

January 1953

## Premier Congrès international de spéléologie. Tome II, Communications

Speleological Congress International

Follow this and additional works at: [https://digitalcommons.usf.edu/kip\\_talks](https://digitalcommons.usf.edu/kip_talks)

---

### Recommended Citation

Speleological Congress International, "Premier Congrès international de spéléologie. Tome II, Communications" (1953). *KIP Talks and Conferences*. 127.  
[https://digitalcommons.usf.edu/kip\\_talks/127](https://digitalcommons.usf.edu/kip_talks/127)

This Conference Proceeding is brought to you for free and open access by the Karst Information Portal at Digital Commons @ University of South Florida. It has been accepted for inclusion in KIP Talks and Conferences by an authorized administrator of Digital Commons @ University of South Florida. For more information, please contact [digitalcommons@usf.edu](mailto:digitalcommons@usf.edu).

# PREMIER CONGRÈS INTERNATIONAL DE SPÉLÉOLOGIE

PARIS

1953



TOME II

—

## COMMUNICATIONS

*Section I.* — Hydrogéologie et Morphologie karstique

*Section II.* — Physico-Chimie, Météorologie et Cristallographie

FEDERATION FRANCAISE DE SPELEOLOGIE



FFS023207

PREMIER  
CONGRÈS INTERNATIONAL  
DE SPÉLÉOLOGIE

PARIS

1953



TOME II

—

COMMUNICATIONS

*Section I.* — Hydrogéologie et Morphologie karstique

*Section II.* — Physico-Chimie, Météorologie et Cristallographie

## AVERTISSEMENT

Le présent tome comprend les textes des communications et discussions présentées dans les séances des Sections I et II.

Nous regrettons que tous les auteurs ne nous aient pas remis le résumé de leur communication, mais avons estimé inopportun de rédiger à leur place un résumé qui aurait pu trahir leur pensée. On voudra bien excuser le défaut d'homogénéité qui en résulte dans la présentation des diverses études.

Les communications se succèdent dans un ordre que nous avons essayé de rendre logique. Il diffère donc fréquemment de l'ordre des présentations, qui a été publié dans le compte rendu sommaire des séances (Tome I).

Dans le même but, nous avons reporté dans le texte des communications à la Section II deux études présentées en réalité à la Section I, mais qui nous ont paru mieux à leur place là où nous les avons insérées.



Les travaux de la Section I ont été dirigés par M. B. GÈZE, Ingénieur Agronome, Docteur ès Sciences, Professeur à l'Institut National Agronomique (Paris), Collaborateur principal au Service de la Carte géologique de la France, Président de la Société Géologique de France, Vice-Président du Comité National de Spéléologie.

Les réunions de la Section ont eu lieu sous la présidence de MM. G. T. WARWICK (Angleterre), B. G. ESCHER (Pays-Bas), M. GORTANI (Italie), A. BELIN (Algérie), J. PETROCHIOS (Grèce).



Les travaux de la Section II ont été dirigés par M. F. TROMBE, Ingénieur Chimiste, Docteur ès Sciences, Directeur de Recherches au Centre National de la Recherche Scientifique (Paris), Membre du Comité National de la Recherche Scientifique, Président de la Commission de Spéléologie du Club Alpin Français, Vice-Président du Comité National de Spéléologie.

Les réunions de la Section ont eu lieu sous la présidence de MM. C. FINOCCHIARO (Italie) et F. TROMBE (France).

Secrétariat Général du 1<sup>er</sup> Congrès International de Spéléologie,  
Muséum National d'Histoire Naturelle,  
45 bis, rue de Buffon, PARIS (5<sup>e</sup>)

## TABLE DES MATIÈRES DU TOME II

F.F.S. BIBLIOTHEQUE  
Arrivée le

199 87

Classement

*a. l'heur*

## COMMUNICATIONS

### SECTION I. — HYDROGÉOLOGIE ET MORPHOLOGIE KARSTIQUE

	pages
<b>A. — Etudes générales.</b>	
B. GÈZE. — Allocution présidentielle : La genèse des gouffres ..	11
M. GORTANI. — Appunti sulla classificazione dei pozzi naturali	25
A. REYMOND. — A propos d'un aven à plafond perforé du pays basque. Contribution à la théorie des avens .....	29
C. FRANC. — Sur la formation des gouffres de bas en haut .....	33
P. CHEVALIER. — Erosion ou corrosion. Essai de contrôle du mode de creusement des réseaux souterrains .....	35
N. LLOPIS-LLADÓ. — Karst holofossile et mérofossile .....	41
F. BAUER. — Verkarstung und Nutzflächenverluste, ihre Untersuchung und Bekämpfung .....	51
<b>B. — Etudes régionales.</b>	
1° Angleterre :	
G. T. WARWICK. — Polycyclic swallow Holes in the Manifold Valley, Staffordshire, England .....	59
2° France :	
H. TINTANT. — Observations sur des sédiments de la grotte de Bèze (Côte-d'Or) .....	69
R. SÉRONIE-VIVIEN. — Etude des phénomènes karstiques dans l'Entre-deux-Mers (Gironde) .....	75
G. DE LAVAU. — Hydrologie souterraine du Causse de Gramat (Lot) et applications à des considérations générales sur la circulation des eaux souterraines .....	87
A. CAVAILLÉ. — Le karst des gorges de l'Aveyron. Etude morphogéologique et hydrologique .....	91



	pages
J. ROUIRE. — Hydrogéologie du Plateau des Bondons. Grotte de Malaval (Lozère) .....	105
J. DU CAILAR, A. BOURNIER, J. CORBERY, J. COUDERC et R. MONTEL. — La grotte du Sergent (St-Guilhem-le-Désert, Hérault) ...	113
A. BANCAL. — Quelques caractéristiques de l'hydrologie souterraine du Languedoc méditerranéen .....	123
J. DU CAILAR, A. BONNET, J.-L. PLISSON et M. MARGERIT. — Un aven-grotte géant du Pays-Basque : Le Bechanaka-Ko-Lecia .....	127
R. LÉVI. — Le gouffre de la Pierre Saint-Martin (Pyrénées basses) .....	133
J. DU CAILAR, J. BARTHEZ, A. BONNET, J. COUDERC, P. DUBOIS et J.-L. PLISSON. — Recherches hydro-spéléologiques sur le Marboré (Hautes-Pyrénées). L'origine du Gave de Pau .....	135
B. G. ESCHER. — Une perspective-relief de la région du Trou du Toro et des Gouëils de Jouéou (Pyrénées centrales) .....	143
B. DUCHENET. — Observations sur le cours souterrain de la Vernaison et le gouffre de la Luire (Commune de St-Agnan-en-Vercors, Drôme) .....	145
P. DE BRÉTIZEL. — La Grotte de la Mescla, résurgence d'eau salée (Alpes-Maritimes) .....	147
3° Italie et Territoire de Trieste :	
CLUB ALPINISTICO TRIESTINO. — La Grotta Guglielmo. Lo. 2221 .....	153
W. MAUCCI. — Inghiottoi fossili e Paleoidrografia epigea del Solco di Aurisina (Carso triestino) .....	155
W. MAUCCI. — Organizzazione tecnica e risultati delle ricerche sul corso ipogeo del Timavo (1952-1953) (Carso triestino) ...	201
C. CONCI. — Le attuali conoscenze speleologiche nella regione Trentino-Alto Adige (Italia settentrionale) .....	215
A. GALVAGNI. — La Grotta della Bigonda N. 243 V.T. (Trentino, Italia settentrionale) .....	221
C. LIPPI-BONCAMBI. — Le risorgenti alimentate dal bacino carsico di Colfiorito (Umbria) .....	229
C. FRANCHETTI. — Le cours souterrain du Bussento (Salerno, Italie méridionale) .....	237
4° Yougoslavie :	
R. SAVNIK. — Beitrag zur Kenntnis der Karsthydrographie in Slowenien .....	241
5° Grèce :	
G. MISTARDIS. — Sur le drainage karstique dans les régions calcaires côtières de la Grèce méridionale .....	247

	pages
G. MISTARDIS. — Recherches sur l'hydrologie des massifs calcaires à plusieurs niveaux de base locaux de la Grèce méridionale .....	251
J. PETROCHILOS. — Sur l'histoire du Quaternaire de la presqu'île de Mani .....	257
6° Levant :	
N. SHALEM. — Sur le karst au Levant .....	261
7° Sahara :	
P. RENAULT. — Caractères généraux des grottes gréseuses du Sahara méridional .....	275

## SECTION II. — PHYSICO-CHIMIE, METEOROLOGIE, CRISTALLOGRAPHIE

### A. — Généralités et Physico-Chimie.

F. TROMBE. — Aspect général de la physique et de la chimie souterraines .....	293
J. GUÉRON. — Emploi des radioéléments en hydrologie .....	301

### B. — Météorologie.

S. POLLI. — Meteorologia ipogea nella Grotta Gigante presso Trieste .....	307
G. ABEL. — Températures et formation de glace dans les grottes du Salzbourg (Autriche) .....	321

### C. — Cristallographie.

J. DU CAILAR et P. DUBOIS. — Sur quelques modalités de formation et d'évolution des dépôts cristallins dans les cavités de haute altitude .....	325
B. G. ESCHER. — Dépôt de travertin par l'intermédiaire du « gas-lift » (montée de gaz) .....	335
L. BALSAN. — Matériaux pour servir à l'étude des perles de cavernes de la région des Grands Causses .....	343
J. PETROCHILOS. — Quelques formes concrétionnelles rares observées dans les grottes de la Grèce .....	357
J. PETROCHILOS. — Sur les facteurs de la variation de l'importance des concrétions et de leurs formes dans les grottes .....	361
P. RENAULT. — Dépôts vermiculés d'argile de décalcification ....	365

## **SECTION I**

---

# **Hydrogéologie et Morphologie karstique**

Bernard GÈZE (1)

## La genèse des gouffres (2)

### Résumé

Parmi les gouffres, on ne peut se borner à distinguer, avec E.-A. MARTEL, des avens d'érosion et des avens d'effondrement, car l'origine de ces types de cavités souterraines se montre beaucoup plus variée.

Une étude génétique, en même temps que morphologique, permet de reconnaître les principales catégories suivantes :

1) *Gouffres tectoniques*, résultant de l'élargissement de diaclases ou de joints de stratification, parfois presque sans intervention d'une activité hydrologique.

2) *Gouffres d'effondrement*, types classiques s'expliquant simplement par l'affaissement des voûtes de galeries souterraines creusées par les eaux, lorsque l'épaisseur du calcaire au-dessus du réseau actif n'est pas très grande.

3) *Gouffres absorbants*, paraissant résulter originellement d'infiltrations, souvent modestes, mais suivant des fissures privilégiées qui vont en s'agrandissant par érosion régressive jusqu'à joindre le réseau profond à la surface du sol.

Un cas particulier est celui des absorptions massives par les pertes de ruisseaux, normalement situées au contact, stratigraphique ou tectonique, entre une roche imperméable et le calcaire.

4) *Gouffres émissifs*, motivés par la remontée d'eaux profondes, souvent le long de failles ou de diaclases subverticales, ou suivant le flanc d'un synclinal, et jouant presque toujours un rôle de trop-plein lors des fortes mises en charge.

5) *Gouffres-cheminées d'équilibre*, branchés sur des réseaux actifs dans lesquels les eaux s'élèvent ou s'abaissent suivant les saisons, sans qu'ils fonctionnent jamais vraiment comme points d'absorption ou comme cavités émissives ; leur liaison avec la surface peut très bien ne pas être réalisée.

### Abstract

Among the gulfs, one cannot limit one's self, to distinguish, with E.-A. MARTEL, erosion avens and sink avens, for the origin of these types of underground cavities is indeed much more varied.

A genetical and morphological study allows us to distinguish these principal categories :

1) *Tectonic Avens*, resulting from the widening of diaclasses or of joints of stratification, sometimes nearly without intervention of hydrological activity.

2) *Sink Avens*, classic types, explained by sinking of the vaults of the underground galleries dug by the waters, when the thickness of the limestone over the active network is slight.

3) *Absorption Avens*, seeming result primitively of, often slight, infiltrations, but along the same chinks, which enlarge by regressive erosion until to join the profound network to the surface of the soil.

A special case is this of the massive absorption of stream loss, normally situated on the contact, stratigraphic or tectonic, between an impermeable stone and limestone.

4) *Emissif Avens*, which result from the remounting of the deep waters, often along the subvertical faults or diaclasses, or along the flank of a syncline, and playing most always as overflow during stout water pressures.

5) *Avens-Chimneys of equilibration*, branched on active networks, in which the waters go up and down according to the seasons, but never working really as absorption point or emissive cavity ; their connection with the surface is not always realised.

(1) Professeur à l'Institut National Agronomique (Paris).

(2) Allocution présidentielle, présentée le 7 septembre 1953.

## INTRODUCTION

De très nombreux auteurs ont essayé de distinguer les causes diverses qui ont présidé à la genèse de ces cavités karstiques verticales, plus profondes que larges, appelées gouffres, abîmes ou avens, d'une façon générale.

Il en est résulté toute une série de classifications, à la fois descriptives et génétiques, parfois bien confuses, et presque toujours artificielles. Le fondateur de la spéléologie scientifique, E.-A. MARTEL, s'est borné, pour sa part, à distinguer deux catégories fondamentales : gouffres d'érosion et gouffres d'effondrement.

Les premiers seraient « de colossales marmites de géants formées de haut en bas par l'action chimique, mécanique et hydrostatique d'eaux violemment engouffrées dans de grandes diaclases ou fissures préexistantes, et même des failles » (3).

Les seconds, beaucoup plus rares (10% des gouffres connus environ), résulteraient d'effondrements sur le trajet de cours d'eau souterrains. Ils seraient habituellement moins profonds et plus larges que les premiers.

Le mérite de cette conception de E.-A. MARTEL a été de ruiner définitivement la vieille hypothèse « geysérienne », suivant laquelle les avens étaient considérés comme les griffons d'anciennes sources minérales ayant, par exemple, rejeté en surface des argiles sidérolithiques dans les Causses, le Berry, le Jura, etc...

E.-A. MARTEL croyait apporter un argument majeur à sa théorie en disant : « Très souvent, à l'intérieur d'un gouffre et sur tout son pourtour, une gigantesque hélice figure encore, en pas de vis, le sillon tracé dans la pierre par les tourbillons de l'eau furieuse chargée de galets taraudants. » (4).

Or, dans la plupart des cas cités en exemple, on peut reconnaître qu'il n'en est rien. Ce sont les alternances de strates dures, restées en relief, et de délit plus marneux, facilement creusés, qui donnent l'illusion d'un travail tourbillonnaire, surtout lorsqu'un léger pendage entraîne une certaine obliquité des bancs calcaires.

Bien plus, toutes les observations directes prouvent que les vraies marmites des rivières souterraines, bouchées vers le bas, n'excèdent pas quelques mètres de profondeur. Lorsqu'une ancienne marmite, ouverte ultérieurement vers le bas, devient un véritable petit puits absorbant, l'eau qui s'y précipite tombe rapidement suivant la verticale, en chute dénuée de véritable turbulence, sauf dans les cas de conduites forcées, que nous envisagerons plus loin, mais qui diffèrent encore davantage des marmites de géants.

Il semble donc que le problème de la genèse des gouffres doive être entièrement reconsidéré, et cela en tenant le plus grand compte des nombreuses explorations récentes, qui nous ont apporté de précieux documents.

## I. — LES GOUFFRES TECTONIQUES

Dans une certaine mesure, on pourrait dire que tous les gouffres sont d'origine tectonique, puisque la fracturation des calcaires est une condition essentielle à la pénétration et à la circulation des eaux sous terre.

Nous réserverons cependant le terme aux gouffres résultant directement de l'ouverture de joints ou de diaclases (parfois de failles), et dans lesquels le travail de l'érosion s'avère nul, ou du moins extrêmement réduit.

La forme de leur ouverture est celle d'une fente beaucoup plus longue que large. Leurs parois sont à peu près lisses et parallèles. Leur profondeur, variable, peut être telle qu'elle corresponde à l'épaisseur totale de la masse calcaire.

(3) MARTEL (E.-A.). — *Nouveau traité des eaux souterraines*. Paris, Doin, 1921, p. 146.  
(4) *Op. cit.*, p. 168.

a) *Cas des diaclases béantes*. — On sait que, lors d'une phase de plissement, les terrains calcaires en grosse masse ne présentent pas la souplesse relative des argiles, des marnes ou des calcaires en petits bancs. Dans ces derniers, chaque lit de roche peut glisser sur son voisin, ou bien il peut s'étirer de façon à épouser toutes les courbes sans que des vides apparaissent. Au contraire, dans les premiers, l'ensemble des bancs se comporte comme un solide peu déformable, qui casse au lieu de plier.

Le schéma 1 a montre la forme des diaclases produites dans un plissement souple, succession d'anticlinaux et de synclinaux réguliers. On voit qu'en règle générale les diaclases seront béantes vers le haut dans les axes anticlinaux, tandis qu'elles seront béantes vers le bas dans les axes synclinaux.

Ce style simple, fréquemment représenté dans le Jura (schéma 1 b) explique, d'une part, les inversions de relief (vallées dites « combes », ouvertes dans les axes anticlinaux), d'autre part, la présence de courants souterrains dans les axes synclinaux, souvent dans des galeries en haute diaclase élargie seulement vers le bas.

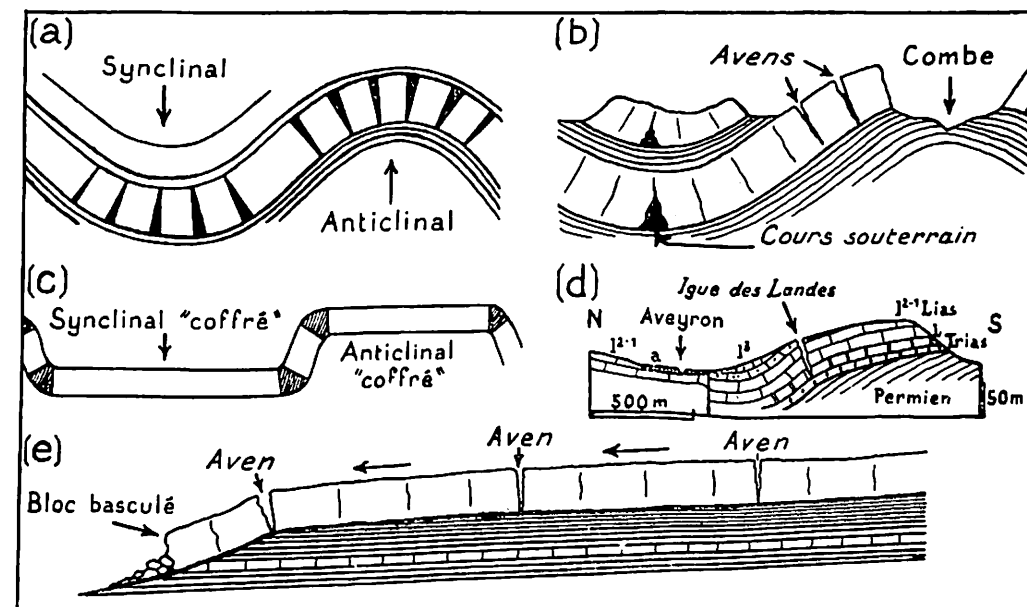


FIG. 1. — Gouffres tectoniques (cas des diaclases béantes).

- (a) = Ouverture des diaclases dans les anticlinaux et synclinaux réguliers.  
(b) = Disposition des avens et circulations souterraines dans un relief de type « jurasien ».  
(c) = Ouverture des diaclases dans les flancs des anticlinaux et synclinaux « coffrés ».  
(d) = Exemple de l'Igue des Landes (commune de Milhars, Tarn).  
(e) = Ouverture des diaclases dans le cas des glissements de la « tectonique en banquise » et des blocs basculés.

Les avens d'origine tectonique pourront exister près de l'axe anticlinal. D'autres, mais beaucoup plus rares, en ce sens qu'ils ne s'ouvriront qu'exceptionnellement en surface, se trouveront dans l'axe synclinal.

Dans certains cas, anticlinaux et synclinaux peuvent présenter un style dit « coffré », ou « en auge » (fig. 1 c). Les zones axiales montrent des couches à peu près horizontales, mais elles sont alors séparées par des flancs correspondant à de vives flexures.

Les avens se localiseront seulement près de la torsion des couches et non plus dans les axes anticlinaux et synclinaux. L'exemple de l'Igue des Landes (commune de Milhars, Tarn), dont j'ai donné autrefois la description d'après



A. CAVAILLÉ (5), remarquable avec sa profondeur de 90 m à travers plusieurs étages géologiques, paraît constituer un excellent exemple de ce type (fig. 1 d).

Par ailleurs, on peut envisager un autre type de genèse des gouffres d'origine tectonique (fig. 1 e). Dans les régions où de grandes masses calcaires reposent sur des couches plastiques avec un certain pendage, sous l'influence de la gravité, des masses calcaires peuvent se disjoindre et s'éloigner légèrement les unes des autres, en glissant sur leur substratum. En très grand, ce phénomène est appelé « tectonique en banquise ». En plus petit, des blocs peuvent basculer sur les pentes au voisinage de gorges ou de dépressions topographiques, tout en restant reliés à la masse principale. Dans les deux cas, des diaclases vont rester béantes, et plusieurs gouffres de Provence ou des Gorges du Tarn, par exemple, n'auront pas d'autre origine.

b) *Cas des joints béants.* — Dans le cas de plissements assez violents, on pourra rencontrer des strates calcaires redressées à la verticale. Si les condi-

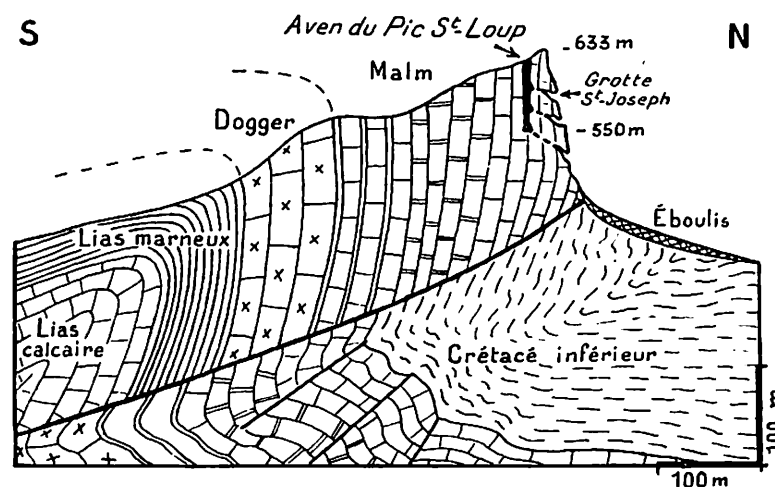


FIG. 2. — Gouffres tectoniques (cas des joints de stratification béants). Exemple de l'Aven du Pic Saint-Loup (20 km au Nord de Montpellier).

tions topographiques s'y prêtent, les joints entre ces strates, eux-mêmes verticaux, auront tendance à s'écarter et laisseront un espace béant entre chaque banc rocheux ; l'aspect sera tout à fait comparable à celui des diaclases, bien qu'ici le calcaire ne se trouve pas vraiment fracturé.

Les avens du Pic-St-Loup, au Nord de Montpellier (fig. 2), décrits par GENNEVAUX et MAUCHE (6), par moi-même (7) et par M. LAURÈS (8), appartiennent incontestablement à ce type.

(5) GÈZE (B.). — Etude hydrogéologique et morphologique de la bordure Sud-Ouest du Massif Central. *Ann. Inst. Nat. Agro.*, Paris, t. XXIX, 1937, 80 p., 19 fig., 4 pl. (voir p. 19).

(6) GENNEVAUX (M.) et MAUCHE (A.). — Recherches spéléologiques dans la région du Pic Saint-Loup. *Bull. Soc. Languedoc. de Géogr.*, t. XXXI, 1908, p. 86-118 (voir p. 105).

(7) GÈZE (B.). — Recherches spéléologiques aux environs de Montpellier ; campagne 1933. *Spelunca*, n° 4, 1933, p. 41-54 (voir p. 41).

(8) LAURÈS (M.). — Explorations souterraines dans la région de Montpellier. *Ann. de Spéleo.*, t. I, 1946, p. 75-117 (voir p. 91).

Le Garagaï de Ste-Victoire, au N.E. d'Aix-en-Provence, exploré par R. DE JOLY (9), paraît avoir une origine identique. Il n'y a pas lieu de dire, comme l'avait écrit E.-A. MARTEL (10), et comme je l'avais admis moi-même autrefois : « Tout cela implique une ampleur de dénudation et de modifications superficielles qui confond l'imagination et déroutent bien des théories. » L'eau n'a fait ici à peu près aucun travail. Aucun engouffrement n'est à l'origine de la cavité. Il n'y a guère que les traces de très petits suintements qui ont provoqué des coulées stalagmitiques sur les parois et qui ont rejoint des baumes de falaise sur les parois extérieures voisines.

## II. — LES GOUFFRES D'EFFONDREMENT

Le principe de la genèse des gouffres d'effondrement proprement dits est le plus simple de tous et ne présente pas de grands problèmes : sur le trajet d'un courant souterrain déjà existant, les voûtes cèdent peu à peu, habituellement banc par banc ; finalement la clef de voûte s'affaisse à son tour et il se forme une ouverture à peu près circulaire.

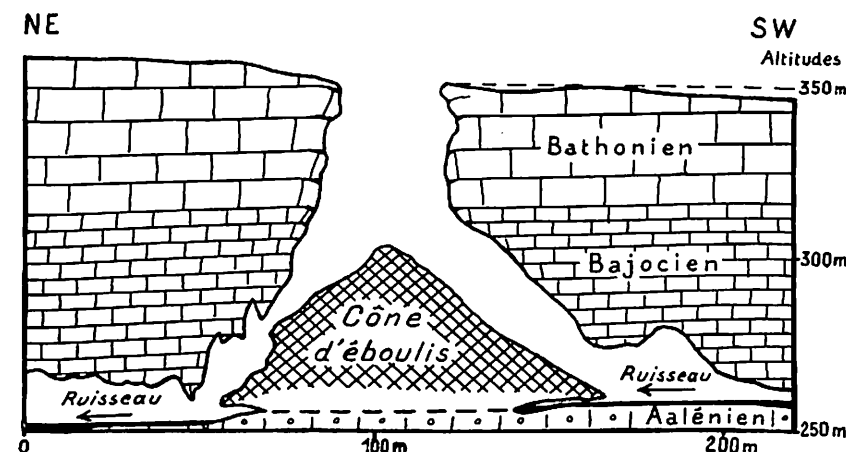


FIG. 3. — Coupe schématique du gouffre d'effondrement de Padirac (Département du Lot, Causses du Quercy).

La coupe du gouffre est celle d'une coupole ; les strates montrent fréquemment des signes de « fauchage » ou de « poussée au vide », c'est-à-dire qu'elles ont tendance à basculer dans l'intérieur de la cavité ; le fond est habituellement occupé par un cône d'éboulis résultant de l'effondrement lui-même, et dont la base est lentement sapée par le cours d'eau souterrain, si celui-ci manifeste encore quelque activité.

La profondeur de tels gouffres est rarement grande. Parmi les plus spectaculaires, celui qui sert de type classique est le puits de Padirac (Lot). Large d'une trentaine de mètres à l'ouverture, d'une cinquantaine au fond, il est seulement profond de 55 m au niveau du sommet du cône d'éboulis, pour 75 m au point le plus bas du puits (fig. 3).

C'est pour de telles cavités que l'Abbé PARAMELLE avait établi dès 1856 sa théorie du « jalonnement » (11), contre laquelle MARTEL s'est élevé violemment.

(9) JOLY (R. DE). — L'exploration du Garagaï de Ste-Victoire (Bouches-du-Rhône). *La Géographie*, juillet-août 1928, p. 77.

(10) MARTEL (E.-A.). — Les abîmes ou puits naturels. *Assoc. Intern. Hydrologie scient.*, Bull. n° 19, 1932, 6 p.

(11) PARAMELLE. — L'art de découvrir les sources. Paris, Béranger, 1<sup>re</sup> éd. 1856, 6<sup>e</sup> éd. 1926, 428 p.

S'il faut reconnaître que les gouffres d'un massif calcaire épais, comme par exemple ceux des Grands Causses, ne rejoignent qu'exceptionnellement d'une façon directe un courant souterrain actif, par contre, nous ne pouvons admettre la négation quasi-systématique de MARTEL.

Les véritables gouffres d'effondrement n'existent que lorsque la masse calcaire est peu épaisse, une couche formant « toit » imperméable, ou un niveau d'eau karstique en équilibre avec le niveau de base absolu de la région ne se trouvant pas à plus d'une centaine de mètres au-dessous de la surface. Ce cas est précisément celui des Petits Causses du Quercy, où PARAMELLE a établi sa « loi ». Il demeure alors exact que les grandes dolines et les gouffres d'effondrement jalonnent approximativement les cours d'eau souterrains. Plusieurs exemples pourraient être donnés de débâlements, au delà des cônes d'éboulis, qui ont permis de rejoindre des ruisseaux, alors qu'une première exploration avait fait conclure à une cavité sèche.

### III. — LES GOUFFRES ABSORBANTS

Les conditions premières pour qu'il existe des gouffres absorbant les eaux superficielles sont que ces eaux existent à la surface du calcaire et qu'il y ait des possibilités de résurgence dans un point situé à une altitude inférieure.

Ces vérités élémentaires paraissent avoir été le plus souvent perdues de vue quand on parle, avec MARTEL, dans la région des Causses, de grands courants superficiels s'engouffrant violemment dans des avens pour ressortir dans les gorges voisines.

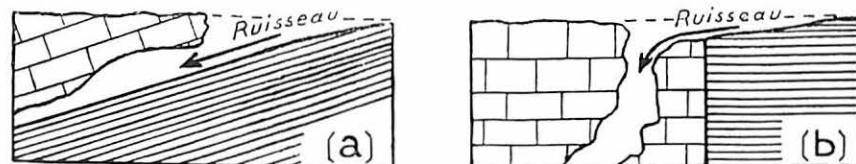


FIG. 4. — Schémas des conditions géologiques nécessaires aux pertes de ruisseaux.  
(a) = Perte au contact stratigraphique entre un terrain imperméable et des calcaires superposés.  
(b) = Perte au contact tectonique entre un terrain imperméable et des calcaires juxtaposés.

En effet, des grands courants n'ont existé à la surface des Causses que pendant le Tertiaire, bien avant le creusement des gorges, et ils ne pouvaient créer de véritables réseaux souterrains actifs, alors qu'ils travaillaient à l'aplanissement généralisé de la région. Les eaux n'ont pénétré vraiment sous terre qu'après réunion des courants superficiels en quelques cours majeurs, profondément ancrés dans des gorges ouvertes à l'air libre, ce qui ne paraît guère remonter à une période antérieure au Quaternaire (Villafranchien compris).

Le fait que plusieurs gouffres ont livré des sables quartzueux, ou même des galets granitiques, ne prouve aucunement que des courants venus des massifs anciens voisins se sont nécessairement précipités dans ces cavités, mais seulement que les résidus alluvionnaires superficiels anciens sont ensuite tombés dans les avens sous l'influence de petits ruissellements purement locaux.

Nous ne saurions nier que certains gouffres fonctionnent, à l'heure actuelle, comme pertes de ruisseaux superficiels, mais il s'agit alors de conditions géologiques assez spéciales. Les pertes peuvent être permises par un contact stratigraphique, c'est-à-dire que les eaux coulant sur une couche imperméable disparaissent sous terre en pente douce, à l'affleurement des calcaires fissurés sus-jacents, ce qui est le cas général dans les Causses du Quercy (fig. 4 a). Elles peuvent être aussi dues à un contact tectonique, c'est-à-dire que des calcaires étant mis brutalement en contact par faille avec des couches imperméables, les eaux coulant sur celles-ci s'engouffrent dès leur arrivée sur le calcaire. Dans ce deuxième cas

seulement, on peut parler de gouffre vertical absorbant de grandes quantités d'eau (fig. 4 b).

Par contre, un cas fréquent est celui de gouffres alimentés par les ruissellements purement locaux, et qui ne fonctionnent qu'après de très grosses pluies (exemples des avens de Hures ou de La Barelle, sur le Causse Méjean).

Enfin, dans la plupart des cas, les gouffres ne possèdent même pas le petit bassin de réception qui paraît nécessaire à expliquer leur genèse comme point d'absorption ; tout au plus, de minuscules dolines se trouvent à leur entrée ou à leur voisinage. Je citerai deux exemples particulièrement instructifs :

L'Igue del Garrel, près de Promilhanes (Lot), que j'ai explorée en 1936 (12), n'a été reconnue que grâce à l'ouverture accidentelle du haut d'une diaclase tribulaire. L'essentiel de la cavité, avec un ruisseau situé 48 m au-dessous de l'entrée, se localise exactement au-dessous de la doline dite « Cloup de Rouquet », dont elle constitue le drain naturel (fig. 5 a).

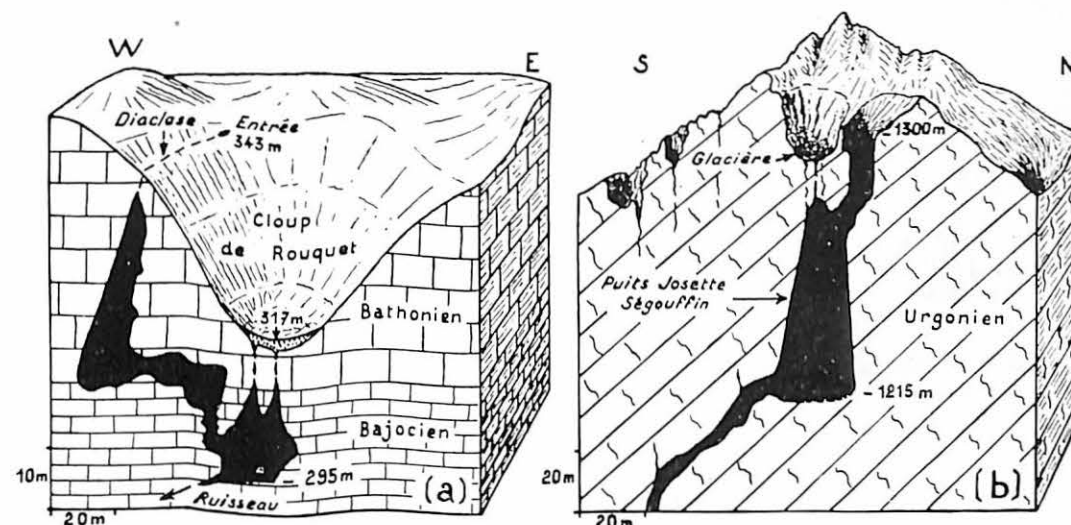


FIG. 5. — Exemples des rapports entre les dolines et les gouffres absorbants.  
(a) = Coupe de l'Igue del Garrel, commune de Promilhanes, Lot (Causses du Quercy).  
(b) = Coupe de la partie supérieure du Gouffre de la Henne-Morte, commune d'Arbas, Haute-Garonne (Pyrénées centrales).

L'énorme gouffre de la Henne-Morte, commune d'Arbas (Haute-Garonne), à l'une des explorations duquel j'ai pris part en 1946, s'ouvre, par 1.300 m d'altitude, presque sur l'arête d'une montagne escarpée (13). Le bassin d'alimentation superficiel, tout au moins pour la partie supérieure, se limite à l'ouverture du gouffre et à une doline profonde, généralement remplie de neige jusqu'en juillet au moins (La Glacière). Aucun cours d'eau actuel ou fossile ne peut être à l'origine du creusement dans une telle situation topographique (fig. 5 b).

Il semble donc que, fréquemment, les infiltrations d'eaux, drainées sur de si petits bassins versants, ne suffisent pas à expliquer la genèse de cavités présentant pourtant tous les caractères des gouffres d'absorption. Je crois qu'il faut, en pareil cas, tenir compte essentiellement du fait que les dolines, localisées sur des fissures préexistantes, servent de « piège » à neige et que celle-ci fondant lentement, toujours au même endroit, finira par agrandir peu à peu les joints et

(12) GÈZE (B.). — Etude hydrogéologique et morphologique de la bordure Sud-Ouest du Massif Central. *Ann. Inst. Nat. Agro.*, Paris, t. XXIX, 1937, p. 24.

(13) TROMBE (F.). — L'exploration du gouffre de la Henne-Morte. *Ann. de Spéleo.*, t. III, 1948, fasc. 1, p. 25.

diaclasses du calcaire sous-jacent jusqu'à faire apparaître en surface des cavités importantes.

Cette explication est valable, non seulement pour des gouffres montagnards comme la Henne-Morte dans les Pyrénées, mais aussi pour ceux des Grands Causses et des Plans de Provence (altitude voisine de 1.000 m à 1.200 m), où la neige peut subsister parfois jusqu'en juin dans les dolines. Enfin, il ne faut pas oublier que ceux qui sont situés à des altitudes encore inférieures (cas des Causses du Languedoc ou du Quercy, dont l'altitude n'excède guère 300 à 400 m) ont été soumis à un climat rigoureux pendant les périodes glaciaires du Quaternaire, et que le même phénomène de fonte localisée de neige peut avoir motivé leur creusement ancien, en l'absence de tout véritable ruissellement.

Dans de tels gouffres d'absorption, la forme de la cavité est en entonnoir inversé, ou, mieux, en « éteignoir ». Les cônes d'éboulis sont rares ou très réduits. L'ouverture est très étroite par rapport à la profondeur ; on peut même dire qu'elle est souvent absente.

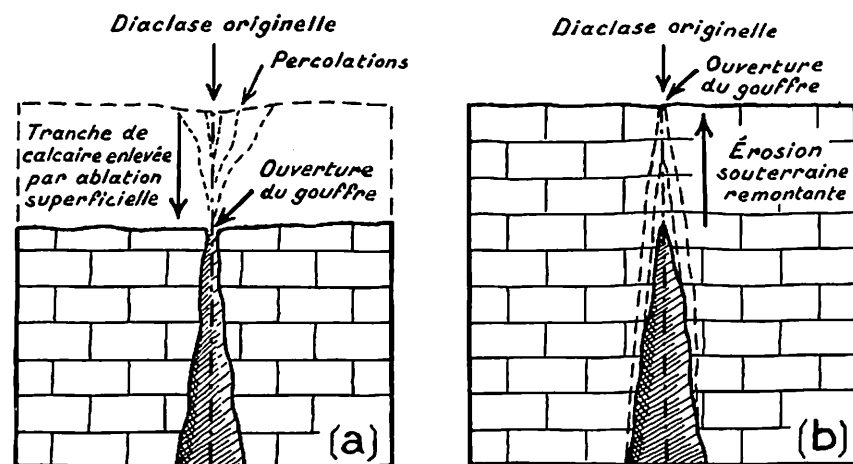


FIG. 6. — Schémas de l'ouverture des gouffres absorbants.

(a) = par ablation superficielle descendante ;  
(b) = par érosion souterraine remontante.

Ces caractères ont fait proposer par A. CAVAILLÉ (14) l'hypothèse suivant laquelle, dans la majorité des cas, ces gouffres, à leur période fonctionnelle, n'auraient pas été ouverts à l'extérieur. Ce serait l'érosion superficielle qui aurait peu à peu, par ablation de tranches horizontales du terrain sus-jacent, amené la cavité au jour (fig. 6 a).

Sans nier un tel phénomène, parfaitement vraisemblable, j'aurais tendance à croire plutôt, en règle générale, à la fixité relative de la région superficielle, qui nous est attestée, dans bien des cas, dans les calcaires, particulièrement rétifs à l'érosion normale, lorsqu'ils renferment des cavernes (contrairement à l'hypothèse trop rigide du cycle karstique, prônée par la plupart des géographes). Les gouffres se développeraient toujours plutôt en profondeur qu'en surface, les suintements proches de celle-ci n'ayant aucune force érosive, mais peu à peu, par corrosion, et par de minuscules effondrements, on assisterait à une sorte d'évolution remontante du gouffre (érosion régressive si l'on veut), qui finirait par permettre son ouverture en surface (fig. 6 b).

Les très nombreux cas de cavités ouvertes de nos jours par l'effondrement

(14) CAVAILLÉ (A.). — Observations sur les phénomènes karstiques dans le Causse de Limogne. *Rev. géogr. Pyrénées et S.W.*, Toulouse, t. VII, fasc. 4, 1936, p. 392-400, 18 fig.

accidentel d'un rocher, ou grâce aux explosifs utilisés par les spéléologues pour élargir des fentes impénétrables, me semblent démonstratifs à cet égard.

Le formidable réseau du Trou du Glaz (Massif de la Chartreuse, Isère), exploré par P. CHEVALIER (15), n'aboutit à la surface du plateau de la Dent de Crolles que par un seul de ses nombreux avens visibles à l'intérieur, et de gros travaux de désobstruction ont été nécessaires pour forcer le passage vers un puits à neige.

Egalement, le réseau de l'évent de Rognès, près du Vigan (Gard) (16), montre l'exemple d'une caverne de plus de 4 km. de développement, jointe seulement par des fentes impénétrables aux dépressions du Causse qui la surmonte, alors qu'à l'intérieur celles-ci se traduisent par d'énormes puits qui concourent à son alimentation hydrique (fig. 7).

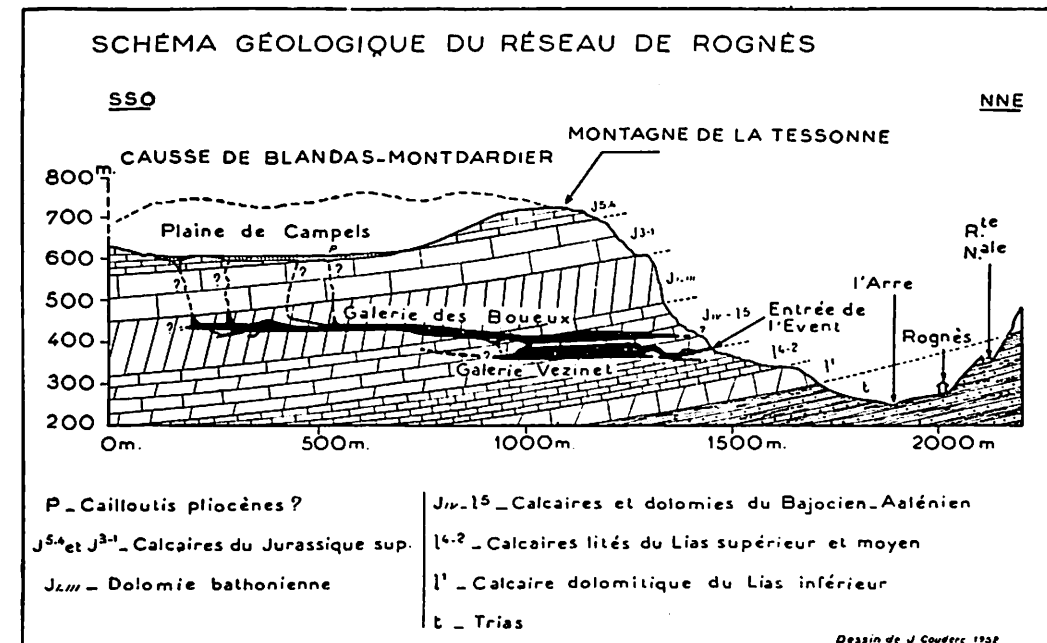


FIG. 7. — Schéma du réseau de l'évent de Rognès près du Vigan (Gard, Bas-Languedoc).

#### IV. — LES GOUFFRES ÉMISSIFS

L'un des résultats importants des recherches récentes, particulièrement de BOURGIN, CHEVALIER et RENAULT, dans les cavernes des Alpes et de Provence, du C<sup>te</sup> COUSTEAU à la Fontaine de Vaucluse, et de G. DE LAVAUZ dans le Lot, a été de montrer qu'un grand nombre de gouffres, soit encore actifs, soit actuellement asséchés, doivent leur genèse exclusivement à la remontée des eaux souterraines.

L'exemple peut-être le plus frappant est celui du gouffre de la Luire (Vercors), où l'on a observé sur le vif la remontée des eaux mises en charge sur une verticale dépassant 200 mètres, derrière l'orifice calibré d'une galerie profonde, et l'émission de cette eau dans un talweg superficiel (17) (fig. 8).

Dans le réseau du Trou du Glaz, un puits intérieur actuellement fossile n'a

(15) CHEVALIER (P.). — Escalades souterraines ; douze ans dans le plus grand gouffre du monde. Paris, Susse, 1948, 190 p., fig. et pl.

(16) GÈZE (B.), DU CAILLAR (J.) et BOURNIER (A.). — L'évent de Rognès. *Ann. de Spéleo.*, t. VII, fasc. 2, 1952, p. 67-77.

(17) BOURGIN (A.). — La Luire et la Vernaison souterraine. *Ann. de Spéleo.*, t. I, 1946, p. 31.

pu fonctionner, selon CHEVALIER (18), que comme branche remontante d'un tube en U de plus de 100 mètres de hauteur.

Dans les résurgences vaclusiennes, à la Fontaine de Vaucluse elle-même, le C<sup>te</sup> COUSTEAU a dépassé une profondeur d'une soixantaine de mètres, sans constater autre chose que la continuation de la descente de la cavité. Également, à la Fontaine des Chartreux, près de Cahors, G. DE LAVAUZ a plongé, avec MORANDIÈRE et FARGUES, à une cinquantaine de mètres de profondeur (19). Ce dernier cas est d'autant plus remarquable qu'on se trouve ici au-dessous du lit du Lot, qui constitue le niveau de base hydrographique de la région.

Ainsi, la remontée par les gouffres « émissifs » ou « reflnants » est un fait actuellement incontestable et, dans la plupart des cas, on ne voit pas pour eux la possibilité d'avoir été creusés antérieurement par des eaux descendantes. D'ailleurs, la forme de ces cavités, taraudées en conduite forcée par élargissement des diaclases préexistantes, quoique variable et difficile à définir d'un mot, diffère beaucoup de celle des avens d'absorption.

Tandis que nous avons dit que les premiers avaient l'allure d'un éteignoir ou d'un entonnoir renversé lorsqu'ils aboutissent en surface, d'une cloche, selon

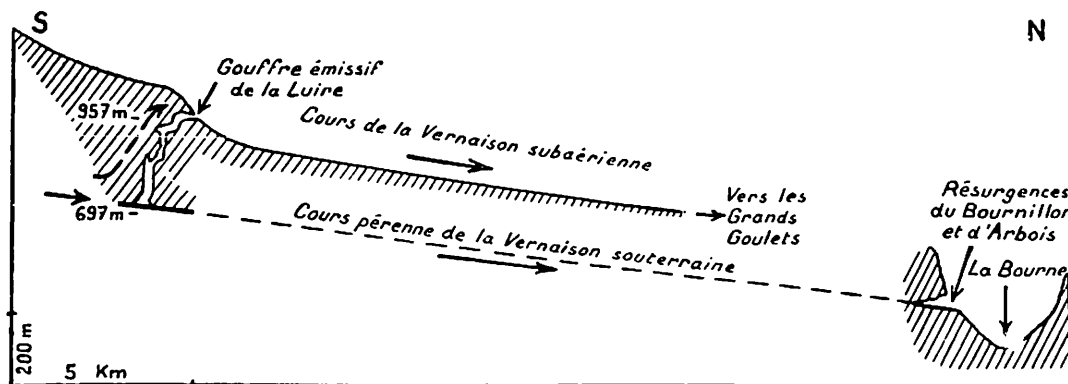


FIG. 8. — Schéma du fonctionnement hydrologique du réseau de la Vernaizon et du gouffre émissif de la Luire (Saint-Agnan-en-Vercors, Drôme).

CHEVALIER (20), lorsqu'on les rencontre sous terre à l'issue d'un parcours horizontal, les seconds ont à peu près la même section sur toute leur hauteur et, au lieu d'être verticaux, sont fréquemment inclinés. Leur coupe théorique est ronde ou elliptique, mais il peut y avoir de fréquentes anomalies à cet égard.

Le creusement des gouffres émissifs suppose évidemment que la région renferme des points topographiques élevés, où les eaux descendent en écoulement libre, puis un réseau de fissures profondes, d'où les eaux ne pourront remonter par un conduit privilégié que sous l'influence de mises en charge parfois considérables.

Au point de vue lithologique, ceci ne sera possible que si les calcaires renferment des fissures ayant permis l'installation d'un réseau karstique, mais aussi sous la condition que ces fissures soient rares ou peu élargies en moyenne, sans quoi l'eau s'échapperait librement à l'horizontale sans avoir à suivre un dispositif de tube en U.

Certaines conditions tectoniques jouent aussi un grand rôle dans la genèse

(18) CHEVALIER (P.). — Le réseau souterrain de la Dent de Crolles (Isère). *Ann. de Spéleo.*, t. I, 1946, p. 15.

(19) LAVAUZ (G. DE). — L'exploration des résurgences vaclusiennes. *Ann. de Spéleo.*, t. II, 1947, fasc. 4, p. 187.

(20) CHEVALIER (P.). — Distinctions morphologiques entre deux types d'érosion souterraine. *Rev. de Géogr. alpine*, t. XXXII, n° 3, 1944, p. 475.

des gouffres émissifs. Des failles véritables obligeant les eaux à remonter suivant leur trajet, ou facilitant du moins leur issue dans une zone privilégiée, expliquent fréquemment le phénomène. Ce sera notamment le cas pour les exemples précédents de la Luire et de Vaucluse. J'en ai également cité un grand nombre pour les résurgences du Bas-Languedoc (21).

De même, des synclinaux à cœur imperméable motiveront la descente des eaux dans l'un de leurs flancs où se trouveront les sommets les plus élevés, tandis que la remontée se produira dans l'autre flanc. Ce sera le cas du réseau actif de la Henne-Morte vers la résurgence de la Hount des Heretchos (fig. 9).

Ici, la mise en charge, lors de la dernière exploration, était peut-être de l'ordre de 150 m, entre fond du gouffre et résurgence, mais on a reconnu qu'elle pouvait se rapprocher de 250 mètres en hautes eaux, et il est évident qu'elle peut atteindre 300 à 400 m dans le fond du synclinal. Si nous supposons un abaissement général de la circulation active par approfondissement des vallées envi-

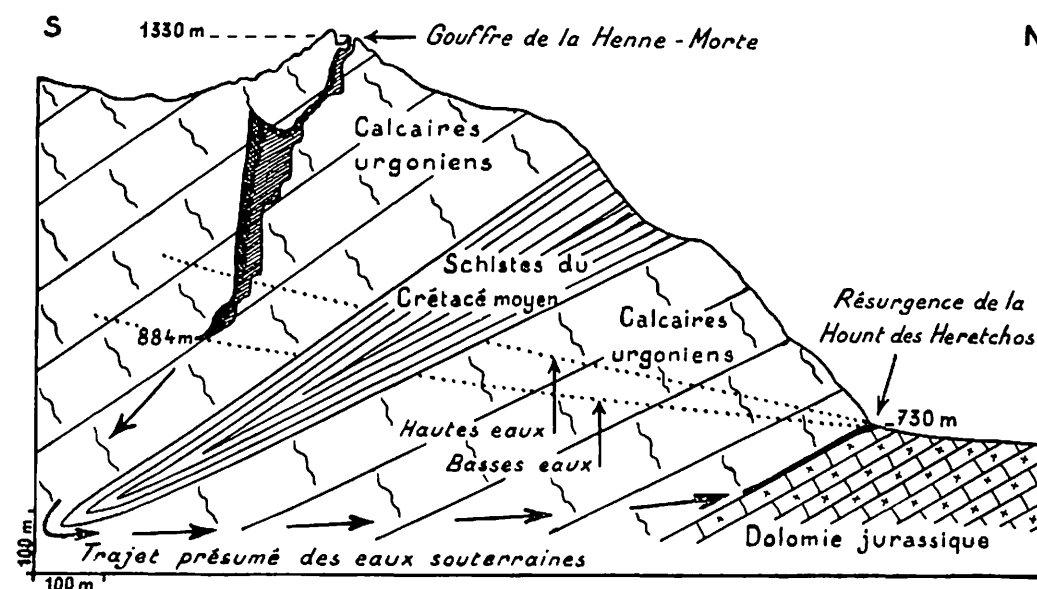


FIG. 9. — Schéma du fonctionnement hydrologique du réseau de la Henne-Morte (Arbas, Haute-Garonne, Pyrénées centrales).

ronnantes, il resterait à la Hount des Heretchos un aven vertical anciennement émissif, dont on aurait quelque difficulté à s'expliquer la genèse, sans étude complète du dispositif hydrogéologique actuellement reconnu.

#### V. — LES GOUFFRES — CHEMINÉES D'ÉQUILIBRE

L'une des toutes dernières conceptions résultant des travaux de A. BOURGIN, mais plus encore de ceux de P. RENAULT (22), est celle suivant laquelle il existe des gouffres qui n'ont jamais vraiment fonctionné comme point d'absorption ni comme cavités émissives.

Ces gouffres seraient en quelque sorte branchés sur les réseaux karstiques

(21) GÈZE (B.). — Influence de la tectonique sur la localisation des sources vaclusiennes. *Actes I<sup>er</sup> Congr. nat. de Spéleo.*, Mazamet, 1939, p. 5-14 (voir p. 11 et fig. 5 et 6).

(22) RENAULT (P.). — Distinction de deux types d'avens sur les Plans de Canjuers (Var). *C.R. Acad. Sciences*, t. CCXXXV, p. 1519, 1952.

RENAULT (P.). — Influence du sens des circulations aquifères sur le creusement des avens des Plans de Canjuers (Var). *Id.*, p. 1672, 1952.



actifs comme des cheminées d'équilibre sur une canalisation profonde. En période humide, les eaux s'élèveraient dans le gouffre, tandis qu'elles redescendraient sur place en période sèche. La corrosion jouerait considérablement pour la transformation des fissures en cheminées, mais les effets de coups de bélier et autres actions ressortissant de l'érosion proprement dite ne sauraient être passés sous silence.

Bien entendu, de telles cavités ne peuvent être reconnues que par les explorations en quelque sorte internes des massifs calcaires. Cependant, les désobstructions artificielles ou de petits effondrements de voûtes permettent quelquefois d'y aboutir directement depuis la surface. On a alors de véritables avens, mais dont la genèse demeure très particulière.

Leur forme peut être fort variable : leur section horizontale serait normalement anguleuse, avec lames rocheuses transversales, les parois seraient couvertes de cupules de corrosion ou montreraient des revêtements argileux résultant du dépôt des résidus de décalcification lors de la lente décrue des eaux.

Ils seraient fréquents surtout dans les zones fissurées en bordure des poljés (exemple de l'aven du Puits, cité par P. RENAULT, en bordure du Grand Plan de Canjuers, Var), tandis que les avens situés plus haut seraient surtout des avens

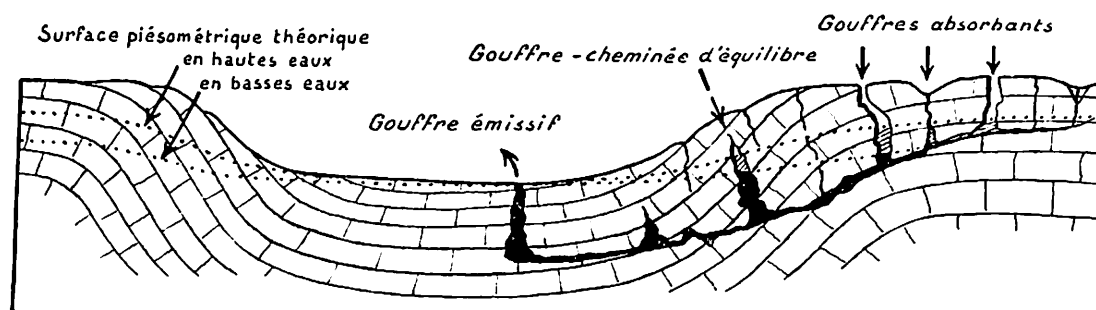


FIG. 10. — Fonctionnement théorique des eaux souterraines d'un polje. Schéma inspiré par le Grand Plan de Canjuers, Var (Provence), en se reportant à l'époque où le Grand-Aven fonctionnait comme gouffre émissif.

absorbants et ceux situés plus bas, dans la zone déprimée du polje, seraient des avens émissifs (fig. 10).

Il semble permis de rapprocher de ces cheminées d'équilibre plusieurs des célèbres Katavothres du Péloponèse, dont la plupart s'ouvrent en bordure de grandes dépressions fermées. Alternativement, suivant les saisons, ils absorbent l'eau des bas-fonds ou, au contraire, y rejettent l'excès provenant des montagnes voisines.

Ici, le mouvement hydrique dépasserait un peu celui des cavités prises précédemment en exemple, et la forme de l'ouverture extérieure en serait nécessairement modifiée, mais le principe de la genèse et le fonctionnement resteraient analogues.

Dans le Causse de Montdardier (Gard), R. DE JOLY (23) a d'ailleurs cité des avens situés sur le plateau, 200 ou 300 m plus haut que les émergences de la vallée voisine, qui, après des pluies torrentielles, ont restitué de l'eau par leur bouche. Cette mention remarquable nous prouve que, même dans une contrée presque aplanie superficiellement, l'eau peut arriver à remplir la totalité du réseau karstique et y fonctionner par conséquent un peu dans les deux sens (24).

(23) JOLY (R. DE). — Ruissellement et percolations. Congr. Comité Et. Eaux souter., Erfoud, 1934, 8 p.

(24) La coupe du Causse de Montdardier, dans la zone décrite par R. DE JOLY, serait très analogue à celle donnée pour le réseau de Rognès (fig. 7).

Elle nous démontre aussi qu'il est parfois très difficile de distinguer le facteur prépondérant, après la fissuration du calcaire, dans la genèse d'un gouffre. Certaines parties peuvent fonctionner plus normalement à l'absorption, d'autres à l'émission, d'autres enfin alternativement ou en cheminée d'équilibre (25).

Les « cupules » de corrosion ne suffiront pas pour affirmer que l'érosion n'a pas eu de rôle, pas plus que les « coups de gouge », les « vagues » ou les petites marmites ne signifieront son action exclusive. Au cours de son évolution, chaque gouffre pourra être passé d'un type à l'autre et sa morphologie de détail avoir subi les modifications qui en découlent.

#### CONCLUSION

Ce rapide coup d'œil sur les gouffres d'origines diverses, sans devoir être considéré comme une classification définitive, voudrait dégager du moins la complexité des phénomènes qui ont présidé à leur genèse.

Nous ne pouvons plus les réduire aux deux types simples d'avens d'érosion et d'avens d'effondrement. Les facteurs tectoniques, les effondrements, les eaux descendantes, ascendantes ou jouant alternativement dans les deux sens, dans les fissures du calcaire, sont en tout cas à mettre en cause.

Chaque exemple de gouffre devra dorénavant être étudié méthodiquement. Le développement de telles recherches permettra seul de dire un jour quelles sont les catégories de cavités les plus fréquentes, et de faire peu à peu disparaître les dernières inconnues dans l'explication de ces formes karstiques, somme toute à la fois très communes et fort énigmatiques.

(25) Le cas du gouffre de la Henne-Morte, toujours absorbant, mais dans lequel l'oscillation du plan d'eau du fond peut dépasser 90 m, mérite aussi d'être rappelé.

Michele GORTANI (1)

## Appunti sulla classificazione dei pozzi naturali (2)

### Résumé

M. GÈZE a proposé de classer les gouffres d'après leur genèse, en tectoniques, d'effondrement, absorbants, émissifs, alternatifs. Dans le but de compléter le tableau, M. GORTANI cite des phénomènes ne trouvant pas une place dans cette classification, à savoir : 1) Gouffres absorbants creusés sous remplissage continu et demeurés toujours remplis ; exemples typiques, révélés par des sondages, près de Pieve di Cadore ; type répandu dans les gypses feuilletés des Alpes. 2) Gouffres absorbants creusés au-dessous d'alluvions fluviales et demeurant remplis ou non suivant la nature de la roche et celle des cailloutis. 3) Gouffres d'érosion littorale, produits par l'action combinée des facteurs karstiques et de la mer ; voir par exemple les trous soufleurs. 4) Gouffres d'origine hydrothermale : les facteurs de la géodynamique extérieure se mêlant à ceux de la géodynamique intérieure (solutions hydrothermales, émanations de CO<sub>2</sub>, vapeur d'eau). Ces facteurs donnent aussi origine à des gouffres d'accumulation, qui peuvent simuler des gouffres karstiques en roches solubles de sédimentation chimique, telles que les travertins, etc.

Il Prof. B. GÈZE, nella sua bella relazione introduttiva alle discussioni del presente Congresso (3), ha proposto una classificazione dei pozzi naturali basata sul loro modo di formazione, e articolata nelle categorie seguenti :

- a) tettonici (gouffres tectoniques),
- b) di sprofondamento (gouffres d'effondrement),
- c) di assorbimento (gouffres absorbants),
- d) di emissione (gouffres émissifs),
- e) misti di assorbimento e di emissione (gouffres alternatifs ou « cheminées d'équilibre »).

Il nostro eminente collega, dopo avere esposte le caratteristiche generali di ciascun gruppo, illustrandole con esempi appropriati, ha cortesemente invitato gli studiosi a completare, se ne avessero modo, il quadro da lui tracciato.

Raccogliendo il suo invito, mi permetto di segnalare alcuni casi, in cui non si potrebbe applicare la classificazione del Prof. GÈZE senza modificare le caratteristiche di alcune fra le categorie proposte o introdurne di nuove.

1. POZZI DI ASSORBIMENTO CON OSTRUZIONE CONTINUA. — Il fenomeno è frequente nelle zone gessose delle Alpi dove il gesso è saccaroide e diviso in straterelli che si alternano con sottili interstrati di marna, di dolomia marnosa friabile o di dolomia cariata. I pozzi si aprono di solito sul fondo di doline che

(1) Professore all' Università, Bologna (Italia).

(2) Communication présentée le 9 septembre 1953.

(3) GÈZE (B.). — Allocution présidentielle : La genèse des gouffres. 1<sup>er</sup> Congr. Intern. Spéléo., Séance générale du 7 sept. 1953.

facilitano la raccolta dell'acqua; la penetrazione di questa si compie attraverso fratture assorbenti, che man mano si allargano per dissoluzione ma senza che mai la canna dell'inghiottitoio, via via approfondendosi, resti libera da materiali di riempimento, — tanto sono abbondanti i residui e le materie franate, miste o no ad apporti dall'esterno. Il pozzo quindi si approfondisce restando sempre ingombro, e senza che nulla (all'infuori di un sondaggio) permetta di apprezzarne la profondità.

Esempi caratteristici sono stati messi in evidenza quest'anno nella formazione gessifera permiana di Pieve di Cadore (Alpi Orientali), nell'occasione di sondaggi effettuati presso il villaggio di Vallesella allo scopo di studiare le condizioni di stabilità del sottosuolo. Trivellazioni ubicate nel fondo di due doline a imbuto, attraversarono per 45-50 metri esclusivamente materiali di riempimento, rivelando l'esistenza di questi pozzi verticali, che si aprono in un terrazzo orografico fiancheggiante a 70-80 m. di altezza la stretta gola del fiume Piave, ora occupata da un lago artificiale. Il materiale che ostruisce i pozzi non impedisce l'assorbimento dell'acqua; tanto che in una delle due doline si scaricava fino a pochi anni addietro la fognatura di un paese.

2. POZZI DI ASSORBIMENTO SOTTO COLTRI DETRITICHE O ALLUVIONALI. — Il dott. F. BAUER ha richiamato l'attenzione del nostro Congresso (4) sulla facilità con cui acque superficiali, insinuandosi lungo il contatto fra una roccia calcarea e una placca impermeabile sovrastante (ad es. residui argillosi), possono raggiungere al di sotto di questa fenditure assorbenti. D'altra parte, nel 1941 il dott. A. MARUSSI, studiando i pozzi che si aprono lungo gli antichi percorsi fluviali subaerei del Carso Triestino (5), trovò le prove di corrosioni compiute sotto le alluvioni degli antichi fiumi superficiali, ad opera di acque subalvee chimicamente attive. L'autore ritiene che il fenomeno sia stato generale, compendosi su larga scala nel Carso Triestino e nell'Istria. Comunque, la sua possibilità concreta è dimostrata in modo decisivo dalla scoperta di uno di tali pozzi tuttora riempito da ciottoli alluvionali, presso San Canziano al Timavo: in questo pozzo l'azione corrosiva ulteriore non aveva potuto esplicarsi sul materiale di riempimento, perchè costituito da ciottoli di arenaria. Altrimenti avvenne, col tempo, dove le alluvioni erano calcaree; i pozzi così generati in seno a calcari compatti, rimasti in origine almeno parzialmente ostruiti dalle materie alluvionali cadute, si liberarono successivamente grazie al potere solvente delle acque ed all'approfondirsi e allargarsi delle vie sotterranee.

L'ostruzione può invece persistere, ove la roccia carsica abbia scarsa coerenza e lasci abbondanti residui, come è appunto il caso dei gessi fogliettati delle Alpi Orientali. Per lunghi tratti, nelle valli del Tagliamento e del Piave, marne gessifere fratturate vennero ricoperte da placche moreniche e da alluvioni ciottolose fluviali e fluvio-glaciali, più o meno cementate, sotto le quali perdurò il lavoro delle acque infiltranti. Anche qui le trivellazioni di Vallesella hanno dimostrato la realtà di quanto l'osservazione geologica lasciava ritenere; poichè a sud dell'abitato, dove il gesso è coperto da un grosso banco di conglomerato interglaciale spesso una ventina di metri, una sonda si è affondata per decine di metri nel fondo di una dolina, rivelando l'esistenza effettiva del pozzo naturale interamente colmo di materie residue e di frana, benchè tuttora assorbente. Si è confermato in tal modo ciò che era logico prevedere in base alle accurate osservazioni di O. MARINELLI sulle cosiddette « forme di suberosione » nei gessi, non soltanto nelle Alpi ma financo in Sicilia (6).

(4) BAUER (F.). — Verkarstung und Nutzflächenverluste, ihre Untersuchung und Bekämpfung. 1<sup>er</sup> Congr. Intern. Spéléo., 7 sept. 1953.

(5) MARUSSI (A.). — Il Paleotimavo e l'antica idrografia subaerea del Carso Triestino. *Boll. Soc. Adriatica Sc. nat.*, 38, Trieste, 1941; — Ipotesi sullo sviluppo del carsismo. *Giorn. di Geologia*, 15, Bologna, 1941.

(6) MARINELLI (O.). — Studi orografici nelle Alpi Orientali. *Mem. Soc. Geogr. Ital.*, 8, 1898, e *Boll. Soc. Geogr. Ital.*, 1900, 1902, 1904; — Fenomeni carsici nelle regioni gessose d'Italia. *Mem. Geogr. di G. Dainelli*, 34, Firenze, 1917.

3. POZZI DI EROSIONE COSTIERA. — Nelle coste alte calcaree sono ben noti i pozzi verticali che, partendo da talune fra le moltissime grotte aperte a livello del mare, salgono verso la superficie del massiccio costiero. Nel processo genetico di tali cavità si trovano d'ordinario associati i fattori del fenomeno carsico e l'azione del mare. Per quanto riguarda i pozzi, mentre le acque vadose agiscono in prevalenza dall'alto al basso, l'azione del mare si svolge in prevalenza dal basso verso l'alto, e con tutt'altro processo. Fattore principale di questo non è più la corrosione, bensì l'azione meccanica dovuta all'alternarsi di energie subitanee compressioni e dilatazioni: è l'aria contenuta nelle fenditure che durante le mareggiate sotto l'urto dell'onda frangente subisce una compressione fortissima e la trasmette per tutta la rete dei meati della roccia, mentre con la risacca subentra l'effetto aspirante da risucchio, provocando distacco di parti sconnesse e allontanamento di materie cadute. Si originano così i pozzi soffiati e forme analoghe, nella vecchia letteratura geologica segnalati sopra tutto nelle isole Britanniche, ma che hanno riscontro in molti littorali, anche nel Mediterraneo a cominciare da Capri (7) e dalle isole Tremiti (8).

L'effetto combinato dell'azione meccanica del mare e dell'azione solvente di acque vadose penetranti, spiega la frequenza di cavità non solo orizzontali ma anche verticali nei littorali calcarei. Ma forme analoghe sono segnalate anche in rocce non solubili, su coste molto battute dai marosi (ricordiamo p.es. il pozzo soffiante di Kilkee in Irlanda, aperto in scisti ardesiaci), mostrando come l'azione del mare possa riuscire in dati casi non solo concomitante, ma prevalente a perfino esclusiva. Si cade allora in tutt'altra categoria di fenomeni, che non hanno più legami con le cavità carsiche e i processi carsici, ma concernono soltanto cavità dovute ad azioni esclusivamente meccaniche.

Ad azioni meccaniche sono pure dovuti i pozzi che rientrano nella famiglia delle caldaie o marmitte di erosione: sia scavate dal mare su coste rocciose, sia dovute a movimenti vorticosi di acque correnti. Degni di nota, fra questi, i pozzi glaciali, che possono raggiungere anche profondità di 20 o 30 metri (9): se perforati in rocce calcaree o gessose, possono anche essere stati approfonditi dal fenomeno carsico, come è probabile per il pozzo glaciale gigante scoperto da Viglino nel gruppo del Marguareis (10). All'azione glaciale furono del resto riferite anche cavità di origine esclusivamente carsica, come il pozzo di Tavernola Bergamasca sul lago d'Iseo (11).

4. POZZI DI ORIGINE IDROTERMALE. — La parziale solubilità delle rocce calcaree permette in certi casi l'associarsi del fenomeno carsico ordinario con l'azione corrosiva ed eventualmente erosiva di emanazioni endogene. L'esempio forse più tipico è offerto dalla « stufa » del Monte San Calògero presso Sciacca, presso la costa meridionale della Sicilia. Questa montagna, alta poco meno di 400 m., è calcarea e sfioraciata da numerose grotte, da parecchie delle quali escono vapori caldi, mentre sorgenti termali scaturiscono al piede del monte. Nella grotta di Dedalo (o Stufa di San Calògero) che si apre poco sotto la cima, sbocca un profondo pozzo verticale, simile ad un condotto craterico, da cui escono di continuo vapori a 40° (12). E' la presenza di questo pozzo che costituisce la

(7) KYRLE (G.). — Le grotte dell'isola di Capri. *L'Universo*, Firenze, 1946-47; v. spec. pag. 74 d. estr.

(8) QUINABOL (S.). — Riassunto di uno studio geo-fisico sulle isole Tremiti. *Atti*

(9) LINDVALL (C. A.). — *Istiden*. Stockholm, 1907 (v. pag. 43, *Jättegrytorna*).

*R. Acc. Scienze Torino*, 43, 1908 (v. pag. 577).

(10) VIGLINO (A.). — Escursioni e studi preliminari sulle Alpi Marittime. *Boll. Club Alp. Ital.*, 30, 1897 (v. pag. 244-47).

(11) SALMOIRAGHI (F.). — Il pozzo detto glaciale di Tavernola Bergamasca. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 21, 1902.

(12) BALDACCIO (A.). — Descrizione geologica dell'isola di Sicilia. *Mem. descr. Carta geol. d'Italia*, 1, 1886, pag. 203; — SCATURRO (A.), Le acque minerali e le stufe naturali di Sciacca. Palermo, 1940; — BOEGAN (B.) e MEDEOT (S.), L'ardimentosa impresa di due speleologi triestini. *Il Piccolo di Trieste*, 8 ott. 1942, *Le Grotte d'Italia*, (2), V.

singularità del fenomeno, differenziandolo dalle tante emanazioni di vapori che si sprigionano da terreni calcarei fratturati e più o meno carsici, a cui fanno capo sorgenti termali, e dove appunto il fenomeno carsico esogeno si trova sposato a quello che si può chiamare fenomeno carsico endogeno.

Una certa analogia con tali fenomeni può rilevarsi nelle cavità prevalentemente verticali aperte in seno a rocce calcaree ad acque vadoze miste ad acque giovanili mineralizzate da emanazioni endogene di anidride carbonica. Il formarsi di tali cavità può dare luogo a sprofondamenti, come quelli osservati a più riprese nella piana di San Vittorino in val dell'Aniene (13) e nella pianura Pontina (14).

A risultati analoghi può condurre anche il solo « carsismo endogeno », dovuto a soluzioni idrotermali di origine interamente eruttiva: esempi numerosi sono offerti dalle miniere aperte in giacimenti metasomatici. Ma il fenomeno assume in tal caso un altro carattere, e se lo si vuole includere nel quadro generale conviene inserirlo in un'apposita categoria.

Origine pure legata almeno in parte al vulcanismo, e in certi casi essenzialmente dipendente da esso, hanno infine quelli che si potrebbero chiamare *pozzi di accumulamento*, e che derivano dal prolungarsi del condotto di vapori o di acque ascendenti in seguito alla continuata sovrapposizione di depositi chimici attorno alla bocca emittente. Ne offrono esempi i geysers e alcune sorgenti termali, fra cui ricordo quelle di Tihò nell'Aussa, dove ho veduto un pozzo notevolmente profondo di estrema regolarità (15). Forme analoghe possono esser generate anche da acque non termali purchè fortemente incrostanti, come le Acque Albule di Tivoli, che sono fredde ma arricchite da venute endogene di CO<sub>2</sub> che hanno loro permesso di caricarsi di bicarbonato calcico attraversando le masse calcaree del sottosuolo profondo. Deve esser tenuto presente questo tipo di cavità verticali anche da parte di studiosi dei fenomeni carsici, perchè, cessata la causa, la loro presenza in antichi depositi travertinosi potrebbe venire scambiata con un effetto di carsismo (16).

(13) CREMA (C.). — Sprofondamenti carsici del genn. e febr. 1915 nella valle del Velino (Aquila). Roma, 1924; — RICCARDI (R.), La piana di S. Vittorino. *Le Vie d'Italia*, 39, 1933, n. 1.

(14) Cfr. MARINELLI (O.). — Gli « sprofondi » della pianura Pontina. *Mondo sotterr.*, 1, Udine, 1904, n. 1-2; — ALMAGIA' (R.), Ulteriori notizie sugli « sprofondi » della pianura Pontina. *Ibid.*, n. 3.

(15) GORTANI (M.) e BIANCHI (A.). — Nella Dancalia meridionale. Appunti geografici. *Boll. Soc. Geogr. Ital.*, febr. 1939 (v. pag. 6 d. estr. e fig. 17). — E' per questi pozzi (e, naturalmente, per essi soltanto) che si può ritenere valida anche oggi la teoria immaginata da OMALIUS D'HALLOY, dandone l'idea nei suoi *Eléments de géologie* fin dal 1831, e meglio precisandola nella *Note sur la découverte de puits naturels dans les terrains primaires de Mons (Belgique)*, presentata alla Société géologique de France il 25 aprile 1870.

(16) Sui fenomeni carsici nei travertini, anche in relazione con vari argomenti trattati in questa nota, cfr. p. es. il citato lavoro di R. ALMAGIA'.

### Discussion

M. B. GÈZE remercia vivement le professeur GORTANI du précieux complément qu'il vient d'apporter à sa communication sur l'origine des gouffres. Les cas qu'il vient de citer, notamment ceux de cavités creusées au-dessous d'un remplissage ou d'une couverture sédimentaire, doivent évidemment être retenus dans une classification générale. Les autres paraissent plus rares et localisés, mais leur intérêt n'en demeure pas moins incontestable.

André REYMOND (1)

## A propos d'un aven perforé du Pays Basque.

Contribution à la théorie des avens (2)

Au cours de l'été 1949, et grâce à la présence de notre Président, M. Robert DE JOLY, nous avons décidé de pousser l'exploration de la région du Pays Basque comprise sur la feuille de Mauléon et qui avait déjà fait l'objet des recherches de spéléologues et d'entomologistes de la faune souterraine, et dont les plus célèbres ont été DUFAY, E.-A. MARTEL et le Docteur René JEANNEL.

En tant qu'élève de ce dernier, et avec mes camarades du Muséum et de la Recherche Scientifique, nous avons poursuivi l'inventaire des cavités connues ou inédites de cette région calcaire depuis les années 1934 jusqu'à 1942.

Au cours de la campagne 1949, près de cinquante cavités furent visitées ou repérées et, parmi les plus notables, M. DE JOLY força l'entrée des abîmes alors vierges du Bechenka Ko Leccia et du Dondolobia Ko Leccia.

La cavité sur laquelle nous attirons ici l'attention des spéléologues n'a rien à faire avec ces avens monstres. C'est au contraire une cavité des plus modestes, une dizaine de mètres de profondeur sur quatre mètres de diamètre, sise à 2 km. environ du hameau de Cihigue, près de Tardets (feuille de Mauléon).

Cet aven, oblique par rapport à la surface topographique des calcaires aptiens, qu'il entaille, offre la particularité de présenter un plafond réduit à une dalle de calcaire, cette dalle percée de trois trous inégaux, dont deux presque parfaitement circulaires; ces trous correspondent à l'intersection de la surface topographique par des niches de corrosion dont l'action persistante a fini ainsi par perforer en trois points le plafond de l'aven.

En admettant que la corrosion perdure, des traits de scie finiront par réunir les perforations de la voûte; la partie centrale du plafond ira s'écraser au fond de l'aven et celui-ci aura atteint alors sa forme finale d'aven circulaire en canon de fusil, dont l'explication a posé des questions difficiles à résoudre aux premiers théoriciens de l'érosion souterraine.

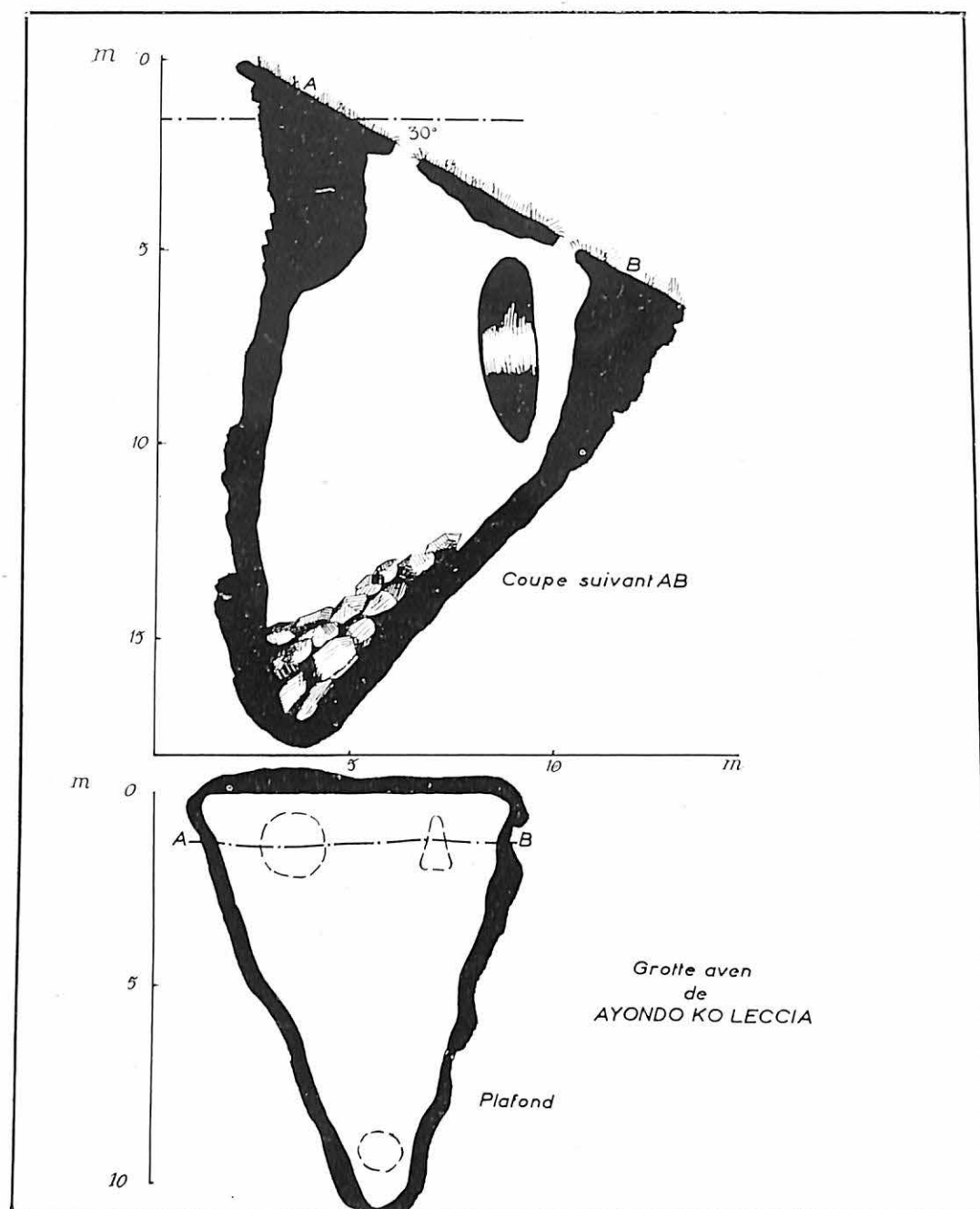
L'intérêt théorique de ce curieux petit aven est qu'il montre un exemple presque schématique de débouché d'un aven interne à l'air libre par un phénomène d'érosion ascendante qui semble permettre d'étendre à l'érosion souterraine les lois générales de Surell pour l'érosion linéaire à l'air libre.

Si on admet cette hypothèse, tout se simplifie en hydrologie souterraine: celle-ci devient un chapitre particulier dans le grand ensemble de l'érosion fluviale. Les lois générales de Surell s'y appliquent, comme à tous les autres cas de l'érosion linéaire.

(1) Institut Scientifique Chérifien, Rabat (Maroc).  
(2) Communication présentée le 10 septembre 1953.



Les grottes horizontales à laes ou à biefs tranquilles sont les témoins de l'atteinte provisoire du niveau de base local. L'aven est l'asymptote verticale de l'érosion régressive à son terme.



Mais si le rôle de l'érosion régressive ascendante s'avère indiscutable et presque exclusif pour l'ouverture en surface des avens internes présentant la forme circulaire parfaite en canon de fusil ou en ogive, il ne s'agit pas pour autant de sous-estimer et encore moins de nier la possibilité d'une érosion descendante sous l'action lente ou massive des eaux de surface.

L'aven, en général, est le résultat d'une action convergente entre la corrosion ascendante agissant de bas en haut, et la dissolution et l'érosion descendant des fissures ou des cavités égoutées de la surface, et reprenant d'en haut le terme ultime asymptotique vertical de l'érosion souterraine.

Le Pays Basque offre de nombreux exemples de presque tous les types d'avens possibles, depuis l'aven de débouchage ascendant jusqu'aux avens retouchés par l'irruption des torrents de surface.

A l'occasion du Premier Congrès International de Spéléologie à Paris, j'ai jugé indispensable de me rendre à nouveau sur les lieux pour rafraîchir mes souvenirs sur cet aven. L'aven en question, connu dans le pays sous le nom de Ayondo Ko Leccia — aven du tonneau —, est situé sur le territoire de la commune de Cihigue, à un kilomètre à l'Ouest de la ferme d'Alboy.

Ses coordonnées Lambert, sur la feuille au 50.000<sup>e</sup>, n° 239-250, de la nomenclature générale (Mauléon 50, Urdos 50), sont : X = 335,2 ; Y = 97,2 ; Z = 420.

Dans la même région, dans les calcaires noirs de l'Albien, à un kilomètre au Nord de l'aven d'Ayondo, une série de quatre avens est en train de s'ouvrir en surface dans les champs et les fougères, en contre-bas du grand lapiaz de Suhare (5 km. N.-S., sur 3 km. E.-W. de superficie), qui forme le versant Est du massif d'Hargagne.

Ces avens, de 35 mètres de profondeur verticale environ, dont l'un s'est ouvert sous les pas d'une passante, en septembre 1953, forment des cheminées cylindriques à sommet ogival et l'effondrement se traduit par un trou circulaire en-dessous duquel la cheminée de l'aven apparaît toute formée, et comme préformée, à l'intérieur de la stratigraphie souterraine.

Argument de plus, et qui me paraît décisif en faveur de la théorie de la formation ascendante et interne des avens, l'ouverture du cylindre en surface n'étant que le terme accidentel ultime d'une longue évolution en profondeur.

Ces renseignements m'ont été fournis par mon ami Michel BOUILLOX, qui m'a accompagné sur le terrain au cours de mes recherches, en 1953 et qui, depuis 1949, est l'infatigable prospecteur et animateur des explorations spéléologiques de la région d'Ossas-Suhare et Camou-Cihigue.

C. FRANC

## Sur la formation des gouffres de bas en haut

(Note sur la communication de M. A. REYMOND) <sup>(1)</sup>

Suivant M. A. REYMOND, certains gouffres ne seraient que la forme limite d'une cloche qui s'agrandirait par le haut (fig. 1).

J'apporte ici une preuve quasi-expérimentale de ce mode de formation : il s'agit des « cloches de fontis » (ou fondis) des carrières souterraines, fréquentes dans la région parisienne.

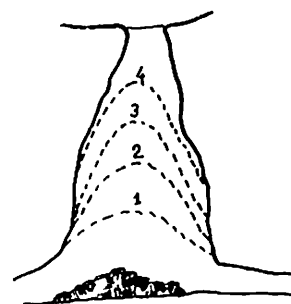


Fig. 1

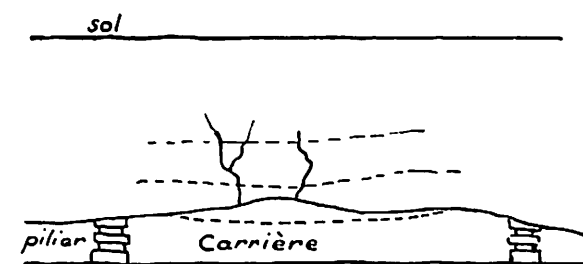


Fig. 2

Les cloches de fontis apparaissent chaque fois que la distance séparant deux piliers de soutènement est trop grande par rapport à l'épaisseur des terrains situés au-dessus (calcaire grossier lutétien pour la région parisienne) ; la voûte de la carrière fléchit alors imperceptiblement, ce qui a pour effet de provoquer une légère fissuration du calcaire, facilitant l'arrivée des eaux météoriques (fig. 2). Ces eaux provoquent une desquamation du plafond, traduite par la chute sur le sol de débris ; ainsi, de proche en proche, la cloche s'agrandit et gagne de la hauteur, jusqu'à ce que le plafond se crève, le sommet de la cloche arrivant suffisamment près de la surface (fig. 3).

Le phénomène se produisant dans un calcaire tendre est assez rapide (à l'échelle humaine). De nombreux accidents (habitations s'abimant dans ces excavations) ont été signalés, surtout au siècle dernier, causant de graves dégâts.

Le phénomène est évidemment moins rapide dans les calcaires durs, quoique plusieurs auteurs aient signalé l'apparition accidentelle de gouffres sous une charrue ou sous les pas d'un attelage. Dans ces calcaires, le creusement affecte le même processus que précédemment, le premier stade de fissuration du calcaire étant assuré par un réseau de diaclases ou de failles nombreuses dans les régions bordant les massifs montagneux.

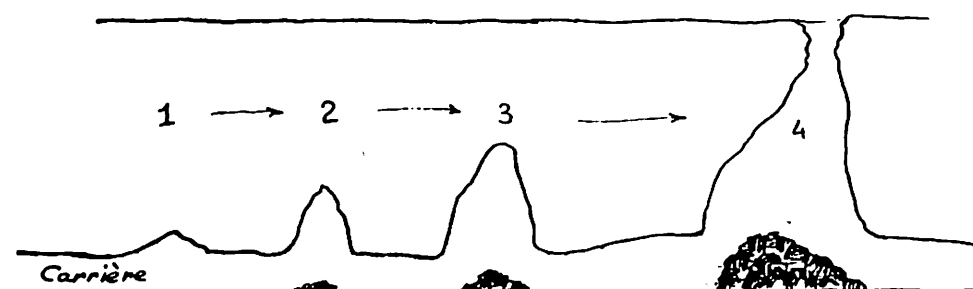
(1) Communication présentée le 11 septembre 1953.

Il est évident que la présence, à l'origine, d'une cavité (galerie de rivière souterraine active ou fossile) est nécessaire.

Remarquons que la formation de grandes salles — avec éboulis à la base — a une origine analogue, vraisemblablement (fig. 4).

On peut supposer qu'un remaniement de certains de ces gouffres par l'eau courante, venant du haut ou du bas, transformerait l'aspect de ces cavités, qui perdraient ainsi plusieurs de leurs caractères fondamentaux en les rendant difficilement reconnaissables.

En définitive, nous pouvons conclure que les gouffres d'effondrement seraient plus fréquents qu'on ne le supposait à l'origine.



Développement de la cloche  
fig. 3



fig. 4

### Discussion

M. W. MAUCCI : L'accrescimento dei camini dal basso in alto, per cedimento di materiali, fino all'apertura in superficie, coincide con quanto ho potuto osservare nel caso degli inghiottitoi retroversi.

M. B. GÈZE est heureux de constater combien les communications de MM. REYMOND et FRANC appuient, à l'aide de nouvelles observations, les idées qu'il a émises sur le creusement de certaines cavités « per ascensum », non seulement au cours du présent Congrès, mais aussi antérieurement (1). Il signale, en outre, le travail important de J. GOGUEL sur l'effondrement des cavités souterraines (2).

(1) B. GÈZE. — Sur la genèse des cavités souterraines et des dolines dans les roches non karstiques. *Ann. de Spéléo.*, t. V, 1951, p. 61-66.

(2) J. GOGUEL. — Données techniques sur l'effondrement des cavités souterraines. *Ann. de Spéléo.*, t. VIII, 1953, p. 1-8.

Pierre CHEVALIER (1)

## Érosion ou corrosion

### Essai de contrôle du mode de creusement des réseaux souterrains (2)

#### Résumé

Après une vue d'ensemble sur les deux modes de creusement, l'auteur propose une méthode permettant de contrôler en un point donné s'il y a prédominance de l'érosion ou de la corrosion. Cette méthode est basée sur la différence d'usure entre deux échantillons minéraux, l'un dur et soluble dans les acides, l'autre mou et chimiquement inerte.

Il conclut à la prédominance de l'érosion dès que l'eau a traversé la carapace lapiazée.

On a souvent discuté de l'importance relative de la corrosion et de l'érosion dans le creusement et l'agrandissement des conduits souterrains : mais, si les deux théories se sont affrontées, il semble qu'aucune preuve certaine ne soit venue étayer l'une ou l'autre. Certains aspects sont caractéristiques, comme les cannelures de corrosion dans les lapiaz, ou les vagues d'érosion en coups de gouge dans les rivières souterraines ; mais dans la plupart des cas un examen morphologique est insuffisant, et c'est pourquoi nous avons cherché une méthode permettant de différencier les deux modes de creusement.

Avant de décrire notre méthode, nous exposerons nos vues sur ce problème.

#### USURE ANNUELLE D'UN MASSIF CALCAIRE

Si nous prenons un massif calcaire quelconque, défini par l'ensemble d'un bassin versant composé d'un plateau d'absorption, d'un réseau souterrain et d'une résurgence, un examen complet de celle-ci peut théoriquement permettre de contrôler l'usure totale du massif. On peut dire en effet :

1) *Corrosion*. — Calcaire en solution à la résurgence = calcaire enlevé par dissolution, moins calcaire déposé.

2) *Erosion*. — Matériaux en suspension à la résurgence = matériaux entraînés, moins alluvions déposées.

Dans un réseau en activité, les deux termes à déduire peuvent être considérés comme assez faibles pour que l'on n'en tienne pas compte.

Le calcaire en solution est le produit du débit de la résurgence par la concentration en calcaire de l'eau. L'expérience prouve que cette concentration est sen-

(1) Président de la Société Spéléologique de France, Lyon.  
(2) Communication présentée le 9 septembre 1953.

siblement constante pour un réseau d'une certaine importance. Le débit peut être estimé en fonction de la surface du bassin versant, de la hauteur des précipitations et du coefficient d'évaporation. On ne tiendra pas compte des eaux de condensation, qui ne modifieront pas beaucoup l'ordre de grandeur du résultat. Pour fixer les idées par une valeur approchée, admettons à la résurgence une concentration de 100 mg. de carbonate de chaux par litre, une hauteur de pluie de 2 mètres et une évaporation de 50 %. Cela nous donne par kilomètre carré et par an une dissolution de 100 tonnes de calcaire.

Par contre, en ce qui concerne les matériaux entraînés en suspension, il est à peu près impossible de faire une estimation ou une mesure : la concentration n'est plus cette fois constante, elle augmente considérablement avec le débit et c'est au moment des crues les plus fortes qu'il faudrait effectuer les mesures les plus précises de débit et de matières entraînées.

Donc, en ce qui concerne l'usure totale d'un réseau, nous sommes incapables d'établir l'importance relative des deux phénomènes.

Entrons maintenant dans le détail de leur répartition au cours de la traversée du massif, depuis la goutte de pluie ou d'eau de condensation jusqu'à la résurgence.

### CORROSION

L'usure par corrosion correspond à la solubilité du calcaire dans l'eau chargée d'acide carbonique, sous forme de bicarbonate de chaux. L'équilibre de saturation en bicarbonate dépend de la température et de la pression partielle de l'acide carbonique dans l'air atmosphérique. Si nous prenons comme exemple le réseau de la Dent de Crolles où nous avons fait nos recherches, nous pouvons éliminer l'influence du facteur température car celle-ci est constante et voisine de 4 à 5° dans tout le réseau, et également celle du facteur acide carbonique. En effet, la couverture végétale étant très faible, il n'y a nulle part d'accumulation notable de CO<sub>2</sub>, et une circulation d'air importante dans tout le réseau répartit également celui-ci dans les diverses galeries. Nos mesures ont donné comme valeur de la solubilité à la résurgence environ 100 mg. CO<sub>3</sub>Ca par litre, ce qui correspond à l'état d'équilibre à 2,5 mg. d'acide carbonique libre dans l'eau, et à une pression partielle de 9/10.000<sup>e</sup> d'atmosphère en CO<sub>2</sub>, c'est-à-dire à l'altitude considérée, une teneur de l'air en acide carbonique de 1,1 pour mille (1).

D'autres mesures ont donné des valeurs du même ordre pour des prélèvements effectués dans les ruisselets du Trou du Glaz, 400 mètres plus haut, et 200 mètres sous le plateau de lapiaz ; par conséquent, l'eau est déjà saturée en bicarbonate de chaux dans cette zone (2).

On est donc amené à se demander quelle est la durée d'établissement d'équilibre de saturation. Nous répondrons à cette question par deux exemples.

Le premier a été publié par RAHR et DU FIEF : dans la traversée de la grotte de Rémouchamps, entre le chanoir d'Adseux et la source du Rubicon, pour une distance à vol d'oiseau de 1.000 mètres, un débit à la source de 239 litres/seconde et une durée de passage de 9 heures mesurée à la fluoresceine, le titre de l'eau en calcaire est passé de 23 ou 48 mg. à 135 mg. par litre entre l'entrée et la sortie. Ce chiffre limite ayant été identique pour deux mesures, nous supposons qu'il est voisin de l'équilibre de saturation et, par conséquent, que cet équilibre a été atteint en 9 heures au plus.

Le second est un essai personnel de vitesse de saturation. Dans un flacon contenant un demi-litre d'eau distillée et 2 g. de carbonate de chaux précipité en suspension, nous avons fait barboter un courant d'air à un débit de 50 litres

(1) Voir : F. TROMBE. — Traité de Spéléologie (Payot, 1952), particulièrement les tableaux des pages 213-214.  
(2) Voir note en réponse à M. Noir.

à l'heure. Le dosage du calcaire dissous en fonction du temps (mesure par titration) nous a donné les résultats suivants :

Temps .....	0 h. 15	0 h. 45	2 h. 45	4 h.	7 h.	15 h.
CO <sub>3</sub> Ca en mg./litre ..	30	35	55	62	72	72

L'équilibre de saturation, correspondant à un air à 7 % d'acide carbonique, a été atteint ici en 7 heures.

Nous pensons que ces deux exemples présentent, malgré des conditions d'essai très différentes, une concordance satisfaisante et que l'on peut conclure : 1) que l'équilibre de saturation est obtenu généralement en moins d'une dizaine d'heures ; 2) qu'en moins d'une heure on aura déjà en solution la moitié du carbonate correspondant à la saturation.

Que va-t-il se passer sur le terrain ? Prenons les deux cas extrêmes.

En période normale, condensation ou pluie peu abondante conduiront à des temps de contact considérables entre l'eau et la roche pour une profondeur de pénétration faible. La corrosion sur la surface du lapiaz sera intense. Les suintements le long des fissures ou des gouffres de lapiaz, très lents, achèveront de saturer l'eau qui, dans la suite de son trajet souterrain, ne possèdera plus aucun pouvoir dissolvant.

En période de gros orages, si nous supposons que l'eau mette une heure à traverser la couche lapiazée, elle n'aura déjà plus que la moitié de son pouvoir solvant, et comme à ce moment les ruisselets ou rivières souterraines seront fortement grossis, les surfaces et temps de contact deviendront très faibles. Cette période de corrosion, plus importante en profondeur, n'aura toutefois que la durée du flot de crue et sera par conséquent très courte.

Nous pouvons conclure que l'usure par corrosion d'un massif doit être en pratique limitée à la carapace lapiazée, soit quelques dizaines de mètres en général.

### ÉROSION

Nous n'avons à peu près aucune indication sur l'usure par l'érosion. Nous pouvons seulement admettre qu'elle doit croître avec la vitesse du courant et avec le débit.

Dans la zone lapiazée, où l'on n'observe que des suintements ou de faibles filets liquides, elle sera à peu près nulle ; elle augmentera au fur et à mesure que la rivière s'agrandit en se rapprochant de la résurgence.

Si nous nous plaçons au point de vue pratique de l'explorateur, nous comprendrons fort bien pourquoi si peu de gouffres permettent d'accéder au réseau sous-jacent.

En effet, dans la zone lapiazée on trouvera presque toujours des gouffres creusés ou agrandis par la corrosion. Au fond de ceux-ci, l'action corrosive de l'eau sera très atténuée, à un moment où le débit est insuffisant pour que l'érosion soit déjà sensible. Au delà, au contraire, les dimensions augmenteront régulièrement avec l'importance du débit.

### MÉTHODE DE CONTRÔLE DU MODE D'USURE

1° *Principe de la méthode.* — On mesure la perte de poids, après un certain temps de contact avec l'eau dont on veut connaître l'action, de divers échantillons de roches se distinguant entre elles par des différences de dureté ou de sensibilité aux acides.

L'idéal serait d'avoir un échantillon très dur, soluble, et un autre mou, mais insoluble dans l'acide carbonique. Parmi les produits étudiés, les plus intéressants ont été la calcite et le plomb.

2° *Mode opératoire.* — Les échantillons séchés à poids constant à 60° sont fixés sur une grille en fils d'acier inoxydable par deux fils d'inoxidable placés



en croix. Ils sont protégés contre l'usure par frottement des fils par une plaque de caoutchouc placée entre la grille et l'échantillon et une gaine de tube de caoutchouc autour des fils de fixation.

La grille portant les échantillons est fixée sous l'eau dans le ruisseau à étudier. Au bout d'un an on sèche et repèse. Les résultats sont exprimés dans les tableaux ci-dessous, en valeur absolue ou rapportée à 100 grammes.

### 3° Résultats obtenus au Trou du Glaz (Rivière Serpentine).

Echantillons	Poids en grammes	
	Série 1	Série 2
A. Calcaire urgonien .....	20,4	34,5
C. Calcaire cristallisé (stalactite) .....	23,4	21,4
D. Fluorine .....	28,7	32,4
E. Galène .....	54,5	63,3
F. Barytine .....	39,1	44,6
G. Barytine cristallisée .....	62,3	45,8
H. Plomb .....	31,0	28,1

### Pertes de poids en un an au Trou du Glaz :

	a) En mg. :		b) En mg. pour 100 g. :	
	Série 1	Série 2	Série 1	Série 2
A. ....	4	3	19	9
C. ....	12	13	51	61
D. ....	64	34	220	105
E. ....	141	200	260	316
F. ....	107	163	274	366
G. ....	92	148	147	324
H. ....	25	50	81	178

4° Essais de laboratoire. — Les mêmes échantillons ont été soumis à deux types d'essais au laboratoire, l'un de corrosion pure, l'autre d'érosion pure.

1<sup>re</sup> série — *Corrosion* : Les échantillons ont été laissés dans l'eau pendant un mois dans un flacon bouché, sous une atmosphère riche en acide carbonique, renouvelé de temps en temps, mais sans aucune agitation.

2<sup>e</sup> série — *Erosion* : Les échantillons, fixés sur leur grille inoxydable de façon à être à l'abri des frottements entre eux ou sur les parois, sont placés dans un flacon avec de l'eau et du sable et mis à tourner aux rouleaux pendant quinze jours. Le flacon est bouché et l'air non renouvelé pour que l'action corrosive de l'acide carbonique soit nulle.

### Pertes de poids sur les deux séries :

	Série 1 : Corrosion		Série 2 : Erosion	
	a) En mg.	b) En mg. par 100 g.	a) En mg.	b) En mg. par 100 g.
A. ....	223	1090	19	55
C. ....	30	128	8	37
D. ....	7	24	29	90
E. ....	17	31	1055	1670
F. ....	9	23	53	119
G. ....	32	51	119	260
H. ....	0	0	91	324

### CONCLUSION

Si nous comparons les pertes de poids pour cent du plomb et du calcaire urgonien, nous voyons que par érosion ce rapport est de 324 à 55, par corrosion de 0 à 1.000. Comme dans le Glaz, il a été, suivant les échantillons, de 81 à 19 et de 178 à 9, on peut en déduire que le travail d'érosion a été beaucoup plus intense que le travail de corrosion, si même il y a une part de corrosion.

### Discussion

M. NOIR : Les dosages en carbonate de chaux varient-ils beaucoup suivant les points de prélèvement dans le réseau de la Dent de Crolles ?

M. CHEVALIER : Les écarts sont en général très faibles, surtout entre le Trou de Glaz et le Guiers Mort. Nous avons relevé les valeurs respectives de 105 mg., 102 mg. et 101 mg. à la Salle des Douches (1.700 m.), la Salle du Dôme (1.700 m.) et le P. 60 (1.650 m.), qui sont les trois affluents principaux du Guiers Mort (1.300 m.), ce dernier titrant 104 mg. de CO<sub>2</sub>Ca par litre.

A la Grotte Chevalier, la source vers 1.600 m. nous a donné, par très fort débit, 134 mg. (avril 1944) et par faible débit 129 mg. (novembre 1943)

M. NOIR : Comment dose-t-on le carbonate de chaux en solution ?

M. CHEVALIER : La méthode par pesée directe demande un échantillon trop copieux ou manque de sensibilité. Après l'avoir comparée à la mesure par titration, nous avons adopté cette dernière.

Pour une prise d'essai de 10 cm<sup>3</sup> on titre à l'acide chlorhydrique N/100 à l'aide d'une microburette, en présence de rouge de méthyle comme indicateur. La précision est de 0,5 pour cent.

M. GÈZE remercie M. CHEVALIER de son brillant exposé, qui, même s'il doit encore prêter à discussion, nous ouvre des horizons nouveaux sur un problème qui a tracassé tous les spéléologues. Il rappelle que M. CHEVALIER ne se borne pas à être l'un des plus éminents explorateurs français, mais que ses travaux sur les réseaux en conduite forcée ou en écoulement libre ont déjà fait faire un grand pas à la Spéléologie scientifique.

Noël LLOPIS-LLADO (1)

## Karst holofossile et mérofossile (2)

### Résumé

Le Karst fossile ou Paléokarst est très mal connu, bien qu'autrefois les phénomènes karstiques se soient développés comme aujourd'hui. Il faut distinguer entre Karst holofossile, à fossilisation totale, et Karst mérofossile, à fossilisation partielle. La fossilisation peut se faire avec des sédiments allochtones par immersion dans un bassin sédimentaire, par alluvionnement ou avec des sédiments autochtones (sédimentation clastique et stalagmitisation). Dans le premier cas, nous avons des Karsts holofossiles à fossilisation complète ; dans le deuxième, on peut aboutir à des Karsts holofossiles ou simplement à des Karsts mérofossiles ; dans la fossilisation à sédimentation autochtone, presque toujours on arrive à des Karsts mérofossiles, mais la stalagmitisation peut aussi donner des fossilisations totales. On décrit quelques exemples en Espagne, en particulier en Catalogne.

Le Karst fossile normal est dû à l'alluvionnement conditionné par le niveau de base et ne représente que la phase de sénilité hydrologique de l'appareil karstique qui détermine une sédimentation corrélative au profil d'équilibre des talwegs hypogés. Mais il faut aussi tenir compte du Karst rajeuni, bi ou polycyclique, constitué par des paléoforces qui ont été incorporées aux appareils karstiques actuels et qui font partie active des réseaux hypogés vivants. Comme il arrive souvent dans le modelé épigé, bien des formes du modelé souterrain sont donc des formes anciennes, parfois fossiles, qui font partie du modelé souterrain actuel.

### I. — CONCEPTS FONDAMENTAUX

On commence à connaître les principes d'hydrologie karstique, et le développement du Karst actuel et quaternaire, mais on ignore presque complètement l'évolution karstique ancienne, l'existence d'un *Paléokarst*, qui, au cours des temps géologiques, a sans doute évolué dans les massifs calcaires. MARTEL avait déjà parlé de cavités comblées par les sédiments et DE MARTONNE [26, 27] a donné pour la première fois l'idée d'un *karst fossile*. Néanmoins on ne retrouve pas cette idée dans les traités les plus récents de Géomorphologie [3, 9, 16, 19], et même dans ceux de Spéléologie [30, 31], bien qu'en France et en Allemagne aient été publiés plusieurs travaux sur ce thème [4, 7, 8, 13, 14, 28]. Il est vrai que le Karst fossile n'est pas très répandu. On ne trouve que très rarement des cavités totalement comblées par des sédiments, mais la présence de galeries fossilisées et surtout mi-comblées est très fréquente. La majorité des sols plats argileux fossilisent des formes d'érosion ancienne, témoins de la phase de jeunesse de la

(1) Prof. Dr, Instituto de Geologia, Universidad, Oviedo (España).

(2) Communication écrite déposée le 12 septembre 1953.

caverne. Il faut donc distinguer évidemment un *Karst holofossile*, formé par un ensemble de cavités totalement noyées par des sédiments, et un *Karst méro-fossile*, à cavités comblées seulement en partie. Il faut encore laisser une place au *Karst mort*, à cavités sèches sans comblement, mais il faut tenir compte du fait que la plupart des formes que nous appelons couramment Karst mort correspondent en réalité à des Karsts méro-fossiles.

D'autre part, nous avons des preuves que bien des phénomènes karstiques que nous trouvons dans les massifs récemment exhumés de leurs couvertures fossilisantes appartiennent à des cycles karstiques anciens, rajeunis par les nouvelles conditions hydrologiques imposées par l'exhumation. On peut donc parler encore d'un *Karst rajeuni*, qui doit avoir un rôle important dans le développement des phénomènes karstiques actuels.

## II. — TYPES DE FOSSILISATION

### A) Généralités

Les observations réalisées par les spéléologues et les hydrologues du Karst ont démontré que la fossilisation des cavités peut se réaliser de plusieurs manières :

- 1) par immersion, c'est-à-dire avec des sédiments marins ou lacustres;
- 2) par alluvionnement, c'est-à-dire avec des sédiments détritiques allochtones ;
- 3) par processus clastique et solifluction avec des sédiments détritiques autochtones ;
- 4) par stalagmitisation, c'est-à-dire par des sédimentations litho-chimiques.

Dans le premier cas, la fossilisation est toujours totale et complète car les massifs karstiques submergés dans les bassins marins ou lacustres par des mouvements épirogénétiques négatifs servent de socle à une sédimentation normale ; nous aurons alors un Karst holofossile.

Dans le deuxième cas, la sédimentation est essentiellement subaérienne et la fossilisation peut être totale ou partielle ; les cavités peuvent être noyées par des couches de sédiments qui fossilisent aussi les formes superficielles du Karst. On peut parler aussi d'un vrai Karst holofossile à *fossilisation totale et complète*. Mais il arrive souvent, dans les Karsts récents, que les cavités soient comblées par les sédiments, sans qu'il existe une fossilisation du relief ; on peut parler alors d'une *fossilisation totale* des cavités, mais *incomplète*, car une grande partie de l'appareil karstique échappe à la fossilisation.

Dans le comblement par des sédiments autochtones, la fossilisation peut être *totale*, mais jamais *complète*, car les sédiments ne peuvent pas recouvrir les formes superficielles de l'appareil karstique, ni même la totalité des formes souterraines. Dans ce cas, le phénomène le plus courant sera la fossilisation *incomplète*, c'est-à-dire que nous nous trouverons devant un *Karst méro-fossile*. Nous pouvons en dire autant pour la sédimentation lithochimique, bien que, dans ce cas, on ait plus de chances d'aboutir à une fossilisation totale.

A titre d'essai nous pouvons donc admettre pour le moment deux types principaux de Karst fossile susceptibles d'être subdivisés, et que nous avons schématisés dans le tableau suivant :

TYPE DE KARST	TYPE DE FOSSILISATION	TYPE DE SÉDIMENTATION	TYPES DE SÉDIMENTS
<i>Holofossile.</i>	<i>Totale.</i>		
	<i>Complète</i> (fossilisation des formes hypogées et épigées).	Allochtone { Immersion.	Marins ou lacustres
		Subaérienne.	Alluvions
		Mixte.	
	<i>Incomplète</i> (fossilisation des formes hypogées).	Allochtone.	Alluvions
		Autochtone.	Clastiques Litho-chimiques
<i>Méro-fossile.</i>	<i>Partielle.</i>	Allochtone.	Alluvions ou colluvions
		Autochtone.	Clastiques Litho-chimiques
		Mixte.	

Cette systématique est inspirée par des observations réalisées. Au point de vue théorique, on peut envisager encore d'autres types de Karst fossile qui, pour le moment, sont inconnus. Même certains types placés dans ce tableau n'ont jamais été observés (comme des Karsts holofossiles à sédimentation alluviale complète), mais d'après les formes reconnues on doit admettre leur existence car la fossilisation des formes épigées est impossible sans la fossilisation préalable des formes souterraines.

### B) Karst holofossile à sédimentation allochtone

a) *Paléokarsts immergés à fossilisation complète.* — Les karsts les plus anciens et les moins connus sont les Paléokarsts immergés, c'est-à-dire des massifs karstifiés pré-pliocènes immergés dans des bassins de sédimentation par des mouvements épirogénétiques négatifs. Toutes les formes de l'appareil ont été fossilisées. Les connaissances que nous avons de ces karsts sont tout à fait théoriques. Leur fossilisation a été faite en deux étapes : une phase de sédimentation subaérienne, à sédiments allochtones ou autochtones, qui a fossilisé les formes hypogées, et une seconde phase de sédimentation sous-marine, sous-lacustre ou aussi subaérienne, responsables de la fossilisation des formes superficielles. Ceci se déduit du fait que, dans les cas connus, les formes souterraines sont toujours comblées par des sédiments continentaux, comme il arrive avec les phosphorites du Quercy [4, 13, 14, 29], ou dans les bauxites du centre de la Catalogne [10, 11, 15]. Dans ce dernier cas, il est bien évident qu'il s'agit de formes fossiles d'une phase de karstification, probablement placée dans l'Oligocène, sans plus de précisions, car les avens fossiles ont été creusés dans les dolomies et les calcaires du Trias et du Paléocène. La tectogénèse des chaînes pré-littorales catalanes [25] doit être placée entre le Lutétien et le Sannoisien, et

jusqu'à cette époque-là la karstification n'a pas pu commencer ; il est donc probable qu'il s'agit d'une karstification sannoisienne ou aquitanienne.

Mais nous connaissons d'autres formes karstiques plus anciennes, fossilisées aussi par les bauxites dans les Pyrénées et en Provence. Dans les Pyrénées catalanes [23, 2], les gîtes de bauxite doivent être placés dans une phase d'émersion qui a existé entre le Lias et le Crétacé inférieur [23] ; ils ont à peu près le même âge que ceux de la Provence [18], dont les formes se sont creusées dans les calcaires du Crétacé supérieur et sont fossilisées par les sables et les calcaires lacustres du Bégudien. On dirait donc qu'une importante phase de karstification a succédé aux mouvements épirogénétiques positifs qui ont eu lieu dans les Pyrénées et en Provence au début du Crétacé.

En plus de ces cas connus, il ne faut pas écarter la possibilité d'existence de karsts fossilisés et détruits par les cycles d'érosion normale ultérieurs, car il faut penser logiquement que chaque fois que des sédiments calcaires ont été élevés au-dessus des mers par des mouvements orogéniques ou épirogénétiques, la karstification s'est produite ; mais la plupart des formes de ces Karsts ont été

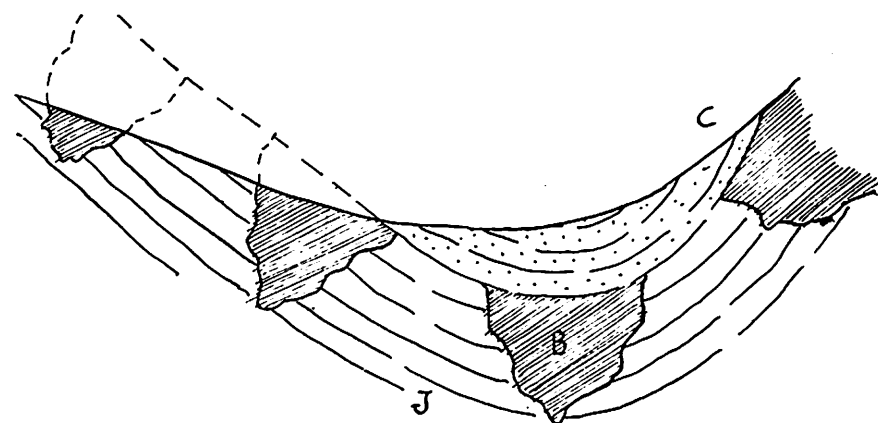


FIG. 1. — Poches de bauxite du Centre de Barjols (Nord du Var), d'après J. de Lapparent.

B. Bauxite ; J. Calcaire du Jurassique supérieur ; C. Sables et calcaires du Crétacé supérieur continental (Bégudien).

détruites, sauf celles qui n'ont pas encore été exhumées, de façon analogue à ce qui se produit dans d'autres éléments du relief (pénéplaines, etc.).

On comprend donc bien que les formes paléokarstiques des karsts immergés soient peu nombreuses car, comme résultat de leur ancienneté, elles ont besoin de circonstances paléogéographiques spéciales, qui aient protégé ces formes de l'exhumation.

b) *Paléokarsts à fossilisation alluviale incomplète.* — En revanche, on trouve beaucoup d'exemples de paléokarsts à fossilisation alluviale qui nous donnent le type de Karst holofossile à fossilisation incomplète. Il s'agit de formes beaucoup plus modernes, pliocènes ou pléistocènes. Les formes souterraines sont en général les seules conservées. Nous avons quelques beaux exemples, en Espagne, de Karsts pliocènes fossilisés.

Les formes les plus anciennes que nous connaissons se trouvent près de Barcelone, dans le relief de Montserrat. Ce sont des entrées de grottes correspondant à d'anciennes sources karstiques, remplies d'alluvions. Ces grottes s'ouvrent dans le conglomérat éocène.

Cette fossilisation a été conditionnée par l'existence d'un niveau de base pliocène, placé actuellement à 340 mètres, et qui correspond certainement à une phase de sénilité du réseau hydrographique souterrain du versant sud de Mont-

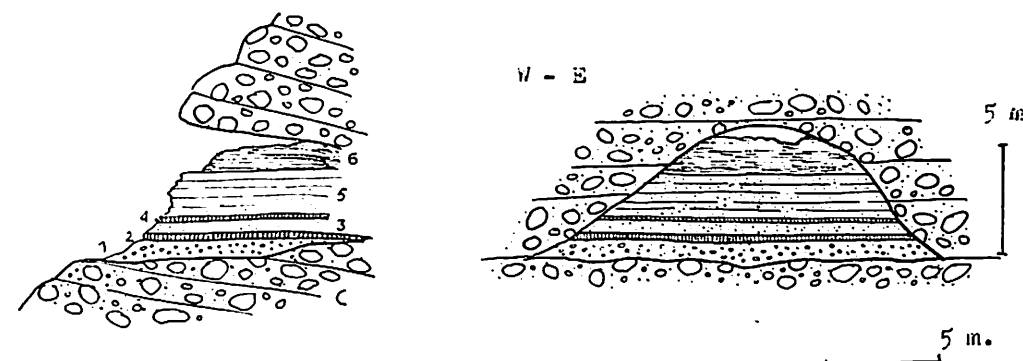


FIG. 2. — Grotte fossile du ravin « del Xacó » (Montserrat près de Barcelone, Espagne)

1. Conglomérat à petits éléments.
2. Croûte de calcite fibreuse.
3. Grès rouge.
4. Croûte de calcite fibreuse.
5. Grès rouge.
6. Argile rouge.
- C. Conglomérat lutétien.

serrat, en *concordance totale* avec le stade de sénilité du réseau épigé, représenté par la pénéplaine de 340 mètres. Dans ce cas, il n'y a donc aucun doute que le remplissage représente le sédiment corrélatif à un profil d'équilibre souterrain.

En Andorre, nous avons un autre exemple, probablement du Quaternaire ancien, et en rapport avec des sources actuelles, à la Canya d'Andorre, en face d'Andorre-la-Vieille, près du chemin muletier des bords de la Comella. Le phénomène karstique actuel est dû à l'existence du contact des calcaires dévonien avec les ampélites gothlandiennes. Le ruisseau du Camp-Ramonet disparaît dans ce contact, absorbé par une moraine, et ressort près du talweg du Valira, dans la source du Ribal, 160 mètres plus bas, après avoir traversé la masse calcaire. La forme de conduction ancienne de cette résurgence est la Canya d'Andorre, totalement fossilisée par des alluvions très fortement lapidifiées par un ciment calcaire. Il s'agit d'un bel exemple de conduit forcé fossilisé. Dans ce cas la fossilisation a été due probablement à l'abandon de ce conduit pour l'actuel, comme résultat d'une descente du niveau de base épigé du Valira qui, à présent encore, continue, car la source du Ribal est déjà à 45 mètres au-dessus du talweg. La Canya d'Andorre a joué le rôle de trop-plein durant les périodes de crue qui ont apporté les alluvions responsables de la fossilisation. Le remplissage produit par ce régime torrentiel doit se continuer dans le conduit actuel.

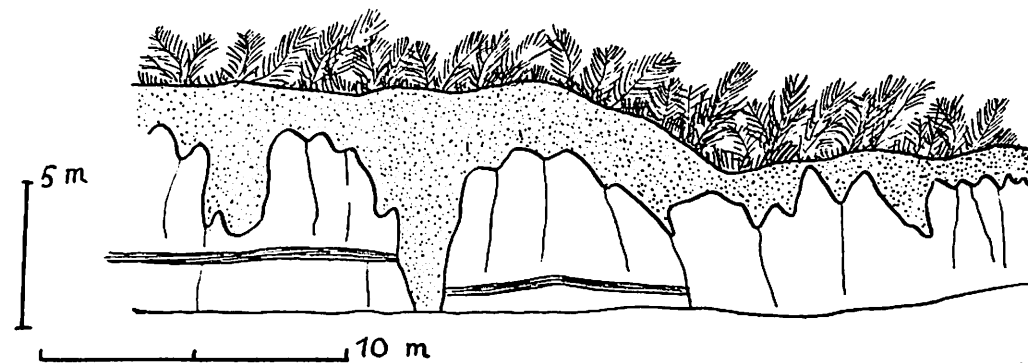


FIG. 3. — Lapias dans le gypse lutétien des environs de Banyoles (prov. Gerona, Espagne) fossilisé par des éluvions quaternaires.

Les exemples de formes superficielles fossiles sont plus rares. A Banyolas, près de Gerona (Espagne), nous avons un cas très remarquable de lapiaz fossile modelé sur les gypses lutétiens et fossilisé par des éluvions quaternaires. Une carrière, creusée sur le bord de la route d'Olot, à Banyolas, près du kilomètre 26, montre d'énormes lapiaz de plusieurs mètres de profondeur, fossilisés par des éluvions. On n'a pas vu de formes souterraines, mais elles doivent évidemment exister.

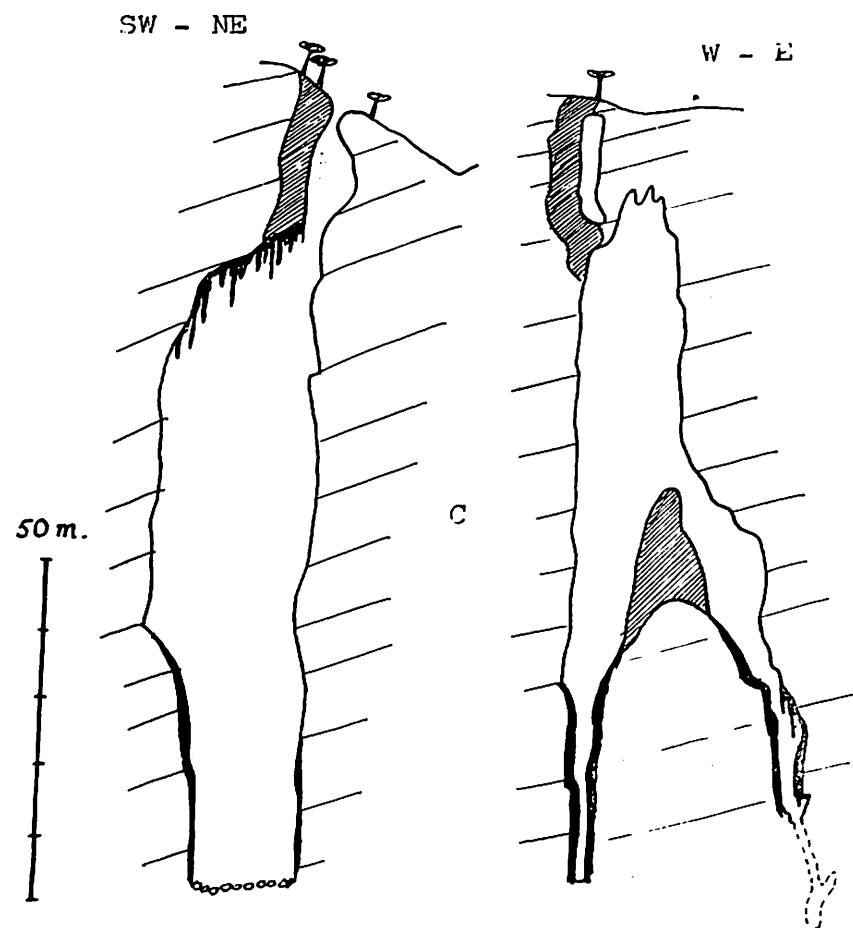


FIG. 4. — Coupes verticales de « l'Avenç de l'Arcada »  
(Ordal, prov. Barcelone, Espagne).  
En hachures : Dépôts anciens de calcite.  
En noir : Stalagmitisation récente.  
C. Dolomies aptiennes.

c) *Karsts holofossiles à sédimentation autochtone*. — La fossilisation par des sédiments autochtones ne peut se réaliser que par des sédiments clastiques et par stalagmitisation. Dans le premier cas, il faut des conditions spéciales, avec intervention de la « subsidence souterraine » et de la « solifluction » [21, 22], pour aboutir à une fossilisation totale. Mais, dans la plupart des cas, la fossilisation par les sédiments clastiques est seulement partielle. En revanche, le progrès de la stalagmitisation, impliquant une translation de calcite dans la masse calcaire, peut amener à une fossilisation totale. Les formes souterraines deviennent alors impénétrables et on ne peut étudier ce Karst que dans les cas heureux d'un rajeu-

nissement par une reprise de l'activité karstique. Tel est le cas de nombreux avens dans le massif de Garraf, près de Barcelone [20]. Beaucoup de formes souterraines du karst actuel de Garraf sont, sans doute, des formes anciennes fossilisées rajeunies. La fossilisation a été faite par des dépôts de calcite (formes romboédriques et scalénoédriques). Le remplissage de ces cavités par la calcite pose encore des problèmes non résolus, mais il n'y a aucun doute que dans le massif de Garraf ait existé une phase de fossilisation lithochimique répandue à tel point qu'environ 60 % des avens connus sont liés à elle. Dans l'aven de l'Arcada (— 120 m) nous avons un bel exemple de forme d'absorption ancienne, probablement pliocène, fossilisée par des dépôts de calcite et rajeunie par un cycle karstique quaternaire. La calcite avait rempli totalement une cavité immense (voir coupe), partagée encore en deux par les restes du remplissage. Le processus de stalagmitisation actuel dans ces cavités se fait surtout aux dépens des restes du remplissage de calcite, à cause de leur très grande solubilité.

La fossilisation lithochimique est indépendante de l'évolution du niveau de base, mais elle est localisée à la « zone sèche » de *Сви́яц* [6, 5], soit par abandon des cavités fossilisées, soit par installation d'un climat plus sec, incapable de maintenir les appareils karstiques en pleine activité.

d) *Karsts mérofossiles*. — Nous arrivons aux karsts quaternaires et actuels, dans lesquels la fossilisation n'est qu'un phénomène partiel, qui se réalise sous nos yeux. Dans le remplissage interviennent les mêmes types de sédiments que dans les cas de fossilisation totale. Le Karst mérofossile ne représente donc qu'un moment de la fossilisation vers le remplissage total.

Le Karst mérofossile est largement répandu dans la plupart des cavernes connues, car, même dans les formes très actives des karsts vivants, on trouve le début d'une sédimentation qui doit conduire à la fossilisation totale.

Dans la mérofosilisation alluviale, on constate constamment l'influence du niveau de base épigé. Dans la Cova Fonda (massif de Garraf, près de Barcelone), la mérofosilisation est en rapport avec la terrasse de 8 mètres de la Vall de Joan et la surface des sédiments souterrains se prolonge exactement par la surface de la terrasse épigée. On trouve le même phénomène, mais à une plus grande échelle, dans la Cueva de Fresnedo [Asturies (Espagne)]. Là, la mérofosilisation a eu une importance énorme et la surface coïncide aussi avec la terrasse de 20 mètres. La rivière trop-plein actuel a coupé déjà ces sédiments en formant aussi une terrasse souterraine.

### III. — FOSSILISATION ET NIVEAU DE BASE

D'après les considérations antérieures, on peut déduire l'existence d'une *fossilisation normale*, conditionnée par l'évolution du réseau hydrographique souterrain, et d'une *fossilisation accidentelle*, provoquée par des facteurs indépendants de cette évolution. La première doit se produire dans tous les réseaux karstiques dans la phase de sénilité hydrologique, lorsque le profil d'équilibre est atteint ; il s'agit donc d'une fossilisation totale ou partielle, mais toujours avec alluvionnement. La fossilisation accidentelle peut se produire comme résultat de l'intervention d'autres facteurs, par exemple, mouvements épigénétiques, changements de climat, ou déséquilibres dans l'infiltration.

Les rapports entre la fossilisation normale et le niveau de base sont donc très étroits et en même temps très complexes, car on sait que les hydrologues ne sont pas encore d'accord sur l'application au karst du concept de niveau de base. Nos observations à ce sujet nous ont conduit à admettre dans les cas normaux [22] une interdépendance entre le développement karstique et le niveau de base épigé, c'est-à-dire que, lorsqu'il n'y a pas d'autres influences perturbatrices, l'émergence des eaux karstiques a lieu dans le niveau de base épigé et l'érosion ne semble pas progresser en profondeur, bien que la couche imperméable (niveau de base karstique) soit plus profonde. A ce moment-là nous avons un réseau hydrographique

souterrain qui, au point de vue hydrologique, fonctionne comme un réseau épigé. Au cours de son évolution, la rivière souterraine aura donc une tendance à atteindre un profil d'équilibre comme une rivière épigée. Les formes de conduite forcée seront remplacées par des formes de conduite libre et l'évolution fluviale commencera à la poursuite du profil d'équilibre. Cette évolution sera, bien entendu, conditionnée par l'évolution de la rivière épigée, niveau de base. La

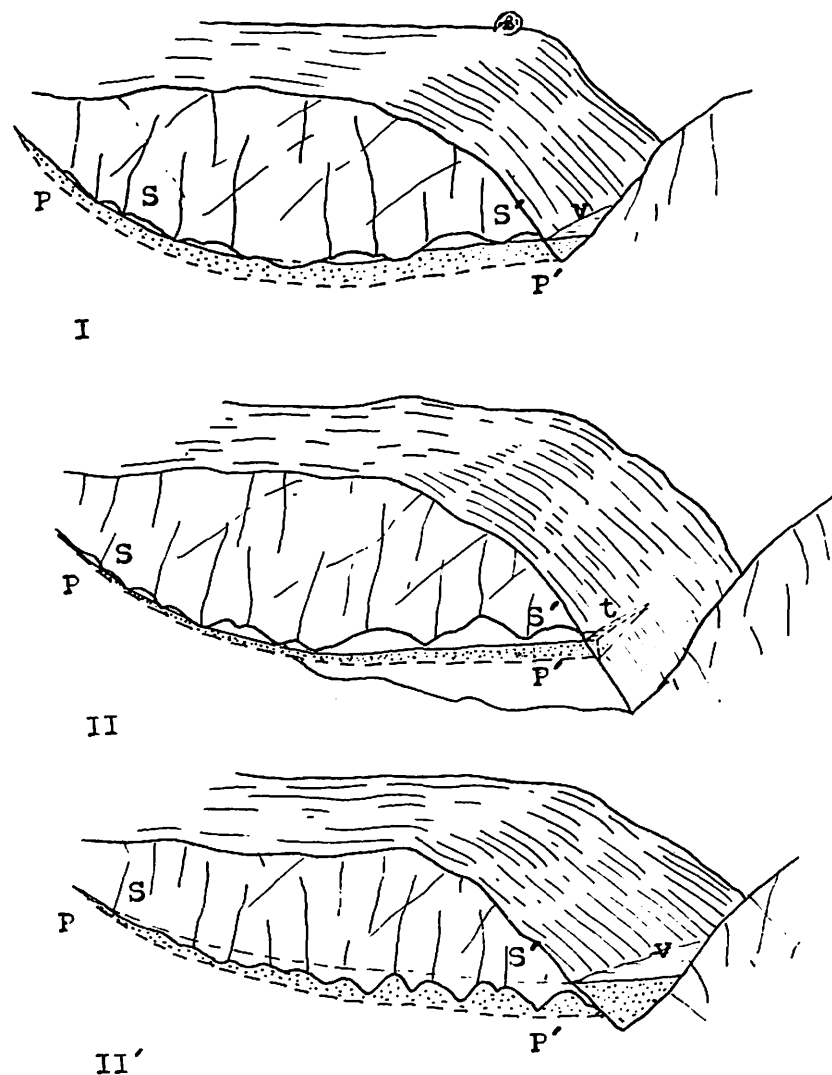


FIG. 5. — Deux cas possibles dans la fossilisation par rapport au niveau de base.

- I. Evolution normale. Fossilisation partielle par rapport à la vallée alluviale.  
 II. Descente du niveau de base. Formation des terrasses hypogées et épigées.  
 II'. Ascension du niveau de base. Fossilisation complète.  
 P-P'. Profil d'équilibre hypogé. S-S'. Surface d'alluvionnement, réelle ou théorique.  
 t. Terrasse. v. Vallée alluviale.

fossilisation arrivera avec le profil d'équilibre et le progrès de l'alluvionnement, et il y aura un raccord complet entre les alluvions souterraines et les terrasses épigées. Nous aurons alors un Karst mérofossile à sédimentation allochtone (que nous pouvons appeler Karst fossile normal). Dans ce cas, la fossilisation ne peut être complète, parce que le profil d'équilibre restera toujours au-dessous des cavités creusées pendant l'évolution karstique.

Mais, si le niveau de base n'est pas stable, l'évolution deviendra plus complexe et on peut envisager deux cas :

- 1) le niveau de base descend par rapport au profil d'équilibre. Le cycle fluvial recommence alors, la sédimentation s'arrête et la fossilisation ne progresse pas ;
- 2) le niveau de base monte par rapport au profil d'équilibre. La sédimentation augmente et on arrive à un comblement total des cavités. Nous avons alors un Karst holofossile à fossilisation alluviale incomplète.

Nous avons mentionné déjà les cas de la Cova Fonda (Garraf) et de la Cueva Fresneda (Asturies) comme exemples de Karsts mérofossiles à alluvionnement. Dans les deux cas, la stabilité du niveau de base est responsable de la mérofossilisation. Les cas les plus fréquents sont ceux d'abaissement du niveau de base, ce qui empêche une fossilisation totale, et bien des fois un rajeunissement des cavités, et jusqu'à leur abandon pour d'autres plus basses creusées par le nouveau cycle karstique. Ceci peut expliquer que les exemples de fossilisation totale soient assez rares, ainsi que le Karst mérofossile, en rapport clair avec les terrasses épigées. En revanche, dans 80 % des cas, nous trouvons des étages de grottes témoins des descentes successives du niveau de base.

D'après notre hypothèse, donc, la fossilisation normale conduit à un Karst mérofossile à alluvionnement, mais l'abaissement du niveau de base qui, si fréquemment, interfère avec l'évolution karstique, empêche, dans la plupart des cas, d'arriver à cet idéal de Karst fossile. Le Karst holofossile à alluvionnement est encore plus rare, car il exige une élévation du niveau de base. On trouve donc 75 % de cas de Karsts mérofossiles imparfaits, 20 % de Karsts mérofossiles parfaits et 5 % de Karsts holofossiles.

#### IV. — KARSTS RAJEUNIS

On constate en effet que le cas le plus courant est celui du Karst mérofossile imparfait, avec des cavités à comblement irrégulier, en général mixte, d'alluvionnement, de sédimentation clastique et de stalagmitisation, et sans rapport direct avec les dépôts épigés. Cette disposition anarchique des dépôts fait évidemment envisager une évolution beaucoup plus complexe que celle que nous venons d'exposer. Il peut arriver en effet que l'abaissement du niveau de base, responsable de cette désorganisation, n'arrive qu'après une fossilisation normale, et le réseau hydrologique mérofossile reprend alors son activité, avec balayage des sédiments, jusqu'au moment où sont creusées de nouvelles galeries souterraines dans un niveau inférieur.

La succession des cycles karstiques rend ce phénomène très courant dans l'évolution souterraine de la plupart des massifs calcaires, ce qui explique qu'un pourcentage élevé des galeries souterraines actuelles doive être rattaché, en réalité, à des formes fossiles, principalement mérofossiles, rajeunies.

Nous trouvons à ce sujet une curieuse convergence entre les formes du relief superficiel et celles du karst souterrain, car, dans la plupart des reliefs exhumés, la topographie actuelle est formée par un mélange d'anciennes formes fossiles exhumées et de formes actuelles. Aussi peut-on dire que 80 % des formes karstiques actuelles sont en partie des formes fossiles incorporées à la morphologie karstique actuelle.

#### Bibliographie

1. BATALER (J. R.). — Las bauxitas de Cataluña. *R. Ac. Cienc. Ex. F. Nat.*, 2<sup>e</sup> série, t. XVII, p. 422-470. Madrid, 1918.
2. BATALER (J. R.). — Las bauxitas del Pirineo de Lérida. *Mem. R. Ac. Cienc. Arts Barcelona*, 3<sup>e</sup> ép., n<sup>o</sup> 562, vol. XXVII, n. 2, p. 39-94, 5 fig., 10 pl. Barcelona, 1943.



3. COTTON (C. A.). — Geomorphology, 505 p., 473 fig. New-York, 1949.
4. CLOZIER (R.). — Les Causses du Quercy, 183 p., 67 fig., 41 phot. Paris, 1940.
5. CVIJIC (J.). — Das Karstphänomen. *Geogr. Abh.*, vol. V, p. 217-330. Berlin, 1893.
6. CVIJIC (J.). — Hydrographie souterraine et évolution morphologique du Karst. *Trav. Inst. Géogr. Alp.*, vol. VI, n. 4, 56 p., 3 pl. Grenoble, 1918.
7. CUISINIER (L.). — Régions calcaires de l'Indochine. *Ann. le Géogr.*, vol. XXXVIII, p. 266-273, 1 fig., 2 pl., Paris, 1929.
9. CHABOT (G.). — Les plateaux du Jura Central. Strashbourg, 1927.
9. ENGELN (O. D. V.). — Geomorphology, 1 vol., 655 p., 372 fig. New-York, 1948.
10. FAURA SANS (M.). — Naturalessa, origen y edat de formació de las bauxitas de la Serra de la Llacuna. *Bul. I. C. Hist. Nat.*, 3<sup>e</sup> époc., Any I, n° 2, p. 49-55, 1918.
11. FAURA (M.), BATALLER (J. M.). — Les bauxites triasiques de la Catalogne. *Bull. Soc. Géol. France*, 4<sup>e</sup> sér., t. XX, p. 251-267, Paris, 1920.
12. GEORGE (P.). — La région du Bas-Rhône. 1 vol., 691 p., 27 pl., 103 fig., 4 cartes, Paris, 1935.
13. GÉZE (B.). — Contribution à la connaissance des phosphorites du Quercy. *Bull. Soc. Géol. France*, VIII, p. 122-246, 1938.
14. GÉZE (B.). — Etude hydrogéologique et morphologique de la bordure S.-W. du Massif Central. *Ann. Inst. Nat. Agronom.*, XXIX, 80 p., 1937.
15. HERNANDEZ SAMPELAYO (P.). — Condiciones geológicas de los yacimientos catalanes de bauxita. *Bol. Inst. Geol. Min. España*, t. XLI, 3<sup>e</sup> série, p. 3-147, fig., 11 pl., Madrid, 1920.
16. HINDS, NORMAN (E. A.). — Geomorphology. 1 vol., 894 p., fig. et pl., New-York, 1943.
17. JULIVERT (M.). — Estudio hidrogeológico de las cuevas de Fresnedo (Asturias). *Speleon* (in lit.).
18. LAPPARENT (J. de). — Les bauxites de la France méridionale. *Mém. Carte Géol. France*, 148 p., 54 fig., 9 pl., Paris, 1930.
19. LOBECK (A. K.). — Geomorphology, 731 p., fig. et pl., New-York, 1939.
20. LLOPIS LLADO (N.). — Morfología e hidrología subterránea de la parte oriental del macizo cárstico de Garraf (Barcelona). *Est. Geogr.*, vol. II, p. 413-466, 12 fig., 4 pl., Madrid, 1941.
21. LLOPIS LLADO (N.). — Sobre algunos fenómenos de soliflucción y subsidencia en las cavernas. *Speleon*, t. II, n. 4, p. 217-224, Oviedo, 1951.
22. LLOPIS LLADO (N.). — Sobre algunos principios fundamentales de hidrología cárstica. *Speleon*, t. III, n. 1-2, p. 33-69, 7 fig., 2 pl., Oviedo, 1952.
23. LLOPIS LLADO (N.). — La paleogeografía y el paisaje fósil de la provincia de Lérida. *Iberda*, n. 7, p. 7-28, 5 fig., Lérida, 1948.
24. LLOPIS LLADO (N.). — Los movimientos intracuaternarios del N.-E. de España. *Est. Geolog.*, t. II, n. 3, p. 181-236, 15 fig., 7 pl., Madrid, 1946.
25. LLOPIS LLADO (N.). — Contribución al conocimiento de la morfoestructura de Los Catalánides. 1 vol. 372 p., 40 fig., 22 pl., 4 cartes, Barcelona, 1947.
26. MARTEL (E.-A.). — L'évolution souterraine. 1 vol. 388 p., 89 fig., Paris, 1908.
27. MARTONNE (E. de). — Traité de Géographie physique. Vol. II, Le relief, Paris, 1940.
28. RUTTE (E.). — Der fossile Karst der Südbadischen Vorbergzone. *Iber. U. Mitt. Geol. Ver. N. F.* 33, p. 1-43, 5 fig., 1951.
29. SERMET (J.). — Les phosphorites de Quercy et leur signification morphologique. *Rev. Géogr. Pyr. et S.-O.*, p. 200, Toulouse, 1933.
30. TROMBE (F.). — Traité de Spéléologie. 1 vol., 376 p., 112 fig., Paris, 1952.
31. British Caving (by Members of the Cave Research Group). 1 vol. 468 p., 87 fig., 48 pl., London, 1953.

Fridtjof BAUER (1)

## Verkarstung und Nutzflächenverluste, ihre Untersuchung und Bekämpfung (2)

### Résumé

A cause des pertes en sol arable dont on a souffert dans les régions des Alpes calcaires en Autriche, il est devenu nécessaire d'étudier le phénomène de la Karstification, ses causes et ses effets. La géologie, la morphologie, l'hydrographie, le sol, la végétation et la vie animale doivent être considérés, chacun pour soi-même, comme facteurs responsables de ce développement à la surface du terrain. L'influence nuisible exercée par l'homme sur l'équilibre de la nature, ainsi que les changements du climat, doivent être considérés comme causes principales de l'altération du sol, de la végétation, de l'hydrographie et du développement des phénomènes karstiques à la surface du sol. La lutte contre l'extension de la Karstification doit être menée en prenant pour base une analyse de l'état dans lequel se trouve la région en question, faite par les spécialistes compétents en collaboration étroite.

### Abstract

Because of recent losses in arable land in the Austrian « Kalkalpen » (Limestone Alps), the need has arisen to study the phenomenon « Verkarstung » in all its causes and effects. Geological, morphological and hydrographic questions, as well as the conditions of the soil and the plant- and animal-life must be carefully investigated, one by one, as factors co-responsible for the present surface-development of the soil. The damaging effect of human activities on the natural balance, as well as climatic changes must be considered as among the main reasons for these changes in the condition of the soil, the vegetation, and in the hydrographic- and surface-development. The « Verkarstung » can be halted only, if worked upon on the basis of an analysis of all conditions regarding such development, existing in the area in question, to be carried out by the coordinated efforts of responsible scientific circles.

Seit nun schon einem Jahrhundert sind Karstgebiete das Ziel zahlreicher fachlicher Untersuchungen, die vor allem die Klärung der eigenartigen morphologischen und hydrographischen Verhältnisse zum Ziele hatten. Und ebensolange bilden ausgeprägte Karstflächen (wie der dinarische Karst) ein wirtschaftliches Problem ersten Ranges: Kahle Steinwüsten widersetzen sich dem Aufkommen einer neuen Vegetation, Aufforstungsversuche haben gewaltige Hindernisse zu überwinden.

Ueber die Betrachtung der sterilen Karstflächen darf jedoch ein im steten Fortschreiten begriffener Prozesz aktiver Verkarstung nicht überschen werden, der in den begrünten Kalkgebieten zu bedeutenden Nutzflächenverlusten führt.

(1) Speläologisches Institut, Wien, Oesterreich.

(2) Communication présentée le 7 septembre 1953.

In den österreichischen Kalkalpengebieten sind heute verlassene Almen ein gewohnter Anblick. Vor wenigen Jahrzehnten herrschte auf manchen von ihnen noch reger Weidebetrieb, wo heute ein solcher bereits unmöglich erscheint. Dies betrifft vor allem die Almen in der Kampfreion. Aber auch in den Gebieten der Kalkvoralpen in Höhen von 500-1.000 m fallen, wie neuere Untersuchungen zeigen, geschlossene Nutzflächen der Zerstörung durch Erdfälle und Dolinenbildung anheim.

Diese regionale Entwicklung fordert eine grundlegende *Untersuchung der Ursachen* und des Mechanismus der Bodenverluste durch Verkarstung, um auf Grund der dabei erreichten Ergebnisse praktische Maßnahmen zur Verhinderung oder Eindämmung weiterer Schäden ergreifen zu können. Die Erkenntnis, dass die Verkarstung die verschiedensten Ursachen haben kann, erfordert eine Untersuchung aller jener Faktoren, die im Zusammenwirken die Verkarstung zu aktivieren in der Lage sind. Es sind dies vor allem der geologische Bau, das Klima, Morphologie und Hydrographie, sowie Boden und Vegetation.

Verkarstete und karstanfällige Gebiete (wobei hier unter « Karst » Flächen mit vorwiegend unterirdischer Entwässerung zu verstehen sind) sind vor allem schon durch die *Verbreitung von Karstgesteinen* eingengt, deren Untersuchung und Abgrenzung die erste Aufgabe aller Karststudien ist. So sind es vor allem Kalke aller geologischen Formationen, welche die bekanntesten Karst- und Höhlengebiete der Erde formen. Die verschiedenartige Zusammensetzung des Gesteines, seine Wegsamkeit für eindringende Wässer, die verschiedene Mächtigkeit der einzelnen Kalkformationen, sowie die spezifische geologische Entwicklung eines Gebietes lassen grundsätzlich verschiedene unterirdische Entwässerungsnetze entstehen. Diesen Entwässerungslinien im Inneren der Kalkgebirge, die uns als Höhlen der verschiedensten Arten entgegen treten, stehen die Phenomäne einer — häufig jung belebten — Oberflächenverkarstung gegenüber. So trägt der Grossteil der höhlenreichen ostalpinen Kalkplateaus vegetationsarme bis vegetationslose Steinwüsten, wofür das Plateau des Dachsteins als Beispiel gelten kann. Aber auch in den Dolomitgebieten der Voralpen sind Verkarstungserscheinungen nicht so selten, wenn sie auch nicht zu einer ausgedehnten Höhlenbildung führen. Häufig zeugen dort in landwirtschaftlich genutzten Gebieten junge Erdfälle und Nachbrüche von der Aktivität dieses Prozesses. Neben Gips können ferner auch metamorphe Kalke (Marmore) und Dolomite, sowie Kalkglimmerschiefer und Kalkphyllite Anlaß zu einer Verkarstung geben, deren Ausmaß jedoch wegen der weniger grossen Verbreitung und Mächtigkeit selten das der Verkarstung von Kalkgebirgen erreicht. Nicht unbedeutende Dolinen und Erdfälle können an Kalkschotter und -konglomerate gebunden sein. Besonders anfällig erscheinen Grenzlagen zwischen verkarstungsfähigem und wasserundurchlässigem Gestein.

Neben der Gesteinszusammensetzung sind es vor allem die *Oberflächengestaltung (Morphologie)* und die *Hydrographie*, welche die verkarstungsfähigen Flächen weiter einengen. So überwiegt in steilen Hanglagen fast immer die Oberflächenentwässerung, während an Hangverflachungen und in Mulden durch die geringere Abflussgeschwindigkeit grössere Wassermengen zur Wirkung in die Tiefe zur Verfügung stehen. Erdfälle und Dolinenfelder können zur Ausbildung gelangen. Das lokale Erosionsniveau, bzw. das Quellniveau eines Gebietes gibt im allgemeinen einen Mittelwert für die Tiefenverkarstung an.

Das *Klima* in Abhängigkeit von der Oberflächenform ist einer der wichtigsten Faktoren der Oberflächenentwicklung. Verschiedene Expositionen können indirekt verschiedene Kleinklimabereiche schaffen, wobei der jeweiligen Schneelage eine besondere Bedeutung zukommt. In Lee-Lagen kommt es so zu einer bedeutenden Schneeanreicherung, die eine starke Versteilung dieser Hänge zur Folge hat. An ihren Fusz sind daher häufig grosse, steile Dolinen mit Frostschutthängen gebunden. Den windzugewandten Hängen fehlt dagegen fast jede Schneewirkung. An flachen Kämmen können sich in der Wächtenregion Ketten frostschutterfüllter Dolinen bilden, die in der lokalen Schneehäufung ihre Ursache haben. Bereits

beste hende Karsthohlformen erfahren durch längere Schneelagen eine Versteilung, so auch die häufig an Klüften angelegten Karstgassen. Die Vegetation ist in diesen Fällen auf die trennenden Wälle beschränkt, während von den Tiefenlinien ausgehend die Versteilung der Hänge immer mehr um sich greift und die Vegetationsdecke immer mehr zurückdrängt. Auf diese Art führen verschiedene Kleinklimabereiche im Rahmen des Grossklimas zu einer differenzierten Umgestaltung der Oberfläche.

Eine vermittelnde Rolle zwischen dem Gesteinsuntergrund und den meteorologischen Einflüssen kommt *Boden und Vegetation* zu, die zu einer Einheit verschmolzen den Wasserhaushalt der Oberfläche regeln und somit einen Verkarstungsprozess entscheidend beeinflussen können. So ist ein gesunder Wald in der Lage, bis zu 60 % der anfallenden Niederschläge aufzunehmen und wieder an die Luft abzugeben. Die Zusammensetzung der einzelnen Pflanzengesellschaften ist wieder für die jeweiligen klimatischen Bereiche verschieden und entspricht einer bestimmten Bodenart. Eine gesunde Vegetation ist zugleich ein fester Bodenschutz und verhindert damit seine Abtragung und damit eine Sterilisierung der betroffenen Flächen. Der Boden der Kalkgebiete selbst hat eine eigene Entwicklung, die von gut durchlüfteten und belebten Humuskarbonatböden (Rendsinen) über verbrauchte Rendsinen zu den tonreichen, wasserstauenden, leicht erodierbaren Terra fusca-Böden führt, die als Klimax der Entwicklungsreihe anzusprechen sind. Die Tonböden entwickeln sich vor allem in Mulden oder an Hangverflachungen, wo sie keiner starken Abtragung ausgesetzt sind. Ihre Undurchlässigkeit verhindert eine vertikale Entwässerung und führt oft zu einer Versauerung. Hangzonen und Schuttfächen mit einer starken Abtragung und vertikaler Entwässerung sind vor allem der Standort der Rendsinen, die mit ihrem reichen Bodenleben eine starke Widerstandsfähigkeit und Regenerationsfähigkeit aufweisen. Sie stehen folglich als Pioniergeneration den leblosen Tonböden gegenüber.

Die verschiedenartige Wasserdurchlässigkeit der Böden führt auch zu einer verschiedenartigen Beeinflussung des Verkarstungsprozesses und der Oberflächengestaltung. Undurchlässige Tonböden kleiden oft in bedeutender Mächtigkeit alte Karsthohlformen weich aus und tragen ausgeglichene Weideflächen, häufig mit Tümpeln und Sumpfstellen. Nicht selten öffnen sich mitten im ebenen Boden bedeutende Erdfälle, durch die dann die Entwässerung der Fläche vor sich geht. Auch an den Randzonen zur Hangrendsina sind Dolinen und Schlucklöcher häufig, die das abfließende Hangwasser aufnehmen und unter dem Tonboden in die Tiefe ableiten. Abgesehen von diesen wenigen Anrissen bleibt aber die Gesteinsoberfläche unter dem Boden erhalten.

Anders liegen die Verhältnisse bei reiner, wasserdurchlässiger Rendsinen-Überdeckung. Durch die den Boden durchdringenden Wässer erfährt der Gesteinsuntergrund eine dauernde Umgestaltung, die unter Mitwirkung der Bodenlösungen meist sogar eine Verstärkung des Reliefs bedeutet. Der aufsaugfähige Boden hält die Feuchtigkeit in den Senken der Gesteinsoberfläche länger fest und verursacht dadurch deren Vertiefung. Eine relativ stark zerrissene Bodenoberfläche mit zahlreichen Kleinhohlformen und reichlich herausragendem Blockmaterial sind die Folge.

Diese einzelnen Faktoren — Geologie, Klima, Morphologie und Hydrographie, Boden und Vegetation — sind in ihrer Detailentwicklung voneinander nicht unabhängig, sondern stehen in steter Wechselwirkung untereinander. In diesem *System der Wechselwirkungen* nehmen geologischer Bau und Klima als unabhängig veränderliche Komponenten eine grundlegende Stellung ein. Aus den Gegebenheiten der geologischen Entwicklung eines Gebietes und den herrschenden klimatischen Bedingungen resultieren die Gestaltung der Oberfläche (Morphologie) und das Entwässerungsnetz (Hydrographie). Morphologie und Hydrographie stehen in inniger Abhängigkeit voneinander und können als eigene Einheit (als Teilsystem) betrachtet werden. Mit der Besiedlung durch Pflanzen und der beginnenden Bodenbildung tritt ein neuer Faktor — das Teilsystem Vegetation-



gleiche Phänomene durch verschiedene Ursachen erzeugt werden können, Untersuchungsergebnisse folglich nicht auf Grund von Analogien übertragen werden dürfen und somit einem solchen Befund immer nur eine im lokalen Rahmen gültige Bedeutung zukommt.

An Beispielen aus 3 verschiedenen Höhenbereichen des Dachsteinstockes soll hier die Notwendigkeit einer solchen Analyse unterstrichen werden.

Auf der Obertrauner Lahnfriedalm (1.350 m) fallen Bodenverluste besonders deutlich ins Auge. Der einstmals ausgeglichene Almboden (schwere Tonböden liegen vor) ist von zahlreichen Stellen freiliegenden Felses zerrissen. An der Südflanke wird ein altes bereits von Boden bedeckt gewesenes Karrenfeld wieder freigelegt. Die horizontalen Oberflächen der freigelegten Karren sind bereits durch direkte Regen- und Schneewirkung geglättet, während in den Einschnitten noch weit über der jetzigen Bodendecke Vegetationsatzung zu erkennen ist. Der Bodenschwund ist hier folglich allerjüngsten Alters. Die nahegelegene Mulde des Altarsteines zeigt in stark versauerten tiefgründigen Tonböden zahlreiche frische Erdfälle, die jetzt die Entwässerung der Mulde an sich ziehen und damit Ausgangspunkt der Bodenzerstörung sind. In diesen beiden Fällen hat intensive Beweidung stattgefunden, die heute schon bedeutend eingeschränkt wurde.

Im Gebiet südöstlich der Oberen Schönbergalm lassen sich in 1.700 m Höhe deutliche Anzeichen von Bodenrückgang nachweisen. In einer in die Schichtplattenlandschaft eingesenkten Mulde von ca. 30 m Durchmesser sind die Niveaus der Oberflächen einer tieferen Kalkbank (Muldenboden) und der 2 m darüberliegenden nächsten Bank zu unterscheiden. Die höhere Bank zeigt glatte, scharfe Karren (langdauernde Freilegung) im Gegensatz zu weich zugerundeten, angeätzten Altkarrenformen im Boden der Mulde. Während die höhere Bank schon längere Zeit ungeschützt den Witterungseinflüssen ausgesetzt ist, muss die tiefere noch in jüngster Zeit eine Bodendecke getragen haben. Starker Frostbruch vollendet den zur vollständigen Sterilisierung fortschreitenden Prozess. In diesem Fall hat keineswegs eine intensive Beweidung geherrscht, wenn auch Weidevieh von der oberen Schönbergalm noch zeitweise hierhergekommen sein mag.

Am Nordhang des Speikberges liegen auf nordfallenden Schichtplatten neben einigen Latschenflecken Reste einiger in stetem Rückgang begriffener Rasenflächen. Zu bemerken ist, dass die Karrenrisse bereits vollkommen steril sind, während sich die wenigen Bodeninseln nur auf den glatten Kalkoberflächen erhalten haben, somit einer starken Abtragung ausgesetzt sind, die innerhalb kürzester Frist zu ihrem Verschwinden führen wird. Die nächsten Almen sind von dieser Zone ungefähr eine Wegstunde entfernt, doch konnte hier eine Herde von 100 Schafen beobachtet werden.

Allen diesen Beispielen ist ein deutlich merkbarer Bodenschwund gemeinsam. Wenn im ersten Fall der Beweidung als Ursache dieses Vorganges Bedeutung zukommt, tritt diese in den anderen beiden Fällen zurück. Hier werden die Ursachen vor allem in klimatischen Aenderungen zu suchen sein, die sich in diesen Höhenlagen besonders stark auswirken. Dieser Prozess wird durch die Schafweide noch weiter beschleunigt.

Morphologische Untersuchungen allein sind nicht in der Lage zu entscheiden, ob hier allein die Beweidung, die zumindest in den Ausläufern diese Flächen betroffen hat, der maßgebliche Faktor ist, und ob klimatische Einflüsse mit an der Aktivierung dieser Entwicklung beteiligt sind. Es sind dies Beispiele dafür, dass der gesamte Fragenkomplex der rezenten Verkarstung nicht von einem Gesichtspunkt allein aus behandelt werden darf, sondern, dass allein eine koordinierte Zusammenarbeit der verschiedenen Disziplinen im Kalkgebirge dieses Problem von überragender wirtschaftlicher Bedeutung einer Klärung näherführen kann.

Erst aus den Ergebnissen der Detailuntersuchungen heraus können die Grundlagen für die Bekämpfung einer bereits aktiven Verkarstung, bzw. für die Vorbeugungsmaßnahmen gegen eine Verkarstung neuer Flächen abgeleitet

werden. Letztere Aufgabe kann nicht nur mit einer weitaus grösseren Wahrscheinlichkeit eines Erfolges in Angriff genommen werden, sie ist auch wirtschaftlich gesehen von weitaus grösserer Vordringlichkeit, da die Erhaltung bestehender Nutzflächen stets der Gewinnung neuer vorangehen muss.

Um Kulturlächen vor drohender Verkarstung zu bewahren, muss vor allem ein möglichst ausgeglichenes Gleichgewicht im Naturhaushalt angestrebt werden. Wenn der Mensch auch nicht in der Lage ist, schädigenden klimatischen Einflüssen erfolgreich entgegen zu treten, so muss er zumindest versuchen, durch Stützung der von ihm beeinflussbaren Faktoren einen gewissen Ausgleich herbeizuführen, und vor allem die Zerstörung von Kulturlächen durch unsachgemässe Nutzungsweisen zu verhindern. Der Vegetation gilt hier folglich erste Aufmerksamkeit. Die Erhaltung einer natürlichen Pflanzengesellschaft, nach Schädigung durch Wald- und Weidewirtschaft und in teilweise verkahlten Gebieten ihre künstliche Förderung sind zuerst anzustreben. Sollte der Boden wie es in alten Weidegebieten häufig der Fall ist, bereits versauert und degeneriert sein, muss der Vegetationspflege vor allem eine Bodenverbesserung (in den meisten Fällen durch Kalkung) vorausgehen. Der übermässige Nährstoffentzug, sowie die stark einseitige Auslese der Vegetation der Weidenutzung muss auf einen solchen Umfang erniedrigt werden, dass ihm durch künstliche Massnahmen (Pflege, Düngung) die Waage gehalten werden kann. Die Waldweide hätte überhaupt zu unterbleiben, ebenso die Schafweide in der Kampfreion. Im Walde wäre auch die dauernde Streunutzung einzuschränken. Die Holzgewinnung selbst hätte sich möglichst bodenschonender Methoden zu bedienen und längere Zeit freiliegende Kahlschläge zu vermeiden.

Diese allgemeinen Richtlinien sind nun nach der Lage und den Umweltbedingungen auf jede Fläche spezifisch abzustimmen. So sind vor allem jene, den schädlichen Witterungseinflüssen (Schnee, Wind) frei ausgesetzten Expositionen besonders zu beachten. Auf jeden Fall muss bei einer nachgewiesenen Gefährdung der Grundsatz leitend sein, dass der Verzicht auf die Nutzung eines Bruchteiles der Gesamtnutzfläche immer noch vorteilhafter ist, als dessen vollständiger Verlust, der sich auch auf den Rest der Fläche ungünstig auswirken kann. Wenn auch heute nach oberflächlicher Betrachtung eine Fläche vollständig ungefährdet erscheinen kann, kann unsachgemäss durchgeführte Nutzung — gleich welcher Art — zu deren Verlust für die kommenden Generationen, wenn nicht gar für immer führt.

In immer grösserem Masse rückt heute das wirtschaftliche Problem der Verkarstung in den Vordergrund. Die schädlichen Auswirkungen der Entwicklung der vergangenen Jahrzehnte werden immer deutlicher sichtbar und lenken die Aufmerksamkeit der land- und forstwirtschaftlichen Kreise auf sich. Aufgabe der Karstforschung ist es nun, auf Grund von in weitestem Rahmen durchgeführten Untersuchungen die Wege zur Eindämmung und Bekämpfung des Verkarstungsprozesses aufzuzeigen.

Gordon T. WARWICK (1)

## Polycyclic swallow holes in the Manifold Valley, Staffordshire, England (2)

### Résumé

Après avoir passé par les schistes namuriens et les calcaires viséens, la rivière Manifold, à Wetton Mill, rencontre une masse d'une forme irrégulière de calcaire récifal, non stratifié, de l'âge C<sub>2</sub> (Carbonifère inférieur).

Là, en temps de sécheresse, elle disparaît sous terre dans une série de pertes, pour reparaitre à Ilam Hall, 7 km. plus loin. Des sections de grottes alignées sur les pertes actuelles se trouvent sur les terrasses rocheuses qui forment les versants de la vallée. Ces petites terrasses, dont le nombre est au moins de quatre au-dessus de la rivière actuelle, sont les témoins d'anciens niveaux de la rivière, et les pertes fonctionnaient au temps des deux derniers niveaux.

On va comparer brièvement l'action de ces systèmes de grottes d'embouchures. La plus grande différence s'observe dans la pente des anciens talwegs, la plus raide correspondant aux vallées des III<sup>e</sup> et IV<sup>e</sup> cycles. Les différences lithologiques entre les deux faciès calcaires compliquent encore l'histoire de l'érosion.

On discutera aussi le rapport entre ces effets locaux et le problème général des rajeunissements successifs des vallées calcaires par le retrait « knick-point » dans les terrains tectoniquement stables, par exemple le Peak District.

### Abstract

After flowing successively over Namurian shales and bedded Viséan limestones, the Manifold encounters an irregular-shaped mass of unbedded reef limestones of C<sub>2</sub> age, at Wetton Mill, where, during periods of low water it disappears underground in a series of swallow holes, reappearing 7 km. away at Ilam Hall. Sections of dissected cave systems, in alignment with the present sinks occur below rock benches on the valley sides. These benches are the remains of old valley floors, there being at least four above the present river, and the sinks were active during the period of the last two levels.

A brief comparison is made between the effects of these influent cave systems at different periods. The gradient of the talweg was most affected, that of valleys III and IV being the steepest. Lithological differences between the two limestone facies further complicate the erosional history.

The relationship of the local effects to the general problem of the results of successive rejuvenations of limestone valleys by knick-point recession in tectonically stable areas such as the Peak District, will also be discussed.

(1) M.B.E., B.Sc., Ph.D., F.R.G.S., F.G.S. Lecturer in Geography, University of Birmingham, England.

(2) Communication présentée le 7 septembre 1953.

## INTRODUCTION

The cave system discussed in this paper occurs in the lower part of the valley of the River Manifold, a tributary of the Dove (which forms the boundary between the counties of Derbyshire and Staffordshire), in the North Midlands of England. This part of the valley is cut in limestones of Lower Carboniferous age, and in dry weather the river disappears underground at Wetton Mill (see Fig. 2), reappearing some 7 kms downstream at Ilam Hall. In the immediate vicinity of the main swallow hole, there are several other small caves and fragments of others which once served as swallow holes when the river flowed at a much higher level than the present valley floor. It is the purpose of this paper to describe this group of caves and to discuss their effects upon the regimen and thalweg of the river during previous epicycles of erosion. The area is covered by the Ordnance Survey 1 inch : 1 mile map (6th or 7th Edn), Sheet 111.

## GEOLOGY OF THE LOWER MANIFOLD VALLEY

The Manifold valley lies on the western edge of the Peak District, which consists of a gently arched, elongated dome of Carboniferous rocks, which has been strongly denuded along its core, exposing thick Viséan limestones. The major axis runs N-S towards the western edge of the limestone outcrop, but in the Manifold Valley region there are secondary fold axes running N-S and near the Dove valley, they are aligned along NNW-SSE lines (PARKINSON, 1950). These last are associated with parallel faults, but faulting is rare in the Manifold Valley (PRENTICE, 1951).

The geology of the area is further complicated by the presence of discrete masses of unbedded reef limestones, marking the former position of an unstable zone between a region of gentle subsidence with pure, well-bedded limestones of massif facies, and a more rapidly sinking basin in which thin limestones and shales were being deposited. The main developments of reef limestone occurred in C<sub>2</sub> and D<sub>1</sub> times, with minor developments to the east in the Seminula zone. The reef limestones resisted the intense folding to which this area was subjected, relief from compressional stresses taking place along large, curving master joints, while the surrounding limestones of basin facies were often contorted into complex folds.

Namurian shales lie unconformably over the limestones since there was considerable uplift and erosion after the limestones were deposited. The shale limestone contact is therefore very irregular. Thus the upper Manifold flows over shales, while the southern part of the valley is cut in the stratigraphically lower, limestones, with shales only on the upper parts of the right flank of the valley.

## GEOMORPHOLOGY OF THE MANIFOLD VALLEY

The Manifold was initiated upon a surface well above the present level of the valley floor, which was probably covered with a thin layer of chalk (LINTON, 1951). It probably formed an early tributary of the forerunner of the River Trent, flowing in a NW-SE direction, like many of the neighbouring rivers. Uplift and eustatic changes in sea-level caused the river to cut into the old surface and become superimposed upon the underlying Carboniferous rocks. Thus the river now cuts obliquely across the fold axes and masses of resistant reef limestones, though some adjustment to local structure has now taken place.

In the lower part of its valley the Manifold has removed most the shales from the limestone and is well incised into the latter. The sides of the valley reveal a step-like series of fragments of old valley floors and bluffs cut across the folded strata, but no former flood-plain deposits have been identified on these rock benches. In the southern half of the limestone section of the Manifold valley the author has been able to distinguish six well-defined stages of valley

evolution (WARWICK, 1953). They have been given local names, and these, with the height ranges of the lowest parts of the old valley floor remnants are given in Table I.

TABLE I. — THE DENUDATION CHRONOLOGY OF THE MANIFOLD VALLEY

	Height Range in the Main Valley in feet above O.D.
I. Throwley Cottage stage .....	980-1.135
II. Beechenhill stage .....	930-1.050
III. a) Castern sub-stage .....	805- 960
III. b) Castern main stage .....	640- (790) *
IV. a) Steeplehouse Farm sub-stage .....	600- 820
IV. b) Musden Grange stage .....	510- (655) *
V. Present river level .....	426- 700

\* No surfaces belonging to these stages are found above Wetton Mill.

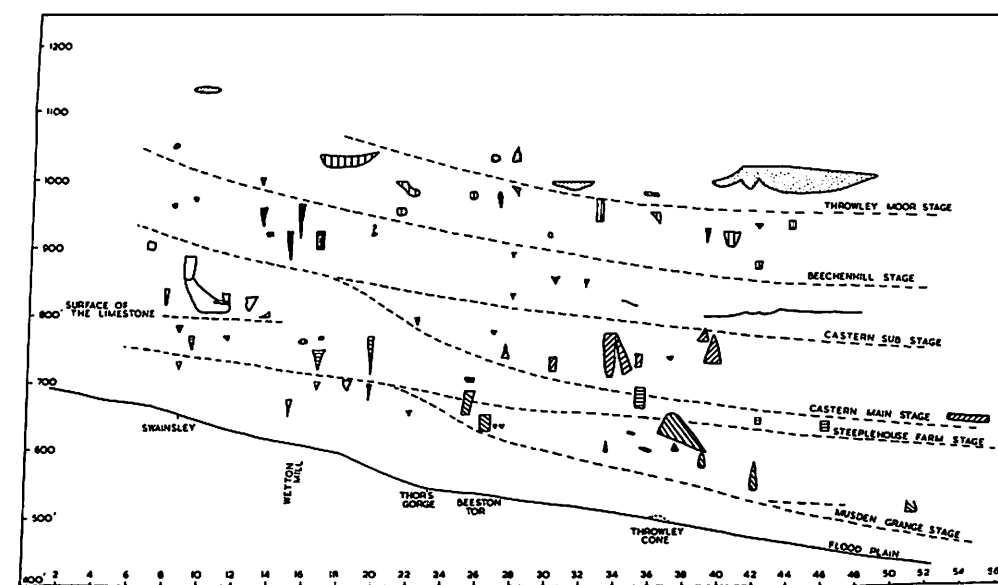


FIG. 1. — Manifold Valley rock. Terrace diagram.

The height range of each of these fragments, and their projected length have been plotted in relation to the profile of the centre of the modern valley, ignoring the minor meanders (Fig. 1). The length of the higher fragments has become somewhat distorted owing to an increase in the amplitude of some of the incised meanders. An attempt has been made in Fig. 1. to reconstruct the profile of the old valley floors, but surfaces corresponding to the Castern Main Stage and the Musden Grange Stage cannot be recognized above a gorge-like section of the valley below the modern swallow holes, which I have termed Thor's Gorge after the nearby Thor's Cave. It appears that the separate rejuvenation associated with these levels never reached the higher stretches of the valley. The reason for this appears to be connected with the presence of reef limestones in this sector and the presence of a system of swallow holes, which will now be described in more detail.



## THE WETTON MILL SWALLOW HOLES

Figure 2 shows the relationship of the river, the reef limestones and the caves near Wetton Mill (now a farm). The reef limestones of Nan Tor (3) and Yelpersley Tor (4) are of  $C_2$  age, the others belonging to the Dibunophyllum zone ( $D_1$ ). The earlier group lies along the axis of an anticlinal fold belt, the other being on its eastern flank. The bedded limestones have not been differentiated on

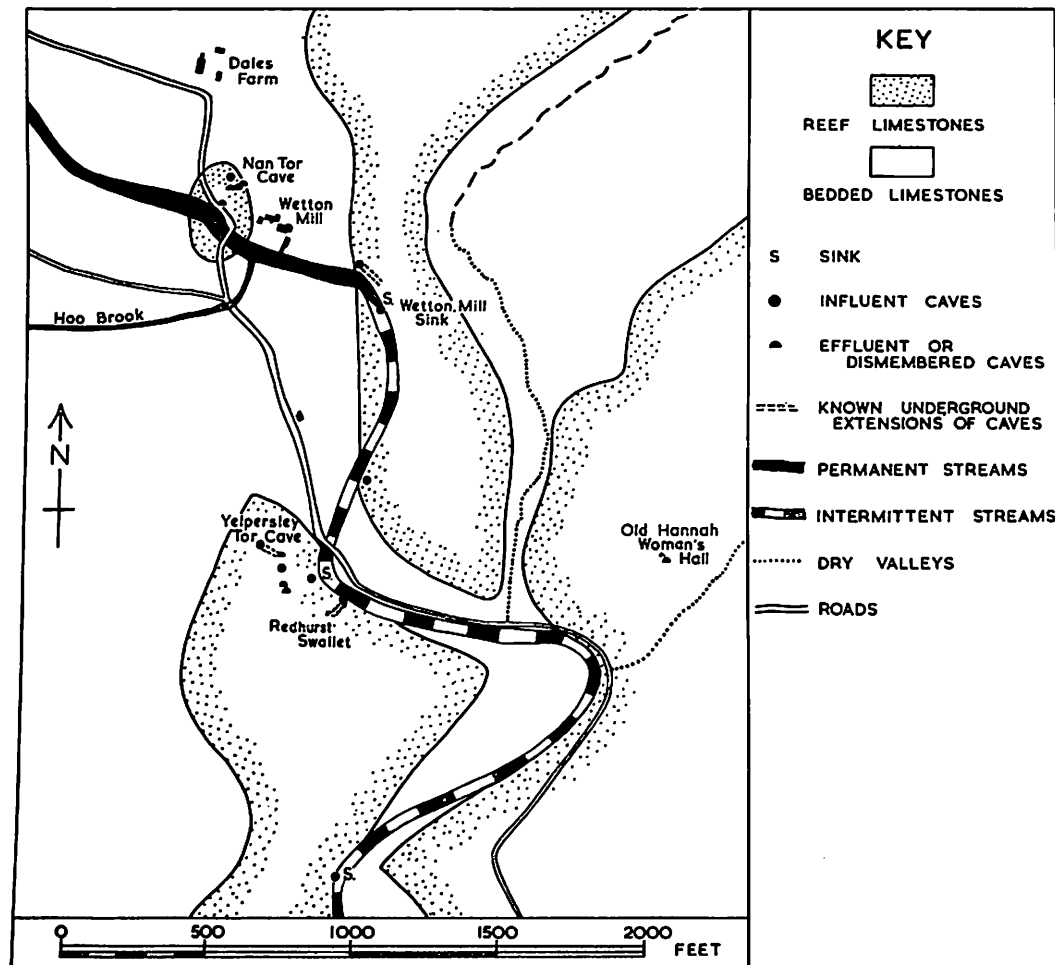


FIG. 2. — Karstic Phenomena near Wetton Mill, North Staffordshire  
(Drawn by D. W. Oliver).

Fig. 2, to avoid confusion. They are mainly detrital limestones with subsidiary shales and mudstones of the Syringothyris zone ( $C_2$ ). As elsewhere in this region, the caves are entirely confined to the outcrops of reef limestones (WARWICK, 1950).

(3) A 'tor' in the Peak District is a hill with one or more sides formed of steeply sloping, bare rock, or it may be used for the rock surface itself. It is rather different from the usage of S.W. England.

(4) This is a limestone crag on the side of Ossom's Hill, but the name is no longer used locally, though the description given by Plot, 1686, p. 171, leaves little doubt as to its identification. The name is mentioned in literature up to at least 1866.

Where the river encounters the reef limestones, just below Wetton Mill, it sinks into a small depression in its bed, filled with loose stones. During dry periods, all of the water in the river flows underground. An attempt was made c. 60 years ago, to seal off the bed of the river with concrete, but the river soon found another way underground a few metres further downstream. A bold cliff, Darfur Crag, rises above the river on its left bank at this point, but just above the swallow hole, the steep hillside swings back from the river, leaving a small flood plain at its foot on which rests the farm. In the lower part of this section of the hill is a small hole, a few metres above the flood plain, which leads steeply downwards for 10-12 metres to a small rock chamber choked with debris, through which the river can be heard to be passing. If excavated this might lead to the underground course of the Manifold, but it would be difficult owing to the cramped conditions, and there appears to be a lot of loose debris to move (5).

After rain, the river occupies its surface course below Wetton Mill, but as the flow decreases a series of minor swallow holes gradually absorb the water, and then successively pass out of use. The most southerly one shown on Fig. 2, occurs where the river swings against the reef limestones. It is a small opening, 1-2 metres deep in the side of the river bank, choked with large stones, at the end of a wall erected to protect the old Manifold Valley railway.

The next swallow hole is more complex. During periods of high water, part of the river flows into a series of openings below Yelpersley Tor, leading into a cave known as *Redhurst Swallet*. As the water level falls, the river may be seen to terminate for a short period in a pool just above the cave. On drying up completely the floor of this pool is seen to be irregularly fretted by solutional activity, but no large openings can be seen. A sketch plan of the cave is given in Fig. 3. The river appears to have encountered this cave as it has undercut the bank at this point, and has done little to modify its form. After a low entrance passage, the cave quickly increases in height, and the floor level is much lower, where the cave is developed along a master joint. Two small passages lead off from here, but they are normally sealed by small water traps. In dry seasons one of these can be forced, as in 1947 and 1949. On this last occasion C. L. RAILTON (RAILTON, 1949) and others explored the further reaches of the cave until stopped by narrow passages and further pools of very cold water. The floor of this further part of the cave shows considerable variation in level. Apart from depositing mud, stones and driftwood, the floodwaters appear to have had little effect upon the form of this cave. Also when the river sinks in the pool above the cave, it appears to use other passages on its way down to the water table.

About 200 metres above Wetton Mill Sink, the river has cut through a small isolated mass of reef limestone, part of which remains on the east bank as a small, isolated hill, Nan Tor, rising straight up from the river level, and terminating in steep rock walls. The southern wall is pierced by the opening of *Nan Tor Cave*, shaped like an hour-glass, with subsidiary openings a short distance to the west (see Fig. 3). This leads into a chamber, open to the sky which occupies the centre of this small rocky tor. The walls bear signs of turbulent water flow in a downward direction, and the entrance is in line with the present sink and the adjoining hole in the northern end of Darfur Crag. The floor debris includes fragments of gritstone borne here by the river in the past, or by glaciers. It bears all the marks of a fossil swallow hole. The top of it is just below the general level of the Steeplehouse Farm/Musden Grange valley floor, and it would appear to have been used during the period when the river flowed at that level. There is another small cave associated with this same level, at the southern end of Darfur Crag, which leads down from the top of the cliff, and comes out a few

(5) Access to this cave is forbidden without special permission, which must be obtained from the local representative of the National Trust (Dr J. W. JACKSON, of Buxton, at the time of writing).

metres above the river. This is now partly choked with debris which may be of glacial origin. This appears to have been a subsidiary sink serving to take some of the water that flowed past the Nan Tor swallow hole.

At the northern end of Yelpersley Tor, is the cave of that name (6) which consists of a steeply sloping passage through the corner of the reef mass. Its

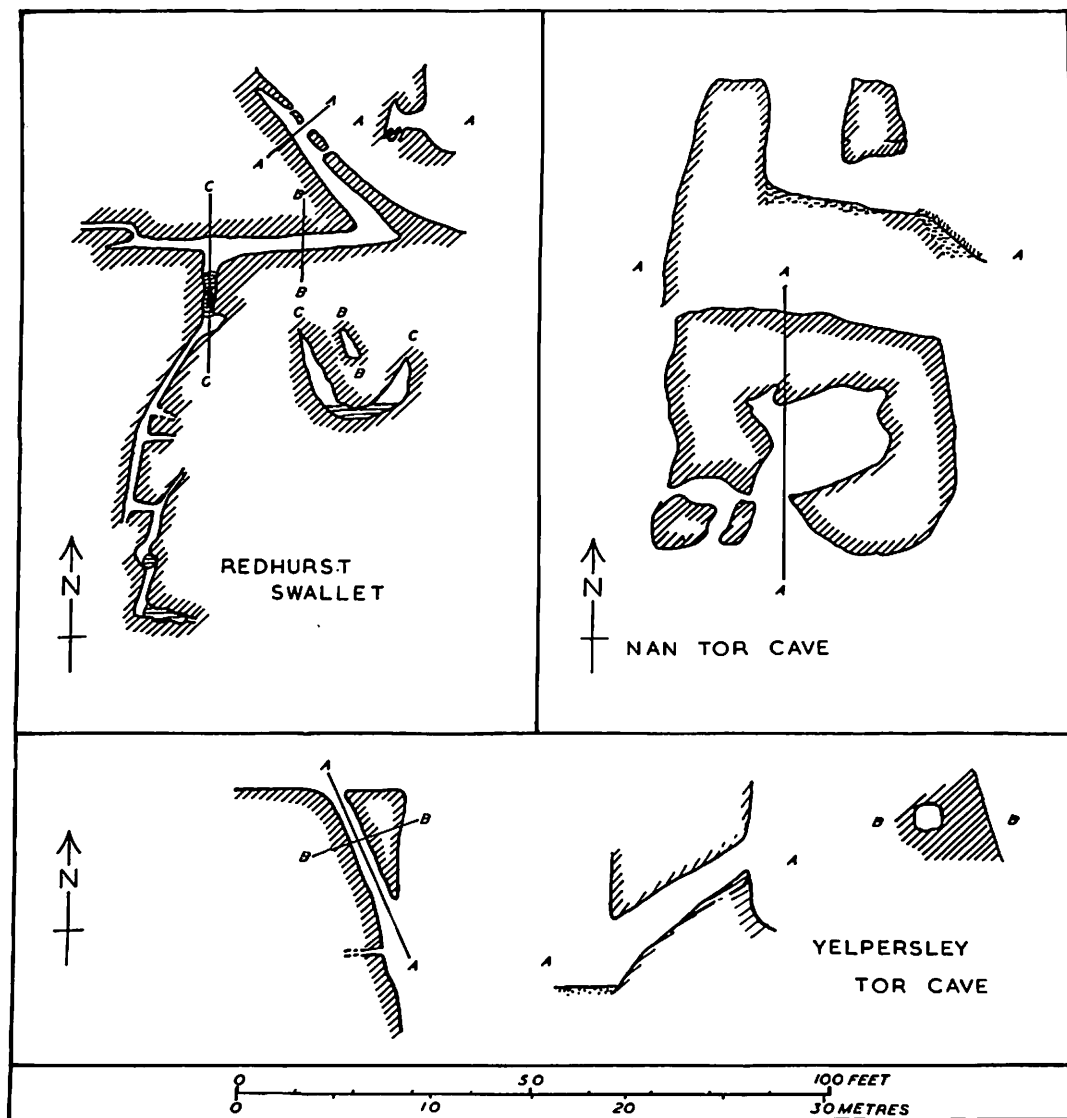


FIG. 3. — Plans and sections of the main Wetton Mills caves. The plans are compiled from various surveys of CRG Grades 1 and 2.

lower exit is below the level of the Steeplehouse Farm valley floor, and its entrance lies below the level of the next stage, though obviously some of it has been destroyed by erosion. As shown in Fig. 3, undercutting by the river has cut across the cave obliquely, leaving a small recess or rock shelter in the cliff,

(6) This cave has also been referred to as Ossom's Crag Cave (vide Appendix to CRG N/L 17.1948).

above a grassed-over scree slope. This is floored with sandy material to an unknown depth, but leading off from it is a small tube which slopes steeply into the cliff face and is floored with clay. Again this cave appears to be a remnant of a former influent system, and is in alignment with Redhurst Swallet. There are also other small openings in the cliff face which once carried water downwards from the river at the higher level (Castern sub-stage of the lower valley).

There appears to be incontrovertible evidence that the river used swallow holes during the last two stages in its evolution and it remains to examine the effect of these upon the landscape. The form of the lower elements of these influent systems indicates that they were formed beneath the water table (see Warwick 1950 & 1953 for further details), and it appears that the river discovered them in cutting down its valley, modifying their upper sections to some extent. The only other cave shown on Fig. 2 (Old Hannah Woman's Hall) is a simple effluent cave associated with one of the higher valley stages.

#### THE EFFECT OF THE SWALLOW HOLES UPON THE PHYSICAL LANDSCAPE

To-day the river bed is dry for a considerable period each, year, probably for 1-3 months per annum, though no accurate record has been kept, and there must be considerable variation from year to year. During these dry periods the river cannot erode its bed, and even during periods of flow, the volume of water is reduced below Wetton Mill, though little of the load of the stream is lost underground. This means that the river will require a slightly steeper gradient to transport the same load with less water. Such a steepening is revealed by the general profile along the modern flood-plain, though the true profile is not so steep.

Above Wetton Mill, the river flows over limestones containing appreciable thicknesses of interbedded shales which inhibit seepage downwards. Below the swallow hole the bed of the river is above the saturated zone, as one can penetrate several metres below the level of the river in Redhurst Swallet. This condition is necessary for a swallow hole to function. The open character of the joints in the reef limestones facilitates the lowering of the water table to a level near to the lowest point of discharge. The reef limestones also contribute to the steepening of the gradient as they are more resistant to minor rejuvenations which pass up the river, which tend to get held up in this section.

The interpolated profile of the Musden Grange stage shown in Fig. 1 reveals an even steeper gradient than that of the present flood plain. Above Wetton Mill it merges into the profile of the Steeplehouse Farm Sub-stage, which is now only preserved as small « facets » in the lower part of the valley. A similar condition is shown to have occurred during the Castern stages, and the gradient of the valley floor was perhaps steeper than any of the later ones since the river has increased the length of its course since those times by developing meanders of larger amplitude.

It would appear that the anomalous gradient of the valley floor below Wetton Mill, and the occlusion of two of the stages above that point, is connected with the influent cave systems described above, which coincide with the onset of these aberrations. The first to come into use was the one fed by Yelpersley Tor Cave, and the adjoining small openings. This appears to come into being towards the end of the Castern sub-stage in the lower valley. The hydrological conditions favouring it would probably be induced by the lowering of the water table caused by the Castern main rejuvenation. This would expose a greater depth of reef limestone than before (the Castern sub-stage bench at Yelpersley Tor is cut across the top of the reef-mass.), in which the larger passages would facilitate a quicker ground water flow and a quicker adjustment to the new base-level. In fact it would probably lead to the lowering of the water table below the level of the river some distance above the knick-point head. This would result in

water losses from the river, which would be greatest where the joints had been enlarged by solutional activity below the water table. This appears to have occurred near Wetton Mill, as is indicated by the form of the lower elements of the system. The old entrances show consistently sloping floors and signs of vadose development in contrast to the typical phreatic forms of the lower sections (vide BRETZ, 1942 and WARWICK, 1950). With a large proportion of the water passing underground, the channel downstream would develop very slowly for reasons mentioned above. Although both of the remains of the old entrance passages are now open, it is very probable that they were choked near their entrances with rocks and vegetable debris as is the modern swallow hole. In the neighbouring Hamps valley, at Waterhouses, the river bed occasionally collapses, but the cavities so formed are quickly filled up with debris. If such conditions operated in the past, it would prevent all of the water, at least in flood time, from being swallowed. This would permit the surface course of the river to be maintained. There is no evidence of the river disappearing into a blind valley. The steepening of the valley produced by rejuvenation would not be passed upstream since any temporary erosion would be followed by deposition if it resulted in a lowering of the gradient, which would be necessary to move the load with the reduced volume of water available below the sink.

The problem remains, as to how the rejuvenation did pass this point, in post-Castern main stage and post-Musden Grange stage times. The primary rejuvenation appears to have stopped at the reef limestones, but perhaps a second wave of rejuvenation was sufficient to upset the river grading, by producing a gradient steeper than that required to move the load of the stream. In this case, when the rejuvenation reached the swallow hole, it would tend to favour the open channel at the expense of the underground course. This advantage would gradually become cumulative and the water would be diverted from the sink unless a lower section was cut into by the river, but as deepening proceeded, this would probably become less effective as the reef limestone caves of the Manifold valley rarely maintain one direction for very long. Thus after the Yelpersley Tor Cave passed out of use, the channel was not cut into by the river as the next base-level became effective (i.e. the Steeplehouse Farm stage). After the river had commenced to widen its valley at this new level, a further wave of rejuvenation upset the hydrological conditions again, water was lost to the ground, small tubes developing, such as that at the southern end of Darfur Crag as well as other systems such as Nan Tor Cave, which became operative at this stage. A steeply sloping valley was incised into the valley floor, but became stabilised owing to the loss of water down the swallow hole, until the last rejuvenation which has effected this part of the valley upset the hydrological balance again and permitted valley deepening to occur above Wetton Mill. This caused Nan Tor Cave to pass out of use, and also resulted in the re-discovery of the Yelpersley Tor system. Subsequent weathering back of the valley walls was probably more effective in this last case as the old system does not bear any signs of renewed usage by the river. Similarly the break up of the Nan Tor Cave system was probably due to this cause, helped in this case by the presence of limestones which weather more easily, and which produce less steep valley sides than do the reef limestones. However in this last case the river has encountered the system again and is using it, and localised sealing of the river bed has only forced the river to develop another channel leading down into the cavities which lie a short distance below the river at this point.

#### THE GENERAL EFFECT OF SUCCESSIVE REJUVENATION UPON THE LANDSCAPE

The series of ancient and modern swallow holes described above is unusual in the Peak District. The whole area has been subjected to a series of rejuvenations which can be correlated with those identified in the lower part of

the Manifold valley (7). Thus a brief resumé of the results of an intensive study by the author in the Manifold may be of general interest in studying the wider area.

When the river was flowing in the Throwley Cottage stage valley, the river would be on shales above Wetton Mill, and also below Ilam Hall. This meant that the limestone was sealed off by impervious rocks. In consequence the water table would be high, and the network of tributary valleys quite dense. This is borne out by the number of minor valleys associated with the upper erosion surfaces, though where these are entirely cut in limestones, many of them have steep heads, probably due to spring recession.

The cutting down to, and the establishment of the Beechenhill valley resulted in the rejuvenation of some of these tributary valleys, but in others, the water table was lowered beneath the level of their valley head, though in some cases springs appear to have broken out at lower levels. In one of the side valleys there is also signs of cavern development at this stage, with a small tube, oriented at right angles to the main valley. Later downcutting revealed even larger caves as the reef limestones were exposed; Thor's Cave, and the nearby Elderbush Cave once acting as feeders to the river at the Beechenhill stage. This later downcutting resulted in more and more valleys becoming dry, and several of these side valleys' « hang » above the main valley. As each successive wave of rejuvenation passed up the valley, more and more tributary valleys ceased to function, though some of them were used again by surface streams during the glacial periods, when the ground became frozen, and dejection cones formed then at their mouths are now being eroded by the river. As more of the reef masses became exposed, other caves were revealed, the deeper ones bearing little relation to the main river (e.g. St. Bertram's Cave Beeston Tor).

To-day there are no left-bank streams from off the limestone, and only three permanent tributaries on the right bank, and these are fed from areas where impervious shales outcrop. One left bank stream fed by a small shale area has only ceased to join the Manifold in geologically recent times and two of the right bank tributary valleys carry water in wet weather.

In addition to the surface tributaries there are three large springs feeding the Manifold, near its junction with the Dove, including the resurgence of the Wetton Mill water at Ilam Hall. The other two are probably the outlet for local seepages. These springs tend to retreat away from the river, and one of these in the past resulted in the capture of the Upper Dove by a tributary of the Manifold (see WARWICK, 1953).

It would appear that the denudation chronology of the main rivers of the Peak District limestone areas is very similar to that in the non-limestone areas. The remains of old erosion surfaces are very similar, and are if anything better preserved. The major difference between the two types of country lies in the effect upon the hydrology. In the limestone areas, dessication increases with each successive rejuvenation, with more and more tributaries drying up or becoming shortened. Short effluent caves may be revealed by downcutting, representing old resurgences or « kelds ». In certain areas deeper downcutting is likely to reveal old phreatic systems, especially where the limestones are massive, and the joints are large and well dispersed favouring a concentration of water flow. This scheme of observed development is rather different from that postulated by Cvijic for the Karst region of Yugoslavia. The reason for this appears to be due to the different structure and tectonic history of the area under consideration as well as a very different climatic regime. The initial uplift of the area took place a long time ago, and the water table has been lowered gradually, and also most of the main rivers are flowing at this level, not above it, as is the case

(7) K. M. CLAYTON, has shown this by his work in the Trent valley, shortly to be published by the Institute of British Geographers in their Transactions for 1953.

in the middle of the lower Manifold valley. Supplementary evidence for the tectonic stability is afforded by recent gravity surveys (WHITE, 1949) which show the Peak District as being an area with a strong positive gravity anomaly, which is presumably an indication of the strength and rigidity of the basement rocks of the area. This condition is also inconsistent with postulations of recent physical uplift, in fact on isostatic grounds one might expect subsidence.

#### ACKNOWLEDGMENTS

The author wishes to acknowledge the receipt of grants from the University of Birmingham towards the cost of field work and of attending this conference to give this paper. The number of geographers, geologists, speleologists who have been of assistance to the author are too numerous to detail, though special mention should be made of C. L. RAILTON for permission to incorporate part of his survey of Redhurst Swallet in Fig. 3, and to G. E. WILFORD for the use of unpublished surveys in the preparation of the plan of Nan Tor Cave and Redhurst Swallet and Mr. and Mrs. B. L. C. JOHNSON for the translation of the abstract. The assistance of D. W. OLIVER is also gratefully acknowledged for drawing figure 2, and for photographing all of the figures for reproduction.

#### Bibliography

- PRETZ (J. G.). — 1942. Vadose and Phreatic Features of Limestone Caverns. *J. of Geol.*, 50, 675-811.
- CVIJC (J.). — 1918. Hydrographie souterraine et évolution morphologique du Karst. *Trav. Inst. de Géog. Alpine*, 6, 376-432.
- LINTON (D. L.). — 1951. Problems of Scottish Scenery. *Scottish Geog. Mag.*, 67, 65-85.
- PARKINSON (D.). — 1950. The Stratigraphy of the Dovedale Area, Derbyshire and Staffordshire. *Q.J.G.S.*, 105 (for 1949), 265-294.
- PLOT (R.). — 1686. The Natural History of Staffordshire, Oxford.
- PRENTICE (J. E.). — 1951. The Carboniferous Limestone of the Manifold Valley Region, North Staffordshire. *Q.J.G.S.*, 106 (for 1950), 171-209.
- RAILTON (C. L.). — 1949. Redhurst Swallet, Manifold Valley. *Cave Research Group Newsletter*, 25, 1-4.
- SANDERS (E. M.). — 1921. The Cycle of Erosion in a Karst Region. *Geog. Rev.*, 11, 593-604.
- WARWICK (G. T.). — 1950. The Reef Limestone Caves of the Dove and Manifold Valleys. *Cave Research Group Newsletter*, 31, 2-6.
- 1953. The Geomorphology of the Dove- Manifold Region. Unpublished Ph. D. Thesis, held in the Harding Library, University of Birmingham.
- WHITE (P. H. N.). — 1949. Gravity Data obtained in Great Britain by the Anglo-American Oil Company Limited. *Q.J.G.S.*, 104 (for 1948), 339-364.

#### Discussion

M. B.-G. ESCHER : Je ne crois pas que l'Angleterre soit un pays stable. Les inondations désastreuses du début de cette année ont recouvert une grande partie de la Hollande, ainsi qu'une partie des côtes orientales de l'Angleterre. La côte de Hollande s'abaisse de 25 cm. par siècle, dont 20 cm. sont attribués au soulèvement du niveau de la mer et 5 cm. à l'abaissement du sol. Il me semble qu'en Angleterre aussi il y a des mouvements du sol, comme, du reste, plus ou moins partout.

Henri TINTANT (1)

## Observations sur des sédiments de la grotte de Bèze (Côte d'Or) (2)

#### MATÉRIEL D'ÉTUDE

La grotte de Bèze, découverte en 1950 par M. VELARD, du Spéléo-Club de Dijon, et explorée depuis lors par les membres de ce Club, sous la direction de M. B. DE LORIOI, est située sur le territoire de la commune de Bèze, à 25 kilomètres environ au Nord-Est de Dijon.

Elle est constituée par un réseau karstique se développant sur près d'un kilomètre dans les calcaires subhorizontaux du Kiméridgien. La partie inférieure de ce réseau est occupée par une puissante rivière souterraine alimentant la célèbre résurgence de Bèze, tandis que sa partie la plus élevée est constituée par des galeries sèches, partiellement ou totalement colmatées par des sédiments déposés par la rivière lorsque son niveau était plus élevé qu'aujourd'hui.

Au cours de l'exploration de la grotte, j'ai pu prélever un certain nombre d'échantillons de sédiments, tant dans les galeries supérieures que dans la zone encore fonctionnelle, notamment :

1) dans le boyau d'accès à la rivière souterraine. Ce boyau, entièrement comblé par les sédiments, a été dégagé sur toute sa longueur et offre une excellente coupe, montrant :

- à la base, sur les calcaires kiméridgiens formant le plancher du couloir, des sables quartzeux d'épaisseur irrégulière (environ 30 cm),
- sur ces sables, des limons (1 mètre environ), d'abord assez grossiers, avec des récurrences sableuses en poches, puis de plus en plus fins vers leur partie supérieure,
- au-dessus de ces limons vient un plancher de calcite (10 cm), surmonté par de nouveaux limons fins ;

2) d'autres sédiments ont été recueillis dans une galerie supérieure, elle aussi entièrement colmatée. Il s'agit ici de limons finement rubannés, constituant de véritables varves ;

3) on a enfin récolté des limons très fins sur le parcours de la rivière, en période de basses eaux. On voit alors affleurer, sur les parois de la rivière, des talus de limons argileux, en pente très inclinée (45° environ). Le fond de la rivière, par contre, paraît dépourvu de tout sédiment.

#### MÉTHODES D'ÉTUDE

Les sédiments très variés recueillis, allant depuis des sables jusqu'à des limons argileux, ont fait l'objet d'une étude granulométrique détaillée.

Les phases au-dessus de 50 microns ont été analysées par tamisage, au moyen d'une colonne de tamis dont les dimensions des mailles, conformément

(1) Laboratoire de Géologie, Faculté des Sciences, Dijon.

(2) Communication présentée par M. B. DE LORIOI, le 12 septembre 1953.

à la norme française (Afnor) se suivent en progression géométrique de raison  $10\sqrt{10}$ .

Les phases les plus fines, au-dessous de 50 microns, ont été étudiées par la méthode de la pipette.

Les résultats obtenus ont été exprimés sous forme de courbes cumulatives, sur papier semilogarithmique et sur papier probabilité. Pour chaque sédiment, on a calculé les valeurs de la médiane  $M$ , des premiers et troisièmes quartiles  $Q_1$  et  $Q_3$ , ainsi que le « coefficient de dispersion » (*sorting coefficient*) de TRASK (1932) :

$$So = \sqrt{Q_3/Q_1}$$

et le coefficient de symétrie :

$$Sk = \sqrt{Q_1 Q_3 / M^2}$$

La classification des sédiments adoptée est l'échelle d'ATTERBERG, qui est adoptée par la Commission internationale de Pédologie, et qui présente, sur l'échelle de WENSWORTH, généralement utilisée par les sédimentologues américains, l'avantage d'être périodique.

#### LES SABLES

Les sables recueillis à Bèze proviennent de la base du remplissage de la grotte. Ils sont composés presque uniquement de grains de quartz. Le calcaire (2 %) est représenté uniquement dans les phases les plus grossières par quelques éclats arrachés à la roche encaissante. En dehors du quartz, on reconnaît aussi quelques grains de glauconie plus ou moins altérés.

L'analyse granulométrique de ces sables a donné la courbe cumulative I de la fig. 1. On voit qu'il s'agit d'un sable dont la valeur médiane est juste au-dessus de la limite des sables fins, très bien trié, et dont la distribution, rigoureusement symétrique, se rapproche tout à fait de la distribution normale. Sur papier probabilité, cette courbe donne une droite.

Au point de vue morphoscopique, les grains d'un diamètre suffisant pour avoir pu subir une usure nette présentent un aspect très évolué. Sur une vingtaine de grains de diamètre supérieur à 0,5 mm, on a obtenu comme valeur moyenne de la sphéricité 0,83, et comme valeur de la rotondité 0,80 (indices calculés selon les méthodes de WADELL, 1935). En outre, beaucoup de ces grains présentent l'aspect caractéristique qualifié d'émoussé luisant par A. CAILLEUX (1942).

Ces divers caractères : sables très calibrés, arrondissement des grains, émoussés luisants, sont généralement considérés comme typiques des sables d'origine marine. Comme telle n'est certainement pas l'origine immédiate des sables de Bèze, on est amené à penser qu'ils proviennent du remaniement de sédiments marins plus anciens, à savoir les sables glauconieux de l'Albien, qui existent encore au Sud du village de Bèze, et qui ont dû recouvrir jadis toute la surface des plateaux calcaires jurassiques qui constituent le bassin d'alimentation de la rivière souterraine.

Ces sables présentent des caractéristiques granulométriques rigoureusement identiques à celles des sables de Bèze, comme le montrent la comparaison des courbes I et I' de la figure 1, et le tableau ci-dessous, qui donne les caractéristiques granulométriques d'un échantillon de sable de Bèze et d'un échantillon de sable albien provenant de Norges (Côte-d'Or).

	M	$Q_1$	$Q_3$	So	Sk <sub>g</sub>
Sable de Bèze . . . .	0,28 mm.	0,39 mm.	0,22 mm.	1,33	1,06
Sable albien . . . . .	0,27 —	0,37 —	0,215 —	1,31	1,10

D'autre part, les sables albiens présentent exactement les mêmes caractéristiques morphoscopiques que ceux de la rivière souterraine : même arrondissement des grains, même abondance d'émoussés luisants.

On doit donc conclure que la rivière souterraine de Bèze a emprunté son matériel à la couverture albienne des plateaux, couverture aujourd'hui presque totalement disparue sur le territoire d'alimentation de la rivière. Ce fait indique que le début du remplissage de la grotte de Bèze pourrait être assez ancien. Diverses observations permettent de penser que l'établissement du karst dans les plateaux au Nord de Dijon est antérieur au Pliocène, dont les argiles obstruent et tronquent généralement la partie supérieure des cavités.

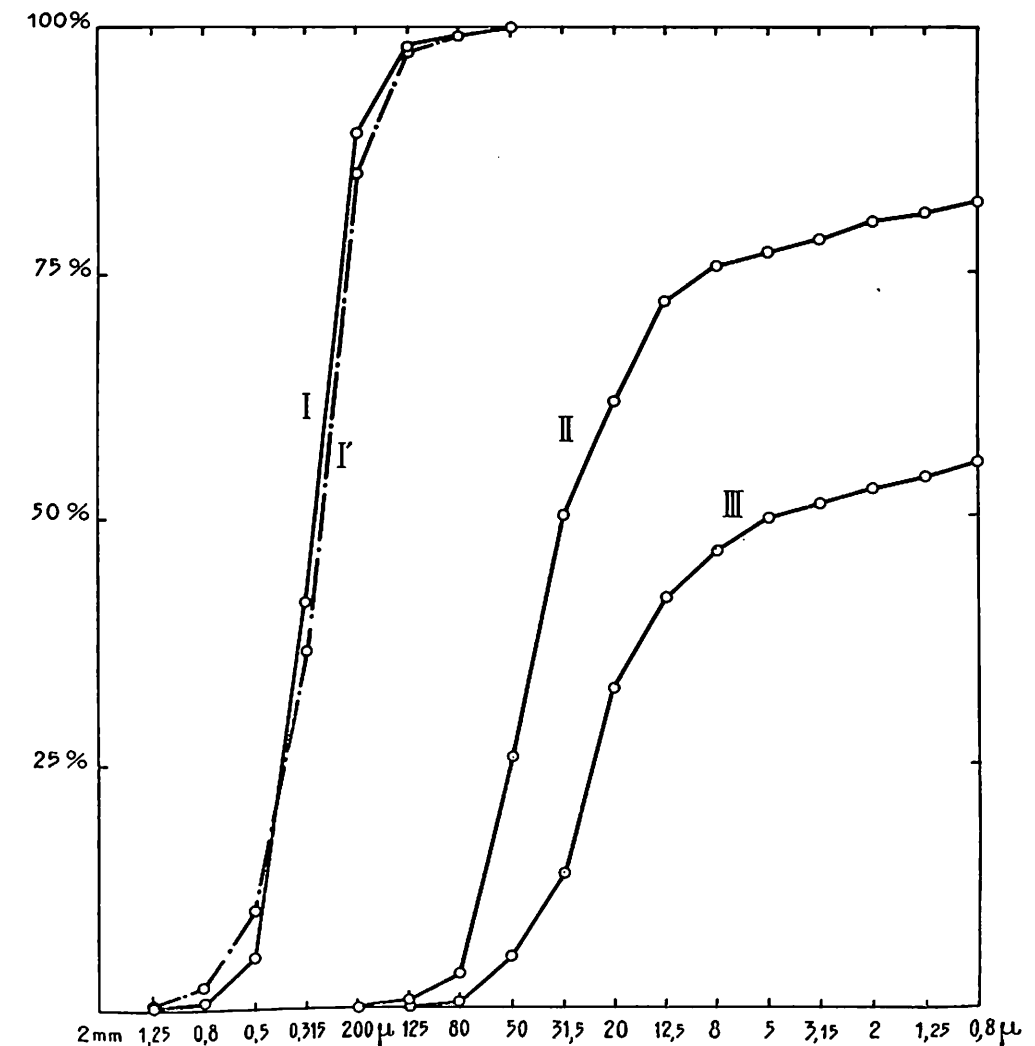


FIG. 1. — Courbes cumulatives des sédiments de la grotte de Bèze. — En abscisses : diamètre des grains (échelle logarithmique). En ordonnées : fréquences cumulées en pourcentages (échelle arithmétique).

I : sable de Bèze. II : limon grossier.  
I' : sable albien de Norges. III : limon argileux.

#### LES LIMONS

Dans le boyau d'accès à la rivière souterraine, les sables sont surmontés par une importante masse de limons jaunes, compacts, non stratifiés. L'analyse granulométrique montre que ces sédiments sont en réalité des sables très fins, dont

la médiane se trouve généralement au-dessus de la limite des limons ou à peine en-dessous de celle-ci, comme le montre le tableau ci-dessous :

	M	Q <sub>1</sub>	Q <sub>2</sub>	So	Sk <sub>g</sub>
1 .....	31 $\mu$	53	9	2,5	0,69
2 .....	28 —	56	8	2,65	0,76
3 .....	27 —	59	8	2,70	0,80
4 .....	18 —	41	5,8	2,68	0,74

On constate que tous ces limons restent très semblables, ceux de la partie supérieure (3 et 4) étant un peu plus fins que ceux de la base (1). Le coefficient de dispersion est très constant et la distribution nettement dissymétrique.

Cette dissymétrie provient de l'existence, dans toutes ces courbes, d'une importante « queue » vers les phases les plus fines, entraînant une brisure de la courbe vers la zone correspondant à un diamètre de 5 à 8 microns (courbe II, fig. 1). En-dessus de cette limite, la courbe cumulative est très régulière, sa pente est forte, la distribution est pratiquement normale. Dans les phases plus fines, au contraire, la courbe devient très irrégulière et sa pente est beaucoup plus faible.

Ce même caractère se retrouve sur la courbe III de la figure 1, courbe qui correspond à un limon très argileux recueilli sur le talus de sédiments qui borde la rivière. Ici, le matériel est sensiblement plus fin que dans le cas des limons précédents. Le premier quartile se place à 25 microns et la médiane à 5 microns ; 47,5 % du sédiment se trouve en-dessous de la limite des argiles (2 microns). On constate ici encore que la courbe présente deux parties distinctes : une zone à forte pente entre l'origine et un point correspondant à un diamètre voisin de 5 microns, et une partie en pente très faible au-dessous de ce point.

Ces caractères s'accusent encore si on trace les courbes sur papier probabilité (fig. 2) : la première partie de ces courbes se transforme en une droite, tandis que les phases les plus fines donnent une courbe s'écartant considérablement de la normale.

On est donc amené à penser que ces limons sont hétérogènes, chacun étant constitué :

a) d'un sable fin ou d'un limon grossier, précipité mécaniquement, suivant la loi de Stock, et responsable de la portion de courbe correspondant à une distribution normale régulière ;

b) d'une phase argileuse fine (inférieure à 5 microns), de distribution beaucoup plus irrégulière, et qui a dû se déposer, non pas par simple précipitation mécanique, mais bien plutôt suivant des processus physico-chimiques (floculation ou adsorption). Dans l'état actuel de son régime, la rivière de Bèze possède d'ailleurs toujours une turbulence suffisante pour empêcher la sédimentation par gravité des particules les plus fines.

La phase argileuse serait d'importance très variable : de 25 % environ (courbe II) à 50 % (courbe III).

Les caractéristiques granulométriques de la phase sableuse peuvent être déterminées graphiquement sur le diagramme en papier probabilité. Dans le cas de la courbe III, par exemple, si on admet que le constituant sable représente 50 % du sédiment, il suffit de multiplier par deux les ordonnées de la portion droite de la courbe pour obtenir la droite représentative de la phase sableuse. On peut alors aisément déterminer graphiquement la médiane et les quartiles de cette phase. On obtient ainsi, pour les sédiments représentés par les courbes II et III, les valeurs suivantes :

	M	Q <sub>1</sub>	Q <sub>2</sub>	So	Sk <sub>g</sub>
II .....	38 $\mu$	52	37	1,39	1
III .....	23 —	33	15	1,48	1

On constate que ces sables sont beaucoup plus ressemblants que les sédiments dont ils dérivent. Leurs coefficients de tri sont très voisins, et bien plus faibles que ceux des limons bruts. Ces derniers différeraient donc entre eux surtout par l'importance plus ou moins grande de la phase argileuse.

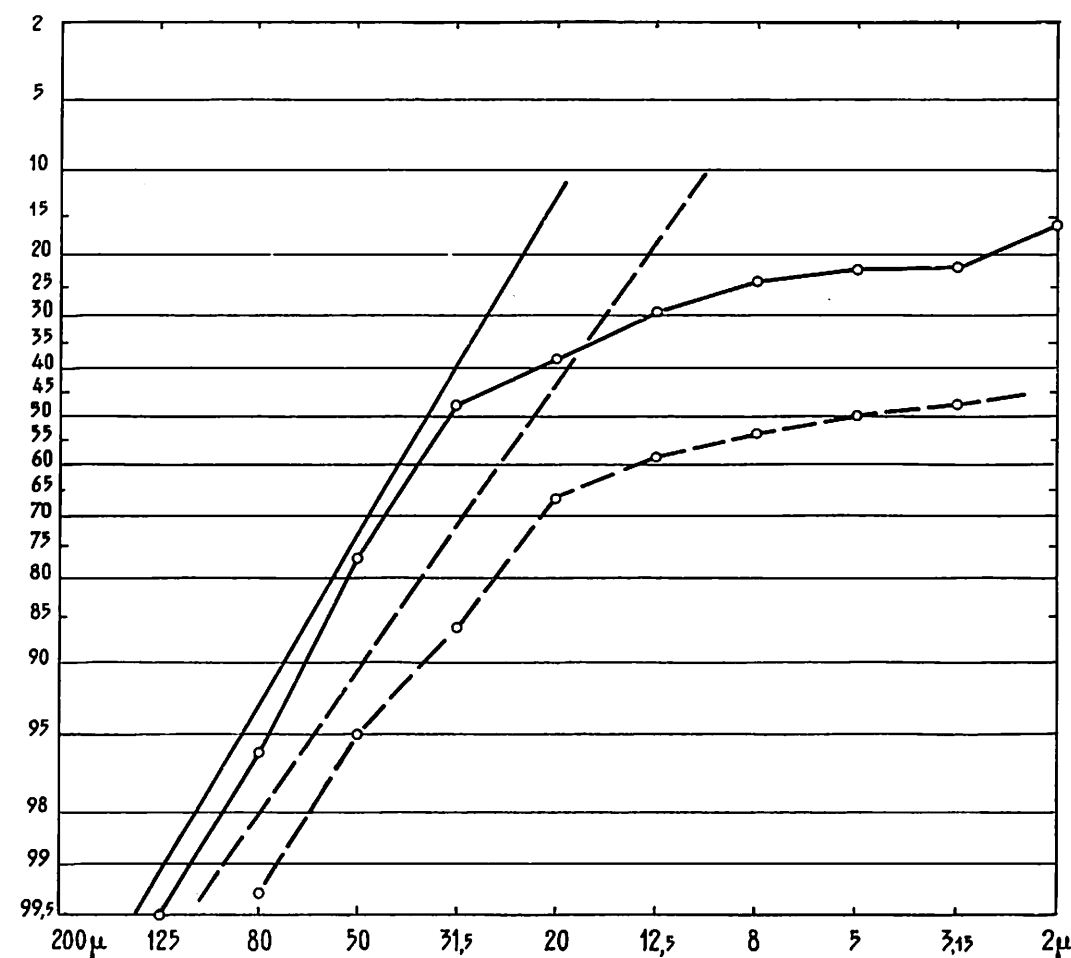


FIG. 2. — Courbes cumulatives des limons de Bèze, en papier probabilité. — En abscisses : diamètre des grains (échelle logarithmique). En ordonnées : fréquences cumulées en pourcentages (échelle probabilité).

En trait continu, les courbes correspondant à un limon grossier. En tireté, les courbes correspondant à un limon argileux.

#### LES VARVES

Dans un des boyaux de la partie supérieure de la grotte, boyau entièrement colmaté par les sédiments et partiellement dégagé au cours des travaux d'exploration, on observe des limons présentant une alternance régulière et très caractéristique de zones claires et de zones d'un brun plus sombre. Ces alternances se présentent comme de véritables varves.

Les couches constituant ces varves sont très fines, l'épaisseur moyenne d'une varve étant de l'ordre du millimètre. Cette finesse n'a pas permis de procéder à une analyse granulométrique détaillée de ces diverses zones. Au microscope, cependant, il est aisé de constater que les lits clairs sont constitués par des



sables quartzeux très fins, tandis que les couches plus sombres paraissent beaucoup plus riches en matière argileuse.

Les limites entre ces zones sont bien tranchées. Par dessiccation, elles se comportent comme de véritables plans de clivage.

Dans la galerie, ces varves ne sont pas horizontales, mais fortement inclinées; leur pente, qui atteint 45°, rappelle beaucoup celle des talus argileux qui bordent les galeries fonctionnelles de la rivière actuelle.

On peut donc penser que les varves ont pris naissance au moment où la rivière en question était encore occupée par les eaux. Les couches les plus grossières correspondraient aux dépôts formés en période de hautes eaux, tandis que les couches argileuses se seraient déposées en période de basses eaux, au moment où la compétence de la rivière est la plus faible.

Si le régime de la rivière souterraine de Bèze était analogue à ce qu'il est actuellement lors de la formation des varves, chacune d'entre elles représenterait vraisemblablement les dépôts d'une année.

L'existence de varves dans les sédiments formés par la rivière souterraine de Bèze semble indépendante de tout phénomène glaciaire ou périglaciaire. Il semble plus indiqué de rapprocher ce phénomène des observations rapportées récemment par A. JOURNAUX (1952-1953), qui signale l'existence de varves annuelles dans les réservoirs de barrages situés sur le cours de la Sélune, en Normandie.

Dans ce cas, cependant, les varves ne paraissent s'être formées que sous une épaisseur d'eau supérieure à 12 mètres. Il ne semble pas que tel puisse être le cas pour les varves de la grotte de Bèze, les conditions même de gisement ne permettant pas d'obtenir une tranche d'eau d'une semblable puissance.

#### Bibliographie sommaire

- CAILLEUX (A.). — 1942. Les actions éoliennes périglaciaires en Europe. *Mém. Soc. Géol. Fr.*, n.s., XXI, 1-2, mém. 46, p. 1-176, pl. 1-5.
- 1943. Distinction des sables marins et fluviaux. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 5<sup>e</sup> s., t. XIII, p. 125-138.
- JOURNAUX (A.). — 1952. Dépôt actuel de varves lacustres en Normandie. *C.R. Ac. Sci.*, t. CCXXXV, p. 1669-1672.
- 1953. Phénomènes de sédimentation dans le bassin de la Sélune. *Bull. Assoc. Géogr. français*, n° 231-232, p. 14-18.
- KRUMBEIN (W. C.) et PETTJOHN (F. J.). — 1938. *Manual of sedimentary Petrography*. Appleton-Century, New-York.
- TRASK (P. D.). — 1932. *Origin and environment of source sediments of Petroleum*. Houston, Texas.
- WADELL (H.). — 1935. Volume, shape and roundness of quartz particles. *Journ. Geology*, vol. XLIII, p. 250-280.

#### Discussion

M. C. BOUQUET fait remarquer que, malgré certaines zones privilégiées de dépôt, il peut y avoir dans ces mêmes zones départ des matériaux amenés (argile, sable ou galets). Il faut donc tenir compte de ces modifications possibles.

M. B. DE LORIOU répond que l'exemple cité par M. BOUQUET concerne des dépôts de matériaux beaucoup plus grossiers que les limons, donc ayant moins d'homogénéité tout en ayant un certain poids. Les limons eux-mêmes peuvent être arrachés par plaques en périodes de crues violentes, mais ils ont plus de rigidité en raison de la finesse de leurs éléments.

R. SERONIE-VIVIEN

## Etude des phénomènes karstiques dans l'Entre-deux-Mers (Gironde) <sup>(1)</sup>

#### Résumé

L'Entre-deux-Mers, zone calcaire à drainage superficiel incomplet, présente des phénomènes karstiques dignes d'intérêt. Des études de surface et l'exploration de plusieurs ruisseaux hypogés nous ont permis de connaître les caractéristiques de ce système karstique. Nous nous sommes efforcés, d'une part, de connaître le mode de formation et d'alimentation des cavités de cette région, et, d'autre part, nous avons pu en suivre l'évolution et la dater grâce à des conditions de sédimentation toutes particulières.

#### INTRODUCTION

Jusqu'à ces dernières années, le département de la Gironde paraissait ne pas posséder de cavités souterraines importantes. On n'y connaissait que quelques grottes préhistoriques de faibles dimensions (Marcamps, Fontarnaud, Ladaux), et la grotte de Rauzan, découverte accidentellement en creusant un puits et signalée par E.-A. MARTEL dans ses publications.

C'est à M. Raoul COUSTE que revient le mérite d'avoir mis en évidence l'existence d'une zone karstique en Gironde (2). Ensuite la Société spéléologique et préhistorique de Bordeaux se constitue, sous sa direction, et entreprend aussitôt l'exploration et l'étude systématique des phénomènes karstiques du Sud-Ouest de la France.

Actuellement, nous avons exploré en Gironde quatorze rivières souterraines, dont trois ont une longueur dépassant deux kilomètres. Nous avons encore un nombre au moins égal de cavités à explorer. Tous ces ruisseaux se localisent dans l'Entre-deux-Mers (fig. 1).

A la suite des travaux entrepris, et en tenant compte des études en cours, nous pouvons, dès à présent, exposer les lignes générales de la genèse et de l'évolution de ces cours d'eaux hypogés.

#### RÉPARTITION GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE

La partie de l'Entre-deux-Mers dans laquelle se trouvent les ruisseaux souterrains correspond à la zone des sources des ruisseaux tributaires de la Garonne et de la Dordogne, tels l'Engranne, la Gamage et la Pimpine. En fait, c'est la zone de partage des eaux des bassins Garonne et Dordogne, dans laquelle il n'y a pas de drainage superficiel.

(1) Communication présentée par M. P. BION, le 10 septembre 1953.

(2) En effet, il prospecta, dès 1938, la région dite de l'Entre-deux-Mers et découvrit les premiers ruisseaux souterrains de Gironde.

Cette région est constituée par des calcaires d'âge stampien (Tertiaire), avec, par place, des lambeaux de calcaire aquitaniens et des plaques de recouvrements pliocènes (argiles et graviers). Toutes les cavités dont il sera question par la suite sont creusées dans le calcaire stampien, dit calcaire à Astéries.

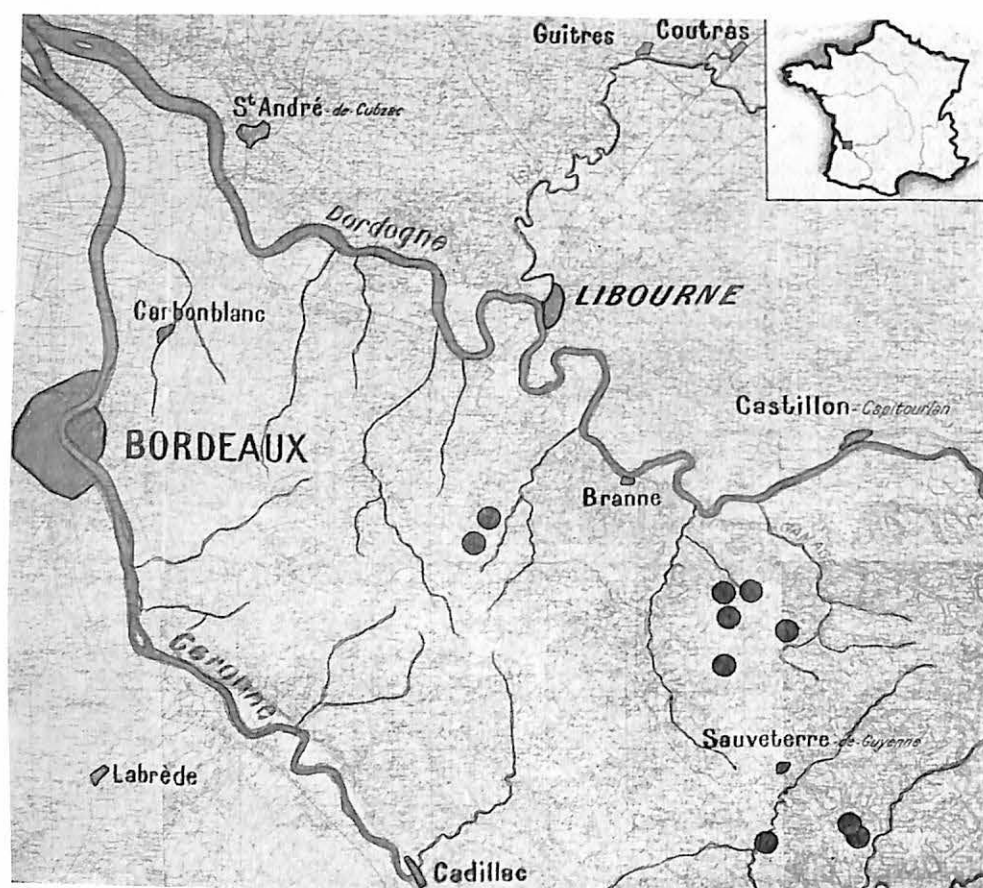
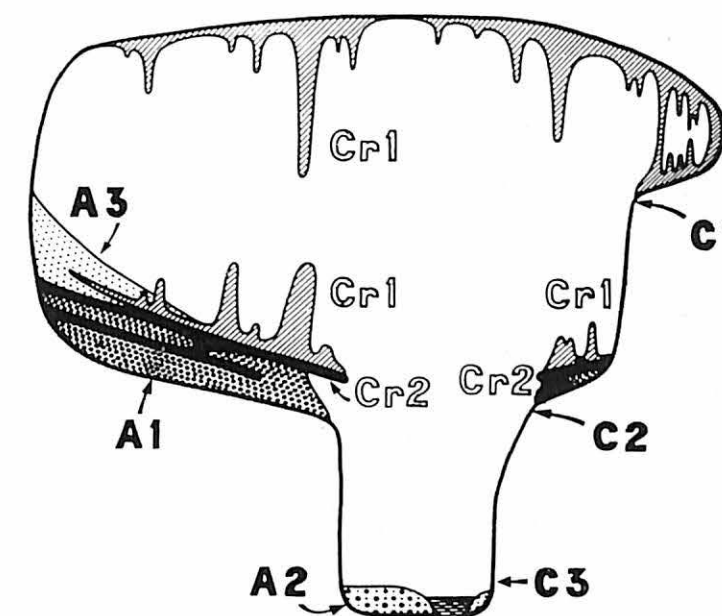


FIG. 1. — Emplacement des principaux systèmes hypogés de Gironde.

Le Stampien de l'Entre-deux-Mers est composé de calcaires détritiques et zoogènes. En fait, on peut y distinguer plusieurs niveaux et établir la stratigraphie suivante :

MIOCÈNE	AQUITANIEN	Calcaire gréseux.	
	STAMPIEN	C) Calc. détritique, parfois gréseux, à Astéries et Polypiers	40 m.
		B) Calc. détritique ou mésoeristallin à <i>Halitherium</i>	20 m.
OLIGOCÈNE		A) Calc. marneux à <i>Ostrea longirostris</i>	15 m.
	SANNOISIEN	Mollasse du Fronsadais.	



COUPE THÉORIQUE D'UN COURS D'EAU SOUTERRAIN DE GIRONDE, MONTRANT LES DIFFÉRENTS STADES DE CREUSEMENT (C), DE REMPLISSAGE (A) ET DE CONCRÉTIONNEMENT (Cr).

STADES DE CREUSEMENT	C1	Creusement initial
	C2	1 <sup>re</sup> phase de surcreusement
	C3	2 <sup>ème</sup> phase de surcreusement (actuel)
STADES DE REMPLISSAGE	A1	Remblaiement ancien (alluvions)
	A2	Remblaiement actuel (alluvions)
	A3	Remblaiement actuel (argiles)
STADES DE CONCRÉTIONNEMENT	Cr2	Concrétions anciennes, scellant A1 et attaquées par C3
	Cr1	Concrétions actuelles, synchroniques de A3

FIG. 2



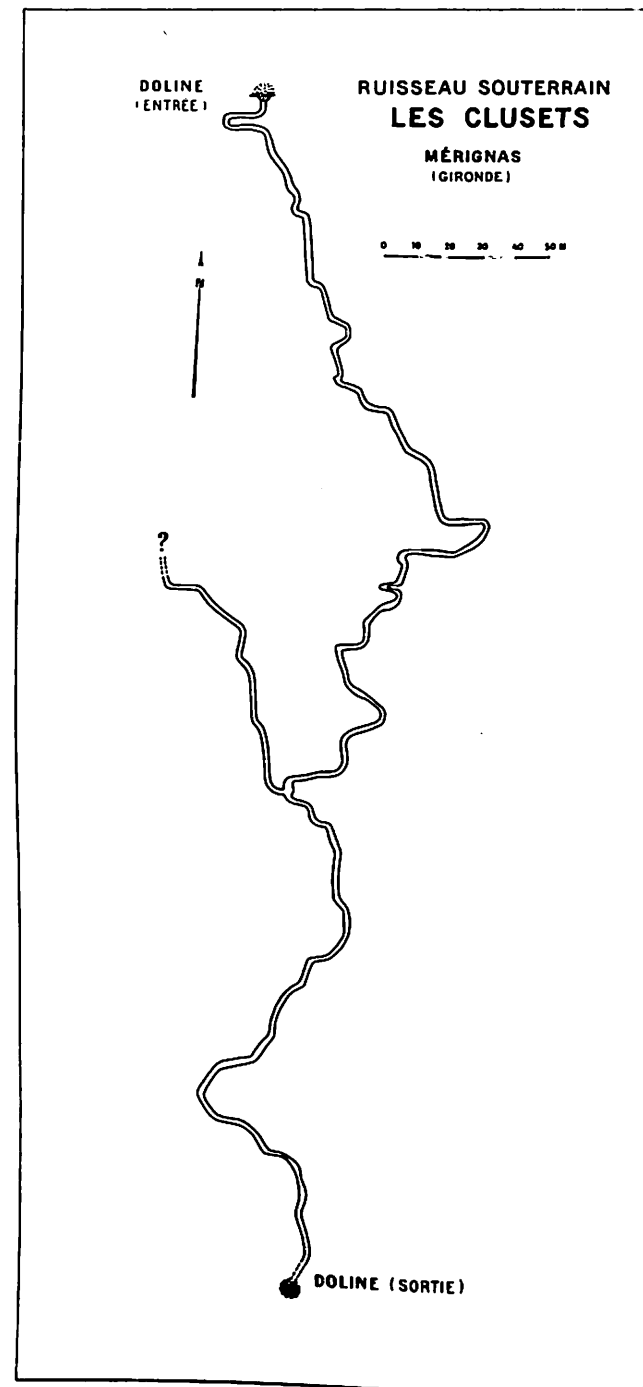


FIG. 5

b) *Galeries secondaires communiquant avec le ruisseau principal* : c'est un affluent souterrain. Certaines cavités souterraines constituent un réseau hydrographique complexe, avec un ou plusieurs affluents, tels les systèmes Grand-Antoine, Augey, Villesèque (fig. 4), Trou-Noir, Trou de la Barrique (fig. 6).

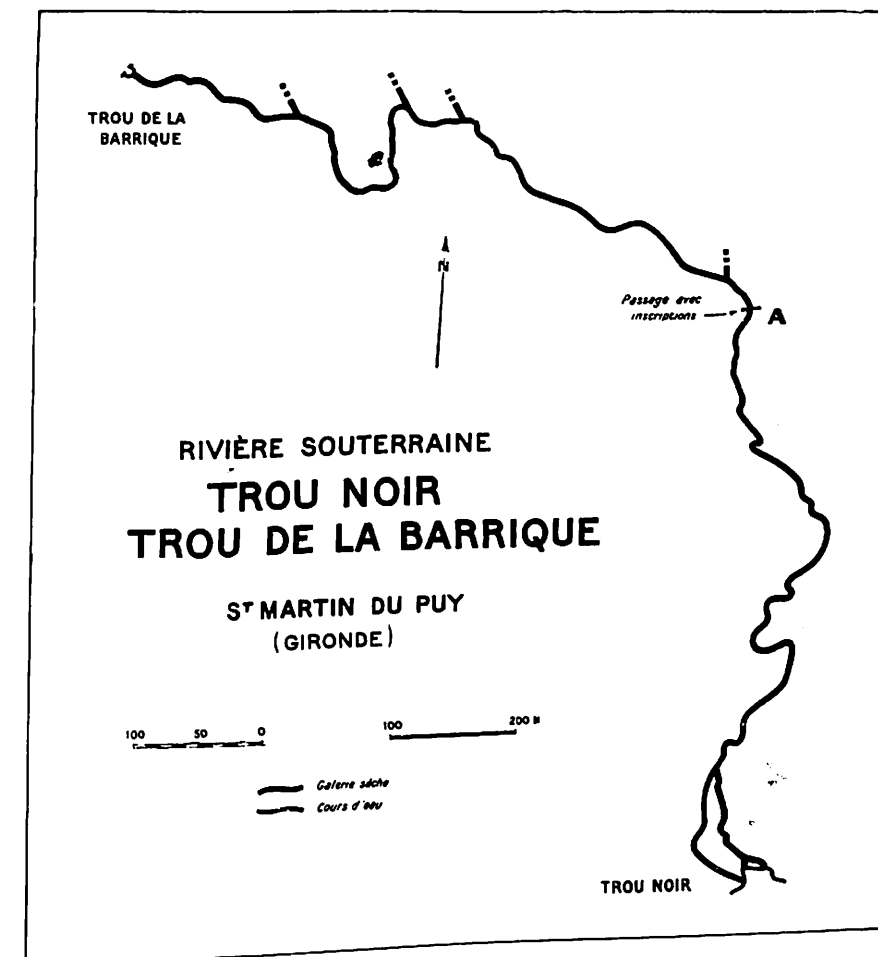


FIG. 6

#### ALIMENTATION EN EAU ET FORMATION

Les eaux superficielles sont responsables de la formation des cours d'eaux hypogés, soit qu'elles aient pénétré sous terre par ruissellement, soit qu'elles y soient parvenues par percolation. Le mode de formation des cavités souterraines est conditionné par le genre d'alimentation en eau.

a) *Cours d'eau souterrains alimentés par les eaux de ruissellement* : En premier lieu, nous avons des ruisseaux souterrains qui sont alimentés par des pertes de cours d'eau aériens. Ces pertes se sont formées par la dissolution du calcaire sous-jacent à l'ancien lit et par la constitution d'un sous-écoulement qui est à

L'origine du cours d'eau souterrain. C'est le cas du Touron de Rauzan où nous voyons disparaître un petit ruisseau aérien. Dans cette catégorie nous rangeons aussi une partie, au moins, du système de Villesèque. En effet, l'entrée dite de Villesèque 2 est une bouche d'absorption d'un ruisseau temporaire. Ce genre de cavité, toutefois, paraît actuellement peu répandu en Gironde, mais il présente un certain intérêt en ce qui concerne les idées que l'on peut avoir sur la formation et l'évolution du Karst girondin.

D'autre part, nous trouvons un autre type de drainage des eaux de ruissellement au profit des cours d'eau souterrains. Souvent on remarque, sous terre, surtout en période de pluies, de petites venues d'eau ; celles-ci proviennent de la surface, où les eaux météoriques se rassemblent et s'écoulent en des rigoles qui bientôt se terminent par des petits puits d'absorption. Nous sommes en présence de « micro-pertes ». Nous pensons qu'à l'origine des petits chenaux ont été formés par les eaux de percolation et qu'ensuite certains de ces canalicules se sont trouvés près de la surface du sol et se sont transformés en « micro-gouffres », qui, maintenant, captent les eaux de ruissellement. L'eau de percolation continue par ailleurs à les utiliser car, en dehors des saisons de pluies, il y a encore des suintements dans ces conduits.

b) *Cours d'eau souterrains alimentés par les eaux de percolation* : Une partie des eaux de pluie tombant sur la terre s'infiltre immédiatement dans le sol. En pays calcaire, ces eaux peuvent dissoudre le carbonate de la roche et former ainsi de fins conduits par lesquels elles s'infiltrent plus profondément. Il se constitue alors, entre la zone de perméabilité interstitielle du sol et les régions plus profondes, une zone à perméabilité canaliculaire. Ces très fins conduits arrivent à se localiser à certains niveaux de la roche et à se rassembler pour former des chenaux plus importants, et enfin de véritables cours d'eau souterrains. Ce mode de rassemblement nécessite la présence de niveaux particulièrement favorables à l'écoulement, calcaires plus solubles et couches sous-jacentes moins perméables. Nous pensons qu'actuellement la majeure partie des ruisseaux souterrains de Gironde est alimentée en partie de cette façon et en partie par la capture des eaux de ruissellement par les « micro-pertes ».

Le mode général de formation de ces cours d'eau est régressif. Il est probable qu'initialement nous avions des ruisseaux aériens, puis, le sous-écoulement ayant formé des vides importants, une partie du cours du ruisseau fut souterrain. Ensuite, les pertes gagnèrent vers l'amont, tandis que la longueur du cours d'eau se réduisait. Le volume d'eau diminuait ainsi de plus en plus et on passait au type des « micro-pertes ».

Ce processus explique la concordance qui existe entre les tracés des cours souterrains et les vallées sèches de surface, et pourquoi celles-ci sont jalonnées de dolines plus ou moins fossiles. On peut également trouver là une explication à la ramification des affluents souterrains vers l'amont et à l'existence dans ces parties de multiples dolines fonctionnelles (cette évolution karstique sera développée dans une autre publication).

#### EVOLUTION INTERNE

Les couloirs qu'empruntent les cours d'eau souterrains montrent plusieurs phases de creusement et de remblaiement. Les stades de creusement sont marqués dans les formes des parois rocheuses. Les périodes de remblaiement se caractérisent par des dépôts d'alluvions et des concrétions.

Généralement l'importance des surcreusements n'a pas été suffisante pour individualiser différents étages de galeries, et nous retrouvons les traces des stades successifs dans un même couloir. Cependant, dans certaines grottes, nous avons retrouvé des étages fossiles mieux différenciés qui correspondent à ces phases (fig. 2).

Dans les parties particulièrement favorisées des galeries où nous pouvons bien observer ces phénomènes nous reconnaissons :

a) *Phase de creusement initial (C<sup>1</sup>)* : C'est la partie haute de la grotte qui a parfois un redan. Les lambeaux typiques de cette phase sont rares et il est parfois difficile de savoir si on doit y rattacher certaines galeries fossiles hautes qui peuvent être également d'anciens affluents de stades évolutifs plus récents.

Nous n'avons pas pu reconnaître de sédiments déposés après ce creusement et durant le stade suivant.

b) *Phase de surcreusement (C<sup>2</sup>)* : Cette phase a donné aux ruisseaux souterrains la morphologie qu'ils possèdent encore aujourd'hui dans la plupart des cas en ce qui concerne leurs parties hautes et moyennes. Elle marque un enfouissement du ruisseau sans que celui-ci ait à subir une réduction importante du volume de ses eaux, car la largeur des galeries est à peu près la même que celle des stades précédents.

c) *Période de remblaiement (A<sup>1</sup>-Cr<sup>1</sup>)* : Pendant cette période se déposent d'épaisses couches d'alluvions (A<sup>1</sup>), dont il subsiste encore des lambeaux. Ces alluvions sont composées de galets, sables, argiles et fragments roulés de calcite. Les galets dominent en nombre et en volume et ils sont d'assez grandes dimensions. On trouve aussi des restes d'habitats préhistoriques et de faunes anciennes, dont nous parlerons par la suite. Ce genre de sédiments dénote un apport important de matériaux provenant de l'extérieur.

Des concrétions calcaires (Cr<sup>1</sup>) se développent dans les parties supérieures. Elles sont interstratifiées avec les alluvions et ont assuré la conservation.

d) *Phase de surcreusement (C<sup>3</sup>)* : Le ruisseau souterrain coule actuellement dans la partie inférieure de la grotte. Cette zone (C<sup>3</sup>) est beaucoup moins large que les parties hautes, ce qui montre une reprise du creusement par un ruisseau ayant un débit plus faible.

e) *Période de remblaiement (A<sup>2</sup>, A<sup>3</sup>, Cr<sup>2</sup>)* : Pendant cette période, des alluvions (A<sup>2</sup>) et différents sédiments (A<sup>3</sup>) se déposent, tandis que des concrétions se forment. Ce remblaiement n'est pas encore terminé.

Les alluvions sont constituées de galets qui ont généralement une taille plus réduite que précédemment, de sables, d'argiles, de fragments roulés de calcaires, etc... On note la présence d'éléments remaniés des couches-alluviales supérieures, que l'on reconnaît à leur patine, ainsi que des silex préhistoriques, des poteries et des ossements d'animaux contemporains.

Dans les parties supérieures de la grotte, qui sont maintenant abandonnées par les eaux, se déposent des argiles de décalcification (A<sup>3</sup>) mélangées, souvent, à de la terre et des débris humiques provenant de la surface et ayant pénétré par des fissures. En même temps que ces sédiments s'accumulent, des concrétions (Cr<sup>2</sup>) se développent à tous les niveaux de la grotte, et jusque dans le cours du ruisseau, où elles constituent des cascades stalagmitiques et des gours.

Ces stades successifs d'enfouissement, alternant avec des périodes de stabilité qui ont facilité l'épandage des alluvions, se retrouvent dans presque tous les cours d'eau souterrains de Gironde que nous avons explorés. La constance de ces phénomènes et la présence de restes préhistoriques nous ont incités à essayer d'établir une chronologie qui, bien qu'incomplète et en partie hypothétique, présente un certain intérêt régional et marque une étape dans notre étude de l'évolution karstique du Sud-Ouest.

Notre chronologie repose sur les industries préhistoriques et les faunes anciennes que nous avons récoltées dans les alluvions souterraines.

Dans les alluvions récentes (A<sup>2</sup>), nous avons trouvé :

- a) des vestiges assez récents : faune contemporaine, poteries médiévales, etc... ;
- b) des fragments de poteries de l'âge du Fer et de l'âge du Bronze, pointes de flèches en silex (Bronze) ;
- c) des silex et poteries néolithiques ;
- d) de rares silex du Paléolithique supérieur (Magdalénien), pas de faune ;
- e) des éléments remaniés des niveaux supérieurs, qu'il est nécessaire de distinguer.

Nous pensons donc que la période initiale de cet alluvionnement remonte au Paléolithique supérieur.

Dans les alluvions anciennes (A<sup>1</sup>), nous avons trouvé :

- a) des silex moustériens très abondants ;
- b) des silex de facture acheuléenne ;
- c) une faune moustérienne ;
- d) une faune ancienne avec *Rhinoceros* et *Elephas* archaïque. Elle est certainement antérieure à l'époque acheuléenne représentée dans la grotte. Nous supposons que ces éléments proviennent d'alluvions plus anciennes et se trouvent là à l'état remanié.

Grâce à ces découvertes archéologiques et paléontologiques, et grâce à nos études morphologiques, nous avons établi le tableau suivant, qui synthétise nos connaissances actuelles sur ce problème :

PHASES MORPHOLOGIQUES	INDICES (stade, dépôts)	AGE
1 <sup>re</sup> phase de creusement.	C <sup>1</sup>	? Paléolithique inférieur.
1 <sup>re</sup> phase de remblaiement.	?	? Faune archaïque.
2 <sup>e</sup> phase de creusement.	C <sup>2</sup>	? Acheuléen.
2 <sup>e</sup> phase de remblaiement.	A <sup>1</sup> -Cr <sup>1</sup>	Acheuléen sup. à Moustérien.
3 <sup>e</sup> phase de creusement.	C <sup>3</sup>	Paléolithique supérieur.
3 <sup>e</sup> phase de remblaiement.	A <sup>2</sup> , A <sup>3</sup> , Cr <sup>2</sup>	Magdalénien à actuel.

## CONCLUSIONS

Nous avons tenu à présenter au premier Congrès international cette communication qui exprime nos idées actuelles sur la circulation des eaux souterraines en Gironde. En ce domaine, certains points sont encore obscurs, mais nous pensons avoir prochainement de nouveaux documents qui nous permettront de réduire le nombre des points hypothétiques. Dès à présent, nous retiendrons les conclusions principales suivantes :

a) L'alimentation en eau des ruisseaux souterrains est assez variée et présente des phases évolutives successives correspondant à la formation du Karst. Le Karst girondin est parvenu à un stade avancé de sénilité.

b) Les études de morphologie interne et les recherches préhistoriques entreprises nous ont amené à établir une chronologie détaillée. Il nous reste à préciser quelques points de détails et à essayer de synchroniser ces phases avec d'autres phénomènes géologiques quaternaires. Nous pensons qu'il faut se garder de généraliser ces résultats et de tenter d'établir prématurément un parallélisme avec d'autres régions. En effet, nous citerons en exemple le cas des ruisseaux souterrains du Lot-et-Garonne, que nous étudions, et qui ont une évolution similaire, mais à des époques différentes. Il paraît toutefois probable que, si de semblables méthodes d'analyse étaient appliquées à d'autres régions, on pourrait établir de profitables comparaisons. Nous pensons, par exemple, au problème des industries moustériennes roulées de Dordogne.

Enfin, un autre but de cette communication était de montrer ce que la Société spéléologique et préhistorique de Bordeaux, groupement régional, sans appuis officiels, a pu réaliser grâce au concours d'un grand nombre de ses membres et à leur complète collaboration scientifique.

Nous tenons particulièrement à remercier :

Mmes P. BURGUIÈRE, R. COUSTE, Mlle GAU ; MM. P. BION, P. BURGUIÈRE, R. COUSTE, H. DOMY, M. GAILLARD, J. LAULOM, M. GROUSSET, G. MALVESIN-FABRE et M. SIREIX, qui ont bien voulu nous faire part de leurs idées en ce domaine, ou qui nous ont aidé en nous donnant accès à leurs collections, ou qui ont été nos compagnons dévoués au cours de nombreuses explorations en Gironde.

## Discussion

M. A. REYMOND signale que l'on observe des phénomènes semblables à ceux décrits par M. SÉRONIE-VIVIEN dans le cours souterrain de la Fontaine Anguillière, au Sud de Bergerac, dont le développement connu dépasse 3 km. et dont l'âge est probablement postérieur au réseau de la Gironde. Les rivières planes du Sud-Ouest semblent réaliser un niveau de base au sens des lois de Surell. On ne peut qu'admirer le très beau travail effectué par les spéléologues girondins.

M. P. BION précise que la Société spéléologique et préhistorique de Bordeaux a déjà entrepris l'étude de quelques ruisseaux souterrains du Lot-et-Garonne qui paraissent de formation postérieure. La partie méridionale du département de la Dordogne possède également un réseau hypogée.

M. C. BOUQUET demande à M. BION s'il a noté, dans la formation du Karst girondin, un caractère de creusement ancien *per ascensum* par les eaux, comme il en a observé lui-même dans le Gard.

M. P. BION répond que la formation du Karst girondin est bien différente de celle de la région du Gard : on n'assiste pas à des mises en charge pouvant motiver un creusement *per ascensum*.



Guy de LAVAUUR (1)

**Hydrologie souterraine**  
**du Causse de Gramat (Lot)**  
et  
**Applications à des considérations générales**  
**sur la circulation des eaux souterraines (2)**

Le Causse de Gramat est un plateau calcaire, à stratification régulière dans son ensemble, avec un léger pendage vers l'W.-N.W.

Le Bajocien et le Bathonien correspondent aux affleurements les plus larges dans le N.E., tandis que dans le S.-S.W. le Virgulien (Kiméridgien supérieur) recouvre toute la région. A la base, le niveau imperméable est représenté par les marnes du Toarcien.

Sauf en bordure, ce Causse ne présente qu'un accident tectonique notable : la faille de Miers-Padirac-Saint-Vincent.

Les phénomènes karstiques sont très développés et, à la suite de MARTEL et VIRÉ, plusieurs auteurs ont émis de nombreuses hypothèses sur la circulation souterraine des eaux.

Depuis quelques années, des explorations et des colorations systématiques ont permis de préciser la question. En particulier, il a été possible de déterminer les résurgences de toutes les pertes importantes, sauf celle de l'Alzou. Par contre, il existe sur tout le pourtour du Causse des fontaines sur l'origine desquelles on ne possède aucune indication, ce qui montre combien le problème est complexe.

Les eaux qui alimentent la partie N.E. du Causse de Gramat proviennent, soit du plateau liasique relevé par la faille de Padirac, soit des massifs cristallins de la bordure N.E. Ce sont d'ailleurs ces dernières qui ont, dans le passé, été essentiellement à la base de la formation des principales manifestations karstiques, et plus spécialement des réseaux souterrains de Padirac et de l'Ouyse.

Je n'ai pas l'intention d'aborder les problèmes que pose encore la circulation souterraine du Causse de Gramat, mais plutôt de montrer les énigmes qui subsistent au sujet d'une région karstique très étudiée et, au demeurant, très simple, si on la compare aux massifs calcaires des Alpes ou des Pyrénées, où les phénomènes tectoniques ont introduit des causes multiples de complexité.

(1) Président du Spéléo-Club de Paris, Secrétaire général du Comité National de Spéléologie.

(2) Communication présentée le 11 septembre 1953.

Le croquis ci-joint résume les résultats obtenus :

la rivière de Padirac ressort dans le cirque de Montvalent, aux fontaines de Saint-Georges et du Lombard ;

le ruisseau de Cazelles, qui se perd à Roc-de-Corn, ressort, comme la rivière de Padirac, à Saint-Georges et au Lombard et aussi à la Finou ;

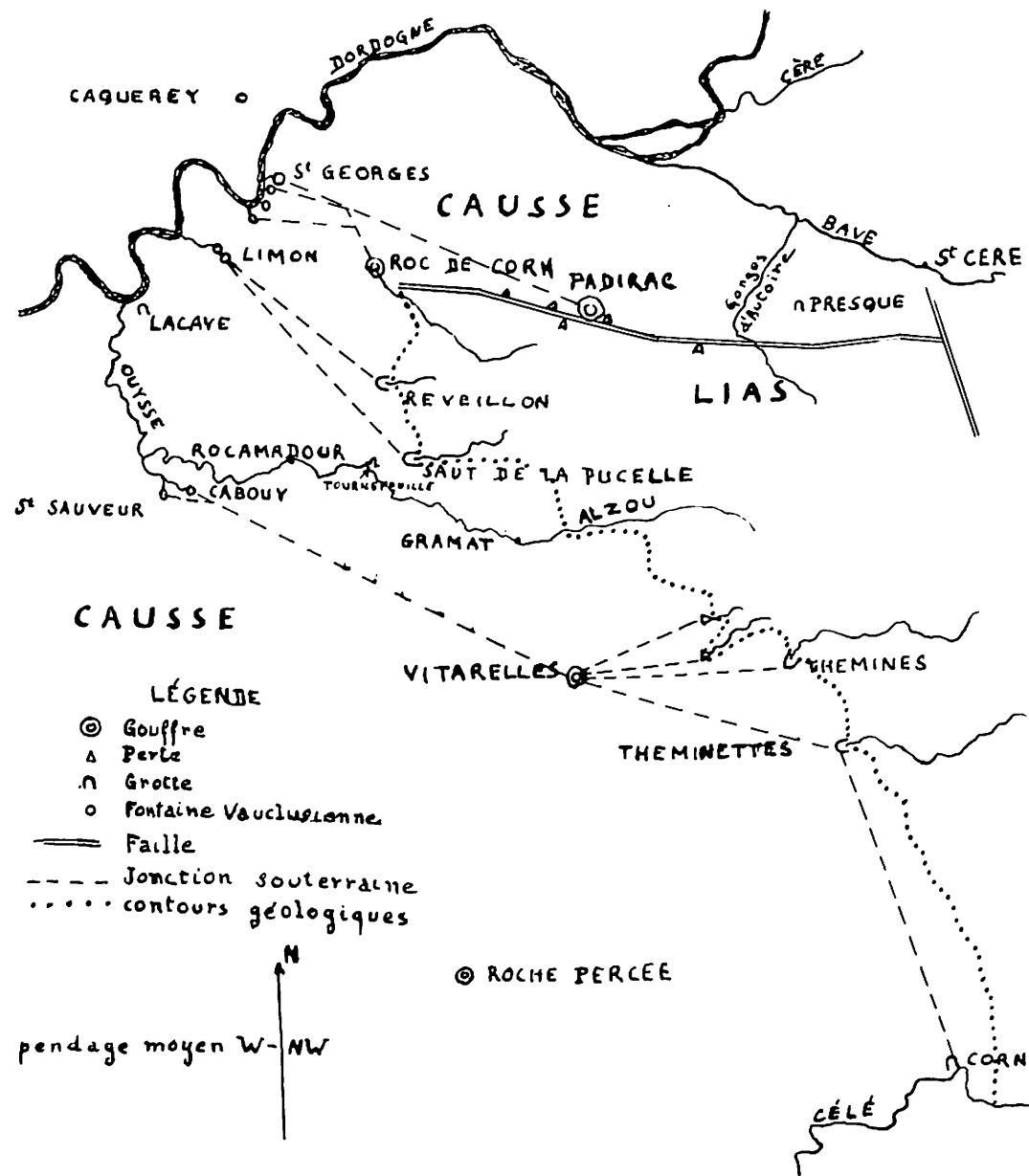


Fig. 1

la perte de Réveillon se retrouve aux Gouffres du Limon ; celle du Saut de la Pucelle également ;

les pertes de L'Hôpital, Issendolus, Thémmines et Thémminettes passent au gouffre des Vitarelles et ressortent aux résurgences de Cabouy et Saint-Sauveur.

(A noter que les eaux engouffrées à Thémminettes ressortent, non seulement à Cabouy et Saint-Sauveur, dans le bassin versant de la Dordogne, mais à Corn, affluent du Célé, tributaire du Lot).

Tous ces résultats ont été obtenus par une série de colorations, mais ils ne résolvent pas toutes les questions.

Dans le cas de la rivière de Padirac, la mieux connue, on sait qu'il existe plusieurs cours superposés et on ignore si tous aboutissent aux mêmes résurgences.

La rivière du Saut de la Pucelle pose plusieurs points d'interrogation. Outre qu'elle n'alimente pas la source de Tournefeuille toute proche, comment expliquer que son cours souterrain était, en 1947 et 1948, parcouru par un ruisseau de débit très appréciable, alors qu'aucune résurgence ne coulait au pied du Causse de Gramat ?

Dernière remarque, enfin :

Padirac et Roc-de-Corn d'une part, l'Ouyse d'autre part, ont deux résurgences, une à débit relativement régulier, l'autre à débit très irrégulier. Ainsi le Lombard ne connaît pas de crues brutales comme Saint-Georges, et Saint-Sauveur ne connaît pas les émissions violentes de Cabouy.

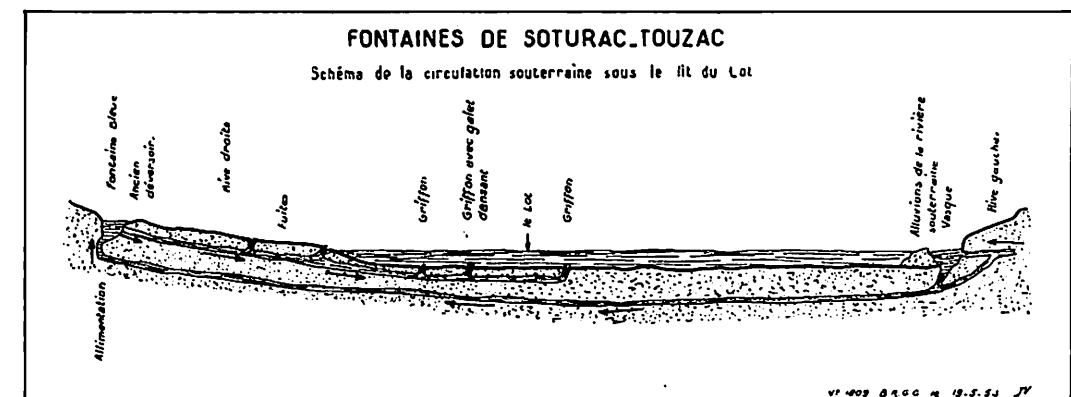


Fig. 2

D'une façon générale, on constate que le débit d'étiage des résurgences est certainement inférieur à celui des pertes, sans compter les drainages de surface. Pourquoi ? Peut-être parce que certaines résurgences se trouvent dans le lit même de la Dordogne. Mais il y a plus, et, à ce sujet, je citerai un exemple précis, qui montre que les rivières souterraines peuvent parfaitement poursuivre leur cours en passant sous des rivières de surface sans s'y déverser, du moins totalement.

A Touzac, sur la rive gauche du Lot, se trouve une fontaine vauclusienne dénommée Fontaine-Bleue. En face, sur la rive droite s'ouvre la résurgence de Soturac. Une série de colorations et d'explorations m'ont permis d'établir qu'un ruisseau souterrain passe sous le Lot en alimentant au passage la fontaine de Soturac, ressort à Fontaine-Bleue qui, elle-même, perd ses eaux dans diverses sourcettes de la rive gauche du Lot et dans des griffons situés dans le lit même du Lot.

Ainsi peut-on voir que, malgré les expériences de coloration et les explorations de rivières souterraines situées dans une région karstique très simple tectoniquement, de nombreux problèmes restent posés, auxquels il semble difficile de répondre à l'heure actuelle.

### Discussion

M. P. DUBOIS : Avez-vous coloré le ruisseau pérenne de Padirac quand ses résurgences de la Fontaine St-Georges et du Lombard étaient à sec ? On pourrait, peut-être, envisager une sortie directe des eaux dans le lit de la Dordogne.

M. G. DE LAVAU répond que les colorations ont été faites soit en période d'étiage dans le cours semi-fossile, soit dans la rivière en crue. Les doses de colorant étaient assez fortes pour qu'il semble peu probable qu'une résurgence dans la Dordogne ait échappé à l'observation. Il serait cependant intéressant d'obtenir confirmation par une coloration dans les conditions suggérées par M. DUBOIS.

M. B. GÈZE souligne l'intérêt des résultats exposés par M. DE LAVAU. Grâce à ses expériences, les circulations souterraines du Causse de Gramat sont parmi les mieux connues de France et leur complexité doit faire réfléchir. Cependant, on ne peut pas dire que ce Causse soit tout à fait tranquille tectoniquement. Il existe plusieurs failles importantes qui n'ont pas été reconnues par les géologues antérieurs. Le véritable nœud de fractures qui diverge autour de Théminettes notamment pourrait expliquer pourquoi les eaux de cette perte se dirigent à la fois vers le N.-W. et vers le Sud.

Albert CAVAILLÉ (1)

## Le Karst des gorges de l'Aveyron

Etude morphogéologique et hydrologique (2)

### I. — INTRODUCTION

Sorti du Massif Central après Laguëpie, l'Aveyron traverse une étroite bande de marnes liasiques avant de s'engager dans la bordure de calcaire jurassique qui ceinture le Sud-Ouest du Massif Central. Pénétrant dans ce Causse du Quercy en amont de Saint-Antonin, la rivière s'en dégage à Montricoux, après un parcours de 30 km (fig. 1).

La vallée de l'Aveyron est guidée dans tout ce trajet par plusieurs accidents tectoniques, qui interrompent la régularité du plongement des couches vers l'Ouest, vers le centre du Bassin Aquitain. La faille de Saint-Antonin, dirigée d'Est en Ouest, limite au Nord la puissante masse du Causse d'Anglars. Elle est relayée au Sud-Ouest par le synclinal de Cazals, où se retrouve toute la série calcaire des Causses du Quercy, du Bajocien au Kimméridgien, avec une puissance totale de plus de 600 m. En aval de Cazals, vers Penne, l'Aveyron retrouve les marnes du Lias qui forment la retombée Nord du dôme de la Grésigne. De Penne à Bruniquel, la faille de Saint-Paul-de-Mamiac, de direction Est-Ouest, fait apparaître au fond de la vallée une étroite bande d'argiles, tandis qu'après Bruniquel la vallée recoupe les calcaires du Jurassique moyen, inclinés à 45° le long d'une faille perpendiculaire à la rivière.

L'Aveyron a donc installé sa vallée dans une zone de tectonique assez compliquée ; cet établissement a eu lieu au Pliocène à la faveur de rejeux légers des accidents plus anciens. Le creusement s'est effectué durant le Quaternaire ; la surface du Causse de Cazals est de 360 m en moyenne, tandis que la rivière passe à 112 m. au Saut du Loup et à 85 m à Montricoux. Les versants de la vallée sont toujours en pente raide ; parfois des corniches se développent, surtout dans les dolomies du Bajocien et les calcaires compacts du Callovien. La falaise du Roc d'Anglars domine Saint-Antonin de sa masse imposante, tandis qu'après Cazals les 120 m de hauteur du Roc de Courgnac transforment la vallée en cañon étroit. Par contre, la vallée s'élargit quand elle atteint les marnes du Lias ou quand affleure sur ses versants le calcaire gélif du Jurassique supérieur, qui transforme chaque versant en longues coulées de pierraille.

Au fur et à mesure de l'enfoncement de la rivière, des phénomènes karstiques se sont développés, qui se traduisent par la présence de grottes de part et d'autre de la rivière ; toutes ces grottes sont donc d'âge quaternaire.

(1) Professeur à l'Ecole Normale de Montauban (Tarn-et-Garonne).

(2) Communication présentée par M. B. GÈZE, le 9 septembre 1953.

La structure géologique permet de distinguer quatre secteurs dans la partie de la vallée que nous allons étudier :

en amont, le secteur de Saint-Antonin, où la rivière coule sur les marnes ;  
les eaux sont arrêtées dans leur enfoncement par la présence de ces couches imperméables ;

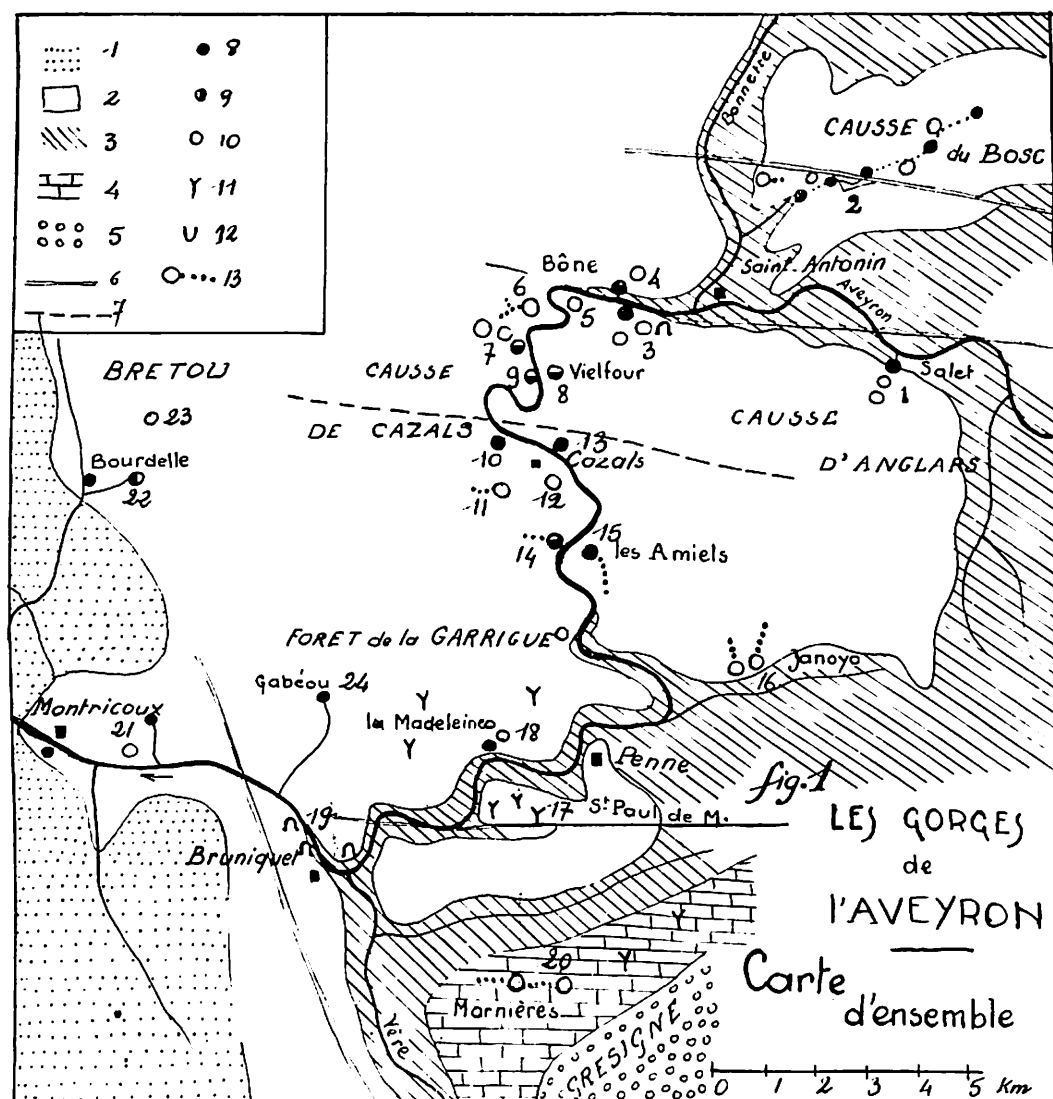


FIG. 1. — Carte d'ensemble des Gorges de l'Aveyron.

**Légende :** 1. mollasse tertiaire ; 2. calcaire jurassique ; 3. marnes et argiles du lias ; 4. calcaires de l'infralias ; 5. grès ; 6. faille ; 7. axe du synclinal de Cazals.

**Emplacement des grottes :** 1. groupe de Salet ; 2. groupe du Bosc ; 3. groupe de Poulsguéro ; 4. source de la Maladrerie ; 5. grotte de la Castagnérède ; 6. grotte du Capucin ; 7. groupe des grottes de Bône ; 8. source de Vielfour ; 9. perte du Saut du Loup ; 10. source de Touriès ; 11. grotte de Bernadou ; 12. grotte des Anglais ; 13. source des Vipères ; 14. source de la Loure ; 15. source des Amiels ; 16. grottes de Janoyo ; 17. avens de Larmandel ; 18. source de la Madeleine ; 19. abris sous roche de Bruniquel ; 20. grottes de la Barthasse et des Marnières (ou de Mayrières) ; 21. sources de Saint-Geniès ; 22. sources de Bourdelle ; 23. grotte du Bretou ; 24. source de Gabéou.

**Indication des grottes :** 8. source pérenne ; 9. source temporaire ; 10. grotte sèche ; 11. iguc (aven) ; 12. abri sous roche ; 13. principaux trajets souterrains explorés.

au centre, le secteur de Cazals, où l'enfoncement des eaux de la surface du plateau au niveau de la rivière n'est gêné par aucune assise imperméable ;

plus en aval, le secteur de Penne-Bruniquel où, à nouveau, on retrouve des marnes au fond de la vallée ;

en aval, enfin, le secteur de Montricoux, où la rivière a découpé d'abord la couverture de mollasses tertiaires qui surmontait le substratum jurassique et où on ne peut retrouver qu'un Karst plus jeune qu'ailleurs.

## II. — LE SECTEUR DE SAINT-ANTONIN

La faille Est-Ouest a considérablement dénivélé les marnes toarciennes. Alors que la partie supérieure de ces marnes se trouve à 300 m sous le Causse du Bosc, au Nord, elles sont à 120 m sous le Causse d'Anglars, au Sud. L'évolution de la circulation souterraine est dominée par ce fait.

1° *Le groupe des grottes du Bosc.* — Sur ce large affleurement de calcaire bajocien, on trouve le très attachant réseau souterrain du Bosc, plusieurs fois décrit (fig. 2). Ce réseau débute dans une large cuvette où des drains conduisent les eaux à une première étroite ouverture. En rampant péniblement dans des boyaux glaiseux, percolations primitives à peine élargies de son bassin de réception, on atteint le cours pérenne, qui repaît au jour sous le hameau du Bosc. Le ruisseau coule alors à l'extérieur pendant 400 m et redisparaît dans une perte pénétrable sur une faible distance ; on le retrouve à la résurgence de Nibouzou d'où il va rejoindre la Bonnette, affluent de l'Aveyron. En 1936, une prospection plus poussée fait reconnaître un étage plus élevé de galeries sèches, à la ferme Ladou, près de l'église, au delà du Bès, et au Roc-Rouge, sur le versant de la Bonnette.

Ces galeries hautes font partie d'un ancien cours du ruisseau souterrain, vers 340 m. d'altitude, dont le conduit est maintenant très concrétionné et fragmenté par de puissants rideaux stalagmitiques. Ces dépôts recouvrent une argile sans fossiles qui tapisse le fond et les parois. Nous avons là une grotte vieille, avec la succession habituelle des phénomènes : creusement par corrosion et érosion, dépôts argileux, dépôts stalagmitiques, concrétionnements divers et oblitération de la galerie. Son établissement, comme celui de la galerie active plus basse, est influencé par la lithologie ; l'utilisation de joints et de diaclases préexistantes donne un tracé à nombreux angles droits ; cependant, cette influence est locale et le niveau général de la galerie n'est pas lié au pendage : alors que les couches plongent vers l'Ouest, les tronçons explorés de la galerie sont quasi-horizontaux et recourent les bancs du calcaire. Il semble donc que le niveau général de la galerie soit en relation avec un ancien niveau de base formé par le cours des rivières aériennes. Cet ancien niveau représente alors un stade du début de l'approfondissement des vallées ; après une reprise d'érosion qui a abaissé ce niveau, les eaux du Causse du Bosc sont descendues plus bas et ont rencontré le toit imperméable des marnes où elles ont établi la galerie inférieure encore active ; le réseau supérieur s'est peu à peu comblé en partie.

Le nouveau cours souterrain est en contrebas du premier de quelques dizaines de mètres. Il coïncide sur la plus grande partie de son cours avec le précédent, sauf dans sa partie inférieure, où les marnes sont plus basses et où un nouveau cours a pu se former encore plus bas. Il n'y a pas cependant de liaison directe entre les deux galeries.

La galerie inférieure ne montre pas de concrétion ; encore active, ses parois et ses voûtes sont taraudées par les eaux, qui ont parfois un fort courant. Le plancher de la galerie est recouvert d'argile et de dépôts stalagmitiques, qui permettent d'en reconstituer l'histoire (fig. 2). Sur les marnes qui forment le fond rocheux vient une première couche d'argile jaune truffée de petits galets de

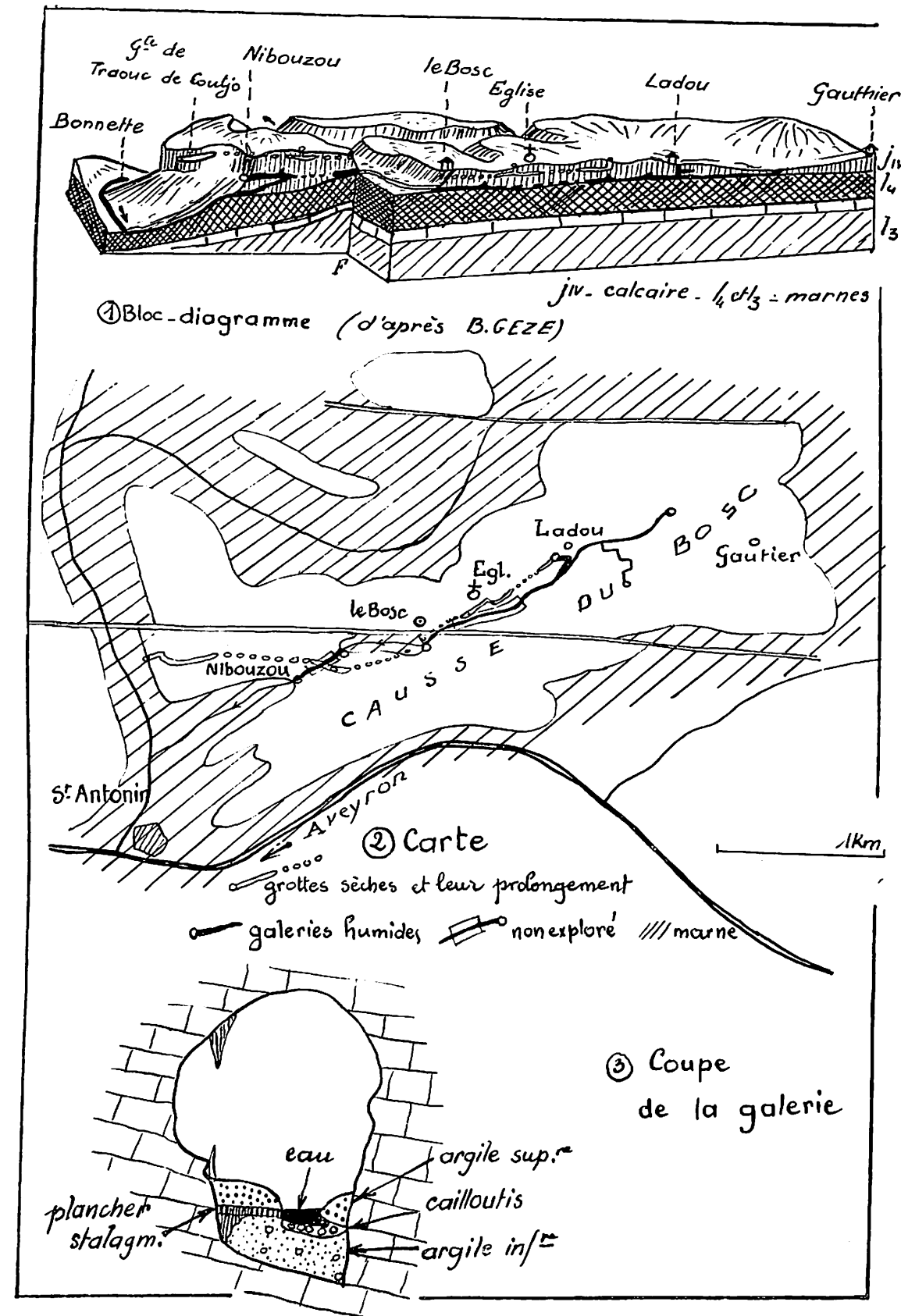


FIG. 2. — Le Groupe de Grottes du Bosc.

quartz venus de la surface du plateau ; cette couche est recouverte, soit d'un plancher stalagmitique, soit d'une couche de graviers contenant de nombreux ossements ; ces graviers ravinent la couche inférieure dont ils proviennent par remaniement. Cailloux et ossements sont recouverts par une patine d'un noir brillant humo-manganésifère. Une deuxième couche d'argile rouge recouvre le complexe précédent ; cette dernière s'accroît encore à chaque crue de la rivière qui, venue par de nombreux affluents du Causse cultivé voisin, est très chargée de matières boueuses.

Après l'étude de ces dépôts, on peut reconstituer ainsi l'évolution de la galerie inférieure : ouverture de la galerie après une phase de creusement aérien ; dans sa partie supérieure, le cours souterrain s'établit sur la couche imperméable ; dans sa partie inférieure, la nouvelle galerie se nivelle sur le nouveau cours des rivières. Cette ouverture coïncide avec une phase humide du climat ; une période de pluviosité plus irrégulière suit : il se forme le dépôt des argiles inférieures, puis, avec un assèchement plus prononcé, le plancher stalagmitique. Une nouvelle phase humide provoque une autre phase de creusement des vallées ; dans sa partie aval, vers Nibouzeou, le cours souterrain ouvre une nouvelle galerie plus basse ; dans sa partie amont, le plancher concrétionné est remanié et les ossements de mammifères plus ou moins roulés ; les eaux redevenant plus irrégulières, un nouveau dépôt argileux se produit (époque actuelle). Une migration des complexes ferro-magnésiens au sein de l'argile provoque la patine des ossements qui peuvent dater la période sèche qu'a connue la grotte. *Rhinoceros tichorhinus*, Cerf élaphe, Ours des cavernes, Bovides, placent cette phase au Moustérien.

Pendant cette évolution de la grotte inférieure, la surface du Causse baissait, soit par corrosion (et les puits d'absorption des dolines donnent encore accès à la galerie), soit par l'érosion des eaux écurantes rejoignant l'Aveyron ou son affluent, la Bonnette. Au cours de ce creusement, la galerie supérieure, en train de se combler, était crevée en plusieurs endroits : les puits formés nous permettent aujourd'hui d'accéder aux divers tronçons de la grotte ; l'un d'eux, près de l'église du Bosc, a été comblé par la suite d'éboulements contenant une très riche faune du dernier interglaciaire, recueillie et exposée au Musée de Saint-Antonin. Enfin, au cours de cet abaissement général de la surface, grâce à un petit anticlinal faillé, le toit des marnes a été atteint par une vallée au-dessous du village du Bosc, et la galerie souterraine inférieure coupée en deux ; le ruisseau coule aujourd'hui à l'air libre, sur 400 m, dans un petit bassin verdoyant qu'il a lui-même approfondi avant de s'engouffrer à nouveau de l'autre côté de la vallée. Ce phénomène, décrit par B. GEZE, montre, d'après cet auteur, l'indépendance de la circulation souterraine par rapport à la circulation aérienne ; il y a plutôt succession des deux circulations dans le temps, dont les phases sont ici perceptibles à cause de la structure locale particulière.

2° *Autres grottes des environs de Saint-Antonin.* — Sur la rive gauche de l'Aveyron, l'abaissement du toit marneux est considérable dans le compartiment Sud de la faille que suit le cours de l'Aveyron. L'enfoncement de la vallée est marqué par une succession de grottes, dont les plus basses seulement, fixées sur les marnes, sont encore actives. Telles sont les exurgences de Salet en amont de Saint-Antonin, de Poulsoquero et de la Maladrerie en aval. Toutes sont pénétrables sur quelques décimètres pendant les périodes sèches d'été, mais elles aboutissent à des fentes étroites, diaclases et joints peu agrandis, par où arrive l'eau. La présence du plancher argileux horizontal empêche la formation de siphons et on observe chaque fois la disposition d'une exurgence, formée par l'arrivée sur une galerie élargie d'un réseau de chenaux impénétrables. En arrière des grosses sources des pays calcaires s'étend le plus souvent une zone fissurée de canaux plus ou moins anastomosés, plutôt qu'une galerie continue suivie par un courant unique. Ces canaux sont d'ailleurs assez larges pour laisser passer rapidement les eaux des orages, comme le montrent les observations que l'on peut faire après les averses ; l'eau sort presque immédiatement après le début de

la pluie, avec un très fort débit et une grande turbidité. Elle n'est ni retenue, ni filtrée.

Plus haut que chacune de ces sources, et dans leur voisinage, des galeries sèches représentent d'anciennes sorties, suivant les étapes de construction de la vallée. Il est difficile d'établir des niveaux de grottes et des homologues d'évolution entre les diverses sources. Cependant, au-dessus de Salet, une grotte sèche se trouve à 35 m d'altitude relative par rapport à l'étiage ; à Poulsguéro, le Cuzoul-des-Blondes est à 30 m, tandis que près de la Maladrerie la grotte de la Côte de Caussade se trouve à 40 m au-dessus de l'Aveyron. Toutes ces grottes ont un aspect identique : glaiseuses sur toute leur longueur, elles sont très peu concrétionnées, sauf sur leur terminaison, à 30 ou 40 m de l'entrée, où des rideaux de calcite obstruent les petites galeries d'arrivée des eaux. Plus haut encore que ces

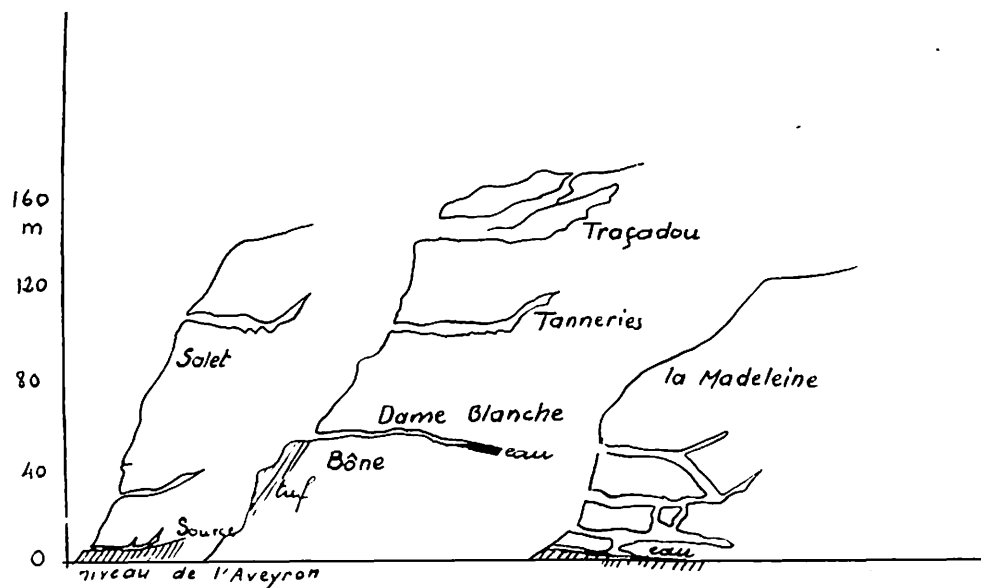


FIG. 3. — Coupe des versants de l'Aveyron à l'emplacement de quelques groupes de grottes.

1. Groupe de Salet.
2. Grottes de Bône.
3. Source de la Madeleine.

dernières grottes, la grotte des Eboulis à Salet et celle de la Combe-de-Paou près de Poulsguéro représentent un stade plus ancien de sortie des eaux, à 100 m du niveau actuel des rivières. Ces grottes supérieures sont tapissées d'importants revêtements stalagmitiques qui soudent les énormes éboulis qu'elles présentent.

La présence de ces groupes de grottes aux mêmes points de la vallée montre la permanence des zones à chenaux anastomosés, dont l'exploration directe nous révèle l'existence dans l'étage inférieur. A chaque stade du creusement de la vallée correspond une sortie ; au stade suivant, le niveau de la rivière ayant baissé, la zone d'alimentation de la source est descendue plus bas et une nouvelle bouche de sortie se creuse, qui en assure l'évacuation (fig. 3). Il est fréquent que la descente du niveau aérien soit en avance sur celle des eaux souterraines ; ici cependant les sources restent au-dessus de l'Aveyron parce qu'elles ont rencontré la couche de marnes.

Dans le secteur de vallée suivant, aucune couche imperméable n'arrête leur descente.

### III. — LE SECTEUR DE CAZALS

De Bône à l'amont de Penne, l'Aveyron traverse le synclinal de Cazals, où il recoupe deux fois les diverses assises du Jurassique. Malgré des différences de détail qui caractérisent les divers faciès de chaque étage, l'ensemble est assez homogène pour jouer vis-à-vis de la circulation souterraine des eaux le rôle d'une masse calcaire continue.

Deux sources pérennes, les seules de la vallée, existent de chaque côté de l'Aveyron, à l'endroit où la rivière coupe l'axe du synclinal ; à droite, la source de Touriès draine les eaux du Causse de Cazals ; à gauche, celle des Vipères sert d'écoulement aux eaux du Causse d'Anglars.

1° *La source de Touriès* (fig. 4). — Elle sort à 6 m au-dessus du niveau d'étiage de l'Aveyron et à une quarantaine de mètres de ses rives. Son débit est très variable ; il passe de 150 litres par minute (sept. 1949) à plus de 25 m<sup>3</sup> par minute (juin 1951, janvier 1948). La pérennité de la source indique qu'en arrière s'étend une zone de galeries constamment mouillées qui constituent une réserve d'eau se vidant par temps de sécheresse. Cette zone mouillée est surmontée par une zone de galeries sèches largement ouvertes, susceptibles de laisser le passage à de grandes quantités d'eau au moment des averses.

L'observation faite en juin 1951, après un gros orage survenu vers minuit, confirme ces déductions : à 8 heures du matin, la source donnait 10 m<sup>3</sup> par minute d'eau limpide contre 4 m<sup>3</sup> les jours précédents : c'étaient les réserves d'eau claire qui s'écoulaient, sous la charge de l'eau tombée la nuit. A midi, le débit était bien plus fort et l'eau trouble : 25 à 30 m<sup>3</sup> par minute. La température de l'eau (15°) était intermédiaire entre celle de l'eau profonde (12°) et celle de la pluie (18°). Les galeries supérieures étaient alors en train de se vider. Le trouble n'a persisté que 36 heures, mais le débit est resté fort et la température au-dessus de 12° pendant huit jours. De fortes masses d'eau rapidement venues du plateau se sont très vite décantées au contact de l'eau interne chargée de calcaire, mais la rapidité de l'évacuation du début souligne la largeur de certaines galeries en arrière de la source, tandis que le maintien d'un gros débit huit jours durant montre la présence de petites fentes qui restent longtemps imbibées.

Ces observations rejoignent celles que nous avons déjà faites à propos des sources du bassin de la Lère. Au débit permanent et soutenu dû à la vidange des chenaux de la zone calcaire basse s'ajoute un débit très irrégulier dû à l'écoulement brusque de l'eau des averses dans les passages plus largement ouverts de la zone plus haute de la masse calcaire.

L'exploration directe retrouve souvent ces chenaux constamment mouillés qui terminent par des siphons infranchissables (même avec l'appareil de plongée) la plupart des sources vaclusiennes. Le niveau de ces siphons s'établit souvent à la hauteur de l'eau de la rivière voisine. A Touriès, le niveau du siphon est plus haut, mais les plongées de DOMONT ont révélé une rapide descente des galeries vers l'arrière. Les eaux souterraines peuvent descendre au-dessous du niveau des rivières (exemple de la galerie d'alimentation de la Fontaine des Chartreux, à Cahors, qui descend à 40 m au-dessous du niveau du Lot). Cela explique la migration des sources vers l'aval, qui est un fait général dans un bassin karstique.

La constance relative des débits de Touriès avait fait émettre par B. GÈZE l'hypothèse d'une alimentation de la source par l'Aveyron lui-même ; en effet, deux kilomètres plus en amont, la rivière se perd au Saut du Loup, dans un joint latéral agrandi. Cette perte, située à 112 m, pouvait alimenter Touriès, situé à 106 m. L'expérience de coloration faite en 1952 par B. GÈZE s'avéra décevante : quelques minutes après que quelques kilos de fluorescine furent jetés dans la perte, les eaux de l'Aveyron furent colorées à 25 m. en aval ! La source de Touriès ne présenta par contre aucune coloration dans la quinzaine qui suivit. Cette expérience nous montre en tout cas que les rivières coulant dans un lit calcaire peuvent s'ouvrir des passages souterrains latéralement ou en-dessous de leur lit ;



certaines grottes parallèles à la direction de la vallée peuvent avoir une telle origine.

L'alimentation de la source de Touriès est donc seulement caussenarde ; ses eaux viennent de ce plateau très creusé par les dolines qui s'étend à l'Ouest de Cazals. En été, c'est la seule source qui ait un écoulement ; les galeries profondes du Causse, suivant le pendage des couches, amènent toute l'eau au centre du

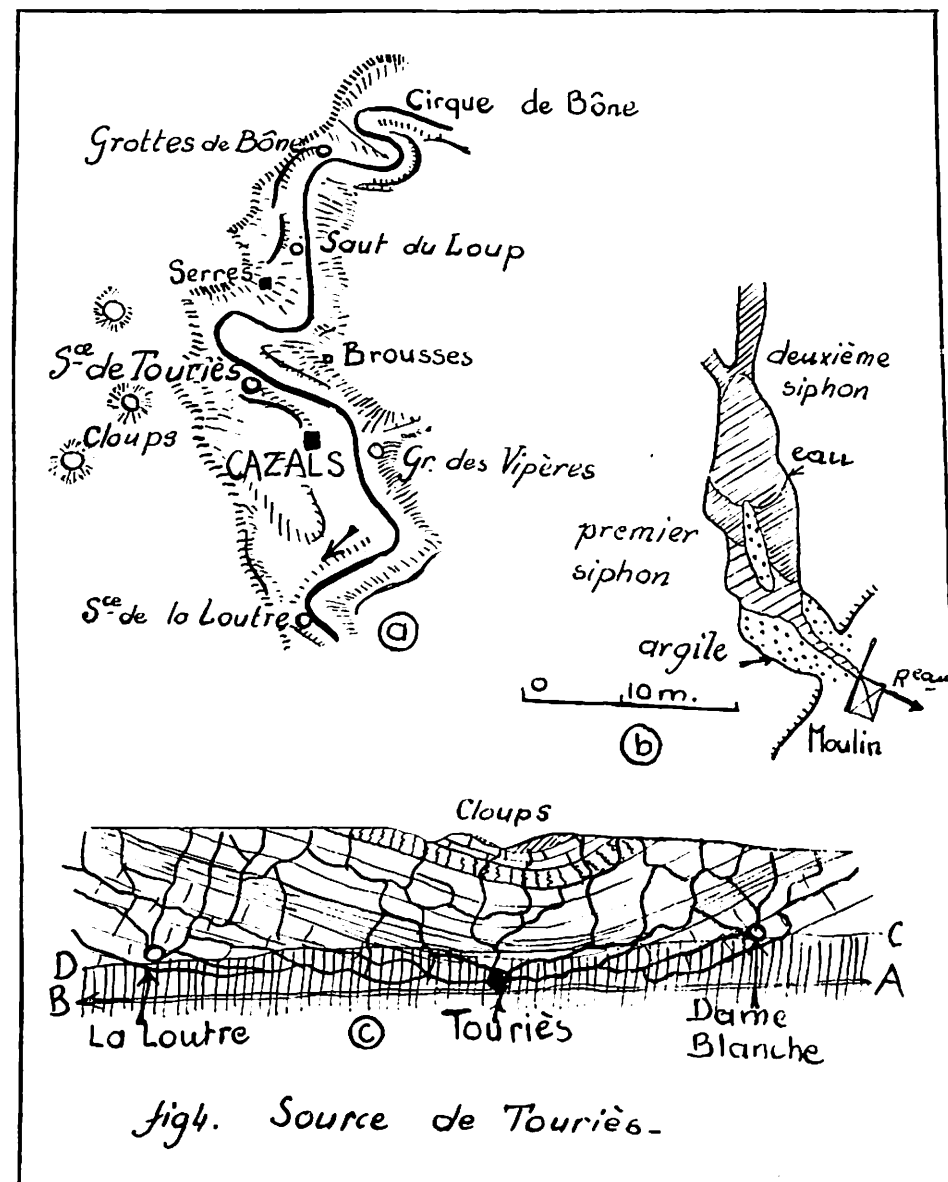


FIG. 4. — La source de Touriès.

- a) Carte de la région des gorges de Cazals.  
 b) Plan de l'exsurgence.  
 c) Schéma de la circulation de l'eau dans le causse de Cazals. Les diverses couches formant le synclinal de Cazals sont indiquées. AB, talweg actuel de l'Aveyron. CD, ligne au-dessous de laquelle les petites galeries de la masse calcaire sont toujours mouillées.

synclinal. En période pluvieuse, deux autres sources donnent un fort débit, très irrégulier : la grotte de la Dame-Blanche, suivie jusqu'à un siphon, à 120 m de l'entrée, en amont de Touriès ; la grotte de la Loutre, dont le siphon terminal se place à 400 m de l'entrée, vers l'aval. Ces galeries n'émettent de l'eau que lorsque les galeries du Causse sont remplies ; elles peuvent être considérées comme des trop-pleins de la source de Touriès, avec laquelle elles forment un système hiérarchisé, que nous avons appelé « système karstique », à propos des sources de la

Ce système karstique correspond au niveau actuel de la rivière. Celui-ci vient-il à baisser brusquement par suite d'une reprise d'érosion, les galeries actuellement pleines d'eau se vident, de nouvelles diaclases s'élargissent plus bas par corrosion, de nouvelles bouches se forment par érosion et les plus hautes exurgences s'assèchent définitivement. Suivant l'évolution habituelle, ces grottes commencent à se tapisser d'argile au moment des crues qui annoncent leur assèchement, puis un plancher stalagmitique se forme, enfin les concrétions finissent par boucher la galerie lors d'une période humide consécutive.

Tous ces différents stades d'évolution se retrouvent dans les grottes de la rive droite, qui faisaient partie de systèmes karstiques établis à des niveaux successivement abaissés. C'est ainsi que la grotte du Capucin, la grotte de Bernadou, la grotte des Anglais, montrent des épaisseurs d'argile considérables ; les ossements d'ours qu'elles renferment, souvent fossilisés par un plancher stalagmitique, datent leur assèchement de l'avant-dernier interglaciaire. A un niveau plus élevé, la grotte des Tanneries montre un puissant concrétionnement. Plus haut encore, vers 130 m au-dessus de la rivière, les grandes dimensions de la grotte du Traçadou, au même niveau que la grande grotte de la Pyramide, située plus en aval, nous font penser à une période de creusement karstique intense qui se situerait au début du Quaternaire et du creusement des vallées (fig. 3 b).

La grotte des Tanneries et le diverticule latéral de la grotte du Capucin montrent des ruisselets qui courent de gour en gour ; ces ruisselets sont alimentés par les suintements de la voûte et des parois, qui édifient de jolies concrétions (3). Ces filets d'eau sont toujours limpides, ont une température invariable. Il faut les distinguer très nettement des courants souterrains précédemment décrits, qui proviennent plus directement de la surface, et qui appartiennent à un ensemble hypogée beaucoup plus étendu. Les ruisselets comme ceux des Tanneries ou du Capucin, qui circulent parfois en sens inverse de l'écoulement primitif de la galerie, ont une origine plus compliquée, mais plus locale, très diffuse, avec des actions de phénomènes de condensation et de porosité. On peut, la plupart du temps, distinguer ces ruissellements locaux, relictés de systèmes karstiques fossiles, des écoulements actuels, qui se font à proximité des niveaux de base, toits des marnes ou niveau des rivières, et qui ont une extension beaucoup plus vaste.

Sur la rive gauche de l'Aveyron, la source des Vipères coule l'été directement dans le lit de la rivière ; elle est sur sa rive l'analogue de Touriès. Elle a ses trop-pleins à Vielfour et peut-être aux Amiels. Les anciennes exurgences se rencontrent à la grotte de la Castagnérède, à Courgnac et peut-être aux grottes de Janoyo, qui peuvent être aussi, d'après GÈZE, d'anciennes pertes consécutives de cours d'eau venus de la Grésigne. Sur cette rive, d'ailleurs, de grandes coulées de pierrailles de gélivation peuvent couvrir les ouvertures de ces anciennes sorties.

#### IV. — LE SECTEUR DE PENNE

Dans la région du deuxième coude de l'Aveyron, les accidents tectoniques qui s'affirment à proximité du dôme de la Grésigne font affleurer les marnes au

(3) Le 13 août 1953, Charles DOMONT a réussi une magnifique « première » en progressant sur 0,7 km dans l'affluent latéral du Capucin.

niveau de la rivière. Les résurgences actuelles sont rares ; par contre, de nombreuses grottes sèches s'ouvrent à divers niveaux à proximité de la vallée.

Vers la Grésigne, de grandes cavités se développent dans les calcaires de l'Infralias. Elles témoignent d'une intense circulation souterraine passée, qui s'exerçait de la Grésigne vers l'Aveyron ; c'est ainsi que les deux grottes des Barthasses et de Mayrières représentent les tronçons d'un même cours hypogé situé à 180 m du niveau actuel des rivières. Leur sol est colmaté par du sable fin et des graviers transportés par un cours d'eau issu des grès de la Grésigne. La granulométrie de ces sols souterrains montre plusieurs phases dans le dépôt : à la base les éléments grossiers dominent, indiquant un fort courant ; vers le sommet les éléments du sable sont de plus en plus fins, indiquant un alluvionnement dans des eaux étales. Ces grottes, asséchées depuis longtemps par la capture aérienne des ruisseaux qui les occupaient, ont ensuite donné lieu à des écoulements locaux, en sens inverse de la direction générale ancienne : ces petits ruissellements, actifs lors de phases humides ultérieures, ont déposé des argiles et construit des gours, tandis que les suintements de la voûte oblitèrent les galeries et soudaient les énormes éboulis qui se sont produits, éboulis qui semblent caractériser les plus vieilles et les plus grandes grottes du Quercy.

Il en est de même pour les grottes de Larmandel, dont le gouffre de la Rousario (30 m), donne accès sur une galerie très concrétionnée, située à 150 m au-dessus de l'Aveyron.

Sur la rive droite de ce secteur, les grottes de la Madeleine montrent trois étages de galeries communiquant entre elles par des puits obliques. Le plus bas de ces étages repose sur les marnes et est encore actif ; il montre, à la terminaison de sa galerie pleine d'eau, les multiples diverticules impénétrables habituels. L'étage moyen a servi d'habitat aux préhistoriques, qui y ont gravé des figurations animales et sculpté deux corps de femme (découvertes faites en juin 1953 par M. BESSAC (fig. 3 c).

Dans tout ce secteur de Penne, l'érosion a été pendant tout le Quaternaire très active. Les ruisseaux ont entaillé de profondes vallées dans les marnes du Lias, et sur toute la rive gauche, il n'y a plus qu'un Karst fossile ; mais le dénivellement fréquent des assises marneuses, par suite de la complexité tectonique de la région, ne permet pas d'établir des correspondances de niveau.

#### V. — SECTEUR INFÉRIEUR

De Bruniquel à Montricoux, l'Aveyron traverse l'épaisseur du Jurassique moyen fortement incliné vers le Sud-Ouest. Les grottes sont rares. En effet, dans ce secteur de la vallée, la circulation aérienne l'a toujours emporté sur la souterraine par suite de la présence des argiles tertiaires qui recouvraient le calcaire et qui, plusieurs fois remaniées, ont oblitéré les diaclases du Jurassique. On peut cependant citer la résurgence de Gabéou, fixée à 40 m au-dessus de l'Aveyron par un banc marneux, et les sources de Saint-Geniès, qui alimentent une vallée colmatée de tuf sur une épaisseur de 22 mètres.

La grotte du Bretou, en amont des sources de Bourdelle, au Nord de Montricoux, est intéressante, malgré son peu de développement (40 m), car elle permet d'établir la chronologie relative de plusieurs phénomènes morphoclimatiques récents (fig. 5). Elle s'ouvre sur le flanc d'une vallée sèche entaillant le substratum jurassique de la molasse tertiaire. Le fond de la vallée sèche se raccorde vers Saint-Laurent à une terrasse de 22 m. L'assèchement de la vallée est donc contemporain de l'achèvement de la terrasse inférieure.

Ouverte à 25 m du fond de la vallée, c'est une exsurgence fossile typique, avec son porche assez grand, en pente vers l'intérieur, ses marmites de corrosion à la voûte, ses stries d'érosion le long des parois latérales, ses diverticules terminaux bouchés par de la calcite. Son plancher est recouvert d'argile surmontée d'une cuirasse stalagmitique qui a fossilisé plusieurs squelettes de Hyène des

cavernes, et divers ossements que ces carnassiers avaient trainés dans la grotte (Cheval, Bœuf, Cerf). L'entrée était cachée sous un grand cône d'éboulis de gélivation qui tapissent par ailleurs tous les versants de la vallée sèche. Elle a été découverte à la faveur d'une carrière. Grâce à ces diverses observations, on peut établir la succession de phénomènes suivante :

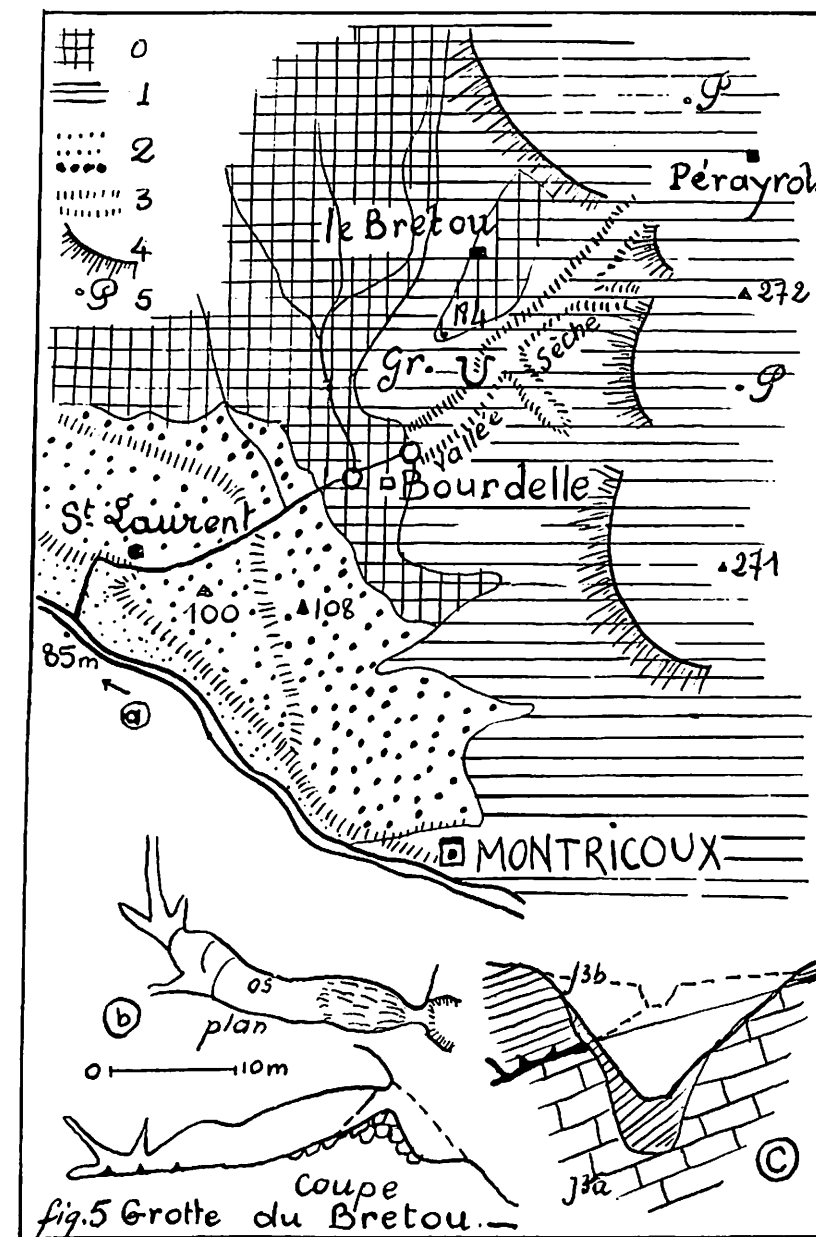


FIG. 5. — La grotte du Bretou.

- Carte de la région. 0, molasses tertiaires. 1, calcaire jurassique ; 2, divers paliers de terrasses de l'Aveyron ; 3, vallée sèche ; 4, limite par un talus de la haute surface à poches à phosphorites (5). L'emplacement de la grotte est indiqué par le signe habituel.
- Plan et coupe de la grotte.
- Coupe en travers de la vallée sèche : J3a, Calcaire massif. J3b, Calcaire en gros bancs. Le tireté indique le profil de la vallée à l'époque d'activité de la grotte.

1) L'exsurgence est en activité, la grotte se creuse pendant une période de repos de l'érosion aérienne, qui peut correspondre à l'édification de la terrasse de 60 mètres.

2) Un creusement rapide de l'Aveyron intervient par suite d'un changement climatique qui accélère la faculté d'érosion des fleuves. La vallée du Bretou se creuse par son ruisseau aérien, alimenté sur des placages de mollasse imperméable, en fonction du nouveau niveau de base ; l'exsurgence s'assèche.

3) La grotte est ouverte, sert de repaire aux hyènes pendant le dernier interglaciaire, tandis que la vallée s'assèche à son tour par une nouvelle modification climatique. On peut dater cette phase de la fin du Moustérien, d'après les ossements recueillis.

4) Un nouveau système karstique se forme, quelque 30 m plus bas, avec la résurgence à Bourdelle. Au dernier glaciaire, les coulées de pierraille se forment et emmurent la grotte, où se produit un ruissellement local, responsable des gours et du plancher stalagmitique. La basse terrasse s'édifie.

5) Une reprise de creusement, après le dernier glaciaire, porte le lit majeur de l'Aveyron à 20 m plus bas, mais ne retentit pas sur la vallée du Bretou, définitivement asséchée depuis la période précédente.

Ces dernières étapes du creusement de la vallée sont précisées par l'étude des abris sous-roche de Bruniquel. Les plus élevés, ainsi que la grotte du Cuzoulet, ont donné de l'Aurignacien. Les plus bas, du Magdalénien. Or, ces abris, dont le plancher est seulement à quelques mètres au-dessus du niveau de l'Aveyron, ont été creusés par une rivière à courant violent, et probablement sous l'effet de phénomènes de gel-dégel, pendant la dernière période glaciaire. A la fin de la période, les hommes les ont habités entre les crues qui déposaient des limons sur les débris de leur industrie, voire sur leurs squelettes, et qui colmataient le fond de la vallée et édifiaient la plaine basse aux environs de Montricoux. C'est pendant cette période que se mettaient en place les systèmes karstiques actuels, dont les sources, échelonnées le long de la vallée, sont les exutoires.

## VI. — CONCLUSIONS

L'exploration et l'étude des grottes de la vallée de l'Aveyron sont d'un précieux concours pour l'explication des diverses phases du creusement de la vallée. Il est difficile ou impossible d'établir des concordances d'altitude entre des secteurs de structure différente, comme le font volontiers les géographes. Cependant, dans tous les cas, on peut mettre en évidence la réalité de systèmes karstiques qui commandent les circulations souterraines de vastes régions calcaires. Remarquons que ces systèmes, formés par de larges réseaux de diaclases peu élargies, ne déterminent pas dans la partie inférieure de la masse calcaire de véritables nappes en équilibre hydrostatique. Il se produit des siphons, des mises en charge, qui maintiennent un perpétuel déséquilibre et expliquent des anomalies locales.

Des restes de systèmes karstiques antérieurs sont marqués par les grottes, qui sont le plus souvent d'anciennes bouches de sources vauclusiennes. Mais la correspondance des niveaux de grottes ne peut avoir quelque valeur qu'en structure calcaire homogène, comme aux environs de Cazals.

L'évolution d'une grotte, creusement, alluvionnement, concrétionnement, est en liaison directe avec les phénomènes climatiques qui commandent l'irrigation de la grotte, et aussi en relation indirecte, par les pulsations dans le creusement qu'ils imposent aux rivières aériennes servant de niveau de base pour l'établissement des systèmes karstiques. Ceux-ci suivent l'enfoncement de la rivière avec les mêmes à-coups. On peut ainsi tirer des concordances et établir des chronologies même s'il n'y a pas de niveaux altimétriques valables.

C'est ainsi que l'étude des grottes du Bosc nous a révélé la succession de trois phases de creusement, que nous avons retrouvées dans le secteur de Cazals ; les deux plus anciennes se retrouvent dans les grottes du secteur de Penne, tandis que les deux dernières sont précisées par l'étude de la grotte du Bretou. Ces trois phases se retrouvent également dans la construction des terrasses du Bas-Aveyron, en aval de Montricoux. Les parallélismes qui peuvent être établis, les concordances qui se manifestent, ne résultent pas de liaisons matérielles dans l'espace (comme la continuité d'un niveau). Ils sont mis en valeur par deux ordres de recherches poursuivies avec des méthodes différentes ; lorsque les résultats sont concordants, cela ne peut que renforcer la valeur des synthèses établies sur ces doubles données.

## Bibliographie

*Remarque.* — Nous n'indiquons ici que les travaux qui traitent de la région, en particulier ceux où sont décrites les grottes citées.

BAYROU (P.). — La grotte du Bosc. *Bull. Soc. Spéleo. Archéol. et Tourisme de Saint-Antonin*, t. I, 1936.

BÉTHAC (B.). — Grottes et Avens de la région montalbanaise. *Spelunca*, n° 6 et 7, 1935-36.

CAVAILLÉ (A.). — Description des grottes et avens explorés par la S.S.A.T. pendant la saison 1936. *Bull. Soc. Spéleo... Saint-Antonin*, t. I, 1936.

— Le Bassin karstique de la Lère. *Ann. de Spéleo.*, t. V, 1950.

— La Source de Touriès. *Bull. Soc. Sciences Nat. de Tarn-et-Garonne*, Montauban, t. I, 1952.

CAVAILLÉ (A.) et DESTUEL (R.). — La grotte du Bretou. *Id.*

DOMONT (Ch.) et GALAN (A.). — Compte rendu d'explorations souterraines. *Bull. Soc. des Amis du vieux Saint-Antonin*, 1949 à 1951.

GÈZE (B.). — Etude hydrogéologique et morphologique de la bordure S.-O. du Massif Central. *Ann. Instit. Nat. Agro.*, t. XXIX, 1937.

— Cartes géologiques au 1/80.000 Cahors n° 206 et Montauban n° 218, 2<sup>e</sup> éditions.

MARTEL (E.-A.). — Circulation souterraine des eaux dans les Causses du Tarn-et-Garonne. *A.F.A.S.*, Montauban, 1902.

PERRIER (L.). — Grottes et ruisseaux souterrains de Tarn-et-Garonne. *Rec. Académie de T.-et-G.*, t. XXXIV, 1919.

— Igues et Avens de Tarn-et-Garonne. *Id.*, t. XXXV, 1920-21.

PERRIER (L.), SERMET (J.) et VERDEIL (A.). — Quelques nouvelles explorations en Tarn-et-Garonne. *Id.*, t. XXXVII, 1924-25.

SERMET (J.). — Les phénomènes karstiques du Causse de Limogne. *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse*, t. LVIII, 1929.

La région est activement prospectée par les groupes spéléologiques de Saint-Antonin (DOMONT), de Graulhet (VERGNES), d'Albi (JARLAN) et de Montauban (DESTUEL et BROUSSE). Plusieurs chantiers de fouilles préhistoriques sont ouverts sous la direction de P. DARASSE.

Jacques ROUIRE (1)

## Hydrogéologie du Plateau des Bondons. Grotte de Malaval (Lozère) (2)

### HISTORIQUE SUCCINCT

Ce fut Paul ARNAL, l'un des premiers compagnons de MARTEL, qui, dès 1895, attira l'attention des spéléologues sur le Plateau des Bondons. Mais aucun compte rendu ne fut publié sur ses explorations. On peut les considérer comme ayant été limitées à des prospections de surface et aux cinquante premiers mètres de la grotte de Malaval [1, 2, 3].

Vers 1925, un archéologue lozérien, le Dr Charles MOREL, s'intéressa aux phénomènes hydrogéologiques de cette région et, accompagné d'un ouvrier, visita à plusieurs reprises la première partie de la grotte de Malaval. Là encore, aucune publication ne suivit. Il paraît cependant vraisemblable que le Dr MOREL soit parvenu jusqu'aux premières cascades, situées à 300 m environ de l'entrée.

A partir de septembre 1948, sur les instances de Paul ARNAL, et avec l'accord du Dr MOREL, le Dr GAJAC, de Marvejols, le Dr PELON, de Toulouse, et moi-même, entreprîmes l'étude hydrogéologique systématique du Plateau des Bondons.

Depuis 1948, plusieurs campagnes ont été effectuées chaque année, avec le concours sportif de la Section des Causses et Cévennes du Club Alpin Français, et avec l'aide de nombreux autres spéléologues appartenant à divers clubs. Plusieurs kilomètres de galeries ont été visités et topographiés sommairement. Mais malgré cela l'exploration est loin d'être terminée [5, 6, 7, 8].

### LE CADRE GÉOLOGIQUE

Le long de la bordure occidentale des Cévennes, sur les schistes cristallins et les granites du Mont Lozère, du Bougès et de l'Aigoual, s'aligne une série de placages de sédiments liasiques. Ce sont les « Petits Causses Cévenols », témoins des dépôts de bordure du Golfe des Grands Causses, qui, à la fin du Jurassique, s'étendaient, semble-t-il, sur toutes les Cévennes.

Parmi ces Petits Causses, l'un des plus importants, quant à la superficie, est le Plateau des Bondons, ou Plateau du Valdonnez (20 km<sup>2</sup>). Il est situé sur le flanc sud du Mont Lozère et, topographiquement, relié au Causse de Sauveterre par le Col de Montmirat.

Il est incliné vers le Sud. Alors que, près du Bramont, il culmine à 1.240 m, au-dessus de la vallée du Tarn, la cote la plus élevée de ses escarpements n'est plus qu'à 842. A l'Ouest et au Sud, il est entaillé par de profonds ravins, descendant jusqu'au socle cristallin.

(1) Service de Spéléologie du Bureau des Recherches Géologiques et Géophysiques (Paris).

(2) Communication présentée le 10 septembre 1953.

L'échelle stratigraphique est la suivante (de bas en haut) :

**Hettangien** : 3 m de bancs gréseux à ciment dolomitique, alternant avec des bancs de dolomie brune, à petits grains de quartz ; 30 m. de dolomie, présentant à la base des bancs de couleur très foncée (« brun de capucin »), et passant plus haut à des assises de couleur chamois, à pâte fine, avec grandes géodes de calcite ; 60 m de calcaire ou de dolomie, en bancs très minces, de couleur jaunâtre, se délitant facilement en parallélipipèdes et présentant de fréquentes intercalations de marnes vertes, grises ou bleues.

**Sinemurien** : 10 m de calcaires gris, spathiques, très durs, donnant une corniche.

**Charmouthien** : 30 à 40 m de calcaires marneux grisâtres, avec intercalations marneuses de plus en plus fréquentes vers le haut.

Le **Lias supérieur** (marneux) et le **Bajocien** (calcaire) ne sont représentés que sur les buttes-témoins qui surmontent le plateau.

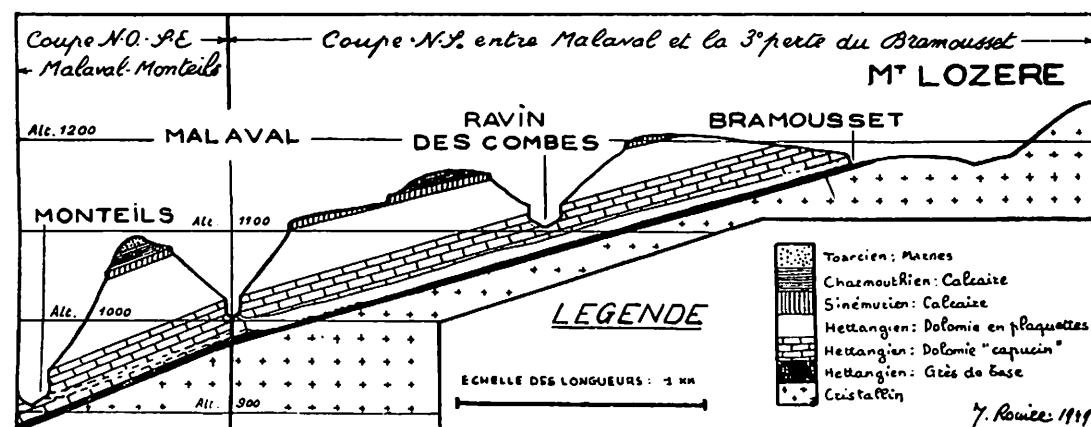


FIG. 1. — Coupe géologique du Plateau des Bondons.

#### LES PRINCIPAUX PHÉNOMÈNES

**Le Bramont.** — Le ruisseau du Bramont prend sa source au pied du Roc des Laubies (alt. 1.561), et, avec ses affluents, draine une surface de plus de 15 km<sup>2</sup> du versant Sud-Ouest du Mont Lozère. Il coule sur les granites, pendant 7 ou 8 km, en direction générale du Sud-Ouest.

En aval du hameau des Faux, à 1.500 m environ, le Bramont arrive au contact du petit escarpement grése-dolomitique qui forme la limite septentrionale du Plateau des Bondons. Presque aussitôt, il engouffre une partie de ses eaux (3) dans trois séries de fissures (joints et diaclases), distantes seulement de quelques dizaines de mètres.

Durant près d'un kilomètre, le Bramont suit le pied de la cuesta, exactement à la limite du granite et de l'Infralias, en direction du Nord-Ouest, cette fois. Puis, conservant cette direction générale, il s'enfonce de plus en plus dans le granite et collecte les nombreux ruisseaux qui descendent du Lozère.

A 6 ou 7 km. en aval des pertes, le Bramont franchit le grand accident qui sépare les Causses Majeurs des Cévennes, et pénètre dans une large vallée,

(3) En été et plus généralement pendant les périodes d'étiage, les habitants de la contrée obstruent partiellement les pertes afin de maintenir un certain débit en aval. Sans ces interventions, l'absorption du ruisseau serait totale. En période de crue, et en particulier lors de la fonte des neiges, le calibre des fissures est, de toute façon, nettement insuffisant pour soutirer tout le débit.

déblayée dans le Lias moyen. Il la suivra jusqu'à Balsièges, à son confluent avec le Lot.

Une expérience de coloration à la fluorescéine, pratiquée en octobre 1948, a montré la communication des Pertes du Bramont (4) avec la Résurgence des Combes (5).

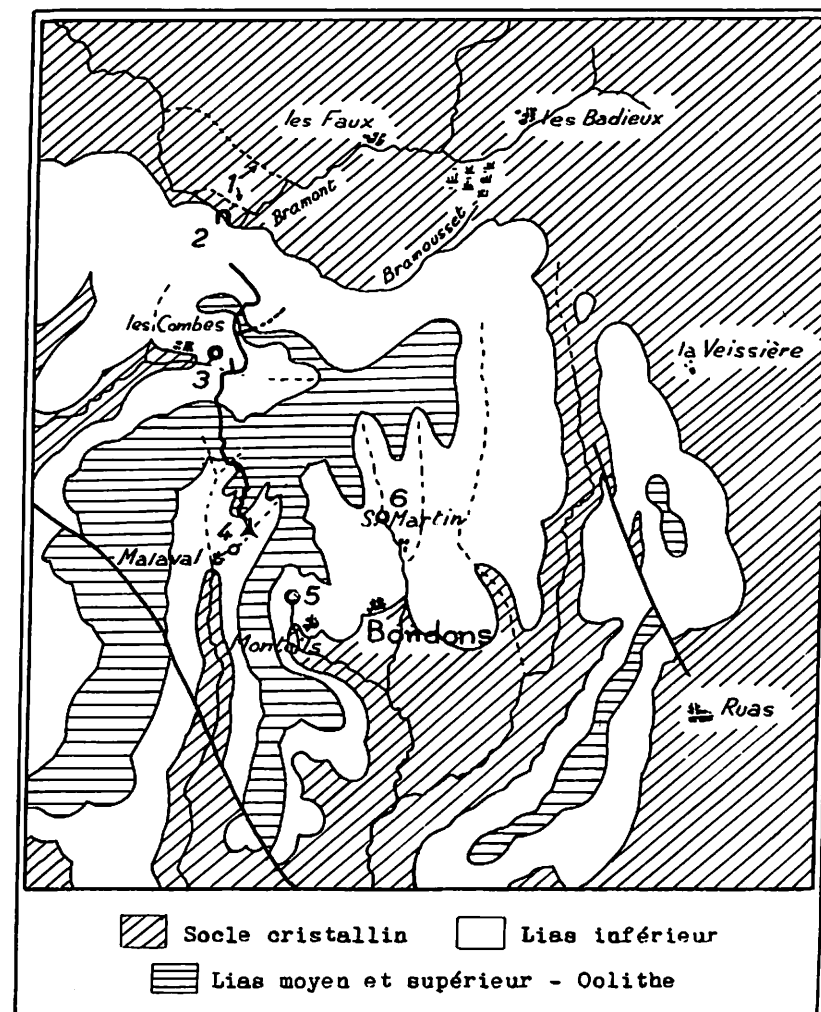


FIG. 2. — 1. Anciens cours du Bramont. — 2. Pertes du Bramont. — 3. Résurgence des Combes. — 4. Orifice du réseau de Malaval. — 5. Résurgence de Montels. — 6. Résurgence de Saint-Martin.

Celle-ci est située à l'issue d'un ravin sec, lui-même affluent d'un grand ravin également sec.

Comme les pertes du Bramont, elle se trouve, à la base de l'Hettangien, au contact des dolomies « brun de capucin » et du niveau gréseux. Elle est impé-

(4) **Pertes du Bramont** : Commune de Saint-Etienne-du-Valdonnez (Lozère). Coordonnées Lambert :  $x = 700, 750$  ;  $y = 236, 100$  ;  $z = 1.170$  m. Elles se trouvent à quelques dizaines de mètres au Nord de la route du Col de Montmirat à Pont-de-Montvert, à 4,5 km du Col de Montmirat.

(5) **Résurgence des Combes** : Commune des Bondons (Lozère). Coordonnées Lambert :  $x = 700, 600$  ;  $y = 234, 900$  ;  $z = 1.060$  m. A 400 m à l'Est du hameau des Combes.

nétrable. Un bassin, d'aspect artificiel, profond de 1,50 à 2 m, masque l'entrée d'une galerie de faible section, dans laquelle il était autrefois, dit-on, possible d'entrer. La résurgence est captée pour l'alimentation en eau de différents hameaux de la vallée.

La durée du trajet souterrain de la fluorescéine fut de deux heures, pour une dénivellation de 110 m et une distance de 1.200.

*Le Bramousset.* — Le Bramousset est un affluent de gauche du Bramont. Il naît vers 1.220 m d'altitude, dans les marécages, au Sud-Ouest des Badioux. Ces marécages sont alimentés partiellement par le ruisseau des Badioux, lequel, cependant, envoie directement une partie de ses eaux au Bramont. On a donc là un curieux phénomène d'anastomose de deux ruisseaux.

Le talweg du Bramousset est, au début, hésitant et peu marqué. Il s'est établi entre un dôme très aplati de granite, limité au Nord par le Bramont, et la cuesta de l'Infralias.

Le Bramousset est à sec, ou presque, pendant l'été. Même lorsque le débit est moyen, ses eaux ne parviennent pas jusqu'au Bramont. Nous avons observé le long du talweg une série de fissures et d'entonnoirs dans les dolomies et dans les grès. Vraisemblablement, ces accidents fonctionnent comme pertes. D'ailleurs, toute la zone au contact cristallin-sédimentaire paraît absorbante, particulièrement au niveau des marécages des Badioux. Les eaux infiltrées doivent contribuer pour une large part à l'alimentation des grosses résurgences de la périphérie méridionale du plateau.

Mais lors de la fonte des neiges les fissures fonctionnent en sens inverse : les eaux infiltrées sur le plateau liasique refluent sous pression et augmentent le débit du Bramousset qui, à ce moment-là seulement, se déverse dans le Bramont (6).

Ce renversement du phénomène en temps de crue, joint au fait que les infiltrations en période normale sont nécessairement lentes, explique les températures relativement constantes et les débits régularisés observés aux émergences (7). Mais il en résulte la quasi-impossibilité de pratiquer une coloration, qui seule permettrait d'énoncer des certitudes.

TABLEAU DE TEMPÉRATURES

	Février	Juin	Juillet	Octobre
Pertes du Bramont.....	3°	17°,5	17°,5	13°
Résurgence des Combes.....	3°	11°,5	16°	11°
Bramousset.....	2°,5	17°	17°,5	13°
Ruisseau souterrain de Malaval....	7°,5	8°,5	8°,75	8°
Résurgence de Monteils.....	7°,5		8°,75	
Résurgence de Saint-Martin.....			8°,25	

*Le réseau souterrain de Malaval.* — Le seul orifice actuellement connu permettant d'accéder dans ce vaste réseau souterrain est situé dans le talweg d'un ravin très escarpé, descendant du Truc des Bondons (cote 1217), butte-témoin de Lias supérieur et de Bajocien, surmontant le Plateau (8).

L'érosion externe a dégagé le haut d'une vaste galerie et créé ainsi une ouverture accidentelle. Par une diaclase verticale, on atteint à — 10 le sommet

(6) Observations J. GAJAC (19-2-1950).

(7) Voir tableau des températures (relevées par J. GAJAC).

(8) *Grotte de Malaval* : Commune des Bondons (Lozère). Coordonnées Lambert :  $x = 700, 900$  ;  $y = 233, 400$  ;  $z = 1.000$  m. A 300 m., au N.-E. du hameau de Malaval.

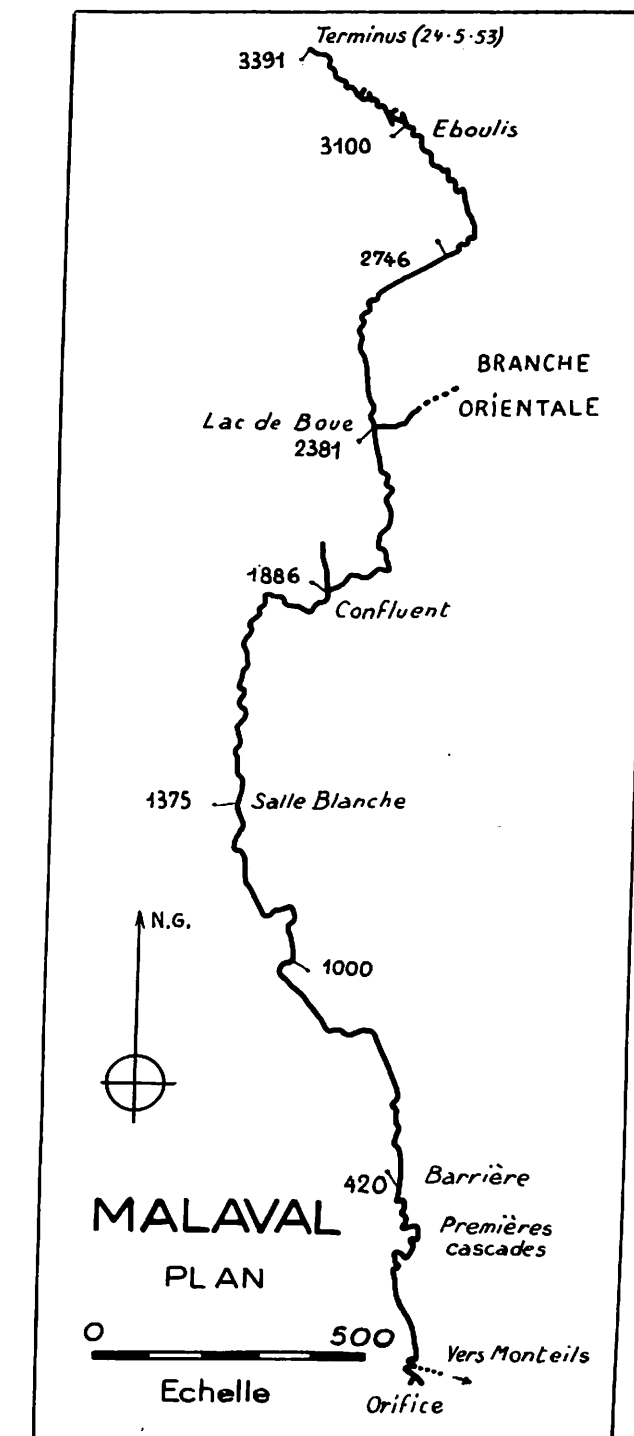


FIG. 3. — Plan de la rivière souterraine de Malaval, d'après les levés de J. ROUIRE (de 0 à 420 m), M. COUDERC (de 420 à 1.886 m) et de J. MAZENQ (de 1.886 à 3.391 m).



d'un éboulis, dont le bas se situe à — 20, au bord d'un petit lac à fond boueux. Ce lac est la première manifestation du ruisseau souterrain.

Vers l'aval, c'est-à-dire vers le Sud, ce ruisseau se perd aussitôt entre les blocs qui forment l'éboulis, et sous une voûte très surbaissée. Une expérience de coloration, effectuée le 16 juillet 1949, a prouvé la corrélation de cette perte interne avec la source de Monteils, qui sourd dans un ravin parallèle, 900 m au Sud-Est, impénétrable, entre les bancs de la dolomie capucin, quinze mètres au-dessus des granites (9).

Vers le Nord, autrement dit vers l'amont, au contraire, après avoir franchi une série de plans d'eau profonde, on remonte le cours d'un ruisseau entrecoupé de cascades tombant dans des marmites aux formes très érodées. Cette partie active est creusée dans les grès de la base de l'Hettangien, donc à très peu de distance au-dessus du socle cristallin.

Au-dessus du ruisseau, dans la dolomie capucin, un étage sec, souvent très concrétionné, atteint parfois une largeur de 8 m et une hauteur de 25. Très souvent, cette partie haute est en communication directe et constante avec le ruisseau, mais quelquefois un plancher d'éboulis, plus ou moins consolidé par le concrétionnement, vient séparer les deux étages. Quelquefois aussi, des éboulis ou de grandes formations stalagmitiques créent de véritables barrières, qui obligent à remonter assez haut dans la diacase. Très rarement, la galerie sèche paraît nettement distincte de la galerie du ruisseau.

A près de 1.900 m de l'entrée, on parvient dans une salle assez vaste, où confluent deux ruisseaux arrivant en cascades. Le ruisseau du Nord, d'un faible débit, arrive d'une galerie en très forte pente : on perd d'ailleurs très rapidement sa trace, mais la galerie continue à monter jusqu'au moment où, à une centaine de mètres du confluent, et à une quarantaine de mètres plus haut, elle devient impénétrable. Divers indices, comme la présence de terre ou de débris organiques sur les parois, semblent prouver que la surface du sol n'est plus très éloignée. D'après le relevé topographique, ce point se situe sous la partie amont du ravin des Combes.

Le ruisseau principal, ou de l'Est, provient d'une galerie sensiblement identique à celle qui amène au confluent. A 2.400 m. de l'entrée, on rencontre une deuxième bifurcation importante.

La branche occidentale débute par une série de lacs de boue profonde, surmontés d'une faible tranche d'eau. Cet obstacle se poursuit sur 150 m. Au-delà, le couloir continue avec les mêmes caractéristiques qu'en aval : nombreux méandres, cascades dans les grès, corniches concrétionnées dans les parties hautes.

A 3.100 m, la physionomie change : on parvient à l'origine du ruisseau, qui sort d'un orifice surbaissé et impénétrable. La galerie se poursuit au-delà d'un grand éboulis, mais sa pente augmente très fortement. Elle est creusée dans un joint : sa largeur devient plus grande que sa hauteur. Le sol est constitué de gros galets de granite, puis, plus loin, de terre sèche. A 3.400 m de l'entrée, on se heurte à un éboulis hermétique, qui met un terme à l'exploration.

Le relevé topographique indique que ce terminus est situé tout près de la surface du sol, non loin du contact cristallin-Hettangien, en un point qui doit se trouver au voisinage du confluent Bramont-Bramousset.

La branche occidentale n'a pas été topographiée, mais seulement reconnue sur 600 m environ. C'est un système assez complexe de galeries actives et de galeries fossiles assez vastes. Son exploration n'est pas terminée. Notons en passant, à ce sujet, que la progression dans toute la grotte est très difficile et dangereuse : corniches étroites et glisseuses, cascades surplombantes, lacs de boue, diacases étroites, parois instables, etc... Ce sont ces divers obstacles, accumulés sur tout le parcours avec une décourageante continuité, qui expliquent la lenteur de l'exploration.

(9) *Résurgence de Monteils* : Commune des Bondons (Lozère). Coordonnées Lambert :  $x = 701,300$  ;  $y = 232,600$  ;  $z = 910$  m 300 m au N.-N.-W. du hameau de Monteils.

*La Résurgence de Saint-Martin.* — C'est, sur le flanc Est d'un grand ravin, à 50 m de distance du fond du talweg, et à quelques mètres au-dessus, une source importante, qui jaillit au contact de la dolomie hettangienne et des grès de base. Quelques mètres plus haut, un trop-plein a été maçonné sur quelques mètres pour éviter que les crues ne détériorent la route, qui passe immédiatement au-dessus. Rapidement obstruée par un éboulement de rocher, cette galerie serait vraisemblablement assez facile à dégager (10).

## CONCLUSIONS

1. *Le réseau hydrographique du Bramont.* — Seule une étude morphologique détaillée permettrait d'énoncer des conclusions quant à l'évolution du réseau hydrographique du Bramont et aux influences karstiques qui ont pu conditionner partiellement cette évolution. Mais l'examen de son cours actuel et de celui de ses affluents suffit à révéler quelques-uns de ses traits principaux.

D'une façon générale, on peut dire que cette évolution a été rapide. Depuis le Pliocène, c'est-à-dire depuis la mise en place du réseau hydrographique causse-nard et cévenol, on peut distinguer au moins trois grandes étapes dans l'évolution du Bramont.

Il est pratiquement certain qu'à un certain stade le Bramont a coulé vers le Sud-Ouest, c'est-à-dire dans sa direction première, en empruntant un tracé qui, pour fixer les idées, serait actuellement représenté par le Ravin des Combettes et la Vallée de Salanson. A ce moment-là le Bramont était tributaire du Tarn.

A un autre stade, par érosion régressive, le ruisseau du Valdonnez a fini par capturer le Bramont pour l'amener au Lot : c'est ce qui explique son coude brusque au contact granite-Hettangien.

Enfin une dernière phase, celle à laquelle nous assistons, montre une nouvelle capture, souterraine cette fois, au profit du bassin du Tarn.

Il est tout à fait vraisemblable qu'en réalité l'évolution a été beaucoup plus complexe. En effet, entre les Faux et les pertes, le Bramont, dont la direction générale est S.S.W., présente de nombreuses baïonnettes vers le W.N.W., direction, nous l'avons vu, qu'il adopte définitivement après les pertes. A deux au moins de ces brusques changements de direction correspondent deux ébauches de talwegs, dans le granite, témoignant chacune d'un ancien cours du Bramont et peut-être aussi d'une étape du recul de la cuesta de l'Infralias. On peut ainsi se demander si les alternatives de capture au profit du bassin du Lot, et de retour, par un processus souterrain, vers le Tarn, n'ont pas, en réalité, été multiples. La carte au 80.000<sup>e</sup> ne rend absolument pas compte de ces particularités topographiques, mais elles apparaissent très clairement sur le terrain d'une part, et d'autre part sur les photographies aériennes, notamment lors de leur examen stéréoscopique.

2. *Les circulations souterraines.* — La surface des Bondons ne présente aucun des caractères du modèle karstique, si bien développé sur les Grands Causses. Ni aven, ni vallée fermée, ni lapiaz, ni doline, ne fournissent aux eaux de ruissellement des points d'absorption commodes.

D'ailleurs, une bonne partie de la surface du plateau est constituée par les calcaires marneux charmouthiens, pratiquement imperméables. Dans les multiples fissures des dolomies et des calcaires hettangiens, les infiltrations sont théoriquement possibles. Mais en pratique ces dernières, assez fortes lors des faibles pluies, sont relativement très peu importantes lors des orages, des pluies prolongées et de la fonte des neiges. D'autre part, la présence de couches marneuses au sein des assises hettangiennes vient encore entraver ces infiltrations. En fait, on

(10) *Résurgence de Saint-Martin* : Commune des Bondons (Lozère). Coordonnées Lambert :  $x = 702,200$  ;  $y = 233,400$  ;  $z = 980$  m. 400 m. au N.-N.-W. de Saint-Martin.

peut donc considérer qu'un pourcentage très élevé des eaux de précipitations ruisselle sur les pentes et gagne directement le fond granitique des ravins périphériques, où elles échappent définitivement au domaine souterrain.

Les circulations souterraines du Plateau des Bondons sont donc presque uniquement le fait de l'enfouissement des ruissellements allogènes, contrairement à ce qui se passe dans les Grands Causses où, mis à part les cours souterrains de la Jonte, du Trévezel, de la Virenque et de la Vis, ce sont des eaux endogènes qui déterminent le karst profond.

Le réseau souterrain des Bondons n'est donc pas, à proprement parler, karstique. Si, avant le démantèlement de la surface pliocène, de 1.240-1.280 m [4], un karst s'était établi dans les calcaires de l'Oolithe, il était nécessairement limité en profondeur au Lias marneux. Les cavités aujourd'hui reconnues dans l'Hettangien ne pouvaient, sauf accident tectonique, être en relation avec ce karst supposé et disparu.

On est donc conduit à admettre que les circulations anciennes dans l'Hettangien provenaient, comme aujourd'hui, de l'enfouissement de ruisseaux formés sur le granite. Mais nous avons vu que l'évolution superficielle très rapide fait reculer vers le Sud la limite des sédiments, et que le plateau subit également des attaques, par érosion régressive, venues de la périphérie. Les réseaux souterrains des Bondons sont donc tronqués à leurs deux extrémités, aussi bien en amont, au Nord, qu'en aval, au Sud. Ce qu'il en subsiste aujourd'hui n'est que le résidu de réseaux plus importants, qui affectaient un placage de sédiments plus vaste mais aujourd'hui partiellement disparu.

Si un cycle karstique doit maintenant s'attaquer à l'Infralias, bien que les conditions lithologiques soient, comme nous l'avons vu, assez défavorables, nous n'assistons qu'à la toute première phase de cette évolution.

#### Bibliographie sommaire

1. ARNAL (P.). — Spéléologie. *Bulletin du Club Cévenol*, n° 3-4, 1895, p. 64.
2. BARBOT (J.). — Les Grottes de la Vallée du Lot. *Spelunca*, XII, p. 188.
3. X... — Exploration spéléologique. *Bulletin du Club Cévenol*, n° 3, 1907, p. 180.
4. MARRÉS (P.). — « Les Grands Causses », 1936, p. 32.
5. ROUIRE (J.). — La Grotte de Malaval. *Bulletin trimestriel de la S.S.F.*, n° 2, nov. 1949, p. 9.
6. GAJAC (D<sup>r</sup>) et ROUIRE (J.). — Le Plateau des Bondons et la Grotte de Malaval. *Ann. Spéleo.* T. IV, 1949, fasc. 3, p. 125-132.
7. ROUIRE (J.). — Rivière souterraine de Malaval. *Bull. Com. Nat. Spéleo.*, juil.-sept. 1952, n° 3, p. 63-64.
8. ROUIRE (J.). — Rivière souterraine de Malaval. *Bull. Com. Nat. Spéleo.*, juil.-sept. 1953, n° 3, p. 61.

J. DU CAILAR, A. BOURNIER, J. CORBERY,

J. COUDERC et R. MONTEL (1)

## La grotte du Sergent

(Saint-Guilhem-le-Désert, Hérault) (2)

#### Résumé

Nous donnons ici la description et le plan de la grotte du Sergent, vaste cavité de la vallée de l'Hérault, déjà explorée par MARTEL, et dont nous avons porté le parcours à trois kilomètres. Un important cours d'eau souterrain a été découvert ; une coloration a déterminé les résurgences dans la vallée de l'Hérault ; l'exploration difficile nécessitant le passage de plusieurs siphons n'est pas achevée.

#### INTRODUCTION

La cavité dont nous voulons apporter ici la description est située dans cette zone de basses montagnes calcaires, de 300 m. d'altitude, qui borde au Sud et à l'Est, les hauts reliefs languedociens du Larzac et des Cévennes. Le fleuve Hérault, descendu de l'Aigoual, entaille du Nord au Sud ce bas massif de gorges profondes et belles, de 30 km de long, découpant ainsi une série de plateaux que l'on peut appeler « Les Causses de la vallée moyenne de l'Hérault ».

Ce sont des surfaces d'érosion nivelées aux dépens d'une structure plissée à la fin du Lutétien dans le premier tiers de l'époque tertiaire. La tectonique en est très complexe. Le matériel calcaire jurassique, en bancs massifs serrés d'horizons marneux épais, ne se prêtait pas aux plissements ; il a donc été haché de failles sous l'action de fortes vagues tectoniques orientées du Sud-Ouest au Nord-Est.

A l'extrémité sud de ces plateaux garrigues, de part et d'autre des gorges de l'Hérault, peu avant le débouché de ce fleuve dans la plaine alluviale côtière, s'étend la partie la plus pittoresque de cette contrée : le pays de St-Guilhem-le-Désert. Terroir d'une âpre beauté très attachante, riche d'un passé glorieux, d'une faune et d'une flore exceptionnelles, il est également d'une richesse spéléologique considérable.

C'est la position de ce large relief montagneux adossé au grand château d'eau calcaire du Larzac, favorisé par la nature de la roche jurassique, souvent dolomitisée, fortement faillée et diaclasée, qui explique les grandes percées hydrospéléologiques de ce massif.

(1) Spéleo-Club Alpin Languedocien (Montpellier).  
(2) Communication présentée le 9 septembre 1953.

Nous donnons ci-joint un schéma montrant l'importance de cette formidable érosion souterraine qui, en quelques kilomètres, détermine quatre grands systèmes souterrains.

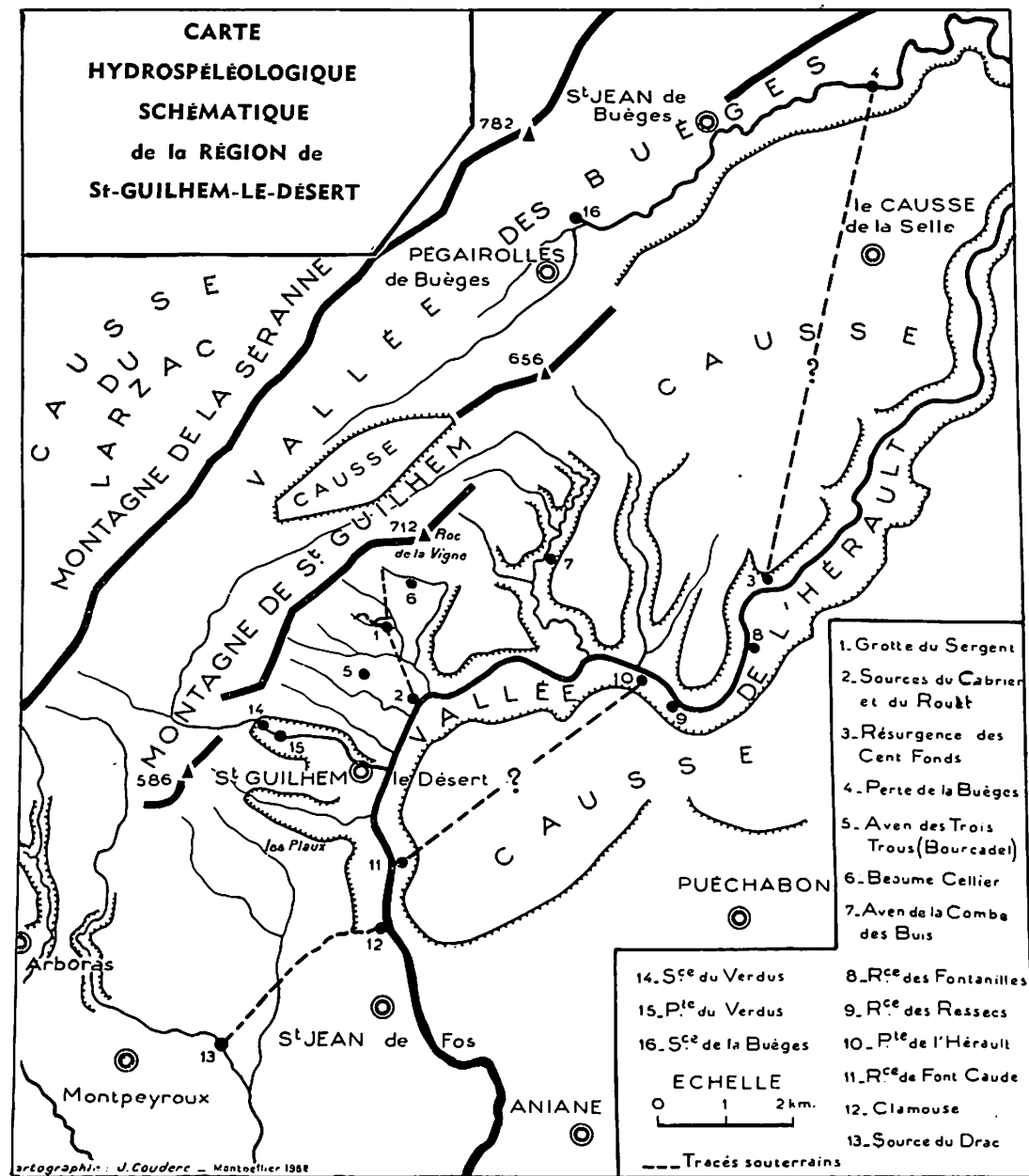


FIG. 1

Du Nord au Sud, et drainant les eaux du Larzac vers l'Hérault, nous trouvons :  
la perte de la Buèges, résurgence Cent-Fons ;  
le système du Sergent ;  
la grotte-exsurgence Clamouse-Drac ;  
enfin, court-circuitant souterrainement l'Hérault en rive gauche, se développe le système Ressecs-résurgence Fond-Caude.

Bien des points de détail restent à préciser dans ces différents éléments, dont le mieux connu est incontestablement la grotte-exsurgence de la Clamouse, découverte par le Spéléo-Club montpelliérain en 1945, et qu'une décoration des plus riches classe parmi les grandes cavités de réputation internationale.

Nous limitant à un point particulier de ce secteur, nous voudrions faire ici l'étude du « Système du Sergent », vaste cavité de plusieurs kilomètres, dont l'exploration, commencée en 1889 par MARTEL, poursuivie ensuite par nous, n'est pas encore achevée.

#### HISTORIQUE

1889. — MARTEL explore la grande branche et en dresse le plan, soit 1.100 m de galeries.

1909. — (12 avril) JEANNEL et RECOVITZA.

1913. — (27 décembre) JEANNEL et RECOVITZA.

Explorations C.A.F. (section Montpellier) : Nous ne donnerons que les dates de nos principales explorations ayant amené des découvertes intéressantes. Nous avons effectué plus de 50 explorations dans cette cavité.

1947. — (7 septembre) J. SÉGUI et R. MONTEL : Passage du lac du bain et découverte de la grande diacase et du ruisseau.

1949. — (16 janvier) J. DU CAILLAR, Y. DUPUY, R. MONTEL, A. et G. BOURNIER : Jonction des galeries supérieure et inférieure de la grande diacase.

(21 août) A. BOURNIER : Passage en plongée libre du grand siphon Nord.

(11 septembre) A. BOURNIER, J. DU CAILLAR, J. CORBERY, Y. DUPUY et G. MONIS passent le siphon et explorent les galeries au delà.

(9 octobre) Découverte du « réseau des galeries étroites ».

1950. — (24 juin) Coloration du ruisseau de la grande diacase.

(27 et 28 juin) Sortie de la coloration à la résurgence du Roulet et du Cabrier.

1952. — (24 août) Découverte de galeries supérieures dans la galerie du réservoir.

(26 et 27) Découverte des avens du Roc de la Jarre.

1953. — Découverte de l'aven de Belle-Aure (R. MONTEL et J. CORBERY). Exploration jusqu'à — 160.

#### DESCRIPTION D'ENSEMBLE DU SYSTÈME

Le système souterrain, dit du Sergent, comprend différents éléments, que nous étudierons tour à tour en allant du bas vers le haut :

- 1° une zone de résurgence, le Cabrier, au bord de l'Hérault, à 80 m d'altitude ;
- 2° la grotte du Sergent, vaste cavité, de fonctionnement hydrologique complexe, avec réseau actif ;
- 3° les cavités de la Combe de l'Arbousier, qui s'échelonnent à des niveaux supérieurs, dans l'alignement de la grotte du Sergent ;
- 4° l'aven de Belle-Aure, puits profond de 160 m, toujours dans l'alignement de la grande cavité, mais à niveau très supérieur.

Nous espérons par là rejoindre les galeries du Sergent au delà des zones de siphon.

## I. — LES RÉSURGENCES

1° *Résurgences du Roulet* : En rive droite de l'Hérault, à 60 m d'altitude, à 250 m en aval du premier barrage de St-Guilhem et 3 m au-dessus du niveau du fleuve. Pérenne de 5 à 6 l/s.

2° *Résurgence du barrage* : En rive droite de l'Hérault, à 200 m en amont des précédentes, on trouve un petit réseau de fissures souvent recouvertes par l'eau du fleuve laissant passage en permanence à un débit de 5 à 6 l/s.

3° *Résurgence du Cabrier* : En rive droite de l'Hérault, au-dessus des précédentes, sur le bord de la route GC 4, à 100 m au Sud du départ de la Combe de Malafosse.

Plusieurs orifices échelonnés sur une vingtaine de mètres. Pérenne de réputation ; en réalité, nous l'avons trouvée plusieurs fois à sec. Débit moyen : 7 à

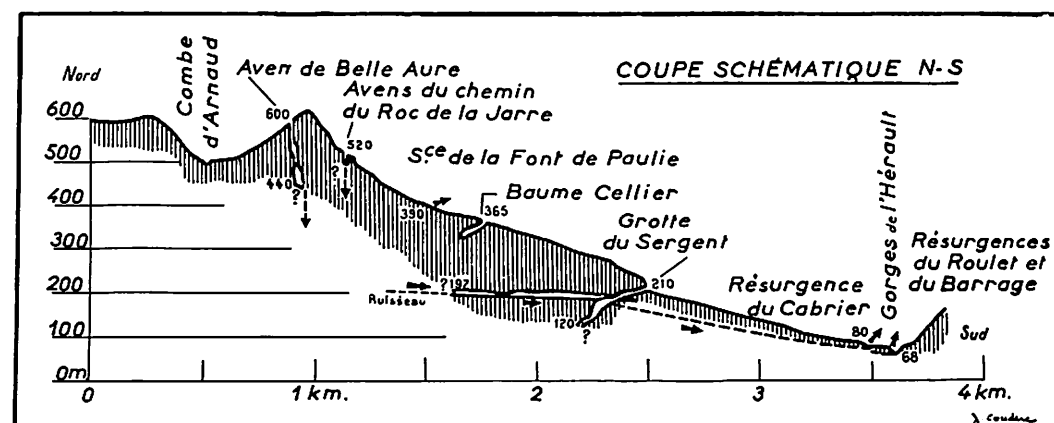


FIG. 2

8 l/s. Plusieurs mètres cubes lors des crues. Un des orifices, sous forme de galerie remplie de blocs, pourrait, après désobstruction, permettre le passage.

Ces trois résurgences ont été colorées par la fluorescéine versée dans le torrent de la grotte du Sergent.

## II. — LA GROTTES DU SERGENT

SITUATION. — Dans la commune de St-Guilhem-le-Désert. Mentionnée sur la carte Michelin au 1/200.000<sup>e</sup> et sur la feuille E.M. du Vigan aux coordonnées Lambert : X = 698,2, Y = 162,2, Z = 210 m, au pied du Roc de la Vigne, qui culmine à 712 m, en rive droite de l'Hérault.

Remonter la Combe de Malafosse, qui débouche à 1.800 m au Nord de Saint-Guilhem, sur la route GC 4 (source du Cabrier).

Abandonner cette Combe pour celle du Sergent, que l'on suivra (prendre un sentier qui coupe la croupe en rive droite) jusqu'à la bouche de la grotte, à 210 m d'altitude. L'entrée, que l'on atteint par une escalade facile d'une quinzaine de mètres, s'ouvre dans une petite falaise qui domine la rive droite du ruisseau.

DESCRIPTION GÉNÉRALE. — La grotte du Sergent comprend trois parties nettement distinctes :

1° un étage fossile, exploré par MARTEL, de 1.100 m de long, développé vers le Nord-Ouest. Il peut jouer le rôle de réservoir, en particulier dans les parties profondes, à — 100 par rapport à l'entrée. On a coutume de l'appeler la Grande-Branche ;

2° un étage actif, parcouru par un ruisseau de 8 à 10 l/s. De découverte récente, il est creusé aux dépens d'une grande diaclase N.-S. Il est parcouru par le ruisseau qui résurge au Cabrier : nous l'appelons la Grande-Diaclase ;

3° un réseau de galeries également fossile (280 m) fait communiquer les deux premiers étages. Nous l'appelons la Petite-Branche.

1° *La Grande-Branche*. — Dès le départ, la galerie s'abaisse rapidement, pour se relever ensuite, cette concavité recueille des eaux d'infiltration de surface qui forment une laisse que nous avons vue siphonner en période de grosses pluies. On arrive, au bout d'une trentaine de mètres, dans la salle des sept colonnes, d'où l'on sort, soit en passant dans la salle du Dais, qui se termine au Nord par une diaclase impénétrable, soit en franchissant une grille de colonnes stalagmitiques, qui donne accès dans la salle des Draperies, parfois occupée par une laisse. La galerie descend brusquement lorsqu'on franchit un chaos rocheux d'une vingtaine de mètres, et l'on aboutit à une grande salle à sol sablonneux, deux boyaux étroits et bas partent de cette salle vers le Nord pour rejoindre la « Petite-Branche ». Toujours sur le sable, une galerie haute et large conduit à la bifurcation de la « Petite-Branche ».

Continuant encore vers le Nord-Ouest, la « Grande-Branche », toujours aussi large, présente quelques stalagmites de belle taille et commence à être plus riche en concrétions, draperies, coulées, plancher stalagmitique. On atteint ainsi la salle du Grand-Pilier, salle de belles dimensions, au centre de laquelle est une importante colonne. Côté Sud, une large galerie remontante permet de revenir en arrière et d'arriver à une corniche donnant une belle vue sur la galerie qu'on vient de parcourir. Côté Nord, une série de croupes stalagmitiques, puis un chaos rocheux, nous amènent à la salle du Lac du Réservoir. Arrêt de MARTEL à — 60. A partir de ce point, en période de pluies, toute la galerie est inondée. Du plafond très haut tombe une pluie torrentielle dans le lac ou sur le sable lorsque le niveau est moins élevé. Le sol, qui était à — 40 à la salle du Grand-Pilier, est à — 75 à la salle du Réservoir, pour passer à — 90 une centaine de mètres plus loin. Cette galerie, dont les parois et le plafond sont très érodés, dut être parcourue par un courant violent et de fort débit, ainsi qu'en témoignent plusieurs grosses marmites de géants encore visibles. Le sol est couvert d'une couche de sable de plus en plus épaisse ; la galerie devient étroite et basse et l'on atteint, à 610 mètres de l'entrée, une étroiture, toujours dans le sable.

Suivant les périodes de l'année, l'eau arrête plus ou moins haut la progression dans cette galerie. Mais en grande sécheresse il n'y a plus d'eau et c'est le sable qui colmate le passage. Nous avons pu encore progresser récemment d'une centaine de mètres après l'étroiture. Il y a de plus un petit réseau de galerie supérieure d'une cinquantaine de mètres, qui permet d'espérer arriver à franchir un jour ce point, le plus bas de la cavité, et progresser au delà. Ajoutons aussi que, par suite de déplacement du sable par l'eau, la topographie de ce secteur est chaque année modifiée.

2° *La Petite-Branche*. — Elle s'ouvre sur la « Grande-Branche », à 230 m de l'entrée, par une laisse permanente, où il n'y a jamais beaucoup d'eau : le « Lac des Paresseux ». Le plafond s'abaisse alors brusquement et nécessite pendant une soixantaine de mètres une marche particulièrement pénible. On arrive alors devant le « Lac du Bain ». Cette laisse, bien que temporaire, atteint parfois une profondeur de plusieurs mètres, et même arrive à toucher la voûte, ce qui interdit pendant quelque temps une exploration facile du reste de la cavité. C'est dans ce lac, qui siphonnait lors de son exploration, que MARTEL a pris un bain resté célèbre. Dès que le « Lac du Bain » est franchi, le « Lac des Draperies » présente ses belles concrétions.

Bien que profond d'un mètre, on peut le passer sans se mouiller par une escalade en traversée assez facile sur la gauche. De ce même lac part un réseau formant labyrinthe, qui communique avec la Grande-Diaclase ; galeries étroites. On franchit ensuite une étroiture formée par une coulée, et c'est la « Salle

des Mille-Colonnes », au plafond bas, mais semé de nombreuses stalagmites. A la sortie de cette salle, à 500 mètres de l'entrée et sur la gauche, s'ouvre la « Boîte-aux-Lettres », entrée de la Grande-Diaclase, assez difficile à trouver ; elle absorbe un ruissellement d'infiltration qui coupe la galerie. La « Petite-Branche » continue encore pendant une centaine de mètres et se termine sur une étroiture infranchissable.

3° *La Grande-Diaclase*. — De la « Boîte-aux-Lettres » (400 mètres de l'entrée) au dernier siphon (1.000 mètres de l'entrée), on suit un couloir rectiligne de direction exactement Sud-Nord, au bas duquel coule une rivière souterraine. C'est une faille au sens géologique du mot, il suffit de jeter un coup d'œil sur les parois pour s'apercevoir que deux roches bien différentes sont venues au contact : d'un côté dolomie, de l'autre calcaire bicolore très fin.

D'autre part, cette faille n'est pas dans un plan vertical et plonge à 30° vers l'Est. Le ruisseau a pu emprunter un cours supérieur actuellement fossile ; il coule aujourd'hui dans une galerie inférieure distante d'une trentaine de mètres de son cours antérieur. Le développement total est de 890 mètres. La source du Cabrier est dans l'axe de cette diaclase.

a) *Galerie supérieure* : C'est la plus commode d'accès, bien que la plus récemment découverte. A 30 mètres de la « Boîte-aux-Lettres », on trouve sur la gauche une cheminée de 2 m. 50, facile à escalader. Elle donne accès à un boyau coupant un puits peu profond. Après une courte étroiture, le boyau remonte puis redescend vers une partie concrétionnée, qui aboutit à un rond-point. C'est à ce rond-point que débouchent deux boyaux très étroits provenant du « Lac des Draperies ». Il faut alors escalader sur la gauche une croupe stalagmitique pour retrouver le boyau, qui est coupé de deux petites laisses successives. Un chaos de blocs de dolomie, puis un passage en laminoir oblique, et l'on arrive à la salle du sable, assez vaste, et dont le sol est recouvert d'arène dolomitique. Il faut ensuite remonter un éboulis de gros blocs et l'on s'engage dans une galerie assez inégale comme calibre, tantôt violemment érodée, tantôt concrétionnée. Un fait curieux à noter : il semble qu'ici le cycle normal d'évolution se soit reproduit deux fois, période active, période fossile et retour à l'érosion. On trouve en effet, dans les parties les plus creusées par l'eau, des concrétions en place usées par l'érosion, ce qui donne des surfaces où l'on peut compter les couches successives de calcaire. Actuellement, cette deuxième érosion est terminée, et la progression dans cette galerie oblige à franchir des laisses formées par des barrages stalagmitiques. Nous sommes à 280 mètres de la « Boîte-aux-Lettres » et déjà, depuis quelques minutes, nous entendons un bruit de cascade. Nous débouchons au plafond d'une salle d'une vingtaine de mètres de haut, dont le fond est occupé par un lac (3) de 6 mètres de profondeur : c'est la salle du Grand-Lac. Le bruit de cascade est produit par le déversoir du lac : débit d'une dizaine de litres-seconde. Le ruisseau s'engage dans la galerie inférieure.

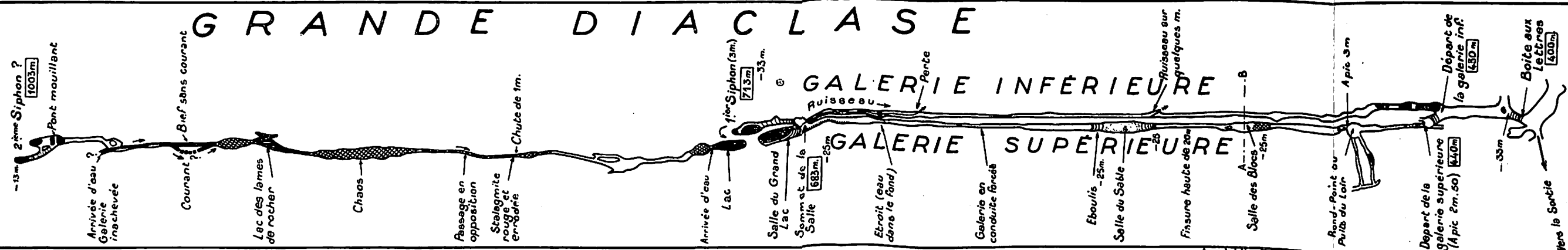
b) *Galerie inférieure* : A 30 mètres de la « Boîte-aux-Lettres », au lieu de faire la petite escalade qui conduit à la galerie supérieure, on franchit trois laisses permanentes très peu profondes. La suite du trajet jusqu'au Grand-Lac est très pénible. Les deux parois de la diaclase sont ici resserrées et il faut souvent progresser en opposition sur les parois. Or, ces parois, très déchiquetées par l'érosion et les arêtes tranchantes, lacèrent l'épiderme et le vêtement. A mi-chemin, à peu près, on entend couler le ruisseau et on peut y descendre et le suivre quelques mètres. On ne le retrouve qu'une cinquantaine de mètres avant le « Grand-Lac ».

On peut contourner le « Grand-Lac » par une galerie partant du haut de la salle et passant derrière la rive gauche ; on aboutit ainsi à deux regards profonds

---

(3) Station du rarissime Cirolanide : *Faucheria Faucherii*.

# GRANDE DIACLASE

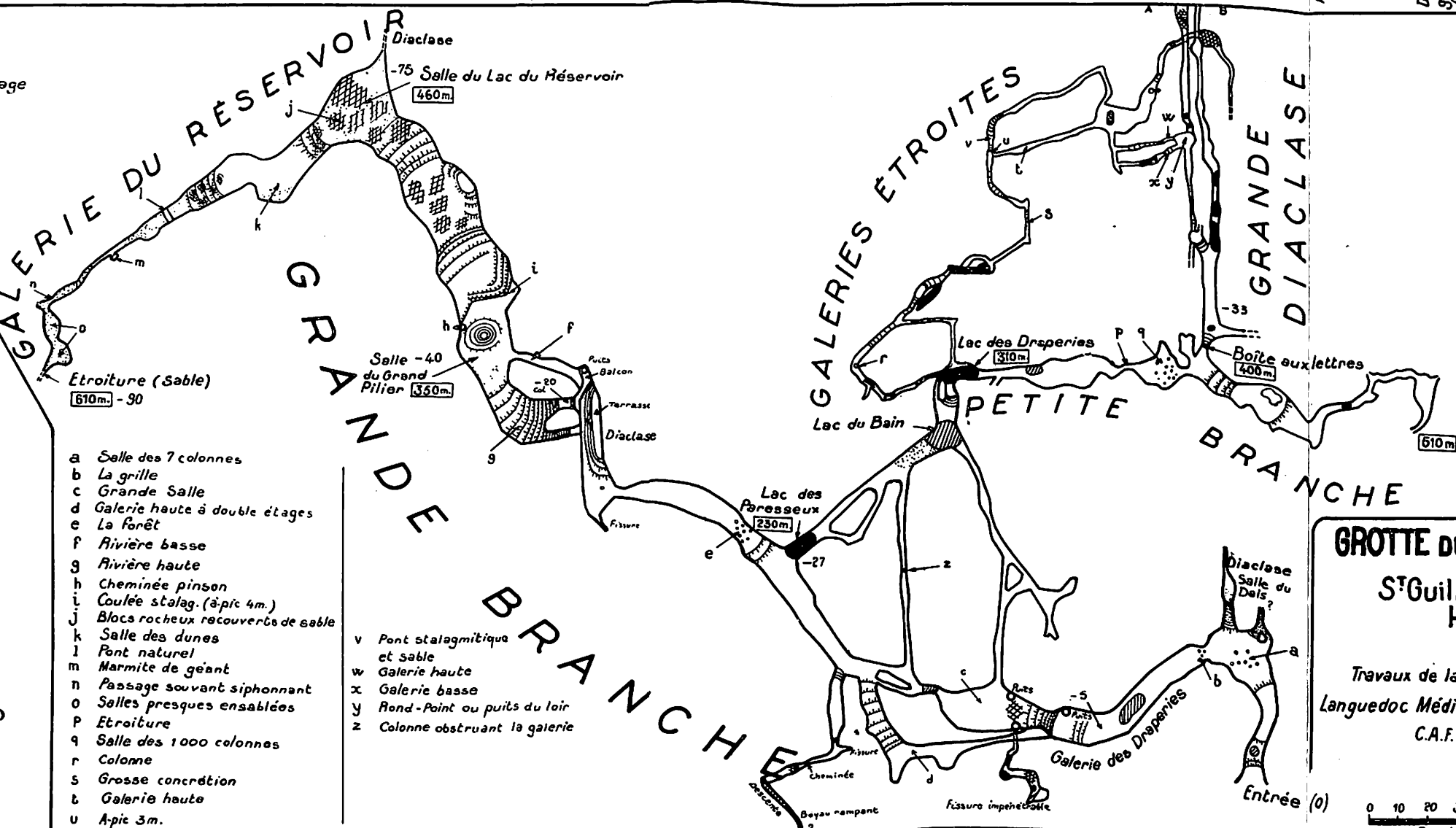
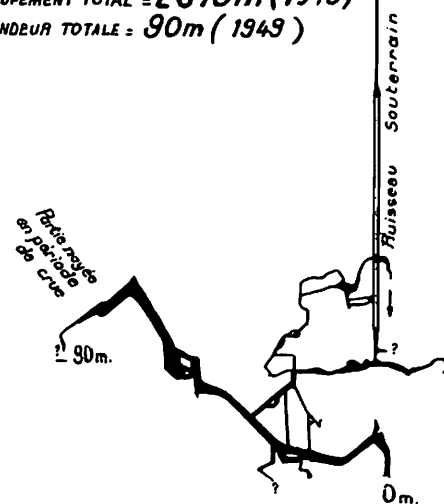


- Eau en permanence
- ▨ Laisse ou lac à sec en période d'étiage
- Blocs rocheux éboulés
- Sable
- 610m Côte de distance depuis l'entrée
- 75 Côte de profondeur depuis l'entrée
- Chute de terrain
- Cheminée

## Plan d'ensemble de la Grotte du Sargent

0 30 60 90 120m.

DÉVELOPEMENT TOTAL = 2670m (1949)  
PROFONDEUR TOTALE = 90m (1949)



- a Salle des 7 colonnes
- b La grille
- c Grande Salle
- d Galerie haute à double étages
- e La forêt
- f Rivière basse
- g Rivière haute
- h Cheminée pinson
- i Coulée stalag. (à pic 4m.)
- j Blocs rocheux recouverts de sable
- k Salle des dunes
- l Pont naturel
- m Marmite de géant
- n Passage siphonnant
- o Salles presque ensablées
- p Étroiture
- q Salle des 1000 colonnes
- r Colonne
- s Grosse concrétion
- t Galerie haute
- u Apic 3m.

- v Pont stalagmitique et sable
- w Galerie haute
- x Galerie basse
- y Rond-Point ou puits du loir
- z Colonne obstruant la galerie

## GROTTE DU SERGENT St-Guilhem-le-Désert Hérault

Travaux de la Section  
Languedoc Méditerranéen du  
C.A.F.

0 10 20 30 40 50m.

Dessin de J. Gouderc (C.A.F.)



sur le siphon. Nous avons pu faire la jonction à la lumière entre le regard aval et le « Grand-Lac ».

C'est par le regard amont qu'il faut effectuer le passage du siphon (A. BOURNIER). C'est une cuvette de 1 mètre sur 2, dans laquelle on a pied. La voûte plonge brusquement d'un mètre environ sous la surface, puis se relève en plan incliné assez doux pour émerger 5 mètres plus loin dans le bief amont. Il n'y a aucune difficulté à l'aller. Toutefois, comme le bief amont est grand et profond, et qu'il est difficile de retrouver le passage au retour, il est bon de tracer le chemin avec une corde.

L'eau qui alimente la rivière sort d'un chaos qu'on escalade. On perd la rivière et on ne la retrouve qu'une cinquantaine de mètres plus loin, peu après une chute de un mètre. Le plan de faille est devenu vertical, les parois, très resserrées et à pic, permettent une progression en opposition au-dessus du ruisseau.

Un chaos de très gros blocs obstrue la diaclase et cache la rivière pendant un moment. On trouve ensuite de grandes lames rocheuses verticales, créées par l'érosion et un nouveau chaos. Trente mètres en amont, le ruisseau sort de la roche dolomitique, très érodée, par une conduite de cinquante centimètres de diamètre. La progression dans ce boyau étroit, à plat ventre dans le ruisseau, est peut-être possible, mais cependant pénible. Cette opération pourrait permettre d'éviter le passage d'un deuxième siphon, dont on aperçoit un peu plus loin le bief aval.

POSSIBILITÉS DE DÉVELOPPEMENT DU SERGENT. — En dix ans de recherches, nous avons porté le développement de cette cavité, de 1.100 mètres à 3 kilomètres.

En réalité, il est ici facile d'augmenter la distance dans de petites galeries par quelques élargissements d'ouverture, mais là ne sont pas les possibilités intéressantes.

Il en existe trois :

1° poursuite de l'exploration dans la grande galerie Nord en remontant le cours de la rivière, mais il faut franchir des siphons, pour ne trouver qu'une série de galeries qui iront en s'amenuisant ;

2° désobstruction des galeries ensablées de la grande branche, qui doivent permettre de rejoindre un réseau actif, fusionnant vers le Sud avec celui de la Grande-Diaclase ;

3° poursuite de l'exploration vers l'aval du ruisseau au fond de la Grande Diaclase.

### III. — LES CAVITÉS DE LA COMBE DE L'ARBOUSIER

Situées sur le trajet de la grotte du Sergent, mais à niveau très supérieur. Dans ce groupe, nous rangeons :

1° *La grotte de Beaume-Cellier* : Située à 500 mètres au Nord de la ferme de l'Arbousier, à 390 mètres d'altitude. Impénétrable. X = 698,40, Y = 163,25, Y = 163,10, Z = 365 m.

Sa position en tête d'un ravin indique que cette cavité a joué autrefois le rôle d'évent.

Nous ne reprendrons pas sa description, parfaitement bien établie par nos prédécesseurs (MARTEL, JEANNEL et RACOVITZA), ainsi que le plan. Longue galerie descendante de 250 mètres.

2° *La Fond de Paulie* : Petite résurgence pérenne, située au fond de la Combe de l'Arbousier, à 390 mètres d'altitude. Impénétrable. X = 698, Y = 163,7, Z = 390 m.

3° *Les avens du chemin du Roc de la Jarre* : Situés en bordure du chemin allant de l'Arbousier au Roc de la Vigne, vers 520 mètres d'altitude, au-dessus de la partie du thalweg, orientée S.W.-N.E. X = 698, Y = 163,7, Z = 520 m.

*Trou souffleur du chemin du Roc de la Jarre* : Petite cavité, élargie artificiellement, en raison du courant d'air puissant qui sortait de sa bouche sur le bord du chemin, à gauche, en montant. On descend à -10, d'où le courant d'air s'échappe d'un orifice dans l'éboulis facile à débayer.

*Aven du chemin du Roc de la Jarre* : Sous le chemin, à quelques mètres au-dessus du précédent. Ouverture de 4 mètres. Profondeur : 10 mètres.

#### IV. — AVEN DE BELLE-AURE (BELLE-BRISE)

Situé sur le vaste plateau compris entre la crête de la Séranne et la crête du Roc de la Vigne, au Nord de St-Guilhem-le-Désert, en rive gauche de la Combe d'Arnaud. X = 697,9, Y = 163,8, Z = 600 m.

A un kilomètre au Sud de la ferme en ruine de Lapourdoux, à flanc de thalweg, à environ 60 mètres au-dessus du puits de Belle-Aure, dans le calcaire jurassique de dolomie ruiniforme, couvert de pins de Salzmann (J. CORBERY, R. MONTEL, mars 1953).

Bouche étroite, par laquelle on accède, par un beau puits creusé suivant une diaclase Nord-Sud, à un grand relais, à -60. Un deuxième puits, aux parois nues, sans trace d'érosion, se termine à -160 m, sur un sol de cailloux roulés, vasque d'eau d'où s'échappe un filet d'eau qui se perd quelques mètres après dans un goulet. Au-dessus du goulet, une petite diaclase, de 0,50 sur 3 mètres, laisse entrevoir une salle décorée.

Cette cavité présente un intérêt incontestable. D'une part, elle est la plus profonde de ce secteur et, d'autre part, sa situation, absolument dans l'axe de la diaclase Nord-Sud du Sergent, permet d'envisager ici une jonction possible. Le point extrême atteint dans la grotte est à 700 mètres au Sud, à 240 mètres au-dessous. Nous reprendrons prochainement l'exploration de cette cavité.

#### FONCTIONNEMENT HYDROLOGIQUE DU SERGENT

Sous cet angle, cette cavité est remarquablement intéressante à plusieurs titres. Rappelons que c'est elle qui a servi d'exemple à E.-A. MARTEL pour démontrer le phénomène de trop-plein en matière d'hydrologie karstique.

A l'heure actuelle, il faut considérer, pensons-nous, deux parties absolument distinctes dans l'hydrologie de cette cavité.

1° *Un réseau actif*, produit d'eau d'infiltration et de condensation venant de toute la zone comprise entre la crête du Roc de la Vigne et de la Séranne. Ce débit est modéré (10 l/s), mais la constance en été nous oblige à envisager une origine peut-être plus lointaine, vers le plateau du Larzac même. L'aven de Belle-Aure est un des éléments d'alimentation de ce réseau constant.

Nous avons effectué la coloration de ce ruisseau le 24 juin 1950, soit 5 litres de fluorescéine. Le 27 juin 1950, la coloration sort à la résurgence du Roulet et, le 28 juin 1950, à la résurgence du Cabrier et aux résurgences du Barrage. Sortie pendant quarante-huit heures. La résurgence du Cabrier est dans l'axe même de la diaclase Nord-Sud du Sergent ; on peut donc penser que le cours du ruisseau est absolument direct sur près de 4 kilomètres.

La dénivelée entre le point de coloration et la résurgence est de 100 mètres, la distance inconnue de 3 kilomètres, soit un pourcentage de pente de 3,3 %.

2° *Un réseau intermittent* : Nous voulons parler ici du fonctionnement de la Grande-Branche. MARTEL considérait cette partie comme un grand réservoir intermittent, dont l'orifice de la grotte aurait joué le rôle de trop-plein de la

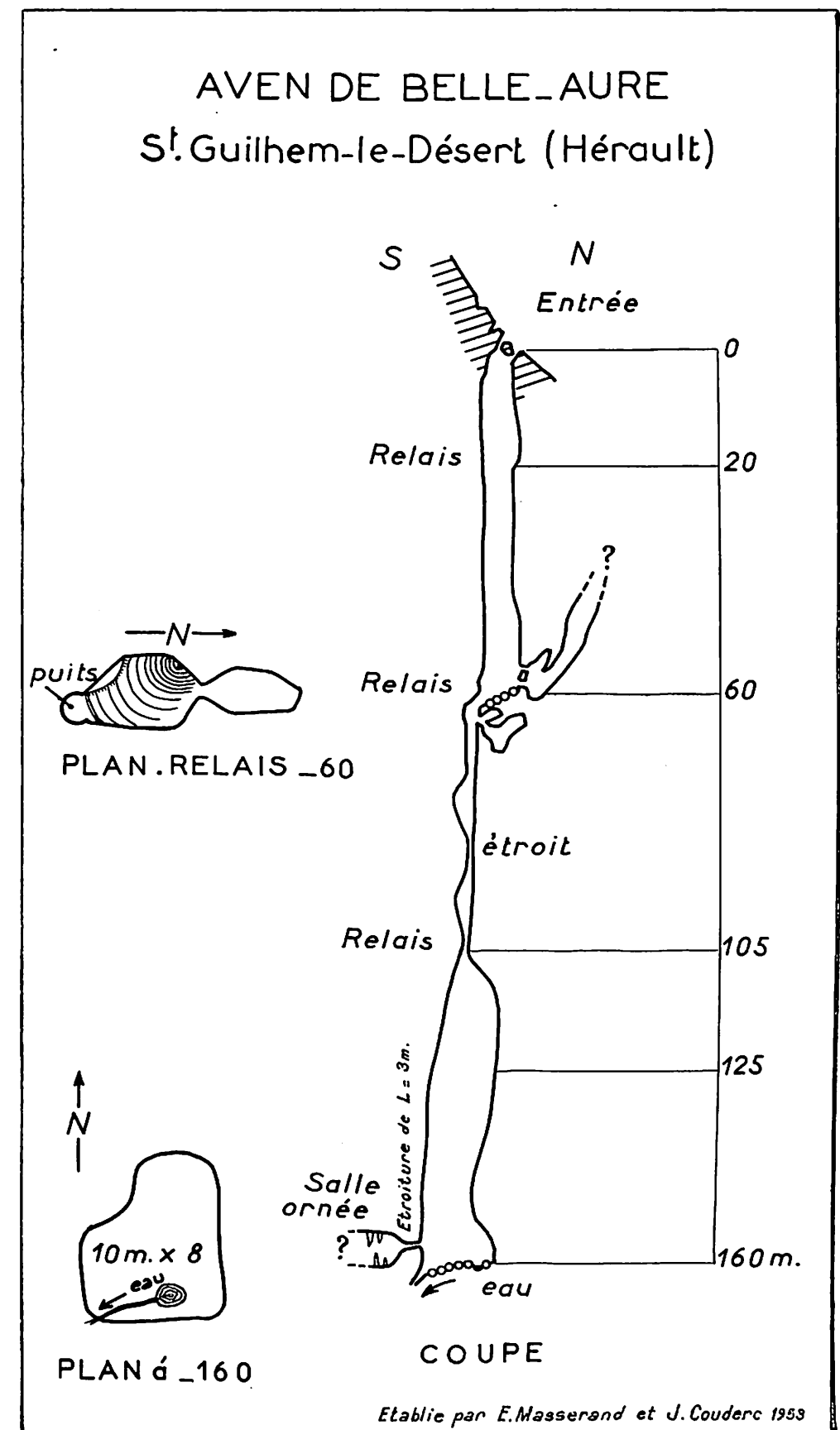


FIG. 3

source du Cabrier. Il admettait une relation directe entre l'eau vue par lui au fond de la Grande-Branche et la source du Cabrier. Or, nous avons vu que cette source est alimentée, du moins partiellement, par l'eau de la galerie Nord, qui est située à 50 mètres plus haut que le fond de la galerie du Réservoir.

Il semble donc exister dans cette partie-là un système indépendant du premier, et dont la confluence formerait la source du Cabrier. La galerie du Réservoir est alimentée par des eaux d'infiltration venant directement de la surface, mais aussi, en période de crue, par le ruisseau de la galerie Nord, qui, entrant en charge, reflue par des galeries encore inconnues, ou par la Petite-Branche, jusque dans la Grande-Branche qu'il remplit.

Exceptionnellement, ce phénomène entraîne un reflux à la bouche. En somme, deux systèmes apparemment indépendants : l'un actif, l'autre fossile, pouvant correspondre à l'occasion. Mais, contrairement à ce que nous voyons d'habitude, c'est-à-dire un système inférieur entrant en charge et débordant dans les galeries supérieures, *ici, c'est un réseau actif supérieur suspendu, qui déborde lors des crues dans un large réservoir situé à un niveau inférieur*. Ce fonctionnement atypique ne peut provenir que d'un creusement indépendant de deux cavités, qui ont réalisé des jonctions par la suite.

### Bibliographie

- MARTEL (E.-A.). — Les Abîmes, p. 149.  
 — Les Cévennes, p. 222-362.  
 — Causses et Cévennes.  
 JEANNEL et RACOVITZA. — *Biospeologica*, XVI. Arch. Zool. Exp., 5<sup>e</sup> série, vol. 5, fasc. 3, p. 116.  
 — *Biospeologica*, XXXIX. Arch. Zool. Exp., vol. 57, p. 246.  
 TUZET (O.), BONNET (A.) et CAILAR (J. du). — Contribution à l'étude de la faune cavernicole du Languedoc Méditerranéen. *Notes biospéologiques*, Editions du Muséum, n° 1, 1947, p. 57.  
 MONTEL (R.) et SÉGUI (J.). — Recherches dans l'Hérault. *Annales Spéléologie*, III, 1948, fasc. 4, p. 191.  
 BALAZUC (J.), BONNET (A.), BOURNIER (A.), CAILAR (J. du). — Crustacés des eaux souterraines du Languedoc. Remarques sur leur répartition. *A.F.A.S.*, Toulouse, 1950.  
 CAILAR (J. du). — Dans le siphon du grand lac Nord du Sergent. *Bulletin C.A.F., section Languedoc Méditerranéen*, n° 53, février 1950.  
 BONNET (A.), BOURNIER (A.), CAILAR (J. du) et QUÉZEL (P.). — Sur quatre crustacés aquatiques et troglobies d'une résurgence des Gorges de l'Hérault. *Société Méridionale de Spéléologie et de Préhistoire*, 1950-1951.  
 CAILAR (J. du). — *Bulletin du Comité National de Spéléologie*, janvier-mars 1951, n° 1, p. 30 ; juillet-septembre 1952, n° 3, p. 62.  
 CAILAR (J. du) et COUDERC (J.). — Les richesses souterraines de St-Guilhem-le-Désert. *Causses et Cévennes*, VIII, 1, 1953.

André BANCAL

## Quelques caractéristiques de l'hydrologie souterraine du Languedoc méditerranéen <sup>(1)</sup>

### I. — LA RÉGION

Cette région, particulièrement riche en cavités explorées, comprend la majeure partie des bassins de l'Hérault, du Lez et du Vidourle, entre les Cévennes et la mer.

Nous ne donnerons pas la bibliographie correspondant aux travaux des précurseurs, MARTEL, MAZAURIC, VIRÉ. Elle figure dans les études postérieures, où toutes ces anciennes explorations sont reprises.

Entre les deux guerres, elle intéresse particulièrement R. DE JOLY, B. GÈZE et nous-même, ainsi que F. POUGET, G. GIRY et A. POUJOL, pour la bordure orientale du Larzac.

Depuis la dernière guerre, la grande activité déployée dans la région par quatre groupes spéléologiques a été concrétisée par les nombreuses publications de J. DU CAILAR, M. LAURÈS, R. PLÉGAT, J. SÉGUI et nous-même.

Nous donnons une bibliographie aussi complète que possible, mais avons limité, pour alléger le texte, les exemples et les renvois au minimum.

### II. — CARACTÈRE SPÉCIAL DES RÉSEAUX

Dans ce secteur, à la tectonique complexe, on observe une incohérence apparente des réseaux, un illogisme apparent de l'hydrographie, qui le distingue des Causses classiques, tabulaires et peu fracturés. Seul un Causse (l'enclave du petit Causse de Pompignan) a une hydrographie normale.

Le débit des sources ne correspond pas à leur bassin d'alimentation géologique, et de grands massifs restent sans drainage apparent. Le petit Thaurac apporte à l'Hérault quatre fois plus d'eau qu'il ne peut en fournir [1]. La pointe N.E. de la Séranne ne peut fournir à Brissac les 350 litres par seconde de son étiage. Par contre, les 40 km<sup>2</sup> du bois de Monié n'ont, vu le caractère très spécial de la source de la Vernède [3], aucune exsurgence pérenne visible. Le

(1) Communication écrite déposée le 12 septembre 1953.

bassin de St-Martin n'a, en été, aucun drainage et engloutit les sources du sec-teur S.W. du Causse de Pompignan [2].

Bien des émergences ont un aspect récent, inachevé, sans rapport avec leur débit pérenne (Foux de la Vis, Brissac) ou temporaire (Foux du Mas-de-Banal, Foux du Triadou, Lirou). Pour elles, pas de cirques, pas de bout du monde, aucun témoin d'une érosion normale.

Même aspect récent des pertes de la Sumène et du Vidourle. Les points d'absorption sont nombreux, impénétrables, et n'interviennent pas dans le profil du lit, et pourtant leur cours souterrain emprunte des galeries de forte section.

Dans les cavités, ces sections varient énormément. Souvent la rivière entaille fortement d'anciennes concrétions. Dans l'évent de Rodet, au bord de la Vis, où ces érosions sont très belles, un siphon aux parois concrétionnées descend au-dessous du niveau de cette rivière.

### III. — LOCALISATION DES ÉMERGENCES PRÈS DES FAILLES

Dans cet illogisme apparent, un fait important, mis en évidence par B. GÈZE, en 1939 [12] : la plupart des émergences sont localisées sur ou à proximité des nombreuses failles qui sillonnent la région. Les études postérieures ont confirmé le fait, en ajoutant de nouvelles failles et de nouvelles émergences à la carte publiée. Il expliquait cette localisation par le rôle de barrière de la faille, obligeant le réseau hydrographique à s'élever.

Ces dernières années, les colorations du Trou-du-Drac et des pertes de la Sumène montrèrent que le rôle de barrière des failles n'étaient pas aussi absolu qu'on le croyait et que des courants importants pouvaient les traverser.

Par ailleurs, l'exploration du Trou-Fumant de l'Olivier [4] nous confirmait l'existence d'un réseau profond. Une galerie de forte section est empruntée par une partie des eaux de la Sumène. L'altitude atteinte et le débit exigent un point de résurgence lointain, situé au moins à 30 kilomètres au Sud, et la traversée de nombreuses failles. La cavité est de formation ancienne et a dû être entièrement colmatée.

Tous ces phénomènes peuvent s'expliquer facilement. Sans faire une étude aussi précise que celle que B. GÈZE a consacrée à l'évolution spéléologique du Quercy [13], on peut affirmer que la formation des grandes cavités est ancienne. Elle est antérieure, sinon à la formation, tout au moins au jeu des failles. Certains mouvements sont d'ailleurs récents.

Ces mouvements ont fragmenté les réseaux et facilité, concurremment avec les transgressions, leur colmatage. Les périodes de calme et de régression, au contraire, favorisent le décolmatage et la formation de nouveaux réseaux à partir des anciens tronçons. Le cycle a dû se reproduire plusieurs fois. Les derniers décolmatages, accentués par l'action de l'homme sur la végétation, sont en cours et expliquent la rapidité de l'enfouissement actuel.

Une faille a rompu un canal souterrain : l'eau peut profiter de la fracture et s'élever en surface ; elle peut aussi refluer vers l'amont et s'échapper de la bouche d'une cavité préexistante (avens de Brissac, Lez), sans qu'il soit nécessaire de faire intervenir l'érosion régressive. Si, par contre, elle trouve moins de résistance à retrouver son ancien aqueduc, ou une autre cavité, la faille sera passée et ne jouera plus le rôle de barrière.

Certains événements temporaires sont à la limite : les eaux d'étiage passent ; celles des crues jaillissent.

L'évolution vers le dessèchement peut être très rapide, car il ne s'agit pas de forer un long trajet dans un calcaire dur, mais de faire sauter un bouchon ou de concentrer sur une courte distance l'action d'une mise en charge considérable.

Des exemples d'actions tectoniques postérieures au creusement ont déjà été signalés par F. POUGET, en 1935, sur le Causse du Larzac [31]. Sur la faille au N.W. du bois de Monié, plusieurs cavités (Foux des Baoutes, Foux du Mas-de-Banal) en montrent dans d'anciens réseaux redevenus actifs.

Le Lirou [9, 10, 15, 18, 22, 23, 26, 29] est particulièrement intéressant. C'est une émergence temporaire, dont le débit de crue est parfois considérable (plus de 25 m<sup>3</sup> par seconde, d'après P. TRINQUIER). La bouche présente l'aspect d'une formation récente. On dirait que le flanc de la montagne a éclaté sous la pression. Pénétrons : nous pouvons, sur plusieurs centaines de mètres, parcourir une vaste galerie, qui nous amène à un siphon. Il correspond à une petite faille, visible en surface dans le lit de la Dérivière. Les plongées de H. LOMBARD [29] ont permis de voir que la section du siphon était très faible, mais que, de l'autre côté, on retrouvait une grande galerie. Cette étroiture explique les mises en charge considérables qui font jaillir des « boulidous » dans le lit de la Dérivière et du ravin de Coucolière. La tête de ce ravin est un véritable « bout du monde ». C'est là que se trouve cachée sous les éboulis l'ancienne sortie des eaux du Lirou. Elle est complètement abandonnée, mais cet abandon est suffisamment récent pour que sa morphologie reste bien nette. Le décolmatage du siphon est récent ; l'érosion y est très active ; l'enfouissement est rapide.

Autour du « bout du monde », de nombreux habitats préhistoriques l'ont peut-être utilisé comme point d'eau.

Le débit pérenne a déjà réussi à passer la grande faille de Corconne, sur laquelle se trouve la bouche, et doit contribuer à alimenter une des sources de l'aval.

### IV. — CONSÉQUENCES

Au point de vue théorique, la réutilisation des réseaux tronçonnés et l'existence d'un réseau profond expliquent les anomalies de l'hydrographie de notre région.

Ce réseau draine, peut-être jusqu'à la mer, les régions sans écoulement apparent. Il peut passer à proximité d'exurgences indépendantes, ou de cours d'eau pérennes, sans qu'il soit nécessaire de faire intervenir des couches « imperméables ». Par contre, les couches marneuses sont suffisamment fracturées pour laisser passer l'eau dès qu'il s'agit de surfaces importantes. Le Valanginien marneux du bassin de Ganges est une véritable passoire.

Cette situation est essentiellement instable. L'enfouissement a été accéléré par l'homme et peut être brutal.

Au point de vue pratique, on doit se méfier de tout ce qui peut accélérer le décolmatage (déboisement) et surtout le déclencher par l'augmentation des mises en charge. Il faut s'abstenir de serrer les émergences. Un barrage comme celui projeté sur le cours moyen de l'Hérault, nous paraît particulièrement dangereux.

Par contre, les grands réseaux noyés proches des exurgences peuvent présenter des réserves importantes. Leur utilisation par pompage est particulièrement intéressante, puisqu'elle réduit les pertes vers l'aval en diminuant les mises en charge.

Nous souhaitons que nos confrères puissent utiliser ces quelques observations, tant en les étendant aux pays de structure analogue qu'en précisant l'histoire de l'évolution des réseaux.

## Bibliographie

1. BANCAL (A.), BONNET (A.), CAILAR (J. du), COUDERC (J.). — Explorations dans l'Hérault. *Ann. de Spéléo.*, t. III, 1948.
2. BANCAL (A.) et VALAT (G.). — Explorations dans la région de Ganges, 1<sup>re</sup> série. *Ann. de Spéléo.*, t. VI, 1951.
3. — *Id.*, 2<sup>e</sup> série, *ibid.*
4. — *Id.*, 3<sup>e</sup> série, inédit.
5. CAILAR (J. du) et COUDERC (J.). — Explorations dans le Gard. *Ann. de Spéléo.*, t. I, 1946.
6. — Recherches spéléo. dans le Languedoc méditerranéen. *Id.*, t. II, 1947.
7. — Le bassin supérieur du Vidourle. *Id.*, t. VI, 1951.
8. CHAPUIS (P.-A.). — L'âge des cavernes. *Ann. de Spéléo.*, t. II, 1947.
9. GÈZE (B.). — Recherches spéléo. aux environs de Montpellier en 1932. *Spelunca*, 2<sup>e</sup> série, t. III, 1932.
10. — *Id.* en 1933. *Spelunca*, 2<sup>e</sup> série, t. IV, 1933.
11. — *Id.* en 1934-36. *Spelunca*, 2<sup>e</sup> série, t. VII, 1936.
12. — Influence de la tectonique sur la localisation des sources vauclusiennes. *Actes du 1<sup>er</sup> Congrès national de Spéléo.*, 1939.
13. — Les gouffres à phosphates du Quercy. *Ann. de Spéléo.*, t. IV, 1949.
14. GIRY (J.). — Explorations souterraines sur le Larzac. *Spelunca*, 2<sup>e</sup> série, t. VI, 1935.
15. JOLY (R. de). — Explorations dans l'Hérault. *Spelunca*, 2<sup>e</sup> série, t. I, 1930.
16. — *Id.*, t. II, 1931.
17. — Comptes rendus des explorations du Spéléo-Club, 1932. *Id.*, t. III, 1932.
18. — *Id.* en 1933. *Id.*, t. IV, 1933.
19. — *Id.* en 1934. *Id.*, t. V, 1934.
- 19<sup>bis</sup>. — Explorations antérieures à 1931. *Id.*, t. V, 1934.
20. — Explorations 1935. *Id.*, t. VI, 1935.
21. — Explorations 1936. *Id.*, t. VII, 1936.
22. — Explorations 1937. *Id.*, t. VIII, 1937.
23. — Explorations 1938. *Id.*, t. IX, 1938.
24. — Explorations 1939-1940. *Id.*, t. X, 1943.
25. — Travaux de 1947 dans l'Ardèche et le Gard. *Ann. de Spéléo.*, t. III, 1948.
26. LAURÈS (M.). — Explorations souterraines dans la région de Montpellier. *Ann. de Spéléo.*, t. I, 1946.
27. — Explorations dans l'Hérault. *Id.*, t. II, 1947.
28. — Explorations souterraines dans la région de Montpellier. *Id.*, t. III, 1948.
29. — Les plongées souterraines d'H. Lombard. *Id.*, t. VII, 1952.
30. MONTEL (R.) et SÉGUI (J.). — Recherches dans l'Hérault. *Ann. de Spéléo.*, t. III, 1948.
31. PLÉGAT (R.). — Recherches dans la région de Ganges. *Ann. de Spéléo.*, t. IV, 1949.
32. POUGET (F.). — Le causse du Larzac. *Spelunca*, 2<sup>e</sup> série, t. V, 1934.

J. DU CAILAR, A. BONNET, J.-L. PLISSON,

et M. MARGERIT (1)

## Un aven-grotte géant du Pays Basque : le Béchanaka-ko-Lecia (2)

### Résumé

Dans les Basses-Pyrénées, en Haute-Soule, nous avons achevé l'exploration, commencée par R. DE JOLY et A. REYMOND, poursuivie par M. BOUILLON et J. BOUCHER, d'une cavité grandiose : le Bechanaka-ko-Lecia. Nous estimons que sous le rapport volume-longueur, cette cavité est la plus importante connue à ce jour. Sa partie terminale mériterait un aménagement qui donnerait un nouvel éclat à cette contrée touristique.

### INTRODUCTION

Le haut Pays-Basque, lorsqu'il s'agit de phénomènes du calcaire, paraît être frappé de gigantisme. C'est en effet sur les quelques centaines de kilomètres carrés de ce pays que se sont accumulées les gorges géantes de Kakouetta, d'Olcarté et d'Olhadibie, l'Aven de la Pierre-St-Martin, l'abîme de Heyle et quantité d'autres, dont le Bechanaka-ko-Lecia, qui sera l'objet de la présente étude.

Différents facteurs sont responsables de ces formations :

- d'une part, l'existence d'énormes masses calcaires, qui dépassent très probablement le millier de mètres, aussi bien dans l'Urgo-Aptien que dans le Sénonien ;
- des mouvements orogéniques ont, d'autre part, porté ces masses calcaires à des hauteurs importantes, à proximité d'un niveau marin qui s'est toujours maintenu très en contre-bas au cours des temps géologiques. Il en est résulté un écoulement extrêmement rapide, qui a donné à l'érosion une force inégalée, ou tout au moins rarement égalée à la surface de la terre ;
- enfin, le dernier facteur intervenant est l'abondance des précipitations et leur constance dans cette région de France, qui constitue un véritable « piège à nuages ».

En somme, paléogéographie, tectonique et climatologie interviennent ensemble pour expliquer le gigantisme des cavités de cette terre bénie de la spéléologie.

(1) Spéléo-Club Alpin Languedocien (Montpellier) et Spéléo-Club de Touraine.  
(2) Communication présentée le 9 septembre 1953.



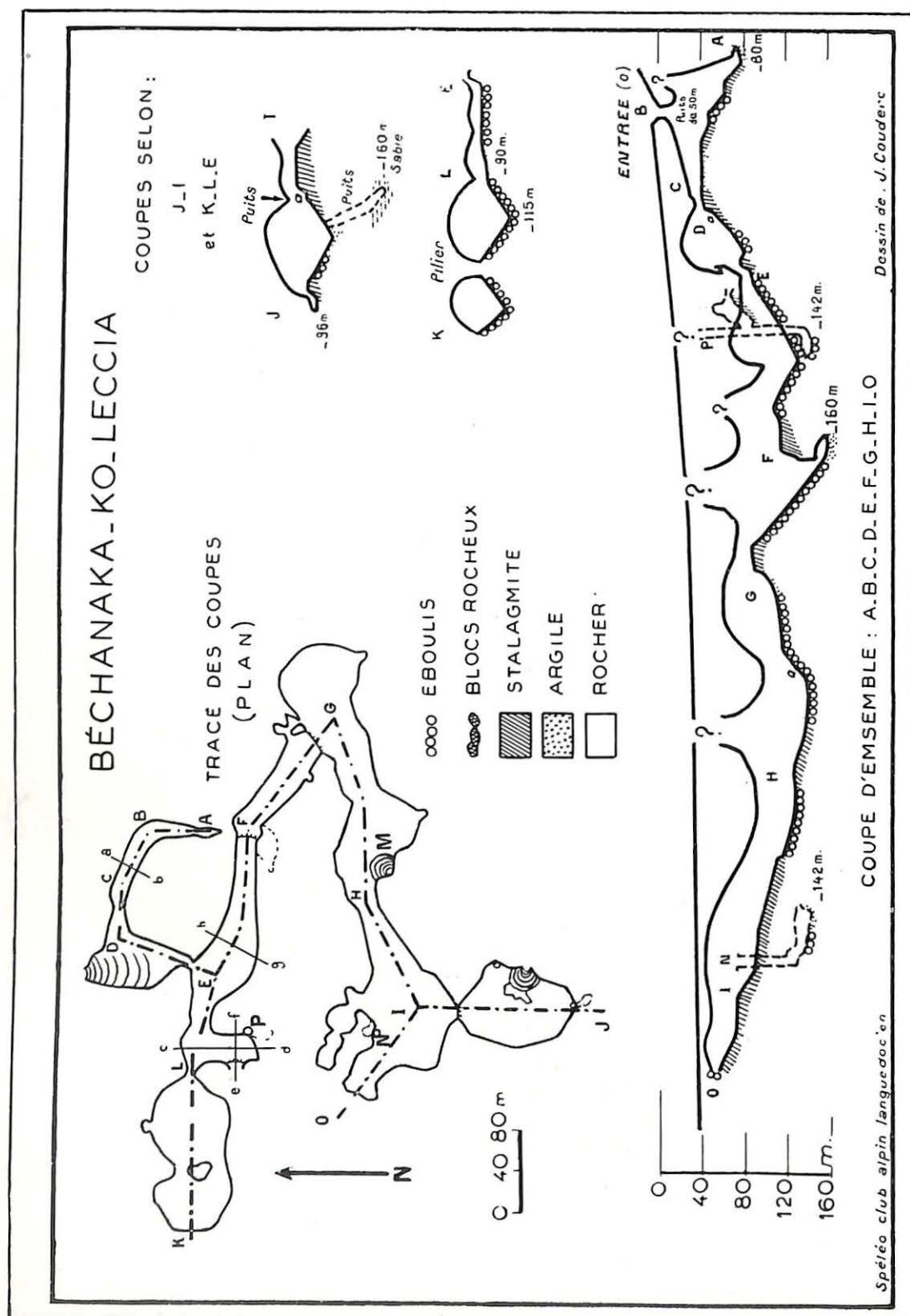


Fig. 1

# HISTORIQUE

Malgré ses grandes dimensions, son accès relativement facile, sa proximité de la grotte bien connue d'Etcheverri-Ko-Carbia, le Béchanaka-ko-Lecia est resté longtemps inconnu.

Il faut attendre 1937 pour que l'entomologiste A. REYMOND remarque l'entrée de la cavité, et ce n'est qu'en 1949 qu'il peut y conduire le Président DE JOLY, accompagné de MM. FROTTÉ et BOUILLON.

Les proportions de la cavité arrêtaient les assistants, peu habitués aux grandes explorations, et c'est seul que le Président DE JOLY réalise la remontée du puits profond qui désormais porte son nom, mais la cavité continue au delà, toujours plus immense. Notre Président, donnant là un bel exemple de prudence, malgré ses possibilités physiques encore intactes, décide de revenir en arrière et d'organiser ultérieurement une expédition plus forte.

En 1950, un projet est mis sur pied, plusieurs groupes de France y sont intéressés ; parmi ceux-ci, le Spéléo-Club de Touraine et le Spéléo-Club alpin languedocien Le Congrès de Monterey oblige le Président à décommander l'exploration. Puis, en 1951, son accident si regrettable l'amène à confier au S.C.A.L. l'organisation d'une exploration décisive, qui fut réalisée avec l'accord de M. A. REYMOND, retenu au Maroc. Pendant ce temps, en août 1951, MM. BOUILLON, D'OSSAS et BOUCHÉ, de Mauléon, aidés de quelques amis, organisent une exploration qui, malgré un camp souterrain au fond du puits de JOLY, s'arrête à la cathédrale, sans épuiser l'inconnu de cette cavité, qui se révèle exceptionnelle par ses dimensions. Une nouvelle exploration par la même équipe, effectuée le 17 juillet 1952, ne résout pas encore totalement le problème. L'exploration organisée par le S.C.A.L., pour le 25 juillet de la même année, a lieu comme prévu et parvient cette fois à terminer l'exploration (dans la mesure où on peut dire que l'exploration d'une telle cavité est terminée).

Les participants à cette expédition étaient J.-L. PLISSON et P. ROUSSEAU, du Spéléo-Club de Touraine, J. DU CAILLAR, J. COUDERC, E. MASSERAND, A. BOURNIER, E. DUBOIS, R. MONTEL, M. MARGERIT, A. BONNET, pour le Spéléo-Club alpin languedocien, et c'est au cours de cette dernière séance de travail souterrain que furent relevés par J. COUDERC les plans et coupes dessinés et décrits ci-joint, ainsi que les diverses observations qui vont suivre.

## DESCRIPTION DE LA CAVITÉ (3)

L'Aven-grotte géant du Béchanaka commence d'emblée par un vaste puits, c'est le puits SCHLUMBERGER, qui, avec ses 50 m, complètement verticaux, et ses 6 m x 8 m de section, sous une voûte végétale comme seule la forêt basque peut en offrir, annonce déjà une cavité de bon aloi. Au bas, un cône d'éboulis forme le sol en pente d'une galerie se dirigeant vers le Sud et se terminant, au bout de 60 m, par un bouchon d'argile sèche, à la cote — 80. Le plan montre que l'on est là à proximité du puits de JOLY, dont il sera question plus bas. Pour trouver la continuation de la cavité, il faut revenir au bas du puits et prendre la haute galerie qui se dirige vers l'Ouest. Le sol est formé d'un plancher stalagmitique, fortement incliné dans le sens transversal, mais on peut avancer facilement sur une étroite bande d'argile, qui s'est déposée en coin entre le plancher et la paroi Sud de cette haute diaclase. Au bout de 80 m, le plancher est brusquement rompu par une érosion ancienne en forme d'échancrure, résultat du travail régressif d'une cascade au cours d'un nouveau stade de creusement de la cavité. Un peu au delà, on débouche sur une vaste salle, occupée par une importante cascade stalagmitique. Il s'agit d'une énorme masse de calcite qui, partant de la cote — 80,

(3) Dans la commune de Camou-Gihigue, canton de Tardets. Nous renvoyons pour la situation précise à l'article des généralités sur les cavités de cette région, rédigé par le Dr A. REYMOND, qui doit paraître dans les *Annales de Spéléologie*.



où elle a 45 m de large, remonte de 55 m vers un orifice qui pourrait être un départ de galerie (4). Cela correspond à une ancienne arrivée d'eau, qui devait être considérable, car c'est à partir de là que la cavité prend des proportions exceptionnelles. En effet, après une descente de 40 m sur l'extrémité orientale de la coulée stalagmitique, on débouche au point -80 sur une immense salle (60 m x 200 m), dont le sol est occupé par des blocs énormes, au-dessus desquels la voûte dessine une immense arche extrêmement régulière.

Vers l'Ouest, une salle de plus petite dimension conduit, par une lucarne dans la paroi, au puits MARGERIT, dont le fond est à -142 m. C'est dans la salle supérieure, au départ du puits, que nous avons remarqué sur l'argile des griffa-

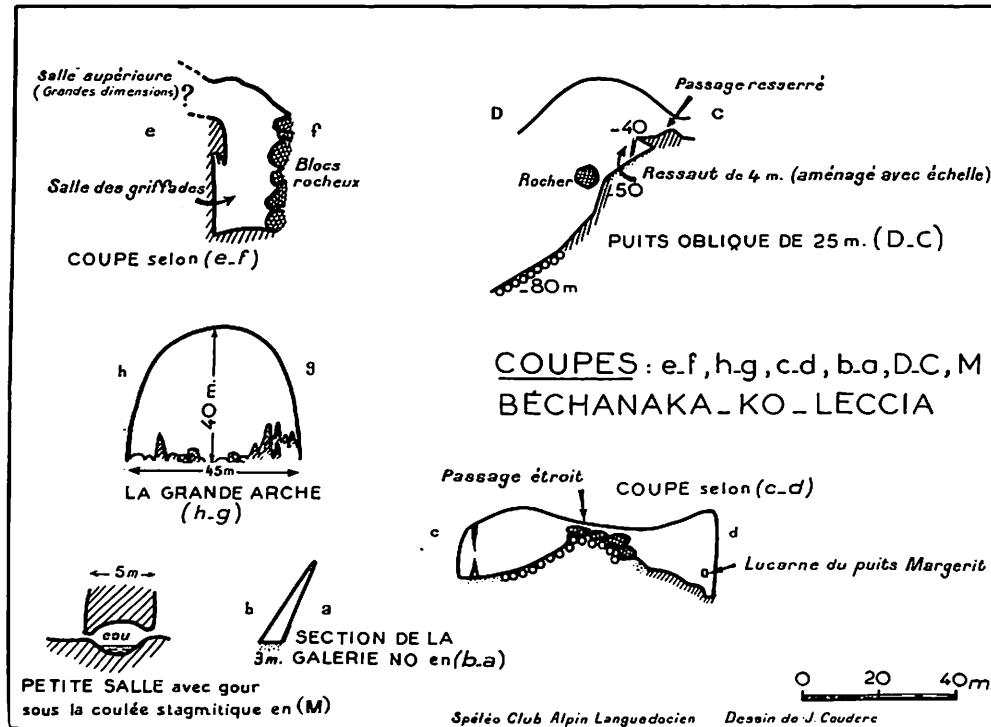


FIG. 2

des d'un carnassier de la taille d'une hyène, mais nettement plus petites que celles d'un *Ursus spelæus*. Au delà, toujours vers l'Ouest, on débouche sur un entonnoir géant, de 80 m de diamètre, et dont le fond est à -115 m. On penserait à un gigantesque piège de fourmilion. Entièrement tapissé d'éboulis, sa régularité quasi-géométrique en augmente l'étrangeté. Un second entonnoir, de 60 m de diamètre, et un peu moins régulier de forme que le premier, lui fait suite vers l'Ouest et marque la fin de la cavité dans cette direction. Il semble que nous soyons en présence de deux immenses marmites de géant, creusées par des mouvements tourbillonnaires puissants, dans une roche exceptionnellement homogène, et dont le remplissage ultérieur d'éboulis n'a pas altéré les formes primitives.

Arrêtés vers l'Ouest, revenons au point -80 où, par un sol en pente encombré de blocs, on passe sous la grande arche naturelle, de 40 m de portée et d'une vingtaine de mètres de flèche. Au delà, on rencontre deux stalagmites assez impor-

(4) L'escalade de cette coulée stalagmitique est réalisable. Nous l'avons cependant laissée inachevée à quelques mètres du but, fatigués par une longue exploration.

tantes et, de -130 m, on remonte légèrement jusqu'à -115 m, où l'on se trouve au sommet d'une immense coulée stalagmitique, dont quelques gours retiennent des vasques d'eau claire. Près de la paroi Nord on note une arrivée d'eau, qui arrose un relais du puits de JOLY, dont le fond est à -150 m. La voûte s'élève très haut au-dessus de ce puits, probablement à plus de 100 m. Là, une galerie basse et argileuse, passant sous la cascade stalagmitique, conduit au point -160 m, qui est un des points les plus bas de la cavité, et où la progression est arrêtée par un bouchon argileux.

Du fond de ce puits, toujours vers l'Est, on voit se dresser une pente argileuse, peu engageante à cause de l'instabilité de certains blocs d'argile qui la

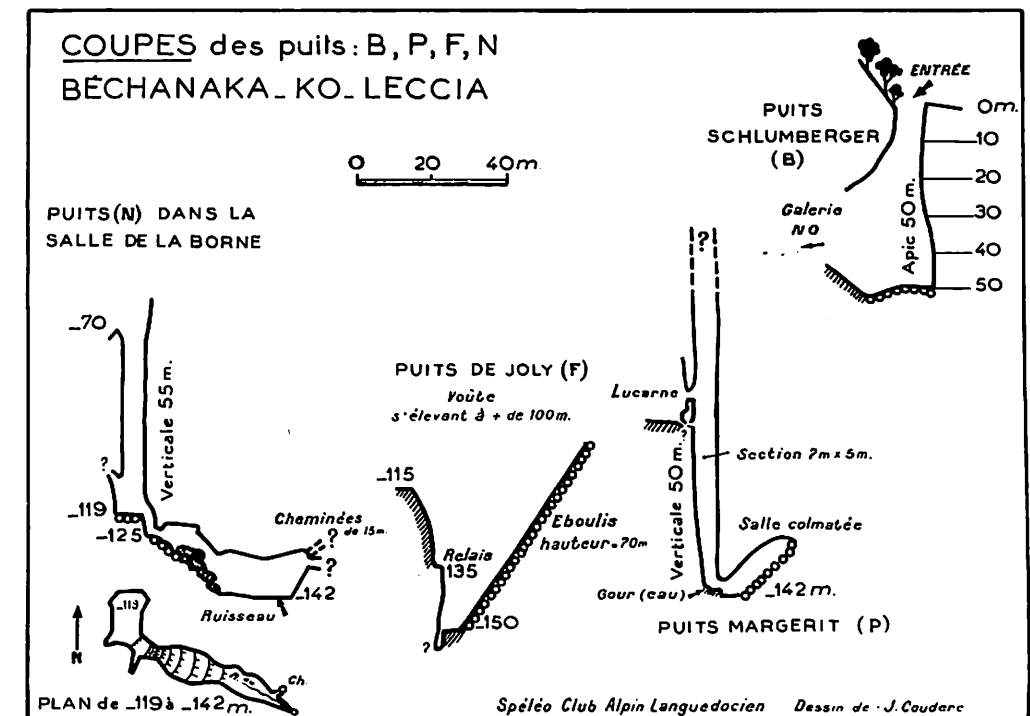


FIG. 3

parsément. C'est cette pente que le Président R. DE JOLY a eu le mérite de remonter alors qu'il poursuivait l'exploration en solitaire depuis le point -115 m. Cette remarquable remontée lui permit d'atteindre le point -90 m, au sommet de cette pente et, après avoir parcouru une galerie coupée de gours secs et de grandes dimensions, de s'assurer que la cavité continuait encore, toujours aussi immense.

En effet, à partir de là, la direction change brusquement et nous abordons une nouvelle unité topographique de la grotte. C'est un alignement de trois grandes salles, dont la longueur totale mesure 450 m, qui nous ramène vers l'Ouest. La première, de forme à peu près triangulaire, mesure 80 x 130 m ; sa moitié est occupée par un cône d'argile parsemé d'énormes blocs, qui justifient l'appellation de salle des Blocs. Le plafond est très haut (60 à 80 m), car nous sommes là en diaclase.

La seconde, qui mesure 80 x 100 m, est richement décorée dans son extrémité occidentale par une grande coulée stalagmitique dont certaines parties, d'un blanc immaculé, sont d'une grande beauté. A son pied, quelques gours retiennent des flaques d'eau.

Enfin la troisième salle, la plus grande de toutes, longue de 220 m, pour une largeur variant de 40 à 60 m, doit son nom de salle de la Borne à une stalagmite isolée, de forme trapue, qui retient l'attention par son isolement au milieu de cet immense couloir, dont le sol est un plancher stalagmitique. Un ressaut stalagmitique d'un mètre de haut, rectiligne et barrant toute la largeur, interrompt la régularité du sol, qui permet une progression rapide, tendant à faire sous-estimer les dimensions exceptionnelles de cette caverne.

A partir de ce point, la caverne est richement ornée et, comme les pétales d'un trèfle, s'en détachent trois vastes salles. Au Nord-Ouest, une salle de 40 m × 20 m, très bien décorée, mérite son appellation de Cathédrale. Elle se termine par un éboulis remontant à — 40 m. De la paroi Nord s'éloignent les salles du « Temple Chinois », qui présentent une profusion d'excentriques de tailles exceptionnelles (certaines de la dimension d'un bras humain).

Cette partie de la cavité se termine par une salle qui n'est, en réalité, que le bas d'un aven colmaté par des éboulis, remarquablement instables, qu'il ne nous a pas été possible de débayer sans risquer de provoquer de dangereux éboulements.

C'est dans la paroi entre la Cathédrale et le Temple Chinois que se trouve l'ouverture d'un puits par lequel on atteint, à — 140 m, une salle jonchée de blocs recouverts d'argile et parcourue par l'unique ruisseau de la cavité.

Dans la paroi Sud, par un orifice étroit, on descend vers une autre vaste salle, au sommet de laquelle on prend pied par une sorte de balcon qui permet une vue d'ensemble sur cette « Salle du Gour », presque circulaire, au sol encombré d'énormes blocs. Un gour immense (20 m de diamètre), au pied d'une belle coulée stalagmitique, décore fort heureusement cette salle. Un puits oblique de 70 m permet d'atteindre une nouvelle fois la cote — 160 m, qui marque le point bas de cette vaste cavité. Est-ce l'indication d'un niveau de base sur lequel se serait arrêtée l'érosion qui l'a creusée ?

Enfin, pour en finir avec la description de cette dernière salle, qui est bien à l'échelle des précédentes, puisque, de forme circulaire, elle mesure 80 m de diamètre, signalons qu'elle renferme, dans sa partie Nord, de nombreuses concrétions de gypse, en forme de boucle fibreuse, si caractéristique de ce minéral.

#### CONCLUSIONS

Avec le Bechanaka-ko-Lecia, nous sommes donc en présence d'une immense cavité (probablement la plus grande connue sous le rapport volume/longueur). Son rôle hydrologique doit être, semble-t-il, envisagé comme celui d'un grand collecteur qui a drainé par de multiples arrivées (Temple Chinois, coulée de la salle du Gour, cheminée du puits MARGERIT, grande cascade stalagmitique, enfin et surtout puits SCHLUMBERGER) les eaux superficielles de cette contrée et, en particulier, celles de la grande vallée sèche qui se développe en surface, au Nord de la cavité. La grotte d'Etchevarri-ko-Carbia (plus connue sous le nom de grotte d'Oxybar, depuis les fructueuses chasses du Professeur JEANNEL, encore appelée Campagnaga-ko-Lécia, et célèbre par les belles peintures rupestres découvertes par MM. BOUILLON et BOUCHÉ), située à niveau inférieur au Bechanaka, et qui doit communiquer avec ce dernier, devait fort probablement constituer la résurgence par où des torrents très puissants étaient rendus à l'érosion superficielle.

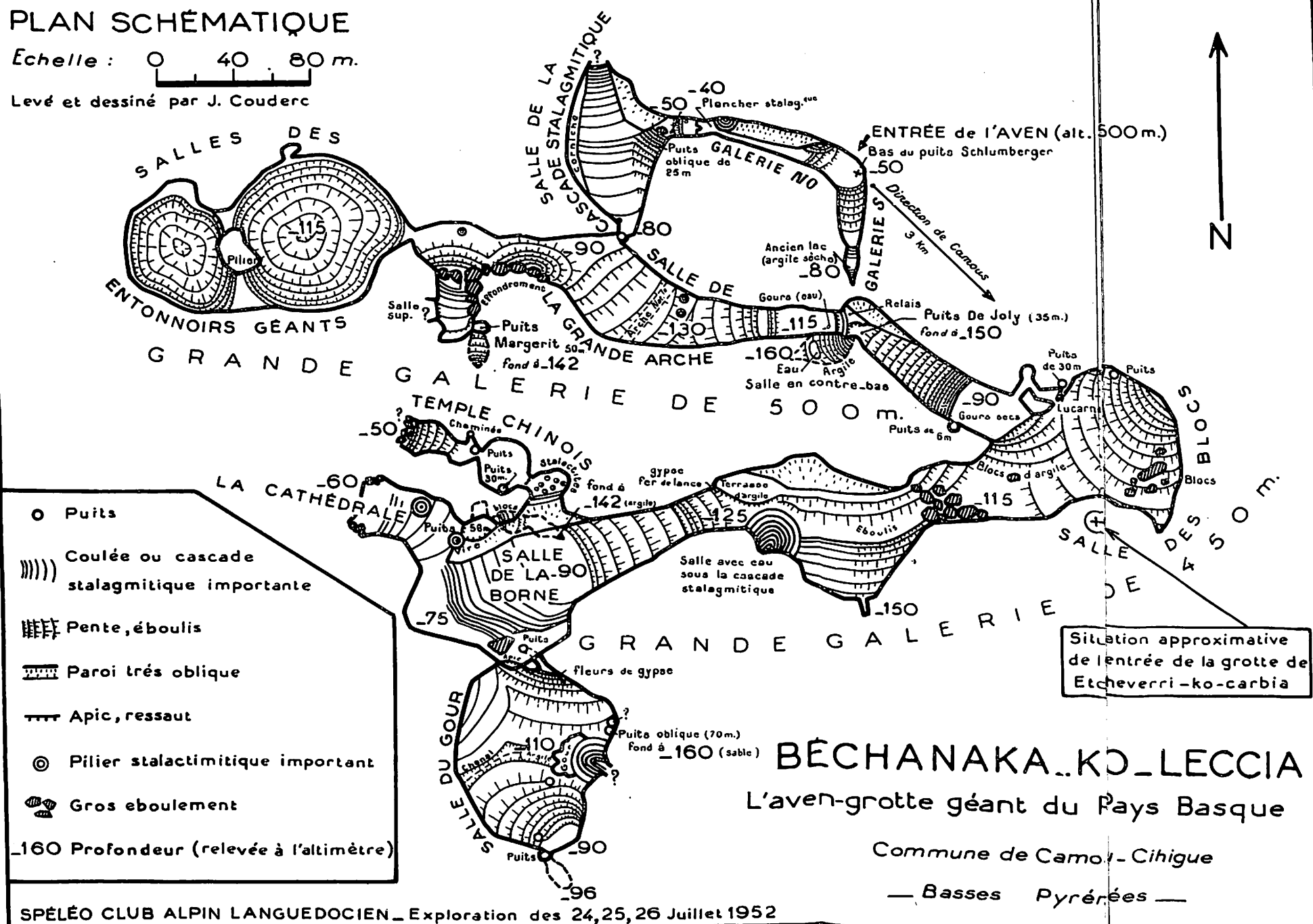
Enfin, et pour terminer ce texte, qui ne veut être qu'une simple vue d'ensemble, ayant pour but d'accompagner le beau plan de cette colossale cavité, relevé par notre ami J. COUDERC, signalons l'intérêt que présenterait pour cette région éminemment touristique l'aménagement, non pas de toute la cavité, mais simplement celui des salles du fond : la Borne, la Cathédrale, le Temple Chinois, la salle du Gour. Le fond d'aven trouvé dans le Temple Chinois doit permettre un accès facile en ce point.

Les dimensions exceptionnelles de ces salles, associées à leurs splendides décorations, feraient de cette cavité une de nos plus belles cavernes aménagées.

# PLAN SCHÉMATIQUE

Echelle : 0 40 80 m.

Levé et dessiné par J. Couderc



R. LEVI

**Le gouffre de la Pierre Saint-Martin**  
**(Pyrénées basques) <sup>(1)</sup>**

---

---

(1) Communication présentée le 9 septembre 1953. Texte non remis par l'auteur.

J. DU CAILAR, J. BARTHEZ, A. BONNET,  
J. COUDERC, P. DUBOIS et J.-L. PLISSON <sup>(1)</sup>

**Recherches hydro-spéléologiques  
sur le Marboré (Hautes-Pyrénées).  
L'origine du gave de Pau <sup>(2)</sup>**

---

Au cœur des Pyrénées centrales, sur la frontière franco-espagnole, s'élève le haut massif calcaire du Marboré, qui culmine au Mont-Perdu, à 3.351 m.

Du point de vue géologique, nous rappelons simplement que toute cette haute région est formée par un substratum de terrains anciens cristallins et paléozoïques, sur lesquels se sont déposées, à la fin du Secondaire et au début du Tertiaire, de puissantes formations calcaires. La série calcaire, dont on trouve une belle coupe dans la paroi du Cirque de Gavarnie, a une épaisseur moyenne de 1.300 m, pouvant atteindre 1.600 m. La série est continue du Campanien au Sparnacien. L'ensemble de ces terrains, socle primaire et couverture calcaire, a subi, dans la deuxième moitié de l'Eocène, un important mouvement tectonique qui l'a porté à des hauteurs considérables. Le substratum primaire fut disloqué à tel point qu'il présente des phénomènes de chevauchement. La série calcaire, plus plastique, a été puissamment plissée, puis renversée vers le Sud. Elle se présente ainsi comme un empilement de puissants plis couchés les uns par-dessus les autres, et tous déjetés dans le même sens vers le Sud. Les plis, resserrés et couchés à 45° dans les parties hautes du massif (entre 2.600 et 3.300), se couchent et s'allongent vers les basses zones, faisant penser aux effets d'une tectonique d'écoulement. Les strates plongeant uniformément au Nord forment, suivant le jeu de l'érosion, de vastes terrasses coupées par de puissantes falaises, donnant ainsi ces gigantesques gradins si particuliers à ces régions. Les têtes anticlinales, renversées au Sud, montrent un pendage faible. Le cœur de ces anticlinaux est Montien. Quelquefois une poussée plus forte, une faille, ou l'érosion, font affleurer le Crétacé sous-jacent. Les synclinaux, profonds, aigus et très souvent écrasés, doivent aux schistes sparnaciens leur allure aplatie.

L'importance de la couche calcaire, le grand développement des mouvements tectoniques, de fortes précipitations, tout coïncide donc pour faire de cette région un Karst très riche, dont le présent rapport ne peut constituer qu'une étude préliminaire.

---

(1) Spéléo-Club Alpin Languedocien (Montpellier) et Spéléo-Club de Touraine.

(2) Communication présentée le 9 septembre 1953. Le texte intégral de la communication a été publié dans le *Bulletin de la Soc. Languedocienne de Géographie*, Montpellier, t. XXIV, 2<sup>e</sup> fasc., 1953, p. 199-224. Nous n'en donnons ici qu'un résumé.

## 1° LE PROBLÈME DE LA SOURCE DU GAVE DE PAU

Classiquement, c'est la grande chute de 422 m du Cirque de Gavarnie qui est considérée comme la source du Gave de Pau.

En effet, on a longtemps admis que la grande cascade était le produit de fonte du glacier niché dans le creux nommé par SCHRADER « Conque de la Cascade ». Mais le débit d'un pareil torrent est-il assuré uniquement par le glacier, ou faut-il penser que, grâce à la fissuration des murailles calcaires, une partie des eaux provient du versant espagnol, de la fusion des névés emplissant les vastes cuvettes du revers sud du Cirque ?

L'origine de la cascade de Gavarnie s'était précisée avec la découverte par BRULLE, en 1888, d'un « vaste trou noir » dans le pic central de la cascade, livrant passage à un fort torrent alimentant la cascade. C'est la résurgence Brulle. Plus tard, la découverte et l'exploration des grottes Devaux devaient permettre l'accès d'une partie du cours souterrain. MENGAUD, GAURIER, SCHRADER et CASTET admettaient que l'alimentation de ce cours était due à la fusion des névés du plateau compris dans le « triangle marboréen », délimité entre le Marboré, le Cylindre et le Col de la Cascade.

Notre première prospection, en 1948, nous avait amené à revoir cette question et, nous appuyant sur la tectonique bien particulière de cette contrée, nous avions pensé (J. DU CAILAR et J. COUDERC) que la zone de drainage de la cascade pouvait s'étendre bien au delà du « triangle marboréen ».

En effet, la résurgence Brulle est placée au contact des calcaires montiens et thanétiens : elle se trouve au débouché sur l'apex du Cirque de Gavarnie d'un grand synclinal que L. Mengaud a suivi du Soum-de-Ramond aux Gabiétous, en passant par le Mont-Perdu, les Sœurs de la Cascade et le vallon de Sarradet.

Or, nous avons constaté que le petit « étang glacé du Mont-Perdu », situé à 3.000 m au cœur même du synclinal entre le Cylindre et le Mont-Perdu, contrairement aux cartes, qui lui attribuent un déversoir aérien, évacue son trop-plein dans un orifice rocheux, véritable perte souterraine, débitant 100 à 150 litres par seconde.

Nous avons donc pensé et émis l'hypothèse qu'il s'agissait peut-être de l'origine du torrent se déversant à la résurgence Brulle. Seule une coloration à la fluorescéine pouvait trancher la question.

La coloration a été réalisée le 30 juillet 1952, à 17 h. 30 (DU CAILAR, COUDERC, DUBOIS, MASSERAND), avec 18 litres de fluorescéine (fournie par le C.N.R.S.). La sortie de la coloration s'est effectuée à la résurgence Brulle le 31 juillet, à partir de 15 h., colorant fortement la Grande-Cascade et le Gave.

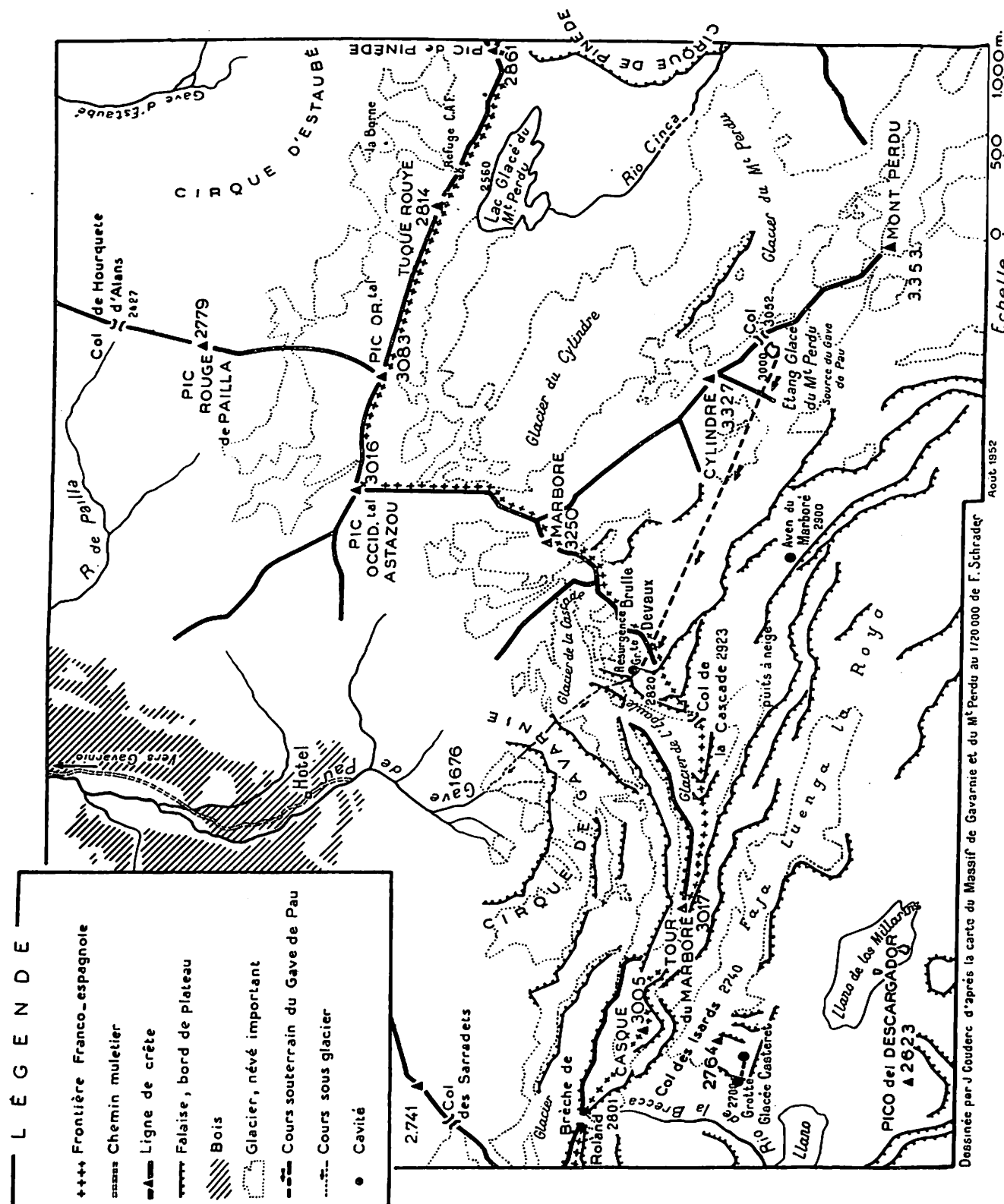
Ce résultat nous permet de tirer quelques conclusions et déductions :

- la source du Gave de Pau est en Espagne, au pied du Cylindre, à l'étang glacé du Mont-Perdu, à 3.000 m. Après un trajet souterrain de 2 km. 500, orienté S.E.-N.W., le torrent sort à la résurgence Brulle, dans le pic central de la Cascade, à 2.820 m, soit une dénivellation de 180 m ;
- il s'agit de la plus haute percée hydrogéologique naturelle connue ;
- c'est un nouvel exemple de capture du versant méditerranéen par le versant atlantique.

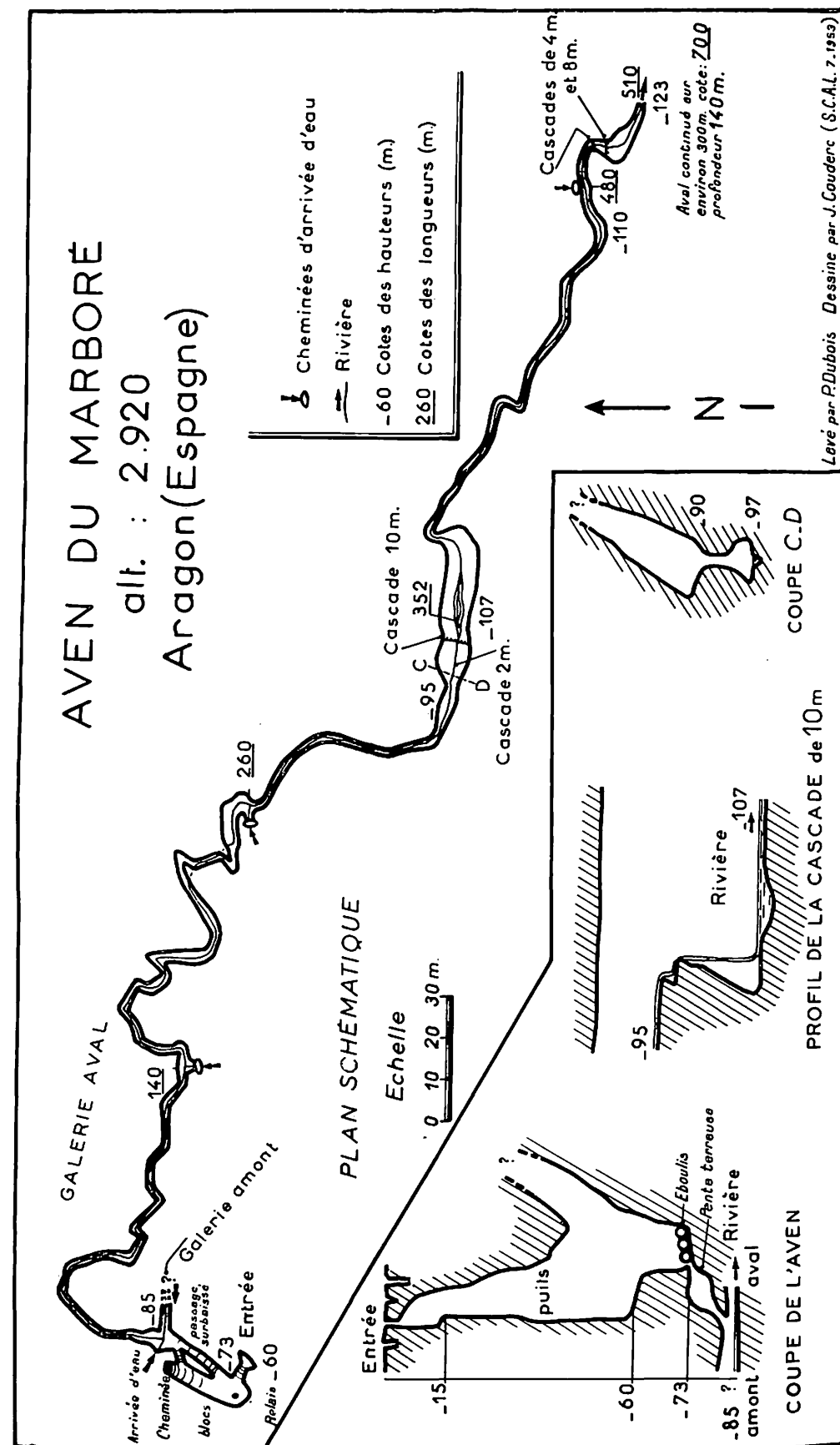
## 2° ETUDE DES CAVITÉS DU SYSTÈME DU GAVE DE PAU

De haut en bas, nous connaissons, sur le trajet hypothétique du cours souterrain :

A) La perte de l'étang glacé (3.000 m). — En territoire espagnol : dans le banc de calcaire à Alvéolines bordant au S. l'étang glacé du Mont-Perdu. Petit orifice de 50 cm de hauteur sur 1 m de large, certainement pénétrable, mais il







faudrait s'immerger. En voie d'agrandissement de 1948 à 1953. Le trajet descend ensuite presque verticalement. On peut donc pronostiquer une disparition à plus ou moins brève échéance de l'étang glacé.

B) *La grotte de l'étang glacé.* — Toujours en territoire espagnol, nous appellerons ainsi, provisoirement, l'ouverture située en contre-bas de l'étang glacé, au pied de la face Sud du banc calcaire dans lequel s'ouvre la perte. Elle est placée en tête du ruisseau de Golis. Le sol en pente est occupé par un névé et de la glace qui obture presque complètement le passage. Mais nous avons noté du courant d'air : la désobstruction sera aisée. Sa position, à quelques mètres seulement de la perte, permet d'affirmer sa communication et son rôle de trop-plein probable autrefois.

C) *Aven du Marboré.* — C'est la cavité la plus haute signalée à ce jour dans le monde. Il s'ouvre à 2.920 m, en Espagne, sur le revers Sud du Marboré, sur le large gradin qui passe au Col de la Cascade et qui s'étend sur tout le revers Sud de l'Epaule et des trois Pics de la Cascade.

Environ à 800 m à l'Est du Col de la Cascade, il est situé dans le lapiaz de calcaire thanétien, gris foncé, à rognons de silex, presque à la limite d'un banc de calcaire blanc à Alvéolines, dominant en rive droite le vallon qui sépare le Cylindre et le Marboré.

Sa bouche étroite, de 3 m de long sur 0,50 de large, est découverte en juillet 1952 par J. COUDERC et E. MASSERAND. Nous l'explorons les 30 et 31 juillet 1953.

Le développement total est environ de 800 m (dont 500 m de topographiés) pour une profondeur de près de 140 m. A 400 m de l'entrée, nous avons noté les températures suivantes : eau 0°5, air 6°3. Nous trouvons, dans cet aven, l'exemple parfait du creusement de cavités souterraines à partir d'un réseau de diaclases se recoupant plus ou moins à angle droit. Chaque arrivée d'eau supérieure et chaque cascade importante ont agrandi les diaclases et formé des salles, dont deux sont d'assez belles dimensions. Signalons enfin la présence d'une fine poussière gris-jaunâtre, recouvrant toutes les parois, et dont un échantillon est actuellement à l'étude.

L'aven s'ouvrant environ à 2.920 m, le fond atteint serait vers 2.780 m, soit, semble-t-il, plus bas que la résurgence Brulle. Cependant, à 30 m près, en plus ou en moins, nous n'avons aucune certitude sur les cotes des entrées, en particulier pour la Brulle. Pour définir les rapports entre le cours d'eau souterrain de l'aven du Marboré et la résurgence Brulle, une expérience de coloration s'impose donc : s'il ne s'agit pas du même courant, il faudrait envisager une sortie des eaux de l'aven du Marboré sur le versant espagnol, 1.400 m plus bas (3).

D) *La grotte Devaux et la résurgence Brulle.* — Dernier étage du système, puisque situées en France dans le Cirque même de Gavarnie, à 2.820 m environ d'altitude, la résurgence Brulle et la grotte Devaux communiquent à l'intérieur et ne forment en réalité qu'une seule cavité, donnant issue au fort torrent qui constitue la Grande Cascade de Gavarnie.

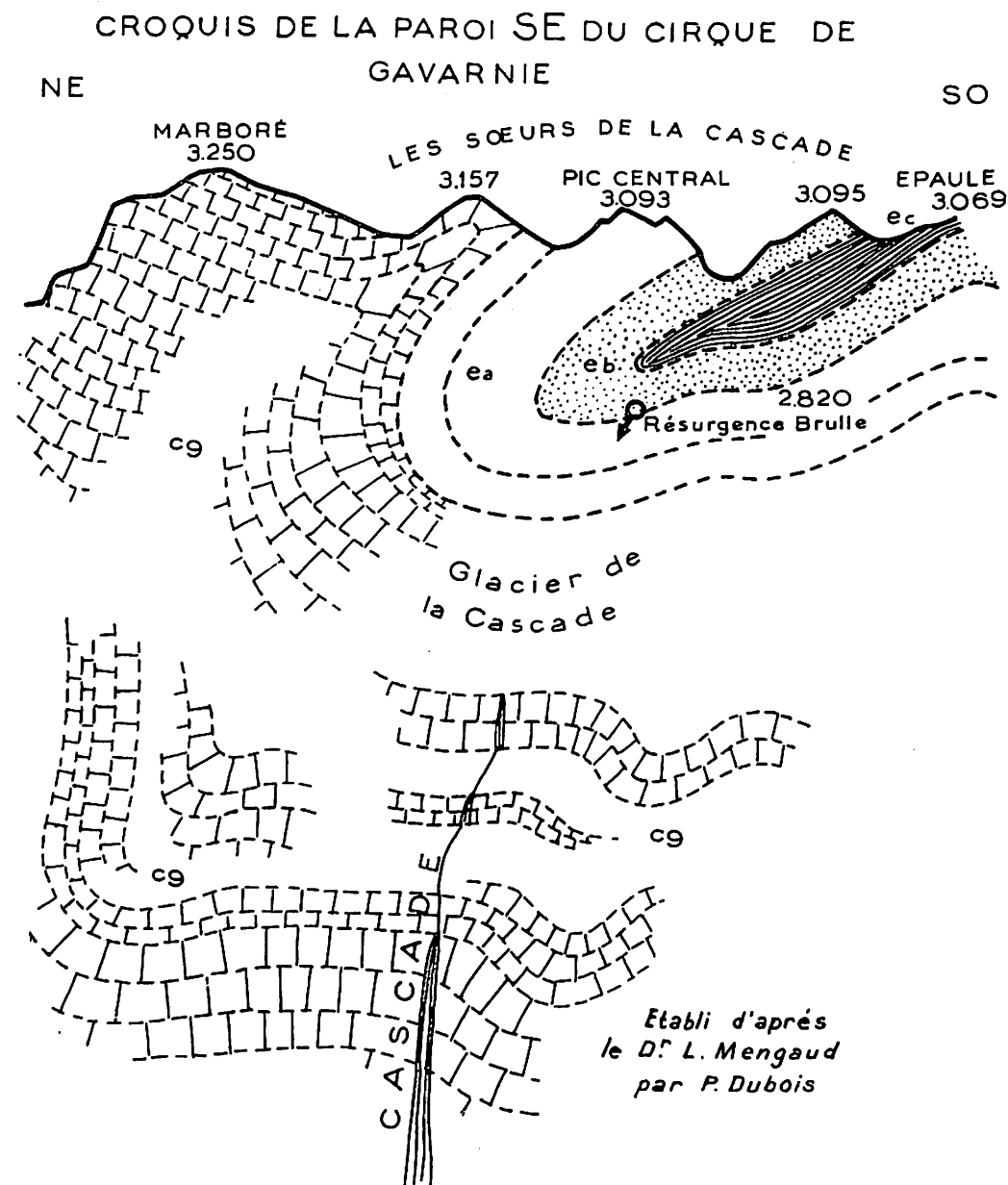
Elles s'ouvrent sur le gradin qui descend du Col de l'Epaule du Marboré (3.013 m) et coupent transversalement l'assise commune des trois « Sœurs de la Cascade ». A la base de la Sœur centrale, la résurgence Brulle est, à l'Est, au point le plus déclive du gradin, la grotte Devaux, à l'W., 40 m plus haut.

Nous serons très brefs sur la description des premières salles, soigneusement

(3) En juillet 1954, nous avons continué l'étude de cette cavité. La galerie aval poursuivie au-delà de l'arrêt 1953 n'est pas encore achevée. L'exploration de l'amont nous a montré que l'alimentation du cours est réalisée par l'eau de fonte des névés environnants. Il ne s'agit donc pas du cours enfoui à l'étang glacé du Mont Perdu. De plus, une coloration à la fluorescéine n'est pas ressortie à la Résurgence Brulle. Cependant la faible quantité de colorant utilisé ne nous permet pas encore d'éliminer la possibilité d'une confluence des deux cours. Ce problème sera repris en 1955 (Note ajoutée en cours d'impression).

explorées et décrites par J. DEVAUX, J. RÖSCH et N. CASTERET. Nous insisterons un peu plus sur le long couloir Est de la grotte Devaux, qui nous a permis de suivre très loin le cours hypogé et dont l'exploration n'est pas achevée.

*Résurgence Brulle.* — Une ouverture, de 5 m de haut sur 3 m de large, et dont les flancs sont occupés par de la glace, livre passage au fort torrent qui se



précipite sous un névé (en réalité il n'est pas possible d'aborder cette cavité par dehors car elle est suspendue dans la falaise). Un couloir de 90 m, au fond duquel la rivière serpente dans un passage qu'elle s'est creusé dans la glace, débouche sur une vaste galerie de 30 m de large sur 150 m de long. Le sol est couvert de gros éboulis revêtus d'une carapace de glace craquelée. Le ruisseau court ou

s'étale sous la glace au milieu des rocs. La galerie s'enfonce vers l'Est, en s'élevant et en diminuant de dimensions. La glace disparaît ; le sol est très sec. Au fond, une étroiture impénétrable (B) arrête la progression. Le ruisseau, dans la paroi Nord de la galerie, débouche d'un orifice très étroit, avec courant d'air. Le passage est possible, mais il faut s'immerger.

*Grotte Devaux.* — Un large orifice, de 10 m sur 4 m de haut, occupé par un éboulis, donne accès sur un névé rejoignant presque la voûte. Par un passage surbaissé on débouche dans une galerie avec éboulis revêtu de givre.

A 40 m de l'entrée, vers le Sud, un étroit orifice donne accès à la salle des Cristaux (salle D de DEVAUX), où sont les thermomètres. Comparés aux descriptions de DEVAUX et de RÖSCH, les cristaux sont en nette régression : diminution de superficie et de dimensions. Par contre, de grosses masses de glace transparente occupent le fond de cette salle, ainsi que le fond du petit couloir qui s'en détache. Cette glace prend son origine dans des cheminées. Présence de plaques de gypse, sur, dans et sous la glace (glace en porte-à-faux) et sur les rochers. Pas de courant d'air dans cette salle, située en retrait du réseau principal. Un réseau de boyaux, plus ou moins occupé par la glace, fait communiquer la grotte Devaux avec la grande galerie de la résurgence Brulle.

Vers l'Est, différents boyaux permettent d'accéder à une petite galerie (1,50), parcourue par un courant d'air, et dont les parois sont revêtues de givre. A 230 m de l'entrée, fin du givrage. A 320 m, on atteint une salle de petites dimensions, avec éboulis. C'est le point d'arrêt des explorations antérieures (J. DEVAUX, 1929 et N. CASTERET, 1952).

Le 20 juillet 1953, une désobstruction rapide nous permet (J. MARTIN, J. BARTHEZ et MORLOCH) de déboucher dans un boyau creusé en conduite forcée. Le passage d'une nouvelle étroiture conduit dans une diaclase, où l'on retrouve momentanément la rivière (encore un peu de glace dans l'argile du sol). A 450 m de l'entrée, on escalade de gros blocs (+ 5 m) et on débouche sur une très vaste salle (60 x 35), occupée par des blocs et de l'argile très sèche et ravinée. La paroi Sud de cette salle est très curieusement occupée par des schistes noirs probablement thanétiens.

Un large couloir, de 30 m de long, fait communiquer cette grande salle avec une autre encore plus vaste, en retrait. Partant du couloir, se détache dans la paroi une vaste galerie supérieure remontant, que nous avons suivie sans difficultés sur une soixantaine de mètres. Sur des vires nous trouvons plusieurs cadavres de chauves-souris parfaitement momifiés. Cette galerie n'est pas terminée, elle doit rejoindre la surface (4).

La deuxième salle, de dimensions importantes (80 x 50), a son sol recouvert d'éboulis et se redresse fortement vers l'Est, d'où s'échappe un étroit boyau. Contre la paroi de cette grande salle circule la rivière, dont on continue à remonter le cours ; contre la paroi Sud, on retrouve les schistes. L'étroit boyau, de 60 m de long, est en réalité une succession de petites diaclases et laminoirs de parcours très difficiles (étroitures), et revêtu d'argile très sèche. Il donne accès à une salle en forme de puits (arrosé) (A. BONNET, 30-7-1953).

C'est la première arrivée d'eau que nous trouvons venant du plafond dans cette grotte. (Il est probable qu'en ce point on parvient sous le plateau marboréen). Puis on suit à nouveau la rivière sur des vires, dans une diaclase de 5 à 6 m de haut. Un bassin, en voûte presque mouillante, arrête la progression (à 850 m de l'entrée). Cependant, en s'immergeant, on peut atteindre une petite galerie creusée en conduite forcée dans de belles veines de calcaires marmoréens (deux arrivées d'eau, venant du plafond, cascades de gour en gour, creusés à même la roche). Galerie étroite non terminée (J. DU CAILLAR, 31-7-1953).

(4) En 1954, trois cents mètres de galerie ont été explorés au-delà jusqu'à une grande coulée de glace venant du plafond et signant la communication avec la surface (Note ajoutée en cours d'impression).

A 10 m en aval du bassin, par un petit orifice, on accède à un réseau supérieur, de progression très dangereuse, à cause d'un entassement de blocs d'une centaine de mètres. On parvient ainsi à un croisement (J. BARTHEZ, J. COUDERC, J. MARTIN, MORLOCH, J. DU CAILAR, 31-7-1953). Vers le Sud, on s'élève toujours dans les blocs pour parvenir jusqu'à une salle très arrosée, avec un puits central (non exploré). Vers l'Est, s'échappe une galerie en forme de diaclase que nous avons suivie, sans la terminer, sur une centaine de mètres (J. BARTHEZ), à 975 m de l'entrée (5).

### 3° CONCLUSIONS

Nous avons donc pu, par nos explorations de 1953, rejoindre très loin, sous le massif marboréen, le torrent souterrain du Gave de Pau, et le remonter sur plusieurs centaines de mètres.

L'exploration, difficile, n'est pas achevée. Le développement actuel de la grotte Devaux-Brulle est de 1.700 m. Le trajet de la galerie principale est orienté E.-S.E. ; sa longueur est de 975 m. Le fond doit se trouver 20 à 30 m au-dessus de l'entrée. La majeure partie des galeries parcourues se développe donc en Espagne, à 300 m sous le plateau marboréen. La liaison avec le plateau doit être possible en plusieurs points. Malgré les différences de cotes que nous n'avons pas voulu corriger, et le cheminement vers le Sud de l'aven du Marboré, la relation devrait exister. Il y a donc un système de galeries très développé. L'absence de plan d'eau et de remplissage, l'absence de concrétions, donnent à ceux qui voudront en prendre la peine, l'assurance d'explorer une dizaine de kilomètres de galeries nouvelles (6).

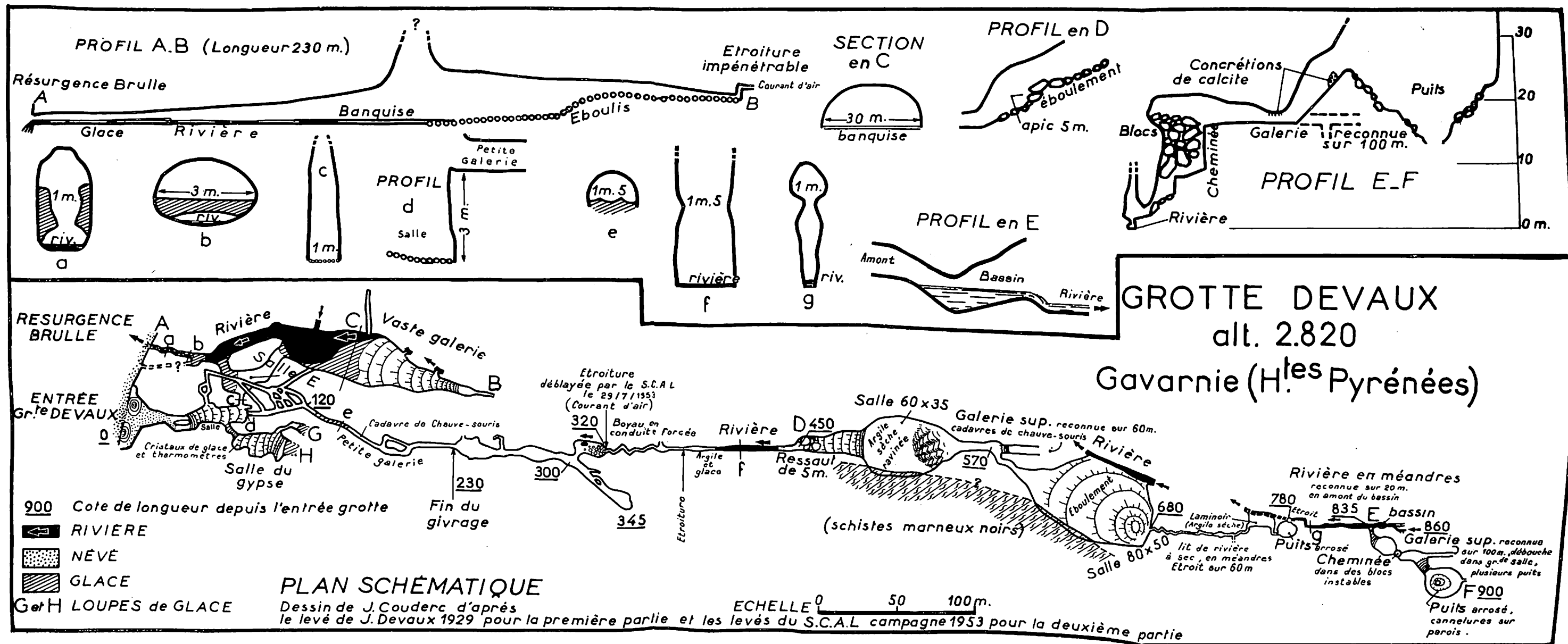
---

(5) Au cours de notre campagne 1954, la poursuite de cette galerie nous a permis de retrouver le cours actif. L'exploration a été arrêtée par un bassin d'eau nécessitant pour sa traversée l'emploi du bateau (*Note ajoutée en cours d'impression*).

(6) Pour la bibliographie, se référer à : J. DU CAILAR, J. COUDERC et P. DUBOIS, La source du Gave de Pau, *Annales de Spéléologie*, t. VIII, 1953.

Pour l'étude du climat et des concrétions de la Grotte Devaux, voir la communication présentée à la Section 2 du présent Congrès : J. DU CAILAR et P. DUBOIS, A propos de quelques modalités de cristallisation (gypse et glace) dans les cavités de haute altitude.

---



B. G. ESCHER (1)

**Une perspective-relief  
de la région du Trou du Toro  
et des Gouëils de Jouéou  
(Pyrénées centrales) (2)**

---

**Abstract**

N. CASTERET demonstrated in 1931 the connection between the swallow hole « Trou du Toro » and the big spring « Gouëils de Jouéou » by a colour test. The geological structure of the region was elucidated in 1951 by the Spanish mining engineer Juan DE LIZAÛR y ROLDÁN. This summer corrections to the geology were made by Prof. L. U. DE SITTER and his assistant H. J. ZWART from Leiden university. The block diagram shows the new conception of the geological connection between input and output of the water, which enters the southern limb (at 2.000 m altitude) and leaves the northern limb (at 1.405 m) of a syncline in Devonian limestone which has been recrystallized to marble.

---

Après avoir lu la captivante histoire de la coloration de l'eau du Trou du Toro par notre Vice-Président, M. N. CASTERET, publiée dans son livre « Dix ans sous terre », je me suis procuré sa dissertation sur le problème du Trou du Toro, paru dans le *Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle de Toulouse*. Je me suis dit que ce bel exemple d'une capture souterraine devrait entrer dans les Traités des phénomènes géologiques. Pour atteindre ce but, il s'imposait de construire une perspective-relief. Mais, l'esquisse géologique qui est ajoutée à l'œuvre de M. CASTERET étant trop sommaire pour ce but, je devais attendre une carte géologique plus détaillée et munie de coupes géologiques. L'ingénieur des mines espagnol Juan DE LIZAÛR y ROLDÁN les a publiées dans le « Livre Jubilaire de l'Institut de Géologie et des Mines de l'Espagne », en 1951.

La perspective-relief a été dessinée en perspective isométrique avec l'aide d'une machine construite à Leiden en 1936, et dont M. L. U. DE SITTER a donné une description. La belle carte topographique espagnole à isohypses au 1/50.000<sup>e</sup> (feuilles Bènasque, n° 180, et Bosost, n° 148), dont la carte de M. Juan DE LIZAÛR y ROLDÁN est un agrandissement au 1/25.000<sup>e</sup>, a servi de base au dessin exécuté par notre dessinateur, M. W. F. TEGELAAR.

Après achèvement de la perspective-relief, elle fut coupée en trois parts, donnant l'occasion d'y dessiner un profil géologique transversal, passant par le Trou du Toro, et un second passant par les Gouëils de Jouéou. L'eau qui entre

---

(1) Professeur à l'Université de Leiden (Hollande).

(2) Communication présentée le 9 septembre 1953.

dans les calcaires dévoniens marmorisés dans le flanc sud d'un synclinal à 2.000 m d'altitude, y sort par le flanc nord à l'altitude de 1.405 m.

Cette perspective-relief ayant été exécutée, nous avons attendu le nouveau levé géologique du Val-d'Aran, par mon ancien élève et collègue actuel à Leiden, M. L. U. DE SITTER, et son assistant principal, M. H. J. ZWART. Ce dernier est rentré à Leiden la semaine dernière et il m'a procuré des données nouvelles sur la géologie de ce terrain. Il semble que le Silurien de la carte espagnole n'existe pas au Sud du synclinal dévonien, et que nous avons affaire à du Carbonifère à faciès continental, avec restes de végétaux. Cette observation change l'allure tectonique du terrain. Au lieu d'un large anticlinal au Sud du synclinal dévonien dont j'ai parlé, il s'y trouve un anticlinal aigu dans les calcaires dévoniens, suivi au Sud d'un synclinal, dont le noyau est formé par du Carbonifère. Au Nord du synclinal dévonien, qui nous intéresse spécialement, il se trouve une grande faille. Les détails seront publiés par DE SITTER et ZWART, dans une étude ultérieure ; mais M. ZWART a bien voulu esquisser les nouvelles données géologiques dans la perspective-relief.

Quant à l'explication géologique de la capture souterraine, elle reste en principe la même que celle basée sur la carte de Juan DE LIZAÚR y ROLDÁN.

### Bibliographie

- CASTERET (N.). — Le problème du Trou du Toro. Détermination des sources du Rio Esera et de la Garonne Occidentale. *Bull. Soc. d'Histoire Naturelle de Toulouse*, t. LXI, p. 89-131, 1931.
- « Dix ans sous terre », Perrin, Paris, p. 235-265, 1934.
- LIZAÚR (Juan DE) y ROLDÁN. — Estudio sobre las conexiones subterráneas de las cabece-  
ras de los ríos Esera y Garona. *Instituto Geológico y Minera de España, Libro  
Jubilar (1848-1949)*, t. II, p. 381-425, Madrid, 1951.
- SITTER (L. U. DE). — Instrument for the mechanical construction of Block Diagrams.  
*Leidsche Geologische Mededeelingen*, 7, p. 315-325, 1936.
-

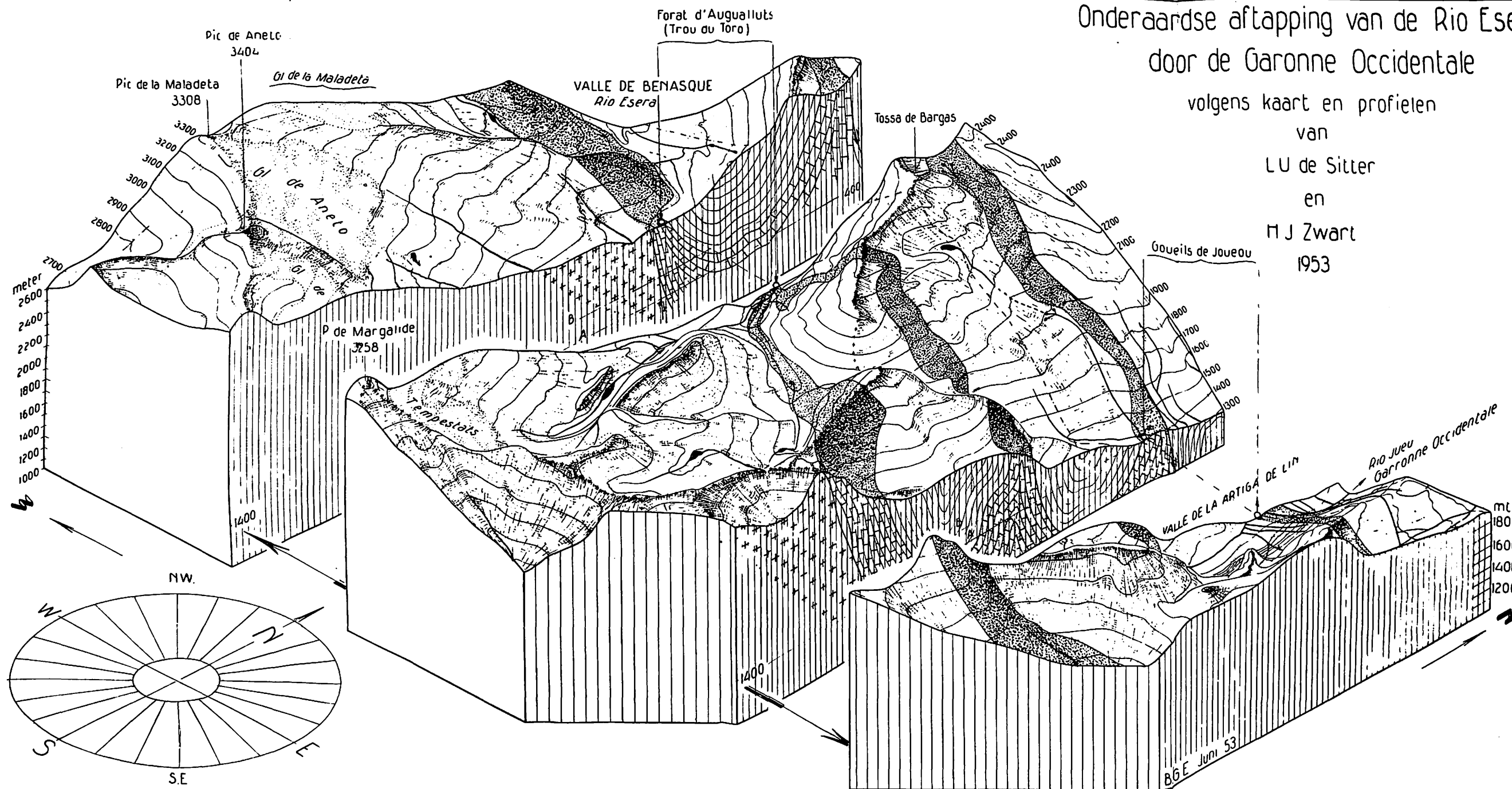


# Onderaardse aftapping van de Rio Esera door de Garonne Occidentale

volgens kaart en profielen

van  
L U de Sitter

en  
H J Zwart  
1953



Leisteen en Zandsteen  
Schistes et Grès  
Carbon  
Carbonifère

Gemarmoriseerde kalksteen  
Calcaire marmorisé  
Devon  
Dévonien

Grafietschalie Gothlandien  
Schistes graphiteux  
Leisteen  
Schistes  
Ordovicien

Graniet  
Granite

0 1 Km

B. DUCHENET (1)

## Observations sur le cours souterrain de la Vernaison et le gouffre de la Luire

(commune de Saint-Agnan-en-Vercors, Drôme) (2)

---

Le Gouffre de la Luire (altitude 883 m.) constitue un regard sur la Vernaison souterraine, dont les résurgences présumées se trouvent 16 km, 5 au Nord, au Bournillon (alt. 470 m) et à Arbois (alt. 405 m), dans la vallée de la Bourne (3).

Voici le résultat de nos explorations, réalisées en juillet 1952 :

Le 25 juillet, nous descendons les puits connus jusqu'à la cote — 200 m. Là, nous parcourons une galerie bifide, fermée par deux siphons. Nous percevons un léger courant d'air au siphon nord. Après plusieurs tentatives, et après avoir creusé le « mound milch » de la voûte, nous franchissons une laisse d'eau de 10 m, qui provoquait précédemment l'immersion de la galerie.

Nous débouchons dans une salle de 7 à 8 m de diamètre, et nous passons un second siphon, sec celui-là ; nous arrivons alors dans une vaste galerie, descendant vers le Nord, où nous parcourons seulement environ 300 m, car nos découvertes dépassent nos prévisions.

Le 27 juillet, au cours d'une deuxième expédition, nous parcourons la galerie aval et débouchons dans deux très grandes salles. Après avoir descendu une cascade et un puits de 20 m, nous dévalons une galerie plongeant à 45°, qui se termine, après 150 m, en cul-de-sac, à la cote — 400 m.

Une nouvelle galerie nous amène, après 100 m, devant un siphon très important, qui semble continué par un méandre remontant, parcouru sur 40 m, où nous avons constaté un courant d'air.

Nous prenons le chemin du retour et parcourons la galerie amont sur 600 m. Celle-ci se trouve coupée par un grand puits, délaissé faute de matériel et de temps. La galerie se poursuit en deux branches inachevées. Nous terminons l'exploration après un séjour de 15 heures derrière le siphon.

Le bilan de ces explorations se solde par la découverte de 1.700 m de galeries nouvelles, topographiées en deux expéditions de 30 heures. L'altitude du terminus serait de — 480 m, soit 10 m seulement au-dessus du Bournillon.

L'équipe ne se composait que de 11 membres de 16 à 28 ans.

---

(1) Centre National de Spéléologie des Eclaireurs Unionistes de France.

(2) Communication présentée le 12 septembre 1953.

(3) Voir l'étude de A. BOURGIN, La Luire et la Vernaison souterraine, *Ann. de Spéleo.*, t. I, 1946, p. 31-42, 5 fig., 2 pl.

### Discussion

M. R. DE LOESCHNIGG : En tant que représentant du Groupe Spéléologique Valentinois, qui poursuit les études sur le réseau de la Luire, je tiens à signaler les progrès réalisés depuis la visite des Eclaireurs Unionistes.

A Noël, à Pâques et en juillet 1953, trois expéditions ont permis au G.S.V. de découvrir dans la Grotte de la Luire des réseaux annexes et un nouveau système de puits donnant directement accès à la grande galerie découverte en 1952. Dans la branche sud de cette galerie, il a été entendu une rivière souterraine au bas de deux puits distants de plus de 100 m et profonds, l'un de 69 m, l'autre de 80 m environ.

Cette rivière est sans doute la « Vernaison souterraine » que l'on recherche depuis plus de cinquante ans.

Du point de vue des cotes précédemment annoncées, il convient de rectifier après vérification : Point le plus bas atteint — 347 m (et non 441 m). L'erreur provient en majeure partie de la cote — 260 m donnée au siphon, alors que la topographie et l'altimètre ont montré qu'il n'était qu'à — 184 m.

D'autre part, la « Vernaison souterraine » semble couler à la profondeur de 275 m environ, soit alors à 135 m au-dessus de la résurgence du Bournillon (ceci après correction des altitudes de la carte d'Etat-Major, qui sont fausses).

Pour le moment, nous n'avons fait qu'entrevoir les possibilités de ce réseau qui atteint 2.500 m de développement et dont le volume des salles et des galeries a été estimé à 200.000 m<sup>3</sup>, ce qui montre l'ampleur du système Luire-Vernaison.

Pierre de BRETIZEL

## La grotte de La Mescla, résurgence d'eau salée (Alpes-Maritimes) (1)

La grotte de la Mescla, dite « grotte de l'eau salée », située dans le département des Alpes-Maritimes, s'ouvre à l'entrée des gorges du Var, au lieu-dit « Mescla », au confluent de la Tinée. Elle s'ouvre par deux entrées : l'une, sèche, domine directement la route N° 202, tandis que l'autre, à 10 mètres au-dessous de la route, est la sortie d'une importante rivière souterraine d'eau salée, qui se jette immédiatement dans le Var et débite environ 10 litres par seconde. Le réseau souterrain qu'elle parcourt est situé dans le massif du Mont-Vial, qui se situe en quelque sorte à la limite des plissements alpins et des plans provençaux. Le porche de la grotte s'ouvre dans les calcaires marneux noirs de l'Oxfordien, et toute la partie explorée, d'une longueur totale de 2 km, reste dans cet étage géologique.

### I. — HISTORIQUE DES EXPLORATIONS

Avant 1939, un chercheur isolé, M. J. GAVET, visite la première galerie de l'étage fossile, sans chercher plus loin. Puis, en 1948, le Club Martel, de Nice, en commence l'exploration méthodique. Après avoir fait la jonction de l'étage fossile et du réseau actif par un labyrinthe de petites galeries, il s'attaque aux parties supérieures et découvre une enfilade de galeries entrecoupées de puits, qui se termine par un siphon. En 1951, le siphon, qui n'est qu'une laisse d'écoulement, est partiellement vidé et ouvre l'accès d'une galerie qui s'arrête assez rapidement sur un nouveau siphon. L'obstacle est franchi par une cheminée au plafond, qui donne dans une galerie en toboggan montant, puis descendant brusquement sur de grandes salles entrecoupées de lacs. Des puits obliques plongent dans la rivière active retrouvée, mais qui se perd malheureusement dans des siphons impénétrables. A l'heure actuelle, nous explorons les parties supérieures de ces dernières galeries, où nous avons quelques chances de trouver la suite du réseau pénétrable.

### II. — DESCRIPTION GÉNÉRALE

Ce qui frappe tout d'abord, c'est la constance parfaite de l'allure et des formes de la cavité. Les galeries, de section elliptique, sont creusées aux dépens des stratifications régulières du calcaire marneux. La stratification se situe dans un plan d'environ 45° sur l'horizon ; elle est soulignée par des bancs parallèles de rognons de marcssite très impure, groupés par zones plus denses. Les stratifications redescendent brusquement aux deux tiers du réseau par un anticlinal à sommet très étroit. La partie explorée reste constamment dans ces calcaires marneux, à marcssite, que nous trouvons aussi bien à l'entrée qu'au fond.

(1) Communication présentée le 10 septembre 1953.

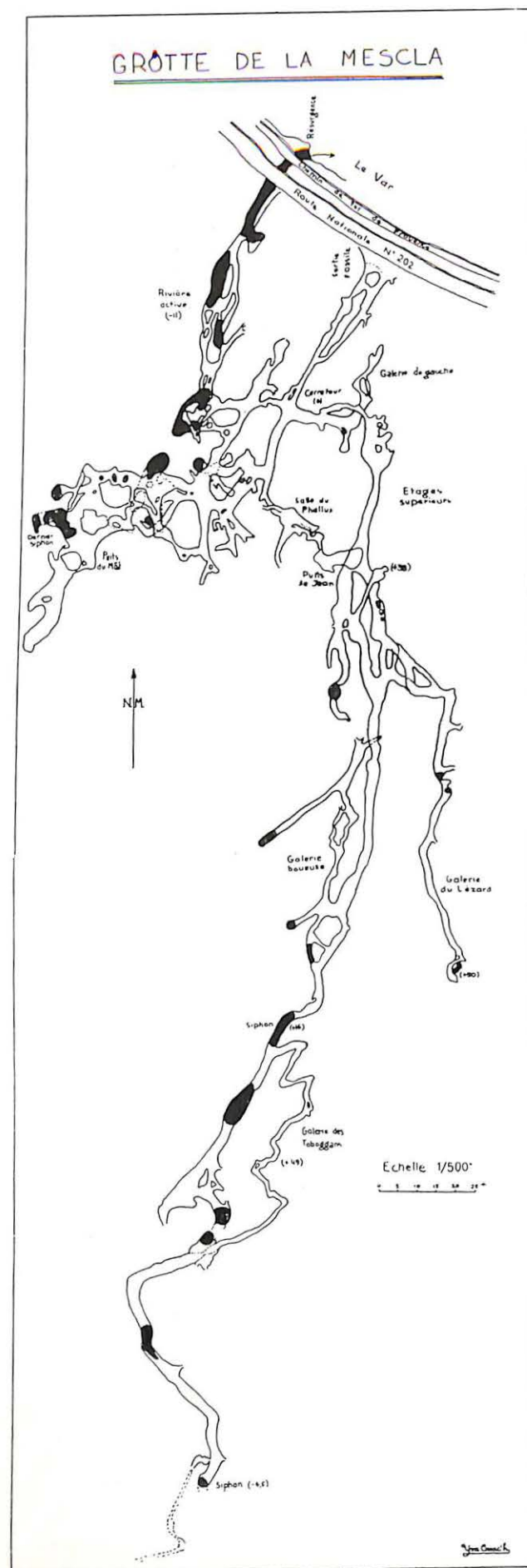


FIG. 1

La partie active du réseau consiste en une série de larges regards sur la rivière, qui devaient être autrefois les débouchés de galeries supérieures descendant obliquement sur la rivière. Cette partie s'arrête sur un siphon à environ 200 mètres de l'entrée. Mais, par les galeries fossiles supérieures dont nous venons de parler, on redescend rapidement jusqu'au niveau zéro, où l'on retrouve des siphons sous forme de puits obliques noyés.

Les galeries fossiles intermédiaires, qui dominent d'environ 20 m le niveau de la rivière, formaient autrefois l'ancienne voie de sortie des eaux salées. Elles sont continuées en hauteur par des cheminées obliques, suivant le pendage des strates, qui débouchent dans les étages fossiles supérieurs.

C'est par ces étages supérieurs que l'on avance le plus profondément à l'intérieur de la montagne. Les couloirs successifs y montent régulièrement, en suivant diagonalement la direction des strates, jusqu'à une hauteur maximum (56 m), où l'on redescend brusquement jusqu'au niveau des siphons. Les plus grands vides se trouvent dans cette dernière partie descendante et sont dus uniquement au travail mécanique des eaux. D'ailleurs, dans toute la grotte, la corrosion est peu importante et il n'existe jusqu'à présent aucun éboulement de parois, ni de vides d'effondrements.

### III. — LE RÉSEAU ET SON INTÉRÊT GÉOLOGIQUE

Dans cette grotte, nous avons été amenés à effectuer un certain nombre d'observations, d'ordre à la fois physico-chimique et géologique. Le 2 septembre 1948, nous avons prélevé un échantillon d'eau salée pour l'analyse.

Pour un litre d'eau, on a : 2,130 g. de chlorure de sodium, 1,295 g. de chlorure de magnésium, 0,398 g. d'acide sulfurique dissocié, plus du gaz carbonique dissous en très petite quantité et des traces d'acide carbonique.

Cette eau a, en toute saison, une température très élevée et constante : 21°. L'air est à 24°. En hiver, à la sortie de l'eau dans les gorges du Var, où règne une température de — 5°, la vapeur qui s'en dégage, au contact de l'air froid, se condense ; et l'on voit la résurgence exhaler de lourdes vapeurs blanches. Ce phénomène curieux ne se produit pas dans la grotte même, où il y a 24°, et, par conséquent, pas d'évaporation visible.

Le débit de l'eau est aussi constant que sa température. Il est extrêmement lent (un flotteur parcourt 20 cm à la minute), mais assez important : 10 l/sec. Les violentes précipitations d'automne, ainsi que la fonte des neiges au printemps, ne la font pas varier. Citons toutefois une exception en 1951, lors des grosses pluies qui firent tant de dégâts dans les Alpes-Maritimes. Pendant plusieurs jours, le niveau de la rivière souterraine monta d'environ 2 m ; mais ceci reste un fait isolé. Cette constance de débit laisse donc supposer l'existence de grandes fissures noyées, communiquant entre elles par un système de siphons, qui amortit toute variation de débit.

La grotte possède une autre caractéristique : c'est la nature des roches encaissantes. Le calcaire noir oxfordien dont il s'agit ici a une très haute teneur en argile, ce qui diminue l'action des agents chimiques sur le carbonate de calcium contenu dans la roche. Cet Oxfordien, comme nous l'avons dit, est truffé de bancs de rognons de marcassite assez impure ; fortement attaquée par l'air humide, cette marcassite se décompose à l'humidité en masses friables de sulfate ferreux imbibé d'une solution d'acide sulfurique dissocié, que nous retrouvons en grande proportion dans l'eau de la rivière. Ces bancs de marcassite sont riches en *Belemnites hastatus* pyriteux.

Le calcaire qui forme la roche encaissante est donc trop argileux pour donner naissance à des concrétions. Seuls, dans les étages supérieurs, existent des coulées et des piliers stalagmitiques, ainsi que quelques fistulaires, qui viennent directement des fissures du plafond. Les galeries hautes sont donc à très peu de distance des calcaires blancs massifs du Tithonique.



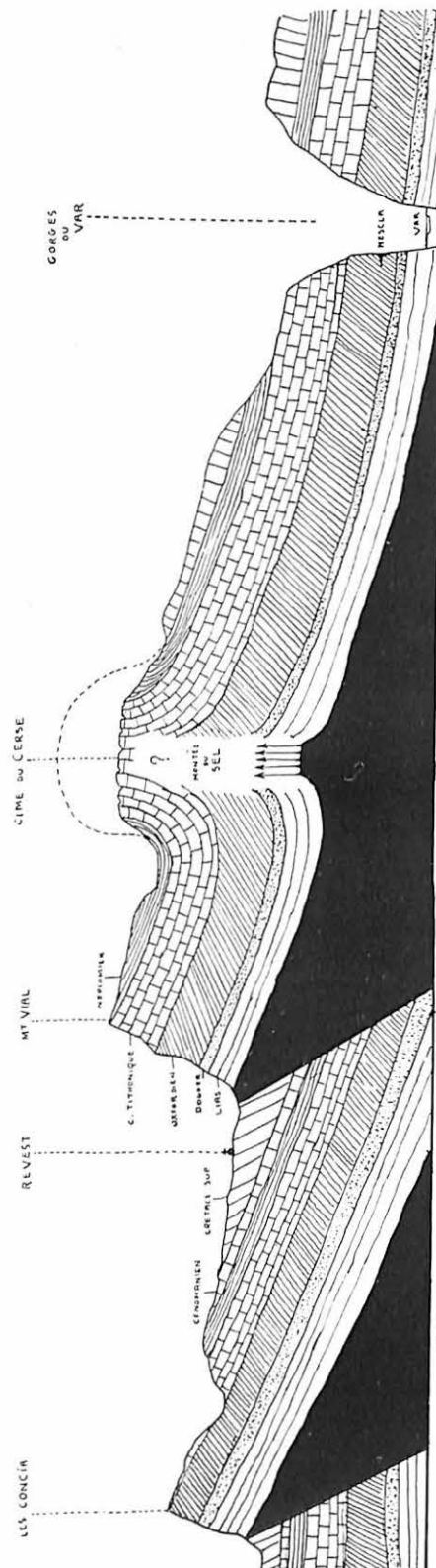


FIG. 2

Les dépôts d'argile sont très importants dans la cavité. Ils obstruent complètement ou en partie un bon nombre de passages. Dans les galeries basses et une grande partie des galeries hautes, cette argile est grise, sableuse, et parsemée de paillettes de chalcoppyrite, de pyrite et de mica. Au contraire, vers le fond des galeries hautes, elle est rouge, grasse et truffée de cristaux microscopiques de calcite. Cette dernière provient donc des calcaires blancs tithoniques déjà cités, qui semblent là assez proches. De plus, cette argile rouge semble radioactive : en effet, des particules microscopiques, mises en présence d'une pellicule photographique, ont en quelques jours impressionné celle-ci au point de former des auréoles de 3 cm de diamètre.

Enfin, dernière particularité intéressante : la boussole subit dans la grotte une déviation énorme. Au début, quand nous en avons levé les premiers plans, nous avons commis de nombreuses erreurs d'orientation sans le savoir. Ce n'est qu'en raccordant le plan des galeries du fond à celui du reste du réseau que nous nous en sommes rendu compte : nos boussoles indiquaient l'Est au lieu du Nord (déviation de 90°) et redevenaient à peu près normales dans les galeries d'entrée. Il semble, de plus, y avoir à certains endroits des oscillations de l'aiguille aimantée dès que l'on s'approche des parois. Ces phénomènes magnétiques sont, actuellement, tout à fait inexplicables, et constituent une énigme, car la marcassite des parois n'a pas de propriétés magnétiques, et se trouverait d'ailleurs en quantité insuffisante pour expliquer de telles déviations de la boussole (1).

De tout ceci, nous pouvons tirer quelques conclusions intéressantes pour la géologie générale de la région.

Le mont Vial, où se trouve la grotte, est le dernier chevauchement des plans provençaux, mais il présente une anomalie tectonique. En effet, parallèlement à la ligne de chevauchement, l'on observe une espèce de soulèvement en ellipse des assises géologiques, dont le sommet axial a un angle très aigu. Or, nous le retrouvons au fond de la grotte, mais en surface il est en partie découpé à l'emporte-pièce par l'érosion. Ainsi, nous voyons sous la couverture de Barrémien apparaître successivement le Néocomien, puis les calcaires tithoniques, et même, par endroits, les calcaires marneux de l'Oxfordien. Le soulèvement en question a l'allure de ce que l'on appelle un pli diapir, dû à une poussée salifère. L'examen de l'eau de la résurgence, qui draine tout le massif (présence d'une assez grande quantité de chlorure de sodium et de magnésium), ainsi que la température anormalement élevée, le confirment. Le réseau a dû être en contact avec des masses de sel gemme incluses dans le Trias. Celui-ci est très salifère dans la région. Peut-être est-ce là la cause de ce soulèvement local, resté encore inexplicable.

De toute façon, même si le sel n'est pas uniquement la cause de ce pli, il existe en masses assez importantes pour qu'on en retrouve une telle quantité diluée dans l'eau de la résurgence. Celle-ci est alimentée par les infiltrations des plateaux supérieurs, qui percolent le massif en lessivant en quelque sorte la masse de sel incluse.

On peut donc formuler deux hypothèses :

supposons d'abord que le sel se présente sous la forme d'une apophyse massive saillant sous les sédiments : dans ce cas nous avons affaire, comme nous l'avons suggéré, à un pli diapir ;

ou alors, deuxième hypothèse : le sel se présente sous forme de filons injectés dans les fissures du calcaire et dans ce cas il ne joue qu'un rôle secondaire dans

(1) Une nouvelle exploration plus détaillée de la grotte ayant été entreprise en octobre 1953 a permis de constater que les anomalies magnétiques décrites plus haut se trouvaient complètement bouleversées, voire inversées. Une étude approfondie de la grotte permettra seule de fournir les éléments nécessaires pour établir une hypothèse de base (Note ajoutée en cours d'impression).

la formation du plissement. La cause de celui-ci serait inconnue, et c'est lui qui aurait provoqué, par formation de grandes failles dues au manque de plasticité du calcaire, la montée des filons de sel.

Ces deux hypothèses s'excluent évidemment l'une l'autre. Pour approcher de la vérité, il ne nous reste donc qu'à poursuivre l'exploration de la grotte jusqu'à ce que nous rencontrions le sel. Malheureusement, il n'apparaît jusqu'ici à aucun endroit de la surface du calcaire.

Nous concluons donc en disant que nous avons affaire, à la Mescla, à un cas exceptionnel de morphologie karstique en rapport direct avec des formations salines.

---

#### Discussion (1)

M. B.-G. ESCHER : La température moyenne de la région étant de 10° et celle de l'eau de 21°, il y a une différence de 11° à expliquer. On serait conduit à admettre le cheminement de l'eau à 400 m au-dessous de la surface.

M. B. GÈZE : Les plis diapirs sont fréquents dans cette région. Il en est notamment un de spectaculaire dans le prolongement du Mont Vial au N.-W., près de Puget-Théniers, où l'extrusion continue du Trias salifère arrive parfois à barrer le Var.

L'origine du sel paraît donc facile à trouver, mais cela n'explique pas directement l'origine de la haute température des eaux, à moins d'admettre, avec M. ESCHER, une venue hydrothermale pouvant peut-être arriver en surface précisément à la faveur du dispositif diapir.

M. P. DUBOIS estime également que si les deux hypothèses proposées par M. DE BRÉTIZEL motivent la salinité, la température élevée ne peut s'expliquer que par un séjour des eaux en profondeur.

---

(1) Les discussions ont porté aussi sur la question des anomalies magnétiques signalées, mais la récente observation ajoutée en cours d'impression par l'auteur rend inutile leur reproduction.

#### Club Alpinistico Triestino

### La grotta Guglielmo. Lo. 2221 <sup>(1)</sup>

---

---

(1) Etude déjà publiée, soumise au Congrès le 12 septembre 1953.



Walter MAUCCI (1)

## Inghiottitoi fossili e paleoidrografia epigea del Solco di Aurisina (Carso Triestino) (2)

### Résumé

L'étude se réfère à la zone du Carso triestin comprise entre la côte et les reliefs du Concusso-Lanaro (Vallon d'Aurisina).

L'auteur examine les conditions morphologiques et géologiques et fait une analyse des aspects du Carso en cette zone. A l'aide d'un parallèle entre le phénomène considéré et celui de Castelnuovo (Istria), il reconnaît en ce dernier une hydrographie superficielle transversale absorbée par des ponors. L'existence de cavités que l'on peut considérer comme des ponors (puits absorbants) fossiles, et les conditions tectoniques, démontrent que le Vallon d'Aurisina passa à la fin du Pliocène par une phase hydrographiquement analogue (l'auteur l'appelle « phase castelnovienne »).

Passant ensuite à l'analyse détaillée des différents ponors fossiles, l'auteur reconnaît le long de toute la zone hydrographique, à gauche du vallon, onze bassins fermés du type castelnovien, qui représenteraient les affluents de gauche de l'ancien Timavo (Paléotimavo) ayant survécu à sa disparition grâce à la couverture marno-arenacée du côté gauche de la ligne de partage des eaux.

La regione della Venezia Giulia è indubbiamente la zona carsica più ampiamente studiata dal punto di vista speleologico, dell'intera Italia. Prescindendo da una ricchissima serie di monografie su singole cavità o gruppi di cavità, le grotte della Venezia Giulia trovarono illustrazione, nel 1926, nella fondamentale opera « Duemila Grotte » di L. V. BERTARELLI e E. BOEGAN [15]. In quest'opera sono elencate e descritte 2142 cavità carsiche. Successivamente (1930), a cura dell'Istituto Italiano di Speleologia, fu pubblicato il primo fascicolo (e finora unico) del *Catasto delle Grotte Italiane*, riguardante le grotte della Venezia Giulia. In esso sono catalogate 2745 cavità.

Altre grotte della Venezia Giulia furono descritte in successive pubblicazioni (« Le Grotte d'Italia », « Alpi Giulie ») e nel volume « Il Timavo » di E. BOEGAN [20]. Con questo ultimo lavoro, le cavità arrivano a 3503. Oggi, dopo la parentesi della guerra, con le nuove scoperte, si arriva ad un totale di 3925 cavità note nella Venezia Giulia, delle quali 837 rimangono entro i confini del Territorio di Trieste (Zona A).

A questa larga messe di notizie descrittive non corrisponde però una adeguata profondità di indagine. Se si prescinde dagli accurati studi di G. TIMEUS e di E. BOEGAN sul corso sotterraneo del Timavo, dagli scavi di C. MARCHESETTI e di R. BATTAGLIA, e da ricerche biospeleologiche di G. MULLER e altri, le nozioni che si hanno sul carsismo ipogeo della Venezia Giulia rimangono tuttora eminentemente di carattere descrittivo e prettamente morfologico.

(1) Società Adriatica di Scienze Naturali (Trieste), Sezione Geo-Speleologica.

(2) Communication présentée le 9 septembre 1953.

Recentemente (1952) ho avuto occasione di pubblicare un tentativo di ipotesi speleogenetica [58] tendente ad inquadrare i fenomeni del carsismo ipogeo in un sistema naturale basato non soltanto sulla morfologia ma anche sulla genesi. L'ipotesi dell'erosione inversa è stata assunta come base di lavoro dalla Sezione Geo-speleologica della Società Adriatica di Scienze Naturali, ed ha permesso di giungere a notevoli risultati nell'indagine sulla genesi, storia ed evoluzione di diverse cavità del Carso Triestino [28, 29, 30, 54, 56, 57, 58, 59, 60]. Su questa stessa base è stato impostato un lavoro di più vasta mole, avente per oggetto la ricostruzione della storia idrologica e speleologica del carsismo giuliano. Le attuali condizioni della linea di confine resero però possibile di prendere in esame soltanto una zona relativamente ristretta, nei dintorni di Trieste.

Le indagini sul terreno si svolsero in tre anni e richiesero la riesplorazione di tutte le principali grotte della zona, molte delle quali dovettero essere rilevate di nuovo, per correggere inesattezze dei rilevamenti più antichi. La natura e l'evoluzione delle cavità esplorate, interpretate alla luce dell'erosione inversa, permisero di ottenere un soddisfacente quadro delle condizioni idro-geologiche della zona nella fase paleocarsica, quadro che viene esposto nel presente lavoro. Ritengo che questo lavoro non sia privo di interesse, sia per i risultati ottenuti, sia per il metodo di studio cui questi risultati sono dovuti.

Colgo ora l'occasione per esprimere il mio ringraziamento al dott. Carlo D'AMBROSI, per le notizie geologiche fornitemi, a Luigi DE MARTINI, per la sua valida collaborazione a tavolino e sul terreno, e a tutti gli speleologi della Società Adriatica di Scienze Naturali, senza la cui instancabile attività non si sarebbero potute svolgere le numerose esplorazioni connesse con queste ricerche.

#### I) LIMITI DELLA ZONA

La zona presa in esame nel presente lavoro e denominata Carso Triestino, comprende la quasi totalità dell'attuale Zona A del Territorio di Trieste, e presenta una sua unitarietà geografica e geologica, che risulta evidente dalla sua descrizione morfologica.

I limiti della zona sono quasi ovunque chiaramente segnati e racchiudono un vasto solco fra una doppia serie di rilievi, qua e là debolmente incisi.

A partire dall'insenatura di Sistiana, i limiti considerati in questo lavoro seguono la costa del golfo di Trieste fino a Barcola, da qui si abbandona la costa risalendo il profilo del Crinale dei Vena, lungo le cime di Poggioreale (m. 397), M. Belvedere (m. 451), M. Calvo (m. 447), M. Spaccato (m. 405), si raggiunge il margine dell'altipiano sopra S. Giuseppe. Il profondo solco della Val Rosandra segna il limite meridionale, da S. Giuseppe al M. Stena (m. 443). Da qui, un'altra serie di rilievi, più accentuati, chiude a Est, Nord-Est e Nord la zona: M. Grociana (m. 477), M. Cocusso (m. 667), M. Gaia (m. 431), M. dei Pini (m. 476), M. Franco (m. 408), M. Meducia (m. 475), M. Lanaro (m. 545), M. Coste (m. 410), M. S. Leonardo (m. 403), fino all'Hermada (m. 324).

Di questo solco, che va gradatamente abbassandosi da Sud-Est a Nord-Ovest, è preso in esame specialmente il versante Sud-Ovest, che ne rappresenta la sinistra idrografica.

#### II) MORFOLOGIA SUPERFICIALE

Come si è detto, la zona è costituita da un ampio solco, orientato da Sud-Est a Nord-Ovest: si tratta di quello che MARUSSI [52] ha chiamato « Solco di Aurisina », col suo prolungamento nel « Solco di Trebiciano ».

Il fondovalle ha uno sviluppo regolare, a penepiano, che degrada uniformemente e lentamente da quota 380 (a San Lorenzo, sul margine della Val Rosandra) fino allo o del Seno di Sistiana, raggiunto con un salto brusco di circa 80 metri, dovuto alla flessura marginale del Carso.

A Sud-Ovest il solco è chiuso da una serie di rilievi, poco accentuati, che costituiscono la catena marginale dei Vena, il cui profilo è indicato nella fig. 1. Si osserva un graduale innalzarsi delle cime, procedendo da Nord-Ovest a Sud-Est, con qualche incisione o insellatura d'erosione più vistosa. Cime e incisioni più importanti sono:

L'incisione di Aurisina (m. 150), cui segue la cima del M. Berciza (m. 200). L'incisione delle Sorgenti (situata sopra le sorgenti di Aurisina), fra il M. Berciza e il M. Baliza (m. 222), ampia e poco accentuata. Il M. San Primo (m. 279) e il M. San Paolo (m. 274), e fra essi la limitata incisione di Gabrovizza (m. 250). La serie di cime che dal M. Grisa (m. 335) e dal M. Gurca (m. 371) portano fino a Poggioreale (m. 397). La profonda incisione di Opicina (m. 348). I rilievi del M. Belvedere (m. 459) e della Vedetta Alice (m. 450), cui segue la incisione di Trebiciano (m. 400). Il M. Calvo (m. 450) e il M. Spaccato (m. 405), e fra essi la incisione marcatissima del M. Spaccato (m. 345).

Molto più complesso è il fianco Nord-Est del solco. Qui troviamo (sempre da Nord-Ovest a Sud-Est):

Il massiccio dell'Hermada (m. 324), l'ampia e larga incisione di Malchina (m. 230). Il M. di Precenico (m. 255), cui segue l'incisione di Precenico (m. 200). Il M. Sedlen (m. 285), cui segue la incisione di Bitaconia (m. 220), chiusa a Nord, dal colle omonimo (m. 254). Il massiccio del San Leonardo (m. 403) e del M. Coste (m. 410), e fra essi l'incisione di Samatorza. Poi il rilievo si complica, acquistando in profondità e diramandosi in catene laterali, e culminando col M. Lanaro (m. 545). Da qui i rilievi, sempre con andamento complesso, decrescono gradatamente, formando l'incisione di Monrupino (m. 334) e risalendo nuovamente fino al M. Meducia (m. 475).

Segue l'imponente « soglia di Sesana » (m. 330), larga e pianeggiante. Abbiamo poi i rilievi del M. Franco (m. 408), M. dei Pini (m. 476) e M. Gaia (m. 431), e poi di nuovo una incisione molto ampia, la « soglia di Lipizza » (m. 375). Infine il rilievo si innalza nel massiccio del M. Cocusso (m. 661).

La soglia di Sesana non è altro che una diramazione del solco di Aurisina, che mette in comunicazione il solco stesso con quello di Brestovizza, mentre la soglia di Lipizza collega il solco di Aurisina col « solco di Orle » e, più a Est, attraverso la soglia di Corngnale, pure col solco di Brestovizza. Le altre incisioni invece non interrompono la linea di spartiacque e si possono considerare come semplici valichi.

Il fondovalle è uniforme, ampio nella zona corrispondente alla soglia di Lipizza, si res-

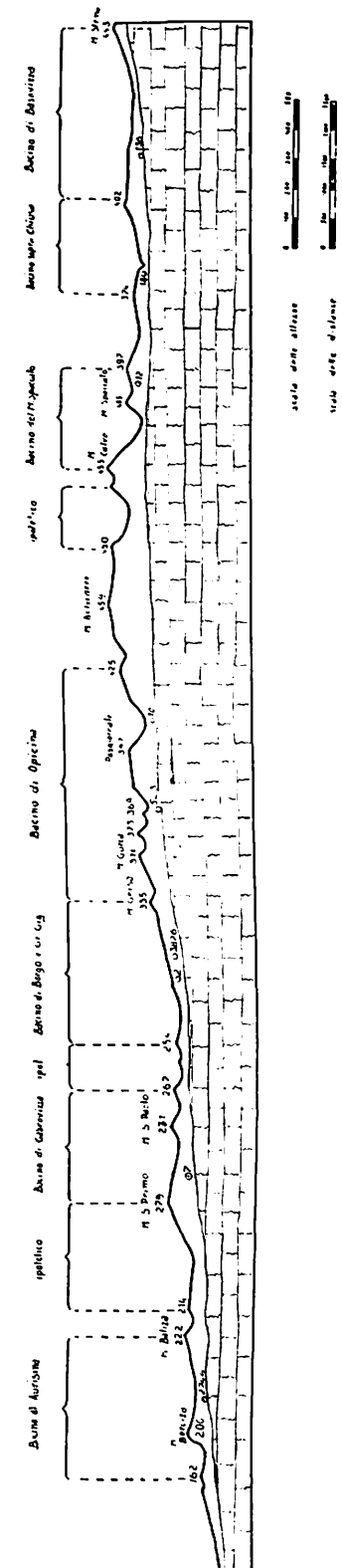


Fig. 1. — Profilo dello spartiacque sinistro del Solco di Aurisina.

tringe più a Nord-Ovest, fra il M. Gaia e il M. Spaccato, e il M. dei Pini e il M. Calvo. Si allarga ancora, e assume più tipicamente un aspetto a tavolato, in corrispondenza della soglia di Sesana. Prende poi a restringersi nuovamente, e nella zona di Bristie-Aurisina si va facendo più accidentato, presentando qualche piccolo rilievo secondario. Questa ondulazione del fondovalle si accentua ulteriormente nella zona a Nord di Aurisina dove, in corrispondenza con l'incisione di Malchina si ha un nuovo allargamento.

Tutta la valle è tipicamente carsificata.

### III) GEOLOGIA DELLA ZONA

La zona del Carso Triestino compresa entro i limiti sudescritti, rappresenta il fianco di una grande anticlinale spianata, facente parte del complesso di onde litoidi parallele della Venezia Giulia. L'asse di questa piega, diretto da SE a NO, si trova in corrispondenza dell'attuale solco di Brestovizza, dove affiorano i terreni Cenomaniani e bassocretacei (calcarei dolomitici e calcari di Comeno) del nucleo.

La serie stratigrafica presenta quindi una successione di affioramenti longitudinali, allineati parallelamente dall'interno verso la costa.

Il complesso cretaceo incomincia con i calcari del Turoniano medio e inferiore (non essendo compreso nella zona l'affioramento Cenomaniano), con calcari compatti, cristallini o subcristallini, talora grossolani o brecciati (breccie di Monrupino, con *Chondrodonta Joannae*, *Naithaea Zitteli*, *Apricardia Pironai*, e qualche Radiolite), spesso scuri e bituminosi (S. Giovanni di Duino, Sgonico). Passando al Turoniano superiore, i calcari si fanno più chiari, compatti, cristallini, con Radioliti e Ippuriti. I tipici calcari a Rudiste (con *Ippurites nabresinensis* e *Radiolites radiosus*) appartengono al Senoniano, e trapassano superiormente in calcari compatti, scarsamente fossiliferi, alternati con la breccia biancorosea, che chiude superiormente la formazione cretacea.

Alla base della formazione eocenica si trova il calcare liburnico (STACHE) dello Spilecciano, con sporangi di Characee (corrispondente ai calcari istriani a *Stomatopsis* e *Cosinia*), a facies lagunare salmastra. Questo orizzonte, con una potenza variabile da 20 a 50 metri, circonda i calcari cretacei con una fascia pressochè continua, a Sud-Ovest e a Sud, con un affioramento di massima ampiezza intorno all'abitato di Basovizza.

Segue un calcare a Milioliti (con *Peneroplis*, *Biloculina*, *Triloculina*, *Orbitolites*), del Luteziano inferiore, con una potenza di circa 50 metri. Esso corrisponde al calcare marino compatto, a *Nummulites perforata*, dell'Istria.

Il Luteziano medio, caratterizzato in Istria dal calcare alveolinico principale, dal calcare nummulitico principale e dalle marne a *Cancer*, è rappresentato nel Carso Triestino da un orizzonte uniforme, dalla potenza di oltre 100 metri, con Alveoline (*A. elongata*) e poche Nummuliti, a volte leggermente bituminoso.

Infine il Luteziano superiore è rappresentato dalla formazione marnoarenacea del Flysch.

Tettonicamente, la zona esaminata rappresenta il fianco di una ampia anticlinale abrasa, che si chiude ad elissoide sia a Nord-Ovest (Monfalcone), sia a Sud (Val Rosandra). L'asse della piega corrisponde al solco di Brestovizza ed è diretto da Sud-Est a Nord-Ovest. L'elissoide meridionale ha il suo nucleo all'incirca nella zona a Sud di Gropada.

Gli strati cretacei si immergono regolari, con pendenza poco accentuata, verso il mare. Al fianco sud-occidentale, in corrispondenza dei calcari eocenici, si manifesta una marcata flessura (linea della Val Rosandra, MARUSSI [52]), che porta ad una pendenza degli strati molto accentuata, fino alla verticale e anche oltre, con qualche accenno a limitati ribaltamenti locali (M. Spaccato, Val Rosandra). La formazione del Flysch, che chiude la zona a Sud-Ovest, è fortemente corrugata, con qualche discordanza.

In diverse zone, e specialmente lungo la flessura marginale, si hanno piccole faglie, spesso rasate.

### IV) GENERALITÀ SUL CARISMO DELLA ZONA

Il carsismo nella zona considerata è un tipico « olocarso » (Cvijic [23]), in quanto il livello di base è rappresentato dal livello del mare, e la potenza degli strati calcarei è tale da permettere un completo sviluppo degli apparati carsici in senso verticale.

Le condizioni tettoniche sono inoltre caratterizzate principalmente da una giacitura suborizzontale o lievemente inclinata degli strati. Lungo il fianco sud-occidentale, dove si manifesta la grande flessura marginale, affiora in prevalenza il calcare nummulitico del Luteziano, in grandi banchi indistintamente stratificati, che ben presto appaiono ricoperti dalle arenarie del Flysch, praticamente impermeabili. Ne consegue che dei due principali tipi di soluzioni di continuità carsogene, i giunti di stratificazione e le diaclasi, queste ultime hanno un ruolo di gran lunga prevalente, mentre le manifestazioni morfologiche condizionate dai primi sono rare e del tutto subordinate. Si tratta cioè di quel tipo di « carsismo di pianura » che il LLOPIS LLADO [48] ha chiamato « karst de mesa », che qui si presenta in uno degli esempi più tipici e dimostrativi.

In un « karst de mesa » l'andamento verticale delle diaclasi rende possibile il drenaggio verticale delle acque, che rappresenta il caso più semplice di una idrografia carsica sotterranea. Pertanto le acque meteoriche avranno la possibilità di seguire la linea di minima resistenza nella direzione stessa della gravità, e potranno quindi raggiungere il livello di base per la via più breve. La vistosa iraturazione dei calcari facilita ancor più questo drenaggio verticale, per cui esso può manifestarsi praticamente in qualsiasi punto del penepiano. Questa disposizione rende praticamente impossibile una raccolta di acque meteoriche in superficie, anche in caso di violente precipitazioni, e quindi vengono del tutto a mancare i corsi d'acqua epigei autoctoni, anche a carattere temporaneo. Inoltre la morfologia superficiale a penepiano e la profondità rilevante del livello di base escludono pure, quasi ovunque, corsi d'acqua epigei autoctoni, provenienti da risorgive (3). In un « carso di mesa » quindi, eventuali corsi d'acqua subaerei possono soltanto avere una origine alloctona.

Non si potranno quindi avere veri inghiottitoi alimentati da acque meteoriche raccolte in superficie, come è il caso, per esempio, degli inghiottitoi dell'Istria centrale (Abisso Bertarelli, Abisso di Semi ecc.) o dell'Altipiano della Bainsizza (Abisso di Verco). Cavità funzionanti da inghiottitoio possono esistere quindi, in un « carso di mesa » soltanto se alimentate da corsi d'acqua epigei di origine alloctona.

Nel Carso Triestino, nelle sue condizioni attuali, mancano del tutto i corsi d'acqua epigei, e di conseguenza mancano del pari cavità funzionanti da inghiottitoi.

Tuttavia le manifestazioni del carsismo sono spiccatissime in tutta la zona, e specialmente sul fondo della valle in oggetto. I fenomeni sotterranei sono naturalmente scavati nell'ambito delle diaclasi, e hanno quindi uno sviluppo spiccatamente verticale. Il tipo prevalente di cavità è il pozzo verticale, semplice o, più spesso, composto. Quindi il meccanismo speleogenetico di gran lunga prevalente è l'erosione inversa (MAUCCI [54, 58]). Si hanno anche cavità ad andamento suborizzontale, e cavità complesse con alternanza di pozzi e gallerie, ma in tutti questi casi (tranne rare eccezioni) le gallerie sono tipiche « pseudo-gallerie », la cui genesi inversa è spesso evidentissima. In questi casi naturalmente la direzione dei vani sotterranei segue la direzione delle diaclasi, essendo la « pseudogalleria » formata da una serie di « fusi » allineati su un medesimo livello.

La fratturazione principale è quella condizionata dalle ultime spinte orogeneetiche e quindi, in linea generale, prevalgono in tutta la zona le diaclasi orientate

(3) Fa eccezione naturalmente il corso inferiore del Timavo.

parallelamente alla flessura marginale, e quindi in direzione NO-SE. Questa fratturazione tettonica è però ovunque accompagnata da un secondo sistema orientato in senso perpendicolare al primo. La formazione di cavità in seno a questo doppio sistema di diaclasi può quindi dare origine a sistemi complessi di gallerie nelle quali è possibile riconoscere le due direzioni prevalenti incrociate ortogonalmente. Ciò è ben riconoscibile in diverse grotte, come per esempio la Grotta di S. Lorenzo (N. 605 V.G.) e la Grotta dell'Alce (N. 62 V.G.).

In molti casi però una delle due direzioni appare nettamente prevalente in seno al sistema sotterraneo, fino a soffocare e talora a sopprimere le direzioni antagoniste. Si hanno così pseudogallerie ad andamento rettilineo, che seguono un solo sistema di diaclasi, mentre l'altro sistema riesce a condizionare soltanto singole particolarità morfologiche della grotta. Il sistema diaclasico preferito è in certi casi quello principale (Grotta del Cane, N. 136 V.G.; Abisso sopra Chiusa, N. 116 V.G.; Grotta del Bosco dei Pini, N. 18 V.G.), in altri invece quello accessorio (Grotta presso Borgo Grotta Gigante, N. 3875 V.G.; Grotta Vittoria, N. 2744 V.G.). Si ha quindi, in un certo senso, una specie di scelta, in base alla quale la cavità dirige il suo sviluppo. Evidentemente questa scelta può essere condizionata soltanto da un fattore speciale, estraneo all'andamento puro e semplice delle diaclasi. Quale sia questo fattore risulta chiaro quando si osservi che queste cavità hanno tutte carattere inverso, e, per vari dettagli, dimostrano di essere degli inghiottitoi fossili. La direzione è dunque condizionata dall'andamento del corso d'acqua epigeo che li alimentava, e precisamente nel senso di una « retroversione » (MAUCCI [56, 58]).

Riguardo alla distribuzione dei fenomeni carsici, si osserva una certa influenza della morfologia superficiale, ma non tanto spiccata come potrebbe apparire a prima vista.

Il microcarsismo superficiale è distribuito uniformemente in tutto il fondovalle e anche sulle pendici dei rilievi. Formazioni di « Karren » più o meno estese, si notano in parecchi punti. Ben vistosi e tipicamente sviluppati sono i « Karren » a NO di Basovizza, a Nord di Opicina-Borgo Grotta Gigante, tutta la zona attorno a Gabrovizza, a Sud e SE di Aurisina ecc. In linea generale la superficie del terreno riveste dovunque i caratteri più tipicamente carsici.

Le doline, molto regolari in genere, possono essere grosso modo distinte in due categorie: grandi doline e piccole doline. Le grandi doline sono quelle il cui diametro supera i 100 metri. Esse sono tipiche doline imbutiformi, quasi sempre evidentemente senili, raramente complicate da crolli o cedimenti di volte. Esse tendono al tipo morfologico delle « uvala », ma non lo raggiungono quasi mai. In esse riconosciamo un tipico allineamento lungo l'asse del fondovalle, che fu già messo in evidenza da MARUSSI [52]. In particolare la serie di queste doline si sviluppa attraverso la soglia di Sesana con un orientamento Est-Ovest, per proseguire poi da Opicina verso il seno di Sistiana, con un orientamento SE-NO. Una sola si trova a Nord del seno di Sistiana, sulle pendici dell'Hermada.

A SE di Opicina si notano tre sole grandi doline, nella zona di Basovizza: è da notare però che esse non sono allineate sulla soglia di Lipizza, bensì sono più spostate verso il margine della Val Rosandra.

Le piccole doline sono incomparabilmente più numerose. Esse presentano i vari aspetti più tipici della doline in genere: di crollo, di sprofondamento, di erosione ecc. Inoltre si possono riconoscere in esse tutte le fasi di passaggio dalla gioventù alla senilità. Nessuna distribuzione ordinata è riconoscibile: esse sono irregolarmente sparse su tutta l'area del fondovalle.

Anche nelle grotte non si osserva in genere un particolare ordinamento. Pozzi carsici più o meno complessi sono distribuiti in tutta la zona senza denotare allineamenti particolari. Attualmente sono note nella zona circa 800 cavità naturali, la maggior parte delle quali è rappresentata da pozzi semplici o composti, di limitata profondità. Le grotte di maggiore estensione e profondità sono anch'esse distribuite in genere lungo tutto il fondovalle, ma con una regolarità molto meno vistosa delle doline. Nella zona di Basovizza, che rappresenta una

conca, aperta verso la soglia di Lipizza e verso Opicina (varco M. Franco-M. Belvedere) troviamo diverse cavità di notevole estensione, uniformemente distribuite. Gli abissi ad andamento prevalentemente verticale, ad eccezione dell'Abisso sopra Chiusa (situato vicino al margine SO dell'altipiano), sono raccolti in una ristretta zona, a Sud del M. Gaia, dove ben 6 abissi superiori ai 100 metri sono raccolti in circa un chilometro quadrato. La posizione di questi abissi sta in relazione evidente con la soglia di Lipizza. Tutti sono inversi, composti e non hanno mai funzionato da inghiottitoio, nel senso stretto del termine.

Un'altra zona, molto simile a quella ora descritta, si trova a Est di Opicina. Qui troviamo, su un'area di poco superiore a quella di M. Gaia, sette abissi superiori ai 100 metri, quattro dei quali sono superiori ai 150 metri ed uno superiore ai 200 metri. Anche questi sono tutti inversi, composti e non inghiottitoi. A breve distanza si trova poi la Grotta di Trebiciano (N. 17 V.G.), la più profonda del territorio (329 metri) e l'unica che raggiunge il livello di base. Tutti questi abissi sono in relazione con la soglia di Sesana.

Le altre grotte della zona, a Nord e NO di Opicina, sono più chiaramente allineate lungo il fondovalle. Fra esse vanno sempre più prevalendo le grotte suborizzontali o prevalentemente orizzontali, mentre i grandi abissi verticali vanno facendosi decisamente più rari.

Riguardo alla morfologia sotterranea, si riconoscono in queste cavità i tre tipi principali di morfologia distinti da MONTORIOL PONS [61] e LLOPIS LLADO [48]: erosiva, litogenica e clastica. Molto frequente è la « sovrapposizione di morfologie diverse », che è qui un fenomeno quasi generale.

In linea di massima le cavità della zona hanno già svolto le varie fasi della loro evoluzione e si presentano attualmente con i caratteri della senilità. La litogenesi chimica ha avuto agio di svolgersi ampiamente e nella maggior parte dei casi il rivestimento e anche riempimento stalammitico ha largo sviluppo. Meno importanti sono i fenomeni clastici: essi rivestono in genere un carattere di dettaglio e solo raramente assumono un ruolo così importante in una cavità da determinare una vera « morfologia clastica ».

Cavità a morfologia spiccatamente litogenica sono, per esempio, la Grotta di S. Lorenzo (N. 605 V.G.), la Grotta Noè (N. 90 V.G.), la Grotta di Ternovizza (N. 242 V.G.), la Grotta fra Opicina e Borgo Grotta Gigante (N. 21 V.G.) ecc.

Cavità a morfologia prevalentemente clastica sono la Grotta Gigante (N. 2 V.G.), la Grotta dell'Orso (N. 7 V.G.), l'ultima parte della Grotta di Padriciano (N. 12 V.G.).

Diffusa, ma raramente vistosa è la morfologia erosiva. Questa forma è la più primitiva ed è caratteristica delle cavità giovanili. Nel Carso Triestino le cavità giovanili sono piuttosto rare. In generale la morfologia erosiva si manifesta come conseguenza di fenomeni di ringiovanimento e quindi si trova sovrapposta a precedenti morfologie litogeniche o (più raramente) clastiche. Indubbiamente giovanili appaiono sole poche cavità: la Grotta di Trebiciano (N. 17 V.G.) (MAUCCI-DE MARTINI [60]), parte dell'Abisso di Opicina Campagna (MAUCCI [54]), parte dell'Abisso a Nord di Ferneti (N. 3901 V.G.) ecc. Frequentissimi invece sono i ringiovanimenti. Essi appaiono come manifestazioni erosive localizzate in uno o più punti delle cavità della zona. Talora, ma più raramente, il ringiovanimento è così spiccato da obliterare quasi completamente la precedente morfologia litogenica (Pozzo fra Villa Opicina e Ferneti N. 3914 V.G.).

Morfologie sovrapposte sono quindi molto comuni, e possiamo avere diversi casi:

« Litogenica » su « clastica »: il caso più vistoso è dato dalla Grotta Gigante (N. 2 V.G.) dove una abbondante stalammitizzazione si sovrappone ad ammassi di blocchi di origine chimoclastica. Un caso meno vistoso, ma sempre notevole si ha nella grande caverna della Grotta di Padriciano (N. 12 V.G.) (MAUCCI [57]): questa caverna è di origine gliptoclastica, ma i blocchi caduti sono in parecchi punti cementati da concrezione.

- « Clastica » su « litogenica » : caso più raro del precedente. Ne abbiamo un esempio nell'Abisso di Opicina Campagna (N. 3873 V.G.), specialmente nella caverna a 200 metri di profondità.
- « Erosiva » su « clastica » : ringiovanimenti in cavità a carattere elastico si trovano, per esempio, nella parte superiore e il quella inferiore della grande caverna della Grotta di Padriciano (N. 12 V.G.).
- « Erosiva » su « litogenica » : è il caso più frequente e, come ho detto si ritrova nella maggior parte delle grotte della zona.

Il concetto su esposto di « sovrapposizione di morfologie » va inteso naturalmente in senso diverso da quella che è la normale evoluzione delle cavità carsiche. E' evidente che ogni morfologia litogenica o clastica è di regola sovrapposta ad una morfologia erosiva, e il caso è così generale da non rientrare nei fenomeni considerati qui sopra. Vestigia della precedente morfologia erosiva primaria rimangono riconoscibili in diverse cavità, di solito sotto forma di « eversioni » nell'avvolta. Gli stessi camini, del resto, così frequenti anche in cavità senili, devono essere considerati, sulla base dell'« erosione inversa » [58], come elementi morfologici della primitiva fase erosiva.

Non trova conferma invece, nelle grotte del Carso Triestino il fenomeno delle « cavità di intercettamento » (« cavidad interceptora ») di MONTORIOL Pous [61]. Nell'Abisso di Opicina Campagna (N. 3873 V.G.), per esempio, la litogenesi chimica è ugualmente sviluppata in tutte le cavità appartenenti allo stesso sistema A (MAUCCI [54]).

Del pari mancano nel Carso Triestino esempi evidenti e vistosi di cavità abortite [48], cioè cavità la cui evoluzione si è arrestata ad una morfologia erosiva primaria, senza percorrere le ulteriori fasi.

Riguardo la genesi, come si è detto, prevalgono nettamente le cavità inverse che costituiscono la quasi totalità dei fenomeni carsici sotterranei. Cavità dirette di una certa importanza sono molto rare. Possiamo citare la grotta dell'Orso (N. 7 V.G.), la grotta Ercole (N. 6 V.G.) (DE MARTINI [29]) e la caverna presso Samatorza (N. 257 V.G.).

In conclusione il carsismo ipogeo della zona è stato alimentato prevalentemente da acque percolanti attraverso le diaclasi, acque meteoriche o semplici perdite di corsi d'acqua epigei. Veri inghiottitoi sono rari, e si possono riconoscere anche nella loro attuale condizione di cavità fossili, sia per la loro relazione con la morfologia superficiale, sia per la loro morfologia interna, sia per le vestigia talora conservate della originaria erosione a pressione o gravitazionale (KYRLE [37], MAUCCI [58]). Fiumi ipogei alloctoni, su livelli superiori all'attuale piano di base non hanno lasciato in nessun punto tracce del loro percorso, e probabilmente non sono mai esistiti (4). Il carsismo sotterraneo ha avuto un ciclo del tutto normale, con un graduale insenilimento delle cavità ed una intensa litogenesi chimica, corrispondente, in senso cronologico, probabilmente al clima umido del glaciale. Si sono poi stabiliti, in epoca più recente, difficile da determinare, i fenomeni di ringiovanimento tuttora in corso, che sembrano preannunciare l'inizio di un nuovo ciclo carsico. Questo ringiovanimento attuale è tanto più rimarchevole in quanto non è accompagnato, come di regola, da movimenti di sollevamento della regione, bensì da una generale subsidenza negativa, accompagnata per di più da una graduale trasgressione eustatica del mare. A titolo di ipotesi, si potrebbe forse mettere in relazione tali ringiovanimenti con un accentuarsi della fratturazione in seguito ad un ridestarsi di movimenti tettonici in corrispondenza con le flessure marginali e con le sinclinali e anticlinali dell'Istria e della regione Giulia in generale (D'AMBROSI [24, 26]).

Per quanto riguarda l'idrografia sotterranea, le acque meteoriche vengono assorbite verticalmente, in quanto in genere mancano fattori capaci di determi-

(4) Fa eccezione forse il Timavo ipogeo, che sembra essere corso per un certo tempo sospeso sopra il livello di base (MAUCCI-DE MARTINI [60]).

nare una deviazione dalla linea verticale, che è quella di minor resistenza. Tali acque vengono quindi convogliate verso il livello di base dove deve esistere quindi un livello piezometrico costante. La regolarità di questa « acqua di fondo » (5) è però turbata da tre fattori principali :

- a) La mancanza di uno strato impermeabile sottostante,
- b) La tamponatura marno-arenacea impermeabile verso il mare,
- c) L'apporto di grandi masse d'acqua di origine alloctona, rappresentate dal corso sotterraneo del Timavo.

La potenza degli strati calcarei carsificabili è molto rilevante e certo molto superiore alla possibilità di penetrazione delle acque vadose. La maggior parte della superficie carsificata è data dall'affioramento dei calcari radiolitici del Senoniano, ma sottostanti a questo orizzonte, i calcari si estendono in profondità almeno fino al Trias superiore, come è dimostrato dagli affioramenti del Dachsteinkalk della Bainsizza e del Postumiese. Fra questi potenti banchi calcarei sono interclusi limitati orizzonti di dolomie o calcari dolomitici, che non riescono però ad avere una continuità ed una potenza tali da determinare un livello idrografico di base. Il piano di base è condizionato quindi dal livello del mare, in quanto, essendo abrasa la tamponatura marno-arenacea a NO di Aurisina, il drenaggio delle acque sotterranee può avvenire in quella direzione. Già nella zona di S. Giovanni di Duino comunque, si incontra l'acqua sotterranea ad una quota compresa fra i 2 ed i 5 metri s.m. (BOEGAN [20], MAUCCI [59]). La quota dell'acqua di fondo si eleva nell'interno, raggiungendo i 12-15 metri in corrispondenza della grotta di Trebiciano (N. 17 V.G.). Questa acqua di fondo, ammessa per i terreni carsici da diversi Autori (GRUND [33], CVIJC [23], LLOPIS LLADO [48]) e negata da altri (MARTEL [49, 50, 51], LEHMANN [47], TROMBE [68]) deve, in linea generale essere accettata per il Carso Triestino. L'intensa fratturazione determina una fitta densità nella distribuzione delle diaclasi, la maggior parte delle quali è beante. Pertanto si può stabilire un livello piezometrico teorico (FOURMARIER [31]) che unisce la superficie delle zone acquifere di ogni singola diaclasi. Tuttavia in mezzo a queste acque devono esistere (MAUCCI [59]) vere gallerie distinte di drenaggio, nel senso inteso da MARTEL.

L'acqua di fondo è distribuita su un livello che va gradatamente sollevandosi, dal livello del mare verso l'interno, secondo una curva teorica determinata dal drenaggio che si verifica in direzione del mare. Lungo quasi tutta la linea della flessura marginale questo drenaggio è però impedito dall'esistenza dell'orizzonte marno-arenaceo del Flysch per cui le acque vengono in parte deviate in direzione NO, in parte costrette ad aprirsi una via di deflusso sotto il livello teorico di base, dando luogo a sorgenti sottomarine, in parte infine costrette a stagnare più o meno a lungo, determinando un innalzamento del livello piezometrico. Per effetto di questo innalzamento si possono avere localmente piccoli corsi d'acqua ipogei sospesi, anche a quote sensibilmente superiori al livello di base, limitatamente però alla zona della flessura marginale, dove possono dare luogo a piccole sorgenti (S. Giovanni, S. Antonio di Moccò).

Le risorgive delle acque sotterranee dell'altipiano sono le seguenti :

- a) Sorgenti di Aurisina : nove sorgenti, situate al livello del mare, su un tratto di 350 metri di costa, fra S. Croce e Duino.
- b) Tre sorgenti principali a S. Giovanni di Duino, che formano il Timavo inferiore, e che si dividono in nove bocche secondarie.
- c) Due sorgenti più a Nord delle precedenti (Risorgive Randaccio).

(5) Non è il caso di entrare qui in merito alla polemica esistente (soprattutto fra gli studiosi tedeschi e quelli francesi) a proposito del significato al contrastato termine di « acqua di fondo ». A me sembra che la controversia abbia un significato principalmente terminologico, e quindi più formale che sostanziale, purché non si voglia equiparare il *Grundwasser* di GRUND ad una vera falda freatica.



d) Altre tredici sorgenti più piccole, ancora più a Nord, le cui tre più settentrionali costituiscono le risorgive di Moschenizze.

Il deflusso totale medio di tutte queste risorgive è di 1.771.400 m<sup>3</sup> giornalieri.

Queste sorgenti costituiscono il drenaggio delle acque di fondo. Esse sono però alimentate dalle acque meteoriche dell'altipiano solo in misura di 1.315.842 m<sup>3</sup> giornalieri (6). Gli oltre 400.000 m<sup>3</sup> in più sono di provenienza alloctona, e precisamente sono dovuti al corso sotterraneo del Timavo. Abbiamo qui un vero corso d'acqua ipogeo che corre, nella zona considerata, sul livello dell'acqua di fondo, e con essa probabilmente si mescola, già a monte della Grotta di Trebiciano (N. 17 V.G.), fino alle sue risorgive di Duino (MAUCCI [55]).

Secondo D'AMBROSI [28], l'acqua di fondo del Carso Triestino viene in parte alimentata anche dalle acque sotterranee del Solco di Castelnuovo.

#### V) CENNI GENERALI SUL SOLCO DI CASTELNUOVO

La zona denominata Solco di Castelnuovo è una tipica valle carsica, allungata con un allineamento da SO a NE, che rappresenta morfologicamente il prolungamento sud-orientale del Solco di Aurisina. Il collegamento fra i due solchi è rappresentato attualmente soltanto da una esigua striscia di terreno (dove sorgono gli abitati di Micheli e Nazire) chiusa fra la marcata incisione della Vai Rosandra a Ovest e le pendici del Monte Bellavista (m. 663) a Est. Il solco di Castelnuovo è pure aperto in direzione Nord verso la conca di Auremo (Timavo superiore) attraverso la soglia di Roditti.

Gli altri lati del solco sono chiusi da serie di rilievi decisamente marcati. Verso NO, le pendici del Castellaro, con i monti Bellavista (m. 663) e Polausee (m. 668). Verso Sud e SO una serie di rilievi molto accentuati che rappresentano i contrafforti settentrionali dell'altipiano della Cicceria: fra questi rilievi si possono citare il M. Bucovizza (m. 802), M. Acuto (m. 698), M. Boscoso (m. 664), un altro M. Acuto (m. 612), M. Glavizza (m. 646), M. Tretenico (m. 836), M. Lancova (m. 779), M. Tussa (m. 902), M. Maio (m. 812), M. Orliacco (m. 690), M. Clivena (m. 657) ecc. Il fianco Nord e NE è rappresentato dallo spartiacque marnoarenaceo che separa il solco di Castelnuovo dalla valle del Timavo soprano.

Il solco di apre largamente, a Est di Sappiane, in un penepiano fortemente carsificato.

La linea del fondovalle è alquanto spostata verso SO, rispetto all'asse del solco, per cui la sezione di esso risulta asimmetrica. La quota del fondovalle stesso si eleva gradualmente da Erpelle verso Sappiane, passando da m. 470 circa a oltre 600, e presenta qualche contropendenza poco accentuata, dovuta a incarsimento. A Est di Sappiane il penepiano si abbassa fino sotto i 400 metri.

Il fianco settentrionale della valle si complica in un modellamento secondario e si spezzetta in una serie di bacini chiusi di erosione fluviale a smaltimento sotterraneo per carsismo.

Tutto il solco è formato da una anticlinale erosa longitudinalmente, il cui asse coincide con l'asse del solco nei dintorni di Matteria e si sposta poi più a Sud di esso, nella parte orientale del solco. La direzione degli strati è quindi parallela all'asse del fondovalle, e l'immersione, nella maggior parte del solco è verso NE, con una inclinazione debole o media (5°-20°).

Stratigraficamente si può riconoscere la serie principale, dal Cretaceo superiore all'Eocene medio. Il fondovalle è formato nella sua totalità dall'affioramento dei calcari radiolitici del Turoniano e Senoniano, cui segue (poco a sinistra della strada Trieste-Fiume) il sottile affioramento dei calcari bituminosi dello Spi-

(6) Questa cifra è calcolata in base alle precipitazioni medie sulla sola area carsificata, detraendone le percentuali perdute per evaporazione e per l'alimentazione della vegetazione, calcolate rispettivamente in 35 % e 15 % per i terreni permeabili (calcare radiolitico) e in 37 % e 16 % per quelli semipermeabili (calcare liburnico, alveolinico e nummulitico).

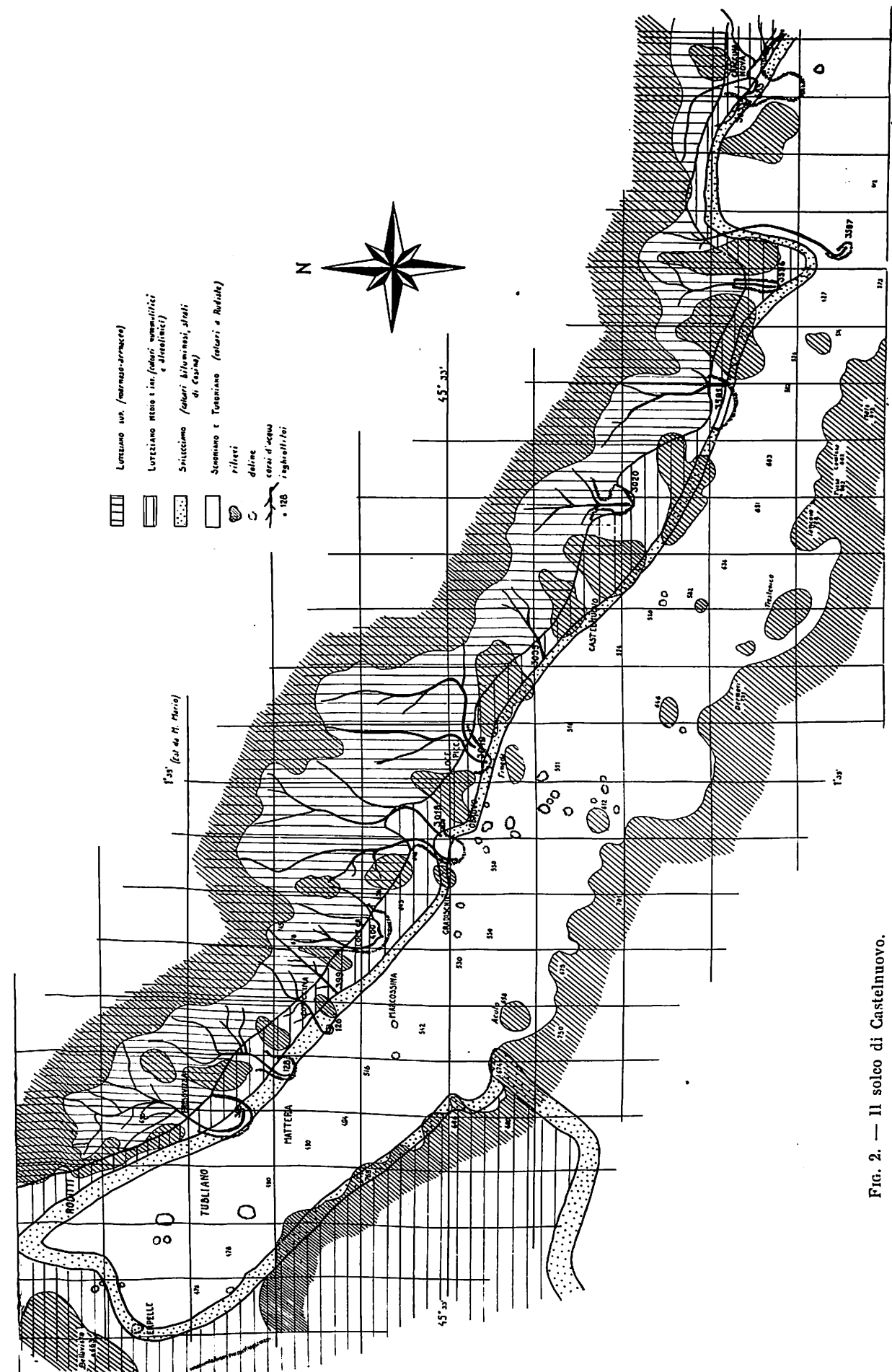


Fig. 2. — Il solco di Castelnuovo.



lecciano e quello, di poco più esteso, dei calcari a Imperforate e dei calcari nummulitici del Luteziano. Il fianco Nord e NE della valle è completamente formato dal Flysch, facente parte del potente complesso marno-arenaceo dell'Istria (Luteziano superiore).

Il fondovalle calcareo è intensamente carsificato. Grandi doline si trovano fra Erpelle e Matteria, vicino a Marcossina e soprattutto, in gran numero, a Sud di Obrovo. Il loro allineamento con i lineamenti morfologici della valle è però meno evidente di quanto non si riscontri nelle doline del solco di Aurisina. Anche qui poi nessun ordinamento è riconoscibile nella distribuzione delle piccole doline, che sono numerose ovunque. Limitando l'esame al piano di fondo-

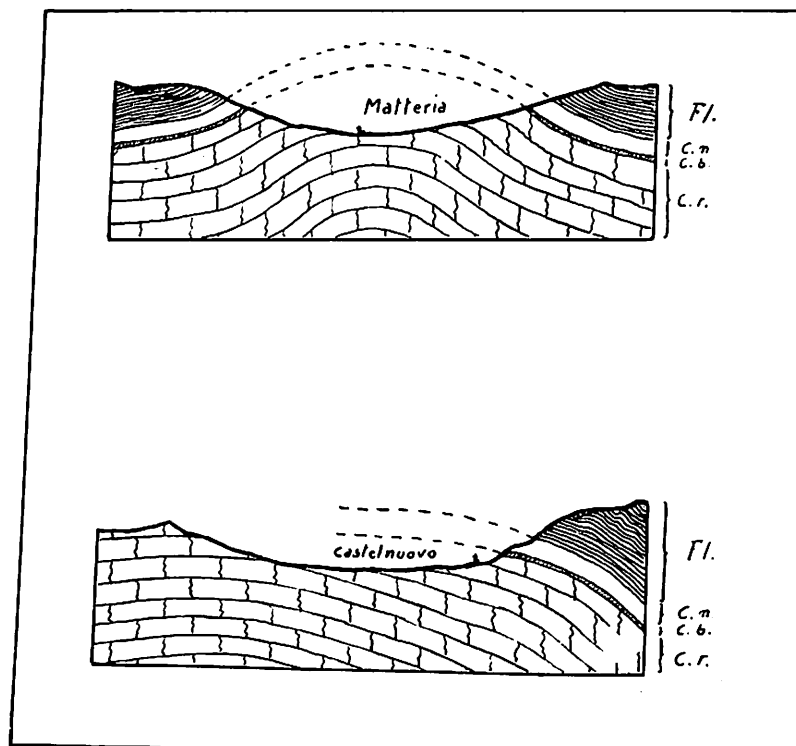


Fig. 3. — Sezioni del solco di Castelnuovo. Fl. = flysch eocenico — C.n. = calcare nummulitico (Luteziano) — C.b. = calcari bituminosi (Spilecciano) — C.r. = calcari a rudiste (cretaceo).

valle, il carsismo ipogeo presenta caratteri molto simili a quelli osservati nel solco di Aurisina: cavità senili, prevalentemente inverse. Solo il rapporto fra cavità verticali e cavità suborizzontali è un po' più spostato verso queste ultime. E' noto un solo caso di corso d'acqua sotterraneo, di origine alloctona, quello della Grotta del Fumo, presso Marcossina (N. 626 V.G.) [67, 64]: tipico caso di fiume ipogeo sospeso, molto al di sopra del livello di base.

Ben diverso è l'aspetto del carsismo sul fianco settentrionale della valle. Qui la copertura impermeabile marno-arenacea permette l'esistenza di un fitto reticolo idrografico che scende dalla linea di spartiacque in numerosi torrenti e ruscelli, i quali, appena raggiungono i calcari carsificabili, vengono inghiottiti. A questi corsi d'acqua epigei alloctoni è dovuto il modellamento secondario del versante nel quale possiamo riconoscere una serie di valli prive di sbocco, che rappresentano uno dei migliori esempi di bacini chiusi carsici. Questi bacini incominciano a Nord di Matteria e si susseguono ordinatamente fino a Craccina Nova, in numero di 14.

1) *Bacino di Bresovizza* (Lat. 45°35'. — Long. 1°33'). La conca, dal fondo pianeggiante e ricoperto da alluvioni, ha una superficie di circa 600 metri per 1 km., ed è allungata in senso Nord-Sud. A Ovest, Sud ed Est è delimitata da un ripido pendio ad anfiteatro, leggermente svasato verso Sud. Il torrente corre lungo il fianco Ovest, descrive una curva lungo la parete terminale e finisce in un inghiottitoio di piccole dimensioni (N. 398 V.G.) ([15], pag. 279, fig. 597), inverso, con accenno a retroversione.

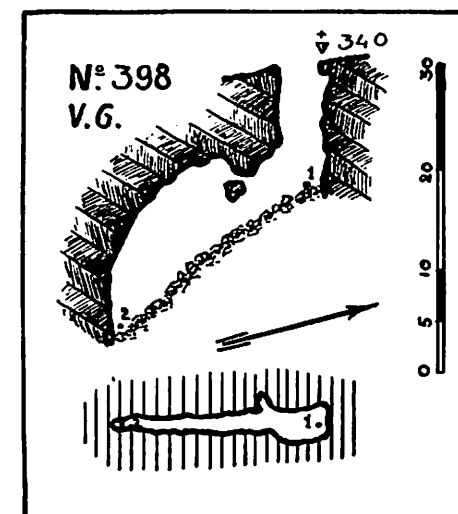


Fig. 4. — Inghiottitoio presso Bresovizza (n. 398 V.G.).

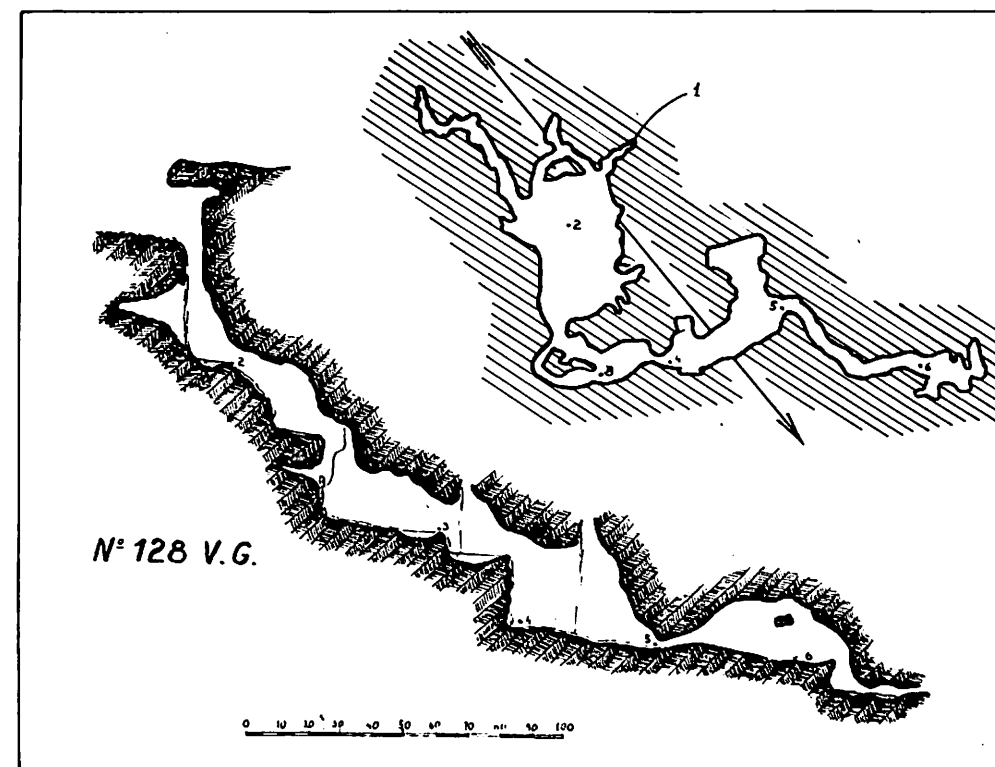


Fig. 5. — Grotta di Odolina (N. 128 V.G.).

2) *Bacino di Odolina* (Lat.  $45^{\circ}35'$ . — Long.  $1^{\circ}34'$ ). Anche questa conca ha un fondo pianeggiante, ma la forma è più allungata in direzione Nord-Sud (m. 400 per 1.200). Anche questo bacino è chiuso da ripide pareti. Il torrente corre in direzione Nord-Sud e finisce in un vasto inghiottitoio inverso e retroverso: la grotta di Odolina, o Grotta Lethe (N. 128 V.G.) [15, 45, 58].

3) *Torrente di Coticcina* (Lat.  $45^{\circ}35'$ . — Long.  $1^{\circ}35'$ ). E' un torrente che non ha inciso un bacino ben delimitato. Esso scende in direzione N.E.-S.O., incontra una parete calcarea che lo fa girare di  $180^{\circ}$ , prima di scomparire in un grande inghiottitoio, pro-

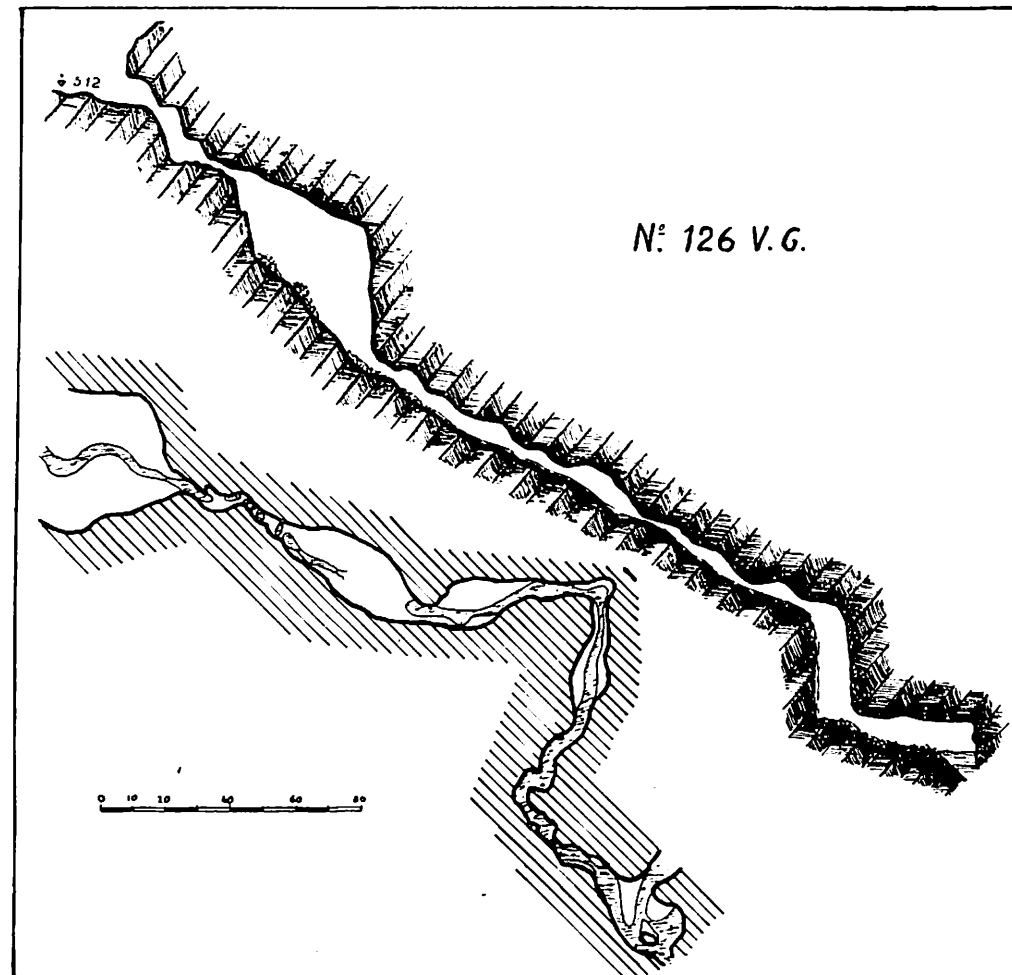


FIG. 6. — Inghiottitoio di Coticcina (N. 126 V.G.).

fondo 204 metri e lungo 302, con alcuni pozzi interni (N. 126 V.G.) (15, pag. 338, fig. 775). Si tratta di un inghiottitoio diretto, che appena intorno ai 200 metri di profondità presenta una retroversione interna. Se il rilievo pubblicato in [15] è esatto, si nota che, nonostante la presenza di pozzi verticali, questi non sono sormontati da camini. I camini infatti sono da considerarsi come una caratteristica delle cavità inverse. Il P. 37, a 157 metri di profondità potrebbe, per la sua forma (quale appare dal rilievo) essere un pozzo inverso, e infatti sotto di esso si ha la retroversione.

4) *Torrente di Slivia* (Lat.  $45^{\circ}34'$ . — Long.  $1^{\circ}35'-36'$ ). E' un torrente nettamente inciso nelle arenarie, che termina con un imponente inghiottitoio, che è il più profondo della zona (N. 399 V.G.), con oltre 300 metri di profondità. Mancano notizie esatte su questo inghiottitoio, tuttavia esso sembra essere inverso e retroverso [15, 19].

5) *Bacino di Loce Grande* (Lat.  $45^{\circ}34'$ . — Long.  $1^{\circ}36'$ ). E' un bacino di forma complessa, che raccoglie due torrenti, i quali si inabissano ambedue in un grande inghiottitoio, profondo circa 140 metri, inverso e retroverso (N. 400 V.G.), sul quale mancano però notizie esatte ([15], pag. 380).

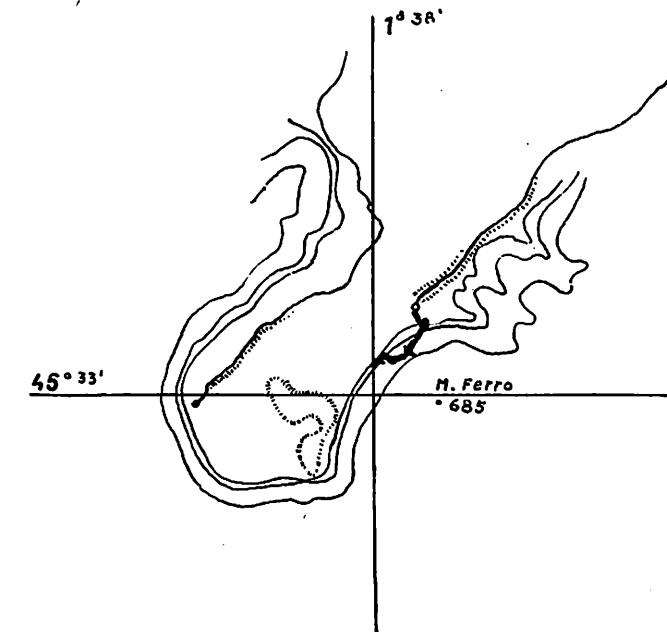


FIG. 7. — Il bacino chiuso della Valle Jezerina (1 : 25.000).

6) *Valle Jezerina* (Lat.  $45^{\circ}33'$ . — Long.  $1^{\circ}38'$ ). Tipico bacino chiuso, simile a quello di Bresovizza, ma orientato da N.E. a S.O. Vi scorrono due corsi d'acqua. Uno viene assorbito da un inghiottitoio impraticabile perchè ostruito da materiale alluvionale, l'altro, più a N.E. termina nel vasto inghiottitoio di Obrovo (N. 3018 V.G.), profondo 23 metri e

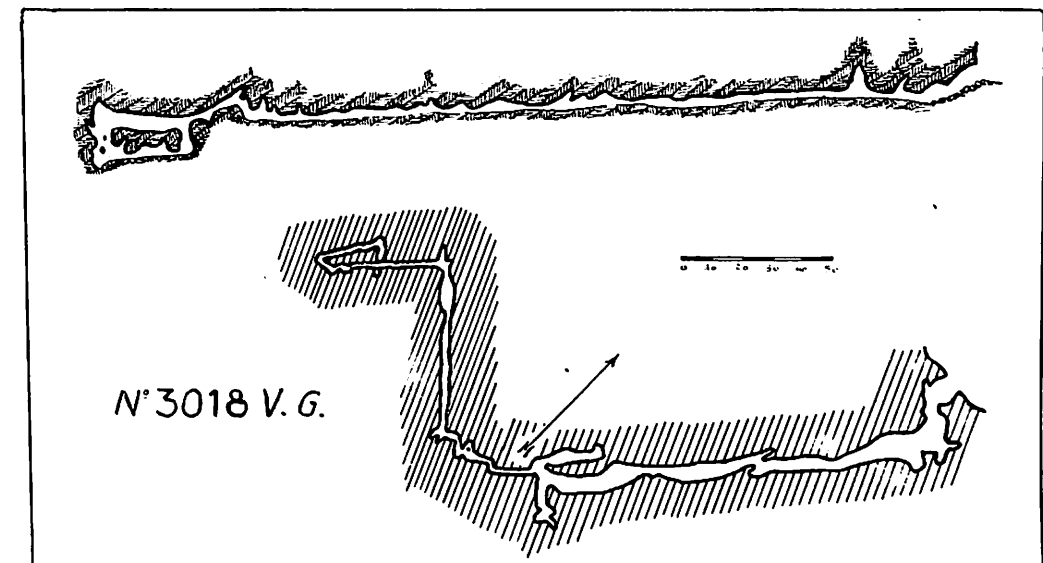


FIG. 8. — Inghiottitoio di Obrovo (N. 3018 V.G.).

lungo 320. Questo importante inghiottitoio inedito è formato da una lunga galleria con asse dapprima in direzione S.O., poi N.E. Nella parte terminale, si hanno alcuni pozzi verticali e una retroversione interna. Nella galleria sono abbastanza frequenti i camini. Le caratteristiche morfologiche indicano che si tratta di un inghiottitoio, almeno in parte di genesi inversa, ma non retroverso. L'apparente contraddizione si spiega considerando l'attuale cavità come derivata da un arretramento dell'inghiottitoio del fiume, il quale prima veniva a mancare assieme all'altro torrente della stessa valle, mentre si andavano formando per erosione inversa i diversi elementi dell'inghiottitoio attuale.

7) *Bacino di Loce Piccolo* (Lat.  $45^{\circ}33'$ . — Long.  $1^{\circ}39'-40'$ ). Spazioso bacino chiuso da pareti calcaree, col fondo pianeggiante coperto da alluvioni. E' percorso da due corsi d'acqua che si perdono ambedue in inghiottitoio. Uno di essi, il più settentrionale, è impraticabile. Sull'altro (N. 3019 V.G.) mancano notizie.

8) *Torrente di Crusizza* (Lat.  $45^{\circ}32'$ . — Long.  $1^{\circ}41'$ ). Modesto torrente che termina in una stretta conca, dove viene assorbito da un notevole inghiottitoio inverso e retroverso (N. 3035 V.G.), esplorato fino a 52 metri di profondità [18].

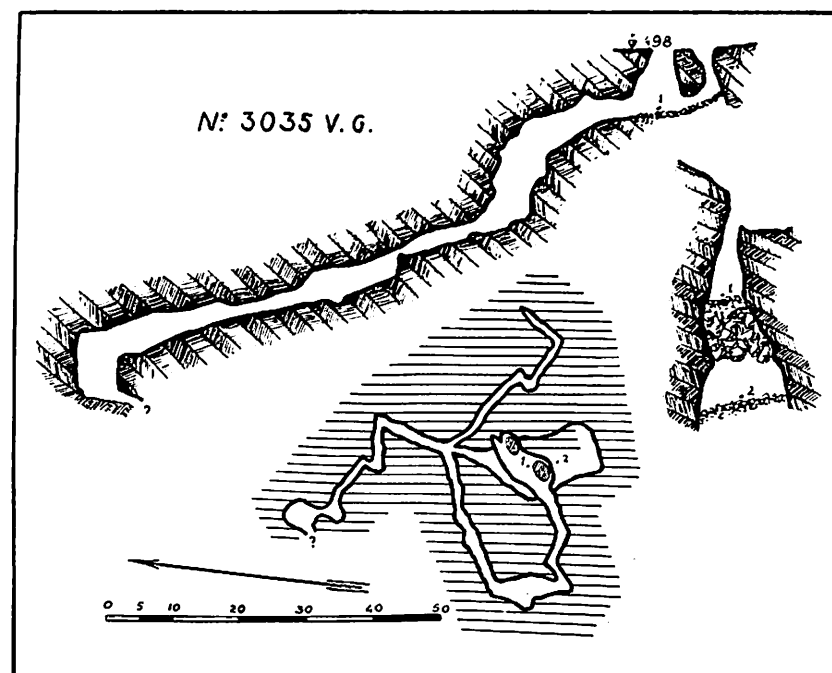


Fig. 9. — Inghiottitoio di Crusizza di Castelnuovo (N. 3035 V.G.).

9) *Torrente di Castelnuovo* (Lat.  $45^{\circ}32'$ . — Long.  $1^{\circ}41'-42'$ ). E' un modesto torrente che ha scavato una valle debolmente incisa, e che scompare in un inghiottitoio ostruito a due metri dall'imbocco (N. 3353 V.G.).

10) *Bacino di Paniqua* (Lat.  $45^{\circ}31'$ . — Long.  $1^{\circ}44'$ ). Larga valle dal fondo pianeggiante, chiusa a Sud da potenti pareti calcaree, contrafforti dei monti Bucovina (m. 774) e Lippova (m. 724). E' percorsa dal torrente Razzule che termina contro la parete rocciosa e vi penetra in un cospicuo inghiottitoio tipicamente diretto (N. 3020 V.G.), formato da una galleria quasi rettilinea, orizzontale, lunga 300 metri, larga da 4 a 6 e alta costantemente 1,5 [18].

11) *Bacino di Pratopaolo* (Lat.  $45^{\circ}30'$ . — Long.  $1^{\circ}46'$ ). Bacino ampio e complesso, percorso da un torrente che termina nell'inghiottitoio N. 3595 V.G., di cui mancano notizie.

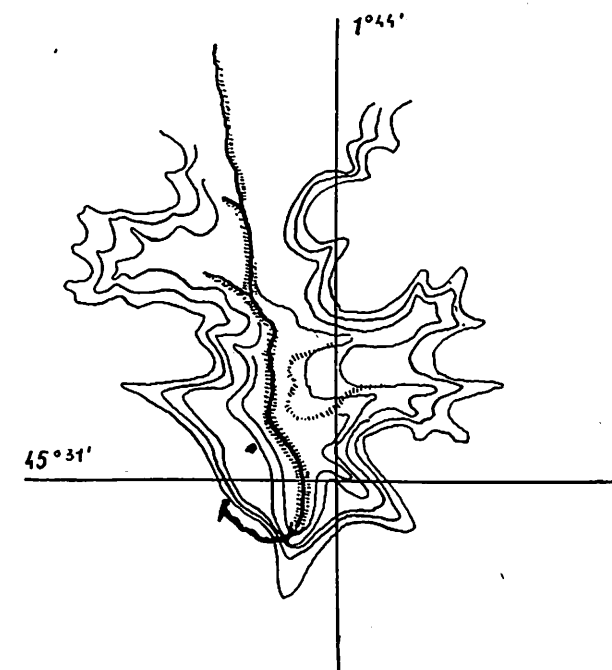


Fig. 10. — Il bacino chiuso di Paniqua (1 : 25.000).

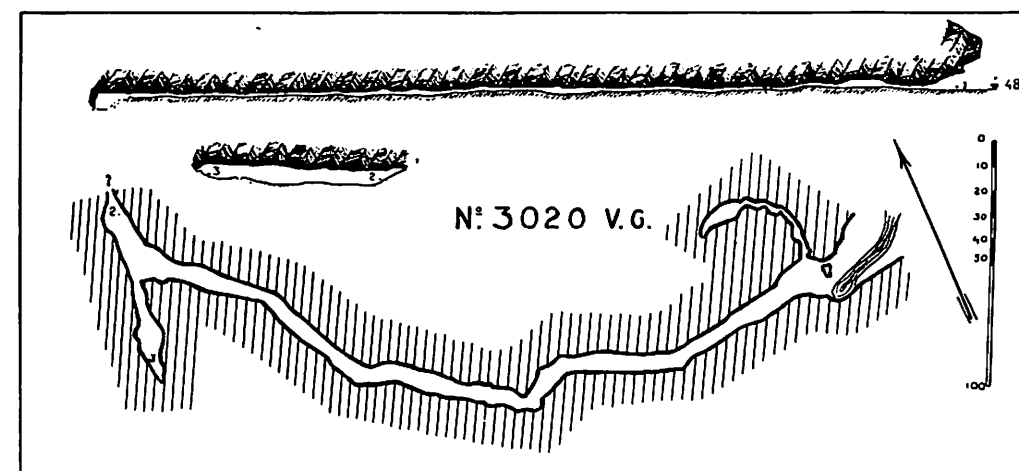


Fig. 11. — Inghiottitoio di Paniqua (N. 3020 V.G.).

12) *Valle Brusani* (Lat.  $45^{\circ}29'-30'$ . — Long.  $1^{\circ}47'-48'$ ). Valle chiusa molto allungata, il cui torrente si perde in un inghiottitoio impraticabile (N. 3596 V.G.).

13) *Torrente Loquisti* (Lat.  $45^{\circ}29'$ . — Long.  $1^{\circ}48'-49'$ ). Si perde in un inghiottitoio impraticabile (N. 3597 V.G.).

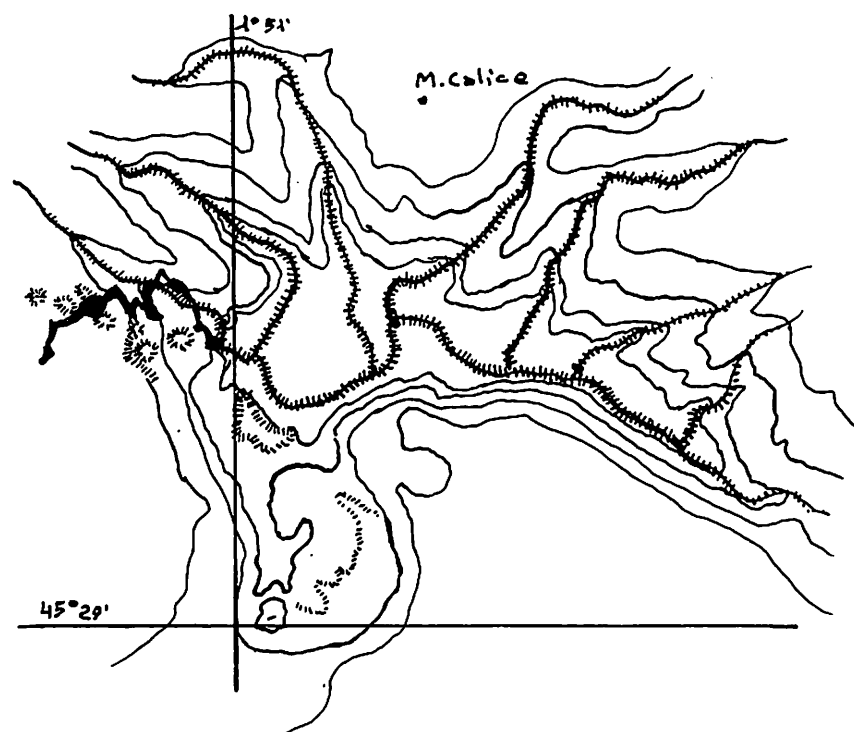


FIG. 12. — Bacino chiuso di Craccina Nova (1 : 25.000).

14) *Bacino di Craccina Nova* (Lat. 45°29'-30'. — Long. 1°51'). Vasto e complesso bacino, articolato in vallette minori, chiuso fra i monti Vissad (m. 757), S. Caterina (m. 690) e Calice (m. 606). Vi scorre un reticolo di torrenti che convergono in un imponente inghiottitoio diretto, formato da un susseguirsi di vaste caverne, per una lunghezza di oltre 800 metri (N. 683 V.G.). Un torrente della rete, proveniente da Ovest, prima ancora di raggiungere l'imbocco della grotta, è catturato da un inghiottitoio verticale inverso (N. 3633 V.G.), che lo convoglia nell'inghiottitoio di Craccina Nova stesso, il quale, rispetto a questo torrente, è da considerarsi retroverso.

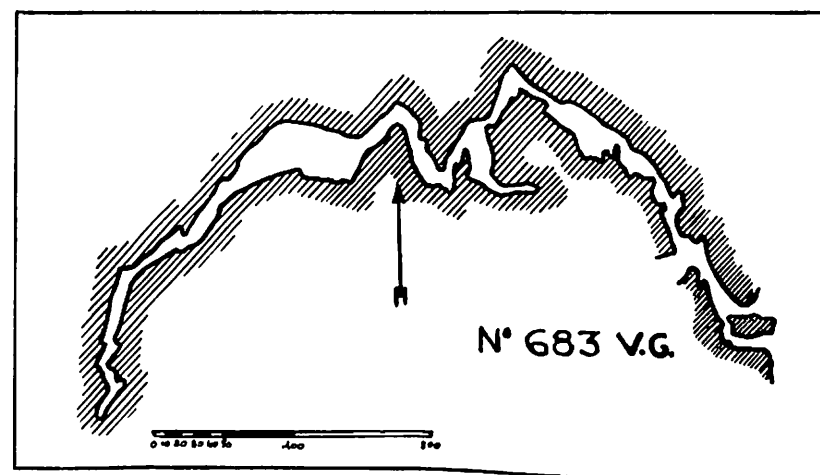


FIG. 13. — Inghiottitoio di Craccina Nova (N. 683 V.G.).

In complesso dunque l'intero solco di Castelnuovo è una tipica valle chiusa carsica, a idrografia trasversale, le cui acque vengono assorbite da inghiottitoi.

La morfologia generale della zona, e quindi l'incisione della valle è di origine precarsica, e conserva nelle grandi linee la sua fisionomia originale grazie all'« azione conservante del carsismo » (ROVERETO [65]). La valle fu incisa da un fiume che la percorse longitudinalmente e che fu assorbito per carsismo, non appena il livello di base si fu abbastanza abbassato. Per il paragone che sto facendo col solco di Aurisina, non ha interesse stabilire quale sia stata la direzione di questo corso d'acqua. Tuttavia, a titolo di ipotesi, si potrebbe ricostruire l'idrografia subaerea precarsica, come segue :

a) Un fiume scorrente in direzione Nord-Sud, a oriente di Sappiane, circa corrispondente all'attuale torrente Loquisti (Paleoloquisti).

b) Un altro fiume scorrente da SE a NO, con sorgenti a Ovest di Sappiane (in corrispondenza circa degli attuali monti Iasbina e Golaz) e terminante nel Paleotimavo [52], presso Auremo, attraverso la soglia di Roditti (Fiume di Castelnuovo).

c) Un terzo fiume sorgente presso Erpelle e scorrente verso il solco di Aurisina.

Questo ultimo fiume, ad un certo punto, cattura il fiume di Castelnuovo e lo devia dalla soglia di Roditti, verso il solco di Aurisina, separandolo quindi dal Paleotimavo.

Successivamente, mentre si va sempre più incidendo il solco di Castelnuovo, il fiume Paleoloquisti, situato su quota inferiore a quella del fiume di Castelnuovo (attualmente m. 380 circa, rispetto a 500-600) condiziona un livello di base che tende rapidamente ad attirare nel sottosuolo le acque del fiume di Castelnuovo. Il Paleoloquisti ha tempo di divagare spianando la vasta superficie fra Sappiane, Lippa, Poliane e Bergüt Grande, mentre il fiume di Castelnuovo finisce col mancare su tutta la sua lunghezza. Più tardi, coll'ulteriore abbassamento del piano di base, anche il Paleoloquisti finisce col perdere la sua caudale e si riduce al modesto torrente attuale.

Poichè però il fianco Nord del solco di Castelnuovo era ed è tuttora coperto di Flysch impermeabile, la rete degli affluenti di destra del fiume di Castelnuovo non segue la sorte del fiume stesso e questi corsi d'acqua mantengono il loro corso subaereo, limitandosi a perdere la caudale sulla zona calcarea. Hanno così origine i bacini chiusi e gli inghiottitoi sudescritti.

Questi inghiottitoi appaiono attualmente raggruppabili in tre categorie :

I) Inghiottitoi impraticabili, otturati da materiali alluvionali. Sono tali il primo inghiottitoio della Valle Iezerina, il primo del Bacino di Loce piccolo, il Torrente di Castelnuovo, l'inghiottitoio della Valle Brusana e il Torrente Loquisti.

II) Inghiottitoi diretti. Si sviluppano nella direzione stessa del corso d'acqua, hanno andamento quasi sempre suborizzontale e morfologia uniforme in tutta la loro lunghezza. Appartengono a questa categoria l'inghiottitoio di Coticeina, l'inghiottitoio di Obrovo (in parte), l'inghiottitoio di Paniqua, l'inghiottitoio di Craccina Nova.

III) Inghiottitoi inversi. Sono originati per erosione inversa (MAUCCI [58]). Hanno un andamento complesso, con tratti alternati verticali e suborizzontali, frequenti camini nella volta, morfologia molto varia, e presentano di regola retroversione [58-56]. Di questo tipo sono l'inghiottitoio di Bresovizza, la Grotta di Odolina, l'inghiottitoio di Slivia, quello di Loce Grande, il secondo di Loce Piccolo e il pozzo N. 3633 V.G. di Craccina Nova. Sono tutti retroversi.

Ho già in un altro lavoro [58] esaminato il problema della genesi degli inghiottitoi inversi. Sarà comunque opportuno riassumere qui brevemente il concetto.

Si ha un corso d'acqua subaereo scorrente su terreno calcareo. Le acque si infiltrano nelle diaclasi sottostanti al letto e le erodono in senso verticale

scavando una serie di cavità fusiformi che vanno gradatamente ampliandosi verso l'alto. Finalmente una di queste cavità si innalza tanto da sboccare all'aperto, nel letto del torrente, e diventa così un vero inghiottitoio. Ora le acque si versano nell'inghiottitoio e si perdono nel sottosuolo. A valle del punto di perdita, le cavità fusiformi sotterranee esistenti sono ora alimentate soltanto dalle acque meteoriche e vanno quindi ampliandosi con maggiore lentezza, quando non subentrino addirittura fenomeni di insenilimento. A monte dell'inghiottitoio invece le acque del fiume continuano ad alimentare largamente tutte le cavità fusiformi già delineate, esercitando una attività erosiva immutata. Un collegamento fra cavità diverse, già separatamente abbozzate, tale da deviare le acque inghiottite dal loro percorso verticale, potrà stabilirsi nella maggior parte dei casi a monte dell'inghiottitoio, per cui la cavità risultante finirà coll'assumere il caratteristico andamento in direzione contraria a quella del corso subaereo.

Troviamo, in questo meccanismo, la spiegazione di tutte le particolarità morfologiche che caratterizzano questo tipo di inghiottitoi. La retroversione anzitutto, che soltanto così può trovare una interpretazione logica, in quanto il fenomeno si rivela troppo generalmente diffuso (7) per poter essere messo in relazione soltanto a particolarità tettoniche o idrografiche a carattere locale. E inoltre la presenza frequente di camini nella volta, vestigia delle singole cavità fusiformi embrionali, l'andamento complesso, con frequenti pozzi verticali, anch'essi indizio di primitive cavità embrionali, e la morfologia spesso variabile nei vari tratti, che trova la sua spiegazione nell'origine ed evoluzione separata ed indipendente dei singoli elementi primitivi di cui la cavità risulta formata.

Gli inghiottitoi diretti invece sono scavati direttamente dall'azione meccanica delle acque, nella direzione stessa del corso subaereo. La cavità risultante è geneticamente e morfologicamente un tutto unico, la cui unitarietà è messa in evidenza da un andamento uniforme, senza forti e brusche variazioni di inclinazione, senza camini verticali nella volta, senza forti differenze nei dettagli morfologici. Queste cavità non sono mai verticali, in quanto in una litoclasti verticale l'acqua scende più rapidamente di quanto non riesca a operare erodendo, e quindi l'ampliamento dei vani dovrà risultare necessariamente di tipo inverso. Affinchè un corso d'acqua formi un inghiottitoio diretto dovranno essere necessarie alcune condizioni, e cioè:

- a) Una portata notevole che determina una intensa azione meccanica.
- b) Soluzioni di continuità della roccia (diaclasti o giunti) prevalentemente orizzontali.
- c) Una forte erodibilità del letto subaereo, che determini un rapido abbassamento del Thalweg superiore sotto il livello originale dell'inghiottitoio.
- d) Il livello di base situato a limitata profondità, o, in mancanza di questo, l'assenza o l'estrema riduzione di litoclasti verticali capaci di condizionare un drenaggio verticale.

Queste condizioni sono ben riconoscibili negli inghiottitoi diretti del solco di Castelnuovo. Infatti i torrenti che li alimentano (Coticcina, Razzule, Craccina Nova) sono i più ricchi di tutta l'idrografia locale e non si prosciugano quasi mai, nemmeno nei mesi più secchi. Il corso d'acqua di maggior portata è quello di Craccina Nova, cui corrisponde l'inghiottitoio diretto più esteso ed imponente. Nell'inghiottitoio di Panique è inoltre ben riconoscibile la seconda e la terza delle suddette condizioni. Si tratta infatti di una grotta di interstrato, che ha trovato nei giunti di stratificazione, qui quasi perfettamente orizzontali, le soluzioni di continuità favorevoli alla sua genesi. Inoltre l'erodibilità delle alluvioni e del Flysch ha determinato un affondamento della valle superiore fino ad una quota addirittura inferiore a quella media del solco di Castelnuovo stesso.

(7) Recentemente MONTORIOL Pous [62] ha descritto un altro caso molto interessante, nel Massiccio di Garraf (Spagna).

#### VI) IDROGRAFIA SUBAEREA PRECARSICA DEL SOLCO DI AURISINA

I lineamenti morfologici attuali della zona considerata sono la risultante di un complesso ciclo geologico, sviluppatosi in diverse fasi, ciascuna delle quali ha impresso alla superficie una somma di caratteri peculiari. Questo ciclo si sviluppa dal Miocene all'Attuale, e le sue fasi possono essere schematizzate come segue:

I) Spianamento marino, miocenico [36, 24], che ha abraso la cerniera dell'anticlinale riducendo la stessa ad un penepiano situato 2 o 300 metri più in alto dell'attuale superficie dell'altipiano.

II) Fase precarsica: un reticolo subaereo di fiumi completa dapprima lo spianamento, e determina poi l'incisione di ampi solchi vallivi longitudinali (Solco di Brestovizza, Solco di Aurisina ecc.) orientati da SE a NO. Secondo MARUSSI [52] questa fase si sarebbe prolungata dal Miocene a tutto il Pliocene. E' da ritenersi però che essa sia stata più breve, per motivi che vedremo in seguito.

III) Carsismo giovanile: il drenaggio sotterraneo delle acque fluviali determina un rapido inabissamento dei fiumi subaerei, la genesi di un sistema di inghiottitoi, e presumibilmente lo stabilirsi di qualche corso ipogeo sospeso.

IV) Carsismo maturo e senile: scomparsi completamente i fiumi epigei (eccetto il Timavo superiore), gli inghiottitoi passano allo stato di cavità fossili, con progressivo insenilimento.

V) Ringiovanimento: è la fase tuttora in corso. Il riaprirsi di vecchie diaclasti già oblite e talora lo stabilirsi di nuove fratture determina il manifestarsi di quei fenomeni erosivi sotterranei localizzati, cui ho accennato nel capitolo IV.

Scopo del presente lavoro è soprattutto l'analisi delle condizioni esistenti nella III delle suddette fasi.

Un accurato studio della II fase (precarsica) è stato fatto dal MARUSSI [52], il quale, dall'esame dell'attuale morfologia superficiale ha ricostruito l'antica idrografia subaerea del Carso Triestino, e in particolare il corso del « Paleotimavo ». Il MARUSSI riconosce nei solchi orientati da SE a NO (Solco di Sinadole, di Brestovizza, di Aurisina, di Castelnuovo) vere valli fluviali fossili, dovute all'azione di « paleofiumi » ora scomparsi perchè assorbiti per carsismo. Egli ammette il fiume del solco di Castelnuovo e ne dimostra la continuità con le acque subaeree del solco di Aurisina, però ritiene che esso sia scomparso molto presto, e comunque ben prima del Paleotimavo. Quest'ultimo, dopo aver lungamente divagato sulla superficie di spianamento miocenica, si sarebbe stabilizzato su un corso Auremo-soglia di Corgnale-solco di Orle-solco di Aurisina, confluendo, vicino ad Opicina col fiume di Castelnuovo. Frattanto un altro fiume doveva occupare il solco di Brestovizza, confluendo con quello, più importante, di Sinadole. Questo fiume, scorrendo su un letto di dolomie friabili, riuscì ad abbassare il suo corso fino a catturare il Paleotimavo, a S. Canziano. Rimase così abbandonato il solco di Aurisina, essendo nel frattempo interrotto, in corrispondenza della Val Rosandra, il corso di Castelnuovo. Dopo la cattura del Paleotimavo, da parte del Vallone di Brestovizza, avvenne infine l'inabissamento definitivo di tutte le acque nelle voragini di S. Canziano.

Questo schema risponde certamente alle reali condizioni del terreno, pur con la piccola modifica da me proposta nel capitolo V, riguardo il fiume di Castelnuovo. Il fiume che confluiva col Paleotimavo ad Opicina sarebbe stato cioè da principio un corso a sè, indipendente dal corso di Castelnuovo, il quale invece confluiva nel Paleotimavo attraverso la soglia di Roditti. Appena in un secondo tempo il fiume di Castelnuovo sarebbe stato catturato, attraverso la soglia di Erpelle, e ciò poco prima della sua scomparsa.

Dove invece, secondo me, il MARUSSI presenta il fianco a qualche critica, è quando Egli vede nell'azione di questi paleofiumi la causa prima del car-

sismo [52, 53]. Avendo rinvenuto, nei pressi di S. Canziano, un inghiottitoio colmato da terreno alluvionale, Egli conclude che « i fenomeni carsici, sia superficiali (doline) sia sotterranei (inghiottitoi) devono essere avvenuti non già per azione diretta di acque scorrenti o precipitanti, ma sotto le alluvioni degli antichi corsi d'acqua carsici, che lungo il loro percorso imbeverano il mantello alluvionale di acque chimicamente attive ».

Ho già avuto occasione di esprimere il mio parere contrario a tale asserzione, in un precedente lavoro [58], contrapponendo al « carsismo fossile » di MARUSSI il concetto di « carsismo attuale », che mi sembra meglio in accordo con i fatti osservabili. Una ricca idrografia subaerea è infatti, per definizione, in antitesi col concetto stesso di carsismo, alla base del quale sta il drenaggio verticale, sotterraneo delle acque. L'esistenza dei paleofiumi epigei dovette essere quindi necessariamente breve e precaria. Fino a che essi stessi poterono condizionare il livello di base della regione, poté esistere il reticolo idrografico e anche la copertura alluvionale, ma è necessario ammettere subito al di sotto dei fiumi un livello piezometrico, molto vicino alla superficie. In un terreno fratturato come quello calcareo, questa « acqua di fondo » non poté sussistere a lungo a quote così vicine alla superficie e dovette quindi molto presto scendere a profondità più rilevanti, e ciò indipendentemente dalla distruzione della tamponatura marno-arenacea dovuta all'abrasione marina (distruzione avvenuta più tardi) bensì per il semplice drenaggio delle acque attraverso le diaclasi beanti in direzione del Friuli o della valle di Castelnuovo (data la continuità geologica della formazione calcarea in tutta l'Istria). Quando questa acqua di fondo, che rappresentava il sostegno dell'idrografia subaerea, si trovò scesa a quote più basse, si da lasciare fra essa e la superficie uno strato roccioso beante, i paleofiumi dovettero, per così dire, sentirsi mancare il terreno sotto i piedi, e non poterono che seguire prontamente la sorte dei fiumi carsici, e scomparire quindi nel sottosuolo. Pertanto un fiume epigeo, durante la fase iniziale di un carsismo giovanile, sarà portato ad incidere profondamente il proprio alveo e poi ad essere catturato da un inghiottitoio, come si osserva nel corso stesso del Timavo superiore, fra Auremo e S. Canziano, e in numerosi altri esempi in regioni carsiche italiane (Bussento) [32] e straniere (Causses) [49, 50, 51]. Esso non avrà il tempo per determinare, con le sue alluvioni imbevute di acque chimicamente attive tutti i fenomeni carsici del suo bacino, troppo rapida essendo la sua scomparsa. Tanto meno poi esso troverà il tempo per divagare, spianando larghi solchi dal fondovalle peneplanizzato e fortemente incarsito, come quello di Aurisina. Per spiegare la distribuzione, notevolmente disordinata, delle grotte e delle doline (specialmente le piccole doline) MARUSSI è costretto a chiamare in causa le divagazioni dei paleofiumi. Ma un fiume « sospeso » al di sopra del livello di base, che « divaghi » è evidentemente una insostenibile contraddizione.

Per questi motivi la fase dei paleofiumi non poté essere che breve. Facendola iniziare alla metà o alla fine del Miocene, essa non può essersi prolungata oltre il Pliocene inferiore. E' quindi nel Piacenziano (e forse anche prima) che deve essere avvenuta la cattura del Timavo da parte dell'inghiottitoio di S. Canziano. A partire da questo momento l'idrografia subaerea della regione poté essere rappresentata soltanto da corsi d'acqua scorrenti sui terreni impermeabili del Flysch.

La fase dei paleofiumi deve essere quindi chiamata « precarsica », e ad essa vanno riferiti tutti quei tratti morfologici della regione che non sono carsici: quindi i solchi vallivi aperti, in primo luogo.

Per quanto riguarda più in particolare il solco di Aurisina, oggetto del presente lavoro, la fase precarsica deve essere stata ancora più breve, in quanto il solco risultò abbandonato prima ancora dell'inabissamento del Timavo.

Due fiumi, come si è detto, contribuirono a incidere il solco: il Paleotimavo (nel suo primo corso), proveniente da Orle e passante per Ferneti, Gabrovizza, Aurisina, Sistiana; e un secondo fiume, proveniente da Erpelle e passante per Basovizza, Padriciano, Trebiciano e confluyente col primo nei pressi di Ferneti.

Durante questa fase, riconducibile, grosso modo, al Pontico, le condizioni geologiche della zona erano alquanto diverse, in quanto tutto il potente complesso luteziano del Flysch doveva essere molto più alto che non attualmente. La valle risultava quindi limitata a SO da una linea di spartiacque più elevata dell'attuale e più spostata verso SO. Tutto questo fianco della valle era quindi formato da terreni marno-arenacei, più erodibili dei calcari, ma praticamente impermeabili. Del pari era ancora in sito la copertura marno-arenacea verso Sud, che chiudeva la valle là dove attualmente la sinclinale fagliata della Val Rosandra (allora appena accennata) tiene compressi e pizzicati gli ultimi lembi di questa antica copertura.

Questo spartiacque impermeabile poteva sostenere un fitto reticolo idrografico, formato da torrenti e ruscelli che confluivano nel Paleotimavo e nel secondo fiume, con corsi diretti in generale da SO a NE. Si aveva quindi una situazione del tutto analoga a quella esistente nel solco di Castelnuovo prima della scomparsa del suo fiume: là la rete degli affluenti scorreva (e scorre tuttora) sul Flysch, in direzione NE-SO, qui scorreva, pure sul Flysch, in direzione SO-NE.

Il fiume proveniente da Erpelle catturò, come ho detto il fiume di Castelnuovo, deviandolo dalla soglia di Roditti, e fu di conseguenza costretto a seguirne la sorte, quando le sue acque furono inghiottite nel sottosuolo. Pressochè contemporanea alla scomparsa del fiume di Castelnuovo, fu la cattura del Paleotimavo, da parte del solco di Brestovizza, e quindi, prima ancora della fine del Pontico, il solco di Aurisina divenne una valle morta.

Rimasero in attività naturalmente gli affluenti scorrenti sul Flysch, i quali però dovettero perdere la loro caudale sul terreno calcareo e vennero catturati da una serie di inghiottitoi. Da questo momento la morfologia del solco diviene decisamente carsica: ci troviamo di fronte ad un tipico bacino chiuso, a idrografia trasversale con drenaggio sotterraneo. Il fondovalle subisce i normali processi di incarsimento meteorico, con formazione di piccole doline e di grotte inverse, mentre lungo la linea di contatto fra arenarie e calcari, e quindi lungo il fianco SO della valle si delinea una serie di bacini chiusi secondari, alimentati dal reticolo idrografico del Flysch e smaltiti da inghiottitoi. Si tratta evidentemente di una fase del tutto analoga a quella in cui si trova attualmente il solco di Castelnuovo (le cui caratteristiche ho voluto, appunto per questo, esaminare nel capitolo V), e che potremo chiamare « fase Castelnoviana ».

#### VII) INGHIOTTITOI FOSSILI DEL SOLCO DI AURISINA

Dal paragone fra le attuali condizioni del solco di Aurisina e quelle del solco di Castelnuovo, si possono trarre gli elementi utili a ricostruire i dettagli idrografici e morfologici della « fase Castelnoviana » della nostra zona.

Dobbiamo infatti tener presente che questa fase poté prolungarsi fino a tanto che lo spartiacque sud-orientale della valle si mantenne abbastanza alto da essere formato da terreni marno-arenacei. Quando tutto il complesso del Flysch, in seguito all'abrasione esogena, e probabilmente anche ad un accen-tuarsi della flessura marginale fu abbassato oltre la sommità degli attuali rilievi dei Vena, il fianco sud-orientale della valle si trovò costituito (come è oggi) da terreni calcarei, permeabili e carsificabili, e avvenne quindi la definitiva scomparsa delle acque epigee, e il conseguente insenilimento degli inghiottitoi. Cronologicamente la fine della fase Castelnoviana è difficile da determinare. Abbiamo tuttavia un elemento nel fatto che, mentre in un pozzetto carsico di Monrupino [22], e in una breccia ossifera in litoclasti, della medesima località [34] sono stati rinvenuti resti di mammiferi riferibili al Cromeriano, nei grandi inghiottitoi fossili del versante SO (caverna Pocala, grotta dell'Orso) lo strato fossilifero più antico non risale oltre il Würmiano [12, 13]. Questo fatto permette di supporre che, mentre nel fondovalle e sul versante NE l'insenilimento delle cavità inverse (di sola origine meteorica) poté incominciare abbastanza presto, gli inghiottitoi castelnoviani rimasero attivi fino al Pleistocene superiore.



La ricostruzione dei bacini chiusi in cui si articolò l'idrografia trasversale della valle, può essere ottenuta dall'analisi delle caratteristiche morfologiche delle principali grotte del versante sud-orientale, allo scopo di individuare gli inghiottitoi fossili. Il riconoscimento del carattere di antico inghiottitoio in una grotta può essere ottenuto in base alle seguenti particolarità morfologiche:

- Sezione delle gallerie « gravitazionale » o « a pressione » [37, 58]: queste sezioni saranno indizio, in genere, di inghiottitoi diretti.
- Sezione « tipo Vittoria » [56, 58]: può essere indizio di inghiottitoio diretto o inverso.
- Segni di marcata erosione meccanica sulle pareti o sulla volta (« quinte » o « eversioni »).

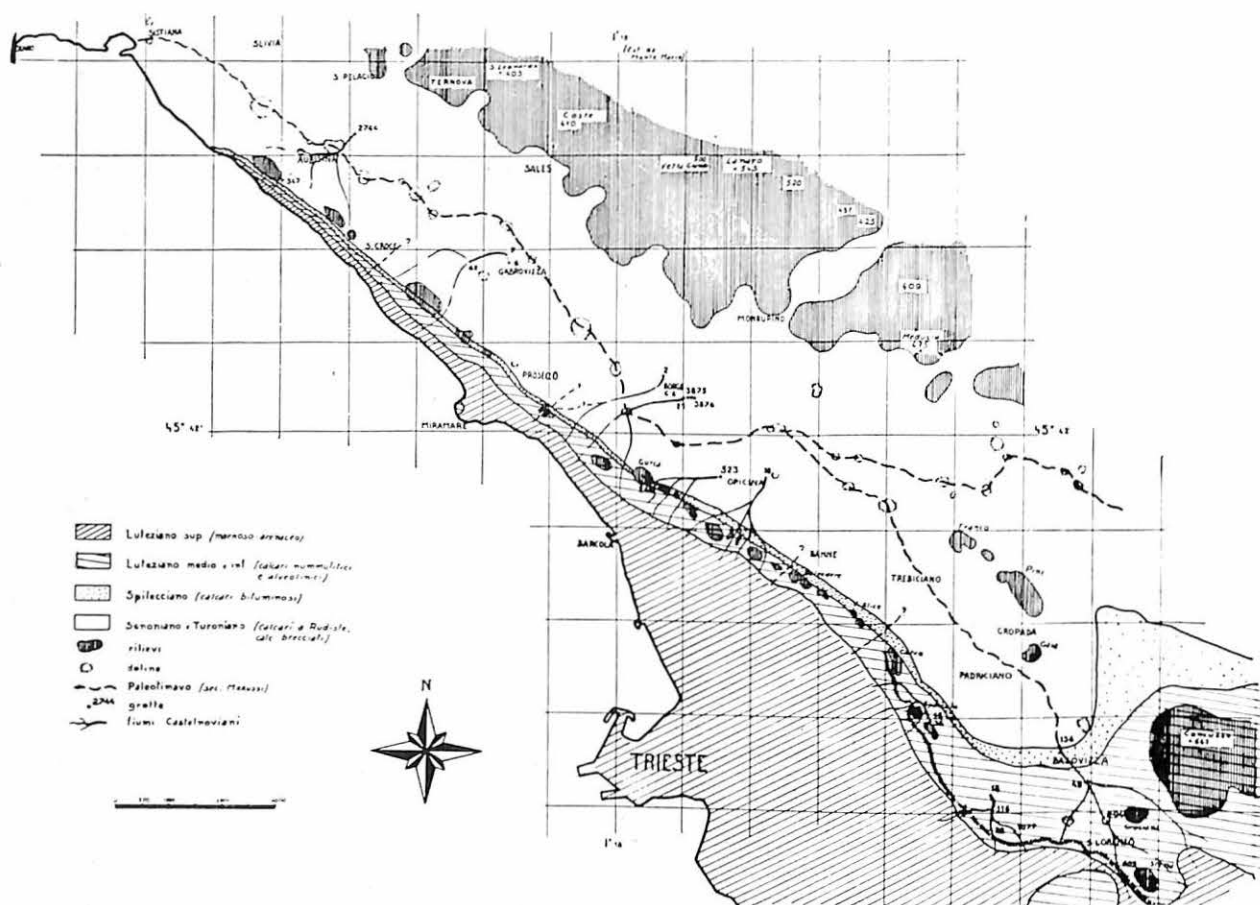


FIG. 14. — Il solco di Aurisina.

d) Vistoso allineamento di cavità fusiformi (« pseudogallerie ») seguenti un solo sistema di diaclasi, a preferenza su quello ortogonale: sarà indizio di inghiottitoio inverso.

e) Esistenza di « retroversioni interne » cioè di gallerie che dopo un certo percorso in una direzione, ritornano su se stesse, alla base di un pozzo interno: sarà indizio di inghiottitoio inverso.

Determinato, in base ai suddetti tratti morfologici il carattere di inghiottitoio fossile in una grotta, sarà facile stabilire la direzione del corso d'acqua che lo alimentava: se l'inghiottitoio è di tipo diretto, la direzione del corso d'acqua

sarà la stessa della galleria; se l'inghiottitoio è di tipo inverso, il corso d'acqua subaereo avrà avuto una direzione contraria a quella della grotta, passando quindi sopra la grotta stessa (*retroversione*).

L'applicazione di questi criteri, basati sulla teoria speleogenetica dell'erosione inversa [58], ha permesso di giungere alla ricostruzione dell'idrografia subaerea regionale, nella fase castelnoviana.

Un primo elemento, che vale a confermare le deduzioni su esposte, è dato dalla direzione delle principali grotte. La figura rappresenta in diagrammi polari le direzioni azimutali, misurate lungo l'asse delle gallerie, dall'imbocco verso il fondo, di due complessi di cavità. La *a* si riferisce a otto grotte situate a Sud del parallelo di Basovizza (45° 38' 40") (8). La linea marcata indica la direzione presumibile del primitivo contatto fra i calcari e le arenarie del Flysch, le linee tratteggiate indicano le direzioni dei due sistemi di diaclasi della zona Nella *b* sono raccolte le direzioni delle 17 più estese cavità del versante sud-orientale della valle, da Basovizza a Aurisina.

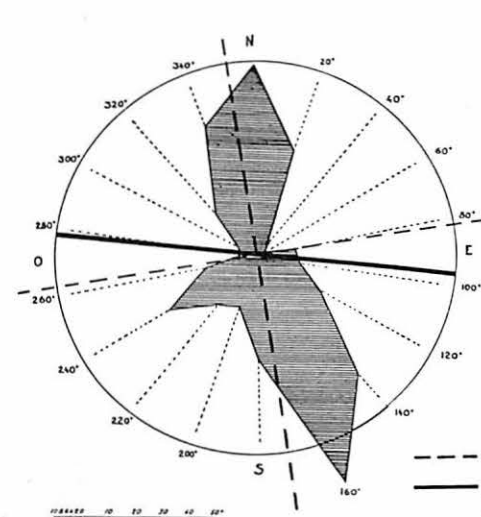


FIG. 15 a. — Diagramma polare sulle direzioni di 8 grotte a Sud di Basovizza

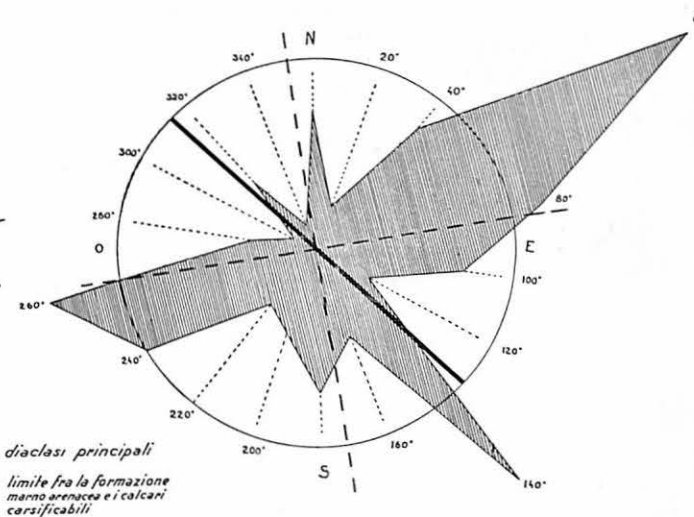


FIG. 15 b. — Diagramma polare sulle direzioni di 17 grotte fra Basovizza e Aurisina.

Risulta evidente, in ambedue i diagrammi, la maggiore efficacia speleogenetica delle diaclasi orientate perpendicolarmente alla linea di contatto calcareo-arenacea.

Questo risultato conferma quindi che la genesi delle cavità considerate va ricercata nell'azione di una idrografia epigea *trasversale* e non *longitudinale* rispetto all'asse della valle. E' quindi da escludere l'azione diretta del Paleotimavo.

Esaminando separatamente le cavità considerate, si ottengono i seguenti bacini chiusi carsici:

1) *Bacino di Basovizza*. — L'inghiottitoio è rappresentato dalla Grotte del Cane di Basovizza (N. 136 V.G.) (9).

(8) Di tutte le grotte considerate è stato necessario rifare interamente i rilevamenti topografici, essendo risultati in genere inesatti quelli esistenti e pubblicati in [15].

(9) E' uno dei casi, purtroppo non infrequenti nel Carso Triestino, di una grotta catalogata nel catasto ufficiale della cavità carsiche, con due numeri diversi. Col. N. 136, V.G. è stata pubblicata una sommaria descrizione ed un grafico parziale in [15], ma la posizione topografica ivi riportata è fortemente sbagliata. Col. N. 2836 V.G. la stessa grotta compare, con un nuovo rilievo ed una nuova posizione, anch'essa un po' inesatta, nello schedario della Commissione Grotte della Società Alpina delle Giulie.



25.000 I.G.M. F. 53<sup>a</sup> I N.E. Erpelle-Cosina.  
 Sit. m. 245 N. + 24° O. da Basovizza.  
 Lat. 45°38'39" — Long. 1°24'32" (10).  
 Quota ingresso m. 365.  
 Profondità m. 75.  
 Lunghezza totale m. 166.  
 Rilievo : « Club Touristi Triestini » (6 luglio 1895).  
 W. Maucci (1940).  
 W. Maucci (febbraio 1951).  
 [42, 15].

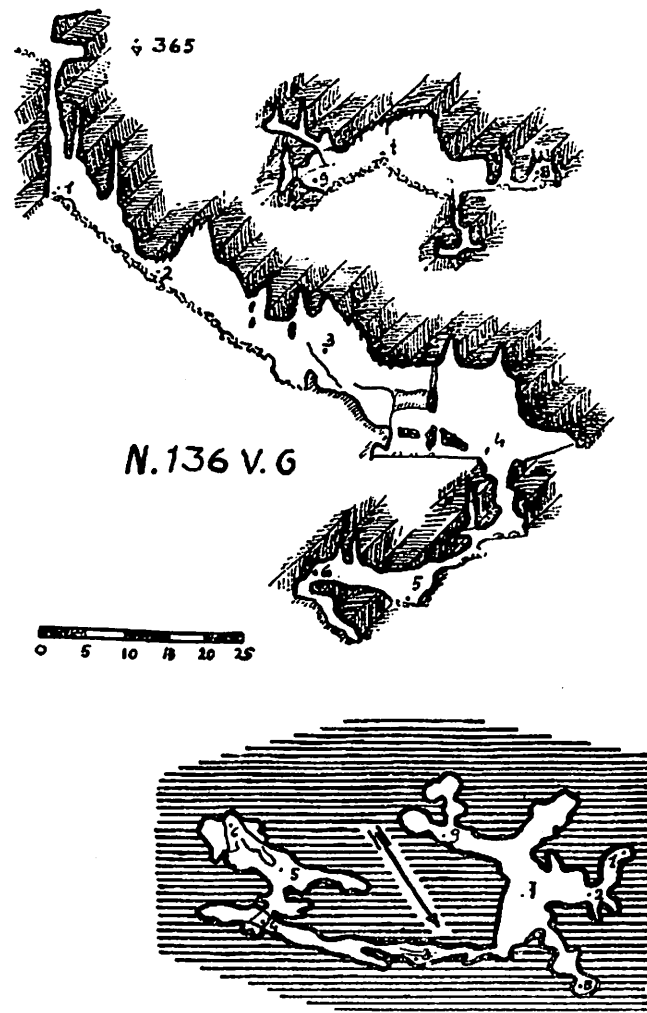


Fig. 16. — Grotta del Cane di Basovizza (N. 136 V.G.).

L'imboccatura della grotta, originariamente era strettissima, a forma di fessura triangolare, alla base di una parete rocciosa delimitante una piccola dolina, ai margini dell'abitato di Basovizza. Oggi, in seguito allo scavo di una caverna-ricovero artificiale, l'orifizio del primo pozzo è notevolmente più ampio.

(10) La longitudine delle grotte qui elencate, si intende Est dal meridiano di Monte Mario.

Il pozzo scende per 17 metri, mantenendosi piuttosto stretto, e sbocca in un alto corridoio discendente, ripidissimo, dal suolo coperto di detriti di roccia, in buona parte provenienti dallo scavo del ricovero. Questi materiali hanno in parte ostruito la comunicazione coi vani seguenti, che è ridotta ora a una angusta fessura. Al di là di essa, un ripido pendio franoso conduce ad una serie di spaziose caverne che si diramano in direzioni diverse.

Una di queste (diretta verso S.E.) si va rinserrando in fondo, a formare un corridoio stretto e altissimo, che va restringendosi fino a rendersi impraticabile. Circa 6 metri sopra il suolo del corridoio è però possibile, per quanto a fatica, inoltrarsi oltre la strettoia, raggiungendo un ulteriore complesso di vani, scavati in seno ad una ampia diaclasi diretta da N.O. a S.E. Questo ramo della grotta ha inizio con una alta caverna, sormontata da un camino, la cui parete N.O. forma un piano inclinato liscio, tagliato nettamente dalla spaccatura longitudinale, la cui ampiezza è di soli 20-25 cm. Segue una serie di cavernette, allineate secondo l'orientamento della diaclasi, che sboccano infine in un pozzo, ampio e profondo 9 metri. Alla base di questo, altri due pozzetti, collegati con una cavernetta laterale sormontata da un altissimo camino, portano ad un ulteriore complesso di cavità, che si estendono parallelamente al ramo superiore. All'estremità S.E. di questo ramo della grotta, un ulteriore piccolo pozzo, dà accesso all'ultima parte della grotta, che si dirige esattamente sotto alla precedente.

Il carattere di inghiottitoio fossile è riconoscibile, in questa grotta, in base ai seguenti caratteri :

a) La sezione « gravitazionale », ancora riconoscibile soprattutto nel tratto 3-6 (grafico), per quanto qua e là alterata per fenomeni di insenilimento litogenico e clastico.

b) La marcata preferenza esercitata dal meccanismo speleogenetico verso le diaclasi NO-SE, a detrimento di quelle NE-SO, che si sono limitate a determinare singoli dettagli morfologici della grotta.

c) La retroversione interna a partire dal P. 9.

Inoltre i camini nella volta e la morfologia diversa dei vari tratti della cavità denotano trattarsi di un inghiottitoio *inverso*.

E' comunque da osservare che l'imbocco dell'inghiottitoio non corrispondeva all'attuale ingresso della grotta. Infatti le prime cavità della grotta (punti 1, 2, 15, 18, ecc.) non mostrano nessun segno che indichi l'azione di acque correnti. Inoltre non è pensabile che il corso d'acqua abbia potuto dare origine ad una grotta così vasta e complessa, passando attraverso una apertura di pochi centimetri, senza ampliarla considerevolmente. Suppongo che l'ingresso dell'inghiottitoio corrisponda all'attuale punto 17, dove esiste un ampio camino, oggi bloccato da grandi macigni incassati fra le pareti. Questo camino poteva comunicare coll'esterno attraverso una apertura, forse ampia, che è stata successivamente ostruita per effetto di franamenti.

Trattandosi di inghiottitoio *inverso*, e quindi *retroverso*, il corso d'acqua che lo ha originato doveva scorrere al di sopra di esso, e quindi in direzione SE-NO. Conforme la genesi degli inghiottitoi inversi, è possibile trovare tracce di incarsimenti ipogei dovuti al medesimo fiume, anche a valle dell'inghiottitoio stesso. Sono forse da considerare tali le grotte N. 23 V.G., 229 V.G., 3842 V.G., che però non arrivarono mai ad inghiottire il fiume e dovettero la loro genesi alla percolazione delle acque di perdita (11).

A monte dell'inghiottitoio troviamo, allineate sulla direttrice NO-SE, le grotte N. 31 V.G., N. 49 V.G., N. 294 V.G. e N. 605 V.G. Di queste grotte, la prima, la terza e la quarta non furono mai inghiottitoi. La N. 31 non è che un piccolo pozzetto inverso. La N. 294 è una ampia voragine che deve la sua genesi a fenomeni elastici. La N. 605 è una grotta inversa, ad andamento molto complesso. In essa riconosciamo quasi egualmente sviluppate le due direzioni ortogonali

(11) La galleria della grotta N. 23 V.G. (Abisso Plutone), rappresenta forse una seconda retroversione interna del corso ipogeo sospeso.

dei fasci di diaclasi, e ciò, congiunto con l'assenza di altri caratteri propri degli inghiottitoi, indica che la grotta non è giunta mai a catturare il corso d'acqua alla cui perdita essa deve la sua genesi.

La grotta N. 49 V.G. invece, che è una pseudogalleria suborizzontale, con direzione (dall'imbocco) NO-SE, potrebbe essere stata un inghiottitoio inverso e retroverso che ha catturato il fiume di Basovizza, posteriormente alla genesi della grotta del Cane.

Dalla direzione e dalla complessità dei fenomeni carsici ipogei derivati da questo fiume, si può supporre che esso sia stato la caudale dello stesso corso di Castelnuovo, che, proveniente dalla ora distrutta copertura arenacea, è scorso sui calcari foraminiferi luteziani, ha attraversato il sottile affioramento spilecciano ed è stato catturato dall'inghiottitoio del Cane non appena raggiunti i calcari bracciati bianco-rosei del Turoniano.

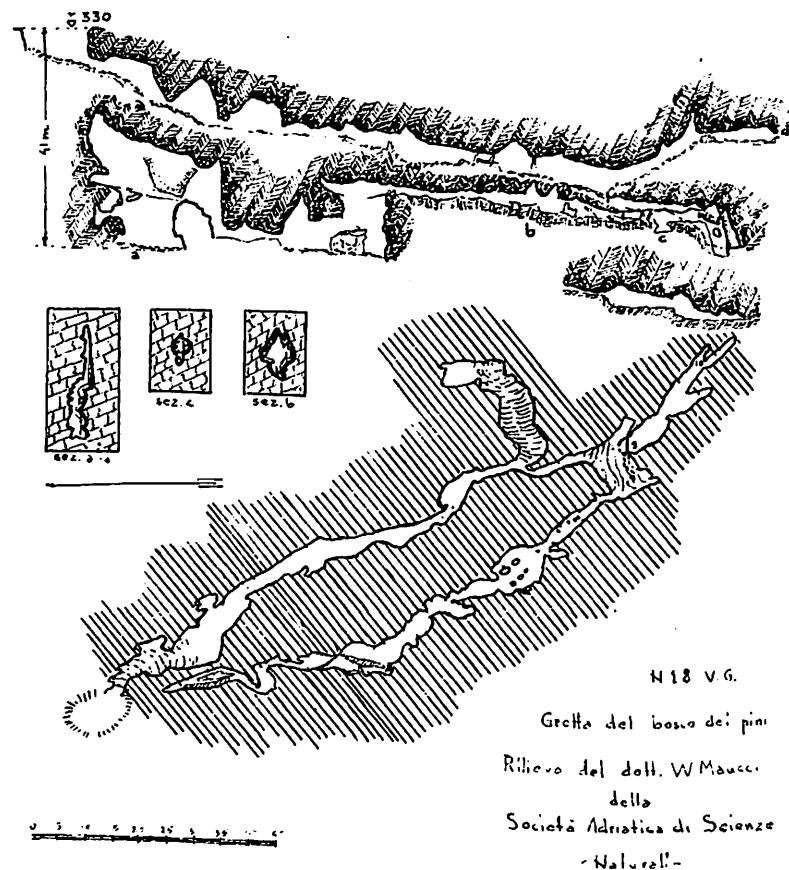


Fig. 17. — Grotta del Bosco dei Pini (N. 18 V.G.).

2) *Bacino sopra Chiusa.* — L'inghiottitoio è rappresentato dalla Grotta del Bosco dei Pini (N. 18 V.G.).

25.000 I.G.M. F. 53° I N.E. Erpelle-Cosina.  
 Sit. m. 1.480 O. + 18° S. da Basovizza.  
 Lat. 45°38'19" — Long. 1°23'33".  
 Quota ingresso m. 367.  
 Profondità m. 41.  
 Lunghezza m. 330.  
 Rilievo: W. MAUCCI (1952).  
 [1, 11, 15].

L'ingresso di questa vasta grotta è rappresentato da uno scoscendimento ripido, del tipo delle doline di crollo, sul fondo del quale ha inizio, con una stretta apertura triangolare, una estesa galleria, diretta verso S.S.E. L'ingresso, come pure la prima caverna, sono attualmente molto ristretti, rispetto alle dimensioni originali, per l'accumulo di detriti di roccia che scendono nell'interno con ripido pendio. La galleria, che si addentra successivamente, con limitata pendenza, è formata da una serie di caverne, con volte arrotondate o sormontate da camini, collegate da brevi corridoi. Il suolo è formato da una crosta concrezionata, talora molto spessa, che ricopre argilla e detriti. Dopo un percorso di circa 100 metri si trova (punto 11) una diramazione ascendente, molto ripida, che rappresenta uno dei più tipici esempi di morfologia elastica ipogea.

Poco prima di questa diramazione, si stacca, a destra, un basso corridoio in discesa, che sbocca in una spaziosa caverna dal suolo fortemente concrezionato, e dalle pareti recanti ancora tracce di erosione meccanica. Dal fondo di questa caverna (punto 18) si dirama un braccio inferiore lungo circa 50 metri.

La continuazione principale della grotta si apre invece sulla parete Nord della caverna, poco sotto alla volta. Questa galleria, ad andamento molto complesso, si dirige verso N.N.O., ed è quindi vistosamente retroversa rispetto al ramo iniziale, mantenendosi ad una quota inferiore ad esso. La morfologia è qui largamente litogenica, ma in diversi tratti (punti 14, 15, 16) la concrezione non riesce a mascherare la originale sezione gravitazionale.

Dopo un percorso di circa 80 metri, si incontra un pozzo verticale, a forma di crepaccio allungato, alla base del quale la grotta continua, sempre nella medesima direzione (Nord). Un tratto in salita, stretto in diaclasi, riporta la galleria ad un livello più elevato, ma un nuovo pozzo, anche questo a crepaccio riconduce la grotta al suo livello inferiore. Quest'ultimo tratto ha la forma di una altissima fenditura stretta, e la sua sezione è quella « tipo Vittoria ». Per effetto della retroversione interna, la fine della grotta viene a trovarsi vicinissima all'ingresso, e quasi sotto di esso.

Il carattere di inghiottitoio inverso fossile, è, in questa grotta evidentissimo. Lo stanno a dimostrare:

- a) La struttura a « pseudogalleria » orientata secondo le sole diaclasi NO-SE.
- b) L'erosione meccanica riconoscibile in diversi tratti della prima galleria e soprattutto nella caverna d'angolo.
- c) La sezione gravitazionale riconoscibile in diversi punti.
- d) La sezione « tipo Vittoria » dell'ultimo vano.
- e) La retroversione interna.

Quest'ultimo particolare è il più caratteristico. La grotta rappresenta infatti un bellissimo esempio del fenomeno della retroversione, ben tre volte ripetuto. La prima galleria è infatti una pseudogalleria retroversa rispetto al corso epigeo. Sotto di essa (e molto leggermente spostata) si formò, col meccanismo della erosione inversa, la seconda galleria, che catturò il corso sotterraneo sospeso, in corrispondenza del punto 17. La caverna d'angolo si venne a trovare sottoposta a un intenso rigurgito, dovuto alla deviazione di 180° impressa alle acque, ed ebbe così modo di ampliarsi. Esiste infine un terzo piano, sottostante ai precedenti e non continuo (punti 1-2, 6-10, 18-C''): questo piano, nel quale compare con più evidenza la sezione « tipo Vittoria », rappresenta una terza retroversione abortita.

Il corso che alimentò questo inghiottitoio correva in superficie in direzione SSE-NN. Dobbiamo però ricercare la sua origine più a Ovest, dove ancora oggi esiste, nel margine dell'altipiano (sopra S. Giuseppe della Chiusa) una marcata incisione dovuta ad una doppia faglia, in parte rasata. Il Thalweg del corso d'acqua considerato doveva essere condizionato proprio da questa faglia, ed avere quindi inizialmente una direzione Est-Ovest, per descrivere poi una ampia curva fino a raggiungere l'inghiottitoio.

Proprio davanti alla suddetta incisione esiste un profondo abisso, che sta in relazione con lo stesso corso d'acqua, ma non giunse mai ad inghiottirlo:

*Abisso sopra Chiusa* (N. 116 V.G.).  
 25.000 I.G.M. F. 53° I N.E. Erpelle-Cosina.  
 Sit. m. 1.600 O.  $\pm$  34° S. da Basovizza.  
 Lat. 45°38'03" — Long. 1°23'36".  
 Quota ingresso m. 367.  
 Profondità m. 223.  
 Lunghezza m. 140.  
 Rilievo: W. MAUCCI (2-3 giugno 1951).  
 [38, 49, 15, 17, 19, 68].

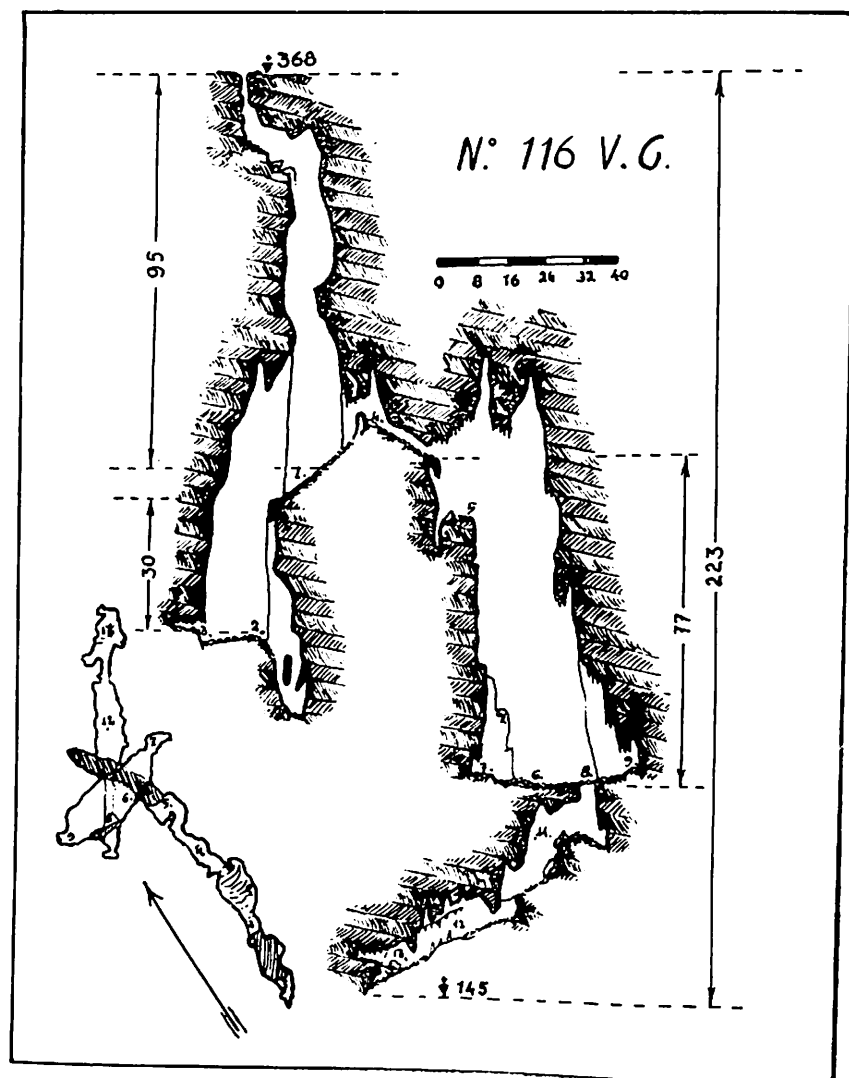


Fig. 18. — *Abisso sopra Chiusa* (N. 116 V.G.).

L'ingresso dell'abisso si apre sul crinale carsico sopra il bivio di Chiusa, ad un centinaio di metri dalla strada che porta a Basovizza, con un foro triangolare di poco più di un metro di lato. La bocca porta in un pozzo inclinato, profondo circa 25 metri (P. 25) dalle pareti accidentate e franose, interrotto da due ripiani. Segue a questo un successivo salto di 70 metri (P. 70) con pareti distanti fra loro fino ad una decina di metri. Alla base di questo pozzo, un ripido piano detritico porta alla sommità del prossimo salto, di 32 metri (P. 32), nel quale la caduta di pietre è frequentissima. Segue una vasta caverna dal suolo detritico, nella quale si apre la bocca di un pozzetto cieco di 16 metri (P. 16).

Ad una decina di metri sopra il fondo del P. 70, si apre una vasta finestra, che porta in una caverna di medie dimensioni, ingombra di detriti e sormontata da un camino. A questa caverna segue una galleria lunga una quindicina di metri, che sbocca, con un piccolo ballatoio, sulla parete del grande pozzo interno (P. 77). Questo pozzo è largo circa metri 20 per 30 ed è sormontato da un ampio camino che si sdoppia prima di chiudersi. A quindici metri sotto la galleria vi è un ampio ripiano pianeggiante, in un angolo del quale si apre un pozzo cieco di 8 metri. Lungo la parete del P. 77 vi sono poi altri ripiani, in massima parte costituiti da blocchi franati che si sono incassati fra le pareti.

Alla base vi è un immenso cumulo detritico, nel quale, a ridosso della parete Sud si apre la bocca del seguente pozzo di 12 metri (P. 12), che misura metri 5  $\times$  2. Segue poi una vasta caverna, che fa capo ad un ulteriore salto, profondo 9 metri, al quale segue un altro di 5 metri. Questi vani si aprono in parte in terreno detritico, ed in parte in una roccia franosa e cedevole: la caduta di sassi è continua.

Alla base del P. 5 si trova una galleria comoda, dalle pareti concrezionate, lunga una quindicina di metri, attraverso la quale si arriva alla caverna finale, che si apre con uno stretto pertugio. Questo ultimo vano misura m. 8  $\times$  10 ed è completamente ingombro da una frana che ottura qualsiasi eventuale continuazione della cavità.

L'andamento di questa grotta può quindi essere riassunto dicendo che essa è costituita da un sistema di pozzi paralleli, di notevoli dimensioni, riuniti da una stretta galleria. Si può notare che mentre nella prima parte della grotta (P. 25, P. 70, P. 32, P. 16) le pareti sono nude e viscide, nella seconda (galleria mediana, P. 77, P. 12, P. 8) le concrezioni sono numerose e notevoli e lo stillicidio è fortissimo. La potenza della azione erosiva attuale dello stillicidio è riscontrabile alla base del P. 77 e dei pozzi finali, per le marcate incisioni che vi si osservano.

Questo abisso che, come risulta dalla suesposta descrizione, è uno dei più importanti della zona, si sprofonda interamente nello spessore dei calcari a foraminiferi (Luteziano) che costituiscono qui il fianco della grande anticlinale del Carso triestino, e comprendono anche il livello corrispondente all'orizzonte nummulitico dell'Istria. Gli strati sono inclinati di circa 55°, con immersione verso Sud-Ovest, e le loro testate sono ben visibili nei pochi punti in cui le pareti sono libere da concrezione.

Tutti i vani sono scavati nel seno di una ampia diaclasi, la cui direzione, in superficie, è quasi esattamente Nord-Sud. Questa diaclasi fa quindi parte del grande sistema di fratture parallele che si estendono a Sud della linea Monte Spaccato-Basovizza, e nel cui ambito si aprono le più importanti cavità di questa zona.

E' notevole però che questa fenditura, nelle sue parti più basse, subisce una torsione di oltre 90°, che si rende sensibile osservando l'andamento del P. 77. Questo pozzo, a sezione ellittica molto allungata, ha, alla sua sommità, l'asse maggiore orientato in direzione Nord-Sud, e si gira verso il fondo fino ad assumere, alla base, una direzione OSO-ENE. La torsione è graduale, e non ci sono indizi di altre grandi diaclasi, per cui l'unicità della fenditura è indubbia, e quindi indubbia è la suddetta torsione.

Dopo la base del P. 77, e quindi alla quota 170 s.m., gli strati appaiono più fortemente ed irregolarmente fratturati. L'andamento degli ultimi vani dell'abisso è pressochè rettilineo (SO-NE), ma si distinguono sulle pareti e sulla volta tracce di fenditure molto variamente orientate. Queste fenditure sono indizio di disturbi tettonici intensi, è ciò è dimostrato anche dalla natura della roccia che porta tracce di un evidente metamorfismo dinamico.

Nessun indizio lascia supporre un antico funzionamento da inghiottitoio, anzi la particolare natura dell'ingresso induce a ritenere che l'apertura in superficie è avvenuta molto tardi, senza intervento di un corso d'acqua.

Altre due grotte possono inoltre essere messe in relazione con questo bacino castelnoviano, per quanto non siano mai giunte a funzionare da inghiottitoi: la grotta N. 28 V.G. e la N. 1077 V.G. Trovandosi però più a Sud della faglia, queste grotte si riferiscono probabilmente non al fiume principale del bacino, bensì ad un affluente.

3) *Bacino del Monte Spaccato*. — L'inghiottitoio è rappresentato dalla Grotta di Padriciano (N. 12 V.G.).

25.000 I.G.M., F. 53<sup>a</sup>, I, N.E. Erpelle-Cosina.  
 Sit. m. 2.300 O. + 21° N. da Basovizza.  
 Lat. 45°39'02" — Long. 1°22'28".  
 Quota ingresso m. 368.  
 Profondità m. 226.  
 Lunghezza m. 600.  
 Rilievo: W. MAUCCI (25/5-19/6/1949).  
 [8, 49, 2, 43, 15, 17, 19, 57].

L'ingresso è formato da due aperture, la maggiore delle quali dà accesso ad un largo pozzo, profondo 5 metri, la cui parete N.O. è interamente occupata dall'ampio portale d'accesso ai vani sotterranei. Ha inizio qui una ripida galleria, pressochè rettilinea, diretta verso O.N.O., che dopo 115 metri di lunghezza, con un dislivello di 40 metri, raggiunge una serie di piccoli pozzi. Questa prima galleria presenta caratteri decisamente senili. Il suolo è ingombro di argilla e grandi massi, talora concrezionati. La volta presenta « eversioni » ed è forata da qualche camino.

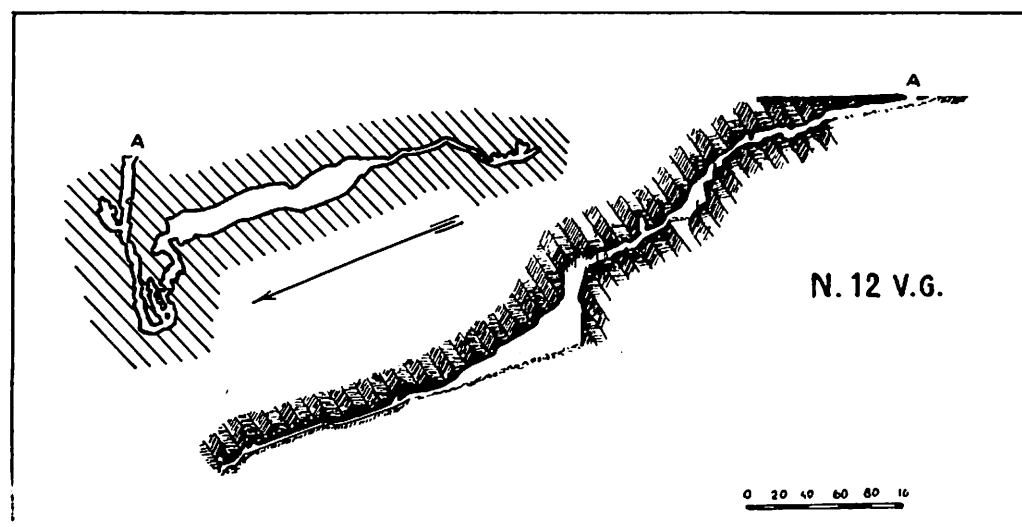


FIG. 19. — Grotta di Padriciano (N. 12 V.G.).

La serie di pozzi si sviluppa in tre salti, di m. 4, 6 e 12. Anche qui la volta reca ancora segni di marcata erosione meccanica. Alla base del P. 12 si verifica una retroversione interna, e la galleria si sviluppa in direzione E.S.E., con una serie di sale spaziose, sormontate da alti camini e separate da stretti cunicoli. Questa galleria sbocca in una caverna triangolare, dal suolo concrezionato e molto ripido, un lato della quale precipita in una enorme voragine profonda 45 metri.

Alla base del pozzo si estende una grande caverna, che è una delle più importanti del Carso Triestino, e che si dirige in direzione Nord-Sud. Essa è lunga ben 145 metri, larga da 10 a 15 e alta fino a 30 metri. Le pareti sono formate da roccia viva, soltanto qua e là coperta da veli di concrezione. L'umidità e lo stillicidio sono forti. Il suolo è molto ripido e scende con una pendenza di oltre 20°, per cui il dislivello totale della caverna è di 45 metri. Tutto il suolo è formato da un ammasso di enormi blocchi di roccia, in parte mobili, in parte già cementati dalla concrezione. La volta va scendendo gradatamente, seguendo i giunti di stratificazione, fino a ridursi a circa 5-6 metri, al termine della caverna, che si trova a 192 metri di profondità. Una stretta apertura dà inizio ad un angusto cunicolo, stretto e ripido, che si estende per 120 metri, con un dislivello complessivo di 34 metri. La roccia è qui intensamente cesellata da una viva erosione, e il suolo è coperto da fango viscido. Verso il fondo, il cunicolo si allarga a formare tre piccole cavernette, per terminare infine in una fessura umidissima, completamente ostruita dal fango, a 226 metri di profondità.

La genesi ed evoluzione di questa cavità è stata da me descritta in un altro lavoro [57], e può essere qui brevemente riassunta.

Il carattere di inghiottitoio fossile è evidentissimo, per le seguenti particolarità morfologiche:

- a) La retroversione interna, a partire dal P. 12.
- b) I camini, molto vistosi, del tratto retroverso.
- c) La morfologia erosiva primaria (12) rappresentata dalle eversioni della volta.
- d) La evidente relazione esistente fra questa grotta e la morfologia superficiale, e precisamente con la marcata incisione del valico del M. Spaccato. Questa incisione è accompagnata da una faglia, in parte rasata, che ha determinato lo stabilizzarsi del letto di un corso d'acqua che dovette essere uno dei più importanti del reticolo castelnoviano.

Il corso d'acqua dovette quindi scorrere sul Flysch, con una direzione Ovest-Est, scavando il valico del M. Spaccato e descrivendo poi una curva in direzione SE (curva analoga a quella compiuta da diversi torrenti del solco di Castelnuovo, e condizionata dalla fessurazione). Dopo aver forse ricevuto un affluente (che ha isolato il culmine del M. Spaccato), il fiume fu poi catturato dall'inghiottitoio inverso e retroverso.

A valle della cattura esiste ancora una piccola cavità inversa, che non fu mai un inghiottitoio, ma che deve la sua genesi alle perdite del medesimo fiume (N. 36 V.G.).

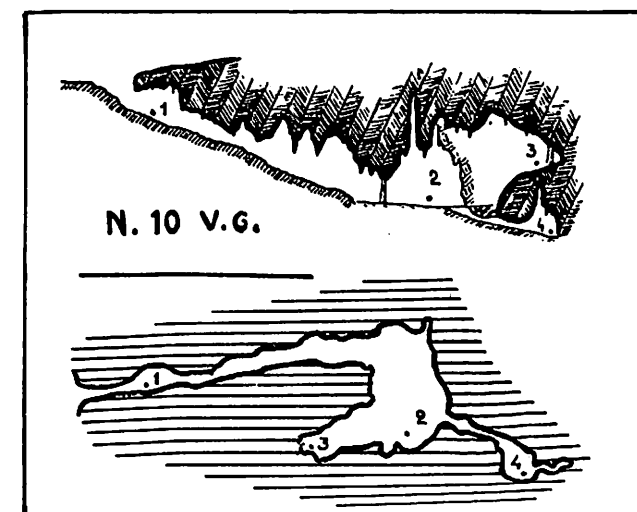


FIG. 20. — Grotta Clementina (N. 10 V.G.).

4) *Bacino di Opicina*. — Questo fu un ampio bacino chiuso, forse sul tipo di quello della Val Ieserina di Castelnuovo, alimentato da almeno due fiumi. Il principale di questi incise il profondo solco di Poggioreale, dirigendosi verso NE, fino ad essere catturato da un inghiottitoio, rappresentato dalla Grotta Clementina (N. 10 V.G.).

(12) La grotta presenta in alcuni punti anche dettagli di morfologia erosiva secondaria, dovuti a fenomeni di ringiovanimento. Quanto intensa sia l'azione erosiva attuale, lungo i punti di ringiovanimento, si poté constatare, in questa stessa grotta. Infatti in periodi di forti precipitazioni, la base del P. 45 è percorsa da una vera grande cascata che forma un vasto laghetto fra i macigni del fondo, e che scorre poi, in rapido corso, fra i macigni stessi dapprima, poi in superficie, perdendosi nel suolo della caverna prima di aver raggiunto l'imbocco del cunicolo terminale. In queste occasioni la grande caverna funziona quindi da vero inghiottitoio interno attivo.

25.000 I.G.M., F. 40<sup>a</sup>, II, S.O. Villa Opicina.  
 Sit. m. 250 E. + 12° N. da Villa Opicina.  
 Lat. 45°41'28" — Long. 1°20'17".  
 Quota ingresso m. 313.  
 Profondità m. 17.  
 Lunghezza m. 59.  
 Rilievo: A. BERANI (4/1/1920).  
 [4, 15].

E' una tipica grotta inversa, formata da due sistemi paralleli, orientati da Nord a Sud, e collegati da una spaziosa caverna. Il sistema Est è rappresentato da una pseudogalleria, in parte gravitazionale, con diversi camini, che termina in fessure impraticabili. Il sistema Ovest, più limitato, è rappresentato da piccoli corridoi inversi. La morfologia è spiccatamente senile, con una imponente litogenesi chimica che ha ricoperto tutte le pareti e probabilmente obliterato ulteriori vani.

Un altro corso d'acqua, forse non meno importante, raccoglieva le acque che hanno inciso diversi piccoli solchi fra i rilievi del M. Gurca e di Poggioreale. Questo torrente aveva un corso Ovest-Est, e forse un tempo si fondeva col fiume precedente, prima di essere catturato da un inghiottitoio, rappresentato dalla grotta presso il cavalcavia ferroviario di Villa Opicina (N. 523 V.G.).

25.000 I.G.M., F. 40<sup>a</sup>, II, S.O. Villa Opicina.  
 Sit m. 650 O. + 20° N. da Villa Opicina.  
 Lat. 45°41'33" — Long. 1°19'35".  
 Quota ingresso m. 305.  
 Profondità m. 61.  
 Lunghezza m. 70.  
 Rilievo: G. FURLANI (4/10/1920).  
 [5, 15].

Il primo pozzo è una voragine elastica, in cui si riconoscono le vestigia di almeno quattro fusi primitivi. Alla sua base un pozzo di 6 metri è attualmente ostruito da materiale detritico, ma un altro di 17 metri, sul lato S.O. è ancora aperto. Alla base di questo P. 17, un meandro in salita, spiccatamente inverso, con quattro enormi camini, è in comunicazione col P. 6 ostruito, e scende poi ripido, fino a incontrarsi col ramo principale in corrispondenza col P. 22 interno.

Il ramo principale procede direttamente dalla base del P. 17, con una galleria in direzione Ovest, fino all'orlo del P. 22 interno, che è un pozzo dal fondo cieco, sormontato da due alti camini. Segue una spaziosa caverna, sul cui fianco Sud si apre un piccolo ramo laterale.

L'intero ramo principale è fortemente concrezionato, con numerose stalattiti e stalammiti. Il meandro fra il P. 17 e il P. 6 presenta invece una morfologia erosiva giovanile. Poichè attualmente non si notano particolari infiltrazioni di acque, è possibile che si tratti di una erosione « primaria » nel qual caso questo tratto rappresenterebbe un esempio di « cavità abortita ». Tuttavia non è da escludere un ringiovanimento, anche se non più in corso.

La senilità del ramo principale nasconde molti dettagli morfologici, per cui il carattere di inghiottitoio fossile non è così evidente e sicuro come nelle grotte precedentemente descritte. Tuttavia la relazione della grotta col sistema idrografico epigeo risulta chiara, sia per il suo carattere inverso, sia per la sua direzione, che si accorda perfettamente col sistema. E' possibile che il P. 12 iniziale debba la sua genesi a fenomeni elastici recenti, e che quindi la grotta non abbia mai funzionato da inghiottitoio nel senso stretto del termine. Però essa è stata certamente in relazione con un torrente superficiale, in quanto le acque che hanno inciso le sellette esistenti a Sud del M. Gurca non potevano scorrere che verso il bacino di Opicina.

Una cavità di difficile interpretazione si trova nella più settentrionale di queste incisioni, sul fianco Sud del M. Gurca.

*Grotta del Monte Gurca.*  
 25.000 I.G.M., F. 40<sup>a</sup>, II, S.O. Villa Opicina.  
 Sit. m. 150 E. + 63° S. dal M. Gurca (m. 371).  
 Lat. 45°41'22" — Long. 1°18'24".  
 Quota ingresso m. 354.  
 Profondità m. 21.  
 Lunghezza m. 201.  
 Rilievo: E. MAVRICICH (1921).  
 [44, 6, 15].

Si tratta di una pseudogalleria, con direzione prevalente Sud-Nord. Vi sono tracce di erosione longitudinale che ha in parte cancellato la morfologia inversa, e dall'imbocco (che si apre sul versante S.O. dello spartiacque) il suolo della grotta sale leggermente fino al fondo, dove solo un sottile strato di roccia la separa dalla superficie. Alcuni pozzi portano ad un accenno di piano inferiore, formato da tratti staccati e pendente anch'esso verso Sud.

La grotta non ha mai funzionato da vero inghiottitoio, e ciò è dimostrato soprattutto dalla sua direzione ascendente. Questa direzione, collegata col fatto che l'apertura si trova sul versante SO dello spartiacque, fa supporre invece che la cavità abbia funzionato, almeno per breve tempo, da risorgiva. La sua fase di attività sarebbe stata dunque posteriore alla abrasione della copertura arenacea sullo spartiacque, e quindi posteriore alla fine della fase Castelnoviana. Tuttavia è difficile ammettere la formazione di un collettore sotterraneo così vicino alla superficie, senza l'intervento di altri fattori. La genesi dei vani andrebbe dunque collegata con la fase Castelnoviana, durante la quale la grotta raccolse le acque di perdita del fiume sudescritto, avviandole sulla via di una retroversione appena abbozzata (dunque dal fondo della grotta verso l'attuale imbocco, allora inesistente). Una seconda retroversione più profonda si accennò, ma non giunse a termine. Quando la superficie del terreno si abbassò fino a tagliare la parte declive della galleria, si ebbe la transitoria fase di risorgiva, cui seguì rapidamente l'insenilimento.

5) *Bacino di Borgo.* — L'inghiottitoio è rappresentato da un sistema di tre grotte, studiate da F. FORTI [30]. Esse si trovano a circa 500 metri a Est di Borgo Grotta Gigante, e pur essendo attualmente separate da materiale detritico che ha obliterato parte dei vani, costituiscono un sistema unitario sia per morfologia che per genesi.

Grotta N. 3876 V.G.  
 25.000 I.G.M., F. 40<sup>a</sup>, II, S.O. Villa Opicina.  
 Sit. m. 550 E. + 13° S. da Borgo Grotta Gigante.  
 Lat. 45°42'22" — Long. 1°19'14".  
 Quota ingresso m. 275.  
 Profondità m. 5.  
 Lunghezza m. 35.  
 Rilievo: F. FORTI (1950).  
 [30].

E' una piccola galleria rettilinea, che si estende, con lieve pendenza, in direzione Est-Ovest. La volta ha una regolare sezione semicircolare, il suolo è ingombro da grandi masse di argilla che hanno riempito la cavità quasi completamente. L'altezza attuale della galleria è inferiore ad un metro, per una larghezza di circa 2,50, ma dall'esame del sistema sotterraneo nel suo insieme si può dedurre che l'altezza effettiva della grotta doveva raggiungere i 20 metri. Si tratta quindi di una cavità di relitto in avanzato insenilimento.

Grotta N. 3875 V.G.  
 25.000 I.G.M., F. 40<sup>a</sup>, II, S.O. Villa Opicina.  
 Sit. m. 500 E. + 13° S. da Borgo Grotta Gigante.  
 Lat. 45°42'22" — Long. 1°19'12".  
 Quota ingresso m. 275.  
 Profondità m. 34.

Lunghezza m. 111.

Rilievo : F. Forti (1950).  
[30].

Questa è la grotta più spaziosa del sistema. Consiste in una vasta galleria, diretta approssimativamente da Est a Ovest, e comunicante con la superficie tramite un camino verticale, aperto alla sommità in un imbocco strettissimo. L'estremità orientale della galleria è ancora ingombra da quegli ammassi di argilla che hanno ostruito il collegamento con la grotta N. 3876. Altra argilla orizzontale, interrotta da concrezioni e da detriti clastici, forma il suolo dell'intera grotta. La litogenesi chimica è vistosissima, ma non riesce a mascherare del tutto la morfologia della cavità che risulta essere una pseudogalleria inversa, ampliata da una azione erosiva primaria che ha impresso ai vani una sezione gravitazionale. La volta, forata da alcuni camini (il maggiore dei quali forma attualmente il pozzo di accesso) ha subito fenomeni di disfacimento favoriti dalla giacitura quasi orizzontale degli strati. L'estremità occidentale della grotta è ingombra da una grande frana di materiale detritico, che la separa dalla vicinissima grotta N. 21.

Grotta N. 21 V.G.

25.000 I.G.M., F. 40<sup>a</sup>, II, S.O. Villa Opicina.

Sit. m. 430 E. + 13° S. da Borgo Grotta Gigante.

Lat. 45°42'22" — Long. 1°19'09".

Quota ingresso m. 275.

Profondità m. 32.

Lunghezza m. 60.

Rilievo : F. Forti (1950).

[39, 30, 15].

Questa terza grotta del sistema rappresenta il termine della parte percorribile dell'inghiottitoio. Essa ha un andamento più complesso e vario delle precedenti, ma ciò è dovuto ad imponenti fenomeni clastici avvenuti dopo la scomparsa del corso d'acqua, e dopo un lungo periodo di insenilimento litogenico, in quanto nei materiali franati sono compresi frammenti di grandissime colonne stalammitiche. A queste dislocazioni si deve probabilmente l'interruzione della continuità fra la grotta stessa e la vicina N. 3875 V.G.

Il sistema di queste tre grotte rappresenta un chiaro esempio di inghiottitoio fossile, e questo carattere, già riconosciuto dal Forti [30], in base a mie indicazioni, è dimostrato anzitutto dalla palese unitarietà del sistema, e poi dalle tracce di morfologia erosiva primaria (13) riconoscibili nonostante la successiva sovrapposizione della morfologia litogenica di insenilimento. La struttura del sistema è di tipo inverso, con caratteri di pseudogalleria ma la sezione gravitazionale, che in qualche punto assume caratteri « tipo Vittoria » [58], è indizio di un funzionamento diretto postembrionale, e quindi rivela evidentemente il carattere di inghiottitoio inverso e retroverso. L'andamento dei vani essendo pressochè esattamente da Est ad Ovest, se ne deduce l'esistenza dell'antico corso subaereo diretto da Ovest a Est, e quindi appartenente al sistema castelnoviano.

6) *Bacino della Grotta Gigante*. — Si trova a breve distanza a Nord-Ovest del precedente, e l'inghiottitoio è rappresentato dalla, largamente nota, Grotta Gigante (N. 2 V.G.).

25.000 I.G.M., F. 40<sup>a</sup>, II, S.O. Villa Opicina.

Sit. m. 770 E. + 37° S. dalla Stazione ferr. di Prosecco.

Lat. 45°42'39" — Long. 1°18'39".

Quota ingresso m. 269.

Profondità m. 160 (14).

Lunghezza m. 330.

[39, 9, 15].

(13) Nella grotta N. 3875 si hanno anche fenomeni localizzati di erosione verticale secondaria, dovuta a ringiovanimento.

(14) La profondità di 160 metri risulta dai dati catastali ufficiali della grotta. In realtà essa sembra essere alquanto minore (forse 120-130 metri). Mentre scrivo è in corso il rilevamento fotogrammetrico della grotta (diretto dal prof. Marussi), che preciserà i dati topografici della cavità.

Questa grotta rappresenta un fenomeno morfologicamente isolato nel Carso Triestino. La grandiosa caverna, aperta in superficie attraverso tre ingressi, è certamente la risultante di fenomeni clastici di una imponentza senza uguali. Tuttavia è necessario vedere nell'opera di ampliamento della cavità anche l'azione di un grosso corso d'acqua, presumibilmente uno dei maggiori della zona. Infatti i soli fenomeni di crollo non avrebbero potuto formare un vano così ampio, poichè è impensabile che una semplice erosione secondaria abbia potuto asportare i materiali provenienti dalla volta e lasciare libera la cavità. Inoltre la sezione del tratto iniziale della caverna, dove le pareti non distano che alcuni metri, su una altezza di 50 metri e oltre, è palesemente gravitazionale, accompagnata da una indubbia morfologia erosiva primaria.

La storia della grotta può essere ricostruita, in base a quanto si constata attualmente (molti caratteri della morfologia originaria sono naturalmente cancellati dall'insenilimento clastico), considerando separatamente alcuni elementi della cavità.

a) La galleria dell'ingresso centrale a la sua continuazione rappresentata dalla cosiddetta « galleria nuova », aperta sotto alla volta, sulla parete Sud-Est. L'ingresso centrale è dato da un antro, preceduto da un marcato solco scavato nei calcari, a pareti verticali o strapiombanti. Questo solco risulta in buona parte dal crollo di una volta sottile, ma nei suoi primi tratti esso è una incisione di tipo fluviale. L'antro stesso ha due diramazioni, una delle quali scende con ripido pendio e con sezione gravitazionale, fino a sboccare nella caverna della Grotta Gigante, alquanto sotto la volta. Il soffitto dell'antro è forato da alcuni camini.

La « galleria nuova » si apre, come si è detto, di fronte allo sbocco dell'ingresso centrale, nella parete Sud-Est della caverna. E' una galleria, pressochè orizzontale, lunga circa 75 metri, con una tipica struttura a pseudogalleria. La morfologia è litogenica con grande ricchezza di stalattiti e stalammiti. La fine della galleria è rappresentata da una breccia cementata ricoperta di una massa di argilla.

Questo sistema, antro di accesso-« galleria nuova », va quindi interpretato come un inghiottitoio fossile, inverso e retroverso, fortemente senile.

b) La volta della caverna. Nel tratto situato a Nord dell'ingresso centrale si trova una volta a botte, con un profilo risultante dalla combinazione di una erosione dinamica diretta, col susseguente equilibrio statico determinato da fenomeni chimoclastici.

A Sud dell'ingresso centrale, dove la caverna si allarga trasversalmente, la volta presenta una forma a cupola, chiusa da un piano suborizzontale che è un piano di stratificazione. Questa cupola, come pure il soffitto piano, sono però forati da alcuni marcati camini. In questo tratto quindi mancano tracce di fenomeni meccanoclastici, e si ha una morfologia combinata erosiva primaria e graviclastica, con una precedenza cronologica per la prima.

c) La galleria compresa fra l'ingresso settentrionale e la caverna. Questa galleria ha inizio con un pozzo il cui ingresso è oggi artificialmente allargato. La volta ha inizialmente uno spessore molto esiguo, e su di essa, come pure sulle pareti sono riconoscibili profonde eversioni ed altri segni di erosione meccanica. La galleria si dirige verso Sud con dimensioni mediocri, e dopo un percorso, molto ripido, lungo circa 50 metri, si allarga bruscamente in un vano largo 10-15 metri. La volta è forata qui da un altro pozzo di accesso (attualmente ostruito), e si mantiene poi orizzontale con i caratteri descritti più sopra. Le pareti, specialmente quella Est, conservano tracce di erosione. Il suolo si abbassa scosceso in un vero e proprio pozzo, e la sezione è tipicamente gravitazionale.

Questo tratto rivela quindi con evidenza l'azione di un corso d'acqua, che deve essere stato notevolmente ampio, poichè la galleria ha dimensioni che possono riva- leggiare con quelle dei maggiori inghiottitoi. Il funzionamento diretto è chiaro, ma la genesi fu inversa, come è dimostrato dai due pozzi di accesso, al secondo dei quali corrisponde un forte allargamento dei vani sottostanti.

d) Il suolo della caverna. Pressochè nulla si può arguire sulla natura del suolo originale della grotta. Grandi ammassi di macigni di origine clastica, solo in parte cementati, si trovano dovunque. Il grande cono detritico centrale, situato in corrispondenza dell'ingresso descritto in a), è di origine recente, ma tutto il fianco Sud e Sud-Est è formato da materiale clastico molto antico, abbondantemente e completamente cementato e ricoperto da concrezione con una spiccata stalammitizzazione sulla sommità.

Si notano quindi gli effetti di ampi crolli susseguitisi in almeno due fasi: la prima molto antica, connessa probabilmente con la genesi stessa della caverna, e presumibil-



mente coeva col funzionamento idrico dell'inghiottitoio descritto in c), le cui acque si smaltivano perciò attraverso gli elementi, ancora incoerenti, delle grandi frane; la seconda più recente, connessa con l'ampliamento a volta della caverna e posteriore alla fase giovanile della grotta. Su questa morfologia elastica prevalente è sovrapposta una litogenesi chimica più tardiva.

La successione cronologica degli avvenimenti, deducibile dalle sudescritte particolarità morfologiche, può essere la seguente:

1) Un corso d'acqua, proveniente da Sud-Ovest, genera un mediocre inghiottitoio inverso e retroverso diretto verso Sud (particolare a). Questo corso si mantiene sospeso anche nel suo tratto ipogeo, e dà origine, sotto di esso a ampie cavità fusiformi inverse che tendono a catturarlo ulteriormente verso un piano più basso.

2) Lo stesso corso, oppure più probabilmente un altro indipendente dal primo, dà successivamente origine ad un altro inghiottitoio, pure inverso e retroverso (particolare c), essendo catturato in corrispondenza dell'attuale ingresso settentrionale. Le forti perdite subite in corrispondenza del secondo ingresso determinano, a Sud di questo, un graduale ampliamento gravitazionale dell'inghiottitoio.

3) Il diaframma orizzontale che divide i due inghiottitoi cede in seguito a fenomeni tettonici che sconvolgono la originaria morfologia della cavità. Una faglia è ben riconoscibile sulla parete Est, ed essa segna lo scosciamento corrispondente all'ingresso centrale. Si abbozza così la grande caverna nella quale si riversano ambedue gli inghiottitoi.

4) Scompaiono i fiumi epigei e la volta tende ad assumere un profilo di equilibrio. Per lungo tempo quindi l'insensilimento litogenico si limita alla « galleria nuova ». Nella caverna prevalgono i fenomeni graviclastici, che danno alla volta la forma a cupola, ma non arrivano a cancellare i camini, elementi di morfologia erosiva primaria, connessi con l'inghiottitoio 1).

5) Raggiunto l'equilibrio statico della volta, può stabilirsi il processo di litogenesi chimica che dà alla grotta la sua facies attuale.

La morfologia attuale della grotta risulta così determinata, attraverso un complesso ciclo di fenomeni che trae la sua origine dall'azione di uno, o più probabilmente due paleofiumi. Il carattere castelnoviano di questi fiumi è provato dalla loro direzione e dalla natura dei fenomeni ipogei da essi determinati, fenomeni analoghi nel meccanismo a presumibilmente coevi con tutti quelli connessi con la fase castelnoviana del solco di Aurisina.

E' da notarsi che la Grotta Gigante è situata a *destra* della linea del fondo-valle, ove per detta linea si prenda (MARUSSI [52]) l'allineamento di grandi doline lungo la direttrice SE-NO. Tuttavia essa va riferita, in base all'andamento dei vani, a corsi d'acqua provenienti dalla *sinistra* idrografica. La contraddizione è però soltanto apparente, in quanto, secondo quanto abbiamo esposto nel capitolo VI, il funzionamento degli inghiottitoi castelnoviani, e quindi anche della Grotta Gigante, fu posteriore alla scomparsa del Paleotimavo, e quindi data da un periodo in cui non poteva più esistere una rigorosa delimitazione fra versante destro e sinistro del solco fossile.

7) *Bacino di Gabrovizza*. — E' caratterizzato da tre inghiottitoi fossili, studiati da DE MARTINI [29], e precisamente:

Grotta dell'Orso, N. 7 V.G.  
25.000 I.G.M., D. 40°, II, S.O. Villa Opicina.  
Sit. m. 750 N. + 15° O. da Gabrovizza.  
Lat. 45°43'58" — Long. 1°16'23".  
Quota ingresso m. 224.  
Profondità m. 38,70.  
Lunghezza m. 175.  
Rilievo: A. BERANI (1920); L. DE MARTINI (1951).  
[21, 39, 46, 12, 15, 29].

Grotta di Gabrovizza (Grotta Ercole), N. 6 V.G.  
25.000 I.G.M., F. 40°, II, S.O. Villa Opicina.  
Sit. m. 600 N. + 15° O. da Gabrovizza.  
Lat. 45°43'52" — Long. 1°16'26".  
Quota ingresso m. 219.  
Profondità m. 113.  
Lunghezza m. 200.  
Rilievo: A. BERANI e S. RULLI (1920); L. DE MARTINI (1951).  
[10, 39, 1, 4, 15, 29].

Grotta dell'Alce (Grotta Tilde), N. 62 V.G.  
25.000 I.G.M., F. 40°, II, S.O. Villa Opicina.  
Sit. m. 1.150 O. + 38° N. da Gabrovizza.  
Lat. 45°43'56" — Long. 1°15'50".  
Quota ingresso m. 215.  
Profondità m. 43.  
Lunghezza m. 135.  
Rilievo: R. BATTELINI (1924); L. DE MARTINI (1951).  
[40, 41, 7, 15, 29].

Lo studio di DE MARTINI è basato sui criteri fondamentali esposti nel presente lavoro, e interpreta le tre grotte secondo un ciclo di fenomeni che si inquadra perfettamente nella fase castelnoviana del solco di Aurisina. Rimanendo quindi all'ottimo lavoro sopracitato per tutti i particolari di dettaglio, basterà qui riassumere brevemente le conclusioni.

Le grotte N. 6 e N. 7 sono oggi separate in seguito ad un enorme cedimento del terreno che ha dato origine alla grande dolina di crollo in corrispondenza dell'attuale ingresso della 6 V.G. Esse rappresentano però originariamente un tutto geneticamente unito, e precisamente il più bell'esempio di *inghiottitoio diretto* esistente nel solco di Aurisina.

Il corso d'acqua che ha dato origine all'inghiottitoio è un tipico torrente castelnoviano, proveniente da Ovest. Nel suo tratto subaereo, a monte dell'inghiottitoio, il torrente determinò i normali processi di incarsimento ipogeo secondo l'erosione inversa, e finì per essere catturato da un nuovo inghiottitoio, naturalmente inverso e retroverso, rappresentato dalla grotta N. 62 V.G.

La complessità dei vani di quest'ultimo fa inoltre ritenere che forse nella sua genesi non fu estraneo un altro corso d'acqua, e precisamente un affluente di destra del torrente principale. Le incisioni della linea di spartiacque fra il Monte S. Primo (m. 279) e il monte S. Paolo (m. 274) contribuiscono a confermare la complessità idrografica di questo bacino. Anche la Grotta Verde (N. 851 V.G.) esistente a Nord del Thalweg del torrente, pur essendo evidentemente una pseudo-galleria ampliata per infiltrazione e per crollo di una volta sottile, è forse legata, nelle prime fasi della sua genesi, all'azione di un affluente di sinistra, appartenente allo stesso bacino.

8) *Bacino di Aurisina*. — Questo è il più settentrionale dei bacini fossili castelnoviani della sinistra idrografica del solco di Aurisina, almeno per quanto ci risulta. A Nord di questo bacino, il solco stesso si prolunga ancora, fino a sboccare in mare in corrispondenza col golfo di Sistiana, ma una serie di rilievi, fra Sistiana e Precegnico accennano ad una interruzione settentrionale che anticipa la definitiva chiusura del solco, data dall'Hermada. Qualche corso d'acqua poteva anche scendere da questi rilievi, per lo meno con carattere torrentizio, e poteva anche concludere il suo percorso epigeo in inghiottitoi, ma si tratta evidentemente di torrenti appartenenti alla destra idrografica, e pertanto esulanti dai limiti del presente lavoro. A questa categoria va probabilmente riferita la Grotta delle Torri di Slivia (N. 39 V.G.), la caverna Pocala (N. 91 V.G.), e anche un'altra grotta situata a Sud-Est di Aurisina, recentemente scoperta ed esplorata. Di quest'ultima, trattandosi di cavità inedita, colgo comunque l'occasione per dare qui il grafico ed i dati catastali:

Grotta presso la fornace di Aurisina (N. 3913 V.G.).  
 25.000 I.G.M., F. 40°, III, N.E. Duino-Aurisina.  
 Sit. m. 800 E. + 15° S. dalla stazione ferr. di Aurisina.  
 Lat. 45°45'53" — Long. 1°14'45".  
 Quota ingresso m.  
 Profondità m. 35.  
 Lunghezza m. 125.  
 Rilievo : C. MAUCCI (1952).

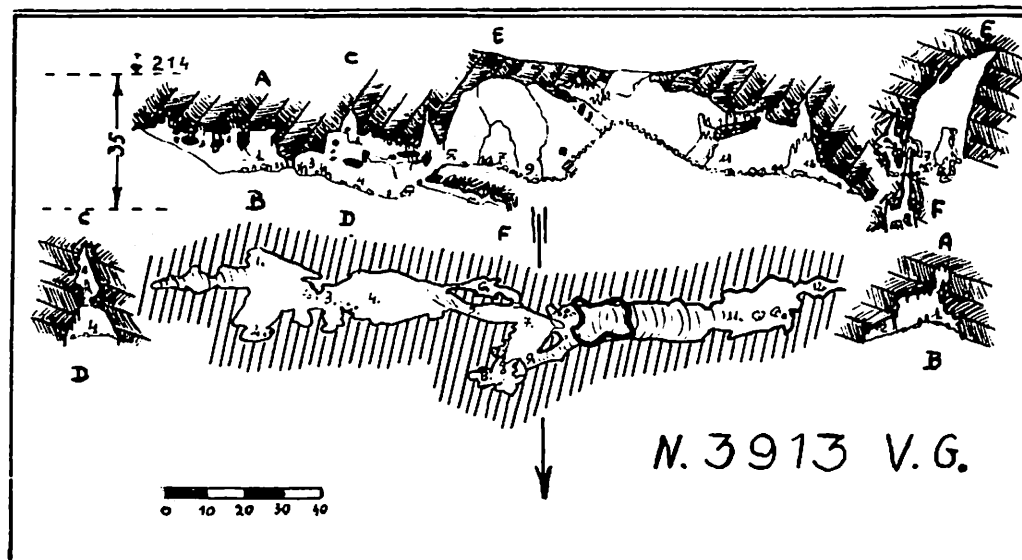


Fig. 21. — Grotta presso la fornace di Aurisina (N. 3913 V.G.).

Nel bacino di Aurisina, essendo esso vicino allo spartiacque dei Vena, l'impiuvio è ben rappresentato da alcune forti ed ampie incisioni dello spartiacque stesso. L'incisione maggiore si trova fra i monti Berciza (m. 200) e Baliza (m. 222), un altro profondo solco si trova a Nord del primo, un terzo solco a Sud del secondo.

Tre sono le grotte che stanno in relazione con questo importante bacino. L'inghiottitoio è rappresentato dalla Grotta Vittoria di Aurisina (N. 2744 V.G.).

25.000 I.G.M., F. 40°, III, N.E. Duino-Aurisina.  
 Sit. m. 150 N. + 50° E. dalla stazione ferr. di Aurisina.  
 Lat. 45°45'15" — Long. 1°14'05".  
 Quota ingresso m. 168.  
 Profondità m. 122.  
 Lunghezza m. 240.  
 Rilievo : W. MAUCCI (agosto 1948-giugno 1950).  
 [56].

Su questa grotta ebbi già occasione di pubblicare uno studio [56] considerandola nella sua genesi ed evoluzione. Riconoscevo in essa i caratteri di inghiottitoio inverso e retroverso, e lo mettevo in relazione con uno di quei corsi d'acqua provenienti dall'orizzonte marno-arenaceo, con direzione SO-NE. Si tratta quindi di un tipico inghiottitoio della fase castelnoviana.

Alla prima fase dell'evoluzione di questa grotta, cioè la fase di inghiottitoio attivo seguì una seconda fase, di insenilimento litogenico, in seguito alla scomparsa del corso subaereo. La terza fase, attualmente in corso, è un vistoso ringiovanimento con infiltrazioni idriche localizzate e con un attuale funzionamento da inghiottitoio interno, nel grande P. 90.

Le acque del torrente epigeo, assorbite dall'inghiottitoio e deviate in direzione Sud-Ovest, hanno potuto mantenere un certo corso ipogeo sospeso, del quale troviamo traccia nella Grotta di Aurisina (N. 89 V.G.).

25.000 I.G.M., F. 40°, III, N.E. Duino-Aurisina.  
 Sit. m. 310 S. + 36° O dalla stazione ferr. di Aurisina.  
 Lat. 45°45'03" — Long. 1°13'56".  
 Quota ingresso m. 149.  
 Profondità m. 113,63.  
 Lunghezza m. 400.  
 Rilievo : E. BOEGAN (9 e 23/2/1902).  
 [15].

Questa grotta non funzionò mai da inghiottitoio, e l'attuale ingresso è dovuto a fenomeni secondari di erosione inversa meteorica. Le gallerie invece presentano i caratteri di un corso ipogeo sospeso fossile.

Una terza grotta è pure in relazione con lo stesso bacino di Aurisina, la Grotta sopra le Sorgenti di Aurisina (N. 347 V.G.).

25.000 I.G.M., F. 40°, III, S.E. Aurisina.  
 Sit. m. 405 E. + 37° S del M. Berciza (m. 200).  
 Lat. 45°44'43" — Long. 1°12'58".  
 Quota ingresso m. 182.  
 Profondità m. 94.  
 Lunghezza m. 168.  
 Rilievo : E. BOEGAN (17/2/1907) ; Gruppo Triestino Speleologi (1951).  
 [15].

La grotta si apre con un piccolo ingresso, nella marcata incisione fra il M. Berciza (m. 200) e il M. Baliza (m. 222), che rappresenta il Thalweg principale dell'antico bacino di impiuvio e quindi del torrente epigeo. Non si tratta di un inghiottitoio perchè l'apertura in superficie risale appena al gennaio 1907.

Si tratta di una lunga galleria, ripidamente inclinata, il cui soffitto è rappresentato dal letto di uno strato. Alcuni camini verticali sono dovuti a evidenti fenomeni di ringiovanimento. La sezione della galleria è di tipo gravitazionale e la vistosa litogenesi di insenilimento non la ha sostanzialmente alterata. La direzione è verso S.O.

Questa grotta presenta un insieme di caratteri apparentemente paradossali :

a) I camini sono elementi di morfologia erosiva *secondaria*, dovuti a ringiovanimenti molto posteriori alla genesi della grotta. Non si tratta quindi di una pseudogalleria, bensì di una galleria gravitazionale, *morfologicamente diretta*.

b) La direzione dei vani indica una *retroversione*.

c) La recente apertura in superficie esclude la genesi *diretta* e riconduce la cavità al tipo inverso, che però non trova conferma nella morfologia interna.

d) La volta, regolare e diritta, segue esattamente l'andamento della stratificazione.

Questa ultima caratteristica è la chiave per l'interpretazione della grotta. Si tratta di una *cavità di interstrato* (caso molto raro nel Carso Triestino) : la forte inclinazione degli strati (35°, con immersione verso SO) ha reso possibile un meccanismo di erosione inversa, per effetto delle acque di perdita del torrente epigeo. Si è avuta così una triplice azione speleogenetica :

1) Lungo l'immersione degli strati, verso SO, con la graduale estensione del collettore ipogeo : azione *diretta*.

2) Nel senso della gravità, con l'affossamento gravitazionale del collettore : azione *diretta*.

3) Verso la superficie del terreno, fino all'apertura della cavità : azione *inversa*.

Riassumendo quanto è stato esposto in questo capitolo, vediamo che la paleoidrografia trasversale del solco di Aurisina si articola in otto bacini chiusi, analoghi a quelli del solco di Castelnuovo :

- 1) Bacino di Basovizza (inghiottitoio N. 136 V.G.).
- 2) Bacino sopra Chiusa (inghiottitoio N. 18 V.G.).
- 3) Bacino del Monte Spaccato (inghiottitoio N. 12 V.G.).
- 4) Bacino di Opicina (inghiottitoi N. 10 e N. 523 V.G.).
- 5) Bacino di Borgo (inghiottitoio N. 3876 V.G.).
- 6) Bacino della Grotta Gigante (inghiottitoio N. 2 V.G.).
- 7) Bacino di Gabrovizza (inghiottitoio N. 7 V.G.).
- 8) Bacino di Aurisina (inghiottitoio N. 2744 V.G.).

Le cavità sopraelencate, col loro carattere di inghiottitoi fossili, hanno permesso di ricostruire il reticolo idrografico epigeo.

Naturalmente ci sono, nella zona, altre cavità di notevole sviluppo verticale o orizzontale, le quali però non possono riferirsi all'oggetto del presente lavoro.

Ritengo opportuno elencare brevemente le principali di queste cavità, motivandone l'esclusione :

- N. 23 V.G. — *Abisso presso il cimitero di Basovizza* : è una pseudogalleria con un pozzo di accesso profondo 115 metri, e si trova più a valle dell'inghiottitoio del bacino di Basovizza. Potrebbe essere soltanto un collettore ipogeo sospeso.
- N. 32 V.G. — *Grotta dei Colombi presso Basovizza* : è una caverna elastica, con due ingressi in superficie. Si trova molto spostata rispetto al bacino sopra Chiusa e non è mai stata un inghiottitoio.
- N. 2699 V.G. — *Grotta I a S.E. di Monrupino* : è un inghiottitoio fossile inverso e retroverso, appartenente però alla destra idrografica.
- N. 144 V.G. — *Abisso E.-A. Martel, presso Prosecco* : è una tipica pseudogalleria di diaclasi, con due pozzi iniziali inversi. Si è aperta nel 1895 e quindi non funzionò mai da inghiottitoio.
- N. 90 V.G. — *Grotta Noè, presso Aurisina* : il primo pozzo è una voragine elastica. Le gallerie interne sono un antico collettore ipogeo sospeso, appartenente al sistema della destra idrografica.

Così pure non sono compresi nel presente lavoro gli abissi della zona Gro-pada-Monte Gaia, e quelli della zona Opicina-Fernetti, di cui è stato fatto cenno nel capitolo IV.

Tornando ai suddetti bacini, vediamo che essi corrispondono a incisioni, più o meno marcate, dello spartiacque dei Vena, le quali contribuiscono a delimitarne il bacino di impluvio (vedi fig. 1).

- 1) *Bacino di Basovizza* : incisioni a Ovest e a Est del Monte Stena (quota della soglia : m. 380).
- 2) *Bacino sopra Chiusa* : incisione del valico di Basovizza (quota della soglia : m. 355).
- 3) *Bacino del Monte Spaccato* : incisione del valico del Monte Spaccato (quota della soglia : m. 349) ; incisione a Sud del M. Spaccato.
- 4) *Bacino di Opicina* : incisione del valico di Poggioreale (quota della soglia : m. 348) ; incisione fra le quote 425 e 437 del Monte Belvedere ; incisioni fra il Monte Gurca e Poggioreale.
- 5) *Bacino di Borgo*.
- 6) *Bacino della Grotta Gigante* : questi due bacini sono i più lontani dallo spartiacque, e ad essi corrispondono soltanto alcune deboli incisioni a Nord del M. Grisa.

- 7) *Bacino di Gabrovizza* : incisione fra il Monte S. Primo e il Monte S. Paolo (quota della soglia : m. 255).
- 8) *Bacino di Aurisina* : incisione a Nord del Monte Berciza (quota della soglia : m. 150) (15) ; incisione fra il Monte Berciza e il Monte Baliza (quota della soglia : m. 180) ; incisione a Sud del Monte Baliza.

Esaminando il profilo della catena dei Vena, si riconoscono soltanto tre ulteriori incisioni, alle quali non corrispondono cavità riconoscibili con certezza come inghiottitoi fossili :

- a) La marcata incisione fra la Vedetta Alice e il Monte Calvo.
- b) La larga e piatta incisione di Prosecco.
- c) La larga incisione, poco marcata, fra il Monte Baliza e il Monte S. Primo.

Si deve considerare comunque che anche nell'attuale idrografia trasversale del solco di Castelnuovo, ci sono torrenti che terminano in inghiottitoi di piccolissima estensione, o addirittura inaccessibili. Si può pertanto ritenere che gli inghiottitoi fossili attinenti a queste tre ultime incisioni, non siano più oggi riconoscibili come tali, e pertanto, pur mancando l'elemento principale per l'identificazione dei bacini castelnoviani, aggiungere, sia pure dubitativamente, alla serie anche i tre suddetti bacini.

Si hanno così in tutto 11 bacini di tipo castelnoviano nel solco di Aurisina, su una lunghezza del fondovalle di circa 23 km. Nel solco di Castelnuovo, si hanno 14 bacini, su un fondovalle di circa 30 km. La proporzione, come si vede, risulta molto concordante, per cui si può ritenere, in linea di massima, che non ci siano, nel solco di Aurisina, altri bacini, sfuggiti alla presente indagine.

### Bibliografia

1. *Alpi Giulie*, I, 4, 1896.
3. *Alpi Giulie*, XII, 5-6, 1907.
4. *Alpi Giulie*, XXII, 2, 1920.
5. *Alpi Giulie*, XXIII, 1-3, 1921.
6. *Alpi Giulie*, XXIV, 6, 1923.
7. *Alpi Giulie*, XXV, 3, 1924.
8. *Atti e memorie della S.A.G.*, 1883-85.
9. *Atti e memorie della S.A.G.*, 1887-92.
10. *Atti e memorie della S.A.G.*, 1893.
11. *Atti della Soc. Adr. Sc. Nat.*
12. BATTAGLIA (R.). — La caverna dell'orso di Gabrovizza. *Alpi Giulie*, XXII, 5-6, 1920.
13. — Notizie sulla stratigrafia del deposito quaternario della caverna Pocala di Aurisina. *Le Grotte d'Italia*, IV, 1, 1930.
14. — L'età dei più antichi depositi di riempimento delle caverne. *Atti I Congr. Naz. Spel. Trieste*, 1933.
15. BERTARELLI (L. V.), BOEGAN (E.). — *Due mila Grotte*, Milano, 1926.
16. BLASIG (F.). — *Appunti geografinomici della provincia di Trieste*, Trieste, 1930.

(15) Forse questa incisione non si riferisce a questo bacino, ed è più recente della fase castelnoviana.

17. BOEGAN (E.). — Le più profonde cavità sotterranee del mondo. *Le Grotte d'Italia*, II, 4, 1928.
18. — Grotte della Venezia Giulia. *Alpi Giulie*, XXXV, 1, 1934.
19. — The deepest grottoes in the world. *Caves and Caving*, I, 2, 1937.
20. — Il Timavo : studio sull'idrografia carsica subaerea e sotterranea. *Mem. Ist. Ital. Spel.*, II, 1938.
21. *Boll. Soc. Adr. Sc. Nat.*, 1891.
22. COEN (G.), MALARODA (R.), PASA (A.). — Un pozzetto carsico nei pressi di Monrupino (Carso Triestino). *Boll. Soc. Adr. Sc. Nat.*, XLV, 1949-50.
23. CUVIJC (J.). — Hydrographie souterraine et évolution morphologique du Karst. *Trav. Inst. Geogr. Alp. Grenoble*, v. VI, 4, 1918.
24. D'AMBROSI (C.). — Rapporti fra morfologia e trasgressioni nel cretaceo e nel Terziario dell'Istria. *Atti Soc. Ven.-Trent. Istr. Padova*, 1926.
25. — Note illustrative della Carta geologica delle Tre Venezie : foglio Pisino, Padova, 1931.
26. — Ricerche sullo sviluppo tettonico e morfologico dell'Istria e sulle probabili relazioni fra l'attività sismica e la persistente tendenza al corrugamento della regione. *Boll. Soc. Adr. Sc. Nat.*, XXXVII, 1939.
27. — Notizie geomorfologiche sull'Istria e sui dintorni di Trieste. *Boll. Soc. Adr. Sc. Nat.*, XLIV, 1948.
28. — Osservazioni geo-idrologiche preliminari presso Trieste. *Boll. Soc. Adr. Sc. Nat.*, XLVI, 1952.
29. DE MARTINI (L.). — Osservazioni su tre inghiottitoi fossili della zona di Gabrovizza. *Boll. Soc. Adr. Sc. Nat.*, XLVI, 1952.
30. FORTI (F.). — Studio sul sistema di grotte N. 3876 V.G., 3875 V.G., 21 V.G. *Alpi Giulie*, 51, 1950.
31. FOURMARIER. — *Hydrogéologie*, Liège, 1936.
32. FRANCHETTI (C.). — La prima esplorazione del Bussento sotterraneo (Prov. di Salerno). *Rass. Spel. Ital.*, II, 3, 1950.
33. GRUND. — *Die Karsthydrographie*, Leipzig, 1905.
34. KORMOS (T.). — Nuove tracce di una Forest Bed Fauna nella regione adriatica. *Le Grotte d'Italia*, 7, 1933.
35. KREBS (N.). — Verbogene Verebnungsflächen in Istrien. *Geogr. Jahresb. aus Oest.*, IV, 1906.
36. — Die Halbinsel Istrien. Landeskundliche Studien. *Geogr. Abh. Penck. Leipzig*, 1907.
37. KYRIE (G.). — *Theoretische Späleologie*, Wien, 1923.
38. *Il Tourista*, 1894-95.
39. — 1895.
40. — III, 1896.
41. — IV, 1897.
42. — V, 1898.
43. — VI, 1899.
44. — VI, 1899.
45. — VII, 1900.
46. — XIII, 1906.
47. LEHMANN. — *Die Hydrographie des Karstes. Encycl. der Erdkunde*, Wien, 1923.
48. LLOPIS LLADO. — Sobre algunos principios fundamentales de morfologia e hidrologia carstica. *Speleon*, Oviedo, III, 1-2, 1952.
49. MARTEL (E.-A.). — *Les Abimes*, Paris, 1894.
50. — *L'évolution souterraine*, Paris, 1908.
51. — *Nouveau traité des eaux souterraines*, Paris, 1921.

52. MARUSSI (A.). — Il Paleotimavo e l'antica idrografia subaerea del Carso Triestino. *Boll. Soc. Adr. Sc. Nat.*, XXXVIII, 1941.
53. — Ipotesi sullo sviluppo del carsismo. *Gior. di Geologia*, série II, XV, 1941.
54. MAUCCI (W.). — L'abisso di Opicina Campagna. N. 3873 V.G. *Rass. Spel. Ital.*, II, 1-2, 1950.
55. — Osservazioni a proposito di tre grotte della zona di Duino (Carso Triestino). *Ibid.*
56. — La Grotta Vittoria di Aurisina, N. 2744 V.G. *Alpi Giulie*, 1950.
57. — Studio sulla grotta di Padriciano, N. 12 V.G. *Rass. Spel. Ital.*, III, 4, 1951.
58. — L'ipotesi dell'erosione inversa come contributo al problema della speleogenesi. *Boll. Soc. Adr. Sc. Nat.*, XLVI, 1952.
59. — Relazione sul primo ciclo di ricerche svolte dalla Sezione Speleologica della Società Adriatica di Scienze Naturali sul corso sotterraneo del Timavo. *Rass. Spel. Ital.*, V, 2, 1953.
60. MAUCCI (W.), DE MARTINI (L.). — Risultati preliminari di alcune ricerche sul corso ipogeo del Timavo. *Boll. Soc. Adr. Sc. Nat.*, XLVI, 1952.
61. MONTORIOL-POUS (J.). — Los procesos elasticos hipogeos. *Rass. Spel. Ital.*, III, 4, 1951.
62. — Estudio hidrogeológico del Fondo de les Tarradelles (Macizo de Garraf, Barcelona). *Speleon*, III, 1-2, 1952.
63. PERCO (G.), MUELHOFER (A. F.). — *Die Riesengrotte bei Triest*, Trieste, 1906.
64. PERCO (G.). — Die Höhle Dimnice (Rauchgrotte). *Mitt. Soc. Geogr. Wien*, II, 6, 1909.
65. ROVERETO (G.). — *Trattato di geologia morfologica*. Milano, 1923.
66. SACCO (F.). — L'Istria, cenni geologici generali. *Mem. deser. della Carta geologica d'Italia*, XIX, 1924.
67. TOSTI (A.). — La grotta del Fumo presso Marcossina (N. 626 V.G.). *Le Grotte d'Italia*, II, 2, 1928.
68. TROMBE (F.). — *Traité de Spéléologie*, Paris, 1952.

### Discussion

M. J. NOIR : Au cours de sa communication, l'auteur a expliqué sommairement ce qu'il appelle « cavités rétroversées ». Il y a quelques années, à l'occasion de ses recherches sur de telles cavités, relativement fréquentes en Istrie, M. MAUCCI m'avait écrit pour me demander si je connaissais en France des cavernes présentant un développement semblable. Je n'avais pu lui donner qu'un nom, celui de l'Embut de Caussols (Alpes-Maritimes), exemple d'ailleurs peu caractéristique. Je demande si M. MAUCCI connaît, ailleurs qu'en Istrie, d'autres grottes rétroversées.

M. W. MAUCCI : Ho trovato esempi di inghiottitoi retroversi in rilievi del Circolo Speleologico Romano (Lazio e Campania), in inghiottitoi del Friuli (Grotta di Viganti, Monte Bernadia), del Trentino (Abisso di Lamar) e in dati bibliografici su grotte francesi. MONTORIOL-POUS ha segnalato un caso nel Macizo de Garraf (Spagna).

M. J. NOIR demande alors s'il y aurait un rapport entre la nature du sol et le phénomène de la rétroversion. M. W. MAUCCI répond négativement.

Walter MAUCCI (1)

## Organizzazione tecnica e risultati delle ricerche sul corso ipogeo del Timavo (1952-53) (Carso Triestino) (2)

Il 2 agosto 1953 una squadra della Sezione Geo-Speleologica della Società Adriatica di Scienze Naturali di Trieste, fornita di attrezzatura per esplorazioni subacquee, riuscì a forzare il sifone d'entrata della Grotta di Trebiciano (3), a 329 metri di profondità, risalendo, in immersione, il corso ipogeo del Timavo. Questa impresa, che valse a risolvere un problema più che secolare, rappresenta un primato nella nuovissima tecnica speleologica, sotto diversi punti di vista :

a) E' il massimo percorso finora effettuato, con autorespiratore, senza toccar terra in acque sotterranee, sotto volte sommerse (77 metri).

b) E' un sifone situato sul fondo di un grande abisso, preceduto da ben 15 pozzi verticali, per una profondità di 329 metri.

c) E' il primo sifone forzato in acque torbide, con condizioni di visibilità pressochè nulle.

d) E' un sifone posto al termine di un vasto lago, privo di sponde praticabili, distante circa 100 metri dalla base, per cui tutta la manovra dovette essere regolata da bordo di due battelli di gomma.

e) L'individuazione dell'imbocco del sifone (21 settembre 1952) [7, 16] richiese otto ore di immersioni continuate.

L'impiego degli scafandri autonomi leggeri, nel tentativo di forzare sifoni o gallerie sommerse, costituisce senza dubbio la più importante innovazione nella tecnica speleologica, degli ultimi anni.

I primi tentativi di questa nuova tecnica furono effettuati in Francia, ad opera di sommozzatori professionisti, nel 1946 (Fontana di Vaucluse) e nel 1947 (Fontana di Chartreux a Cahors) [6]. In queste esplorazioni non fu possibile raggiungere la branca ascendente del sifone, e la profondità toccata fu di 46, rispettivamente di circa 60 metri, secondo DE LAVAU [6]. L'apparecchio usato fu un autorespiratore ad aria COUSTEAU-GAGNAN, a circuito aperto.

Nell'agosto-ottobre 1950, Henri LOMBARD, intraprese una campagna nella regione di Montpellier, affrontando una serie di sifoni [9]. L'8 ottobre 1950, nella

(1) Società Adriatica di Scienze Naturali (Trieste), Sezione Geo-Speleologica.

(2) Communication présentée le 11 septembre 1953 à la Section I, en ce qui concerne les résultats scientifiques, et le 12 septembre à la Section 7, en ce qui concerne les matériels et techniques d'exploration.

(3) Grotta di Trebiciano, N. 17 V.G., 25.000 I.G.M., F. 40°, II, S.E. Sesana. Sit. m. 470 N. + 32° O. dal Monte Franco (m. 408). Lat. 45°41'09" N. Long. 1°22'51" E. (da M. Mario). Quota ingresso m. 341. Profondità m. 329. Lunghezza totale m. 437. Rilievo : E. BORGAN.

Grotta del Lirou, Egli trovava la morte in un fatale incidente. Durante questa campagna LOMBARD affrontò otto sifoni, e riuscì a forzarne tre :

- 1) Risorgiva di Avenas (Hérault) : sifone lungo 15 metri, situato a una cinquantina di metri dall'imbocco della grotta.
- 2) Risorgiva di Fontanilles (Hérault) : a un centinaio di metri dall'imbocco della grotta, LOMBARD stabilì il collegamento subacqueo fra due laghi già noti, e tentò di proseguire oltre, fino alla profondità di oltre 12 metri.
- 3) Risorgiva di Lirou (Hérault) : un primo sifone, lungo 42 metri, situato a 400 metri dall'imbocco della grotta. Dopo una piccola cavernella segue un secondo sifone, lungo 10 metri, che fu pure forzato. Questa impresa rappresentò il più brillante risultato ottenuto in questo campo.

Degli altri tentativi di LOMBARD, è notevole quello effettuato nella risorgiva di Gourneyras (dove raggiunse i 30 metri di profondità), e quello nel Foux de Pompignan, dove percorse una galleria sommersa per ben 65 metri.

Anche queste esplorazioni furono effettuate con un autorespiratore COUSTEAU-GAGNAN.

Questo apparecchio francese presenta le seguenti caratteristiche [6, 18]. Gli occhi e il naso sono protetti da una maschera che non comprende la bocca. La riserva d'aria è contenuta in una, due o tre bombole (secondo il modello) (4), caricate a 200 atmosfere e sistemate sulla schiena del nuotatore. A ogni inspirazione il volume d'aria necessario è fornito, a pressione ambiente, per mezzo di un dispositivo a due vie a funzionamento automatico. Il palombaro tiene fra i denti un boccaglio, la cui disposizione evita ogni perdita d'aria o penetrazione d'acqua. Sul boccaglio sono applicati due tubi, l'uno per l'aria fresca e l'altro per l'eliminazione dell'aria espirata. L'autonomia dell'apparecchio è di circa 50 minuti per ciascuna bombola, in superficie, 25 minuti a 10 metri, 13 minuti a 30 metri.

Le nostre ricerche furono effettuate con apparecchi italiani PIRELLI. Per la ricognizione delle pareti sommerse furono usati autorespiratori ad ossigeno tipo « Poseidon » a circuito chiuso. Per il forzamento del sifone, autorespiratori L.S. 901, pure a ossigeno e a circuito chiuso.

L'autorespiratore L.S. 901 rappresenta, a nostro modo di vedere, quanto di meglio è stato finora creato in questo campo, ed è il più adatto per operare nelle speciali condizioni della speleologia subacquea.

La maschera facciale, rotonda, racchiude tutto il viso, bocca compresa. Questo presenta un doppio vantaggio :

- 1) Permette all'esploratore di emettere suoni che possono servire a comunicare con i compagni immersi.
- 2) Permette di soffiare aria nella maschera, per equilibrare la pressione esterna che tende a schiacciare dolorosamente il vetro contro il viso.

Fra i denti viene tenuto un boccaglio di tubo corrugato, che, alla sua uscita dalla maschera, presenta un rubinetto a tre vie che rende possibile la respirazione a ossigeno o ad atmosfera.

Il tubo corrugato porta in un sacco-polmone di gomma robusta, entro il quale esiste una capsula ripiena di calce sodata, destinata ad assorbire l'anidride carbonica espirata.

Sotto al sacco-polmone sono applicate due bombole accoppiate, piene di ossigeno a 150 atmosfere. L'ossigeno viene fornito al sacco-polmone per mezzo di un erogatore continuo automatico, regolabile a volontà del palombaro. Inoltre un decompressore a mano (by-pass) permette di erogare l'ossigeno secondo le necessità.

(4) L'esplorazione della Vaucluse fu effettuata col modello a tre bombole. Quella della Fontana di Chartreux, e le immersioni di Lombard, con apparecchi a due bombole.

L'autonomia dell'apparecchio è di 4 ore per ogni coppia di bombole. L'apparecchio può essere usato, senza particolari precauzioni fino a circa 20 metri di profondità.

L'apparecchio « Poseidon » ha un sacco-polmone più piccolo ed una sola bombola. Inoltre presenta un tubo a valvola per la respirazione a atmosfera. L'autonomia è di circa 45 minuti.

I vantaggi degli apparecchi ad ossigeno sono i seguenti :

- 1) Sono meno ingombranti e pesanti di quelli ad aria,
- 2) Hanno una autonomia molto maggiore,
- 3) L'apparecchio, comprese le bombole, si porta sul petto e non sulla schiena, ed è quindi molto più protetto, specialmente in acque sotterranee e sotto volte sommerse,
- 4) Non è necessaria zavorra per immergersi,
- 5) L'azione pneumatica del sacco-polmone permette all'esploratore di rimanere a mezz'acqua, bilanciando la spinta idrostatica delle inspirazioni ed espirazioni,
- 6) Col rubinetto a tre vie in comunicazione con l'atmosfera, il sacco-polmone rimane completamente chiuso, e, convenientemente riempito di ossigeno, costituisce un aiuto nel galleggiamento che permette lunghe permanenze a nuoto in laghi sotterranei,
- 7) Essendo forniti di un tubo solo, consentono maggiore libertà di movimento alla testa, e minore pericolo di avarie,
- 8) La respirazione ad ossigeno esclude il pericolo di embolie, e consente in qualunque caso una rapida risalita in superficie.

Nelle nostre esplorazioni disponevamo di due apparecchi L.S. 901 e di due « Poseidon », tutti forniti di una doppia serie di bombole di riserva.

Gli esploratori indossavano inoltre una muta di gomma elastica, con sottostante un doppio completo di lana. I piedi erano protetti da calzari di pelle. Mani e nuca erano spalmati di una pomata antifreddo, a base di lanolina.

Per l'illuminazione subacquea usammo torce elettriche impermeabili PAGANI, a due elementi. La torcia era assicurata al palmo della mano sinistra.

La profondità venne misurata mediante un manometro da polso, graduato fino a 12 metri, fissato al polso destro.

Per i collegamenti con la superficie sperimentammo (ma non usammo nella Grotta di Trebiciano) un telefono impermeabilizzato, formato da due parti : un ricevitore a fonia applicato ai tiranti della maschera all'altezza dell'orecchio, e un pulsante assicurato al palmo della mano destra. I segnali Morse del pulsante erano ricevuti da un centralino in superficie, sia acusticamente con una cicalina, sia visivamente con una lampada da quadro. Il collegamento era costituito da un cavo rivestito di gomma, e armato con fili d'acciaio che serviva pure da sicurezza.

Questo dispositivo funzionò egregiamente nelle risorgive di S. Giovanni di Duino [16]. Non fu usato a Trebiciano perchè la morfologia complessa del sifone rese sconsigliabile l'impiego del pesante cavo telefonico, che fu sostituito con un semplice cordino.

I battelli di gomma della spedizione consistevano in un « Nautilus » tipo C e un « Nautilus » tipo E. Ambedue superarono soddisfacentemente le condizioni di usura determinate dall'ambiente e sopportarono perfettamente il contatto inevitabile, con scogli e speroni di roccia. Un'avaria al fondo del tipo C, non compromise in nessun modo la sua facoltà di galleggiamento.

Tutto questo materiale, assieme a ogni altra cosa connessa con la sistemazione di un campo-base a oltre 300 metri di profondità (viveri, illuminazione, coperte, tende, fornelli, generi di conforto ecc.) fu imballato in 37 carichi chiusi in ceste di vimini o in sacchi di tela e calcolati in modo da non superare il diametro di



cm. 45 (diametro minimo dei pozzi di discesa) e il peso di 20 kg. (5). Ogni carico aveva un suo numero progressivo ed un elenco del contenuto. Gli attrezzi più delicati, gli strumenti e le mute di biancheria erano contenuti in sacchetti robusti di gomma, a chiusura ermetica.

Essendo la Grotta di Trebiciano situata a poca distanza dalla città di Trieste, e raggiungibile con un'ora di corriera più venti minuti a piedi, si ritenne opportuno di spezzare lo svolgimento della spedizione in diverse fasi, a intervallo di 5-6 giorni ciascuna, e della durata da 8 a 49 ore. Complessivamente l'operazione richiese 17 discese, per un totale di oltre 200 ore di permanenza in grotta, e con la partecipazione di 23 esploratori.

Una prima discesa fu effettuata il 9 marzo 1952, con lo scopo di esaminare sul posto la migliore sistemazione dei campi ed i dettagli organizzativi di essi.

Successivamente si dovettero studiare le condizioni idrologiche del fiume sotterraneo (condizioni variabilissime, in dipendenza con i fenomeni meteorologici esterni) (6), allo scopo di determinare l'epoca più favorevole per il tentativo. Tale epoca fu fissata per la seconda metà del mese di agosto. Tuttavia per cause varie, estranee all'andamento dei preparativi, non fu possibile attenersi a quella data, e il primo tentativo poté effettuarsi appena nei giorni 13-14 settembre 1952.

La discesa con tutta l'attrezzatura della spedizione (circa 7 quintali) fino alla caverna Lindner (7) situata a 273 metri di profondità, richiese 19 ore, e impegnò severamente la capacità e la resistenza degli uomini. In quella spedizione (durata in tutto 49 ore) e nella seguente (26 ore) furono effettuate le esplorazioni preliminari lungo le pareti sommerse del grande lago attraverso il quale il Timavo si getta nella caverna Lindner, che fu denominato Lago Guido Timeus (8). Il livello del fiume fu trovato a quota 16 s.m. L'acqua era torbidissima, la visibilità subacquea nulla. Fu tuttavia effettuato il rilievo delle parti sommerse del lago, e fu individuato l'imbocco del sifone (nell'angolo SE del lago Timeus), che un esploratore poté risalire per breve tratto. I risultati di queste esplorazioni preliminari furono pubblicati [7, 16].

Il proseguimento delle ricerche fu reso impossibile, a causa delle condizioni idrologiche: il 28 settembre il fiume fu trovato in piena (il livello salì, nel corso della notte fra il 28 e il 29, da quota 24 s.m. a quota 32 circa). Si dovette togliere il campo-base avanzato (quota 25 s.m.) e il campo-base (quota 60), abbandonando il cavo telefonico di collegamento col campo 2 (quota 18 s.m., sulla sponda del lago Timeus) già sommerso, ed iniziando il ricupero di tutta l'attrezzatura. Il trasporto del materiale lungo i 15 pozzi dell'abisso, fino alla superficie, richiese otto ulteriori discese nella grotta.

Le ricerche furono riprese quest'anno. Il 19 luglio 1953 si procedette all'armamento dei pozzi della grotta per rendere più spedite le successive operazioni. Il 25 e il 26 furono dedicati alla calata di tutta l'attrezzatura fino al campo-base, stabilito anche questa volta nella caverna Lindner, alla profondità di 275 metri.

La spedizione vera e propria fu effettuata nei giorni 1 e 2 agosto. Il sifone fu superato alle ore 3,20 del giorno 2, da due esploratori, i quali raggiunsero così un nuovo lago, denominato Lago Eugenio BOEGAN (9).

Durante questa impresa il livello del Timavo si mantenne a quota 12 s.m.,

(5) Ai limiti di peso fecero eccezione le due matasse di 100, rispettivamente 150 metri di cavo telefonico subacqueo.

(6) Il livello del fiume a Trebiciano, oscilla fra quota 12 s.m. e quota 112,50 (raggiunta il 30/10/1895) [4].

(7) Carlo Federico LINDNER, nel 1842, raggiunse per il primo il fondo della Grotta di Trebiciano.

(8) Guido TIMEUS (1869-1952) fu uno dei primi a occuparsi del problema dell'idrologia sotterranea del Carso Triestino. Le sue brillanti esperienze [2] permisero di dimostrare la continuità fra l'Alto Timavo (Recca), la Grotta di Trebiciano e le risorgive di Duino.

(9) Eugenio BOEGAN (1875-1939) fu il massimo pioniere della speleologia giuliana. A Lui si deve, fra l'altro, lo studio ed il rilevamento della Grotta di Trebiciano [3-4].

ma l'acqua fu ancora torbidissima. La penetrazione nel sifone fu quindi fortemente ostacolata dalla mancanza pressoché totale di visibilità sott'acqua, oltre che dalla morfologia stessa dei vani sommersi, ramificati in un complesso labirinto di strette fessure verticali a pareti molto accidentate.

Non fu possibile mantenere un collegamento di segnalazioni con i battelli d'appoggio del Lago Timeus, e l'assicurazione per mezzo di una fune fu mantenuta soltanto fra i due uomini di punta immersi. Ciò obbligò i due uomini a ripercorrere frequentemente nei due sensi i vari tratti del sifone, allo scopo di non perdere i contatti, e di rendersi conto della morfologia e dell'andamento del tratto esplorato.

A prescindere dai risultati ottenuti, dei quali sarà fatto cenno più avanti, le nostre esplorazioni subacquee hanno dato alcune indicazioni tecniche sul problema del forzamento di sifoni, non prive di interesse.

Anzitutto bisogna osservare che allo stato attuale dei mezzi tecnici disponibili, il forzamento dei sifoni rimane ancora, in qualsiasi caso, una impresa eccezionale e rischiosa, che non può ancora entrare a far parte della normale tecnica speleologica. Fino ad oggi, a quanto mi risulta, sono stati oltrepassati in immersione meno di 10 sifoni, e in nessun caso è stato possibile proseguire ulteriormente l'esplorazione al di là del sifone, se non per brevissimo tratto. E' evidentemente ben altra cosa mandare uno o due uomini al di là di una galleria sommersa, a dare un'occhiata, che non far passare un'intera squadra di 4-6 uomini forniti di tutto il necessario (abiti di ricambio, battelli, illuminazione, strumenti) per una avanzata lungo un fiume ipogeo.

Il successo, nell'affrontare un sifone, è ancora legato essenzialmente alla fortuna. Un sifone di 10-30 metri, per esempio, con debole corrente, acqua limpida e non troppo fredda e profondità non superiore ai 10-15 metri può certamente essere superato con relativa facilità da uno o più uomini attrezzati ed allenati, ma le suddette condizioni rappresentano evidentemente un *optimum* ben raramente ottenibile.

La più lunga penetrazione orizzontale in una galleria interamente sommersa è finora quella effettuata da Steno Bartoli e me nelle risorgive di S. Giovanni di Duino (72 metri), seguita da quella di Henri LOMBARD nel Foux de Pompignan (65 metri). E' da tener presente che la possibilità di penetrazione non è limitata dall'autonomia degli autorespiratori. Con un PIRELLI L.S. 901 si potrebbe, teoricamente, avanzare per un'ora e mezza sott'acqua, con la certezza di disporre del tempo necessario al ritorno e di un'ora in più per qualsiasi imprevisto. Ma questa possibilità è fortemente limitata da diversi fattori, primo dei quali quello psicologico. La consapevolezza di allontanarsi progressivamente dalla superficie libera, avanzando in acque sconosciute, e il dover tener conto per il ritorno di un tempo almeno pari a quello impiegato per l'avanzata, rappresenta, per qualsiasi esploratore, un vincolo psicologico insuperabile e non permette di inoltrarsi sott'acqua tanto quanto lo permetterebbe l'autonomia degli apparecchi. Chiunque abbia sperimentato l'immersione in sifoni, comprenderà facilmente che cosa intendo.

Inoltre è da tener presente la assoluta necessità di mantenere il collegamento con l'esterno, almeno mediante una funicella. Il peso e l'attrito di essa rappresentano un altro insuperabile limite all'avanzata. Senza contare che i segnali trasmessi in superficie mediante stratti alla fune, ben presto cessano di essere avvertibili: in questo caso l'esploratore può essere costretto al ritorno senza che, contemporaneamente gli uomini di manovra recuperino la fune, che diventa in tal modo un pericoloso impiccio per l'uomo immerso. Un telefono subacqueo, del tipo da noi sperimentato, può ovviare a questo pericolo, ma l'ingombro del cavo impermeabile rende il suo uso possibile solo in un limitato numero di casi.

Un altro problema è rappresentato dalla visibilità. Le torce elettriche impermeabili da noi adoperate, diedero, nelle acque limpide di S. Giovanni di Duino, un raggio della lunghezza di circa 3 metri, ma a Trebiciano, causa la torbidezza dell'acqua, si formava un muro abbagliante a meno di 10 centimetri dalla lam-

pada, e la visibilità risultò di conseguenza nulla. L'avanzare sott'acqua alla cieca, aiutandosi col tastare delle mani, è possibile evidentemente solo per un breve tratto, e richiede una tensione nervosa che finisce per diventare insostenibile. Tanto più poi quando, come nel caso nostro, si tratta di avanzare in una stretta fessura accidentata, con pareti irte di sporgenze taglienti.

In ogni caso comunque è necessario che l'esploratore, prima di affrontare un sifone, abbia la più perfetta e completa dimestichezza con l'autorespiratore. Bisogna essere in grado di avanzare con assoluta disinvoltura, dimenticando, per così dire, di avere indosso l'apparecchio. Qualsiasi movimento troppo brusco o talvolta anche solo un pensiero diverso dalla assoluta calma necessaria può influire sul respiro aumentandone il ritmo e dando di conseguenza la sensazione di soffocare. Una volta perduto l'equilibrio fra movimenti, pensieri e respiro, è quasi impossibile ritrovarlo sott'acqua! In acque libere basta emergere immediatamente, ma sotto una volta sommersa non c'è scampo.

La nostra spedizione richiese diversi mesi di allenamenti quotidiani in mare, di giorno e di notte, compiuti sotto la guida del sommozzatore della Marina Italiana, Medaglia d'Oro Spartaco SCHERGAT (uno dei violatori della base di Alessandria, durante l'ultima guerra). Complessivamente allenammo sette uomini, di cui soltanto due alla volta erano destinati ad immergersi nelle acque sotterranee.

#### RISULTATI

*Pozzo I presso S. Giovanni di Duino.* — N. 226 V.G. (10). E' un tipico pozzo carsico che si apre sul fianco di un marcato canalone che scende dai rilievi marginali dell'altipiano, in direzione delle bocche principali del Timavo inferiore. Alla base del primo pozzo, profondo 43 metri, si trova una ripida china detritica che incontra, alla profondità di 49 metri (quota 2,27 s.m.), la superficie di un lago triangolare di circa 10 metri per lato. La profondità dell'acqua (scandagliata da E. BOEGAN, 1911) risultò di circa 5 metri. BOEGAN [4] ritiene che il lago sia in comunicazione con la rete idrica sotterranea, ma riferisce che la fluorescenza immessavi in periodi di normali precipitazioni, mantenne l'acqua colorata per lungo tempo, senza comparire alle risorgive, situate a 600 metri di distanza.

In questo lago fu effettuata una immersione, il 17 agosto 1952, esplorandone le pareti e il fondo [16]. Si constatò la mancanza di sifone o comunque di qualsiasi apertura. Le pareti, concrezionate e ornate di stalattiti anche sotto il pelo dell'acqua, vanno ovunque a unirsi ai detriti del fondo chiudendo nel vano l'acqua stagnante. Si conferma pertanto che detto lago non rappresenta uno sfioratore di un ramo idrico sotterraneo, bensì è formato soltanto dalle acque che si infiltrano ai lati delle vene d'acqua esistenti nella zona.

L'acqua era limpida, ma fu rapidamente intorbidita dai movimenti degli esploratori che sollevarono il limo del fondo.

Quattro uomini si immerse nel lago (W. MAUCCI, S. BARTOLI, L. DE MARTINI, G. MORNIG). La squadra d'appoggio era formata da C. MAUCCI, G. FERRARIS e C. PEROTTI.

*Risorgive di S. Giovanni di Duino.* — Il Timavo inferiore esce alla luce vicino a S. Giovanni di Duino, attraverso tre bocche situate su un fronte di 200 metri ai piedi degli strati calcarei (Senonian) che si immergono verso il mare [4].

Il livello del fiume varia da quota 1,46 s.m. (6/9/1911) a quota 3,43 (17/6/1911), ma si mantiene in genere pressochè costante, con piccolissime oscillazioni.

(10) N. 226 V.G. 25.000 I.G.M., F. 40<sup>a</sup>, III, N.E. Duino. Sit. m. 1.030 E. + 23° S. dal km. 131 della S.S. N. 14 (« della Venezia Giulia »). Lat. 45°47'31". Long. 1°08'35". Quota ingresso m. 51. Profondità m. 53. Lunghezza m. 11. Rilievo: E. BOEGAN (12/1/1911). [4, 2, 1, 14, 16].

intorno a quota 2,45 s.m. Il letto del fiume si trova fra i 3 ed i 5 metri sotto lo zero marino.

Nei giorni 24 e 31 agosto e 7 settembre 1952 effettuammo ricerche nel cosiddetto Ramo III (il più meridionale) [16]. Secondo BOEGAN [4] la risorgiva sarebbe rappresentata da strette fenditure ascendenti sul fondo del fiume. Si tratterebbe cioè di una specie di sorgente di tipo Vauclusiano. Le nostre immersioni dimostrarono che si tratta di una sorgente pseudovauclusiana (TROMBE [18]), in quanto non esiste una vera branca ascendente.

Furono scoperte cinque aperture nella parete calcarea, situate a 4 metri sotto il livello dell'acqua. Una non fu risalita. Le altre quattro risultarono in comunicazione fra di loro mediante un complesso sistema di gallerie orizzontali completamente sommerse. Una di queste gallerie fu risalita da due esploratori (W. MAUCCI e S. BARTOLI) per 72 metri, e ne fu eseguito un rilievo schematico. La direzione è pressochè rettilinea verso ENE, la volta si mantiene a circa 4 metri sotto il pelo esterno dell'acqua. Gli esploratori si mantennero alla profondità di 8 metri, ma sotto di essi il suolo della galleria si affondava ancora in un crepaccio longitudinale impraticabile, profondo 2-3 metri. La larghezza della galleria si mantiene fra i 2 e i 4 metri. La sommità, ristretta a fessura, presenta qua e là tracce di concrezione brunastra.

Si può dedurre che in un certo periodo il fiume percorse la galleria a pelo libero. Presumibilmente ciò avveniva durante la regressione Würmiana, quando il più basso livello del mare rendeva possibile un più intenso drenaggio verso quote inferiori. In quell'epoca una buona parte delle acque sboccava circa 150 metri più a valle dello sbocco attuale, dove esiste tuttora uno scaricatore attivo soltanto nei periodi di piena. A questo periodo va evidentemente riferita anche la genesi del vicino pozzo N. 227 V.G., che si sprofonda fino alla quota — 25, e nel quale l'acqua si incontra oggi a quota + 4,35 s.m. [4, 14].

Il tipo pseudovauclusiano della risorgiva è determinato dal fatto che esiste una apparente branca ascendente, con circa 5 metri di dislivello, formata però soltanto da materiale detritico, sotto al quale esiste una percolazione permanente di acque, alle quali sono dovuti i piccoli sbocchi rilevabili in diversi punti del letto del fiume.

La rete delle gallerie esistenti nei calcari e percorse dalle acque rappresenta un vero reticolo nel senso di MARTEL [11, 12], molto ramificato in quanto è situato sotto al livello piezometrico di base. Non esiste pertanto, in questa zona, una vera « acqua di fondo » nel senso di GRUND, e in nessun caso si può parlare di falda freatica. L'isolamento idrografico del pozzo N. 226 V.G. ne è una ulteriore prova.

Per tutta la durata delle ricerche il pelo dell'acqua variò da quota 2,40 a quota 2,53 s.m. La temperatura si mantenne sui 10°, e l'acqua fu sempre limpidissima.

A queste immersioni parteciparono 6 uomini (W. MAUCCI, S. BARTOLI, L. DE MARTINI, M. DECCHI, G. MORNIG e D. GONGAKIS). La manovra dei battelli e dei cavi fu effettuata da V. DE MARTINI, C. VELLANI, G. FERRARIS e C. PEROTTI.

*Grotta di Trebiciano.* — La Grotta di Trebiciano è la più profonda del Carso Triestino. Essa si apre con un angusto ingresso, dal quale si scende in un primo pozzo, profondo 23 metri, stretto ed accidentato. Segue un secondo pozzo, di 4 metri, che porta ad un breve cunicolo suborizzontale, una delle cui pareti si apre in un pozzo fusiforme laterale, a fondo cieco. All'estremità declive del cunicolo si trova una serie di tre pozzi, a forma di fessura, profondi complessivamente 18 metri e separati da piccoli ripiani. Segue la prima cavernetta, situata a 50 metri di profondità, lunga 20 metri, larga 6 e alta 8, sulla cui volta si alzano tre enormi camini. Un pozzo di 28 metri porta poi alla seconda cavernetta, a forma di largo fuso, a sezione rotonda, con 12 metri di diametro e oltre 20 di altezza.

Sulla parete Est di questa cavernetta, 12 metri sopra il suolo, si apre un



breve cunicolo che immette nel pozzo seguente, strettissimo e profondo 31 metri. Un altro cunicolo orizzontale, e poi si incontra il pozzo maggiore dell'abisso, profondo 53 metri e largo fino a 6 metri. Alla sua base, alla profondità di 165 metri, si trova un tratto di angusta galleria inclinata e tortuosa, lunga 26 metri. Seguono il IX°, X°, XI° e XII° pozzo, profondi rispettivamente 8, 6, 11 e 11 metri, e separati da piccoli ripiani orizzontali. Il XIII° pozzo è profondo 36 metri e va ampliandosi verso il fondo (alla profondità di 242 metri) formando due vani laterali.

Segue un nuovo cunicolo molto inclinato e quindi un pozzo profondo 9 metri, dalla cui sommità (ristretta a camino, come quella di tutti gli altri pozzi della grotta) scende sempre una forte infiltrazione d'acqua. Un altro cunicolo stretto e basso porta infine al XV° e ultimo pozzo, profondo 20 metri, la cui base si trova alla profondità di 273 metri e alla quota 68 s.m.

Si incontra qui la enorme caverna Lindner, che è una delle più imponenti del Carso. E' lunga 160 metri, larga 95 e alta 80. Essa è occupata da un grande ammasso di sabbia che, dalla base dei pozzi scende, con ripida china, fino a quota 12 s.m. dove si incontra il livello di magra del Timavo. La sponda del fiume (che attraversa la caverna da Sud a Nord) è formata da un caotico ammasso di enormi blocchi di roccia.

Sulla parete Sud della caverna, un ampio portale dà accesso al ramo di entrata del fiume (Lago G. Timeus), lungo 110 metri e largo da 12 a 25. Qui le sponde del fiume sono a picco e non presentano approdi. Nell'angolo SE del lago si apre il sifone d'entrata.

E' noto che le acque del Timavo, dopo un corso superiore, subaereo, di 55 km, si inabissano nelle voragini di S. Canziano dove formano un vasto alveo sotterraneo percorribile per circa 2 km., con una caduta da quota 323 a quota 173 s.m. Nell'ulteriore percorso ipogeo, sconosciuto, fino alla grotta di Trebiciano, il fiume percorre, in linea d'aria circa 12 km., e scende, come si è detto, fino a quota 12 s.m. Da Trebiciano alle risorgive si hanno altri 24 km., con una caduta fino alla quota 2 s.m. circa.

Il profilo altimetrico del corso ipogeo presenta le seguenti pendenze :

Grotta di S. Canziano (2 km.) : 48,5 %.

Tratto S. Canziano-Abisso dei Serpenti (2 km.) : 16 %.

Tratto Abisso dei Serpenti-Trebiciano (11 km.) : 11,8 %.

Tratto Trebiciano-Risorgive (26 km.) : 0,4 %.

Da questo profilo si poteva trarre la deduzione che la Grotta di Trebiciano fosse posta al limite fra il tratto in cui il fiume si mantiene sospeso con un vero alveo sotterraneo, e un tratto in cui il fiume si ramifica sul livello di base, in una rete complessa di rami inondati. Secondo questa veduta la caverna Lindner non sarebbe altro che l'ultima (o una delle ultime) di una lunga serie di caverne, vera valle sotterranea, iniziata a S. Canziano, e il sifone sarebbe soltanto un dettaglio accidentale della morfologia, analogamente a quello che, nella Grotta di S. Canziano divide le caverne Martel e Marchesetti.

Questo vero alveo sotterraneo avrebbe un percorso da S. Canziano a Divaccia-Lipizza-Trebiciano e arriverebbe alla Grotta di Trebiciano stessa dalla direzione Est (BOEGAN [4]). Le prospezioni gravimetriche di SOLER [17] e, più recentemente del prof. MORELLI, sembrano confermare queste deduzioni.

Le nostre esplorazioni diedero invece dei risultati del tutto diversi, e in parte inattesi.

Anzitutto il fiume arriva a Trebiciano da Sud e non da Est. Inoltre, a monte del lago Timeus esso è già ramificato in una rete di canali, analogamente a quanto si osserva al suo sbocco.

L'inizio del sifone si trova, come già detto, nell'angolo SE del lago. Qui, con acque basse (livello inferiore a quota 14 s.m.) si scorge una stretta fenditura che si va abbassando fino a immergersi sotto il pelo dell'acqua. Questa fenditura è evidentemente in relazione con le grandi diaclasi che si scorgono sulla volta del

lago Timeus e che, con la loro direzione SE-NO, appartengono al sistema principale di fratture del Carso Triestino.

Immergendosi sotto alla roccia, nel sifone, ci si trova in una stretta fessura verticale, complicata da una serie di piccoli camini, la cui volta si mantiene fra 1 e 4 metri sotto il pelo dell'acqua. A maggiore profondità la galleria è più larga, in modo che la sezione risulta a triangolo molto acuto. La parete sud-occidentale (destra, risalendo il sifone) si allarga molto, fino a inoltrarsi in una diramazione che non è stata esplorata, e la cui volta si trova alla profondità di circa 7 metri.

Dopo un percorso immerso, di 5 metri, la fenditura che forma il sifone si innalza e per un ulteriore tratto di 12 metri si trova acqua a pelo libero. Qui esistono due camini e la cavità, sempre a forma di stretta fessura triangolare, presenta alcuni spigoli longitudinali che conferiscono alla sezione quell'aspetto a vani sovrapposti che si trova in diverse cavità che funzionano, o hanno funzionato da inghiottitoi (« sezione tipo Vittoria », MAUCCI [15]). Al termine di questa prima cavernetta a pelo libero, la volta torna a immergersi e segue un nuovo tratto sommerso, lungo 34 metri. Anche qui la sezione è sempre triangolare, molto acuta e la volta, ristretta a fessura accidentata, con qualche piccolo camino, si mantiene alla profondità di 1-5 metri. A sinistra, dopo 18 metri, si stacca una diramazione non esplorata. A destra invece, subito dopo la prima cavernetta, il sifone si allarga, al di sotto dei 7 metri di profondità, e questa parte più bassa si va allontanando dalla fessura principale, separata da essa, dapprima da un pilastro e poi da un diaframma di roccia, che divide il sifone in due gallerie parallele. La galleria sinistra, su descritta, è quella che viene naturale di risalire. La galleria destra, scoperta da uno degli esploratori, durante il ritorno, presenta, a metà della sua lunghezza, un grande camino, molto alto, nel quale l'acqua rimane a pelo libero, formando una cavernetta circolare, di 8 metri di diametro.

Le due gallerie si riuniscono dopo 23 metri, e, dopo altri 11 metri, si trova un ulteriore piccolissimo vano a pelo libero, lungo 6 metri e largo meno di uno, la cui volta si mantiene a pochi centimetri sull'acqua, ma presenta un piccolo camino.

Si ha poi un altro breve tratto sommerso, dopo del quale la volta si alza ancora sopra il pelo dell'acqua, mantenendosi ad una altezza fra i 5 centimetri e i 3 metri sopra il fiume, in un vano lungo 11 metri e sempre molto stretto. Nel suo punto più stretto esiste un piccolo ponte naturale, immediatamente sotto al pelo dell'acqua. Subito dopo l'ambiente si allarga fino a 17 metri, e la volta si alza fino a 6 metri sull'acqua. Ci si trova così in uno spazioso lago, le cui pareti scendono verticali nell'acqua. Dopo 18 metri, un grosso pilastro di roccia sdoppia il lago in due canali.

Questo lago, ampio 18 metri per 17 e profondo 10, venne da noi denominato Lago Eugenio Boegan, ed è il punto massimo raggiunto dalla nostra esplorazione. Esso è situato a 65 metri a SSE dal Lago Timeus, e per raggiungerlo sono stati percorsi a nuoto 77 metri, dei quali 46 in immersione.

In generale il sifone è rappresentato da un labirinto di fessure verticali, riconducibili ad un sistema complesso di diaclasi. Non si tratta quindi di un vero alveo sotterraneo nel quale il fiume corra incanalato, bensì di un reticolo di fratturazioni, poste sotto al livello piezometrico di base e pertanto interamente inondate. La corrente è dovunque praticamente insensibile e questo fatto, data la ristrettezza dei singoli canali, è indizio di una complessità del labirinto ancora maggiore di quanto non sia stato possibile di constatare direttamente nel corso dell'esplorazione.

E' vano quindi ricercare, a monte di Trebiciano, un vero fiume ipogeo canalizzato, nè è possibile dire a quale distanza dalla caverna Lindner si arrestino le caverne della valle sotterranea del Timavo.

Questa constatazione pone però un nuovo problema, in quanto la caverna Lindner risulta ora essere, non più un tratto di alveo ipogeo, bensì un particolare di carsismo profondo isolato e a sè stante, sia morfologicamente che genetica-

mente. E' indubbio che essa debba la sua genesi all'azione del fiume, ma la sua morfologia, prevalentemente elastica, più che erosiva, indica un ruolo piuttosto indiretto della corrente. La formazione dell'immenso vano è stata facilitata da condizioni litologiche a tettoniche locali, preesistenti, quali una intensa fratturazione e la presenza di diverse faglie. Queste ultime sono ben riconoscibili, specialmente nel lago Timeus, nella caverna Lindner e, più in alto, nel P. 53. Questa intensa fratturazione ha determinato un richiamo di acque dalla vasta e ramificata zona di drenaggio, e mentre la caverna si ampliava, il fiume poté stabilire quindi un tratto localizzato ben incanalato.

La seconda importante constatazione riguarda la direzione del fiume sotterraneo. Il sifone, inizialmente diretto verso SE, piega gradatamente a destra fino a dirigersi verso Sud. Le diramazioni non esplorate lasciano supporre che le acque arrivino al lago Timeus attraverso una rete di canali lungo l'intero settore compreso fra le direzioni Sud e Sud-Est. Questo, del resto, è un fatto strettamente collegato con quello surriferito della ramificazione dell'alveo. Infatti, poichè a monte di Trebiciano il fiume non è più sospeso, bensì è già disperso sul livello piezometrico di base, le sue acque non possono che seguire la fratturazione tettonica prevalente nella zona, e questa, nel Carso Triestino è orientata da Sud-Est a Nord-Ovest.

Viene così a cadere l'ipotesi percorso ipogeo del Timavo stabilito dal BOEGAN [4]: S. Canziano, Grotta dei Serpenti, Grotta Sottocorona, Grotta di Corgnale, Grotta delle Torri, Voragine dei Corvi, Grotta di Trebiciano.

E' probabile che il fiume, dopo S. Canziano, si porti rapidamente a Est, passando sotto alla soglia di Corgnale, e arrivando fino alla zona di Basovizza-Gropada. Qui, con progressiva ramificazione, il fiume inizierebbe il suo corso in direzione Nord-Ovest. E' anche possibile quindi che le acque che passano a Trebiciano (in media 400.000 m<sup>3</sup> giornalieri) non rappresentino l'intero Timavo ipogeo, bensì soltanto un ramo di esso. Un secondo ramo passerebbe sotto Basovizza-Padriciano, e quindi molto più spostato verso la tamponatura marno-arenacea della flessura marginale del Carso.

L'esistenza di questo secondo ramo (forse più importante per portata di quello di Trebiciano) è avvalorata dalle seguenti considerazioni dedotte dalla morfologia del sifone.

Essendo il sifone una tipica galleria completamente inondata, ci si sarebbe aspettata una morfologia « diretta » (MAUCCI [15]), con sezione « a pressione » (« Efforationsgang », KYRLE [8]). Invece i numerosi camini della volta e la sezione dei vani, nonché l'evidente allineamento del sifone su una linea di frattura molto pronunciata, denotano trattarsi di una tipica « pseudogalleria » [15]. Ora la « pseudogalleria » è un aspetto morfologico delle cavità di tipo « inverso », nelle quali cioè l'ampliamento dei vani avviene *dal basso in alto* lungo le diaclasi percorse da acque scorrenti *verticalmente*. Pertanto i singoli elementi (*fusi*) nei quali il sifone può essere scomposto devono esseri abbozzati ad opera di acque percolanti, prima di essere percorsi, come lo sono oggi, da un corso d'acqua ipogeo che va sovrapponendo alla morfologia originale, tratti diretti, secondari. E' da ritenere perciò che il fiume che oggi percorre la grotta di Trebiciano, sia scorso un tempo in un alveo posto a quota *più alta* dell'attuale. Questo antico alveo sarebbe stato però *sospeso* al di sopra del livello piezometrico di base, in modo che sotto di esso si siano potute verificare delle perdite alle quali si deve l'abbozzo dell'alveo attuale. Il livello piezometrico doveva pertanto essere condizionato da altre acque, situate già allora all'incirca al livello attuale, e queste sarebbero rappresentate da un altro ramo del Timavo ipogeo, sprofondatosi più rapidamente.

Le vaste zone di anomalie negative rilevate dalle recenti prospezioni gravimetriche del prof. MORELLI, nella zona Basovizza-Gropada-Padriciano-Monte Spaccato-Banne rappresenterebbero appunto questo secondo ramo, o per lo meno i vuoti lasciati da esso quando le sue acque correvano ancora incanalate in un alveo a livello più alto dell'attuale.

Inoltre se analizziamo le portate del Timavo in diversi punti arriviamo ad analoghi risultati :

D'AMBROSI [5] dà le seguenti cifre, attinenti alle portate giornaliere minime : Timavo superiore, prima degli spandimenti di Auremio, m<sup>3</sup> 20.209 ; caverna Lindner, m<sup>3</sup> 31.254 ; risorgive complessive, oltre 1.000.000 di m<sup>3</sup>. Egli ritiene normale l'aumento che si verifica fra il Timavo superiore e Trebiciano, ma non altrettanto invece l'enorme eccedenza che si ha alle risorgive, e trova in queste cifre un appoggio alla Sua ipotesi che le acque vadose del Carso Triestino siano alimentate anche dal bacino imbrifero del Solco di Castelnuovo. Queste acque dovrebbero confluire con quelle del Timavo ipogeo a valle di Trebiciano, dato il grande balzo di portata riscontrato alle risorgive.

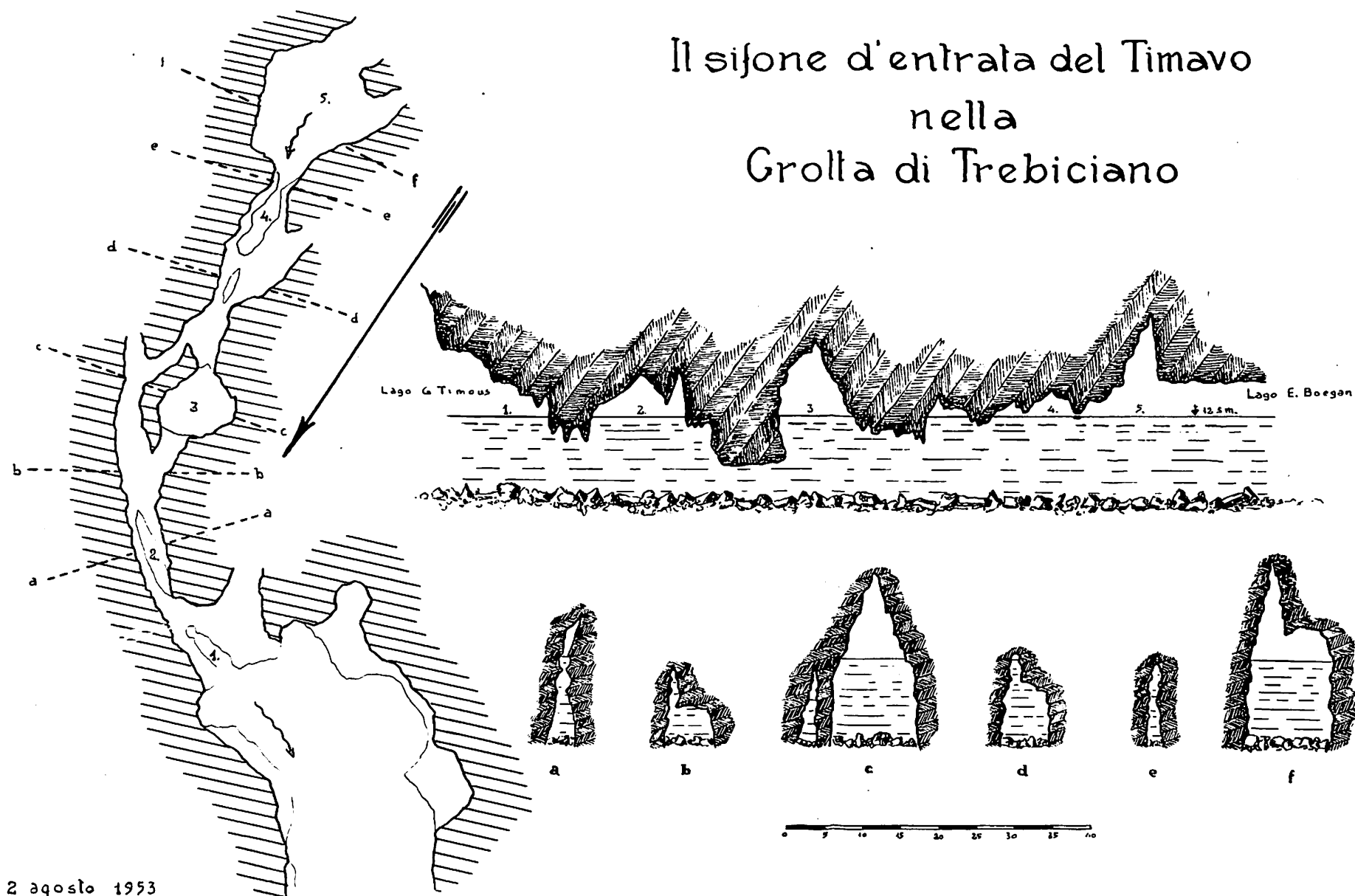
Dobbiamo però osservare che queste acque sotterranee hanno a loro disposizione una zona relativamente ristretta per riversarsi nel Carso Triestino, essendo questo separato dal Solco di Castelnuovo, sia dal Monte Castellaro, sia dalla sinclinale Occisla-Rosandra. Le acque di Castelnuovo non possono pertanto scorrere che sotto S. Lorenzo-Basovizza, con direzione Sud-Nord.

Se il Timavo arrivasse a Trebiciano da Est, e cioè passando sotto il solco di Orle, la confluenza si avrebbe regolarmente a valle della Caverna Lindner, e cioè nella zona di Opicina. Ma se, come risulta dalle nostre ricerche, il Timavo arriva a Trebiciano da Sud, passando cioè sotto al cosiddetto « solco di Trebiciano » (MARUSSI [13]), la confluenza si verificherebbe fatalmente a monte della caverna Lindner. Se ciò non avviene (e le portate del fiume lo dimostrano) può essere perchè le acque del Solco di Castelnuovo incontrano, prima di arrivare a Trebiciano, quel ramo del Timavo ipogeo che, passando sotto a Basovizza e Padriciano, taglia fuori la caverna Lindner, e scorre più vicino al margine dell'altipiano, deviando con sè anche il suo tributario proveniente da Castelnuovo.

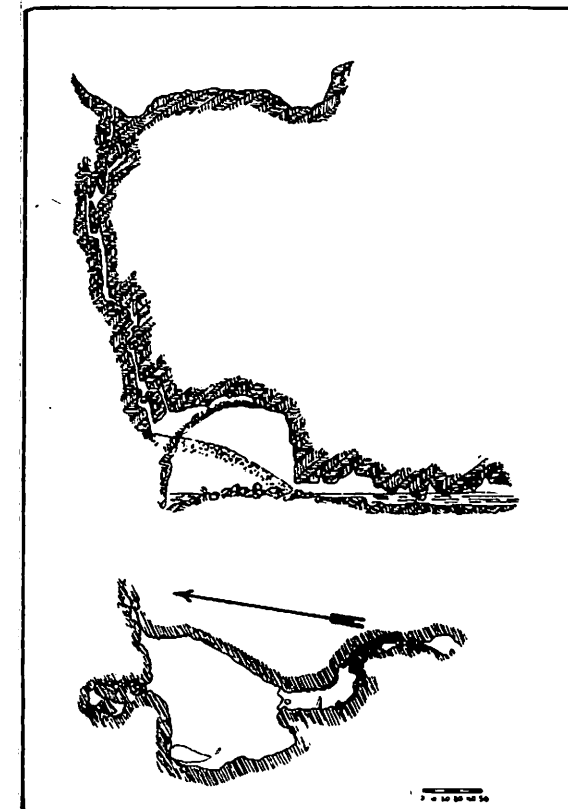
Concludendo, i risultati delle nostre ricerche nella grotta di Trebiciano possono essere così riassunti :

- 1) Il sifone d'entrata è rappresentato da una rete di fenditure allagate, che giungono al lago Timeus dal settore Sud-Sud-Est.
- 2) A 65 metri a SSE del lago Timeus esiste il lago Eugenio Boegan.
- 3) La morfologia del sifone è di tipo inverso (« pseudogalleria »).
- 4) Il Timavo raggiunge il livello piezometrico di base e vi si ramifica, già a monte della grotta di Trebiciano.
- 5) La caverna Lindner non è l'ultima di una serie di caverne percorse dal fiume, bensì una particolarità di carsismo profondo isolata e dovuta a condizioni litologiche e tettoniche locali.
- 6) Il Timavo ipogeo non scorre sotto Lipizza-Orle-Trebiciano, bensì probabilmente sotto Corgnale-Basovizza-Gropada-Trebiciano.
- 7) Esiste probabilmente un secondo ramo del Timavo ipogeo, che scorre sotto Basovizza-Padriciano-Monte Spaccato-Banne.
- 8) Le anomalie negative registrate dalle prospezioni gravimetriche si riferiscono probabilmente a vuoti dovuti non all'attuale Timavo ipogeo, bensì ad un alveo più antico, situato a quota più alta, e attualmente abbandonato.

# Il sifone d'entrata del Timavo nella Grotta di Trebiciano



2 agosto 1953



Società Adriatica di Scienze Naturali  
Sezione Geo Speleologica



## Bibliografia

1. *Alpi Giulie*, XIX, 1914, N. 4-6.
2. BERTARELLI (L. V.), BOEGAN (E.). — *Duemila grotte*, T.C.I., Milano, 1926.
3. BOEGAN (E.). — *La Grotta di Trebiciano*, Trieste, 1921.
4. — Il Timavo, studio sull'idrografia carsica subaerea e sotterranea. *Mem. Ist. Ital. di Spel.*, Serie geol. e geof., II, 1938.
5. D'AMBROSI (C.). — Osservazioni geo-idrologiche preliminari presso Trieste. *Boll. Soc. Adr. Sc. Nat.*, Trieste, XLVI, 1951-52.
6. DE LAVAU (G.). — L'exploration des résurgences vauclusiennes au moyen de scaphandres autonomes légers. *Ann. de Spél.*, II, 4, 1947.
7. DE MARTINI (L.), MAUCCI (W.). — Risultati preliminari di alcune ricerche sul corso ipogeo del Timavo (agosto-ottobre 1952). *Boll. Soc. Adr. Sc. Nat.*, Trieste, XLVI, 1951-52.
8. KYRLE (G.). — *Grundriss der theoretischen Speläologie*, Wien, 1923.
9. LAURES (M.). — Les plongées souterraines d'Henri Lombard dans la région de Montpellier. *Ann. de Spél.*, VII, 1, 1952.
10. LIGASACCHI (A.), SOMMARUGA (C.). — La speleologia subacquea. *Rass. Spel. Ital.*, II, 3, 1950.
11. MARTEL (E.-A.). — *Les Abimes*, Paris, 1894.
12. — *Nouveau traité des eaux souterraines*, Paris, 1921.
13. MARUSSI (A.). — Il Paleotimavo e l'antica idrografia subaerea del Carso Triestino. *Boll. Soc. Adr. Sc. Nat.*, Trieste, XXXVIII, 1941.
14. MAUCCI (W.). — Osservazioni a proposito di tre grotte nella zona di Duino (Carso Triestino). *Rass. Spel. Ital.*, II, 1-2, 1950.
15. — L'ipotesi dell'« erosione inversa » come contributo allo studio della speleogenesi. *Boll. Soc. Adr. Sc. Nat.*, Trieste, XLVI, 1951-52.
16. — Relazione sul primo ciclo di ricerche svolte dalla Sezione Speleologica della Società Adriatica di Scienze Naturali sul corso sotterraneo del Timavo. *Rass. Spel. Ital.*, V, 1953.
17. SOLER (E.). — I lavori geo-fisici eseguiti nel 1931-32 dall'Istituto di Geodesia della R. Università di Padova nella regione carsica. *Atti I Cong. Naz. Spel.*, Trieste, 1933.
18. TROMBE (F.). — *Traité de Spéléologie*, Paris, 1952.

## Discussion

M. A. BONNET : Est-ce qu'une étude des courbes de niveau du fond marin a été faite ? Il serait intéressant de préciser jusqu'à quelle profondeur le creusement s'est fait sentir au cours d'une régression quaternaire.

M. M. GORTANI : En réponse à la question précédente, il faut noter que la Mer Adriatique est très peu profonde près de l'embouchure du Timavo. Les traces éventuelles d'une vallée submergée ont été ainsi rapidement effacées par les dépôts superficiels. C'est pourquoi l'analyse des sondages effectués par le Servizio Idrografico della Marina n'a pas permis de reconnaître un sillon dans le fond, quoique le déplacement de la ligne de rivage vers le haut soit ici un phénomène bien établi.

Cesare CONCI (1)

## Le attuali conoscenze speleologiche nella regione Trentino - Alto Adige (Italia settentrionale) (2)

### Résumé

La région Trentin - Haut Adige (jadis Vénétie Tridentine) est formée des deux provinces de Trente (6.202 km<sup>2</sup>) et de Bolzano (7.400 km<sup>2</sup>). Celle-ci est constituée presque totalement de roches éruptives et elle ne présente aucun phénomène karstique de quelque intérêt. La province de Trente, au contraire, dans ses zones calcaires et dolomitiques, a des phénomènes karstiques et plusieurs cavernes très importantes.

Quelques brèves notes historiques distinguent quatre périodes successives : les recherches les plus importantes ont commencé en 1938.

Le cadastre spéléologique de la Vénétie Tridentine réunit les principaux renseignements sur environ 240 cavernes, suffisamment connues dans leurs éléments topographiques et morphologiques.

La bibliographie spéléologique complète de la région a été publiée en 1949.

On parle ensuite, très brièvement, des cavernes les plus grandes, en donnant les références bibliographiques essentielles : Grotta della Bigonda (développement 3.020 m.), Grotta del Calgeron (développement 2.000 m environ), Grotta Battisti (développement 1.060 m), Grotta del Torrione di Vallesinella (cote 2.350 m, développement environ 1 km), Abisso di Lamar (profondeur 209 m), etc.

On cite les trois cavernes du Trentin qui ont fourni des découvertes paléo-ethnologiques des âges néolithique et énéolithique, fondamentales pour la préhistoire de la région.

Les résultats de recherches faunistiques très nombreuses ont été résumés dans une monographie publiée en 1951. Environ 80 cavernes ont fourni 24 espèces troglobies, 124 troglaphiles et 125 troglonexes. Des recherches récentes ont permis la découverte d'autres nouvelles espèces de troglaphiles.

On signale enfin l'intérêt touristique des cavernes les plus grandes ; on conclut avec l'affirmation que le Trentin peut être considéré, en spéléologie, comme une des régions les mieux étudiées d'Italie.

La Regione Trentino-Alto Adige (già Venezia Tridentina), situata nella parte nord orientale dell'Italia, ha una superficie di km<sup>2</sup> 13.602 e comprende le due provincie di Trento (km<sup>2</sup> 6.202) e di Bolzano (km<sup>2</sup> 7.400). La provincia di Bolzano, costituita quasi interamente da rocce eruttive, non presenta fenomeni carsici d'interesse e di essa si conoscono solo due modestissime caverne.

Al contrario la provincia di Trento è per buona parte formata da rocce sedimentarie calcaree o dolomitiche con carsismo diffuso e talora imponente :

(1) Gruppo Grotte della Società degli Alpinisti Tridentini (C.A.I.).

(2) Communication présentée le 9 septembre 1953.

soprattutto in questi ultimi anni è stata oggetto di attive ricerche speleologiche che hanno portato a notevoli risultati.

*Storia.* — La storia della speleologia trentina è stata trattata in un recente lavoro (CONCI, 1952) in cui sono distinti quattro successivi periodi. Nel primo periodo, che va fino al 1898, le segnalazioni di caverne nella regione non raggiunsero la quindicina, contenute in lavori di indole storica, folcloristica, geografica o paleontologica. La prima grotta della provincia di cui si ha menzione, è il Covelo di Rio Malo N. 12 V.T., a Lavarone, ricordato per motivi strategici in un documento del 1272. Un secondo periodo, dal 1898 al 1914, è caratterizzato dall'opera del maggior geografo trentino, Cesare BATTISTI, che nella sua multiforme attività si occupò anche, sia pure sommariamente, di caverne.

Un terzo periodo, assai più importante, va dal 1925 al 1938. E' il momento del generale risveglio degli studi speleologici in Italia: nella nostra regione si costituiscono ben sei Gruppi Grotte, a Castello Tesino, Trento, Avio, Mattarello, Riva e Rovereto. Vennero esplorate circa 120 grotte e pubblicati numerosi lavori, tra cui importanti tre studi del MOSNA.

Il quarto periodo infine inizia nel 1938 ed è caratterizzato dalla ripresa delle esplorazioni con criteri strettamente scientifici e dalla stesura di lavori monografici che cercano di definire con la massima precisione vari aspetti del problema speleologico. Alcuni ricercatori, costituenti il Gruppo Grotte della Società degli Alpinisti Tridentini (S.A.T., sezione del Club Alpino Italiano) ed appoggiati al Museo di Storia Naturale di Trento, effettuano centinaia di giornate di ricerca in grotte della regione. E' doveroso qui ricordare gli attivissimi amici roveretani Antonio GALVAGNI e Livio TAMANINI. Lo scrivente compì personalmente circa 200 visite in grotte trentine.

*Catasto speleologico.* — Il Catasto speleologico della Venezia Tridentina arriva presentemente al N. 245 V.T.; per massima parte tutte queste grotte sono sufficientemente note nei loro elementi topografici e morfologici.

Purtroppo non è stato ancora pubblicato il Catasto speleologico completo e ragionato della Regione, in avanzata stesura. Abbiamo invece tutta una serie di lavori parziali.

E' uscita la completa Bibliografia Speleologica della Venezia Tridentina (CONCI, 1949<sup>a</sup>), comprendente 271 numeri, ognuno con cenno del contenuto. Tale lavoro contiene pure l'elenco completo delle nostre grotte, secondo il loro Numero di Catasto, con la Bibliografia relativa ad ognuna.

Le maggiori caverne sono state tutte accuratamente studiate in singole monografie, come verrà esposto in seguito.

Una serie di lavori descrivono le cavità di singoli complessi orografici: furono finora pubblicati quelli relativi all'Altipiano di Lavarone (CONCI, 1941), alla Catena M. Stivo-M. Biavena (CONCI, 1942), alla Catena dello Zugna (CONCI, 1949<sup>b</sup>); è in corso di stampa quello sul M. Finonchio. In stesura quelli relativi ad altri complessi.

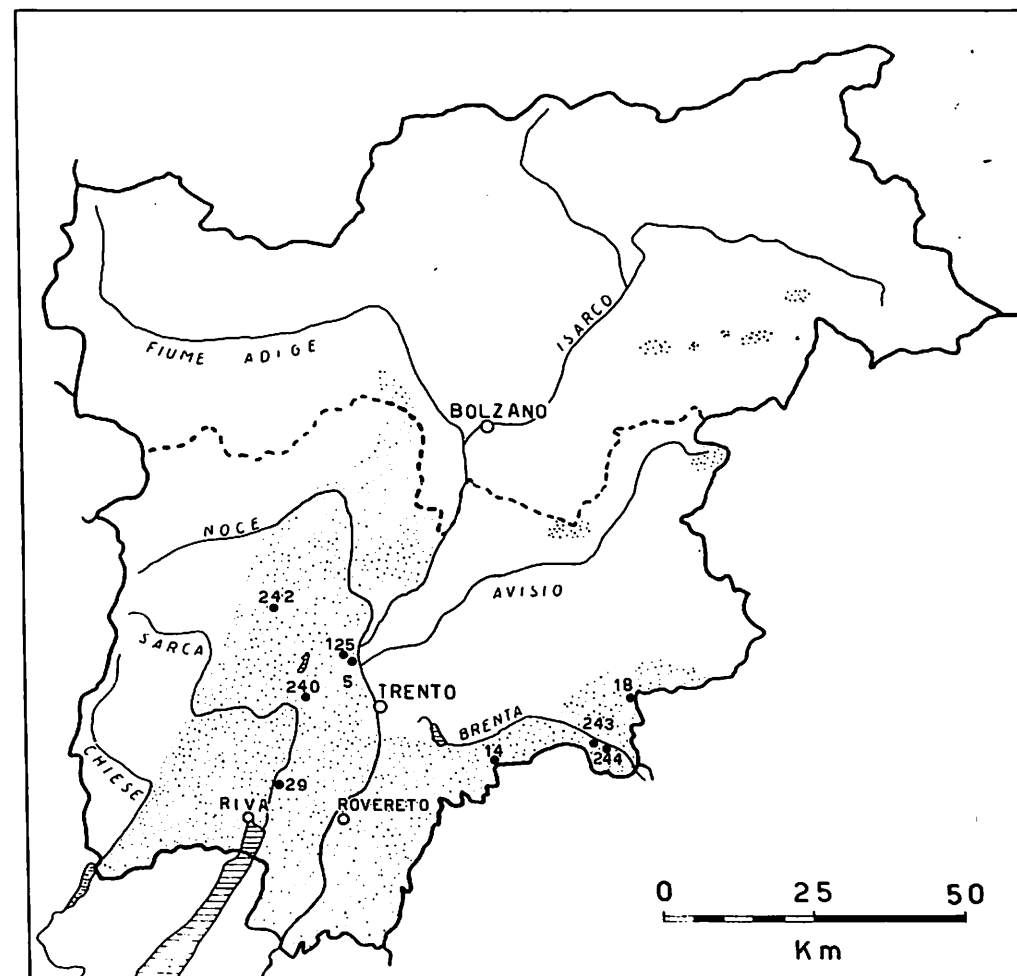
*Maggiori Grotte.* — La grotta maggiore dell'intera regione è la Grotta della Bigonda N. 243 V.T. in Valsugana, scoperta l'anno scorso, di cui tratterà a parte il dr. A. Galvagni. Coi suoi 3020 metri di sviluppo è una delle caverne più vaste di tutta l'Italia.

Presso la precedente è la Grotta del Calgeron N. 244 V.T., di scoperta ancor più recente, con uno sviluppo di circa 2000 metri ed una profondità di 100 m. Ricordiamo ancora la Grotta Battisti N. 125 V.T. sulla Paganella (sviluppo m. 1060, profondità m. 105), la Grotta del Torrione di Vallesinella N. 242 V.T. sulle Dolomiti di Brenta, a quota 2350 (sviluppo circa un km.), il Bus del Diaol N. 29 V.T. in Val del Sarca (lunghezza m. 688). Recentemente, nel corso di trafori a scopo idroelettrico, vennero scoperti notevoli sistemi sotterranei senza comunicazione con l'esterno (Grotta 1100 Gaggi N. 240 V.T. e Grotta in Val d'Ambiez).

La più profonda delle caverne trentine è l'Abisso di Lamar N. 5 V.T. (m. 209,

con un pozzo interno di m. 155). Da ricordare che a pochi metri dal confine meridionale della regione si apre, in provincia di Verona, il più imponente Abisso di tutto il mondo, la Spluga della Preta (profondità m. 637).

Tutte queste caverne hanno grande interesse geologico e geomorfologico, particolarmente quelle, di recente scoperta, scavate nella Dolomia e sulle quali è in corso di elaborazione tutta una serie di pubblicazioni.



SCHIZZO DELLA REGIONE TRENTINO - ALTO ADIGE.

La linea tratteggiata separa le due Province di Trento e Bolzano. Le zone carsiche sono punteggiate. Sono segnate le posizioni delle grotte maggiori: N. 5 V.T., Abisso di Lamar; N. 14 V.T., Grotta di Costalta; N. 18 V.T., Grotta di Castello Tesino; N. 29 V.T., Bus del Diaol; N. 125 V.T., Grotta Cesare Battisti; N. 240 V.T., Grotta 1100 Gaggi; N. 242 V.T., Grotta del Torrione di Vallesinella; N. 243 V.T., Grotta della Bigonda; N. 244 V.T., Grotta del Calgeron.

Ricordiamo i lavori principali relativi alle nostre maggiori caverne: CONCI e GALVAGNI, 1950 (Grotta Cesare Battisti), CONCI, 1950 (Grotta di Costalta), PIPAN, 1950 (Abisso di Lamar), CONCI e TAMANINI, 1951<sup>b</sup> (Bus del Diaol), CONCI e GALVAGNI, 1952<sup>b</sup> (Grotta del Torrione di Vallesinella), TOMASI e PERNA, 1952 (Grotta 1100 Gaggi). Le monografie sulla Grotta della Bigonda e sulla Grotta del Calgeron sono in stesura. Sulla Grotta della Bigonda è stata pubblicata finora una nota preli-

minare (GALVAGNI, 1952). Un riassunto sulle maggiori caverne della regione è in CONCI e GALVAGNI, 1952<sup>a</sup>.

**Paleontologia e Paletnologia.** — Non abbiamo grotte di notevole importanza paleontologica. Riguardo alla paletnologia invece, tre delle quattro principali stazioni neo-eneolitiche trentine sono in caverna. La più antica stazione umana nota per la regione, risalente al Neolitico, è la Busa de l'Adamo N. 135 V.T. presso Lizzana. La seconda località preistorica trentina è la Grotta del Colombo N. 144 V.T. presso Mori, presentante una civiltà neolitica, ma posteriore alla precedente. Tra le stazioni eneolitiche importantissima è la Grotta di Stravino, detta la Cosina N. 58 V.T. Al riguardo degli scavi in queste grotte e della preistoria trentina, si può confrontare il recente volume di DAL Rì e TOMAZZONI (1952).

**Fauna.** — Particolare cura fu rivolta alla speleofauna della regione. Il materiale raccolto, che ha fornito argomento a decine di pubblicazioni zoologiche, ha permesso infine la stesura di un lavoro monografico (CONCI, 1951). In questo studio sono esaminate dal lato faunistico oltre 80 caverne alberganti 276 entità, delle quali 24 troglobie, 124 troglofile e 125 troglossene. Una parte notevole dei troglobi rinvenuti erano nuovi od endemici. Le ricerche hanno dimostrato la stretta affinità della speleofauna trentina colla veronese e le sue parentele con quella vicentina e bellunese da un lato e bresciana dall'altro. E' stata confermata la grande importanza del solco dell'Adige come limite zoogeografico. Un fatto notevole emerso nel corso delle nostre ricerche riguarda la distribuzione dei troglobi più specializzati, che sono limitati alla fascia meridionale della regione, mancando del tutto nelle grandi cavità dell'interno.

In questi ultimi anni ulteriori ricerche ci fornirono altre sei nuove forme troglobie (Anfipodi, Miriapodi, Coleotteri e Molluschi). Notevole interesse ha presentato la revisione del genere *Aphaotus* (Coleoptera), che ha permesso la descrizione del nuovo genere *Halbherria* CONCI e TAMANINI, 1951<sup>a</sup>.

**Folklore.** — Non furono neppure trascurate le inchieste sui nomi dialettali: abbiamo riunito una ventina di termini locali relativi alla voce « grotta » (numero assai elevato considerando la piccola superficie della regione), oltre ad interessanti elementi sulla nomenclatura specifica delle singole cavità. Stranamente scarse risultarono invece le leggende connesse alle caverne. Tali ricerche sono ancora inedite.

**Interesse turistico.** — Nessuna grotta della Regione è convenientemente attrezzata dal punto di vista turistico. Solamente nella Grotta di Castello Tesino N. 18 V.T. sono stati fatti dei lavori d'adattamento, che però andrebbero migliorati. Tutte le nostre maggiori caverne potrebbero presentare notevole attrattiva turistica. Sono in progetto grandi lavori per rendere accessibile al pubblico la Grotta della Bigonda.

\*\*\*

Concludendo, la nostra piccola Regione è stata, soprattutto in questi ultimi anni, oggetto di un'intensa attività speleologica che ha già ottenuto, in vari campi, risultati molto notevoli.

Il Trentino si può considerare senz'altro tra le regioni italiane meglio conosciute dal punto di vista speleologico.

### Bibliografia citata

- CONCI (C.). — 1941. Ricerche speleologiche sull'altipiano di Lavarone. *Studi Trentini Scienze Naturali*, Trento, XXII, pp. 23-44, 6 figg.
- 1942. Ricerche speleologiche sul versante orientale della catena M. Stivo-M. Biavina. *St. Tr. Sc. Nat.*, XXIII, pp. 93-122, 9 figg.
- 1949a. Bibliografia speleologica della Venezia Tridentina. *Pubbl. Istituto Alto Adige*, Roma-Bolzano, 36 pp.
- 1949b. Ricerche speleologiche sulla catena dello Zugna. *Atti Accad. roveretana Agiati*, Ser. IV, Vol. XVII, 1949, pp. 109-127, 8 figg., 2 Tavv.
- 1950. La Grotta di Costalta. *Alpi Venete*, Vicenza, n. 4, pp. 168-170, 1 fig.
- 1951. Contributo alla conoscenza della speleofauna della Venezia Tridentina. *Mem. Soc. Ent. It.*, XXX, pp. 5-76, 2 figg.
- 1952. La storia e le attuali conoscenze speleologiche trentine, in rapporto alla S.A.T. SAT-CAI 1872-1952. *Pubbl. comm. S.A.T.*, Trento, pp. 178-183, 1 fig.
- CONCI (C.) e GALVAGNI (A.). — 1950. La Grotta « Cesare Battisti » sulla Paganella. *St. Tr. Sc. Nat.*, XXVII, pp. 100-111, 2 Tavv.
- CONCI (C.) e GALVAGNI (A.). — 1952a. Le maggiori grotte del Trentino. SAT-CAI 1872-1952. *Pubbl. comm. S.A.T.*, Trento, pp. 184-194, 10 figg., 3 Tavv.
- CONCI (C.) e GALVAGNI (A.). — 1952b. La Grotta del Torrione di Vallesinella nel Gruppo di Brenta. *St. Tr. Sc. Nat.*, XXIX, pp. 61-70, 2 Tavv.
- CONCI (C.) e TAMANINI (L.). — 1951a. Revisione del Genere *Aphaotus* Breit e descrizione di un nuovo genere di Coleotteri troglobi. *St. Tr. Sc. Nat.*, XXVIII, pp. 111-144, 47 figg.
- CONCI (C.) e TAMANINI (L.). — 1951b. Il Bus del Diaol N. 29 V.T. (La Grotta di Arco o di Ceniga). *St. Tr. Sc. Nat.*, XXVIII, pp. 145-155, 2 Tavv.
- GALVAGNI (A.). — 1952. La Grotta della Bigonda (Nota preliminare). SAT-CAI 1872-1952. *Pubbl. comm. S.A.T.*, Trento, pp. 195-209, 4 figg., 11 Tavv.
- MOSNA (E.). — 1929. L'esplorazione speleologica della Venezia Tridentina. *St. Tr. Sc. Nat.*, X, pp. 173-186.
- 1931. L'esplorazione speleologica della Venezia Tridentina. *XXV Ann. S.A.T.*, Trento, pp. 149-211, figg.
- 1932. L'esplorazione speleologica della Venezia Tridentina. *XXVI Ann. S.A.T.*, Trento, pp. 139-192, figg.
- TOMASI (G.) e PERNA (G.). — 1952. La Grotta « Ai Gaggi » sul Monte Gazza. *St. Tr. Sc. Nat.*, XXIX, pp. 74-77, 1 Tav.
- PIPAN (L.). — 1950. L'Abisso di Lamar N. 5 V.T. Esplorazione effettuata dal Gruppo Triestino Speleologi. *St. Tr. Sc. Nat.*, XXVII, pp. 88-99, 2 figg.
- DAL Rì (L.) e TOMAZZONI (U.). — 1952. *Storia del Trentino*, vol. I. Dalla Preistoria al Cristianesimo. Rovereto, Tip. Manfrini.

Antonio GALVAGNI (1)

## La Grotta della Bigonda N. 243 V.T.

(Sviluppo m. 3020, Profondità m. 96.

Trentino, Italia settentrionale) (2)

---

### Résumé

Etude de la « Grotta de la Bigonda » N. 243 V.T., récemment découverte (23 février 1952). La grotte se trouve sur le versant orographique droit de la Valsugana, près du faubourg de Selva de Grigno (Trentin, Italie septentrionale) à 470 m d'altitude.

Jusqu'à ce jour, la grotte a été explorée, étudiée et relevée sur un développement total de 3.020 mètres, et, par conséquent, elle est une des plus grandes grottes naturelles d'Italie. Sans doute elle continue au delà du grand siphon terminal dont le franchissement est à l'étude.

La grotte est située dans la Dolomie principale (Trias supérieur).

Le travail est divisé en chapitres : I. Introduction ; II. La découverte et les quatre expéditions ; III. Description topographique et géo-morphologique ; IV. Géologie ; V. Température et humidité ; VI. Hydrologie ; VII. Faune.

---

### I. INTRODUZIONE

Anche nel Trentino si sono ripresi nel dopoguerra, con grande impulso, gli studi speleologici. I risultati più notevoli raggiunti dal Gruppo Grotte della Società degli Alpinisti Tridentini del Club Alpino Italiano sono stati lo studio di tre giganteschi complessi sotterranei scavati nella Dolomia principale, roccia ritenuta fino ad ora debolmente carsica : la Grotta del Torrione di Vallesinella N. 242 V.T. nel Gruppo di Brenta a quota 2350 (sviluppo rilevato m. 523 + forse altrettanti da rilevare ; profondità m. 77), la Grotta della Bigonda N. 243 V.T. (sviluppo m. 3020 ; profondità m. 96) e la Grotta del Calgeron N. 244 V.T. (sviluppo m. 1916 ; profondità m. 100), quest'ultime due situate nella Valsugana.

Intendo qui descrivere la maggiore delle tre caverne sopra accennate (la Grotta della Bigonda) che, col suo sviluppo complessivo, occupa uno dei primi posti fra le cavità naturali italiane.

Esprimo pubblicamente la mia più viva riconoscenza agli amici e colleghi di lavoro : Cesare CONCI, Tullio PERINI, Giuliano PERNA, Emilio RÖNER, Livio TAMANINI, Luigi TOMASI, tutti del Gruppo Grotte S.A.T. ed al geologo Angelo PASA del Museo di Storia Naturale di Verona che cooperarono con me nello studio di queste grotte.

Le quattro spedizioni alla caverna sono state sovvenzionate dalla Società degli Alpinisti Tridentini, dal Centro di Studi Alpini del Consiglio Nazionale delle Ricerche e dal Comune di Grigno (Valsugana).

---

(1) Gruppo Grotte della Soc. Alp. Trid. (G.A.I.).

(2) Communication présentée le 9 septembre 1953.

## II. LA SCOPERTA E LE QUATTRO SPEDIZIONI

Alla base di un alto roccione esisteva un minuscolo lago chiamato della Bigonda. A Selva di Grigno si pensò di sfruttare l'acqua di quel bacino e di costruire un acquedotto. Fu per cercare la sorgente che alcuni giovani della frazione, svuotando per mezzo di tubazioni il laghetto, il 23 febbraio 1952 si accorsero di trovarsi di fronte ad un gigantesco corridoio sotterraneo.

Eraldo Marighetti ed altri intrepidi valligiani di Selva iniziarono con accanimento e decisione le prime esplorazioni, allargando cunicoli e tendando di oltrepassare altri sifoni interni occupati dalle acque.

Il Gruppo Grotte della S.A.T., informato della scoperta, organizzò quattro grandi spedizioni scientifiche alla grotta. La prima si ebbe nel periodo 16-23 marzo 1952. Composta di cinque speleologi e di nove giovani valligiani, dotata di una perfetta attrezzatura, effettuò l'esplorazione ed il rilevamento di gran parte della caverna. Si eseguirono un'ottantina di fotografie e si iniziarono le ricerche zoologiche che diedero subito buoni risultati.

Si sperimentò in caverna lo svuotamento di un considerevole lago-sifone, nel Ramo del cigno, per mezzo di tubazioni di gomma sfruttando i dislivelli della galleria. Il metodo si dimostrò ottimo e grazie ad esso si poté esplorare e studiare tutto il Ramo del cigno.

La seconda e la terza spedizione si ebbero nei periodi 30 luglio-3 agosto e 20-27 agosto 1952. Il 20 agosto la grande massa d'acqua presente nella grotta, aveva completamente allagata la galleria principale nel punto (13), sbarrando l'avanzata. L'acqua non accennò a diminuire nei giorni che seguirono. Si continuarono gli studi geo-morfologici e le ricerche zoologiche con nuovi rinvenimenti.

La quarta spedizione si effettuò dal 21 al 29 marzo 1953. Essa aveva come scopo principale il forzamento di due giganteschi laghi-sifoni: quello del Ramo Bellin (16-45) e quello terminale (24) oltre i quali le gallerie verosimilmente proseguivano. La grande siccità verificatasi in marzo sembrava volesse favorire i nostri progetti. Si trasportarono a spalla, fino al Ramo Bellin, 80 metri di tubi di gomma con diametro utile di cm. 4. Si innescarono nel lago-sifone al punto (17) e dopo tre giorni di lavoro si riuscì a svuotarlo. Oltrepassata la depressione si constatò che tutta la galleria nuova era posta in sifone e di conseguenza rimaneva sempre allagata. Dopo circa 100 metri la grotta si restringe fortemente e l'avanzata non fu più possibile.

Non fu attuabile lo svuotamento del sifone terminale, per la forte affluenza d'acqua nei bacini inferiori. E' stato per noi cosa inaspettata il constatare come in un periodo di così forte siccità le acque al terzo piano si presentassero molto più abbondanti che non nelle precedenti visite effettuate in epoche piovose.

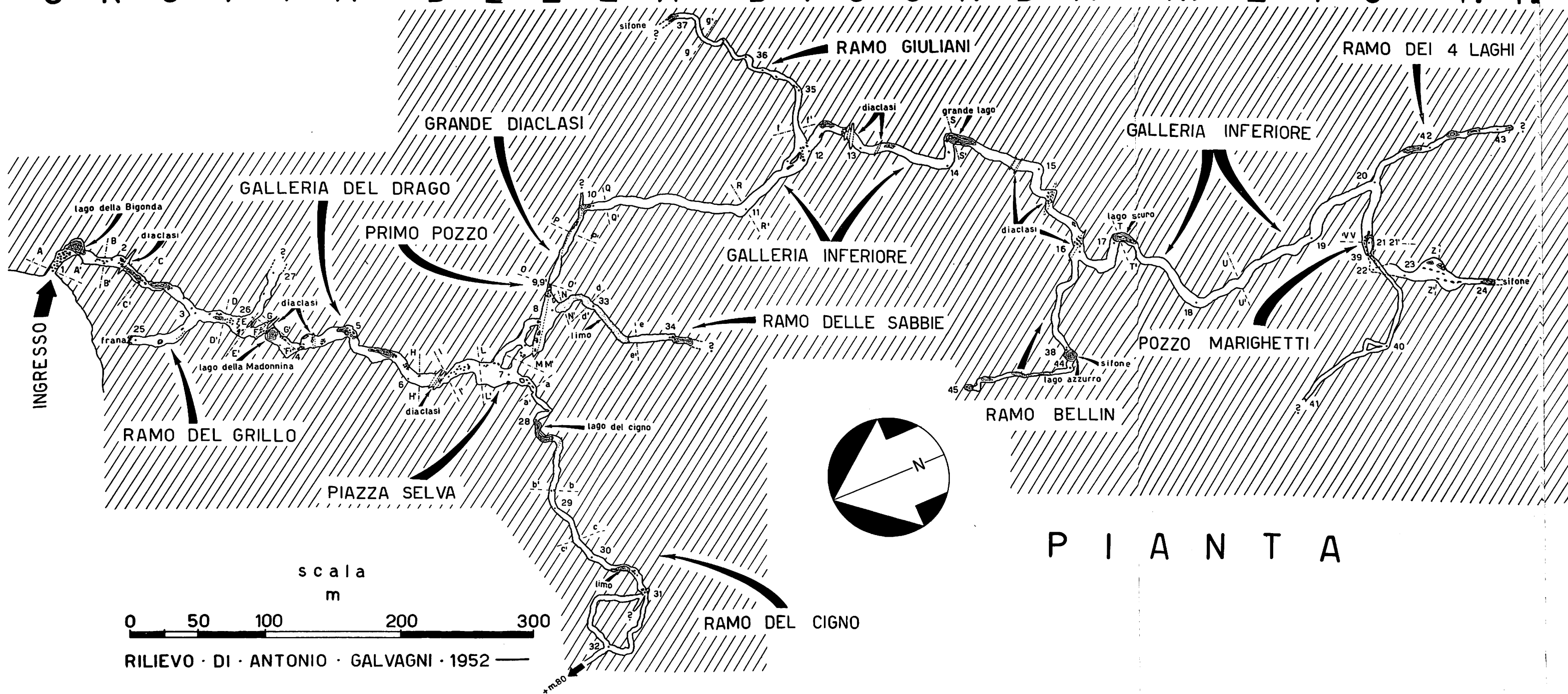
## III. DESCRIZIONE TOPOGRAFICA E GEO-MORFOLOGICA

DATI DI CATASTO. — N. 243 V.T. — Nome indigeno: mancante. — Località: Bigonde presso Selva di Grigno. — Terr. geol.: Dolomite del Trias superiore (Dolomia principale o Norico). — 25.000 I.G.M.: Grigno (22.III.SE). — Long.: 0°52'22"; Lat.: 46°01'05". — Quota di ingresso: m. 470. — Lunghezza ramo principale: m. 1520. — Sviluppo: m. 3020. — Profondità: m. 95 (Ramo Giuliani), m. 43 (estremità terminale). — Prof. Pozzi interni: m. 9 (Grande diacasi), m. 33 (Pozzo Marighetti). — Massimo dislivello: m. 123. — Rilievo: 16-23/3/1952, 21-29/3/1953. — Rilevatore: A. GALVAGNI.

ITINERARIO. — Si apre sul versante orografico destro della Valsugana (Trentino — Italia settentrionale). Partendo dalla frazione di Selva, ci si incammina su un ripido sentiero che raggiunge la strada militare dell'Ortigara. Si discende quest'ultima per circa trecento metri e, oltrepassata una breve galleria artificiale, si scende sotto la strada per una trentina di metri in una valletta aperta.



# G R O T T A D E L L A B I G O N D A N ° 2 4 3 V . T .



L'ingresso della grotta si trova alla base del roccione che chiude a monte la piccola valle, proprio a perpendicolo sotto la galleria artificiale sopra accennata. Dista circa tre quarti di ora di cammino dalla frazione.

**DESCRIZIONE.** — La grotta si compone di una gigantesca galleria principale (1-24) lunga 1520 metri, che si addentra nella montagna con direzione di massima Nord-Sud. Da essa partono dieci diramazioni: cinque a destra (per chi entra) ascendenti e cinque a sinistra, discendenti, di complessivi metri 1500.

Nel senso verticale la grotta può esser divisa in tre piani, secondo i quali essa sarà qui descritta.

Il rilievo fu compiuto a bussola, clinometro e corda metrica. Le direzioni riportate sono corrette della declinazione magnetica ( $7^{\circ}$  Ovest).

I punti di riferimento alla Tavola sono stampati tra parentesi ( ).

1. *Primo Piano.* — Punti 1-9, 3-25, 7-32, 8-34, 26-27 (m. 491 + m. 785 di rami laterali).

Comprende i 500 metri iniziali della galleria principale (Galleria del drago), dall'ingresso (1) al Primo pozzo (9-9') con direzione  $N + 31^{\circ} E$ , e sette diramazioni; quelle a destra (entrando): Ramo del grillo (3-25), Ramo del cigno (7-32), Ramo delle sabbie (8-34); quelle a sinistra: Ramo (26-27) e due diramazioni ad anello tra i punti (7) e (8).

Attraverso una spaccatura orizzontale non molto alta ed ora deformata da mine, si scende in un profondo sifone, normalmente riempito dall'acqua se non si provvede a scaricarla con mezzi artificiali; indi la galleria sale lentamente fino al punto (4) per poi ridiscendere in un nuovo sifone che ha il punto più basso in (5). La grotta riprende a salire fino ad un ampio camerone piuttosto basso con pavimento e soffitto piatti, paralleli ed inclinati entrambi verso oriente di circa  $19^{\circ}$ ; è la Piazza Selva (7).

Dal punto (7) ci si abbassa fino ad incontrare un'immane diaclasi con direzione  $N + 55^{\circ} O$  che, in certi punti, sovrasta la galleria e che in (9-9') origina il Primo pozzo, di metri 9, sull'orlo del quale (9) ci troviamo cinque metri più alti della quota d'ingresso.

La galleria, di origine evorsiva, è disposta in guinta. Ha una larghezza ed un'altezza medie di metri 5 per metri 2,50. Ha soffitto e pavimento inclinati verso oriente di circa  $20^{\circ}-30^{\circ}$  in lastre per lo più lisce o solcate da profonde incisure che corrono secondo le linee di massima pendenza degli strati ( $20^{\circ}-30^{\circ}$ ). Abbondanti i blocchi di frana sul pavimento, in special modo in corrispondenza delle numerose diaclasi trasversali. Concrezioni rade sul soffitto, sulle pareti e sul pavimento. Il suolo è più volte ricoperto da croste calcaree e da concrezioni a vaschette (2). Nelle depressioni del pavimento frequenti le raccolte d'acqua.

Le diramazioni (3-25), (7-32), (26-27) e gli anelli nei punti (7-8), seguono per lo più i due strati racchiudenti la galleria principale. Essi salgono e rispettivamente scendono secondo la linea di massima pendenza degli stessi, inclinati come è detto, di  $20^{\circ}-30^{\circ}$  verso oriente. Il ramo (8-34) è in lieve salita e si presenta ingombro di ingenti depositi sabbiosi che arrivano quasi al soffitto. Probabilmente detto materiale è stato trasportato dall'acqua che scende dal Ramo del cigno (7-32).

Quest'ultimo è la più lunga galleria secondaria del complesso sotterraneo. Misura metri 486 e per la sua completa esplorazione fu necessario svuotare, con circa 50 metri di tubi di gomma, il grande sifone nel punto (28), sempre invaso dalle acque. Il ruscello formato dall'acqua di sfioramento del lago-sifone in (28) si scarica verso la Grande diaclasi. La sua portata è molto variabile e deve raggiungere una considerevole potenza durante i periodi piovosi e di scioglimento delle nevi ai monti.

Belle concrezioni ornano il Ramo del grillo e quello del cigno che, uniti al primo tratto della galleria principale, costituiscono la parte più interessante dal punto di vista strettamente turistico.

2. *Secondo piano.* — Punti 9'-21, 16-45, 39-41, 20-43, 12-34, (m. 896 + m. 715 di rami laterali).

Disceso con facilità lo stretto pozzo in fessura (9-9'), il fondo della diaclasi si presenta inclinato all'indietro ed ingombro di terra, sassi e conglomerato grossolano. Il soffitto della stessa non è visibile dal basso data la grande altezza e l'andamento sinuoso della spaccatura. Nel punto (10) la galleria riprende, con direzione N + 66° E (Galleria inferiore).

Si percorrono 126 metri pianeggianti od in lieve salita fino al punto (11), indi si scende in un grande sifone non transitabile in periodi piovosi. Ci troviamo in una delle zone più basse della Galleria principale (— 42 metri calcolando 0 metri la quota dell'ingresso). Cento metri di salita, con pendenza media del 13 %, fino al punto (14), quindi discesa al Grande lago. Posto in sifone, può considerarsi la maggiore raccolta d'acqua esistente nell'intero complesso sotterraneo fino ad ora esplorato. Nei periodi di magra, il lago-sifone misura 25 metri di lunghezza e raggiunge i 3 metri di profondità. E' superabile, con mezzi normali, solo in periodi di magra.

La galleria riprende ancora a salire con pendenza media del 20 % ed in (17) si trova il secondo bacino di considerevole capienza (Lago scuro). Situato anch'esso nella parte più bassa di un sifone, presenta le stesse caratteristiche del precedente. Sono necessari però periodi di magra più lunghi perchè esso possa essere oltrepassato con canotto o a nuoto. Infatti il pelo dell'acqua dista (sempre in periodi di forte magra) circa 60 centimetri dal soffitto della caverna.

La galleria principale continua ad inoltrarsi nel monte con discese e brevi salite per 275 metri, prima di sprofondare nel grande Pozzo Marighetti (20-20') di 33 metri.

La galleria evorsiva del secondo piano si presenta sempre disposta in giunta. L'inclinazione degli strati oscilla sempre dai 20° ai 30°. Le sezioni trasversali sono distintamente ellittiche o laminari (larghezza media m. 7, altezza media m. 2,50). Il pavimento roccioso è modellato a marmitte piatte e mostra rilievi arrotondati e profondi solchi paralleli di microcarso disposti secondo la linea di massima pendenza degli strati. Il soffitto è a grandi marmitte capovolte che si sviluppano spesso in camini di microcarso. Tra marmitte e marmitte esistono lamine scabre molto complesse. Pavimento, pareti e soffitto di una tinta molto scura originata da ossidi di manganese.

Al secondo piano la grotta compare sgombra di qualsiasi residuo roccioso trasportabile. Solo in corrispondenza delle numerose diaclasi trasversali, che interrompono di tratto in tratto il monotono soffitto leggermente concavo ed inclinato verso oriente, vi sono dei grandi massi precipitati dalle spaccature, che si accavallano sul fondo.

Dei rami presenti al secondo piano, quello (16-45) (Ramo Bellin) è il più interessante. Parte dal punto (16) della galleria principale e sale con pendenza media del 30 %, per 82 metri fino al lago-sifone profondo 8 metri. Attraverso l'acqua limpidissima del bacino, si scorge sul fondo la galleria che continua ad avanzare. Vuotato il sifone col sistema delle tubazioni di gomma, si poté proseguire oltre, per 100 metri, in un cunicolo abbastanza ampio ed occupato permanentemente e completamente dall'acqua. Sul fondo e sulle pareti molto fango depositato dall'acqua che ivi rallenta la sua corsa.

Il Ramo Giuliani (12-37) scende con un'inclinazione che oscilla dai 10° ai 23° e raggiunge la profondità di m. 96, la massima fino ad ora riscontrata nell'intero complesso sotterraneo.

3. *Terzo piano.* — Punti 21'-24, m. 133 + m. ?).

Il Pozzo Marighetti (dedicato ad Eraldo MARIGHETTI, di Selva, valoroso scopritore della grotta) (9-9') è un gigantesco cilindroide che sprofonda per 33 metri con una lieve inclinazione del suo asse. A circa 10 metri di discesa, la sua pianta è un elisse allungato, le sue pareti sono lisce. Per giungere sul fondo sono indispensabili le corde. Sul rilievo la pianta del pozzo è segnata con una linea a tratto.

Al terzo piano la grotta continua in discesa, con qualche salto di 2 o 3 metri, allargandosi e restringendosi più volte ed in (24), riassunta la sua sezione ellittica (m. 3 × m. 2), si abbassa in sifone profondo 4-6 metri e otturato dall'acqua che impedisce, per il momento, l'avanzata. La galleria continua certamente oltre il lago-sifone. E' in questo punto che essa raggiunge la massima profondità (metri 43). Le caratteristiche morfologiche della galleria sono come quelle del secondo piano.

Riassumendo, le lunghezze sono :

<i>Galleria principale</i> (1-24) .....	m. 1520	m. 1520
Diramazioni di destra (ascendenti) :		
<i>Ramo del grillo</i> (3-25) .....	m. 59	
<i>Ramo del cigno</i> (7-32) .....	m. 486	
<i>Ramo delle sabbie</i> (8-34) .....	m. 122	
<i>Ramo Bellin</i> (16-45) .....	m. 182	
<i>Ramo</i> (39-41) .....	m. 218	
	m. 1067	m. 1067
Diramazioni di sinistra (discendenti) :		
<i>Ramo</i> (26-27) .....	m. 60	
<i>Rami ad anelli tra i punti</i> (7) e (8) .....	m. 58	
<i>Ramo Giuliani</i> (12-37) .....	m. 201	
<i>Ramo dei quattro laghi</i> (20-43) .....	m. 114	
	m. 433	m. 433
Sviluppo totale		m. 3020

#### IV. GEOLOGIA

La Grotta della Bigonda è tutta scavata nella Dolomia principale del Norico (Trias superiore). La roccia è stratificata in grossi banchi compatti, con un'inclinazione verso oriente oscillante tra i 20° e i 30°.

Si differenzia nettamente dalle classiche cavità scavate nei calcari, soprattutto per l'assoluta mancanza di concrezioni e per le forme minute dell'erosione che sviluppano un grandissimo numero di marmitte, evorsioni ed anelli delle più svariate dimensioni. La presenza di rade concrezioni nel primo piano della caverna [fino al punto (9)] è spiegata dall'esistenza di strati calcarei dislocati sopra quelli dolomitici. L'acqua, penetrata nel sottosuolo, passa attraverso i calcari e si arricchisce di bicarbonato di calcio che successivamente deposita nella cavità. Le concrezioni scompaiono completamente al secondo ed al terzo piano.

Scarsi i depositi argilloso-sabbiosi di riempimento che si presentano invece così abbondanti nella vicina Grotta del Calgeron N. 244 V.T.

#### V. TEMPERATURA ED UMIDITÀ

Le misurazioni effettuate diedero per tutta la parte interna della grotta 8° C. Il termometro raggiunse i 9° C. al termine del Ramo del grillo. Questo aumento è dovuto alla probabile comunicazione della grotta coll'esterno.

La temperatura si manifesta parecchio più bassa di quanto comporterebbe la

quota; probabilmente in quanto la caverna è percorsa da grandi masse d'acqua fredda (7° C.).

In numerosi punti delle gallerie si ha forte stillicidio, veli d'acqua sulle pareti e pozze sul suolo. Numerosi i depositi di acqua di notevole consistenza. Ruscelli si hanno, anche in tempi di magra, nel Ramo del cigno, sul fondo della Grande diaciasi, nel Ramo Bellin ed in genere in tutti i rami di sinistra.

L'umidità pertanto è molto forte in special modo nelle parti più interne, dove supera normalmente il 95 % ed arriva spesso alla saturazione.

## VI. IDROLOGIA

Il regime idrologico si presenta alquanto complesso. Un sistema di diaciasi, per lo più perpendicolari all'asse della galleria e con direzione di massima Est-Ovest, assorbe dal sovrastante altipiano spiccatamente carsico, un'ingente quantità d'acqua. Nei periodi di magra, o di normale piovosità, essa affluisce nella grotta e si raccoglie nei punti più bassi della stessa, formando dei depositi più o meno considerevoli. L'acqua in arrivo riesce però ad essere smaltita, con una certa facilità, per altre vie.

Allorché sopraggiungono periodi prolungati di pioggia o lo scioglimento delle nevi ai monti, le grandi spaccature, costituenti l'ossatura del complesso sistema idrico sotterraneo, convogliano nella grotta torrenti impetuosi che, trovando insufficienti le fessure emissarie, allagano completamente alcuni tratti della galleria principale. Nella nostra visita del 20.8.1952, una grande massa d'acqua aveva completamente riempita la galleria inferiore nel punto (12) e trovava sfogo con violenza e con rumore assordante giù per il Ramo Giuliani (12-37). In periodi particolarmente piovosi, dall'ingresso della grotta l'acqua esce con impeto ed ininterrottamente per circa due giorni; indi cessa di colpo e tutto ritorna normale. La massa d'acqua è stata stimata di 20 metri cubi al minuto secondo.

Dei rami secondari, quelli più attivi sono il Ramo del cigno ed il Ramo Bellin. La loro massima portata deve raggiungere i 2-3 metri cubi al minuto secondo.

## VII. FAUNA

La fauna della Grotta della Bigonda è risultata interessantissima: oltre diversi elementi troglodili comprende alcuni troglobi. Tra il materiale fino ad ora determinato risultarono una specie, due sottospecie ed una varietà nuove per la scienza.

Nel complesso la grotta ospita una fauna notevolmente abbondante. Il Ramo del grillo, più vicino all'esterno e probabilmente in comunicazione con questo tramite microfessure, permise la cattura di un microgenton assai numeroso. Abbondanti sul suolo e sulle concrezioni resti di artropodi, parte dei quali racchiusi già nelle stesse concrezioni calcaree.

Man mano che ci si inoltra, la caverna si fa sempre meno ospitale per la fauna che diminuisce sia per numero di specie che per numero di esemplari. L'assoluta mancanza di depositi terrosi nelle gallerie dei piani inferiori (ad eccezione del fondo della Grande diaciasi), e l'abbondante acqua che dilava ogni cosa, ostacolano notevolmente la vita. Acari e Miriapodi sono quelli che si spingono più all'interno, avendone catturati fino all'orlo del Pozzo Marighetti. E' poi da mettere in evidenza che manca qualsiasi deposito di guano: nessuna apertura permette l'entrata dei Chiroterri.

Le acque dei bacini e dei ruscelli sono abitate da *Niphargus*, che colonizzano quasi ogni ramo della galleria.

Si effettuarono numerose pescate planctoniche. Il materiale raccolto è in studio presso specialisti.

Ecco qualche cenno sulle entità rinvenute:

ISOPODI. — Vari esemplari vaganti nel Ramo del grillo.

ANFIPODI (det. S. RUFFO). — Il *Niphargus stygius* SCHIÖDTE *sensu lato* è ampiamente diffuso nelle acque della Galleria principale e del Ramo del grillo.

Invece nel Ramo Bellin fu riscontrata una forma nuova del *Niphargus kochianus* specie fino ad ora nota per l'Italia di due sole stazioni: dintorni di Verona e Postumia. Essa è descritta da RUFFO come *Niphargus kochianus* subsp. *Tamaninii* nova in un lavoro in corso di stampa.

RAGNI. — Un unico esemplare, non ancora determinato, nel Ramo del grillo.

ACARI. — Una decina di esemplari, non ancora determinati, nel Ramo del grillo ed un esemplare al Pozzo Marighetti.

MIRIAPODI (det. P. MANFREDI). — Numerosi esemplari particolarmente nei Rami del grillo, del cigno e Bellin, permisero alla Dott. MANFREDI, in un lavoro in corso di stampa, di descrivere *Typhloiulus Ausugi* n. sp.

Un unico esemplare femmina di un grandissimo Iulide fu considerato *Typhloiulus tobias fuscus* n. var.

COLLEMBOLI. — Un unico esemplare non determinato.

ORTOTTERI (det. A. GALVAGNI). — *Troglophilus cavicola* KOLL., una trentina di esemplari maschi e femmine raccolti nella parte più interna del Ramo del grillo. Predominanza delle seconde sui primi.

EMITTERI (det. L. TAMANINI). — Più di venti Omotteri del genere *Cixius* sp. nel Ramo del grillo.

TRICOTTERI. — Resti di esemplari non determinati nel Ramo del grillo.

COLEOTTERI (det. L. TAMANINI). — Gli *Orotrechus* raccolti, purtroppo in massima parte morti, appartengono a due specie e sono trattati in un lavoro di TAMANINI in corso di stampa. L'unico esemplare vivo, una femmina, fu rinvenuto su esca di carne a circa 500 metri dall'ingresso a precisamente alla base della Grande diaciasi.

Le specie sono:

*Orotrechus Stephani* subsp. *Perinii* nova. Descritta su due esemplari morti raccolti nelle concrezioni e sui resti di altri otto esemplari.

*Orotrechus Ganglbaueri* subsp. *Galvagnii* nova. Descritta su cinque esemplari fra i quali una femmina viva.

*Antisphodrus Schreiberi* Küst subsp. Sei esemplari adulti e sei larve nel Ramo del grillo.

*Neobathyscia antrorum* DOD. Nove esemplari vivi, moltissimi resti ed una larva (su esca) nel Ramo del grillo. Troglobio noto della Grotta di Oliero presso Bassano, del Bus de la Nef de le Coe N. 160 V.T., del Bus del Bilbon N. 211 V.T. e di una non identificata Grotta di Lavarone.

*Choleva bicolor* JEANN. Due femmine. È una rara specie a distribuzione discontinua nell'Europa centrale e occidentale. Non risulta fino ad ora segnalata per l'Italia.

DITTERI. — Diverse specie, non determinate.

MOLLUSCHI. — In Piazza Selva e nel Ramo del cigno il 26.3.53 TAMANINI osservò, su tratti di parete in visite precedenti anneriti dal fumo delle lampade ad acetilene, delle curiose piste, in tutto simili a quelle riscontrate nella vicina Grotta del Calgeron N. 244 V.T., ma molto più rade.

In quest'ultima le dette scie sono prodotte da *Zospeum Galvagnii* CONCI, mollusco troglobio la cui descrizione è presentata dall'amico Prof. C. CONCI a

questo Congresso di Speleologia. Non ostante le più accanite ricerche non fu possibile però rinvenire nella Bigonda alcun esemplare di *Zospeum*.

MAMMIFERI (det. A. PASA). — Uno scheletro di *Glis glis italicus* BARRET HAMILTON presso Piazza Selva; varie ossa nel Ramo del grillo.

### Bibliografia

CONCI (C.). — 1953. Nuovi rinvenimenti di *Zospeum* nelle Prealpi trentine e venete. *Pubblicazione presentata al I Congresso Internazionale di Speleologia di Parigi*.

GALVAGNI (A.). — 1952. La Grotta della Bigonda (Nota preliminare). SAT-CAI 1872-1952. *Pubbl. Comm. Soc. Alp. Trid. del CAI nell'LXXX Anno*, Trento, sett. 1952, pp. 195-209, 11 Tav.

GALVAGNI (A.), PERNA (G.). — 1953. Contributo alla morfologia dei predotti argilloso-sabbiosi di riempimento delle caverne. Osservazioni fatte nelle Grotte della Valsugana (Trentino). (In corso di stampa sulla Rivista *Rassegna Speleologica Italiana*).

MANFREDI (P.). — 1953. Nuovi Miriapodi cavernicoli del Trentino. (In corso di stampa su *Studi Trentini di Scienze Naturali*).

RUFFO (S.). — 1953. Studio sui Crostacei Anfipodi XXXVIII. Nuovi Niphargus (Amphipoda Gammaridae) della Venezia Tridentina. (In corso di stampa su *Studi Trentini di Scienze Naturali*).

TAMANINI (L.). — 1953. Gli Orotrechus delle Prealpi veneto-trentine. (In corso di stampa su *Studi Trentini di Scienze Naturali*).

### Discussion

M. M. GORTANI: Je me borne à observer que le plan de la Grotte de la Bigonda prouve l'influence de deux systèmes de diaclases orthogonales, à direction respectivement N.S. et E.W., qui ont ouvert la voie à l'action de l'eau souterraine.

C. LIPPI-BONCAMBI (1)

## Le risorgenti alimentate dal bacino carsico di Colfiorito (Umbria) (2)

### Résumé

A la limite des Marches et de l'Ombrie, les eaux du bassin karstique de « Padule di Colfiorito », qui se perdent dans un « aven », vont-elles vers le Chienti (versant adriatique) ou vers le Topino (versant tyrrhénien) ?

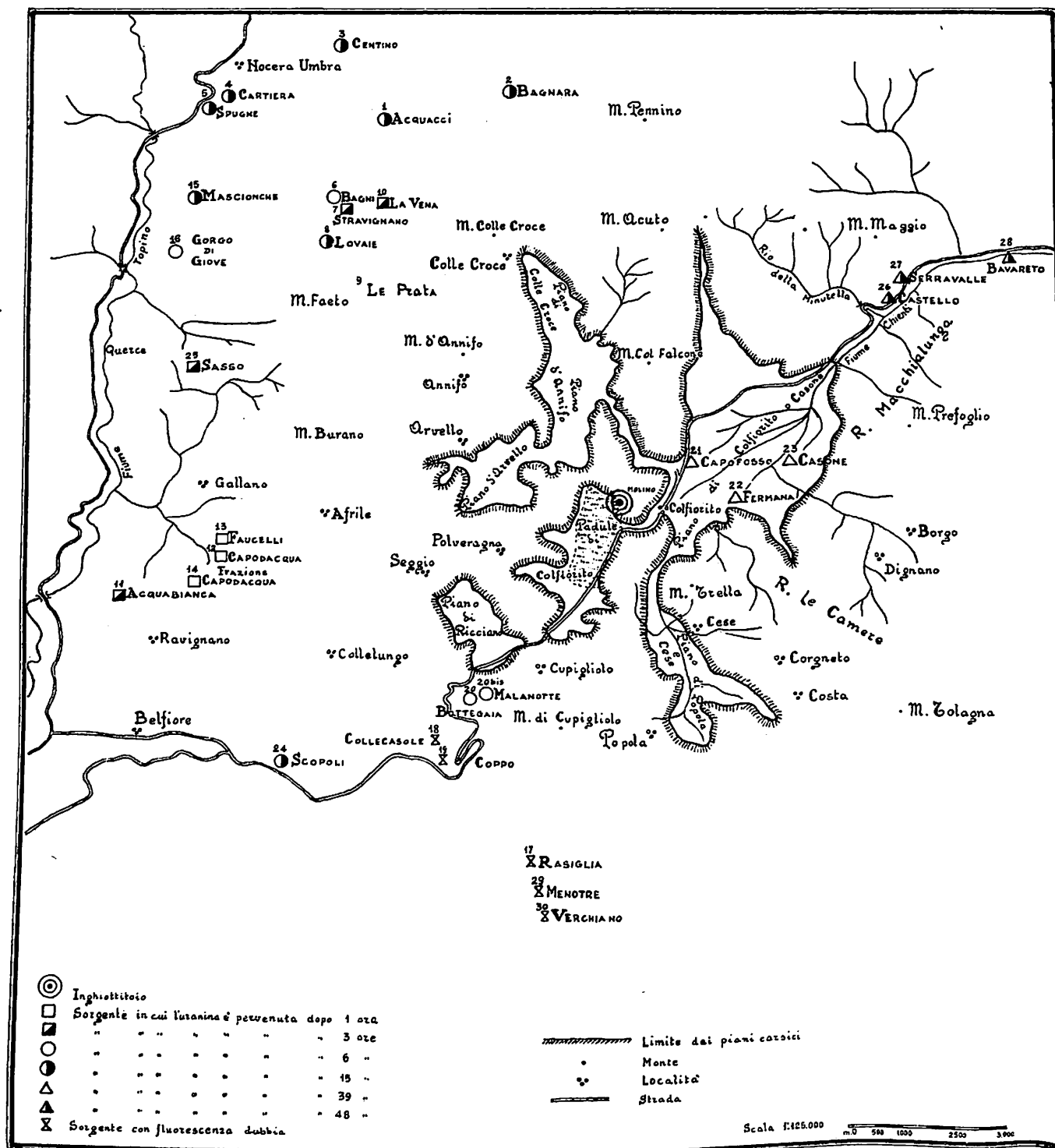
L'intérêt pratique de ce problème avait été reconnu dès 1940 par l'auteur, tant en ce qui concerne la bonification du bassin qu'en ce qui a trait à l'alimentation des sources du versant tyrrhénien utilisées par quelques industries et les aqueducs de Pérouse, d'Assise et de Foligno.

Des expériences faites avec le colorant Uranina O sur une trentaine de sources aux limites du massif calcaire permettent de conclure avec certitude que la majeure partie des eaux de Colfiorito réapparaissent sur le versant tyrrhénien.

Notamment les sources de Capodacqua, Bagnara, Nocera sont en relations avec ces eaux d'infiltration.

(1) Istituto di Geologia Applicata dell'Università, Perugia.

(2) Communication écrite déposée le 12 septembre 1953.



## Abstract

In the limit of Marche and Umbria, waters of the Karstic basin of the « Padule di Colfiorito », who are losing themselves in an « aven » are they going towards the Chienti (Adriatic side) or towards the Topino (Tyrrhenum side) ?

The practical interest of this problem has been evidenced since 1940 by the auctor. It concerns as well as bonification of the basin and alimentation of sources of the Tyrrhenum side used by some industries and the water-conducts of Perugia, Assisi and Foligno.

Experiments made with colouring « Uranina O » on about thirty sources on the limit of the calcareous mountains allow to conclude with certitude that the most of waters of Collorito are reappearing on the Tyrrhenum side.

Especially sources of Capodacqua, Bagnara and Nocera are in relation with these infiltration waters.

Il rilevamento geologico dell'intero altipiano carsico di Colfiorito (Appennino Umbro-Marchigiano) (3) m'aveva condotto a prospettare l'opportunità di ricerche idro-geologiche per risolvere l'annoso problema di bonificare più o meno integralmente il comprensorio allora denominato « Lago di Colfiorito ».

Con i precedenti esperimenti idrologici del 1938 (4) avevo appurato come le sorgenti del versante adriatico non fossero in relazione con le acque assorbite dall'inghiottitoio di Colfiorito, contrariamente a quanto ritenevasi, per la prossimità della valle del fiume Chienti e per le relative abbondanti polle che ivi sgorgano nel breve tratto di pochi chilometri.

Quanto al versante tirrenico, per il quale restava pur sempre valida l'ipotesi basata sulle condizioni geologiche e confermata dal calcolo delle precipitazioni, non mi era stato possibile il controllo nè con la prova colorimetrica nè con quella batteriologica, data la vastità di questo versante.

Per la impostazione del presente argomento, mi piace riferire la nuova tesi di lavoro quale scaturiva al termine della predetta memoria, cui si rinvia il lettore per la descrizione geo-morfologica del Bacino :

« Il problema idrologico è il problema più grave anche per la bonifica del  
« bacino. La deviazione delle acque potrebbe diventare un grave pericolo per  
« sorgenti molto importanti come quelle del versante tirrenico, nè si potrebbe  
« suggerire, per evitare questo pericolo, di lasciare agli inghiottitoi l'attuale  
« deflusso e incanalare il rimanente delle acque, perchè il fenomeno carsico non  
« è tanto importante negli inghiottitoi quanto in tutta la superficie dei piani.

« Quindi, prima di iniziare grandiose opere di bonifica, i tecnici dovranno  
« esaminare accuratamente la questione, e cioè riuscire a determinare se le sor-  
« genti di Rasiglia che vanno ad azionare vari opifici e soprattutto le tre cartiere  
« di Pale e quella di Vescia e di Belfiore, se quelle di Bagnara che riforniscono  
« l'acquedotto di Assisi e uno di Perugia, se quelle di Nocera Umbra l'omonima  
« città e se quelle di Capo d'Acqua Foligno, possano essere alimentate dalle acque  
« carsiche assorbite dalle conche di Colfiorito, oltrechè da quelle del versante  
« tirrenico di tal bacino spartiacque. »

(3) LIPPI-BONCAMMI (C.). — Osservazioni morfologiche sul Bacino di Colfiorito e presupposti idro-geologici della sua bonifica (estratto da *L'Universo*, n. 7, 1940).

(4) LIPPI-BONGAMBI (C.). — Il bacino carsico di Colfiorito. *Boll. Società Geologica Italiana*, vol. LVIII, 1939, fasc. 2-3.



Frattanto sempre più si avvalorava col passar del tempo l'ipotesi suesposta e la questione della bonifica idraulica ed agraria del Padule di Colfiorito, riaccesasi nel 1948-'49, rese di viva e palpitante attualità il problema del comportamento sotterraneo delle acque.

Per disposizione del Provveditorato Regionale alle Opere Pubbliche per l'Umbria nello stesso anno 1949 i funzionari dell'Ufficio Idrografico di Roma, presi gli opportuni accordi con questo Istituto di Geologia e con gli Enti interessati (Ispettorato Agrario Provinciale e Corpo Forestale di Perugia, Consorzio Idraulico « F. Topino » e Comune di Foligno), organizzarono ed eseguirono le operazioni all'uopo occorrenti, nell'intento di chiarire il fenomeno idrologico e poter quindi stabilire i criteri verso cui indirizzare lo studio della bonifica stessa.

Fu stabilita perciò una rete di trenta sorgenti, poste nei due versanti e più o meno tutte situate ai margini del massiccio calcareo, tranne le nn. 21-22-23 entro il Piano di Colfiorito o di Casone a breve distanza dall'inghiottitoio prescelto, e precisamente quello principale « molino Vitali » nel Padule.

L'acqua fu colorata con l'Uranina O, prodotto chimico non puro, ma preparata industrialmente dalla Ditta A.C.N.A. di Milano.

Le proporzioni furono di 10 chilogrammi di sostanza fluorescente in 600 litri di acqua con 500 grammi di soda.

Nelle varie stazioni si era precedentemente effettuato un prelievo di acqua per garantire controllo all'esperimento con la prova in bianco.

Sorvegliata attentamente l'immissione della sostanza colorante, si controllò anche che l'inghiottitoio avesse completamente smaltita l'acqua colorata, e si procedette indi alle analisi dei numerosissimi prelievi, che furono effettuati ogni tre ore a cominciare dalle ore 18 del giorno 10 giugno 1949, ora in cui ebbe termine il procedimento della colorazione.

L'esperimento in parola, riuscito assai soddisfacente, offre dei risultati estremamente positivi, ma a tutt'oggi ancora inediti, sui quali appare doveroso richiamare l'attenzione in quanto confermano pienamente l'ipotesi suggerita dallo studio geologico, secondo la quale ipotesi la maggior parte delle acque di Colfiorito si riversano nel versante tirrenico e non in quello adriatico.

Poichè il carattere della presente comunicazione non consente di indugiarmi nell'esposizione dei dati generali ottenuti con questo esperimento, mi limiterò a riferire quelli che più interessano la dimostrazione dell'assunto della mia tesi, e cioè i rapporti idrologici tra le sorgenti della Valle del Topino ed il sovrastante altipiano carsico di Colfiorito.

I risultati, che vengo ad esporre in questa sede, che ritengo la più degna data l'importanza di essi, dovranno essere attentamente ponderati da coloro che siano in un domani chiamati a presiedere alla eventuale bonifica del bacino in questione.

Dai dati analitici di campagna, che per brevità non riporto, si può infatti conoscere l'ora in cui i campioni prelevati nelle trenta stazioni presentavano una fluorescenza positiva per la presenza di Uranina.

Mi è stato quindi possibile determinare approssimativamente il tempo necessario perchè l'acqua si porti dall'inghiottitoio del Padule alle varie sorgenti.

E' certo, però, che le acque nel loro ignoto percorso sotterraneo seguono vie molto diverse dalla più breve. Comunque, si può teoricamente supporre ch'esse tendano a portarsi verticalmente in basso e poi orizzontalmente alle scaturigini; pertanto, essendo note le quote delle varie sorgenti e le distanze misurate orizzontalmente tra queste e l'inghiottitoio, è stata ricavata in tabella la velocità teorica in m./sec. supponendo che le acque si muovano secondo tale via:

TABELLA DELLE SORGENTI E RELATIVI DATI

Quota dall'inghiottitoio del padule di Colfiorito: m 756

Leggenda: H = quota della sorgente.

h = dislivello della sorgente rispetto all'inghiottitoio.

Do = distanza misurata orizzontalmente fra l'inghiottitoio e la sorgente.

D = distanza teorica percorsa dall'acqua.

t = tempo in ore occorrente alle acque per raggiungere la sorgente.

v = velocità dell'acqua in m/sec in funzione della distanza teorica.

N°	SORGENTI	H (m)	h (m)	Do (m)	D = h + Do (m)	t (ore)	v (m/sec)
1....	Sorg. Acquacci.....	480	276	9.230	9.506	15	0,18
2....	» Bagnara.....	622	134	8.900	9.034	15	0,17
3....	» Centino.....	516	240	11.010	11.250	15	0,21
4....	» Cartiera.....	430	326	11.460	11.786	15	0,22
5....	» Spugne.....	415	341	11.470	11.811	15	0,22
6....	» Bagni.....	625	131	8.360	8.491	6	0,39
7....	Font. di Stravignano ...	630	126	8.220	8.346	3	0,77
8 ..	Sorg. Lovaje.....	740	16	7.750	7.766	15	0,14
9....	» Le Prata.....	656	100	—	—	—	—
10....	» La Vena.....	500	256	7.840	8.096	3	0,75
11....	» Acquabianca.....	400	356	9.740	10.096	3	0,93
12....	» Capodacqua.....	400	356	7.660	8.016	1	2,23
13....	» Faucelli.....	400	356	7.640	7.996	1	2,22
14....	» Fraz. Capodacqua	450	306	8.240	8.546	1	2,37
15....	» Mascionche.....	500	256	10.360	10.616	15	0,20
16....	» Gorgo di Giove ...	388	368	10.020	10.388	6	0,48
17 ...	» Rasiglia (Molino).	690	66	7.760	7.826	—	—
18....	» Collecasole.....	625	131	6.000	6.131	—	—
19....	» Coppo.....	620	136	6.220	6.356	—	—
20....	» Bottegaia.....	665	91	4.690	4.781	6	0,22
20 bis.	» Malanotte.....	710	16	4.520	4.536	6	0,21
21....	» Capofosso.....	752	4	1.990	1.994	39	0,01
22 ...	» Fermana.....	752	4	2.460	2.464	39	0,02
23....	» Casone.....	755	1	3.400	3.401	39	0,02
24....	» Scopoli.....	543	213	8.310	8.523	15	0,15
25....	» Sasso.....	565	191	8.580	8.771	3	0,81
26....	» Castello.....	658	98	7.020	7.118	48	0,04
27....	» Serravalle..... (Cagnolo)	647	109	7.440	7.549	48	0,04
28....	» Bavareto.....	587	169	9.380	9.549	48	0,05
29....	» Menotre..... (Le Venarelle)	610	116	8.090	8.206	—	—
30....	» Verchiano..... (Alzabove)	655	101	8.730	8.831	—	—

I maggiori risultati positivi si ebbero dunque nelle stazioni della Valle del Topino, fuoriuscenti ai margini del massiccio calcareo (vedi cartina allegata) e si cominciarono ad avere in un tempo molto breve, il che dimostra la grandissima facilità di filtrazione delle acque nel terreno carsico in questa direzione.

Ma per poter rendere evidente verso quali zone le acque tendano a spostarsi con maggior velocità ho ritenuto opportuno segnare con appositi simboli convenzionali quelle sorgenti le cui acque presentassero fluorescenza positiva all'incirca alla stessa ora. Tali simboli sono riportati nella suddetta cartina topografica in iscala 1 : 125.000.

Da essi risulta, che dopo circa un'ora si aveva fluorescenza positiva nelle sorgenti Capodacqua (n. 12), Faucelli (n. 13) e Frazione di Capodacqua (n. 14).

Dopo circa tre ore si aveva fluorescenza positiva nelle sorgenti Fontana di Stravignano (n. 7), la Vena (n. 10), Acquabianca (n. 11), Sasso (n. 25).

Dopo circa sei ore si aveva fluorescenza positiva nelle sorgenti Bagni (n. 6), Gorgo di Giove (n. 16), Bottegaia (n. 20), Malanotte (20 bis).

Dopo circa 15 ore si aveva fluorescenza positiva nelle sorgenti di Acquacci (n. 1), Bagnara (n. 2), Centino (n. 3), Cartiera (n. 4), Spugne (n. 5), Lovaje (n. 8), Mascionche (n. 15) e forse in quella di Scopoli (n. 24).

Tutte le suddette sorgenti sono sul versante tirrenico.

Dopo circa 39 ore si riscontrava fluorescenza positiva nelle sorgenti di Capofosso (n. 21), Fermana (n. 22), Casone (n. 23).

Dopo circa 48 ore si aveva fluorescenza positiva, quantunque discontinua nei tempi successivi, nelle sorgenti di Castello (n. 26), Serravalle (n. 27) e dubbia in quella di Bavareto (n. 28) essendo positivo un solo campione.

Non sono state considerate le sorgenti di Le Prata (n. 9) essendovi stato impossibile effettuare i prelievi, di Rasiglia (n. 17), Collecasole (n. 18), Coppo (n. 19), Menotre (n. 29) e Verchiano (Alzabove) (n. 30) per la discontinuità nella fluorescenza dei campioni relativi alle suddette 5 stazioni.

Le ultime due sorgenti in particolare, pur presentando una fluorescenza positiva nei primi campioni, la perdevano nei successivi.

I diversi tipi di simbolo di sorgente riportati nella carta allegata indicano con grande evidenza e chiarezza il moto delle acque per via carsica provenienti dall'inghiottitoio del Padule di Colfiorito.

Essi mostrano come le acque si muovano con sensibile velocità verso il versante tirrenico.

In particolare si riscontra la maggior velocità nelle acque che risorgono nella zona di Capodacqua. E ciò è spiegabile anche per il dislivello di oltre 350 m. esistente fra l'inghiottitoio e le sorgenti.

I simboli delle sorgenti del versante tirrenico sono di vari tipi, a mano a mano che aumenta la distanza dall'inghiottitoio.

Il movimento delle acque provenienti dall'inghiottitoio si presenta molto più lento verso Est e cioè verso il versante adriatico.

A causa del lieve dislivello (da 1 a 4 m) esistente fra l'inghiottitoio e le sorgenti a questo vicinissime, di Capofosso, Fermana e Casone, esistenti nel Piano di Colfiorito, il moto delle acque è lentissimo e la risorgenza si verifica dopo circa 39 ore.

Permane lento anche il moto delle acque verso le sorgenti esistenti nella zona di Serravalle, e la risorgenza si verifica dopo circa 48 ore.

In queste ultime sorgenti la fluorescenza risultante nei campioni prelevati era molto discontinua. Molto dubbia era la positività della fluorescenza nelle acque della sorgente di Bavareto, essendosi tale caso presentato una sola volta.

E' da notare invece, che la positività risultava costante nei campioni prelevati in tutte le sorgenti della zona compresa fra Bagnara, S. Giovenale, Nocera, Stravignano, Giove, Sasso, Capo d'Acqua, cioè nella zona a Nord-Ovest dell'inghiottitoio.

Più discontinua era la positività della fluorescenza nella zona di Rasiglia.

Nelle sorgenti ad Est dell'inghiottitoio, poi, nessuna sorgente presentava una fluorescenza continua e costante.

In considerazione che la velocità delle acque, che dall'inghiottitoio del Padule di Colfiorito pervengono alle sorgenti del versante tirrenico, è sensibile e che dette sorgenti, specie quelle poste a Nord-Ovest dell'inghiottitoio, hanno presentato una fluorescenza positiva costante nell'esperimento eseguito, mentre le acque che risorgono nelle sorgenti del versante adriatico hanno una velocità sensibilmente inferiore ed una fluorescenza discontinua e molte volte incerta, si può dedurre che le acque del Padule di Colfiorito confluiscano per la maggior parte verso il versante tirrenico.

Da quanto sopraesposto, risulta ora evidente che proprio la zona di San Giovenale è quella, dopo l'altra di Capodacqua di Foligno, ad essere maggiormente alimentata dalle acque di percolazione e di infiltrazione provenienti dall'inghiottitoio di Colfiorito.

Se, quindi, effettivamente si dovesse addivenire ad una bonifica del bacino, tutte le zone sorgive di Nocera Umbra verrebbero ad essere influenzate diminuendo di una certa aliquota la loro portata d'acqua e ciò influirebbe non soltanto sulla zona dove le sorgenti stesse scaturiscono, ma anche su tutto il tratto percorso dai fiumi che in detta zona si originano.

Si può dunque concludere che l'esperimento colorimetrico è non solo riuscito, ma anche con brillanti risultati, superiori forse a quanto ci si poteva attendere, e questi dovuti all'ingente quantità di sostanza fluorescente usata che mi ha consentito di mettere in risalto anche quali fossero i rapporti maggiori e minori di velocità tra l'acqua assorbita dall'inghiottitoio e quelle risorgenti alle singole sorgive dei bacini sottostanti, interessati dalla circolazione carsica.

Senza entrare in eccessivi dettagli sulla complessa questione dei vari casi di circolazione, o percolazione, od infiltrazione messi in luce dal differente comportamento di alcune sorgenti nel mostrare il loro diverso rapporto con la soluzione smaltita dal soprastante inghiottitoio, dirò soltanto che quasi tutte si sono mostrate interessate dalla suddetta prova sperimentale.

Inoltre, essa ha largamente confermato i risultati già ottenuti in precedenza per via chimica e per via batteriologica, mostrando cioè che le molte polle e sorgentelle del bacino imbrifero del Chienti (versante adriatico) non sono effettivamente in relazione con le acque di Colfiorito.

Le importanti sorgenti di Bagnara, Nocera, e soprattutto Capodacqua sono realmente influenzate dalle acque del bacino chiuso di Colfiorito e con maggiore probabilità da quelle della sua parte occidentale, fra la seconda e la terza anticlinale delle tre pieghe parallele secondo il meridiano e ribaltate ad Est, che costituiscono l'ossatura di detto altipiano.

Carlo FRANCHETTI (1)

## Le cours souterrain du Bussento (Salerno, Italie méridionale) (2)

Le Bussento est le plus important fleuve souterrain dans l'Apennin italien péninsulaire. On calcule que le bassin hydrographique qui alimente le Bussento dépasse 150 km<sup>2</sup>, y compris toutes les vallées autour de Sanza jusqu'au bassin hydrographique contigu du Vallo di Diano.

A environ 4 kilomètres au Nord de Caselle in Pittari, des sources augmentent le débit du fleuve. Il s'agit sûrement des résurgences de deux bassins sans issue, à l'Est de Sanza, qui versent leurs eaux dans la Grotta del Lago et la Grotta di Riotorto.

D'autres eaux sont absorbées par les pentes percées de grottes du M. Cervati (1.899 m), le sommet le plus haut de la province de Salerno. Celui-ci, tout comme les autres sommets des Monts Alburni, du Cervialto et des Monts Picentini, a un caractère purement karstique. De cette façon, la Pescina di Polveracchio et la Voragine del Formatuo nourrissent les affluents du Bussento par des voies souterraines, cette dernière perçant le contrefort Nord des Monts de Vallicona, à l'Ouest de Sanza.

La longueur du lit de notre fleuve, de la source (Serra Cervati, 1.700 m d'altitude) jusqu'à la grotte supérieure du Bussento, est de 18,8 km. La longueur du parcours souterrain, de l'entrée près de Caselle jusqu'à la sortie près de Morigerati, est de 4 km à vol d'oiseau, tandis que l'on peut estimer son parcours souterrain au moins à 6 km de longueur.

Les eaux disparaissent dans une vaste grotte, haute de 35 m, dans une gorge sauvage, à 2 km à l'Est de Caselle in Pittari, et apparaissent de nouveau, à la cote 120 m, à vingt minutes de marche, au Sud-Ouest de Morigerati. La dénivellation totale, de l'entrée à la sortie, est de 113 m.

Par les explorations qui ont été faites, on a pu constater que le lit du fleuve, déjà, au premier demi-kilomètre, s'abaisse de 50 mètres. Ajoutez à ce fait l'engorgement qui, lors des crues, a lieu à l'embouchure de la grotte, et qui fait amasser les eaux sur une profondeur de 60-70 m, en formant un lac temporaire, appelé localement « Utimare » (du latin « Comme la mer »), et vous avez un indice certain de l'existence d'un ou plusieurs siphons dans le parcours souterrain. Cette hypothèse est confirmée par le fait que le volume des eaux augmente fortement à l'entrée pendant les crues, tandis qu'il augmente beaucoup moins à la résurgence.

Pour cette raison, on a dû s'arrêter, au cours de la dernière exploration, au sommet d'une cascade, dont on n'a pu mesurer la hauteur exacte, mais qui était assez haute pour empêcher toute avancée en bateau sans des moyens spéciaux. A cet endroit de la grotte, qui a 15 m de hauteur et 3 de largeur, la cascade occupe tout le lit, et on ne trouve sur les parois aucune prise qui permette de

(1) Président du Circolo Speleologico Romano.

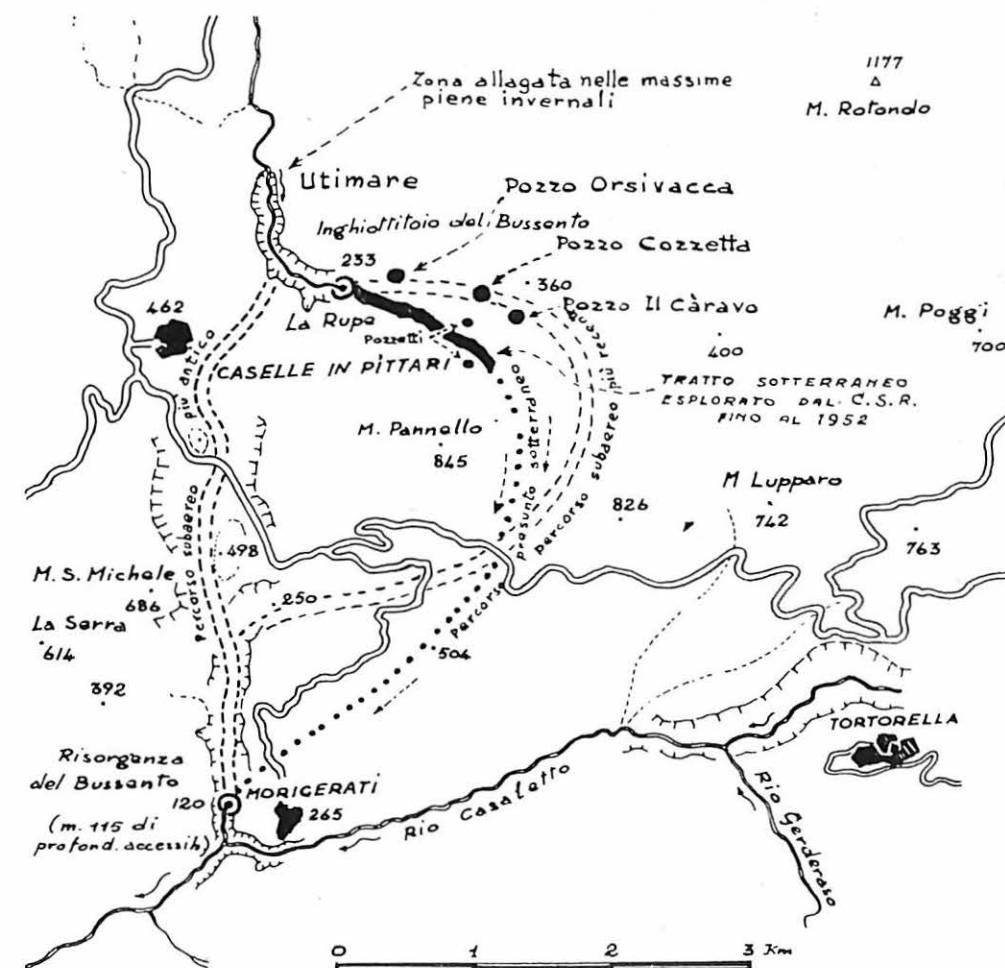
(2) Communication présentée le 12 septembre 1953.



Entrée du cours souterrain du Bussento.

dépasser l'obstacle. On pourra, toutefois, vaincre aussi cet obstacle grave en construisant un pont spécial en fer pour s'éloigner du bord de la chute, ou, mieux encore, après la création d'eaux mortes, quand on aura capté et dévié les eaux du Bussento au moyen d'un barrage en amont pour usage industriel qui est maintenant à l'étude.

A présent, le pire obstacle pour la poursuite de l'exploration est constitué par le volume et la violence du courant tourbillonnant dans les rapides, et par le grand fracas qui empêche de s'entendre, même à très courte distance.



Des affluents temporaires existent dans le parcours souterrain, dont trois ont été identifiés et en partie relevés par le Circolo Speleologico Romano. Il s'agit des abîmes de l'Orsivacca, du Caravo et du Cozzetta. Les deux premiers ont leur saison d'activité de l'automne jusqu'au printemps, engloutissant les eaux ; au troisième, les eaux s'engouffrent lors de la formation du lac de « Utimate ». Dans l'abîme du Caravo, notre confrère SPICAGLIA a pu, en collaboration avec les autres membres de notre Association, rejoindre la profondeur de 152 mètres, dans le voisinage immédiat du cours souterrain du Bussento, duquel il n'a été séparé que par un infranchissable siphon.

Selon les calculs de débit faits du 16 au 22 août 1903, le volume de l'eau à l'entrée et à la sortie aurait été respectivement de 2.436 et de 4.583 mètres cubes par minute, tandis que les mêmes mesures, prises au 8 décembre 1905, ont donné 3.293 à l'entrée et 6.943 à la sortie du cours souterrain du Bussento. Par contre, à la première exploration que nous avons faite, en octobre 1950, on a eu l'impression générale qu'il y avait moins de différence et que, au contraire, le volume d'eau semblait être plutôt moindre à la sortie qu'à l'entrée. Il faut évidemment se rappeler que les puits absorbants existant dans les monts traversés par le fleuve souterrain sont inactifs pendant l'été, tandis que des pertes existent sans doute dans son cours souterrain, ainsi que semble le démontrer l'existence d'une grosse résurgence, utilisée pour actionner un moulin, qui jaillit un peu plus en haut que la sortie du Bussento, à Morigerati. Ce fait semblerait justifier notre observation, mais un nouveau contrôle exact serait à souhaiter.

Au point de vue biologique, la partie du cours souterrain visitée à ce jour n'offre pas des conditions de milieu favorables à l'existence d'une faune cavernicole spécialisée : seuls quelques crustacés Amphipodes, du Genre *Niphargus*, ont été trouvés au cours de notre exploration dans l'unique cuvette d'eau tranquille qu'on a pu trouver au sommet d'un banc d'argile, à quelque 200 mètres de l'entrée. Tout le reste du matériel recueilli appartient à des formes, soit épigées, entraînées par les eaux tourbillonnantes dans les profondeurs du souterrain, ou à des formes troglaphiles ou troglaxènes banales.

La grotte du Bussento offre tous les éléments favorables à faire d'elle un centre d'attraction touristique d'un grand intérêt, aussi bien à cause de la beauté sauvage du paysage qui y conduit, que de la rare grandeur, si imposante, du souterrain, dont l'aménagement serait possible dans sa partie initiale.

Quand la grande route, qu'on est en train de construire entre Caselle in Pittari, Morigerati et la station balnéaire de Sapri, au Sud de Salerno, sera achevée, l'accès de la grotte du côté de la route nationale Rome-Naples-Reggio Calabria sera court et aisé, et suivra un parcours d'une grande beauté.

Roman SAVNIK (1)

## Beitrag zur Kenntnis der Karsthydrographie in Slowenien (2)

### Résumé

La tâche principale que nécessite l'étude de l'hydrographie karstique en Slovénie consiste dans la recherche des communications entre les cours souterrains prédominants dans la région de partage des eaux entre l'Adriatique et la Mer Noire. Ici, le système de la Ljubljana, un des affluents de la Save, est d'une extrême complication, que souligne la diversité des noms portés par les différentes parties de son cours de surface : l'Obrh sur le Loško polje, le Stržen sur le Cerkljansko polje, le Rak sur le Škocjan, la Pivka dans le bassin du même nom, l'Unica sur le Planinsko polje. Dans ce qui suit, l'auteur donne une exposition détaillée des conditions hydrographiques dans le Bassin de la Pivka et du Planinsko polje où, tout récemment, des recherches assidues ont donné un nombre considérable de résultats.

Dans le bassin de la rivière périodique de la Pivka, les cours d'eau souterrains persistent malgré la plus grande sécheresse. Puisque ces eaux s'écoulent des versants des Javorniki et qu'elles contiennent des Protées, on est porté à supposer que quelque part sous cette région montagneuse il existe de vastes bassins d'eau. Le ruisseau de la Lovka, avec le système de grottes voisin, où l'on a trouvé des eaux dont l'origine est encore inconnue, présente un problème hydrographique très compliqué. La partie Sud-Ouest du Bassin de la Pivka, avec le ruisseau la Rakulščica et les grottes aquatiques voisines, voit ses eaux se diriger vers le Sud et, selon toute apparence, vers l'Adriatique.

Sur le Planinsko polje, dans la grotte Jama pod gradom, que traverse le Rak, on a constaté, en période de basses eaux, que, dans sa partie profonde, celles-ci s'écoulent vers l'intérieur et qu'il existe une liaison avec le ruisseau la Malenščica. Les sources de la Ljubljana, sur le bord Sud du Bassin de Ljubljana, sont hydrographiquement liées non seulement avec le Planinsko polje qui est situé au Sud, mais aussi avec les ruisseaux de la Logašica et la Hotenka, en direction de l'Ouest.

Unter allen Karstgebieten Jugoslawiens ist Slowenien bisher am besten erforscht. Da im Karst unterirdische Wasserläufe überwiegen und zugleich hier die teilweise noch problematische Wasserscheide zwischen den Zuflüssen des Adriatischen und Schwarzen Meeres verläuft, gehört die Erforschung der unterirdischen hydrographischen Verbindungen zu den wichtigsten Aufgaben der heimischen Speläologie.

Besonders kompliziert ist das Flusssystem der Ljubljana, eines Zuflusses der Save, was schon in der Benennung ihrer verschiedenen oberirdischen Teile der Oberläufe (Obrh auf dem Loško polje, Stržen auf dem Cerkljansko polje, Rak auf dem Polje Škocjan, Pivka im gleichnamigen Becken, Unica auf dem Planinsko polje) zum Ausdruck kommt. Ihr Quellgebiet befindet sich auf dem Bergmassiv

(1) Membre de l'Institut de Recherches karstiques, Postojna (Yougoslavie).

(2) Communication présentée le 11 septembre 1953.



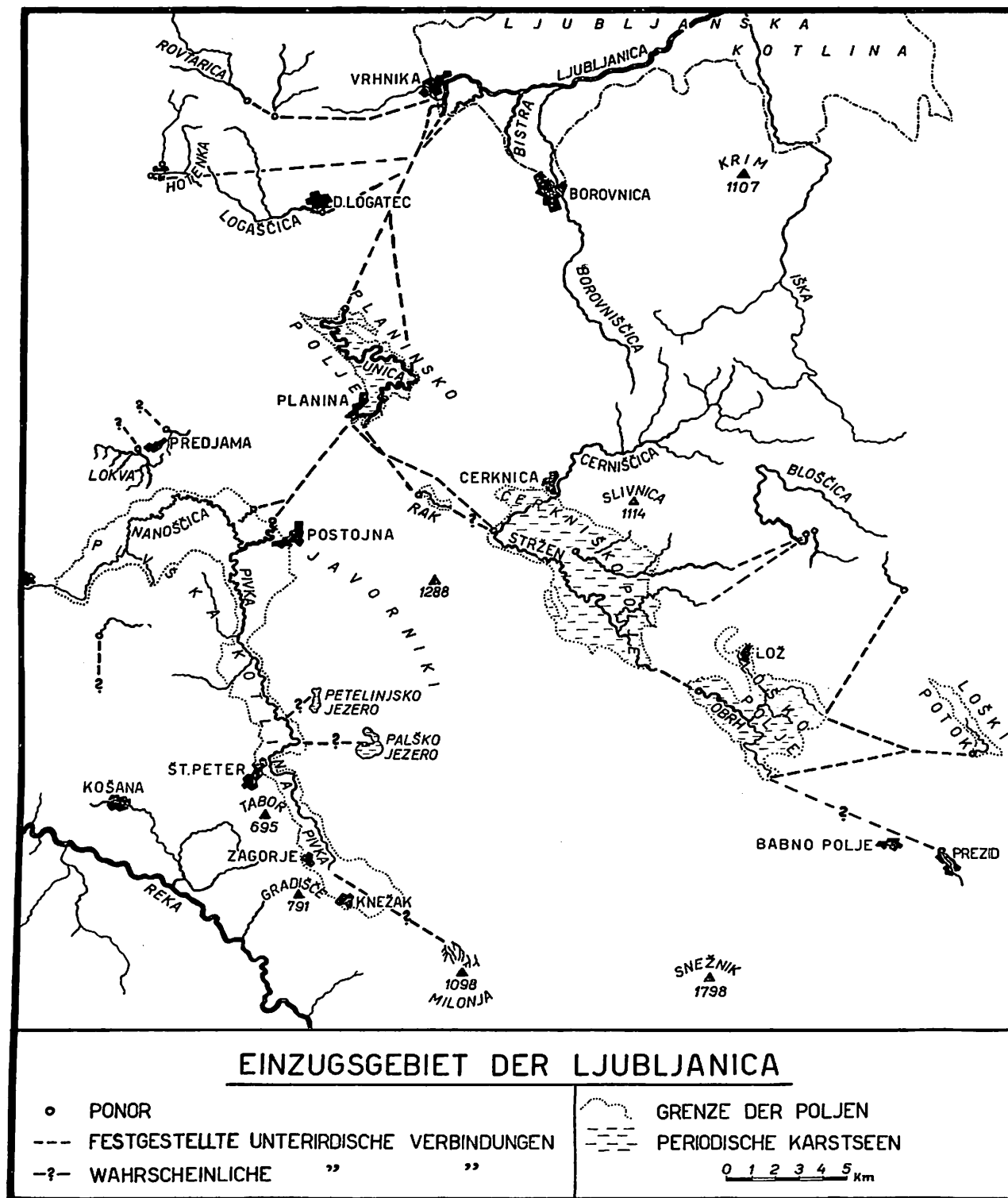


Fig. 1

des Snežnik (1.796 m), welches jährlich durchschnittlich über 2.000 mm Niederschläge empfängt. Da hier fließende oberirdische Gewässer gänzlich fehlen, ist die Wasserscheide zwischen der Ljubljana einerseits und der Kolpa, Rječina und der Reka andererseits unbestimmbar. Daher ziehen wir sie einfach längs der höchsten Erhebungen [1].

Auf dem Loško polje sammelt der Bach Obrh die obersten Zuflüsse der Ljubljana. Sein hydrographisches Einzugsgebiet ist teilweise bekannt. Die Gewässer fließen hieher vom Südosten und teilweise vom Norden und verschwinden im nordwestlichen Teile des Polje in die Ponoren.

Ein durchschnittlich 200 m hoher Bergrücken trennt Loško und Cerknjsko polje voneinander. Letzteres wird nach längerem Regen vom bekannten See überflutet. In seinem lehmigen Boden reihen sich aluviale Dolinentrichter, die als Estavellen tätig sind. Ihre hydrographische Verbindungen sind noch unbekannt. Im südöstlichen Teile des Polje kommen unter dem Namen Stržen die Gewässer aus dem Loško polje und wahrscheinlich auch unmittelbar aus der bergigen Gegend von Snežnik und Javorniki zutage. Ausserdem entwässert sich hieher der grösste Teil der Hochebene Bloke, während vom Norden her dem Polje die Cerknjsčica aus der nichtkarstigen Gegend zufließt.

Das meiste Wasser fließt im nordwestlichen Teile des Cerknjsko polje unterirdisch ab. Doch wurde bis jetzt nur seine hydrographische Verbindung durch die Wasserhöhle Velika Karlovica mit dem Planinsko polje festgestellt.

Zwischen dem Cerknjsko und Planinsko polje liegt das kleine Polje Škocjan mit dem Bache Rak [2]. Seine hydrographische Rolle ist noch nicht genügend klargestellt. Die Färbung bestätigt nur die Verbindung mit dem Planinsko polje. Wahrscheinlich empfängt der Rak das Wasser aus dem Cerknjsko polje durch die Höhle Velika Karlovica. Infolge des Verlaufes der ehemaligen jugoslawisch-italienischen Grenze durch dieses Gebiet, wurde bei den Färbungen des Wassers vor der Velika Karlovica der Rak nicht beobachtet.

Das zweite Quellgebiet der Ljubljana befindet sich auf der Westseite des Snežnik und der Javorniki. Die Gewässer sammelt die Pivka, die in meridionaler Richtung das ganze nach ihr benannte Becken (Pivška kotlina) durchmisst und dann in der Postojnska jama (Höhle von Postojna) verschwindet. Das Becken umgeben höher liegende Karstflächen aus Kreidekalk, die teilweise auf den Flysch überschoben sind, während seinen Boden eozyener Flysch bedeckt [3].

Die Pivka ist ein periodischer Karstfluss. Seine ersten Quellen befinden sich wahrscheinlich im Trockental unter der Milonja (1.098 m), wo sie sich bald in die Erde verlieren. Die richtige Quelle liegt erst bei Zagorje, wo die Flussrinne beginnt.

Von der linken Seite aus dem Flyschgebiet empfängt die Pivka lauter kleine Bäche mit ständigen Wasser. Unter ihnen hat einige Bedeutung nur die Nanošica. In diese mündet die ständig ausgiebige Karstquelle Karentan, die an der Grenze zwischen der Kreide und dem Flysch entspringt. Von der rechten Seite dagegen erhält die nicht weit von den Berghängen der Javorniki fließende Pivka Wasser aus starken periodischen Karstquellen, die sie zeitweise in einen grossen Strom verwandeln. Sie befinden sich insbesondere in der Nähe der periodischen Karstseen Palško und Petelinjsko jezero, die mit ihnen in unterirdischer Verbindung stehen.

Wir sind nicht imstande auf den Javorniki und dem Snežnik die Grenzen des Einzugsgebietes der Pivka festzustellen. Infolge der reichlichen Niederschläge jedoch können wir annehmen, dass da ständig unterirdisches Wasser fließt und auch die Pivka einen ständigen unterirdischen Lauf hat [4]. Für diese Vermutung spricht eine Reihe von Feststellungen aus der neuesten Zeit.

Während der heurigen, fast zwei Monate andauernden Frühjahrsdürre wurde bei den Untersuchungen der starken periodischen Karstquelle Fužina bei Stara vas 10 m unter der Oberfläche ein ständiger Zufluss des Wassers, worin Proteen schwammen, festgestellt. Zur selben Zeit wurden östlich davon schon in den angrenzenden Abhängen der Javorniki mehrere Schächte erforscht, unter ihnen



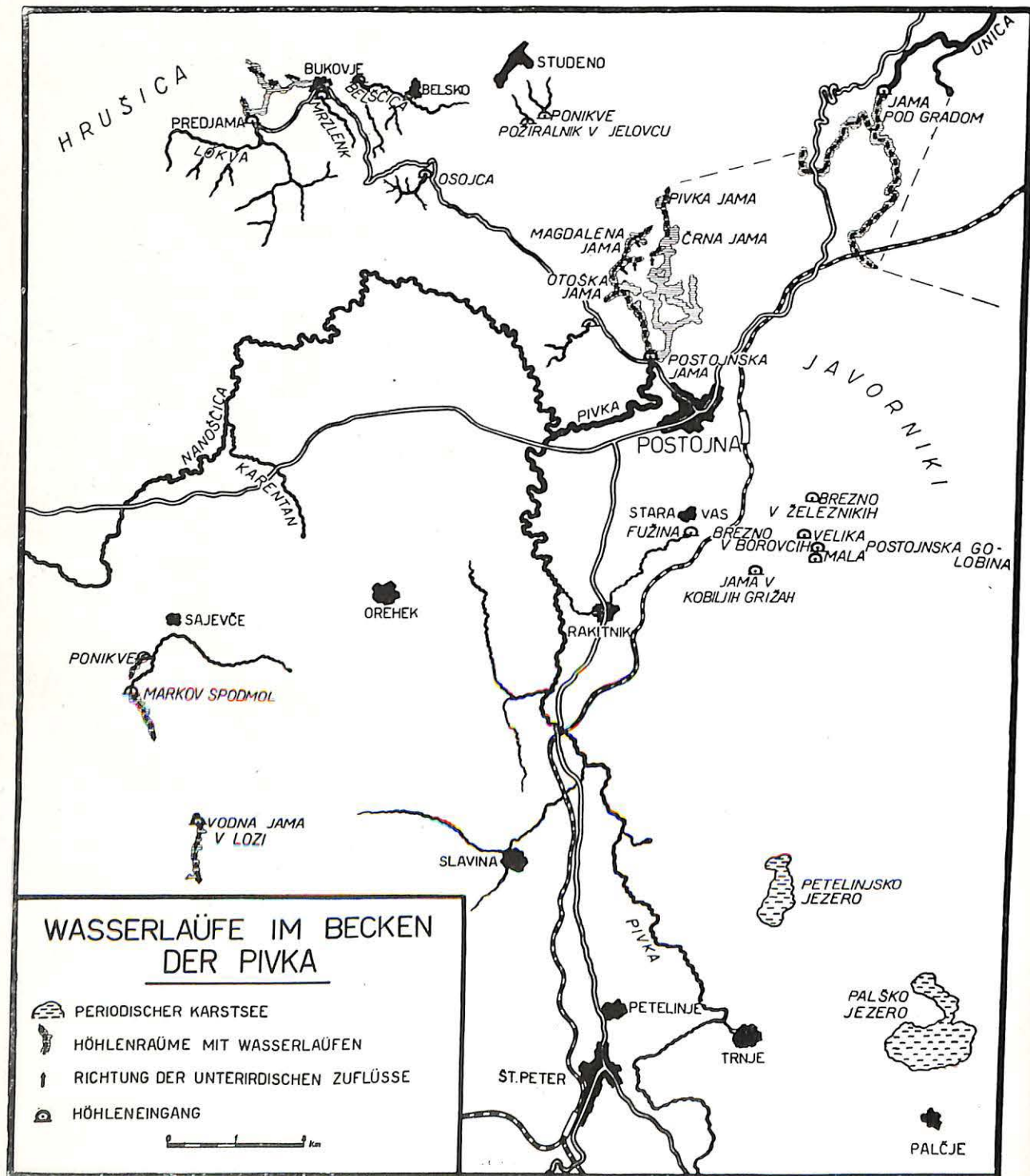


FIG. 2

auch der tiefe Schlund Jama v Kobiljih Grižah, dessen Grund jedoch infolge des hohen Wasserstandes noch nicht erreicht werden konnte. Endlich haben unsere Höhlenforscher im System der Höhle von Postojna festgestellt, dass die Pivka von der rechten Seite einige Zuflüsse erhält [5]. Da sie Proteen zuführen, kann man annehmen, dass diese unterirdischen Gewässer aus ausgiebigen Wasserbecken stammen, die wir irgendwo unter den Javorniki vermuten können. Auch die schon erwähnte Karstquelle Karentan ist ein ungelöstes Problem für sich, denn ihrer Wassermenge entspricht bei weitem nicht das allzukleine orographisch bedingte Einzugsgebiet. Nach den Angaben der heimischen Bevölkerung soll sich die Quelle auch bei heiterem Wetter trüben und ansteigen, wenn es irgendwo im Hinterlande der Javorniki und des Snežnik stark geregnet hat.

Im Becken der Pivka harren noch zwei hydrographische Probleme auf ihre Lösung. Bei Predjama befindet sich die Schwinde des Baches Lokva. Nach alter Ueberlieferung soll er mit den Quellen der Vipava, die in das Adriatische Meer fließt, in Verbindung stehen [6]. Die im Jahre 1951 vorgenommene Färbung der Lokva war erfolglos. Deshalb wurde das sehr verwickelte und ausgedehnte Höhlensystem bei Predjama heuer einer gründlichen Prüfung unterzogen. Dabei entdeckte man in der Höhle neue Räume und wärmere und kältere Wasserläufe noch unbekannter Herkunft.

Auch die kleine Mulde von Sajevče mit dem Bach Rakulščica scheint eine eigene hydrographische Stellung einzunehmen. Die südliche Richtung des oberirdischen Laufes dieses Baches, der in die Ponikve und Wasserhöhle Markov spodmol mündet, geben nebst den Feststellungen in der unweit davon liegenden Wasserköhle Vodna jama v Lozi den Anlass zur Vermutung, dass dieser südwestliche Teil des Beckens der Pivka mit diesem Flusse keine Beziehungen hat und sich nach dem Adriatischen Meer entwässert.

In der Jama pod gradom bei Planina, die in der deutschen Literatur unter dem Namen Kleinhaüselhöhle bekannt ist, vereinigen sich die Gewässer der beiden Quellgebiete der Ljubljana. Drinnen verzweigt sich die Höhle in zwei Arme. Den westlichen Arm durchfließt die Pivka, den östlichen der Rak, dessen Befahrung nur sehr niedriger Wasserstand ermöglicht. Dabei wurde in diesem Arm, der erst in den Jahren 1949-1950 gründlich erforscht wurde, eine merkwürdige Wasserscheide festgestellt. In seinem vorderen Teil fließt das Wasser in der Richtung zum Ausgange der Höhle, im hinteren Teil jedoch in entgegengesetzter Richtung zum Siphon am Ende des Armes. Das Wasser, das vor diesem Siphon gefärbt wurde, kam später in den Quellen des Baches Malenščica am Rande des Planinsko polje zum Vorschein [7]. Die Zirkulation des Wassers im Rakarm kann man bei höheren Stand nicht beobachten.

Das Planinsko polje wird periodisch überflutet. Das meiste Wasser strömt hieher aus der Jama pod gradom. Nach der Vereinigung der Pivka mit der Malenščica wird der Fluss Unica genannt. Nur zur Zeit der Ueberschwemmungen des Planinsko polje werden auch die Karstquellen an seinem südwestlichen Rande tätig. Die Gewässer verlassen das Polje längs seiner östlichen Flanke in kleinen unzugänglichen Ponoren. Diese stehen mit den Quellen der Ljubljana bei Vrhnika am Südrande des Beckens von Ljubljana (Ljubljanska kotlina) in Verbindung. Doch reicht das Einzugsgebiet dieser Quellen nach neuen Feststellungen auch in die Gegend von Logatec, wo sich der Bach Logaščica, und in die Gegend von Hotedrščica, wo sich der Bach Hotenka in Ponoren verliert [8].

Die unterste Quelle von Lubija und die dauernd ausgiebigen Quellen von Bistra östlich von Vrhnika nehmen im System der Karstquellen am Südrande des Beckens von Ljubljana eine Sonderstellung ein, denn hier kam das gefärbte Wasser noch nie zum Vorschein. Man nimmt an, dass sie in unmittelbarer Verbindung mit den Gewässern des Cerknisko polje stehen.

Was die Karsthydrographie der Ljubljana, die diesen Namen erst nach der Mündung verschiedener Quellen bei Vrhnika behält, anbelangt, gibt es also trotz langjähriger mühevoller Forschungen und immer neuer Entdeckungen noch viele Unklarheiten und mangelhafte Kenntnisse.



## Literatur

1. ŠERKO (A.). — Ljubljana (mit englischem Résumé), *Geografski vestnik*, Ljubljana, XXIII, 1951. — Barvanje ponikalnic v Sloveniji (Les colorations des rivières karstiques en Slovénie), *l. c.*, XVIII, 1946.
2. ŠERKO (R.). — Kotlina škocjan pri Rakeku (The Rak Basin near Rakek), *l. c.*, XX-XXI, 1948-49.
3. BRODAR (S.). — Prispevek k stratigrafiji kraških jam Pivške kotline (A Contribution to the Stratigraphy of Karst Caves of the Basin of Pivka), *l. c.*, XXIV, 1952.
4. MELIK (A.). — Pliocenska Pivka (The Pliocene Pivka), *l. c.*, XXIII, 1951.
5. MICHLER (I.). — Beitrag zur Hydrographie im System der Postojnska jama (im Drucke).
6. OERTLI (H.). — Karstphänomene im nordwestlichen Jugoslawien. *Geographica Helvetica*, VIII, 1953, 38.
7. MICHLER (I.). — Rakov rokav Jame pod gradom (Rakarm der Jama pod gradom) (im Drucke).
8. CADEŽ (N.). — Opazovanje in barvanje Logaščice (The Subterranean Course of the Logaštica River). *Geografski vestnik*, Ljubljana, XXIV, 1952.

Gaspard G. MISTARDIS

## Sur le drainage karstique dans les régions calcaires côtières de la Grèce méridionale <sup>(1)</sup>

## Résumé

Pour les régions calcaires de la Grèce méridionale, voisines des côtes, le niveau de base s'abaissa dans le passé beaucoup plus bas que le niveau actuel de la mer. La karstification intérieure avançait donc beaucoup plus profondément que le niveau de base général actuel.

Mais à une époque relativement récente la mer ennoya les parties inférieures des vallées, etc., d'où résulte l'aspect actuel des côtes submergées.

La mer, et, parfois, des alluvions ont ainsi recouvert les anciens débouchés des eaux karstiques. Elles continuent cependant à jaillir avec force en plusieurs lieux dans la mer ou à travers la couche d'alluvions.

Il faut donc supposer que, grâce à ce dernier changement du niveau de base, l'horizon aquifère des massifs calcaires côtiers de la Grèce méridionale, qui autrement serait maigre à cause du climat sec, a pu devenir assez riche pour que des sources pérennes très abondantes jaillissent avec force à peu près au niveau actuel de la mer.

## I

1. — Pour les régions calcaires de la Grèce méridionale voisines des côtes actuelles, le niveau de base d'érosion superficielle normale s'abaissa, durant le Pliocène et le Quaternaire, plusieurs fois, les unes peu, d'autres beaucoup plus bas que le niveau actuel de la mer.

Le surcreusement de plusieurs vallées dans ces régions, comme par exemple celle de Krissa (Itéa), en est une des preuves. Les parties inférieures de ces vallées, ennoyées par la mer, forment de petits golfes (d'Itéa, de Kreussis, etc.). Des alluvions récentes ont à leur tour comblé une partie de ces golfes (petite plaine alluviale d'Itéa, etc.).

La présence des formations continentales pléistocènes (conglomérats, etc.) sous le niveau actuel de la mer (au golfe Saronique, etc.), en est une autre preuve.

2. — Il est donc évident que la karstification intérieure doit avoir progressé assez fortement dans ces régions calcaires, beaucoup plus profondément que le niveau de base général (niveau de la mer) actuel, sauf, bien entendu, là où des conditions spéciales avaient empêché sa marche vers le bas.

(1) Communication écrite, déposée le 12 septembre 1953.

On peut expliquer ainsi l'absence presque totale de sources dans les massifs calcaires de la Grèce méridionale, comme dans ceux des monts Parnasse, Cithéron, Patéra, etc., même dans leurs vallées profondes, sauf, bien entendu, là où nous avons des affleurements ou intercalations de couches imperméables.

## II

3. — C'est d'une époque relativement récente de la partie moyenne et de la partie supérieure du Quaternaire moyen, que datent les derniers changements du niveau de base d'érosion à grande dénivellation, vers le haut, dans la Grèce méridionale.

A la suite de ces changements du niveau de base vers le haut, la mer envahit les parties inférieures des vallées, etc. D'où la prédominance de types des côtes submergées. Des alluvions avaient ensuite comblé quelques espaces dans ces vallées ennoyées partiellement par la mer, en formant ces petites plaines côtières, si fréquentes en Grèce méridionale.

Les eaux karstiques, qui auparavant émergeaient en grande partie à peu près aux niveaux de base plus bas, d'autrefois, se trouvaient maintenant devant des obstacles plus ou moins considérables. La mer, et quelque part les alluvions récentes, avaient obstrué les issues karstiques.

4. — Mais, si ces eaux karstiques ne peuvent plus émerger librement à l'air aux mêmes lieux qu'auparavant, nous les voyons cependant, assez fréquemment, jaillir sous la mer, dans ces mêmes lieux, et quelquefois c'est avec une assez grande force que l'eau sort de ces émergences sous-marines.

Ainsi, sur la côte occidentale calcaire de la péninsule de Mani (Péloponèse méridionale), des eaux karstiques, provenant du massif calcaire qui prolonge vers le Sud le Mont Taygète, jaillissent avec force sous la mer près de St-Démètre-de-Sélinitsa (2).

5. — Très souvent, nous voyons aussi que des eaux karstiques arrivent à l'air libre à peu près au niveau de base actuel, au-dessus des issues d'autrefois, en traversant les alluvions récentes. Les émergences de ce type, aux débits les plus abondants, forment très souvent de petits marais qui quelquefois, en se réunissant, forment des nappes d'eaux superficielles plus étendues.

Ainsi, en Attique, dans la région calcaire du Nord-Est (Epacrie), des eaux karstiques très abondantes jaillissent dans la plaine côtière de Marathon, à travers les alluvions, qui ont comblé une partie considérable du golfe-baie de Marathon. Elles formaient autrefois des marais assez étendus, qui ont été pour la plupart récemment desséchés.

La plus importante des émergences de la plaine de Marathon est celle de Kato-Souli. Elle est captée aujourd'hui pour l'enrichissement (en cas de besoin) du lac artificiel dit « de Marathon », qui sert de réservoir pour l'alimentation d'Athènes en eau. L'émergence aussi de Provalinthos (Valta), au Nord de Néa-Makri, est aussi assez importante et forme un ruisseau qui coule jusqu'à la mer.

6. — Il est évident cependant qu'il arrive très souvent que les alluvions ont bouché complètement les issues karstiques d'autrefois, empêchant ainsi la sortie des eaux.

Dans ce cas, les eaux karstiques sont obligées, ou de creuser dans la masse calcaire par élargissement des diaclases, etc., d'autres issues, ou d'utiliser des parties d'anciens réseaux karstiques qui conduisaient autrefois les eaux à des issues plus élevées, qui se trouvent à peu près au niveau de la surface alluviale actuelle.

(2) Mentionné par : J. PETROCHLOS, Recherches spéléologiques à Mani. *Bulletin de la Société Spéléologique de Grèce*, t. II, fasc. 1, 1953, p. 21.

C'est ainsi que nous pouvons expliquer la présence de nombreuses émergences, à débit souvent très abondant, le long de la ligne de contact des masses calcaires avec les alluvions récentes, au bord intérieur (du côté de la terre) des plaines côtières alluviales.

Des émergences de ce type, à débit très important, sont celles de Myloi (pr. Myli) et de Képhalari, en Argolide. Elles se trouvent à la bordure alluviale intérieure (Nord-occidentale) de la plaine côtière de Lerni-Argos, qui n'est en réalité qu'une partie du Golfe Argolique comblée par des alluvions récentes.

7. — Un cas moins fréquent, c'est la présence d'émergences d'eaux karstiques très abondantes aux pieds de collines calcaires, plus ou moins isolées par les alluvions.

Ainsi, dans l'Ouest calcaire de l'Attique, nous voyons au pied de la petite colline calcaire de Rheitoi (pr. Riti), isolée par des alluvions dans le Sud-Est du bassin d'Eleusis, près de la côte actuelle, des eaux karstiques très abondantes jaillir avec une certaine force. Parmi ces eaux, celles qui émergent du côté Sud de la colline forment, en se retenant par un barrage peu élevé, le petit lac artificiel de Koumoundourou. Celles qui jaillissent au Nord-Ouest de la colline forment un ruisseau assez important, qui contourne les pieds occidentaux de la colline et, après un très court parcours, aboutit au golfe d'Eleusis.

L'hypothèse la plus satisfaisante, pour le cas des émergences de Rheitoi, est la suivante : des eaux karstiques de la partie méridionale du massif calcaire de Parnès-Phylé, etc., débouchaient, aux époques où le niveau de base était plus bas, assez loin de la colline, peut-être vers le Sud-Ouest. Après que ces issues karstiques furent bouchées par les alluvions, ces eaux utilisèrent une ancienne voie du réseau karstique, qui avait ses issues plus haut, dans la partie calcaire qui forme aujourd'hui la colline de Rheitoi.

Dans une de ces émergences, nous voyons en effet très nettement que l'eau ne jaillit pas de bas en haut, en traversant des alluvions, mais du Sud vers le Nord, de l'intérieur de la colline calcaire vers les alluvions.

## III

8. — De tout ce qui a été exposé plus haut, nous pouvons tirer quelques conclusions au sujet des modifications dans le drainage karstique des régions calcaires côtières de la Grèce méridionale, survenues à la suite des oscillations du niveau de base d'érosion, surtout au Quaternaire.

Nous ne nous occuperons ici que des plus intéressantes de ces conclusions, que nous exposons dans les paragraphes qui suivent.

9. — Le dernier changement du niveau de base d'érosion vers le haut, à dénivellation considérable, qui se place un peu après la dernière glaciation (Würmienne), avait, comme d'ailleurs aussi les plus anciens, des conséquences assez favorables pour l'hydrologie karstique des régions calcaires de la Grèce méridionale.

En effet, l'horizon aquifère karstique de ces régions, qui autrement serait maigre à cause du climat sec qui règne ici, a été assez enrichi de ce fait. Les eaux karstiques, au moins une partie d'elles, ne pouvant plus sortir que par des issues plus élevées que celles d'auparavant, remplissent ainsi d'autres parties, aussi plus élevées, des réseaux souterrains karstiques. Nous avons ainsi évidemment, au-dessous du niveau de base actuel, plus élevé qu'auparavant, des eaux karstiques d'un volume plus grand.

C'est grâce à cette plus grande richesse due à l'accumulation d'eaux souterraines karstiques, qu'un grand nombre d'émergences ne présentent pas de grandes oscillations dans leur débit, surtout parmi celles qui, traversant les alluvions récentes, jaillissent près de la bordure des masses calcaires, vers les petites plaines alluviales de la Grèce méridionale.

10. — Aussi, les oscillations du niveau de base d'érosion, d'amplitude considérable, eurent évidemment comme conséquence de favoriser une pénétration très accusée de l'eau de la mer dans les parties côtières des masses calcaires, à cause de leur karstification.

Une partie de ces eaux marines, pénétrant ainsi par les creux de karstification, arrive évidemment jusqu'aux parties du réseau souterrain où circulent les eaux karstiques et se mélange avec elles.

Ces eaux karstiques ainsi mélangées, émergeant ensuite à l'air libre, donnent, bien entendu, des sources à eau plus ou moins salée. Ainsi, les sources de Rheitoi (pr. Riti), en Attique occidentale (3), celle de Galaxidi, sur la côte septentrionale du Golfe de Corinthe (4), celle de Vlychada-de-Dyros, sur la côte occidentale de Mani (5), etc.

11. — Il peut arriver, à la suite des oscillations du niveau de la mer, que des ouvertures superficielles du réseau des creux souterrains se trouvent maintenant à la ligne de démarcation entre terre et mer. Dans ce cas, évidemment, l'eau de la mer en pénétrant remplira les creux vides.

Mais, dans l'île de Céphalonie (Mer Ionienne), près de sa capitale, Argostoli, nous assistons à un phénomène extrêmement curieux. L'eau de la mer, en entrant par de tels trous, ne remplit pas le creux souterrain. Nous la voyons couler toujours dedans. Sa force permettait autrefois de mettre en mouvement quelques moulins (6).

C'est vers le sens de l'explication donnée plus haut pour les sources salées qu'il faudrait plutôt tenter de trouver aussi une explication satisfaisante du phénomène curieux des « Moulins d'Argostoli ».

L'eau de la mer, qui se précipite par les trous karstiques d'Argostoli dans les creux souterrains, pénètre sans doute, enfin, dans la partie du réseau où circulent des eaux karstiques abondantes. En se mélangeant avec elles, elle suit leur cours et enfin, ainsi mélangée, émerge probablement sous la mer, à une profondeur peut-être faible, dans un ou plusieurs lieux.

(3) Voir relativement à elles : A. C. CHRISTOMANOS, *Sources thermales de la Grèce*, Athènes, 1887, p. 9.

(4) Mentionnée par : CHRISTOMANOS, *op. cit.*, p. 7.

(5) Mentionnée par : J. PETROCHILLOS, *Cavernes de Mani. Bulletin de la Société Spéléologique de Grèce*, t. I, 1951, fasc. 1, p. 6.

(6) Voir relativement à ce phénomène, entre autres : G. MARINOS, *Le mystère insoluble des moulins d'Argostoli. Soleil*, 1949, fasc. 265-7 ; J. PETROCHILLOS, *Recherches spéléologiques à Céphalonie. Bulletin de la Société Spéléologique de Grèce*, t. I, fasc. 4, 1952, p. 122-124 ; E.-A. MARTEL, *Nouveau traité des eaux souterraines*, 1921, p. 140.

Gaspard G. MISTARDIS

## Recherches sur l'hydrologie des massifs calcaires à plusieurs niveaux de base locaux de la Grèce méridionale <sup>(1)</sup>

### Résumé

Quand le niveau de base s'abaisse, la zone inférieure de drainage karstique s'abaisse aussi, et les creux formés durant la période du niveau de base précédent constituent alors une sorte d'horizon de grottes sèches. Ainsi peuvent se former peu à peu plusieurs étages de cavernes.

Mais, souvent, les diverses parties d'un massif calcaire ont différents niveaux de base (locaux) à écarts considérables.

C'est surtout vers les niveaux de base les plus bas que les eaux, pénétrant dans le massif calcaire, doivent s'attirer, et c'est de ces côtés que les étages de grottes sèches doivent être plus développés.

Dans les grands massifs calcaires de la Grèce méridionale nous voyons cependant que des eaux karstiques extrêmement abondantes jaillissent du côté des niveaux de base les plus élevés.

Il faut donc supposer que quand le climat est plutôt sec, les niveaux de base les plus bas ne peuvent pas attirer les eaux des parties du massif à niveaux de base plus élevés, surtout quand la neige persiste plus dans ces dernières parties.

### I

1. — Dans une région calcaire, ou même dans un massif calcaire, quand le niveau de base d'érosion normale superficielle s'abaisse, il est évident qu'il favorise un abaissement aussi de la zone inférieure de drainage karstique dans cette masse calcaire.

Les cavités, donc, qui furent creusées dans cette masse calcaire durant la période d'un certain niveau de base, constituent, après l'abaissement de ce niveau, une sorte d'horizon de grottes, galeries, etc., sèches.

Il s'ensuit ainsi que des changements successifs du niveau de base d'érosion normale superficielle, du haut vers le bas, peuvent favoriser la formation de plusieurs étages de cavités, ou plutôt d'un réseau de cavernes, galeries, etc., échelonnées.

(1) Communication écrite, déposée le 12 septembre 1953.

2. — Sauf des cas spéciaux dans la disposition des intercalations de couches imperméables, les sources karstiques importantes se trouvent plus ou moins en rapport avec le niveau de base d'érosion normale.

Il est donc évident que les changements de ce niveau de base vers le bas favorisent aussi un déplacement vers le bas des émergences en air libre des eaux karstiques.

## II

3. — Une région calcaire, ou un massif calcaire, peuvent avoir, à une période déterminée, un seul niveau de base d'érosion superficielle pour toute leur étendue. Mais, le plus souvent, nous avons plusieurs niveaux de base (locaux), chacun se rapportant à une partie seulement de la région ou du massif.

Ces divers niveaux de base locaux peuvent présenter des écarts considérables entre eux. C'est le cas pour la plupart des massifs calcaires plus ou moins importants de la Grèce méridionale.

Ainsi, dans le massif calcaire assez important du Parnasse, le bassin du Haut-Céphise (alt. à peu près 300 m), et celui du Céphise-Moyen (alt. un peu moins de 200 m), servent comme niveaux de base locaux à la moitié orientale de la montagne, qui est la plus élevée. Les vallées d'Hylaithos (d'Amphissa) et de Pleistos (et, par prolongement, le niveau de la mer dans le golfe d'Itéa), jouent le même rôle pour la moitié occidentale du Parnasse.

Pour le massif moins important d'Hélicon, la plaine de Copaïde, ancien lac desséché (alt. 95-110 m), sert de niveau de base local à sa partie orientale. Le bassin néogène de Paléopanagia-Dombréna, etc., joue le même rôle pour sa partie méridionale, et le niveau actuel de la mer (golfe de Corinthe) pour sa partie occidentale.

## III

4. — C'est surtout vers les niveaux de base locaux les moins élevés que les eaux, pénétrant dans la masse calcaire, doivent évidemment être le plus attirées, surtout dans un massif homogène et pas déformé.

C'est donc du côté des niveaux de base locaux les plus bas que les réseaux de grottes, galeries, etc., sèches, échelonnées, doivent être les plus développés dans les massifs calcaires. C'est aussi de ce même côté que les sources et les émergences doivent être les plus nombreuses, et à débit abondant.

5. — Les niveaux de base locaux, les moins élevés à notre époque, pouvaient être abaissés encore plus dans le passé. Ils présentaient alors des écarts plus considérables qu'aujourd'hui avec les niveaux de base locaux les plus élevés.

Dans ce cas, on doit s'attendre à ce que les conséquences plus haut mentionnées, se rapportant au drainage karstique, soient plus accentuées et qu'elles se soient plus ou moins maintenues jusqu'à notre époque.

L'étude cependant des massifs calcaires de la Grèce méridionale nous montre que ce n'est pas toujours le cas.

## IV

6. — En Grèce méridionale, il y eut dans le passé, pour plusieurs de ces massifs calcaires, des abaissements considérables de certains de leurs niveaux de base d'érosion locaux. Au contraire, d'autres de leurs niveaux de base locaux ne s'abaissèrent pas sensiblement.

Ces abaissements considérables de certains des niveaux de base (d'érosion normale superficielle) locaux allèrent, dans le Quaternaire, au moins jusqu'à plusieurs dizaines de mètres beaucoup plus bas que le niveau actuel de la mer.

7. — Ainsi, pour les massifs calcaires de l'Hélicon et du Parnasse, nous avons dans le Quaternaire des abaissements considérables du niveau de base d'érosion

de leurs parties occidentales (Golfe de Corinthe). Au contraire, il n'y eut pas, pendant le même laps de temps, de changements assez sensibles dans les niveaux de base d'érosion de leurs parties orientales (bassins du Céphise, plaine-lac de Copaïde).

Entre ces niveaux de base d'érosion des parties occidentales et orientales, il y a, même à notre époque, des écarts très considérables, allant jusqu'à plus de 200 m. Ces écarts furent fortement dépassés dans le passé. On pourrait donc s'attendre à ce que les effets mentionnés dans les paragraphes 4 et 5 soient ici très accusés.

8. — Or, dans ces deux massifs calcaires de la Grèce méridionale, nous voyons que des eaux karstiques extrêmement abondantes jaillissent, non du côté des niveaux de base d'érosion les plus bas (se trouvant du côté de la mer), mais du côté de ceux qui sont les plus élevés (se trouvant vers l'intérieur).

Ainsi, dans le massif du Parnasse, des eaux extrêmement abondantes jaillissent vers son extrémité N.E., à Lilaia-Polydrosion, du côté du niveau de base (local) le plus élevé, celui du bassin du Haut-Céphise (altitude env. 300 m). Au contraire, du côté du niveau de base le plus bas, celui de la vallée d'Hylaithos, il n'y a pas d'émergences vraiment importantes.

De même, dans le massif de l'Hélicon, des eaux abondantes émergent du côté des niveaux de base d'érosion les plus élevés, comme par exemple dans la région Askra-Haliartus (vers l'extrémité S.E. de la montagne). Mais c'est surtout vers l'extrémité N.E. de l'Hélicon, auquel la plaine de Copaïde (alt. environ 100 m) sert de niveau de base, que des eaux karstiques extrêmement abondantes jaillissent à Livadia (sources d'Herkyna). Elles procurent la force motrice à plusieurs petites fabriques de coton.

9. — Au bord Nord-occidental du bassin de Copaïde, à une distance d'environ vingt-cinq kilomètres à l'Est de la partie Sud-orientale du Mont Parnasse, des eaux karstiques encore plus abondantes jaillissent.

Ici, au pied Nord-oriental de la colline calcaire d'Akontium (Dourdouvana), qui portait l'Acropole de la ville très célèbre dans l'Antiquité (au II<sup>e</sup> millénaire av. J.-C.), d'Orchomène, jaillit la grande source des Grâces (alt. 101 m).

Cette émergence très considérable forme, avec d'autres moins importantes, comme celles qui jaillissent à Tzamali (source de Pétakas, etc.), le petit fleuve Mélas (Noir), ou Mavropotamos, qui est flottable dès ses sources. Un affluent de gauche lui apporte aussi les eaux abondantes de la source de Polygyra (alt. 90 m), émergeant dans la région où on place l'ancienne ville d'Asplédon.

Le Mélas, qui coulait entre les villes d'Orchomène et d'Asplédon (STRABO, IX, C 415), était aussi dans l'Antiquité très riche en eaux. PLUTARQUE (*Sylla*, XX) mentionne qu'il était le seul fleuve de la Grèce flottable depuis ses sources.

Ces eaux karstiques d'Orchomène-Asplédon, extrêmement abondantes et ne présentant pas des oscillations saisonnières, en débit, considérables, ne peuvent provenir que d'un massif important. Ce massif est sans doute celui du Parnasse. La partie supérieure de son secteur S.E., le plus proche des sources de Mélas, se couvre chaque hiver d'un manteau de neige très épais, dont une petite partie persiste jusque vers le milieu de l'été.

Nous voyons donc que, dans la partie S.E. du Parnasse, l'écoulement souterrain est aussi orienté, non vers le niveau de base le plus bas, qui est celui des côtes du Golfe de Corinthe, mais vers le niveau de base le plus élevé, qui est celui de la plaine de Copaïde.

## V

10. — L'explication de ces drainages karstiques importants vers les niveaux de base d'érosion locaux les plus élevés, dans ces deux massifs calcaires de la Grèce méridionale, doit être cherchée dans les conditions climatiques qui règnent ici.



En effet, ce sont les moitiés orientales du Parnasse et de l'Hélicon, tournées vers les niveaux de base d'érosion locaux les plus élevés, qui reçoivent les pluies les plus abondantes. C'est aussi dans les parties supérieures de ces mêmes moitiés orientales, exposées vers le N. et vers l'E., que la neige persiste le plus longtemps.

Donc, l'écoulement des eaux karstiques, plus considérable et plus constant du côté des niveaux de base les plus élevés, rend extrêmement difficile des captures karstiques par les cours souterrains, beaucoup plus maigres et moins constants, des moitiés occidentales de ces deux massifs, qui sont tournées vers les niveaux de base d'érosion locaux les plus bas.

11. — L'écoulement souterrain vers les niveaux de base les plus élevés, c'est-à-dire les bassins du Céphise et le bassin de Copaïde, doit avoir été plus important et plus constant encore, à l'époque de la dernière, au moins, glaciation (Würmienne).

Pendant cette période glaciaire furent formés, dans la partie supérieure de plusieurs hautes montagnes de la Grèce méridionale (Aroania, Parnasse, Ghiona, Vardoussia, etc.), de petits glaciers, surtout de cirque.

Sur le Mont Parnasse, c'est sur la moitié Nord-orientale de sa partie supérieure que nous observons des traces glaciaires. Ces traces (2) attestent la réalité d'une glaciation locale peu importante, mais qui suppose des neiges beaucoup plus abondantes qu'à notre époque, éternelles dans la partie la plus élevée de la montagne.

Les eaux, plus abondantes alors sur cette montagne, provenant de la fonte de petits glaciers et du manteau hivernal de neige, beaucoup plus épais et plus étendu qu'à notre époque, pénétraient évidemment en quantités plus considérables qu'aujourd'hui dans la masse calcaire. Elles creusèrent alors probablement, en élargissant surtout les parties d'un réseau plus ancien qui se trouvaient le long et au-dessous des principales vallées, des galeries, des cavités, etc., très importantes.

Ainsi, les plus importants des anciens fleuves souterrains de la moitié orientale du Parnasse formèrent peu à peu de larges voies karstiques souterraines, que suivent maintenant les eaux qui émergent au pied de la montagne, du côté des bassins du Céphise, ou même plus loin, surtout vers le S.E.

Les eaux qui suivent la plus importante des voies souterraines façonnée par les eaux de fonte des glaciers, névés, etc., du secteur Nord-oriental du Haut-Parnasse (de la haute vallée de Kélaria, du cirque de Gérontovrachos, etc.), émergent à Lilaia-Polydroson.

Les eaux très abondantes de ce groupe des sources de Lilaia-Polydroson (3) devaient (avant le projet dit « du lac Yliki ») être captées selon les plans de la « Société Hellénique des Eaux » pour l'enrichissement du lac artificiel « de Marathon ». Ce captage devait être réalisé par prolongement, par étapes, de l'aqueduc d'Avlon (Kakosalessi), à travers la Béotie, jusqu'à Lilaia.

13. — Les eaux karstiques très abondantes, qui suivent la plus importante des voies souterraines façonnée par les eaux provenant de la fonte des glaces, névés, etc., d'autrefois, du secteur oriental du Haut-Parnasse, émergent, en grande partie au moins, au bord Nord-occidental du bassin de Copaïde. Il s'agit des émergences se trouvant près d'Orchomène (source des Grâces, etc.), près de Tzamali (source de Pétakas, etc.), et près d'Asplédon (source Polygyra) (4).

(2) Voir détails sur elles dans : O. MAULL, Beiträge zur Morphologie des Peloponnes und des südlichen Mittelgriechenlands. *Geographische Abhandlungen*, X, 1921, Heft. 3, p. 269-272.

(3) Pour détails sur elles, voir : M. MARAVELAKIS, Etude hydro-géologique sur la partie septentrionale du massif du Parnasse, Athènes, 1925, p. 9 et suiv.

(4) Voir sur elles : A. PHILIPPSON, Der Kopaïs-See in Griechenland und seine Umgebung. *Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin*, Band XXIX, 1894, n° 1, p. 39 et suiv. et carte.

Plusieurs projets ont été élaborés dans le passé pour le captage des eaux très abondantes de ces sources en vue de leur transport jusqu'à Athènes (5).

14. — Comme des traces glaciaires manquent sur la moitié Sud-occidentale du massif calcaire du Parnasse, il est évident que des captures karstiques du côté des niveaux de base les plus bas devaient être aussi, aux époques glaciaires, extrêmement difficiles.

## VI

15. — De tout ce qui a été exposé plus haut, on voit se retracer clairement l'influence prépondérante des conditions climatiques sur l'évolution du réseau karstique souterrain d'une région calcaire ou d'un massif calcaire, dont les parties diverses jouissent de climats sensiblement différents.

C'est surtout à l'épaisseur du manteau de neige et à sa persistance plus ou moins prolongée durant une grande ou une petite partie de la période estivale, qu'il faudrait probablement attribuer le rôle le plus important.

16. — Mais, pour avoir une explication plus satisfaisante des différences dans l'écoulement souterrain dans les parties diverses d'une région calcaire, il faut tenir compte, non seulement des conditions climatiques qui règnent aujourd'hui, mais aussi de celles qui régnaient dans le passé, au moins durant le Quaternaire. L'influence des eaux provenant de la fonte des glaces, névés, etc., d'autrefois, doit être évidemment assez importante.

(5) Voir sur eux : R. KINZER, Rapport-avis sur la question de l'alimentation en eau des villes d'Athènes et du Pirée, Athènes, 1911, p. 6 et suiv.



Jean PETROCHILOS

## Sur l'histoire du Quaternaire de la presqu'île de Mani (Péloponèse) <sup>(1)</sup>

### Résumé

Après des observations faites dans la presqu'île de Mani (Sud du Péloponèse), on a constaté que dans cette région :

1) il y a une relation étroite entre la morphologie superficielle et le creusement des formes karstiques, parce que tous les deux sont aussi échelonnés ;

2) on peut supposer qu'il y a eu un abaissement du niveau de base par saccades après le Tertiaire, depuis l'altitude de 220 m jusqu'au niveau de la mer actuel et plus bas encore, parce qu'il y a des vestiges d'anciennes lignes de rivage au-dessus du niveau de la mer actuel et des cavernes sous-marines ;

3) deux oscillations du niveau de base sont probables ensuite, dont l'une est survenue à une époque récente, parce qu'il y a des vestiges de rajeunissement de quelques grottes ainsi qu'une ligne de rivage très récente.

La presqu'île de Mani se situe au Sud du Péloponèse, entre le golfe de Laconie à l'Est et le golfe de Messénie à l'Ouest. Elle est comme un prolongement de la montagne « Taygète », et elle se divise, par des montagnes aussi, en deux parties : une partie orientale et une autre occidentale. Le point culminant de la région atteint une altitude de 1.217 m.

Cet exposé s'occupe de la partie occidentale, entre le village de Sélinitsa, au Nord, et le village Yérolimin, au Sud.

Le relief de la région de Mani, ainsi définie, se présente sous forme de gradins échelonnés, qui sont séparés par des escarpements rocheux.

Au point de vue pétrologique, elle est constituée principalement de marbre accompagné d'un peu de schistes micacés, appartenant au Cristallophyllien plissé du Péloponèse. Sur le marbre reposent en discordance, par places (là où il y avait des anciennes vallées), des couches néogènes (marnes, calcaire marneux, psammites, et conglomérats), jusqu'à l'altitude de 220 m. Aussi, par places, il y a des formations plus récentes (conglomérats ossifères et alluvions), jusqu'à l'altitude de 120 m. Le marbre présente des diaclases orientées N. 10° W.-S. 10° E., W.-E., et rarement N.E.-S.W.

Dans la région de Mani, que nous étudions, il y a de nombreux vestiges d'anciennes cavités souterraines et de cavernes, qui ne sont creusées que dans le marbre et le Néogène ; leur répartition est généralement échelonnée. La plupart des cavités qui se trouvent dans les couches néogènes sont petites, sèches, et n'ont que très peu ou pas du tout de concrétions. Quelques-unes sont agrandies par

(1) Communication présentée le 9 septembre 1953.

l'homme pour l'exploitation du sable ; d'autres présentent très nettement des vestiges de l'érosion marine, sous la forme de lignes d'anciens rivages, qui sont quelquefois bien dessinées par des trous de mollusques. D'autres auteurs ont aussi observé des vestiges pareils dans les régions voisines [1].

Les vestiges karstiques qui se trouvent dans le marbre varient suivant leur situation. Au-dessus de l'altitude de 200 m, il n'y a que peu de vestiges karstiques anciens, qui sont surtout peu discernables ; entre 200 m et 100 m, il y a de nombreux trous, qui étaient autrefois émissifs de l'eau, ainsi que très peu de cavernes, qui sont généralement sèches et comblées. C'est au gradin de 100 m d'altitude qu'il y a des cavités importantes ; ce sont des gouffres d'une profondeur de 30-60 m. Ces gouffres sont généralement formés par la chute des plafonds d'anciennes cavernes, dont les vestiges sont bien observables aujourd'hui sur leurs fonds.

Au-dessous de l'altitude de 100 m, et jusqu'au niveau de la mer, il y a des cavernes et des vestiges nets d'anciennes cavités, autrefois émissives d'eau ; elles sont surtout nombreuses entre les altitudes de 30 m et de 0. Enfin, près des côtes, et jusqu'à une distance de 100 m environ loin des côtes, il y a des émergences sous-marines.

Les cavernes les plus intéressantes de la région de Mani occidentale sont celles qui se trouvent près du niveau de la mer ; parmi ces cavernes, les plus caractéristiques sont celle de St-Demètre, à Sélinitsa, qui est sèche, et celle de Vlychada, de Dyros, dont une partie est submergée.

La caverne de St-Demètre se compose de deux parties distinctes, qui sont séparées par une section de la caverne, où la chute des couches de roches a entraîné un aspect chaotique.

La première partie, celle qui est près de l'entrée, se compose d'une galerie qui est creusée en empruntant les diaclases du marbre E.-W. Cette galerie était autrefois le lit d'une ancienne rivière souterraine, en maturité, qui, avant son tarissement, s'orienta vers le Nord, suivant la pente des couches du marbre et les diaclases de cette orientation, comme il est indiqué par les pertes existantes dans la caverne. Dans cette partie de la caverne il y a de nombreuses concrétions.

La seconde partie de la caverne de St-Demètre, plus loin à l'intérieur, présente des formes juvéniles d'érosion tourbillonnaire et de tunnels ronds, qui sont orientés très nettement vers le Nord, suivant les diaclases du marbre, qui ont cette orientation. Elle n'a presque pas de concrétions. Enfin, à 300 m vers le Nord de l'entrée de la caverne de St-Demètre, il y a une exurgence sous-marine très importante.

La caverne de Vlychada, de Dyros, est constituée principalement d'une galerie étroite et morte, et d'un lac de 350 m de long et 2 à 5 m de profondeur, avec quelques sections atteignant 10 m de largeur. L'eau du lac s'écoule vers la mer par des fissures de la roche ou des issues creusées dans la roche, qui sont sous le niveau de la mer.

Sur le plafond de la caverne, il y a de nombreuses stalactites, dont quelques-unes se prolongent sous la surface de l'eau du lac et au-dessous de la surface de la mer. Quelques stalagmites ont un soubassement de terra rossa submergée.

Dans les cavernes qui se trouvent aux altitudes de 25-30 m, il y a des gros piliers stalagmitiques érodés par l'érosion d'un courant d'eau.

Enfin, près de l'entrée de la caverne de Vlychada, de Dyros, ainsi qu'à l'entrée de la caverne précédemment décrite et près de plusieurs autres cavernes qui se trouvent près de ce niveau, il y a des traces de conglomérats rouges ossifères. Les conglomérats sont très cohérents et les os, à demi-fossilisés, qu'ils contiennent appartiennent à des Mammifères. Ils ressemblent aux conglomérats de l'île de Cythère qui, au même niveau, contiennent des os d'*Elephas antiquus* [2] et d'autres Mammifères [3], d'âge probablement rissien.

On n'a rencontré des conglomérats pareils plus haut qu'à l'entrée de la caverne de Scourbi, à une altitude de 120 m, près d'Aréopolis, mais très localisés. Les conglomérats ossifères sont partout érodés ; ils sont particulièrement

érodés par la mer jusqu'à l'altitude de 8 m, parce qu'à ce niveau, souvent au-dessous de roches en surplomb, nous observons des trous de mollusques même dans les conglomérats, ainsi que dans les murs des escarpements de marbre. Il existe aussi des conglomérats pareils dans les vallées.

\*\*\*

D'après les observations ci-dessus mentionnées on peut supposer à Mani :

1) qu'un abaissement du niveau de la mer, depuis l'altitude de 220 m, s'est effectué pendant les temps post-tertiaires ;

2) que les gradins du relief et les vestiges d'anciennes lignes de rivage montrent que le retrait de la mer s'opéra par saccades [4] ;

3) que le creusement du réseau souterrain suivait l'évolution de la morphologie superficielle et qu'il n'y a que très peu de vestiges d'anciennes cavités karstiques au-dessus du niveau de 200 m, parce que la plupart des vestiges des cavités karstiques qui existaient autrefois furent effacés ;

4) que les émergences sous-marines attestent un abaissement du niveau de base au-dessous du niveau de la mer actuelle. Les concrétions de la caverne de Vlychada, de Dyros, qui se prolongent au-dessous du niveau de la mer, ainsi que l'existence de terra rossa au-dessous des stalagmites sous la surface des eaux des lacs de la même caverne sont en faveur de cette hypothèse. Pour préciser quelle était la dénivellation ci-dessus, il faut explorer des cavernes sous-marines ;

5) que les conglomérats ossifères, qui se trouvent près des entrées des cavernes durent être déposés pendant l'époque où le niveau de la mer se trouvait le plus bas : a) parce qu'ils présentent un caractère purement terrestre, et b) parce qu'ils ne sont déposés que jusqu'à 8 m maximum de l'entrée dans les cavernes et par places et à différents niveaux sur les côtes. Ces conglomérats sont retenus probablement par des blocs effondrés, soit des plafonds des cavernes, soit des escarpements en surplomb, sauf dans les anciennes vallées ;

6) qu'il y a eu un rajeunissement des cavernes qui se trouvent entre les niveaux 30 m environ et 0 m au-dessus de la surface de la mer ;

7) qu'à une époque récente, une élévation du niveau de la mer, jusqu'à 8 m au-dessus de la surface de la mer actuelle, est survenue ;

8) qu'après le dernier mouvement positif ci-dessus de la mer, un nouvel abaissement de son niveau jusqu'au niveau actuel est attesté.

\*\*\*

Ainsi, on peut résumer l'histoire du Quaternaire de Mani en se basant sur l'hypothèse que les conglomérats ossifères de Mani sont déposés à la même époque que les conglomérats à *Elephas antiquus* de Cythère, et sur les données spéléologiques exposées précédemment, comme suit :

1) après le Tertiaire, et jusqu'à l'époque rissienne, il y eut un abaissement du niveau de la mer, par saccades, de 220 m jusqu'à son niveau actuel, et un creusement successif de cavernes ;

2) à l'époque rissienne, l'abaissement du niveau de la mer continua ; quand le niveau fut beaucoup plus bas que son niveau actuel, des conglomérats ossifères se sont déposés, qui ont obstrué les entrées de plusieurs cavernes et les parties basses des vallées existantes ;

3) pendant une époque post-rissienne, une élévation du niveau de la mer jusqu'à l'altitude de 30 m environ au-dessus de la surface de la mer actuelle, et un nouveau retrait jusqu'au niveau actuel, a rajeuni les cavernes qui se trouvaient entre ces niveaux et a opéré leur désobstruction ;

4) enfin, pendant une époque récente, une nouvelle élévation de la mer, jusqu'à 8 m au-dessus de son niveau actuel, a élaboré les vestiges de la ligne de rivage nette qui existe à ce niveau ;

5) un nouvel abaissement du niveau de la mer jusqu'à son niveau actuel donna à la morphologie de la région son aspect actuel.

\*  
\*\*

De cette étude on peut aussi conclure que dans les calcaires compacts, homogènes, plissés, qui présentent des diaclases partout bien orientées, il y a une relation étroite entre le creusement des cavités souterraines et le niveau de base des eaux superficielles de la région. En outre, s'il y a des émergences sous-marines, cela s'explique par un abaissement du niveau de base au-dessous du niveau de la surface de la mer actuelle.

*Note.* — Le niveau de 220 m du Néogène de Mani est strictement défini pour la région étudiée. Nous n'avons pas fait des comparaisons avec les régions voisines parce que les données pour ces régions sont très incomplètes.

### Bibliographie

1. NEGRIS (F.). — Etude concernant la dernière régression de la mer. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 1904, p. 156, 160, 165, 593, et 1908, fasc. 15 juin.
2. PETROCHILOS (J.). — Découverte de l'*Elephas antiquus* dans l'île de Cythère. *C.R.S. Soc. Géol. Fr.*, 1938, fasc. 4.
3. LEHONARD. — Die Insel Kythera. *J. Peters Gotha*, 1899.
4. HAUG (E.). — *Traité de Géologie*, t. II, fasc. 3, p. 1897.

### Discussion

M. B. GÈZE remarque que les datations, en se référant à un eustatisme absolu, peuvent paraître douteuses, puisqu'on a de nombreux exemples qui prouvent des gauchissements intenses en divers points de la périphérie de la Méditerranée. Dans chaque région, il convient d'établir une stratigraphie particulière.

M. J. PETROCHILOS répond qu'il n'est en effet pas possible de faire des comparaisons sans avoir des observations analogues dans les contrées voisines.

Nathan SHALEM (1)

## Sur le Karst au Levant (2)

### Sommaire

A. *Aperçu général* : 1. Historique ; 2. Relief, pluie et végétation ; 3. Terrains ; 4. Le dispositif karstique.

B. *Étude régionale* : 1. Le Liban et le pays Alaouite ; 2. Transjordanie ; 3. Palestine : a. Galilée ; b. Samarie ; c. Judée ; d. Sodome ; e. Néguev.

C. *Conclusion*.

### A. — APERÇU GENERAL

1. HISTORIQUE. — La cartographie (y compris la photographie aérienne), la géologie et la météorologie de la Méditerranée orientale, ont atteint un état assez satisfaisant pour fournir la base nécessaire à l'examen du Karst. Par contre, l'étude de l'écoulement et des débits des sources, quoique étant activée par les plans d'irrigation, laisse encore à désirer. Les Sociétés spéléologiques n'ont pas encore été constituées et, par conséquent, il n'y a pas encore lieu d'exposer quantitativement le phénomène du Karst. Cet article, donc, ne se propose de donner qu'une idée d'ensemble.

Les premières données sporadiques (indépendamment des allusions littéraires anciennes) (3) nous sont arrivées dès le début du siècle passé. Karl RITTER [13] a rassemblé ces premiers matériaux. En 1886, Karl DIENER [4] essaya d'aborder la question. Ses tentatives d'expliquer le phénomène sont plutôt des tâtonnements que des données karstiques nouvelles et précises. Max BLANKENHORN et les autres géologues, qui se sont occupés également de l'étude de la géographie dynamique du Levant, ont presque passé sous silence le phénomène du Karst, exception faite de L. DUBERTRET, en 1943, dans la Carte lithologique [6], et en 1948 dans son étude sur le Liban [7] ; et de même L. PICARD [12, p. 103], dans une note générale.

2. RELIEF, PLUIE ET VÉGÉTATION. — Grâce à la haute barrière taurozagrique et au complexe montagneux parallèle à la côte, les quantités de pluies ont augmenté et le grand désert s'est vu empêché d'atteindre jusqu'à la côte de la Méditerranée ; et, de même, un point d'appui a été donné au Karst.

La tectonique a joué un rôle important. Elle a créé, par exemple, la vallée du Jourdain, qui fit pénétrer les isohyètes de 200 à 300 mm à l'intérieur de la montagne palestinienne, laquelle reçoit 600-800 mm, et a compliqué, de ce fait, le

(1) Université hébraïque, Jérusalem.

(2) Communication écrite, déposée le 12 septembre 1953.

(3) Une des preuves de l'existence du karst syro-palestinien se trouve dans la terminologie (plus de 50 termes) comprise dans la littérature hébraïque ancienne, laquelle s'est constituée dans la Méditerranée orientale. Elle inclut tous les éléments du karst et est encore en usage de nos jours.

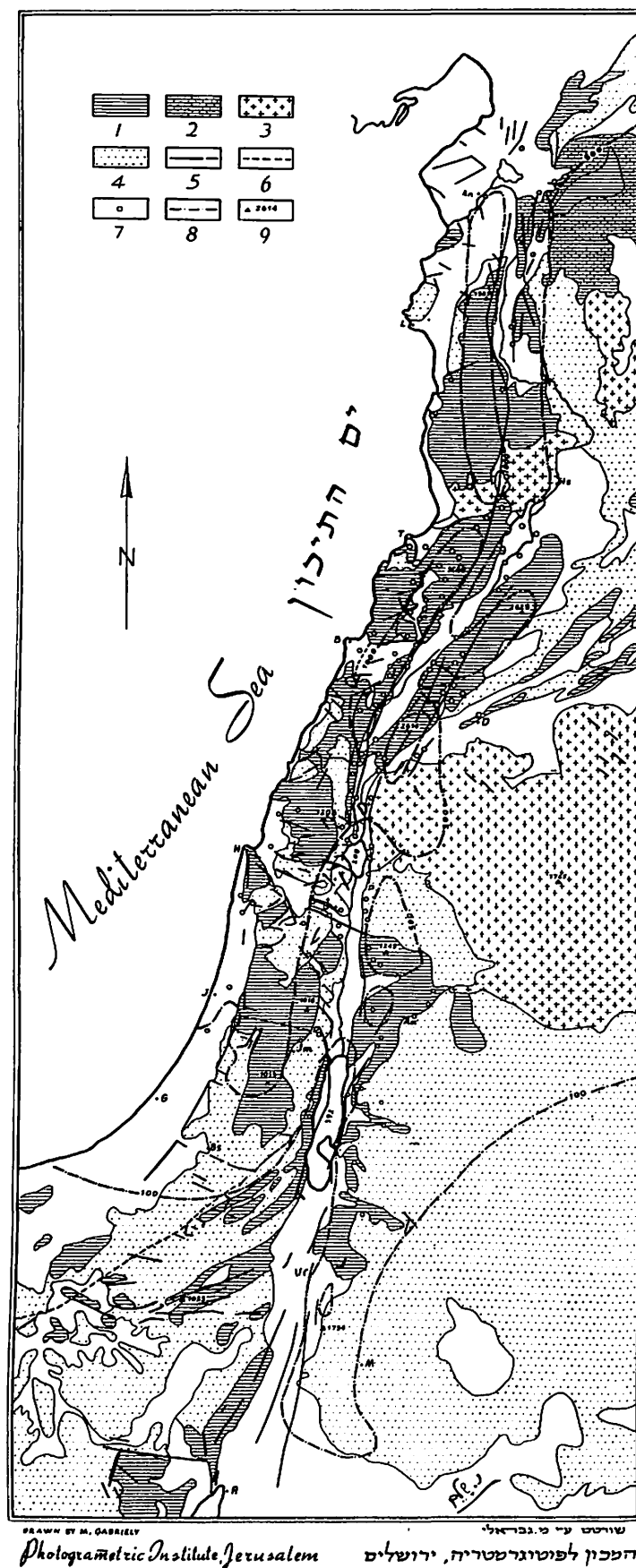


FIG. 1  
CARTE LITHOLOGIQUE  
ET HYDROLOGIQUE  
DU LEVANT

1. Calcaires compacts et dolomitiques.
2. Calcaires poreux.
3. Terrains basaltiques.
4. Marnes crayeuses.
5. Failles importantes.
6. Flexures importantes.
7. Sources importantes.
8. Isohyètes de 100, 500, 1.000 mm.
9. Sommets (au Liban jusqu'à 3.089 m).

Abréviations  
(du N au S) :

- An = Antioche.  
L = Laodicée.  
Hs = Homs.  
T = Tripoli.  
B = Beyrouth.  
D = Damas.  
H = Haïfa.  
J = Jaffa.  
Am = Amman.  
Jm = Jérusalem.  
G = Gaza.  
BS = Beer Sheba.  
M = Maan.  
A = Akaba.

Karst local. Et ce n'est pas là un cas particulier, les isohyètes 200-300 mm servant de limites minimales à l'activité du Karst au Levant ; mais, grâce aux failles profondes, ses traces sont également perceptibles dans les régions de moins de 100 mm.

La pluie ne tombe qu'en hiver, particulièrement en décembre, janvier, février. Dans les hautes montagnes, elle atteint plus de 1.500 mm ; ce sont là des aires qui reçoivent également des neiges épaisses, qui sont plus effectives au Karst que la pluie. Le nombre de jours de pluie varie de 50 à 75 environ. Au fur et à mesure que l'on descend vers l'Est ou vers le Sud, la pluie se réduit jusqu'à la moyenne de deux dizaines de mm, ce qui paralyse l'activité du Karst.

L'absence de pluies d'été est un défaut karstique pour les régions qui n'ont pas encore eu le temps d'élargir leurs réservoirs souterrains.

Le climat montagneux méditerranéen permet la formation de maquis, qui collaborent à l'élargissement des aires de lapiès. Le régime des pluies ne permet pas la formation de tapis de verdure, ou de forêts épaisses, qui puissent ralentir l'activité du Karst. Le Levant, qui fut peuplé depuis les temps préhistoriques les plus reculés, a connu des extrêmes quant à sa végétation. La disposition en terrasses actuelles, dans les régions du Sud, montre une grande diminution des eaux d'écoulement, parfois jusqu'à l'absorption de toute la pluie. Dans les aires de calcaires massifs et purs, qui manquent de terra rossa, la nudité des rochers se prononce en faveur du Karst ; mais dans les régions des calcaires dolomitiques, qui alternent avec les terrains moins perméables, la couverture de maquis paraît préférable.

3. TERRAINS. — Les formations secondaires, jusqu'au Triassique, sont les complexes des terrains qui constituent le Karst.

DUBERTRET a partagé les calcaires [6] en quatre catégories : deux karstiques (calcaires purs et calcaires dolomitiques), et deux non karstiques (marne crayeuse et calcaire poreux). Cette classification, malgré son importance hydrologique, n'englobe pas toutes les formes du Karst, dans les diverses régions.

Les calcaires purs et massifs du Jurassique existent seulement au Nord de la bande (jusqu'aux sources du Jourdain). A cause du manque de facteurs empêchants, ils ont eu un développement karstique rapide (4). Par contre, les calcaires albiens-turonien ne sont pas uniformes. Ils alternent avec des calcaires dolomitiques et des marnes, et comprennent également des lentilles d'argile. Grâce à leur puissance, à leur altitude et à leurs affleurements, ils constituent l'essentiel du Karst. Entre ces deux séries de calcaires, un complexe calcaire du Crétacé inférieur s'interpose, avec intercalations dolomitiques, marnes et argiles, qui sont, dans l'ensemble, imperméables, et servent comme un bon niveau de base karstique.

De nombreuses aires, et surtout dans les dépressions et dans les régions arides, sont encore recouvertes par des restes du Sénonien et Nummulitique, et constituent un empêchement karstique semblable au flysch dans le Karst yougoslave. Ils forment un paysage de collines blanches ondulées, qui se distingue par une parfaite érosion normale, et qui diffère du paysage dur et gris-bleu des calcaires karstiques. C'est le double aspect des régions montagneuses du Levant.

La terra rossa, qui provient de la décalcification des calcaires crétacés, ne dépasse pas, au Sud, les limites de la Judée. Cette limite, bien déterminée, nous renseigne sur la quantité de pluies nécessaires pour donner au calcaire un lessivage approprié, opération qui se fait principalement dans les niches des lapiès. Cette limite coïncide, dans les montagnes, avec l'isohyète de 300 mm environ.

Il est intéressant de signaler que l'existence de la terra rossa dans les sahel intramontains, comme processus aggradatif, doit prouver la continuation de

(4) On trouve un peu partout des calcaires purs appartenant au Crétacé, à l'Eocène et au Miocène.

l'affaissement de leurs fonds, quand même ces sahels se trouvent placés dans des régions montagneuses en état d'élévation.

De même que les calcaires dolomitiques, les basaltes créent aussi de la terra rossa (5).

La tectonique manifeste ses actions stimulantes et prépondérantes, même dans les régions où les conditions de pluviosité, du relief, ou des complexes calcaires, ne sont pas les meilleures.

Dans la Méditerranée orientale, où la densité et le régime des pluies n'est pas un facteur optimal au développement rapide du Karst, l'intervention diastrophique joue un rôle décisif.

Le progrès de la karstification en Galilée, en Samarie, au Carmel, et dans d'autres régions analogues, doit être attribué à l'action stimulante des tremblements de terre. Leur étude montre que les bords des blocs ne se sont pas encore ressoudés pour la plupart. Les eaux souterraines continuent à élargir les fissures et, à cause de l'activité tectonique et de l'abaissement du niveau de base karstique, de nombreuses régions sont encore loin de former des inscrustations de soudure ; c'est pourquoi le Karst y tarde à atteindre le stade de maturité.

Les chroniques des séismes au Levant, à partir des premiers temps bibliques jusqu'à ce jour, signalent fréquemment des perturbations karsto-hydrographiques. Chaque fort tremblement de terre « change l'eau des sources en sang », les bouche, arrête leur débit pour quelques heures ou plus longtemps, et parfois même abaisse le niveau de la source (6). Nous voyons donc que l'action des tremblements de terre sur les cavités souterraines est un phénomène fréquent. Leur action sera différente suivant les dimensions des cavernes et la quantité de stalactites qui peuvent retenir les voûtes et empêcher les éboulements. C'est ce qui fait supposer que la multiplicité des effondrements dans les grottes, soit dans le Nord, relativement karstifié, soit dans le Sud, non arrivé à maturité, provient de secousses séismiques. Ces éboulements se sont succédé jusqu'à nos jours. Il n'est donc pas exclu que quelques-unes des secousses faibles et localisées qui surviennent dans des régions essentiellement karstiques ne soient en réalité que des secousses karstiques. Les restes de la couverture sénonienne-éocène vont en s'effaçant, et de nouveaux calcaires, qui étaient ensevelis, se dégagent. Le soulèvement compense les pertes de l'érosion et l'intensité de la pluie ne tend pas, par conséquent, à diminuer. Même l'affaissement constant des vallées se prononce en faveur du Karst, puisque les différences de niveaux vont en grandissant.

De toute façon, l'examen du Karst au Levant montre qu'une pluie abondante, un relief élevé (qui sont eux-mêmes le résultat de mouvements) et des terrains appropriés ne sont pas suffisants ; il y a besoin également de plateaux, de plis et de failles qui retiennent les eaux dans les montagnes. De ce point de vue, il semble que notre Karst, même dans les régions où il est presque parfait, n'est pas riche en dépressions karstiques comme le Karst yougoslave. Les vallées structurales, intramontaines, les « marjes », les « sahels », et même les « boukeas » et les « kaas » synclinales, qui ne sont pas un élément rare au Levant, n'ont pas produit la poliéfication. Et ceci, que ce soit à cause des fissures et des failles nombreuses, ou de la couverture imperméable nummulitique et sénonienne. Le fort élan dislocatif qui rabaisse outre mesure le « sahel », ou bien l'inclination trop rapide de celui-ci, n'incite pas non plus la poliéfication. Les sahels peu élevés de la montagne de Samarie auraient pu avoir une poliéfication si la région recevait davantage de pluie. Une des régions les plus convenables du point de vue

(5) Le terme italien « terra rossa », qui a été admis dans la science, devrait être remplacé par l'expression biblique *Adama* (terre), dont le sens étymologique est « terra rossa » ; c'est la terre végétale par excellence, connue au Levant. Le terme *Adam* (donné à cause du sang, qui est rouge comme la terre rouge, dont il a été tiré) prouve le rôle important que la terra rossa a rempli dans l'existence de l'agriculteur du Levant.

(6) Notons ici, à titre d'exemple, les tremblements de terre de : 11-7-1927, 1-1-1837, 13-8-1822, 14-1-1546, ca. 1710, 1325, 18-1-746, 13-12-115, VIII<sup>e</sup> siècle avant J.-C.

de la formation des dépressions est la région surélevée qui est située près de la grande faille longitudinale libanaise, région du Sanine-Mneitri, qui est déjà en voie de poliéfication.

4. LE DISPOSITIF KARSTIQUE. — Les lapiès caractéristiques ne se forment pas dans chaque calcaire dans toutes les positions géographiques. La négligence des agriculteurs du Levant et la destruction des maquis rendent les champs de lapiès nombreux et visibles. Les calcaires purs et massifs qui ne créent pas de la terra rossa sont les principaux foyers de lapiès.

Il ne faut pas attribuer à la seule activité karstique la formation des vallées canyoniformes dans le Levant. Elles sont également le résultat de la structure et du climat, et elles se développent indistinctement dans des régions faiblement karstiques, dans les grès et dans les basaltes.

Le climat, essentiellement aride, ne développe pas le modelé des versants avec la même rapidité qui est nécessaire à la transformation du terrain, comme étape dernière, en poliès. Nombre d'entre eux sont également le résultat d'eaux allogènes. Néanmoins, il n'y a pas lieu de minimiser l'importance de la circulation souterraine, qui est si distincte, même dans les régions arides.

Les fissures spéciales des calcaires permettent la percolation convenable par les avens cachés. Ceux-ci remplissent, dans une certaine mesure, la place des dolines. Parmi elles sont à noter spécialement celles à orientation N.O.-S.E. (« fissures érythréennes »), dont la formation n'a pas cessé dès le Miocène. La situation topographique, aux versants rapides, n'est pas, non plus, de nature à encourager le développement des dolines.

L'étude de la spéléologie, en fait, n'a pas encore commencé. Beaucoup de fantaisie remplit la tradition locale au sujet des dimensions des grottes. Toute une littérature folklorique s'est brodée autour des grottes et des sources profondes. Au Liban, des séries de vastes grottes sont connues, dont la longueur totale dépasse parfois quelques kilomètres. Divers essais de statistique en citent environ un millier, dont deux tiers, et des plus importantes en dimensions, se trouvent dans les régions du Nord.

Après la formation de la série de galeries, si les veines d'eau alimentent abondamment leurs plafonds, le suintement peut commencer à tapisser les vides de stalactites. Quoique au Levant l'endodynamique gêne constamment la stabilité du complexe caverneux, les eaux descendent à un niveau inférieur. La température est un facteur qui stimule la stalactisation, mais les eaux font généralement défaut dans les aires qui sont au-dessus des grottes. C'est pourquoi, dans la mesure où nous descendons vers le Sud du Levant, les formations calcitiques deviennent de plus en plus rares. En Palestine même, on ne trouve presque pas de grottes à stalactites dans le versant oriental. Il semble que, même dans la région du Nord, les stalactites se trouvent davantage à l'Occident qu'à l'Orient.

La terra rossa, qui se forme dans la région des calcaires albien-turonien, imbibé la calcite d'une couleur de miel. Une calcite de ce genre incruste chaque petit creux, de formes variées (dendritiques, pisolithiques, mamelonnaires et autres). Dans les grottes d'Akoura se forment des stalactites rouges, sous l'action de la terra rossa, qui provient de la désagrégation des basaltes.

L'état de l'air qui existe dans les grottes est favorable à l'habitation des animaux et des hommes.

Sur la base de l'habitation des grottes depuis l'Acheuléen, PICARD conclut que « the most intensive period of the Karst-formation was therefore during the time preceding the Acheulean that is the Lower Pleistocene or Old Pluvial period A », et depuis lors il a dégénéré [12, p. 103]. Cette opinion ne nous paraît pas justifiée, car chaque grotte n'était pas habitée par l'homme et l'habitation n'a pas toujours commencé à l'Acheuléen. En outre, les grottes habitées peuvent nous indiquer la cessation de l'activité karstique qui leur est propre, et pas davantage, mais cela ne donne pas d'indications sur la dégénération du Karst en général.

Le Karst du Levant a mis son empreinte sur l'habitant du pays. Il a fourni au fellah certaines parcelles pour son travail agricole ; il l'a soumis à la répartition capricieuse des sources et l'a aidé, en lui fournissant les grottes, dans son effort physique et intellectuel.

L'importance des grottes pour l'homme de l'histoire n'est pas moins grande que pour l'homme préhistorique. La population dense et constante a aménagé les creux pour ses besoins divers et, de ce fait, elle a changé l'aspect naturel de nombreuses grottes, petites et moyennes. Les grottes ont servi, dans tous les temps, de lieu d'habitation aux villageois et aux citadins, aux bergers et aux Bédouins, aux ermites et aux persécutés religieux. Elles ont servi d'abri contre les bandits de toute sorte. Elles ont été aménagées en bergeries, en greniers, en citernes, en carrières et en catacombes. Dans nombre d'entre elles ont été établis des plans de révolte qui se sont terminés parfois par des victoires éclatantes. Elles ont servi également de facteur d'inspiration céleste pour l'opposition à un régime religieux existant, et l'activité souterraine des promoteurs de religions nouvelles, ou seulement pour une communion pure et simple avec le Créateur. Il n'est donc pas étonnant si nombre de grottes du Levant ont la renommée d'être les foyers spirituels de mouvements de libération et de lutte pour la propagation d'idées nouvelles dans le domaine religieux et dans la vie spirituelle en général.

La tradition locale et la littérature ancienne s'attardent sur la caractéristique des sources. Les paroles des prophètes sur le rôle des sources dans l'avenir sont fondées sur un fond réaliste séismo-karstique.

L'étude de l'écoulement et du débit des sources en est à ses débuts. L'élan lui sera donné après que les données auront été rassemblées. La distribution des sources et leurs dimensions ne sont pas égales en chaque endroit. Les sources situées dans le Jurassique sont peu nombreuses, elles sont grandes et jaillissent au pied des montagnes. Par contre, les calcaires dolomitiques du Crétacé moyen, grâce aux couches isolantes, créent de nouveaux horizons d'eau. Leur apparition est variée (grandes et petites) dans la montagne et dans la vallée. L'importance de la source prouve bien la maturité de la circulation souterraine, laquelle est étroitement liée à l'état tectonique de la région. Les sources qui jaillissent dans la vallée aride du Jourdain représentent quelque 65 % de toutes les sources de Palestine. Ein-Fech'ha, par exemple, qui coule au Nord de la Mer Morte (isohyète : 100 mm), débite 5.000 à 10.000 m<sup>3</sup>/h, débit fondé sur la karstification des montagnes de Judée, qui reçoivent 600 à 700 mm de pluie par an. La Samarie, qui est plus karstifiée que toute autre région de Palestine, reçoit plus de 50 % de toutes les sources (la Galilée 35 % et la Judée seulement 13 %). Et cependant le régime et la quantité des pluies, même dans les régions les plus pluvieuses, ne peuvent être considérés comme étant un facteur karstique excellent, comme la pluie en Yougoslavie, ou même dans les régions du Karst, en Grèce et en Asie Mineure.

Les sources de Palestine et, dans une certaine mesure, une partie de celles du Nord qui jaillissent d'une façon « folle » (« majnoun », en arabe), sont des trop-pleins, fonctionnant en temps de pluie. Leur débit, par la suite, diminue dans une forte mesure, jusqu'à se rapprocher de zéro. Par contre, les sources dont le débit est constant ne sont pas rares. De toute façon, dans le Karst du Levant, tout l'écoulement n'est pas souterrain. Les réservoirs souterrains sont, après tout, de dimensions limitées.

L'examen des sources palestiniennes nous a montré que la majorité d'entre elles donnent le maximum de leur débit en mars (parfois en avril et même en juin) ; tandis que le minimum oscille entre septembre et décembre, conformément avec l'arrivée des pluies dans la nouvelle saison.

Le sillon intérieur et le régime du Karst ont causé le manque de fleuves importants qui puissent se jeter dans la Méditerranée et développer la côte. Le littoral est, en fait, soumis à la tectonique et aux forces de la mer et demeure dans son fond du type subdalmatique.

## B. — ETUDE REGIONALE

Conformément aux conditions géographiques, lithologiques et structurales, le Karst du Levant s'offre à une classification en unités différentes. Sur le secteur palestinien, que nous connaissons mieux, nous nous étendrons davantage.

1. LE LIBAN ET LE PAYS ALAOUITE. — La plus favorisée en précipitations atmosphériques et en haut relief, la région du Liban s'élève à plus de 3.000 m et reçoit des précipitations (pluies et neiges) s'élevant à plus de 1.500 mm. Le pays des Alaouites, moins élevé que le Liban, n'est pas moins arrosé.

Les calcaires jurassiques, qui atteignent jusqu'à la latitude de Tyr, compacts, fissurés, et épais de 700 à 800 m, ne laissent aucune autre formation affleurer ; la pureté de leur composition et leur grain délicat favorisent une lapiéfication multiforme et profonde.

Le complexe néocomien-aptien, de composition pétrographique hétérogène (argiles, marnes, grès et calcaires), imperméable dans son ensemble, isole deux séries de calcaires karstiques, jurassiques et albien-turonien.

Les calcaires dolomitiques du Crétacé moyen sont plus puissants que les calcaires jurassiques et, très fissurés, se trouvent en général dans les régions hautes de la plupart des montagnes du littoral.

Les dislocations tectoniques et les séismes contribuent aux progrès de la fissuration (7). Ce sont ces nombreuses fissures qui paraissent engloutir la plus grande partie des eaux de pluie, et les dolines remplissent généralement un rôle subordonné. Des cuvettes fermées, ou des gouffres, se trouvent cependant sur les flancs du Djebel-Kneisa et sur les hauts plateaux du Nord du Liban (Djebel-Sanine, Djebel-Mneitri, Cornet-es-Saouda), littéralement criblés de trous qui absorbent les eaux d'écoulement [6, p. 14], et néanmoins ces cuvettes ne se sont pas encore transformées en poljès caractéristiques.

Le lac Yammuné (1.360 m), connu sous le nom de « El Baloua » (avaloir), se place sur la grande faille méridienne, comme sur une selle entre deux sommets, Djebel-Sanine (2.548 m) et Cornet-es-Saouda (3.088 m).

Au début de mars le lac commence à monter et, après un mois, il est plein. Son étendue au début de juillet est d'environ 2 à 3 km. En septembre il se dessèche et seul persiste un bassin circulaire d'environ 60 m de diamètre et de 15 à 20 m de profondeur, le « baloua », émissaire unique (8).

Quelques kilomètres plus au Sud se trouve un deuxième lac plus petit et, au Nord, 5 à 6 Ouvalas. Un lac semblable au Yammuné a été également signalé dans les environs de Cafr-Cuck (région du Hermon).

Les ponts naturels ne sont pas rares au Liban. Le plus connu est celui de Djisr-el-Hadjar, qui traverse la gorge profonde de Nabh-el-Leben, dans la région du Nahr-el-Kelb. Le Nahr-Ibrahim (Adonis), qui jaillit de la grotte de Afka, passe aussi sous une arche naturelle. On trouve également des ponts naturels dans les régions de Mougharat-el-Akoura, et à Beheira.

Le Liban et le pays des Alaouites se distinguent par leurs nombreuses grottes, qui réserveront des surprises aux spéléologues à venir. Celles du Litani, qui se trouvent dans le voisinage du village de Youhmour, ont déjà été signalées par les premiers investigateurs. La grotte d'Antélias est connue pour son abondant

(7) FRAAS [8, p. 132] signale que le séisme de 1837 a réduit le niveau des eaux du Nahr Antelias (Nord de Beyrouth) de 44 m à 20 m au-dessus du niveau de la mer, et a déplacé sa source de quelques km. vers l'Ouest.

(8) LORTER [10, p. 26], qui donne une description du lac, y a découvert le poisson *Phoxinellus libani*, qui y pullule par dizaines de milliers et ne se trouve que dans ce lac. De même, il signale la mousse *Cinctydotus fontinalis* qui y pousse comme dans les sources froides et claires des montagnes calcaires de France.

Cette description ne correspond actuellement plus à la réalité, les eaux de la source de Yammuné ayant été captées pour l'irrigation de la plaine de la Bekaa, près de Baalbek. Le lac n'a plus qu'un rôle épisodique de régulateur de crues. *Note de l'éditeur*.



matériel préhistorique. Aux grottes d'Afka, qui dégorgent des eaux rougeâtres pendant les pluies, se rattache le mythe du sang d'Adonis. La grotte de Akoura, avec ses eaux et ses stalactites rouges, celles de Kadicha, dont quelques-unes n'ont été découvertes qu'au courant des dernières années, sont renommées pour la beauté de leurs stalactites.

Les grottes de l'intérieur du pays ne sont pas moins importantes, quoique étant moins connues. Mar-Maroun a servi d'habitation au fondateur de la secte maronite. De la grotte de Ein-el-Fidjeh sort le Barada. Ein-Membidj (à l'Est de Beith-Djène) se distingue par ses eaux intermittentes peuplées de poissons.

Rappelons encore les grottes du Nahr-el-Kelb, découvertes par W. THOMSON en 1836, décrites par ROBERTSON en 1875 [17, III, p. 98]. Les galeries, longues de 1 à 2 km, et les stalactites, sont comparables à celles de la Kadicha (9).

La parole biblique, « le bon pays des cours d'eau et des sources jaillissant dans les vallées et les montagnes » (Deut. 8 : 7), vise plus particulièrement le Liban.

2. TRANSJORDANIE. — Le territoire « humide » transjordanien, qui s'avance comme un promontoire dans le désert, repose sur une base karstique différente de celle de la Palestine. Seule une bande étroite et longue, tout près de la Vallée du Jourdain, vient en ligne de compte. L'altitude importante (près de 1.800 m au Nord et au Sud) entraîne l'élévation de la pluviosité jusqu'à plus de 500 mm dans le Sud aride, et jusqu'à 800 mm et davantage dans le Nord.

Le Galaad et le pays d'Edom se distinguent par leur topographie osseuse, tandis que le pays de Moab et d'Ammon, qui se situe au milieu, est un plateau qui va en se transformant lentement en hamada. De grands et profonds ouadi le creusent, découvrant les calcaires et l'imprégnant du caractère particulier du relief calcaire. Toute la bande, à part la région synclinale du Yarmoukh, descend en pente abrupte vers la vallée du Jourdain et la Araba.

L'appareil karstique transjordanien nous est moins connu que tout autre au Levant. Nous connaissons cependant les grottes qui s'ouvrent dans les parois des ouadi qui descendent vers le Jourdain. U. Yabis, Kefrindji, le Yabbock, Radjib, Chaïb et autres au Sud. Faute de données, il nous est difficile de savoir, à l'heure actuelle, le degré de développement des dolines ou de galeries souterraines (10).

Les sources de la région, mieux connues, peuvent nous aider. Déjà, au siècle précédent, les explorateurs savaient que, grâce à la base du grès nubien, les sources n'étaient pas rares. L'étude hydrologique dans les dernières années a établi que presque toutes les sources de Transjordanie jaillissent dans les calcaires cénomaniens.

La Transjordanie se signale également pour ses sources thermales qui jaillissent dans les régions du Lac de Tibériade et de la Mer Morte ; mais leur lien avec le phénomène karstique n'est pas encore clair.

3. PALESTINE. — Si nous envisageons la bordure orientale de la Méditerranée comme une unité géographique, la Palestine apparaît comme son extrémité sud, aride.

Le Karst se développe dans les calcaires dolomitiques du seul Crétacé moyen (11). La couverture calco-marneuse n'a pas encore été entièrement empor-

(9) Notons que de nombreuses expéditions ont poursuivi, au cours de ces dernières années, l'exploration de cette cavité et de plusieurs autres grottes du Liban. Il existe maintenant une Société spéléologique à Beyrouth, et des missions françaises y ont également fait progresser les recherches hydrogéologiques et biospéléologiques (*Voie de l'éditeur*).

(10) Dans le plateau du Moab, se trouve une localité appelée « el Balua ». La littérature talmudique signale également le Baloua de Gadère, et parle de galeries longues qui s'insinuent dans le sous-sol moabitique.

(11) Les eaux trouvent ici quelques horizons pour leur jaillissement : dans le Turonien-Santonien, dans le Cénomani supérieur, dans le Cénomani moyen, entre le Cénomani inférieur et l'Aptien.

tée. Les eaux sont absorbées par les avens, dont les extrémités sont masquées par les lapiès, ou pénètrent dans les fissures des rochers qui se trouvent dans les lits des ouadi. Les dolines sont très rares et les vallées sont généralement sèches. Les observations d'écoulement qui ont été faites dans les dernières années montrent que les crues, dans les régions marneuses, se succèdent de près, et que les quantités d'eau sont plus abondantes que celles qui se trouvent dans les régions calcaires (ces différences ne sont cependant pas particulièrement grandes). Les aires calcaires dans les montagnes recouvertes de terra rossa, et bien disposées en terrasses, ne donnent pas du tout d'eau d'écoulement. Le pourcentage des eaux d'écoulement visibles, dans presque tous les ouadi, est de 6 à 9 %. On voit donc qu'en Palestine les eaux d'écoulement subaérien ne disparaissent que partiellement dans le calcaire. De là provient l'existence de gorges profondes par suite de l'écoulement subaérien. Les ouadi, dans lesquels ont coulé autrefois des eaux de sources d'un débit important, ont un profil plus mûr que celui d'autres qui n'ont pas eu de telles sources.

Les accidents tectoniques jouent un rôle prépondérant dans le développement du Karst ; sans eux, il aurait été plus lent qu'il ne l'est. Les mouvements du terrain dérangeant sans cesse la stabilité du niveau de la vallée du Jourdain, et fournissent au versant oriental une plus haute vitalité karstique que celle qu'elle aurait eue grâce aux autres facteurs karstiques.

Parfois les sources ont des débits stables, parfois elles ont des débits extrêmes, en été et en hiver, dans les années sèches ou pluvieuses. En pleine période de pluie, des crues soudaines et brusques se produisent et, par la suite, apparaît un écoulement régulier, qui va en diminuant par degré jusqu'à ce que la terre reçoive suffisamment des pluies de la nouvelle année (à peu près en janvier). L'examen des données sur les débits montre que les réservoirs sont composés d'un réseau de galeries séparées. Elles ne donnent pas leurs eaux en même temps et de là provient le caractère hétérogène de leur débit. Ce genre de sources est des plus courants en Palestine.

a) *Galilée*. — L'altitude (maximum : 1.200 m) et le voisinage du Liban font du massif galiléen la région la plus pluvieuse de Palestine. Il est entièrement haché par des failles de dimensions et de directions diverses, qui sont la cause de la mise à nu du terrain du Crétacé inférieur, le long de la vallée du Jourdain, et du haut de la montagne galiléenne. Les calcaires cénomaniens, qui se concentrent au cœur du massif, donnent un point d'attache au Karst, et autour d'eux s'étend la couverture sénonienne-éocène. Le fort élan dislocatif en Galilée du Sud a créé la Basse-Galilée et a empêché le développement karstique. Par contre la Haute-Galilée, relativement plus élevée, est relativement riche en Karst.

Les « Marjes » galiléens, comparés aux libanais, sont trop bas pour pouvoir activer la circulation souterraine. Néanmoins le Mardjaioun (550 m) est des plus importants. Les gens du pays imaginent un lien souterrain entre les eaux du mardj et les sources de la région. Le Sahel-el-Battof, qui est la célèbre vallée du Beith-Nétopha, aurait pu être un candidat approprié au poljé, sans son niveau trop bas ( $4 \times 16$  km et environ 140 m d'altitude). En hiver, elle se transforme en marécage. La Haute-Galilée ne manque pas de dépressions dolomitiques tapissées de terra rossa, et qui se remplissent d'eau dans la saison des pluies, telles, dans la région du Meis, eg-Giche et Ouadi-Hindadj. Dans la région de eg-Giche on remarque aussi des cuvettes dans la marne santonienne.

Les maquis dans la Haute-Galilée et les grottes « fraîches » donnent à la région un caractère libanais. On connaît les grottes qui s'ouvrent dans les remparts des gorges profondes qui descendent vers la vallée du Jourdain et la mer Méditerranée. L'existence d'eau de pluie dans une plus grande proportion que partout ailleurs en Palestine, rend l'existence des stalactites moins rare. La grotte du O. Kurn est connue pour la beauté de ses stalactites (à l'Ouest de Ras-en-Nabih, au Nord de Miilié), de même que d'autres grottes.

b) *Samarie*. — Deux facteurs essentiels ont mené la Samarie vers une maturité karstique relative, en comparaison de la Judée, et même en comparaison de la Galilée, dont les conditions de relief et de pluies sont meilleures :

A. *La pluie* : le bloc ancien Samarie-Galaad était, dans le passé, de plusieurs centaines de mètres plus élevé que la Judée et même que la Galilée. Et, de ce fait, il était abondamment pluvieux. La majorité de ses parties s'est libérée de la couverture sénonienne-éocène. L'érosion a atteint jusqu'au Crétacé inférieur et ce fait a varié le karst.

B. *La structure* : les forces taphrogéniques qui ont agi en Samarie se distinguent par leurs dimensions, qui sont comme ajustées pour la rendre apte à recevoir le Karst. Elle a été morcelée, non seulement dans sa périphérie, comme la montagne de Judée, mais encore en pleine région montagneuse. Des vallées intramontaines ont été créées, les Mardjes samaritains bien connus, qui retiennent les eaux de pluie le temps nécessaire à une percolation convenable. Ses eaux ressortent par la suite en sources grandes et petites, de tous côtés.

Dans l'aire du partage des eaux, on peut trouver des dépressions karstiques plus ou moins prononcées. Très connues sont les cuvettes qui se transforment en marécages dans la saison des pluies, tel Sahel-Kafr-Istouna (675 m), Sahel-Makhna (500 m), Sahel-Askar (450 m), Mardj-el-Ghuruk (350 m), Mardj-Sanour (350 m), Sahel-Araba (250 m). Les pluies peu abondantes, l'altitude médiocre et l'évaporation restreignent la poljéification rapide. En Samarie on trouve, dans une certaine mesure, la désorganisation du réseau hydrographique. Dans le grand ouadi Far'a il n'y a presque pas d'eau d'écoulement, abstraction faite des eaux des grandes sources qui jaillissent en amont.

Le versant oriental de la Samarie est connu pour ses nombreuses grottes. Un des villages, El Moughaïr (= grottes), en a tiré son nom.

c) *Judée*. — La Judée peut aussi nous renseigner sur l'importance du facteur tectonique dans le développement karstique. La flexure benjaminienne a rabaissé son altitude ; la quantité de pluie y a été réduite et l'érosion s'y est affaiblie ; l'anticlinorium judéen y est presque resté dans son intégrité. Seulement, dans sa partie orientale, il a été coupé par la faille profonde de la vallée de la Mer Morte et il a mis à nu les calcaires du Crétacé moyen, comme il a accompli l'action érosive qui dégagait ces calcaires sur les hauteurs de l'anticlinorium. L'affaissement constant de la vallée de la Mer Morte, les séismes qui agissent le long des failles, et le soulèvement probable de la montagne de la Judée, causent le rajeunissement perpétuel du Karst, la pénétration profonde de l'eau dans le terrain et leur absorption partielle dans la Mer Morte (12).

Les dolines ne sont pas un phénomène fréquent dans la montagne de Judée. Les eaux pénètrent dans le terrain par les lapiès et les fissures. Jérusalem nous donne un bon exemple. Les lapiès se développent dans les calcaires du Cénomanién supérieur, qui sont compacts, et les eaux percolent en eux. Les grandes et antiques carrières de Deir-Yassin découvrent des avens presque verticaux, qui passent par les diaclases, les élargissent, et parfois ils tapissent les vides de calcite. THOMSON [17, II, p. 21] donne une description détaillée de l'un des avens profonds qui y a été découvert.

Le dispositif karstique a atteint un développement important dans les limites de la Vieille-Ville, ce qui a créé l'unité karstique ; la « grotte de Sedekia-Hatsar-Hamatarà-l'abysse », à cause de son voisinage avec la Montagne du Temple, a engendré des légendes. Les habitants, dans leur imagination, ont établi des liens souterrains avec l'Euphrate qui est, à leurs dires, la source des eaux souterraines du monde entier. Dans la tradition arabe, ces liens s'étendent jusqu'à l'Arabie et l'Inde.

(12) Le long de la Mer Morte s'étendent des travertins qui témoignent de l'emplacement de sources disparues.

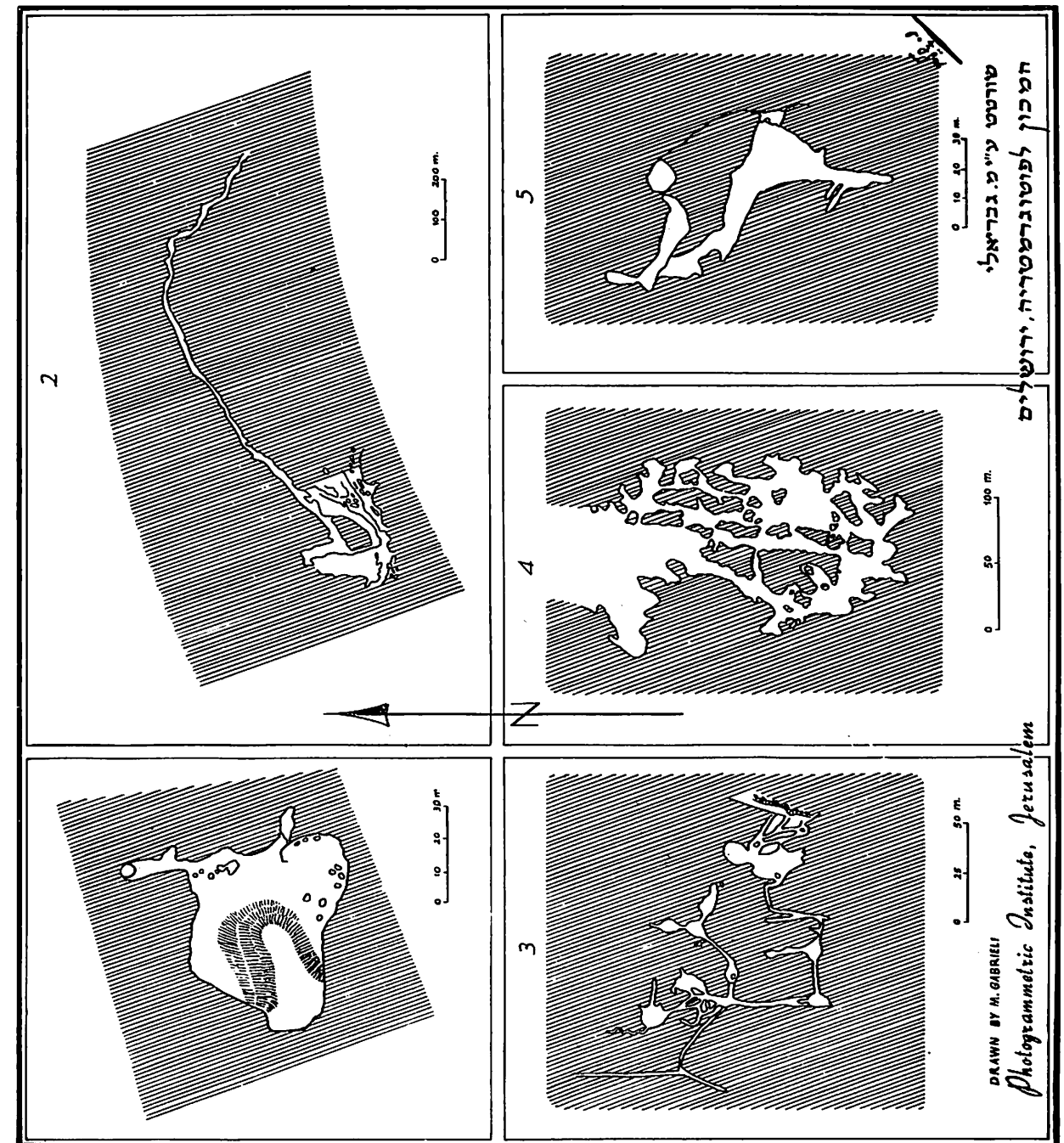


FIG. 2. — PLANS DE GROTTES DU LEVANT

1. Mugh. Um el Taoumine (versant occ. de la Judée).
2. Une partie de Mugh. Nahr el Kelb (Liban).
3. Mugh. Khareitun (Désert de Judée).
4. La grotte de Sédecias (Jérusalem).
5. Mugh Djayé (Samarie Sud).

Rappelons la grotte de Kharitoun (désert de Judée), d'une longueur de 250 m. (voir plan), qui nous a fourni les premiers renseignements sur la faune cavernicole de Palestine. Les excréments des Chiroptères, surtout du *Plecotus auritus*, qui habite toutes les grottes du versant Est pendant toute l'année, et les Canidés, surtout la *Hyena striata*, qui apportent dans les grottes toutes sortes de cadavres, servent d'origine à un complexe biologique. En janvier 1942, on a découvert, à 100-200 m. à l'intérieur de la grotte, des insectes et d'autres organismes qui grouillaient dans les excréments des Chiroptères : 2 sp. d'Arachnides, 1 sp. de *Blattidae* aptère, 1 sp. de *Microlepidoptera*, 1 sp. de *Thysanoura*, 1 sp. de *Collembola*, 2 sp. de *Glomeridae*, et les larves du Scarabée aveugle *Gybbium*.

Il semble que les grottes qui s'ouvrent dans les ouadi qui descendent vers la Mer Morte soient plus nombreuses que celles du versant méditerranéen.

A part les grottes qui se trouvent dans les calcaires cénomano-turonien, il faut noter en Judée des grottes dans le complexe éocène (région de Beth-Jibrine), pas aussi réfractaire au Karst que la marne sénonienne.

L'observation des débits des sources en Judée nous a montré que leurs réservoirs sont très réduits. Seulement dans les années de bonne pluie ils se remplissent jusqu'au bord et jaillissent avec fracas et, après un débit surabondant qui ne dure que quelques heures, reprennent leur débit régulier. Nous avons pu remarquer dans les sources de Jérusalem que la quantité de pluie annuelle n'est pas le seul facteur décisif du débit des sources, mais encore leur répartition. Un minimum de 5 à 6 mm par jour, ou une quantité de 50 à 60 mm et plus par jour, ne porte en fait aucune efficacité aux sources.

d) *Sodome*. — Le Karst du gypse et du sel de Djebel-Urdum appartient également à la Judée (S.O. de la Mer Morte). Son importance réside seulement dans sa qualité comme phénomène karstique. Le climat extrêmement aride le sauve d'une destruction rapide. Les dolines sont ici relativement courantes. Les photos aériennes (1/15.000<sup>e</sup>) montrent clairement des colliers de dolines parsemées le long des lits des ouadi. Elles se prolongent en avens et se terminent en grottes prolongées. Les coupes du réseau souterrain sont bien visibles le long du plan de faille qui fait face à la mer.

Des plus connues est la grotte de Sodome (environ 150 m. de long), dans laquelle un chaos de blocs est parsemé. On n'y trouve pas de galeries étroites et longues, comme dans les grottes calcaires. Elle se termine en aven large et abrupt, qui fait pénétrer la lumière du jour dans la grotte. En hiver, il arrive qu'un filet d'eau serpente sur le sol. De petites stalactites de sel ne sont pas rares dans la région.

e) *Le Néguev*. — Son altitude notable (jusqu'à 1.000 m), et la tectonique suffisamment active, qui a découvert les calcaires dolomitiques, auraient pu y développer un certain karst, s'il ne s'était trouvé dans le désert (50 à 150 mm de pluie). Il n'y a même pas un Karst fossilisé : pas de lapiès, pas de terra rossa, pas de patine ocrée sur les coups de poing paléolithiques, pas de Nari (carapace), pas de grottes (13), et même pas d'érosion effective et étendue. Le Néguev, depuis son origine, est plongé dans sa léthargie désertique.

(13) A l'exception de certains antres, dans le voisinage des cités byzantines, qui semblent l'œuvre de l'homme plutôt que celle de la nature et quelques traces karstiques dans la haute région de Ouadi Ramman.

Nous avons ajouté cette région Sud au karst, quoiqu'elle n'y ait aucun point d'attache. Elle est d'une grande importance dans la discussion sur l'état du climat au Levant au Pléistocène.

### C. -- CONCLUSIONS

1) Le Karst au Levant offre à la fois la phase embryonnaire, dans les régions relativement arides, et la phase relativement mûre, au Liban et dans le pays des Alaouites. Les variations locales sont le résultat de quatre facteurs principaux : le climat, le relief, les complexes calcaires et la structure. Du point de vue du terrain, le Karst syro-palestinien est soumis à trois étapes :

- a) introduction au Karst par le décapage de la couverture de calcaires marneux du Sénonien et du Nummulitique ;
- b) Karst retardé pendant la mise à nu du complexe cénomano-turonien, qui est alterné de calcaires, de marnes et d'argiles, et surtout des terrains du Crétacé inférieur, qui ne fournissent pas de calcaires purs ;
- c) suppression des terrains crétacés et affleurement des calcaires purs et massifs du Jurassique, qui, par suite d'érosion, et surtout de dislocations, ont déjà joué en Syrie un rôle karstique décisif.

2) La terra rossa n'est pas nécessairement une formation karstique. Les calcaires purs et massifs ne la créent pas. Son absence donne un caractère spécial, qui commande le développement de façon différente de celle de régions riches en terra rossa, admise comme normale.

3) Les vallées sèches. Compte tenu de la faible quantité de pluies, et surtout de leur régime (rien qu'en hiver !), et du relief accidenté, il n'est pas étonnant que la plupart des vallées soient sèches. Le jaillissement d'une source importante dans un oued le rend humide. Donc, la disparition de l'écoulement subaérien, même totale, dans une région qui n'est pas particulièrement pluvieuse — comme la Palestine — n'est pas encore un signe de sénilité karstique.

4) Le Levant permet de distinguer entre les mécanismes subaériens et ceux souterrains. Les premiers, qui sont soumis au climat et aux complexes calcaires, peuvent trouver une voie différente à l'absorption de l'eau dans le sol, que ce soit par l'entremise de dépression karstique ou par celle de fissures. Et cela n'est pas une preuve distinctive dans le degré de maturité du Karst. Par contre, ceux de l'intérieur se présentent comme étant équiiformes dans tous les Karsts du monde. Les dimensions ne doivent pas nous induire en erreur. C'est pourquoi il ne faut pas voir la doline comme forme essentielle du Karst, et le poljé comme sa création la plus parfaite. Le Karst levantin montre une absorption des eaux plus ou moins entière, sans la hiérarchie du dispositif subaérien admise dans le Karst yougoslave.

5) Dans le Karst du littoral oriental méditerranéen, il n'y a eu ni ralentissement, ni accélération, à cause de la période glaciaire ou pluviale, mais il y a eu des changements à l'avantage ou au désavantage du Karst régional, comme résultat de dislocations violentes. Cette activité se continue encore.

6) Les profondes failles le long du fossé jordanique, qui ont mis à jour le dispositif karstique, ne mettent rien à découvert le long des falaises qui descendent du Néguev dans la vallée de l'Araba. Le phénomène karstique commence à se faire sentir au Sud de la Mer Morte. Le nombre de grottes augmente à mesure que l'on va vers le Nord. Sur le versant samaritain elles deviennent fréquentes, et de même, dans une moindre mesure peut-être, sur le versant galiléen. Ce fait concorde parfaitement avec les autres indicateurs climatiques.

7) Le Karst, dans la bordure orientale de la Méditerranée, se divise en deux parties, la partie septentrionale (pays des Alaouites et Liban) et la partie méridionale (Palestine et Transjordanie), qui est moins karstique. Le Levant fait donc partie du cercle des régions karstiques méditerranéennes, qui donne un de ses charmes caractéristiques à son bassin.

## Bibliographie

1. BERTARELLI (L. V.) et BOEGAN (E.). — Duemila grotte. *Touring Club Italiano*, Milano, 1926.
2. CARLE (G.). — L'hydraulique agricole et industrielle en Syrie. *Société d'éditions géographiques, maritimes et coloniales*, Paris, 1923.
3. CHAPLIN (Th.). — Observations on the climate of Jerusalem. *Quarterly Statement, Palestine Exploration Fund*, 1883, p. 11.
4. DIENER (C.). — Libanon, pp. 211-236, Wien, 1886.
5. DUBERTRET (L.). — Manuel de Géographie. Syrie, Liban et Proche-Orient, Beyrouth, 1940.
6. DUBERTRET (L.). — Carte lithologique de la bordure orientale de la Méditerranée, Beyrouth, 1943.
7. DUBERTRET (L.). — Aperçu de Géographie Physique sur le Liban, l'Anti-Liban et la Damascène. *Notes et Mémoires*, t. IV, pp. 191-226, Beyrouth, 1945-1948.
8. FRAAS (O.). — Aus dem Orient, t. II, p. 132, Stuttgart, 1867.
9. JONIDES (M. G.) et BLAKE (G. S.). — Report on the water resources of Transjordan, London, 1939.
10. LORTET (L.). — Poissons et Reptiles du Lac de Tibériade et de quelques autres parties de la Syrie, Lyon, 1883.
11. MARTONNE (Em. DE). — Traité de Géographie physique, t. II, Le relief calcaire, pp. 649-678, Paris, 1926.
12. PICARD (L.). — Structure and Evolution of Palestine. *Bulletin of the Geol. Department Heb. Univ.*, vol. IV, n° 3-4, Jérusalem, 1943.
13. RITTER (K.). — Erdkunde von Asien, VIII, Bd. II, Abth. pp. 508-524.
14. SHAW (S. H.). — Southern Palestine. Geological Map on a Scale of 1 : 250.000 with Explanatory Notes, Jérusalem, 1947.
15. SHALEM (N.). — Attributed climatic changes in the Levant. *Comptes rendus du 16<sup>e</sup> Congrès International de Géographie*, Lisbonne, 1950, p. 593-649.
16. SHALEM (N.). — The Red Sea and the Erythrean perturbances. *Congrès Géologique International*, 19<sup>e</sup> Session, Alger, septembre 1952.
17. THOMSON (W.). — The Land and the Book, London, 1881.

Philippe RENAULT

## Caractères généraux des grottes gréseuses du Sahara méridional <sup>(1)</sup>

## Résumé

Parmi les grottes creusées dans les grès à ciment siliceux du Sud du Sahara [Annexe du Hoggar (Algérie) et Subdivision de Bilma (Niger)], il est possible de distinguer des grottes « de gara », situées à l'intérieur d'un inselberg en avant des falaises, et des grottes « de falaise ».

La genèse de ces cavités est due à la dissolution (prouvée par l'existence de stalactites de silice), à l'érosion (qui a débarrassé les grains de quartz désagrégés) et aux effondrements (facilités par une stratification entrecroisée). Le processus s'exerce sur un grès mal cimenté que traverse une fissuration favorable.

L'auteur propose l'emploi du terme « karst gréseux », dans lequel il distingue un lapiaz gréseux sur la surface tassilienne accidentée par les effondrements du réseau de subsurface et un réseau profond, en bordure de falaise, déterminant la formation de cavernes lors du recul des versants par « sheet-flood ». Des réseaux importants paraissent possibles lorsque le karst gréseux est bien développé.

Les grottes mentionnées dans cette étude furent visitées au cours de deux missions géologiques (1950-1951 et 1951-1952), subventionnées par la Direction des Mines de l'A.O.F., et d'une troisième (1953), réalisée grâce au Centre de Recherches Sahariennes du C.N.R.S. Nous remercions ici M. A.-F. DE LAPPARENT, Professeur de Géologie à l'Institut Catholique de Paris, M. le Directeur des Mines de l'A.O.F., M. MENCHIKOF, Directeur du Centre de Recherches Sahariennes (Paris) et l'Institut de Recherches Sahariennes d'Alger, qui nous ont permis d'effectuer ces reconnaissances. Remercions également le Capitaine ARCHIER, qui nous a autorisé à publier une photo de sa collection personnelle.

## I. — SITUATION

Les grottes visitées se situent dans le Sud de l'Annexe du Hoggar (Territoire du Sud algérien) et dans la partie Est de la Subdivision de Bilma [Niger (A.O.F.)]. Elles sont marquées approximativement par le signe grotte sur le schéma de la figure 1. Elles s'ouvrent en bordure des plateaux gréseux séparant les massifs précambriens du Hoggar et de l'Aïr (Tassilis d'In-Guezzam), de l'Aïr et du Tibesti (plateau de Djado). Ces grès sont cambro-siluriens (grès inférieurs, de C. KILIAN), pour le Tassili d'In-Guezzam, dévoniens sur la bordure W. du plateau de Djado, ou bien appartiennent au complexe continental des grès de Nubie (allant du Permien au

(1) Communication présentée le 11 septembre 1953.



Crétacé), pour la falaise de Bilma ou les monts de Toummo (2). Tous les « grès à cavernes » dont nous parlerons sont à *ciment siliceux*. Leur résistance lithologique est variable, les bancs de quartzites ou de grès ferrugineux très durs alternant avec des bancs de grès mal cimentés, à stratification entrecroisée. Les grottes se localisent dans les grès mal cimentés.

## II. — DIFFÉRENTS TYPES DE CAVITÉS

A) *Grottes de gara*. — La plupart des grottes se situent dans les « garas » (terme saharien), ou « inselbergs » (terme morphologique), buttes-témoins très

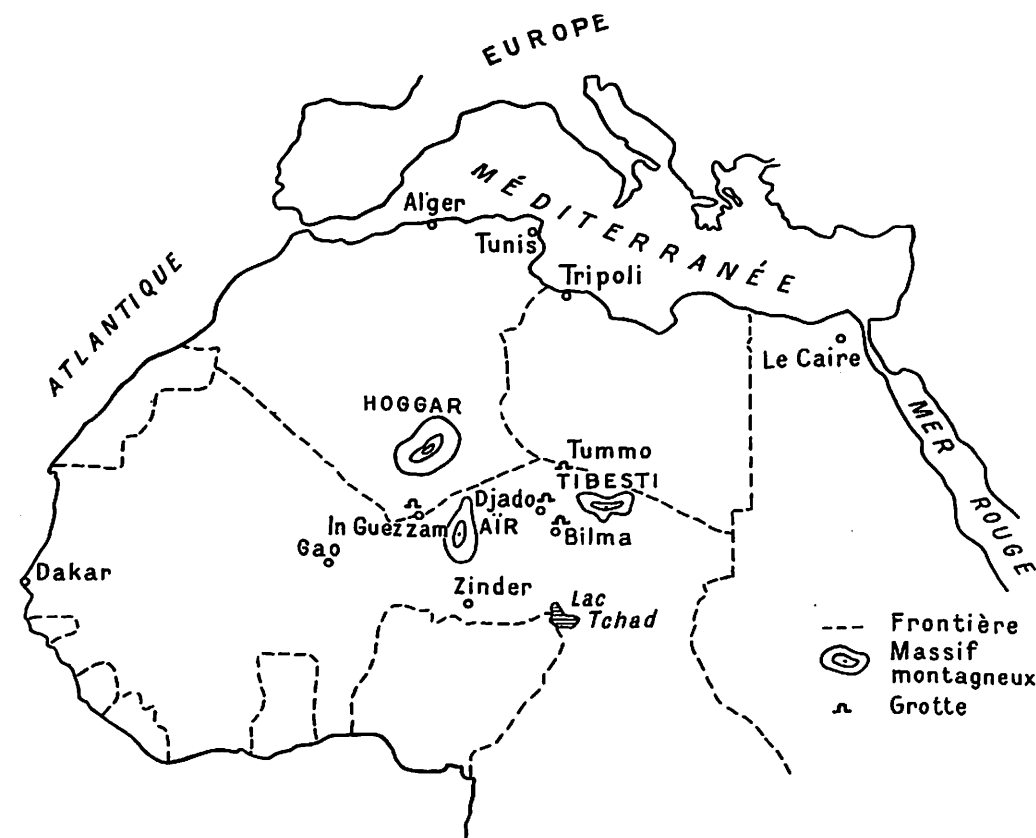


FIG. 1. — CARTE SCHÉMATIQUE DE SITUATION DES CAVERNES DÉCRITES

rapprochées les unes des autres, plantées devant la falaise et donnant une allure très particulière à ces paysages tropicaux (planche I, photo 1) (3).

A une journée de marche au N.W. d'In-Guezam, nous avons pu examiner un réseau complet, commençant dans le lapiaz sommital et se terminant au pied de la gara. Un réseau de fentes intermédiaires réunit les cavités du lapiaz à une galerie inférieure, de plain-pied avec le glacis pédimentaire encerclant l'inselberg (fig. 2).

(2) Consulter les cartes au 1/2.000.000 de l'I.G.N. : Tchad, Fezzan et Soudan Français et la Carte Géologique Internationale de l'Afrique au 1/5.000.000 (Bureau d'Etudes Géologiques et Minières Coloniales Paris).

(3) P. BINOT. — Essai sur quelques problèmes de morphologie générale. *Centros de estudos geográficos* (Lisbonne) et A. Colin (Paris), 1949, 176 p.

La galerie inférieure, de 2 m de haut à l'entrée, diminue rapidement de section, la grotte étant partiellement colmatée par le sable. A 12 m, un passage de 40 × 40 cm conduit à une fissure, perpendiculaire à la galerie, impénétrable

## COUPES des deux grottes rabattues sur un même plan

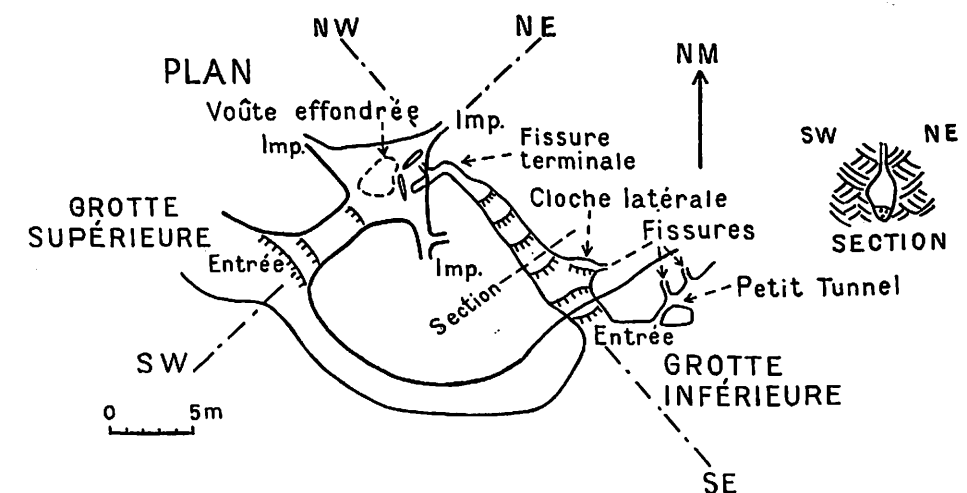
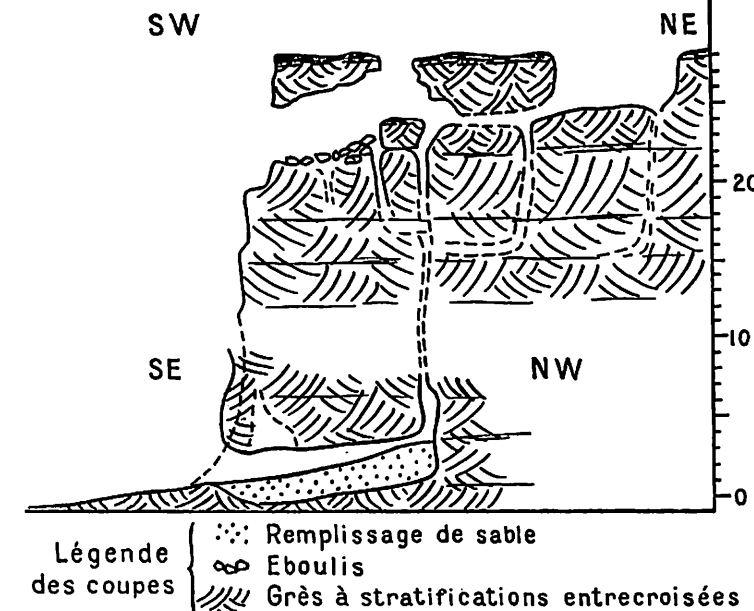


FIG. 2. — GROTTES D'IN GUEZZAM. Annexe du Hoggar, Algérie. Levé du 29 janvier 1953, au pas et à la boussole. Ph. Renault.

à un mètre par resserrement des parois. Le sommet de la fissure se perd dans le noir.

En contournant la gara vers l'W., une ouverture proche du sommet est visible à une trentaine de mètres de la première grotte. L'accès en est facile, grâce à une cheminée garnie de corniches. Cette ouverture aboutit à une petite salle

de  $10 \times 5$  m, éclairée par un effondrement de la voûte. Un certain nombre de boyaux en forme de fissures, impénétrables, plus ou moins éclairés par les fentes du lapiaz, s'ouvrent dans les parois. Le sol est jonché d'éboulis. Vers le fond, deux ou trois gros blocs encadrent des fentes s'enfonçant verticalement. L'une d'entre elles est en relation avec la grotte inférieure (communication établie par jets de pierres). Cette grotte supérieure, très éventée, ne présente aucune trace d'ensablement.

Les dimensions de la grotte d'In-Guezzam sont réduites. La plus grande grotte de gara observée par nous en Afrique se situe à Ouarek (4), inselberg le plus méridional des rochers d'Orida, à 15 km au N.N.O. de Djado. Une voûte de 30 m. (fig. 3 et photo 3), imposante, s'ouvre au milieu de la face Sud, perforée de nombreuses cheminées, boyaux, etc. La pénétration dans la grotte s'arrête au pied d'une diaclase large de un mètre, colmatée par un remplissage rouge. L'escalade de la diaclase, facile, conduit à une salle colmatée par les éboulis. Latéra-

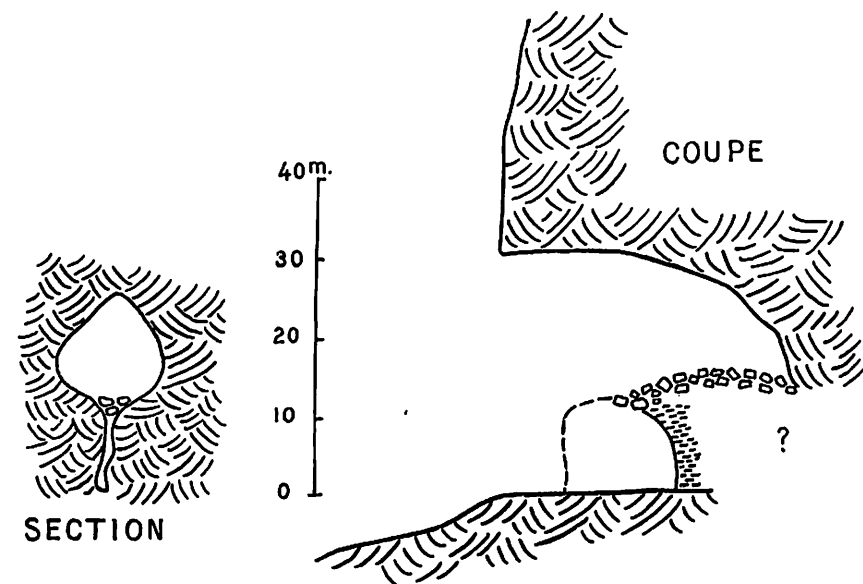


FIG. 3. — GROTTES DE OUAREK (Djado). Subdivision de Bilma, Niger, A.O.F. Schéma dessiné à vue le 12 décembre 1951.

lement, une galerie contourne un gros pilier. La longueur totale est d'une quarantaine de mètres.

A l'autre extrémité de l'échelle dimensionnelle, citons le court boyau rampant, alimenté par des conduits centimétriques. Ce type de grotte est très fréquent.

A chaque type de gara correspond un type de réseau. Ouarek est un cas particulier de cavité atteinte de gigantisme et soumise aux effondrements. Dans le Dissilak, avant-chaine de la falaise de Djado, les grès inférieurs cambro-siluriens, très siliceux et ferrugineux, déterminent des garas déchiquetées et anguleuses. Nous n'y avons observé que des cavités en cours d'éboulement, du style de la grotte supérieure d'In-Guezzam.

Forme terminale du réseau de gara, la « gara percée » prend des aspects multiples. Tantôt il s'agit d'une grande arcade rocheuse posée sur le pèdiment, tantôt d'une masse perforée en tous sens, évoquant une éponge. Signalons le cas

(4) Croquis de l'Afrique Française au 1/1.000.000 (I.G.N.), feuille de Djado N. F. 33,  $x = 12^{\circ}15'$ ,  $y = 21^{\circ}07'$  ( $x$  en méridiens Greenwich E.,  $y$  en latitude N.), creusée dans les grès dévoniens à Harlania.

particulier de la grotte du Tougouni-Béda (5) (fig. 4), laminoir rampant, traversant un dôme aplati, et drainant souterrainement un petit bassin fermé. Ces types variés de « garas percées » représentent le terme extrême d'un réseau, dont l'amont a recoupé une paroi de la butte gréseuse.

Apparentés aux grottes de garas, mentionnons les « cañons de gara », petites

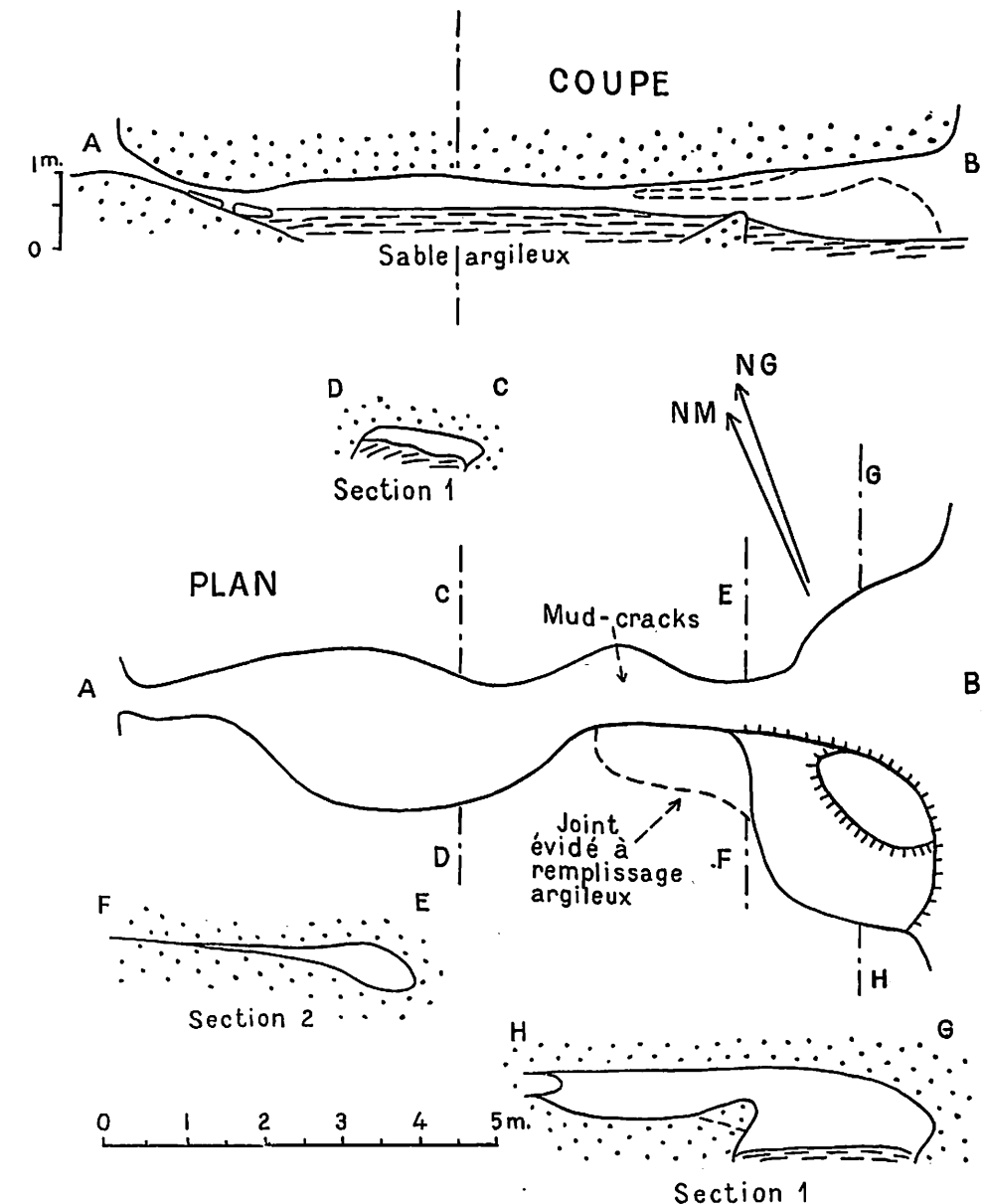


FIG. 4. — GROTTES DU TOUGOUNI BÉDA, près Beni-Dourso. Subd. Bilma, Niger, A.O.F. Plan et coupe levés au double-mètre et à la boussole, le 25 janvier 1952.

(5) Près de Beni-Dourso, carte au 1/1.000.000, f. Djado N. F. 33,  $x = 12^{\circ}42'40''$ ,  $y = 20^{\circ}47'30''$ , creusée dans les grès de Nubie.



gorges étroites, le plus souvent suspendues à mi-hauteur de paroi, et dont le profil très raide est souvent accidenté par une succession de cascades. Ces cañons sont aussi répandus que les grottes et l'on peut admettre que les processus de creusement sont les mêmes dans les deux cas, le cañon de gara étant alors une simple caverne creusée à ciel ouvert.

B) *Grottes de falaises*. — Les grottes de falaise sont beaucoup plus rares. Nous en citerons trois, l'une d'entre elles (Chemmidour), de caractère particulier, recoupant un éperon de la falaise de Bilma.

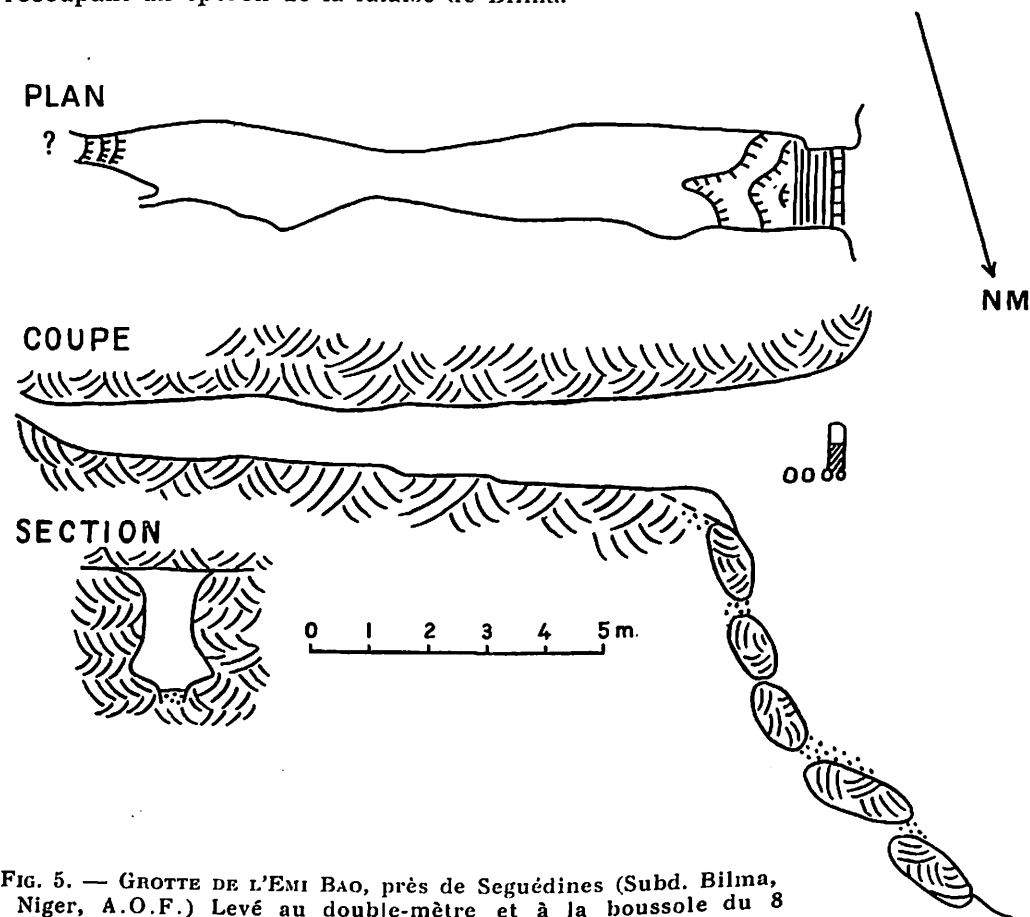


FIG. 5. — GROTTES DE L'EMI BAO, près de Seguédines (Subd. Bilma, Niger, A.O.F.) Levé au double-mètre et à la boussole du 8 décembre 1951.

a) La première, *grotte de l'Emi-Bao* (6), s'ouvre à l'Est de l'oasis de Séguédines, au fond d'un petit rentrant de la falaise, au pied du plus méridional des trois pics de l'Emi-Bao. Une belle entrée en diaclase, bourrée de blocs ensablés, conduit, par une escalade de 9 m, à une galerie de section constante d'un bout de 12 m, un boyau affluent annonce le rétrécissement que l'on rencontre à 14 m de l'entrée. Le manque d'éclairage nous a empêché de poursuivre. L'existence de la grotte est commandée par l'existence de grès mal cimentés, sous-

(6) Carte au 1/1.000.000, f. Djado N. F. 33,  $x = 13^{\circ}01'$ ,  $y = 20^{\circ}19'$ ,  $z = 460$ , grès de Nunie, nombreuses chauves-souris, insectes, chacals. L'entrée est garnie d'un mur fortifié de banco (argile) percé de créneaux et meurtrières, reposant sur un plancher de ronzons (voir coupe) de construction récente. Rappelons qu'en 1951-52 plusieurs petits rezzous ont été effectués sur les Confins Nigéro-Libyens par une bande de Toubbous hors-la-loi.

jacents à un banc de quartzites (photo 4). Le banc supérieur n'a pas été retouché par l'érosion, le banc inférieur a été excavé à la faveur d'une diaclase dont la galerie conserve la marque (cf. section de la fig. 5). Il importe de noter la localisation de la galerie dans la partie supérieure de la diaclase.

b) S'opposant à la grotte de l'Emi-Bao, suspendue à mi-falaise, les six petites grottes de la source de Toummo (7) s'ouvrent au fond d'un oued et conduisent,

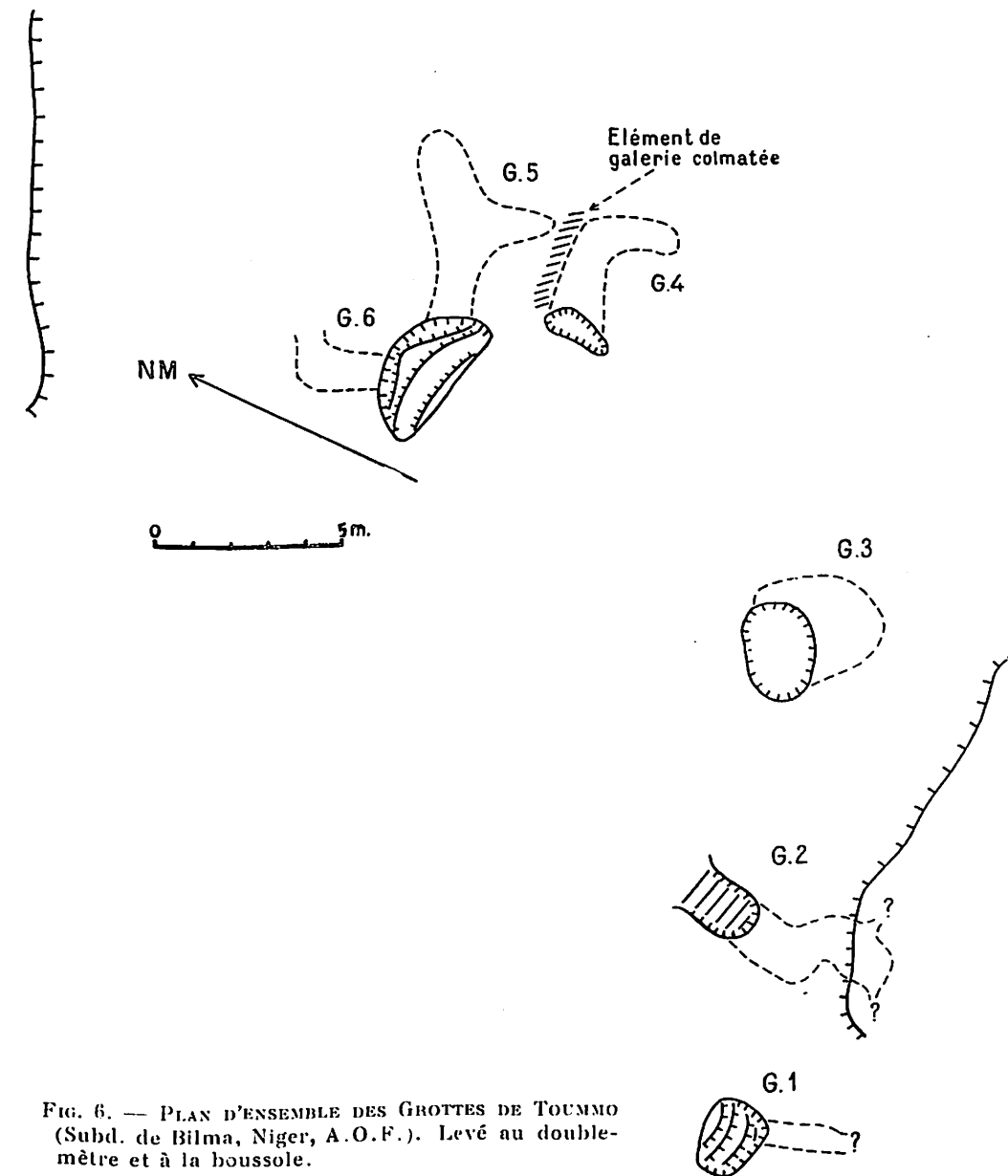


FIG. 6. — PLAN D'ENSEMBLE DES GROTTES DE TOUMMO (Subd. de Bilma, Niger, A.O.F.). Levé au double-mètre et à la boussole.

(7) Porté sur les cartes au 1/500.000, f. Toummo, N.F. 33 N.W., au 1/1.000.000, f. Djado N.F. 33, au 1/2.000.000, f. Fezzan, coordonnées géographiques d'après les mesures du Lieutenant Fouquier (1927) :  $x = 14^{\circ}10'46''$ ,  $y = 22^{\circ}38'40''$ ,  $z = 780$ . Ces grottes ont été mentionnées sommairement par LARROQUE (Rapport sur la mission des Confins Libyens du Service Géographique de l'A.O.F., ms. inéd. det., 1939, 27 p.).

à 1 m 70 de profondeur, à un niveau d'eau constant d'une grotte à l'autre. Comme souvent en pays saharien, le mot source désigne un bassin d'eau alimenté en permanence, s'opposant à la guelta, bassin au rocher alimenté uniquement par le ruissellement superficiel lors des fortes précipitations, et à sec dès épuisement des réserves accumulées par la dernière pluie.

Les grottes ont été numérotées de 1 à 6 du S.O. au N.E. (fig. 6). La grotte n° 1 est un boyau rampant de 2 m de long, colmaté par les éboulis. La grotte n° 2 (fig. 7 et photo 2) commence par un escalier artificiel, qui traverse les alluvions de galets et blocs anguleux du fond de l'oued avant de s'enfoncer dans le grès,

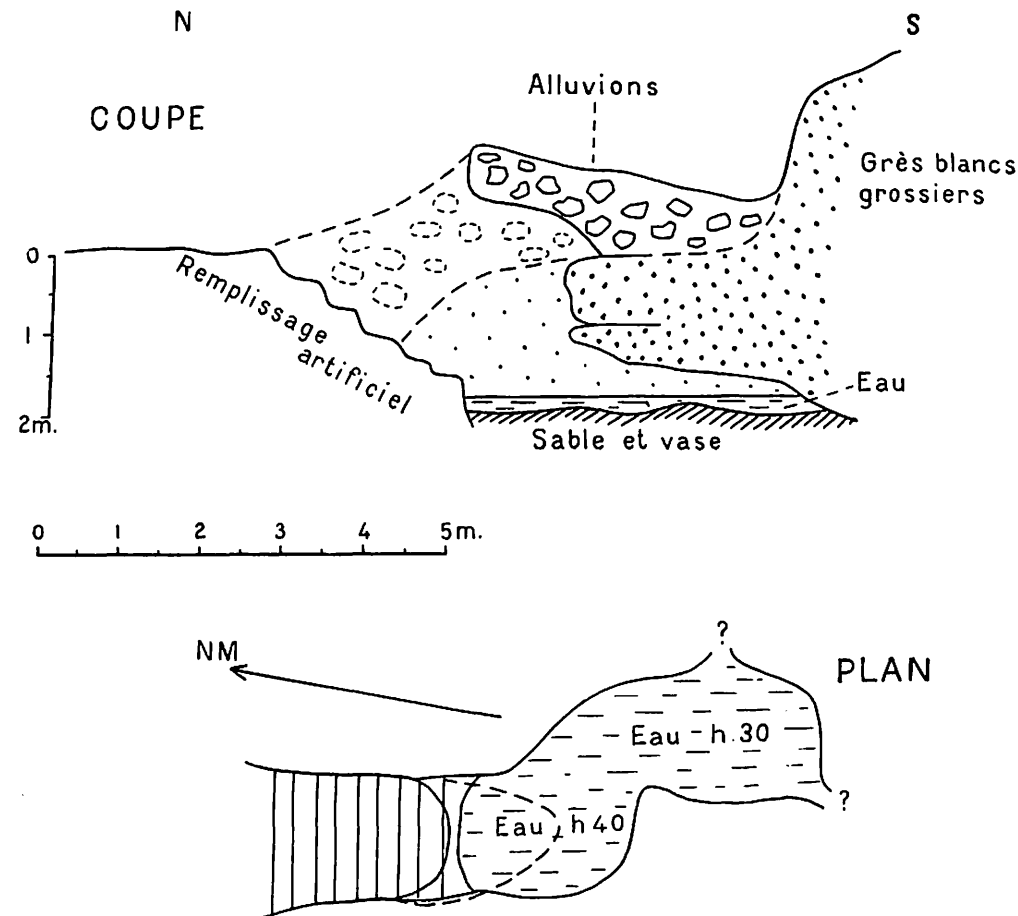


FIG. 7. — GROTTES DE TOUMMO N° 2.

sur 6 m. de long, suivant un plan en bayonnette, jusqu'à une voûte mouillante. L'eau est profonde de 20 cm. La grotte n° 3 traverse également les alluvions avant de toucher l'eau dans le grès, à la verticale de l'entrée. La grotte n° 4 est formée d'une galerie de 6 m. de long, en deux tronçons, orientés à 90°. Une cloche d'effondrement est visible près de l'entrée, les lits gréseux se décollant suivant les plans de la stratification entrecroisée. La paroi N. n'est pas formée de roche en place, mais d'un remplissage alluvial en direction de la grotte 5. La grotte n° 5, en forme de Y, les deux galeries totalisant 8 m de long, montre également des traces de remplissage. La grotte n° 6 est un boyau rampant vers le N., qui tourne vers le N.E., colmaté par l'éboulis.

Il est certain que le remplissage alluvial de l'oued a été débarrassé artificiellement pour accéder au niveau aquifère. La coupe de la grotte 2 est suggestive à

cet égard. Ajoutons que le rocher présente des traces de coups de pic autour de chaque entrée.

De quand date ce déblaiement des alluvions ? Toummo est une station préhistorique très riche. Graffitis, perles, pointes de flèches néolithiques abondent tout autour. La topographie ne semble pas avoir évolué depuis cette époque. Nous supposons que le point d'eau était utilisé au néolithique et le déblaiement déjà effectué. Par contre, la galerie au rocher est bien naturelle. La forme générale empêche d'envisager un creusement artificiel. Il s'agit d'anciennes galeries creusées par un écoulement hydrique, postérieurement colma-

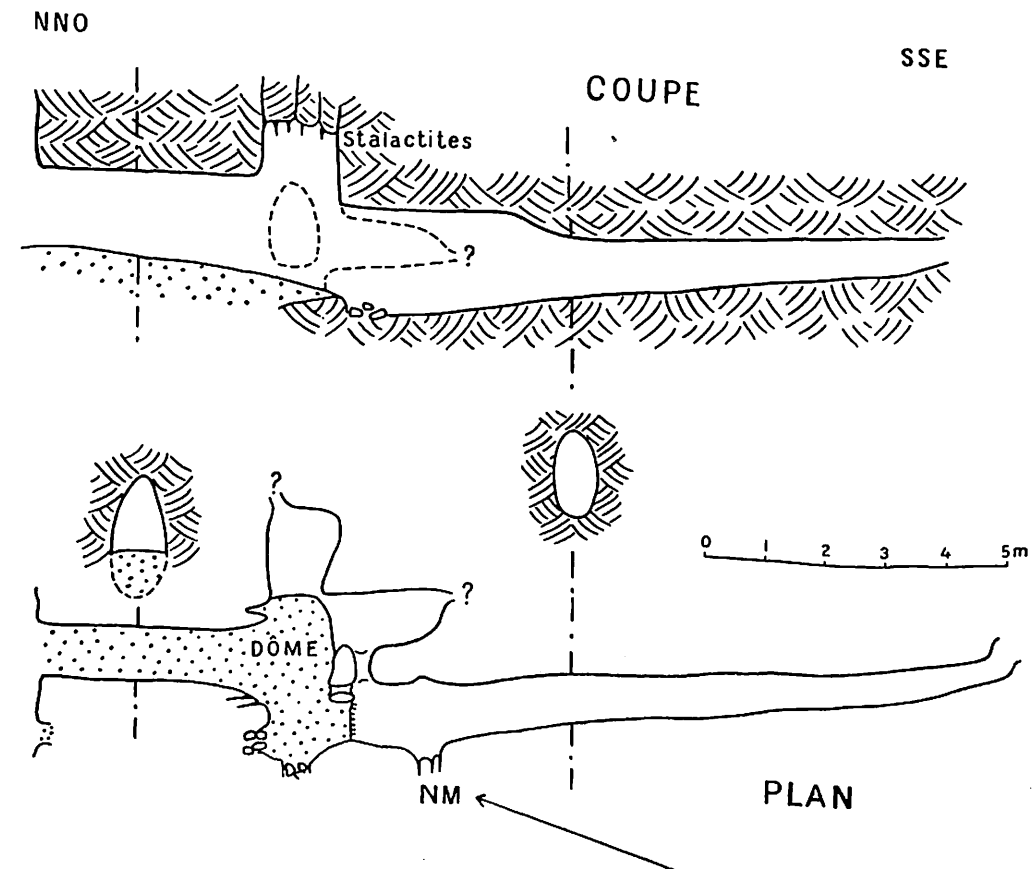


FIG. 8. — GROTTES DE CHEMMIDOUR (Subd. Bilma, Niger, A.O.F.). Levé au double-mètre et à la boussole du 4 avril 1952.

tées, puis artificiellement débouchées et aménagées. La disposition des galeries suggère une double alimentation : l'une provenant d'un sous-écoulement du talweg, l'autre d'un système affluent de la rive gauche. La convergence des deux réseaux s'explique très bien si l'on considère l'emplacement de la source dans l'axe du talweg, près du point d'inflexion où la pente torrentielle s'adoucit et passe à une surface horizontale d'épandage.

La constance du point d'eau implique un bassin d'alimentation relativement important, qui doit correspondre à une grande partie des Monts Toummo, sans qu'il soit possible de le délimiter.

Le réservoir aquifère est constitué par le remplissage de la galerie, et non par le grès encaissant. La tradition indigène confirme cette interprétation. Nous avons trouvé dans un rapport méhariste anonyme, déposé au poste de Bilma, les lignes suivantes : « Débit très abondant malgré les difficultés pour puiser l'eau ;

on peut y faire l'abreuvoir d'un très gros troupeau, plus de 200 (?) chameaux. Le guide italien donne le chiffre de 15 m<sup>3</sup> comme contenance... Il semble qu'une fois les poches d'eau vidées la venue de l'eau doit être lente. On doit pouvoir faire rapidement l'abreuvoir d'une trentaine de bêtes, puis être obligé de désensabler les cinq poches et d'attendre la venue d'eau.

« *Guerki prétend, au contraire, qu'en enlevant le sable sous le rocher horizontalement, et non en cherchant à creuser verticalement, l'eau arrive en masse et qu'on peut faire boire mille chameaux.* »

Ce cas, unique dans la région, d'un paléokarst colmaté, constituant le réservoir d'un point d'eau, permettrait de parler de « rivière souterraine ».

c) La grotte de Chemmidour (8), ouverte dans la falaise du Kaouar (falaise de Bilma), est située sur le flanc N. du promontoire de Chemmidour. La grotte commence (fig. 8) par une galerie ogivale de 3 m 80 de long, conduisant à un dôme de 2 m 60 de haut, garni au N.E. et au S.E. de deux niches et au S.O. d'un passage conduisant à une galerie terminée par une étroiture.

Des stalactites de silice s'observent à la voûte du dôme. Cette dernière observation permet de préciser le mode de creusement des grottes dans les grès à ciment siliceux.

### III. — GENÈSE DES CAVITÉS

La genèse des cavités gréseuses à ciment siliceux se présente analogue à la genèse des cavités dolomitiques ou creusées dans les grès à ciment calcaire. Le mécanisme de base repose sur la libération des grains de sable constituant la roche encaissante.

Cette première donnée est contrôlée par la localisation des galeries dans les grès mal cimentés, à l'exclusion des quartzites, qui forment souvent le toit de la cavité. Le rôle de toit peut être également tenu par la croûte ferrugineuse superficielle, ou un banc de grès ferrugineux interstratifié. Nous n'avons rencontré qu'une seule exception dans le Dissilak, où les grès quartzifiés et ferruginisés contiennent des cavités où les effondrements prédominent.

Toutes les grottes examinées sont étroitement liées à la structure. Diaclases et joints se voient à la voûte ou sur les parois, ou bien se déduisent facilement du plan ou de la coupe (cf. fig. 2 et 4). Seuls les effondrements parviennent à oblitérer cette marque structurale. L'immense voûte d'Ouarek, en ogive, montre la diaclase originelle uniquement dans le premier à-pic (fig. 3).

L'évolution d'un réseau karstique se décompose en deux stades :

- développement d'un réseau de fentes ou de percolation (R. DE JOLY) ;
- transformation du réseau de fentes en réseau de galeries.

Le développement du réseau de fentes s'effectue à partir des fissures originelles selon quatre modes différents :

a) les parois de la fissure s'élargissent parallèlement à elles-mêmes (grotte d'In-Guezzam). Un léger déplacement des épontes, ayant contribué à affaiblir la résistance du grès, n'est pas exclu, pour expliquer la régularité de certaines fissures ;

b) de petits canalicules subcylindriques traversent la masse gréseuse. Leur diamètre est de quelques centimètres. Ce type semble particulier aux dolomies et aux grès ;

c) localement, des poches importantes se creusent aux croisements de fissures. E.-A. MARTEL (9), s'appuyant sur un exemple signalé par LELOY (10), a longuement insisté sur ce mécanisme ;

(8) Carte au 1/1.000.000, f. Bilma N.E. 33, x = 12°58', y = 18°56'40", grès de Nubie.

(9) *La Nature*, 8 octobre 1904, reproduit in Caverne des grès triasiques de Brive, *Bull. Soc. Sc. Hist. Archéol. Corrèze*, t. XXIX, 1907, in L'érosion des grès de Fontainebleau, *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, t. XXI, 1910, n° 127, etc...

(10) *La Nature*, 5 mars 1904.

d) les joints s'évident par alvéolisation. A Ouarek, la paroi a une allure extrêmement déchiquetée, les bancs siliceux ou ferrugineux restant en relief, séparés par des joints profondément excavés (le bras y pénètre en entier), garnis d'innombrables petites colonnes réunissant plafond et plancher. Il s'agit d'un type particulier d'alvéolisation en éponge, limitée à un banc.

Le passage du réseau de fentes au réseau de galerie s'effectue près de l'émergence. La décharge facile vers l'extérieur accentue le creusement (surcreusement du seuil d'émergence, variations thermiques extérieures, etc.). Dans les cavités étudiées, la galerie paraît rarement dépasser 20 m de long. La rivière souterraine de Toummo pose à ce sujet un problème non encore résolu.

Quel est le mécanisme du creusement de ce réseau ? Trois processus peuvent être considérés :

a) La *dissolution* ne peut être exclue. La découverte de stalactites siliceuses (11) montre que ce mécanisme joue un rôle précis dans le creusement des grottes gréseuses (12). On peut voir dans la dissolution l'agent principal de déchaussement des grains de sable. La rareté et les faibles dimensions (2 cm de long, à Chemmidour) des stalactites empêchent cependant de lui assigner un rôle comparable à celui de la dissolution en réseau calcaire.

b) L'*érosion mécanique*, souvent invoquée par MARTEL, peut être envisagée, mais en précisant soigneusement la signification du terme. Dans toutes les grottes visitées, nous voyons une galerie importante succéder à un ou plusieurs boyaux étroits, ou bien à une fente. Ces boyaux ne peuvent avoir alimenté un écoulement si important que l'on puisse évoquer « la puissance considérable des courants de jadis », dont « les violentes eaux tourbillonnaires » (13) auraient érodé les galeries.

L'érosion au sens strict, c'est-à-dire l'usure par le frottement d'un abrasif transporté par un courant violent, existe en certains cas lorsque les conditions favorables se trouvent réunies (forte mise en charge dans une caverne, cascade, gorge étroite à pente forte, etc.). Son action est lente et limitée (14). Erosion désigne également le déblaiement d'un matériel meuble (sable ou blocs). C'est dans ce dernier sens que nous l'entendrons. Les grains de sable, déjà mal cimentés, étant partiellement ou totalement désagrégés, seront facilement entraînés. Les éboulis seront évacués de la même façon. Si la dimension des blocs est trop forte, ces derniers resteront sur place.

Comme marques d'érosion, nous retiendrons uniquement certains surcreusements de seuil (entrée de la grotte de l'Emi-Bao). Mais nous signalerons également certaines dispositions générales de grotte, en particulier à Chemmidour, avec tournants anguleux et niches évasées en ampoule au débouché d'un canalicule de quelques centimètres, qui excluent totalement le travail d'une « érosion-abrasif ».

c) Les *effondrements* jouent un rôle important dans le travail préparant l'érosion-déblaiement. La texture des grès à stratification entrecroisée, présentant de nombreux plans de clivage oblique, facilitent les éboulements. La galerie tend vers deux profils :

(11) Rarement signalées : voir R. E. BAYLES, Opal stalactites in sandstone (abstr.), *West Virginia Ac. Sc. Proc.*, 1935, t. IX, Univ. Bull., sér. 36, n° 13, p. 82, févr. 1936.

(12) Conformément à la suggestion de B. GÈZE, in Cavités souterraines et dolines dans les roches non karstiques. *Ann. Spéleo.*, t. VI, 1951, n°s 2-3, p. 61-66.

(13) E. A. MARTEL. — L'érosion des grès de Fontainebleau. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, t. XXI, 1910, n° 127.

(14) Les exemples cités par E. A. MARTEL, La vitesse de l'érosion torrentielle, *Congrès du S.O. Navigable*, 1907, concernent soit des éboulements, soit des déplacements de blocs, soit des affeuillements dans les marnes.

- rectangulaire, lorsqu'une dalle de quartzite constitue le plafond, les parois reculant alors parallèlement à elles-mêmes ;
- ovale, en roche homogène, l'équilibre de la voûte étant optimum pour ce profil.

Localement se rencontrent quelques cloches d'effondrement (dôme de la grotte de Chemidour).

Un point reste à élucider : le rôle des croûtes dans ce creusement des galeries. La croûte est un enduit déposé à la surface de la roche et la durcissant superficiellement. La plupart des galeries de grottes montrent une roche sans dépôt superficiel. Le nombre des observations est cependant trop réduit pour généraliser, et des recherches complémentaires sont encore nécessaires.

D'un point de vue purement terminologique, l'expression « *Karst gréseux* » convient-elle pour désigner ces groupements de formes ? Ces dernières années, « *pseudo-Karst* » est apparu dans la littérature (15), concernant des cavernes du grès. « *Pseudo-Karst* » se justifie dans le cas d'un mécanisme exceptionnel, tel ces coins de glace et hydrolaccolithes décrits par BOYÉ et MALAURIE (16) au Groenland. Il est préférable cependant d'employer dans ce dernier cas des notations plus précises, comme « *cryokarst* » et « *thermokarst* », créées par J. TRICART (17), pour les formes d'allure karstique engendrées par un processus périglaciaire.

La morphologie karstique type est caractérisée par l'absorption des eaux superficielles dans les fissures et galeries, les eaux continuant à travailler sous terre par corrosion et parfois par érosion, ce travail amenant des modifications morphologiques souterraines et aériennes. La roche karstique type est le calcaire. Dans le cas des réseaux gréseux, les eaux s'infiltrant, corrodent, déchaussent les grains de sables et les entraînent. Le schéma général reste le même, sous la forme d'une circulation aquifère en fissure, et nous proposons de conserver l'expression de « *Karst gréseux* » pour désigner ces Karsts, creusés dans un *grès à ciment siliceux*. Les Karsts développés dans un grès à ciment calcaire, ou dans un banc calcaire interstratifié dans les grès (18), sont alors assimilables à des Karsts calcaires d'un type particulier.

#### IV. — RÔLE MORPHOLOGIQUE DES KARSTS GRÉSEUX

R. CAPOT-REY a récemment insisté (19) sur le rôle de l'érosion karstique dans le modelé saharien. Erosion karstique dans les roches calcaires : avens et dolines sont bien connus dans les calcaires du Sahara. Dans la région de Djado, entre Madama et l'Emi-Fezzan, nous avons parcouru une surface de Carbonifère calcaire. Lorsque les intercalations marneuses ne deviennent pas prédominantes, cette surface est formée uniquement de dolines coalescentes, séparées localement par des seuils de roches lisses cannelées par la corrosion des eaux de ruissellement. Le dessin général en est très particulier et ne ressemble pas au lapiaz français classique.

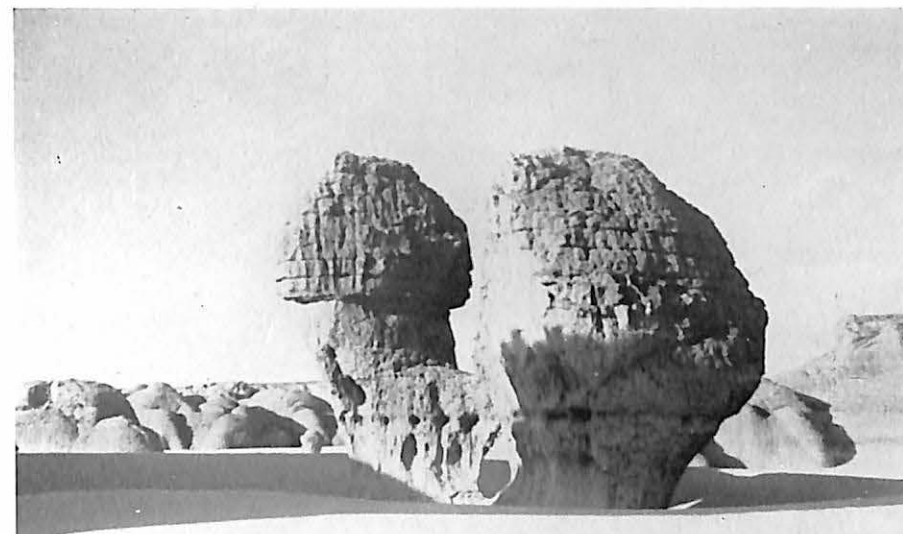
(15) J. KUKLA. — Grottes pseudo-karstiques près de Loket (Sokolov). *Ceskoslovensky čas* (Brno), nos 9-10, p. 274-278, 1950.

(16) J. MALAURIE. — Sur le pseudo-karst des formations métamorphiques de la cote W du Groenland (baie de Disko). *C. R. s. S. G. F.*, (5), XVII, 1948, n° 15, 6 décembre, p. 332-333, et M. BOYÉ, Glaciaire et périglaciaire de l'Ata-Sund Nord oriental, Groenland. *Act. Sc. Industr.*, n° 1.111 (Hermann), *Expéd. Pol. Fr. P.-E. Victor*, n° 1, p. 98-102.

(17) Cours de géomorphologie, 2<sup>e</sup> partie : Géomorphologie climatique, fasc. 1 : Modelé périglaciaire. *C.D.U.* (Tourniers et Constant, Paris), p. 232.

(18) B. GÈZE. — Cavités... dans les roches non karstiques. *Ann. Spéleo.*, t. VI, 1951, nos 2-3, p. 61-66.

(19) Le Sahara Français. *P.U.F.*, Paris, 1953, p. 140.



1



2

#### PLANCHE I

- 1 — Bordure Nord de la falaise gréseuse cambro-silurienne du Tassili d'In Guezzam (Annexe du Hoggar, Algérie).

Au premier plan, deux garas de petite taille (moins de 20 m).

Cliché Capitaine ARCHER.

- 2 — Entrée de la grotte n° 2 de Toummo.

La partie supérieure de l'â-pic est formée d'alluvions, la partie inférieure de grès en place.

Cliché RENAULT.



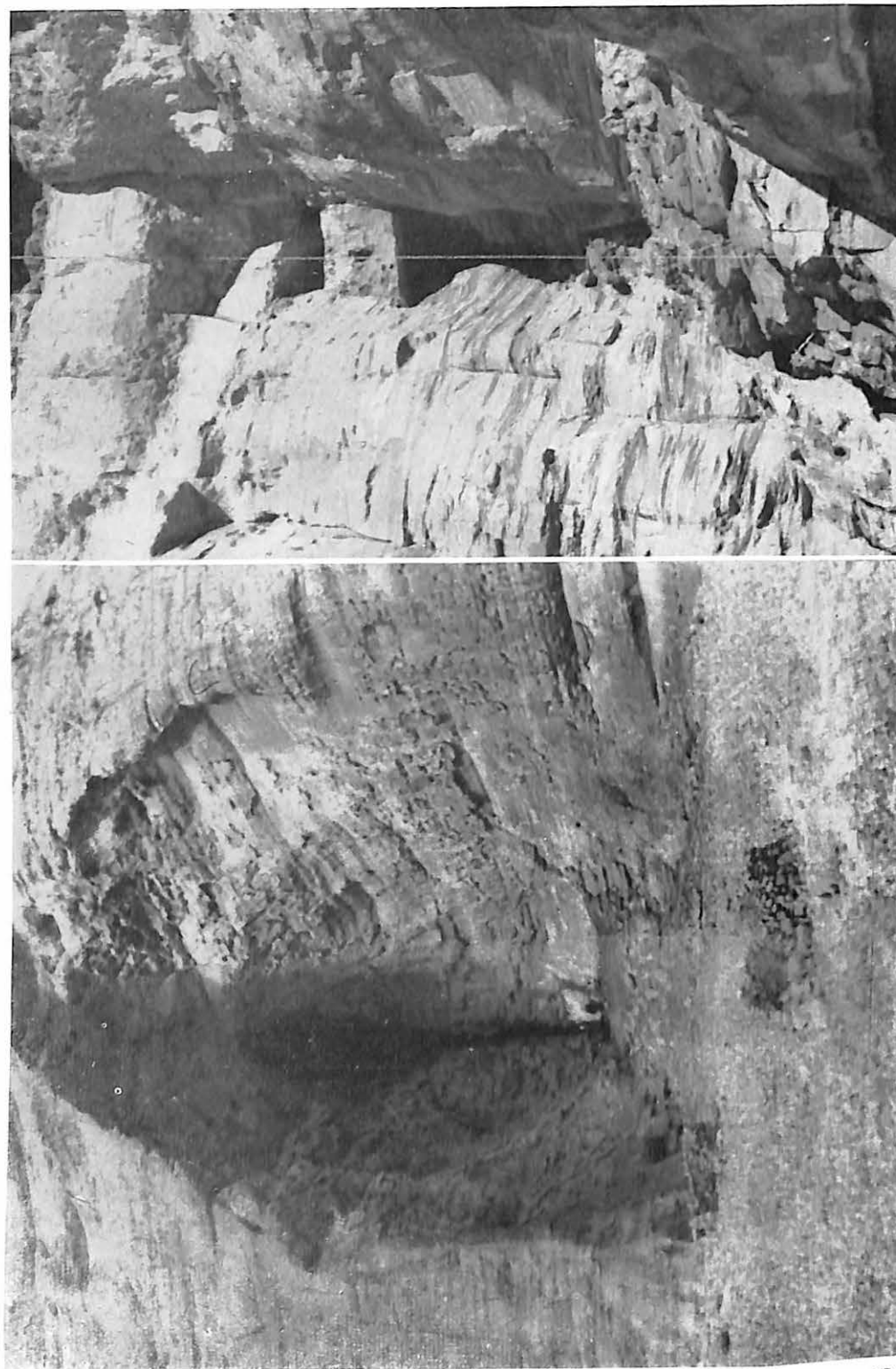


PLANCHE II  
3. — Entrée de la grotte d'Ouarek (Niger), élargie par effondrement.  
Les trois personnages donnent l'échelle (voûte de 30 m).  
4. — Entrée de la grotte de l'Emi Bao (Niger). Au milieu, mur artificiel percé d'une meurtrière.

Clichés RENAULT.

Les surfaces tassiliennes ont également une allure qui leur est propre et sans analogie régionale. Une croûte ferrugineuse noire constitue le niveau supérieur. La surface topographique est elle-même formée d'un chaos de dalles noires, basculées en tout sens, accidenté de dépressions. Tous ces caractères se retrouvent au sommet de la gara d'In-Guezzam, et nous assimilons la surface tassilienne à un lapiaz gréseux accidenté par les effondrements du réseau de subsurface. Mais si l'on tient compte des observations faites dans les grottes de falaise, où les galeries dépassent rarement 20 m, le réseau profond doit être considéré comme très réduit.

Le cas des grottes et des cañons de gara est plus complexe. Nous supposons que le creusement des grottes est contemporain de la formation des garas (20), la grotte correspondant à une fissuration d'un type donné, un autre type de fissuration ayant déterminé la formation de talwegs ultérieurement transformés en pédiments lors du recul de la falaise parallèlement à elle-même sous l'action du sheet-flood (21). Cette localisation des cavernes à l'intérieur des inselbergs est un phénomène important, sur lequel il importait d'attirer l'attention.

#### V. — CONCLUSION

Les grottes gréseuses (grès à ciment siliceux) étaient déjà connues en France (Brive, forêt de Fontainebleau, etc.), et dans le monde (Australie, U.S.A., etc.). Nous avons, pour notre part, cherché à compléter l'inventaire esquissé par H. HUBERT (22) pour l'A.O.F. et le Sahara méridional. De cet inventaire, quelques notions peuvent se déduire, en particulier l'existence d'un Karst gréseux, évoluant suivant un mécanisme autonome, dans certains cas de structure (fissuration, cimentation du grès), et *peut-être* de climat (tropical). Jusqu'ici, les cavités repérées sont de dimension réduite. Les grottes les plus longues, signalées par H. HUBERT (22), ont 60 et 100 m de long. Dans les deux cas (23), il s'agit d'un tunnel parcouru par un ruisseau torrentiel à la saison des pluies. Une rivière souterraine de plusieurs kilomètres existerait en Guinée, mais elle n'a jamais fait l'objet d'une description. Par ailleurs, l'on peut se demander si elle se localise bien dans une formation gréseuse. L'existence de réseaux importants dans le grès n'a cependant, *a priori*, rien d'impossible, pour peu que les conditions optimum de creusement se soient trouvées réunies. Leur étude détaillée s'avérerait riche d'enseignements.

(20) La taille de ces accidents semble incompatible avec la petite surface d'impluvium constituée par le sommet de la gara. Il faut se rappeler cependant que grottes et garas correspondent à un climat tropical humide antérieur à la désertification actuelle (CAPOT-REY, Sahara Français, 1953, p. 136) où l'intensité des précipitations concentrait un gros débit sur une petite surface.

(21) Sur ce mécanisme, voir : P. BIROT, Essai... de morphologie générale, Lisbonne, 1949, p. 61.

(22) Grottes et cavernes d'A.O.F. *Bull. Com. Et. Hist. Sc. A.O.F.*, 1920, n° 1, p. 43-49.

(23) Mosquée de Pierre de Donguédabbi, cercle de Gawal (Guinée) : 70 m., et Tunnel de Sanga, cercle de Mopti (?), (Soudan) : 100 m., « emprunté par la route de Dori ».

## **SECTION II**

---

**Physico-Chimie, Météorologie  
et Cristallographie**



Félix TROMBE (1)

## Aspect général de la physique et de la chimie souterraines (2)

La sportivité est la qualité essentielle du spéléologue ; sans elle il ne pourrait vaincre les difficultés de toutes sortes qui s'opposent, sous terre, à sa progression. Tour à tour, sa souplesse, sa force, sa résistance à la fatigue, au froid, à l'ambiance humide des cavernes, sont mises à l'épreuve. Sportif avant tout, le spéléologue peut aussi, et même, doit être scientifique. Il a le privilège d'atteindre, souvent le premier, ces gouffres, ces galeries, ces salles, ces couloirs des profondeurs terrestres, si loin de la surface et si bien séparées d'elle qu'ils représentent véritablement d'autres mondes. Dans ces mondes aux climats particuliers, quasi-indépendants de ceux qui nous sont habituels, nombreuses sont les manifestations originales méritant une étude approfondie. Il suffit d'énumérer les sections de ce Congrès pour en réaliser l'importance et la diversité. Ici, nous nous occuperons seulement de la physique et de la chimie souterraines, tout en soulignant leur contribution aux autres aspects de la spéléologie.

Le domaine du spéléologue est pratiquement limité aux cavités du calcaire. On connaît évidemment quelques réseaux ou cavités souterrains dans d'autres roches, mais ce sont des phénomènes exceptionnels et de peu d'ampleur, comparés aux phénomènes du calcaire.

Dans la section I de ce Congrès sont étudiées l'évolution d'un réseau karstique, son comportement hydrogéologique aux différents stades qu'il présente. Vous savez déjà que la cavité du calcaire n'est pas un accident isolé, mais fait toujours partie d'un réseau hydrologique, avec zone de pénétration des eaux superficielles, développement progressif de l'ampleur des réseaux souterrains, galeries, salles, couloirs, zone fossile et zone active, et enfin résurgence.

Un tel ensemble est instable dans le temps, car le massif calcaire, continuellement rongé par les eaux superficielles, disparaît progressivement, en mettant peu à peu à jour les cavités qui se sont formées dans sa masse. Les eaux descendent de plus en plus profondément, empruntant éventuellement des résurgences successives, si le relief extérieur le permet. Tout ceci nous conduit à considérer dans un massif calcaire des zones superficielles, des zones profondes, fossiles ou actives, au point de vue hydrologique, mais aérées, et des zones noyées temporaires ou permanentes, « zones phréatiques », qui communiquent avec les résurgences ou exsurgences.

---

(1) Directeur de Recherches au Centre National de la Recherche Scientifique, Paris.

(2) Allocution présidentielle, présentée le 7 septembre 1953.

Retenons donc, de ce qui précède, que l'air est admis dans une partie des réseaux souterrains, il y circule ou il y est confiné. Comme nous le verrons, il y joue un grand rôle. De même, l'eau superficielle ou l'eau formée par condensation interviendront de différentes manières.

Il est difficile de parler des phénomènes chimiques sans avoir d'abord donné quelques caractéristiques des climats souterrains. Ce sont donc les phénomènes physiques que nous énumérerons d'abord. Nous nous intéresserons particulièrement à la température, à l'état hygrométrique de l'air, à son renouvellement et aux températures de parois souterraines. Parallèlement, certains phénomènes, comme celui de l'ionisation de l'air, nous intéresseront, en particulier comme moyen sensible de détection de courants d'air ou comme identification d'air émergeant en surface et provenant de réseaux profonds.

L'air peut être confiné si les communications extérieures des cavités sont bouchées par des plans d'eau ou des remplissages de terre et de roc. Mais ces cavités peuvent être aussi en communication directe avec les parties supérieures d'un massif et ses zones latérales. Nous assisterons alors à un phénomène de circulation de l'air analogue, mais à une échelle géante, à celui des anciens calorifères à air chaud.

Le massif calcaire possède une énorme réserve thermique et sa température, dans ses parties profondes, varie peu entre l'hiver et l'été. Par contre, la température extérieure oscille entre des maxima et des minima très écartés les uns des autres. Il s'ensuit que l'on disposera, pour la circulation de l'air souterrain, de pressions motrices dépendant de la différence d'altitude entre les orifices,  $Z_1$ ,  $Z_2$ , et de la différence de température entre l'air extérieur et l'air interne. En été, cette différence de température sera positive, en hiver elle sera négative, et, aux saisons intermédiaires, elle pourra être positive et négative pendant la durée d'un jour.

La première conséquence de la création de ces pressions motrices sera l'existence de très violents courants d'air au niveau des étroitures des réseaux souterrains, la perte de charge s'étant localisée aux lèvres de l'étranglement. La deuxième conséquence sera l'existence d'anomalies barométriques dans les cavités à grande dénivellation. En effet, si en un point donné du réseau nous empêchons complètement le passage de l'air, la pression motrice n'en existera pas moins et, à une même altitude, de chaque côté de la fermeture, les observations altimétriques donneront des valeurs notablement différentes.

Au point de vue thermique, les réseaux souterrains seront, en été, des absorbeurs d'air chaud dans leur partie supérieure et des fournisseurs d'air froid dans les zones plus basses. En hiver, le courant d'air sera inversé. Les réseaux supérieurs vomiront l'air relativement chaud des zones profondes, et les réseaux inférieurs absorberont, parfois avec violence, d'énormes quantités d'air froid et même de neige.

Nous n'avons pas, jusqu'à présent, parlé d'état hygrométrique. Dans les zones souterraines profondes, l'état hygrométrique est, en général, voisin de 100 %, c'est-à-dire que l'air contient, sous forme de vapeur, toute l'eau qu'il peut avoir, pour la température que lui imposent les parois souterraines. Mais je voudrais souligner deux aspects, au point de vue hygrométrique, des circulations internes de l'air.

L'air chaud, aspiré l'été à la partie supérieure des réseaux souterrains, dépasse presque toujours son point de rosée ; sa température s'abaisse même suffisamment pour que l'on ait d'importantes condensations sur les parois des cavités.

Le phénomène observé, aussi bien que calculé, présente suffisamment d'ampleur pour que l'on puisse lui attribuer un rôle régulateur dans le débit des rivières souterraines des massifs calcaires. Je l'ai remarqué dans des cavités pyrénéennes, et Pierre CHEVALIER au Glaz, dans l'Isère.

L'autre phénomène, observé en hiver, est dû à la circulation d'air inverse, c'est-à-dire de bas en haut. L'air très froid aspiré au bas des massifs contient, en raison de sa faible température, fort peu de vapeur d'eau. Réchauffé par les parois souterraines, son état hygrométrique s'abaissera encore. S'il n'existe pas, dans cette zone, de rivière souterraine permanente ou de ruissellements notables, on verra peu à peu se dessécher la cavité souterraine et certains phénomènes physico-chimiques se manifester.

A l'échelle d'une cavité à un seul orifice, les climats internes seront très différents, selon que la cavité est plus basse ou plus haute que son orifice de communication avec l'extérieur. Celles qui sont descendantes vers l'extérieur seront des pièges à air chaud, l'été, et ne pourront capter d'air froid l'hiver. Elles seront en moyenne chaudes et donneront lieu à des phénomènes de condensation interne.

Les cavités ascendantes vers l'extérieur, dont le type limite est le puits ou le gouffre, seront des pièges à air froid l'hiver. Elles sont en moyenne froides et n'auront jamais de condensations.

Tout se trouve évidemment perturbé si la communication avec un deuxième orifice provoque les circulations profondes déjà décrites.

Pour toutes ces observations de circulation de l'air dans les réseaux souterrains, la mesure de l'ionisation donne de précieux renseignements. Elle apporte également des indications sur la communication éventuelle des réseaux karstiques avec des niveaux géologiques plus généralement radioactifs.

C'est ainsi que l'on a pu trouver, dans certaines cavernes, des valeurs de l'ionisation cent fois plus grandes que celles de l'air extérieur et même déceler, dans la grotte de Saint-Paul (Haute-Garonne), un rayonnement  $\gamma$ , rayonnement pénétrant analogue aux rayons cosmiques, caractérisant, dans ce cas, une émergence souterraine d'eau provenant d'un niveau inférieur au niveau karstique.

De toutes façons, la mesure de l'ionisation sur la surface d'un lapiaz est, en hiver ou dans les périodes froides, un excellent moyen de prospection, qui permet de déceler les communications profondes. En été, au contraire, de telles mesures seront efficaces dans les parties inférieures des massifs.

L'air n'est pas le seul à apporter sous terre un nombre imposant de calories ou de frigories. On constate, en particulier, que la descente progressive des rivières souterraines s'accompagne d'une élévation de température, qui est justement celle que prendrait cette rivière dans un milieu complètement isolé si toute l'énergie de sa chute était transformée en chaleur.

On conçoit que, dans un massif fissuré parcouru en profondeur par de l'air et par de l'eau, le gradient géothermique classique n'ait pas beaucoup de sens.

Au lieu de l'augmentation moyenne de température de un degré tous les 40 mètres, on trouve des valeurs beaucoup plus faibles, le plus souvent imposées, comme je l'ai dit, par la chute elle-même de l'eau.

Dans les zones basses, où n'intervient pas un courant d'eau souterrain, ce sont les apports d'air, froid l'hiver et plus chaud l'été, qui imposent une valeur moyenne de la température.

De même, dans les cavités à un seul orifice, les températures moyennes seront très différentes, selon qu'elles se conduisent comme un piège à air froid ou un piège à air chaud.

L'esquisse précédente nous montre combien peut être capricieux, dans un réseau fissuré, le régime des températures, des états hygrométriques et des conditions de circulation de l'air.

L'eau ruisselant de manière également capricieuse, se localisant dans certains réseaux et en délaissant complètement d'autres, va perturber aussi, par ses apports thermiques, le milieu souterrain.

Bien d'autres études physiques que celles dont nous avons parlé pourraient être faites sous terre. En particulier, les déterminations du champ magnétique, des courants telluriques ou des localisations de différents rayonnements radioactifs.

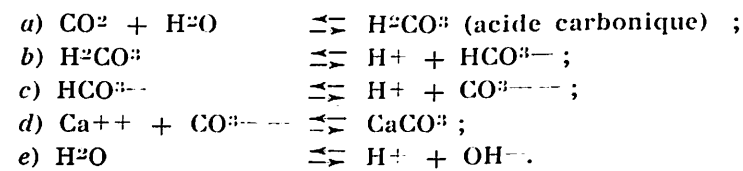
Au point de vue prospection, citons l'utilisation récente, dans le massif de Saint-Engrâce (Pierre-Saint-Martin), des études de champ électrique pour le repérage de la position des cavités.

La chimie des milieux souterrains, à première vue extrêmement simple, est, en réalité, assez complexe.

La roche calcaire est riche en carbonate de calcium et c'est ce carbonate qui nous occupera tout d'abord.

Tout le monde connaît la réaction classique d'attaque du carbonate de calcium par l'eau et l'acide carbonique, avec mise en solution de bicarbonate de calcium.

En réalité, l'état d'équilibre de cette réaction globale est conditionné par les différents états d'équilibre des réactions successives.



La première de ces réactions, entre le gaz et l'acide carbonique en solution, a une constante d'équilibre voisine de  $10^{-3}$ . Il s'ensuit que l'acide carbonique, acide fort, agit en réalité comme un acide faible.

D'autre part, la formation d'acide carbonique est régie par la concentration de gaz carbonique dans la solution. Or, le gaz carbonique se dissout physiquement dans l'eau, c'est-à-dire que sa solubilité, comme celle de l'ammoniaque, par exemple, est régie par la loi de Henry : la solubilité du gaz est proportionnelle à la pression qu'il exerce sur la solution.

Autrement dit, à une température donnée, le gaz carbonique sera d'autant plus soluble dans l'eau que sa pression partielle sur la surface de la solution sera plus grande.

Si, par exemple, l'air contient 1 % de gaz carbonique, on pourra dissoudre un certain poids  $p$  de ce gaz par litre d'eau.

Si l'air en contient 2 %, la solubilité, à la même température, sera de  $2p$  par litre d'eau.

TABLEAU I

T ° C	0	5	10	15	17	20	30	40
L .....	1,713	1,424	1,194	1,019	0,958	0,878	0,665	0,530
M .....	3,364	2,797	2,345	2,001	1,881	1,724	1,306	1,041

L : solubilité, en litres de gaz ramené à 0° par litre d'eau, de CO<sub>2</sub> sous une pression de une atmosphère.

M : masses correspondantes de CO<sub>2</sub>.

Le rôle de la température sera aussi important que celui de la pression partielle de CO<sub>2</sub> sur les solutions. On voit, sur le tableau I, qu'entre 0 et 40° la solubilité du gaz carbonique dans l'eau, pour une même pression partielle dans l'air, est divisée par un facteur supérieur à 3. En définitive, la solubilité du carbonate de calcium dans l'eau sera régie par celle du gaz carbonique, elle-même fonction de la température et de la pression partielle de ce gaz dans l'air ambiant.

On pourra distinguer, dans une solution de bicarbonate de calcium, différents types de gaz carbonique.

CO <sub>2</sub> total			
CO <sub>2</sub> libre		CO <sub>2</sub> des bicarbonates	
CO <sub>2</sub> Agressif	CO <sub>2</sub> Equilibrant	CO <sub>2</sub> Semi-combiné CO <sup>3</sup> H <sup>2</sup>	CO <sub>2</sub> Lié CO <sup>3</sup> Ca
1	2	3	4

Le CO<sub>2</sub> libre 1 et 2, qui conditionne la présence du CO<sub>2</sub> semi-combiné, et celle aussi du CO<sub>2</sub> du carbonate de calcium, sera fonction de l'atmosphère des grottes et de la température.

On voit alors apparaître le rôle de la circulation de l'air souterrain dans les corrosions de la roche calcaire ou dans les cristallisations que l'on trouve sous terre.

La solubilité du carbonate de calcium dans l'eau ne contenant absolument pas de gaz carbonique est de l'ordre de quelques milligrammes par litre.

Trois dix millièmes de ce gaz dans l'air suffisent déjà à donner 1 mg. de CO<sub>2</sub> libre en solution à 0° C., et plus de 60 mg. de carbonate de calcium dissous à cette température.

Si la pression de CO<sub>2</sub> dans l'air atteint 1 %, le CO<sub>2</sub> libre est de 33 mg. et la solubilité du carbonate de calcium de 250 mg. environ.

Les quantités de carbonate de calcium dissous seraient évidemment beaucoup plus faibles pour des températures souterraines de 15 à 20° C.

Plusieurs phénomènes interviennent donc pour la cristallisation ou l'érosion souterraines.

Tout d'abord, la différence de température entre l'air extérieur et l'air interne. Les solutions superficielles chaudes, par exemple, en été, rentrent dans des cavités relativement froides, contenant au moins autant de gaz carbonique que l'air extérieur. Elles en dissolvent sous terre et peuvent provoquer des corrosions en profondeur en ruisselant sur les parois rocheuses.

Il en sera de même si les circulations d'air provoquent des précipitations d'eau en profondeur, cette eau condensée dissout du gaz carbonique et attaque la roche calcaire.

Au contraire, par exemple en hiver, une solution superficielle froide sera plus chargée en gaz carbonique, le coefficient d'échange  $L$  avec l'air étant plus favorable. Sous terre, la solution se réchauffera : il y aura évacuation de CO<sub>2</sub> et concrétionnement, dépôt classique de carbonate de calcium.

Un autre phénomène va intervenir pour augmenter la rapidité des cristallisations souterraines.

On a remarqué que l'air confiné du sol pouvait contenir, au voisinage des racines des plantes, jusqu'à près de 10 % de gaz carbonique. Le CO<sub>2</sub> libre d'équilibre serait alors, à 0°, de 336 mg./litre et le calcaire dissous compris entre 0,5 g. et 1 g.

Si les couloirs souterrains sont aérés et si le gaz carbonique peut s'éliminer rapidement dans un air renouvelé comme je l'ai indiqué précédemment, on assiste alors à des formations cristallines rapides.

Si l'air des salles où arrivent les solutions est confiné, la cristallisation s'arrêtera, car le gaz carbonique présent dans l'air empêchera le dégagement de celui qui est déjà dissous.

Il se peut aussi que les solutions provenant des zones superficielles soient loin d'être saturées en calcaire ; elles circuleront dans des salles à air confiné, créant dans celles-ci un titre en gaz carbonique élevé, tout en continuant à attaquer la roche.

On a beaucoup discuté sur les possibilités d'action corrosive des eaux souterraines dans les zones noyées ou phréatiques ; nous voyons là l'esquisse des facteurs qui conditionnent cette attaque : richesse du sol en gaz carbonique, absence de circulation d'air dans des galeries supérieures.

Si l'on réfléchit à la diversité des températures d'eau, de roche et d'air souterrain, à la variation des états hygrométriques qui permet, avec celle des températures, des évaporations en certains points et des condensations en d'autres, aux échanges de gaz carbonique entre l'air et l'eau, conditionnés par les facteurs que nous avons indiqués, il apparaît de très nombreuses possibilités, dans un même réseau, de dépôts cristallins, de dépôts sédimentaires, dont nous parlerons plus loin, ou de corrosion très profondément sous terre.

Tout cela change avec le temps, soit d'une manière régulière, par exemple dans un cycle saisonnier, soit suivant des évolutions plus longues.

J'en citerai un exemple : la disparition, en quelques années, dans les nappes d'eau du cours supérieur de la rivière de Padirac, d'un développement micro-cristallin d'un volume extraordinaire, paraissant hors d'atteinte de crues qui auraient pu l'entraîner mécaniquement. On doit attribuer à une action chimique la dissolution de ces « fleurs » de calcaire formées dans l'eau sur des centaines de mètres de longueur et une épaisseur importante.

Nous avons parlé, jusqu'à présent, des réactions du calcaire, en admettant qu'il est constitué uniquement de carbonate de calcium. Or ceci n'est jamais vrai, le calcaire, roche sédimentaire et roche à substitution, présente des compositions extrêmement variées et, également, des propriétés physiques qui dépendent de son passé géologique.

On y trouve d'autres carbonates, en particulier le carbonate de magnésium, qui, associé au carbonate de calcium, nous donnera la dolomie, carbonate double,  $\text{CO}_3\text{Ca}-\text{CO}_3\text{Mg}$ , beaucoup moins soluble, en accord avec les lois classiques de la chimie, que chacun des sels constituants.

On trouvera aussi, dans le calcaire, des localisations minérales, initialement sous forme de carbonates et oxydées par l'air sous forme d'oxydes. Ainsi se conduiront le fer et le manganèse.

On y trouvera aussi de la silice, soit sous forme de grains dispersés dans la roche, soit sous forme de silicates type argile. On y trouvera également des phosphates.

Indépendamment de l'apport des impuretés au moment de la sédimentation, il y a eu également des apports par substitution extrêmement nombreux, car le carbonate de calcium, en raison de son volume moléculaire élevé, se prête particulièrement bien à ce genre de réactions.

C'est probablement ainsi que sont localisés le fer, le manganèse et les phosphates.

Un tel ensemble, soumis à l'action corrosive des eaux chargées d'acide carbonique, donnera évidemment les réactions fondamentales du carbonate de calcium, mais également d'autres.

Nous sommes familiarisés avec les dépôts superficiels des terrains calcaires, les « terra rossa », constitués en général de silicate d'alumine avec une certaine proportion de silicate de fer. Ces argiles seront précipitées, dans certaines conditions, ou, au contraire, en partie entraînées, sous forme pseudo-colloïdale, dans les cavités souterraines.

Le titre des solutions en gaz carbonique et en calcaire va conditionner ces dépôts ou ces entraînements. Il est remarquable que, dans la plupart des concrétions souterraines, on trouve de la silice et, souvent, également du carbonate de magnésium.

Les composés du type argile ne sont pas les seuls à être remis en mouvement par l'action des eaux superficielles. La longue durée de certaines périodes continentales, associée à un climat tropical, permettra des phénomènes que nous sommes évidemment incapables de reproduire dans les faibles intervalles de temps dont nous disposons. Des eaux chaudes, peu chargées en gaz carbonique, par conséquent peu chargées en calcaire, seront alcalines et agiront sur les silicates d'alumine ou les silicates de fer de manière à faire passer la silice à l'état colloïdal. C'est ainsi qu'on peut retrouver des latérites et des bauxites formées uniquement par action de l'eau et du gaz carbonique.

Sur la surface des terrains calcaires interviennent aussi les acides humiques, produit d'évolution des végétaux, qui vont agir sur l'argile et le calcaire en donnant des réactions compliquées.

On voit, d'après l'esquisse qui précède, combien le clavier des réactions à étudier par le spéléologue chimiste ou physico-chimiste est étendu.

Pratiquement, des mesures d'état hygrométrique, de température d'air, de paroi et d'eau, du titre en gaz carbonique de l'air de son ionisation conduiront à la connaissance du climat souterrain.

Des déterminations parallèles du pH des eaux souterraines, c'est-à-dire de leur coefficient d'acidité ou de basicité, de leur température, de leur titre en carbonate de calcium et en autres sels, et aussi, si cela est possible, en gaz carbonique libre (ce qui permet de vérifier les indications données par les mesures de pH), donneront leurs caractères chimiques.

De telles mesures doivent être faites en différents points des cavités et à différentes époques de l'année. Cela représente, évidemment, de nombreuses visites, des contrôles et des prélèvements d'échantillons variés, doublés de recherches et d'identifications au laboratoire.

Quel est l'intérêt d'un tel travail ?

Sur le plan de l'hydrologie, il est toujours précieux de connaître les caractères physiques et chimiques d'une eau pour définir son domaine d'utilisation aux points de vues humain, agricole ou industriel.

Des eaux souterraines on ne connaît, en général, que les caractéristiques qu'elles présentent à leur résurgence à l'air libre. Il serait très précieux de déterminer l'évolution de ces caractéristiques au cours de leur trajet sous terre.

Les mesures physiques nous conduiront aussi à mieux connaître le fonctionnement hydrologique d'un réseau.

La résurgence donne, en effet, l'écoulement superficiel, et non le sous-écoulement dans les remplissages, qui peut être très important.

Or, c'est sous terre que l'on déterminera le véritable débit des rivières souterraines et, surtout, les causes réelles de ce débit.

Les expériences, toujours projetées mais non encore réalisées, de démonstration, à grande échelle, des condensations internes, sont parmi les objectifs du physico-chimiste aussi bien que parmi ceux de l'hydrologue.

L'étude des formations sédimentaires souterraines, l'étude des formations cristallines, présentent aussi bien des énigmes. Les spéléologues connaissent les aspects variés de cristallisations rencontrées dans les grottes. Or, dans la grande majorité des cas, l'examen de ces cristallisations aux rayons X donne un spectre principal identique ; celui du carbonate de calcium sous forme de calcite, rhomboédrique. L'étude des cristallisations d'aragonite, que l'on trouve parfois, présente également un grand intérêt.

Des aspects semblables de formations cristallines sur une même paroi, parfois de grande étendue, peuvent être dus, en particulier, à des développements privilégiés de certaines faces des cristaux. Pourquoi des faces se développent-elles plutôt que d'autres, imposant l'aspect général observé, tel est un des problèmes qui doit pouvoir être résolu par le minéralogiste, associé au chimiste et au physicien.

Les recherches physiques et chimiques ont une portée qui ne se limite pas aux objectifs déjà cités.

Les vestiges anciens des cavités souterraines ne peuvent être conservés que dans certaines conditions climatiques bien précises. Il suffit d'une très faible condensation sur une paroi calcaire pour la corroder progressivement et détruire en quelques milliers d'années des gravures ou des peintures. On voit dans certaines grottes, ouvertes aux visiteurs seulement depuis quelques dizaines d'années, les climats souterrains se modifier par suite d'ouvertures nouvelles, et des destructions s'amorcer. Là aussi doivent intervenir des contrôles et des mesures permettant d'éviter la disparition rapide de ces vestiges fort rares, que des conditions exceptionnelles ont parfaitement conservés pendant plusieurs dizaines de milliers d'années.

La faune souterraine est extrêmement sensible à de faibles variations climatiques. Elle disparaît pendant de longues périodes, cachée dans des fissures impénétrables, puis se localise, à d'autres moments, sur des parois bien déterminées. Pourquoi ces parois plutôt que d'autres ? Il est probable qu'elles sont le siège de « microclimats » favorables au séjour de la faune, microclimats étroitement liés aux conditions physico-chimiques locales. Pour ce dernier objectif de recherches, il sera probablement nécessaire de construire un appareillage spécial, permettant d'ausculter, aux points de vue température et état hygrométrique, non seulement les parois, mais des fissures profondes.

Je souhaite vivement que les jeunes générations de spéléologues trouvent dans ces recherches, qui ne sont qu'à leur début, une raison de plus de descendre sous terre. N'oublions pas que l'objectif du spéléologue est essentiellement la découverte. Le sport, nécessaire, et source de bien des satisfactions dans une exploration, doit néanmoins rester le moyen et non le but de celle-ci.

J. GUÉRON (1)

## Emploi des radio-éléments en hydrologie (2)

Il est en principe possible de faire, avec des produits marqués, des expériences d'hydrologie. Mais celles-ci se heurtent à des difficultés très considérables.

Je ne connais pas de cas publié, dans le détail, de telles expériences. Un succès tout à fait remarquable a été rapporté par nos collègues anglais [1] qui, avec une assez faible activité — une centaine de millicuries de rubidium — semblent avoir établi certaines liaisons entre le Nil et des nappes d'eau situées dans son voisinage. Le parcours suivi a été d'une vingtaine de kilomètres, le facteur de dilution entre l'injection et l'émergence était de l'ordre du milliard ; mais je crois que nos collègues ont profité avec beaucoup d'habileté d'un système détecteur très bien mis au point, et d'une chance exceptionnelle. Le terrain dans lequel se mouvait leur indicateur était du sable de silice, extrêmement peu adsorbant. Il en va tout autrement lorsqu'on se trouve en présence d'alluvions ou d'humus et il est vain de se livrer à des expériences d'hydrologie sans des études préalables sérieuses, sous peine de discréditer la méthode.

Nous avons entamé ces études grâce au procédé de percolation couramment utilisé dans l'étude des sols. On fait couler, à travers une colonne, aussi représentative que possible des terrains dont la traversée est soupçonnée, une solution contenant, dans des conditions convenables, le produit que l'on veut essayer comme marqueur. La solution ayant traversé la colonne est examinée, par fractions ou en continu.

Normalement, on obtient des courbes en cloche du type de celles de la figure 1, où l'on a porté en abscisse le volume ayant traversé la colonne et en ordonnée la concentration du traceur (rapportée à sa valeur dans la solution initiale). La mesure de celle-ci par radioactivité est extrêmement commode et permet de faire rapidement des expériences qui, si elles devaient reposer sur l'analyse chimique, pourraient être longues et pénibles. Nous avons décrit antérieurement [2] l'interprétation qualitative de ces courbes et indiqué des résultats préliminaires, obtenus sur un sol donné. Les cations sont fortement retenus par le sol, ainsi que des anions complexes, et nous avions alors l'espoir que des molécules organiques, peu solubles dans l'eau, mais relativement peu polaires, pourraient constituer de bons traceurs. Ces espoirs ne se sont pas confirmés dans nos essais ultérieurs, non plus que dans ceux faits par BUCHAN [3] au Royal College of Mines de Londres.

Par contre, nous avons obtenu des résultats satisfaisants avec des anions simples (3).

Les courbes de la figure 2 représentent les résultats obtenus en faisant percoler à travers une colonne de un mètre diverses solutions, en particulier des solutions de bromure et d'iodure de sodium marqués sur l'halogène. La courbe relative à de la fluorescéine à 100 milligrammes par litre part tard (signe de forte adsorption) et ne monte jamais haut. Le rendement de passage de la

(1) Directeur au Commissariat à l'Energie Atomique, Paris.

(2) Communication présentée le 7 septembre 1953.

(3) Je tiens à noter ici l'influence, stimulante pour nous, des discussions du Congrès d'Oxford de juin 1951 ; cf. en particulier Aten [5].

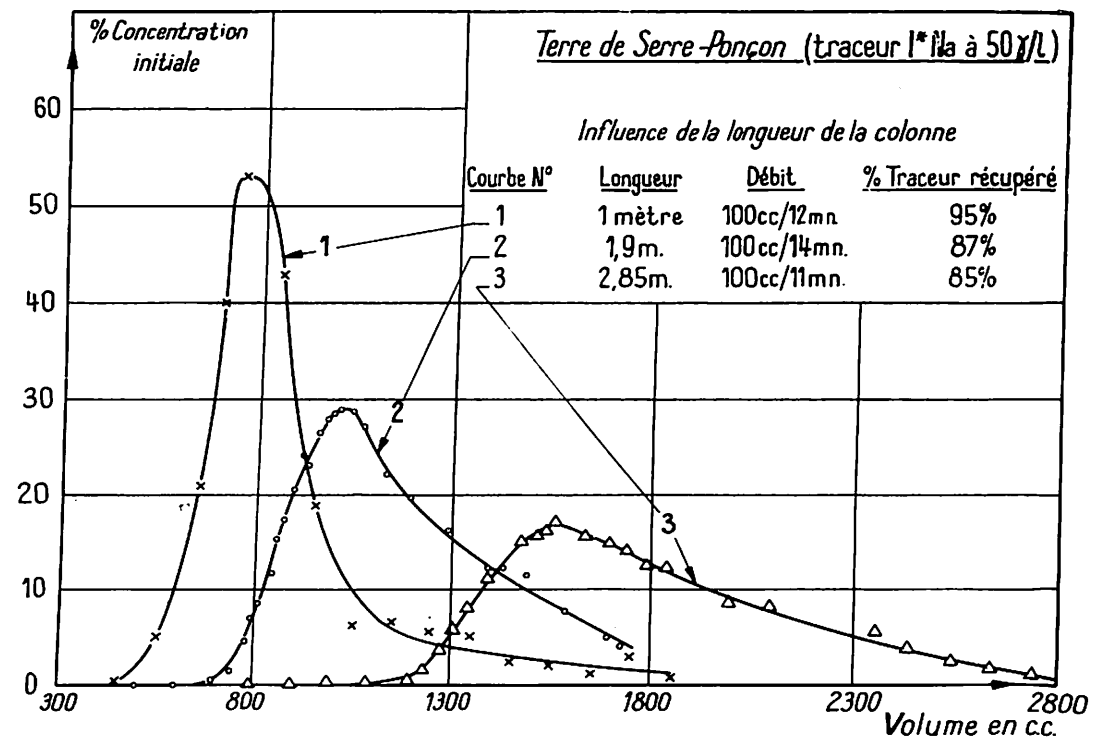


FIG. 1

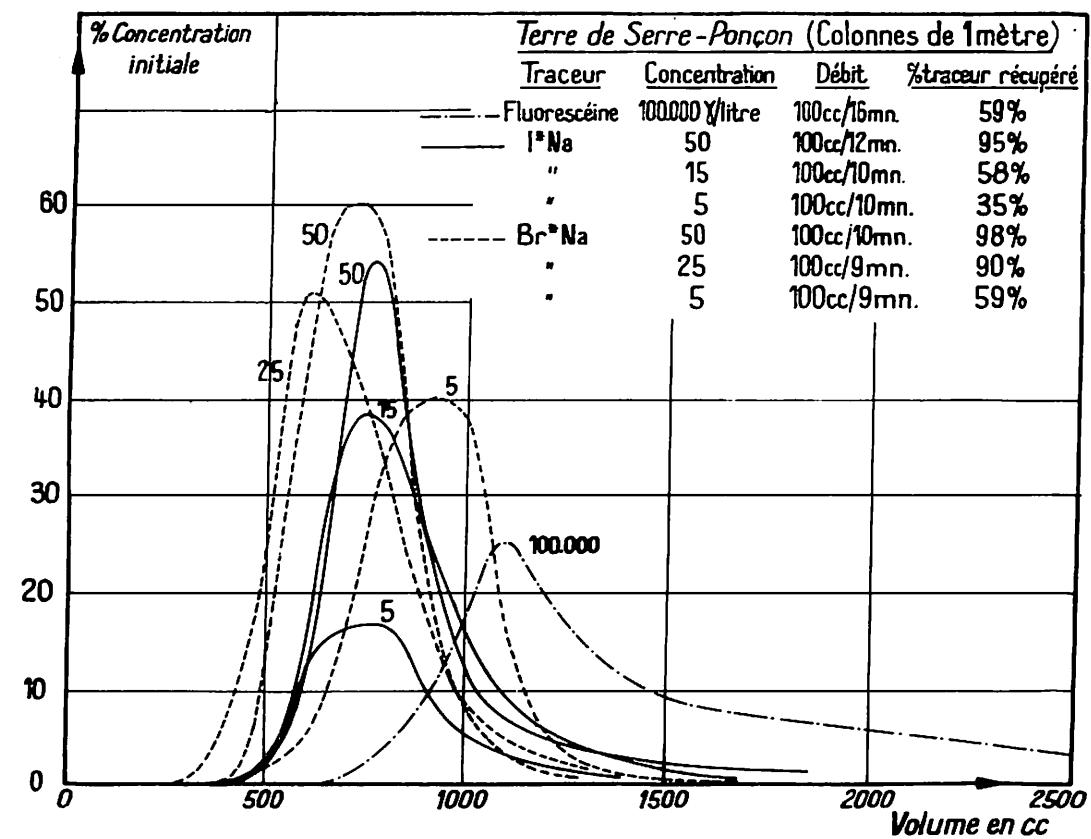


FIG. 2

fluorescéine, à cette concentration élevée, a été de 15 %, tandis qu'à la dose de quelques microgrammes par litre les bromures ou iodures nous ont donné des courbes partant beaucoup plus tôt et montrant des rendements de passage de 90 à 97 %. Il s'agissait là d'alluvions argileuses et très fines.

Comme dans le cas des gaz, la courbe de passage s'étale à mesure que la distance augmente entre le point d'injection et le point de détection. La figure 1 montre, pour une même solution et un même échantillon de terre, les courbes d'élution obtenues sur des colonnes de 1 mètre, 2 mètres et 3 mètres.

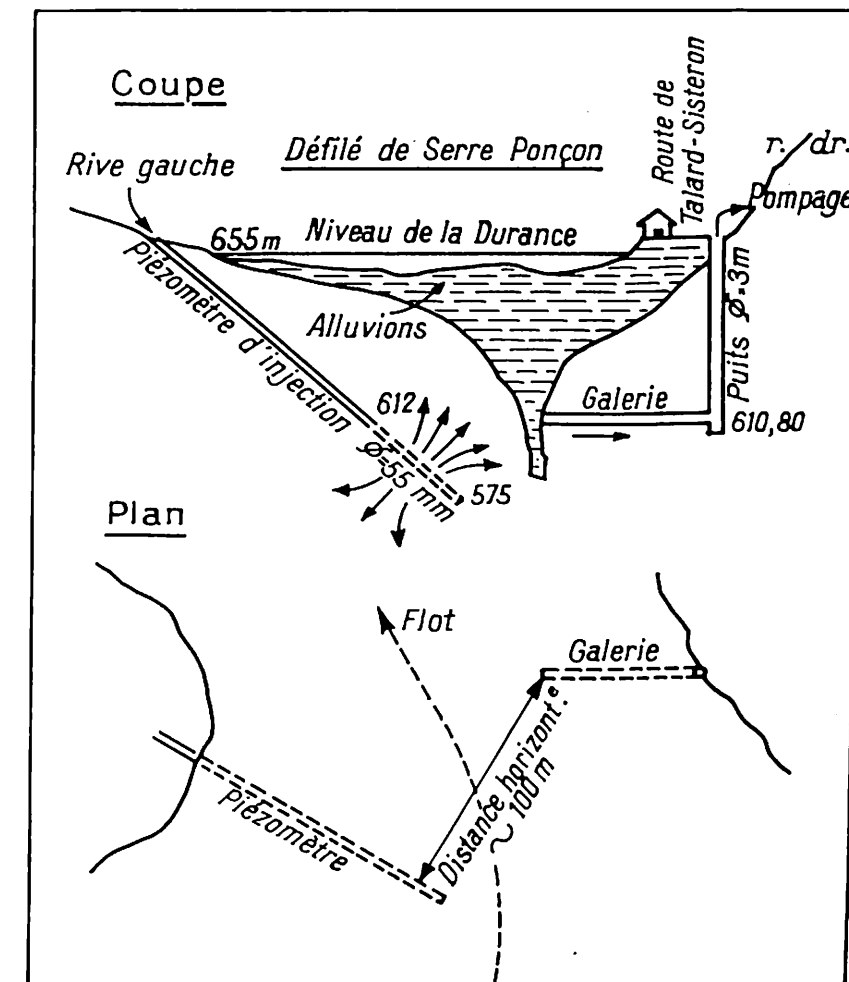


FIG. 3

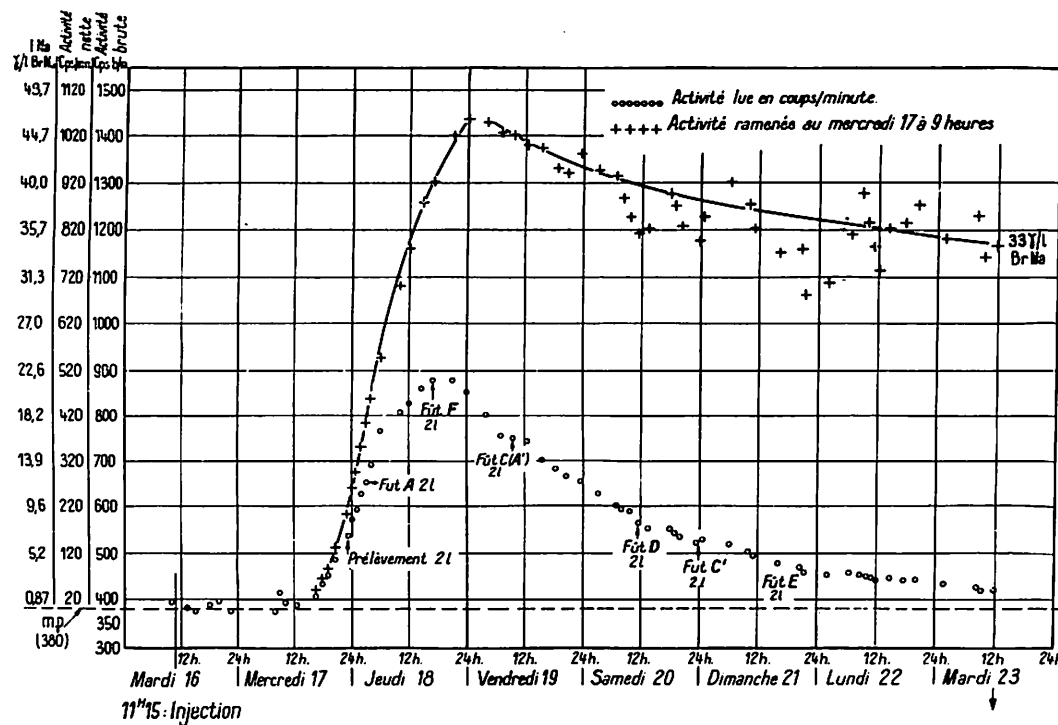
Tout ceci montre combien le risque d'échec est sérieux lorsqu'il s'agit de passer du laboratoire au terrain et de chercher des connexions ou des fuites à des distances de l'ordre de quelques centaines de mètres ou plus. L'Electricité de France et la Société Solétanche (4) ont cependant décidé de courir ce risque avec nous et une expérience a été tentée au site d'étude du futur barrage de Serre-Ponçon, sur la Durance.

(4) Respectivement représentées par MM. SCHNEEBELI et BRILLANT, ingénieurs, que je remercie de leur coopération.



En ce point, des essais de rabattement par pompage faisaient soupçonner une liaison entre un piézomètre foré sur la rive gauche de la Durance et une galerie profonde qui passe sous le lit de la rivière et dans laquelle existent des venues d'eau très considérables. Sur ce parcours, de l'ordre d'une centaine de mètres, ce qui est assez faible évidemment en hydrologie, des expériences classiques de communication par coloration n'avaient pas réussi ; on avait, en 1950, utilisé plusieurs dizaines de kilogrammes d'éosine, sans trouver de résurgence après dix jours de pompage (cf. fig. 3 un plan simplifié des lieux).

Nous avons injecté les quantités maxima d'iodure et de bromure de sodium radioactifs qu'HARWELL pouvait mettre à notre disposition, c'est-à-dire 250 milli-curies d'iode-131 ( $T_{1/2}$ , 8 jours), et un curie de brome-82 ( $T_{1/2}$ , 34 h.), ce qui représentait, par suite des délais de transport, une commande de 1,6 curie.



Activités dans le puits 1913

FIG. 4

A ces traceurs étaient ajoutés 5 et 3,7 kg respectivement de bromure et d'iodure de sodium, de façon à diluer le produit actif et à diminuer la perte par adsorption sur les terrains traversés. Le tout était dissous dans 25 l d'eau, et injecté sous pression (30 m d'eau) dans un piézomètre crépiné, de façon à pénétrer dans le sol à 70 m environ au-dessous du point d'injection. On rinçait ensuite rapidement avec environ 500 l d'eau.

L'eau de la galerie (niveau) était pompée à raison de 3,5 m<sup>3</sup>/minute, dont 15-20 l/minute étaient dérivés dans le dispositif de détection. Celui-ci était constitué par un récipient de 35 l, abrité par 5 cm. de plomb, dans lequel plongeait 4 compteurs à cathode de Pb, ayant une surface totale de 8 dm<sup>2</sup>. Le volume du récipient et la disposition géométrique des compteurs assuraient le rendement optimum de comptage pour le rayonnement relativement mou de l'iode-131. Les compteurs attaquaient un intégrateur muni d'un enregistreur. On pouvait également faire des comptages ordinaires à l'aide d'une échelle de 100.

Dans ces conditions, nous pouvions bien déceler 0,5 microcuries par m<sup>3</sup>, représentant la dilution par un facteur de 10<sup>7</sup> environ de l'activité injectée.

A de telles dilutions, les quantités de traceurs inactifs injectées donnent des concentrations de quelques microgrammes par litre, décelables analytiquement, encore que la teneur courante en bromure et iodure de l'eau pompée puisse être de cet ordre de grandeur.

En fait, l'activité apparut dans l'eau de pompage environ 24 heures après l'injection ; elle évolua, comme le montre la fig. 4, où sont également portées les concentrations en Br<sup>-</sup> et I<sup>-</sup>, déterminées après coup sur les prélèvements d'eau effectués de temps à autre (5).

Suivant les hypothèses faites sur la loi de réapparition du traceur, la proportion de la quantité injectée que l'on retrouve varie de 25 à 60 %.

On peut donc considérer l'expérience comme réussie. Mais la radioactivité était-elle nécessaire, puisque des dosages relativement simples auraient pu suffire ?

Nos collègues de l'Electricité de France et de Solétanche estiment que, dans ce cas au moins, l'intérêt de pouvoir enregistrer le phénomène justifie la complication et la dépense qu'entraînent l'achat et le transport des traceurs, ainsi que le transport des instruments de détection et des opérateurs.

Je me suis un peu étendu sur cette expérience, parce que sa description constitue, à ma connaissance, le premier compte rendu détaillé de telles applications hydrologiques. Il ne faut pas se faire illusion sur ce succès, obtenu de justesse, sur parcours extrêmement réduit.

La généralisation de cette méthode n'est certainement pas automatique et demandera dans tous les cas beaucoup de soin et d'expériences préalables. Si l'on voulait s'occuper de trajets plus longs, comme cela se produit souvent, en particulier dans les études hydrologiques en pays peu connu, ou de géologie compliquée, on serait amené à utiliser des traceurs à vie beaucoup plus longue, à en utiliser des intensités considérables, ce qui pose, non seulement des questions d'approvisionnement, mais le problème d'éventuelles contaminations insoupçonnées, que l'on ne peut pas considérer à la légère du point de vue de l'hygiène publique. Aussi devons-nous, souvent, décourager ceux des utilisateurs de radio-éléments qui voudraient s'attaquer à des problèmes de ce genre (6).

D'autres possibilités n'ont pas encore été expérimentées. L'une consiste à utiliser des traceurs non actifs [4] et, sur des prélèvements, à déceler ceux-ci en quantités infimes, au moyen de l'analyse par activation. L'emploi de tritium, traceur isotopique de l'hydrogène, semble théoriquement idéal, mais la mesure du tritium, dont la radiation est extrêmement peu pénétrante, pose des problèmes sérieux de réalisation.

#### Bibliographie

1. FEARNSIDE. — Radioisotope Techniques (*Isotope Techniques Conference*, Oxford, 1951), vol. II, p. 14, H.M.S.O., Londres, 1952.
2. GUÉRON (J.). — *Nucleonics*, 1951, IX, 53 ; cf. aussi *Isotope Techniques Conference*, Oxford, 1951, vol. II, p. 6, H.M.S.O.
3. BUCHAN (S.). — Communication personnelle.
4. DODERO. — *C.R. Ac. Sc.*, 1952, t. CCXXXIV, p. 1462.  
GUNTZ (A.). — *C.R. Ac. Sc.*, 1953, t. CCXXXVI, p. 2423.
5. ATEN. — *Isotope Techniques Conference*, Oxford, 1951, vol. I, p. 15, H.M.S.O.

(5) L'activité provient du brome-82 seul, par suite d'une défectuosité chimique dans la livraison d'iode-131 utilisée. Cette défectuosité a été signalée à Harwell par d'autres utilisateurs ayant reçu des portions d'iode du même lot.

(6) Depuis que ce texte a été préparé, nous avons procédé, en commun avec l'Electricité de France et l'Institut d'Hydrologie et de Climatologie de l'Université de Paris (MM. P. URBAIN et M. GESLIN), à une expérience où le trajet soupçonné était d'environ 20 km. Aucune résurgence n'a été constatée 7 semaines après l'injection, ce qui ne permet pas de conclure.

### Discussion

M. CHEVALIER : Dans les recherches à Serre Ponçon, l'essai chimique à l'iodure a donné finalement un résultat plus sensible que la fluorescéine. Un essai chimique massif au chlorure de sodium ne serait-il pas intéressant à tenter, car il serait moins onéreux ?

M. GUÉRON : Le marquage radioactif est nécessaire car les eaux contiennent du chlorure de sodium, ainsi que du bromure et de l'iodure en beaucoup moins grande quantité.

M. TROMBE souligne l'intérêt de la conférence de M. GUÉRON, qui apporte de nouvelles possibilités expérimentales dans la spéléologie et l'hydrologie.

C'est la première fois aussi, semble-t-il, que l'on donne une étude systématique des conditions d'absorption en petit. L'emploi des traceurs permet de faire des expériences concluantes là où la fluorescéine, absorbée par les terres, ne réapparaît pas.

En outre, la présence d'éléments radioactifs donne des possibilités d'enregistrement du phénomène en fonction du temps.

Silvio POLLI (1)

## Meteorologia ipogea nella Grotta Gigante presso Trieste (2)

### Résumé

La grotte « Gigante » est située sur le plateau du Carso de Trieste, 6 km au Nord de cette ville. L'entrée est à 269 m au-dessus du niveau moyen de la mer. C'est une vaste cavité naturelle de 280 m de longueur, 120 m de hauteur et 60 m de largeur. Le fond est à 150 m. au-dessus du niveau de la mer et à 120 m de la surface. La grotte est en communication avec l'extérieur grâce à deux ouvertures : une, au-dessus de la partie centrale de la grotte, constituée d'une galerie courte et en forte pente, ayant une section d'à peu près 20 m<sup>2</sup> ; l'autre, à l'extrémité nord de la grotte, est formée d'un petit puits d'à peu près 5 m<sup>2</sup>. Cette galerie est généralement fermée par une porte de fer au-dessus de laquelle il y a une ouverture de 8 dm<sup>2</sup>. A chaque variation, même minime, de la pression atmosphérique interne, correspond un courant d'air notable qui s'infiltre dans les entrées. Ont été mesurés des courants dus à des micro-oscillations barométriques de l'ordre de 0,01 millibar (0,0075 mm de mercure). Ces courants ont des rythmes alternés, avec des périodes qui vont de peu de secondes à une minute. Très régulières furent les oscillations des courants d'air avec des périodes de 10-15 sec, de 25-30 sec et de 55-65 sec. Celles-ci furent en parfaite concordance avec les enregistrements d'un microbarographe externe.

Vers la fin de l'année 1950, sur l'initiative et grâce à l'aide de la « Commissione Grotte » de la « Società Alpina delle Giulie », section de Trieste du « Club Alpino Italiano », et avec la collaboration de « l'Institut Talassographique de Trieste », ont été exécutées dans l'intérieur de la grotte des mesures régulières et périodiques des principaux éléments météorologiques. Dans cette relation, on présente les résultats des déterminations exécutées dans les deux années 1950 et 1951.

Etant donné la petite variation annuelle de la température interne, les mesures ont été exécutées toutes les deux semaines. Furent choisis 7 postes de stations, indiqués avec des numéros allant de 1 à 7. Le n° 1 est à l'extérieur de la caverne, les numéros 2 et 7 dans les deux galeries d'entrée, les numéros 3, 4, 5 et 6 sont à l'intérieur de la caverne, le numéro 3 à côté du fond et le 4 au fond de la grotte.

Toutes les mesures furent prises avec des instruments de précision contrôlés et échantillonnés dans le laboratoire de physique de l'Institut déjà nommé. Elles furent exécutées avec toutes les précautions nécessaires pour éviter toute erreur. Pour les températures et pour l'humidité, on se servit du psychromètre à aspiration Assmann-Fuess avec division de l'échelle en 1/5 de degrés C. Pour les températures de l'eau et de la roche, on se servit de thermomètres de précision gradués en dixièmes de degrés. Les lectures furent faites au 1/20 et ensuite réduites au 1/10. Dans tous les cas, les erreurs sont inférieures à 1/10 de degré C. La température de l'eau est celle d'un petit bassin situé entre les stations 4 et 5. La température de la roche est mesurée à l'extrémité d'un trou horizontal de 43 cm de profondeur pratiqué dans le calcaire compact de la paroi au fond de la grotte.

Pour mieux comprendre les données des mesures internes, nous donnons dans le tableau suivant les valeurs de températures mesurées à la surface durant un intervalle de 12 mois.

(1) Geofisico all'Istituto Talassografico, Trieste.  
(2) Communication présentée le 9 septembre 1953.

Température	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	An.
Moyenne.....	1.2	2.5	6.0	10.3	14.8	18.6	21.1	20.3	16.6	11.6	6.8	3.1	11.1
Moy. max....	9.6	10.6	15.2	19.8	24.2	27.6	30.0	29.0	26.1	20.3	15.2	11.0	30.6
Moy. min.....	7.7	5.9	3.1	1.8	5.5	10.1	12.7	11.5	8.1	2.7	2.0	5.0	8.8

Dans les tableaux suivants nous donnons un résumé des mesures exécutées dans la grotte dans les deux années d'examen.

*Températures extrêmes moyennes et oscillation moyenne dans les deux années 1951-52, en degré centigrade.*

Température	1	2	3	4	5	6	7	eau	roche
max.....	35.0	11.0	10.0	10.0	10.1	10.1	11.7	10.1	9.80
min.....	-5.5	9.1	9.2	9.3	9.1	9.0	6.5	9.1	9.30
moy.....	11.0	10.4	9.7	9.7	9.7	9.6	9.2	9.6	9.60
osc.....	39.4	1.4	0.9	0.7	1.0	1.1	5.2	0.9	0.45

Dans toute la grotte, les conditions climatiques sont très uniformes, mais particulièrement dans les couches inférieures elles prennent un aspect de grande stabilité. Dans la zone inférieure, qui comprend les stations 3, 4, 5 et 6, la température moyenne est de 9°7, inférieure de 1°4 relativement à la température de l'extérieur, la variation annuelle est de 0°8. La température maximum se vérifie dans les premières semaines d'octobre, c'est-à-dire 10 semaines après le maximum externe ; la température minimum se vérifie dans les premiers jours du mois de mai, c'est-à-dire 6 semaines seulement après la température minimum externe. Cette différence dans les retards se justifie par le fait que le refroidissement des couches basses advient par convection (descente d'air froid), tandis que le réchauffement est dû surtout à la conduction, étant donné que le transport d'air froid vers le haut est très limité. Ce fait fondamental justifie aussi la différence entre la température moyenne externe et celle interne.

*Humidité extrême moyenne et oscillation maximum dans les deux années 1951-52 (en pourcents)*

	1	2	3	4	5	6	7
Max .....	97	99	99	99	99	99	98
Min.....	26	94	93	91	90	91	85
Moy.....	67.5	96.2	96.1	96.6	96.2	96.7	93.7
Osc.....	71	5	6	5	9	8	13

L'humidité relative est en moyenne de 96,3 %, l'oscillation annuelle est de 4 %. L'eau du bassin a une température de 0°1, inférieure à celle de l'air, et cela en raison du

refroidissement produit par l'évaporation. L'eau qui coule le long des stalactites et des parois a, pour la même raison, des températures de 0°1 à 0°3, inférieures à celle de l'air. Les courants d'air sont presque nuls. On a pendant les saisons hivernales une petite descente d'air froid le long des parois qui, maintenant l'air au fond à une température inférieure à la moyenne externe, rend possible la stabilité dans le système de la masse stratifiée.

Dans la section supérieure, circulent de légers courants dus spécialement aux variations de pression, ils se déclenchent vers le bas. Dans les galeries d'entrée, les courants sont au contraire très forts. Quand le courant annuel (de densité) s'ajoute aux effets de la pression, on peut rejoindre des valeurs de la vitesse de 2,5 m/sec, telles qu'elles peuvent éteindre une lampe à acétylène. Ces phénomènes altèrent peu les conditions climatiques de la zone inférieure. Les températures moyennes sont légèrement plus hautes que dans les couches près du fond, le maximum annuel de très peu supérieur, l'humidité inférieure.

En général, la masse d'air de la cavité se présente dans toutes les saisons avec une stratification thermique directe peu marquée, la température diminue vers le bas. Ceci lui confère un équilibre stable qui rend possibles la constance et l'uniformité des conditions climatiques internes.

# I. PREMESSE

Sull'altipiano carsico, a 6 km. in linea d'aria da Trieste, verso N, a 269 m. sul livello medio del mare, si apre al fondo di un breve pozzo l'ingresso alla grande cavità naturale. Alcune serie di gradini portano nel pozzo e da questo, attraverso una ripida galleria, al margine della vasta caverna. Questa è lunga 280 m, larga 60 m. e alta 115 m. Il fondo è a 150 m. sul livello del mare e a 121 m. dalla superficie esterna. Queste quote e quelle dei punti interni della grotta, indicate più avanti in questa nota e nella figura allegata, sono state determinate mediante livellazione barometrica e pertanto risultano approssimate a meno di 1-2 metri. Sono attualmente in corso rilievi topografici e fotogrammetrici i quali daranno le posizioni esatte di tutti i punti notevoli della grotta.

Alla fine del 1950, per iniziativa e per cura della Commissione Grotte della Società Alpina delle Giulie, Sezione di Trieste del C.A.I. (Club Alpino Italiano) e con la collaborazione dell'Istituto Talassografico di Trieste, sono state iniziate nell'interno della grotta regolari e periodiche misure dei principali elementi meteorici. In questa relazione si presentano i risultati delle determinazioni eseguite nei due anni 1951 e 1952. Essi danno una chiara idea del clima ipogeo di quella grotta sia in senso assoluto che relativamente a quello della zona sovrastante. Notevole risulta il basso valore della temperatura media, la minima ampiezza della oscillazione annua, il ritardo di fase degli estremi interni rispetto a quelli esterni, l'alto valore dell'umidità relativa e le fluttuanti correnti agli ingressi. Quest'ultime risultano continue o alternate secondo che le variazioni della pressione atmosferica all'esterno sono lente o rapide. La grotta agisce in questi casi come enorme cavità barometrica e microbarometrica.

Per poter meglio determinare questi fenomeni è necessario precisare quali sono le comunicazioni della grotta con l'esterno. Originariamente vi erano tre aperture. Una sopra la parte centrale della grotta, detta « ingresso alto » ; una all'estremità Nord, che costituisce l'« ingresso attuale » ; ed una tra queste due ma più vicina all'ingresso Nord, detta « ingresso intermedio ». Questa è la più piccola ed è ora ostruita. E' stato da questo pozzo che il 20 aprile 1890 venne effettuata la prima discesa nella grotta.

L'ingresso alto è una breve galleria inclinata che si apre in una piccola concavità del terreno e che finisce nel vuoto sopra la parte centrale della cavità. La sezione di questa galleria, all'inizio della discesa, corrisponde ad una larghezza di circa 5 m e ad un'altezza di 3 m. L'ingresso è chiuso inferiormente da un muro che lascia libera superiormente un'apertura di circa 4 m. quadrati. Una

leggera inferriata impedisce il passaggio alle persone e ciò per evidenti motivi di sicurezza.

L'ingresso attuale è costituito da un pozzo profondo circa 12 m dal quale si diparte una ripida galleria che sbocca, alla profondità di circa 30 m, nella cavità principale. Nella strozzatura della galleria, in prossimità dello sbocco interno, vi è una porta di ferro di m 1 per m 2, chiusa generalmente. Sopra la porta, una apertura di cm 20 per 40, lascia circolare l'aria attraverso la galleria.

Le condizioni del clima ipogeo, determinate nei due anni considerati, si riferiscono alla situazione degli ingressi ora descritta, che era tale pure negli ultimi decenni. Se questa dovesse di poco modificarsi è probabile che le condizioni climatiche subirebbero solo minime variazioni.

All'esterno della grotta e in sei siti interni furono scelti i posti di stazione nei quali, ogni 2 settimane, vennero eseguite accurate determinazioni di termometria e psicommetria. Furono usati strumenti di precisione controllati nel laboratorio di fisica dell'Istituto Talassografico di Trieste. Per eseguire le misure occorreva raggiungere, da Trieste, la grotta, discendere nella stessa e salire nei siti prescelti. Il lavoro è tanto più notevole in quanto viene eseguito regolarmente durante tutte le stagioni e con tutti i tempi. Queste missioni furono eseguite con cura e abnegazione dagli speleologi della Commissione Grotte della Società Alpina delle Giulie di Trieste. Con particolare passione si dedicarono ad esse i due speleologi Fabio FORTI e Tullio TOMMASINI che vivamente ringrazio per la preziosa collaborazione. Ringrazio pure il Presidente della suddetta Commissione per l'interessamento avuto nella sistemazione degli apparecchi e il Direttore dell'Istituto Talassografico di Trieste per gli strumenti messi a disposizione.

## II. LE CONDIZIONI CLIMATICHE ESTERNE

Il terreno è quello tipico delle zone carsiche. Calcarei erosi e tormentati dall'azione chimica e fisica delle acque, scheggiati dal gelo e dal sole, biancheggiano tra il terriccio rossastro e i pochi ciuffi di un'erba stentata, sottile e bassa. Qualche piccolo fiore e qualche cespuglio di biancospino ravvivano un po' il paesaggio. Assenzio, timo e origano aromatizzano acutamente l'aria rendendo indimenticabili i tardi pomeriggi estivi ivi trascorsi.

La zona è situata in una lievissima depressione dell'altipiano che degrada lentamente verso NW. Soggetta fortemente ai fattori climatici del retroterra e separata dal mare dal sollevamento marginale dell'altipiano presenta notevoli analogie con il clima subalpino. Le normali condizioni meteoriche sono perturbate, specialmente nell'inverno, dal violento vento da ENE, detto « bora », che con i suoi caratteri di vento freddo e secco ostacola la vita ad una vegetazione che altrimenti potrebbe essere meno povera. La temperatura media annua è di 11,1° C; è di 3° C inferiore a quella di Trieste e di 0,6° C inferiore a quella di Bolzano che si trova nelle Alpi ad una latitudine ben maggiore. La posizione elevata e vicina al mare comporta una precipitazione piovosa e nevosa maggiore di quella di Trieste.

Presentiamo i valori medi mensili delle temperature e delle precipitazioni rilevati a Opicina, situata nelle stesse condizioni di terreno, 3 km a SE della grotta. Nella prima riga sono date le temperature medie mensili dedotte dai periodi 1885-1906 e 1911-1914, nella seconda riga i valori medi dei massimi mensili avuti in ciascun anno e nella terza riga le corrispondenti medie delle temperature minime. Nella colonna dei valori annui è data la temperatura media annua e la media di tutti i massimi e di tutti i minimi annui del periodo considerato.

Le precipitazioni sono date in mm. di altezza e comprendono pioggia e neve fusa. Per giorno con pioggia s'intende quello con una precipitazione maggiore od uguale a 0,1 mm; analogamente per la neve, avendosi considerato 1 mm. di altezza di neve caduta uguale a 0,1 mm di acqua fusa.

### Villa Opicina

### Temperature medie in °C.

Temperature	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	A.
Media.....	1.2	2.5	6.0	10.3	14.8	18.6	21.1	20.3	16.6	11.6	6.4	3.1	11.1
Med. max.....	9.6	10.6	15.2	19.8	24.2	27.6	30.0	29.0	26.1	20.3	15.2	11.0	30.6
Med. min.....	-7.7	-5.9	-3.1	1.8	5.5	10.1	12.7	11.5	8.1	2.7	-2.0	-5.0	-8.8

### Precipitazioni in mm e numero di giorni con pioggia, neve, grandine e temporali.

Precipitazioni	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	A.
Media.....	52.3	58.8	87.0	79.3	112	117	93.0	103	125	144	104	82.2	115.8
N. g. piog....	6.0	6.9	9.4	9.4	11.9	11.1	8.8	8.3	9.1	10.9	9.1	8.4	10.9
N. g. neve....	2.8	1.9	1.4	0.5	0.1	0	0	0	0	0.2	0.6	1.5	9
N. g. gran....	0.1	0.1	0.2	0.4	0.4	0.2	0.3	0.5	0.3	0.3	0.3	0.2	3
N. g. temp...	0.1	0.2	0.5	0.5	1.9	3.2	3.2	3.2	2.2	0.9	0.7	0.2	17

## III. LE STAZIONI METEOROLOGICHE

Per la conoscenza dell'ambiente climatico interno necessita eseguire per più anni consecutivi periodiche e regolari misure nei siti meteorologicamente più importanti della cavità e, per il confronto, in almeno un posto situato immediatamente all'esterno di essa. Furono scelti i seguenti posti di stazione che indicheremo con i numeri da 1 a 7.

1. — Esterno, quota del suolo m 269, ad una decina di metri dall'ingresso attuale alla grotta, sopra un terreno pianeggiante, sassoso con parziale copertura erbosa.
2. — Interno, q. m 245, profondità m. 24, dopo il pozzo d'ingresso alla fine della galleria inclinata, qualche metro sotto la porta di ferro.
3. — Interno, q. m 168 (prof. m. 101), bivio dei sentieri.
4. — Interno, q. m 150 (prof. m. 119), piazzale sul fondo.
5. — Interno, q. m 190 (prof. m. 79), sala dell'Altare.
6. — Interno, q. m 209 (prof. m. 60), fine della cengia che sale lungo la parete NE alla Galleria Nuova.
7. — Interno, q. m 257 (prof. m. 12), nella caverna dell'ingresso alto.

Le misure vennero eseguite nell'ordine ora segnato, nelle ore pomeridiane delle giornate indicate nelle tab. 1 e 2. I termometri erano tenuti ad 1,5 m dal suolo, lontani dalla persona e illuminati con una piccola lampadina elettrica solamente per il tempo necessario alla lettura.

## IV. GLI STRUMENTI E LE MODALITA' DI MISURA

Le variazioni della temperatura nell'interno della grotta sono molto piccole. L'ampiezza dell'oscillazione annua al fondo è di 0,7° C. Si è data perciò la massima importanza alla sensibilità e precisione degli strumenti da usarsi e ad

eseguire le misure con tutte le cure e gli accorgimenti affinchè esse risultino il più possibile esenti da errori.

Lo strumento fondamentale è stato il psicrometro ad aspirazione Assmann n. 162, di costruzione R. FUESS, Berlin-Steglitz. I termometri sono isolati e schermati. I bulbi hanno doppia schermatura metallica nichelata. La divisione è in 1,5° C, la lettura è esatta sino ad 1/20° C. La velocità della corrente d'aspirazione lungo i bulbi è di 2,8 m/sec, la durata utile dell'aspirazione è di 8 minuti. I due termometri sono stati tarati nel laboratorio di fisica dell'Istituto Talassografico di Trieste, hanno correzioni inferiori ad 1/10° C, di queste si è sempre tenuto conto nel correggere la lettura. Per il bulbo bagnato si è usata acqua piovana.

La determinazione dell'umidità è stata fatta sulla base delle letture eseguite ai termometri asciutto e bagnato e usando le: « Aspirations-Psychrometer-Tafeln » del Preussischen Meteorologischen Institut, Berlin, 1914. Le letture venivano eseguite a temperatura stabilizzata e ripetute una seconda volta per controllo. Date tutte le precauzioni prese si ritiene che le misure rispecchino effettivamente le condizioni naturali dell'aria a m 1,5 dal suolo, con un errore inferiore a 0,1° C.

V. LA TEMPERATURA E L'UMIDITA' DELL'ARIA

Nella tab. 1 presentiamo le determinazioni termometriche corrispondenti ai singoli giorni di osservazione e a ciascuno dei 7 posti di stazione. La stazione 1 è esterna alla grotta. Le stazioni 2-6 sono tutte interne. Il posto 7 è nella caverna dell'ingresso alto, in comunicazione quasi diretta con l'esterno, risente perciò notevolmente gli effetti delle condizioni esterne.

Riassumiamo nella seguente tabellina, per ciascuna posizione considerata, i valori estremi e medi della temperatura e quelli dell'oscillazione annua media. Le medie annue delle stazioni 6 e 7, tanto nella tab. 1 che nella seguente tabellina riassuntiva, sono state dedotte solamente dai dati dell'anno 1951, e ciò per evidenti ragioni di rigorosità.

Temperature estreme, medie ed oscillazione media nel biennio 1951-52, in °C

	1	2	3	4	5	6	7	acqua	roccia
Max.....	35.0	11.0	10.0	10.0	10.1	10.1	11.7	10.1	9.80
Min.....	-5.5	9.1	9.2	9.3	9.1	9.0	6.5	9.1	9.30
Med.....	11.0	10.4	9.7	9.7	9.7	9.6	9.2	9.6	9.60
Osc.....	39.4	1.4	0.9	0.7	1.0	1.1	5.2	0.9	0.45

Per il sito n. 1, all'esterno dell'ingresso attuale, i valori dati in questa tabellina sono stati ricavati dalle osservazioni giornaliere eseguite nella stazione meteorologica di Villa Opicina. Essi risultano dedotti da serie complete e rappresentano perciò con maggiore precisione le condizioni climatiche esterne.

L'umidità dell'aria è stata misurata mediante il psicrometro ad aspirazione Assmann-Fuess descritto precedentemente. Dato lo stato di quasi saturazione dell'aria interna, per cui l'umidità relativa assume valori percentuali molto elevati, si è avuta la massima cura affinchè il termometro bagnato funzioni sempre nelle condizioni più perfette possibili. Ciò si è ottenuto controllando il velo d'acqua trattenuto dalla garza, evitando che su questa e sul bulbo si formassero depositi od incrostazioni calcaree e controllando la velocità della corrente d'aspirazione. Da confronti eseguiti con altri psicrometri sia Assmann-Fuess che Assmann-S.I.A.P. (Soc. Ital. Apparecchi Precisione, Bologna), è risultato che le misure eseguite possono ritenersi esatte a meno di una unità percentuale di umidità relativa.

TABELLO I

Temperature dell'aria, dell'acqua e della roccia.

DATA	STAZIONI							ACQUA	ROC-CIA
	1	2	3	4	5	6	7		
7- 1-51 .....	5,7	10,2	9,5	9,5	9,4	9,4	7,6	9,7	9,48
21- 1-51 .....	4,8	10,3	9,5	9,5	9,3	9,3	6,5	9,5	9,60
4- 2-51 .....	4,0	10,0	9,3	9,4	9,1	9,0	7,5	9,5	9,40
18- 2-51 .....	6,7	10,4	9,6	9,6	9,5	9,6	8,3	9,6	9,45
4- 3-51 .....	4,4	9,9	9,4	9,5	9,3	9,0	6,6	9,5	9,40
18- 3-51 .....	10,5	10,3	9,5	9,6	9,5	9,5	8,7	9,5	9,40
1- 4-51 .....	10,4	10,2	9,6	9,5	9,5	9,5	9,5	9,5	9,40
15- 4-51 .....	14,0	10,0	9,7	9,8	9,6	9,7	9,6	9,5	9,45
29- 4-51 .....	12,5	10,5	9,7	9,6	9,6	9,7	9,6	9,5	9,45
13- 5-51 .....	10,5	10,5	9,9	9,9	9,9	9,9	9,9	9,6	9,50
27- 5-51 .....	23,3	10,6	9,7	9,8	9,7	9,7	10,2	9,6	9,55
10- 6-51 .....	20,3	10,6	9,7	9,8	9,8	9,8	10,3	9,6	9,60
1- 7-51 .....	15,6	10,6	9,8	9,8	9,9	9,9	11,2	9,6	9,75
22- 7-51 .....	24,8	10,7	9,9	9,9	9,9	9,9	11,0	10,0	9,70
5- 8-51 .....	23,8	10,7	9,9	9,9	9,8	10,0	11,4	—	9,70
26- 8-51 .....	24,2	10,9	10,0	10,0	10,0	10,0	11,5	—	9,75
23- 9-51 .....	19,4	11,0	10,0	10,0	10,0	10,0	11,7	—	9,80
14- 10-51 .....	12,4	10,9	10,0	10,0	10,0	10,0	10,4	9,9	9,80
4- 11-51 .....	7,5	10,7	10,0	10,0	10,1	10,0	9,6	9,9	9,80
25- 11-51 .....	10,0	10,8	9,9	10,0	9,9	10,0	9,5	9,9	9,80
9- 12-51 .....	6,7	10,6	9,6	9,7	9,6	9,6	8,3	9,6	9,70
29- 12-51 .....	6,6	10,4	9,5	9,5	9,5	9,4	7,2	9,5	9,51
20- 1-52 .....	5,2	9,8	9,3	9,3	9,3	9,3	7,0	9,4	9,40
17- 2-52 .....	2,1	9,1	9,4	9,3	9,2	9,0	—	9,2	9,30
16- 3-52 .....	5,4	9,3	9,2	9,4	9,1	9,1	—	9,1	9,30
2- 6-52 .....	24,4	10,4	9,7	9,6	9,7	—	—	9,7	9,60
20- 7-52 .....	26,3	10,6	10,0	9,9	10,0	—	—	—	9,70
24- 8-52 .....	21,8	10,7	9,9	10,0	9,8	—	—	9,8	9,80
28- 9-52 .....	16,1	10,8	10,2	10,0	10,0	—	—	10,1	9,80
3- 11-52 .....	10,1	10,6	10,0	10,0	9,9	—	—	10,1	9,80
30- 11-52 .....	8,6	10,5	10,0	9,9	9,7	—	—	9,8	9,70
4- 1-53 .....	2,2	9,8	10,0	9,7	9,7	9,7	9,4	9,6	9,60
Media .....	12,5	10,4	9,7	9,7	9,7	9,7	9,4	9,6	9,60

TABELLO II

*Umidità relativa in percento e stato del tempo*

DATA	STAZIONI							STATO DEL TEMPO
	1	2	3	4	5	6	7	
7. 1.51 .....	97	99	99	98	96	96	96	coperto, calma
21. 1.51 .....	62	96	95	98	96	94	88	vario
4. 2. 1 .....	91	96	95	95	95	96	92	piovoso
18. 2.51 .....	92	99	98	99	98	95	97	piovoso
4. 3.51 .....	58	98	96	95	95	96	85	coperto, calma
18. 3.51 .....	91	95	98	98	96	99	99	cop., vento NE
1. 4.51 .....	76	96	96	99	95	96	95	cop., vento W
15. 4.51 .....	82	98	98	96	99	96	93	vario
29. 4.51 .....	94	95	98	99	99	99	98	piovoso
13. 5.51 .....	64	98	98	98	98	99	97	bello
27. 5.51 .....	39	96	98	96	98	98	96	vario
10. 6.51 .....	67	96	98	96	99	98	96	coperto, calma
1. 7.51 .....	67	96	98	99	98	98	95	cop., vento ENE
22. 7.51 .....	46	98	96	98	98	98	88	vario
5. 8.51 .....	60	98	98	98	99	96	91	bello
26. 8.51 .....	67	95	96	96	98	99	98	cop., vento W
23. 9.51 .....	67	97	97	96	96	98	98	vario
14. 10.51 .....	42	95	96	98	98	96	89	sereno, vento ENE
4. 11.51 .....	88	96	96	96	95	96	93	coperto, calma
25. 11.51 .....	78	96	95	96	95	96	95	vario
9. 12.51 .....	91	96	96	98	95	95	95	coperto
29. 12.51 .....	54	94	95	98	93	94	88	cop., vento ENE
20. 1.52 .....	26	96	95	95	90	91	85	coperto, calma
17. 2.52 .....	62	96	93	95	93	94	—	vario, vento ENE
16. 3.52 .....	43	94	94	94	94	95	—	bello
2. 6.52 .....	36	96	95	96	96	—	—	vario
20. 7.52 .....	51	98	94	95	94	—	—	bello
24. 8.52 .....	60	96	96	94	98	—	—	vario, vento ENE
28. 9.52 .....	79	95	96	96	98	—	—	bello
3. 11.52 .....	70	95	95	96	96	—	—	cop., vento ENE
30. 11.52 .....	95	95	95	95	96	—	—	nebbioso
4. 1.53 .....	65	95	93	95	93	—	—	sereno, vento ENE
Media .....	67,5	96,2	96,1	96,6	96,2	96,7	93,7	

Nella tab. 2 si presentano i valori dell'umidità relativa in percento misurati in ciascuna stazione nei giorni d'osservazione. Le medie delle stazioni 6 e 7 sono state dedotte dai soli valori dell'anno 1951. Nella stessa tabella è indicato lo stato del tempo all'esterno della grotta durante i pomeriggi nei quali furono eseguite le misure. Esso ha valore relativo in quanto che le variazioni meteoriche diurne non alterano sensibilmente le condizioni interne, specialmente quelle degli strati d'aria più bassi. Diamo per l'umidità relativa una tabellina riassuntiva analoga a quella della temperatura. In essa però anche i dati del sito 1 sono stati ricavati dalla tab. 2, inoltre l'oscillazione dell'umidità in ciascun sito è quella massima osservata nel biennio in esame.

*Umidità estreme, medie ed oscillazione massima nel biennio 1951-52, in percento*

	1	2	3	4	5	6	7
Max . . .	97	99	99	99	99	99	98
Min. ....	26	94	93	94	90	91	85
Med. ....	67.5	96.2	96.1	96.6	96.2	96.7	93.7
Osc. ....	71	5	6	5	9	8	13

Dai valori delle tab. 1 e 2 si possono facilmente ricavare, mediante le tabelle psicrometriche, le temperature del termometro con bulbo bagnato (che non sono state presentate per economia di spazio). Esse possono interessare in quanto che danno le temperature della materia (roccia, fango, metallo, ecc.) bagnata, ciò che nella grotta è molto comune. E' però facile vedere che tali temperature risultano di pochi decimi di grado (da 0,3 a 0,5° C) inferiori a quelle segnate dal termometro normale, cioè a bulbo asciutto.

Dalle stesse due tabelle, usando sempre le tabelle psicrometriche, si possono dedurre le tensioni del vapore acqueo contenuto nell'aria in quelle condizioni. E, conoscendo la tensione del vapore e la temperatura dell'aria, mediante la formula:

$$U \text{ ass.} = \frac{1,06 \text{ } \epsilon}{1 + \alpha t}$$

(U ass. = umidità assoluta,  $\epsilon$  = tensione del vapore in mm. di altezza di mercurio,  $\alpha = 1/273,2$ ), si ottiene l'umidità assoluta in grammi di acqua per m. cubo d'aria. Diamo nelle seguenti tabelline un riassunto dei valori dell'umidità assoluta dedotti, con la relazione sopra indicata, dalle tab. 1 e 2.

*Umidità assoluta in g/m<sup>3</sup> (grammi di acqua per m. cubo)*  
*Valori estremi, medi ed oscillazione massima nel biennio 1951-52*

	1	2	3	4	5	6	7
Max. ....	15.4	9.7	9.2	9.2	9.2	9.3	10.2
Min. ....	1.9	8.4	8.4	8.5	8.1	8.2	6.4
Med. ....	7.9	9.3	8.9	8.9	8.8	8.9	8.4
Osc. ....	13.5	1.3	0.8	0.7	1.1	1.1	3.8



## VI. LA TEMPERATURA DELL'ACQUA

Tra le stazioni 4 e 5, alla quota di circa m 180, in una bassa e breve caver-netta, vi sono alcune vaschette che generalmente sono piene d'acqua. Solo in periodi estivi di grande siccità rimangono secche. La principale avrà un paio di m<sup>2</sup> di superficie ed una profondità di una decina di cm. In questa vaschetta è immerso un termometro a mercurio, con divisioni della scala in 1/5° C, è bene apprezzabile la frazione 1/20° C. Il termometro è stato tarato e controllato come quelli già descritti. I dati ottenuti dalle letture sono presentati nella tab. 1 e nelle tabelline precedenti. Essi sono corretti e ridotti ad 1/10° C.

La temperatura media del biennio risulta di 9,6° C. E' di 1/10° C inferiore a quella dell'aria circostante. A ciò contribuisce l'effetto dell'evaporazione, la quale produce, come si è visto, un abbassamento di temperatura di 3-5 decimi di grado. La massima temperatura osservata nel biennio è stata di 10,1° C e quella minima di 9,1° C. L'oscillazione massima risulta di 1,0° C, quella media di 0,9. La massima temperatura si ha verso la metà di ottobre, la minima verso la metà di marzo. Il ritardo di fase medio rispetto all'esterno è di 9 settimane, risulta di 11 settimane per il riscaldamento e di 7 settimane per il raffreddamento. Si vedrà più avanti la causa di questa asimmetria.

## VII. LA TEMPERATURA DELLA ROCCIA

Al fondo della grotta, nella parete verticale Ovest, alla quota di 150 m, circa a 119 m. di profondità, è stato eseguito un foro orizzontale, profondo 45 cm e del diametro di 3 cm. In esso, con il bulbo a 43 cm. di profondità, è stato immerso un sensibilissimo termometro a mercurio. Il grosso bulbo è stato circondato da sostanze termicamente isolanti, in modo che estraendo il termometro dal foro non si abbia, per alcuni minuti, variazione nella indicazione della temperatura. Nel foro, con lo strumento in sito, sono stati messi numerosi diaframmi isolanti, il tappo esterno è pure isolante. In tal modo il termometro indica la temperatura della roccia alla profondità di 43 cm. Lo strumento è un termometro di precisione con la divisione in 1/10° C, è apprezzabile 1/50° C. E' stato tarato e controllato come i precedenti.

La temperatura media del biennio è stata di 9,60° C. La massima temperatura è stata 9,80° C, la minima 9,30° C. L'escursione massima nei due anni è stata di 0,50° C, l'oscillazione media annua è di 0,45° C. Il ritardo di fase medio rispetto all'esterno è di circa 10 settimane. La roccia in quel sito assume la massima temperatura alla fine di ottobre, la minima alla metà di marzo.

Nella stessa parete di calcare compatto è stato sistemato in questi ultimi mesi un termometro in un foro orizzontale profondo 120 cm. Sono in corso periodiche letture anche di questo strumento.

Si potranno così determinare i coefficienti di conducibilità termica e calorifica della roccia in sito.

## VIII. LA GROTTA QUALE CAVITA' BAROMETRICA

Se in un recipiente chiuso e indeformabile si apre un piccolo foro si avrà, attraverso questo, una corrente entrante o uscente secondo che la pressione atmosferica esterna sarà in aumento o in diminuzione. In modo perfettamente analogo si comporta la vasta cavità della grotta. Se la pressione atmosferica è in aumento si ha, nelle due aperture, corrente entrante; se in diminuzione, la corrente è uscente. Particolarmente intenso è il fenomeno alla porta dell'attuale ingresso, dove la galleria inclinata presenta una strozzatura. Data la vastità della grotta basta ogni minima variazione di pressione per produrre correnti d'aria anche forti. Da confronti eseguiti con le registrazioni di un microbarografo risulta che variazioni della pressione atmosferica dell'ordine di 0,01 millibar

(0,0075 mm di altezza di mercurio) producono correnti dell'ordine di pochi cm/sec. e pertanto facilmente misurabili.

Allo scopo di determinare qualitativamente e quantitativamente il fenomeno, sono state eseguite misure dell'intensità delle correnti d'aria alla porta d'ingresso, all'apertura alta e in altri punti della grotta. E' stato usato il sensibilissimo anemometro ad elica multipla, con 8 pale, per correnti deboli (N. 87), costruito dalla Filotecnica-Salmoiraghi di Milano.

La pressione atmosferica è soggetta a continue fluttuazioni aventi pseudo-periodi che possono essere dell'ordine di giorni, ore e minuti. Su queste si sovrappongono oscillazioni più regolari di piccola ampiezza e di breve periodo, aventi caratteri di quasi persistenza, dette microoscillazioni. Il loro periodo varia da pochi secondi a qualche decina di secondi. La grotta si comporta così bene da cavità barometrica che tutte le suddette fluttuazioni sono state messe in evidenza con misure eseguite alla porta dell'ingresso attuale. Con pressione atmosferica livellata furono ripetutamente determinate correnti alternate aventi periodi di 10-15 sec, di 25-30 sec, di 55-65 sec. Gli stessi periodi si presentarono in giornate diverse delle stagioni estate-autunno 1951. Le altre fluttuazioni, con periodi minori e maggiori, risultarono meno regolari. Se la pressione esterna era in continuo aumento o diminuzione, gli stessi periodi apparivano quali ritardi o acceleramenti della corrente fondamentale. Queste rapide oscillazioni si osservano solo in corrispondenza alle particolari perturbazioni atmosferiche che si vano solo in corrispondenza alle spostamenti dei fronti atmosferici freddi e caldi. hanno nella formazione e negli spostamenti dei fronti atmosferici freddi e caldi.

Le correnti d'aria ora considerate, e che diremo di pressione, sono caratterizzate dal fatto che hanno lo stesso senso in tutta la sezione dell'apertura, rizzate dal fatto che hanno lo stesso senso in tutta la sezione dell'apertura, contrariamente a quanto avviene nelle correnti di « densità » per le quali nella parte inferiore dell'apertura si ha corrente discendente e in quella superiore corrente ascendente. L'altra particolarità è quella, come si è visto, di avere carattere oscillatorio, per cui il verso della corrente cambia con una certa periodicità che può variare da parecchi secondi a vari minuti secondo lo stato dei fronti atmosferici.

## IX. LE CORRENTI D'ARIA

Alle correnti d'aria dovute all'effetto ora descritto si associano quelle generate dalle variazioni di densità. Esse sono causate soprattutto dalle differenti condizioni termiche delle due masse d'aria, esterna ed interna. Da novembre a tutto marzo la temperatura all'aperto è minore di quella interna. Si ha pertanto una discesa di aria fredda lungo la parte inferiore delle gallerie d'ingresso ed una ascesa di aria relativamente più calda e umida lungo la parte superiore delle aperture. Durante i mesi estivi ed autunnali, l'aria esterna essendo più calda dell'interna, non si osservano in condizioni normali queste correnti stagionali di densità.

Per effetto della variazione diurna della temperatura si osserva nelle due gallerie una circolazione analoga a quella ora descritta. Il loro ritmo è però più breve, esse pertanto interessano solo gli strati d'aria più elevati della grotta. Durante la notte e le prime ore del mattino le correnti discendenti sono notevoli, specialmente nelle stagioni primaverili ed autunnali.

Complesso risulta pertanto negli ingressi il moto risultante. L'effetto dovuto alla pressione può essere concordante od opposto a quello della densità. Si hanno nel primo caso forti correnti discendenti lungo la parte bassa delle due gallerie. Specialmente in quella dell'ingresso attuale, perchè più strozzata, si possono raggiungere velocità tali da spegnere facilmente una candela accesa ed anche una fiamma ad acetilene. Sono state misurate velocità massime di 2,5 m/sec. In corrispondenza alla porta di ferro si osservano normalmente correnti dell'ordine di 0,2-0,5 m/sec.

Nell'interno della grotta e solamente negli strati superiori si notano ancora correnti d'aria, ma molto più deboli, hanno velocità dell'ordine di pochi cm/sec.

Seguono però gli stessi ritmi di quelle delle due gallerie d'accesso. Le direzioni convergono o irradiano verso le uscite, i sensi sono concordanti con quelli che si osservano nelle gallerie degli ingressi. Le intensità si smorzano allontanandosi dagli ingressi, specialmente verso il fondo. Negli strati bassi non si hanno apprezzabili movimenti d'aria. Durante la stagione invernale vi discendono gradatamente masse d'aria fredda. Questa discesa è rallentata nelle stagioni intermedie ed è ordinariamente nulla durante l'estate. Questo raffreddamento convettivo della massa d'aria bassa non è compensato che da limitatissimi moti convettivi ascendenti. Prevale dunque la diretta discesa d'aria fredda. Conseguenza da ciò che al fondo della grotta l'aria ha una temperatura inferiore a quella media annua che si ha all'esterno. Questa è di 11,1° C, quella in fondo alla grotta 9,7° C, la differenza di 1,4° C mette bene in evidenza il fenomeno descritto.

#### X. IL CLIMA IPOGEO DELLA GROTTA GIGANTE

Esaminati nei capitoli precedenti i singoli elementi meteorici, possiamo ora considerarli nel loro insieme e dedurre le condizioni del clima ipogeo della cavità.

In tutta la grotta le condizioni climatiche sono molto uniformi, ma particolarmente negli strati inferiori esse assumono carattere di grande stabilità. Distinguiamo perciò nella cavità, due zone, circa della stessa altezza, una inferiore ed una superiore.

Consideriamo quella inferiore. Essa comprende le stazioni n. 3, 4, 5 e 6. La temperatura media annua è di 9,7° C e l'escursione tra le due stagioni estreme è di 0,8° C, risulterà cioè inferiore al grado. All'esterno la differenza fra la massima estiva e la minima invernale è di 40° C. La temperatura più alta si raggiunge nella prima settimana di ottobre, cioè 10 settimane dopo quella esterna. La minima temperatura si ha verso i primi giorni di marzo, cioè solo dopo 6 settimane del minimo esterno. Questa differenza di ritardo si giustifica col fatto già accennato che il raffreddamento degli strati bassi avviene soprattutto per convezione (discesa d'aria fredda) mentre il riscaldamento è dovuto soprattutto alla conduzione, dato che il trasporto d'aria fredda verso l'alto è molto limitato.

L'umidità relativa, date le continue filtrazioni d'acqua e la quasi assenza di moti dell'aria, si mantiene costantemente molto alta. E' del 96,3 % in media. L'oscillazione annua è del 4 % con massimi invernali e minimi estivi. L'umidità assoluta media, cioè il numero dei grammi d'acqua contenuti in un m. cubo d'aria è di 8,9 g/m<sup>3</sup>. L'oscillazione annua è di 0,8 g/m<sup>3</sup>; inferiore cioè ad 1 g/m<sup>3</sup>. E' massima alla fine dell'estate e minima alla fine dell'inverno.

L'acqua delle vaschette ha una temperatura di circa 0,1° C inferiore a quella dell'aria e ciò per il raffreddamento prodotto dall'evaporazione. L'acqua che cola lungo le stalattiti, le stalammite e le pareti, per lo stesso motivo, assume temperature che sono di 0,1-0,3° C inferiori a quelle dell'aria. Le correnti d'aria sono debolissime negli strati superiori e quasi nulle in quelli inferiori. Le variazioni meteoriche diurne non sono apprezzabili in questa zona.

Nella regione superiore, cioè situata tra gli ingressi e la profondità di circa 60 m., circolano deboli correnti d'aria, dovute specialmente a variazioni di pressione. Esse sono più intense verso la volta e più smorzate verso il basso. Questi moti perturbano lievemente le condizioni di stabilità della zona considerata, senza peraltro alterare molto le condizioni climatiche che sono poco diverse da quelle della zona inferiore. Le temperature medie sono leggermente più alte di quelle delle masse d'aria sottostanti, l'escursione annua è di poco maggiore, l'umidità minore. Nelle due gallerie degli ingressi queste condizioni variano rapidamente quanto più si va verso l'esterno. In questa zona sono comprese le due stazioni n. 2 e n. 7. La prima, situata dopo il pozzo, quasi alla fine della galleria d'ingresso, è in immediata comunicazione con la cavità principale e partecipa

pertanto alle condizioni climatiche interne; tanto più che la galleria è di piccola sezione e chiusa dal portone di ferro (a meno dell'apertura sopra la porta). La stazione 7, situata nella galleria alta, più larga, più breve e molto più aperta della precedente, risente notevolmente delle condizioni esterne e non va pertanto compresa fra le stazioni della cavità principale.

Nel complesso la massa d'aria della cavità si presenta in tutte le stagioni con una stratificazione termica diretta anche se appena apprezzabile, la temperatura cioè diminuisce verso il basso. Ciò le conferisce un equilibrio stabile che rende possibile la costanza e l'uniformità delle condizioni climatiche interne. Dalle due aperture, e specialmente da quella alta, scendono al fondo, scorrendo lungo le pareti, lievi correnti d'aria fredda che, mantenendo l'aria al fondo ad una temperatura inferiore alla media esterna, rendono possibile la stabilità nel sistema della massa d'aria stratificata.

#### RIASSUNTO

La grotta è una vastissima cavità naturale lunga m. 280, alta m. 210 e larga m. 60. E' in comunicazione con l'esterno mediante una stretta apertura che si apre all'estremità superiore della grotta. Essa è un tipico esempio di unica e grande cavità sotterranea ed è perciò molto adatta per ricerche normative di meteorologia ipogea. Essa agisce inoltre come enorme e sensibilissima cavità barometrica. Dal 1950 si eseguono nella caverna regolari e sistematiche misure delle condizioni dell'aria, dell'acqua e della roccia. La temperatura e l'umidità si misurano, mediante psicrometro Assmann, in sette posti opportunamente scelti. In questa relazione si presentano i risultati della elaborazione di queste misure e di quelle, eseguite ad intervalli stagionali, delle correnti d'aria continue e oscillatorie registrate particolarmente alla bocca. I valori medi calcolati ed il loro andamento definiscono le condizioni climatiche della grotta e possono servire di norma per le cavità di tipo analogo.

#### Discussion

M. TROMBE souligne que les différences de température entre les parois et l'eau souterraines vérifient ce qui a déjà été trouvé dans les grottes françaises. Il est à noter, également, que l'humidité des cavités inférieures est plus faible que celle des cavités supérieures. Il serait souhaitable que l'on effectue, dans de nombreuses grottes, des études systématiques comme celles de M. Silvio Polli.

Gustave ABEL (1)

## Températures et formation de glace dans les grottes du Salzbourg (Autriche) (2)

Les grandes différences d'altitude que présentent les grottes du Salzbourg ont permis de faire sur les températures des observations très vastes qui, ailleurs, n'auraient été possibles qu'à des latitudes différentes.

Ces observations ont été effectuées dans 30 grottes différentes, toutes d'une longueur minimum de 100 mètres, et à des altitudes variant entre 420 et 2.700 mètres. Durant ces observations, de nombreux thermomètres ont été installés dans toutes ces grottes.

Près de 3.000 prises de température, faites en toutes saisons, ont été la base de nos constatations. Dans tous les cas, entre l'entrée et le fond de chacune des grottes, j'ai constaté six zones de température :

- 1) zone extérieure,
- 2) zone d'entrée,
- 3) zone froide,
- 4) zone de transition,
- 5) zone des grottes,
- 6) zone du fond.

En se basant sur la zone extérieure 1, qui présente les plus grandes variations, allant de la température maximum de l'été jusqu'à la température minimum de l'hiver, dans la zone d'entrée 2 les températures extrêmes sont déjà sensiblement réduites, mais sont éloignées néanmoins d'environ 15° C. (fig. 1).

Il a résulté des observations de la zone suivante 3 qu'une poche de froid y existait dans la première partie. Presque dans chaque cas nous avons pu constater que la température de cette zone était inférieure à celle des autres zones (fig. 2).

La zone de transition 4 nous mène vers la température propre de la grotte. Cette zone 5 comprend la plus grande partie des cavernes et montre de très petites variations de température, n'excédant pas 2° à 2°5 C.

La température des grottes ainsi constatée montre qu'elle est égale ou presque égale à la température annuelle moyenne de l'extérieur.

La dernière zone, zone du fond 6, accuse une élévation de température.

(1) Landesverein für Höhlenkunde in Salzburg (Autriche).

(2) Communication présentée à la Section I, le 12 septembre 1953.

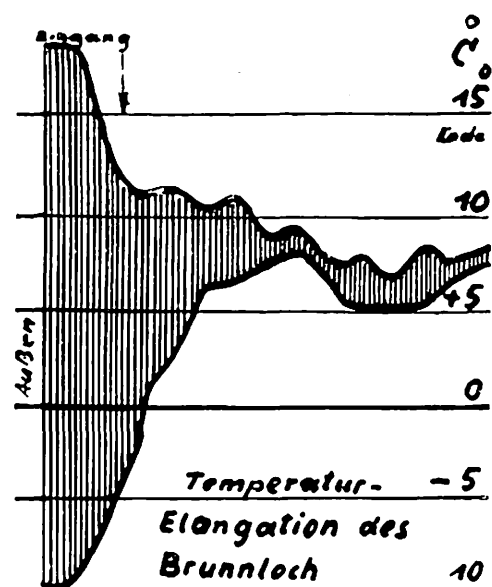


FIG. 1. — Variations des températures extrêmes entre l'extérieur (à gauche) et le fond (à droite) dans la grotte du Brunnloch.

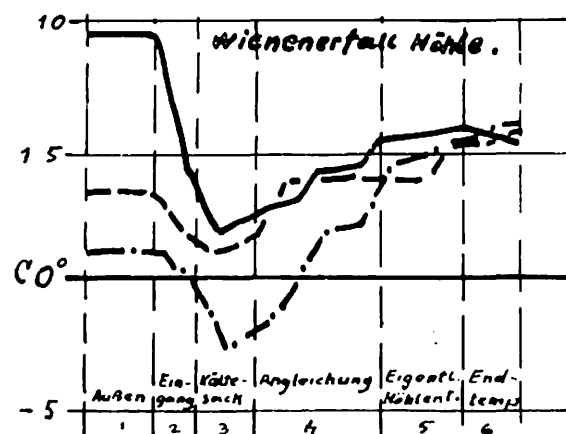


FIG. 2. — Mise en évidence de la « zone froide » (n° 3) dans la Wienererfall Höhle, en trois saisons différentes.

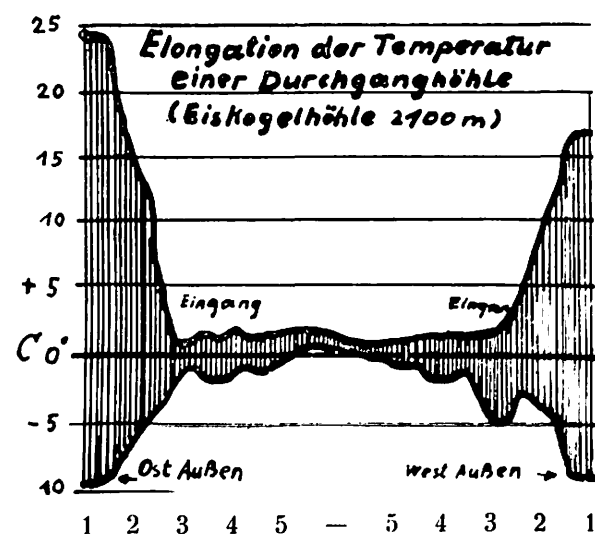


FIG. 3. — Variations des températures extrêmes dans le cas d'une grotte à double entrée (Eiskogelhöhle).

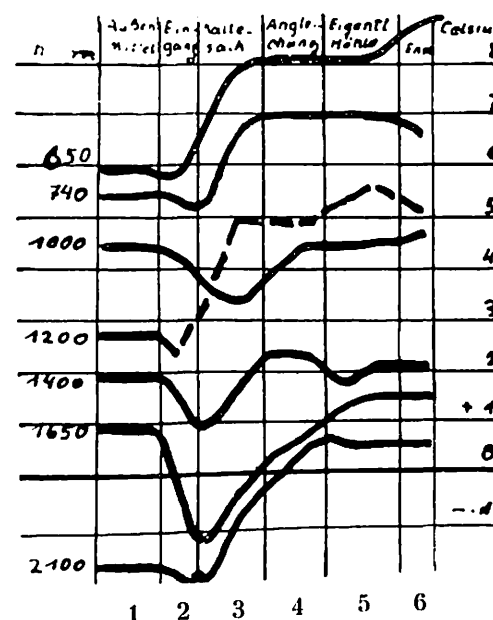


FIG. 4. — Variation des températures des 6 zones des grottes avec leur altitude (à gauche : altitudes des entrées ; à droite : échelle des températures).

Si nous avons affaire à une grotte à double issue, dont l'extrémité nous mène à la surface, la zone 6 est inexistante, et la zone 5 succède aux zones 4, puis 3, 2 et 1 (fig. 3).

Les protections ou paliers géothermiques effectués pendant le temps de ces observations sont restés sans influence sur la température interne.

Comme il a été dit plus haut, grâce à la situation alpine du Salzbourg, il a été possible d'examiner des grottes situées à des altitudes différentes, et dans toutes les grottes on a constaté ces six zones. Nous avons de plus constaté que plus l'altitude d'une grotte était élevée plus la température même de celle-ci était basse et restait proportionnelle à la température annuelle moyenne de l'extérieur. A une altitude de 1.450 m, on approche de la température de congélation, c'est-à-dire de 0° C.

Au delà de cette altitude, la température des grottes se trouve à un point inférieur à celui de congélation, et ces basses températures sont maintenant la cause de la formation des glaces permanentes souterraines (fig. 4).

La formation de ces glaces — l'hiver des cavernes — commence au printemps. L'hiver, l'espace est réfrigéré et l'air froid s'y trouve emmagasiné.

Au printemps, à la fonte des neiges de la haute montagne, l'eau s'infiltre dans les grottes, où règne le froid, et y gèle.

La chaleur de l'été arrive et fait fondre une partie des glaces temporaires. L'automne accentue cette fonte et il arrive même que la glace permanente soit attaquée.

Pendant l'hiver, la fonte est arrêtée, le froid extérieur et les chutes de neige sur la montagne empêchent l'infiltration des eaux. Si bien que les saisons à l'intérieur des grottes souterraines sont différées de trois mois.

Cette théorie, appelée théorie de la glace d'hiver, a été proposée par Eb. FUGGER, en 1886.

Ce savant a basé ses travaux, entre autres sur le contrôle des marques faites dans les glacières de six grottes différentes, et relevées au moins une fois par an. Pour ces travaux, il a également eu recours à des plans et dessins anciens ; même de simples inscriptions de dates dans les grottes ont été des précieuses indications. La seule indication de valeur n'est cependant fournie que par la glace de base.

La grotte glacée « Eiskellerhöhle », de l'Untersberg, nous en donne un exemple. Si nous prenons comme zéro la position en 1885, la glace a diminué jusqu'en 1926 de 2 m 10. Alors, elle augmente et dépasse la démarcation de 35 cm. En 1951-1952, un état stationnaire est à enregistrer, et seulement en 1953 on observe une légère baisse.

Au moment précis où les glaciers des Alpes de l'Est sont en grand retrait, nous constatons une augmentation des glaces souterraines. Nous enregistrons dans la « Eisriesenwelthöhle », entre 1922 et 1953, une augmentation des glaces dans l'« Himyr-Halle », de 13 m 50. L'épaisseur de la glace qui recouvre le sol de cette grotte a pu être mesurée. Elle atteint aujourd'hui une hauteur de 26 m.

La progression des glaces dans la « Eisriesenwelt » a fait l'objet d'une autre observation. En 1879, POSSELT CZORICH était capable d'avancer à 150 mètres de l'entrée, sans port de crampons. Ceci est aujourd'hui impossible, du fait que la glace se trouve en masse compacte à 30 m de l'entrée.

D'autre part, des transformations à flanc de montagne se sont produites. Du « Eispalast », en direction du Midgard, trois champs de glace importants se sont formés depuis 1926, sont restés de façon permanente, et ont atteint leur maximum en 1938. Alors, une opération de fonte a commencé, qui dure jusqu'à ce jour. Les mesures faites sur les coches indiquent partout, de 1922 à 1950, une augmentation considérable de la couche de la glace du sol, qui, à partir de 1950 seulement, diminue.

Une seule grotte montre une réduction constante de la glace, c'est la « Kolowrat-Höhle » de l'Untersberg, qui s'est réduite, de 1886 à 1953, de 3 m. 65. Ici, l'élargissement de l'entrée devait être une opération déplorable.

D'autres observations, faites dans la « Schellenberger-Eishöhle », à une hauteur de 1.620 m sur l'Untersberg, ont montré une augmentation de la glace souterraine de 1926 à 1950.

Dans la « Eiskogelhöhle » du Tennengebirge, altitude 2.100 m, on enregistre depuis 1942 (année de sa découverte) jusqu'en 1950 une augmentation de la glace au sol et une régression des stalactites. A partir de 1950, dans cette même grotte, on enregistre une régression partielle de la glace au sol, alors que, par contre, on constate dans le « Sulzenofen » du Tennengebirge, depuis 1922, une augmentation de la glace au sol, ce qui entraîne parfois même une obstruction de la caverne. Il en est de même pour les « Feuertal-Höhlen », dans le Totes Gebirge.

La formation de la glace souterraine dépend à la fois des meilleures conditions de froid de l'hiver et de la fonte de neige du printemps, qui permet l'infiltration des eaux.

Contrairement aux grottes de glace statiques en régression, où les formations de la glace dans la poche d'air froid sont régulières, elles sont, dans les cavernes dynamiques, tributaires des intempéries.

Souvent, la sortie des grottes se trouve plus basse que son entrée, de sorte que, l'été, l'air froid sortant par l'issue la plus basse, un appel d'air se fait, par l'issue placée plus haut. A cet endroit-là, la température, vu l'altitude élevée, est souvent déjà plus basse. Ces courants ont en soi une influence conservatrice sur la glace, mais il suffit de légères différences de la température pour influencer considérablement la glace souterraine, voire même provoquer sa disparition totale. Depuis la dernière époque glaciaire, et en dernier lieu au Moyen Age, il y a eu sur terre une augmentation sensible de température. Cette élévation de température aurait suffi pour provoquer la fonte des glaces des grottes si elles dataient de l'époque glaciaire. Il en résulte que la théorie selon laquelle les glacières souterraines de nos régions dateraient de cette époque est abandonnée.

En conclusion, la formation des glaces souterraines est possible là où la moyenne de la température annuelle atteint 0° C. Une augmentation ou diminution de cette température provoque une transformation correspondante des glacières.

J. DU CAILAR et P. DUBOIS (1)

## Sur quelques modalités de formation et d'évolution des dépôts cristallins dans les cavités de haute altitude (2)

### Résumé

Au cours de diverses explorations en haute altitude (3.000 m), nous avons constaté dans différentes cavités la présence de cristaux de gypse en position particulière (sur et sous masse de glace), de même que de nombreuses variétés de cristallisation de la glace. Nous rappelons ici ces différents éléments et posons les différents problèmes relatifs à ces constatations.

Au cours de recherches hydrospéléologiques dans le Haut-Massif calcaire du Marboré (1), nous avons été conduits à nous intéresser aux conditions de formation et d'existence des importantes masses glaciaires et de quelques cristallisations minérales qui ornent les cavités de ces hautes montagnes. La région étudiée se situe au Sud du Cirque de Gavarnie (Hautes-Pyrénées), et s'étend surtout en Espagne, sur les pentes méridionales de la ligne de crête joignant le Casque (3.005 m) au Mont Perdu (3.356 m), à une altitude moyenne d'environ 2.900 m. Nous ne rapportons ici que quelques observations, faites surtout à la grotte Devaux, à la grotte Casteret, aux grottes de la Combe des Isards et à l'aven du Marboré. Dans toutes ces cavités, des conditions physiques particulières, inhérentes à l'altitude, ont dirigé la formation des concrétions glaciaires et minérales. Trois facteurs paraissent déterminants : la température, la pression, le degré hygrométrique.

### 1° LA TEMPÉRATURE

Les différentes mesures effectuées par J. DEVAUX [2] à l'entrée de la grotte Devaux l'ont conduit à considérer que les zones profondes du massif calcaire devaient avoir constamment une température d'environ 0°. De plus, les thermomètres laissés à demeure par J. DEVAUX et J. ROSH [3] ont varié depuis environ vingt-cinq ans entre -3° et +1°. Or, chaque fois que nous avons pu pénétrer profondément à l'intérieur de la masse calcaire, nous avons noté des températures

(2) Communication présentée le 9 septembre 1953.

(1) Spéléo-Club Alpin Languedocien, Montpellier.

toujours supérieures à 0°. Il apparaît donc nécessaire de considérer deux zones de répartition de température à l'intérieur des cavités.

**Zone profonde :** La température semble y être déterminée par des circulations d'air. La masse calcaire a été tellement brisée par les mouvements tectoniques que l'on ne connaît actuellement aucune cavité profonde qui ne communique avec l'extérieur par plusieurs passages. Ceux-ci vont influencer par leur position sur le régime de circulation d'air.

**Zone externe :** Les cavités proches de la surface subissent l'influence de la température externe. Comme à cette altitude la température moyenne annuelle externe est inférieure à 0°, les diverses grottes de cette zone demeurent constamment aux alentours de 0° et seront aptes à posséder des formations glaciaires. De plus, la glace intervient, suivant son importance, comme agent réfrigérant permanent. Dans les galeries non aérées, elle empêche toute variation et stabilise la température.

De toutes façons, dans les deux zones, les températures sont basses. Le carbonate de calcium dissous dans l'eau étant beaucoup plus soluble à froid qu'à chaud tendra à rester en solution à faible température. Il s'ensuit, dans les différentes cavités, une absence presque complète de concrétions de calcite.

## 2° LA PRESSION

Les différences de pression dues à la dénivellation séparant les diverses entrées des systèmes hydrologiques, et l'instabilité des températures en haute altitude, produisent des courants d'air violents, dont F. TROMBE [5] a reconnu l'existence saisonnière et donné les lois.

**Hiver :** Courant d'air remontant le système. L'air extérieur engouffré est très froid, toute la cavité est soumise à un régime glacé certainement bien inférieur à 0° ; mais l'absence d'eau de fonte empêche toute formation de glace. De plus, la neige bloque les entrées et tend à empêcher toute circulation d'air.

**Été :** Air descendant des lapiaz surchauffés vers les résurgences. Cet air se refroidit graduellement au parcours des cavités qu'il traverse. Ainsi, dans le système aven du Marboré-grotte Devaux, nous avons noté, le 31 juillet 1953, à peu près aux mêmes heures, les températures suivantes :

Aven du Marboré : galerie non aérée .....	6°9
galerie aérée .....	5°8
Grotte Devaux : galerie aérée .....	5°6
galerie non aérée .....	0°5

Ces températures établissent bien la distinction entre zone profonde et zone externe des cavités. Dans ce système elles ont les conséquences suivantes :

Aven du Marboré : absence totale de concrétions.

Grotte Devaux : importantes formations glaciaires dans les premières salles, disparaissant à environ 200 mètres de l'entrée.

## 3° DEGRÉ HYGROMÉTRIQUE

La courbe de variation de la tension de vapeur d'eau saturante en fonction de la température montre la présence, à faible température, d'une atmosphère peu chargée en humidité. La quantité maximum de vapeur d'eau dissoute dans l'air est très faible, même pour des degrés hygrométriques proches de 100 %. Il

en résulte les mêmes conséquences que celles constatées par F. TROMBE [5] à la grotte du Riusec (Haute-Garonne) : sol poudreux, absence d'humidité sur les surfaces rocheuses, possibilité d'évaporation de solution et dépôt de cristaux de sel dissous (gypse de la grotte Devaux).



Ces quelques données physiques sont générales. Elles se compliquent dans le détail de l'intervention de facteurs particuliers.

Nous nous proposons d'étudier leur influence sur le dépôt des formations glaciaires et de cristaux de gypse trouvés dans quelques-unes des cavités du massif.

## I. FORMATIONS GLACIAIRES

La glace présente, dans les grottes marboréennes, des formations certes imposantes par leur masse, mais localisées. Son importance apparaît même minime par rapport au développement des grandes percées hydrologiques de la région. Ce n'est, à l'échelle, qu'un petit amas glacé concentré à la sortie des cavités.

La condition première de formation de la glace est une température inférieure à 0°. Nous avons vu que seules les galeries soumises à l'influence de la température externe possèdent toujours cette condition. La variation de cette influence en fonction des facteurs locaux nous permet de distinguer trois types de cavités à formations glaciaires.

a) *Cavités pénétrant profondément dans la masse calcaire*, type : système lapiaz marboréen-grotte Devaux. Nous l'avons déjà étudié en détail. En été, par suite des courants d'air, la température est supérieure à 0°. Donc, pas de glace. Aux points de sortie, l'influence de la température externe peut favoriser le dépôt de glace, mais toujours localisé et relativement peu important. Ainsi, à la grotte Devaux, la glace disparaît graduellement à environ 200 mètres de l'entrée. On observe d'abord d'épaisses masses de glace, qui s'amenuisent pour ne former bientôt qu'une mince pellicule, puis quelques cristaux de givre sur les parois.

b) *Cavités se développant à faible distance de la surface*, type : système lapiaz des Isards-grotte Casteret. Il possède les caractéristiques suivantes :

Faible différence d'altitude entre le lapiaz et la sortie de la grotte. Le courant d'air est, par suite, peu important et le réchauffement, en régime de circulation d'été, négligeable.

La grotte reste dans toute sa longueur près de la surface, c'est-à-dire sous l'influence de la température extérieure, et des importants refroidissements nocturnes (surtout en été). Au total, grotte froide, abondamment alimentée par les eaux de fonte des névés tout proches, et possédant sur tout son développement d'importantes formations glaciaires. Divers puits s'ouvrent dans les galeries. Ils jouent le rôle de piège à air froid et sont entièrement glacés.

c) *Cavités mixtes*, type : grotte des Isards. Cette grotte fait partie d'un système joignant les hautes pentes de la Tour du Marboré à un point de sortie probable quelque part dans la muraille du Cirque de Gavarnie. Elle se développe, par suite de la configuration du terrain, assez près de la surface. Aussi elle possède de très belles formations glaciaires, dues à l'influence des froids extérieurs. Une différence d'altitude notable entre la sortie et l'entrée du système provoque un violent courant d'air qui, en régime de circulation d'été, réchauffe sensiblement la cavité à tel point que l'on peut voir de petits ruisseaux de fonte à la surface des masses glacées.

Ce type mixte, à la limite de l'influence des courants chauds de l'été et de la température externe, peut présenter, suivant les conditions locales, des cavités plus ou moins entièrement glacées.



Dans ces divers systèmes, les formations glaciaires peuvent apparaître sous plusieurs variétés. Ces variétés sont des formes polymorphes de la glace. Leur structure cristalline reste encore à étudier en détail, ainsi que leurs conditions de cristallisation. Nous nous bornerons, ici, à les décrire sous leur forme macroscopique. On peut distinguer quatre variétés :

1° *Glace compacte* : Elle a été appelée à tort « glacier souterrain » par N. CASTERET [6]. Elle occupe le plancher des galeries, quelquefois sur plusieurs mètres d'épaisseur. Elle a l'aspect bleuté et vitreux d'un glacier de surface et provient de la solidification directe des eaux de fonte dans les galeries.

2° *Glace en concrétion* : Cette variété prend des formes en tous points semblables aux concrétions classiques de calcite. On trouve ainsi des stalactites avec canalicule d'alimentation, rideau, cascade et plancher stalagmitique, qui donnent

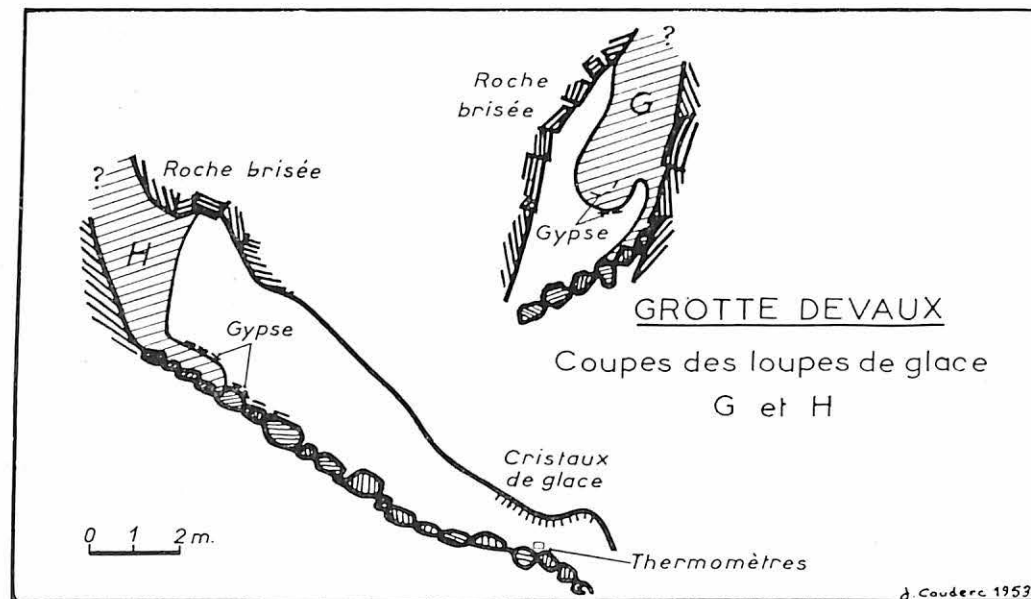
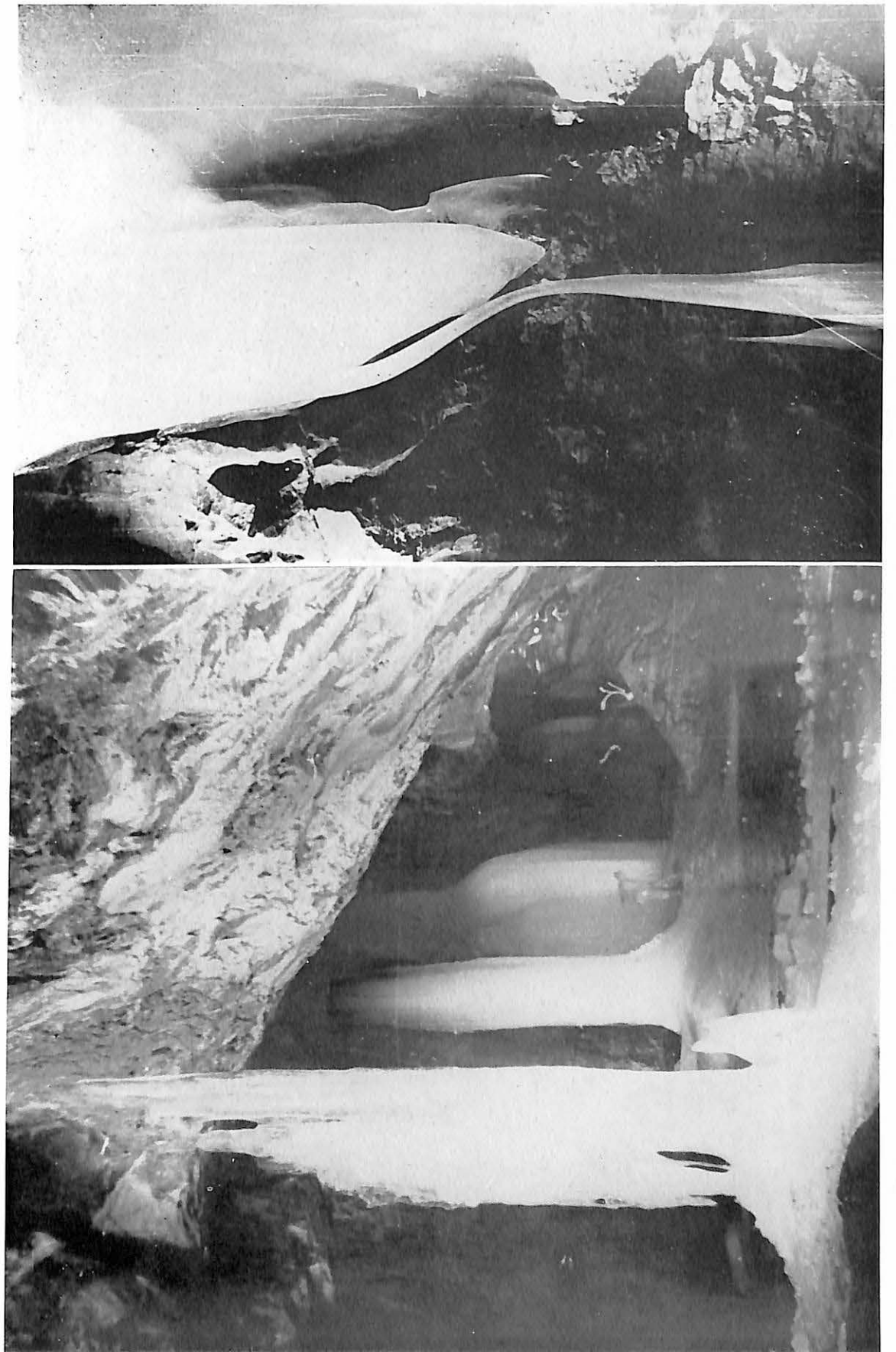


FIG. 1

à la cavité un aspect de grotte concrétionnée habituelle. Ces concrétions se forment à partir d'eaux de percolation qui assurent aussi leur croissance.

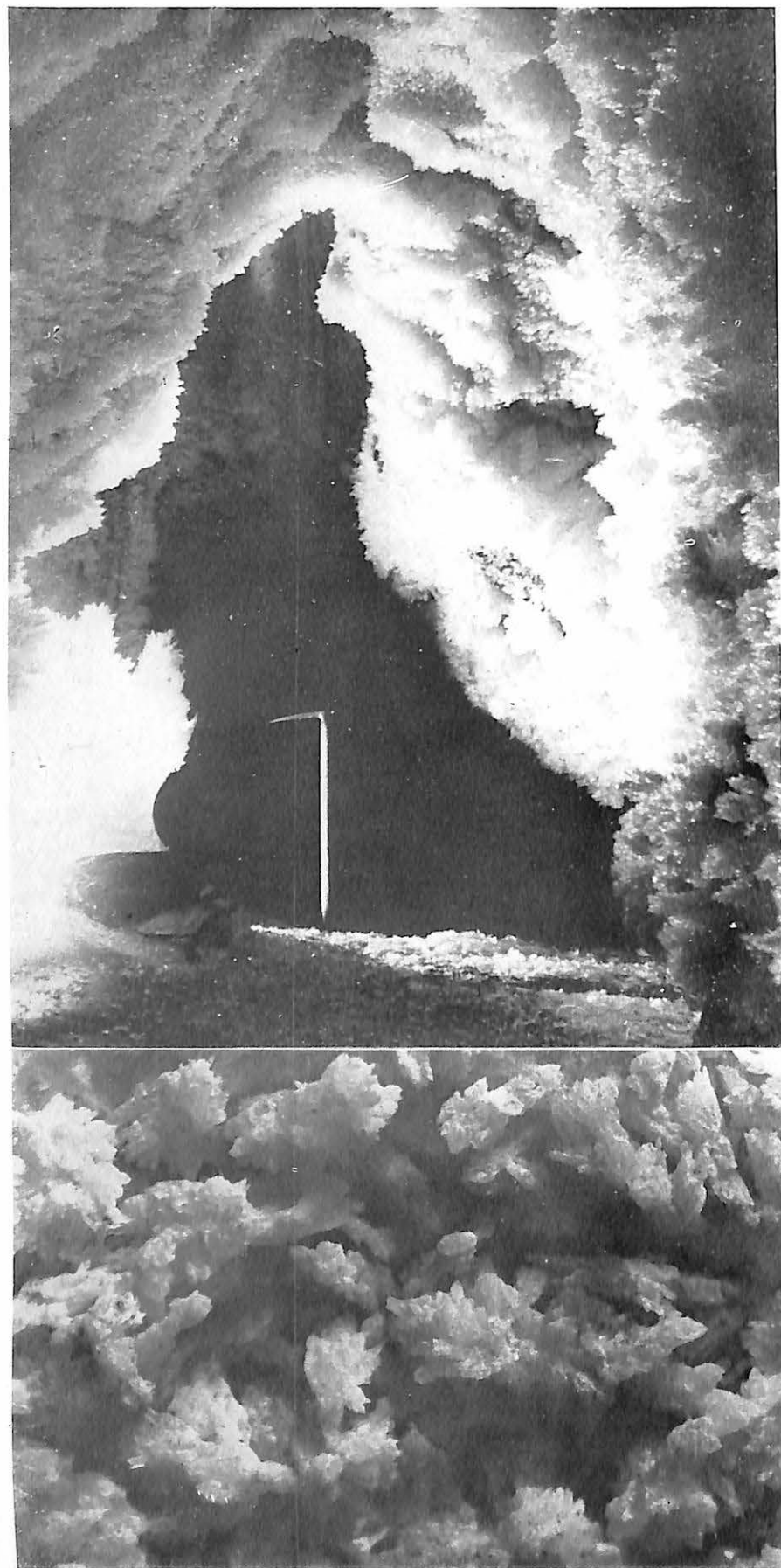
3° *Glace transparente* : C'est une forme cristallisée très curieuse, signalée pour la première fois par J. DEVAUX, en 1929, sous le nom de « glace translucide ». Nous ne conserverons pas cette appellation, car elle définit mal la pureté, la limpidité, et surtout la transparence de ces imposantes masses glacées. On ne connaît rien du mode de cristallisation de la glace transparente, ni des facteurs particuliers qui l'ont conditionnée. On peut la voir passer latéralement à des formations de glace compacte. Elle apparaît alors comme une ségrégation particulièrement pure de la glace compacte.

Partout où nous l'avons rencontrée, cette glace transparente se montre sous forme de langue descendant de cheminées du plafond, et tend à combler la galerie, que l'on voit parfois se poursuivre à travers sa masse sur une dizaine de mètres. Ce fait, vérifié sur tous les dépôts, nous permet de proposer une hypothèse simple d'évolution des masses de glace transparente, sans pour cela expliquer leur structure cristalline particulière : une petite arrivée d'eau, dans une cheminée, se solidifie, et graduellement la glace augmente son épaisseur jusqu'à

PLANCHE I  
GROTTE DEVAUX

Glace compacte au plancher et coulées de glace

Stalactite de glace  
(Clichés J.-L. Prisson).



GROTTE DEVAUX. — Couloir tapissé de grands cristaux de glace, plancher en glace compacte (Cliché J. MORACHINI), en haut ; cristaux de gypse (Cliché P. DUBOIS), en bas.

obstruer la cheminée. Son poids et sa plasticité l'entraînent alors vers le bas, jusque dans la galerie, où existent toutes les formes, depuis d'énormes pandeloques de quelques dizaines de tonnes, jusqu'à la langue de glace occupant le plancher, et bientôt toute la section de la galerie. La masse de glace exerce alors des pressions énormes sur les parois, qu'elle disloque, et forme ainsi de gros éboulis, véritables « moraines souterraines ».

L'évolution de ces masses glacées est encore en cours, du fait de la pesanteur, et du dégel qui peut faire reculer leur front.

4° *Cristaux de glace* : Cette dernière variété est d'une très grande beauté. Sa formation apparaît assez courante. On en signale souvent dans les galeries de mines percées à haute altitude. Les cristaux se présentent sous forme de phénocristaux, à faces bien caractérisées, atteignant parfois plusieurs centimètres de côté. Ils ont une allure hexagonale et montrent de magnifiques stries d'accroissement. On les trouve, soit isolés, soit réunis dans un fouillis de formes plus ou moins arborescentes et du plus bel effet.

Tous les auteurs attribuent aux cristaux de glace une formation par condensation de la vapeur d'eau de l'air. Ils semblent s'enrichir par des séries de condensation successives. Ainsi, dans beaucoup de mines, on a observé leur croissance à partir de condensations dues à des inversions fréquentes de courant d'air. Dans les cavités marboréennes, les cristaux se développent apparemment à l'abri de tout courant d'air, dans des diverticules colmatés, au bout de quelques dizaines de mètres, par des masses de glace transparente. Mais ils sont placés vers l'entrée du diverticule, pas très loin de son débouché dans les galeries aérées. A ce point, on note la rencontre de deux masses d'air, l'une immobile et très froide, l'autre continuellement en mouvement et plus chaude. Il doit en résulter des condensations qui sont très certainement à l'origine des cristaux. De plus, les cristaux paraissent évoluer assez rapidement : là où J. DEVAUX [2] avait signalé en 1928 de magnifiques échantillons, nous n'avons retrouvé, en 1953, que d'assez petites cristallisations. Il est donc normal de leur attribuer une date de formation postérieure à la mise en place actuelle de la glace translucide.

Signalons enfin que les phénomènes de condensation en galeries non aérées peuvent résulter aussi de changements brusques de pression, entraînant un brusque changement de température.

Ces quelques considérations sur les phénomènes glaciaires internes ne sont pas définitives. Les problèmes les plus importants sont à résoudre. Seul un appareillage de mesure précis (thermomètres et baromètres enregistreurs), et des expériences fréquentes, effectuées à demeure, sont actuellement capables de nous renseigner de façon précise sur les conditions physico-chimiques régnant à l'intérieur des cavités. Plus difficile encore sera l'étude des différentes variétés cristallographiques de la glace. Les rayons X permettront seuls de préciser la structure de ces variétés.

## II. CRISTALLISATIONS DE GYPSE

En dehors des formations glaciaires, les dépôts cristallins internes sont rares dans les cavités du Haut-Marboré. Les seuls connus actuellement sont des cristaux de gypse, découvert par J. DEVAUX dans la grotte Devaux. Mais ces cristaux sont très localisés et confinés dans un petit diverticule de la grotte, au milieu de masses de glace transparente. Ce sont des cristallisations de grande beauté, surtout remarquables par leur blancheur et leur pureté. Elles se montrent sous deux variétés distinctes :

*Phénocristaux* : Gros cristaux à faces bien différenciées, ils présentent les formes du prisme monoclinique, dans lequel on reconnaît les faces  $p$ ,  $m$ ,  $q1$  (notation HAÛY-LÉVY), et possèdent très souvent une direction d'allongement suivant l'axe binaire. On peut aussi noter quelques macles suivant  $h1$ . Les cristaux sont

réunis pour former de grandes plaques de gypse de quelques décimètres de côté. La surface de ces plaques est recouverte par une légère couche d'un blanc laiteux, due probablement à la formation d'albâtre gypseux par altération. Les plaques de gypse se trouvent posées sur des bombements de la glace ou sur des gros blocs encombrant la galerie, sans toutefois adhérer à leur support. Il semble que le gypse se soit formé à la surface de la glace transparente, quelques plaques ayant ensuite glissé sur le plancher de la galerie.

**Gypse lenticulaire :** Variété de gypse sous forme de granules d'un blanc foncé, sans apparence cristalline. Ces petites lentilles sont indifféremment collées sur les planchers, les parois ou les toits de glace. On en observe même à quelque 50 cm à l'intérieur de la glace.

Les divers problèmes posés par l'existence de ce gypse sont nombreux et loin d'être résolus. On sait que le gypse se forme à partir de solution de sulfate de calcium. Le sulfate de calcium, plus soluble à chaud qu'à froid, laisse déposer une quantité importante de cristaux par abaissement brusque de la température.

Il n'entre pas dans le cadre de ce texte de présenter dans le détail le délicat problème de l'origine du sulfate de calcium. Indiquons simplement qu'on ne connaît actuellement dans le massif calcaire aucune autre trace de ce sel. Il paraît donc provenir d'un remaniement local de fragments de pyrite épigenisée, très abondants dans certaines assises de la région. Plus précisément, on trouve quelques traces de formations pyriteuses dans un niveau schisteux proche de la grotte Devaux. Dans la cavité, des galeries recoupent à deux reprises ce même niveau. Le processus de transformation est bien connu [5] : oxydation et hydratation de la pyrite, réaction des produits formés sur le calcaire. On obtient du sulfate de calcium et des oxydes de fer. Mentionner enfin que J. RÖSCH [4] envisage une origine possible, par transformation à partir d'une fine poussière gris-jaunâtre recouvrant toutes les parois rocheuses de la grotte Devaux. Cette poussière est, soit un résidu d'érosion, soit une formation d'altération des parois. Quelques échantillons sont à l'étude au laboratoire. Nous venons de voir que le gypse se dépose, à partir d'une solution de sulfate de calcium, par abaissement de température. Les cristaux de la grotte Devaux sont plus ou moins mêlés à des formations de glace transparente. Il a donc pu se produire une cristallisation presque simultanée de gypse, puis de glace, par refroidissement d'une arrivée d'eau riche en sulfate de calcium. Le gypse reste alors comme un corps étranger transporté par la glace. Mais il n'est pas davantage exclu d'envisager une formation postérieure à la mise en place de la glace, qui a alors joué le simple rôle d'agent réfrigérant. De toutes façons, il semble que les dépôts de gypse ont une double cause :

- abaissement de la température ;
- faible humidité de l'air, qui a dû favoriser l'évaporation de la solution de sulfate. Quant à la pureté du gypse, il faut très certainement l'attribuer à son inaptitude à former des solutions solides avec d'autres minéraux, pouvant entrer dans la solution de sulfate de calcium (hydroxydes de fer, par exemple), ce qui lui permet de cristalliser pratiquement à l'état pur.

Nous terminons là cette rapide esquisse des conditions de formation et d'existence des dépôts cristallins dans les cavités de haute altitude, en rappelant que nous nous sommes bornés uniquement à faire le point des connaissances déjà acquises, à les compléter dans une certaine mesure, et à poser les problèmes les plus importants à résoudre. Notre étude n'a rien de définitif, et notre but sera atteint si elle sert simplement d'introduction et de base aux travaux de futurs chercheurs.

### Bibliographie

1. DU CAILAR (J.), COUDERC (J.), DUBOIS (P.). — La source du Gave de Pau. *Annales de Spéléologie*, 1953.
- DU CAILAR (J.) et Col. — Recherches hydro-spéléologiques sur le Marboré. *Premier Congrès international de Spéléologie et Bull. Soc. Languedocienne de Géogr.*, Montpellier, 1953.
2. DEVAUX (J.). — La grotte des Sœurs de la Cascade. *La Nature*, février 1929.
3. RÖSCH (G. et J.). — Visite à la grotte Devaux. *La Montagne*, n° 268, mai 1935.
4. RÖSCH (J.). — La grotte Devaux à Gavarnie. *Bulletin de la Section du S.C. du C.A.F.*, n° 39<sup>bis</sup>, octobre 1949.
5. TROMBE (F.). — *Traité de Spéléologie*, pp. 117, 118, 136, 137, 224.
6. CASTERET (N.). — Quelques phénomènes hydro-spéléologiques dans les Pyrénées. *La Montagne*, n° 282, octobre 1936.

### Discussion

M. BARRET : L'eau et la calcite cristallisant dans des systèmes différents mais donnant des macroformes analogues, ces macroformes sont donc indépendantes des lois de la cristallisation et ne dépendent que des lois régissant l'écoulement des fluides donnant naissance aux concrétions dont les formes sont communes à la glace et à la calcite.

M. TROMBE fait remarquer que, au-dessous de 3° C., il se forme de l'hydrocalcite qui cristallise dans le même système que la calcite et la glace ; seuls les paramètres sont différents.

M. TROMBE constate d'une manière générale la mauvaise adaptation des appareils de mesures physiques usuels aux conditions d'utilisation sous terre. Un programme de construction d'appareils spécialement étudiés serait à envisager.



B. G. ESCHER (1)

## Dépôt de travertin par l'intermédiaire du « gas-lift » (montée de gaz) (2)

---

### Abstract

In the neighbourhood of Kuripan (Java) three longish hills of travertine arise from the surrounding paddy-fields to a height of 31 meters. They stand on three faults and are built up of aragonite deposited by hot springs of 45° C. It is remarkable that on the crest of the active hill different springs at various heights, e.g. at 7 and 20 m above the paddy-fields, but quite near to one another, are flowing simultaneously. The water contains CO<sub>2</sub> and also some H<sub>2</sub>S in solution. In 1932 I have ascribed the ascent of this water to the action of the gas-lift, well known to oil-technologists.

The Austrian speleologist W. CZOERNIG has described from the Zbrazova Cave in Tschecho-Slovakia CaCO<sub>3</sub> crystallisations in the shape of turrets with a perforation from the base to the top, which were formed by ascending water. He gave them the name of « Quellstalagmite », which means spring-stalagmites. As « stalagmos » means dropping, this word is not appropriate. I propose to use the designation of *pegostylite* from the Greek « pege » — spring and « stylos » — pillar. A pegostylite is built up by precipitation of crystalline matter from an ascending spring; its form is conical, dome-shaped or pillar-shaped. The surface of some pegostylites is wholly covered by small rimstone pools (« gours »), which ornament is everywhere to be found where a thin sheet of saturated water flows over an inclined surface. Besides those made of calcium carbonate the author found them made of limonite and of malachite.

---

### 1) LES MONTICULES DE TRAVERTIN DE KOURIPAN (JAVA), PRÈS DE BOGOR (BUITENZORG)

A 20 km. au Nord de Buitenzorg (Bogor) (Java), se trouvent trois monticules de travertin, formés, à cheval sur trois failles, par cristallisation d'aragonite précipitée par des sources chaudes, dont la température est de 45° C. Ces monticules, d'une hauteur maximum de 31 mètres, dominent un paysage de rizières en terrasses, sans beaucoup de relief. Un de ces monticules, le Gounoung Kapouran perampouan (montagne de chaux femme) était, lors de ma visite, en 1929, actif. De l'eau chaude jaillissait à divers endroits et à des hauteurs différentes de ces cônes, formant dans leur alignement une espèce de mur de travertin, d'une longueur de 150 mètres. H. WITKAMP a dessiné sur sa carte de 1915 sept sources sur la crête, dont il évalua le débit total, avec celui de diverses sources de moindre importance, à 60 litres par minute. L'eau qui monte par le joint est chargée de CO<sub>2</sub> et un peu de H<sub>2</sub>S, des gaz qui tirent leur origine du volcan Salak, qui se trouve à 30 km au Sud de Kouripan. L'eau, après avoir précipité l'aragonite, retient en solution encore quatre fois la quantité d'aragonite en chlorure de

---

(1) Professeur à l'Université de Leiden (Hollande).  
(2) Communication présentée le 9 septembre 1953.

calcium ( $\text{CaCl}_2$ ) et dix-sept fois cette quantité en chlorure de sodium ( $\text{NaCl}$ ). Non seulement le travertin est précipité, mais aussi un peu de soufre. Le carbonate de chaux est originaire d'une couche de calcaire du sous-sol, d'âge miocène.

Du point de vue physique, il est intéressant de noter que les diverses sources jaillissent simultanément à des hauteurs différentes, par exemple à 7 et à 20 m au-dessus des rizières au pied du monticule. En combinant ce fait avec la très petite distance qui sépare les sources l'une de l'autre, il est clair que l'eau de ces sources ne monte pas par pression hydrostatique. En 1932, je me suis référé au rôle de ce qui est connu dans l'exploitation du pétrole sous le nom de « gas-lift ».

## 2) LE PRINCIPE DU « GAS-LIFT » (MONTÉE DE GAZ)

L'application du principe du « gas-lift » dans l'exploitation du pétrole est déjà ancienne. Quand la pression des gaz, dissous dans le pétrole, ne suffit plus pour faire monter le liquide à la surface, on descend dans le puits un tuyau de diamètre moindre, avec un entonnoir renversé à la base, et la sonde recommence à produire. C'est J. VERSLUYS qui a fourni la théorie de ce principe.

Prenons un tuyau vertical, par lequel s'échappe une solution de gaz sous pression dans un liquide, par exemple du méthane dissous dans du pétrole, ou bien de l'eau carbogazeuse. Le gaz restera dissous dans le liquide tant que la pression hydrostatique du liquide dans le tuyau reste plus haute que la tension

du gaz. Or, il existe une hauteur à laquelle la tension du gaz dissous dépasse la pression hydrostatique de la colonne surélevée. Ici, des bulles de gaz se séparent du liquide. Ayant un poids spécifique moindre que le liquide, les bulles de gaz avanceront la montée de celui-ci. En outre, elles se dilatent en montant, parce que la pression hydrostatique de la colonne liquide diminue dans le même sens. La colonne liquide s'est transformée en une colonne d'écume, qui devient en montant de plus en plus légère par unité de longueur. Mais, parce que les bulles de gaz se dilatent en montant, il y aura un moment, et dans le tuyau un niveau, où elles se toucheront. A cette place l'écume se transforme en brouillard, ce qui veut dire en une colonne de gaz avec des gouttelettes d'un liquide. Ces gouttelettes ont tendance à tomber et à se réunir en gouttes, mais elles sont entraînées vers le haut par le jet de gaz. Entre la zone en état d'écume et celle en état de brouillard, il y aura une zone de transition, qu'on peut se figurer comme un mélange de lambeaux d'écume dans un milieu en état de brouillard, et vice-versa.

La hauteur à laquelle le mélange de gaz et de liquide peut monter dépend de la tension initiale du gaz dissous dans le liquide et du diamètre du conduit. Si la section transversale du canal ne reste pas constante, il y aura état d'écume dans les sections plus grandes et état de brouillard dans les sections à moindre

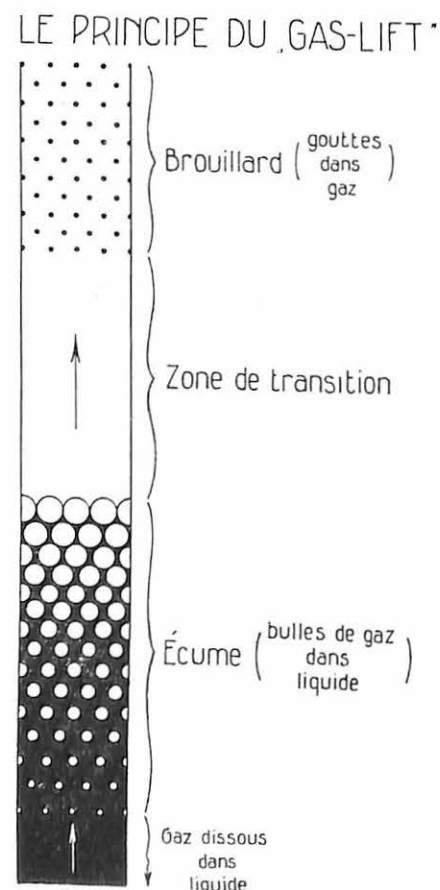


FIG. 1

surface. Ceci se traduira par des fluctuations du débit à l'orifice du canal. Chaque fluctuation de transport à la base du canal montant aura son contre-coup dans une variation de l'état d'écume en état de brouillard, ou réciproquement, dans certains endroits du canal.

Ces considérations sont valables pour chaque liquide, avec gaz en solution sous pression. Le magma, en montant dans le conduit volcanique, est fréquemment en état d'écume. Dans un geyser, le gaz est de la vapeur d'eau ; dans maintes sources jaillissantes, le gaz carbonique est le moteur. Finalement, je vous rappelle toutes les boissons gazeuses, où vous pouvez constater le principe du « gas-lift » en ouvrant la bouteille, ce qui veut dire en enlevant la pression extérieure.

## 3) LES PÉGOSTYLITES

W. CZOERNIG, spéléologue autrichien, a décrit des édifices en  $\text{CaCO}_3$ , formés par des sources ascendantes, dans la grotte de Zbrázova, en Tchécoslovaquie. Il les a nommés « Quellstalagmiten », ce qui veut dire stalagmites de source. Cette expression est impropre, parce que stalagmite est dérivé de « stalagmos », qui signifie dégoutter. Les stalagmites sont formées goutte par goutte, tandis qu'ici nous avons affaire à des tourelles percées de bas en haut, formées par le débordement d'eau montant chargée de  $\text{CaCO}_3$ . J'ai demandé à mon collègue à Leiden, qui enseigne le grec, M. B. A. VAN GRONINGEN, un mot plus convenable, et il m'a procuré l'expression *pégostylite*, de « pegé » : source, et « stylos » : colonne. J'ignore si ces cristallisations ont été jamais trouvées dans une grotte française.

On pourrait s'attendre à découvrir des pégostylites dans des grottes dans le calcaire, qui ne se trouvent pas trop loin d'un terrain volcanique.

Longtemps après que l'activité des volcans est éteinte, on trouve des exhalaisons de  $\text{CO}_2$  aux alentours. Une carte avec ces mofettes pour la région de l'Eifel et des volcans à l'Est du Rhin a été publiée par G. KNETSCH, en 1939, dans la « Geologische Rundschau ». J'ignore s'il existe une carte pareille pour les environs des volcans de l'Auvergne. Toutefois les grandes dolines remplies de sidérolithique, près des Eyzies, qui sont exploitées pour leur contenu en kaolin, nous montrent, d'après M. H. SCHOELLER, que les feldspaths du sidérolithique sont transformés en kaolin avec l'aide de gaz carbonique. Or, il me semble qu'on pourrait s'attendre à trouver des pégostylites entre autres dans les grottes en Dordogne.

Selon l'abbé H. BREUIL, il se trouve dans la grande salle (salle des Taureaux) de la grotte de Lascaux une couche de travertin « d'une blancheur de neige, à cuvette barrée de gours ». Il attribue ce dépôt de travertin à un ruisseau temporaire. Au-dessus de la grande salle se trouvent seulement quelques mètres de calcaire. Il me semble invraisemblable qu'un ruisseau souterrain, ayant parcouru un si court trajet dans le calcaire, se soit saturé de carbonate de chaux au point de pouvoir déposer du travertin. J'ai pensé, en 1951, qu'ici aurait pu se trouver temporairement une source ascendante, qui aurait formé le travertin, et dont le moteur aurait été la montée de gaz. S'il en était bien ainsi, il devrait se trouver à Lascaux une espèce de pégostylite, qui n'aurait pas besoin de ressembler aux pégostylites de la grotte de Zbrázova, mais qui pourrait plutôt ressembler aux pégostylites de Kouripan, qui, dans leur jeunesse, montrent la forme d'un dôme ou d'un cône.

Je donne la définition suivante de l'expression pégostylite :

Un pégostylite est un édifice formé par précipitation cristalline sortie d'une source ascendante ; sa forme est conique, en forme de dôme ou en forme de colonne.

## 4) LA SURFACE EN PETITS GOURS DE CERTAINS DÉPÔTS DE TRAVERTIN

Les pégostylites de Kouripan montrent une surface remarquable, que je ne peux mieux décrire que par une succession de petits gours. Je ne sais pas si la spéléologie a déjà créé une expression pour ce modelé, qui se retrouve aussi sur

plusieurs dépôts de carbonate de chaux dans des grottes, et qui ressemble parfois à de la dentelle. Du reste, je l'ai retrouvé en limonite dans les Alpes Bergamasques et dans le Musée géologique de Leiden en malachite. Je présume que ce modelé prend naissance là où des précipitations cristallines se forment d'une pellicule d'eau saturée, qui coule lentement (écoulement capillaire) sur une surface inclinée.

Il est vrai que l'expression « gour » s'est introduite en spéléologie, mais il ne m'est pas clair si on entend par cette expression la totalité de cuvette et bord ou bien seulement la digue en carbonate de chaux qui retient l'eau.

Les cuvettes des petits gours des pégostylites actifs à Kouripan sont remplies d'eau, qui est peuplée d'algues. Le biologiste J. G. E. BEUMÉE a l'impression que la construction du modelé à petits gours se fait indépendamment de ces algues et que la genèse de ce modelé entre entièrement dans le domaine de la physico-chimie. Le modelé en petits gours donne une rugosité à la surface, qui fait qu'on peut gravir ces monticules sans aucune difficulté.

Ce modelé de la surface n'est point une propriété exclusive aux pégostylites. Mais quand on trouvera des édifices plus ou moins en forme de cône, couverts de ce modelé, on cherchera s'il y a une perforation centrale. Si c'est le cas, on a affaire à un pégostylite.

### Bibliographie

- BEUMÉE (J. G. B.). — De Kalkheuvels van Koeripan en hun vegetaties. *Handelingen van het 3<sup>e</sup> Nederlands Indische Natuurwetenschappelijk Congres*, Buitenzorg, 1924.
- CZOERNIG (W.). — Reiseerinnerungen aus Höhlen der Tschechoslowakei. *Speläologisches Jahrbuch*, 13-14 Jahrgang, Wien, S. 111-116, 1932/33.
- EREUIL (H.). — Oui, Lascaux est authentique. *Les Nouvelles Littéraires, Artistiques et Scientifiques*, N° 1180, Larousse, Paris, 1950.
- ESCHER (B. G.). — De travertijnheuvels van Koeripan. *Tropisch Nederland*, XVII, n°s 13 et 14, De Bussy, Amsterdam, 1932.
- ESCHER (B. G.). — Une remarque sur l'Hydrologie de Lascaux. *Comptes rendus Acad. d. Sciences*, Paris, t. CCXXXII, p. 1572-1574, 23 avril 1951.
- KNETSCH (G.). — Kohlensäure, Vulkane, Erzlagertstätten des Rheinischen Gebirges. *Geologische Rundschau*, 30. Band, S. 777-789, Tafel VIII, 1939.
- SCHOELLER (H.). — Etude sur le sidérolithique du Lot et du Lot-et-Garonne. *Bull. Carte géol. de la France*, XLIII, n° 206, 1941.
- VERSLUYS (J.). — The cause of fluctuations in rising mixtures of gas and liquid. *Journal of Rheology*, III, p. 1-15, 1932.
- WITKAMP (H.). — De Kalkbergen van Koeripan. *Tijdschr. Kon. Ned. Aardrijkskundig Gen.*, II<sup>e</sup> Serie, XXXIII, p. 417-423, 1916.

### Discussion

M. J. PETROCHILOS : Il n'est pas possible de nommer stalagmites ces colonnes de travertins, parce qu'elles ont un trou et sont formées de  $\text{CaCO}_3$  que l'eau dépose en passant par l'intérieur d'un canal qui est dans la masse de la colonne. C'est comme une stalagmite, mais renversée, et il faut chercher un nouveau terme pour la désigner.

M. ESCHER : Il est vrai que le pégostylite est morphologiquement une stalactite renversée, mais le mode de formation étant autre, il me semble mieux de faire usage de l'expression pégostylite.

M. THOMBE : Le dépôt de carbonate du carbonate de calcium commence-t-il à s'effectuer dans le tube vertical ?

M. GORTANI : Je rappelle qu'en Italie on trouve aussi des phénomènes bien moindres, mais, toutefois, comparables à ceux qui viennent d'être décrits par M. ESCHER : par exemple, dans le bassin des *Acque Albule* de Tivoli (Rome) et aux Bagni di San Filippo (Toscane méridionale).

L'eau est troublée, non seulement par les bulles de gaz, mais aussi par les particules de  $\text{CaCO}_3$  qui commencent à se séparer ; ce qui confirme l'observation de M. THOMBE.

### Légende des Planches photographiques

- PLANCHE I, Fig. 1. — Vue du sommet du Gn. Kapouran Perampouan vers le Gn. Kapouran Laki boisé au milieu des rizières. *Phot. C. J. Keyzer*.
- Fig. 2. — Partie NO du Gn. Kapouran Perampouan avec franges de travertin partant d'un conduit vers une baignoire (à droite), vue de l'Ouest. *Phot. Beumée, 1918*.
- PLANCHE II, Fig. 3. — Les monticules les plus bas à l'extrémité NO du Gn. Kapouran Perampouan. *Phot. Docters van Leeuwen, 1924*.
- Fig. 4. — Sommet d'un des pégostylites formant le Gn. Kapouran Perampouan avec source jaillissante. *Phot. Docters van Leeuwen, 1924*.
- PLANCHE III, Fig. 5. — Sommet d'un des pégostylites du Gn. Kapouran Perampouan avec orifice central à gauche et surface à dentelles. *Musée de Géologie à Leiden (Hollande)*.
- Fig. 6. — Surface à dentelles formée par de très petits gours d'un des pégostylites du Gn. Kapouran Perampouan. *Phot. Beumée, 1918*.



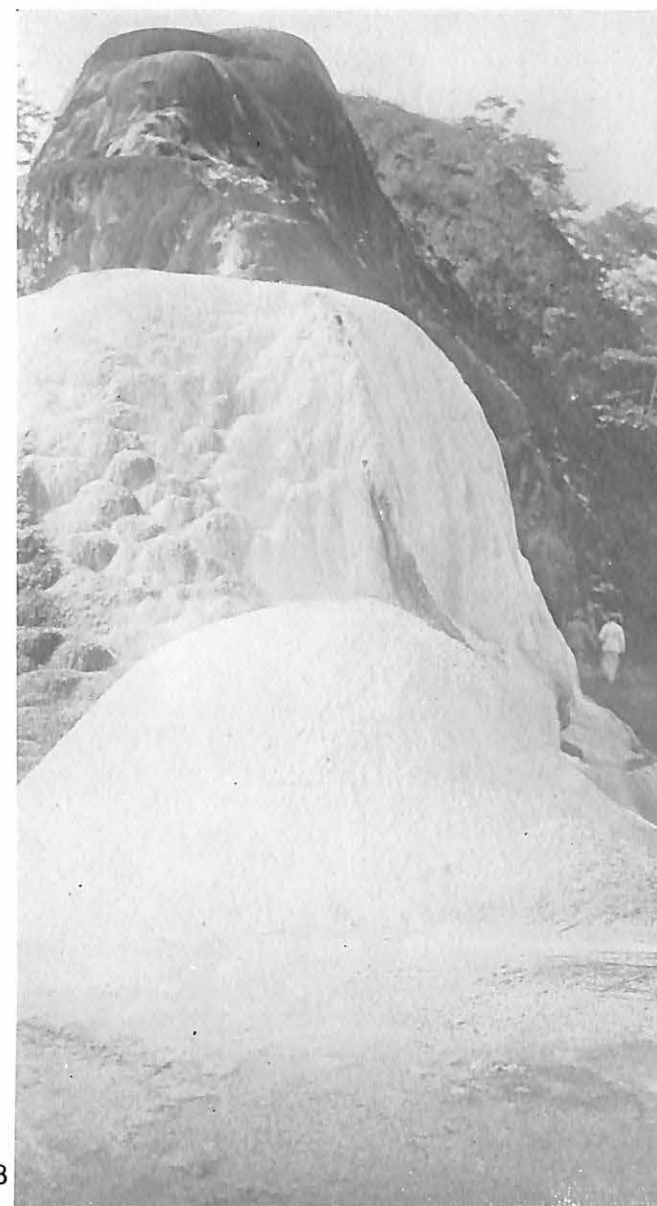


1



2

PLANCHE I



3

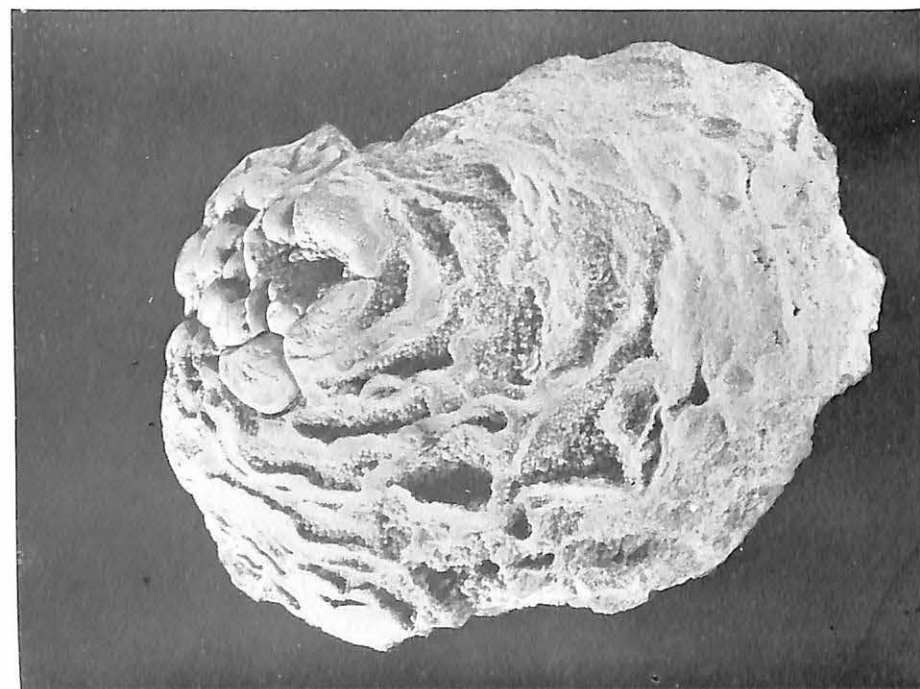


4

PLANCHE II



6



5

PLANCHE III

Louis BALSAN

## Matériaux pour servir à l'étude des perles de cavernes de la région des Grands Causses <sup>(1)</sup>

La question de l'étude des « pisolithes » a été soulevée à la réunion internationale de spéléologie de Valence-sur-Rhône [1]. Il ne nous paraît pas sans intérêt d'y revenir.

Depuis les premières études des Autrichiens sur les « pisolithes », reprises et développées ensuite par MARTEL dans le dernier quart du XIX<sup>e</sup> siècle, la bibliographie sur cette question s'est fort étendue [2] et nombreux sont les auteurs qui ont expliqué, surtout réexpliqué, un processus de formation, peut-être un peu trop simpliste, mis au point dès les premières découvertes.

Plus nombreuses encore ont été les références de trouvailles de perles de cavernes dans de nouvelles grottes. Si bien que, maintenant, les matériaux abondent. Malheureusement les descriptions manquent : les inventeurs signalent trop souvent leurs trouvailles sans indications morphologiques ou de site.

Cette note a pour but de donner quelques précisions sur les principaux gisements de pisolithes de la région des Grands-Causses.

L'un des plus importants est bien celui de l'*aven de Goussoune*, situé sur le Causse Noir (commune de la Cresse, Aveyron) et découvert, en 1944, par Jacques ROUIRE [3].

Plusieurs puits successifs permettent d'atteindre, à — 122 m, le fond actuel de cet abîme. Dans une galerie latérale, à un peu moins de 100 m de profondeur, s'étend, sur plusieurs mètres carrés, un véritable tapis de pisolithes. Il y a là, sûrement, des millions de perles. Les plus petites, parmi celles que nous avons pu recueillir, mesurent 3/10<sup>e</sup> de millimètre de diamètre, la plus grande 32 mm. Rares sont celles formées dans des alvéoles ; presque toutes gisent en nappes sous une très mince épaisseur d'eau, ou, plus exactement, les billes semblent retenir, par capillarité, une faible quantité d'élément liquide dans les interstices qui les séparent. Mais ces conditions sont celles d'été et nous n'avons pu visiter les lieux en période pluvieuse.

(1) Communication présentée par le Dr GAJAC, le 9 septembre 1953.

Quelques-uns de ces pisolithes sont façonnés en « toupie » ; d'autres ont été sphériques mais présentent, par adjonction plus récente, une sorte de bourrelet ou collerette horizontale, parallèle au plan de rotation.

Les perles de Goussoune ne sont pas, en général, blanches, mais légèrement colorées par des argiles. Leur texture est grenue. Une coupe révèle la formation concentrique classique : les diverses couches ayant été formées de calcite [4] plus ou moins pure, le plan de taille présente, autour du noyau, l'aspect d'une agate œillée.

A l'*aven de Banicous* (commune des Vignes, Lozère), sur le Méjean, nous découvrîmes, lors de notre première exploration [5], au fond du troisième puits, un nid de perles de cavernes. Elles étaient toutes réunies dans une même alvéole, et de formes différentes, allant de la sphère à peu près parfaite au cube aux angles arrondis, en passant par le disque aplati. Leurs dimensions variaient de 3 mm de diamètre, pour la plus petite, à 14 mm pour la plus grande. Toutes étaient du type « porcelaine », c'est-à-dire à grain extrêmement fin, d'un blanc très pur et d'une patine fort lisse, d'aspect vitrifié. Nous dûmes détruire ce nid pour élargir une étroiture qui donnait dans les puits suivants.

L'*aven de la Barelle* (commune de Meyrueis, Lozère) est situé sur le Méjean encore, à quelque 2.500 mètres au S.E. de l'*aven Armand* ; il fut exploré partiellement par Armand VIRÉ, en 1900 [6], et par nous-même, en 1932 [7].

Cet abîme présente trois étages de puits en « bouteille ». Le dernier, à — 87 m, était fortement « arrosé » lors de notre visite. Nous découvrîmes en ce point, près d'un filet d'eau qui doit, l'hiver, se transformer en véritable ruisseau, plusieurs perles de cavernes du type classique, à calcite colorée en beige, la plus grande d'un diamètre de 22 mm.

L'un de ces pisolithes, à texture très cristalline, est biconique. Son cône inférieur tournait librement dans une grosse alvéole à parois irrégulières, avec deux portées horizontales situées à 10 mm l'une de l'autre ; il en résulte deux bandes de roulement, polies, parallèles, au même écartement. L'extrémité inférieure, qui ne touche pas les parois de l'alvéole, montre une texture de cristaux de calcite « en bouquet », sans aucune trace de polissage.

Sur le cône supérieur nous voyons aussi des « bandes de roulement », mais bien moins marquées que les précédentes, plus grossières et plus irrégulières. Il ne faut pas songer, pour les expliquer, à un retournement du pisolithe dans son alvéole : cette usure supérieure peut très bien avoir été occasionnée par le contact accidentel de quelque roche entraînée par l'eau, puis enlevée par une autre crue du petit ruisseau. Notre pisolithe mesure 35 mm de hauteur et 23 mm 5 dans son plus grand diamètre.

A l'*aven Bob* (commune de Millau, Aveyron), sur les pentes du Larzac [8], nous ne recueillîmes qu'une seule perle de caverne (dans la salle N.W.). Ce pisolithe est de forme classique, « en dragée » ; il présente une texture fine, parfaitement polie et marbrée irrégulièrement de blanc et d'ocre sur toute sa surface. Cette disposition allongée, et les bouts ovoïdes légèrement aplatis et irréguliers, montrent qu'il y eut ici retournement suivant un axe unique, celui de la longueur.

L'usure d'une extrémité de cette pièce laisse entrevoir son noyau central, qui paraît être un gros morceau de calcaire. Ce type de pisolithe est assez courant dans les grottes où les écoulements semblent permettre un enrobement rapide (comme dans la grotte de Gages et à l'*aven de Lacas*, dont nous parlerons tout à l'heure).

L'*aven II de Caoussou* (commune de Millau, Aveyron), sur le Causse Noir, avait été exploré, en 1928, par M. DE JOLY, sous le nom d'*aven II de la Vézouillade* [9]. Revu, en 1942, par MM. AUSTRUY, CANAC, COSTECALDE et DAGUERRE [10], il donna, à ces derniers, une grosse perle de caverne (42 mm de diamètre), qui gisait dans un « godet, sur une rigole de ruissellement ».

Dans ce même coin, les explorateurs recueillirent, encore dans des « godets très concrétionnés », des sortes de disques qui les fermaient comme des « opercules ». L'un d'eux, que nous avons pu examiner (collection ROUIRE), mesure 31 mm de diamètre sur 3 mm d'épaisseur ; il est de texture fine, de couleur jaunâtre. Ce qui doit être sa face inférieure est poli ; l'autre côté présente un aspect grenu. Ce disque n'est qu'un pisolithe « en toupie », très aplati, sans doute une étape dans la voie classique de cette formation en « soupape ».

Encore sur le Causse Noir, non loin de l'*aven II de Caoussou*, s'ouvre l'*aven du Valat-Nègre* (commune de Millau, Aveyron). Sondé par MARTEL, en 1889, exploré partiellement par M. DE JOLY, en 1929, par nous-même, en 1934, il a été revu depuis bien souvent [11], mais offre encore des possibilités de continuation.

Les perles de cavernes y sont nombreuses et variées. Nous trouvons là toutes les textures classiques, depuis la surface complètement lisse, du type porcelaine, jusqu'à la rugueuse ocre, en passant par le gris terne. Les formes, aussi diverses, débutent par la perle entièrement sphérique, pour finir par la dragée, avec tous les intermédiaires possibles : perles cubiques, à dépressions, hérissées de pointes, en forme de champignon, à collerette, etc. En plusieurs endroits, les pisolithes commençaient à se fixer au sol par des adhérences calcaires.

A la célèbre *grotte des Baumes-Chaudes* (commune de Saint-Georges-de-Lévêjac, Lozère), qui s'ouvre sur les pentes du Sauveterre, rive droite des Gorges-du-Tarn, nous découvrîmes, en 1942, plusieurs perles de cavernes ; toutes sont fortement colorées en ocre, plusieurs présentent une surface très glacée. La plus petite mesure 8 mm de diamètre, la plus grande 20 mm. La coupe de l'une d'entre elles (suivant son grand diamètre : 10 mm), nous révèle un noyau tout petit et peu distinct de l'ensemble, peut-être fait d'un cristal de calcite (?), il est entouré d'une zone, plus sombre que l'ensemble, limitée par un anneau noirâtre de 2 mm de diamètre.

Une autre coupe de dragée nous montre un gros morceau de calcite très cristallin, de quelque 10 à 14 mm. de diamètre, enrobé d'une enveloppe corticale concrétionnée, de 6 à 7 dixièmes de millimètre d'épaisseur. Un troisième bâtonnet, allongé, de 27 mm de longueur sur 7 mm de diamètre, ne doit être qu'un fragment de stalactite pareillement englobé.

Dans la vallée de l'Aveyron, en bordure du Causse Comtal, s'ouvre, près du village de Gages (commune de Montrozier, Aveyron), une série de grottes : elles n'ont pas été toutes entièrement explorées.

La plus élevée de l'ensemble, dite *grotte I de Gages* [12], renferme quelques pisolithes. Comme aux Baumes-Chaudes, les perles sont ici formées de gros morceaux de calcaire, ou de calcite, enrobés d'une mince couche corticale de concrétion qui n'atteint pas, dans nos coupes, un millimètre d'épaisseur. Leurs formes sont très irrégulières, mais leur texture est souvent du type porcelaine.

Nous pouvons rapprocher des pisolithes un type de concrétion « libre » de cette grotte : les « pastilles », ou « disques ». Sur les argiles du sol, les gouttes d'eau qui tombent du plafond forment, à Gages, des sortes de pastilles (jusqu'à 5 cm de diamètre), circulaires ou ovales, lisses, ou plus ou moins hérissées de bourgeons ; ce sont les débuts de ces stalactites à racines, si souvent rencontrées sur les sols argileux. Bien entendu, ces pastilles sont ici immobiles et il ne faut pas les comparer aux disques rotatifs de l'*aven II de Caoussou*.



Ce même type de pastilles, mais ici sans bourgeon, se retrouve dans la *grotte des grès de Saint-Pierre* (commune de Verrières, Aveyron) [13], où nous photographiâmes des perles classiques, toujours de petit diamètre, disposées en « nids ».

A la *grotte de Malaval* (commune des Bondons, Lozère), découverte par Paul ARNAL dans un ravin du petit Causse des Bondons [14], nous avons aussi photographié, dans le fond d'une galerie, à près de 4 kilomètres de l'entrée, un sol fortement concrétionné, montrant de nombreuses alvéoles, avec leurs perles en place ; les unes sont rondes, les autres carrées ; d'autres enfin, en forme de toupies, et de grande dimension, sont à comparer avec celles, bien connues, de la grotte de Pech-Merle, à Cabrerets (Lot) [15]. La plus considérable mesure 80 mm de diamètre sur 40 mm de hauteur ; ses faces postérieure et latérale sont polies par rotation et présentent une texture concentrique, dont l'axe de formation ne correspond pas à l'axe de rotation, comme s'il y avait eu décalage dans le temps. Le dessus est irrégulier et formé de cristaux radiants à partir du centre.

La *grotte de Mirabal* (commune de Millau, Aveyron), située sous les grandes falaises du Causse Noir, un peu en amont du Monna [16], ne renferme pas, à notre connaissance, de perle de caverne libre, mais son sol a révélé, à M. C. FRAYS-SIGNES, une formation de calcite très cristalline, qui enchâsse une quantité innombrable de pisolithes. Dans l'échantillon que l'inventeur a bien voulu nous donner, parmi les perles observables, les plus petites mesurent 1 mm de diamètre, la plus grande 24 mm ; presque toutes sont de texture « porcelaine ». Les unes, en général les petites, ne montrent qu'une structure de couches concentriques ; d'autres présentent, en couverture du noyau à couches concentriques, une sorte d'enveloppe à ordonnance radiale. Mais il reste à étudier si cette dernière ne provient pas d'une cristallisation du milieu englobant, sans faire partie du pisolithe proprement dit ?

Nous nous trouvons ici en présence de la formation, dans les grottes, d'une sorte de calcaire oolithique, ou pisolithique, avec ciment de calcite très cristallisé mais qui passe cependant, par endroit, à une texture amorphe.

Dans la « salle des perles » de la célèbre *grotte de Bramabiau* (commune de Saint-Sauveur-des-Pourcils, Gard), sur le Causse de Camprieux, les pisolithes étaient nombreux et de moyenne dimension, allant, pour les éléments que nous avons pu examiner en place, jusqu'à 4 cm de diamètre. Mais ces documents ont été pillés par les trop nombreux visiteurs de ces lieux. La texture des perles de Bramabiau est assez fine ; toutes sont fortement colorées par les argiles. Un exemplaire scié, de forme ovoïde, avec 17 et 21 mm d'axes, présente un noyau formé d'un grain de quartz de 5 mm de longueur, enrobé de couches concentriques classiques cristallines. Plusieurs de ces perles ne sont pas parfaitement circulaires : certaines, aplaties, ont leur pourtour orné d'excroissances ou de bourgonnements ; dans ce cas, la face inférieure est parfaitement polie, la supérieure dans de moindres proportions.

L'*aven de Fonfrège* (commune de Millau, Aveyron), sur le Causse Noir [17], ne nous donna qu'un seul pisolithe ; parfaitement circulaire, de 20 mm de diamètre, il est formé (du moins dans sa partie périphérique) de couches concentriques minces, d'une calcite très blanche, amorphe, qui laisse aux doigts des traînées blanches ; ces couches s'écaillent facilement.

Dans le dernier aven exploré des Grands Causses, celui de *Lacas* (commune de Mostuéjols, Aveyron), situé sur le Sauveterre [18], une galerie latérale, à 40 m de profondeur, renfermait une importante série de perles de cavernes ; grâce à l'amabilité de l'inventeur et des explorateurs, nous avons pu l'étudier sur place.

Les pisolithes ont ici les dimensions les plus extrêmes que nous connaissions : la plus petite ne mesure, en effet, qu'un dixième de millimètre de diamètre, la plus grande, de la taille d'une orange, presque parfaitement circulaire, et de très forte densité (poids : 266 g.) a, comme diamètres maximum et minimum, 59 et 55 millimètres. Les billes de 3 cm de diamètre ne sont pas rares. Presque toutes gisent en nappe, rarement en godet.

La coupe d'un pisolithe, en forme de dragée, de 24 mm de longueur, nous a montré un noyau central, formé d'un fragment de calcaire, de 7 mm de longueur, dont le grand axe correspond à celui de la perle ; les cercles concentriques de calcite épousent très exactement, au début, le pourtour du grain central, mais s'arrondissent de plus en plus en s'en éloignant : la forme du noyau central n'influe ainsi sur celle de la perle que dans une proportion très limitée et de moins en moins à mesure du grossissement.

Tous les stades de formation des perles à base de gros fragments de calcaire se retrouvent ici : les noyaux sont souvent recouverts par une très mince couche de calcite, qui laisse encore apparaître sa couleur ; d'autres sont englobés d'une couche plus épaisse, mais une usure de la bille, contre ses voisines, laisse entrevoir l'importance du galet original.

Tous les aspects extérieurs, depuis le blanc grisâtre mat jusqu'au blanc parfait à l'aspect porcelaine, se retrouvent à l'aven Lacas. Le polissage parfait ne se remarque pas seulement sur les pisolithes « porcelaine » : une de nos perles, ovale et aplatie, dont le noyau central est formé d'un gros morceau de calcaire de quelque 18 mm de longueur, est recouverte, sur sa face supérieure, par une mince couche de calcite qui laisse apercevoir, par transparence, le gris de la roche ; au-dessous, par contre, l'épaisseur de calcite est de 6 mm au moins, stratifiée ici comme de l'agate en couches blanches et jaunes, et cette partie présente une glaçure extraordinairement brillante, rappelant le plus parfait polissage de cristal.

Plusieurs coupes, dans de très petites perles (de 1/20 à 1 ou 2 mm), nous montrent qu'elles sont presque toutes à base d'un grain de dolomie cristalline ; le sable dolomitique est abondant dans les cuvettes du gisement. Nous avons trouvé tous les stades de formation, depuis le grain de dolomie à peine enrobé jusqu'à la bille parfaite. Pour ces petites dimensions, les pisolithes prennent vite, en général, la forme sphérique, ou alors conservent des dehors angulaires avec, dans ce cas, un polissage presque toujours du type porcelaine.

La coupe d'une perle, très irrégulière, de 2 mm de grand axe, montre un noyau formé de plusieurs grains agglutinés de dolomie, mais cet échantillon nous paraît exceptionnel.

De nombreuses autres grottes des Causses : le Teil, le Pas-de-Joulié, la Cabane-du-Trévezet, l'aven II de la Viallette, etc., nous donnèrent aussi des pisolithes [19] ; tous rentrent dans les diverses catégories que nous venons de décrire.

Ces exemples montrent d'abord que les perles de caverne ne sont pas bien rares, à l'encontre de ce qui a été dit souvent, ensuite, que leur formation n'obéit pas à des règles absolues, ce qui semble expliquer leur morphologie si variée.

## Bibliographie

1. *Annales de Spéléologie*, t. IV, 1949, p. 179.
2. L'auteur regrette de ne pouvoir rapporter ici la bibliographie des « perles de cavernes » ; il reste à la disposition de ses collègues qui seraient intéressés à la question pour leur communiquer celle qu'il a pu réunir.
3. BALSAN (L.) et ROUIRE (J.). — L'aven de Goussoune. *P. V. Soc. Let. Aveyron*, t. XXXIV, 1946, p. 408-415.
4. Nous employons, dans cette note, le terme de « calcite » dans un sens très général et n'avons pas fait de recherche pour savoir s'il ne s'agit pas, parfois, d'aragonite.
5. BALSAN (L.). — Recherches spéléologiques aux environs de Millau. Campagne 1933. *Spelunca*, n° 4, 1933, p. 15.
6. VIRÉ (A.). — Six semaines d'exploration dans les Causses et les Cévennes. *Bull. Club Cévenol*, 1900, p. 10.
7. BALSAN (L.). — Recherches spéléologiques aux environs de Millau. Campagne 1932. *Spelunca*, n° 3, 1932, p. 32.
8. BALSAN (L.). — *Id.* Campagne 1931. *Spelunca*, n° 2, 1931, p. 51 ; n° 3, p. 47 ; n° 4, p. 22.
9. DE JOLY (R.). — Explorations antérieures à 1931. *Spelunca*, n° 5, 1934, p. 107.
10. BIREBENT (J.). — Explorations souterraines, campagne 1942, s.l.n.d. (Millau, 1943), p. 29.
11. Bibliographie dans : BALSAN (L.), Spéléologie du département de l'Aveyron, Rodez, 1946, p. 266.
12. *Id.*, p. 133.
13. *Id.*, p. 235.
14. CAJAC (D<sup>r</sup>) et ROUIRE (J.). — Le plateau des Bondons et la grotte de Malaval (Lozère). *Ann. Spéleo.*, t. IV, 1949, p. 125-132.
15. LEMOZI (L.). — La grotte-temple du Pech-Merle, Paris, 1929, pl. 17.
16. BALSAN (L.). — Spéléologie..., p. 312.
17. BALSAN (L.). — L'aven de Fonfrège. *P.V. Soc. Let. Aveyron*, t. XXXV, 1949, p. 138-141.
18. Découvert et désobstrué en 1951 par Marcel LACAS, exploré par le même et l'Alpina en 1953 jusqu'à — 150 m ; son étude se poursuit.
19. Nous ne citerons que pour mémoire les pisolithes formés à l'extérieur des grottes, ceux, par exemple, que nous avons pu signaler dans les falaises du Méjean, rive droite de la Jonte. Cf. BALSAN (L.), Au sujet des perles de cavernes. *Bull. Com. Nat. Spéleo.*, n°s 2-3, 1951, p. 40-41. Voir surtout CAYEUX (L.), Les roches sédimentaires de France, roches carbonatées, Paris, 1935, p. 213 et suite.

## Discussion

M. ESCUER : 1° L'expression de pisolithe est-elle heureuse pour les concrétions à forme de bouchon ?

2° Quelle est l'explication des pisolithes en forme de cube ? S'il y a rarement des sphères de même grandeur, on devrait s'attendre par contre, non pas à des formes de cubes, mais de dodécaèdres réguliers.

3° Il serait intéressant d'étudier, à l'aide des rayons X, les pisolithes lisses à surface porcelainée.

M. TRIMMEL : Dans quelques cavernes autrichiennes, on a trouvé des pisolithes de forme un peu irrégulière, qui ont à leur centre un crâne de chauve-souris. Connaît-on de telles trouvailles dans d'autres pays ? On peut expliquer peut-être ainsi l'existence de quelques formes irrégulières.

M. ANAVY : J'ai observé la formation simultanée dans un même lieu de pisolithes muriformes et à surface lisse (porcelainée). Ces pisolithes sont immergés dans l'eau de gours plus ou moins profonds.

M. PETROCHILOS : Je demande s'il y a en France des pisolithes creux, car il en existe en Grèce.

M. GORTANI : On peut conclure que la formation des pisolithes est un des petits problèmes de la spéléologie ; petit problème, mais qui laisse beaucoup de questions à résoudre. Je rappelle que dans les grottes des environs de Bologne, qui sont percées dans le gypse, nous avons trouvé beaucoup de pisolithes calcaires, même à surface porcelainée.

### Légende des planches photographiques

#### PLANCHE I.

1. Aven Lacas. Petits pisolithes. Echelle en 1/2 mm.
2. Aven de Goussoune. Petits pisolithes. Echelle en 1/2 mm.
3. Aven Lacas. Début de la formation des pisolithes. Noyaux formés de plusieurs grains de dolomie. Echelle en 1/2 mm.
4. Aven Lacas. Pisolithes. Echelle en cm.

#### PLANCHE II.

1. Aven de Goussoune. Pisolithes en nappe régulière.
2. Aven de Goussoune. Pisolithes en nappe irrégulière.
3. Aven du Valat Nègre. Pisolithes en voie de fixation au sol. Certains sont encore libres, d'autres font déjà corps avec le concrétionnement de base.
4. Grotte de Saint-Pierre. Pisolithes en nids.

#### PLANCHE III.

1. Aven Lacas. Pisolithes à formes cubiques. Echelle en mm.
2. Aven de Banicous. Pisolithes à formes cubiques. Echelle en mm.
3. Aven du Valat Nègre. Pisolithes à protubérances. Echelle en mm.
4. Grotte de Gages. « Pastille » à protubérances. Echelle en mm.

#### PLANCHE IV.

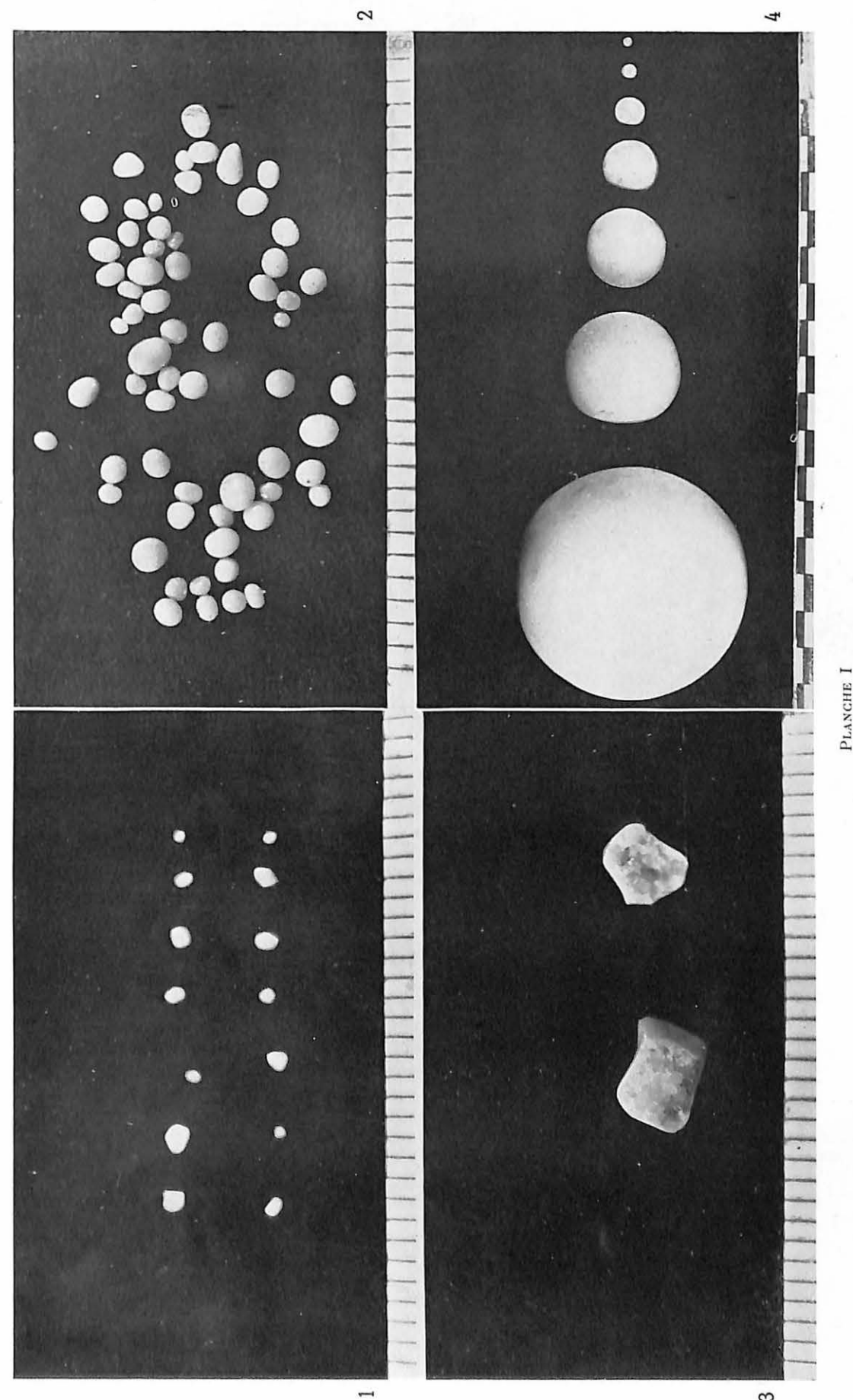
- 1 et 2. Aven II de Caoussou. Pisolithe en forme de disque. Face supérieure et face inférieure. Echelle en cm.
3. Aven de Goussoune. Coupe d'un pisolithe à noyau calcaire. Echelle en mm.
4. Grotte des Baumes-Chaudes. Coupe d'un pisolithe à anneau coloré. Echelle en mm.

#### PLANCHE V.

1. Grotte de Mirabal. Calcite englobant des pisolithes.
2. Grotte de Mirabal. Détail du bloc précédent, montrant des pisolithes en place et des alvéoles vidées.
3. Grotte de Mirabal. Pisolithe coupé. La partie centrale manque ; puis se succèdent des couches concentriques et une enveloppe de structure radiée.
4. Aven de la Barelle. Pisolithe en forme de toupie, avec bandes de roulement. Echelle en mm.

#### PLANCHE VI. — Grotte de Malaval. Pisolithe en forme de toupie.

1. Le pisolithe en place. Dans l'angle gauche, en haut, perles de type courant.
2. Le même endroit, le pisolithe en toupie étant soulevé.
3. Le pisolithe vu en perspective.
4. Le pisolithe vu par-dessous : le centre des cercles d'accroissement ne correspond plus avec le centre actuel de rotation. La pièce de 5 fr. de 31 mm de diamètre, donne l'échelle.





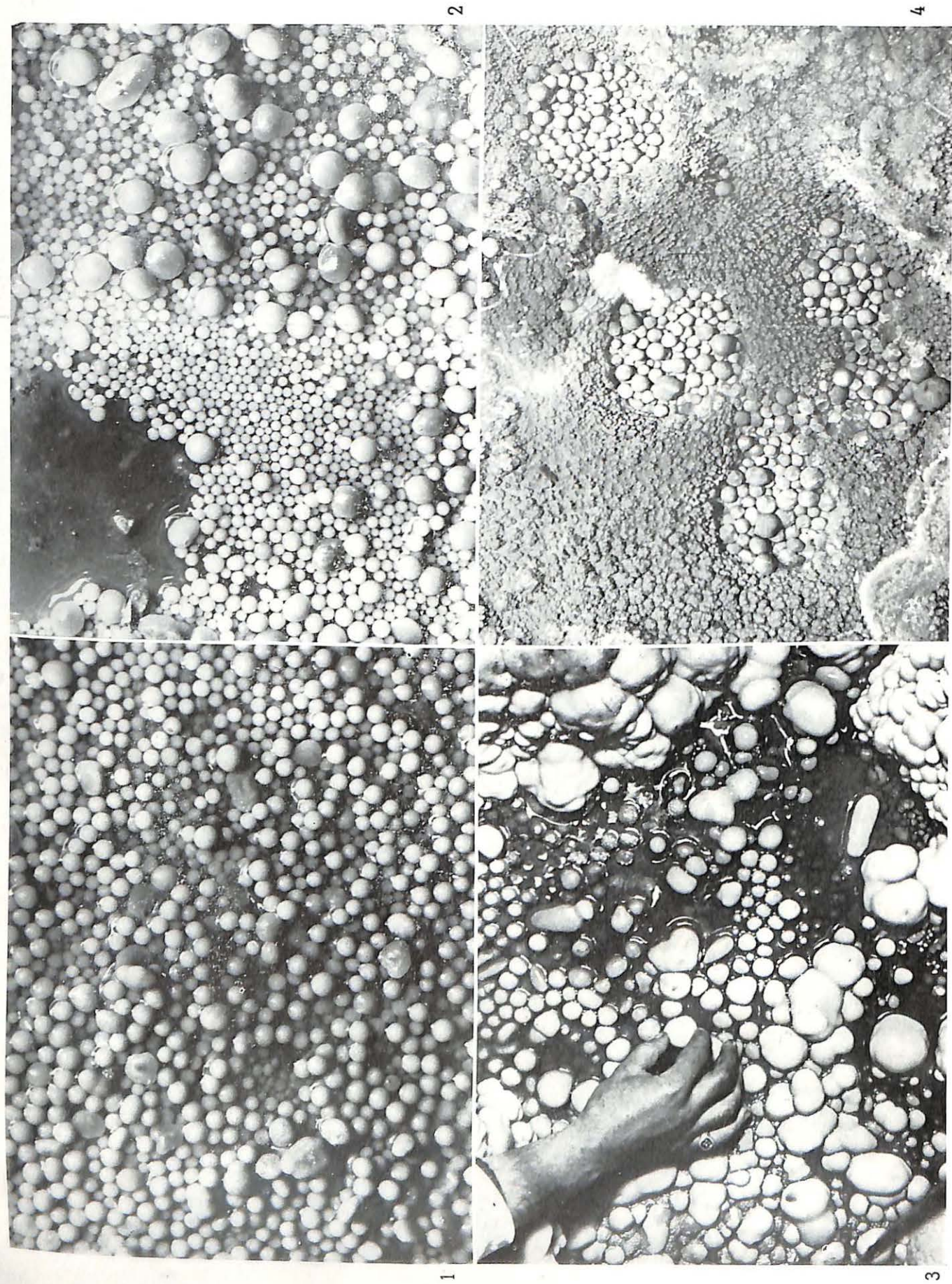


PLANCHE II

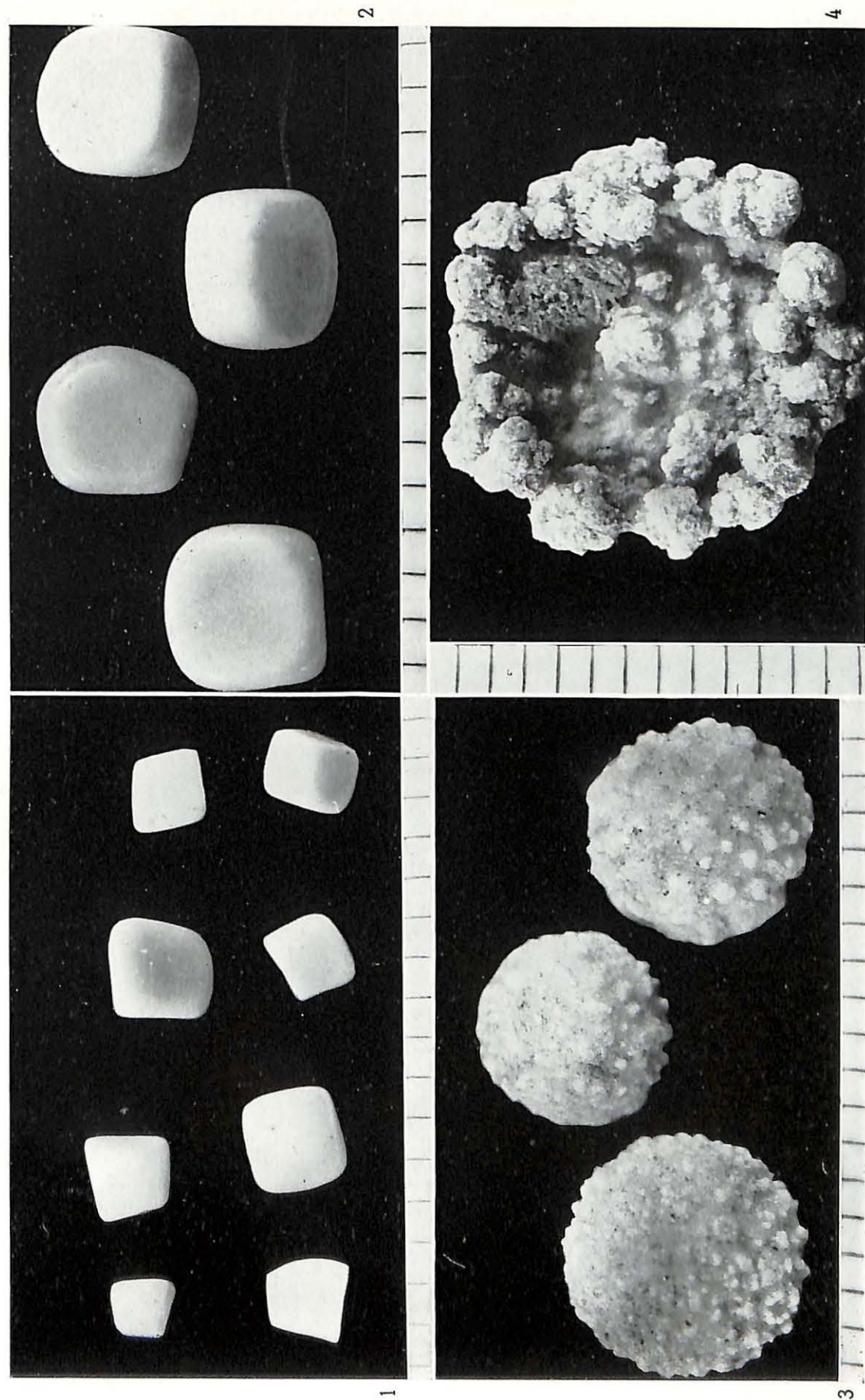


PLANCHE III



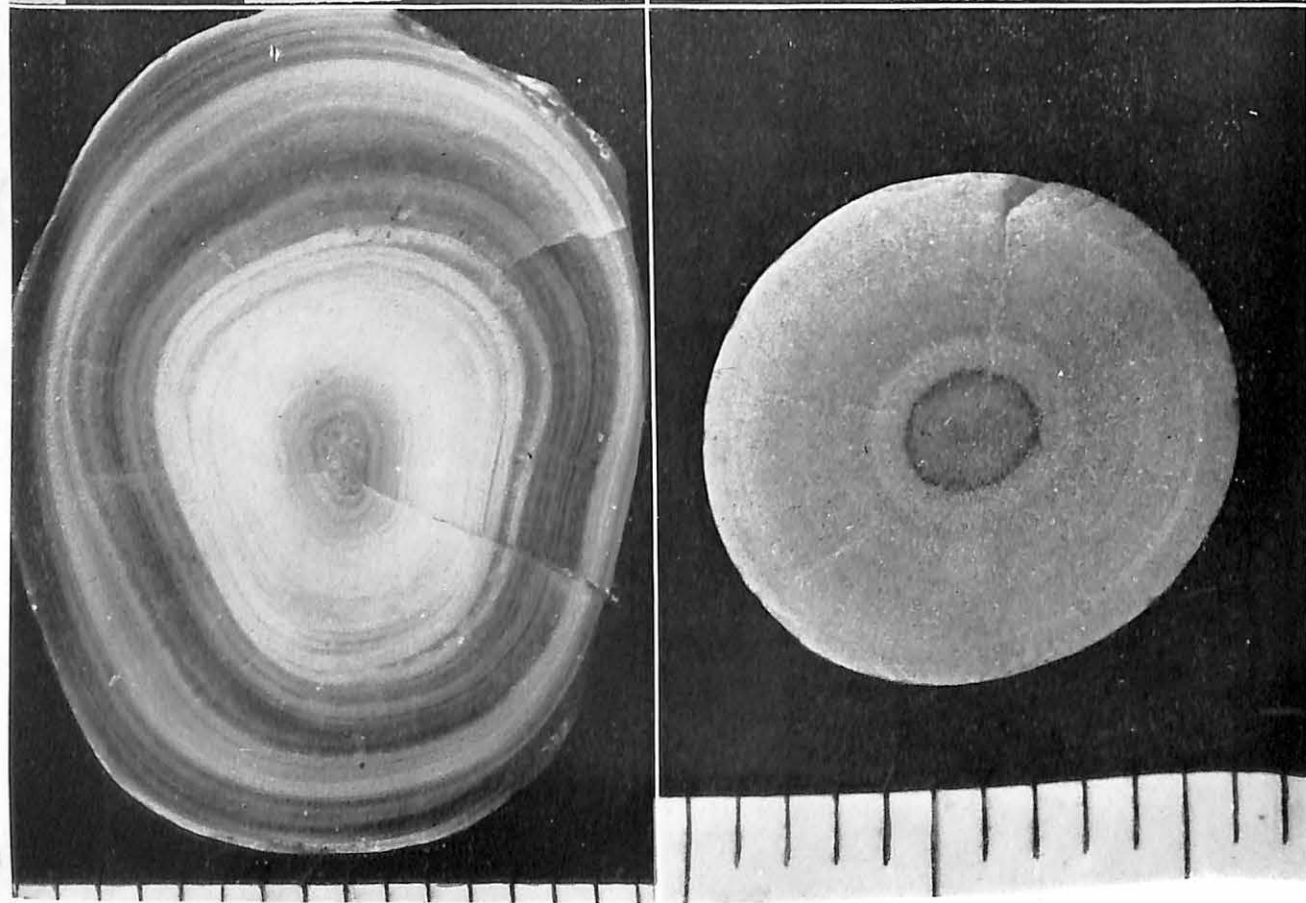
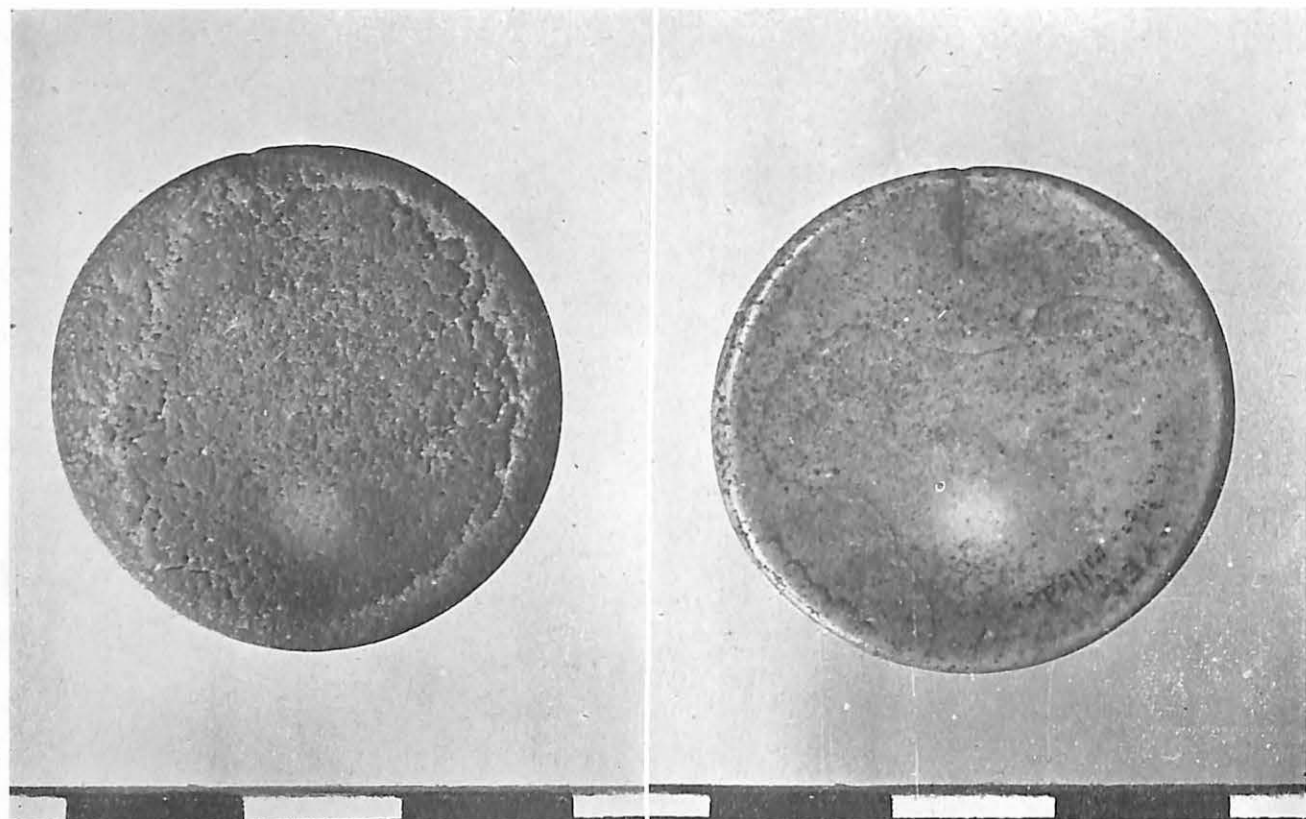


PLANCHE IV

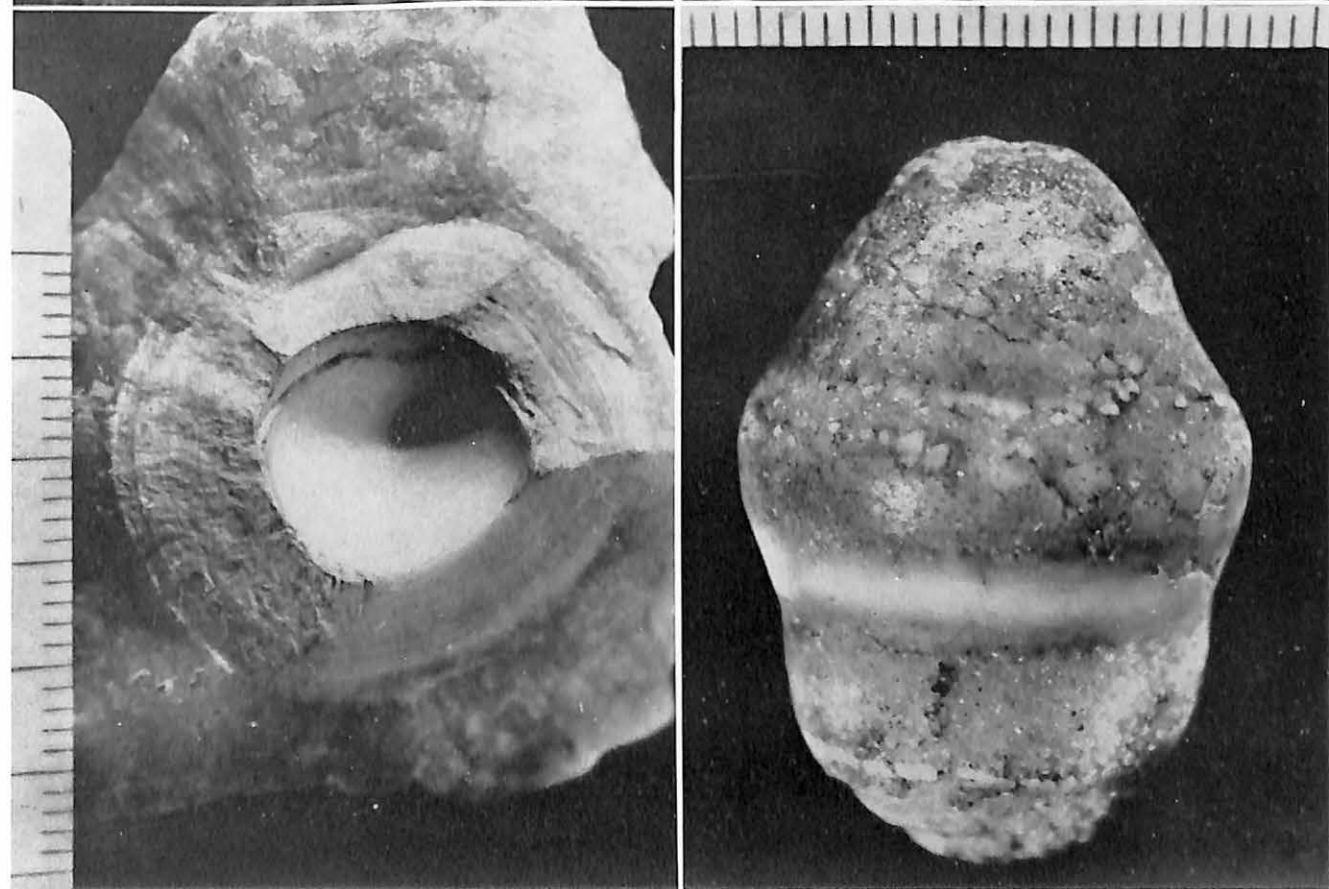
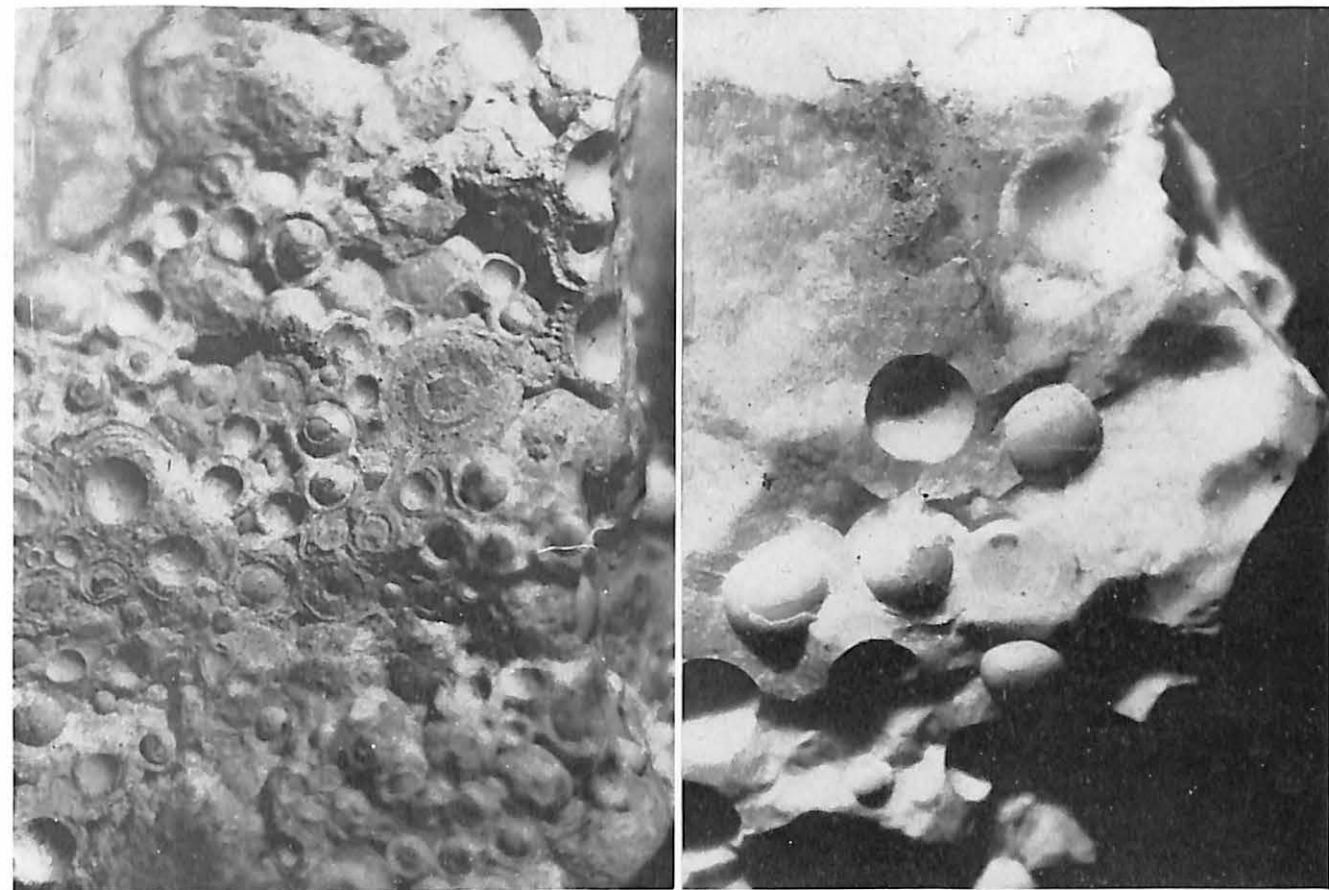


PLANCHE V

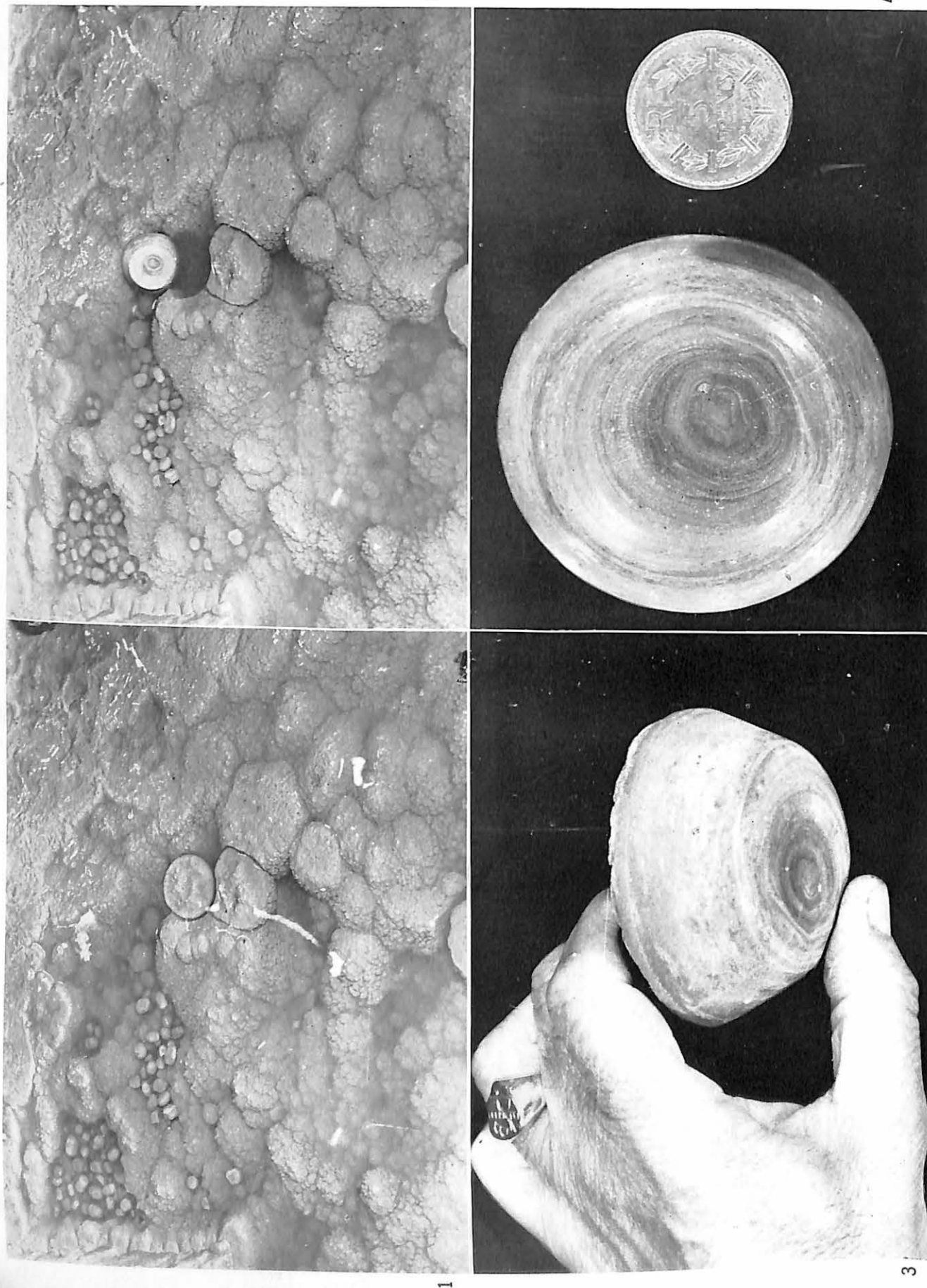


PLANCHE VI

Jean PETROCHILLOS

## Quelques formes concrétionnelles rares observées dans les grottes de la Grèce <sup>(1)</sup>

### Résumé

Les formes envisagées dans cette étude sont :

1) des stalactites en boules, qui sont des stalactites creuses, aux sections circulaires ou ellipsoïdales. Leur construction est due, à notre avis, à la variation des débits des eaux, ainsi qu'à la variation des conditions à l'intérieur des canaux des stalactites et à leur surface extérieure ;

2) des stalagmites ou piliers à disque, qui sont des stalagmites ou piliers normaux, qui portent à 20 cm à peu près de leur base des disques, de sorte qu'elles ressemblent à des chandeliers. Leur construction est due à la variation des conditions de concrétionnement ;

3) un disque à deux faces. Sa formation est problématique ;

4) des boules de calcite, avec terra rossa, qui sont des boules de calcite creuses ou à demi remplies par de la terra rossa. Leur formation est due à la chute de gouttes d'eau, avec terra rossa, accompagnées de boules d'air dans une eau incrustante avec calcite flottante ;

5) de la calcite sableuse, qui est un amas de sable en calcite. Sa formation est due au dépôt de la calcite dans une eau agitée par des gouttes qui tombent du plafond de la grotte.

En général, les formes des concrétions que l'on observe dans les cavités souterraines de la Grèce ne sont pas différentes de celles que l'on rencontre dans toutes les autres cavités souterraines du monde ; mais entre elles il y a quelques particularités, que l'on doit examiner séparément. Le but de cette communication est d'exposer ces particularités.

### 1) STALACTITES SPHÉROÏDALES (fig. 1 et 2)

Ce sont des stalactites normales, creuses, qui, en coupe horizontale, sont rondes et en coupe verticale ovoïdes, ou demi-rondes, ou ellipsoïdes. On les a observées dans la caverne de Vlychada de Dyros, à Mani, au Sud du Péloponèse.

Les stalactites sphéroïdales ont des dimensions de 5 à 10 cm ; les boules sont en une pièce ou en deux, rarement en trois ; leur surface extérieure est rugueuse, celle de l'intérieur est aiguilleuse, très irrégulière, et surtout érodée ; enfin, si les boules ne sont pas en une pièce, entre les deux ou trois boules, dans leur intérieur, il y a une gouttière.

La structure de la matière des stalactites sphéroïdales se présente sous forme

(1) Communication présentée le 11 septembre 1953.



de couches de rhomboédres de calcite, dont quelques coins solides ont sailli à la surface extérieure. Les couches sont minces, ou effacées en haut et épaisses en bas ; enfin, celles qui sont les plus proches de la surface extérieure sont cohérentes et celles qui sont les plus proches de la surface intérieure sont friables.

La formation des stalactites sphéroïdales, à notre avis, est due à la variation du débit et de la constitution des eaux incrustantes. D'après cette hypothèse, pendant une période humide, une stalactite normale se construit, en forme de macaroni ; cette stalactite, plus tard, pendant une période d'étiage, est obstruée. Pendant une nouvelle période humide, l'eau déborde le canal du macaroni et coule sur sa surface extérieure ; ainsi, on a un dépôt de couches de calcite, qui sont plus minces en haut et plus épaisses en bas ; la forme est celle d'une boule, parce que l'eau n'est pas en grande quantité et ne coule pas longtemps, dans chaque période humide.

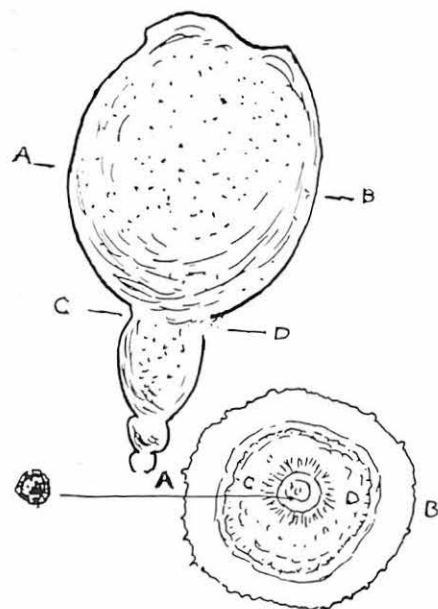


FIG. 1

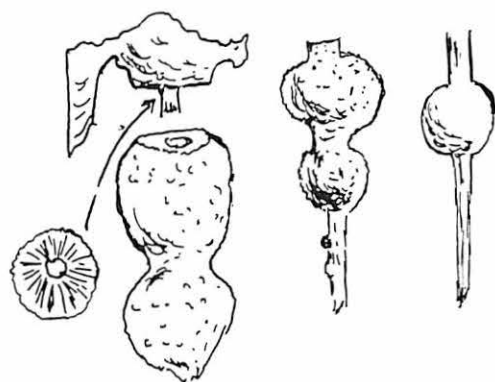


FIG. 2

En même temps, l'eau qui entre dans le canal obstrué érode la surface intérieure de la stalactite peu à peu, — en le débouchant quelquefois —, lorsqu'elle montre une plus grande agressivité. Si le débouchage du canal de la stalactite est opéré, un prolongement de la stalactite se forme aussi en macaroni pendant une période humide.

Par le même procédé, le nouveau macaroni est obstrué et après il est grossi par l'apport de  $\text{CaCO}_3$  à la surface extérieure du macaroni, au moyen de l'eau incrustante qui suinte de la surface de la première boule formée. Ainsi, une nouvelle boule se forme, qui, après une érosion de la surface intérieure par une eau agressive, ne conserve que des vestiges du macaroni primitif, en forme de gouttière.

## 2) STALAGMITES OU PILIERS A DISQUE (fig. 3)

Ce sont des stalagmites, ou piliers normaux, qui portent un disque à une certaine hauteur de leur base, de sorte qu'elles ressemblent à des chandeliers. On les a observées dans la caverne de Péràma, à Janina, au N.W. de la Grèce. Au-dessous des disques, il y a un amas de cristaux de calcite, peu cohérent, en forme d'aiguilles. Les disques sont perforés ou non, symétriques ou asymétriques, et généralement présentent autour des stalagmites ou piliers une dépression.

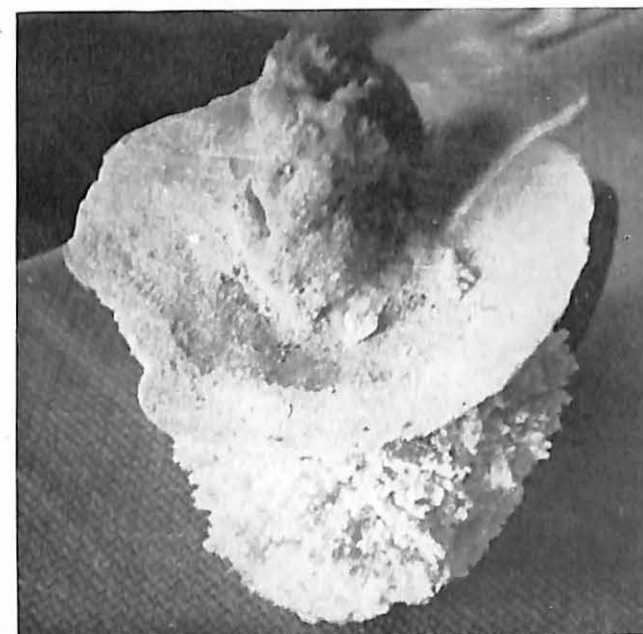


FIG. 3



FIG. 4

La formation des stalagmites ou piliers à disque, à notre avis, est due à la variation des conditions du concrétionnement : les stalagmites, ou piliers, sont construites normalement de calcite sur un soubassement sans eau ; les disques sont formés après une inondation du soubassement par de l'eau très incrustante, qui porte sur sa surface de la calcite flottante.

Le creusement des dépressions des disques est dû à l'eau, qui suinte sur la surface des stalagmites ; elles sont symétriques quand les disques ne sont pas perforés, et dissymétriques en cas contraire. Enfin, les cristaux au-dessous des disques doivent leur formation à l'évaporation de l'eau qui remplissait la cuvette du soubassement des stalagmites.

### 3) DISQUE A DEUX FACES (fig. 4)

C'est un disque d'un diamètre de 40 cm, qu'on a observé dans la caverne de Katafyngui, près de St-Demètre, à Sélinitsa de Mani, au Sud du Péloponèse.

Ce disque se trouve à 700 m de l'entrée de la caverne et est fixé à 2 m 5 environ au-dessus du plancher, sur le mur. Les faces du disque sont parallèles, avec une inclinaison de 30° environ. Elles portent de petites et fines stalactites anormales. Le mode de construction de ce disque est problématique.

### 4) BOULES DE CALCITE A TERRA ROSSA

Ce sont des boules de calcite pareilles à celles que M. WARWICK a observées en Angleterre, dans des galeries de mines, mais avec la particularité que ces boules ne sont pas vides ; dans leurs cavités il y a de la terra rossa.

Les boules de calcite à terra rossa se trouvent dans la caverne Hélinospilo, de Crète.

Leur formation, à notre avis, est due à la chute des boules d'argile du plafond dans l'eau des petits bassins de retenue d'eau, qui est très incrustante et avec calcite flottante. Le  $\text{CaCO}_3$  que contient cette eau se dépose autour de l'argile ou quelquefois même autour de son accompagnement de boule d'air.

### 5) CALCITE SABLEUSE

C'est un amas de cristaux de calcite, sans aucune cohésion, que l'on a observé dans la caverne de Katafyngui de Dyros, à Mani, au Sud du Péloponèse.

Ces cristaux se déposent sur une bosse du fond d'un petit bassin de retenue couvert par une mince pellicule d'eau. Ses dimensions sont de 0,03 à 1 mm. L'eau du bassin n'a pas de calcite flottante.

La formation de la calcite sableuse est due aux gouttes d'eau qui tombent du plafond et laissent le  $\text{CaCO}_3$  qu'elles contiennent, après un trajet aérien et une agitation continuelle du film d'eau sur le plancher où elles arrivent.

### Discussion

Mlle CATHALA indique qu'il existe des disques de calcite à la grotte de Cabrerets en France. Les positions de ces disques sont variées, verticales, obliques, accolées ou libres.

M. GÈZE signale qu'on trouve des disques dans de nombreuses autres cavernes françaises. Il en est un, de très grande taille, dans une salle latérale de l'Aven d'Orgnac, par exemple. Quant aux stalagmites et piliers à disque (ou mieux « à collerette »), ils semblent se produire assez normalement dans les gours. La collerette est alors exactement au niveau du rebord du gour et sa genèse paraît identique à celle de ce dernier.

M. BOUSQUET fait remarquer qu'il connaît dans le Gard (commune de Courry) une grotte qui possède du sable de calcite. Ce sable de calcite se trouve dans un bassin fermé, son épaisseur varie de 10 à 30 cm, les cristaux ont des dimensions variant de 0,3 mm à 1,5 mm.

Jean PETROCHILLOS

## Sur les facteurs de la variation de l'importance des concrétions et de leurs formes dans les grottes <sup>(1)</sup>

### Résumé

Après la constatation que les dépôts et les formes des concrétions montrent quelques particularités, qui ne sont pas en rapport seulement avec la constitution de l'eau et de l'air environnant, la pression atmosphérique et la température de l'eau et de l'air, il faut supposer qu'outre ces facteurs mentionnés du concrétionnement il y en a d'autres.

Ce sont, d'une part, la vitesse de l'échappement du  $\text{CO}_2$  instable de l'eau pour que l'eau dépose du  $\text{CaCO}_3$ , et, d'autre part, l'agitation et l'épaisseur de la couche d'eau, qui sont en relation avec la première.

A cet égard, est exposé le principe d'une théorie d'après une formule statique, qui se transforme en dynamique avec tous les facteurs mentionnés.

Pour expliquer, jusqu'à présent, la grande variété de l'importance des dépôts des concrétions et celle de leurs formes dans les grottes, on observe, d'une part, la constitution de l'eau au point de vue physique et chimique et, d'autre part, les conditions du milieu.

C'est à ce sujet que M. F. TROMBE a fait un aperçu excellent des théories, tant dans un article aux *Annales de Spéléologie*, t. VI, fasc. 1, janv. 1951, que dans son « Traité de Spéléologie ». Mais cette étude, à notre avis, bien qu'elle soit assez détaillée pour les conditions de la naissance de la matière concrétionnelle, est un peu limitée pour le mode de sa construction.

Le but de cette communication est d'exposer quelques opinions à l'égard de cette question, d'après des observations faites dans quelques grottes en Grèce.

Les observations sont les suivantes :

a) Dans la caverne qui fournit de l'eau à la ville d'Amphissa, de Roumélie, l'eau sort des fissures de calcaire crétacé et elle est conduite, par un canal en béton construit dans la caverne, sur un trajet de 60 m environ, de l'émergence à la citerne de la ville.

Dans le canal, il n'y a de concrétions que sur les sections du lit où la vitesse du courant est plus grande, et l'eau coule en tourbillons et en lames minces, suivant la pente plus accentuée du canal. L'importance de la masse des concrétions est en relation avec la distance de la bouche de l'émergence. Les conditions qui dominent, à l'amont et à l'aval, sont les mêmes, excepté l'allure du courant d'eau.

(1) Communication présentée le 11 septembre 1953.

Enfin, il y a des concrétions près de la bouche de l'émergence, sur des pierres tombées dans le canal et non couvertes par l'eau, mais seulement atteintes par des gouttes.

b) Dans la caverne de Katafyngui de Dyros, à Mani, au Sud de Péloponèse, dans un bassin de retenue d'eau, dans lequel l'eau coule par gouttes de petites fissures de la roche du plafond, il y a un sable calcitique homogène sur la surface supérieure d'une aspérité du fond du bassin, dont la surface supérieure est à peine couverte par l'eau.

Il n'y a aucun dépôt sur les autres aspérités du fond, dont la surface est couverte d'une épaisseur d'eau importante; il n'y a pas enfin de la calcite flottante sur la surface de l'eau.

D'après ces observations, on constate que le dépôt et les formes des concrétions montrent quelquefois des caprices tels que nous devons considérer que celles-ci ne sont pas en relation seulement avec la constitution de l'eau et de l'air environnant, de la pression atmosphérique et de la température de l'eau et de l'air, mais d'autres facteurs encore, que nous n'avons pas définis.

C'est, à notre avis, la vitesse de l'échappement du CO<sub>2</sub> instable, pour que l'eau dépose du CaCO<sub>3</sub>, un autre facteur de la variation de l'importance de la masse de concrétions et de leurs formes, que nous devons étudier avec les autres facteurs déjà utilisés. En effet, si l'eau de l'émergence de la caverne d'Amphissa avait le laps de temps nécessaire pour se libérer de la quantité du CO<sub>2</sub> instable, évidemment, elle pourrait déposer des concrétions même à l'amont des sections où les concrétions abondent déjà, bien que les autres conditions soient les mêmes, sauf l'allure du courant d'eau. De même, si les gouttes de la caverne de Katafyngui, de Dyros, avaient le laps de temps nécessaire pour se libérer du CO<sub>2</sub> instable, quand elles étaient encore sur le plafond, elles pourraient former des stalactites communes au lieu de déposer de la calcite sableuse.

Ce facteur, bien entendu, dépend des autres facteurs déjà utilisés; mais il dépend aussi de l'agitation et de l'épaisseur de la couche d'eau, ainsi que de la vitesse du courant d'eau, c'est-à-dire de l'allure du courant d'eau.

Voyons la théorie :

Quand l'eau a une dureté qui est due au CaCO<sub>3</sub> (plus de 0,16 %) et au CO<sub>2</sub> et pH mesuré égal au pH d'équilibre, le dépôt de CaCO<sub>3</sub> peut se formuler, d'après nos connaissances, statiquement ainsi :

$$D = R^1 \frac{E}{S} \quad (1)$$

où D = poids de la masse concrétionnelle, qui est déposée sur une surface S, E = CO<sub>2</sub> dégagé et R<sup>1</sup> = coefficient constant, qui représente la quantité de CaCO<sub>3</sub> déposé lorsqu'une quantité-unité de CO<sub>2</sub> est dégagée de l'eau incrustante.

Dans ce cas, E est en relation avec la quantité Q d'eau qui existe sur la surface S, et de sa teneur c<sup>1</sup> en CO<sub>2</sub> instable (c'est-à-dire celle des bicarbonates et celle de l'équilibre), ainsi que des facteurs pression du CO<sub>2</sub> dans l'atmosphère et pression du CO<sub>2</sub> d'équilibre dans l'eau. Donc :

$$E = R^2 \frac{Q c^1}{100} \quad (2)$$

R<sup>2</sup> étant un coefficient qui est en rapport avec les pressions du CO<sub>2</sub> dans l'air et dans l'eau considérée.

Mais, quand l'eau est courante, Q n'est plus constant et dépend de la vitesse du courant d'eau. Alors la formule (2) se transforme en la suivante :

$$E = R^2 \frac{Q c^1}{100 S T} \quad (3)$$

T étant le temps considéré.

La masse D maintenant n'étant plus fixe, mais en relation avec le temps, sera alors :

$$\Delta D = R^1 R^2 \frac{Q c^1}{100 S^2 T} \quad (4)$$

et elle sera plus abondante quand l'eau coule en lames minces et en tourbillons parce que, d'après les observations que nous venons d'exposer, E est plus grand à ce moment-là.

Comme :

$$E = R^2 \frac{Q c^1 Ag}{100 S T Ep} \quad (5)$$

où Ag = facteur Agitation et Ep = facteur Epaisseur de la couche d'eau, ainsi la formule (4) peut s'écrire :

$$\Delta D = R^1 R^2 \frac{Q c^1 Ag}{100 S^2 T Ep} \quad (6)$$

Mais l'eau incrustante n'est pas toujours en état d'équilibre avec le CO<sub>2</sub>, et le CaCO<sub>3</sub> qu'elle contient; souvent elle présente un pH inférieur au pH d'équilibre, ou un pH supérieur au pH d'équilibre.

Si le pH de l'eau est < pH d'équilibre, pour qu'un dépôt de concrétions soit réalisé, il faut que :

$$E > \frac{Q c^2}{100 S T} \quad (7)$$

où c<sup>2</sup> = teneur de l'eau en CO<sub>2</sub> agressif (c'est-à-dire CO<sub>2</sub> en état libre).

L'importance du dépôt sera notable tant que E sera beaucoup plus grand que  $\frac{Q c^2}{100 S T}$ .

Cette condition est accomplie quelquefois plus ou moins loin de la bouche de l'émergence. C'est le cas de la caverne d'Amphissa et de Katafyngui, de Dyros.

Evidemment, la distance de la bouche de l'émergence jusqu'au segment du courant où les conditions ci-dessus sont réalisées dépend du temps nécessaire pour que le  $\frac{Q (c^1 - c^2)}{100 S T}$  du CO<sub>2</sub> soit dégagé, et elle est en relation avec la vitesse du courant d'eau.

Dans le cas de stalactites, ce temps a une influence sur leur longueur; dans le cas de stalagmites, il a une influence sur leur étalement.

Peut-on dire que ce facteur aurait aussi une influence sur la structure de la masse des concrétions, c'est-à-dire sur l'épaisseur des couches et sur leurs formes, si elles sont régulières, cohérentes, etc.? C'est possible. Mais l'étude détaillée de cette influence, comme celle de l'agitation et de l'épaisseur de l'eau sur les formes et la structure des concrétions, a besoin de plusieurs observations.

Par les opinions que nous venons d'exposer, nous ne voulions que montrer l'importance de la question.

### Discussion

M. TROMBE, d'accord avec M. PETROCHILLOS, souligne l'importance du facteur échange de gaz carbonique entre l'air et l'eau dans les cavités souterraines.

M. PETROCHILLOS redit que pour discuter cette question, il faudra faire encore de nombreuses observations et qu'il a surtout cherché à exposer des sujets d'études.



Philippe RENAULT

## Dépôts vermiculés d'argile de décalcification <sup>(1)</sup>

### Résumé

Placage de filaments argileux vermiculés sur parois de roche massive, au Grand Aven de Canjuers (Var). Genèse de cette forme, liée aux variations de porosité et à la microfissuration de la roche.

Gisement de ces vermiculures en galeries horizontales creusées en roche massive, s'opposant aux puits verticaux en roche fissurée d'où les vermiculures sont absentes. Différences dans le mécanisme des percolations impliquées par cette opposition.

Systématique des vermiculures observables sur parois de cavernes.

Au cours des campagnes 1950-1953 de l'Electricité de France dans la vallée du Verdon nous avons noté, dans le grand aven de Canjuers (commune d'Aiguines, Var) (2), un type de dépôt argileux vermiculaire sur paroi, rarement signalé jusqu'à présent.

### I. — DESCRIPTION

Dans la galerie de la Rotonde (cf. plan MARTEL, 1905), à 90 m de profondeur, s'observent, adhérant aux parois et à la voûte, des filaments argileux vermiculés dendriformes, anastomosés entre eux, de 1 à 4 mm de large (voir photo). Parois et voûtes sont constituées de calcaire portlandien blanc massif, localement recouvert de plaques stalagmitiques peu épaisses, provenant d'un ancien remplissage concrétionnaire postérieurement recréusé. La galerie est humide, garnie de quelques stalactites et surtout de stalagmites rougeâtres (3). Les rubans argileux, humides, semblent actuellement « vivants ». Ces vermiculations argileuses ont été retrouvées, en 1953, à — 250 m, dans les mêmes conditions de gisement.

Jusqu'à présent, les « vermiculations argileuses » ont été mentionnées une seule fois, en deux lignes, par JEANNEL et RACOVITZA (4), à la Pesterea mare de la Soronista (Roumanie). Mais, d'après la figuration donnée (5), les vermiculations

(1) Communication présentée à la Section I, le 11 septembre 1953.

(2) Exploré jusqu'à — 100 m par E. A. MARTEL, puis à — 250 m. par J. SERRES et KAMENETSKY en 1946-48 et à — 290 m par A. PASTOR (Electricité de France) en 1952. Voir: E. A. MARTEL, Etude... sur Fontaine-l'Evêque, *Ann. Hydraul. Agricole*, n° 33, 1905; J. N., *Ann. Spéleo.*, t. VI, f. 4, et P. RENAULT, *C.R. Ac. Sc.*, t. CCXXXV, 1952, p. 1519-20 et 1672-3.

(3) MARTEL avait vu ces vermiculations qu'il mentionne sans commentaire: « dans la voûte de la rotonde il y a de minces rubans d'argile ».

(4) 7<sup>e</sup> *Enum. de grottes visitées (Biospeleologica*, n° 54), 1929, p. 431.

(5) Figure sans échelle.



Vermiculations argileuses à la voûte de la galerie des gours secs, au fond du puits Martel, dans le Grand Aven de Canjuers (Var). Un stylo (au milieu vers la gauche) donne l'échelle. Les lignes noires épaisses correspondent à des fissures de la roche. Les zones grises (à gauche et en bas vers la droite) sont des placages de calcite.

(Cliché F. ISNARD).

roumaines seraient beaucoup plus simples, se limitant à des éléments isolés, en forme d'U ou d'Y, de 25 mm de long, si la largeur des rubans est identique dans les deux cas.

## II. — GENÈSE

L'interprétation de ces formes s'avère délicate. Deux explications peuvent être proposées :

a) JEANNEL et RACOVITZA attribuent ces vermiculures « aux suintements de l'eau sur les parois unies ». Cette interprétation peut se soutenir à propos de noyaux vermiculaires isolés sur parois inclinées ou verticales. Elle est plus délicate à appliquer aux vermiculations de Canjuers, situées aussi bien sur les voûtes horizontales, où les gouttes d'eau ont tendance à grossir sur place et à tomber verticalement, que sur les parois verticales, où certains alignements demeurent horizontaux sur plusieurs décimètres.

b) Ou bien, si l'on envisage l'anisotropie de solubilité des calcaires (micro-diaclases, variations de porosité, etc.), entraînant une variation dans le volume des résidus de décalcification éliminés, l'organisation en bandes correspondrait aux lignes de précipitation maxima de l'argile résiduelle, le plus souvent au débouché d'une microfissure. Un certain parallélisme dans les directions est visible sur la photo, rappelant le schéma théorique d'un réseau de diaclases. Par ailleurs, si l'on écrase le dépôt argileux avec le doigt, l'argile s'étale, et très souvent la fissure d'origine se révèle sous-jacente (6).

## III. — CONDITIONS DE GISEMENT

Les galeries à vermiculures ont été creusées en *roche massive* par un écoulement en conduite forcée, alors que les autres secteurs du gouffre se développent dans une zone très fissurée, où les éboulements ont guidé le creusement et où prédominent les marques de corrosion (cupules, joints évidés, etc.). Les vermiculations argileuses, absentes, sont alors remplacées par des coulées stalagmitiques.

De plus, les zones à vermiculations se situent dans les parties du gouffre présentant d'importants *développements horizontaux*. Le réseau horizontal de — 90 m a été déterminé par une strate résistante, le réseau de — 250 m. par un changement d'étage géologique marqué par la présence de niveaux marneux centimétriques interstratifiés dans le calcaire massif. Les grands puits se localisent dans la zone fissurée.

Ce caractère des vermiculures localisées à l'intérieur de galeries horizontales, développées en roche massive, s'opposant aux grands puits développés en zone fissurée, conduit, en s'appuyant sur la présence ou l'absence de vermiculures, à distinguer deux modes de circulation aquifère dans la masse rocheuse avoisinant la galerie.

(6) Mentionnons une note de R. DE JOLY (Ruissellement et percolations, *Congrès d'Erfoud (Maroc), Comité d'Etude des Eaux Souterraines*, 1934, p. 54-61) où il est fait mention de « zones polygonées (lorsque la paroi est terreuse) » visibles « dans la grotte de Postumia (Carso), Italie », attribuées à la corrosion des eaux de condensation. Ces « zones polygonées » doivent correspondre aux vermiculures argileuses (Nous avons choisi ce dernier terme employé antérieurement (1929) par JEANNEL et RACOVITZA). La genèse envisagée par DE JOLY suppose un calcaire très argileux, marneux, soumis à une érosion génératrice de cupules, l'excès d'argile se groupant en filaments correspondant aux crêtes aiguës séparant les cupules. Le Portlandien sublithographique du Grand Aven de Canjuers étant très peu argileux, nous ne retiendrons pas cette interprétation, peut-être valable néanmoins pour Postumia.

Dans la zone très fissurée des grands puits, les fissures sont multiples et relativement ouvertes. L'eau qui en débouche concrétionne. Dans la roche massive, encadrant les galeries horizontales, l'eau circule très lentement, mais débouche non saturée en bicarbonate, et le concrétionnement est remplacé par un dépôt argileux.

Cette opposition de mécanisme apparaît encore assez mystérieuse, et son étude doit être poursuivie en englobant d'autres phénomènes déjà connus ou signalés, telles ces exsudations d'eau de carrière à partir d'un calcaire sublitographique homogène, signalées par R. DE JOLY dans une grotte du Chassezac (Ardèche) (7), ou bien les stylolithes, très développés dans les divers niveaux recoupés par le grand aven de Canjuers (8).

IV. — SYSTÉMATIQUE DES DIVERS TYPES DE VERMICULURES

Essayons d'inclure les vermiculations argileuses dans une systématique des diverses vermiculures déjà signalées, le terme vermiculation ou vermiculures s'appliquant aux formes ou dépôts linéaires ondulés, souvent anastomosés, visibles à la surface d'un affleurement calcaire. Il s'agit là d'un ensemble d'éléments, de caractéristiques et de genèse très variées, dont la classification proposée ici est toute provisoire.

En dehors des stylolithes déjà mentionnés, notons :

a) Les *vermiculations alvéolaires*, ou vermiculures tracées par les crêtes séparant les cupules ou alvéoles qui garnissent les parois de certaines galeries ou de certains puits. Le terme est employé par J. BOURCART (9), dans une note fondamentale pour l'étude des alvéolisations. La corrosion alvéolaire, ou cupulation, est généralement attribuée aux eaux de condensation ou à l'exsudation d'eau de carrière. La disposition des alvéoles et des crêtes semble liée à la structure de la roche.

b) Les *vermiculures de corrosion des galets calcaires sahariens*, qui se dessinent suivant la ligne de plus grande pente du caillou. Anastomoses et ondulations s'expliquent par des phénomènes de tension superficielle, analogues à ceux qui règlent le parcours d'une goutte d'eau sur une vitre. D'après A. CAILLEUX (10), l'origine de ces gouttelettes serait à chercher dans la rosée. A notre connaissance, aucune forme analogue n'a été signalée sous terre.

c) Nous avons observé, dans le même aven de Canjuers, des *vermiculures de calcite*, analogues en dimension aux vermiculures argileuses, mais d'extension beaucoup plus réduite. Situées dans un puits très humide, elles se sont déposées sur une paroi verticale burinée de cupules. Il s'agit de microcoulées stalagmitiques attribuables à un ruissellement très faible. Leur forme est à retenir, ce dépôt, dont la genèse n'est pas douteuse, conservant la marque des tensions superficielles qui règlent le ruissellement des gouttes isolées.

d) Les *dendrites de manganèse*, visibles sur les parois des fissures ouvertes, ou auréolant les fissures fermées, se classent également parmi les vermiculations naturelles. A notre connaissance, la genèse des dendrites n'a pas été étudiée systématiquement.

(7) *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, t. III, 1930, n° 3, p. 299-302.  
(8) P. B. STOCKDALE, The stratigraphic significance of solutions in rocks. *Journ. of Geol.* (Chicago), t. XXXIV, 1926, p. 399-414 ; R. R. SCHROCK, Sequence in layered rocks, New-York (Mc Grave Hill), 1948.  
(9) Le problème des taffonis, *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, t. III, 1930, n° 1, p. 5-15.  
(10) A. CAILLEUX, Les actions éoliennes périglaciaires en Europe, *Mém. Soc. Géol. France* (n.s.), t. XXI, 1942, n° 1-2, p. 48 ; A. CAILLEUX, Cailloux vermiculés, *Notes Africaines*, Dakar, 1949, n° 44, octobre, 2 p.

matiquement. Parfois, le manganèse forme un enduit continu, couvrant toutes les parois d'une galerie [grotte de Lombrive (Ariège), dans la galerie des lacs] (11).

Nous grouperons toutes ces variétés dans un tableau synthétique (12) :

FAMILLES	FORMES DE CREUSEMENT	FORMES DE DÉPÔT
I <i>Vermiculures de ruissellement</i>	a) Vermiculations de corrosion des galets sahariens.	b) Vermiculations de calcite.
II <i>Vermiculures structurales</i>	a) Stylolithes. b) Vermiculations alvéolaires.	c) Dendrites de manganèse. d) Vermiculations argileuses.

Le caractère commun à toutes ces formes étant une alimentation aquifère réduite ou lente, soumettant la vermiculation aux tensions superficielles dans la première famille, à la structure dans la deuxième.

V. — CONCLUSION

Au terme de cette note préliminaire, où nous avons surtout cherché à préciser un problème, nous avouons notre ignorance du mécanisme physico-chimique propre aux vermiculations argileuses. Il est nécessaire de poursuivre les observations au grand aven de Canjuers, et en d'autres sites, puis il faudra recourir à l'expérimentation.

Par ailleurs, il s'agit d'une forme mineure, qui n'attire pas spécialement l'attention. C'est pourquoi nous tenions à la signaler, pour amener les explorateurs à repérer de nouveaux gisements. Il est probable que les vermiculations se forment dans beaucoup de grottes, mais que les ruissellements parasites les effacent partiellement ou totalement. Malgré tout, une fois prévenu, l'observateur ne peut manquer de les voir, même partiellement détruites.

(11) Sur les dépôts de manganèse, voir : A. LACROIX, Minéralogie de la France et de ses colonies, Paris, Béranger, t. III, f. 1, 1901 ; Manganite, p. 359, t. IV, f. 1, 1910, Psiloméiane, p. 17.  
(12) Nous ne mentionnons pas dans ce tableau les vermiculures visibles dans les cavités proches de la surface du sol et dues à la corrosion des racines pénétrant dans la caverne.

### Discussion

M. GORTANI : Des vermiculations tout à fait semblables ont été observées par nous, aussi bien dans les galeries actives du système souterrain de Postumia que dans des grottes actives de l'Apennin Central, dans la région de Fabriano (Marche). Les dépôts vermiculés sont placés sur des parois lisses, sujettes à l'action des eaux de ruissellement. Il s'agit de dépôts actuels, qu'on peut effacer très facilement avec les doigts, et sous lesquels on n'observe pas de cassures. D'après nos observations, on ne peut les classer parmi les dépôts de décalcification, mais plutôt parmi les dépôts rythmiques dont l'explication est encore inconnue. Il s'agit donc d'un problème qui reste à étudier.

M. RENAULT répond à ces observations : Le rôle des crues pourrait être envisagé pour les vermiculations de — 250 m, mais pas pour celles qui sont situées à — 90 m dans une galerie suspendue au-dessus de l'écoulement venu de la surface du plan de Canjuers. Il y a eu récemment (1910 ?) un engloutissement brutal d'eau dans le Grand Aven à la suite du débouffage d'un bouchon de neige formé à l'entrée de l'aven et ayant déterminé un lac sur le fond du Plan. Il y a tout lieu de croire que cette crue n'a pas atteint la galerie des vermiculations. *Dans le cas des vermiculations étudiées par nous au Grand Aven de Canjuers*, le rôle des crues est à exclure. Le rôle du ruissellement est éliminé de même par la présence de vermiculations à la voûte (cf. texte).

Par ailleurs, nous considérons ces vermiculations comme actuellement vivantes, ce qui empêche de les envisager comme témoins d'une ancienne circulation dans le Grand Aven.

M. BONNET : En ce qui concerne la liaison des vermiculations avec le fonctionnement hydrologique des cavités (activité ou état fossile), il faut tenir compte de la longue survie des formes dans l'argile (conservation des traces préhistoriques).

M. GÈZE signale la présence de vermiculations, qui paraissent très analogues à celles décrites par M. RENAULT, dans la voûte et les parois de la salle principale, depuis fort longtemps abandonnée par les eaux, de la Grotte de Rochefort (groupe des Grottes de Saulges, Mayenne).



