric Karst, in comparison with other karstlands, is a region with many particularities; the clearness of limestone must be mentioned first. Cretaceous limestone, which is one of the most outstanding rocks in this area, contains more than 95 percentage of CaCO₃ in its total mass. Meanwhile Jurassic and Triassic limestone are in certain percentages poorer with CaCO₃. The thickness of the limestone stratas runs down to several thousand meters and older impermeable rocks rarely reach the surface through there have been strong tectonic disturbances and foldings. Dolomites cover rather vast areas and one can find there the Karst phenomena very often. In respect to the younger Tertiary water-bearing deposits, these are of importance only in lower lying karst regions.

It is important to point out, that we do not take into consideration (in this article) the Karst region surface in which morphological evolution has not been under the influence of impermeable rocks. Only purely limestone areas which are in general strongly folded and dislocated are considered.

The vertical cavities as basic forms in Karst underground. By folding and tectonic disturbances limestones have been strongly broken and split by numerous cracks. Both the diaclases and diastromes are so numerous that the water, which owes its existence to precipitation sinks immediately into the underground. In this way, the water, through a period of time, enlarges the vertical cracks by its corrosion activity. As the vertical cracks are numerous, the water has an open way for sinking and thus has the possibility of enlarging them and in such a manner forms vertical cavities.

Many cracks are filled up on the surface by the red soil (« Terra rossa ») which is the residual of limestone solution. These soil cause the water to concentrate on some lower located open cracks. Larger quantity of water concentration takes place also on the bigger cracks as well as on the crossing or joining points of several cracks. Because of larger quantity of water in these places, the vertical cavities (« jamas ») are to be formed. Vertical cavities represents 95 percentage of all speleological objects in whole

(*) L'Autore non ha restituito le bozze di stampa con le dovute correzioni.

Dinaric Karstland. Caves («pećinas»), which runs mainly in horizontal direction, are only 15 percentage of speleological objects.

When the water concentration occurs in some underground locations, isolated cavities appears which are in no direct connection with the surface.

The influence of impermeable deposits on the origin of the horizontal cavities. After having interpreted the way of formation of vertical cavities, it is now necessary point out the circumstances under which the horizontal cavities (caves) appear, i. e. develop. It has been emphasized that limestones in Dinaric karst region are greatly split by cracks or fissures in various directions. Further we must point out that the insufficiency of vertical cavities is not the reason for horizontal running of water. The underground water-table in Karst does not exist and has never been found.

All researche, from the past until the present time, indicated the conclusion that the origin of the horizontal cavities has been caused by filling up of the vertical cracks with impermeable soil sediments. These impermeable sediments have percolated from the surface («Terra rossa» deposits).

When vertical cavities become so narrow that there is no possibility for impermeable material to be drifted through by water, the vertical cracks become successively filled up with these deposits. By these processes the conditions for the direction of the horizontal running water are determined with enlarged horizontal cracks. The horizontal cavities owe their origin to the discrepancy between the quantity of impermeable soil mass, drifted underground by water, and the capacity of vertical cracks passage-ways.

The processes of filling vertical cracks depends on their dimensions as well as on the quantity of material drifted down by the water. These factors are changeable from time to time and therefore erosion, corrosion and accumulation changes may occur, both in vertical and horizontal directions.

In such a manner, for example, inside of many vertical cavities one can find the enlarged forms in a horizontal direction. This is result of previous filling activity in vertical cracks up to this underground level which was followed by the carrying away of the impermeable sediments and rejuvenation of the vertical corrosion activities.

From the above mentioned, we have to conclude that in all horizontal cavities there is the impermeable accumulative material or at least the traces of their previous existence. This conclusion results from many subterranean researches and experiences.

The particularities in evolution of the cavities filled up by impermeable deposits. As mentioned above, the cavities in limestone mainly owe their origin, as well as their development, to water corrosional activities. A rock-side is attacked stronger if the water mass, which runs down or percolates, is heavier and the CO₂ percentage in it higher. The water runs mostly downwards on the rock-side which is more inclined and thus exposed to be stronger attacked; the results are the more numerous and deeper narrow vertical grooves which continue in deeper underground.

Many of these cavities particularly the horizontal ones, have on their walls quite different forms. There are no corrosional grooves but rounded smooth surfaces. One can often find on these walls wide niches. In the transversal cross-sections there are successions of narrowness, as well as wideness. It is obvious that the corrosive processes, forming these niches, did not occur under the circumstances of free water sinking into subterranean passage-ways.

These subterranean forms had been interpreted mainly as the result of the erosion of an hypothetic underground river in the past and has been named «The Giant pots» («dinovski lonci»). Meanwhile, the location of many subterranean cavities with such «Giant pots» are hardly achievable to be join, both with a contemporanean river and a hypothetic one in the past.

The more characteristic forms in the upper parts of the cave's profile, even on the ceiling, show to us once again that the «Giant pots» in these caves are not of an

origin caused by erosion. These forms are very similar to those in «Covered Karst» («pokriveni krš») region, i. e. in area where limestone stratas are covered by soil on land surface. The location of the oval forms on the subterranean cave walls could be also linked with impermeable deposits. We must suppose that some parts of the cavities, during the period of their enlarging processes, were filled up with water-bearing deposits up to the level on which the oval forms appear. The facts that these phenomena are found on the very roof of the cavities, oblige us to confirm that many cavities filled up with silt or similar deposits.

The water, which was sinking from surface to the roof and vertical walls of some cavity, overflowed along the contact area between the deposits and rocky walls. In such a manner corrosional processes occurred and developed all over the contact area of the impermeable deposits and cavity to the water percolating level. The results of these activities are oval and smooth surface subterranean forms, both on the roofs and walls.

The corrosional processes were stronger and quicker on surrounding walls which received much more water and humidity than other localities did. Furthermore, the were particularly strong in such places which were built up of clean limestone and dissected by many cracks. In this way round shaped subterranean walls and roofs forms were made by stronger corrosional attacks in some localities.

The role of impermeable sediments in reconstruction of the evolution of the subterranean cavities. After having survived the importance of water-bearing sediments for origin and forming of some cavities in the Karst, we are now in a better possibility to make the reconstruction of the cavities evolution in general. The present location of these impermeable deposits is of particular importance and helps us much.

In the contemporary phase of evolution, the number of cavities impermeable deposits is diminishing. It means that accumulation in these subterranean localities is smaller in quantity than carrying away. This fact, as well as the circumstances under which the cavities in limestone grew up and developed, shows us that in a previous phase the cavities were filled up with larger quantities of impermeable deposits. The majority of the cavities were completely filled up to their roofs.

The fossil relicts which had been found inside many cavities gave the possibility to explain the filling up phases during the Pleistocene. Under Pleistocenic climate conditions, heavy erosion and denudation activities on the land surface were important. Side by side with these processes, water was sinking and carrying down into the cavities big quantities of loose soil.

As above mentioned these deposits have had an important role in the origin of horizontal cavities as well as in their enlargement and development. This indicates that the most suitable conditions were in Pleistocene for horizontal cavities development and for their preformation with impermeable deposits.

The phase of intensive sedimentation during Pleistocene inside the cavities bears out an idea that these caverns existed even before, i. e. in Pliocene. Consequently, the «Terra rossa» quantity was much bigger on the limestone land surface during the Pre-Pleistocene period. Furthermore, bearing in mind the fact that no cavity has been displaced or disturbed by relatively strong tectonic movements in Oligomiocene, bears out the idea that the cavities in Dinaric Karst region owe their origin to Post-Oligomiocene, i. e. Pliocene.

Simultaneously with the origin of the subterranean cavities, the corrosive activities took place on the land surface and a lot of «Terra rossa» was the result. This fatty soil, which was made by limestone desolution, had an important role for origin of the horizontal cavities in this time. Later, during Pleistocene, «Terra rossa» was of importance for the transformation and evolution of the cavities, both the vertical and — particularly — horizontal ones.

One more question remains to be explained. First of all: why «Terra rossa» had not been carried away from the surface during the Pliocenic period? The only possible answer is: the cracks were filled up with this soil by very intensive corrosion activities on land surface. «Terra rossa» was made faster than the cracks had been enlarged by corrosion processes. During this time only those vertical cracks, whose locations did not permit the sinking water to bring much impermeable soil, were enlarged. Thus one can find the vertical cavities mainly on the slopes or tops of hills and in low located ones which are surrounded by higher terrain only.

From limestone land surface, which had been covered by «Terra rossa», some quantities of precipitation's water ran over the soil until it found an open crack's entrance into limestone basis. In the meantime, the rest of water sank through the «Terra rossa» cover and disappeared in the porous underground. In such a manner, corroding the limestone and thus enlarging the cracks under the soil cover, the cavities with no connections with surface, had been formed. Through many of these cavities the soil was carried down and thus the cavities got an open connection with surface. This soil became one of the most important subterranean corrosive factors which played the outstanding role in forming the present picture of the cavities.

Conclusion. In Dinaric Karst region, where the cleanness, vastness, dislocations and dissections characterises its limestones, small quantities of impermeable deposits in the underground is of relatively greater importance for the knowledge about the origin, evolution and forming of the cavities.

During the time of most intensive development of the underground Karst forms, i. e. in Pliocenic period, the «Terra rossa» on the surface caused the origin of the isolated cracks in which the sinking water did not accumulate larger impermeable mass. In such places, where water ran and brought a lot of «Terra rossa», which caused the vertical cracks to be filled up, the corrosion enlarged the horizontal cracks and thus the horizontal cavities were formed.

Pleistocenic period was characterised by heavy denudation of the «Terra rossa» from outside, and was followed by the drifting of it in the underground. In such a manner the very suitable conditions for forming of horizontal cavities were realized. Many cavities, both vertical and — particularly — horizontal ones, were in a position to be filled up completely. This filling was followed by enlargement and development of the round shaped forms which owe their existence to the intensive corrosional activities on the rather wide contact zone between the humid impermeable deposits and rocky walls of the cavity. Heavy denudation of the «Terra rossa» from land surface caused the filling up of many cavities entrances whose locations were surrounded by higher relief, while the entrances of the other ones in higher terrain remained open for good.

In the present phase of the holes evolution in Dinaric Karst region, the loose deposits are disappearing and the new subterranean cavities are getting their open connection points with land surface.

Though this role of the impermeable hole's deposits remains in close connection with the particularities of Dinaric Karstland, perhaps it will be of some importance also for research in other Karst regions of the world where the conditions for development of the underground forms are similar.

Riassunto

L'IMPORTANZA DEI SEDIMENTI IMPERMEABILI PER L'ORIGINE L'EVOLUZIONE E LA FORMAZIONE DELLE CAVITÀ SOTTERRANEE NEL CARSO DINARICO.

Grazie ad ampie ricerche speleologiche che l'autore ha compiuto negli ultimi anni con delle «equipes» speciali nella zona del carso dinarico, sono state esplorate più di mille unità speleologiche, cosa che ha reso possibili alcune conclusioni sul significato dei sedimenti impermeabili per l'origine, la formazione e l'evoluzione delle cavità nei calcari.

Senza l'azione dei sedimenti impermeabili, nel carso dinarico si formano, per causa di allargamenti corrosivi dei crepacci, soltanto delle cavità verticali. Però, se l'inabissamento verticale dell'acqua è ostacolato dalla presenza del materiale impermeabile, l'acqua, penetrando nel sottosuolo, è costretta a servirsi di crepacci orizzontali e formare così, corrodendoli e allargandoli, delle cavità orizzontali.

Molte parti delle cavità sotterranee hanno delle incavature circolari e lisce nelle pareti. Queste incavature nel loro aspetto ricordano le erosive «marmitte gigantesche» nei corsi carsici e spesso venivano prese per tali. Esse invece sono l'effetto dell'azione corrosiva dell'acqua nelle cavità che erano riempite di sedimenti impermeabili. Accanto a questi sedimenti l'azione corrosiva dell'acqua si effettua sull'ampia superficie del contatto tra il terreno alluvionale e la parete.

I sedimenti impermeabili aiutano a conoscere l'evoluzione delle cavità nella zona carsica dinarica. All'attuale fase di dilavamento dei sedimenti impermeabili dalle cavità sotterranee precedette, nel pleistocene, la fase di una forte asportazione dello strato superficiale di terra rossa, con la quale furono riempite in gran parte le cavità sotterranee, cosa che rese possibile la formazione, nelle pareti, delle incavature lisce e arrotondate. Nel pliocene le circostanze erano favorevoli per l'accumulo di uno spesso strato di terra rossa sui calcari, come pure per una simultanea formazione delle separate cavità nei crepacci.

Queste osservazioni e conclusioni si riferiscono alla zona carsica dinarica che si distingue per la grande purezza, estensione e spessore dei calcari, come pure per il forte corrugamento e grande sconvolgimento del terreno, il che ha condizionato la formazione di numerosi crepacci. Probabilmente questa interpretazione potrà applicarsi anche ad altre zone dove l'evoluzione delle cavità si svolge in simili condizioni.

LOUIS MÉROC

Chargé de Conférences de Préhistoire à la Faculté des Lettres de Toulouse.

LE REMPLISSAGE DES CAVERNES DES PYRÉNÉES.

Essai sur l'évolution du climat pyrénéen durant le Quaternaire. (*)

La méthode qui a présidé à l'élaboration du présent travail a consisté :

— en premier lieu, dans la détermination de la nature des sédiments constitutifs des diverses strates superposées, archéologiques ou pas, formant le remplissage du plus grand nombre possible de cavernes pyrénéennes;

— second lieu, dans la recherche des facteurs climatiques générateurs de chacune de ces strates;

— en troisième lieu, dans la datation, aussi précise que possible, de ces mêmes strates grâce, surtout, aux documents archéologiques et paléontologiques inclus;

— enfin, dans l'établissement de la succession des climats, ainsi déterminés, au cours du Quaternaire :

Nos efforts se sont heurtés à trois ordres principaux de difficultés (1).

a) à l'imprécision de la plupart des publications anciennes sur la nature des sédiments mis au jour, dont l'intérêt éihappait jadis aux prospecteurs de cavernes. Bien entendu, aucune analyse physico-chimique n'a été pratiquée; la plupart des coupes décrites sont aujourd'hui, disparues et aucun contrôle n'est généralement plus possible *in situ*. Un choix et de nombreuses éliminations de gisements, souvent importants, se sont imposés de ce chef;

b) à des phénomènes de vidange qui ont, plus souvent qu'il ne semble, privé les cavernes d'une partie de leur contenu ou transvasé ce dernier d'une caverne dans une autre, créant une cause d'erreur d'un dépistage malaisé;

c) aux différences foncières relevées, dans la nature du remplissage des vastes cavernes,

c) aux différences foncières relevées, dans la nature du remplissage des vastes cavernes comme il en existe tant dans les Pyrénées, suivant que l'on considère leur secteur d'entrée ou leur zone interne plus ou moins hors d'atteinte des influences climatiques externes.

I - LES VIDANGES DE CAVERNES.

Nous avons précédemment, exposé les diverses causes possibles de vidange des sédiments des cavernes (2). Nous les résumons :

a) reprise d'activité du cours d'eau générateur de la caverne (soit tari en période sèche, soit enfoui à un étage inférieur avec exutoire insuffisant en cas d'augmentation de débit): ravinement et évacuation, au moins partielle, du remplissage vers l'extérieur.

(*) *L'Autore non ha restituito le bozze di stampa con le dovute correzioni.*

(1) La connaissance personnelle d'un bon millier de cavernes pyrénéennes la possession de très nombreuses observations rapportées de ces explorations et, aussi la réunion, depuis trente ans, d'une documentation à peu près exhaustive sur les recherches anciennes, ont été les facteurs qui nous ont permis la rédaction, dans un temps très bref, de cette étude à laquelle nous songions de longue date, mais qui nous a été demandée à l'improviste par M. Ph. Renault, pour servir de pendant à celle dont il avait pris l'initiative, de son côté, sur le remplissage des cavernes du Périgord. Nous avons oeuvré indépendamment l'un de l'autre et les résultats auxquels nous serons ainsi parvenus n'en auront que plus de poids, dans la mesure où ils concorderont.

Pour assurer la liaison entre les groupes pyrénéen et périgourdin, nous avons fait état, à l'occasion, de grottes géographiquement intermédiaires.

(2) L. Méroc - Note sur les migrations de remplissage des cavernes. Bull. Soc. Etudes et Recherches Préhist. (Les Eyzies), 4, 1954, p. 43-46, 1 fig.

b) solifluxion, au sens le plus large du terme: soit vomissement du remplissage par la gueule de la cavité, soit sousirage vers des cavités sous-jacentes par des puits de liaison, tantôt colmatés, tantôt ouverts, suivant le moment;

c) il convient d'y ajouter le fait de l'Homme qui a pu vider de leur contenu de petites cavités pour les habiter ou pour les utiliser à des fins funéraires.

Le nombre des grottes présentant des traces de vidange est déjà important dans les Pyrénées. M. Boule en avait ouvert la liste avec les grottes de Gargas et de Montmaurin; nous nous sommes attaché, depuis longtemps à la compléter; elle s'allongera plus qu'on ne l'imagine, le jour où les spéléologues s'attaqueront systématiquement à cette recherche.

La datation de ces érosions, parfois impossible, demeure le plus souvent, imprécise; parfois cependant, une satisfaisante approximation peut être atteinte; dans certains cas elles se réalisent sous nos yeux.

Il convient, avant de passer aux exemples, de noter que les vidanges de grottes par solifluxion n'ont pas été, obligatoirement liées au froid et au dégel saisonnier: ce processus se trahira dans le cas d'évacuation *incomplète* du remplissage, sa partie profonde formant le tjàle étant demeuré en place, tandis que, seul, le mollisol superficiel s'écoulait par l'entrée de la caverne, les puits du sol étant obstrués par le tjàle.

Un résultat très voisin a pu intervenir, en période de grande humidité (réalisable sous un climat quelconque), sur un remplissage gorgé d'eau du haut en bas qui a glissé soit sur un plancher stalagmitique, soit sur un sol rocheux lisse, jouant l'office de tjàle. En pareil cas, l'évacuation de l'entière épaisseur des sédiments s'est produite, soit par l'entrée de la caverne, soit par la voie des puits ouverts dans le sol, s'il en existait (3).

Voici quelques exemples de vidanges indatables, faute de toute donnée chronologique:

— une petite grotte et un abri innommés, immédiatement à gauche de l'escalier de descente vers la grotte d'Aldène (C.^{ne} de Cessero, Hérault) et au même niveau que cette cavité, ont leur voûte et leurs parois tapissées d'un placage stérile de sable et galets roulés, couronné, dans l'abri, par un plancher stalagmitique; il ne s'y est pas formé de dépôt ultérieur;

— une lettre de P. Tournal à E. Lartet, du 15 juillet 1862 (4), signale la vidange de la partie interne du remplissage de l'une des grottes de Bize (C.^{ne} de Bize, Aude) par une voie autre que l'entée, celle-ci étant obstruée jusqu'à la voûte par une rélicte de ce remplissage (brèche osseuse) scellée vers l'intérieur de la cavité par une stalagmite postérieure à la vidange;

— dans la paroi gauche des gorges de l'Ariège, à l'amont d'Ussat-les-Bains, et 150m. à l'aval des grottes fortifiées de Bouan, mais à une altitude bien supérieure, un abri innommé, ouvert en plain S., large de 9m., profond de 10, renferme un dépôt, sectionné par l'érosion du versant à l'aplomb de la falaise, formé de deux poudingues calcifiés et stériles, l'inférieur à galets rubéfiés, superposés et coiffés chacun, par un vieux plancher stalagmitique épais de 0,10 m; une partie de la couche supérieure a flué et dispari.

L'impossibilité de datation demeure pratiquement la même lorsqu'après la vidange, s'est installé un nouveau remplissage, trop récent pour fournir une donnée utile:

— la grotte Maraval (C.^{ne} de Marnave, Tarn) a conservé des placages de deux poudingues stériles superposés, surmontés, l'un et l'autre, d'un épais (0,30 m) plancher stalagmitique. Du poudingue inférieur, subsiste un tapis de sol sur lequel s'est déposée une argile datée de l'Enéolithique par deux sépultures;

(3) Miss D. Garrod a signalé, dans sa grotte du Taboun (Mont-Carmel, Palestine) un sucoir dans lequel plongeaient les couches F (Acheuléen supérieur) et G (Tayacien). Il ne saurait s'agir, sous pareille latitude, d'un phénomène périglaciaire.

(4) Correspondance scientifique d'Edouard et Louis Lartet. Biblioth. Universitaire de Toulouse N° 199-068. F° 136.

— la grotte ornée de Niaux (C.^{ne} de Niaux, Ariège) présente en divers points, un « pont » stalagmitique et, ailleurs, un conglomérat de galets collés à la voûte, surplombant de 4 à 5 m le second remplissage sableux formant le sol actuel sur lequel des Magdaléniens ont tracé des dessins et laissé l'empreinte de leurs pas.

Ailleurs, la vidange peut être située entre des limites plus étroites :

— le remplissage épais de 4m. dont témoigne, dans la grotte de Montmaurin (C.^{ne} de Montmaurin, H.^{te} Garonne), la brèche suspendue à faune chaude (*Machairodus latidiens*, *Rhinocéros Mercki*, etc.) formé probablement durant la glaciation güzienne, a été évacué sans doute durant la Glaciation mindélienne, avant dépôt au cours du Riss I d'une puissante argile de fond stérile à laquelle s'est superposée, durant le Riss III une strate à industrie pré-moustérienne;

— la grotte de Montsaunès (C.^{ne} de Montsaunès, H.^{te} G.^{ne}) a vu son premier remplissage formé de quatre strates argileuses (les deux dernières renfermant une faune chaude: *Macacus tolosanus*, *Rhinocéros Mercki*, *Elephas antiquus*, etc...) postérieur à la terrasse de 80 m de la Garonne (= Niveau du Mondavezan = Mindel I, ?), antérieur à ou contemporain de la terrasse de 60 m (niveau de Colomiers = Mindel II, ?), raviné par une eau courante (sans doute le ruisseau de l'étage inférieur dont l'issue ne suffisait plus à l'évacuation des eaux accrues au début du Mindel II), puis fossilisé sur la coupe ainsi établie, par une épaisse coulée stalagmitique subverticale, au Mindel = Riss (?); le tout noyé dans une argile plus récente, au Risson au Riss = Würm (?);

— les cavernes presque contigues de Gargas (C.^{ne} d'Aventignan, H.^{tes} Pyr.) et de Tibiran renfermaient, à l'origine, un épais dépôt de galets roulés (dont à Gargas, la base surmonte de quelque 15 m la terrasse de 60 m de la Neste-Garonne), attribuable à un torrent mindélien. Ce dépôt a été raviné sur l'épaisseur de 16 m dans la première, de 5 m dans la seconde, vraisemblablement au cours du Riss; des placages pariétaux de ces galets émergent encore nettement de l'épaisse couche d'argile (15 m à Gargas) à blocs et à Ours, couronnée de Moustérien à faune tempérée, déposée durant le Riss-Würm comme nous le verrons ultérieurement.

Ailleurs, enfin, de grandes précisions peuvent être apportées :

— l'exemple le plus net est celui de la grotte du Coupe-Gorge (C.^{ne} de Montmaurin, H.^{te} G.^{ne}), où la strate correspondant à l'ensemble du Paléolithique supérieur (Châtel-perronien, Aurignacien I, Magdalénien IV) renferme moins d'outillage de ces civilisations perronien, Aurignacien I, Magdalénien IV) renferme moins d'outillage de ces civilisations (1/4 environ) que d'industrie pré-moustérienne descendue durant le même temps, par des cheminées, à partir de vieux gisements plus haut placés sur le flanc de la colline; il s'y mêle, également, les restes concassés d'une très vieille faune fortement silicifiée, d'âge tertiaire peut-être;

— le 3^o Abri (J. Cazedessus) de La Roque à Montespan (H.^{te} G.^{ne}) surplombant d'une dizaine de mètres la Garonne, était colmaté par des galets appartenant à la terrasse de 12 m (Würm II) du fleuve. Il avait été vidé de son contenu, soit par la nature avant l'installation des Magdaléniens VI, soit par eux;

— la petite grotte sépulcrale de Sinsat (C.^{ne} de Sinsat, Ariège) ouverte à + 8 m dans la falaise verticale taillée par l'Ariège, avait été comblée par un conglomérat de gros galets du Würm III dont on voit les témoins à la voûte. Toute la partie horizontale, (7 m) de cette cavité a été déblayée soit par l'Homme énéolithique, pour en faire une nécropole, soit antérieurement par la nature. La partie terminale ascendante de la grotte est encore comblée par les galets ce qui fait donner la préférence à l'intervention humaine;

— la grotte du Pape (C.^{ne} de Brassempouy, Landes) renfermait, à la base, une couche d'argile à industrie aurignacienne surmontée de strates solutréenne, magdalénienne et azilienne. De l'intérieur de la grotte, en périodes pluvieuses, s'écoulait un véritable ruisseau au niveau du sol rocheux; d'où lessivage de la base de l'argile (dont les couches supérieures se tassaient périodiquement pour combler les vides), destruction de toute

stratigraphie et confusion complète dans l'esprit des fouilleurs répercutée dans leurs publications (renseignements verbaux de M. H. Breuil);

— quelques mètres à l'intérieur de la résurgence du ruisseau sous-jacent à la grotte d'Isturitz (Basses Pyrénées), se voit, sur la rive droite, un dépôt argileux renfermant du Paléolithique supérieur que le cours d'eau actuel ravine;

— le ruisseau souterrain de la grotte de Ganties-Montespan (H.^{te} G.^{ne}) détruit lentement les dépôts latéraux de galets roulés entre lesquels il coule, qui renferment des ossements de Renne, probablement contemporains des modelages d'argile magdaléniens de la galerie Casteret.

— de la grotte de Pichebaque (C.^{ne} de Péreille, Ariège) s'écoule en hiver un ruisseau qui s'est creusé un chenal dans une formation argileuse à rares éléments calcaires et outillage du Paléolithique supérieur.

Dans ces quatre derniers cas, il s'agit de reprise d'activité de cours d'eau taris durant les périodes froides et sèches du Paléolithique supérieur; l'évacuation se fait par la sortie des eaux;

— la grotte Clarens (C.^{ne} de Montmaurin, H.^{te} G.^{ne}, 50 m au N. de la grotte précitée du Coupe-Gorge et à même altitude), ouverte par des carrières présentant, dès l'entrée, un puits fonctionnel: le remplissage formé de 3 m d'argiles surmontées d'une mince couche à industrie et faune pré-moustériennes, fluait dans le puits de 0,30 m de diamètre ouvert au fond de l'entonnoir large de 4 m provoqué par cette absorption, elle même rendue possible par les écoulements de stalactites en pleine activité.

Nos conclusions seront :

1^o - que divers mécanismes, difficilement identifiables dans les cas les plus anciens, ont à l'origine des vidanges des cavernes;

2^o - que celles-ci se sont produites sous des climats variés à divers moments du Quaternaire; qu'il n'y a donc pas eu un « Age des Vidanges »;

3^o - que, néanmoins, la plupart des vieux remplissages, antérieurs au Riss-Würm, ont été évacués et ne se révèlent plus que par des témoins, ce qui explique la rareté des faunes chaudes et des industries anciennes en cavernes;

4^o - que les Préhistoriens doivent toujours se méfier des mélanges de couches par apports verticaux, fréquents et insoupçonnables pour des esprits non avertis.

II - LE REMPLISSAGE INTERIEUR DES GRANDES CAVERNES.

Les vastes réseaux souterrains sont fréquents dans les Pyrénées: l'ensemble Niaux-Lombrives-Sabart dépasse 7 Km. de développement; le complexe Tuc d'Audoubert-Les Trois-Frères excède 2 Km.; Bédailhac et le Mas d'Azil dépassent chacune le kilomètre, etc...

L'ampleur de ces cavités s'oppose à leur creusement par la seule corrosion; l'action des eaux courantes y est de règle comme, aussi, la présence d'une nappe de galets roulés à la base du remplissage.

Il est évident que, dans la formation des strates superposées aux galets, l'action des phénomènes climatiques extérieurs a été très limitée dans le secteur le plus interne de ces antres:... « la règle générale y est une grande constance de la température et de l'état hygrométrique »... (Trombe). Chaque fois qu'un sondage profond y a été réalisé, on a constaté la présence, au dessus des galets, lorsqu'ils n'ont pas été vidangés, d'une énorme accumulation (15 m à Gargas) de sédiments fins (argiles surtout) non varvés (?),

(5) Si le dépôt était varvé, il s'agirait de formations fluviatiles comme on en voyait en quantité sur les berges du ruisseau du Fajal dans la caverne de la Bouiche: argiles déposées dans les convexités du cours d'eau, dépôt en pente; éléments grossiers à la base des varves plus fins dans le haut. Il pourrait également s'agir de formations lacustres à varves uniformes comme on en voit une épaisseur de 1,80 m stérile, de coloration magnifique alternativement verte et rouge, superposée à l'argile à Ours de la grotte d'Aldène.

emballant le plus souvent ou des galets roulés ou des éléments calcaires et une faune rarement chaude, généralement tempérée (absence du Renne), exceptionnellement froide (Renne) et parfois, une industrie en quartzite apparentée au Moustérien.

Dans les galeries profondes qui nous occupent, ces dépôts argileux n'ont été suivis d'aucune autre formation généralisée, à moins d'apports par l'Homme: les grottes de Niaux, du Tuc d'Audoubert, d'Aldène (galeries inférieures) de Cabrerets, ont conservé l'empreinte des pas des Hommes du Paléolithique Supérieur imprimée dans la surface molle des couches argileuses encore à nu. L'industrie magdalénienne reposait directement en surface, sur les argiles des salles profondes de Labastide (C.^{ne} id., M.^{tes} Pyr.) de Ganties-Montespan (H.^{te} G.^{ne}), du Mas d'Azil, de la Bouiche et de Bédeilhac (Ariège) et de Gazel (C.^{ne} Sallèles-Gabardès, Aude) entre autres.

Ainsi les restes d'Ours des Cavernes apparaissent-ils souvent à la surface des remplissages, ce qui a fait écrire par un préhistorien, à propos de la grotte du Barget (C.^{ne} Izaute de l'Hotel, H.^{te} G.^{ne}), que cet animal avait du y vivre jusqu'au Néolithique et par des journalistes, à propos de la grotte du Pas de Joulié (Gard) où les squelettes humains protohistoriques voisinaient sur le sol avec des ossements d'Ours, que les deux espèces avaient cohabité.

Souvent, un léger voile stalagmitique recouvre le tout, postpaleolithique puisqu'il fossilise les empreintes de pas précitées. Parfois, entre les argiles et cette calcite s'intercalent des cônes argileux, très localisés sous des cheminées ou d'anciens avens, tels les cônes des grottes des Trois Frères, du Portel et Bernard (C.^{ne} de St. Martin de Caralp, Ariège) renfermant, chacun, un squelette de Renne, donc Paléolithiques.

L'intérêt se concentre ainsi dans ces galeries profondes, sur les formations argileuses.

Le plus souvent (à Gargas C.^{ne} d'Aventignan, H.^{tes} Pyr.) ce dépôt apparaît continu et dépourvu de Renne. Ailleurs, on relève deux couches d'argile superposées, l'une et l'autre, par un plancher stalagmitique: à Malarnaud (C.^{ne} de Montseron, Ariège) l'argile inférieure ignore le Renne qui apparaît dans la couche supérieure; la même disposition des strates se voit dans la Salle d'Entrée de la grotte d'Aubert (C.^{ne} de Moulis, Ariège), dans les grottes de Latour près de Lacaze (Tarn), et d'Aussurucq (C.^{ne} id., Basses Pyr.). Dans la caverne de l'Herm (C.^{ne} id., Ariège), au pied de l'à pic d'accès aux salles inférieures, une belle coupe montre trois planchers enserrant deux argiles à faune, mais, pas plus que dans les deux grottes précédentes, les fouilleurs n'ont séparé le contenu de chacune et, ici, ils ne semblent pas s'être souciés de la nature des sédiments sous-jacents au plancher le plus inférieur, qui doivent encore être des argiles fossilifères (6). Qu'elles conclusions tirer d'une telle imprécision? Quel fouilleur se laissera tenter par des travaux aussi peu spectaculaires, en dépit de leur immense intérêt?

Il est, cependant, évident que ces couches argileuses sont le résultat de conditions climatiques, renouvelées autrefois, mais qui ne se sont pas reproduites depuis le Moustérien.

Leur origine est, sans aucun doute, celle que leur attribuait M. Boule dès 1892: il s'agit d'argiles résiduelles de corrosion du sol calcaire, plus ou moins colloïdales, qui ont pénétré en masse, de l'extérieur, dans les cavernes, véhiculées par des eaux météoriques d'une abondance exceptionnelle, grâce à d'innombrables fissures, parfois infimes, dont les arrivées d'air actuelles constituent un souvenir. Des galets roulés au dehors, s'y sont mêlés: on en voit parfois encore coincés dans des cheminées trop étroites pour eux (grotte de la Carrière de Boussens, (C.^{ne} id., H.^{te} G.^{ne}) sous-jacente à une nappe alluviale de la Garonne).

(6) Dès 1861, F. Garrigou, J. B. Rames et H. Filhol avaient recueilli au bas du même à pic de l'Herm, trois éclats de quartzite, dont l'ancienneté fut écartée car elle semblait impossible. Cartailhac a indiqué que le Renne se trouvait dès le niveau le plus bas: ne s'agit-il pas de Renne rissien.

De tels écoulements, nous l'avons vu à propos des vidanges, peuvent se produire sous des climats très divers, chauds ou froids, pourvu qu'ils soient humides. Seule la présence, dans ces argiles d'éléments calcaires détachés des parois pourrait pousser à les paralléliser avec des périodes froides. Mais il ne faut pas oublier qu'il s'agit de sédiments d'une extrême finesse, souvent imbibés à 8 ou 9 % d'eau de condensation ou de percolation, portés à l'état plastique, dans lesquels des objets lourds, comme des fragments de roches, s'enfoncent avec d'autant plus d'aisance que leur poids est plus considérable. On peut, dès lors, se demander si les calcaires des argiles ne résultent pas de chutes postérieures au dépôt de celles-ci, de telle sorte que les classements par taille croissante avec la profondeur, tels que Bouchud en a relevé un à Gargas, n'ont probablement pas la signification que leur auteur leur a accordée de dépôt de l'argile sous un climat, très froid à l'origine, en réchauffement progressif. Des mouvements sismiques, prouvés par de nombreuses ruptures de colonnes stalagmitiques, ont pu également provoquer des dislocations de voûtes et des chutes de gros blocs en quantité limitée il est vrai.

Dès lors, quel âge attribuer à ces argiles, en l'état de nos connaissances?

Il serait fort tentant de les considérer comme la résultante des abondantes chutes d'eau qui ont provoqué l'hypertrophie des glaciers et d'attribuer chacune des couches relevées soit à une Glaciation différente, soit aux diverses avancées d'une même Glaciation. Dans cette perspective, les deux argiles de Malarnaud pourraient d'autant plus logiquement être affectées, l'inférieure, sans Renne, au Würm I, la seconde, avec Renne, au Würm II, que, selon Bouchud, le Renne apparut dans le Nord de la France au cours du Würm I, ne saurait être parvenu aux Pyrénées plus tôt qu'en Dordogne où l'on ne le verrait pas avant le Würm I se heurte à deux objections:

— d'une part, l'épaisseur du plancher stalagmitique intermédiaire de Malarnaud (0,20 m d'après L. Pales; 0,30 m à 0,40 m d'après F. Regnault) semble bien considérable pour un interstade relativement bref; l'impossibilité n'est pourtant pas absolue;

— d'autre part, la caverne de Bouichéta (C.^{ne} de Bédeilhac, Ariège) qui renferme, dans une argile, la même faune associée à un outillage en quartzite moustéroïde, s'ouvre à 800 m d'altitude et plusieurs kilomètres en amont de l'ensemble des moraines würmiennes de l'Ariège. L'Homme n'a pu s'y installer et y vivre qu'en période tempérée pour le moins: soit pendant le Riss-Würm, soit pendant le Würm I-II. Or, on ne relève aucune trainée morainique qui puisse donner à penser qu'au cours de l'interstade Würm I-II, le glacier se soit retiré à l'amont de Bouichéta. On est ainsi conduit à situer l'occupation moustérienne de cette caverne au Riss-Würm.

Le même raisonnement vaut pour les grottes du Tuteil (C.^{ne} de Montségur, Ariège) et de Gargas, situées, la première sur les moraines würmiennes du Lasset, la seconde quelques centaines de mètres à l'aval de celles de la Garonne, renfermant l'une et l'autre une argile sans Renne, à quartzites moustériens.

Dans cette interprétation, l'argile supérieure de Malarnaud, à laquelle doit être assimilé le gisement moustérien à Renne prédominant de la grotte du Portel, appartiendrait au Würm I au cours duquel le Renne serait donc parvenu aux Pyrénées. Cette conclusion est confortée par la vieille découverte de Renne dans la Moraine de Camaroux génératrice de la terrasse de 15 m de la Garonne (= terrasse de Martres-Tolosane = Würm I). De leur côté, les argiles à faune chaude relèveraient d'interglaciaires antérieurs déterminables, dans une certaine mesure, grâce au rapport d'altitude entre leur entrée et les diverses nappes alluviales de la même vallée (tel est le cas des grottes, précitées à propos des vidanges, de Montsaunés et de Montmaurin, et celui des grottes à Porc-Epic et *Elephas trogontherii* du Picon à Gourdan et du Cap de la Vielle à Nestier (H.^{tes} Pyr.).

Ceci nous conduit à examiner la question de l'origine de la faune incluse dans toutes ces vieilles argiles: la plupart des auteurs y voient les restes d'animaux crevés dans leur grotte-repaire, lentement enfouis dans l'argile venue des voûtes dans le même temps. Certains, y voient, par contre les ossements d'animaux les uns morts à

l'extérieur et descendus avec l'argile par des fissures, les autres tombés accidentellement dans la caverne par des avens. Il pourrait, ainsi, dans le cas d'anciens avens ouverts au plafons de poches de corrosion closes de toute part, s'agir de sédiments et de faune *bien antérieurs* (et non postérieurs comme dans la première hypothèse) à l'ouverture de ces cavités sur l'extérieur, par érosion d'une de leurs parois latérales. C'est en cette dernière proposition que le problème revêt de l'importance.

L'arrivée d'ossements entiers, parfois très volumineux (Mammouth, Rhinocéros), suppose plus que de simples fissures, suffisantes pour le cheminement de l'argile ou même de galets; elle exige de véritables avens. Or ceux-ci sont en nombre relativement faible dans le plafond d'une caverne; il faudrait, de plus, imaginer une invraisemblable accumulation d'ossements autour de leur orifice, pour justifier de la sorte l'abondance et la variété des faunes des argiles. Quand aux chutes accidentelles, la faible quantité relative des ossements récoltés dans les trois cônes magdaléniens sous-jacents à des avens dans les grottes des Trois-Frères, du Portel et Bernard est édifiante à cet égard et démontre l'inanité d'une telle hypothèse. D'instinct, les animaux évitent les cavités visibles à la surface du sol. Il faut pour qu'ils y choient, que l'ouverture en soit masquée par suite de circonstances exceptionnelles: la neige courbe les branchages et les herbes sur lesquels elle forme un tapis trompeur; l'aven devient une véritable trappe comparable à celles creusées par l'Homme (7).

Enfin, si cette interprétation était exacte, il faudrait admettre que, sous l'effet de l'humidité sans doute les cônes d'éboulis se seraient étalés puisque les argiles considérées forment des nappes horizontales. Comment expliquer, dans ces conditions, la présence de squelettes entiers en connexion anatomique.

Les mœurs cavernicoles de l'Ours, de la Hyène et du Lion, l'abondance des restes de très jeunes sujets et la présence de foetus justifient lumineusement l'hypothèse de grottes-repairs sauf dans quelques cas très particuliers. L'interprétation du remplissage des secteurs internes des vastes cavernes est suffisamment ardue pour qu'on ne la complique pas par plaisir.

III - LE REMPLISSAGE DES PETITES GROTTES ET DES ENTREES DES GRANDES CAVERNES.

C'est surtout ici, qu'au grand jour et au soleil, ont vécu les Hommes de la Pré-histoire. Il est bien clair, cependant, que les couches archéologiques n'ont pu être formées des apports des seuls occupants: restes de cuisine, cendres de foyers, herbages des litières, déchets de taille de silex, sédiments véhiculés volontairement ou pas (transport par les pieds, etc.).

D'autres facteurs sont intervenus dans l'édification de ces strates; il ont, aussi, assuré l'accumulation des couches stériles: les sites envisagés ont, en effet, subi au maximum les actions de la température extérieure et de ses variations.

A la base se retrouveront les dépôts déjà rencontrés à l'intérieur des vastes cavités, pas toujours cependant, car l'examen révèle qu'une proportion élevée de cavités de faible étendue n'ont jamais été parcourues par des eaux courantes: des embranchements anguleux développés suivant les joints et diaclases et, surtout, l'absence d'un niveau général du sol, remplacé par un véritable lapiaz souterrain de pointements rocheux séparent des puits et des gouffres profonds aux parois en « trous d'éponges », révèlent qu'il s'agit d'anciennes cavités fermées, creusées par la seule corrosion de nappes phréatiques. Ce sont d'énormes poches de dissolution dans la masse des calcaires ambiants; il peut s'en trouver plusieurs en superposition, et certaines non ouvertes latéralement par l'érosion d'un flanc de vallée, peuvent l'être par des travaux de carrières.

(7) Dans les trois cônes cités, il s'agissait bien de bêtes accidentées: aux Trois-Frères, un Renne blessé dans la chute a survécu assez longtemps pour que sa mandibule brisée ait pu commencer de se resouder.

Les couches de fond de ces cavités de corrosion ne sont plus formées de la couche classique de galets roulés, mais bien d'argiles déposées dans une eau souterraine calme, sans trace de fluctuations durant leur dépôt, sans stratification, avec absence complète de concrétions dénotant l'absence d'air durant le même temps. Ces argiles, véritables « terres mortes », colmatent, fossilisent, jusqu'à une grande profondeur, les cavités du sol lapiazé.

Enfin, les voûtes de ces mêmes cavités sont corrodées par la base en « lapiaz inversé » et aussi, suivant les joints des stratifications de telle sorte que, lorsque leur poids excède la résistance de leur pédoncule, elles se sont effondrées, partiellement, sous forme de blocs énormes laissant, entre les vides ainsi créés, de volumineux « pendants » dont la base a pu s'envoyer plus tard, dans un remplissage ultérieur simulant ainsi des piliers rocheux soutenant les voûtes (8).

Toute datation de ces argiles de corrosion semble impossible, faute de tout fossile (ce qui va à l'encontre de l'hypothèse de « grottes-pièges » précédemment éliminée).

Au dessus, on trouve, accumulés:

— tous les matériaux arrachés aux parois par l'effet des agents thermiques: concrétionnement consécutif au lessivage des parois, sous climat humide sans excès et assez chaud pour assurer l'évaporation de l'eau et précipitation du calcaire qui pourra soit s'infiltrer dans les dépôts antérieurs, soit former à leur surface un plancher stalagmitique; accumulation d'éboulis et de cailloutis par destruction des parois et des concrétions sous l'effet du gel, en fragments à angles vifs d'autant plus volumineux que le climat froid était humide; dépôt d'argiles subaériennes parvenues à s'insinuer, même en périodes relativement sèches, grâce à la faible épaisseur des parois au voisinage des entrées, mais plus abondantes sous climat humide;

— tous les matériaux fins apportés par le vent dans les cavités largement ouvertes et convenablement orientées, sous climat sec et sol dénudé constituant, parfois, de véritable loess;

— tous les produits d'érosion extérieure, souvent beaucoup plus anciens, descendus par simple gravité le long des pentes et entassés en cône, à l'aplomb de l'entrée.

Exceptionnellement, des temps d'arrêt dans l'accumulation des strates sont révélés par des « sols » au sens pédologique du terme, composés d'un horizon de dissolution A et d'un horizon d'accumulation B, qui semblent correspondre à des périodes chaudes.

IV - TABLEAU SCHEMATISANT L'EVOLUTION DU CLIMAT.

Sous le bénéfice des observations qui précèdent nous allons, maintenant, essayer d'établir, sous forme de tableaux, l'évolution des conditions climatiques, à partir de couches bien datées, relevées à l'entrée des grottes pyrénéennes.

Pour les Paléolithiques Inférieur et Moyen, en présence d'un déroutant polymorphisme ou de documents isolés de tout contexte, nous avons estimé ne pouvoir mieux faire que de présenter, dans un premier tableau la synthèse provisoire des plus anciens remplissages relevés dans trois des neuf cavernes fossilifères de la commune de Montmaurin que nous fouillons depuis 14 années: grotte de Montmaurin proprement dite, abri de la Terrasse, grotte de Coupe-Gorge. Ces trois cavités présentent le double intérêt:

A) - de n'être, sans doute, que les trois parties d'un même réseau souterrain les deux premières s'ouvrant à la même altitude de 48 m sur la Seygouade et à 30 m l'une de l'autre; la dernière, à mi-distance entre les précédentes, et relié à elles par des cheminées, mais 21 m plus bas, soit à + 27 m.

(8) La grotte de Coupe-Gorge à Montmaurin constitue un magnifique exemple de creusement par corrosion, synthétisant toutes les particularités énumérées, notamment la dernière: ces piliers rocheux reposant sur de la terre, ont longtemps tenu en échec notre sagacité et celle des nombreux géologues, géographes et archéologues de passage, jusqu'au jour où Miss D. Garrod en a saisi la signification.

B) - d'offrir une succession de couches exceptionnellement continue et variée, unique dans les Pyrénées et, peut être, au monde permettant de remonter de l'Énéolithique à l'aurore du Quaternaire, la difficulté essentielle résidant dans le raccordement de chacun des remplissage aux deux autres.

Dans un second tableau, nous avons tenté un regroupement des strates des autres grottes pyrénéennes, depuis le dernier interglaciaire, en fonction à la fois, de la nature des sédiments et des industries incluses, tout en nous efforçant de les paralléliser avec les événements géologiques extérieurs.

Nous avons, en particulier, réuni l'ensemble du Moustérien froid (avec Renne) dans le seul stade Würm I, en fonction des données de la Préhistoire des Pyrénées Centrales où l'on ne relève jamais plus d'une couche de cette nature dans chaque grotte (Le Portel, Malarnaud couche sup., Miguet, Roc Traoucat). Il eut été peut-être préférable de le répartir entre les deux stades W. I et W. II, en tenant compte de la pluralité des couches à Renne au Pays basque (Olha, niveaux moyen et supérieur, Isturitz, repaire d'Ours et couche M) et en Bas-Languedoc (G.^{de} Gr. de Bize, Gr. de la Crozade, 4 couches de Moustérien froid chacune). Cette disposition, qui eut provoqué un décalage (rajeunissement) correspondant à un stade et un interstade du contenu de nos cases successives, à partir du Châtelperonien aurait présenté l'avantage de cadrer avec les vues de M. M. H. Breuil et F. Bordes pour le Nord de la France et de F. Bordes pour le Périgord; elle aurait, par contre abouti à un vide total durant l'interstade WI-II. La présente remarque a pour but de permettre au lecteur qui en jugera autrement la possibilité d'opérer lui-même cette rectification.

Nous avons suffisamment exposé dans nos observations préliminaires toutes les difficultés de notre entreprise pour que l'on veuille bien considérer nos tableaux, le second surtout, comme de simples « Essais » de mise en ordre appelés à subir de multiples retouches au fur et à mesure des observations précises à venir (9).

(9) Le tableau relatif aux grottes de Montmaurin représente notre interprétation personnelle de gisements parfaitement connus de nous; elle est susceptible d'aménagements après achèvement de l'étude: des sédiments entreprise par M. E. Bonifay et encore en cours.

I - LE PALEOLITHIQUE INFÉRIEUR ET MOYEN

d'après les trois plus anciens remplissages des neuf grottes fossilifères de Montmaurin (H^e Garonne).

Chronologie glaciaire alpine	Grotte de Montmaurin	Grotte-abri de la Terrasse
Günz	Dépôt du remplissage à <i>Machairodus</i> et à <i>Rhinoceros</i> de <i>Merck</i> .	Activité du ruisseau souterrain; dépôt des galets et sables de base (= couche 1).
Günz-Mindel	Concrétionnement du remplissage précédent.	Concrétionnement du sommet du sable antérieur; dépôt argile rouge à <i>Rhino</i> , de <i>Merck</i> = gisement originaire de la <i>machoire humaine</i> dite de Montmaurin = base de la couche 2.
Mindel	Vidange du remplissage précédent.	Ravinement de l'argile rouge.
Mindel-Riss		Dépôt de la couche 2 = limon sans calcaire à <i>Prémoustérien</i> à éclats.
Riss I	Dépôt de l'argile de fond du second remplissage.	
Riss I-II		<i>Acheuléen</i> évolué, à grands bifaces à la base de la couche 3.
Riss II	Ravinement du sommet de l'argile de fond précédent.	Dépôt de la couche 3, à cailloutis calcaires corrodés.
Riss II-III	Concrétionnement du sommet de l'argile dans la grotte, formation de <i>gours</i> en surface.	
Riss III	Cailloutis calcaires à <i>Prémoustérien</i> , dans la galerie extérieure A.	
Riss-Würm		
Würm I		
Würm I-II		
Würm II	Aurignacien dans cailloutis très argileux.	
Würm II-III		
Würm III		
Postglaciaire		Terre grumeleuse grisâtre, remaniée par les fousseurs.

Grotte du Coupe-Gorge	Climat
	?
	Tempéré, modérément humide
	Froid humide
Dépôt de l'argile de base, en cavité close- Peut être bien antérieure?	Tempéré très humide
Repaire d'Ours au sommet de l'argile	Froid humide
Plancher stalagmitique	Tempéré humide
— Effondrement voûte — Rupture plancher stalagmitique précédent — Dépôt couches 3 S et T. cailloutis calcaires gélivés corrodés à <i>Prémoustérien</i> .	— Froid très humide — Froid sec
Dépôt couche 3 U=limon stalagmité au sommet très altéré=horizon A re paléosol dont 3 T renferme l'horizon B. <i>Prémoustérien</i> .	— Humide — Chaud humide=forte altération — Tempéré humide
Dépôt couches 3 W et X: cailloutis calcaires à <i>Prémoustérien</i> .	Froid humide
— Stalagmite localisée. — Dépôt couche 3 Y=sableuse à <i>Prémoustérien</i> . Horizon A de paléosol dont 3 W et X renferment l'horizon B. — Nouvelle stalagmite localisée.	— Tempéré humide — Chaud humide=forte altération — Tempéré humide
Dépôt couche 3 Z=cailloutis argileux à Micoquien tardif.	Froid humide
	Tempéré humide
Aurignacien Couche 2, unique, à cailloutis calcaire argileux-Fortes arrivées de pré-nousté rien par les voûtes. Magdalénien II	Indéchiffrable
Mince plancher stalagmitique localisé= <i>Mésolithique</i> ?	Tempéré humide
Terre grumeleuse grisâtre, avec: a) sépulture énéolithique; b) céramique gallo romaine.	Tempéré

II - Du PALEOLITHIQUE MOYEN à l'AGE du BRONZE dans les Pyrénées

Chronologie glaciaire alpine	Phénomènes géologiques de plein air.	Remplissage des grottes et climat
Riss-Würm	Ferrétisation du loess ancien rissien (sur Terrasses 30m et au dessus).	<i>Moustéroïde sans Renne</i> : Gargas, Biquichéta, l'Herm, le Tuteil; Industrie à hachereau: niveaux inférieurs d'Olha et couches W et Y du Castillo à Rhino de Merck et couche P d'Isturitz. = toutes à argiles colluviales de climat doux et humide.
Würm I	Dépôt Terrasse de 15m (à partir de Moraine de Camaroux, avec Renne).	<i>Moustérien à Renne</i> : le Portel, G ^{de} Gr. de Bize; niveaux moyen et sup. d'Olha; Repaire d'Ours et couche M d'Isturitz; couche U du Castillo sans Renne et à Merck persistant jusqu'à l'Aurignacien. = toutes à argiles ou pures ou mêlées de calcaires = Froid humide et très humide.
Würm I-II	Terrasses de 30m au dessus: ravinement loess ancien; Chatelperronien des Tambourets et Rachat.	<i>Chatelperronien</i> : Coupe-Gorge, au sommet d'un mince niveaux sableux entre couches 2 et 3; Gargas à la base de 0,30 m d'argile grasse; La Crouzade dans limon stérile entre Moust. et Aurign. I, = Tempéré, humide.
Würm II	Formation de la Terrasse de 12 m.	<i>Aurignacien I</i> : St. Jean de Verges, dans argile rouge avec Renne et Spermophile; La Crouzade, dans terre sableuse suivie de thermoclast; Les Abeilles de Montmaurin, dans éboulis sec thermoclastique; Gargas à la base surtout et dans 1,30 d'argile à blocs; Tarté, dans cailloutis calcaire; Isturitz (Salle Sud) argile grise; <i>Gravetien I</i> : St. Jean de Verges, dans éboulis sec; Gargas, dans sable aigre graveleux = Successivement froid humide, froid sec, froid humide.
Würm II-III	Creusement de + 12m a + 8m.	<i>Aurignacien II</i> : Isturitz (salle Nord) argile stalagmitée au sommet. <i>Gravetien IV</i> : Isturitz, terre pulvérulente; <i>Gravetien III</i> : P ^{te} Gr. Bize et La Crouzade, sableux. <i>Solutréen sup.</i> : Montaut et Isturitz (salle N. et S.) dans argile; Les Harpons, à la base d'argile. <i>Magdalénien IV</i> : Labastide; La Roque (2 ^o et 3 ^o abris). Le Putois II et IV; Les Harpons, tous limons argileux ou argile; P ^{te} Gr. Bize sableux. <i>Magdal. V</i> : Montconfort; La Roque 2 ^o et 3 ^o abris) Fontalès; Dufaur à Sordes; Les Harpons, tous limon argileux ou argile. <i>Magdal. VI</i> : La Roque 2 ^o abri); Dafaur, Trou-Violet; Montconfort; Les Harpons, tous limon argileux ou argile; Gourdan, terre à gros blocs d'effondrement; Aurenzan calcaires anguleux; Fontalès VI ¹ caillouteux, VI ² limoneux; La Vache, IV, V, VI sableux à menus éboulis nombreux. — Les données concernant le Magdalénien, apparemment très concordantes don-
Würm III	— Formation Terrasse de 8m. surmontée d'éboulis thermoclastiques à Roquefort (H ^{te} G ^{ne}). — Terrasse 15m et au dessus: dépôt du loess récent fossilisant le Chatelperronien des Tambourets et le paléolithique sup. du Carrefour à Martres Tolosane et à la Tour d'Ausseing.	

		neraient à penser que la majeure partie de cette civilisation a connu les douceurs de l'interstade et que, seul, le M. VI a subi les rigueurs ultimes du froid. A cette phase se situeraient: la période de maigres des ruisseaux constatée à Isturitz et à Pichebaque; et aussi le dépôt loessique recouvrant à Marsoulas des gravures pariétales et une couche archéologique du Magdal IV. Il est à craindre que les auteurs n'aient pas prêté à des niveaux de nombreux mais menus éboulis toute l'attention convenable et qu'ils aient ainsi négligé de précieux éléments d'appréciation qui eussent permis une analyse plus serrée.
Mésolithique	<p>— Formation des très bas niveaux alluviaux;</p> <p>— Sur les niveaux 15m et antérieurs, lehmification du loess récent.</p>	<p><i>Azilien</i>: La Vache, à mi épaisseur de 1 m de concrétion; La Cruzade et P^{te}Gr. de Bize, dans sédiments fins superposés à Magdal. bréchifié par humidité intermédiaire; Isturitz, dans limon; Poeymaü, dans argile à blocaille surmontée parfois de lits de graviers.</p> <p><i>Arudien</i>: Le Poeymaü fournit, pour le temps séparant l'Azilien du Néolithique, une séquence très détaillée des sédiments, montrant d'abord une forte desquamation des parois, malaisément explicable, puis une forte accumulation d'éléments fins associée à de puissantes couches d'<i>Hélix</i>. Un plancher stalagmitique apparaît au Coupe-Gorge entre le Magdal. et l'Enéo.; aux Trois-Frères et à Gourdan, entre le Néo. = Tempéré humide.</p>
Néolithique	<p>— Formation des plus bas niveaux alluviaux;</p> <p>— Sur les niveaux antérieurs, érosion partielle du loess récent (souvent, le lehm disparaît en totalité), après laquelle les Ghas-séens s'installent, dont l'industrie a été recouverte par aucun dépôt ultérieur.</p>	<p>Dans la plupart des grottes, couche terreuse directement sur Azilien ou sur stalagmite équivalente = Tempéré très humide au début, allant en se desséchant.</p>
Age du Bronze		La civilisation du Bronze, aujourd'hui submergée par la rivière souterraine du Traouc de las Encantador, à Lérans (Ariège), a correspondu à une période tempérée plus sèche que l'actuelle.
Temps ultérieurs		Léger auroissement de l'humidité, le climat de meurant rempli.

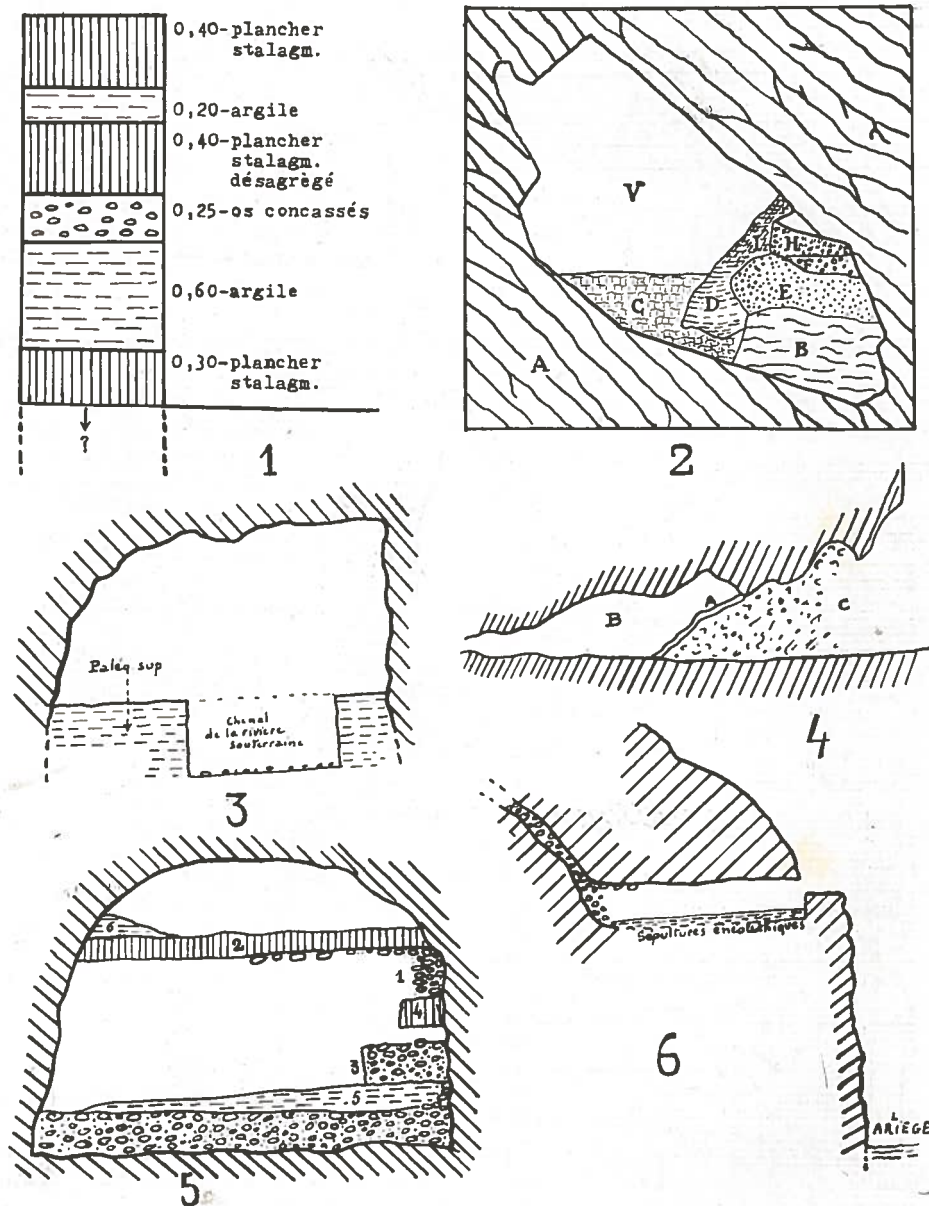


PLANCHE I

- 1 — Grotte de Lherm: la coupe, au bas de l'à-pic, et ses trois planchers stalagmitiques.
- 2 — Grotte de Montsaunès (d'après E. Harlé): V, vide; A, parois; B, argile verdâtre, sans cailloux ni autres pierres que des concrétions formées dans cette argile même, depuis son dépôt; C, argile brune entremêlée de stalagmite; D, stalagmite presque compacte, par couches presque horizontales; E, argile jaune avec nombreux cailloux siliceux rouges foncés; toute sa partie gauche est agglutinée et forme un véritable poudingue; F, la couche fossilifère: innombrables coprolithes de Hyènes, fragments d'os, quelques dents, quelques petits cailloux rouges semblables à ceux de E, le tout formant une masse à pâte jaune solidement agglutinée; H, argile brune, quelques coprolithes, os et petits cailloux rouges.
- 3 — Grotte de Pichebaque: vidange actuelle d'un dépôt du Paléolithique supérieur par un cours d'eau.
- 4 — Grotte de Bize (d'après un croquis de Tournal dans sa lettre du 15 juillet 1862 à E. Lartet): vidange, par l'intérieur, de la zone interne du remplissage dont la partie externe est encore en place. A, plancher stalagmitique; B, partie vidangée; C, brèche osseuse.
- 5 — Grotte Maraval: 1, premier remplissage alluvial; 2, plancher stalagmitique couronnant 1; 2 bis, vidange de 1; 3, second remplissage alluvial; 4, plancher stalagmitique couronnant 3; 4 bis, vidange de 3, incomplète à la base; 5, dépôt d'argile à sépultures énéolithiques; 6, argile colluviale.
- 6 — Grotte de Sinsat: à + 8 m sur l'Ariège; comblée de galets fluviaux au Würm III, vidangés dans la partie horizontale avant transformation de la cavité en nécropole à l'Énéolithique.

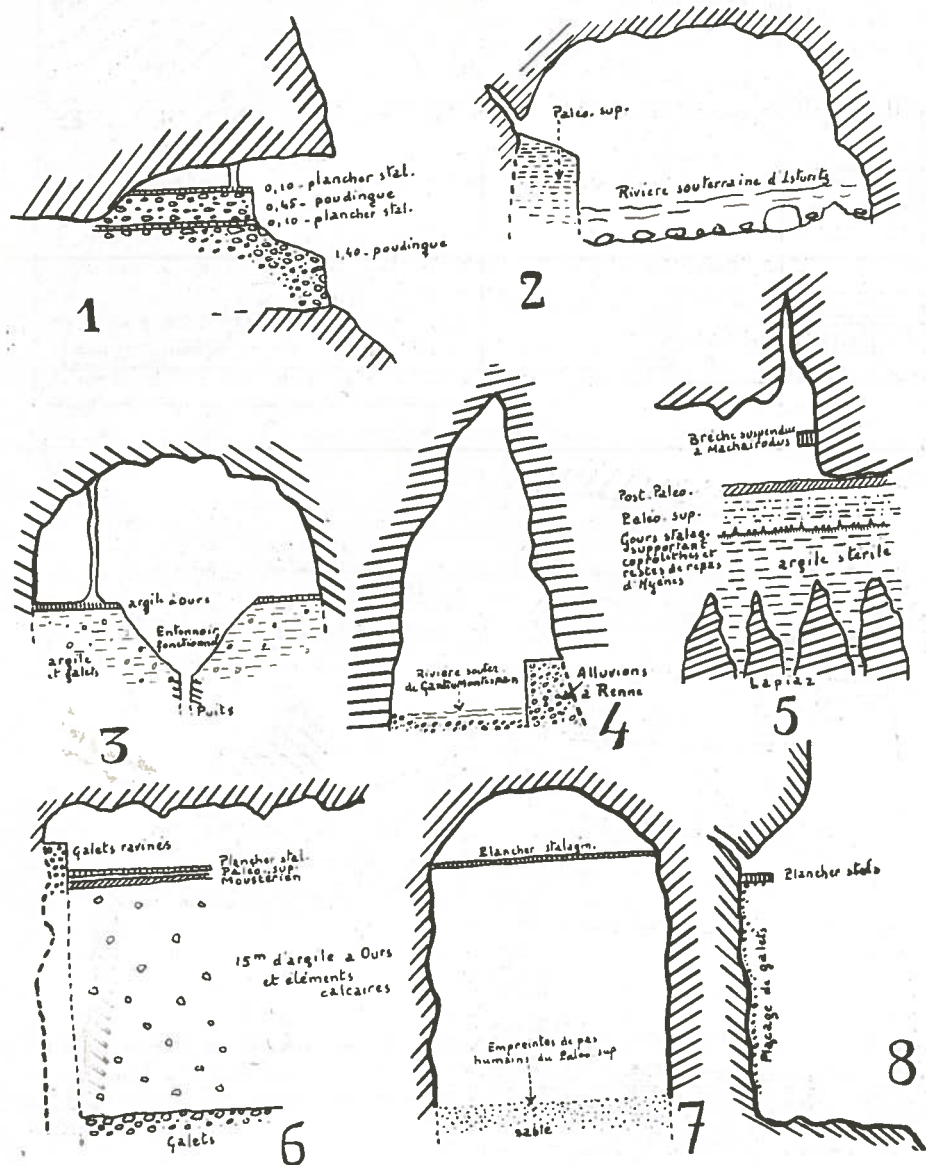


PLANCHE II

- 1 — Abri innommé de la vallée de l'Ariège, au dessus des grottes fortifiées de Bouan: deux poudingues superposés, coiffés, chacun, d'un plancher stalagmitique, ont été vidangés à l'avant.
- 2 — Résurgence de la rivière souterraine d'Isturitz: vidange actuelle d'un remplissage paléolithique supérieur par le cours d'eau.
- 3 — Grotte Clarens: absorption actuelle, sous l'effet de l'humidité, d'un vieux remplissage par un puits.
- 4 — Rivière souterraine de Ganties-Montespan: vidange actuelle d'alluvions anciennes à Renne par le ruisseau.
- 5 — Grotte de Montmaurin: en haut et à droite, plaqué à la paroi, résidu d'un premier remplissage à « Machairodus latidens » entièrement vidangé et remplacé par un second remplissage, déposé en plusieurs temps, et moins élevé que le premier.
- 6 — Grotte de Gargas: les 15 mètres supérieurs du premier remplissage formé de galets roulés, ravinés, ont été remplacés par 14 mètres d'argile à Ours et à blocs, surmontée de 1 m de couches archéologiques.
- 7 — Grotte de Niaux: plancher stalagmitique suspendu 5 m au dessus du sol sableux actuel daté par les empreintes de pas des Magdaléniens.
- 8 — Abri innommé voisin de la grotte d'Aldène: un planchage de galets et de sables surmonté d'un résidu de plancher stalagmitique, trahit un remplissage disparu et non remplacé.

ARRIGO A. CIGNA

AIR TEMPERATURE DISTRIBUTIONS NEAR THE ENTRANCE OF CAVES

Heat exchange in the entrance of a cave may be due either to conduction or to convection or to both of these.

The first case is found very rarely and it has been verified only in wells with a negative air density gradient with respect to height. Such a condition is not a sufficient one and a quiet external atmosphere is also necessary.

The second and third case are by far the most common and are to be found in any cave where, for a part of a cross section at least, an air current flowing towards the interior is present. When the air current is directed outwards in a whole cross section the air temperature distribution is uniform. Indeed on account of the low heat conductivity of air, air temperature in the entrance depends upon the temperature of the outgoing air only.

Conduction.

Let us consider a cylindrical vertical cavity with still air and uniform cross section S (Fig. 1).

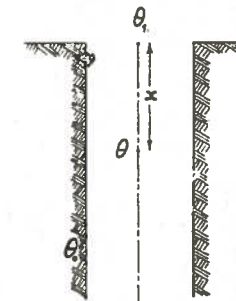


Fig. 1 - Vertical cavity with still air.

Let θ_0 and θ_1 be the temperatures of the walls and the external air, respectively. Then in a time $\delta \tau$ the heat of the volume Sdx , considered at a distance x from the entrance, will increase by the amount:

$$c_p k S \frac{\partial \theta}{\partial \tau} \quad 1$$

if c_p is the specific heat at constant pressure, k the density and θ the temperature of the air.

The difference between the heat entering the face at depth x and that outgoing from the face at depth $x + dx$ is given by:

$$S \frac{\partial^2 \theta}{\partial x^2} \quad 2$$

being Γ the thermal conductivity. The heat exchanged with the walls through the lateral surface of the element Sdx is:

$$\alpha (\theta - \theta_0) \quad 3$$

when α is a coefficient depending upon the perimeter of section S and the features of the walls.

So the heat balance gives

$$c_p k S \frac{\delta \theta}{\delta \tau} = \Gamma S \frac{\partial^2 \theta}{\partial x^2} - \alpha (\theta - \theta_0) \quad 4$$

If we write $\frac{\alpha}{\Gamma S} = \beta$ and $\theta - \theta_0 = \delta \theta_0$, equation 4 may be written:

$$\frac{\partial^2 \theta}{\partial x^2} - \beta \delta \theta_0 = \frac{c_p k}{\Gamma} \frac{\delta \theta}{\delta \tau} \quad 5$$

In steady conditions $\frac{\delta \theta}{\delta \tau} = 0$ and equation 5 reduces to:

$$\frac{\partial^2 \theta}{\partial x^2} = \beta \delta \theta_0 \quad 6$$

Equation 6 may be integrated and gives:

$$\delta \theta_0 = c_1 \exp x \sqrt{\beta} + c_2 \exp (-x \sqrt{\beta}) \quad 7$$

Let us consider now three points in the cavity at depths: $x - d$, x , $x + d$. Three equations may then be deduced:

$$\begin{aligned} \theta_1 &= c_1 \exp (x-d) \sqrt{\beta} + c_2 \exp (d-x) \sqrt{\beta} \\ \theta_2 &= c_1 \exp x \sqrt{\beta} + c_2 \exp (-x) \sqrt{\beta} \\ \theta_3 &= c_1 \exp (x+d) \sqrt{\beta} + c_2 \exp (-x-d) \sqrt{\beta} \end{aligned} \quad 8$$

From equations 8 we write:

$$\frac{\theta_1 + \theta_3}{\theta_2} = \exp d \sqrt{\beta} + \exp (-d \sqrt{\beta}) = \text{constant} \quad 9$$

It is possible to calculate the value of β from three experimental measurements of θ . Indeed by writing:

$$\frac{\theta_1 + \theta_3}{2\theta_2} = \cosh (d \sqrt{\beta}) \quad 10$$

we have

$$\beta = \left[\frac{\cosh^{-1} \left(\frac{\theta_1 + \theta_3}{2\theta_2} \right)}{d} \right]^2 \quad 11$$

Remembering the relation $\beta S \Gamma = \alpha$, the value of α (the coefficient depending upon heat outflow through the walls) may be calculated.

Constants c_1 and c_2 of equation 7 may be calculated with the boundary conditions:

$$\begin{aligned} \theta &\neq \infty \\ \theta &= \theta_1 \text{ at } x=0 \\ \theta &= \theta_0 \text{ at } x=\infty \end{aligned} \quad 12$$

(the third of the above conditions is achieved at a finite depth practically, m 5, e. g.) and therefore we can write:

$$c_1 = 0 \text{ and } c_2 = \theta_1 - \theta_0 \quad 13$$

So equation 7 becomes

$$\theta = (\theta_1 - \theta_0) \exp(-x/\beta) + \theta_0 \quad 13$$

Equation 13 gives the air temperature distribution for a cavity where only conduction is effective. The values so calculated are in good agreement with those measured experimentally.

Convection.

At first, let us consider forced convection, only. From the Fourier equation for heat conduction:

$$\frac{D\theta}{D\tau} = \mathcal{O} \Delta_2 \theta \quad 14$$

where $\mathcal{O} = \Gamma/kc_p$ is the thermal diffusivity, we have

$$\frac{DT}{D\tau} = \mathcal{O} \Delta_2 T \quad 15$$

substituting:

$$T = \frac{\theta - \theta_0}{\theta_1 - \theta_0} \quad 16$$

and with the boundary conditions:

$$\begin{aligned} T &= 0 \text{ at } r = 0 \text{ for all values } x > 0 \\ T &= 1 \text{ at } x = 0 \end{aligned} \quad 17$$

if a cylindrical horizontal cavity with forced convection is considered. (Fig. 2).

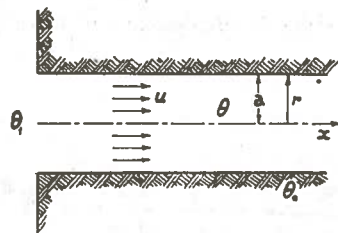


Fig. 2 - Horizontal cavity with an entering air current.

In cylindrical polar coordinates

$$\Delta_2 T = \frac{\partial^2 T}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial T}{\partial r} + \frac{\partial^2 T}{\partial x^2}$$

neglecting the longitudinal conduction the last term is omitted. Thus we may write, if u is the average velocity of air:

$$u \frac{\partial T}{\partial x} = \mathcal{O} \left[\frac{\partial^2 T}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial T}{\partial r} \right] \quad 18$$

A solution of the form $T = R(r) \cdot X(x)$ is to be found. Then we write:

$$\frac{\partial T}{\partial x} = R \frac{dX}{dx}; \quad \frac{\partial T}{\partial r} = X \frac{dR}{dr}; \quad \frac{\partial^2 T}{\partial r^2} = X \frac{d^2 R}{dr^2} \quad 19$$

and the equation 18 becomes

$$\frac{u}{\mathcal{O}} \frac{1}{X} \frac{dX}{dx} = \frac{1}{R} \left[\frac{d^2 R}{dr^2} + \frac{1}{r} \frac{dR}{dr} \right] \quad 20$$

Each side of equation 20 may be equalled to a constant $-\beta^2$. Then:

$$\frac{1}{X} \frac{dX}{dx} = -\frac{\mathcal{O}}{u} \beta^2 \quad 21$$

for which the solution is:

$$X = \exp\left(-\frac{\mathcal{O}}{u} \beta^2 x\right) \quad 22$$

satisfying the boundary condition that $X = 1$ at $x = 0$, and:

$$\frac{d^2 R}{dr^2} + \frac{1}{r} \frac{dR}{dr} + \beta^2 R = 0 \quad 23$$

which is a Bessel equation of zero order having a particular integral:

$$R = A J_0(\beta r) \quad 24$$

and to satisfy the boundary condition that $T = 0$ at $r = a$ for all values of $x > 0$, we must have:

$$J_0(\beta a) = 0 \quad 25$$

i.e. the constant β must be a root of the equation $J_0(\beta a) = 0$. If these values are β_1, β_2, \dots , the required solution of the Bessel equation is:

$$R = A_1 J_0(\beta_1 r) + A_2 J_0(\beta_2 r) + \dots + A_n J_0(\beta_n r) + \dots \quad 26$$

where A_1, A_2, \dots, A_n are constants which are available for fitting the remaining boundary condition that $T = f(r)$ or 1 at $x = 0$. Multiply both sides of the last result by $r J_0(\beta_n r)$ and integrate from 0 to a . It can be shown that:

$$\int_0^a r J_0(\beta_n r) J_0(\beta_m r) dr = 0 \quad \text{if } n \neq m \quad 27$$

and that:

$$\int_0^a r J_0^2(\beta_n r) dr = \frac{1}{2} a^2 J_1^2(\beta_n a) \quad 28$$

Hence, if $R = f(r)$ at $x = 0$:

$$\int_0^a r f(r) J_0(\beta_n r) dr = A_n \frac{1}{2} a^2 J_1^2(\beta_n a) \quad 29$$

and for the special case of uniform temperature at the entrance, $f(r) = 1$:

$$\int_0^a r J_0(\beta_n r) dr = \frac{a}{\beta_n} J_1(\beta_n a) \quad 30$$

and therefore

$$A_n = \frac{2}{\beta_n a} \frac{1}{J_1(\beta_n a)} \quad 31$$

in which case the solution for R is:

$$R = 2 \sum_{n=1}^{\infty} \frac{1}{\beta_n a} \frac{J_0(\beta_n r)}{J_1(\beta_n a)} \quad 32$$

Therefore the solution for equation 18 is:

$$T = R X = 2 \sum_{n=1}^{\infty} \frac{1}{\beta_n a} \frac{J_0(\beta_n r)}{J_1(\beta_n a)} \exp\left(-\frac{D}{u} \beta_n^2 x\right) \quad 33$$

where J_0 and J_1 are Bessel functions of the first kind of order 0 and 1 respectively.

For the average temperature of the air-stream at a distance x , i.e. the temperature averaged over a cross section with respect to the radius r , the result is

$$T = \frac{\theta - \theta_0}{\theta_1 - \theta_0} = 4 \sum_{n=1}^{\infty} \frac{1}{(\beta_n a)^2} \exp\left(-\frac{D \beta_n^2}{u} x\right) \quad 34$$

and noting that $\beta_n a$ is dimensionless and $d = 2a$ is the diameter of the cavity, equation 34 may be written with λ_n in place of $\beta_n a$:

$$\frac{\theta - \theta_0}{\theta_1 - \theta_0} = 4 \sum_{n=1}^{\infty} \frac{1}{\lambda_n^2} \exp\left(-\frac{4 \lambda_n^2 D}{d^2 u} x\right) \quad 35$$

The first six values for λ_n are:

n	1	2	3	4	5	6
λ_n	2.405	5.520	8.654	11.792	14.931	18.071

The error due to omission of terms of series in equation 35 but the first, may be neglected in the usual case on account of the rapid decrease of the exponential when n is increasing and the following equation may be written:

$$\theta = (\theta_1 - \theta_0) \cdot 0.692 \exp\left(-23.136 \frac{Dx}{d^2 u}\right) + \theta_0 \quad 36$$

Equation 36 has been deduced for a theoretical cavity with uniform section, regular walls, etc. In a true cavity these conditions are not accomplished and some difference may arise. The above equation may hold as well as in the theoretical case but the value of d is appropriately chosen.

E.g., if the air-wall interface has a conductivity higher than the average one, a value smaller than the real one must be assumed for d. If the cavity is formed by a single-entrance cave, there is not a net entering air flux through a cross section. Equation 36 may be applied notwithstanding the apparent contradiction but to assume a value for d deduced from the area crossed by the entering air current.

Of course in this last case air temperature measurements must be taken in the « channel » of the entering air current.

The value of d deduced in such a way gives the « equivalent diameter of the cavity », d_c , defined as the diameter of the imaginary cavity extending in the part where air flux is entering only.

In an analogous manner the idea of « equivalent velocity » may be introduced. Indeed equation 36 may be rewritten:

$$\frac{\theta - \theta_0}{\theta_1 - \theta_0} = 0.692 \exp\left(-\frac{23.136 D}{d^2 u} x\right) \quad 37$$

If experimental values of $(\theta - \theta_0)/(\theta_1 - \theta_0)$ are plotted on semi-log paper against values of x, the slope of the curve (multiplied by 2,302585... because common semilog paper has been drawn with \log_{10} and not with natural logarithms) must be equalled to the argument of the exponential. So, having D a value which may be calculated from the physical features of air, the value of the constant in the following equation may be deduced:

$$d^2 u = \text{constant} \quad 38$$

From equation 38 it is evident that either d or u may be taken equal to the real one, by substituting the value of either u or d with the « equivalent velocity » u_e , or the « equivalent diameter » d_e , respectively.

The « equivalent velocity » u_e is defined as the velocity of air flux giving the same air temperature distribution in a cave with the same diameter d, where air current is entering in the whole area of a cross section.

So, equation 36 holds also in the case of caves with free convection. For caves with forced convection having an irregular cross section, the value of the diameter d to be substituted in the above equations may be calculated with the equation

$$d = 4 \frac{\text{cross-sectional area}}{\text{cross-sectional perimeter}}$$

which has been verified experimentally for turbulent flow in conduits having surfaces of equal roughness but of different shapes (4).

REFERENCES

1. BROWN A. I. - Introduction to Heat Transfer - 3rd Ed., Mc Grow-Hill Book Company, 1958.
2. CIGNA A. - Atti VIII Congr. Naz. Spel., Como 1956 - Memorie IV Soc. Spel. It. & Rass. Spel. It., 2, 191, (1958).
3. FAGGIANI D. - Trasmissione del calore - Tamburini, Milano 1946.
4. HUEBSCHER R. G. - Transactions ASHVE, 54, 101, (1948).
5. KAY J. M. - An Introduction to Fluid Mechanics and Heat Transfer. - Cambridge Univ. Press, 1957.
6. PERSICO E. - Introduzione alla fisica matematica - Zanichelli, Bologna, 1941.

Riassunto.

Vengono calcolate le curve teoriche di distribuzione della temperatura all'ingresso di cavità nei casi di conduzione e di convezione. Il primo caso si riscontra nella realtà soltanto in cavità verticali con aria ferma in equilibrio stabile. I risultati teorici trovati nel caso della convezione possono essere applicati non solo a cavità con convezione forzata (circolazione a tubo di vento) ma anche per cavità con convezione libera (circolazione a sacco d'aria) purchè si adottino alcuni accorgimenti.

SOLID PARTICLE TRANSPORT BY FLUID STREAMS

Natural deposits in caves are formed generally by debris transported by a fluid (air or water). Calcite and analogous formations could also be considered, but on account of the complex chemical reactions involved, we prefer to deal now with physical suspensions of particles only.

These are divided into two classes, depending upon the nature of the non-solid phase. So, air- and water-suspensions may be considered.

Debris transported consists mainly of solid particles ranging from clay to cobble.

Let us consider a particle; each « leap » caused by the fluid flow may be divided into three periods: the pick-up, the transportation and the settling down.

The pick-up may be considered as a well-potential problem. Indeed on account of the irregularity of the interface between the fluid and the solid surface, the drag effect of the fluid is effective only above a boundary layer the thickness of which is determined by the average diameter of the solid particles coating the surface.

So, any smaller particle lying under the top of such a layer is not subject to a shear stress. But if the top level of the layer is depressed, e.g. for a local temporary disturbance, the particles are promptly picked-up by the moving fluid.

During the successive period the particles may also travel for a long distance, with small changes in the height above the interface between the fluid and the solid surface.

When the drag due to the fluid velocity is insufficient to counteract the gravity force, particles will settle down.

Here particles may fall either into a « hole » among greater debris or on top of this. Obviously successive leaps of settled particles may again be treated as well-potential problems.

Neither layer thickness nor local fluid velocity are constant, and they oscillate in an irregular manner. Therefore a particle may be picked-up and settled down many times.

The debris transported both by rivers and winds into caves is usually not uniform in shape and very often neither in the type particle constituent.

Therefore to study the behaviour of such a suspension it is necessary to deal with it from a statistical point of view. So, many mean and equivalent quantities may be defined: e.g. arithmetic mean diameter, geometric mean diameter, equivalent-volume sphere (whose diameter D_s is given by $D_s = (6V/\pi)^{1/3}$ where V is the volume of the particle), etc. In each case the appropriate quantity will be chosen.

For the present calculation uniform mass and size particles will be assumed in order to simplify as much as possible the problem.

Theoretical results will be compared with the experimental ones by choosing a particular mean value of experimental measurements. Using these assumptions let us consider now a suspension of solid particles (uniform size and mass) in a turbulent fluid where the number of particles, n , per unit volume depends only on the height, y , above the fluid-solid interface.

The instantaneous velocity components of the fluid be expressed by:

$$\begin{aligned} u &= \bar{u} + u' \\ v &= \bar{v} + v' \\ w &= \bar{w} + w' \end{aligned} \quad 1$$

where \bar{u} , \bar{v} and \bar{w} are the mean velocity components averaged over a short interval of time at a particular point in space, and u' , v' , w' are the turbulent fluctuating components.

Then the rate of transfer of mass in a vertical direction, due to turbulent mixing is given by:

$$-m_p l' \hat{v}' \frac{dn}{dy} \quad 2$$

where m_p is the mass of a particle, v' the root-mean-square value of \hat{v}' , l' the mixing length, defined by:

$$l' \hat{v}' = \overline{v'(y_2 - y_1)} \quad 3$$

being y_2 and y_1 two heights whose difference is small enough to preserve the momentum of the fluid elements in the mixing process.

The rate of transfer of mass in the same direction due to the gravity force is

$$m_p n v_g \quad 4$$

if v_g is the settling velocity of the particle with mass m_p . In steady conditions net transfer of mass is zero and therefore by equating expressions 2 and 4 we deduce

$$\frac{dn}{n} = - \frac{v_g}{l' \hat{v}'} dy \quad 5$$

If a horizontal pipe or channel is concerned, as it happens commonly in caves, Prandtl's mixing length hypothesis may be used, so

$$l' \hat{v}' = l^2 (d\bar{u}/dy) \quad 6$$

Assuming also a logarithmic velocity distribution for the fluid, i.e.:

$$\frac{d\bar{u}}{dy} = \frac{1}{Ay} \sqrt{\frac{\varphi}{k}} \quad 7$$

where: φ is the Reynold stress or rate of transfer of momentum across unit area by turbulence, k the density and A a coefficient of proportionality given by:

$$l = Ay \quad 8$$

From equations 6, 7 and 8, by rearranging, we may write:

$$l' \hat{v}' = \frac{1}{Ay} \sqrt{\frac{\varphi}{k}} \quad 9$$

Equation 9 substituted in equation 5, gives:

$$\frac{dn}{n} = - \frac{v_g}{A \sqrt{\varphi/k}} \frac{dy}{y} \tag{10}$$

Equation 10 may be integrated:

$$\ln \frac{n}{n_0} = - \frac{v_g}{A \sqrt{\varphi/k}} \ln \frac{y}{y_0} \tag{11}$$

and therefore:

$$\frac{n}{n_0} = \left(\frac{y}{y_0} \right)^{- \frac{v_g}{A \sqrt{\varphi/k}}} \tag{12}$$

Equation 12 holds in general for cases we are concerned with and gives a relationship among the number of solid particles per unit volume suspended in a turbulent fluid and: the settling velocity of particles (v_g), the shear force per unit area (φ), the density (k) of the fluid.

According to Prandtl momentum transfer theory:

$$\varphi = k \ell^2 \left(\frac{d\bar{u}}{dy} \right)^2 \tag{13}$$

and, by rearranging:

$$\varphi = k \left(\frac{d\bar{u}}{d \ln y} \right)^2 \tag{14}$$

So φ is proportional to the rate of increase of fluid velocity with the logarithm of the height above the fluid-solid interface. Therefore for a given fluid the number of solid particles per unit volume given by equation 12 depends upon the ratio:

$$\frac{v_g \sqrt{k}}{d\bar{u}/d \ln y} \tag{15}$$

for any particular height y .

Let us consider now how the ratio 15 is related to the quantities which are measured experimentally.

The settling velocity v_g is given by Stoke's law but for a diameter greater than a value depending upon the particle density, the inertial impact of the fluid upon the particles may no longer be ignored and the settling velocity differs from the velocity predicted by Stoke's law (6, 7).

The resultant force acting on a particle, due to the force of gravity and to the buoyant force of the fluid is

$$\frac{\pi D^3}{6} (k_p - k) g \tag{16}$$

where D is the diameter of particles, k_p the density of particles, k the density of fluid and g the acceleration due to gravity. The resistance exerted by the fluid on the falling particle is expressed by:

$$3 \pi D \eta v \tag{17}$$

η being the viscosity of the fluid and v the velocity of fall. By equating the expressions 16 and 17 the velocity in steady conditions is obtained

$$v_g = \frac{D^2 (k_p - k) g}{18 \eta} \tag{18}$$

which is the equation of Stoke's law.

But as it has already been said for particles having a diameter greater than a particular value ($D = 0,1$ mm when $k_p = 2,5$), to the expression 17 it is necessary to add the inertial impact of the fluid upon the particle:

$$\frac{\pi D^2 v^2 k}{4} \tag{19}$$

So, from expressions 16, 17 and 19 we obtain

$$\frac{\pi D^3}{6} (k_p - k) g = 3 \pi D \eta v + \frac{\pi D^2 v^2 k}{4} \tag{20}$$

and, in steady conditions:

$$v_g = \frac{\sqrt{9 \eta^2 - \frac{D^3 k}{6} (k_p - k)} - 3 \eta}{D k / 2} \tag{21}$$

It is of some interest to observe that if η , k_p , k are taken as constants in the range we are concerned with, equations 18 and 21 become respectively:

$$\text{Stoke's law: } v_g \div D^2 \tag{22}$$

$$\text{Impact law: } v_g \div D^{1/2} \tag{23}$$

Experimental values of settling velocities for water and air as a fluid and the theoretical curves are reported in Fig. 1.

Theoretical treatment reported before is valid generally for any fluid and therefore for water and air also. The numerical values of shear stress and other quantities will, of course, vary on account of the difference in density, which appears both in the numerator of expression 15 and in equations 18 and 21: as a whole, in the same conditions, a fluid with a greater density will transport a greater quantity of debris (as everyone knows).

The compressibility of air and incompressibility of water play also an important role and for our problems this difference is reflected above all by a different velocity distribution for air and water above the fluid-solid interface.

The denominator of the expression 15 depends on the rate of increase of the fluid velocity from the fluid-solid interface. It is obvious that this increase is strictly related to the characteristics of the interface, such as: grade of roughness, bigger obstacles, etc.

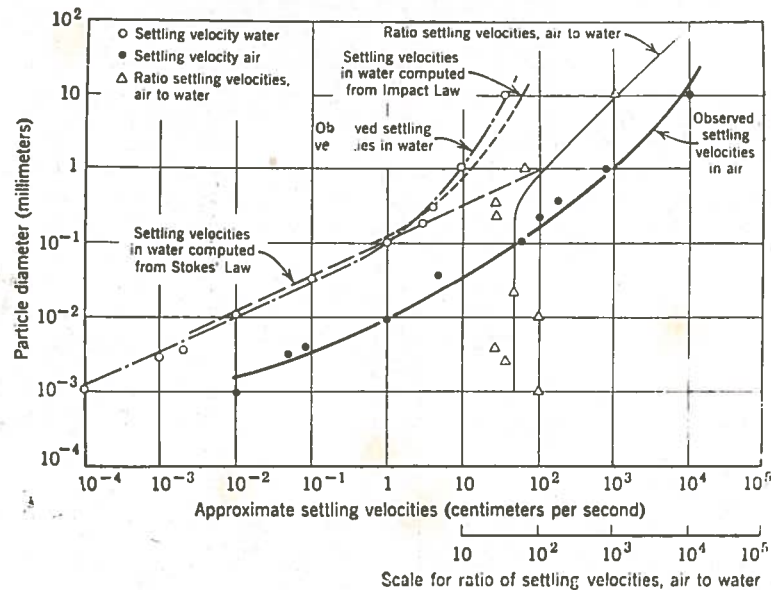


Fig. 1 - Approximate settling velocities in water and air for different particle diameters. (Reprinted with permission from: Dapples, E. C. - Basic Geology for Science and Engineering - 1959 - John Wiley & Sons, Inc.).

For water a Hjulstrom's diagram is reported in Fig. 2. The diagram describes the behaviour of solid particles in a stream of water for its different velocities. The upper curve gives the boundary between the velocities of water fast enough to produce a shear force sufficient to pick-up particles of a determined diameter and the velocities of water by which particles can only be transported. For still lower velocities (under the lower curve) the shear force is no more sufficient to counteract the action of gravity and particles are settled down.

Remembering equation 12 it is obvious that the shear force is dependent on the increase of water velocity with the logarithm of the height. So in the diagram, $du/d \ln y$ should appear instead of the velocity.

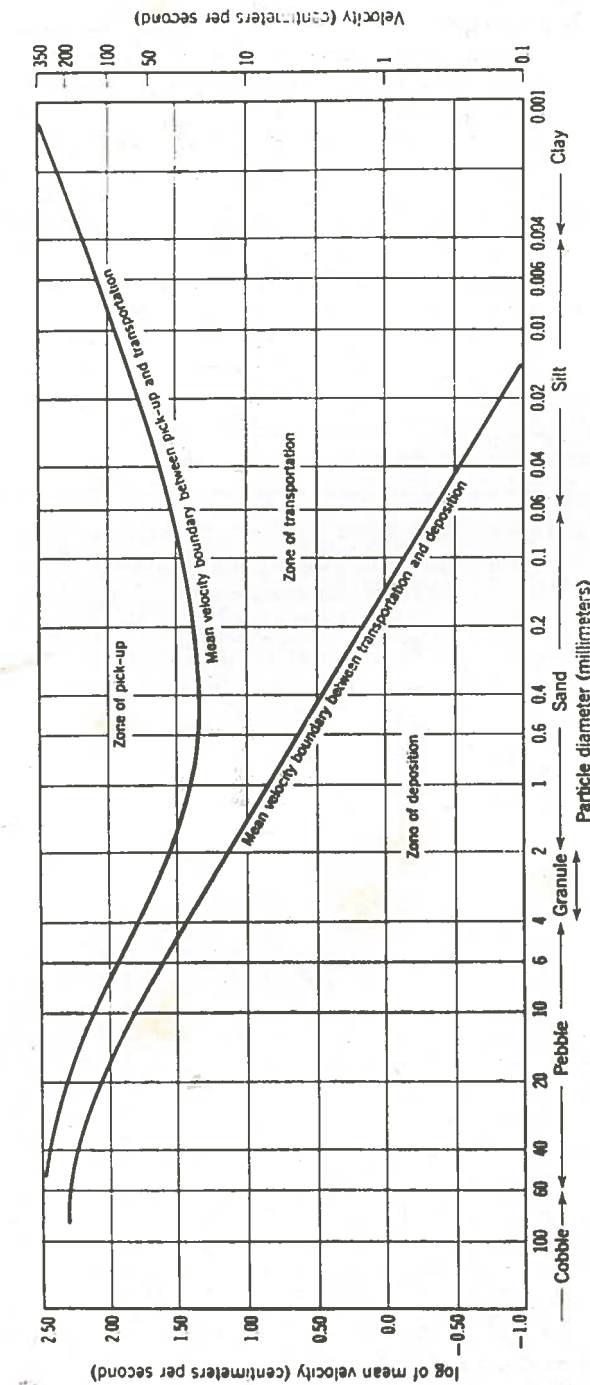


Fig. 2 - Hjulstrom's diagram showing the relationship between the average water velocity and the behaviour of particles of specified size. Note that the lowest velocity necessary to pick-up particles, corresponds to sand size and the velocities necessary to pick-up either pebble or clay are equal. (Reprinted with permission from: Dapples, E. C. - Basic Geology for Science and Engineering - 1959 - John Wiley & Sons, Inc.).

But for a particular water-solid interface the increase of velocity has a relationship with the absolute value of the velocity. The diagram reported above has been calculated for an «average» surface and the values so deduced must be considered to be only indicative.

It must be observed also, that the upper curve has a minimum for particles with a diameter of 0.5 mm about (sand). The change in slope of the curve, for particles with diameter smaller than 0.5 mm, is due, above all, to the roughness of the water-solid interface. On account of this roughness in the lower layer of water, as it has already been said at the beginning, there is no shear stress and therefore the particles which cannot reach the top of the layer are not picked-up by the running water. So silt and clay are easily transported (a very low water velocity is sufficient) but to pick them up, the water velocity must reach values so high as to pick-up rubble.

Particular emphasis should be put on this consequence on account of its importance for the formation of deposits.

Diagram of Fig. 3 shows the height of the layer above air-land interface which is not subject to the shear stress by the wind. The height is related to the average diameter of the particles covering the ground and they are supposed to be distributed on a horizontal surface.

As we have already seen, settling velocities are functions of the mass of particles. On the other hand, sources of particles supply in general a wide variety of sizes, i.e., a sort of continuum spectrum. So, on account of the characteristics of the transport of the particles, these distribute in space with a relationship of direct proportionality between the logarithm of size against the logarithm of the distance from the source.

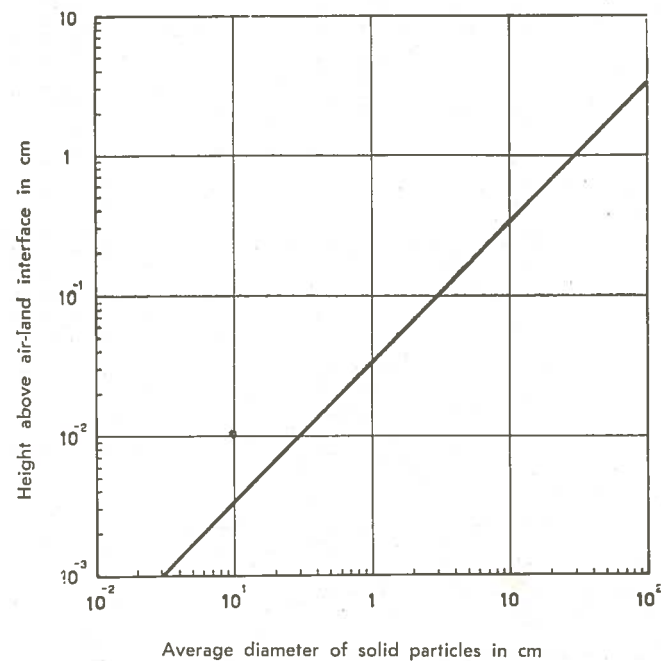


Fig. 3 - Relationship between the height of the layer above air-land interface which is not subject to the shear stress by the wind and the average diameter of the particles covering the ground.

Such a relationship (well known to the geologists in a non-mathematical form: sediments coarsen in the direction of their source) may be of some help in the definition of the origin of some cave deposits. The linearity of the diagrams drawn for several probable source points may define the most probable point. (Fig. 4).

Notwithstanding this general rule a particular effect must not be forgotten in caves: the «impactor». When an air flow is quickly deviated from its initial direction, e.g. by a sudden angle of a gallery, greater particles tend to accumulate corresponding to the change in direction; the like happens in some industrial dust separators, which give the name to the effect.

Particles in the air flow *after* the change of direction will have an average diameter smaller than that of the particles *before* the change of direction. This decrease in size distribution along the path followed by particles may alter the logarithmic distribution referred to above.

Therefore the distribution may lead to erroneous conclusions about the source point of debris if attention is not paid to eventual «impactors» along the way.

Surfaces of deposits sometimes have a slope with respect to a horizontal plan. When particles are subject to the gravity force only, the deposit remains in equilibrium but:

$$\operatorname{tg} \alpha \leq \mu$$

24

when α is the angle of slope and μ the coefficient of internal friction, as may be deduced by simple mechanics.

Therefore, if the mechanism of deposition has ceased, and particles obey the above condition, the maximum slope is given by expression 24. Should the slope be greater, then the equilibrium is unstable and the deposit will slip down.

Such a general rule holds good when the number of particles constituent of the deposit is great enough to ensure good statistics. This is not so in the case of some boulder deposits. Then, equilibrium may also be reached with slopes greater than that defined by expression 24. Of course, this is a limit case occurring not too frequently.

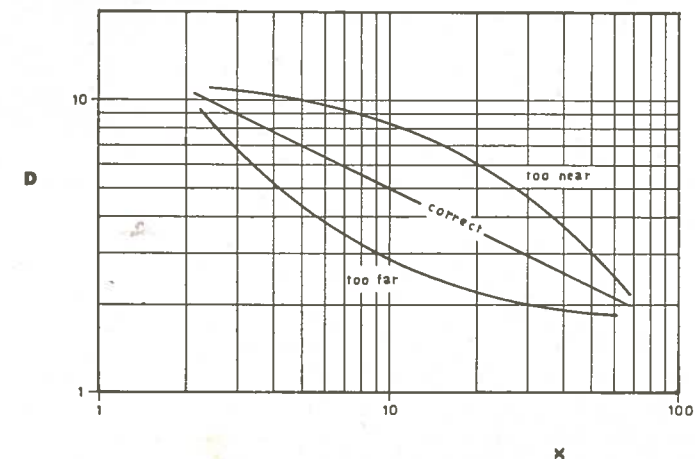


Fig. 4 - An equation of the type $D = D_1 \times x^{-a}$ seems to hold for size distribution of particles in deposits, as function of the distance from the source point (D is the average diameter of particles at distance x from the source point, D_1 is the average diameter of particles at distance 1 from the same point and a is a positive coefficient, unknown «a priori»). Then, plotting some graphs for different source points, it is possible to define the most probable among such points, by the linearity of the graph. Note that it is not necessary to know both D_1 and a .

REFERENCES

1. BAGNOLD R. A. - The Physics of Blown Sand and Desert Dunes - Methuen and Co., 1941.
2. DAPPLES E. C. - Basic Geology for Science and Engineering - John Wiley & Sons, Inc., New York, 1957.
3. HJULSTROM F. - Recent Marine Sediments - Am. Assoc. Petrol. Geologists, 1939.
4. KAY J. M. - An Introduction to Fluid Mechanics and Heat Transfer - Cambridge Univ. Press, 1957.
5. PRANDTL L. - Essentials of Fluid Dynamics - Blackie & Son, Ltd., 1960.
6. RUBEY W. W. - Amer. J. Science, 224, 325, 1933.
7. STOKES G. G. - Cambridge Philos. Soc., 9, (2), 8, 1851.

Riassunto.

Viene esaminato il comportamento di particelle immerse in un fluido turbolento, considerando tre periodi distinti: il sollevamento, il trasporto e la ricaduta. E' ricavata una relazione tra la forza esercitata dal fluido sulle particelle e la distribuzione di velocità del fluido al di sopra della superficie di separazione fluido-solido.

Sono pure svolte considerazioni sulla granulometria dei depositi in grotta in funzione della distanza dal loro luogo di provenienza.

Vengono infine espone le condizioni di equilibrio per depositi incoerenti.

I N D I C E

A. VANDEBOSCH: Le remplissage naturel de la grotte de Ramioul	pag. 3
A. BOEGLI: Der Höhlenlehm	» 11
H. RIEDL: Grundsätzliche Bemerkungen zur Feldmassigen Untersuchung von Höhlensedimenten	» 30
C. MUGNIER: Distinction entre trois types d'éboulis cryoclastiques rencontrés dans les cavernes	» 37
G. ABEL: Definizione di concrezioni e di ghiaccio in grotta	» 41
G. ABEL: Definitionen bei Konkretionen und Höhlensis	» 43
H. TRIMMEL: Un die Frage der Höhlenbildungzyklen, Höhlenausfüllung, Höhlenentwicklung	» 45
M. SIFFRE: Les formations pédologiques de la Grotte des Perles	» 56
R. BERNASCONI: L'évolution physico-chimique du mondmilch	» 75
J. MONTORIOL POUS, ADOLFO ERASO: Etude de plusieurs cas d'alternance en profondeur des morphologies lithogénique et clastique	» 101
A. BOEGLI: Entstehungsbedingungen von Kalkausscheidungen in Höhlen	» 115
P. PARENZAN: Sulle formazioni argillo-limose dette vermicolari	» 120
C. MUGNIER: Relations entre l'obstruction des gouffres et leur profondeur	» 126
J. CORBEL: Remplissages de grottes et climats	» 131
F. CASTALDI: Differenziazione e datazione del fenomeno carsico nella penisola sorrentina	» 137
G. OZORAY: The mineral filling of the thermal spring caves of Budapest	» 152
F. BAUER: Sedimentation und Konvakuationserweiterung in aufsteigenden Siphonstrecken	» 171
L. VERTES: Ungarische Höhlenböden;	» 176
A. CAVAILLÉ, PH. RENAULT: Le remplissage des galeries récemment découvertes dans le Gouffre de Réveillon (Lot, France)	» 181
E. W. FRANKE: Formgesezte des Höhlensinters	» 185
M. SIFFRE: Sur quelques exemples de remplissage des paleokarsts	» 210
M. SIFFRE: Sédimentation en caverne	» 217
G. PERNA: Concrezioni in cavità artificiali	» 225
A. MASON WILLIAMS: Biological aspects of calcite deposition	» 235
I. BAUCIC: The importance of impermeable sediments in origin evolution and form of underground cavities in Dinaric Karst region	» 239
L. MEROC: Le remplissage des cavernes des Pyrénées. Essai sur l'évolution du climat pyrénéen durant le Quaternaire.	» 244
A. CIGNA: Solid particle transport by fluid streams	» 259
A. CIGNA: Air temperature distributions near the entrance of caves	» 268

Tip. MERONI & C. - Albese