

May 1992

Theoretical and Applied Karstology, Volume 5, 1992

Dan Dancău

Follow this and additional works at: https://digitalcommons.usf.edu/kip_articles

Recommended Citation

Dancău, Dan, "Theoretical and Applied Karstology, Volume 5, 1992" (1992). *KIP Articles*. 5341.
https://digitalcommons.usf.edu/kip_articles/5341

This Article is brought to you for free and open access by the KIP Research Publications at Digital Commons @ University of South Florida. It has been accepted for inclusion in KIP Articles by an authorized administrator of Digital Commons @ University of South Florida. For more information, please contact digitalcommons@usf.edu.

THEORETICAL AND APPLIED KARSTOLOGY

ACADEMIA ROMÂNĂ

INSTITUTUL DE SPEOLOGIE
„EMIL RACOVIȚĂ”

VOL. 5 / 1992



THEORETICAL AND APPLIED
KARSTOLOGY

Volume 5

■

BOGDAN ONAC

INST. SPEOL. E. RACOVITĂ
r. CLINICILOR 5, TEL. 115954
3400 CLUJ-ROMÂNIA

THEORETICAL AND APPLIED KARSTOLOGY

vol. 5/1992

EDITORIAL BOARD:

EDITOR: Dan DANCĂU
CO-EDITOR: Ioan POVARĂ

MEMBERS: Adrian IURKIEWICZ
Viorel HOROI
Horia MITROFAN
Emil SILVESTRU

EDITORIAL SECRETARY: Silviu CONSTANTIN

ADVISORS BOARD:

Nicolae ANASTASIU (*professor of Geology, Bucharest University, Romania*), Marcian BLEAHU (*professor of Geology, Ecological University, Bucharest, Romania*), Gabriel DIACONU (*geologist, head of the "Geospeleology" Section, "Emil Racovita" Speleological Institute, Bucharest, Romania*), Claude DROGUE (*professor of Hydrogeology, University of Montpellier, France*), Emilian GAȘPAR (*senior scientist, Institute for Physics and Nuclear Engineering, Bucharest, Romania*), Cristian GORAN (*geographer, head of the "Regional Karstology and Karst Cadastre" Section, "Emil Racovita" Speleological Institute, Bucharest, Romania*), Richard MAIRE (*senior scientist, University of Bordeaux III, France*), Iancu ORAȘEANU (*geologist, head of the Department of Hydrogeology, "Prospectiuni" S. A. Company, Bucharest, Romania*), Grigore POSEA (*professor of Geomorphology, Bucharest University, Romania*), Gheorghe RACOVÎȚĂ (*senior scientist, "Emil Racovita" Speleological Institute, Cluj-Napoca branch, Romania*), Costin RĂDULESCU (*senior scientist, director of the "Emil Racovita" Speleological Institute*), Florian ZAMFIRESCU (*professor of Hydrogeology, Bucharest University, Romania*).

Orders from abroad for issue or subscription should be sent to: ORION SRL, Splaiul Independenței 202 A, București 6, Romania. PO BOX 74—19 București, Tx 11939 CBTxR. Fax (40) 1 3122425

THEORETICAL AND APPLIED KARSTOLOGY is an annual bulletin of karst science edited by the Speleological Institute "Emil Racovită" and published by the Romanian Academy's publishing House. The bulletin is concerned with the publication of original scientific papers which cover the whole spectrum of karstological research viz: *karst geology and mineralogy, karst geochemistry, karst geomorphology, karst hydrology and hydrogeology, speleochronology, climate and subterranean environment, speleo-paleontology, environmental problems in karst a.s.o.* The Editors welcome the submission of contributions in these fields from all over the world.

The first 4 volumes were published as a series by the Speleological Institute "Emil Racovită" and are available by the Editorial Board. For the foreign readers the T.A.K. volumes may be obtained by exchange with specialised publications of similar interest. All the correspondence concerning the exchange proposals or the submission of contributions should be addressed to:

T.A.K. EDITORIAL BOARD
INSTITUTUL DE SPEOLOGIE "EMIL RACOVÎȚĂ"
str. Frumoasă 11, R-78114 BUCUREȘTI 12
ROMÂNIA
tel. (401) 650.34.65

EDITURA ACADEMIEI
Calea Victoriei 125 R—79717 București, România, tel. 650.76.80.

ACADEMIA ROMÂNĂ
INSTITUTUL DE SPEOLOGIE "EMIL RACOVITĂ"

THEORETICAL
AND
APPLIED
KARSTOLOGY

Volume 5/1992

EDITURA ACADEMIEI ROMÂNE
București

ISSN 1012—9308

Cover photographs: Front: Şura Mare Cave (Sebeş Mountains, Southern Carpathians, Romania) (*Ioan Povară*).

Back: Vertical lapiaz in the alpine karst of Iorgovanu Mountain (Retezat Mts., Southern Carpathians, Romania) (*Cristian Lascu*).

THEORETICAL AND APPLIED KARSTOLOGY

Vol. 5/1992

CONTENTS/SOMMAIRE

EDITORIAL

- Marcian BLEAHU — Un siècle depuis la parution de l'acte de naissance de la karstologie, „Das Karstphänomen” de Jovan Cvijic 7

ARTICLES

- Cristian GORAN — La configuration et le développement spatial des cavités et des réseaux karstiques. Première partie. La géométrie des cavités et des réseaux karstiques. Note 1-ère. Les espaces excavés — la morphographie et la morphométrie des formes élémentaires 13
- Traian CONSTANTINESCU — Évolution du réseau hydrographique du Couloir de Dîmbovicioara (Carpates Meridionales, Roumanie). Note 3 67
- Silviu CONSTANTIN — Data concerning the intra-Aptian karstogenetic phase and the associated paleokarst deposits in the southern Banat area (Locvei Mountains, Romania) 83
- Claude DROGUE, Anne Marie DELAUNAY — Effets piezométriques des pompages séquentiels sur une source karstique: passage d'un écoulement à charge pseudo-constante à un écoulement à charge variable 93
- Alexandru GHEORGHE, Aurel ROTARU — Évaluation des aquifères karstiques conformément à l'analyse de l'hydrogramme des débits de la rivière, avec application sur les bassins de Motru et de Tismana (Roumanie) 101
- Gabriel DIACONU, Ioan POVARĂ — Drainages souterraines karstiques dans la zone de la Vallée de Balea (Monts Vîlcan, Roumanie) 109
- Veselin DRAGIŠIĆ, Zoran STEVANOVIĆ, Budimir FILIPOVIĆ — The occurrences of deep siphonal circulation of karst aquifer of the Miroč Mountain (NE Serbia, Yugoslavia) 115
- Zoran STEVANOVIĆ, Veselin DRAGIŠIĆ, Budimir FILIPOVIĆ — Artificial regulations of karst aquifer for water supply of the town Bor (Eastern Serbia, Yugoslavia) 121
- Ioan POVARĂ — New data on the Hercule thermal aquifer, obtained by temperature measurements (Băile Herculane, Romania) 127
- Horia MITROFAN, Ioan POVARĂ — Delineation of a thermal water carrying karstic conduit by means of thermometric measurements in the Baile Herculane area (Romania) 139
- Budimir FILIPOVIĆ, Miloško LAZIĆ, Bosko JEYTOVIĆ — The hydrogeological characteristics of Lukovska Banja Spa (Yugoslavia) 145
- Gabriel DIACONU — La relation „hypsométrie — microclimat — colmatage concrétionnaire” dans l'endokarst de la zone Cloşani (Département Gorj— Roumanie) . . 155

Bogdan P. ONAC, Gheorghe RACOVÎȚĂ — Recherches climatologiques dans la Peș- tera Vîntului (Monts Padurea Craiului, Roumanie)	167
• Bogdan P. ONAC — Mineralogy of the Apuseni mountains caves	193
Costin RĂDULESCU, Petre Mihai SAMSON — Small mammals of the penultimate gla- cial cycle (Saale/Riss) discovered in two caves from northwestern Oltenia, (Romania)	203

NOTES

• Iosif VIEHMANN — Experimental methods in studying the cave rafts	213
--	-----

IN MEMORIAM

Vasile SENCU	217
Radu CĂDERE	219

UN SIÈCLE DEPUIS LA PARUTION DE L'ACTE DE NAISSANCE DE LA KARSTOLOGIE, „DAS KARSTPHÄNOMEN" DE JOVAN CVIJIC

Marcelian BLEAHU

Il y a peu de disciplines scientifiques dont on peut indiquer avec précision un fondateur. En général la science est le cumul des générations de chercheurs, parfois même anonymes pour la postérité, qui ajoutent une branche, un rameau, une feuille, au tronc qui se développe au fur et à mesure que la discipline s'avère utile. Je ne me rapporte pas aux grands inventeurs qui ouvrent une voie dans un domaine inconnu jusqu'alors, comme Einstein avec la relativité, Fleming avec les antibiotiques et Wiener avec la cybernétique ou, je pense plutôt aux disciplines scientifiques dans lesquelles, durant le temps, des faits se sont accumulés, des idées ont été émises mais sans avoir la cohérence et la structure d'un édifice unitaire jusqu'à l'apparition d'un grand penseur qui, mettant de l'ordre dans tout l'amas des données et des théories réussit à dégager l'essentiel et construire un ensemble rigoureux qui aboutit à des lois. L'exemple le plus spectaculaire d'une telle démarche est Darwin avec la théorie de l'évolution, mais on peut ajouter aussi Mendelejev pour la chimie ou Emile Racovitza pour la biospéléologie, tandis que pour la physique atomique, pour la génétique ou l'écologie on ne peut pas indiquer un seul „père" mais un ensemble de très grands noms qui ont contribué à développer une branche de leur science.

Dans le domaine des géosciences il y a peu de cas dans lesquels on pourrait trouver le fondateur d'une discipline. Peut-être F. W. Clarke pour la géochimie, Wegener pour la dérive des continents ou Dokuceaev pour la pédologie. Et, sans aucun doute, **Jovan Cvijic** pour la karstologie, discipline qui, dès lors, peut être considérée comme une branche autonome de la géographie physique (géomorphologie) mais, en même temps, de la géologie dynamique et de l'hydrologie.

Jovan Cvijic (1865—1927), né en Serbie Occidentale, a eu dès son enfance l'occasion de se familiariser au paysage si étrange, si particulier, voire mystérieux, du karst qui formait l'horizon local de la région natale. Se dédiant à la géographie physique, il étudia d'abord à l'Université de Belgrade, ensuite à Vienne où il eu comme maître le grand glaciologue et géomorphologue A. Penk et le non moins célèbre tectonicien Ed. Suess. De retour dans son pays natal il commença des études approfondies sur le relief karstique de toute la Péninsule Balkanique et, après de nombreux travaux de détail, il fit paraître magistrale synthèse, publiée en 1893 à Vienne, en

langue allemande, sous le titre très modeste „Das Karstphänomen” (Le phénomène karstique), mais avec un sous-titre plus ambitieux et qui est plus proche du contenu de l'ouvrage: „Essai d'une monographie morphologique”. Malgré le fait que l'auteur n'avait que 28 ans au moment de la parution de son étude, c'est une oeuvre parfaitement accomplie et qu'on peut considérer comme l'acte de naissance d'une nouvelle discipline, la karstologie, car il s'avère, maintenant, après un siècle, que toutes les choses importantes sont présentes ici, de la description des formes fondamentales, l'explication de leur genèse jusqu'aux lois qui régissent l'évolution des terrains karstiques.

C'est évident qu'un relief si particulier n'avait pas échappé à la curiosité des prédécesseurs et on peut citer des descriptions sur les formes karstiques depuis l'Antiquité (Skylax, Herodot, Strabon) à travers le Moyen Age (Hrabanus Maurus ou Albertus Magnus) et la Renaissance (Valvasor, Sebastian Münster) jusqu'aux temps modernes, les XVII – XIX-ème siècles marquant les moments culminants de l'époque pré-Cvijic. Ainsi, J. J. Scheuzer, en 1746, est le premier à décrire les lapiés et De Saussure, en 1779, le premier à décrire les lapiés et De Saussure, en 1779, le premier à leur donner une interprétation génétique, en les attribuant à l'érosion torrentielle tandis que Zierkel, en 1829, à juste titre, à la dissolution. Une première synthèse à ce sujet a été tentée par A. Heim en 1878.

Les dolines, la forme peut-être la plus caractéristique du karst, a fait son entrée dans la littérature scientifique en 1605 grâce à Felix Faber d'Ulm, dans une note suivie par une foule de descriptions et d'interprétations plus ou moins fantaisistes mais qui, au fur et à mesure du temps, commencent à se rapprocher de la vérité, en restant tout de même prisonnières de l'idée que les alignements des dolines reflètent un cours d'eau souterrain. Il faut noter aussi un essai de synthèse en 1861, dû cette fois-ci à Ami Boué.

Mais la forme la plus énigmatique du karst et la plus discutée est le poljé, entré depuis le XVI-ème siècle dans la littérature de spécialité, par son côté hydrologique, grâce à Sebastian Münzer en 1544: Ici la fantaisie a joué encore un grand rôle (Kirscher en 1665, Nagel en 1748, Steinberg en 1761) jusqu'à ce que l'effet de la dissolution du calcaire soit reconnu (Haquet en 1789 et Gruber en 1781). Pour les poljés et les vallées aveugles il n'y a aucune tentative de synthèse.

Malgré le fait qu'aux phénomènes karstiques sont liés presque tous les grands noms de la géologie et de la géographie de l'Europe centrale du XIX-ème siècle (Gümbel), Mojsisovici, Zittel, Hauer, Stache, Schmidl, Richthofen, Ratzel, Penk, Heim), qui ont eu un apport substantiel à la connaissance des formes karstiques on a eu peu de tentatives de réaliser une synthèse à part celles de Tietze (1880), Moser (1890) et Supan (1890) mais qui ont une portée surtout régionale sur la région du Karst même. Mais, on avait déjà reconnu des formes semblables (lapiés, dolines, vallées aveugles, poljés) aussi ailleurs, en France, Italie, Angleterre et Amérique du Nord, toutes liées au calcaires et qu'elles sont „karstiques” au même titre que celles du karst. D'ici il n'y avait qu'un pas à faire pour généraliser les idées et le terme de karstique et de donner un statut d'indépendance à ce type de relief. Et ce pas a été franchi par Cvijic.

Dans le „Karstphänomen” l'auteur propose d'abord une méthode de travail par laquelle il essaie, sur des bases morphographiques et morpho-

génétiques d'embrasser et de classer toutes les formes spécifiques aux terrains calcaires. Il sépare les formes de surface, qu'il considère comme primaires, des formes souterraines, qui sont, pour lui, des formes dérivées et il met à la base de tout processus de karstification la dissolution des calcaires par les eaux météoriques et coulantes chargées de dioxyde de carbone.

L'ouvrage est structuré par formes karstiques, dès les plus simples aux plus complexes. Pour les lapiés il passe en revue toutes les apparitions connues à cette date, les décrit furtivement et arrive à quelques conclusions importantes: (1) les lapiés sont liés à des calcaires purs; (2) ils apparaissent sur des pentes assez raides et leur traits caractéristiques s'effacent au fur et à mesure que la pente s'adoucit, se transformant sur les terrains presque horizontaux en trous circulaires (ce qu'on va dénommer ultérieurement *kamenitzas*); (3) si les deux conditions antérieures sont accomplies les lapiés n'apparaissent que si le calcaire est mis à nu, sans végétation, éboulis et argile; (4) les lapiés ne sont liés ni à une certaine latitude ni à une certaine région géographique.

Aux dolines Cvijic accorde un grand espace et il suffit d'énumérer les titres des sous-chapitres pour voir qu'il ne se contente pas seulement de les décrire mais de bien comprendre le mécanisme de leur genèse. D'abord la question des noms et de la définition, ensuite les éléments morphologiques: (1) les rapports normaux entre le diamètre et la profondeur, critère par lequel on peut séparer les dolines en assiette, entonnoir et en puits; (2) les terrains d'entre les dolines, élément en général négligé; (3) les déviations de la forme et des dimensions normales; (4) les pentes internes des dolines; (5) le fond et le remplissage avec de la terre, de la glace etc., occasion pour en discuter la *terra rossa*; (6) les gouffres, entre lesquels il fait quelques distinctions dont les chercheurs ultérieurs ont complètement oublié. Il sépare d'abord les *avens* (nom qu'il propose pour tout ce groupe) avec une ouverture en entonnoir, rarement en puits, qui se termine aveugle ou dans un mince système de galeries; ensuite des puits simples, qui mènent à des grottes, voire des ruisseaux souterrains, de sorte que la lumière du jour pénètre jusqu'au fond, et pour lesquels il propose le terme anglais *light holes* (puits à lumière) et enfin les *schlote* qui commencent par des canaux étroits ou des simples diaclases qui se réunissent pour mener à des grottes et qu'on pourrait dénommer *fourneau*. Des tableaux viennent à l'appui de cette classification; (7) les remplissages des dolines par des éboulis et des matières alluvionnaires; (8) les dolines dans des terrains non consolidés (le lit alluvionnaire des ruisseaux); (9) le rapport entre les dolines et les grottes, occasion pour discuter un peu les grottes mais la conclusion est très ferme: les dolines viennent en contact avec les grottes seulement par des fissures étroites et elles ne reflètent en général pas les cours d'eau souterrains; enfin (10) les orgues géologiques, qui ne sont que des dolines anciennes, avec des remplissages géologiques et qu'on voit souvent sectionnées verticalement dans le décapage des carrières.

Le chapitre le plus intéressant en ce qui concerne les dolines est évidemment celui consacré à leur genèse. Dans un moment où presque tous les auteurs européens défendaient la théorie de la naissance des dolines par l'effondrement des cavernes sousjacentes, Cvijic démontre avec des arguments irréfutables leur nature purement corrosionnelle et on ne peut que recommander de lire et relire les pages de Cvijic pour ne pas s'efforcer

d'enfoncer des portes ouvertes comme on a fait pendant presque un siècle à cet égard. La classification des dolines (y compris les avens et les light holes) avec tous les mécanismes génétiques proposés restent même aujourd'hui parfaitement valables et étonnent par leur modernité.

On s'étonne aussi de la modernité des deux chapitres suivants, consacrés aux ruisseaux et aux vallées du karst, deux chapitres bien différents car dans le karst il n'y a pas une superposition de ces deux phénomènes. En ce qui concerne les ruisseaux, l'auteur sépare (1) les ruisselets qu'on trouve sur les plateaux mais aussi dans les poljés, de faible débit, qui se perdent dans les ponors et qui montrent un trait caractéristique du karst, la désorganisation des réseaux hydrographiques; (2) les ruisseaux pérennes, à grands débits, qui se caractérisent par le manque des confluent et l'abondance des sources. Un trait spécifique est aussi la présence des cascades, dues à des ponors, à des barres de travertin, à des couches imperméables ou à des confluent.

En ce qui concerne les vallées karstiques sont séparées (1) les vallées en cul-de-sac (reculées); (2) les vallées aveugles (fin de vallée); (3) vallées demi-aveugles et (4) vallées sèches sous-divisées à leur tour en sous-types.

Les poljés sont traités aussi largement. D'abord la définition, le nom et les surfaces. En ce qui concerne la définition il est bien de rappeler que pour le fondateur de la karstologie un poljé doit être cantonné entièrement dans des calcaires, avec des pentes raides, bien marquées par rapport au fond plat, allongées parallèlement à la direction des couches, avec un système hydrographique propre, avec des sources et des écoulements souterrains et des inondations périodiques. Donc, rien à avoir avec des terrains nonkarstiques d'aucun côté (ni comme sources pour les ruisseaux, ni comme lit d'écoulement); fait essentiel car il élimine dès le début tant de discussions qu'on a portées sur le sujet pendant des années. A même titre il serait utile de remémorer tous les détails donnés par Cvijic mais l'espace ne nous permet pas de le faire (ainsi que nous sommes obligés de nous restreindre à donner seulement les titres des sous-chapitres. Donc, il s'agit des formes et dimensions, ensuite de l'hydrographie (poljés secs, inondés périodiquement, avec un lac permanent, les ruisseaux, les sources, les ponors et les estavelles, le mécanisme et la durée des inondations) et de la structure géologique. En ce qui concerne la genèse il faut mentionner le rôle de la tectonique attribué par Cvijic, soit à une tectonique active, soit à une tectonique passive. Il sépare ainsi des poljés qui sont tout simplement des synclinaux ou des grabens dans lesquels les eaux se sont frayées des voies souterraines, des poljés de barrage tectonique dus à une élévation de la partie inférieure d'une vallée karstique et qui n'a pas réussi à scier une gorge d'écoulement, et des poljés de corrosion et érosion sur les vêtes des anticlinaux. En somme, pour Cvijic les poljés sont des vallées longitudinales par rapport à la structure et dont la corrosion leur a donné le cachet de vallée, sans écoulement de surface.

L'interprétation des poljés donnée par Cvijic a suscité beaucoup de discussions car de telles restrictions limitent sévèrement le nombre des poljés sur la terre. Il ne faut pas oublier que l'auteur part d'une situation exceptionnelle, celle des karsts dynariques où on a affaire à des formes de dizaines de kilomètres. Mais, comme tout karstologue du monde entier désire avoir ses propres poljés, on a élargi la notion, on a trouvé d'autres

caractéristiques et d'autres genèses, en oubliant complètement les contraintes mises par le créateur même de la karstologie.

Sans aucun doute, avec „Das Karsphänomen” Cvijic a posé la première pierre à une nouvelle discipline, bien structurée, avec un objectif précis et des lois d'évolution propres, *la karstologie*. Il ne faut pas oublier que c'est lui qui a créé la terminologie spécifique, a donné les définitions et a embrassé pour la première fois, l'ensemble du problème dans une synthèse magnifique. Elle garde même maintenant, après un siècle, tout l'intérêt et si on a des doutes pour l'interprétation de certains problèmes locaux il n'est jamais inutile de relire les pages du père de la karstologie.

On ne peut pas terminer sans évoquer les autres contributions essentielles pour la karstologie de Cvijic, surtout en ce qui concerne les types morphologiques des terrains calcaires (holokarst, mérokarst etc.), l'établissement du cycle d'évolution du karst et les zones hydrographiques, toutes pleines d'idées prioritaires qui gardent toujours leur vitalité. Enfin, à l'autre but d'une vie scientifique prodigieuse, commencée brillamment avec „Das Karstphänomen” se trouve un livre posthume, „La géographie des terrains calcaires”, paru seulement en 1960, un vrai testament d'un des grands maîtres de la géographie physique qui a dédié toute sa vie à la compréhension des énigmes des terrains calcaires.

LA CONFIGURATION ET LE DEVELOPPEMENT SPATIAL DES CAVITÉS ET DES RESEAUX KARSTIQUES

Première partie

LA GEOMETRIE DES CAVITES ET DES RESEAUX KARSTIQUES

Note 1ère

Les espaces excavés – la morphographie et la morphométrie
des formes élémentaires

Cristian GORAN *

On essaie de démontrer le fait que le réseau karstique représente la totalité des chemins directs, optimaux et critiques, résultées de l'interférence des éléments géométriques des facteurs et des processus spéléodynamiques, chemins intégrés dans la géométrie du volume de roche des unités de relief. Dans ce but, on analyse — initialement, par l'intermédiaire des modèles géométriques et ultérieurement de ceux morphodynamiques — la configuration et le développement spatial des éléments participants à la genèse ou bien résultats de l'évolution du karst.

Les principaux groupes des modèles géométriques sont: la géométrie des cavités et des réseaux karstiques; la géométrie de l'unité lithologique karstifiable; la géométrie et la cinématique du volume d'eau du karst et des aquifères karstiques; la cinématique et la géométrie des processus spéléogénétiques et spéléovolcaniques. Les modèles morphodynamiques reconstituent le développement spatial d'une configuration à une autre et le chemin direct, optimal ou critique entre les variables qui l'ont déterminée et générée. Ils se succèdent, l'un à l'autre, dans un modèle unitaire, qui représente, de fait, le développement spatial du karst.

La présente note comprend, dans la section sur „Considérations générales”, des précisions concernant l'acception donnée à certains termes et les points de vue de l'auteur sur l'ensemble du sujet. Dans la section suivante, concernant „La géométrie des formes élémentaires” sont présentées trois catégories universelles de modules spatiaux (*à prédominance unidirectionnelles, à prédominance bidirectionnelles et relativement uniforme tridirectionnelles*). Par l'intermédiaire des modules, auxquels on va accorder des significations morphographiques et morphodynamiques précises, on va analyser la forme réelle et, ultérieurement, le développement spatial des cavités et des réseaux karstiques.

* Institutul de Speologie „Emil Racoviță”, str. Frumoasă 11, R-78114 București 12, Romania.

THE CONFIGURATION AND THE SPATIAL DEVELOPMENT OF THE CAVITIES AND THE KARSTIC NETWORKS

First part

THE GEOMETRY OF THE CAVITIES AND OF THE KARSTIC NETWORK

First note

The excavated spaces — the morphography and the morphometry of the elementary forms

The author try to demonstrate the fact that the karstic network represents the totality of the direct, optimum and critical paths, resulted from the interference of the geometrical elements of the speodynamical agents and processes and integrated in the geometry of the rock and of the relief units.

The configuration and the spatial development of the elements participating at the genesis or resulted from the evolution of the karst, are analysed, first through the geometrical and than, through the morphodynamical models.

The principal groups of geometrical models are:

- the geometry of the karstic hollow and of the karstic network;*
- the geometry of the lithological karstifiable unit;*
- the geometry and the kinematics of the water volume from the karst and of the karstic aquifers;*

— the geometry and the kinematics of the speogenetic and speoevolutional processes.

The morphodynamic models reconstitute the spatial development, from one configuration to another and the direct, optimum and critical path between the variables which have determined and generated the configurations. They succed one to another in a whole unitary model which represent, in fact, the spatial development of the karst. The first note contains, in a chapter of "General considerations", the specifications regarding the meaning of some terms and the considerations of the author regarding the whole subject. In the following chapters, referring to the "Geometry of the elementary forms", the author presents three universal categories of spatial modules (prevalently unidirectional, prevalently bi-directional and relatively uniform-tridimensional). Using these modules, to which are attributed morphographical and morphodynamical significance, the author analyses, first, the real form and than, the spatial development of the karstic cavities and networks.

L'idée de la présente étude est partie de la prémisse, ayant la valeur d'un postulat, que *la morphologie d'une cavité karstique est en étroite dépendance des conditions où celle-ci a été modellée*. Au début, l'auteur avait l'intention d'analyser jusqu'à quel niveau „la forme” peut illustrer un conditionnement spéléogénétique spécifique et jusqu'à quel degré du détail devait-on étudier une cavité karstique ou la région environnante, dans le but d'en déduire les variations temporelles et spatiales des conditions de son modelage. Notre analyse et nos démonstrations ont eu comme point de départ la configuration des espaces souterrains, c'est-à-dire les problèmes relatifs à la définition de la forme et de l'état tridimensionnel des cavités.

En traitant notre thème, nous avons constaté avec étonnement l'ambiguïté de la terminologie et aussi la manque de certaines définitions correctes concernant les éléments morphologiques fondamentaux des cavités souterraines — par exemple on ne définit le terme de *salle* que par une comparaison à celui de *galerie*, qui lui aussi, est assez ambigu. Nous avons été également surpris par le petit nombre de notions enregistrées et systéma-

tisées dans la morphologie karstique concernant la forme générale des réseaux souterrains, malgré l'accumulation à la longue, par la spéléologie explorative d'un matériel concret immense.

Il y a à présent dans la connaissance spéléologique une grande discrédence entre l'étude des formes et des microformes endokarstiques, arrivée jusqu'aux détails ou aux processus intimes, et l'étude de la forme générale de la cavité, dont l'analyse, et surtout la systématisation, sont restées sur un plan secondaire. Pour toutes ces raisons et exigences méthodologiques explicables, **"La géométrie des cavités karstiques"** qui aurait du constituer le point de départ de la démonstration des relations causales, est devenue un sujet en soi que l'auteur a présenté sous la forme d'un exposé général au „Symposium de karstologie théorique et appliquée” de 1986. En essayant de revenir aux préoccupations initiales — spéléogenèse et spéléoévolution — l'auteur est facilement arrivé à la conclusion que: *„le vide karstique est une forme géométrique déterminée par d'autres géométries”* ou par des interactions qui peuvent être analysées et systématisées dans un contexte géométrique. C'est de cette manière que sont nés les chapitres concernant la configuration spatiale de ces géométries déterminantes, respectivement *la géométrie de la roche karstifiable; la géométrie et la cinématique du volume d'eau de la roche et de l'aquifère karstique; la géométrie des processus spéléogénétiques et spéléoévolutifs*. Accompagnés d'une présentation schématique du modèle karstique, ces chapitres ont constitué le sujet d'un nouvel exposé général, intitulé **„La géométrie des facteurs et des processus morphodynamiques”** soutenu à la session suivante du symposium mentionné.

Une année plus tard, en 1988, l'auteur a présenté au même symposium l'exposé général: **„Le vide et le réseau karstiques — formes géométriques dérivées d'autres géométries”**. Le sujet de l'exposé a été le développement spatial, plus précisément la présentation et le fondement de quelques modèles morphodynamiques de genèse et d'évolution des espaces souterrains. Comme une conclusion finale pour tout le sujet, ont été énoncés quatre principes fondamentaux du développement spatial dans le karst.

Le symposium de karstologie mentionné a été pour l'auteur l'occasion de reprendre les aspects pratiques ayant trait à ce sujet dans une série d'exposés consacrés à **„La spéléométrie des cavités et des réseaux souterrains”**. Le premier d'entre eux, intitulé **„Les paramètres spéléométriques — définition et utilisation”**, a été soutenu en 1989 et publié en 1991.

Dans la première partie de l'étude concernant **„La configuration et le développement spatial des cavités et des réseaux karstiques”**, l'auteur va commencer faire paraître, sous une forme amplifiée, le contenu du premier exposé de 1986, complété par quelques points de vue personnels qui sont fondamentaux pour le développement du sujet. Différentes raisons et exigences liées à la rédaction des divers chapitres, ont déterminé l'auteur à publier **„La géométrie des cavités et des réseaux karstiques”** divisée en plusieurs parties, qui ont été sous-divisées à leur tour en plusieurs notes. Le texte présent — Première partie, Note 1ère — contient seulement les problèmes ayant trait aux formes élémentaires qui composent les cavités et les réseaux souterrains.

1. CONSIDERATIONS GENERALES

1.1. LA DÉFINITION DES NOTIONS

Dans le but de préciser les prémisses générales qui ont été à la base du sujet traité ou bien les quelques points de vue de l'auteur, nous considérons indispensable la discussion de quelques notions et l'énoncé de quelques définitions, soit qu'elles sont consacrées soit qu'on leur accorde une autre acception que celle courante.

1.1.1. Configuration et développement spatial

Par *configuration spatiale* on définit la forme, les dimensions et la position spatiale d'une cavité ou d'un réseau karstique, à un moment donné, et par *développement spatial* on définit toute modification de la forme, des dimensions ou de la position de la cavité ou du réseau, à la suite des processus génético-évolutives.

1.1.2. Cavité et réseau karstique souterrain

Par *cavité karstique* on comprend tout *vide souterrain* résulté suite aux processus karstiques ou en majorité karstiques, sans tenir compte de sa forme, de sa dimension ou bien de son contenu, qui peut être: gazeux, liquide ou solide. Les cavités karstiques ont une unité génétique et un développement organisé, imposés par les caractéristiques de la roche et par l'action des agents modeleurs. Toutes les cavités karstiques en connexion directe forment un *réseau karstique souterrain*. Les deux notions, cavité et réseau karstique, sont utilisées souvent comme synonymes, mais, du point de vue sémantique, le premier en définit la partie, et le second l'ensemble. Les grottes et les avens ne sont que les portions accessibles à l'homme, d'un réseau karstique; l'ensemble des cavités explorées d'une unité karstique, s'appelle le *réseau spéléologique* de cette unité.

La notion de cavité, respectivement de réseau, dans le karst, s'applique aussi aux espaces souterrains situés au-delà des limites accessibles ou explorables et sur lesquels on n'a pas d'informations directes. Le seul élément qui montre des liens directs entre les espaces impénétrables, trace les dimensions du réseau et lui confère l'unité, est la circulation souterraine de l'eau (quand il y en a). Mais, comme on le sait si bien, l'eau ne circule pas seulement dans les creux karstiques, mais aussi dans des espaces de dimensions beaucoup plus réduites. Le problème de définir les cavités et les réseaux karstiques est, au fond, un problème de délimitation de ceux-ci du reste des espaces de la masse rocheuse.

Dans un massif karstique il y a trois catégories de vides, essentiellement différents par leurs dimensions et par leur genèse. Chaque catégorie a une manière spécifique d'organisation des espaces libres et forme son propre réseau.

Le réseau textural est le réseau de la porosité, compact, à vides de dimensions sousmillimétriques et à configurations relativement uniformes; pour certaines roches, son rôle dans l'emmagasinage ou dans l'évacuation de l'eau n'est pas à négliger.

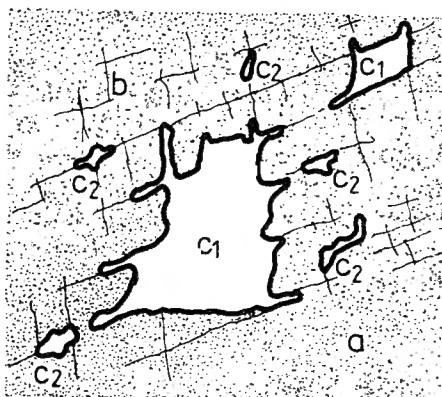
Le réseau structural se compose de l'incidence entre le réseau des lithoclases et les plans de stratification. *Le réseau des lithoclases* est un réseau disjonctif, plus ou moins homogène, ayant sa propre géométrie, caractérisée par l'existence dans la masse de la roche de quelques plans de discontinuité formés ou ouverts — aux grosseurs allant de quelques millimètres jusqu'aux décimètres — entrepénétrés entre eux et hiérarchisés du point de vue des dimensions (de l'extension) et de la densité. *Les plans de stratification* présentant quelquefois des espaces libres, à grosseurs millimétriques — sont relativement parallèles et ont une répétitivité évidente dans toute la masse de la roche.

Le réseau structural impose à la roche une organisation géométrique intérieure qu'on peut dénommée la *géométrie de la roche* ou la *géométrie structurale*.

Les espaces souterrains générés par fissuration et par stratification, à cause de leurs dimensions réduites (millimétriques ou sousmillimétriques), perdent, par rapport à leurs longueurs et leurs largeurs notables, leur troisième dimension, la grosseur, s'ils sont comparés aux vides karstiques proprement dits ou à l'unité de relief. Malgré tout cela, par leur important rôle hydrogéologique et par celui de support de quelques karstifications initiales, les vides du réseau structural s'attachent au réseau karstique comme des *espaces-adjacents-annexes*, du point de vue hydrogéologique et comme des *espaces-adjacents-générateurs*, du point de vue spéléogénétique. La géométrie de la roche est, de la sorte, sans cesse entrepénétrée avec la géométrie du réseau karstique.

Fig. 1.1 Les relations spatiales entre le réseau de la porosité (a), la fissuration (b) et le réseau karstique (c_1 — espaces principaux; c_2 — espaces secondaires).

Spatial relations between the porosity network (a), the fissuration network (b) and the karstic network (c_1 — main spaces; c_2 — secondary spaces).



Le réseau karstique souterrain est un réseau sculptural, constitué par le modelage karstique et installé sur des directions préexistantes ou non. Il a une géométrie complexe, résultée de la *médiation* des autres „géométries”, ainsi que ses propres, organisation, hiérarchisation et unité. Par rapport à la forme d'un massif karstique, ce réseau paraît parfois d'une grande non-uniformité ou à directions accidentelles, mais en réalité, il représente *l'ensemble des chemins directs, optimaux et critiques*, résultats de l'interférence des éléments géométriques des facteurs et des processus spéléodynamiques. Il s'agit des *chemins intégrés dans la géométrie du volume de la roche*.

Par rapport à leurs dimensions, les espaces d'un réseau karstique souterrain comprennent (fig. 1.1.):

— des espaces principaux: *vides évolués* (le réseau des conduits, selon Ph. Renault), à dimensions surdécimétriques jusqu'à l'ordre des mètres, à configuration complexe; ils sont ou ne sont pas en connexion directe, l'un avec l'autre;

— des espaces secondaires: *vides débutants* à dimensions surcentimétriques jusqu'à sousdécimétriques; ils ont des formes variées mais leur configuration générale est simple, représentant une transition entre la géométrie de la roche et celle des vides évolués; ils ont une densité et un degré d'interconnexion très grands; ils ont une position adjacente aux espaces principaux, formant des réseaux de vides secondaires.

Pour revenir à la délimitation des réseaux karstiques souterrains, il faudrait, pour rester conséquent à la définition (formulée dans l'introduction), compter tant les vides évolués que les vides débutants. La solution pratique de ce problème est pourtant fournie par l'échelle de détail et par les possibilités concrètes d'analyse.

1.1.3. Le modelage karstique

Le modelage karstique est *l'ensemble des actions morphodynamiques, réalisées par nécessité ou par hasard, par des processus de karstification proprement dits ou combinés avec d'autres processus de nature chimique, mécanique ou sédimentologique, actions dont l'effet est la transformation de la matière par des développements spatiaux spécifiques*. Cet ensemble d'actions a un caractère nécessaire dans les roches compatibles avec les processus de karstification et accidentel dans les roches moins solubles, ou d'autres facteurs sont déterminants. Le caractère spécifique du modelage karstique est fourni, d'un côté, par la configuration spatiale résultée — *des formes superficielles négatives et des cavités souterraines* — et, de l'autre, par le fonctionnement et le développement spatial du système — *la surimposition et la concentration du drainage souterrain*.

Nous soulignons le fait que le modelage karstique peut avoir lieu par des processus spécifiques (de karstification) ou par leur combinaison avec d'autres catégories de processus. La combinaison des processus peut être simultanée (processus glaciokarstiques, nivokarstiques, fluviokarstiques etc.) ou alternative (des périodes de karstification alternées à d'autres types de modelage ou aux processus de sédimentation). Au cas où nous avons affaire à des processus combinés, le poids de ceux karstiques proprement dits, en comparaison avec ceux non-karstiques, diffère d'un cas à l'autre. Le caractère karstique du modelage est maintenu à condition que le résultat cumulé de toutes les actions morphodynamiques garde leur caractère spécifiquement karstique. Par rapport à ce poids, le modelage karstique peut avoir, à l'intérieur d'un système morphodynamique, *un caractère principal, secondaire ou incidentel*.

Usuellement, le terme de *karstification* a un double sens: comme sujet, il définit le processus complexe de dissolution des roches solubles, de transport et de dépôt des matériaux provenus des eaux superficielles ou souterraines; comme adjectif — *karstifié* — définit les résultats de ce processus.

Etant donné la nouvelle dimension du karst, dévoilée par les explorations des dernières décennies, la définition du terme „karstification” (comme celui de karst) se complique, devenant impératif de transposer

l'accent d'une prémisse du processus — la solubilité de la roche (condition suffisante pour le karst classique) — sur ses effets — types de modelage, de relief et de fonctionnement spécifiques. On va donc analyser, l'un après l'autre, ces caractères spécifiques :

— *la condition d'un modelage spécifique* ; la réalisation d'une interaction entre les propriétés physico-chimiques de la roche et celles des agents modeleurs qui permettent l'installation du processus de dissolution tant à la surface d'un volume de roche qu'à son intérieur ;

— *la condition d'un relief à la configuration spatiale spécifique*, accomplie par l'existence des formes superficielles négatives (fermées) et des vides souterrains interconnectés ;

— *la condition d'un fonctionnement et d'une organisation spécifiques* du système karstique représente tant le suprainposé du drainage souterrain par la configuration spatiale existante, que l'autorégulation du système par un développement spatial unitaire et une concentration du drainage.

Ces trois conditions interdépendantes distinguent le système modelleur karstique des autres systèmes naturels et leur degré de réalisation détermine le processus de karstification et son résultat — *le karst* :

— si la karstification n'a lieu qu'à la surface de la roche il apparaît alors un modelage et une configuration spécifiques, mais non aussi un fonctionnement spécifique, le processus et son effet soit *partiel et commençant* — c'est le cas des roches solubles soumises récemment ou très peu à la karstification — soit *accidentel et peu spécifique* — c'est le cas des roches compactes ou peu solubles ;

— si la karstification est présente à l'intérieur des roches, sans tenir compte de sa présence ou de son ampleur à la surface, tant le modelage, que la configuration et le fonctionnement karstique ont un caractère *spécifique et nécessaire* — c'est le cas des roches solubles et perméables en grand (le karst classique) ;

— l'existence de certaines configurations de „type karstique”, non-résultées d'un modelage spécifique et qui ne déterminent pas un fonctionnement spécifique — c'est le cas des roches détritiques non-cimentées, dans lesquelles peuvent apparaître des formes semblables aux lapiaz, des formes dépressionnaires fermées, des entonnoirs, des avens, des grottes ou des processus de précipitation chimique — elles ne supposent pas l'existence des processus de karstification, mais seulement des formes de relief *semblables* à celles karstiques et *non-spécifiques* ;

— l'existence d'un drainage souterrain des eaux, qui ne résulte pas ou ne détermine pas un modelage et/ou un fonctionnement karstique est, aussi, *accidentelle et non-spécifique*.

1.1.4. Le système morphodynamique karstique

Le système morphodynamique karstique est *l'espace unitaire défini par le lieu géométrique de tous les points dans lesquels se manifeste le modelage karstique ou certains processus et certains phénomènes subordonnés ou immédiatement nécessaires à sa réalisation*. En fonction du poids de ce modelage (principal, secondaire, accidentel ou inexistant), un système morphodynamique peut être : *karstique proprement dit ; karstique mixte ou partiellement karstique ; non-karstique, mais avec des formes karstiques accidentelles ; non-karstique*.

Dans le système morphodynamique karstique on distingue deux *domaines morphologiques* (morphographiques et morphogénétiques), distincts — l'exo— et l'endokarst. Dans ces deux domaines ont lieu des processus morphodynamiques communs (ceux karstiques), mais avec des formes de manifestation ou des combinaisons spécifiques (avec des processus complémentaires), ayant pour résultat des configurations spatiales avec une genèse distincte et avec des formes différenciées. Néanmoins, entre l'exo— et l'endokarst il y a une interdépendance au début causale et par la suite spatiale, des formes et des processus (les chemins intégrés, cités ci-dessus).

Dans les phases de karstification initiales les deux domaines morphologiques représentent deux catégories génétiquement distinctes du système morphodynamique karstique. Par le développement des formes karstiques, s'accroît l'interpénétration des espaces de ces deux domaines jusqu'à l'unité, et dans un karst très évolué l'unité du système morphodynamique karstique se reflète dans son mode unitaire de fonctionnement.

Le caractère karstique d'un système morphodynamique se maintient aussi après la diminution suivie de la cessation des processus de karstification (du modelage spécifique), tant que les traces du modelage karstique se gardent dans la configuration spatiale ou dans le fonctionnement du système. Le système karstique, comparé à d'autres systèmes morphodynamiques, ne perd pas complètement son caractère spécifique, à cause de sa configuration spatiale unitaire et du fonctionnement qu'elle détermine. Le nouveau modelage et le nouveau fonctionnement du système sont toujours surimposés dans la configuration du karst préexistant. Cette surimposition et cet héritage karstique sont d'autant mieux mis en évidence si le système karstique initial a été plus évolué et mieux organisé.

1.1.5. Les facteurs morphodynamiques de la karstification

Les facteurs morphodynamiques sont ces facteurs dont l'interaction directe produit la genèse des cavités karstiques et leur développement spatial ultérieur. Ceux-ci, par leur propriétés physiques et chimiques, qu'ils contiennent ou qu'ils transmettent, et par leur variabilité dans l'espace et dans le temps, qu'ils manifestent, conditionnent la genèse et l'évolution de l'espace souterrain.

Selon leur rôle dans la morphodynamique du karst, ces facteurs se divisent en *facteurs passifs*, respectivement *la roche karstifiable* — une somme de propriétés physico-chimiques — et en *facteurs actifs*, respectivement *l'eau* (facteur actif principal) et *l'air* du souterrain (facteur actif secondaire) — les agents transporteurs des certaines actions physico-chimiques ou bio-chimiques. La roche a un rôle morphodynamique permanent tandis que les facteurs actifs exercent une action alternative et variable. La gravitation est aussi un facteur actif, mais avec une action permanente et constante.

Par *unité lithologique karstifiable* on définit le volume de roche dans lequel il y a une relative unité des propriétés physiques et chimiques compatibles avec le modelage karstique et par *aquifère karstique* on définit tout le volume de roche qui contient de l'eau. L'unité lithologique est, au point de vue théorique, par la prémisse choisie, un espace intégralement destiné au modelage karstique.

1.1.6. Les processus morphodynamiques

La cavité karstique, du moment de son apparition et jusqu'à sa disparition, est soumise à des processus morphodynamiques différents comme modalité de manifestation, comme durée ou comme intensité, qui sont réunis sous la dénomination de processus spéléogénétiques et spéléoévolutifs. Dans cette catégorie sont inclus *tous les processus et toutes les actions d'origine physico-chimiques ou biochimiques, qui existent dans le souterrain et qui s'impliquent directement dans le développement spatial de la cavité*, sans tenir compte si leur représente une augmentation (excavation) ou une diminution (remplissage) de son volume. Des actions à caractère morphodynamique ont lieu en permanence dans le souterrain même si la durée de tel ou tel processus est limitée, leur effet dans la modification de la configuration spatiale n'étant pas évident, parfois pendant de longues périodes. On pourrait affirmer que les processus spéléogénétiques et spéléoévolutifs contribuent à l'apparition de la cavité et ne cessent qu'à sa disparition, leur résultat étant le développement spatial.

1.1.7. Spéléogenèse et spéléoévolution

Un autre terme qui exige une discussion préalable est celui de spéléogenèse. Bien qu'il soit unanimement accepté et unanimement adopté, il n'exprime point la distinction, parfois gnoséologiquement nécessaire, entre la phase de formation de la cavité, *la spéléogenèse proprement dite* et son développement ultérieur, *la spéléoévolution*.

Si l'on analyse les étapes parcourues par une cavité karstique, pendant la durée de son existence, il faudra établir une nette distinction entre le moment et les conditions morphodynamiques de la formation du vide et ceux de son évolution ultérieure. Des cavités apparues dans des conditions génétiquement similaires bénéficient, le plus souvent, des conditions évolutives différentes (ou inversement). Elles ont au début des configurations similaires et ensuite elles se développent différemment.

Malgré l'acception et la terminologie usuelles, l'auteur trouve nécessaire la différenciation, pour tout vide karstique, entre *les conditions, les processus et les configurations* existantes ou apparues pendant sa genèse et les conditions ultérieures de l'évolution, en distinguant deux *périodes spéléodynamiques*: la spéléogenèse et la spéléoévolution.

1.1.8. Morphologie et spéléomorphologie

Notre sujet est un sujet de spéléomorphologie karstique; c'est ainsi qu'il est énoncé dans le titre et dans l'exposé d'intentions de l'introduction. Dans le choix des termes, dans les classifications et la dénomination des chapitres, le préfixe „morpho” et *la signification morphologique*, plus générale, sont souvent utilisés, au détriment du préfixe „spéleo” et de *la signification spéléologique* (géospéléologique et morphospéléologique), qui est plus limitée, mais consacrée au domaine souterrain.

La mise en discussion des significations attribuées au *domaine karstique*, au *domaine souterrain* et au *domaine spéléologique* par les diverses écoles d'explorateurs ou savants (karstologues, hydrogéologues et biospéologues) est aussi intéressante que nécessaire, mais cette discussion serait une

digression trop large par rapport à notre sujet. Nous nous arrêterons seulement à une précision de fond.

Le concept principal sur lequel s'appuie la spéléomorphologie est la définition de „la spelunca”, c'est-à-dire de sa genèse, de son contenu et de son évolution. Que la spéléologie seule réussisse ou non à définir les grottes c'est un sujet à discuter, mais ses appréciations doivent en tout cas caractériser l'espace souterrain dans son unité et dans sa totalité.

Dans le contexte karstique, le souterrain est une partie génétique, matérielle et fonctionnelle d'un système morphodynamiquement unitaire. La karstologie est celle qui *confère de l'universalité à la spéléomorphologie* et qui doit imposer des méthodes et des critères universels d'étude et de systématisation. *La configuration et le développement spatial des cavités et des réseaux karstiques doivent être pensés et ordonnés dans l'intégralité et dans la tridimensionnalité de l'ensemble karstique.*

Pour toutes ces raisons, nous nous permettons d'affirmer que notre sujet est tout d'abord karstologique et, ensuite, spéléomorphologique.

1.2. LA CAVITE KARSTIQUE, FORME GEOMETRIQUE RESULTEE D'AUTRES GEOMETRIES

Les cavités karstiques ayant une géométrie propre et spécifique, on se pose la question suivante: que représente et d'où résulte la géométrie de ces cavités?

La géométrie de toute cavité karstique, indifféremment qu'elle soit générée des processus de karstification proprement dite ou combinés avec des processus mécaniques ou sédimentologiques, représente l'effet matériel de la transformation complexe de la roche sous l'action des agents modeleurs. Cette transformation de matière a lieu par l'intermédiaire d'un processus de médiation entre les caractéristiques de la roche et celles des agents modeleurs, caractéristiques qui se trouvent en interaction. La zone de manifestation de la médiation est *l'espace défini par le lieu géométrique de tous les points où les agents modeleurs déterminent la destruction de la cohésion chimique et mécanique, et où ils transforment, ils transportent, ils redistribuent ou ils remplacent la roche initiale.*

Les transformations morphodynamiques et le processus de médiation, par l'intermédiaire duquel elles se produisent, ont pour résultat une forme géométrique — celle du vide karstique. La forme géométrique résultée *est déterminée par les géométries ou par les modalités géométriques d'interaction des facteurs et des processus qui l'ont engendrée* (fig. 1.2). Etant donné que les géométries participantes à la genèse et à l'évolution des cavités karstiques sont variables dans l'espace et dans le temps et que la configuration spatiale du vide résulté représente une forme d'équilibre dynamique de toutes ces variables, nous croyons nécessaires des analyses et des systématisations géométriques ou cinématiques, tant pour les cavités et les réseaux karstiques que pour les facteurs et les processus spéléodynamiques.

Nous proposons donc, comme *méthode de base* dans le déchiffrement de certains aspects de la spéléogénétique et de la spéléoévolution d'une cavité ou d'un réseau karstique, une analyse des éléments géométriques cinématiques qui déterminent les facteurs spéléodynamiques dans le but d'établir ensuite les critères selon lesquels se réalise leur médiation et leur

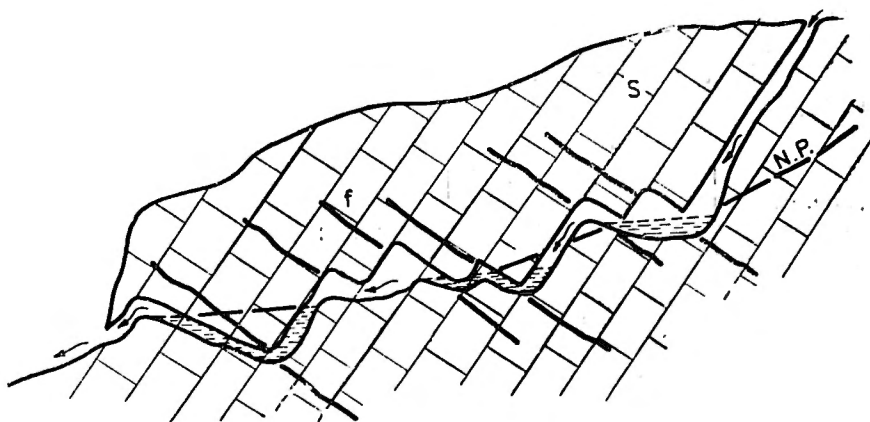


Fig. 1.2 Le vide karstique forme géométrique résultée de la géométrie des facteurs morphodynamiques; s — stratification; f — fissuration; NP — niveau de surface piézométrique.

The karstic hollow — the geometric shape resulting from the geometry of the morphodynamical agents: s — stratification; f — fissuration; NP — level of piezometric surface.

sélection dans la formation et évolution de la cavité ou du réseau karstique respectifs.

1.3. LE MODELE KARSTIQUE

Le modèle karstique doit être une reconstitution du processus naturel d'interconditionnement des éléments géométriques, des facteurs et des processus morphodynamiques. Pour arriver à un modèle karstique unitaire, nous allons établir en premier, à l'aide des modèles intermédiaires et partiels, les éléments qui contribuent à l'interaction présentée dans un chapitre antérieur de cette étude. Ces modèles seront, d'une part, ceux géométriques et de l'autre part, ceux morphodynamiques.

1.3.1. Les modèles géométriques

Les modèles géométriques reflètent la configuration spatiale des éléments analysés, dans les circonstances d'un équilibre dynamique, respectivement dans leur variabilité spatiale et temporelle. Dans leur conception, on a poursuivi deux principes fondamentaux:

(1) L'élimination de tous les points de vue qui introduirait dans le modelage une orientation génético-évolutive a priori, de manière subjective. Les modèles ont été ainsi établis pour caractériser les configurations spatiales comme un fait en soi et non pas comme une résultante morpho-, géo- ou hydrodynamique, *les modèles n'ayant pas de caractère causal*. Par exemple: la géométrie des cavités karstiques illustre leur „architecture", indépendamment de la manière de formation du vide; la géométrie de la roche ou des aquifères met en évidence seulement leur organisation intérieure et extérieure, en faisant abstraction des éléments et des propriétés qui peuvent conditionner la genèse et l'évolution des cavités karstiques.

(2) La possibilité du modèle d'illustrer toute modification de forme et de dimension, permet ainsi le modelage du développement spatial (pour les cavités) ou de la variabilité et de la cinématique (pour les facteurs et le processus).

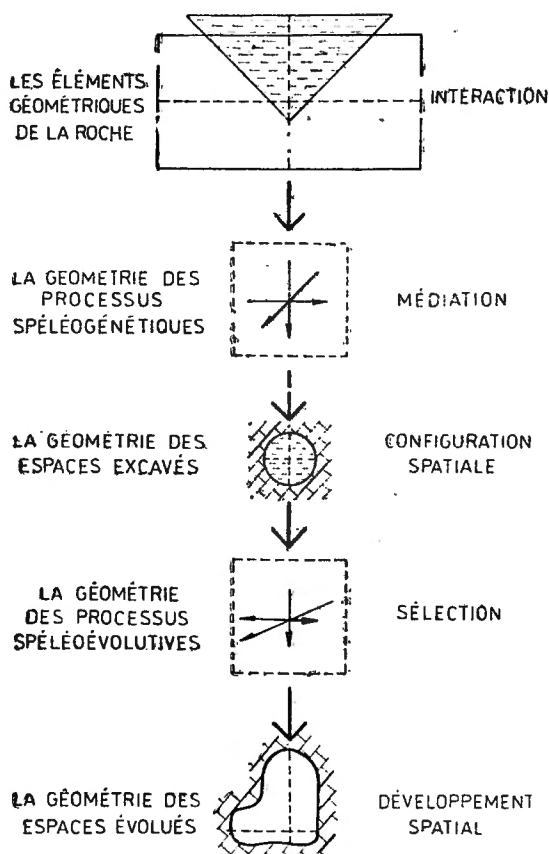


Fig. 1.3 Le schéma général du modèle karstique.

The general scheme of the karstic pattern.

Les groupes principaux des modèles géométriques sont:

- la géométrie des cavités et des réseaux karstiques;
- la géométrie de l'unité lithologique karstifiable;
- la géométrie et la cinématique du volume d'eau du karst et des aquifères karstiques;
- la cinématique et la géométrie des processus spélogénétiques et spéleoévolutifs.

1.3.2. Les modèles morphodynamiques

Les modèles morphodynamiques reconstituent le développement spatial d'une configuration vers une autre et le chemin direct, optimal ou critique, entre les variables qui l'ont déterminé ou qui l'ont engendré. Cette reconstitution se fait graduellement à partir des tronçons de galerie très simples, jusqu'aux suites de tronçons et ensuite aux ensembles tridimen-

sionnels complexes (les réseaux karstiques). Les modèles morphodynamiques reproduisent la chaîne objet-cause-effet et se succèdent l'un après l'autre, dans un modèle unitaire, qui illustre, en réalité, le développement spatial du karst. Au cours de tout modelage on poursuit le *dépistage, la différenciation et la mise en évidence des causes principales de celles intermédiaires et subsidiaires de l'interaction*, causes qui déterminent le développement spatial des cavités et des réseaux karstiques. Dans la figure 1.3 on représente schématiquement la reconstitution de la genèse et de l'évolution d'un vide karstique à l'aide des modèles géométriques et morphodynamiques.

1.4. LE CONTENU DE LA CONFIGURATION SPATIALE

Par configuration spatiale on a défini la forme, les dimensions et la position dans l'espace d'une cavité ou d'un réseau karstique à un moment donné. On appelle aussi configuration spatiale la forme (sous ses divers aspects), l'organisation et le fonctionnement de l'unité lithologique karstifiable, de l'aquifère karstique ou de son volume d'eau. En élargissant l'acception de ce terme, on pourrait parler aussi de la configuration spatiale de la genèse et du développement des processus spéléodynamiques. En conclusion une configuration spatiale peut être, quand il s'agit des cavités, des roches ou des aquifères karstiques, *un état d'équilibre*, ou bien quand il s'agit du volume d'eau du karst ou des processus génético-évolutifs, *un modèle cinématique*, donc également un mode géométrique d'organisation.

Le terme se rapporte aussi à la forme ou au fonctionnement global (d'ensemble) des espaces ou des processus analysés, de même qu'à la forme ou à son organisation intérieure (géométrique ou cinématique), dans l'analyse de laquelle on peut arriver jusqu'aux éléments de grand détail (structures cristallines, moléculaires etc.).

Le contenu de la configuration spatiale comprend deux aspects: un premier aspect géométrique ou cinématique, et un autre, informationnel. *Le contenu géométrique*, dans le cas des cavités et des réseaux karstiques, par exemple, est fourni par la morphographie, par la morphométrie et par les éventuelles conditions de variabilité des dimensions par rapport à la forme; les conditions peuvent définir un type ou un autre de configuration. *Le contenu informationnel* est fourni par la signification morphogénétique ou morphoévolutive de la forme, des dimensions et de sa position dans l'espace, avec tous les aspects particuliers de convergence, de surposition ou d'antagonismes possibles.

1.5. LES CRITERES DE REFERENCE

Notre tentative d'englober dans un modèle commun des configurations spatiales avec des états et des propriétés divers, nécessite l'adoption et l'utilisation, tant de certains *éléments de référence* propres à chacune des configurations — le système des coordonnées cartésiennes — que des certains systèmes communs de référence — l'échelle temporello-spatiale-relative et le système des éléments morphodynamiques fondamentaux.

Le système des coordonnées cartésiennes (fig. 1.4) est utilisable, tant directement pour la définition des diverses configurations et des divers développements spatiaux, que sous ses formes particulières, c'est-à-dire les représentations topographiques et cartographiques. La représentation cartographique de la cavité souterraine est l'instrument essentiel pour l'ana-

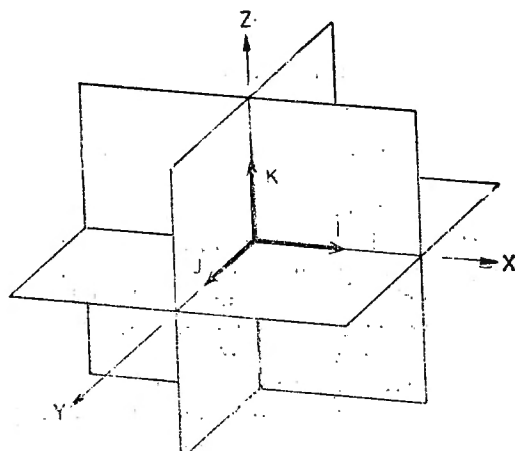


Fig. 1.4 Le système de coordonnées cartésiennes.

The system of Cartesian coordinates.

lyse de sa configuration spatiale; la carte de l'unité lithologique karstifiable (la carte du karst — contenant en égale mesure les formes endo- et exokarstiques), avec toutes les représentations qui peuvent en dériver (profils, sections, blocs-diagrammes), est l'élément référentiel et synthétique dans l'expression de la configuration globale du karst et dans l'interprétation de son développement spatial.

L'utilisation d'une **échelle temporello-spatiale-relative** est demandée par le degré différent de variabilité des configurations. Avec son aide, comme on le verra bien par la suite, nous allons différencier les catégories des configurations pour établir le rapport entre leurs géométries (par exemple, entre le vide excavé et son remplissage) et pour reconstituer effectivement les géométries respectives. Conformément à cette échelle on peut établir aussi pour chaque modèle, sous-modèle, forme ou élément, le domaine de variabilité et les conditions de constance.

Le développement spatial sera analysé et exprimé par l'intermédiaire d'un troisième système de référence, le **système des éléments morphodynamiques fondamentaux**; qui sera présenté et expliqué dans la dernière partie de cet ouvrage.

2. LA GEOMETRIE DES CAVITES ET DES RESEAUX KARSTIQUES

L'intérêt pour la connaissance des cavités et des réseaux karstiques a dépassé depuis longtemps les confins de la spéléologie et de la karstologie. Géologues, hydrogéologues, hydrologues, hydrotechniciens, géophysiciens, mineurs, constructeurs ou pétrolistes sont confrontés, de plus en plus,

avec les implications du karst dans leur activité. L'image et les informations qu'ils désirent obtenir à propos du domaine souterrain diffèrent quelquefois de celles des spéléologues: les uns se contentent de connaître les liens entre l'endokarst et l'extérieur ou sont intéressés seulement par l'ampleur et les dimensions du cavernement; d'autres sollicitent des positionnements, très exactes dans l'espace, la délimitation des zones d'influence, des informations sur le fonctionnement et même sur l'évolution possible au cours du temps des cavités souterraines. Mais, ils essaient tous d'obtenir de la spéléologie ou de solliciter d'elle des représentations graphiques et des appréciations quantitatives plus précises.

Dans le fondement d'une géométrie des cavités et des réseaux karstiques, nous avons essayé de choisir des critères et des modèles vérifiables sur des vides souterrains, dès plus variés et dès plus complexes, utilisables, tant par des spéléologues que par des personnes qui ne sont jamais entrées dans une grotte. Le développement du sujet s'appuie sur un canevas général qui répond aux exigences suivantes:

- de permettre le montage et, surtout, le démontage du vide karstique à partir de l'ensemble jusqu'à la microforme et également son encadrement dans les unités de relief;

- de rendre la configuration spatiale, sans tenir compte des modalités de juxtaposition, d'imbrication ou de superposition des surfaces et des volumes, en mettant en évidence chaque catégorie de formes;

- de mettre en évidence tant l'uniformité et le parallélisme que les contrastes et les déviations de la forme de la cavité;

- de permettre l'analyse du développement spatial des cavités karstiques, tant du point de vue fonctionnel que causal;

- se prêter à des simulations sur l'ordinateur.

Pour le spéléologue, la cavité karstique représente un complexe spatial et un équilibre dynamique entre le vide excavé et les éléments qu'il contient. Son image de l'espace souterrain se réalise directement, par son exploration; c'est une image des surfaces (porois, plafond, plancher) et des volumes (spéléothèmes, sédiments) qui délimitent l'intérieur de la cavité. Le spéléologue obtient *une image interne* du réseau souterrain ou plus exactement d'une de ses portions pénétrables, image qui, rapportée au corps de la roche qui englobe le réseau, devient *une image négative*. Les spécialistes des autres domaines pénètrent rarement dans le souterrain, ils sont moins intéressés par l'aspect et le contenu „spéléal" des cavités, mais veulent connaître parfois exactement, leur position spatiale ou leur configuration générale. Pour ces derniers, qui n'ont pas de contact direct avec le domaine souterrain, *la forme externe* de la cavité ou de réseau, donc son *image positive*, est plus suggestive et utile.

Comme nous allons le montrer plus loin, la dichotomie entre une forme interne et une autre, externe, des cavités karstiques, n'est pas une simple dissertation livresque; elle a des implications directes dans la définition du vide souterrain ou dans son appréciation morphométrique. Une cavité souterraine peut être considérée en égale mesure *corps géométrique* et *espace intérieur*. Le corps géométrique suppose un volume manquant de roche, sans tenir compte si celui-ci a été excavé par modelage karstique, s'il a été lavé, s'il est résulté d'un processus de distension ou bien ce n'est qu'un vide primaire; l'espace intérieur suppose, à son tour, un espace (dans la

roche) rempli d'un gaz, d'un liquide ou de corps solides; dans le but de simplifier nous appellerons ces deux volumes: *espace excavé (vide excavé)*, respectivement *espace rempli*.

Si l'on examine la cavité karstique, sous son double aspect d'espace excavé et d'espace rempli, par l'intermédiaire d'une échelle temporellospatiale relative, on observe que:

- le vide excavé garde longtemps sa forme et ses dimensions, il a une géométrie, propre et indépendante (à l'échelle du domaine souterrain) et toute modification de sa forme et de ses dimensions mène à la modification de cette géométrie;

- le vide excavé, par rapport au degré de généralisation ou de minutiosité auquel il est analysé, présente (comme on va le démontrer plus loin) de grandes différences de forme et de signification entre la géométrie de l'ensemble et la géométrie des différentes portions ou des différents détails, l'ensemble étant le cadre général et le support de toutes les autres géométries;

- par rapport au vide excavé, son remplissage varie beaucoup (dans l'espace et dans le temps) et il a une géométrie propre, qui se juxtapose et se subordonne à celui-ci;

- le remplissage karstique souterrain, grâce à sa variété — reflétée dans un développement spatial inégal, antagonique ou indépendant — ne peut être pris pour un espace avec une géométrie unitaire, mais pour une somme d'espaces, avec des géométries distinctes, correspondantes à ses différents composants.

Par conséquent, nous allons séparer la géométrie des vides karstiques en deux sections distinctes: *les géométries de l'espace excavé et les géométries des remplissages spéléales*.

2.1. LA CONFIGURATION DE L'ESPACE EXCAVE

2.1.1. GENERALITES

2.1.1.1. Définition

Par espace souterrain excavé on entend cet espace souterrain complètement délimité par des roches plus vieilles que lui; autrement dit, c'est le vide karstique sans sédiments et sans spéléothèmes.

La genèse de ce qu'on appelle couramment espace excavé est variée; le vide pouvant résulter d'un processus de karstification, d'un lavage de roches plus molles, des processus tectoniques ou gravitationnels (avec des dislocations de blocs et des créations d'espaces intérieurs) ou peut être un espace primaire dans la roche.

Dans le souterrain, la fréquente présence des sédiments et des spéléothèmes rarement permet de voir les dimensions et la forme réelle de l'espace excavé. Son image est, le plus souvent, une reconstitution des images de quelques secteurs observés directement, complétées avec des formes et des dimensions déduites à l'aide de quelques similitudes, interpolations et raccordements (fig. 1.5). Malgré ces limitations et approximations, la géométrie du vide excavé est l'image principale de la cavité souterraine et l'espace référentiel pour toutes les autres géométries.

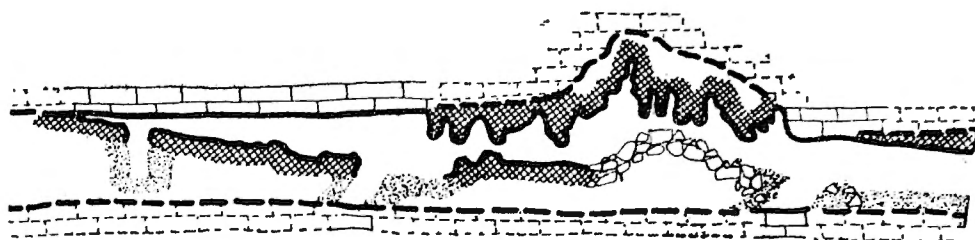


Fig. 1.5 La reconstitution de l'espace excavé dans un secteur de galerie à spéléothèmes et à dépôts spéléaux.

The reconstitution of the excavated karstic space on a fragment of a gallery with speleothemes and speleological deposits.

2.1.1.2. Les images de l'espace excavé

En revenant aux deux aspects sous lesquels on peut représenter et analyser le vide karstique — l'image externe et l'image interne — on constate que la première image est toujours celle d'un corps unitaire — *la forme externe* — et la seconde est l'image de la surface qui délimite le vide — *la forme interne* — surface qui au point de vue géométrique est une enveloppe.

2.1.1.2.1. La forme externe

La forme externe du vide excavé est l'image d'ensemble de la cavité souterraine. Elle est délimitée et matérialisée par la surface enveloppante du vide; la configuration de cette surface peut être perçue, à l'échelle de l'ensemble, seulement par des images élaborées (construites): des représentations cartographiques, des blocs-diagrammes etc. La configuration spatiale de l'ensemble représente une image positive de la cavité, avec une signification spéléomorphologique précise: elle renferme dans son cadre le résultat de toutes les conditions et de tous les processus modeleurs par lesquels la cavité respective est apparue et s'est développée, étant *une résultante morphogénétique et morphosculpturale*. C'est la raison pour laquelle on va accorder une attention spéciale à l'analyse spéléographique et spéléométrique de la forme de l'ensemble.

2.1.1.2.2. La forme interne

La forme interne est l'image négative d'une cavité karstique, prise dans l'ensemble de sa configuration spatiale. Elle est aussi délimitée et matérialisée par la surface enveloppante du vide. L'image négative, même si elle est directement perceptible, est plus difficilement représentée et analysée à l'échelle de toute la cavité ou de tout le réseau souterrain.

Si l'on augmente l'échelle d'analyse, en passant de l'ensemble de la cavité ou du réseau à un tronçon du vide, la signification spéléomorphologique de la surface enveloppante change: elle devient, d'une part, *une forme négative représentative* — dans le tronçon respectif — *pour les conditions de modelage et les processus modeleurs dominants ou derniers* et, d'autre part, *une forme positive* — par rapport au flux modelleur — *support pour les processus morphodynamiques ultérieurs*.

Une augmentation supplémentaire et successive de l'échelle d'analyse décèlera la complexité de la forme interne et la superposition dans son cadre de trois catégories de relief: le premier, plus général, de *l'enveloppe* — le support morphogénétique énoncé; le deuxième, plus détaillé, de divers volumes concaves ou convexes — le *microrelief* — imprimés dans le cadre de la surface générale et témoins, à leur tour, d'un certain facteur ou processus de modelage local — et le troisième, de grand détail, de *l'inframicrorelief*, empreinte microscopique, effective du modelage karstique dans un certain point et à un certain moment.

2.1.1.3. Les géométries de l'espace excavé

Les images différentes, sous lesquelles on peut analyser une cavité souterraine et, surtout, leur signification spéléomorphologique précise, nous ont obligé à sous-diviser la géométrie de l'espace excavé en *la géométrie de la forme externe* ou de *la forme générale* et en *géométrie de la forme interne*, sous-divisée à son tour, en *la géométrie de la surface enveloppante*, *la géométrie des formes*, *des microformes* et *des inframicroformes* souterraines.

2.1.2. LA-GÉOMÉTRIE DE LA FORME GÉNÉRALE

La forme générale est l'image externe, positive du vide excavé. Sa définition devient un problème de définition du point de vue morphographique et morphométrique des corps naturels qui la composent — *la forme réelle* — tant comme des individualités que comme des parties d'un ensemble. Dans ce but ont été établis des modèles de vides karstiques qui contiennent et illustrent la variété spéléographique et la tridimensionnalité de l'espace souterrain.

L'utilisation des modèles géométriques, dans l'analyse et la reconstitution du cavernement, rencontre un obstacle majeur, à cause du fait que la forme des vides naturels ne coïncide pas toujours avec celle des corps géométriques simples. C'est pourquoi une opération préliminaire est nécessaire, soit pour assimiler — *l'assimilation* — de la forme réelle des divers tronçons du vide aux corps géométriques les plus semblables (fig. 1.6), soit pour

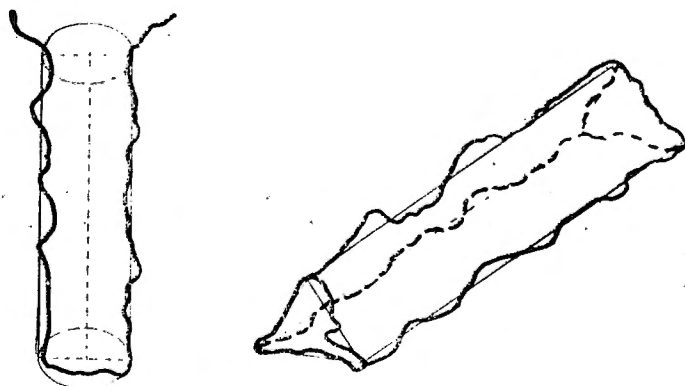


Fig. 1.6 L'assimilation de la configuration réelle de certains tronçons de galerie à des corps géométriques à formes semblables.

The assimilation of the real configuration of some fragments of a gallery to geometrical volumes with similar shapes.

généraliser — la *généralisation* — la forme réelle dominante pour l'ensemble ou pour le tronçon que nous caractérisons.

Cette assimilation doit observer les principaux paramètres morphométriques du vide (longueur, section moyenne, pente) de sorte qu'une compensation des différences se réalise. Dans le cas de la généralisation, opération plus précise mais plus laborieuse, on va calculer en plus, pour des diverses portions du vide (tronçons, étages etc.) un *coefficient de déviation*, dont on tiendra compte dans tous les calculs qui concernent la portion respective. Par exemple si, pour une certaine portion du vide, la forme dominante, choisie pour la généralisation, est une section circulaire, d'une certaine dimension, par rapport aux déviations de cette section on fera toutes les appréciations et tous les calculs concernant la portion analysée.

Les opérations d'assimilation ou de généralisation ne doivent pas être comprises comme une simplification et une uniformisation géométrique de la configuration des cavités et des réseaux souterrains, mais comme des opérations méthodiques de découverte de certaines similitudes entre la configuration réelle, parfois compliquée et les corps géométriques facilement définissables et analysables. De même, elles ne doivent pas être utilisées dans les représentations cartographiques initiales des grottes. Si ces représentations sont précises et fidèles, les assimilations et les généralisations ultérieures seront plus correctes et mieux choisies.

Les modèles conçus pour la forme générale du vide excavé se divisent en: *les modules spatiaux* — formes élémentaires — correspondant aux tronçons de la cavité souterraine, avec une configuration unitaire, et *les ensembles* — formes composées — dérivés des diverses manières de groupement des modules.

2.1.2.1. Les formes élémentaires

La configuration spatiale a une composante morpho-, respectivement spéléographique, fournie par *les éléments géométriques* qui définissent sa forme, et une détermination morpho-, respectivement spéléométrique, fournie par *les paramètres dimensionnels* qui déterminent la grandeur et la position dans l'espace de la forme. Dans la discussion sur les formes élémentaires, leurs aspects morphographiques et morphométriques seront traités dans des chapitres séparés.

2.1.2.1.1. Morphographie

La décomposition de la forme générale d'un vide souterrain dans des tronçons unitaires dont la géométrie peut être déterminée et analysée est réalisée par l'intermédiaire de trois grandes *catégories de configurations spatiales élémentaires*:

- configuration à prédominance unidirectionnelle;
- configuration à prédominance bidirectionnelle;
- configuration relativement uniforme tridirectionnelle.

Ces trois configurations élémentaires sont générales et universellement valables pour les formes finies — par leur intermédiaire on peut définir des structures allant de l'échelle de l'écorce terrestre jusqu'à celle des réseaux cristallins. On les considère comme expressives pour l'illustration et la systématisation de la morphographie, de la morphométrie et, ensuite, de la morphodynamique des cavités et des réseaux karstiques.

2.1.2.1.1.1. Les modules spatiaux à configuration à prédominance unidirectionnelle

2.1.2.1.1.1.1. Définition

Les modules unidirectionnels sont des espaces ou des tronçons spatiaux unitaires du point de vue de la forme propre, développés de manière dominante dans une direction — la direction de l'axe longitudinal (l'axe d'intersection des surfaces de référence).

2.1.2.1.1.1.2. La condition de la forme

Le caractère unidirectionnel d'une forme se maintient aussi longtemps que sa longueur reste la dimension dominante, elle est donc double par rapport aux autres dimensions. Pour toute section donnée, transversale à l'axe, la longueur d'un module unidirectionnel a une valeur minimale — conditionnée par le rapport de la forme — sa valeur maximale étant théoriquement illimitée (fig. 1.7).

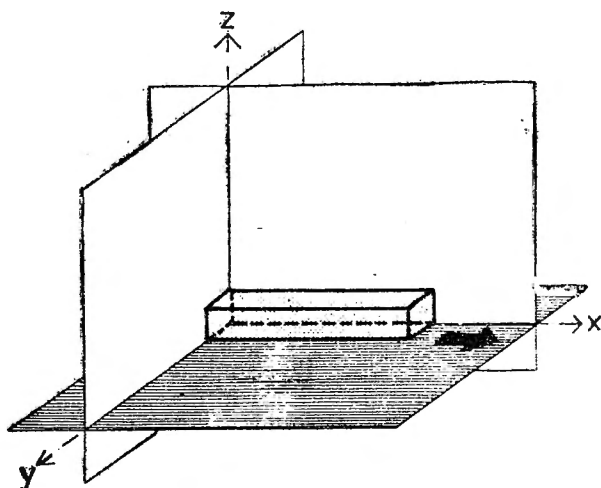


Fig. 1.7 La configuration spatiale à prédominance unidirectionnelle.

Example of a configuration prevalently unidirectional.

2.1.2.1.1.1.3. La circonscription de la forme

Du point de vue géométrique, les modules unidirectionnels peuvent être envisagés comme des espaces circonscrits le long de l'intersection, sous un angle Δ , des deux surfaces, S_1 et S_2 . On va dénommer les deux surfaces: *surfaces de référence* et leur axe d'intersection est l'*axe longitudinal* du module (fig. 1.8) Quand l'angle Δ est égal à 90° , alors chaque surface est la normale de l'autre.

Défini de la sorte, le module unidirectionnel est un espace ouvert, soit aux deux bouts de l'axe longitudinal — le cas des formes cylindriques, prismatiques etc. — soit seulement à l'un des bouts — formes coniques, par exemple. La délimitation de l'espace diffère, comme on le montrera plus loin, par rapport à sa signification morphographique et à sa position

Fig. 1.8 La circonscription du module spatial à l'intersection de deux surfaces de référence (S_1 et S_2); AB — l'axe d'intersection; Δ — l'angle entre les surfaces.

The circumscription of the spatial module to the intersection of two reference surfaces (S_1 and S_2); AB — the intersection axis, Δ — the angle made by the two surfaces.

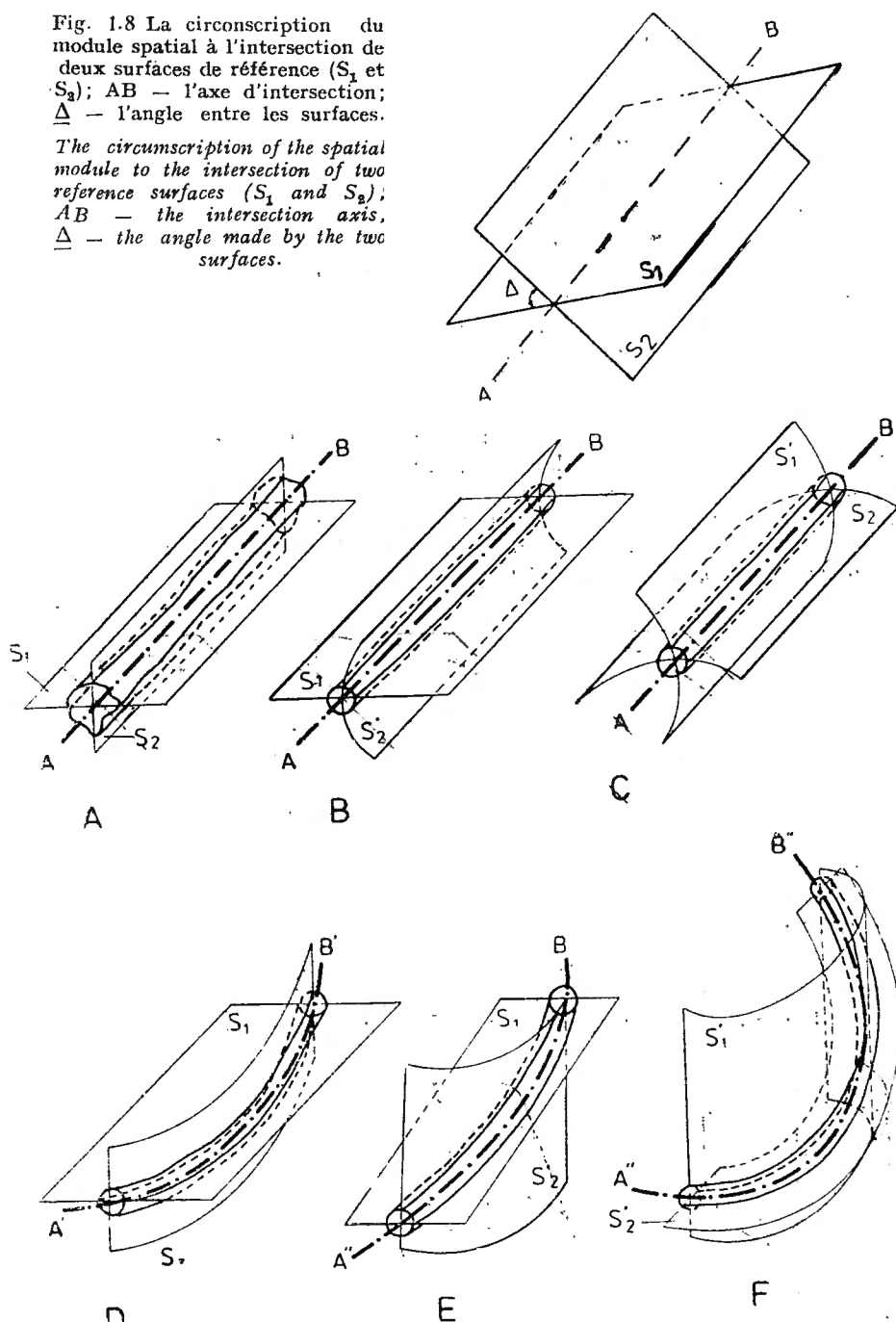


Fig. 1.9 Le rapport entre la forme des surfaces de référence (S) et la forme des axes d'intersection: AB — axes droits; $A'B'$ — axes courbes; $A''B''$ — axes hélicoïdaux.

The ratio between the shape of the two reference surfaces (S) and the shape of the intersection axes: AB — straight axes; $A'B'$ — curved axes; $A''B''$ — helicoid axes.

dans le cadre d'un ensemble spatial. Elle s'obtient par une surface ou un plan de délimitation (fig. 1.27) dont la position est normale à l'axe longitudinal ou inclinée sous un angle.

2.1.2.1.1.4. L'analyse de la forme

La définition des modules unidirectionnels permet l'encadrement dans cette catégorie, de certains espaces d'une très grande diversité de formes. Ainsi apparaît la nécessité de la détermination de la forme générale de chaque module à part et la nécessité de l'établissement des critères de systématisation, qui permettront la comparaison de cette multitude de formes.

La forme du module dans la section longitudinale est donnée par l'aspect de l'axe et des surfaces de référence (fig. 1.9):

— les surfaces de référence planes engendrent des modules à l'axe droit — AB (fig. A);

— une surface plane et une autre courbe vont engendrer — par rapport à la position de la courbure dans l'ensemble de la surface (figs. B, D et E) — des axes droits (AB), courbes (A'B') ou hélicoïdaux (A''B'');

— deux surfaces courbes peuvent générer — en fonction de la position de la courbure dans le cadre de la surface (figs. C et F) — des axes droits (AB) ou hélicoïdaux (A''B'').

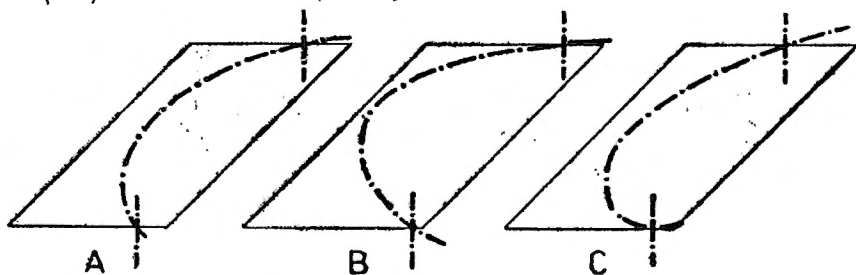


Fig. 1.10 Types d'axes courbes: A — arc de cercle; B — arc d'ellipse; C — la parabole.

Types of curved axes: A — arc of a circle; B — arc of an ellipse; C — parabola.

Les axes courbes peuvent être: des arcs de cercle ou d'ellipse, des hyperboles ou des paraboles etc. (fig. 1.10); ceux hélicoïdaux sont à rayon constant, cylindrique ou à rayon variables, coniques (fig. 1.11).

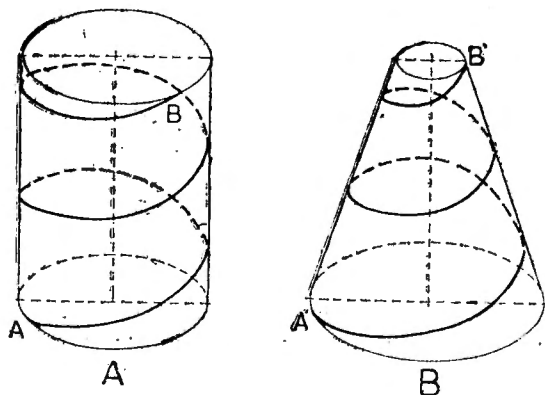


Fig. 1.11 Types d'axes hélicoïdaux: A — cylindriques; B — coniques.

Types of helicoid axes: A — cylindrical; B — conical.

Par rapport à la direction dominante, la position de la courbure d'une surface de référence peut être longitudinale, transversale ou oblique (figs. 1.9. D, B, respectivement E).

Si l'on analyse la forme du module dans une section transversale à l'axe, une autre caractéristique morphographique de celle-ci est le type de symétrie de la circonférence (ou du périmètre), par rapport à l'axe longitudinal ou aux surfaces de référence. On distingue selon ces critères, les types suivants de sections transversales (fig. 1.12):

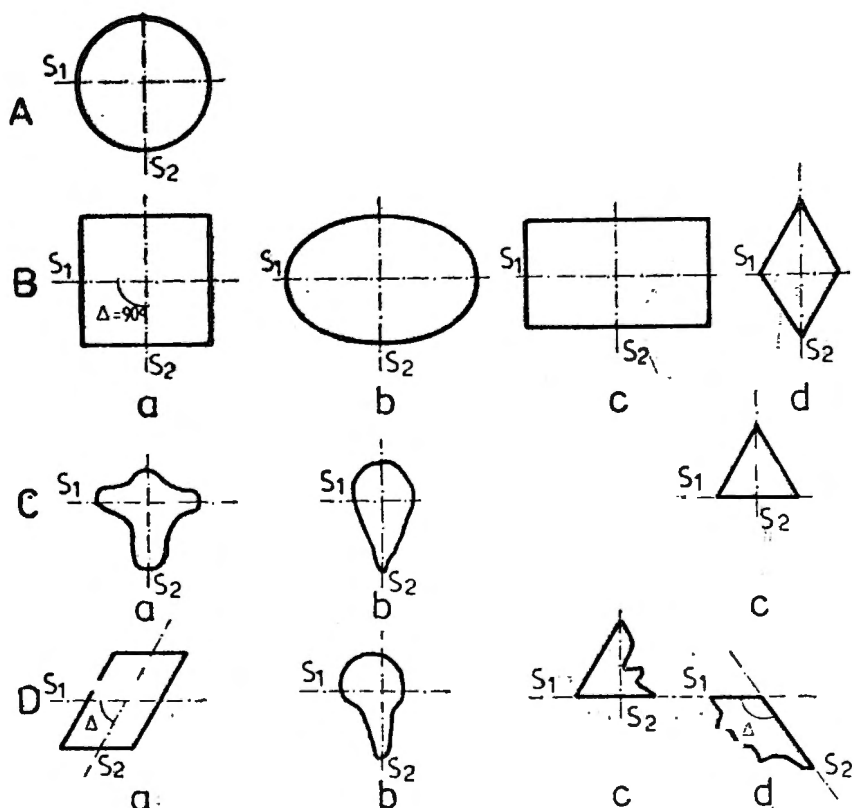


Fig. 1.12 Types de symétrie et d'asymétrie des sections transversales: A — par rapport à l'axe du module; B — par rapport à deux surfaces de référence; C — par rapport à une surface de référence; D — sections asymétriques.

Types of symmetry and asymmetry of the cross sections: A — as against the axis of the module; B — as against two reference surfaces; C — as against one reference surface; D — asymmetrical cross sections.

- des sections symétriques à l'axe — circulaires (fig. A);
- des sections symétriques aux surfaces de références — carrées (fig. B. a), elliptiques (fig. B. b), rectangulaires (fig. B. c), rhombiques (fig. B. d);
- des sections symétriques à une seule surface de référence, qui peuvent avoir leur axe dans l'aire de la section (figs. C. a et b) ou dans sa

circonférence (fig. C.c); la surface de référence, donc aussi la symétrie, peut être horizontale, verticale ou oblique;

— des sections asymétriques qui se sous-divisent en sections où les surfaces de référence s'intersectent dans l'aire du module (figs. D.a et b), sections dont une surface de référence délimite l'espace (fig. D.c) et sections où les deux surfaces de référence délimitent la section du module (fig. D.d).

Les modules circonscrits à certaines surfaces de référence courbes peuvent être systématisés selon les mêmes critères, mais en précisant que le nombre de cas de symétrie des sections est moindre et que celui d'asymétrie est plus grand.

La forme des sections est constituée par des secteurs droits (forme polygonale), courbes (circulaire, elliptique etc.) ou de la combinaison des deux (forme combinée). Dans son ensemble, la forme de toute section peut être assimilée soit avec une section convexe, soit à une section convexe avec des secteurs concaves (fig. 1.13). Si, dans le cadre d'une section, on

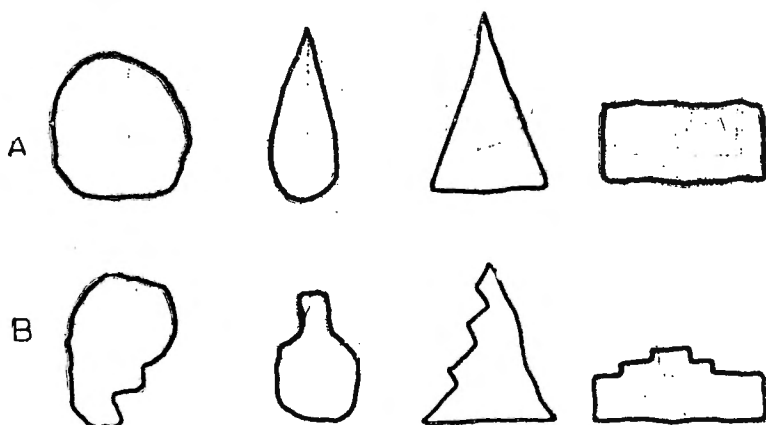


Fig. 1.13 Sections transversales: A — convexes; B — convexes à secteurs concaves.

Types of cross sections: A — convex; B — convex with concave sectors.

trace une ligne médiane (la ligne horizontale qui divise la hauteur en deux parties égales), par rapport à celle-ci on distinguera:

- des sections symétriques ou relativement uniformes;
- des sections asymétriques.

Par rapport à la moitié supérieure de la section, la section inférieure a (fig. 1.14):

- des formes symétriques;
- des formes avec des dimensions diminuées ou amplifiées;
- des formes différentes et des dimensions ressemblantes;
- des formes et des dimensions différentes.

Toutes ces considérations morphographiques ont trait à la section moyenne ou dominante du module. Dans les situations réelles du souterrain, étant donné la longueur parfois grande des modules unidirectionnels, les

sections peuvent rester relativement constantes, sur toute leur longueur ou peuvent être évasés vers l'un de leurs bouts. Dans un module évasé, les sections des extrémités peuvent être ressemblantes à la section témoin — *déviations dimensionnelles* — ou elles peuvent supposer une légère modification de la symétrie ou de la position de la ligne médiane — *déviations de la*

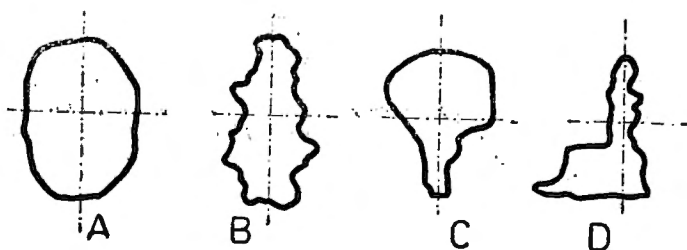


Fig. 1.14 La forme de la section transversale par rapport à ligne médiane; A — section symétrique; B — section relativement uniforme; C — section diminuée; D — section amplifiée.

The shape of the cross section, as against the median line: A — symmetric cross section; B — cross section uniform; C — cross section diminished; D — cross section amplified.

forme. A tout changement évident et tranchant de la forme ou des dimensions de la section, le long d'un tronçon de galerie, celui-ci doit être divisé en modules différents. Le degré de division d'un espace en modules unitaires se réalise aussi par rapport à l'échelle ou au but de l'analyse morphographique.

2.1.2.1.1.5. La position dans l'espace

La configuration spatiale du module est caractérisée aussi par sa position dans l'espace. La modification de la position ne modifie pas la forme et les dimensions du module, mais elle modifie sa signification morphographique (implicitement génético-évolutive aussi).

Un module donné peut être soumis aux mouvements de rotation suivants, par lesquels il change sa position dans l'espace (fig. 1.15):

— la rotation dans le plan oxy (où l'axe oy est considéré la direction Nord), change la direction avec l'angle directeur α , inscrit entre les axes oy et AB ;

— la rotation dans le plan oxz (où l'axe ox est l'horizontal), change l'inclinaison avec l'angle β , inscrit entre les axes ox et AB ;

— la rotation autour de son propre axe (c'est une rotation dans le plan oyz), change la position de la section avec l'angle Γ , (inscrit dans le plan oyz), réalisé entre l'axe oy et la surface de référence S_1 ; la position de la surface S_2 est donnée par l'angle Δ , défini plus haut.

Il s'ensuit que la position dans l'espace du module unidirectionnel est suffisamment exprimée par la direction et l'inclinaison de l'axe et de la position et de l'inclinaison d'une section transversale à l'axe, par les angles directeurs α et β , pour l'axe et respectivement Γ et Δ , pour la section:

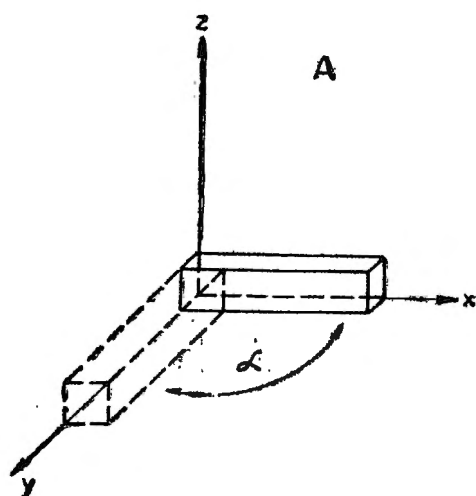
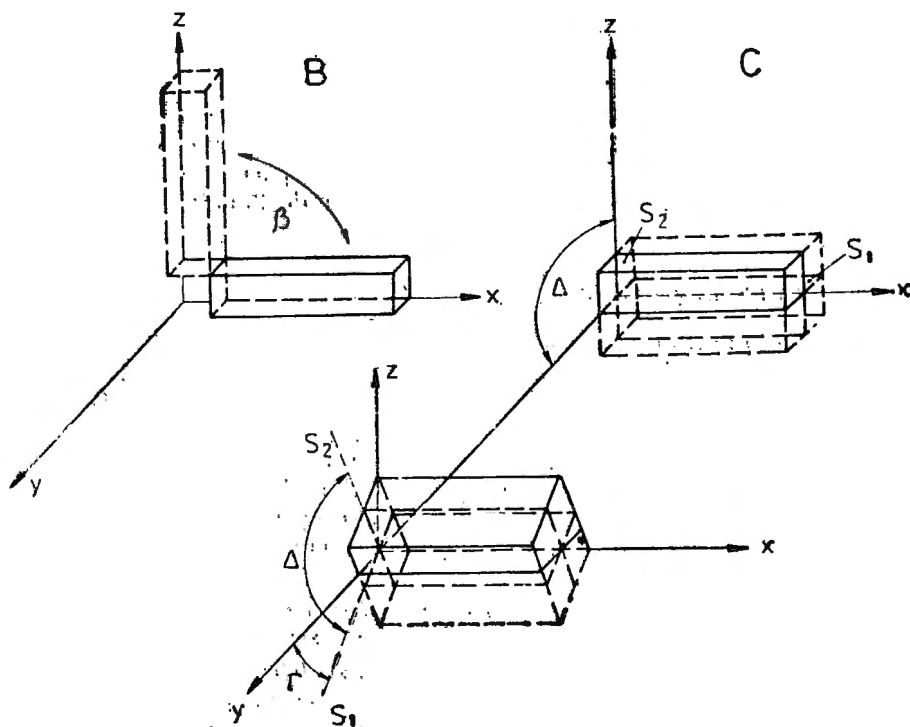


Fig. 1.15 La rotation du module dans les plans du système de coordonnées $oxyz$: A — la rotation dans le plan horizontal oxy ; B — la rotation dans le plan vertical oxz ; C — la rotation autour du propre axe (le plan oyz).

The rotation of the module in the planes of the $oxyz$ coordinates systems: A — the rotation in the horizontal plane oxy ; B — the rotation in the vertical plane oxz ; C — around its own axis.



Par rapport à l'angle β , entre l'axe et un plan horizontal S_0 , il y a les positions significatives suivantes, dans un plan vertical oxy (fig. 1.16): — pour les axes droits, — des modules horizontaux, inclinés, et verticaux (figs. A—C).

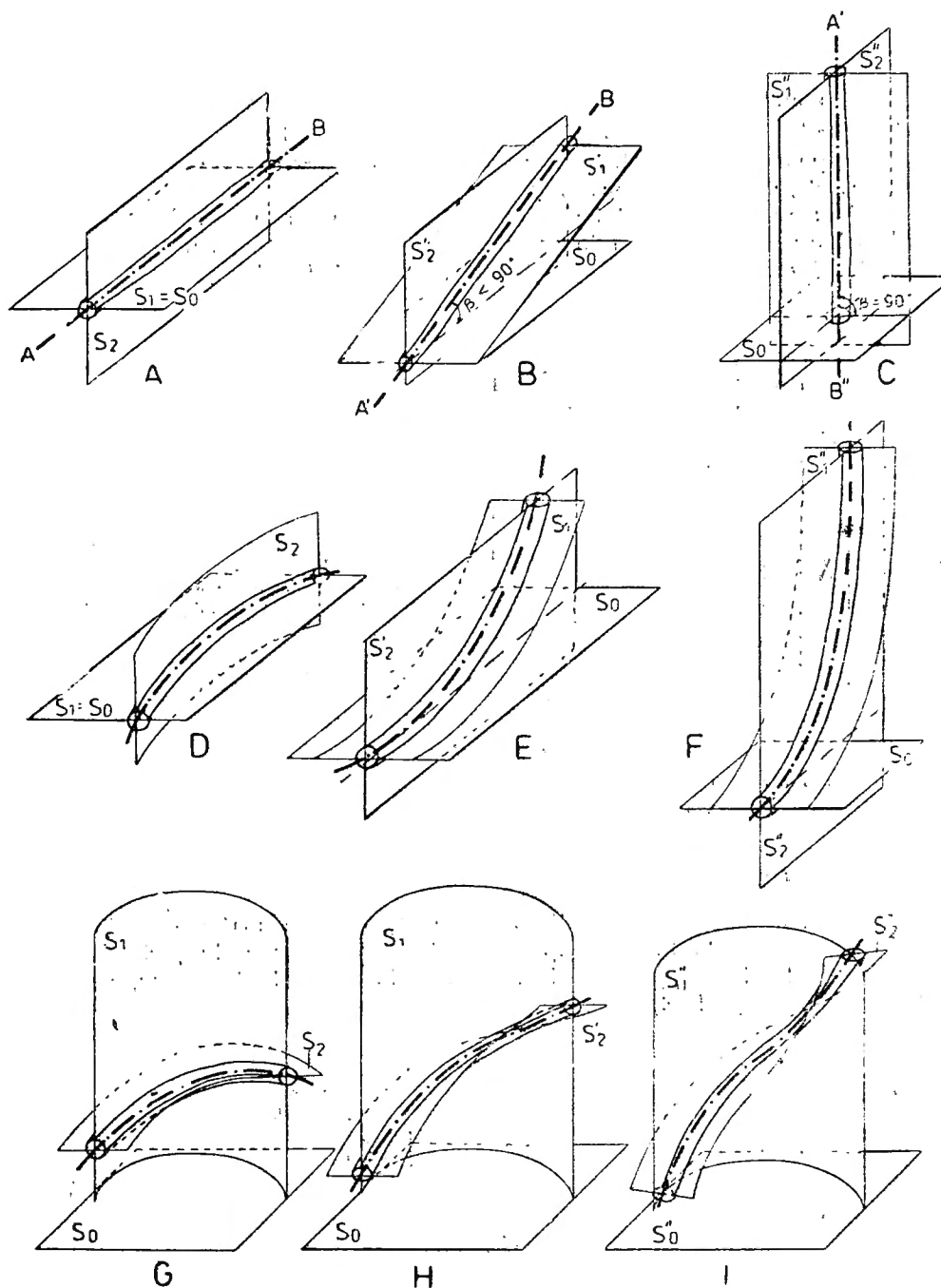


Fig. 1.16 La position dans l'espace de l'axe du module à prédominance unidirectionnelle: axe droit horizontal (A), axe droit incliné (B) axe droit vertical (C); axe courbe horizontale (D), axe courbe faiblement incliné (E) axe courbe fortement incliné (F); axe hélicoïdal faiblement incliné (G), axe hélicoïdal moyennement incliné (H) axe hélicoïdal fortement incliné (I).

The position in space of the axis of the prevalently unidirectional module: straight horizontal axis (A), straight inclined axis (B) straight vertical axis (C); curved horizontal axis (D), curved slightly inclined axis (E) curved strongly inclined axis (F); helicoidal slightly inclined axis (G), helicoidal medium inclined axis (H) helicoidal strongly inclined (I).

— pour les axes courbes — des modules horizontaux, inclinés et fortement inclinés (figs. D—F);

— pour les axes hélicoïdaux — des modules peu inclinés, moyennement inclinés et fortement inclinés (figs. G—I).

Aux axes courbes et hélicoïdaux, par rapport à la position du rayon, de courbure et par rapport à l'horizontale, le degré d'inclinaison peut changer dans les divers points du module, variant entre 0° et 90° (fig. 1.17).

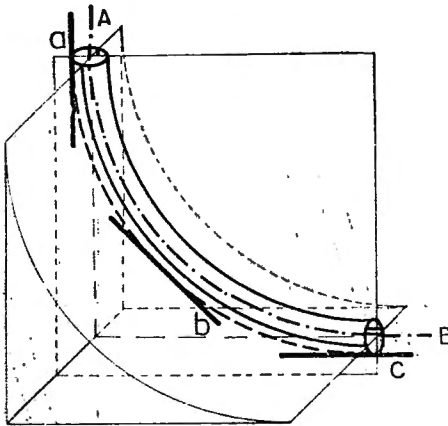


Fig. 1.17 La variation de l'inclinaison de l'axe longitudinal dans divers points d'un module courbe: a — $\beta = 90^\circ$; b — $\beta = 45^\circ$; c — $\beta = 0^\circ$.

The variation of the slope of the longitudinal axis in different points of a curved module: a — $\beta = 90^\circ$; b — $\beta = 45^\circ$; c — $\beta = 0^\circ$.

2.1.2.1.1.2. Les modules spatiaux ayant une configuration à prédominance bidirectionnelle

2.1.2.1.1.2.1. Définition

La deuxième catégorie d'espaces ou de tronçon spatiaux unitaires du point de vue de la forme propre, sont les modules chez lesquels deux des directions de développement de la forme dominent la troisième, par leurs dimensions (fig. 1.18).

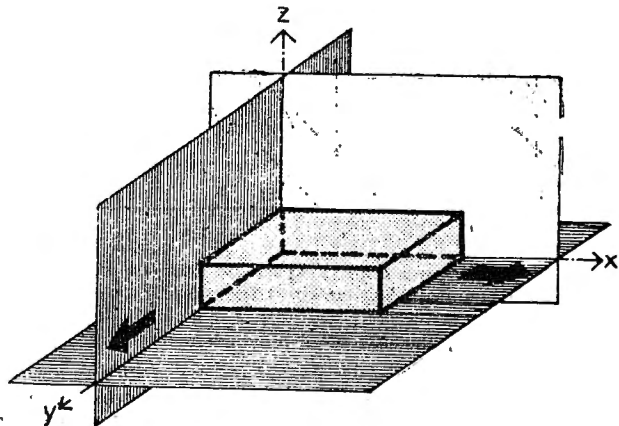


Fig. 1.18 La configuration spatiale à prédominance bidirectionnelle.

Example of a configuration prevalently bidirectional.

2.1.2.1.1.2.2. Condition de la forme

La configuration bidirectionnelle du module impose une limitation du rapport entre ses trois dimensions, respectivement la longueur, la largeur et l'épaisseur. Si l'on envisage le caractère prédominant d'une direction par rapport à une autre, comme le double de la dimension de la seconde, les rapports de proportionnalité entre les dimensions des axes du module bidirectionnel devront être :

- pour les directions dominantes, égal à 1 ou plus grand que $1/2$;
- pour la troisième direction, en rapport avec la plus petite de deux autres, plus petit que $1/2$.

Dans les conditions données, une augmentation de la longueur au-dessus de la valeur-limite confère au module un caractère unidirectionnel et une augmentation de la largeur, avec une certaine valeur, confère au module un caractère relativement uniforme tridirectionnel. Pour ces raisons, en contraste avec les modules unidirectionnels, qui peuvent être envisagés aussi comme des espaces ouverts aux deux extrémités de l'axe longitudinal, les modules bidirectionnels, tout comme les tridirectionnels, sont toujours définis comme espaces limités (fermés). Dans la reconstitution des vides composés (suites, arborescences ou réseaux), les modules unidirectionnels vont être délimités par l'assemblage spatial et les deux autres types vont s'ouvrir.

2.1.2.1.1.2.3. La circonscription de la forme

Le module à prédominance bidirectionnelle peut être caractérisé par minimum trois surfaces de référence. Celles-ci sont des plans droits (fig. 1.19) ou courbés (fig. 1.21). Sans tenir compte de sa forme, la surface qui détermine le développement spatial prédominant est considérée comme *surface de référence principale* (S_1). Celle qui s'intersecte avec la principale, dans la direction de l'axe longitudinal, c'est la *surface de référence subordonnée* (S_2), parce que ensemble elles donnent la direction dominante du module; la surface qui intersecte la principale, dans la direction de l'axe transversal, est la *surface de référence oppositionnelle* (S_3), parce qu'elle s'oppose à la direction dominante (fig. 1.19). Dans le cas particulier de certains modules avec les axes de la surface principale égaux (par exemple, une calotte sphérique), le caractère subordonné et oppositionnel ne peut pas être précisé (qu'avec des critères spéléogénétique).

Les axes d'intersection des surfaces de référence sont : l'*axe longitudinal* (entre la principale et la subordonnée), l'*axe transversal* (entre la principale et l'oppositionnelle) et l'*axe oppositionnel* (entre la subordonnée et l'oppositionnelle). Les angles sous lesquels les axes s'intersectent sont : l'angle Δ_1 , situé dans le plan de la surface principale, l'angle Δ_2 , situé dans le plan de la surface secondaire et l'angle Δ_3 , situé dans le plan de la surface oppositionnelle (fig. 1.19).

La configuration spatiale à prédominance bidirectionnelle se déploie surtout dans le plan des deux d'entre les trois surfaces de référence auxquelles le module est circonscrit, sa forme ayant un développement notable dans la direction de l'axe longitudinal et transversal.

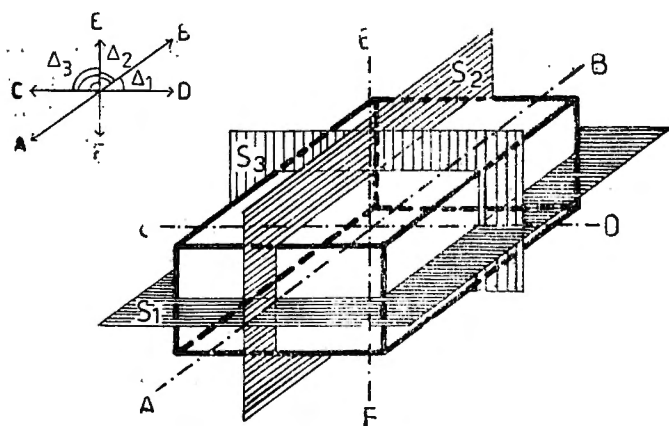


Fig. 1.19 Les surfaces de référence d'un module à prédominance bidirectionnelle: S_1 — la surface principale; S_2 — la surface subordonnée; S_3 — la surface oppositionnelle; AB — l'axe longitudinal; CD — l'axe transversal; EF — l'axe oppositional.

The reference surfaces of a prevalently bidirectional module: S_1 — the principal surface; S_2 the subordinate surface; S_3 — the oppositional surface; AB — the longitudinal axis; CD — the transversal axis; EF — the oppositional axis.

2.1.2.1.1.2.4. L'analyse de la forme

La forme du module est analysée par rapport à ses axes et à ses surfaces de référence, pour chaque surface prise séparément ou globalement.

L'analyse des surfaces de référence est réalisée par l'intermédiaire des sections qui contiennent ces surfaces (*section principale, subordonnée et oppositionnelle*). La symétrie et l'asymétrie des sections, leur concavité, et leur convexité ou leur forme, par rapport à la ligne médiane) établie pour les modules unidirectionnels (figs. 1.12, 1.13 et 1.14), sont valables pour n'importe quel type de module.

Si l'on analyse globalement la forme des modules, du point de vue de la symétrie de toutes les sections, on distinguera les différenciations suivantes (fig. 1.20):

- des modules symétriques à un axe d'intersection — cylindriques, tronconiques (fig. A);
- des modules symétriques aux trois surfaces de référence — parallélépipèdes aplatisés, prismes carrés (fig. B);
- des modules symétriques à deux surfaces de référence — calottes sphériques, troncs de pyramide, certaines pyramides régulières (fig. C);
- des modules symétriques à une seule surface de référence — prismes polygonaux irréguliers etc. (fig. D);
- des modules asymétriques aux surfaces de référence (fig. E).

Pour les modules aux surfaces de référence courbes, la forme se diversifie. Ceux-ci peuvent être systématisés en modules à courbure uni ou bidirectionnelle (fig. 1.21). La spécification de la position de la courbure est fixée d'après le nom de la surface ou des surfaces qui les contiennent et la

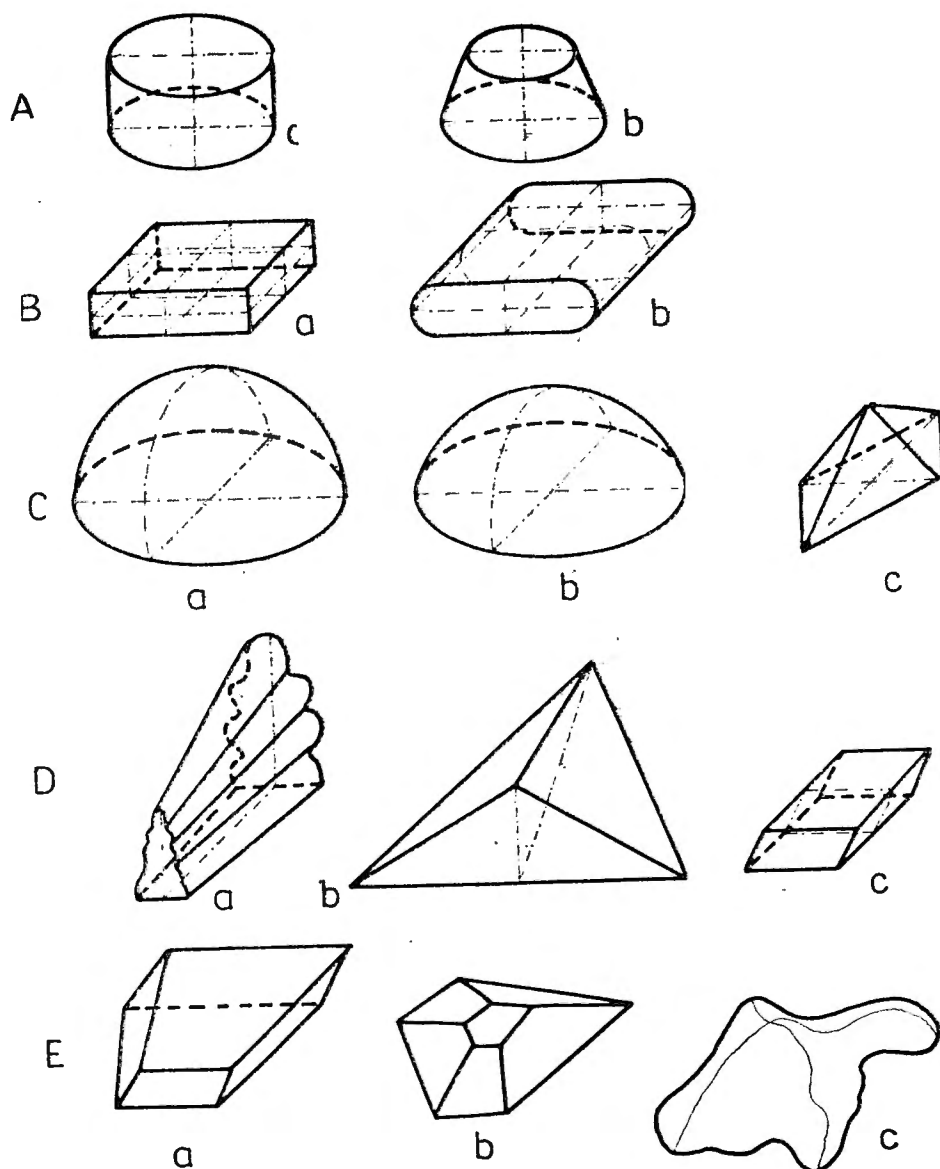


Fig. 1.20 Types de symétrie et d'asymétrie des modules à prédominance bidirectionnelle: A — à un axe d'intersection; B — à trois surfaces de référence; C — à deux surfaces de référence; D — à une surface de référence; E — modules asymétriques.

Types of symmetry and asymmetry at the prevalently bidirectional modules: A — against an intersection axis; B — against three reference surfaces; C — against two reference surfaces; D — against one reference surface; E — asymmetric modules.

direction de la courbure (dans le cadre de la surface); la courbure peut être longitudinale, transversale ou oblique (par rapport à la direction de l'axe homonyme à la surface).

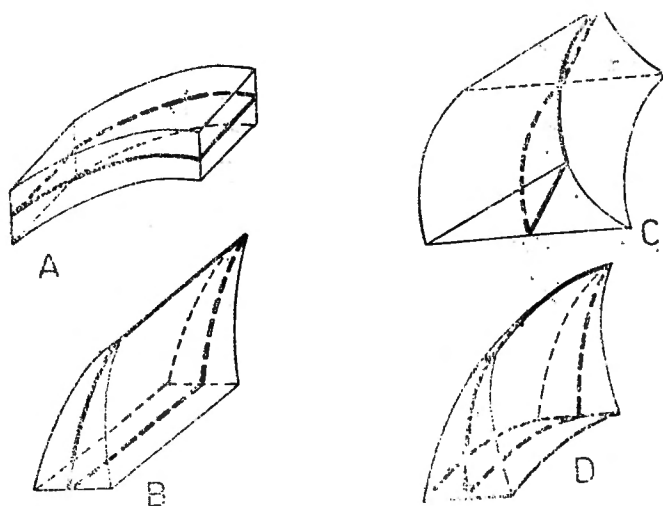


Fig. 1.21 Des modules à prédominance bidirectionnelles à surfaces de référence courbes: A — la courbure unidirectionnelle sur la surface principale; B et C — la courbure unidirectionnelle sur la surface subordonnée; D — les courbures bidirectionnelles sur les surfaces principale et subordonnée.

Examples of prevalently bidirectional modules with curved reference surfaces: A — unidirectional curvature on the principal surface; B and C — unidirectional curvature on the subordinate surface; D — bidirectional curvatures on the principal and on the subordinate surfaces.

2.1.2.1.1.2.5. La position dans l'espace

La position dans l'espace du module est exprimée par les angles directionnels que l'axe longitudinal, transversal, respectivement oppositionnel fait avec le système de coordonnées $oxyz$. Pour la mise en évidence de certaines positions significatives, il suffit d'établir la position dans l'espace des directions dominantes, respectivement les axes longitudinaux et transversaux, contenus par la surface de référence principale. On pourra distinguer de la sorte, pour les deux axes, des directions horizontales, verticales ou obliques. De la combinaison de ces directions — au cas de certains axes perpendiculaires — les positions significatives pour la surface de référence principale et, implicitement, les modules à prédominance bidirectionnelles sont (fig. 1.22):

- position horizontale (fig. A);
- position verticalement-longitudinale (fig. B);
- position verticalement-transversale (fig. C);
- position verticalement-bidirectionnelle (fig. D);
- position obliquement-longitudinale (fig. E);
- position obliquement-transversale (fig. F);
- position obliquement-bidirectionnelle (fig. G).

Au cas des modules avec des surfaces de référence courbes, la position dans l'espace se diversifie en fonction du rapport à la direction, de la

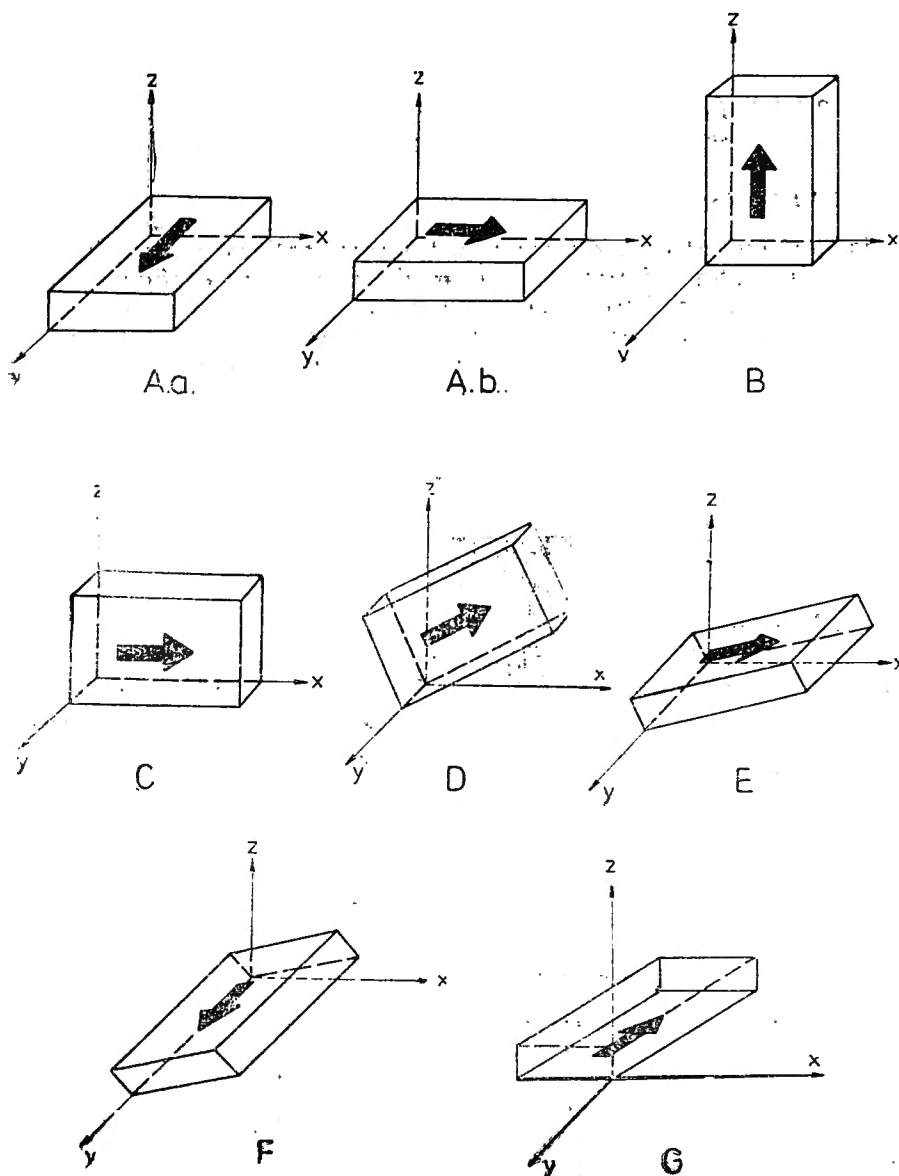


Fig. 1.22 Les positions significatives dans l'espace d'un module à prédominance bidirectionnelle, au axes perpendiculaires; A — horizontale; B — verticalement-longitudinale; C — verticalement-transversale; D — verticalement-bidirectionnelle; E — inclinée-longitudinale; F — inclinée-transversale; G — inclinée-bidirectionnelle.

The significant positions in space for a prevalently bidirectional module, with perpendicular axes: A — horizontal; B — longitudinal-vertical; C — transversal-vertical; D — bidirectional-vertical; E — longitudinal-inclined; F — transversal-inclined; G — bidirectional-inclined.

courbure et les directions dominantes (qui peuvent être des axes droits ou courbes).

Le changement de la position dans l'espace d'un module modifie sa signification spéléographique.

2.1.2.1.1.3. Les modules spatiaux ayant une configuration relativement uniforme tridirectionnelle

2.1.2.1.1.3.1. Définition

La dernière catégorie d'espaces ou tronçons spatiaux, unitaires du point de vue de leur propre forme, sont les modules avec une configuration relativement uniforme tridirectionnelle. Ce sont des formes avec un développement équilibré dans les trois directions et les axes correspondants des surfaces de référence — principale, subordonnée et oppositiennelle — ce qui leur confère une configuration relativement uniforme tridirectionnelle et troisdimensionnelle (fig. 1.23).

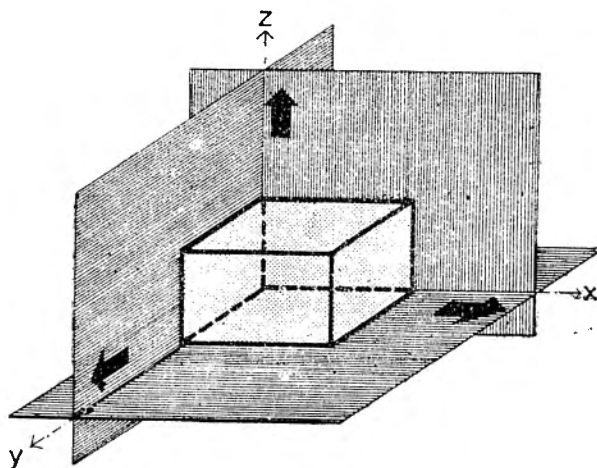


Fig. 1.23 Configuration spatiale relativement uniforme tridirectionnelle.

Example of a configuration relatively uniform tridirectional.

2.1.2.1.1.3.2. La condition de la forme

La forme des modules est définie et conditionnée par un rapport de proportionnalité, minimum et maximum, parmi les trois dimensions: aucune des trois dimensions n'est jamais deux fois plus grande que les deux autres. La configuration tridirectionnelle est parfaite pour les modules sphériques et optimale pour ceux cubiques, mais de ces catégories font partie seulement les espaces également développés dans les trois directions. La condition de relative uniformité du module permet l'inclusion dans cette catégorie de tous les espaces sans une direction dominante (isométriques ou non).

2.1.2.1.1.3.3. La circonscription de la forme

Les modules tridirectionnels sont aussi des espaces limités (fermés), circonscrits à l'intersection des trois surfaces de référence. Leurs éléments morphographiques — surfaces de référence, axes d'intersection, la forme

et la symétrie des sections — sont identiques, en ce qui concerne la dénomination et les notations, à ceux des modules à prédominance bidirectionnelles.

2.1.2.1.1.3.4. L'analyse de la forme

Au cas des modules tridirectionnels, l'analyse de la forme générale procède toujours par l'intermédiaire des sections dans toutes les trois surfaces de référence (les sections de base: principale, subordonnée et oppositionnelle) et pour des formes avec une plus grande irrégularité, l'analyse se fait même à l'aide de certaines sections intermédiaires, parallèles aux premières. Une description analytique et une précision morphographique (par assimilation ou généralisation) de la forme d'ensemble du module est aussi nécessaire.

Selon l'analyse de la forme, les modules tridirectionnels peuvent être divisés en deux grandes catégories:

- modules à axes égaux — isométriques (sphériques ou cubiques);
- modules à axes inégaux — anisométriques — pour lesquels on peut établir une surface de référence principale et même une direction principale (quand tous les axes sont inégaux).

2.1.2.1.1.3.5. La position dans l'espace

Du point de vue de la position dans l'espace, se différencie le cas particulier des modules sphériques qui ne changent pas leur configuration spatiale par des rotations dans le système des coordonnées $oxyz$. Pour les autres modules isométriques, les positions significatives dans l'espace sont (fig. 1.24):

- position normale (fig. A) — la base du module est dans le plan horizontal oxy (tous les axes sont parallèles au système de coordonnées);

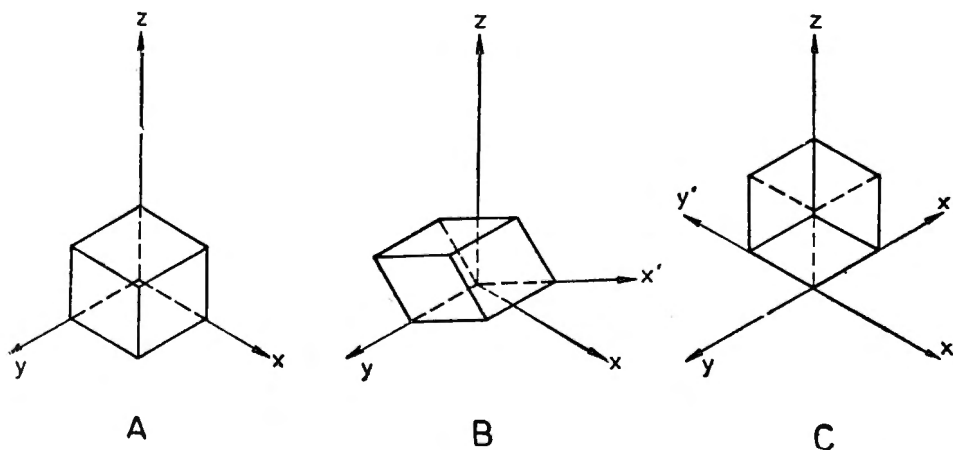


Fig. 1.24 Les positions significatives dans l'espace d'un module cubique: A — normale; B — inclinée — unidirectionnelle; C — inclinée-bidirectionnelle.

The significant positions in space of a cubic module: A — normal; B — unidirectional inclined; C — bidirectional inclined.

— position obliquement-unidirectionnelle (fig. B) — un seul côté est dans le plan horizontal (un axe est parallèle au plan *oxy*);

— position obliquement-bidirectionnelle (fig. C) — un seul sommet se trouve dans le plan horizontal (aucun axe n'est parallèle au système de coordonnées).

Pour les modules anisométriques ou avec des axes courbes, la position dans l'espace se différencie selon les mêmes critères que pour les modules prédominance bidirectionnelles (fig. 1.22).

2.1.2.1.1.4. La signification spéléographique des formes élémentaires

2.1.2.1.1.4.1. L'universalité des formes élémentaires

A l'aide des formes élémentaires on peut composer, définir et discuter la configuration spatiale, tant pour les réseaux souterrains, que pour les volumes de roche ou des unités de relief qui les contiennent. Par exemple, par l'intermédiaire d'un module à prédominance unidirectionnelle on peut exprimer la forme, les dimensions et la position dans l'espace d'une crête calcaire, d'une galerie souterraine, d'une cannelure dans un lapié, d'une stalactite ou d'un dépôt de terrasse, à condition que, dans toutes les situations, on délimite des espaces relativement unitaires du point de vue du contenu et de la configuration spatiale (fig. 1.25).

L'individualisation des formes par l'intermédiaire des modules spatiaux n'est pas conditionnée par un certain type de relief (karstique ou non-karstique; souterrain ou de surface), par certains paramètres dimensionnels (macro, méso ou microformes) ou par le contenu matériel des espaces analysés (roche, dépôts etc.), les modules étant trois catégories universellement applicables.

La signification des formes élémentaires résulte, surtout, de l'utilisation: elle est, morphographique, dans le cas de l'unité lithologique karstifiable ou spéléographique, dans le cas de la forme générale du vide excavé, de la surface enveloppante, des microformes ou du remplissage spéléal.

Dans les sous-chapitres suivants, on va discuter la signification des dimensions, de la forme et de la position dans l'espace des modules géométriques utilisés à la délimitation en tronçons unitaires de l'espace excavé des cavités souterraines.

2.1.2.1.1.4.2. Le reflet des éléments du réseau souterrain dans la terminologie traditionnelle

La mise en évidence des éléments spéléographiques majeurs qui composent une cavité ou un réseau spéléologique se fait traditionnellement, par l'utilisation des termes: *galerie*, *puits*, *cheminée*, *salle* etc. (fig. 1.26), pris pour les éléments du réseau souterrain (RENAULT, 1958). Ces termes sont bien connus et avec des définitions aussi simples qu'accessibles. Leur différenciation a à la base les critères suivants:

— la position dans l'espace — différencie les galeries horizontales des celles verticales et des celles inclinées;

— la direction de développement — différencie les puits des cheminées et les galeries ascendantes des celles descendantes;

— la dimension en rapport avec l'espace voisin — différencie les salles des galeries, les diverticules des galeries et les niches des galeries ou des salles.

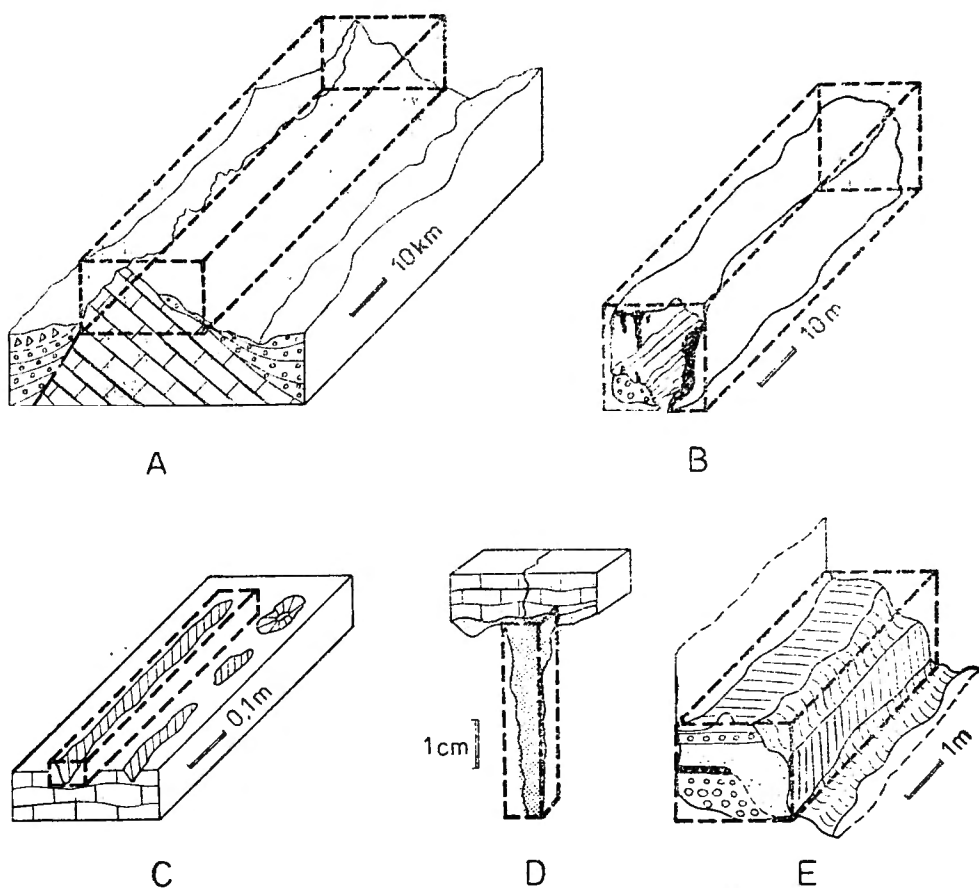


Fig. 1.25 L'individualisation de certaines formes et microformes de relief par l'intermédiaire des modules à prédominance unidirectionnelle: A — crête calcaire; B — galerie souterraine; C — lapiés; D — stalactite; E — dépôt spéléal.

The individualisation of some relief forms and microforms through the modules with a configuration prevalently unidirectional: A — limestone ridge; B — gallery; C — lapiés; D — stalactite; E — speleothem deposit.

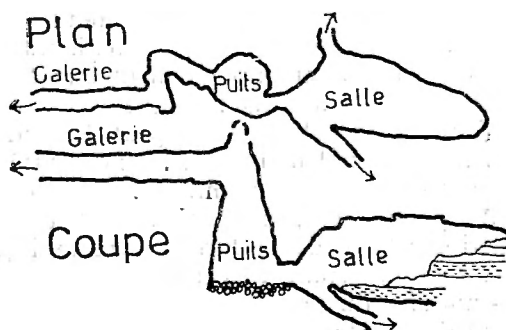


Fig. 1.26 Les formes élémentaires des réseaux karstiques (d'après PH. RENAULT, 1958).

The elementary forms of the karstic network (after PH. RENAULT, 1958).

La forme de l'élément spatial reste un critère subsidiaire ou indirect de différenciation, car la mise en évidence des espaces, donc des termes, se fait tout d'abord l'un par rapport à l'autre. Le procédé est naturel, car le réseau souterrain est *unitaire par la connexion et l'interconditionnement des éléments* qui le composent, mais aussi insuffisant. La définition des notions par une comparaison permanente avec un contexte spatial, à son tour, confusément défini, confère à la spéléographie une grande dose de subjectivisme et de relativisme.

Comme par exemple, le terme de galerie est gardé indifféremment si l'espace, ainsi dénommé, a une forme et une direction unitaire, ou s'il est constitué par une alternance des secteurs larges et étroits, haut et bas, ascendants et descendants, droits, à angles ou avec des méandres, s'il a ou non des cavités latérales. La galerie est un „tout” (plutôt long et horizontal) pour lequel il n'y a pas de critère clair de délimitation ni de méthode de sous-division ou d'analyse des éléments composants. Les divers secteurs ou aspects de la galerie sont considérés ordinairement, seulement des éléments de description, de classification ou de généralisation de l'ensemble (du réseau); ainsi, la terminologie traditionnelle devient ambiguë et inopérante dans des analyses rigoureusement spéléographiques et spéléométriques. La plupart des auteurs délimitent l'analyse spéléographique aux simples descriptions. C'est pourquoi la connaissance, la comparaison et la classification des éléments composants sont restées beaucoup en retard. On mentionne, aussi, dans ce sens l'utilisation limitée, dans les interprétations spéléogénétiques de certaines informations spéléographiques et spéléométriques, évidentes, en rapport à certaines causes ou à certains processus morphodynamiques supposés.

Notre dessein est de proposer — par l'intermédiaire des modules spatiaux — une méthode d'analyse et de systématisation de la variété spéléographique et pas du tout un remplacement ou une révision de la terminologie spéléologique traditionnelle.

2.1.2.1.1.4.3. *La délimitation des modules dans le vide excavé*

Par la division des cavités souterraines en tronçons assimilables à certains modules géométriques (fig. 1.6) on poursuit, d'un côté, une identification de leurs formes réelles avec les formes géométriques, déterminées théoriquement et, de l'autre, l'individualisation de la forme réelle en tronçons avec une configuration unitaire et spécifique qui peut être examinée géométriquement et ensuite, causalement. Toujours, la forme, les dimensions et la position dans l'espace du module choisi sont proches — si elles ne peuvent être identiques — de la configuration réelle que l'on analyse; les similitudes s'imposent implicitement aux axes, aux sections, à la forme des surfaces enveloppantes etc.

Toute forme élémentaire peut être identifiée, par rapport au but et à l'échelle de détail d'analyse, à une cavité souterraine, dans son ensemble ou à un tronçon d'un ensemble souterrain.

Au premier cas, on a affaire soit à une approximation globale, à une très petite échelle de la forme d'ensemble par un corps géométrique, soit à un espace souterrain, très régulier (forme, dimensions et direction constantes) — unitaire du point de vue de la configuration spatiale et élémentaire du point de vue de la géométrie — à une échelle de grande analyse (1: 100 —

1:1000). Les dimensions de telles *cavités souterraines unimodulaires* sont, d'ordinaire, réduites. Au second cas, le plus fréquent, le module est un tronçon d'un ensemble souterrain.

La délimitation des modules d'un ensemble est une opération subjective, étant subordonnée au but et à l'échelle d'analyse de la forme réelle, mais elle doit observer quelques règles:

— le module contient intégralement, entre ses *plans de délimitation*, la surface enveloppante du tronçon délimité;

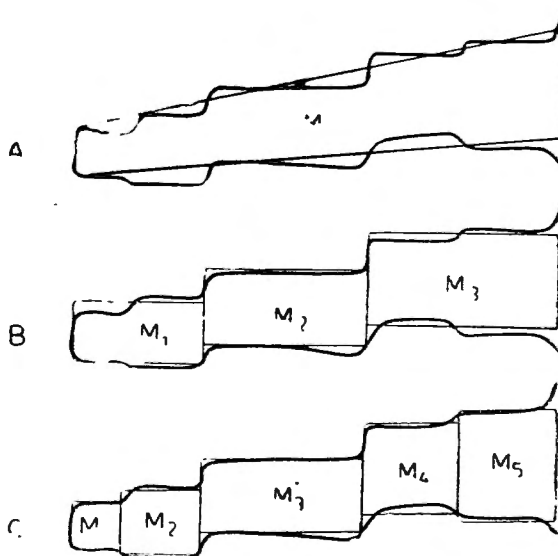
— le module met en évidence, dans son cadre, une unité de la forme, des dimensions et de la position dans l'espace et, par rapport aux modules voisins, des modifications évidentes de ces paramètres.

On attire l'attention sur la délimitation correcte des modules spatiaux dans le cadre d'un ensemble, parce que leur nombre et leurs dimensions ne coïncident, d'ordinaire, avec celui des galeries, des puits, des cheminées et des salles. Comme règle générale, dans le cadre d'un module entre l'*unité spatiale de toutes les configurations avec les éléments et les paramètres géométriques relativement conformes* et entre deux modules voisins il y a au moins un élément ou un paramètre géométrique contraire.

Pour toute cavité ou tout réseau souterrain il existe un nombre optimal et un autre maximum de divisions en modules. *Le nombre optimal* est établi par la nécessité de l'identification (à l'échelle d'analyse choisie) de toutes les modifications évidentes de configuration spatiale et le *nombre maximum* par la nécessité du respect de la condition de forme de tous les éléments et de tous les paramètres géométriques relativement conformes. Ainsi le tronçon de galerie illustré dans la figure 1.27 est correctement iden-

Fig. 1.27 La division d'un espace excavé en modules: A — optimale; B — maximum; C — incorrecte.

The division of the excavated space in modules: A — optimal; B — maximum; C — inadequate.



tifié avec un (généralisation optimale) ou bien avec trois (division maximum) modules à prédominance unidirectionnelles, si on tient compte de la compensation des espaces éliminés ou ajoutés. Une augmentation du nombre des modules (cinq, par exemple) diviserait cet espace unidirectionnel aussi

en modules à prédominance bidirectionnelles, contraires à la condition de forme de l'espace et de la direction dominante unique:

En anticipant ce qu'on va démontrer dans les parties suivantes de cet ouvrage, on attire l'attention qu'à une unité spatiale, délimitée et exprimée par un module géométrique, il faut qu'on puisse toujours attribuer une signification spéléogénétique et spéléoévolutive, plus ou moins précise et spécifique. Dans l'espace de chaque forme unitaire il y a eu ou il y a une unité et une spécificité de conditionnements morphodynamiques. Les différences de configuration entre deux formes voisines représentent, dans le plan causal, *la modification sensible d'au moins un des éléments* (des facteurs ou des processus) *qui les ont engendrés*.

Nous désirons signaler la géométrie des grottes proposée par Arthur L. LANGE, en 1959 et en 1963*. Mais contrairement à nous qui divisons l'espace souterrain en tronçons aux configurations relativement unitaires, A. L. LANGE recourt au remplissage des l'espace souterrain avec une agglomération de corps géométriques (des cônes) ou à la décomposition du contour des galeries (des gours etc.) en figures géométriques. Le but reste le même: trouver des éléments convergents ou l'établissement de certaines lois d'explication des processus spéléodynamiques. Nos possibilités de documentation étant relativement restreintes, nous ne connaissons pas d'autres ouvrages sur ce thème.

2.1.2.1.1.4.4. La signification de la configuration spatiale

2.1.2.1.1.4.4.1. La signification des dimensions

La dimension des modules est un critère initial de différenciation parce que de nombreux éléments spéléographiques sont partiellement définis par des conventions dimensionnelles.

Une première convention est la *définition de la grotte*, par laquelle on conditionne les dimensions minimales d'une cavité souterraine à un développement de 5 m. et de pénétrabilité. La pénétrabilité a été définie par des sections transversales supérieures au *module humain* — considéré une sphère avec un diamètre de 1 m; une dimension plus correcte pourrait être celle de 0,5 m. Dans ces conditions, le module minimum de la définition de la grotte a un axe longitudinal égal à 5 m., un diamètre de la section transversale à l'axe (oppositionnelle) de 0,5 m., et il est à prédominance unidirectionnelle, avec une direction dominante minimum 10 fois plus grande. Pour les modules de dimensions inférieures, on sort du domaine des cavités unimodulaires:

- les axes plus petits de 5 m. supposent, soit des cavités principales, plurimodulaires, soit des vides ou des creux secondaires dans la roche (niches, marmites etc.);

- les sections plus petites de 0,5 m. supposent des excavations secondaires.

Le rapport entre les dimensions de l'ouverture et les dimensions de la cavité constitue aussi, une condition de définition de la grotte; le développement de la cavité doit être plus grand que toute autre dimension de l'ou-

* Nous remercions notre collègue M. ȘERBAN qui a mis à notre disposition les ouvrages respectifs.

verture. En dehors de cette condition, on sort du domaine souterrain et on entre dans celui des excavations de type des abris, des arcades, des ponts naturels, des dolines etc.

Les dimensions des sections du module sont donc celles essentielles dans la détermination de la signification spéléographique; elles déterminent, dans le cas des modules aux formes ressemblantes, le rapport de subordination entre les éléments spéléographiques. Sur la base des dimensions on distingue les vides principaux de ceux secondaires ou la cavité proprement dite, d'autres mésoformes ou microformes adjacentes à elle.

2.1.2.1.1.4.4.2. La signification de la forme

Les trois catégories de modules spatiaux sont assimilées aux espaces souterrains avec des configurations ressemblantes à ceux-ci, mais il n'y a pas de délimitation très stricte de la signification spéléographique, par rapport à la forme.

Les modules unidirectionnels, étant développés surtout en longueur, peuvent être identifiés aux certains tronçons de galerie, des puits ou des cheminées. Ils sont incompatibles à la configuration des salles.

Les modules bidirectionnels, par rapport à leur position dans l'espace, s'identifient aux portions de galerie, des puits et même aux salles.

Les modules tridirectionnels s'identifient, en première lieu aux salles, mais aussi à certains puits ou à des cheminées très larges et peu profonds, respectivement hauts. Ils peuvent aussi entrer dans la composition de certaines galeries au long desquelles apparaissent des tronçons larges et hauts.

2.1.2.1.1.4.4.3. La signification de la position dans l'espace

La position dans l'espace d'un module est déterminée par la position de sa direction dominante, dans son rapport avec les plans du système de coordonnées. Parmi les rotations possibles dans l'espace les seules qui modifient la signification spéléographique des modules spatiaux sont ceux qui se produisent dans les plans verticaux oxz et oyz .

Pour **les modules unidirectionnels**, en fonction de la forme de leur axe longitudinal, le changement de la position (entre certaines limites) modifie la signification du module entier, sans tenir compte de sa forme générale, se séparant ainsi les galeries horizontales de celles qui sont inclinées et verticales (fig. 1.16). Les rotations autour de l'axe longitudinal modifient pour les axes droits seulement la signification de la section; pour les axes courbes, la position dans l'espace et la signification du module entier.

Pour **les modules bidirectionnels**, la signification spéléographique est donnée par la forme et par la position dans l'espace de la surface principale de référence. Dans la figure 1.28, le même module, peut être identifié, par le changement de la position dans l'espace de la surface principale: à un secteur de galerie très large, à un autre très haut ou à un puits ou à une cheminée courts et aplatis; pour d'autres positions dans l'espace, intermédiaires, il n'y a plus de signification clairement spéléographique ou de terminologie spécifique (figs. 1.22 F et G).

La signification **des modules tridirectionnels** est peu (c'est la cas des axes inégaux) ou pas du tout (c'est le cas des axes égaux) affectée par le changement de la position dans l'espace.

Il s'ensuit que la signification spéléographique de la position dans l'espace est d'autant plus évidente que le module a un caractère dominant plus fort.

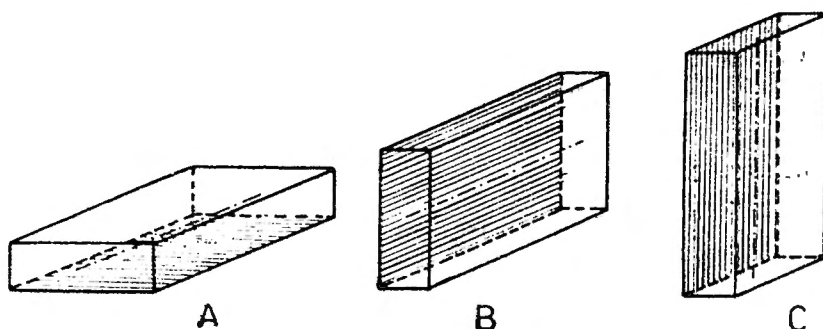


Fig. 1.28 Le changement de la signification spéléographique d'un module à prédominance bidirectionnelle, par le changement de la position dans l'espace de la surface principale.

The change in the speographic significance of a prevalently bidirectional module, due to the modification of the position in space of the principal reference surface.

2.1.2.1.1.4.4. La signification de la position dans le réseaux souterrain

La position du module dans le cadre de l'ensemble souterrain est *externe*, quand il contient une ou plusieurs ouvertures, *intermédiaire*, quand il se situe entre d'autres modules ou *finale* (cul de sac, marmite inversée etc.), quand il est ouvert par un seul plan de délimitation. Pour les cavités unimodulaires, le module a: soit seulement une position externe — situé entre deux ouvertures — soit une double position, externe et finale (fig. 1.29).

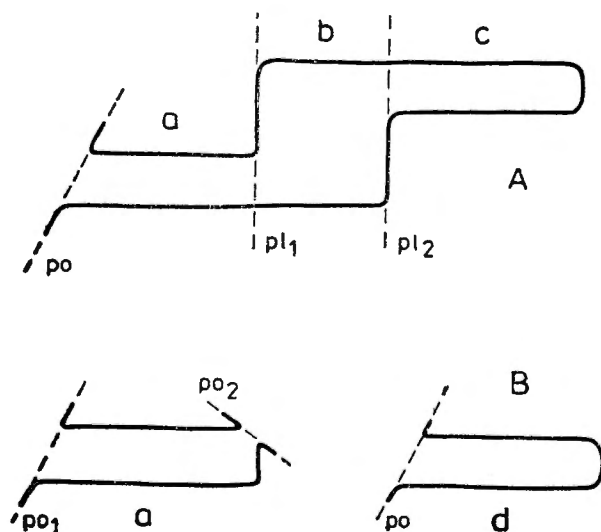


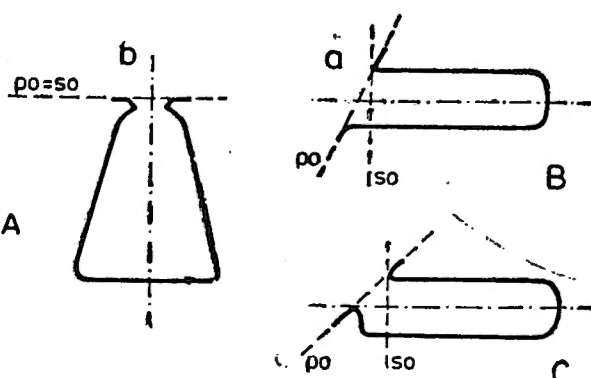
Fig. 1.29 La position des modules dans une cavité souterraine: A — cavité plurimodulaire; B — cavités unimodulaires; a — module externe; b — module intermédiaire; c — module final; d — module externe et final; po — le plan de l'ouverture; sl — section de liaison.

The position of the modules in an underground cavity: A — plural module cavity; B — single module cavities; a — external module; b — intermediate module; c — final module; d — external and final module; po — the plane of the opening; sl — the linking section.

Dans la position externe les modules sont ouverts par l'intersection de la surface topographique, le plan de délimitation dans cette incidence étant *le plan de l'ouverture*. S'il intersecte un axe du module (longitudinal, subordonné ou oppositionnel) perpendiculaire ou sous un angle, l'ouverture est *axiale* (normale ou sous-normale) et s'il est dans une autre direction, on considère l'ouverture *non-axiale*. Le module est ouvert dans toute la section. (*ouverture totale*) ou partiellement (*ouverture limitée*; fig. 1.30).

Fig. 1.30 Modalités d'ouverture des modules externes: A — ouverture axiale normale; B — ouverture axiale sous-normale; C — ouverture non-axiale; a — ouverture totale; b — ouverture limitée; p_o — le plan réel de l'ouverture; s_o — la section conventionnelle de l'ouverture.

The possibilities for the opening of the external modules: A — normal axial opening; B — inclined axial opening; C — non-axial opening; a — complete opening; b — restricted opening; p_o — the real plane of the opening; s_o — the conventional cross section of the opening.



Entre la forme et les dimensions de l'ouverture et de la section du module, il y a des rapports d'identité, de congruence ou d'incongruence. La configuration de l'ouverture résulte de l'incidence entre la configuration de la surface topographique et celle du module.

Dans l'acception spéléologique, l'ouverture d'une cavité ne coïncide pas avec l'ouverture proprement dite du module spatial. Elle est déterminée par la *section de l'ouverture*, établie conventionnellement. Au cas des grottes, la section est considérée dans le plan vertical qui passe par le point le plus retiré (vers le souterrain) du contour de l'ouverture et au cas des avens elle est établie dans le plan horizontal qui passe par le point de cote minime du contour de l'ouverture (GORAN, 1991). Pour les modules finaux, on analyse le rapport entre la direction dominante et le mode de délimitation des espaces voisins — la *section de liaison* (fig. 1.29).

2.1.2.1.4.5. Le problème des salles

Malgré l'attention spéciale accordée par quelques auteurs (RENAULT, 1958, BLEAHU, 1973, BOGLI, 1978), les salles sont l'élément spéléographique le plus vaguement défini. Sans tenir compte du type morphographique ou génétique, par „salle” on a convenu de comprendre un élargissement notable du cavernement, accompagné ou non de son élévation (fig. 1.26). Les salles ne sont donc pas définies comme individualités morphographiques, mais par rapport à leurs galeries d'accès. Ce rapport n'a pas une valeur rigoureuse, il est fourni par „l'impression” d'élargissement ou d'élévation de la section, qui apparaît au moment de la pénétration dans ces espaces. Étant donné la grande non-uniformité des espaces considérés comme salles et le manque d'un rapport limite entre leurs dimensions, le terme

de *salle* et tous ses dérivés (*galerie-salle, salle-puits, salle-cloche, grotte-salle, ouverture-salle* etc.) entrés définitivement dans la toponymie et dans la morphologie spéléologique, sont inopérants dans le cadre d'une systématisation des réseaux souterrains selon des critères géométriques.

Actuellement, quand presque dans toutes les grottes il y a des espaces „baptisés” salles, toute définition, donc toute restriction de l'acception „salle” et de la terminologie traditionnelle supprimerait (comme dénomination) au moins deux tiers des salles connues. Malgré cela, en dépassant „le problème des spéléonymes”, nous recommandons, au cas des descriptions et des classifications spéléographiques, l'utilisation du terme *salle* seulement pour les espaces unitaires et bien individualisés qui remplissent les deux conditions suivantes:

— sont assimilables aux modules relativement uniformément tridimensionnels (fig. 1.23) ou aux modules à prédominance bidirectionnelles avec la surface principale horizontale ou peu inclinée (fig. 1.18);

— ont des sections qui dominent, par leurs dimensions, les sections des espaces voisins.

Une définition plus complète de la *salle* suppose la discussion préalable de la géométrie de l'assemblage des formes élémentaires.

2.1.2.1.2. Morphométrie et spéléométrie

L'image quantitative de la configuration du réseau souterrain complète celle que l'on obtient par spéléographie. Elle est exprimée par des dimensions réelles, moyennes et par des indices dont la méthodologie de mesure et de calcul représente pour la morphométrie ou pour la spéléométrie un but en soi.

La caractérisation quantitative des cavités souterraines est un des problèmes compliqués que l'élaboration de leur géométrie soulève. Pour les modules spatiaux, la morphométrie se résume aux paramètres ou aux coordonnées des corps géométriques avec lesquels ils sont assimilés ou généralisés, mais elle doit être adaptée à la pratique spéléologique usuelle — à la spéléométrie.

2.1.2.1.2.1. Généralités

Dans le chapitre de morpho- et spéléographie ont été illustrées, conditionnées ou analysées la forme et la position dans l'espace des modules géométriques par rapport aux éléments nécessaires à la définition de ces configurations spatiales — *les éléments géométriques* (axes d'intersection, surfaces de référence, surfaces enveloppantes etc.). Pour la constitution d'une configuration spatiale réelle sur la base de ces éléments géométriques, s'impose l'attribution des paramètres nécessaires et suffisants pour la détermination de la forme, de la grandeur et de la position dans l'espace des modules définis théoriquement — *les paramètres dimensionnels*.

L'action d'établir les paramètres doit toujours être précédée par la définition de la configuration spatiale dont ils sont les déterminants. Par exemple, on ne peut établir les paramètres d'une cavité souterraine sans définir la cavité et sans établir toutes les conditions logiques ou conventionnelles qui délimitent une cavité du reste des volumes (extérieurs ou intérieurs)

qui l'incluent, l'avoisinent ou bien qui y sont inclus. Dans les préoccupations de la morphométrie doit entrer aussi la discussion des conditions ou des conventions de définition et de délimitation dimensionnelle des catégories d'espaces analysés.

Le but explicite de la spéléométrie est l'obtention, par l'intermédiaire des appréciations quantitatives, d'une image d'autant plus complète et plus précise des caractéristiques et de la configuration spatiale du réseau spéléologique et les paramètres dimensionnels sont la modalité la plus synthétique et exacte d'expression de la complexité ou de la diversité de celles-ci.

2.1.2.1.2.2. Catégories de paramètres

L'universalité des catégories spatiale élémentaires détermine aussi une universalité des paramètres dimensionnels de celles-ci. Il existe des paramètres généraux, qui définissent toute catégorie d'espace (unité de relief, réseau souterrain, microforme etc.) et des paramètres spécifiques (ou des dénominations spécifiques), pour les caractéristiques des diverses significations attribuées à un espace.

2.1.2.1.2.2.1. Les éléments de référence

Les paramètres dimensionnels expriment du point de vue numérique les caractéristiques de certains points situés sur la surface enveloppante de l'espace analysé. Leur établissement et leur expression, pour un espace donné, diffèrent en fonction des éléments intermédiaires de référence, par lesquels ils se rapportent au système de coordonnées *xyz*, respectivement :

- les éléments géométriques;
- les directions conventionnelles;
- les plans conventionnels.

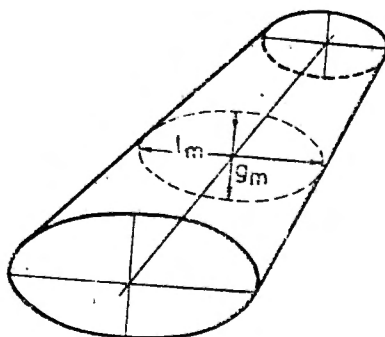
En fonction de l'élément intermédiaire utilisé, la méthodologie de mesure et de calcul des paramètres dimensionnels diffère.

2.1.2.1.2.2.1.1. Les paramètres géométriques

Les éléments géométriques, caractérisés par l'intermédiaire des paramètres géométriques expriment les dimensions réelles de l'espace souterrain, mais ils sont souvent difficiles à matérialiser et à mesurer. Ces éléments sont les axes d'intersection des modules qui peuvent avoir n'importe quelle direction et position dans l'espace; leurs dimensions ne se modifient pas au changement de position dans l'espace du vide et leur mesure se fera à partir d'un critère unique (fig. 1.31).

Fig. 1.31 Les paramètres géométriques d'un module à prédominance unidirectionnelle: L — longueur, l_m — largeur moyenne; g_m — épaisseur moyenne.

The geometrical parameters of a prevalently unidirectional module: L — length; l_m medium width; g_m — medium thickness.



2.1.2.1.2.2.1.2. Les paramètres topospéléométriques

Les directions conventionnelles, établies par la topométrie spéléologique — les *paramètres topo-spéléométriques* — représentent la modalité pratique de mesure de l'espace souterrain par des dimensions des plus rapprochées de celles réelles. Elles sont mesurées, par rapport : au plancher de la galerie, à la direction Nord (l'axe oy), au plan horizontal du cadran de la boussole (oxy) et à l'axe gravitationnel du fil de plomb (l'axe oz). Les dimensions et leur dénomination dépendent de la position dans l'espace du vide (fig. 1.32) et leur mesure se fait d'après des critères conventionnels.

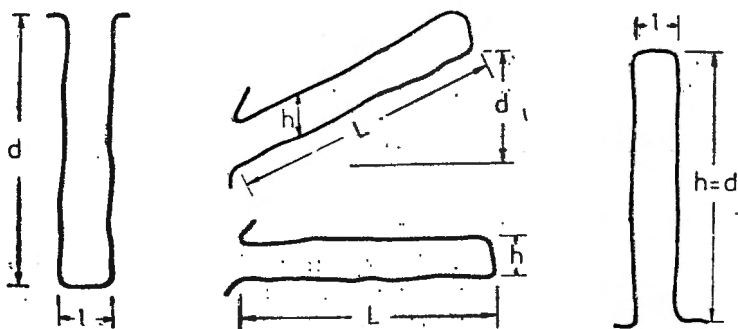


Fig. 1.32 Le changement de la signification des paramètres topo-spéléométriques par le changement de la position dans l'espace du module. L — longueur; l — largeur; h — hauteur; d — dénivèlement.

The change in the significance of the topospelaeometric parameters due to the modification in the position in space of the module. L — length, l — width; h — height; d — depth.

2.1.2.1.2.2.1.3. Les paramètres cartospéléométriques

Les plans conventionnels sont les deux plans horizontal et vertical quelconque, de représentation graphique de l'espace souterrain, respectivement la projection plane et le profil longitudinal. La représentation de l'espace dans leur cadre se fait en rapport avec la direction Nord, respectivement la direction verticale; les dimensions qui en résultent — les *paramètres cartospéléométriques* — sont des projections dans le plan des paramètres spatiaux et topospéléométriques (fig. 1.33).

2.1.2.1.2.2.2. Contenu et signification

Dans le domaine de la morphométrie et de la spéléométrie on opère, usuellement, avec deux grandes groupes de paramètres dimensionnels, différenciés d'après leur contenu et leur signification.

Les paramètres descriptifs expriment directement ou indirectement la forme ou la position dans l'espace de certains éléments de la configuration analysée:

- les cotes et les coordonnées spécifiques;
- les distances réelles directes, mesurées dans des directions conventionnelles;

- les distances réelles cumulées;
- les distances projetées (directes ou cumulées);
- les surfaces réelles;
- les surfaces projetées.

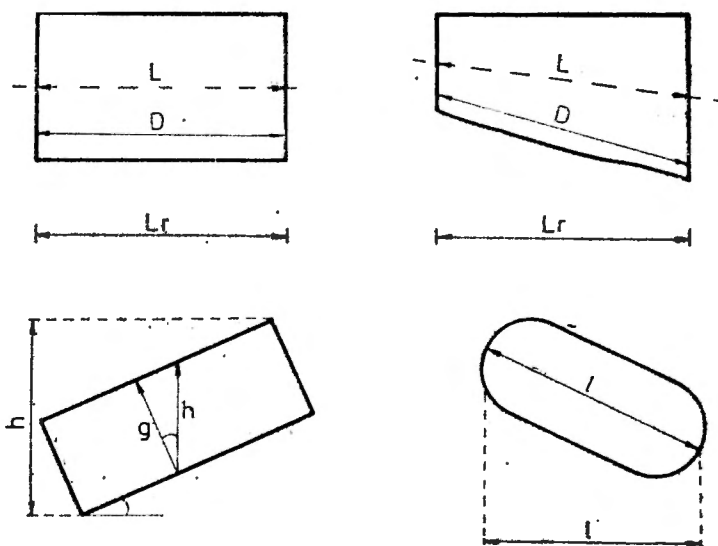


Fig. 1.33 Le rapport entre les paramètres géométriques, les paramètres topospéléométriques et les paramètres cartospéléométriques. L — longueur sur l'axe; D — longueur sur le plancher; L_r — longueur réduite; g — épaisseur réelle; h — hauteur (conventionnelle); h' — hauteur extérieure; l — largeur réelle; l' — largeur extérieure.

The ratios between the geometrical, topospelaeometric and cartospelaeometric parameters. L — length along the axis; D — length along the floor; L_r — projected length; g — real thickness; h — height (conventional); h' — external height; l — real width; l' — external width.

Les paramètres synthétiques expriment globalement — par une valeur réelle (le volume) ou abstraite (les indices) — une ou plusieurs caractéristiques de la configuration, analysées dans l'ensemble:

- les distances moyennes;
- les pentes;
- les pentes moyennes;
- les volumes;
- les indices (rapports, coefficients etc.).

Le nombre des paramètres dimensionnels ou des indices, nécessaires en vue de la caractérisation d'un espace, dépend du type et de la configuration analysée.

2.1.2.1.2.3. La spéléométrie des formes géométriques élémentaires

La spéléométrie des formes élémentaires est la spéléométrie des espaces assimilés ou généralisés aux catégories géométriques élémentaires; au cas du présent chapitre, des tronçons unitaires de cavités et de réseaux souter-

rains. La spéléométrie a donc une base générale, par la définition et la description des formes et une autre base spécifique, par la signification spéléographique de ces formes. Ses appréciations quantitatives sont correctes et suffisantes si elles réussissent, en égale mesure, d'exprimer et d'analyser les trois aspects de la configuration spatiale: la forme, les dimensions et la position dans l'espace.

2.1.2.1.2.3.1. *L'expression de la configuration spatiale*

Pour l'expression de la configuration spatiale de certains tronçons spatiaux unitaires des cavités et des réseaux souterrains s'utilisent autant les paramètres généraux — nécessaires et suffisants à l'expression de la forme et de la direction de développement d'un espace — que les paramètres (ou les dénominations) spécifiques — qui mettent en évidence certaines portions ou aspects de l'espace souterrain.

En tenant compte de la récente publication d'un ouvrage sur ce sujet (GORAN, 1991, „Spéléométrie des cavités et des réseaux souterrains. I. Les paramètres spéléométriques: définition et utilisation”), nous allons renoncer à la présentation de ces paramètres.

2.1.2.1.2.3.2. *L'analyse de la configuration spatiale*

L'analyse spéléométriques des configurations spatiales — effectuée par l'intermédiaire des *paramètres synthétiques* — se rapporte toujours à la configuration entière, par opposition avec les *paramètres descriptifs* qui sont utilisés d'une manière complémentaire pour les divers éléments qui composent ou caractérisent les formes élémentaires.

L'analyse spéléométrique doit illustrer tant la configuration dans son ensemble, que le rapport entre cet ensemble et ses divers éléments composants. Nous allons différencier ainsi, dans l'ordre de la complexité trois niveaux d'analyse de la configuration spatiale: *l'analyse des distances (ou des directions)*, *l'analyse des surfaces* et *l'analyse des volumes*.

En fonction du but de l'analyse, le calcul des paramètres synthétiques et leur contenu, est différent. Si l'on effectue l'analyse d'une forme par l'intermédiaire des paramètres spatiaux, les paramètres synthétiques obtenus restent constants, sans tenir compte de la position dans l'espace de la forme respective. Eu si l'on l'analyse de la projection dans le plan d'une forme, les paramètres synthétiques obtenus illustrent une certaine position dans l'espace de la forme respective. Dans le premier cas les paramètres synthétiques sont spatiaux et dans le deuxième cas ils sont plans (quelconques, horizontaux ou verticaux).

L'analyse de l'axe longitudinal du module

Elle se fait du point de vue spatial, par l'intermédiaire de *l'indice de développement* et se rapporte à un plan vertical par *l'indice d'inclinaison* (fig. 1.34).

L'indice de développement, au cas des formes élémentaires est un coefficient de courbure de celles-ci et représente le rapport entre la longueur et l'extension de l'axe longitudinal:

$$ID = \frac{L}{E}$$

L'indice d'inclinaison représente le rapport entre l'extension de l'axe longitudinal, projetée dans le plan horizontal et celle projetée dans le plan vertical:

$$II = \frac{d}{E_p}$$

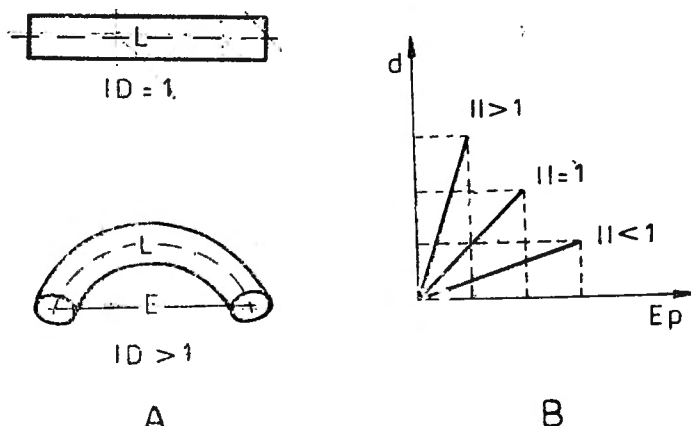


Fig. 1.34 L'analyse de l'axe longitudinal du module par le calcul: A — de l'indice de développement; B — de l'indice de inclinaison.

The analysis of the longitudinal axis of the module (example for the calculation): A — the development index; B — the slope index.

La valeur de l'indice est supra-unitaire pour les modules à l'angle d'inclinaison de l'axe $\beta < 45^\circ$ et sous-unitaire pour ceux à l'angle $\beta > 45^\circ$. Pour certains modules avec les axes courbes et hélicoïdaux, la valeur de l'indice n'est pas toujours suggestive.

L'analyse des sections du module

L'analyse spatiale se fait par le rapport entre les sections réelles et celles idéales (circulaires) ou très uniformes (carrées); l'analyse en plan se fait par le rapport entre les sections réelles, sur les directions dominantes du module, et leurs projections (fig. 1.35).

Le rapport de forme de la section du module est calculé pour la section oppositionnelle (transversale) et représente le rapport entre l'aire de la section réelle, analysée et celle de son cercle circonscrit (la section idéale):

$$IFs = \frac{As}{\pi R^2}$$

La valeur du rapport est $IFs = 1$, pour les sections circulaires et sous-unitaires pour toutes les autres.

Le rapport de forme de la direction du module est le rapport entre l'aire du quadrilatère droit et l'aire du carré dans lequel s'inscrit la surface principale du module:

$$IFd = \frac{L \cdot l}{L^2}$$

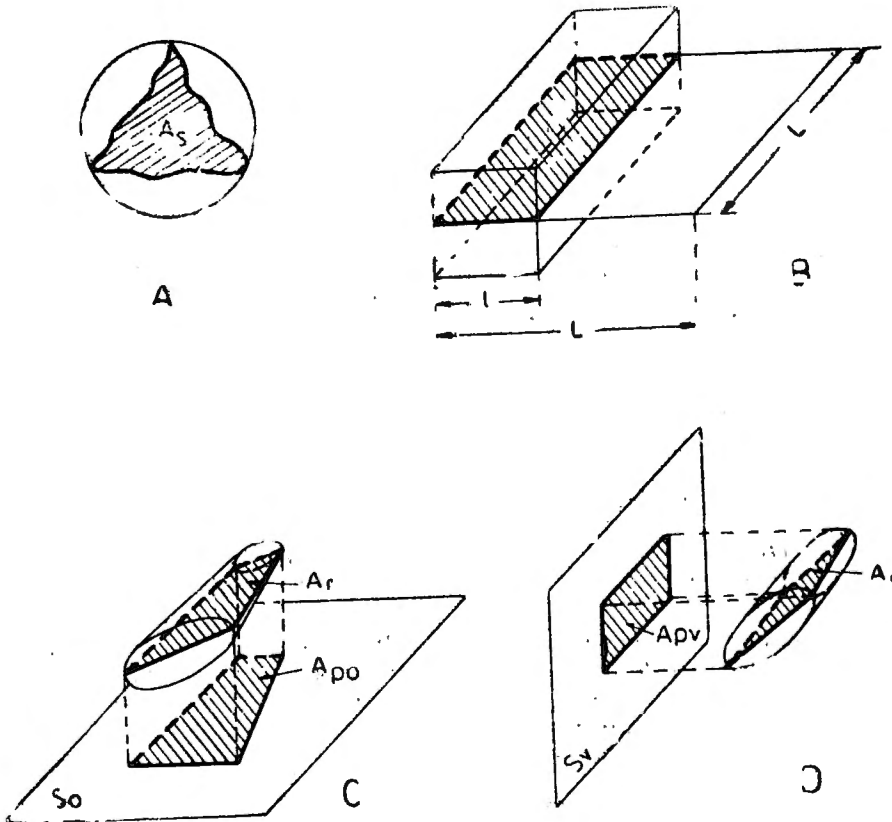


Fig. 1.35 L'analyse des sections du module par le calcul: A — du rapport de forme de la section; B — du rapport de forme de la direction du module; C — du rapport horizontal de forme de la direction du module; D — du rapport vertical de forme de la direction du module.

The analysis of the module sections (example for the calculation): A — the form ratio of the section's module; B — the form ratio of the direction's module; C — the horizontal form ratio of the direction's module; D — the vertical form ratio of the direction's module.

La valeur du rapport est $IFd < 0,5$, pour les modules unidirectionnels et entre 0,5 et 1,0 pour les modules pluridirectionnels.

Le rapport horizontal de forme de la direction du module est le rapport entre la projection dans un plan horizontal de la surface principale du module et l'aire réelle de cette surface:

$$IoFd = \frac{A_{po}}{A_r}$$

La valeur du rapport est $I_oFd = 1$, pour les modules en position horizontale et sous-unitaire pour le reste des positions.

Le rapport vertical de forme de la direction du module est le rapport entre la projection dans un plan vertical de la surface principale du module et l'aire réelle de cette surface:

$$I_vFd = \frac{A_{pv}}{A_r}$$

La valeur du rapport est $I_vFd = 1$, pour les positions verticales des modules et sous-unitaire pour le reste des positions.

L'analyse de l'espace du module

L'analyse se fait dans la position réelle par le rapport général de forme du module et par un rapport positionnel de forme, qui représente un rapport entre un volume inscrit, dans la position réelle et un volume, inscrit dans la position normale (fig. 1.36).

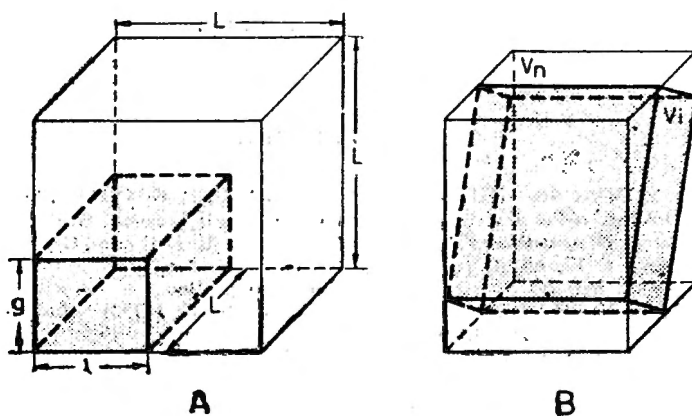


Fig. 1.36 L'analyse de l'espace du module par le calcul: A — du rapport général de forme du module; B — rapport positionnel de forme du module (B).

The analysis of the module space (example for the calculation); A — the general ratio for the form's module; B — the positional ratio for the form's module.

Le rapport général de forme du module est le rapport entre le volume du parallélépipède et celui du cube dans lequel s'inscrit le module:

$$IFg = \frac{L \cdot l \cdot g}{L^3}$$

La valeur du rapport est $IFg < 0,25$, pour les modules unidirectionnels, entre 0,25 et 0,5, pour les modules bidirectionnels et entre 0,5 et 1,0, pour les modules tridirectionnels.

Le rapport positionnel de forme du module est le rapport entre le volume parallélépipédique inscrit au module, en position réelle et le volume

d'un deuxième parallélépipède, normal au système xyz , qui inscrit le premier:

$$IpFg = \frac{Vi}{Vn}$$

La valeur du rapport est $IpFg = 1$, pour les modules en position horizontale, verticale-longitudinale ou verticale-transversale et sous-unitaire, pour le reste des positions des modules.

Les paramètres descriptifs aussi bien que ceux synthétiques gagnent un plus de contenu et, implicitement, un plus de signification dans le cas de certains espaces souterrains plus compliqués — les réseaux karstiques. Ils sont, aussi, des indicateurs à signification morphodynamique claire (qui va être discutée dans la troisième partie du présent ouvrage). Nous avons considéré nécessaire la présentation du plus grand nombre de paramètres possibles, dans la note présente, pour souligner leur universalité et pour accentuer l'importance des formes élémentaires dans la mise en évidence ou bien le déchiffrement de la configuration, respectivement du développement spatial des cavités et des réseaux karstiques.

BIBLIOGRAPHIE

- BAGLIANI F., COMAR M., GHERBAZ F., NUSSDORFER G. (1990) *Manuale di rilievo ipogeo*. Dir. reg. della pianificazione territoriale Friuli-Venezia Giulia, 216 p., Trieste.
- BLEAHU M. (1973) *Die Entstehung der unterirdischen Gäle*. Rev. Roum. Géol. Géoph. Géogr., série Géogr., t. 17, no. 1, pp. 3—18, Buc.
- BLEAHU M. (1982) *Relieful carstic*. Ed. Albatros, 296 p. Buc.
- DUBLYANSKI V. N., ILYUSKIN V. V., LOBANOV V. E. (1980) *Morphometric characteristics of caves*. The British Caver, vol. 76.
- FAUCHE M., MAUTREF A. (1991) *Spéléographie*. 355 p.
- GÉZE B. (1973) *Lexique des termes français de spéléologie physique et de karstologie*. Ann. Spéléologie, t. 28, f. 1, pp. 1—20.
- GIURGIU I. (1979) *Speometrie*. Bul. Inf. C.C.S.S., nr. 3, pp. 105—111, Buc.
- GORAN C. (1882) *Catalogul sistematic al peşterilor din România*. — 1981. C.N.E.F.S., 496 p. Buc.
- GORAN C. (1984) *Le rapport entre l'extension et le développement du cavernement, un indice spéléométrique éloquent*. Theoretical and applied Karstology, vol. 1, Buc.
- GORAN C. (1988) *Considérations théoriques sur le modelage karstique*. Trav. Inst. Spéol. „E. Racovitza”, t. XXVII, pp. 95—97, Buc.
- GORAN, C. *Spéléométrie des cavités et des réseaux souterrains. I. Les paramètres spéléométriques: définition et utilisation*. Trav. Inst. Spéol. „E. Racovitza”, t. XXX, pp. 129—158, Buc.
- GROSSENBACHER Y. (1991) *Topographie souterraine*. Soc. Suisse de Spéol., cours no. 4, 105 p., Neuchâtel.
- LANGE A., *Introductory notes on the changing geometry of cave structures*. Cave Studies, no. 11, pp. 69—90.
- LANGE A. (1963) *Planes of response in caves*. Cave Notes, vol. 5, no. 6, pp. 41—48.
- MAC I. *Elemente de geomorfologie dinamică*. Ed. Aoad., 214 p., Buc.
- MAIRE R. *Éléments de karstologie physique*. Spelunca, supl. no. 1, 57 p.
- MANGIN A. (1975) *Contributions à l'étude hydrogéologique des aquifères karstiques*. Ann. Spéol. t. 29, f. 3, pp. 283—382; t. 29, f. 4, pp. 495—601; t. 30, f. 1, pp. 21—124.
- POVARA I., GORAN C., GUTT W. *Speologia — ghid practic*. Ed. Sport-Turism, 237 p. Buc.

- RENAULT PH. (1958) *Eléments de spéléomorphologie karstique*. Ann. Spéleol. t. XIII, f. 1—4.
- RENAULT PH. (1972) *La morphométrie péleométrique*. Spelunca, série 4, no 2, pp. 51—57.
- RENAULT PH. *Remarques sur les notions de karst et de karstification et sur la définition de ces termes*. Norois, vol. 24, no. 95, pp. 23—35.
- RENAULT PH. (1983) *La notion de système karstique dans l'étude des réseaux de haute montagne*. Atti Convegno Int. sul carso di alta montagna, Imperia, vol. 1, pp. 145—160.
- TRIMMEL H. (1968) *Hölenkunde*, verl. Vieweg. Braunschweig, 380 p.
- ZAVOIANU I. (1978). *Morfometria bazinelor hidrografice*. Ed. Acad. 174 p. Buc.
- * * * (1980) *Mică enciclopedie matematică*. Ed. Tehnică 926 p. Buc.

ÉVOLUTION DU RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE DU COULOIR DE DIMBOVICIOARA. NOTE 3

(Carpates Méridionales — Roumanie)

Traian CONSTANTINESCU

Les ouvrages publiés antérieurement, présentent la genèse et l'évolution des vallées Dimbovicioara (Note 1) et Dimbovița (Note 2).

Dans cette note, l'auteur expose une synthèse de l'évolution du réseau hydrographique, soulignant 2 traits essentiels:

— le réseau hydrographique du Couloir de Dimbovicioara a subi des remaniements plus nombreux que celui des régions limitrophes constituées des roches imperméables, remaniements déterminés par la mise au jour des calcaires à différentes étapes;

— le spécifique de l'évolution est rendu par 3 phases de tronçonnement, qui peuvent être corrélées avec les étapes d'individualisation morphologique du Massif Piatra Craiului et même avec les complexes sculpturaux des Carpates Méridionales (Borâscu, Riu Șes, Gornovița — Tableau 1.).

Mots clés: Roumanie; Couloir de Dimbovicioara; Massif Piatra Craiului; Cours d'eau tronçonné; Tronçonnement; Capture.

EVOLUTION OF THE HYDROGRAPHIC NETWORK IN THE DIMBOVICIOARA PASSAGE. NOTE 3

(Southern Carpathians—Romania)

The previous papers presented the genesis and the evolution of the Dimbovicioara (Note 1) and Dimbovița (Note 2).

The present note is a synthesis of the evolution of the hydrographic network which outlines two main considerations:

— the hydrographic network from the Dimbovicioara Passage has undergone more re-arrangements than in the case of the surrounding region (built of impervious deposits) because of the occurrence of limestone outcrops at different stages;

— the evolution of the hydrographic network includes 3 phases of river capture which may be correlated with the uplifting stages of the Piatra Craiului Massif and even with the sculptural complexes of the Southern Carpathians (Borâscu, Riu Șes, Gornovița — Table 1).

Key words: Romania: Dimbovicioara Passage; Piatra Craiului Massif; Capture.

* Institutul de Speologie „Emil Racoviță”, str. Frumoasa 11, 78114 București 12, Roumania.

La zone karstique „Couloir de Dîmbovicioara” comprend 2 unités morphologiques:

1. *Le Massif Piatra Craiului* — une crête calcaire haute (± 2.000 m) ou le flanc ouest du synclinal de même nom;

2. *Le Couloir Rucăr—Bran*, avec 2 sous-unités:

— *Măgurile (Gîlmele) Branului* (± 1.500 m) — un alignement de témoins d'érosion calcaires ou le flanc est du synclinal Piatra Craiului;

— *Platforma Branului* — une surface d'aplanissement de ± 1.000 m au N et de ± 1.200 m dans la partie centrale (Photo 1).

I. INDIVIDUALISATION MORPHOLOGIQUE DU MASSIF PIATRA CRAIULUI

L'individualisation morphologique du massif, représente le résultat d'un long processus évolutif, qui a présenté 3 étapes principales: l'inversion du relief ou le début de l'individualisation, l'individualisation partielle et l'individualisation proprement-dite (Fig. 1 B, C, D).

1. INVERSION DU RELIEF

Cette première étape a été marquée par le commencement de l'individualisation du versant ouest d'aujourd'hui (Fig. 1 B). Le processus a été „déclanché” par la mise au jour des calcaires du flanc ouest du synclinal Piatra Craiului, action par laquelle ce flanc est devenu *flanc proéminent*, vers la fin de l'Éocène.

2. INDIVIDUALISATION MORPHOLOGIQUE PARTIELLE

La morphologie d'ensemble du Couloir Mésozoïque Dîmbovicioara peut être définie comme une *cuesta*, respectivement *Paléocuesta Coacăza* (Fig. 1 B et 3).

La deuxième étape a commencé par la mise au jour des calcaires du flanc oriental du synclinal, qui tout comme le flanc ouest est devenu *flanc proéminent*, ce processus constituant un des effets importants de l'orogénèse styrique, à la fin du Miocène inférieur.

En ce qui concerne la morphologie générale, on peut affirmer que s'était accentué le caractère de *cuesta*, mais comme extension cette forme du relief s'était diminuée par la retraite du revers sur l'alignement du flanc oriental du synclinal; c'est la *Paléocuesta Piatra Craiului* (Fig. 1 C).

2. INDIVIDUALISATION MORPHOLOGIQUE PROPREMENT-DITE

La genèse et l'évolution des vallées Dîmbovicioara et Rîul Zărneștilor qui représentent aujourd'hui la limite orientale du massif, s'imposent comme les actions essentielles de cette étape (Fig. 1 D et 5).

La morphologie d'ensemble était, en principe, similaire à celle de nos jours et donc en cette étape on peut parler à Massif Piatra Craiului.

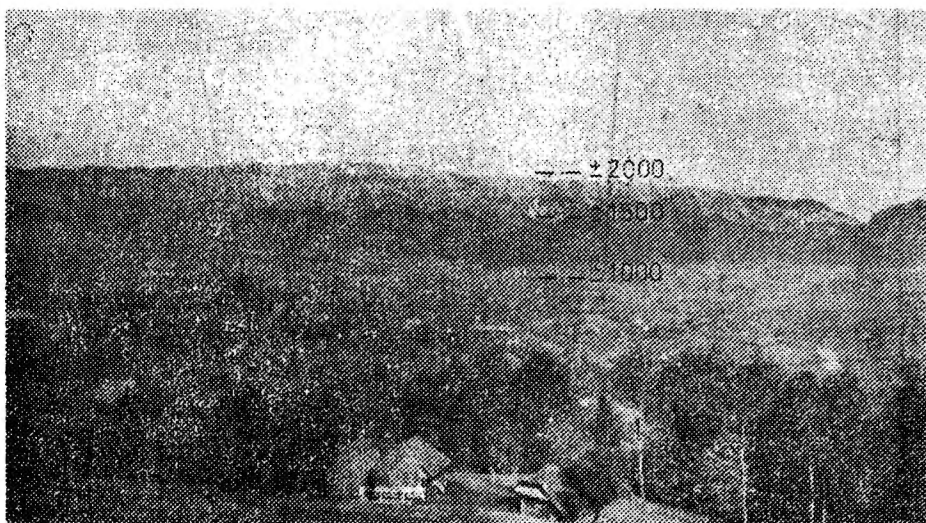


Photo 1. Couloir de Dîmbovicioara; 3 niveaux de dénudation: ± 2.000 m: Masivul Piatra Craiului; ± 1.500 m: Măgurile (Gilmele) Branului; ± 1.000 m: Platforma Branului.

Dîmbovicioara Passage; 3 denudation levels: ± 2000 m: Masivul Piatra Craiului; ± 1.500 m: Măgurile (Gilmele) Branului; ± 1.000 m: Platforma Branului.

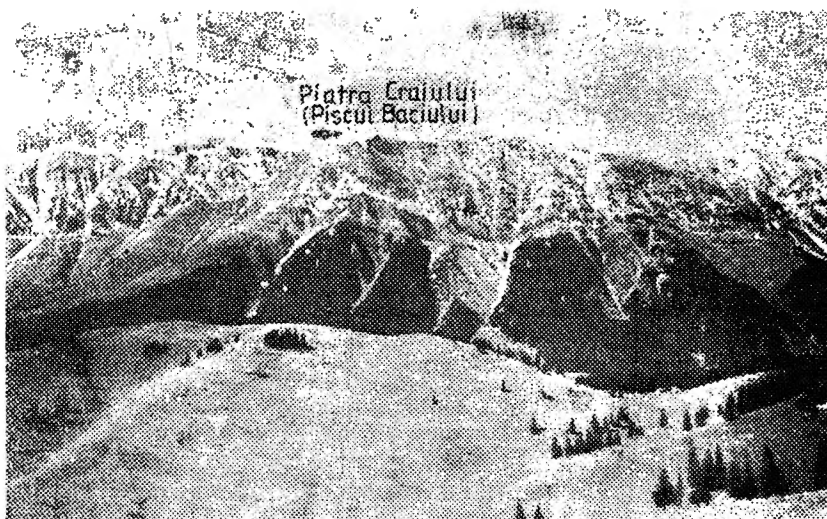
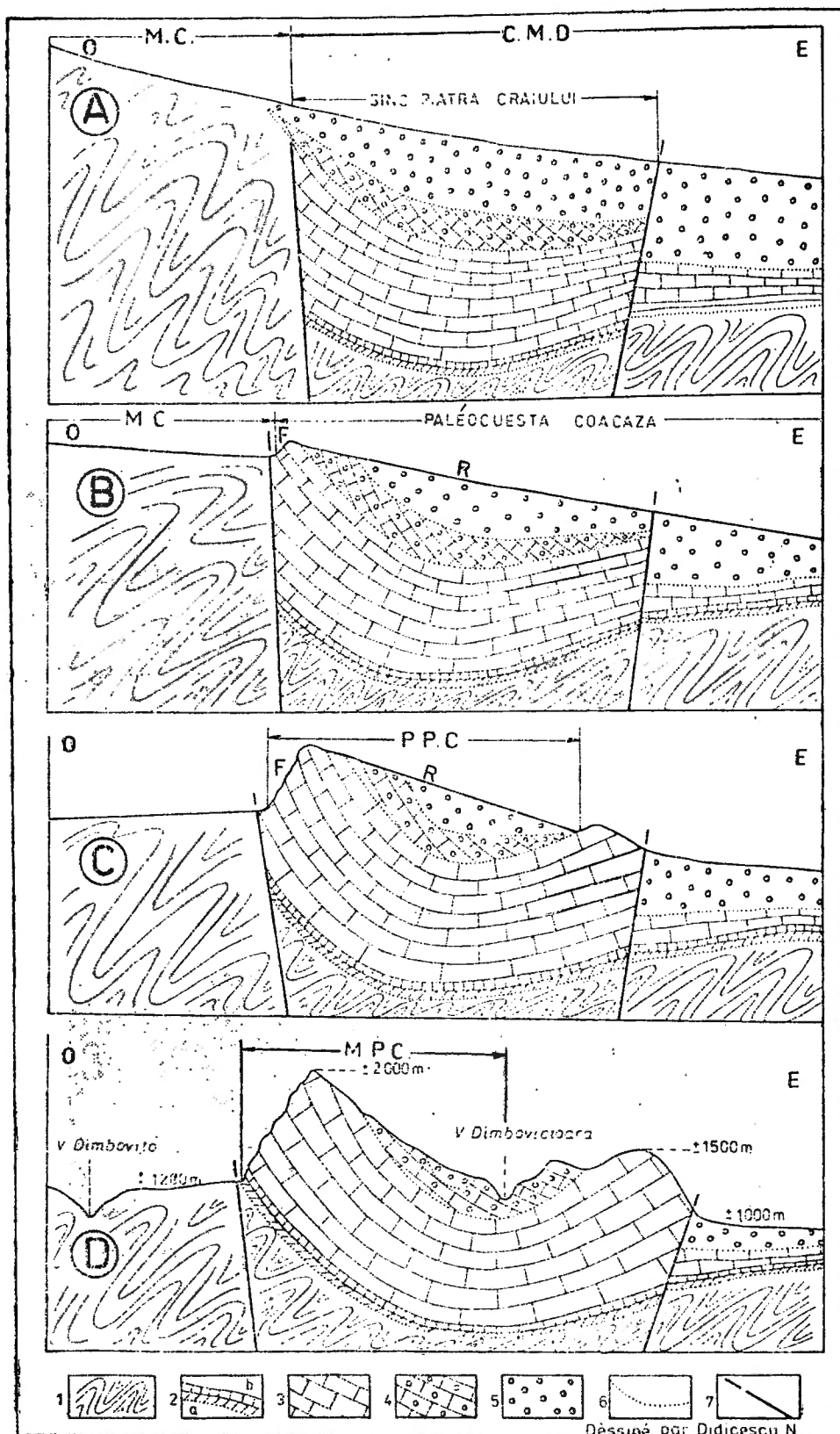


Photo 2. Massif Piatra Craiului (Versant est, secteur central).

Piatra Craiului Massif (West slope, central sector).



L'intégration de ces 3 étapes dans le contexte des complexes sculpturaux des Carpates Méridionales (Borăscu, Riu Șes, Gornovița) est synthétisée dans le tableau nr. 1.

II. ÉVOLUTION DU RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE. ÉTAPES PRINCIPALES

L'évolution du réseau hydrographique constitue une composante essentielle du processus d'individualisation morphologique et par conséquent, la corrélation des étapes exposées, avec les étapes paléohydrographiques est normale.

1. PREMIERE ETAPE

Dans l'évolution du réseau hydrographique on peut définir une étape antérieure au processus d'individualisation morphologique, qui correspondrait, donc, du Complexe Borăscu I (Crétacé final — Éocène supérieur).

Il n'est pas question de reconstituer le paléoréseau de cette étape — la, car il n'y a plus des traces. Les données géologiques et paléogéographiques unanimement reconnues, nous permettent d'affirmer que vers la fin du Complexe Borăscu I, la région se présentait sous la forme d'une surface nivelée à pente générale O—E (Fig. 1 A). Par conséquent, le paléoréseau respectif présentait lui — aussi une direction O—E (SO—NE). Ses origines se trouvaient sur les massifs cristallins à l'ouest de la limite du Couloir Mésozoïque, mais pas loin de celle-ci.

Le niveau de base vers lequel ce paléoréseau s'écoulait correspond à la Dépression de Brașov, qui à cette époque-là était recouverte d'eau.

Donc, à l'exception du secteur d'origine, développé sur de schistes cristallins, la plus grande partie du paléoréseau était approfondie dans les conglomérats vrăcono-économanien (Fig. 2).

Fig. 1. Étapes d'individualisation morphologique du Massif Piatra Craiului (Profils généraux). A: Aspect du Couloir Mésozoïque, antérieurement à l'inversion du relief; B: Inversion du relief (I^{ère} étape); C: Individualisation morphologique partielle (II^e étape); D: Individualisation morphologique proprement dite (III^e étape).

M.C.: massifs cristallins. C.M.D.: Couloir Mésozoïque Dîmbovicioara. P.P.C.: Paléocuesta Piatra Craiului. M.P.C.: Massif Piatra Craiului. F: front de la cuesta. R: revers de la cuesta. Légende. 1. Schistes cristallins. 2. Grès calcaires. 3. Calcaires tithoniques. 4. Conglomérats aptiens sup. 5. Conglomérats vrăcono-cénomaniens. 6. Limite lithologique. 7. Faille.

Stages of evolution of the Piatra Craiului Massif (General sections): A: Aspect of the Mesozoic Passage, before the inversion of relief; B: Inversion of relief (Ist stage); C: Partial morphological individualisation (IInd stage); D: Full morphological individualisation (IIIrd stage). M.C.: crystalline massifs. C.M.D.: Dîmbovicioara Mesozoic Passage. P.P.C.: The Piatra Craiului Paleocuesta. M.P.C.: The Piatra Craiului Massif. F: cuesta front slope. R: cuesta back slope. Legend: 1. Crystalline schist. 2. Sandstones-limestones. 3. Tithonic limestones. 4. Conglomerates (Upper Aptian). 5. Conglomerates (Vrăco-Cenomanian) 6. Lithological limit. 7. Fault.

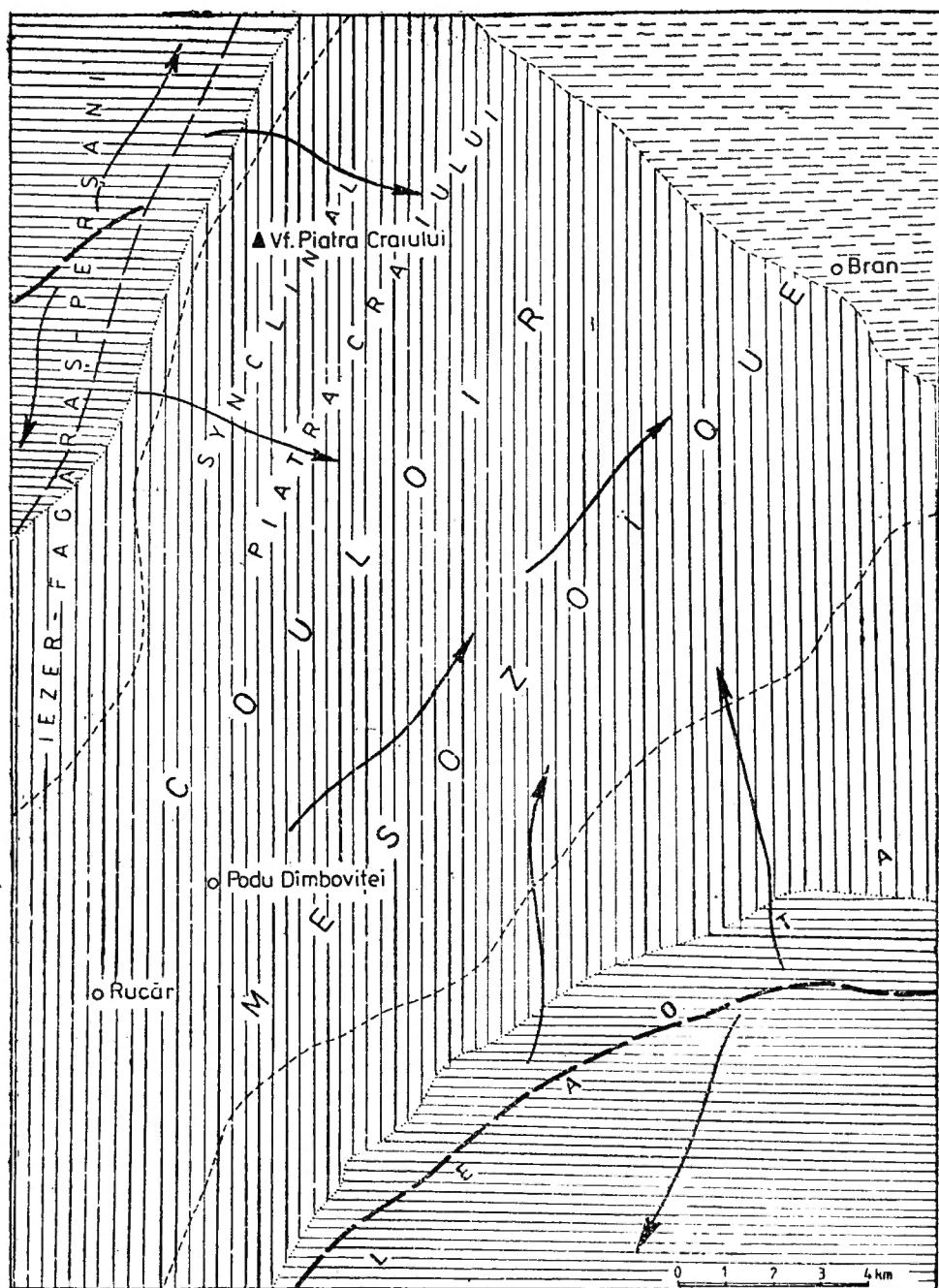


Fig. 2. Paléohydrographie (1^{re} étape). Pour légende des Fig. 2—6, voir Fig. 4.

Paleo-hydrography (1st stage). For legend Fig. 2—6, see Fig. 4.

2. DEUXIÈME ÉTAPE

Le processus essentiel de cette étape c'est le *tronçonnement du paléoréseau sur l'alignement du flanc occidental du synclinal* (1^e phase de tronçonnement).

Il s'est manifesté par une série des *captures karstiques*, respectivement d'infiltrations des rivières dans les calcaires du flanc occidental, celui-ci devenant flanc proéminent et *ligne de partage des eaux* (Fig. 3).

Le tableau 1 permet de constater la corrélation de cette étape, avec la première étape du processus d'individualisation morphologique, en s'encadrant, donc, au contexte des complexes Borăscu II — III et Rîu Șes I (Éocène supérieur — Miocène inférieur), période lorsque la Paléocuesta Coacăza était la forme du relief prédominante dans la région.

On ne peut parler ni dans ce cas d'une reconstitution du paléoréseau, mais on peut affirmer que celui-ci avait ses origines sur le revers de la paléocuesta sus-mentionnée et que la direction générale et le niveau de base vers lequel s'écoulaient rivières sont restés, en principe, ceux de la première étape. Cette assertion est attestée par les données géologiques (tectoniques, lithologiques, stratigraphiques) et surtout par le fait que les plus importants cours d'eau se sont maintenus aussi pendant la troisième étape d'où sont restés jusqu'à présent certains repères morphologiques.

Soulignons que c'est pour la première fois le paléoréseau se superposait en ligne générale au Couloir Mésozoïque (Fig. 3).

3. TROISIÈME ÉTAPE

La principale caractéristique de cette étape est représentée par le *deuxième tronçonnement du paléoréseau sur l'alignement du flanc oriental* (Fig. 4).

Ce phénomène s'est produit après la mise au jour des calcaires, par des *captures karstiques*; le flanc oriental est devenu ainsi flanc proéminent et *ligne de partage des eaux*, durant l'intervalle Miocène supérieur — Pliocène inférieur (les complexes Rîu Șes II et Gornovița I).

Les caractéristiques essentielles du paléoréseau sont présentées à la Fig. 4. Ajoutons que le processus de tronçonnement a eu au moins 2 phases importantes, comme le témoigne l'évolution de la vallée Rîul Zărneștilor (Fig. 7).

a) *La phase de tronçonnement partiel* qui se caractérise par l'infiltration dans les calcaires des petits cours d'eau; les plus grands se sont maintenus comme rivières de surface (Fig. 7 A). Le flanc oriental représentait cette phase une imparfaite ligne de partage des eaux.

b) *La phase de tronçonnement total*, pendant laquelle tous les cours d'eau sont passés en souterrain (Fig. 4). Le phénomène est considéré comme normal, parce que les cours d'eau ayant l'origine sur le revers de la Paléocuesta Piatra Craiului ne dépassaient pas 3—4 km de longueur et par conséquent ils ne pouvaient avoir des débits importants (Fig. 4).

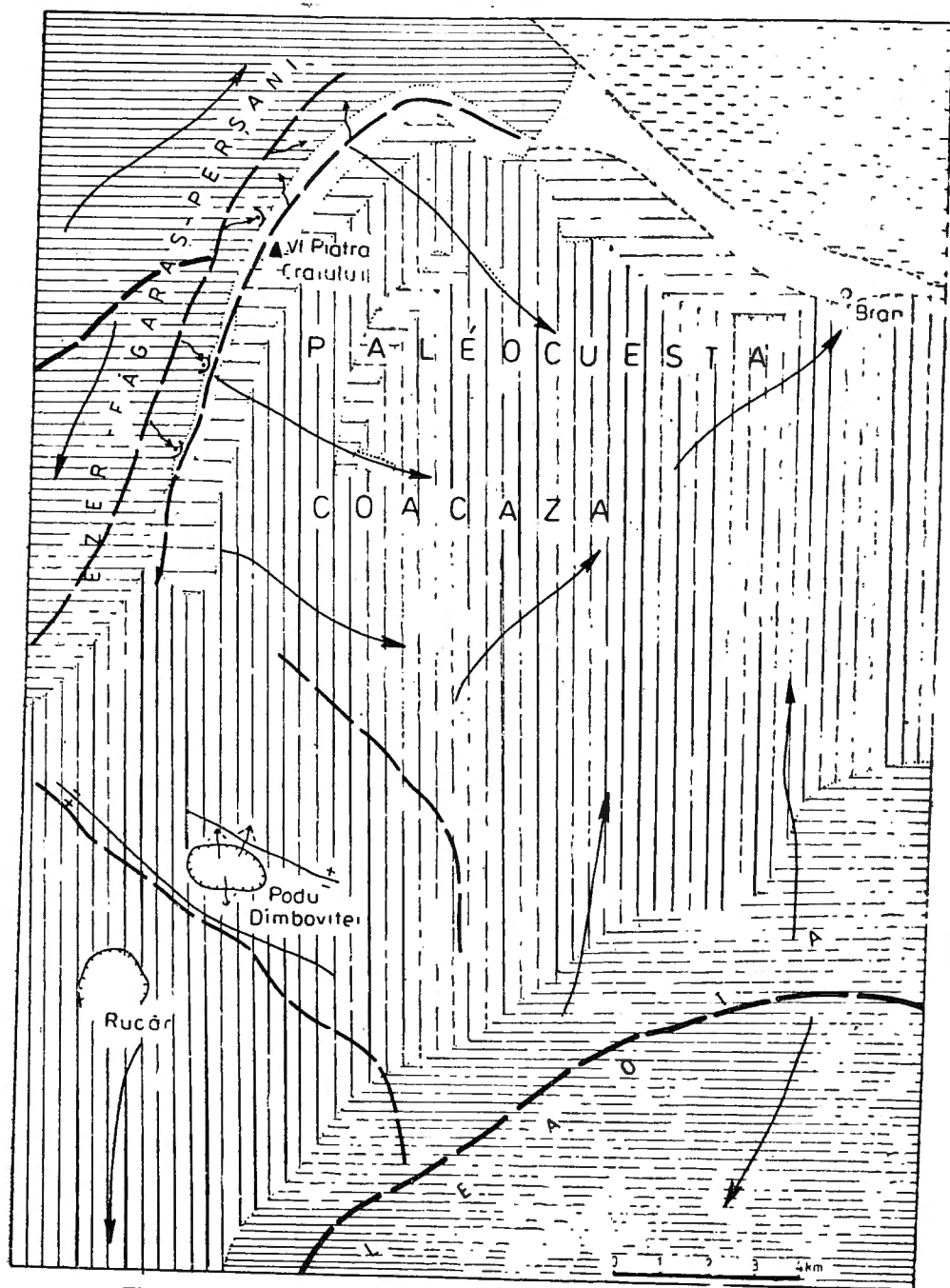


Fig. 3. Paléohydrographie (II^e étape). *Paleo-hydrography (IInd stage).*

Fig. 4. Paléohydrographie (III^e étape). 1. Rivière principale. 2. Cours d'eau permanente. 3. Érosion régressive. 4. Ponor. 5. Infiltration dans le lit. 6. Ligne principale de partage des eaux. 7. Ligne de partage des eaux. 8. Ensellement. 9. Dépression; zone dépressionnaire. 10. Limite lithologique. 11. Schistes cristallins. 12. Calcaires tithoniques. 13. Conglomérats aptien sup. 14. Conglomérats vracono-cénomaniens. 16. Dépôts cénozoïques. 17. Surface couverte de l'eau. 18. Torrent „Dimbovicioara” 19. Torrent „Rîul Zărneștilor”. 20. Torrent „Dimbovița”. 21. Torrent „Cheia”. 22. Torrent „Rîușor”.

Paleo-hydrography (IIIrd stage). 1. Mainriver. 2. Permanent water flow. 3. Regressive erosion. 4. Swallet. 5. Losses in the river bed. 6. Main watershed. 7. Watershed. 8. Saddle. 9. Depression; depression area. 10. Lithological limit. 11. Crystalline schists. 12. Tithonic limestones. 13. Upper Aptian conglomerates. 14. Vracon-Cenomanian conglomerates. 16. Cenozoic deposits. 17. Underwater surface. 18. Dimbovicioara torrent. 19. Rîul Zărneștilor torrent. 20. Dimbovița torrent. 21. Cheia torrent. 22. Rîușor torrent.

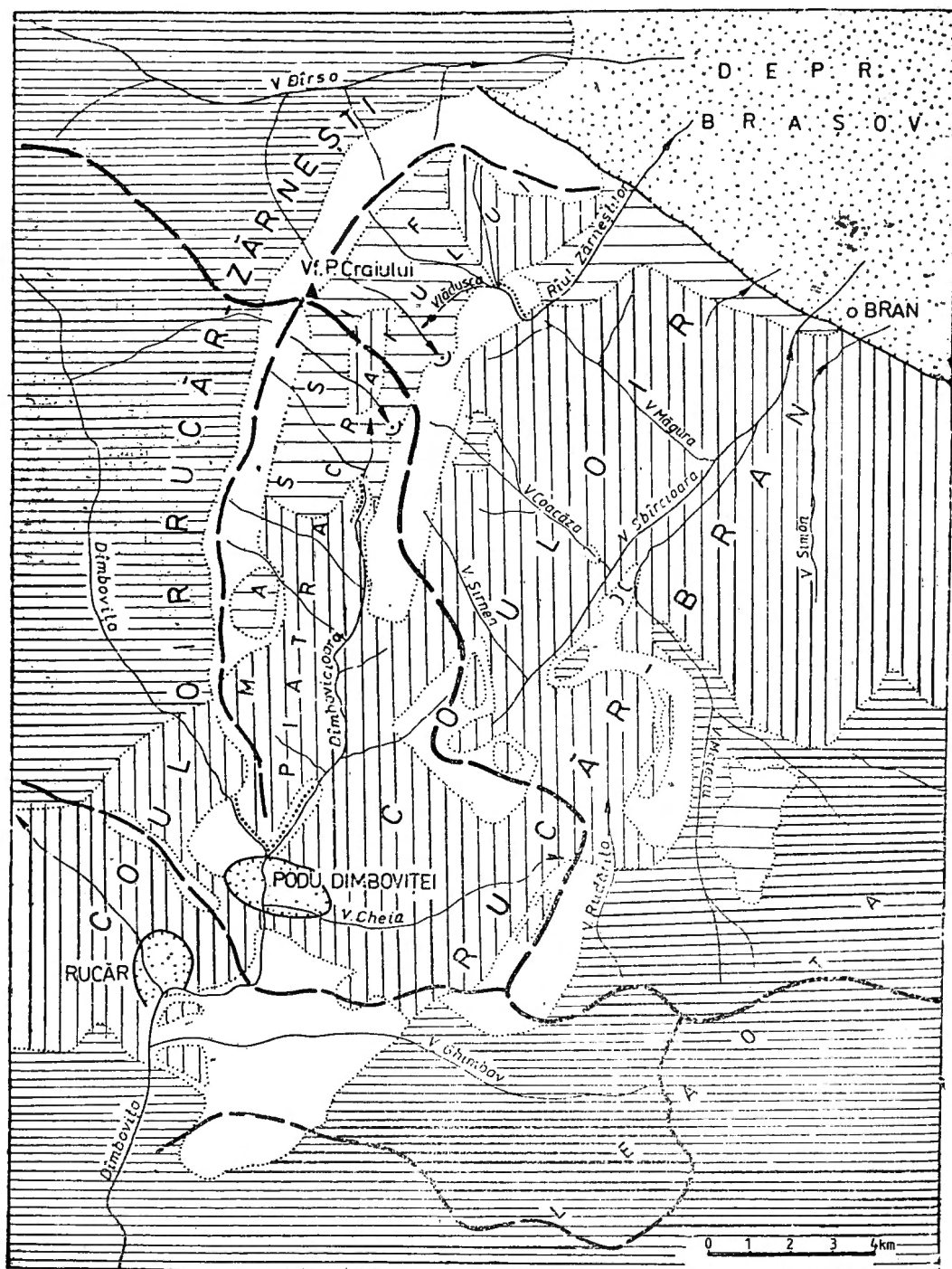


Fig. 5. Le réseau hydrographique (IV^e étape — I^{ère} phase).

The hydrographic network (IVth stage — Ist phase)

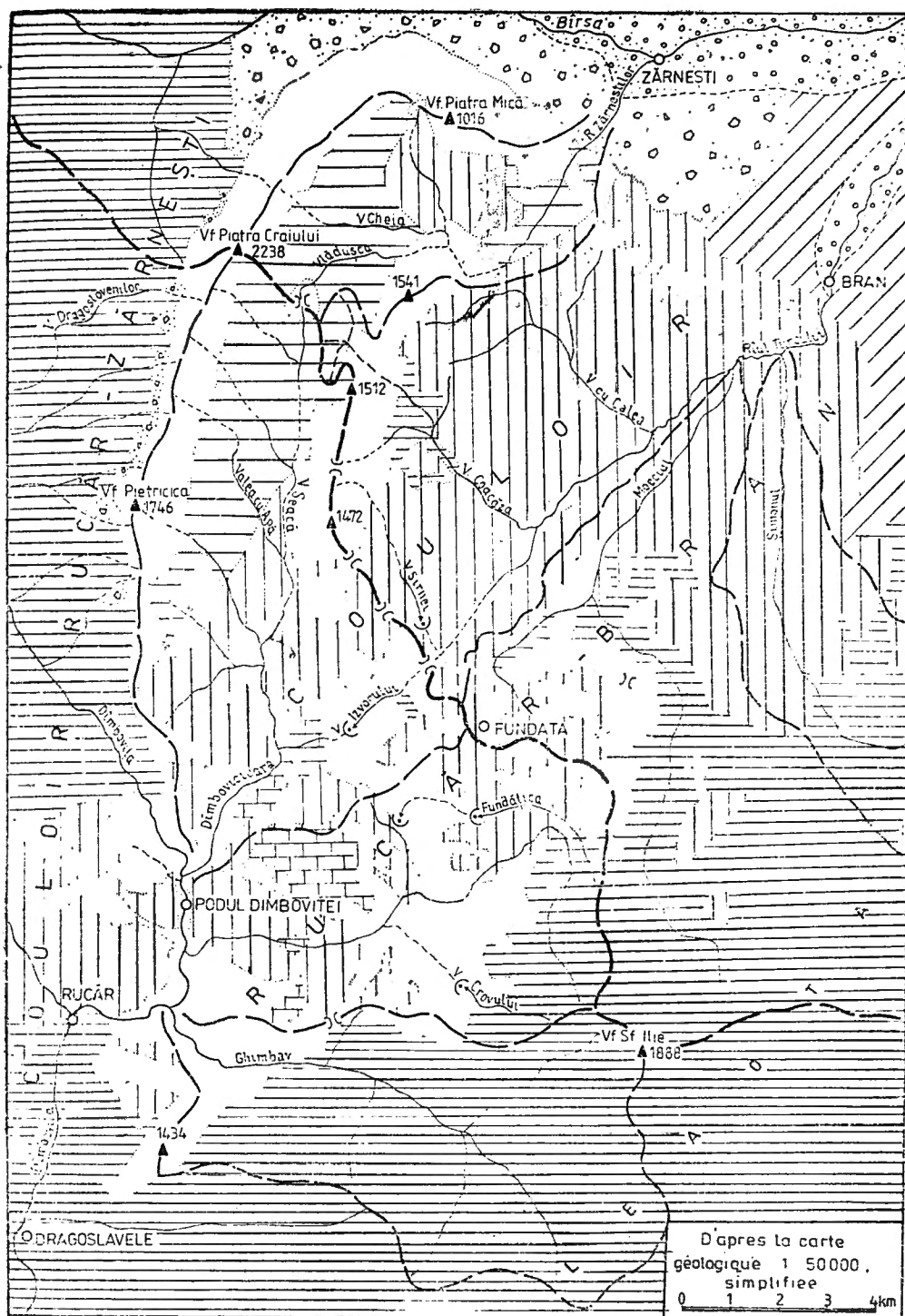


Fig. 6. La réseau hydrographique (IV^e étape — phase actuel).

The hydrographic network (IVth stage — actual phase).

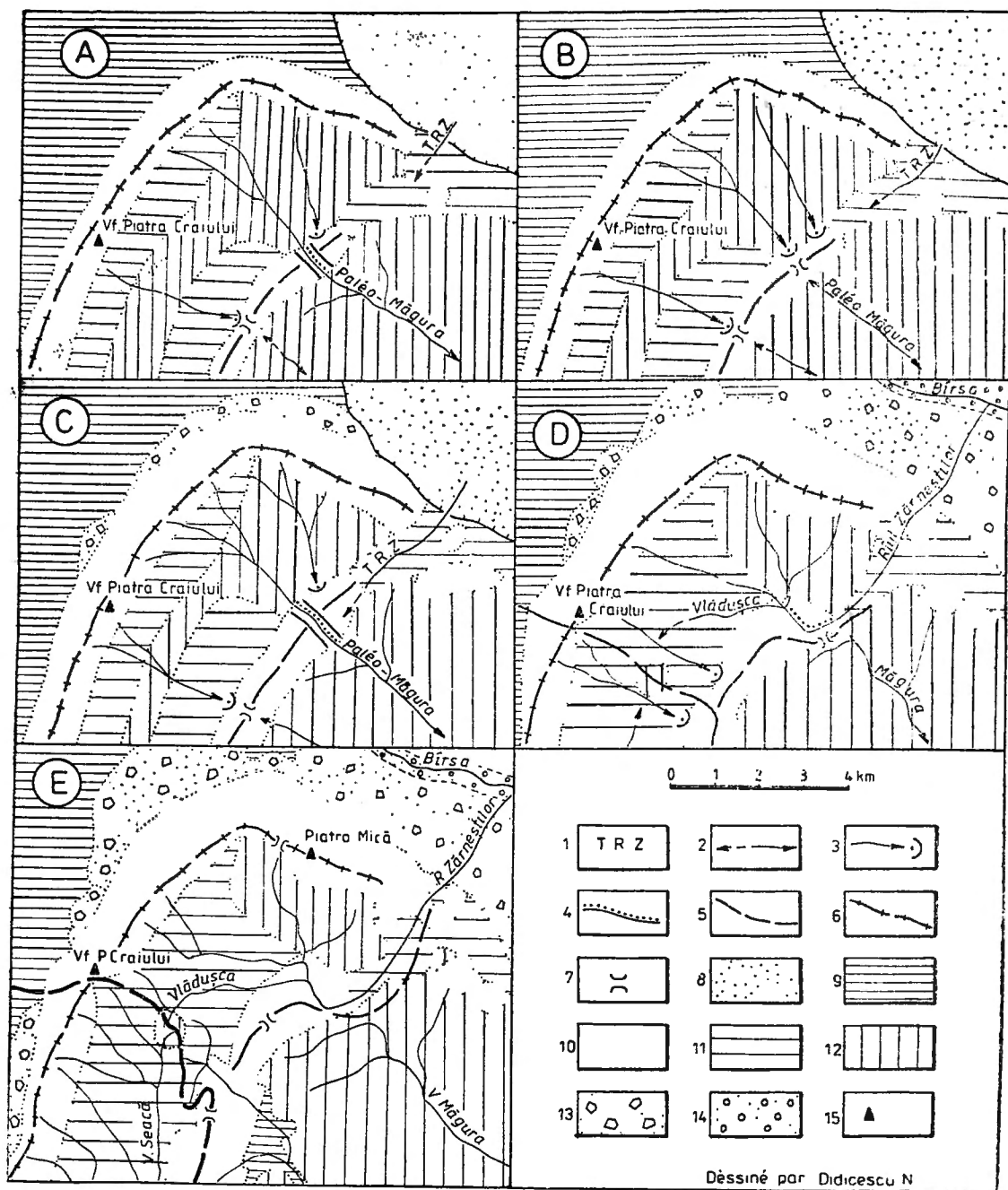


Fig. 7. Évolution de la vallée Rîul Zărneștilor (E: phase actuelle). 1. Torrent „Rîul Zărneștilor” 2. Érosion régressive. 3. Ponor. 4. Infiltration dans le lit. 5. Ligne de partage des eaux. 6. Crête. 7. Ensellement. 8. Zone dépressionnaire. 9. Schistes cristallins. 10. Conglomérats aptiens sup. 11. Conglomérats vrocono-cénomaniens. 12. Dépôts calcaires proluvio-déluviaux. 13. Alluvions. 14. Sommet de Piatra Craiului (position d’aujourd’hui).

The evolution of Rîul Zărneștilor Valley (E: actual stage). 1. Rîul Zărneștilor torrent. 2. Regressive erosion. 3. Swallet. 4. Losses in the river bed. 5. Watershed. 6. Ridge. 7. Saddle. 8. Depression area. 9. Crystalline schists. 10. Tithonic limestone. 11. Upper Aptian conglomerates. 12. Vroco-Cenomanian conglomerates. 13. Proluvial-deluvial limestone deposits. 14. Alluvial deposits. 15. Piatra Craiului Ridge (actual position).

Comme le tronçonnement total s'est produit après le mouvement styrique (manifestés au Miocène) qui ont abaissé les compartiments sud et nord du massif (D. Patrulius, 1969), on peut affirmer que les rivières infiltrées ont changé leur direction O—E d'environ 90°, en se drainant vers le N (Prăpăstiile Zărneștilor) ou vers le S (Podu Dîmboviței), directions qui maintiennent même de nos jours (T. Constantinescu, 1984).

À l'Est de la nouvelle ligne de partage des eaux (dans l'actuel Couloir Rucăr-Bran), le réseau tronçonné, favorisé par les conglomérates cristallins (vracono-cénomaniens) et par le niveau de base (Depresiunea Brașov) a commencé à évoluer d'une manière régressive, y, tendant ainsi à revenir sur le flanc calcaire. La vallée, la plus active (Paléo—Măgura) a réussi relativement vite à traverser le flanc vers l'Ouest et à capturer les rivières qui drainaient la Paléocuest Piatra Craiului (Fig. 7 C). Le phénomène a été singulier et par suite, il peut définir une sous-phase.

Les traces des vallées de cette étape sont révélées par les *témoins d'érosion*, situés à droite et à gauche des vallées Vlădușca et Valea Seacă et par les *ensellements*, qui séparent ces témoins. Les traces sus-mentionnées indiquent pour ce niveau-là, la présence des interfluves et des vallées continues, orientées O—E (Valeria Velcea, Al. Savu, 1981).

4. QUATRIÈME ÉTAPE

La note dominante de cette étape c'est l'évolution régressive des torrents Dîmbovicioara et Rîul Zărneștilor, évolution qui peut être définie comme le troisième tronçonnement.

— Dîmbovicioara, le torrent méridional, qui a évolué en direction S—N, a commencé sa formation sur une faille au bord nordique du graben (dépression) Podu Dîmboviței pendant la II^e étape (Fig. 3). Au cours de la III^e étape, le torrent a eu une évolution plus lente, mais à cause de l'orogénèse valaque (fin du Pliocène — début du Pléistocène) l'évolution régressive s'est accélérée, le torrent devenant une véritable vallée et même la principale artère colectrice de la région, avec son propre bassin hydrographique. A cette période le torrent a fait une série de captures par recul de tête sur les rivières qui traversaient en direction O—E la Paléocuesta Piatra Craiului. Cette série de captures représente le troisième tronçonnement.

Ajoutons que la vallée Dîmbovicioara est approfondie dans le flanc oriental du synclinal. A la suite du tronçonnement, les rivières capturées ont diminué comme longueur d'environ 1,0—1,5 km.

— Rîul Zărneștilor, le torrent nordique, a eu une évolution similaire, comme l'indique la Fig. 7.

Précisons que ces „torrents” (Dîmbovicioara et Rîul Zărneștilor) représentent aujourd'hui la limite orientale de Piatra Craiului et donc, l'individualisation morphologique du massif s'est parachevée par la présence de ces vallées comme des formes morphologiques.

Soulignons également que l'évolution régressive continue. Dans le secteur d'origine „La Table-Joaca” on constate et aujourd'hui, la présence de 3 rivières concurrentes: Vlădușca au N, Valea Seacă au S et Coacăza à l'E (Constantinescu, 1977).

Tableau 1

Évolution géomorphologique du Couloir de Dimbovicioara (Synthèse)

Évolution du RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE		INDIVIDUALISATION MORPHOLOGIQUE du Massif Piatra Craiului		COMPLEXES SCULPTURAUX des Carpates Méridionales		ÂGE APPROXIMATIF	
Action principale	Étape	Action principale et la forme du relief	Étape	Dénomination	Ni- veau	Échelle chronologique	Mill. ans
Origine du réseau sur les mas- sifs cristallins; direction d'é- coulement O—E.	I ^{ère}	—	—	BORĂSCU	I ^{er}	Fin Crétacé-Éocène sup.	35,0
I ^{ère} tronçonnement (par cap- tures karstiques).	II ^e	Inversion du relief Paléocuesta Coacăza	I ^{ère}		II ^e	Fin d'Éocène-début d'Oligocène	6,0
					III ^e	Oligocène	7,0
II ^e tronçonnement (par cap- tures karstiques).	III ^e	Individualisation partie- lle. Paléocuesta P. Cra- iului	II ^e	RÎU ȘES	I ^{er}	Miocène inf.	10,0
					II ^e	Miocène sup.	8,0
III ^e tronçonnement (captures par recul de tête)	IV ^e	Individualisation prop- premet dite. Massif de P. Craiului	III ^e	GORNOVIȚA	I ^{er}	Pliocène	3,0
					II ^e	Fin Pliocène-Pléistocène	2,3

Dans l'espace du Couloir du Dîmbovicioara il y a encore de vallées avec une évolution et une genèse ressemblante: Cheia, Riușorul, Valca Arșiței et même Dîmbovița (CONSTANTINESCU, 1987).

De ce qui précède, il nous faut retenir 2 traits essentiels:

— le réseau hydrographique du Couloir de Dîmbovicioara a subi des remaniements plus nombreux que celui des régions limitrophes constituées de roches imperméable, remaniements déterminés par la mise au jour des calcaires à de différentes étapes;

— le spécifique de l'évolution est rendu par 3 phase de tronçonnement, qui peuvent être corrélées avec les étapes d'individualisation morphologique du massif Piatra Craiului et même avec les complexes sculpturaux des Carpates Méridionales (Borâscu, Rîu Șes, Gornovița — tableau 1).

BIBLIOGRAPHIE

- CONSTANTINESCU T. (1977), *Évolution du réseau hydrographique de la zone karstique Prăpăstiile Zărneștilor*. Trav. Inst. Spéol. „Emile Racovitza”, t. XVI, pp. 217—228, Bucarest.
- CONSTANTINESCU T. (1980). *Le karst de Piatra Craiului. Note 1*. Trav., Inst., Spéol. „Emile Racovitza”, t., XIX, pp. 203—217, Bucarest.
- CONSTANTINESCU T. (1985), *Évolution du réseau hydrographique du Couloir de Dîmbovicioara. Note 1. Génèse et évolution de la vallée Dîmbovicioara*. Theoret. and Appl. Karst., t. 2, pp. 55—64, Bucharest.
- CONSTANTINESCU T. (1987), *Évolution du réseau hydrographique du Couloir de Dîmbovicioara. Note 2. Génèse et évolution de la vallée Dîmbovița*. Theoret. and Appl. Karst., t. 3, pp. 117—126, Bucharest.
- IELENICZ M. (1986), *Observații geomorfologice în depresiunile Rucăr și Podu Dîmboviței*. Anal. Univ. Buc., Seria Geografie, Anul XXXV, pp. 72—68, București.
- NEDELICU E. (1965), *Culoarele intracarpătice ale Dîmboviței și Bîrsei*. Stud. și Cercet., Seria Geografie, t. XII, pp. 215—233.
- ONCESCU N. (1943), *Région de Piatra Craiului-Bucegi. Étude géologique*. Anuar. Instit. Geol., t. XXII, pp. 1—124, București.
- ORAȘEANU I., BULGĂR A., GASPĂR E., TERTELEAC N. (1984), *Hydrological study of Dîmbovicioara Passage*. Theoretical and Applied Karstology, t. 1, pp. 153—164, Bucharest.
- ORGHIDAN N. (1936), *Branul (Considerații morfologice)*, Bul. Soc. Rom. t. LIV, pp. 34—52.
- ORGHIDAN N. (1969), *Văile transversale din România. Studiu geomorfologic.*, Edit. Acad. R.S.R., București.
- PATRULIUS D. (1969), *Geologia Masivului Bucegi și a Culoarului Dîmbovicioara*. Edit. Acad. R.S.R., București.
- VELCEA VALERIA (1961), *Piatra Craiului. Considerații geomorfologice*. Anal. Univ. București, t. 27, pp. 145—152, București.
- VELCEA VALERIA, SAVU AL. (1982), *Geografia Carpaților și Subcarpaților românești*. Edit. Didactică și Pedagog., pp. 125—130, București.

DATA CONCERNING THE INTRA-APTIAN KARSTOGENETIC PHASE AND THE ASSOCIATED PALEOKARST DEPOSITS IN THE SOUTHERN BANAT AREA (LOCVEI MOUNTAINS, ROMANIA)

Silviu CONSTANTIN *

The paper points out the recent considerations concerning the age of the Valea Minisului limestones and its significance for the karstogenesis. Considering the age of the limestones as Lower Aptian, the author assigns the gap between the end of this period and the beginning of the Albian (which is the age of the overlying formation) to a continental phase creating karst landforms. Two deposits, considered as being the fillings of some paleokarstic depressions are described: the first one is included in the Valea Minisului limestones and outcrops at the surface; the other was observed in the Peștera Polevii cave, which is carved in Plopa limestones (Barremian). The age of the karstification phase is considered as Middle-Upper Aptian.

Key words: paleokarst, karstogenesis, karstic fillings, Locvei Mountains, Banat, Romania.

DATES CONCERNANT LA PHASE DE KARSTIFICATION INTRA-APTIENE ET LES DEPOTS PALEOKARSTIQUES ASSOCIÉES DANS LE BANAT DE SUD (MONTs LOCVEI, ROUMANIE)

Le travail présente de nouvelles considérations en ce qui concerne l'âge des calcaires „de Valea Minisului” et sa signification pour l'interprétation karstogénétique. En considérant l'âge de ces calcaires comme Aptien inférieur, l'auteur considère que, durant l'intervalle compris entre cette période et l'Albien (l'âge des premiers dépôts de couverture) a eu lieu une modélage en régime continental, avec le creusement des formes karstiques. Sont signalés deux dépôts considérés comme des remplissages des paléo-dépressions karstiques: le premier est inclus dans les calcaires de Valea Minisului, calcaires qui apparaissent à la surface, tandis que le second a été observé dans la grotte Peștera Polevii, cavité creusée dans les calcaires barremiennes „de Plopa”. L'âge de cette phase de karstification est considérée comme Aptien moyen-supérieur.

Mot clés: paléokarst, karstogénèse, remplissages karstiques, Monts Locvei, Banat, Roumanie

* Institutul de Speologie „Emil Racoviță” str. Frumoasă 11, R-78114, București 12, Romania.

The Southern sector of the Locvei Mountains (South—West Romania) is characterised by an advanced degree of karstification. This is naturally due to the presence of the Jurassic and Cretaceous carbonatic deposits forming the sedimentary coverlet of the Getic Overthrust. From a structural point of view, these deposits formed the so-called „Sinclorium of Resita—Moldova Noua”. The southern part of this structure, between the Danube Defile (South) and Radimna Valley (North) was, in the last few years, under our study.

1. GEOLOGICAL BACKGROUND

The Jurassic and Cretaceous deposits which formed the sedimentary coverlet of the Getic Overthrust are folded in an alternance of synclinals and anticlinals affected by longitudinal faults. In the Eastern part these deposits are transgressively disposed over the crystalline basement (the Sebes—Lotru series) and/or the granitic dikes which pass through it. (the Sichevita Granite). On the western side, the sedimentary deposits are passed by magmatic intrusions which formed some important thermic metamorphism formations at their contact with the limestones. Farther toward the West, all these deposits support the crystalline formations of the Supragetic Overthrust Unit (the Locva Series) (see Fig. 1 and 2).

From the stratigraphic point of view, the deposits cover the range Lower Liasic — Albian, with an important unconformability between the Lower Aptian and the Albian (see Fig. 3).

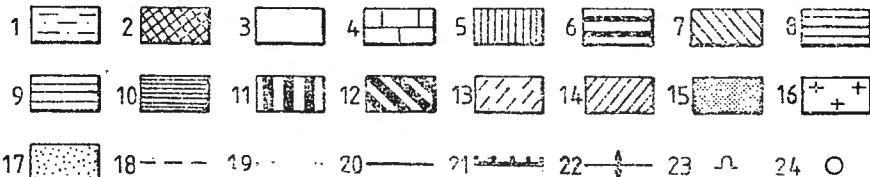
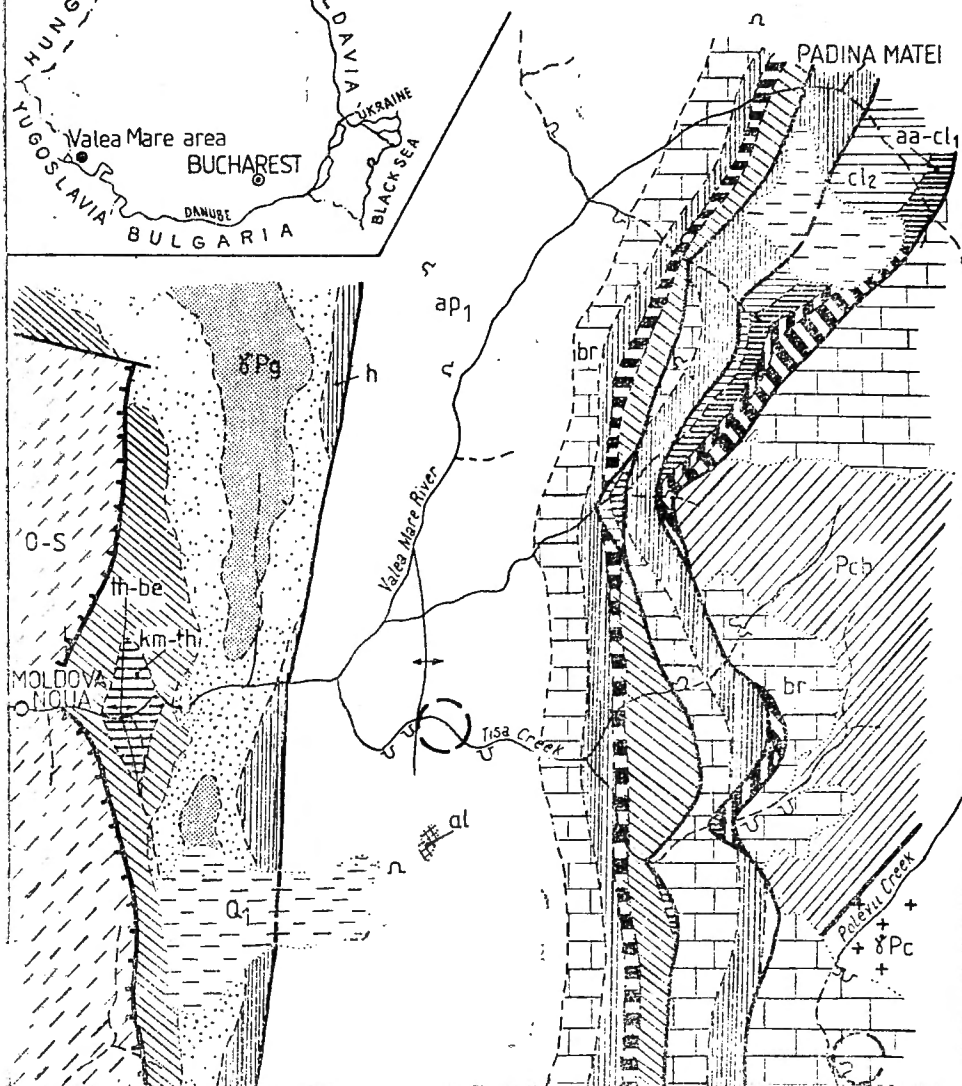
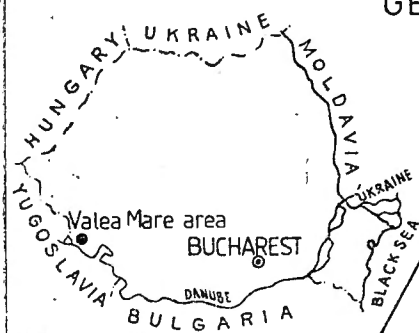
The main carbonatic formations which are involved in the processes of karstification are the cretaceous limestones of the „Valea Minisului” and “Plopa” beds.

In the central part of the area, the sedimentary deposits formed a major synclinal (the Moldovita Synclinal). Along its axis outcrops biogenic limestones, called “de Valea Minisului”, with a rich fauna of Orbitolinae,

Fig. 1. Geological map of the Valea Mare — Valea Polevii area (Locvei Mountains) (from CONSTANTIN, 1988, simplified): 1—Pleistocene; 2—Albian; 3—Lower Aptian; 4—Barremian; 5 — Hauterivian; 6 — Valanginian; 7 — Upper Tithonian — Berriasian; 8 — Upper Kimmeridgian — Lower Tithonian; 9 — Upper Callovian — Lower Oxfordian; 10 — Aalenian — Lower Callovian; 11 — Middle + Upper Liasic; 12 — Lower Liasic; 13 — Ordovician — Silurian (Locva crystalline series); 14 — Middle + Upper Precambrian (Sebes-Lotru crystalline series); 15 — Paleogene granodiorites (“banatites”); 16 — Precambrian granite; 17 — Thermic-contact zone; 18 — Geological limit; 19 — Unconformability; 20 — Fault; 21 — Overthrust; 22 — Anticlinal axis; 23 — Cave; 24 — City — Village; 25 — Location of the described points; (see Fig. 3 for lithology details)).

Carte géologique du secteur Valea Mare—Valea Polevii (Monts Locvei) (d'après CONSTANTIN 1988, simplifiée): 1 — Pléistocène; 2 — Albien; 3 — Aptien inférieur; 4 — Barremien; 5 — Hauterivien; 6 — Valanginien; 7 — Tithonique supérieur-Berriasien; 8 — Kimmeridgien supérieur — Tithonique inférieur; 9 — Callovien supérieur — Oxfordien inférieur; 10 — Aalénien — Callovien inférieur; 11 — Liasique moyen + supérieur; 12 — Liasique inférieur; 13 — Ordovicien — Silurien (série cristalline de Locva); 14 — Précambrien moyen + supérieur (série cristalline de Sebes-Lotru); 15 — Granodiorites paléogènes („banatites”); 16 — Granite précambrien; 17 — Zone de contact thermique; 18 — Limite géologique; 19 — Discordance; 20 — Faille; 21 — Charriage; 22 — Axe d'anticlinal; 23 — Grotte; 24 — Ville — Village; 25 — Situation des points décrits dans le texte; (voir Fig. 3 pour les détails de lithologie).

VALEA MARE - VALEA POLEVII AREA GEOLOGICAL MAP



0 1km

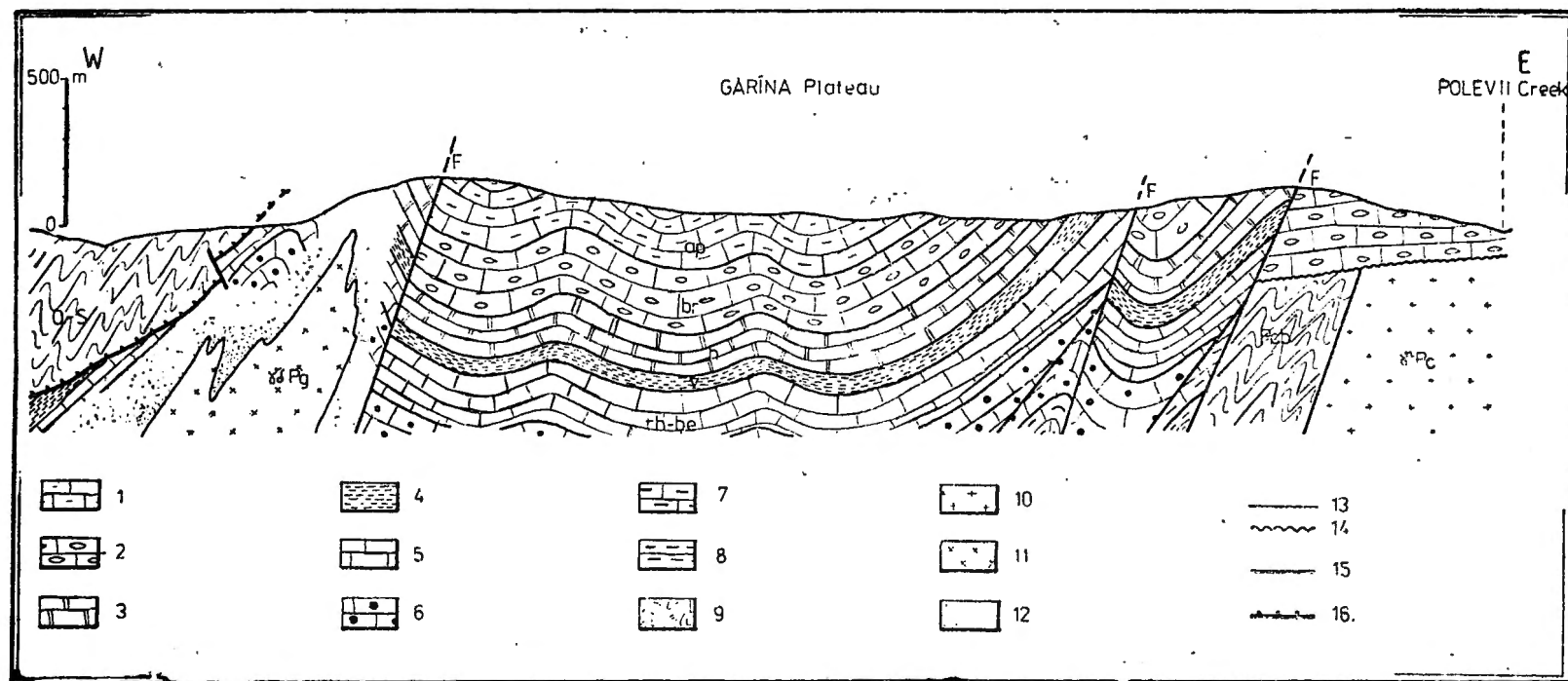


Fig. 2. Geological section in the southern side of the Valea Mare - Valea Polevii area: 1 - Lower Aptian; 2 - Barremian; 3 - Hauterivian; 4 - Valanginian; 5 - Upper Tithonian-Berriasian; 6 - Upper Kimmeridgian-Lower Tithonian; 7 - Upper Oxfordian-Lower Kimmeridgian; 8 - Upper Callovian-Lower Oxfordian; 9 a - Pcb = Sebes-Lotru crystalline series; 9 b - O-S = Locva crystalline series; 10 - Precambrian granite; 11 - Paleogene granodiorite; 12 - Thermic-contact zone; 13 - Geological limit; 14 - Unconformability; 15 - Fault; 16 - Overthrust.

Séction géologique dans la partie sud de la zone Valea Mare - Valea Polevii: 1 - Aptien inférieur; 2 - Barremien; 3 - Hauterivien; 4 - Valanginien; 5 - Tithonique supérieur-Berriassien; 6 - Kimmeridgien supérieur - Tithonique inférieur; 7 - Oxfordien supérieur - Kimmeridgien inférieur; 8 - Callovien supérieur - Oxfordien inférieur; 9 a = Pcb - Série cristalline de Sebes-Lotru; 9 b - O-S = Série cristalline de Locva; 10 - Granite précambrien; 11 - Granodiorite paléogène; 12 - Zone de contact thermique; 13 - Limite géologique; 14 - Discordance; 15 - Faille; 16 - Charriage.

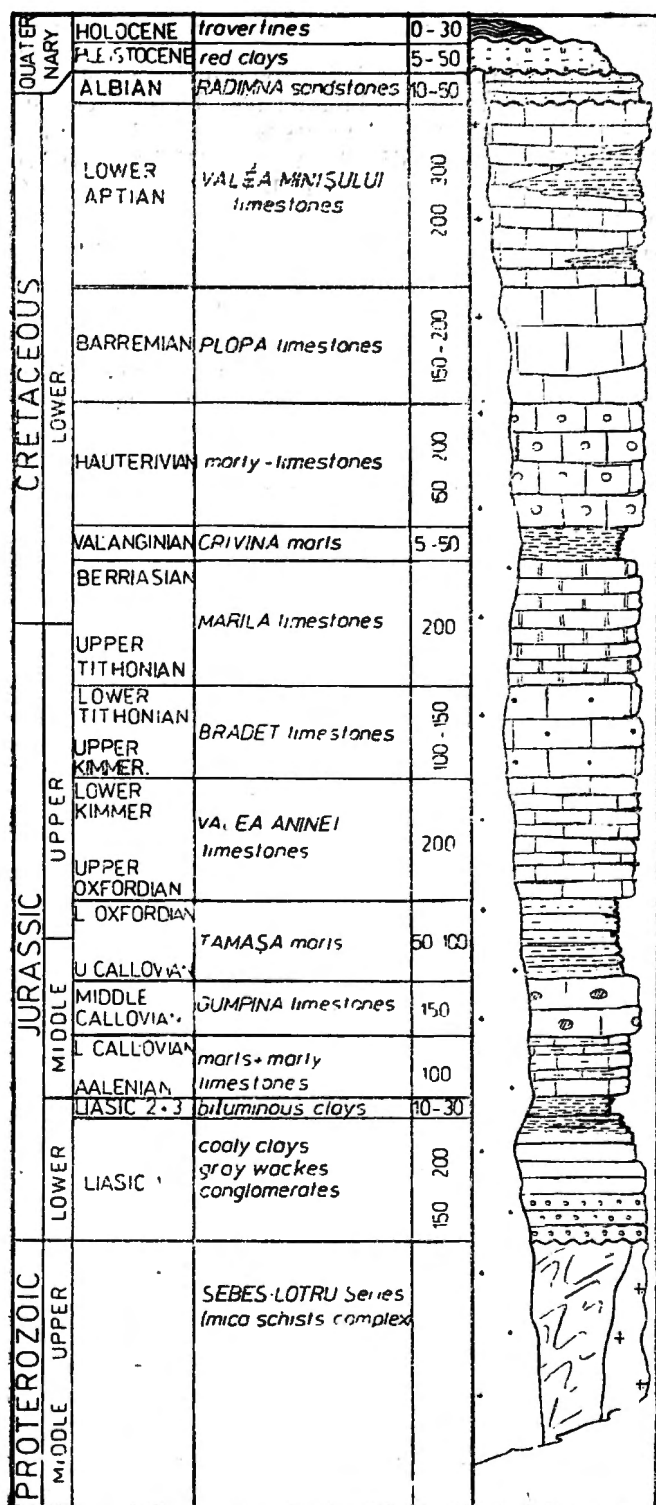


Fig. 3. Stratigraphic column in the Valea Mare area (Locvei Mountains) (Getic Overthrust deposits only) | Collone stratigraphique dans la zone Valea Mare (Monts Locvei) (seulement les dépôts de la Nappe Getique sont présentés)

Brachiopodae and Echinidae, fissured, sometimes including marls lenses. They are represented mainly by biomicrites, bio-omicrites, intramicrites and calcarenites. The age of these deposits was considered at first as Lower Aptian (NASTASEANU, 1964, MUTIHAC & IONESI, 1974) and reconsidered after detailed stratigraphic studies (DRAGOMIR, 1982, CONSTANTIN, 1988) as Lower Aptian (Bedoulian).

In the synclinal limbs outcrop reef limestones called "de Plopa", represented by bio-intrasparites, biomicrites and biopelsparites, developed in an urgonian facies, with many coral remains. The age of these limestones was considered by the latter authors as Barremian.

In the area under study these carbonatic formations are the most important for karstification; the jurassic limestones have a smaller importance because of their slight extension. Actually, these limestones and the surrounding deposits were all covered during the Barremian transgression when the carbonatic platform had its greatest extension (e.g. Polevii Valley, see Fig. 2). During the Lower Aptian a slight regression can be registered and the carbonatic sedimentation was restrained to only the center of the epicontinental basin. After this episode, during the Middle and Upper Aptian, the whole area was emerged. The sedimentation processes had recommenced in the Albian in a detritic facies. The resulting formation is a glauconitic sandstone series called "the Radimna Sandstone" in the region. These rocks outcrop on the Radimna valley but also in some dolines from the Sfinta Elena Karstic Plateau (DRAGOMIR, 1974). The age of the deposit was proved by its paleo-fauna content; on the other hand, their obvious bedding excludes the possibility to consider them as being reworked. Consequently, we must admit that these sandstones were deposited directly in the dolines and, as a matter of fact, we must admit the existence of a karstogeneitic phase at the level of the Middle-Upper Aptian.

2. THE DESCRIPTION OF THE PALEOKARSTIC FILLINGS

Between 1987 and 1989 we pursued a sedimentological study of the Valea Minisului limestones. At the surface, these limestones have a white or white-yellowish color; the beds have decimetric extension and they are cut by a dense network of fissures. The formation often includes some lenses of several meters length of fossiliferous marls with *Orbitolina* sp. However, in these limestones many zones were observed where the limestones are replaced by a coarse conglomerate including carbonatic elements and a limy-terrigenous cement.

One of these areas could be observed on the Tisa Valley, a tributary of the Valea Mare River, about 1,5 km from their confluence (see Fig. 1). In this place, the fossiliferous marls (Bedoulian) are overlaid by a conglomeratic deposit composed of carbonatic pebbles from the Valea Minisului limestones caught in a micritic cement and sometimes in a well consolidated red clay matrix. The length of the formation is about 200 m; the whole assembly suggests that it was deposited in continental conditions, into a negative landform (Fig. 4). On the eastern side, the orientation of the

pebbles is obvious, suggesting a transport in the E—W direction. Such deposits can be found also on the slopes of the Valea Mare and Ogasul Rău brooks but their extensions are not so important.

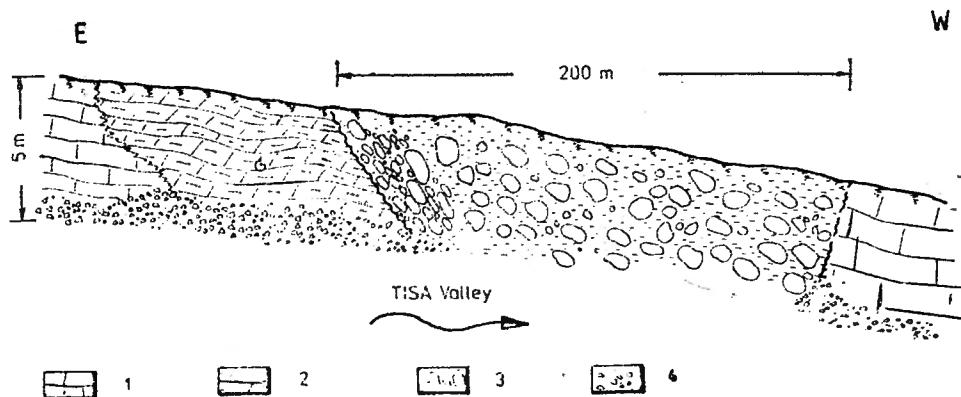


Fig. 4. Geological profile in the left side of the Tisa Valley 1 — Valea Minisului limestones; 2 — Marl lense included in the Valea Minisului formation (with *Orbitolina lenticularis*); 3 — Detrital deposit with limestone elements and carbonatic matrix; 4 — Colluvial deposits. Profile géologique dans le versant gauche de la vallée Tisa: 1 — Calcaires de Valea Minisului; 2 — Intercallation marneuse dans la formation de Valea Minisului (avec *Orbitolina lenticularis*); 3 — Dépôt détritique avec des éléments calcaires dans une matrice carbonatique; 4 — Dépôts colluviaux

The same type of deposits were observed in better conditions in the Pestera Polevii cave (P. cu Apa din Valea Polevii). In this cavity, which is carved in the barremian Plopa limestones, four sectors were observed in which the roof or the walls of the gallery show the same type of deposits. In these cases, the poor selection of the elements is obvious, so that we could find pebbles with metric and centimetric diameters in the same formation. In some places the elements have an angular form suggesting a breccia-type deposit. The matrix is generally made up of a red consolidated clay (Fig. 5). The contact between the limestones and the conglomerated is obviously marked in the morphology of the galleries both in longitudinal and transversal sections (Fig. 6, 7). The form of these deposits is also a "lense" one.

Taking into account the petrographical similarities between the conglomerates included in the Aptian limestones (on the Tisa Valley) and that included in the Barremian limestones which were found in the cave, we have considered that these two deposits are synchronous. The morphology of the deposits, their poor selection, the features of the matrix lead us to the conclusion that they represent continental deposits which filled up the depressions digged into the cretaceous limestones and, consequently, the filling of some paleokarstic landforms. The features of the deposits and mainly their rounding off (even poor) exclude the possibility to consider them as another kind of deposit (fault-breccia, paleosol a.s.o).

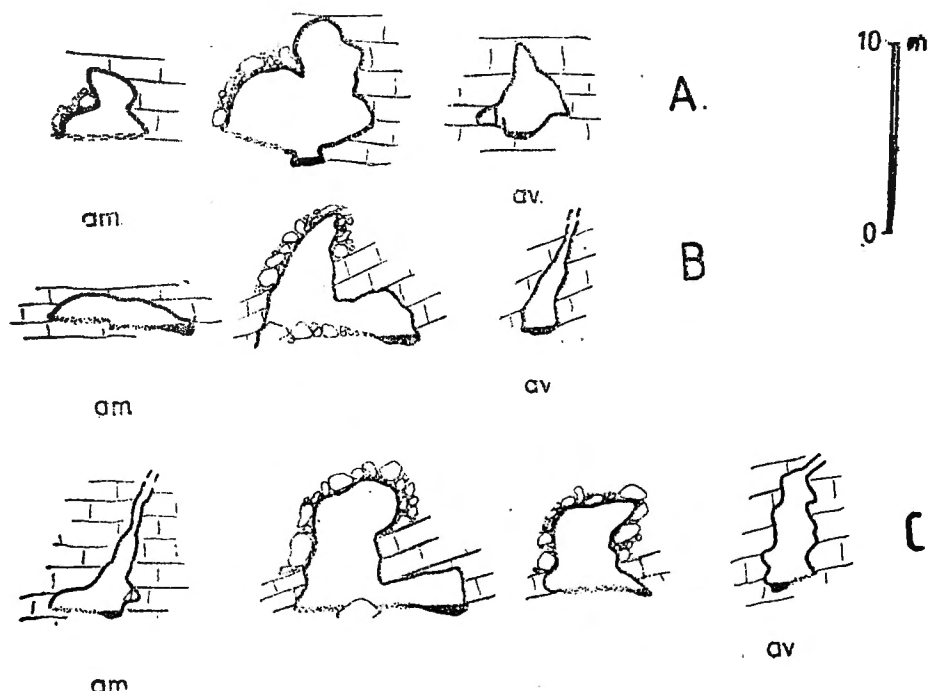


Fig. 6. Cross-sections through the detrital zones of the cave. The lithological control for the gallery's morphology is obvious / *Séctions transversales dans la cavité à travers les zones de dépôts détritiques. Le contrôle lithologique sur la morphologie des galeries est évidente; am = upstream sections/séctions amont; av = downstream sections/séctions aval*

3. GENETIC SIGNIFICANCE

All the researchers of the sedimentary deposits in the Banat area have recognised a continental phase of an ante-Albian age (before the deposition of the Radimna Sandstone). Moreover, BLEAHU (in BOSAK et. col., 1989, p. 241) describes in the North of the area studied by us some paleokarstic fillings covering the Valea Minisului limestones. But, considering the age of these limestones as Upper Aptian (as in the former determinations), the paleokarstic deposits are placed between an "Upper Aptian" and the Albian and, naturally, the author's conclusion was that "the establishment of an exact period of paleokarst formation is impossible".

Actually, taking into account the latest determinations, the age of these limestones is, as we have already shown, Lower Aptian. In these conditions, the gap corresponding to the Middle and Upper Aptian (Gargasian — Clanseysian p.p.) corresponds to the carbonatic shelf emergence and the beginning of a karst-type relief modelling. This is proved by the moulding of the albian sandstones over a doline relief, both in the studied area (Sfinta Elena Plateau) and farther toward the North, in the Aninei Mountains (Liciovacea Glade) (GORAN C., pers. comm.).

PEȘTERA cu APA din VALEA POLEVII (2221/6)

(LOCVEI MOUNTAINS)

X=242.26 Y=362.23 Z=390.0

(LENGTH: 951m)

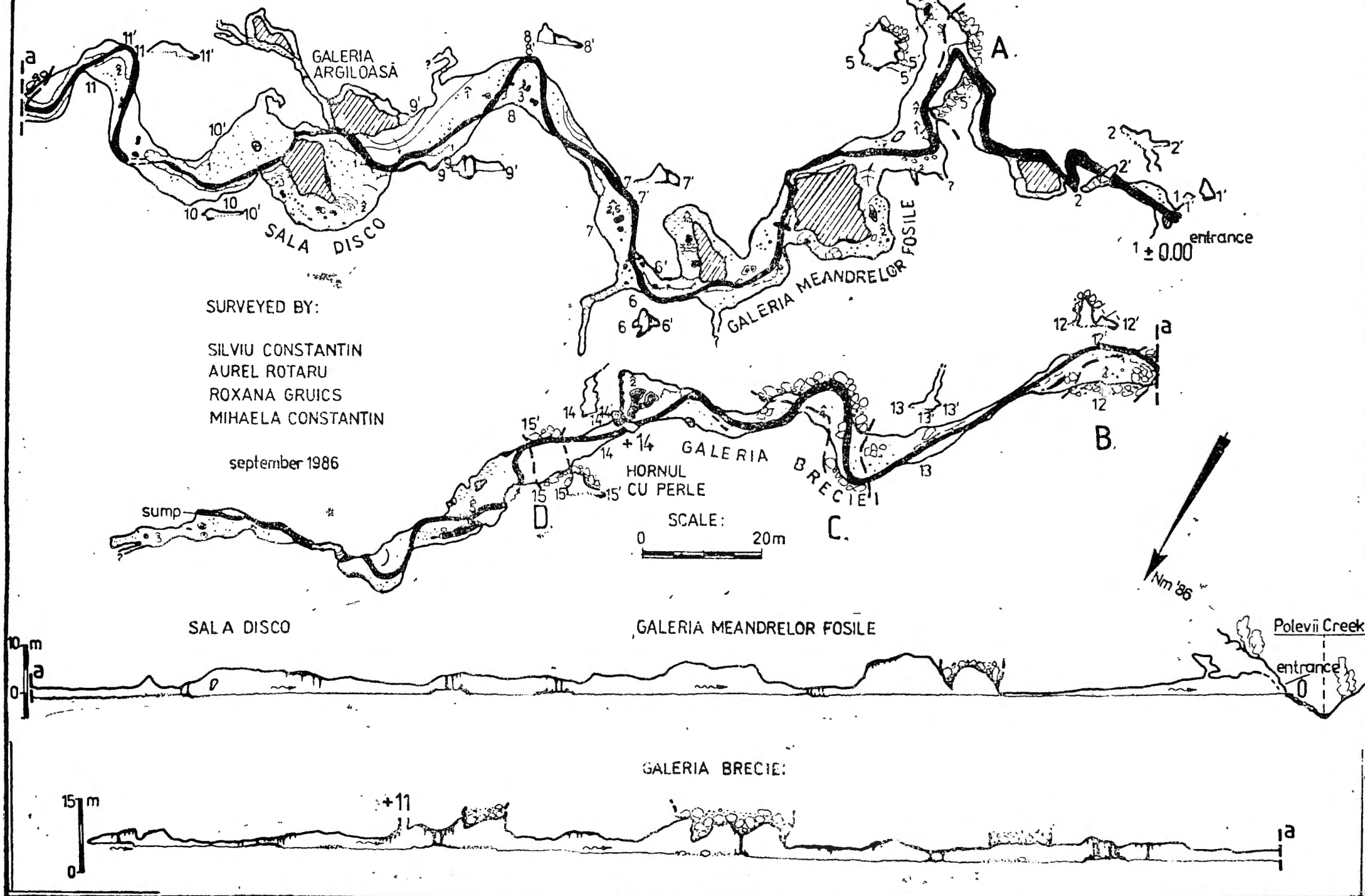


Fig. 5. Map of the Pestera Polevii cave with the detrital deposits situation (A-D)/Carte de la grotte Pestera Polevii avec la situation des dépôts détritiques

As a matter of fact, we consider that the described deposits are the fillings of some dolines, paleo-valleys or cavities, plugged during the intra-Aptian karstogenesis and "reopened" after that by the surface or underground water courses.

REFERENCES

- BLEAHU, M. (1989), *Paleokarst of Romania in Paleokarst. A systematic and regional review.*, BOSAK et col., Ed. Elsevier/Academia, pp. 231—251, Amsterdam/Praha.
- CONSTANTIN, S. (1988), *Studiul geologic și sedimentologic al formațiunilor jurasice și cretacee din perimetrul Valca Mare — Padina Matei (Moldova Nouă), cu privire specială asupra depozitelor liasice purtătoare de cărbuni și a calcarelor cretacee*, Geol. Proj. (unpublished), Univ. București, Fac. Biol., Geogr., Geol., București.
- DRAGOMIR, B., P. (1974), *Prospecțiuni geologice pentru calcare dolomitice și dolomite în regiunea Reșița — Moldova Nouă, perimetrul Vlcea — Dunăre, jud. Caraș-Severin*. Rap. Geol. (unpublished), Arh. IGPSMS, Probl. IX/9—1973, București.
- DRAGOMIR, B., P. (1982), *Fauna de echinide aptiene de la Moldova Nouă (Banat)*. Lucr. ses. št. „G. Cobălcescu”, Univ. Al. I. Cuza, pp. 263—276, Iași.
- MUTIHAC, V. (1990), *Structura geologică a teritoriului României*, Ed. Tehnică, 204 p., București.
- MUTIHAC, V., IONESI, L. (1974), *Geologia României*, Ed. Tehnică, București.
- NĂSTĂSEANU, S. (1964), *Prezentarea hărții geologice a zonei Reșița — Moldova Nouă*. An. Com. Geol., t. XXXIII, pp. 291—342, București.

EFFETS PIEZOMÉTRIQUES DE POMPAGE SÉQUENTIELS SUR UNE SOURCE KARSTIQUE : PASSAGE D'UN ÉCOULEMENT A CHARGE PSEUDO—CONSTANTE A UN ÉCOULEMENT A CHARGE VARIABLE

Claude DROGUE * et Anne Marie DELAUNAY *

Des forages piézométriques sont situés à 4,5 km d'une source karstique sur laquelle sont effectués des pompages répétitifs à des débits identiques de l'ordre de 1,3 m³/s. L'écoulement à la source se fait par débordement sur un dispositif assimilable à un déversoir. Le débit naturel de débordement, lors des crues, peut atteindre 5 à 6 m³/s.

Les évolutions piézométriques sur les forages sont caractérisées par un point singulier dont on démontre qu'il correspond au passage, sous l'influence des pompages, d'un écoulement à la source à charge pseudo-constante (débordement) à un écoulement à charge variable (arrêt du débordement).

Pour des piézométries supérieures à ce point singulier, les rabattements provoqués s'amplifient régulièrement avec l'abaissement naturel de la nappe karstique. Ce phénomène s'explique par l'augmentation de la sensibilité du déversoir de la source, avec la diminution du débit de débordement.

Pour des piézométries inférieures à ce point singulier, l'évolution des rabattements est celle d'un pompage à débit constant en régime qui peut être considéré comme transitoire.

Mots clés: source carstique, forages piézométriques, pompages séquentiels France.

PIEZOMETRIC EFFECTS OF SEQUENTIAL PUMPING AT A KARSTIC SPRING: TRANSITION FROM A FLOW WITH PSEUDO-CONSTANT HEAD TO A FLOW WITH VARIABLE HEAD

Piezometric wells are located 4,6 km away from a karstic spring which is repeatedly pumped with identical flow rates of about 1.3 m³/s. The spring discharge occurs as overflow across a device comparable to a weir. The natural overflow discharge, during the flood pulses, can reach 5 to 6 m³/s.

The evolutions of the hydraulic heads of the wells have a singularity, which is demonstrated to correspond to the transition, as a consequence of the pumping, from a flow with pseudo-constant head (overflow) to a flow with variable head (the overflow ceases).

For hydraulic heads higher than this singularity, the induced drawdowns regularly increases as the karstic aquifer naturally drains off. This phenomenon is explained by an increase in the sensitivity of the weir at the spring as the overflow discharge diminishes.

* Laboratoire d'Hydrogéologie, Unité associé au C.N.R.S. U.S.T.L. — Pl. E. Bataillon, 34095 MONTPELLIER Cedex 5 — FRANCE.

For hydraulic heads lower than this singularity, the evolution of the drawdown is that of a constant rate pumping under a regime which can be considered as transient.

Key words: karstic spring, piezometric wells, sequential pumping, France.

I. INTRODUCTION

Dans un aquifère karstique, les ondes de pompage se propagent souvent à grande distance avec une grande célérité. Ceci est dû à la diffusivité hydraulique élevée des drains karstiques (forte conductivité et enmagasinement très réduit), du modèle de karst à double porosité (DROGUE 1980), modèle semblable à celui proposé pour les roches fissurées. (BARENBLATT et al., 1960, MOENCH, 1984).

De plus, lorsqu'un pompage est réalisé sur une source, l'effet piézométrique dans l'aquifère est tributaire des conditions d'écoulement à la source lors du pompage.

Une situation particulière, mais qui est souvent rencontrée, est celle où le pompage provoque l'arrêt de l'écoulement à l'exutoire. Ce cas a été analysé lors de pompages séquentiels à débits successifs identiques.

II. APPROCHE THÉORIQUE: MODÈLE À DÉVERSOIR

Un aquifère karstique qui comporte une zone saturée située à une côte inférieure à la source, est assimilé ici à un réservoir A dont la vidange se ferait sur un déversoir à seuil déversant rectiligne et horizontal B (Fig. 1). La conduite entre A et B introduit des pertes de charge représentant celles qui sont liées au gradient piézométrique dans l'aquifère. Dans ce cas, la vitesse d'abaissement du niveau H dans le réservoir A décroît avec la diminution de H, de sorte que H évolue de façon asymptotique vers la côte H_0 du déversoir.

Dans ce modèle hydraulique, un prélèvement par pompage est effectué en B, dont un côté abaissé constitue le déversoir.

Avant le pompage et à un instant donné, le débit Q_a qui parvient en B est égal au débit Q_b du déversoir.

a) Avec Q_p débit de pompage à cet instant, tel que $Q_p < Q_a$, le débit Q_b est bien entendu non nul égal à: $Q_b = Q_a - Q_p$.

Le niveau h en B, diminue alors d'une valeur Δh , liée à la variation de Q_b et aux caractéristiques du déversoir (essentiellement la longueur du seuil déversant).

La relation générale qui lie le débit Q_b sur un déversoir à seuil horizontal à la charge h sur ce déversoir, est: $Q_b = B h^{3/2}$ où B est un paramètre qui tient compte des caractéristiques géométriques du déversoir (WORLD METEOROLOGICAL ORGANISATION, 1970).

D'après cette relation, la sensibilité du déversoir: $\sigma = \frac{dh}{dQ}$ est l'inverse de la dérivée: $\frac{1}{Q'}$, soit: $\sigma = \frac{1}{Bh^{1/2}}$

Cette relation est l'équation d'une hyperbole décroissante (Fig. 2). En conséquence, la sensibilité d'un déversoir augmente très rapidement avec la diminution de la charge h. Si à l'amont du déversoir, le débit Q_p est prélevé par pompage, le débit Q_b restant sur le déversoir sera d'autant plus faible que Q_a sera petit. Les variations Δh de la charge sur le déversoir

seront importantes avec Q_a faible et donc h réduit. Ces variations entraîneront une augmentation du débit entre A et B et un abaissement accéléré de H dans le réservoir A.

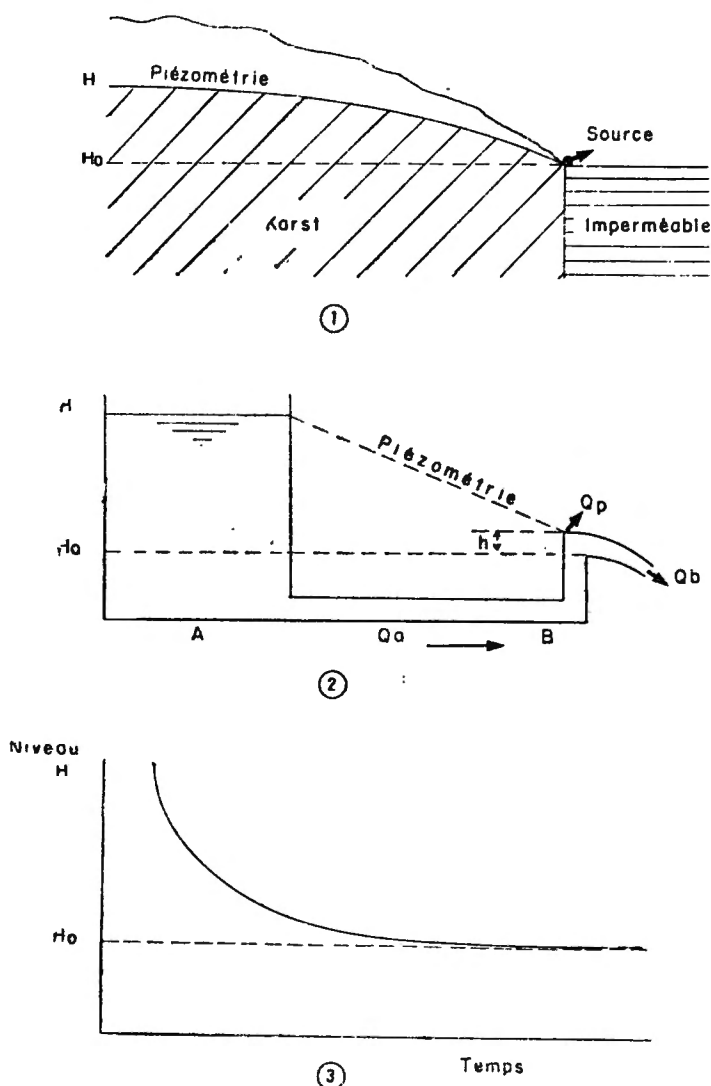


Fig. 1—1 et 2: Schématisation hydraulique (modèle) d'une source karstique de débordement et de l'aquifère associé. H : piézométrie en cours de vidange, H_0 : niveau du déversement de la source, h : hauteur d'eau sur le déversoir de la source; Q_a : débit du réservoir A vers B, Q_p : débit des pompages sur la source, Q_b : débit de la source. 3: Evolution asymptotique de H vers H_0 en fonction du temps, lors d'une vidange naturelle de l'aquifère et du réservoir A du modèle.

1 and 2: Hydraulic scheme (model) of an overflow karstic spring and of the associated aquifer. H : hydraulic heads during emptying, H_0 : the overflow level of the spring, h : height of the water above the weir of the spring, Q_a : flowrate from tank A toward B, Q_p : pumping flowrate at the spring, Q_b : flowrate of the spring. 3: Asymptotic evolution of H toward H_0 as a function of time, during a natural emptying of the aquifer and of the tank A of the model.

b) Dans le deuxième cas, Q_p est supérieur à Q_a . En pompage, le débit Q_b sera nul

Les vitesses d'abaissement des niveaux en B et en A seront fonction des pertes de charge entre A et B et la section horizontale de A. Ceci représente dans une nappe, les conditions du régime transitoire.

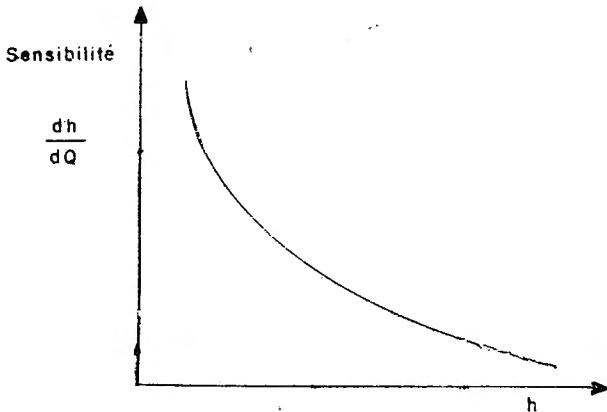


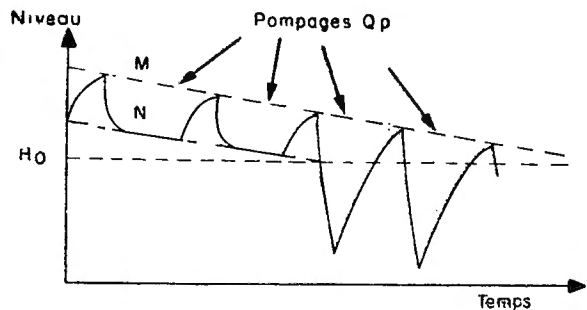
Fig. 2. — Evolution de la sensibilité $\sigma = dh/dQ$ d'un déversoir, en fonction de la charge h sur le déversoir.

Evolution of the sensitivity $\sigma = dh/dQ$ of a weir, as a function of the head h at the weir.

Considérons le cas de pompages séquentiels à débits Q_p identiques effectués sur le déversoir, avec la condition imposée d'un débit Q_a d'alimentation du déversoir variable et décroissant. Il s'agit du fonctionnement

Fig. 3. — Effets piézométriques de pompages séquentiels effectués en B dans le modèle. M: ligne de décrue naturelle (vidange du réservoir A), N: ligne de décrue en pompage à débit constant, H_o : niveau de déversement en B. A l'arrêt du déversement, l'effet piézométrique des pompages s'accroît instantanément.

Piezometric effects of the sequential pumping performed at B in the model. M: line of natural drawdown (emptying of tank A), N: line of constant rate pumping, H_o : overflow level in B. When the overflow ceases, the piezometric effect of pumping increases instantaneously.



en vidange du réservoir A représentant la décrue piézométrique d'une nappe (Fig. 3). D'après ce qui vient d'être dit, les variations des niveaux Δh en B et ΔH en A, provoquées par les pompages en B, seront importantes lorsque Q_b (et donc h) seront faibles. Lorsque le débit Q_p deviendra plus élevé que Q_a , la variation de niveau sera très forte, supérieure à ce qu'elle était avant l'arrêt du déversement ($Q_b = 0$). Dans chaque séquence de pompage Q_b sera nul, et le débit Q_p imposé en B sera constant. Les évolutions des niveaux Δh en B et ΔH en A, seront liées, comme on l'a dit

précédemment, aux pertes de charge entre A et B et à la section de A (représentant les conditions du régime transitoire dans les nappes). Ce modèle va être appliqué à l'interprétation d'effets piézométriques observés sur un aquifère karstique.

III. CONDITIONS EXPÉRIMENTALES

Des pompages séquentiels à environ $1,3 \text{ m}^3/\text{s}$ sont effectués sur une source karstique située dans le Sud de la France, à 20 km du littoral méditerranéen. Le débit naturel moyen est de $2,2 \text{ m}^3/\text{s}$ avec des crues pouvant atteindre $6 \text{ m}^3/\text{s}$. Cette source draine un aquifère de 450 km^2 environ, constitué de calcaires du Jurassique Supérieur et Crétacé très karstifiés. Les forages piézométriques observés sont à 4,5 km de la source. Les ondes de pompage entre la source et les piézomètres, ont des célérités qui dépassent 40 km/h (DROGUE, 1991).

Ces piézomètres, au nombre de vingt, constituent un site expérimental d'une superficie de 500 m^2 . Les forages sont profonds de 60 m. Les niveaux piézométriques sont entre 10 et 50 m de profondeur selon les saisons et sont enregistrés en continu (DROGUE et GRILLOT, 1976).

La source est de type dit „vaclusien” dans la terminologie karstique, c'est à dire, liée à un conduit karstique ascendant, témoignant d'une zone saturée, située au-dessous du niveau de la source. Au griffon, l'écoulement se fait ensuite sur une construction en maçonnerie tout à fait équivalente à un déversoir à seuil épais et à parement aval normal (Fig. 4). Les prélè-

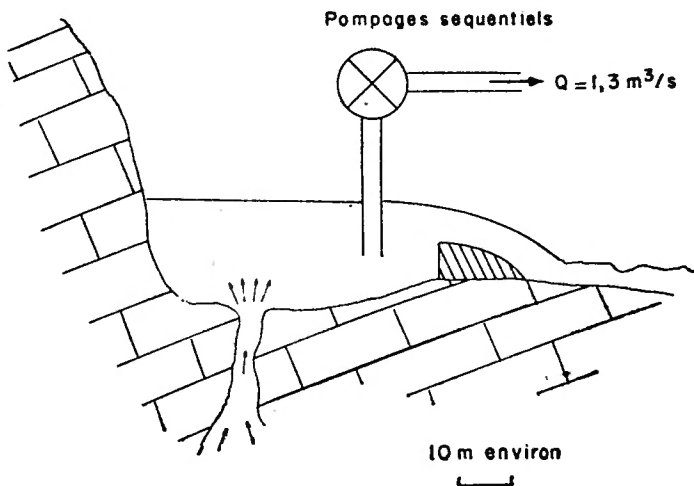


Fig. 4 — Source karstique faisant l'objet de pompages séquentiels au débit $Q_p = 1,3 \text{ m}^3/\text{s}$.

Karstic spring submitted to sequential pumping at a flowrate $Q_p = 1.3 \text{ m}^3/\text{s}$.

vements par pompages à environ $1,3 \text{ m}^3/\text{s}$ alimentent en eau potable la ville de Montpellier. Les séquences sont dues au remplissage périodique du réservoir principal de l'adduction d'eau potable.

IV. EFFETS PIÉZOMÉTRIQUES DE POMPAGES AVEC PERMANENCE DU DÉVERSEMENT À LA SOURCE

Lorsque le débit sur le déversoir de la source est supérieur au débit prélevé par pompage, les perturbations piézométriques dues aux pompages augmentent avec la décrue piézométrique. Ceci est particulièrement significatif sur l'exemple proposé (Fig. 5).

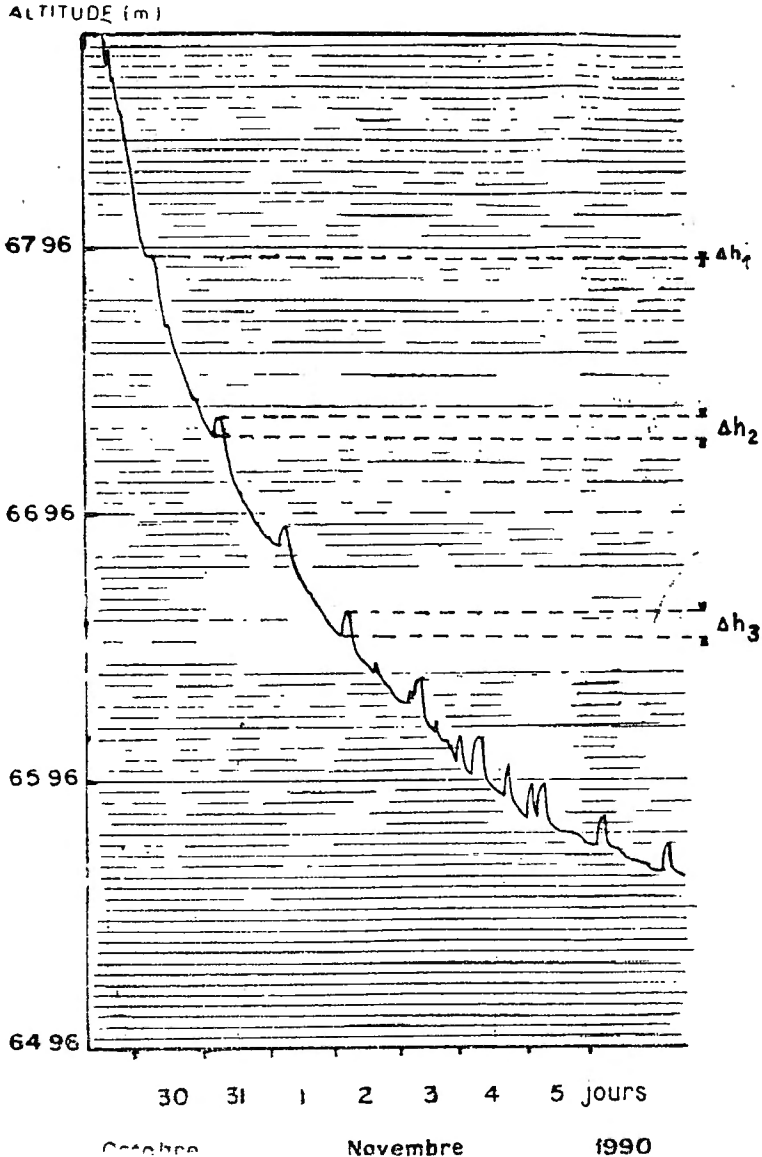


Fig. 5 — Accroissement de l'influence piézométrique, dans l'aquifère, des pompages à la source en cours de décrue: $\Delta h_1 < \Delta h_2 < \Delta h_3 \dots$

Increase of the piezometric influence, into the aquifer, of the pumping at the spring during drain off: $\Delta h_1 < \Delta h_2 < \Delta h_3 \dots$

La source est à l'altitude de 65,05 m. Pour un niveau piézométrique à 68 m, l'impact des pompes est pratiquement nul. Dans ce cas, la différence d'altitude entre la source et le niveau piézométrique est de 3 m environ, soit un gradient apparent de: $\frac{3}{4,5 \cdot 10^3} = 6,6 \cdot 10^{-4}$. Ce phénomène est tout à fait conforme à ce qui est observé sur le modèle à déversoir précédent dans le cas où le débit de pompage. Q_p est inférieur au débit d'alimentation du déversoir Q_a .

V. EFFETS PIÉZOMÉTRIQUES AVEC ARRÊT DU DÉVERSEMENT

Les enregistrements piézométriques dans la partie basse de la décrue ont une tendance asymptotique vers l'altitude 65,10 m. A cette cote l'évolution piézométrique change brusquement de pente avec accélération de la vitesse de décroissance du niveau d'eau.

L'examen détaillé de ce changement d'évolution piézométrique montre que les rabattements dus aux pompes à la source augmentent lorsque le niveau atteint cette altitude de 65,10 m. Ceci correspond à l'arrêt du déversement à l'exutoire (Fig. 6)

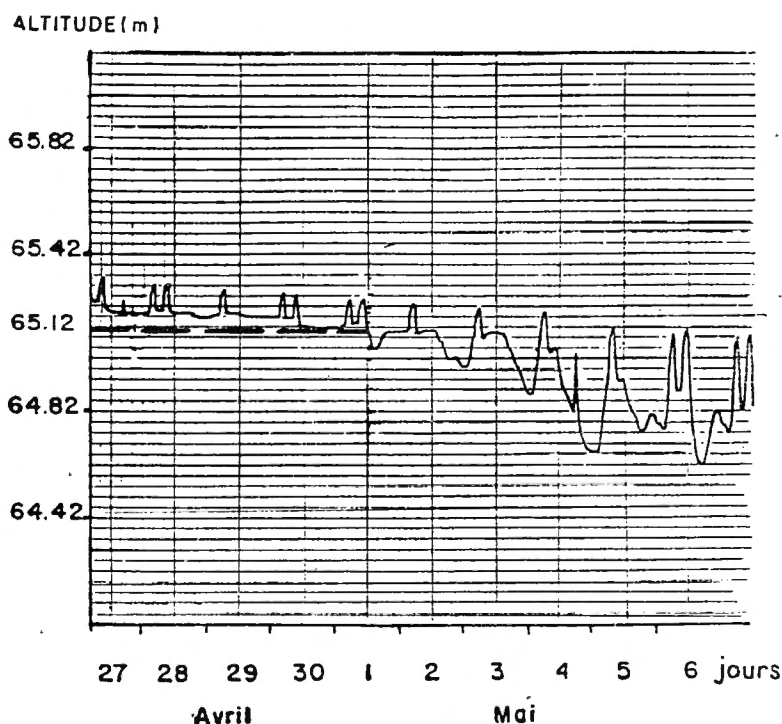


Fig. 6 — Variations piézométriques observées sur un forage avec accroissement immédiat du rabattement à l'arrêt de l'écoulement de débordement à la source.

Piezometric evolution recorded in a well with immediate increase of the drawdown at the stop of the overflow discharge of the spring.

Ce phénomène est tout à fait équivalent à celui décrit sur le modèle à déversoir, lors de l'arrêt du déversement.

Dans cette situation la différence: piézométrie — altitude du déversoir à la source est de: $65,10 - 65,05 = 0,05$ m, ce qui représente un gradient apparent de: $\frac{0,05}{4,5 \cdot 10^3} = 0,051 \cdot 10^{-5}$ extrêmement faible (pour $Q = 1,3 \text{ m}^3/\text{s}$) conséquence d'un karst très développé avec des conduits drainants de grande section.

VI. COMMENTAIRES ET CONCLUSION

Lorsque le pompage Q_p est inférieur au débit de la source Q_a , les variations piézométriques sont faibles. C'est pour cette raison que l'on admet souvent que ce type de pompage se fait à niveau constant. C'est une approximation, car le niveau est en toute rigueur variable, même si cette variation est faible.

Avec l'arrêt du déversement, le pompage est très clairement à niveau variable. Le passage de l'écoulement (à la source) à charge pseudo-constante à un écoulement à charge variable est instantané et bien observable sur la piézométrie. L'évolution des niveaux piézométriques est alors celle proposée par les modèles à régime transitoire avec un débit de pompage constant (en faisant l'hypothèse d'un milieu continu poreux équivalent).

On notera enfin, que le changement de fonctionnement à la source: déversement puis arrêt du déversement correspond aussi au passage de l'écoulement à débit variable à un écoulement à débit constant.

RÉFÉRENCES

- BARENBLATT G. L., ZHELTOV I. V. P., KOCINA, I. N. (1960); *Basic concepts in the theory of seepage of homogeneous liquids in fissured rocks*. J. Appl. Math. Mech. Engl. Transl., 24, pp. 1286—1303.
- DROGUE, C., GRILLOT, J. C. (1976), *Structure géologique et premières observations piézométriques à la limite du sous-système karstique de Terrieu (Périmètre expérimental)*. 2e Coll. Hydrologie en pays calcaire, Besançon, France, Ann. Sc. Université de Besançon, Fasc. 25, 3e série, pp. 195—209.
- DROGUE C. (1980), *Essai d'identification d'un type de structure de magasins carbonatés, fissurés. Application à l'interprétation de certains aspects du fonctionnement hydrogéologique* Mém. h. Sér. Sec. géol. France, n° 11, pp. 101—108.
- DROGUE C. (1991), *Velocities of piezometric waves caused by pumping in karstic aquifers*. "Third Conference on Hydrogeology, Ecology, Monitoring, and Management of Ground Water in karst Terranes", Dec 4—6, 1991, Nashville, U.S.A. Proceedings: Ground Water Management Journal, 1992, pp. 307—312 s.
- MOENCH A. F. (1984), — *Double porosity models for a fissured groundwater reservoir with fracture skin*. Water Resour. Res., 20, No. 7, p. 831—846.
- WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION — (1970), *Guide to hydrometeorological practices*, WMO — No°. 168, TP 82.

ÉVALUATION DES AQUIFÈRES KARSTIQUES CONFORMÉMENT A L'ANALYZE DE L'HYDROGRAME DES DÉBITS DE LA RIVIÈRE. APPLICATION AUX BASSINS DE MOTRU ET DE TISMANA (ROUMANIE)

Alexandru GHEORGHE * et Aurel ROTARU **

On a étudié, pour une période de 20 années, 6 stations hygrométriques des bassins des rivières Motru et Tismana. Après la détermination des années caractéristiques (de minimum, moyen et de maximum) on a construit les hydrogrammes de ces années. Bien que les stations soient voisines du point de vue géographique (et ainsi avec un régime pluviométrique semblable), les années caractéristiques sont différentes même pour des stations de la même rivière. Sur les hydrogrammes construits on a identifié les périodes de tarissement et on a caractérisé les aquifères karstiques à l'aide du coefficient de tarissement et de la réserve statique d'eau souterraine.

Mots-clé: système, hydrogramme, coefficient de tarissement.

THE RIVER HYDROGRAPH ANALYSIS FOR KARST AQUIFERS EVALUATION. APPLICATION AT THE MOTRU AND TISMANA BASINS

Six hydrometric stations from the Motru and Tismana rivers basins were studied along a 20-years period. After selecting characteristic years (minimal, average, maximal), the hydrographs of those years were drawn. Although the selected hydrometric stations are geographically very close (and therefore with similar pluviometric regime), the characteristic years are different even at the stations of the same river.

On the hydrographs the periods of flattening were identified and the karst aquifers were characterised by calculation of the flattening coefficient and static ground water reserve.

Key-words: system, hydrograph, flattening coefficient.

CONSIDERATIONS THEORIQUES GÉNÉRALES

Les aquifères karstiques sont des aquifères spéciaux, leurs particularités découlant de leur grande hétérogénéité. Celle-ci est due aux dimensions

* Universitatea din Bucureşti, Catedra de Hidrogeologie, str. Traian Vuia nr. 6 R – 70139, Bucureşti, Romania.

** Ministerul Mediului, Direcţia conservare şi reconstrucţie ecologică, Bd. Libertăţii nr. 5, R – 76161, Bucureşti 42, Romania.

et à la distribution des creux. Les propriétés des roches carbonatées: faible porosité, fissuration importante et karstification sont l'origine de la naissance de grandes cavités ou de rivières souterraines, ce qui distingue nettement ce type d'aquifère de ceux existant en milieu poreux ou fissuré. C'est pour cela que nous allons aborder l'étude des aquifères karstiques par l'analyse de leurs effets, en les considérant comme des boîtes noires appelées systèmes. „Un système est toute structure, dispositif ou procédé réel ou abstrait qui relie, avec un pas de temps donné, une entrée, une cause ou une impulsion (de matière, d'énergie ou d'information) à une sortie, un effet ou une réponse (de matière, d'énergie ou d'information)” (MANGIN, 1974).

Les paramètres qui caractérisent le système seront, ici, les paramètres géographiques, géologiques, botaniques et zoologiques.

L'impulsion dans notre cas correspondra aux précipitations (et très peu, éventuellement, à l'évapotranspiration) tant que la réponse concernera les débits issus du système. On a considéré les séries de débits mesurées chaque jour aux stations hydrométriques. À l'aide de ces données, on a construit les hydrogrammes des débits de la rivière.

Certainement, l'hydrogramme des débits de la rivière est une réponse globale, totalisant tant l'écoulement de surface que l'écoulement souterrain. Pour délimiter le problème hydrogéologique sur l'hydrogramme on doit identifier correctement les périodes de tarissement des aquifères.

Cela n'est pas très simple en raison du régime des précipitations atmosphériques qui naissent des nombreuses augmentations de courte durée des débits, fait explicable par un écoulement de surface rapide, dû à l'absence d'une couverture de sol végétal significative et, en outre, par un écoulement rapide dans la zone épiphréatique. Toutefois, utilisant les séries de précipitations, de préférence journalières, on peut préciser les précipitations avec une intensité réduite qui ne dénature pas la forme générale de la courbe de tarissement.

Bien sûr qu'il est nécessaire de faire la sélection des années représentatives du point de vue hydrologique, dans un long intervalle de temps, afin que les résultats obtenus aient une plus grande valeur de généralisation.

Par l'intermédiaire de la courbe de tarissement on peut déterminer, par solution analytique, les deux paramètres quantitatifs: le coefficient de tarissement et la réserve d'eau souterraine.

L'interprétation des courbes de tarissement est bien mise au point dans ce moment et on utilise plusieurs solutions analytiques, parmi lesquelles deux sont principales: celle de Maillet et celle de Tisson.

La formule la plus fréquemment usitée, celle de Maillet, a été identifiée graphoanalytiquement pour notre cas.

Cette formule accepte la décroissance exponentielle du débit en raison du temps:

$$Q_t = Q_0 \cdot e^{-\alpha t} \quad (1)$$

ou Q_t — le débit au moment t

Q_0 — le débit à l'origine de tarissement

α — le coefficient de tarissement

t — temps de tarissement

Le coefficient de tarissement est déterminable par la résolution des courbes de tarissement. Comme expression d'une fonction exponentielle on peut linéariser la formule de Maillet par calcul logarithmique, la formule finale du coefficient de tarissement étant:

$$\alpha = \frac{\lg Q_0 - \lg Q_t}{0,4343 \cdot t} \quad (2)$$

On rapporte les données des courbes de tarissement au diagramme semilogarithmique. On obtient ainsi la droite représentative de la formule de la courbe de tarissement et on peut ainsi calculer le coefficient

La réserve d'eau souterraine à l'origine de la période de tarissement peut être déterminée à l'aide de la courbe de tarissement. La formule finale pour l'obtenir est:

$$W_0 = \frac{Q_0}{\alpha} \quad (3)$$

LA GÉOLOGIE ET L'HYDROLOGIE DE LA RÉGION

La région des bassins Motru et Tismana est située dans la partie extérieure de l'Autochtone Danubien, dans le Nord—Ouest de l'Olténie. De même, dans la zone affluèrent les formations de la Nappe Gétique et de la Nappe de Severin.

Sur le fondement cristallin de l'Autochtone Danubien sont déposées^s les formations sédimentaires du Mésozoïque et du Tertiaire (Fig. 1).

Les dépôts mésozoïques appartiennent au Jurassique et au Crétacé. Le Jurassique inférieur apparaît en faciès de Gresten. Les dépôts du Dogger et du Malm sont calcaires. Les dépôts du Crétacé inférieur sont aussi calcaires, la pile de calcaires atteint plus de 500 m d'épaisseur. Les calcaires affleurent dans la partie ouest du bassin de Motru (au Nord et un peu au Sud de la rivière Motru Sec), sur la rive droite du Motru et sous la forme d'une „bande” traversant les rivières Motru, Pocruia, Tismana et Orlea. La largeur de cette „bande”, où se trouvent les sources de Izvarna, est de 2 à 4 km.

Sur le même alignement, les calcaires affleurent aussi dans la zone Brebina — Baia de Aramă, où apparaissent les bien-connues sources karstiques de Brebina.

Sur le Crétacé inférieur se déposent les dépôts du Crétacé supérieur et du Tertiaire, qui sont complètement marno-argileuses.

Dans les roches carbonatées de la zone on rencontre d'amples phénomènes endo- et exokarstiques résultant de la solubilité des roches et favorisés par des fréquentes éléments tectoniques, ainsi que par la circulation rapide des eaux à cause des grands gradients. Parmi les phénomènes endokarstiques nous rappelons les plus connus, notamment les grottes Martel, Lazului, Cloșani, etc. L'exokarst est représenté par des lapies et par des plateaux de dolines.

Le réseau hydrographique a comme rivières principales le Motru et la Tismana, avec des directions d'écoulement approximativement parallèles,

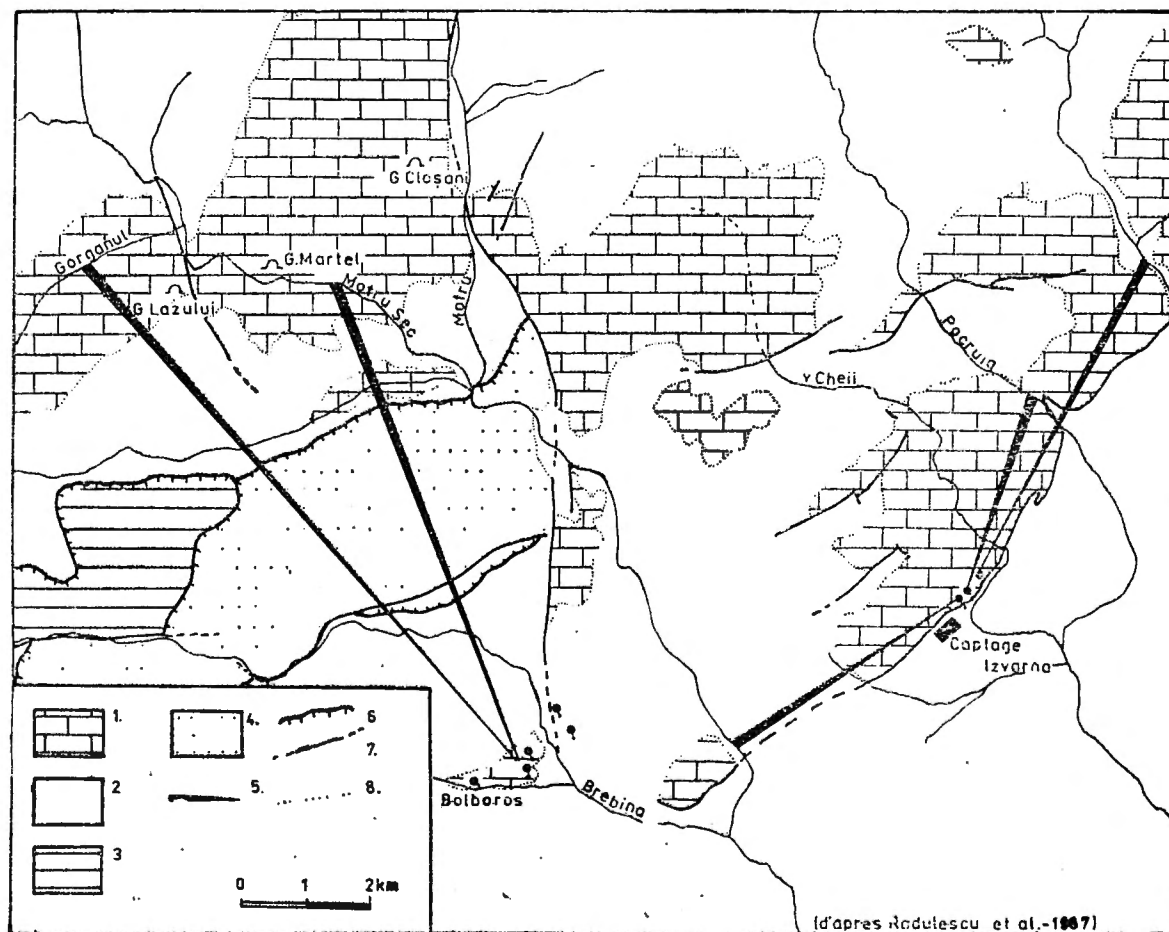


Fig. 1. Carte géologique simplifiée de la région. 1. formations karstifiées de l'Autochtone Danubien; 2. formations nonkarstifiées de l'Autochtone Danubien; 3. Nappe de Severin; 4. Nappe Getique; 5. tracages; 6. overthrust boundary; 7. faille; 8. limite géologique.

Simplified geological map. 1. karst formations of the Danubian Autochtone; 2. nonkarst formations of the Danubian Autochtone; 3. Severin nappe; 4. Getique nappe; 5. tracings; 6. overthrust boundary; 7. fault; 8. geological boundary.

orientées NNO—SSE. Motru a comme affluents de droite: Motru Sec, Motru-sor et Brebina. Sur la rive gauche, Tismana reçoit les affluents Tismanita et Sohodol, et à droite la petite rivière Orlea, avec les sources à Izvarna.

Les traçages ont fait la preuve des liaisons hydrologiques entre les pertes du Motru Sec et de son affluent Gorganul avec les sources de Baia de Aramă (SLĂVOACĂ et al., 1985). De même, les traçages ont prouvé que les sources de Izvarna sont alimentées par les pertes du Motru (zone Padeș), Bistrița, Pîrgavul, (RĂDULESCU et al., 1987)

LES RÉSULTATS DE L'ÉTUDE

Dans notre étude nous avons utilisé les données de six stations hydrométriques: Cloșani et Apa Neagră sur le Motru, Tarnita sur Brebina, Godi-nești et Cîlnic sur Tismana et Celei sur Orelea.

Nous avons considéré une période de 20 années, entre 1955 et 1975, et nous avons établi les années hydrologiques représentatives. Une première observation est que les années hydrologiques représentatives ne coïncident pas du tout, aux différentes stations hydrométriques de même bassin, en des conditions pluviométriques semblables. Cela est due aux conditions hydrogéologiques de chaque bassin clos par une station, mais aussi à cause des différences de surface entre les bassins.

Un problème que nous avons résolu est la délimitation des périodes de tarissement. En certains cas leur présence est évidente, existant une ou deux périodes de tarissement, mais de courte durée, et dans le cas de Tismana à Cîlnic, en 1975, nous n'avons pas réussi à délimiter une telle période (Fig. 2).

La durée d'une période de tarissement est variable, de quelques jours à plus de huit mois, c'est le cas de Brebina à Tarnita en 1970, bien que cette année ait atteint un maximum hydrologique. On peut rencontrer jusqu'à 5 périodes de tarissement délimitables et 5 périodes de recharge.

On observe une bonne corrélation entre l'importance de la période de tarissement et le régime hydrologique, à l'exception du Motru à Cloșani, celui-ci ayant un bassin hydrologique plus sensible au régime pluviométrique (voir Tableau 1).

Nous avons considéré la courbe de tarissement comme l'enveloppe de la courbe réelle, pour ne pas considérer les précipitations non significatives du point de vue de la recharge de l'aquifère. Ces précipitations sont les pluies intenses mais isolées, particulièrement celles d'été. On rencontre des précipitations de plus de 30 mm avec aucun effet pour la recharge de l'aquifère. Plus efficaces sont les précipitations persistantes d'automne ou de printemps. Même si leur intensité est faible, leur présence pour une période plus longue assure une bonne recharge de l'aquifère.

Après la délimitation des périodes de tarissement nous avons calculé les coefficients de tarissement pour chaque station et chaque année. Le coefficient de tarissement varie autour de la valeur de $0,02 \text{ (jour)}^{-1}$ avec des petites exceptions (Motru à Cloșani, dans l'années de minimum). On peut expliquer sa variation par la proportionnalité inverse avec la réserve d'eau accumulée par l'aquifère mais aussi par sa directe proportionnalité avec l'infiltration efficace. Pour deux aquifères, avec la même valeur de Q_0 , un coefficient de tarissement faible correspond à une réserve plus grande.

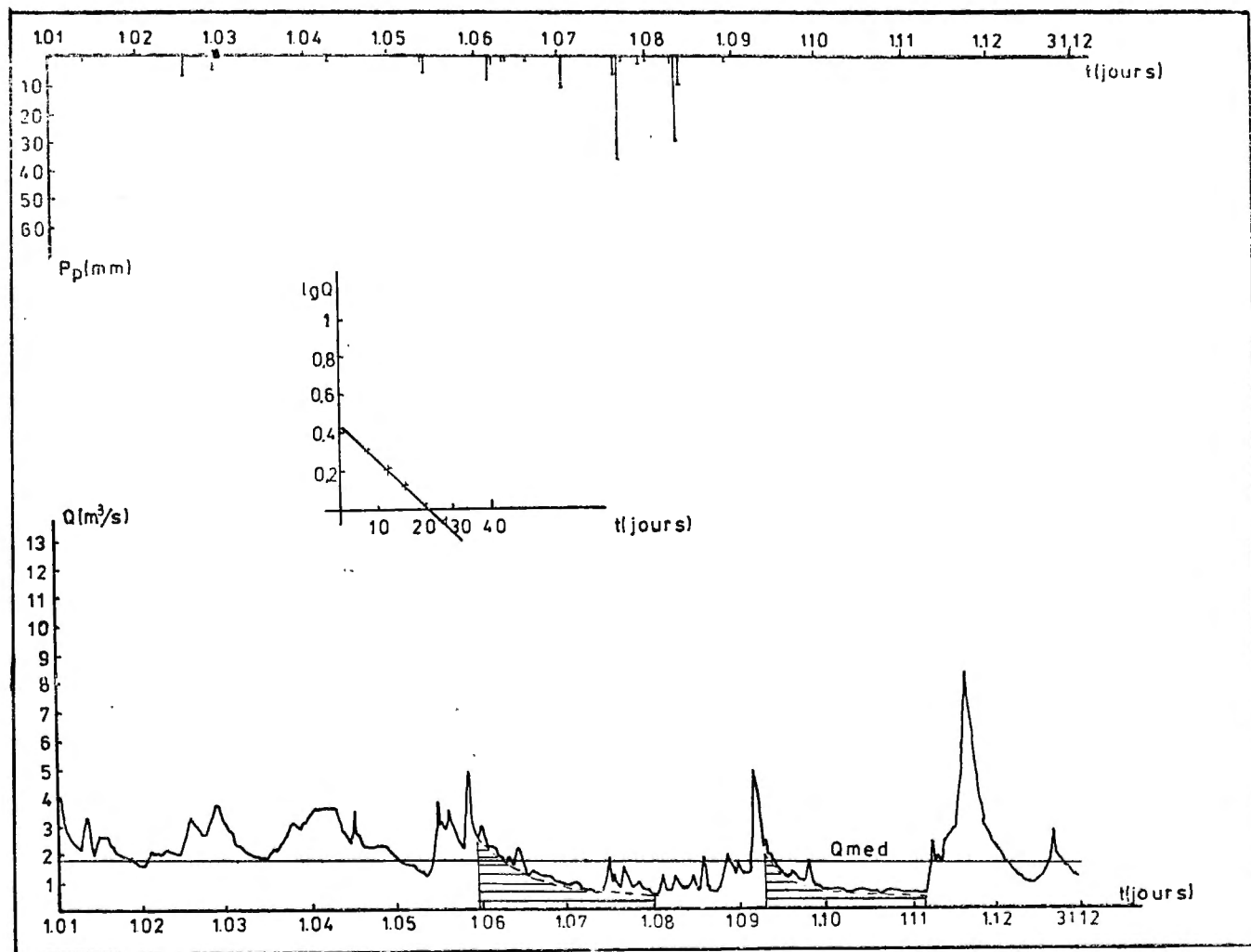


Fig. 2. Hydrogramme de rivière Motru à Cloșani (année de minimum). *Hydrograph of the Motru river at Cloșani (minimal year).*

Tableau 1
Caractérisation des périodes de tarissement

Rivière et poste hydrométrique	Année	Nombre des périodes de tarissement	L'importance des périodes de tarissement
Brebina à Tarnița	1970 MAX	1	67%
	1975 MOY	4	60%
	1973 MIN	2	74%
Motru à Cloșani	1970 MAX	1	65%
	1975 MOY	5	71%
	1968 MIN	2	38%
Motru à Apa Neagră	1969 MAX	1	20%
	1967 MOY	1	33%
	1971 MIN	1	38%
Orlea à Celei	1960 MAX	2	55%
	1970 MOY	2	73%
	1968 MIN	2	86%
Tismana à Godinești	1967 MAX	2	56%
	1965 MOY	3	71%
	1964 MIN	3	82%
Tismana à Cilnic	1969 MAX	2	31%
	1975 MOY	—	—
	1973 MIN	1	61%

La réserve d'eau souterraine calculée est très grande (voir Tableau 2), de l'ordre de 10^7 m^3 , comparable avec le volume de rétention d'un lac d'accu-

Tableau 2
Caractérisation des aquifère

Rivière et poste hydrométrique	Années	Ω_0 [m/s]	α [j ⁻¹]	W_0 [m ³]
Brebina à Tarnița	1970 MAX	0,217	0,017 $\frac{3}{4}$	$2,61 \cdot 10^7$
	1975 MOY	3,500	0,023	$2,20 \cdot 10^7$
	1973 MIN	3,750	0,020	$1,33 \cdot 10^7$
Motru à Cloșani	1970 MAX	4,800	0,013	$1,14 \cdot 10^7$
	1975 MOY	1,850	0,017	$0,95 \cdot 10^7$
	1968 MIN	2,700	0,042	$0,54 \cdot 10^7$
Motru à Apa Neagră	1969 MAX	6,500	0,019	$2,79 \cdot 10^7$
	1957 MOY	3,000	0,013	$2,13 \cdot 10^7$
	1971 MIN	6,000	0,020	$2,58 \cdot 10^7$
Orlea à Celei	1960 MAX	2,700	0,017	$1,27 \cdot 10^7$
	1970 MOY	4,000	0,210	$1,62 \cdot 10^7$
	1968 MIN	1,750	0,006	$2,37 \cdot 10^7$
Tismana à Godinești	1967 MAX	0,600	0,017	$0,21 \cdot 10^7$
	1965 MOY	1,100	0,025	$0,41 \cdot 10^7$
	1964 MIN	0,800	0,020	$0,33 \cdot 10^7$
Tismana à Cilnic	1969 MAX	5,100	0,020	$2,14 \cdot 10^7$
	1975 MED	—	—	—
	1973 MIN	4,100	0,019	$1,86 \cdot 10^7$

mulation de dimension moyenne. On distingue les réserves accumulées par les aquifères des bassins des rivières Brebina à Tarnița, et Orlea, à Celei, de l'ordre de $2,7 \cdot 10^7 \text{ m}^3$; en contraste avec les petites surfaces des bassins hydrologiques fermés de ces stations.

Une observation qu'on peut faire sur les valeurs calculées C' est que les années hydrologiques représentatives ne sont pas représentatives du point de vue hydrogéologique. Ainsi, seulement dans le cas du Motru à Cloșani le volume de la réserve d'eau stockée est conforme à la valeur du débit moyen annuel. Dans le cas d'Orlea à Celei le volume de la réserve souterraine se comporte d'une manière inverse par rapport au régime hydrologique, fait qui reflète la grande indépendance du bassin hydrogéologique à l'égard de celui hydrologique. Cette indépendance a été relevée par les tracages, les sources de Izvarna étant alimentées par les pertes des rivières Motru, Pîrgavul et Bistrita. Au-delà, les valeurs montrent des dépendances, plus ou moins grandes, entre les deux bassins, hydrologique et hydrogéologiques.

BIBLIOGRAPHIE

- CASTANY G. (1972), *Prospecțiunea și exploatarea apelor subterane*. Ed. Tehnică, 386 p., București.
- MANGIN A. (1974), *Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques*. Ann. Spéleol. **30**, 1, 2, Ed. C.N.R.S., 400 p., Paris.
- RADULESCU D., STĂNESCU I., GASPĂR E., BULGĂR A. (1987), *Aquiferous interconnections in the Motru-Izvarna-Tismana-Bistrița karst area*. Theoret. and Appl. Karst. **3**, Ed. Inst. Speol. „Emil Racoviță”, pp. 199–214, București.
- SLĂVOACĂ D., ORĂȘANU I., GASPĂR E., BULGĂR A. (1985), *Hydrogeological contributions for the existence of the Getic nappe in the Motru Sec — Baia de Aramă region*. Theoret. and Appl. Karst. **2**, Ed. Inst. Speol. „Emil Racoviță”, pp. 175–181, București.

DRAINAGES SOUTERRAINS KARSTIQUES DANS LA ZONE DE LA VALLÉE DE BALEA (MONTS VÎLCAN – CARPATES MÉRIDIONALES)

Gabriel DIACONU * et Ioan POVARĂ *

On présente les résultats obtenus par des investigations géo-tectoniques et par marquages hydrogéologiques sur la barre de calcaire du versant septentrional des Monts Vilcan (entre la Vallée de Balea et la Vallée de Sohodol).

Mots clés: hydrogéologie karstique, Monts Vilcan, Roumanie.

UNDERGROUND KARSTIC DRAINAGES IN THE AREA OF THE BALEA VALLEY (VÎLCAN MOUNTAINS – SOUTHERN CARPATHIANS, ROMANIA)

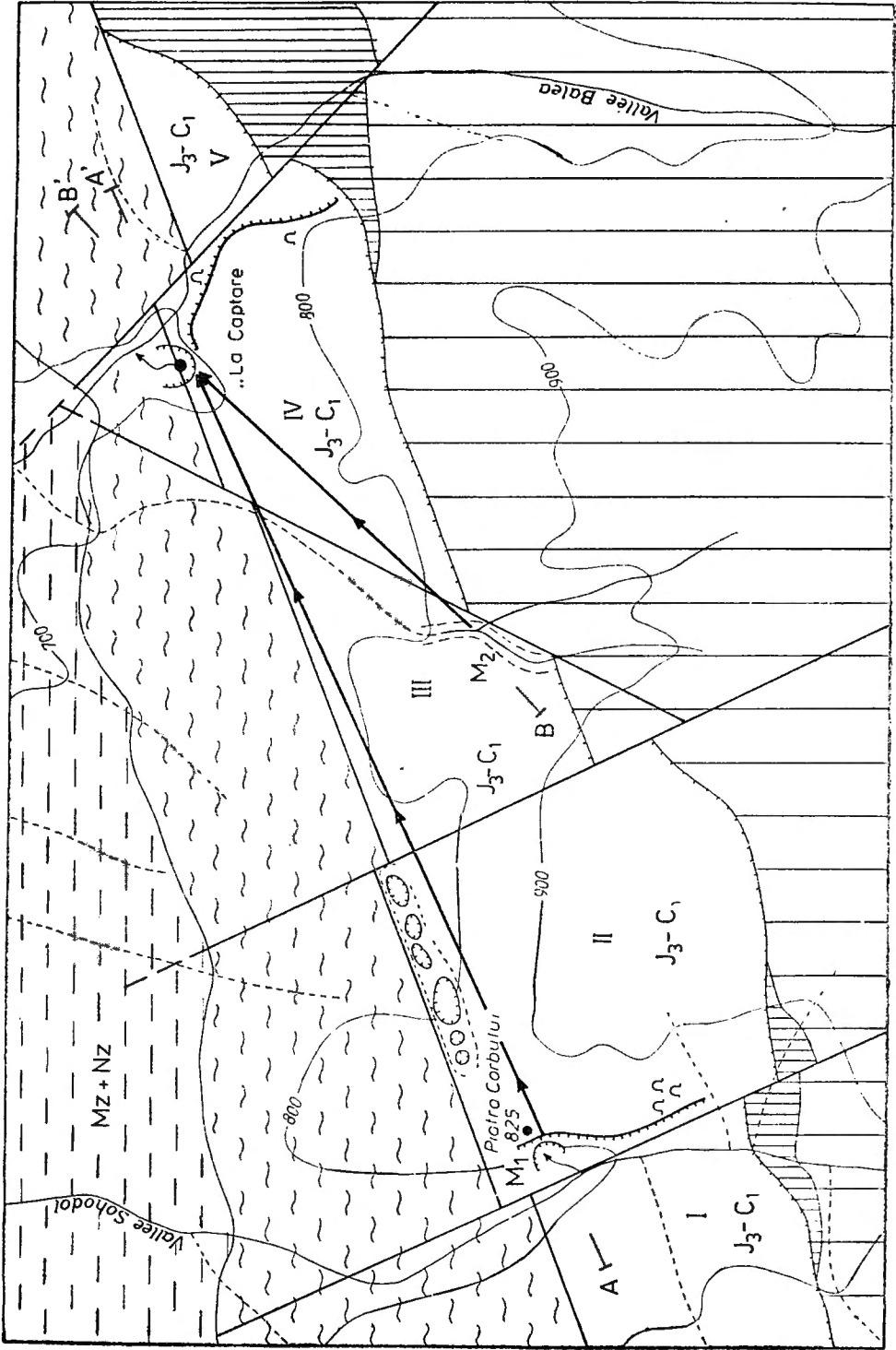
The paper presents the results obtained by geo-tectonical investigations and by hydrogeological tracing in the limestone – bar from the northern side of Vilcan Mountains (between Balea and Sohodol valleys).

Key words: karstic hydrogeology, Vilcan Mountains, Romania.

Le périmètre en étude est situé sur le versant septentrional des Monts Vilcan, étant délimité vers le nord et vers le sud par les valeurs de l'écartement d'extension en affleurement de la barre de calcaire (des valeurs oscillant entre 250 et 700 m), vers l'ouest, par la Vallée de Sohodol et vers l'est, par la Vallée de Balea.

Le calcaire, d'âge Jurassique supérieur – Crétacé inférieur, est la seule formation litho-faciale karstifiable de la zone. Il est apprécié comme récifal, affleurant, au sud, en position stratigraphique normale et transgressive sur les formations des schistes cristallins de la Série de Tulișa, et coupé tectoniquement au nord, par le charriage gétique: Vers l'est, le calcaire se dispose d'une manière similaire sur les schistes graphiteux et les phyllites charbonneux de la Formation de Schela.

* Institutul de Speologie „Emil Racoviță”, str. Frumoașă 11, 78114 București 12, Romania.



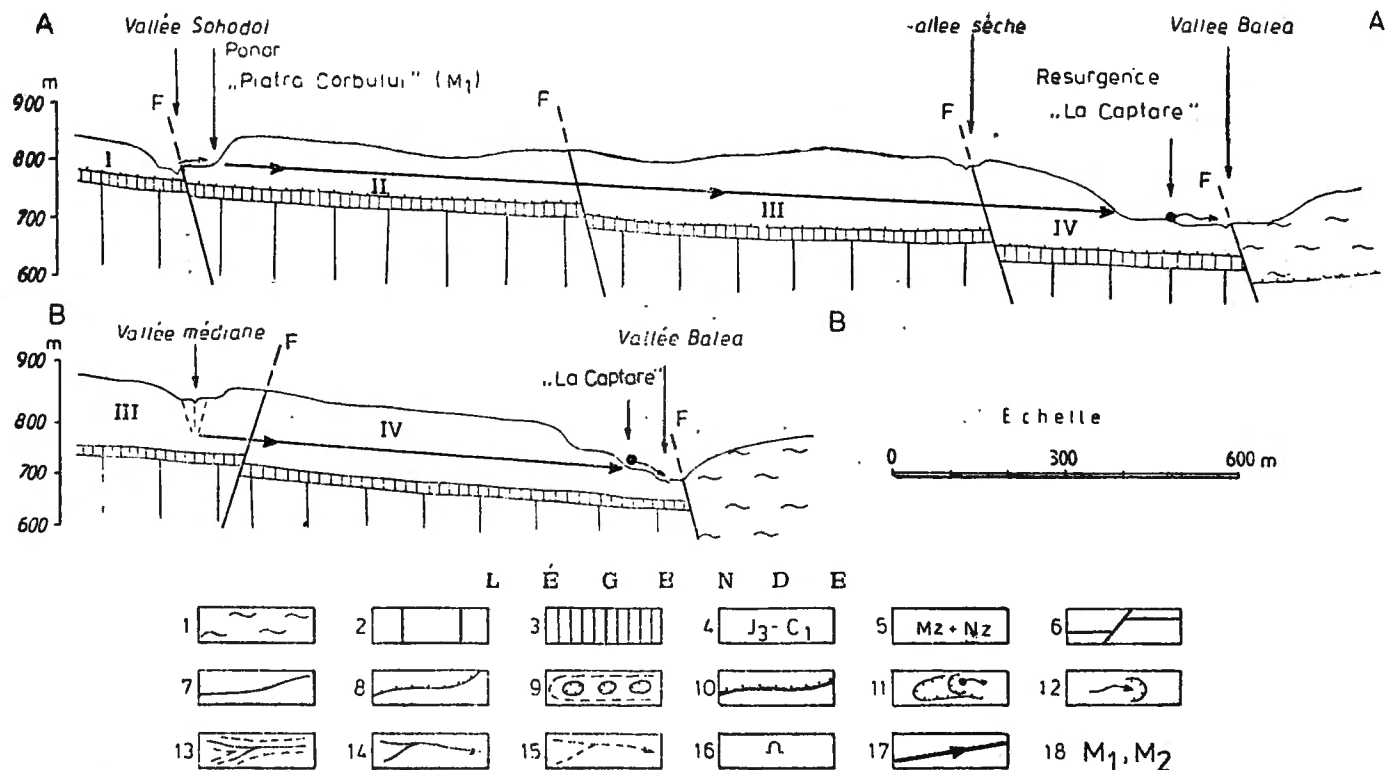


Fig. 1 — Carte géologique et tectonique du périmètre situé entre la Vallée Săhădă et la Vallée Bălea (Monts Vilcan). A—A' et B—B' — profils géologiques le long des drainages souterrains. 1. Schistes cristallins — Série de Sebeș-Lotru. 2. Schistes cristallins — Série de Tulîș. 3. Schistes graphiteux et phyllites charbonneux — Formation de Schela. 4. Calcaires — Jurassique supérieur-Crétacé inférieur. 5. Dépôts sédimentaires mésozoïques et néozoïques. 6. Failles. 7. Limite géologique. 8. Chevauchements. 9. Vallée de dolines. 10. Abrupts. 11. Vallée de recul. 12. Ponor. 13. Perte diffuse au lit de la vallée. 14. Rivière permanente. 15. Rivière temporaire. 16. Grottes. 17. Drainages souterrains. 18. M₁ = marquage à fluorescéine. M₂ = marquage à rhodamine.

Geological and tectonical map of the area situated between Săhădă and Bălea valleys (Vilcan Mountains). A—A' and B—B' — geological sections along the underground drainages. 1. Crystalline schists — Sebeș-Lotru series. 2. Crystalline schists — Tulîș series. 3. Graphitic schists and coaly phyllites — Schela formation. 4 — Limestones — Upper Jurassic-Lower Cretaceous. 5. Mesozoic and Neozoic sedimentary deposits. 6. Faults. 7. Geological limit. 8. Overthrust. 9. Dolina valley. 10. Walls. 11. Blind valley — karstic spring. 12. Swallet. 13. Water losses into the river's bed. 14. Permanent river. 15. Temporary river. 16. Caves. 17. Underground drainages. 18 M₁ = fluoresceine tracing. M₂ = rhodamine tracing.

Par rapport à ces données géologiques connues (SOLOMON — 1967), ont été surpris dans la zone, les détails suivants supplémentaires, surtout à l'égard de la tectonique du périmètre, (Fig. 1):

— La barre de calcaire a une orientation de l'axe longitudinal OSO—ENE;

— La principale disjonction dans le périmètre est représentée par une faille de cisaillement qui pose le calcaire en contact tectonique avec les schistes cristallins de la nappe gétique, attribués à la Série de Sebeş — Lotru;

— La continuité du plan de faille est alternative jouée par des fractures de tension (entre les compartiments I—II, II—III et IV—V), ou bien par des fractures de cisaillement secondaire (entre les compartiments III—IV);

— La pente du plan de contact lithologique, schistes cristallins — calcaire, a une orientation septentrionale, présentant des valeurs changeantes (en moyenne 80° pour les compartiments II et V, 70° pour le compartiment III et 60° pour le compartiment III);

— La position stratigraphique du calcaire dans l'aréal est anormale, il étant non pas transgressif, mais en position de chevauchement tectonique sur la Formation de Schela (des affleurements convaicants, en ce sens, ont été remarqués sur le versant droit de la Vallée Sohodol), (voir aussi le profil B — B', Fig. 1);

— En fin, bien que le calcaire soit fragmenté tectoniquement, il se présente pourtant unitaire, bien individualisé, avec une fonction hydrogéologique indépendante et bien mise en évidence.

LA HYDROLOGIE ET LA HYDROGÉOLOGIE DU PÉRIMÈTRE

Par rapport à la barre de calcaire, le réseau hydrographique a une disposition transversale, les directions d'écoulement étant du côté sud vers le nord. La partie supérieure de leurs bassins-versant est modelée dans les schistes cristallins imperméables de la Série de Tulişa et par conséquent, elle dispose d'un cours permanent.

Les débits liquides qui s'écoulent sur la Vallée Sohodol et sur une petite vallée située en position médiane entre la Vallée Sohodol et la Vallée Bălea, transitent sur la barre de calcaire seulement dans les situations d'écoulement maximal. Dans les périodes d'étiage, ils se dirigent complètement dans le milieu souterrain.

La limite septentrionale de la barre de calcaire est dépourvue de sources, le seul point d'apparition de l'eau étant la résurgence nommée „la Captare”, située sur le versant gauche de la Vallée Bălea, à la limite de contact lithologique du calcaire avec les schistes cristallins de la Série de Sebeş — Lotru.

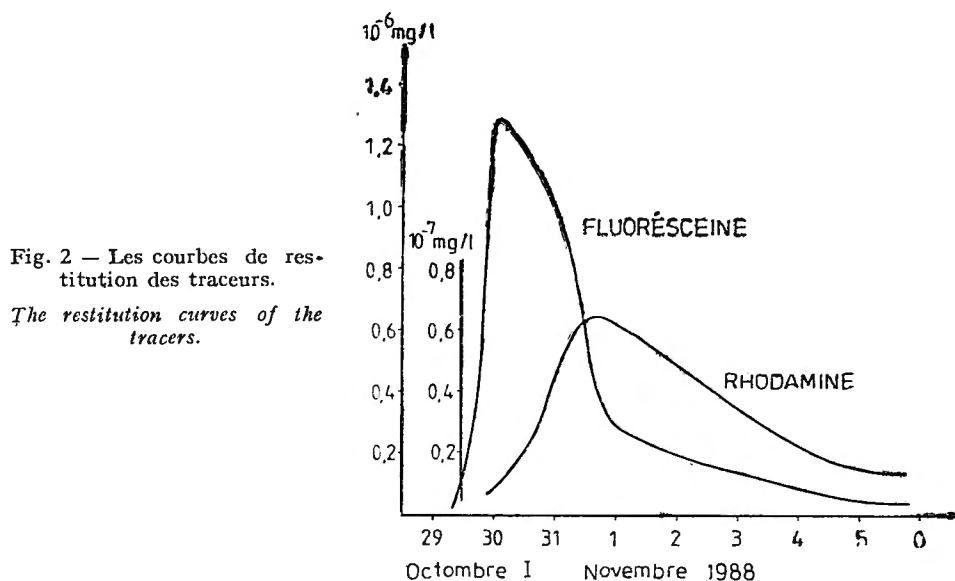
Pour établir le bassin hydrogéologique de la résurgence „la Captare”, on a effectué deux marquages de la circulation souterraine.

Le premier marquage a été fait dans la perte „Ponorul de sub Piatra Corbului” de la Vallée Sohodol. La fluorescéine introduite (le débit au lancement a été d'environ 3 l/s) a été restituée intégralement par la résurgence „la Captare”, après 36 heures, mettant en évidence une vitesse moyenne théorique de 46 m/heure pour une distance à vol d'oiseau de 1650 m.

Le second marquage a été fait dans une perte diffuse au lit de la petite vallée située entre la Vallée Sohodol et la Vallée Balea (le débit au lancement a été d'environ de 2 l/s), étant utilisée la rhodamine.

Le traceur a paru dans la résurgence „la Captare” après 60 heures, mettant en évidence une vitesse moyenne théorique de 14 m/heure, pour une distance à vol d'oiseau de 820 m.

Analysant les courbes de restitution des traceurs captés sur le charbon actif, (Fig. 2), nous avons constaté que:



— la fluorescéine a eu une dispersion réduite dans l'aquifère, le tracé entre le ponor et la résurgence étant parcouru avec une vitesse relativement grande, fait qui signifie l'existence d'un canal karstique très bien organisé;

— la rhodamine a eu une grande dispersion dans l'eau, le tracé étant parcouru avec une vitesse très lente, aspect qui suppose une circulation par un réseau de fissures et canaux peu développés, au moins jusqu'à l'interception du collecteur souterrain principal.

CONCLUSIONS

Théoriquement, les plus caractéristiques discontinuités dans les calcaires, compatibles avec une circulation karstique souterraine, sont celles qui appartiennent au système des fractures de tension, elles étant en général ouvertes. Les fractures de cisaillement sont appréciables, d'habitude, comme incompatibles avec une circulation karstique, elles étant étanches et donc, dépourvues d'espaces circulants.

Mais, la réalité du terrain s'écarte souvent de la supposition théorique, notamment quand par cisaillement, l'un des compartiments se dispose, par rapport à l'autre, comme un écran imperméable et non karstifiable par

sa constitution lithologique. En ce cas, tout drainage organisé sur une fracture de tension, sera obligé, de cet écran, de changer sa direction d'écoulement, en suivant la limite de contact lithologique sur la ligne de pente du niveau de base de la karstification.

Cet aspect se rencontre aussi dans le cas concret de l'aquifère karstique disposé entre la Vallée Sohodol et la Vallée Balea, où le drainage principal se fait le long de la fracture de cisaillement, à cause de laquelle les schistes cristallins de la Série de Sebeş — Lotru sont mis en place comme un écran sur le côté septentrional du calcaire. Tout apport d'eau venu du côté méridional par les systèmes des fractures de tension, est dirigé par cet écran vers l'est, c'est-à-dire vers le compartiment IV, qui occupe la plus basse position dans l'aréal étudié (voir aussi le profil longitudinal A — A' de la Fig. 1).

En l'absence des mensurations hydrométriques systématiques à tous les points d'entrée et de sortie des eaux du calcaire, l'évaluation des débits évacués par la résurgence „la Captare”, rapportés au volume du corps de roche, a été difficile. Des valeurs d'approximation, en ce sens, ont été obtenues par mensurations effectuées le 29 octobre 1988, quand le débit de la résurgence a été de 28 l/s. A cette date, la somme des pertes dans le calcaire, qui ont pu être mesurées, a été de 18 l/s.

Si nous tenons compte du fait que le mois d'octobre a été riche en précipitations atmosphériques et comme suite, le volume d'eau infiltrée directement dans le calcaire a été nécessairement élevé, nous pouvons apprécier que les débits évacués par la résurgence „la Captare” proviennent exclusivement de la barre de calcaire. Pour une telle conclusion plaide aussi le fait que cet aquifère de type karstique est fermé du point de vue hydrogéologique, par des formations imperméables à l'ouest, nord et sud, la seule possibilité d'évacuation des eaux n'étant que l'extrémité est du compartiment IV (le versant gauche de la Vallée Balea).

BIBLIOGRAPHIE

- SOLOMON I. (1967), *Raport asupra prospecţiunilor geologice, pentru minereuri de fier şi minereuri neferoase, pe versantul nordic al Munţilor Vîlcan (Iscroni — Lupeni)*. Arhiva I.G.P.S.M.S. (manuscris), Bucureşti.

THE OCCURRENCES OF DEEP SIPHONAL CIRCULATION OF KARST AQUIFER OF THE MIROČ MOUNTAIN (NE SERBIA)

Veselin DRAGAŠIĆ *, Zoran STEVANOVIĆ *, Budimir FILIPOVIĆ *

On the eastern slopes of the Miroč mountain (Northeastern Serbia), there are several unexplored occurrences of thermal waters. Since their temperatures vary from 17.5 to 19.5°C, they can be classified as subthermal water. The great content of free gases also distinguishes them from common cold groundwaters. Thermal waters have low T.D.S. of hidrocarbonate class and calcium group. They are genetically connected with limestones of Upper Jurassic.

Key words: subthermal waters, ascending springs, limestones, deep faults.

APARATION D'UNE CIRCULATION SIPHONANTE PROFONDE DE L'AQUIFERE KARSTIQUE DE LA MONTAGNE MIROČ (SERBIE DE NE)

Au bord du massif karstique de Miroc (Serbie nord-orientale à la frontière de Roumanie) existent plusieurs sources subthérmals, dont les températures moyennes varient de 15,5 à 19,5°C. Les propriétés de ces eaux sont: une grande quantité de gaz libres; une faible minéralisation et les ions prédominants HCO₃ et Ca. Le débit moyen varie de 1–5 l/s. L'une des sources plus importantes, Dzevrin, est submergée par l'accumulation de Djerdap (c'est le barrage Portes de Fer sur le Danube).

Mots clés: eaux subthermales, sources ascendantes, calcaires, failles profondes.

INTRODUCTION

On the bank of the Danube River, opposite of the Svinița — Orșova region in the neighbouring Romania, one of the largest karst massifs within the regional Carpatho-Balkan geologic structure stretches to the N—S.

The massif is mainly made up of massive limestones of the Upper Jurassic, with a thickness of over 300 m. In its geologic structure there appear, towards east, flysch formations of the Cretaceous, the Proterozoic complex of Geticum, followed by the repeated zone of Upper Jurassic limestones. The region is characterized by very complex geologic conditions with particular significance being attached to intensive tectonic activity. It resul-

* The School of Mining & Geology, Institute of Hydrogeology, Džusina 7, University Belgrade, Serbia.

ted in the formation of regional faults and nappes, extending from the territory of Romania. These structures had a major impact on the occurrence of Baile Herculane as well as of a number of similar occurrences in Serbia.

I. THE OCCURRENCE OF THERMAL WATERS IN THE LOCALITY OF DŽEVRIN

The thermo-mineral spring Dževrinska Banja is situated at the outflow of Dževrinski stream into the Danube. The occurrence of this spring is connected with the tectonic contact of massive Malm limestones and gneiss-granite of crystalline zone of Tekija. The construction of hydro-electric power plant "Djerdap I" and the formation of water accumulation resulted in the flooding of the spring. Except for the data recorded by M. Leko (1922) there is no other published data available. According to M. Leko, the waters of Dževrinska Banja spring are muriatic waters with high content of NaCl (0.88 g/l). The water temperature is 18°C and the presence of H₂S gas has also been recorded.

Warmed up waters from Dževrinska Banja have been utilized for the treatment of rheumatism.

II. THE OCCURRENCE OF THERMAL WATERS IN THE LOCALITY OF BANJA

In the area of Petrovo Selo, in the valley of the Podvrška Reka river (locality of Banja), a number of occurrences of thermal waters have been recorded but not yet explored.

In the course of hydrogeological investigation carried out in this locality, three thermal springs have been discovered. They are concentrated in a very narrow area, directly along the Podvrška Reka river. On the left bank of the river, two springs with the total flowrate of 1.5 l/s and water temperature of 18.5°C have been recorded. The distance between these two springs is about two metres and they are some three metres away from the river. On the right bank of the river, a third spring has been discovered, with a flowrate of 1.2 l/s and the temperature of 18.8°C.

Water discharge from these three springs is accompanied by seepage of large quantities of free gases. From observations in the riverbed, the presence of gases has been stated. This is an indication of thermal water discharge into the river as well.

The occurrence of thermal waters in the locality of Banja is connected with a tectonic contact of Malm massive limestones and Lower Cretaceous flysch formations (Sinaia Cretaceous).

III. THE OCCURRENCE OF THERMAL WATERS IN THE LOCALITY OF BANJICA

„Banjica" thermal spring occurs west of the Reka village, in the valley of the Rečka reka river. The spring, that occurs on the left bank of the river is some 150 m away from it. The occurrence of the spring is connected with a tectonic contact of massive Tithonian limestones and Paleozoic schist. In the course of field exploration, measurements were carried out on two occasions. In June 1984, the springflow was 5.0 l/s with water temperature

of 17.5°C and in November of the same year, the springflow was 4.0 l/s with water temperature of 18.2°C. The water discharge was followed by the seepage of large quantities of gases.

The results of measurements and observations in this spring proved to be similar to those for the springs in the locality of Banja, that is, the temperature increases with reduced springflow. This is an indication of mixing of cold and warm waters which is particularly characteristic in the periods of high levels of the karst aquifer in the Malm limestones.

IV. THE OCCURRENCE OF THERMAL WATER IN THE LOCALITY OF BLEDERIJA

On the eastern edge of limestone of the Miroč mountain, at the source of the Blederiya river, there is a karst thermal spring with a springflow of 15 l/s and water temperature of 17.5°C. The water discharge is accompanied

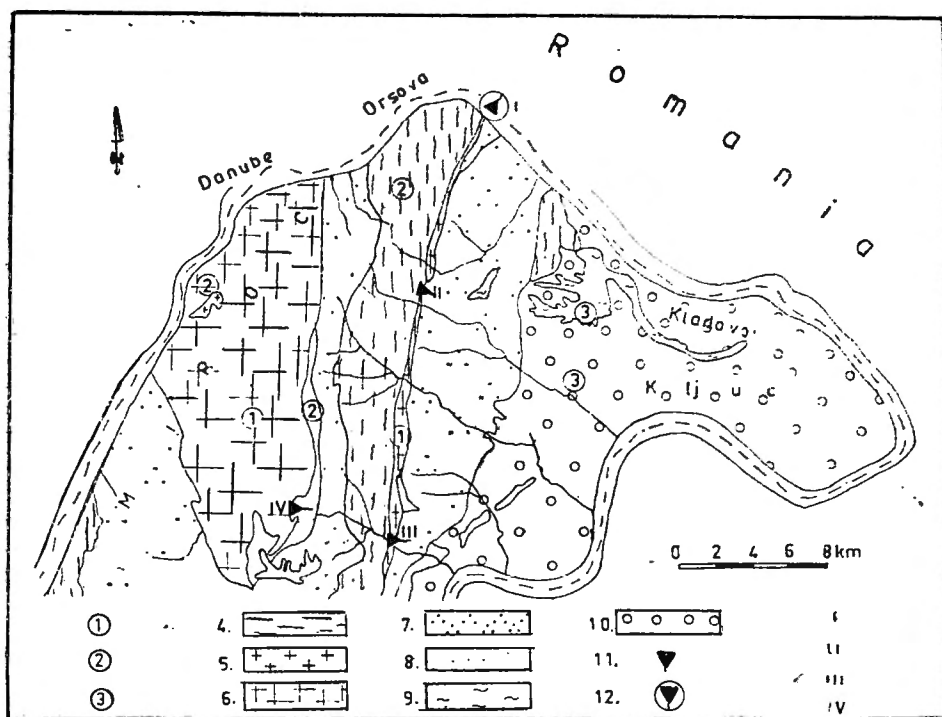


Fig. 1 — Geological map of the Miroč Mountain with occurrences of thermal waters. 1 — karst aquifer; 2 — fissured aquifer; 3 — intergranular aquifer; 4 — gneiss; 5 — granite; 6 — limestone; 7 — flysch; 8 — sandstone; 9 — sandstone and clay; 10 — alluvion; 11 — thermal spring with gases; 12 — thermal spring with gases, flooded. Thermal occurrence: I — Dzer-vinska Banja; II — Banja; III — Banjica; IV — Blederiya.

Carte géologique du Mont Miroč avec les occurrences des eaux thermales. 1 — aquifère karstique; 2 — aquifère aux fissures; 3 — aquifère intergranulaire; 4 — gneiss; 5 — granite; 6 — calcaire; 7 — flysch; 8 — grès; 9 — grès et argille; 10 — alluvions; 11 — source thermique avec des gaz; 12 — source thermique avec des gaz, noyées. Occurrences thermale: I — Dzer-vinska Banja; II — Banja; III — Banjica; IV — Blederiya.

II — Banja; III — Banjica; IV — Blederiya.

by the seepage of free gases. The spring occurs at the contact of Malm massive limestone and Upper Cretaceous formations in the zone of Urovica dislocation.

At a distance of some 10 m from the thermal karst spring, two larger cold springs occur with a total springflow of about 30 l/s and water temperature of 8.5°C.

PHYSICAL PROPERTIES AND CHEMICAL COMPOSITION OF THERMAL WATERS

In addition to "Džervinska Banja" spring that was flooded, other occurrences of thermal waters were tested in June, July and November 1984. Based on the obtained data it is possible to consider their basic characteristics regarding their physical properties, chemistry and gas composition.

Considering their physical properties, these thermal waters are colourless odourless and tasteless with temperatures ranging from 17.5–19.2°C, the pH value is above 7, that is it varies between 7.45–8.28.

Water tests showed the presence of free gases that appear as bubbles in all the springs explored. Free gases in water of "Banjica" spring have been sampled. The gas analysis produced the following composition.

Table 1

t°C	volume per cent			
	N ₂	O ₂	CO ₂	H ₂ S
18,7	94,0	2,50	3,50	0,1

In addition to the basic chemical and gas composition, the water microcomponents from „Banjica” springs — the right bank, have been also determined (Table 2).

Table 2

components	"Banjica"	"Banja" right side
Li	0,01	0,01
B	0,40	0,50
F	0,14	0,32
Br	0,65	0,08
SiO ₂	4,40	2,60
Al	0,40	0,70
Fe	0,020	0,030
Ba	0,015	0,184

THE CONDITIONS OF FORMATION AND DISCHARGE OF THERMAL WATERS

Carbonate rocks have been exposed to the process of deep karstification. At the Miroč mountain, vertical pits up to 150 m deep have been explored, which practically corresponds to the level of the Danube. Similar to

"Dževrin" thermal springs, the main cold springs draining this karst massif have also been flooded by the accumulation.

The results of the hydrogeological and the hydrochemical investigations prove the genetic connection between the thermal waters and the karst aquifer within the Upper Jurassic limestones.

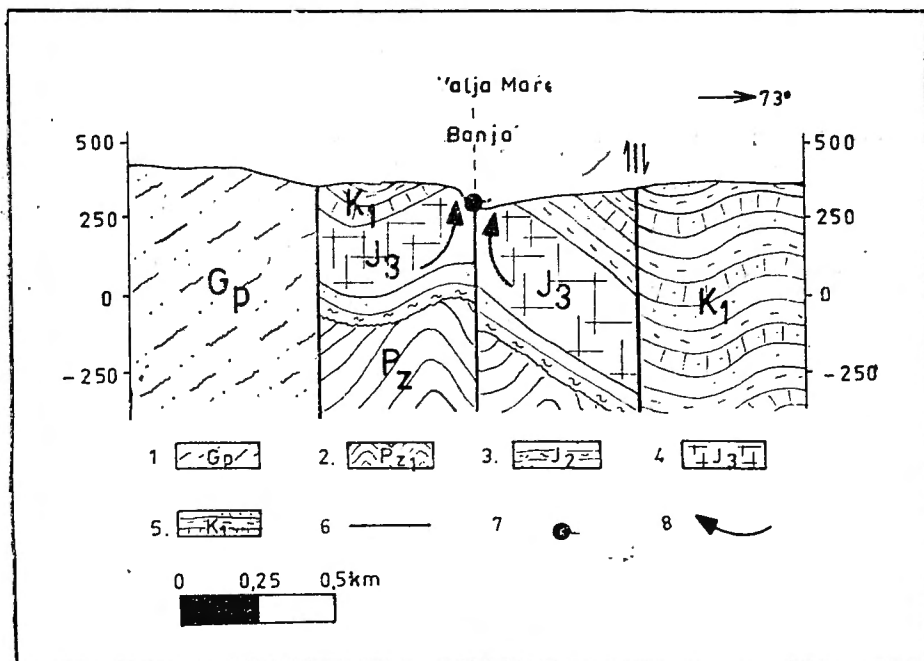


Fig. 2. — Schematic cross-section of the „Banja” occurrence. 1 — gneiss; 2 — paleozoic schists; 3 — Dogger clastic rocks; 4 — massive limestones of Upper Jurassic; 5 — Sinaia formation (flysch); 6 — Faults; 7 — Spring; 8 — direction of groundwater circulation.
Séction transversale schématique dans la région de l'occurrence „Banja”. 1 — gneiss; 2 — Schistes paléozoïques; 3 — Roches clastiques — Dogger; 4 — calcaires massifs — Jurassique supérieur; 5 — Formation de Sinaia (flysch); 6 — Failles; 7 — Source; 8 — direction de la circulation des eaux souterraines.

The warming up of the ground water is the consequence of karstification and intensive tectonic activity in this part of the terrain, which gave rise to deep siphonal circulation of ground water with its consequent warming up.

The “Banja”, “Banjica” and “Dževrinska Banja” springs are connected with a marked Dževrinska dislocation of the N—S and NNW—SSE direction and the accompanying fractures of the same direction, that is, with the intersection of this dislocation by younger faults of the NW—SE direction. All these structures extend northward along the Romanian territory (structures of Cerna and structures of Bahna).

Intensive tectonic activity in this part of the terrain conditioned the volcanic activity which resulted in the formation of spilite which pierced through the Mesozoic. Due to this, it is quite possible that the warming up of ground waters takes place under their influence as well.

It can now be claimed with certainty that the warming up of ground waters occurs due to deep siphonal circulation along the marked tectonic directions, that is, that increased temperatures are the consequence of heating under normal geothermal gradient in this part of the terrain. Further investigation is aimed at proving the possible presence of heating bodies in the deeper parts of the terrain.

REFERENCES

- DRAGIŠIĆ V., FILIPOVIĆ B., DIMITRIJEVIĆ N. (1988), *Occurrences of thermal waters, on eastern slopes of Miroč mountain*. Comptes Rendus of Serbian Geological Society for 1985—1986, Belgrade.
- LEKO M. (1922), *Medicinal and Mineral Waters and Climatic Resorts in the Kingdom of Serbs, Croats and Slovenes*, Belgrade.
- * * * *Explanation for the Basic Geologic Map "Donji Milanovic", "Orsava", "Baja de Aramă" and "Turnu Severin"*. "Geozavod" — Belgrade; The Federal Geological Bureau, Belgrade.

ARTIFICIAL REGULATION OF A KARST AQUIFER FOR WATER SUPPLY OF THE TOWN OF BOR (EASTERN SERBIA, YUGOSLAVIA)

Zoran STEVANOVIĆ *, Veselin DRAGIŠIĆ *, Budimir FILIPOVIĆ *

In order to develop a water collecting system for regulating the regime, basic and detailed hydrogeological explorations were done for water supply of the town of Bor (a major mining and industrial center in East Serbia). After complex research 4 wells were connected to waterworks and are used during the period of low waters and low yield of captured springs. With more intensive exploitation the optimal yield developed and increased as well. In this way the natural minimum flow of the source of ground water has already increased by more than 50% (about 150 l/s).

Key words: karst aquifer, water supply, artificial regulation, wells.

LA RÉGULARISATION ARTIFICIELLE DE L'AQUIFÈRE KARSTIQUE EN VUE DE L'ALIMENTATION EN EAUX DE LA VILLE DE BOR (SERBIE ORIENTALE, YUGOSLAVIE)

Des recherches hydrogéologiques détaillées ont été réalisées au bord du massif karstique Kučaj, pour alimenter en eau la ville Bor (un grand centre industriel en Serbie Orientale). Le but des recherches était la régularisation hydrogéologique du régime d'écoulement et l'augmentation de la capacité des sources karstiques captées dans les gorges du fleuve Belječina.

La réalisation de 4 puits verticaux jusqu'à 100 m de profondeur, a donné la possibilité d'augmenter la quantité exploitable d'eau, de plus de 50% (environ 150 l/s).

Mots clés: aquifère karstique, alimentation en eau, régularisation artificielle, puits verticaux.

INTRODUCTION

The town of Bor is situated in the eastern part of Serbia and it is one of the major mining and industrial centres. The problem of water supply has been on the increase in recent years especially during the summer and autumn season. Industrial waters used in technological processes are provided from a surface reservoir on the Brestovačka River whereas the needs of the population are satisfied from the waters of karst springs.

* The Faculty of Mining & Geology, Institute for Hydrogeology, Belgrade University, Serbia.

The main source of ground waters is in the gorge of the Beljevina River on the eastern slopes of the Kučaj Mountain (about 15 km westwards). Four out of the total of six karst springs were tapped with the total extreme minimum springflow of around 100 l/s.

THE HYDROGEOLOGICAL CHARACTERISTICS OF THE TERRAIN

The terrain explored represents the eastern limb of the geostructural form of the Kučajsko — Beljanički anticlinorium, composed of a thick complex of Jurassic and Lower Cretaceous carbonate rocks (they have a thickness of over 500 m), lying above the impermeable Paleozoic schists. The entire series is inclined eastwards at the regional dislocation in a N—S direction. This fault brings into the same level the carbonate formations with thick deposits of the Upper Cretaceous sediments and andesite, which represent a relative barrier to the flow of karst ground waters. It is exactly in the broader contact zone that the source of ground water appears (Fig. 1).

The karst aquifer is characterized by high permeability, which is the result of intensive karstification. The aquifer is recharged from rainfall and surface flows — the sinking rivers ("ponornica") at the contact point of the karst and Paleozoic schists.

Based on the dye tests performed, the connections between these sinkholes and large capacity springs have been discovered. According to provisional calculations the velocity of the ground water flow is from 0.026 to 0.068 m/s. The analysis of aquifer water — budget shows that these large springs collect approximately 40% of the rainfall on the river basin. With the estimated quantity of evapotranspiration, ground discharge has been assumed to be relatively intensive and to take place in deeper parts of the karst aquifer.

THE AQUIFER REGULATION

For the evaluation of the aquifer potential and in order to make possible a more effective and rational use of the water, it is necessary:

1. To perform extensive exploration work so as to obtain relevant data concerning the regime of aquifers, the water resources and quality as well as other elements necessary to provide the basis for technical solutions to applied to regulation and control of aquifer.
2. To arrange artificial regulation of the regime of water discharge with induced tapping of water from deeper parts of karst aquifer, to arrange for overpumping of the source of karst ground water in the periods required and, to provide additional reserves either by natural flow or through induced infiltration. The analyses made so far show enormous possibilities in this respect and have actually been verified already.

As the basis for water collecting to regulate the regime, the basic and detailed hydrogeological explorations were performed. They included: laboratory processing of the existing data, the hydrogeological mapping, simultaneous hydrometric measurements on Beljevina river, a geophysical survey (geolectrical mapping and sounding), hydrochemical testing, the monitoring of the regime of discharge, etc.

In the second phase of work covering the broader zone of the spring, five boreholes were drilled, including all the accompanying testing and ana-

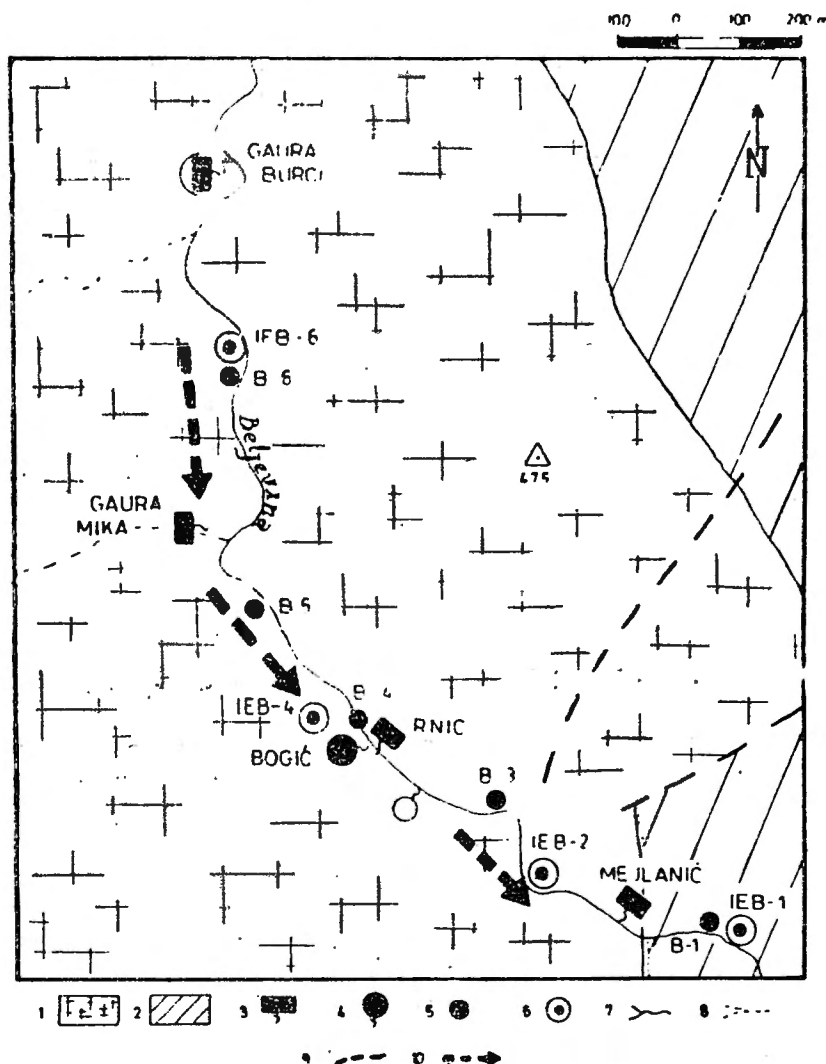


Fig. 1. Schematic map of the source of ground water in the gorge of Beljevina (Kučaj). 1—the karst aquifer; 2—the fractured rock aquifer; 3—the tapped karst springs; 4—the untapped karst springs; 5—the exploratory borehole; 6—the production well; 7—permanent waterflow; 8—periodical waterflow; 9—fault; 10—the direction of the groundwater flow. Carte schématique de la source d'eau souterraine des gorges de Beljevina (Kučaj). 1—aquifère karstique; 2—l'aquifère dans des roches fracturées; 3—la source karstique captée; 4—la source karstique non-captée; 5—le forage d'exploration; 6—le puits de production; 7—circulation d'eau permanente; 8—circulation d'eau périodique; 9—faille; 10—la direction d'écoulement souterrain.

lyses. The data obtained, made the design of exploratory extraction wells possible. Four vertically drilled wells have been constructed so far, having the shallow aquifer isolated zone and slotted screens of Ø 244 mm. Also,

some 3 km southward, exploration works were done in the zone of Zlotsko spring, one of the major springs in the karst of East Serbia. Water collecting has not been made possible so far due to the extreme minimums of around 30 l/s (the maximum springflow may be several m³/s). In the zone of this large capacity spring extensive explorations have also been done after which three exploratory — recover wells were drilled. The average depth of all the wells is around 100 m.

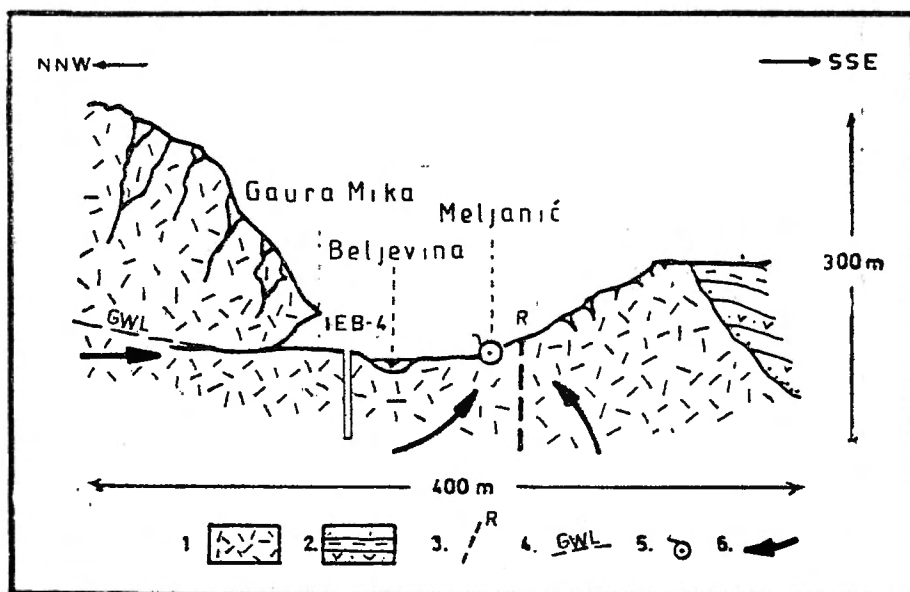


Fig. 2. Schematic cross-section of the source of Beljevina. 1 — the karst aquifer; 2 — the fractured rock aquifer; 3 — fault; 4 — groundwater level; 5 — karst spring; 6 — the direction of the groundwater flow.

Séction schématique transversale de la source de Beljevina. 1 — l'aquifère karstique; 2 — l'aquifère dans des roches fracturées; 3 — faille; 4 — niveau de l'eau phréatique; 5 — source karstique; 6 — la direction d'écoulement souterraine.

These wells gave positive results. Although their purpose is exploratory in the first phase, they were directly connected to the waterworks following the testing period (with previous chlorination as the only form of treatment since they are high-quality waters and have favourable conditions for sanitary protection). The results obtained on individual sites vary to a large extent. This is quite logical due to the nonhomogeneity of the aquifers themselves. Characteristic is the example of the well for which a different, less favourable lithologic has been obtained at only 3 m distance from the borehole.

One of the most important and unexpected effects of regulation is the fact that the testing period as well as subsequent production have not induced any reduction in the flow of natural springs, owing to which the effective "yield" has been achieved. With better pumping capacity, a hydraulic connection could probably be established. The best results were obtained at the completion of the IEB—2 and IEB—4 wells in the gorge of the Beljevina and the IEB—7 and IEB—9 wells in the zone of the Zlotsko springs.

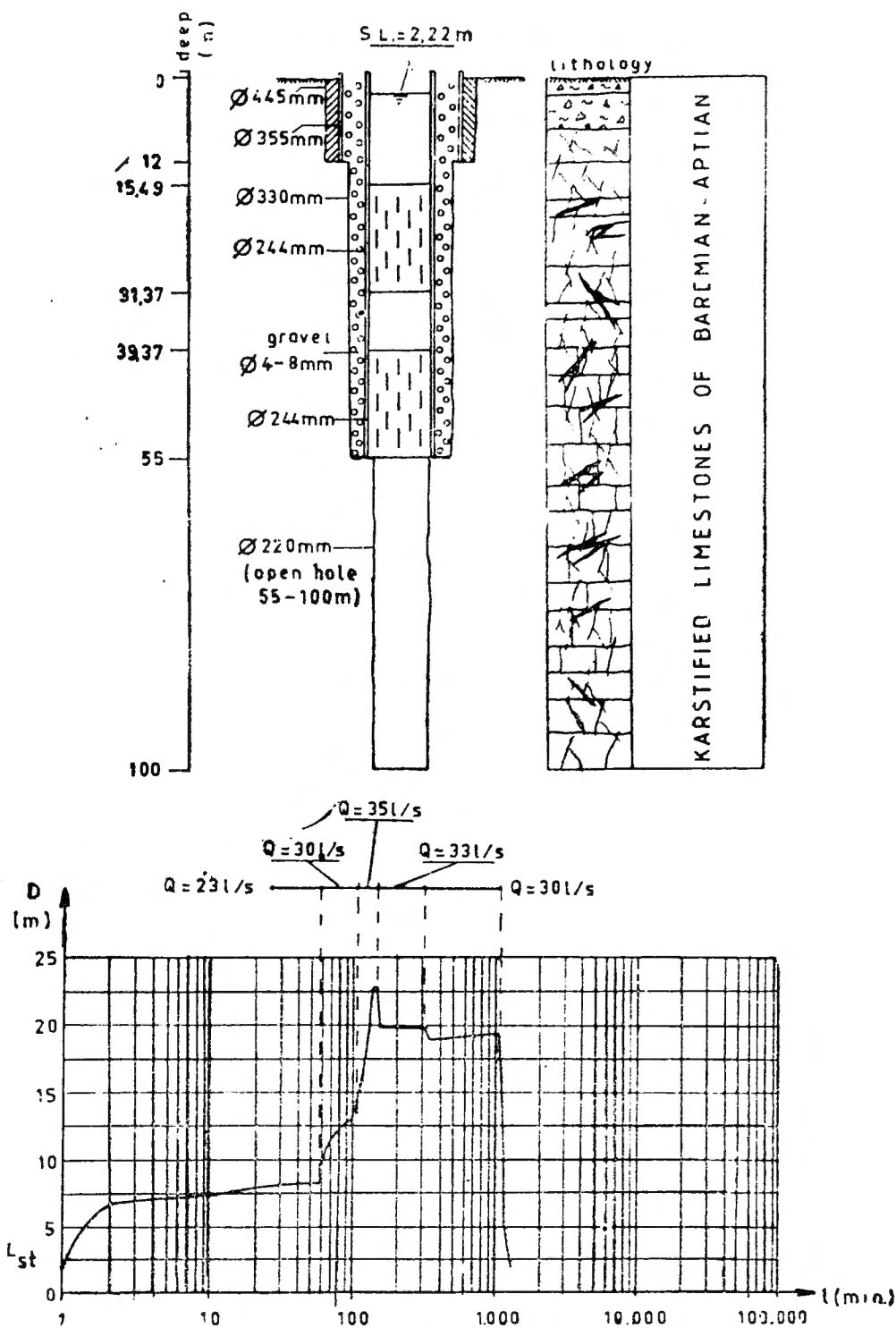


Fig. 3. Construction of well IEB-4 and results of the pumping test.

Construction du puits IEB-4 et le résultats du test de pompage.

The optimum capacity of the IEB — 2 well is 12 l/s (higher pumping capacity produces turbidity and abrupt drawdown in groundwater level).

Pumping tests of the IEB — 4 well were performed twice with the capacity of 38 l/s and 30 l/s, respectively (during the period of low waters). The Jacob's transmissibility is $2,75 \times 10^{-2}$ m²/s. The radius of influence is less than 20 m.

In 1989 these two wells were connected to waterworks and they are currently used during the period of low waters and low yield of the tapped springs. With more intensive exploitation the optimal yield developed and increased as well. In this way the natural minimum flow of the source of ground water has already increased by about 50%.

For the IEB — 7 well in the zone of the Zlotsko spring to develop, long-term pumping was necessary. It was only after 116 hours' work that clearing up of water was achieved. It took additional 205 hours to complete the pumping test. By pumping 35 l/s and even 38 l/s later on, the dynamic water level stabilized at the depth of around 33 m. The aquifer transmissibility resulted to be $1,1 \times 10^{-2}$ m/s.

The optimal yield of the IEB — 9 well, the construction of which experienced some technical problems, is around 15 l/s. Although it is not far away from the IEB — 7 (about 60 m), the influence of pumping is not felt.

The two wells in the zone of the Zlotsko spring provide additional 50 l/s of good quality waters. It is worth noting that no significant influence on the natural flow of the spring is being felt here either. This provides the conditions to complete the project of connecting waters from this zone into a unique Beljeviski system.

For new, additional quantities of water from these sources of ground water to be provided, it is necessary to perform new exploratory works in the forthcoming period: to increase the capacity of wells constructed so far with lower yield (through their development, bursting, etc.); to make new exploratory boreholes in prospecting sites; to do additional exploratory work in the area between the two sources of ground water including the contact zone of the karstic and nonkarstic terrains; to make additional pumping tests as water quality monitoring; to continue monitoring the regime of water discharge, etc. In addition to these, the exploration of conditions for applying some other technical solutions is also planned such as water collecting from the deeper siphon channels of the springs; the artificial recharge by means of smaller reservoirs in collecting area, etc.

The results of the exploration done so far have undoubtedly produced positive effects and have provided the basis for future rational water supply of Bor. It should be pointed out that these forms of aquifer regulation are planned for some other sites as well within all the favourable prospects offered by the karst of East Serbia.

BIBLIOGRAPHY

- DRAGIŠIĆ V., STEVANOVIĆ Z. (1984), *On the Possibilities of Subsurface Outflow of Karst Aquifer on the Edge of Eruptive Area Of Timok*, A Collection of scientific papers prepared for the 7th Yugoslav Symposium on Hydrogeology and engineering geology, Budva.
- FILIPOVIĆ B., STEVANOVIĆ Z., DRAGIŠIĆ V. (1985), *The Hydrogeological Study of the River Basin of the Beljevina and Zlotska river*, Scientific documents of Library at the School of Mining and Geology, Belgrad.
- STEVANOVIĆ Z. (1991), *The Hydrogeological Characteristics of Karst Aquifer Deposits of East Serbia from aspect of Water Supply Possibilities*, Spec. Ed. of School of Mining and Geology, Belgrad.

NEW DATA ON THE HERCULE THERMAL AQUIFER OBTAINED BY TEMPERATURE MEASUREMENTS (BĂILE HERCULANE, ROMANIA)

Ioan POVARĂ*

Near Baile Herculane, in the SW of Romania, an important geothermal positive anomaly exists, where thermal gradients exceed 2–6 times the average normal value. Two of the main structural units of the area, the Cerna graben and the Cerna syncline are also the major hydrogeological features.

The southern end of the aquifer hosted by Cerna syncline is strongly influenced by the geothermal anomaly. The variable flowrates of cold karstic water which recharge the aquifer disturb the rock thermal equilibrium. The rock and water temperature measurements performed in mining works and in drillholes, contributed to the understanding of the behaviour of the aquifer, which by means of a karstic circulation performs an "export" of thermal energy.

Key words: geothermal aquifer, water mixing, karstic drain, temperature measurements, geothermal gradient.

DONNÉES NOUVELLES SUR L'AQUIFÈRE THERMAL HERCULE OBTENUES PAR MENSURATIONS DE TEMPERATURE (BĂILE HERCULANE, ROUMANIE)

A proximité de Baile Herculane, localité du Sud-Ouest de la Roumanie il y a une importante anomalie géothermale positive, avec des gradients de 2 à 6 fois plus grand que le gradient moyen normal. Deux des grandes unités structurales de la zone, le graben et le synclinal de la Cerna, présentent une importance hydrogéologique majeure. La terminaison sud de l'aquifère cantonné dans le synclinal de la Cerna est fortement affectée par l'anomalie géothermale.

Les débits variables d'eau karstique froide qui alimente l'aquifère déterminent la perturbation de l'équilibre thermique de la roche. Les mensurations de la température de la roche et de l'eau effectuées dans des travaux miniers et des forages, ont facilité la compréhension du mode de fonctionnement de cet aquifère où se réalise une „exportation” d'énergie thermique par la circulation karstique.

Mots cles: aquifère géothermal, mélange d'eau, drain karstique, mensurations de température, gradient géothermal.

* Institutul de Speologie „Emil Racoviță”, str. Frumoasă 11, R–78114 București, 12 România.

INTRODUCTION

On the left side of Cerna River and approximatively parallel to it, a large synclinal structure with apparent widths of 150–500 m is developed, on a NNE–SSW direction, over a length of 15 km. In its southern part, in the Baile Herculeane area, the syncline coalesces with the Cerna graben (NASTASEANU, 1980). Zones with geothermal anomalies, where the superficial gradients range between 5.1 and 19°C/100 m, were delimited in the Cerna graben (VELICIU, 1988). The convective heat transfer from the depth to the surface is performed by the upflow of the waters which take thermal energy from the basement rock, along the transcrustal fault planes delimiting the graben.

Close to the area of the graben and syncline coalescence the hydrogeological and geothermal factors strongly interfere, inducing reversible disturbances in the regime of the discharges of the temperatures and in the chemistry of some thermomineral springs.

The strongest variations of the above-mentioned factors were identified at Hercule spring which is the main outflow of the aquifer hosted by the Cerna syncline (MARIN, 1984; POVARA et al., 1984). The same type of variations yet with much lower amplitude, is also present at the springs located further to the south (Apollo, Diana, Neptun).

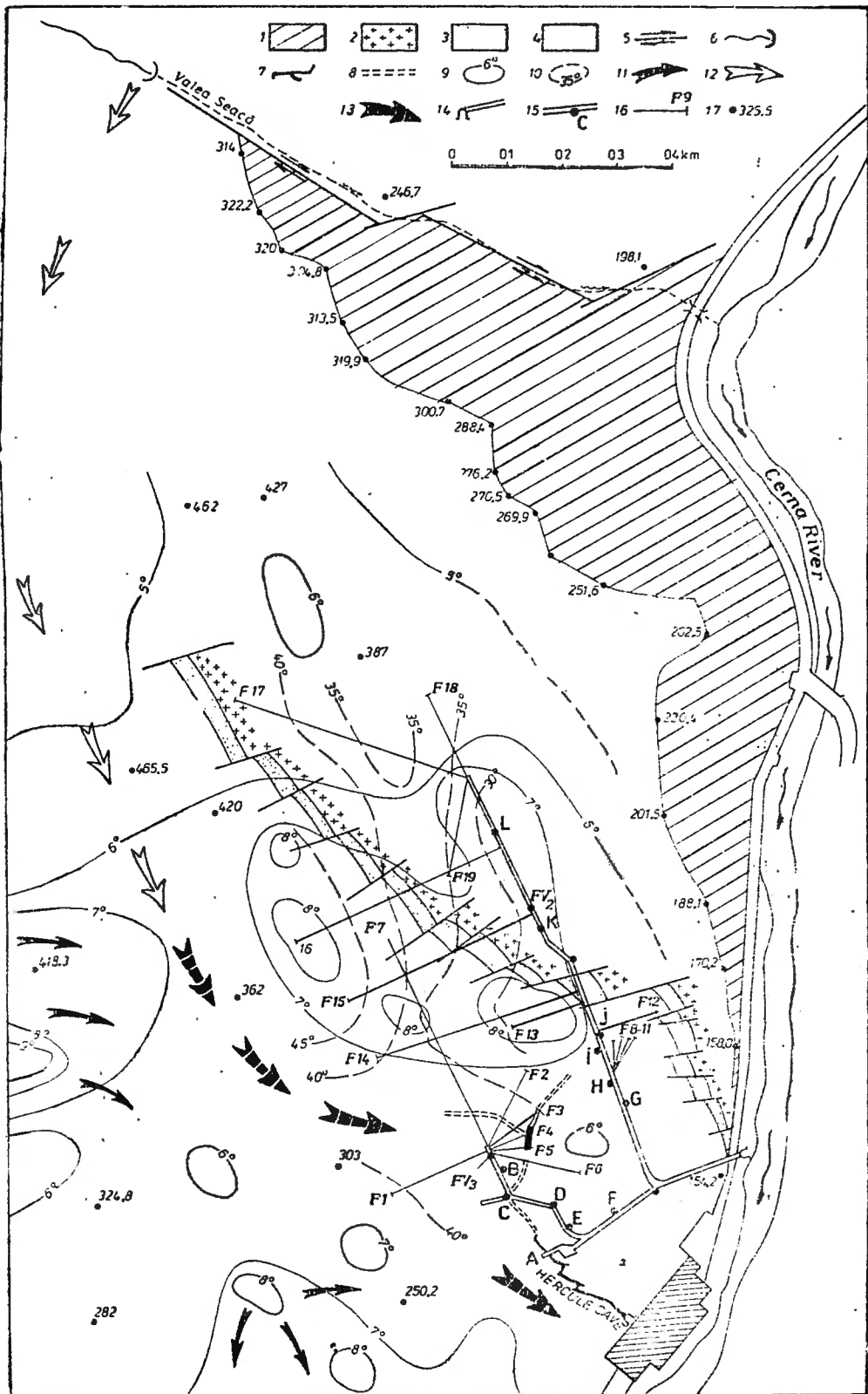
The supply of the aquifer is mixed: thermal and mineralized, often artesian waters upflow from the granitic basement of the area; they are diluted, in variable proportions, by downflowing cold waters of karstic type (PASCU, 1968; POVARA, 1973; POVARA et al., 1984; GASPAR et al., 1985; SIMION et al., 1985).

Between 1983 and 1989, in the proximity of the aquifer discharge area, close to the water table level, mining galleries with a total length of 560 m have been excavated; from them boreholes were drilled subhorizontally or vertically in a single plane according to a fan-like distribution. The purposes of these works were the following: a better knowledge of the local geological structure and of the hydrodynamic behaviour of the aquifer, as well as the tapping of the thermomineral fluid not contaminated by the surface waters.



Fig. 1. Hydrogeological map of the southern part of the Hercule aquifer. 1 – Cerna granitoid – outcrop; 2 – Cerna granitoid – mining gallery; 3 – arkose sandstones and limy sandstones (J_{1-2}); 4 – massive limestones (J_3 – Berriasian); 5 – strike slip fault; 6 – swallet; 7 – cave; 8 – inferred direction of the karstic drain; 9 – isotherm at ground level; 10 – isotherm in the proximity of the mining gallery; 11 – thermal water inflow; 12 – cold water inflow; 13 – inferred flow direction of the mixed water; 14 – mining gallery; 15 – “water outflow” in the mining work; 16 – borehole; 17 – elevation of the limestone/granite boundary.

Carte hydrogéologique de la partie Sud de l'aquifère Hercules. 1 – granitoïde de Cerna dans le versant; 2 – granitoïde de Cerna au niveau de la galerie minière; 3 – grès arkosiens et grès calcaires (J_{1-2}); 4 – calcaires massifs (J_3 – Berriasien); 5 – décrochement; 6 – perte diffuse; 7 – grotte; 8 – tracé supposé du drain karstique; 9 – ligne isotherme à la surface du terrain; 10 – ligne isotherme au niveau de la galerie minière; 11 – apport d'eau thermique; 12 – apport d'eau froide; 13 – direction probable d'écoulement de l'eau mélangée; 14 galerie minière; 15 – „émergence” dans la galerie minière; 16 – forage; 17 – cote sur le versant;



LITHOLOGIC AND TECTONIC CONTEXT WITHIN THE HERCULE EMERGENCE AREA

The area basement consists of granitoids, generally monotonous from the petrographic point of view, intensely fissured, partly altered, with poor water storage and discharge capacity. Almost all the hydrogeological boreholes, which intercepted the granitic basement at various depths (300–100 m) in Baile Herculane area or even further to the north, discharge 0.2–9.5 l/s of thermal water supplied by this formation. It proves that the granitoid affected by the transcrustal fractures systems still has a moderate permeability.

Over the basement there is a Mesozoic cover including the following formations (NASTASEANU, 1980):

- arkose sandstones and carbonate sandstones (10–25 m), with low permeability, of Lower – Medium Jurassic age;

- massive limestones (180–200 m), stratigraphically monotonous, with sparse bedding planes (Upper Jurassic – Berriasian), strongly fissured and karstified;

- densely layered limestones and marly limestones (15–40 m), of Berriasian – Hauterivian age, slightly karstified and with low permeability;

- marly limestones (200 m) known as Iuta layers (Barremian – Aptian) and the Wildflisch formation (Turonian – Senonian), both of them impermeable.

The whole stack of sedimentary rocks is folded in a synclinal structure with its western flank pushed up to the vertical.

The regional tectonic features include deep transcrustal or subcrustal faults, occurring very close to each other and in a vertical position. The almost 1 000 m down thrusts of the compartments along these faults generated a narrow graben of Tertiary age, striking NNE–SSW (CODARCEA, 1940).

The Cerna syncline and the underlying basement are affected by transversal and strike slip faults, along which the compartments gradually sink towards South and west. The granitic basement outcrops 120 m upstream of the Hercule emergence and its upper surface occurs further north at increasingly higher elevations: from 154 m the first outcrop, to 400 m in Valea Seacă (Fig. 1). Due to the fact that the granite and the first sedimentary term overlying it (J_1 – J_3 sandstones) form the lower and the eastern boundaries of the aquifer, their contact with the limestones (J_3 – Berriasian) was mapped in detail, both at the surface and underground (DIACONU, 1987). The microtectonic mapping performed at the surface and underground outlined four main orientations of the cracks, belonging to two distinct orogenic stages (DIACONU, 1987, TERTELEAC* et al., 1989).

The tension cracks, striking E–W, and the associated ones, striking NW–SE, open and karstified, are important from the hydrogeological

* TERTELEAC N., VELICIU S., POP G., – *Cercetări geologice și geofizice complexe pe hidrostructura Izvorului Hercules*. Complex Report (unpublished), Arh. Inst. Geol. Geoph., București.

point of view; both the thermal water outflows into the aquifer and the karstic circulation developed along them.

GENERAL HYDROGEOLOGICAL OUTLINE

The aquifer hosted by the Cerna syncline is bounded to the east, west and north by impermeable formations. It is open only towards south down to the area of the Hercule emergence where the impermeable rocks sink below the level of the Cerna River. As it is a karstic aquifer, its supply occurs to a certain point, in an usual way: direct infiltrations on the exposed surface of the limestone and concentrated losses from the surface streams. The nearest valley from which significant underground inflows occur is located only 0.8 km away, while the farthest one is situated at 14.5 km. The average travel time of the tracer injected into these valleys was 37 hours for the first swallet and 210 hours for the second one. The average theoretical velocities corresponding to these travel times are 22 m/h and 70 m/h.

South of Valea Seacă there is a supplementary element in the aquifer supply: an upflow of thermal and mineralized water which may be considered as having a fairly constant discharge, temperature and chemical composition. The permeable character of the granitic basement of the Cerna graben in strongly fissured zones is substantiated by the existence of some springs and wells with significant permanent discharges and high temperatures. We mention Scorillo borehole, located at 3 km north of Hercule, in the graben, which crossed only the granite down to a depth of 300 m. Between April-November 1989, the water discharge temperature ranged between 50.5 and 52°C for flow rates varying between 0.9–1.5 l/s.

Most of the hydrogeological boreholes drilled south of the Hercule spring, still in the graben, discharge from the granite significant flows, with temperatures higher than 55°C (BULGAR et al., 1978).

HYDROGEOLOGICAL DATA COLLECTED IN THE MINING GALLERY

While being excavated or drilled both the gallery and some of the boreholes intercepted karstic channels or fractures of centimetric or metric sizes, dry or circulated by water, which belong to 5 distinct categories:

- a) the main drain of the aquifer intersected in the zones indicated with A and C in the borehole F_4 and F_5 (Fig. 1);
- b) tributary channels connected to the main drain in zones D and I*) which proved to be able to divert its whole discharge and reverse the flow direction;

* as a consequence of their interception by the mining gallery, the Hercule emergence dried up (author's note).

c) karstified diaclasses permanently circulated by water (with flow-rates of 0.05–1.41 l/s) in zones B, E, F, G and in the boreholes F_1 , F_{6-10} ;

d) karstified diaclasses activated only if the level of the water table rises, in zone H and borehole F_3 ;

e) diaclasses with water downflow originating in rainfalls; the most important is zone J (it discharge 2.1 l/s, 11 hours after the start of a rainfall amounting to 14.7 l/m²).

In order to establish the possible connection between the underground „emergences” dye tracers have been injected in the Valea Seacă swallet and in some boreholes (F_4 , F_7 , F_{10}). The tracers demonstrated that all the above-mentioned channels and diaclasses, category „e” excepted are interconnected and have a hydrodynamic evolution imposed by the main drain. The shape of the tracer curves is very similar (Fig. 2). By ranking the travel time

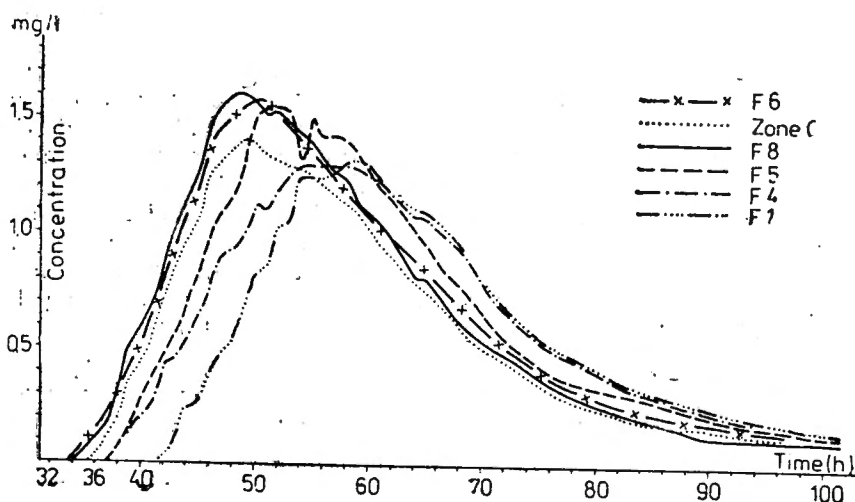


Fig. 2. Concentration curves of the tracer injected in „Valea-Seacă” (IV, 1987), recorded in inflows in the mining gallery.

Courbes de transfert du traceur lancé dans la „Valea Seacă” ((IV. 1987) par certaines émergences de la galerie minière.

the main flow path was outlined. The maximum velocities have been noticed towards borehole F_4 and zones C and A (25 m/h), while the minimum ones towards borehole F_1 (18 m/h). Starting from the zone A toward the exterior, i.e. toward the Hercule Spring, the flow velocity was 75–80 m/h. The water temperature in all points has an evolution similar to that of the water temperature of the Hercule spring, yet with different amplitudes (Fig. 3).

Water with constant flow and temperature (0.15 l/s; 30.1°C) emerges in points K and L from strongly fissured granites.

The water table level was monitored in A, C and boreholes F₁, F₆ and F₈₋₁₁. In zone A oscillations of 0.6 m were recorded, while in the two groups of boreholes the water table elevation varied between 156.8 and 158.4 m.

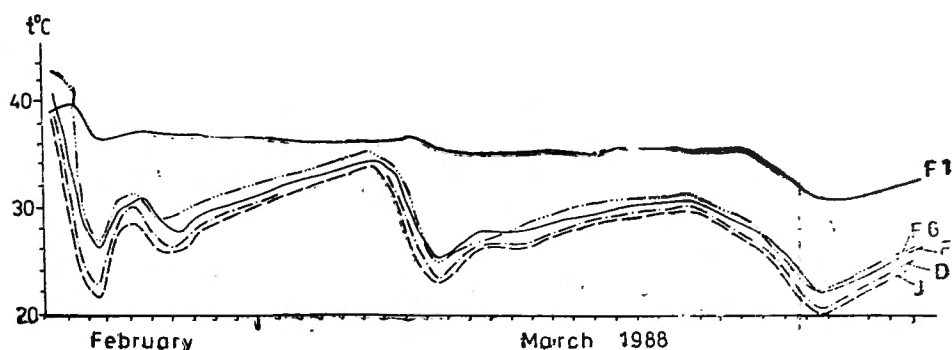


Fig. 3. Water temperature logs in drillholes and „inflows” from the mining gallery.

Evolution de la température de l'eau dans des forages et „émérgences” de la galerie minière.

GEOTHERMOMETRIC MEASUREMENTS

The boreholes up to 140 m deep and the holes located at equal distance from each other in both walls of the mining gallery have been drilled with a view to obtain the image of the local temperature field. The measurements were performed with a Wheastone electronic thermometer, with an accuracy of $\pm 0.05^\circ\text{C}$ at 18°C and $\pm 0.08^\circ\text{C}$ at 53°C . In the horizontal dry boreholes and in the slightly ascending boreholes it was possible to measure the rock temperature up to 130 m away from the gallery wall; in the strongly ascending ones, the temperature was measured only up to 55–60 m.

The heat transfer between the rock and the water was supposed to take place both ways hence the measurements cycles have been selected in such a way as to cover the whole range of water temperature variation. This heat exchange would induce modifications in the temperature of the rock near the karstic pipes through which the water with variable temperature flows. The distance up to which the temperature fluctuations propagate is controlled by many factors (rock thermal conductivity, size of the channels and flow rates along them, water temperature evolution and the time needed for the temperatures to stabilize etc.), the distribution of which is not uniform in space and time.

The results have pointed out to the fact that Hercule aquifer (at least in its southern one third) is located in an area with a strong positive thermal anomaly.

From the point of view of the thermal behaviour, three categories of boreholes may be distinguished:

1. Displaying high thermal stability. They are dry boreholes or sections of boreholes, which may intersect karstic holes partially filled with

clay. The distribution of the rock temperature along the borehole generally shows only slight changes of slope.

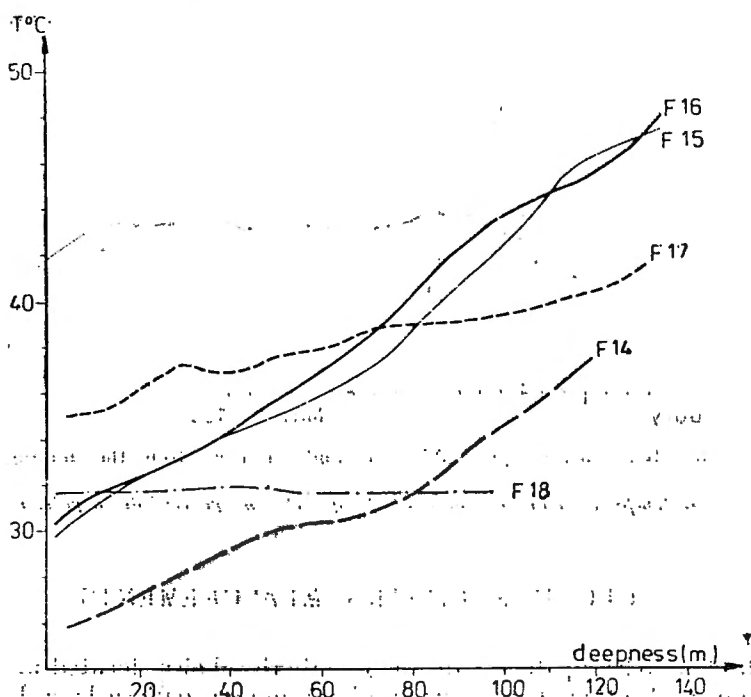


Fig. 4. Rock temperature logs recorded along some subhorizontal drillholes, displaying thermal stability (4 measurement cycles/drill, 1987–1988).

Diagrammes de la température de la roche le long de certains forages à stabilité thermique prononcée (4 cycles de mensurations /forage, 1987–1988).

No water temperature variations are felt as a consequence of dilution caused by the downflow through limestones.

The general slope of the temperature diagrams is a function of the position of the borehole with respect to the geoisotherms. Fig. 4 illustrates a few cases: F_{18} is relatively parallel to the geoisotherm of 32°C, F_{17} has an oblique position and boreholes F_{14} , F_{15} , F_{16} have a position relatively perpendicular to the geoisotherms. The descending vertical boreholes also belong to this category.

2. The boreholes with high thermic instability due to the proximity of a heat source with intensity fluctuating in time, temporarily circulated by water. Boreholes F_2 , F_3 and F_7 in the interval 60–100 m belong to this category. The temperature variation of the rock near the drain are over 20°C (Fig. 5) for water temperature variations of 25.3°C. In case of borehole F_5 the karstic drain is located at meter 22; the temperature variations of the rock are completely damped out towards the borehole bottom. This thermal fluctuation is attenuated quickly at a distance of 12 m from the variable heat source and more slowly farther, being completely attenuated only at 28 m.

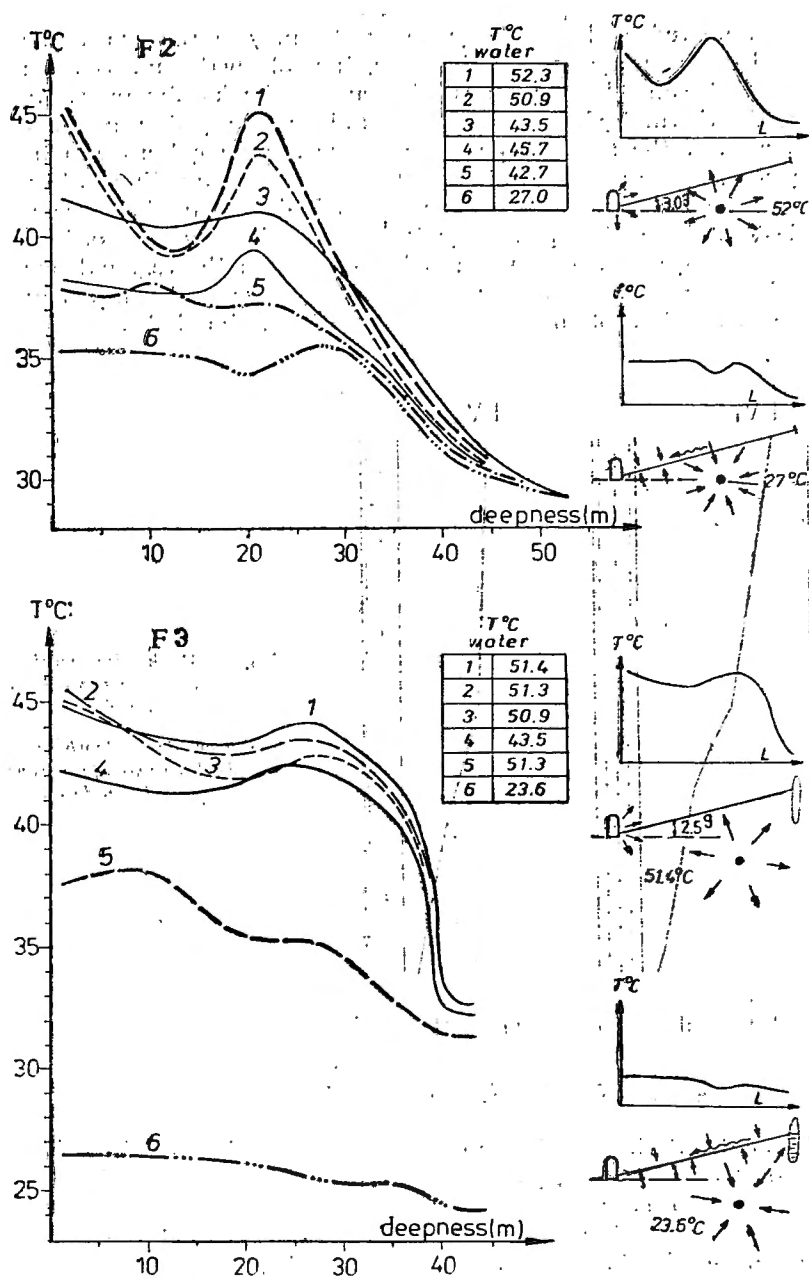


Fig. 5. Rock temperature logs recorded along some subhorizontal drillholes, displaying thermal instability measurements made at different temperature conditions of the water in the karstic drain.

Diagrammes de la température de la roche le long de certains forages à instabilité thermique prononcée, en fonction de la température de l'eau du drain (1987–1988).

The measurements performed under different hydrogeological situations have rendered evident a large non-uniformity of the geothermal field. The main disturbing agent is, in this case, the cold water inflows from infiltrations and streams. In the zones adjacent to the karstic pipes circulated by water, the thermohydraulic instability induces the geothermal instability. The isotherms of the rock temperature in the mining gallery and boreholes have a general strike parallel to the flank of the mountain, that is to the syncline axis. The zone with the temperatures higher than 45°C seems to be located NW of borehole F_1 . The geothermal gradient varies within a very wide range, being in certain cases much higher than the regional one. Table 1 shows the values obtained for the horizontal or vertical component of the gradient as a function of the characteristics of some boreholes.

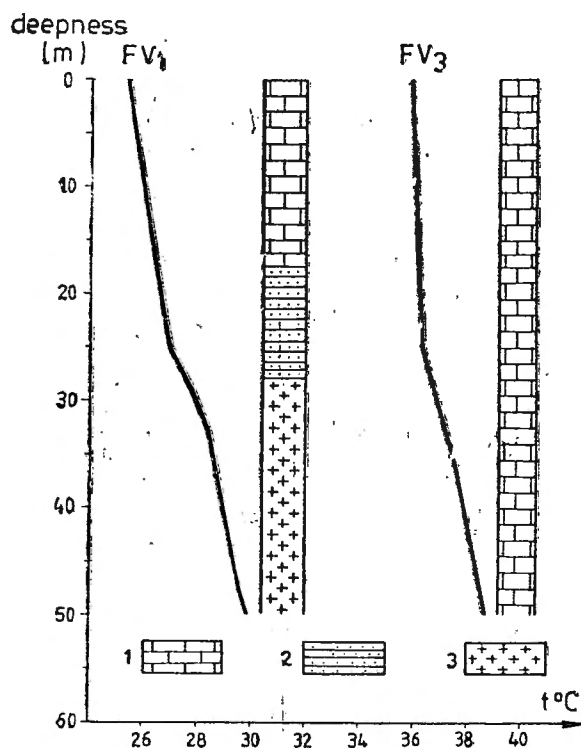


Fig. 6. Rock temperature logs in vertical downward drilled boreholes.

Évolution de la température dans la roche de certains forages verticaux descendants.

We point out the fact that in the vertical boreholes FV_1 , FV_2 and FV_3 gradients of 0.45 – $0.92^{\circ}\text{C}/10\text{ m}$ were measured (Fig. 6) and that the temperature at certain depths remain constant, irrespective of the temperature variations of the water in the drain. In all boreholes oriented towards west (F_1 excepted) the gradients are higher (0.93 – $1.68^{\circ}\text{C}/10\text{ m}$).

CONCLUSIONS

The cold water flows originating in the northern part of the aquifer intercept a thermal water plume of high and probably constant tempera-

Table 1

Values of the average geothermal gradient calculated in boreholes drilled in the mining gallery

No. of bore-hole	The characteristic	Discharge l/s	Total length m	Measured interval m	No. of measurements/bore-hole	Average geothermal gradient °C/10 m
F ₁	horizontal	0.0—1.6	70	0—18 0—60	3 3	0.08 0.33
F ₂	ascendent + 2.5 g	0.0—3.9	56	0—56 22—40	4 4	2.14 5.94
F ₃	ascendent +2.5 g	0.0—4.2	40.5	0—40 22—40	4 4	2.71 8.92
F ₄	horizontal	2.1—4.8	26			
F ₅	downward —0.5 g	1.8—4.2	25			
F ₆	downward —2.5 g	0.35—0.50	60	24—60	2	3.83
F ₇	horizontal	dry	153	0—63 100—130	5 2	0.79 3.83
F ₁₂	horizontal	dry	40	0—40	2	2.92
F ₁₃	horizontal	dry	48	0—48	6	0.93
F ₁₄	downward	dry	140	0—130	6	0.98
F ₁₅	ascendent +0.5 g	dry	134	0—65 0—130	3 3	0.95 1.35
F ₁₆	horizontal	dry	150	0—134	1	1.38
F ₁₇	ascendent +2.8 g	0.13—0.17	160	0—134	2	0.56
FV ₁	vertical downward	dry	50	0—50	4	0.45
FV ₂	vertical downward	dry	80	0—80	2	0.92
FV ₃	vertical downward	0.15—0.20	50	0—50	1	0.32

ture, which enters into the limestones situated at the bottom of the syncline. The zone of thermal water inflow is located towards the western flank of the syncline. The karstic type circulation in a fairly dense cracks network results in an „export” of thermic energy towards Hercule emergence. In the civinity of the drain and of the channels connected to it there is a zone where the exchange of thermal energy between the water and the rock may reverse, according to the rainfall volume. It is a nonhomogeneous zone, from the geothermal point of view.

An algorithm was devised in order to calculate the position of the karstic drain, starting from the rock temperature distribution recorded in the boreholes (MITROFAN, POVARĂ, in this volume).

The pattern of the geoisothermal lines, both at the level of the mining gallery and at the surface indicates a concentrated flow path, located NW from the borehole F₁.

REFERENCES

- BULGĂR AL., POVARĂ I. (1978) — *Separation of karstic thermal springs discharge components as based on the analysis of discharge and temperature variations measured at exurgence*. Trav. Inst. Spéol. "Emile Racovitza", **17**, pp. 209—214, Bucharest.
- CODARCEA AL., NĂSTĂSEANU S. (1964) — *Contribuții la cunoașterea stratigrafiei depozitelor calcaroase din bazinul văii Cerna și de la Cazane (Dunăre)*. St. și cerc. de geol. Academia RPR, **9/2**, București.
- GAȘPAR E., SIMION G. (1985) — *Tracer research on the dynamics of underground waters in the Cerna Valley (Southern Carpathians, Romania)*. Theoretical and Applied Karstology, **2**, pp. 183—197, Bucharest.
- MARIN C. (1984) — *Hydrochemical considerations in the lower Cerna river basin*. Theoretical and Applied Karstology, **1**, pp. 173—183, Bucharest.
- PASCU M. (1968) — *Combaterea infiltrațiilor de ape reci la izvorul termal Hercule I*. Hidrotehnica, Gosp. apelor. Meteorologia, **14**, pp. 33—37, București.
- POVARĂ I. (1973) — *Contribution à la connaissance des sources thermominérales de Băile Herculane*. Trav. Inst. "Emile Racovitza", t. **XII**, pp. 337—348, Bucharest.
- POVARĂ I., MARIN C. (1984) — *Hercule thermomineral spring. Hydrogeological and hydrochemical considerations*. Theoretical and Applied Karstology, **1**, pp. 183—195, Bucharest.
- PRICĂJAN A. (1972) — *Apele minerale și termale din România*. Ed. Tehn. București.
- SIMION G., PONTA GH., GAȘPAR E. (1985) — *The dynamics of underground waters from Băile Herculane, Cerna Valley, Romania*. Ann. Soc. Geol. Belg., **108**, pp. 245—249, Bruxelles.
- VASILESCU GH., LITEANU E. (1973) — *Noi surse de ape termominerale din zona Băile Herculane*. Studii de hidrog. seria E, nr. **11**, București.
- VELICIU S. (1988) — *Contribuții privind prospectiunea geotermică a apelor termale cu aplicații în România*. St. tehn. econ. Geofizică, Seria D, **15**, București.

DELINEATION OF A THERMAL WATER CARRYING KARSTIC CONDUIT BY MEANS OF THERMOMETRIC MEASUREMENTS IN THE BĂILE HERCULANE AREA (ROMANIA)

Horia MITROFAN * and Ioan POVARĂ **

The karstic conduit supplying Hercules thermal spring was modelled as a cylindrical heat source which generates a steady state temperature field. Temperature profiles were recorded in several horizontal wells, some of which reached the conduit, while others failed to intercept its more remote upstream reaches. The model was used to estimate the position of the karstic drain with respect to the wells which failed to intercept it.

Key words: karstic conduit, thermal field, steady state model.

DETERMINATION PAR ENREGISTREMENT THERMOMETRIQUES DE LA POSITION D'UN DRAIN KARSTIQUE CIRCULÉ PAR DE L'EAU THERMALE DANS LA ZONE DE BĂILE HERCULANE (ROUMANIE)

Le drain karstique qui alimente la source thermique Hercules a été modélisé comme une source cylindrique de chaleur, qui engendre un champ de température stationnaire dans le temps. On a enregistré des profils de température dans plusieurs forages horizontaux, dont quelques-uns ont intersecté le drain, tandis que d'autres n'ont pas réussi à intercepter son tronçon plus éloigné, situé vers l'extrémité amont. Le modèle a été utilisé pour déterminer la position du drain karstique par rapport aux forages qui n'ont pas réussi à l'intercepter.

Mots clés: conduit karstique, champ de température, modèle stationnaire.

The thermal spring Hercules at Băile Herculane is fed by a karstic conduit, inaccessible to direct exploration. Rainstorm induced cold seepage frequently mixes with the thermal water, causing severe drops of the outlet temperature. Several wells were drilled horizontally from a mining gallery, in an attempt to divert either the hot or the cold component of the spring supply.

* FORADEX S.A., str. Milcov nr. 5, 74721 București, Romania.

** Institutul de Speologie „Emil Racoviță”, str. Frumoașă 11, 78114 București, 12, Romania.

Temperature logs were recorded both in the wells which reached the karstic drain and in the ones which failed to intercept it more remote upstream reaches. Considering the specific pattern of the temperature profiles, i.e. an ever steeper increase toward the interior of the mountain, the following model was suggested:

1) A hot water flow takes place along a single conduit, which acts as a heat source. Its form can be approximated as a horizontal cylinder of infinite length and radius r_0 (Fig. 1).

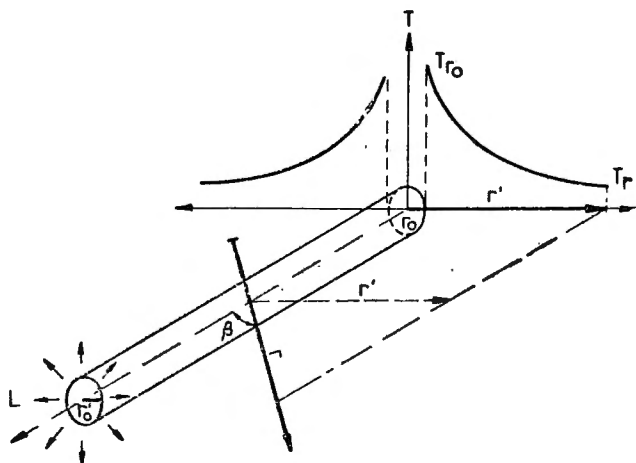


Fig. 1. Setting of the model of the karstic conduit thermal fields.

Schéma du modèle du champ de températures du conduit karstique.

2) The heat transfer along the conduit is assumed to be purely convective. The convected heat diminishes along the conduit, as a consequence of the conductive loss through the rock massif, with a rate:

$$Q = qc_v \frac{\partial T}{\partial L} \quad (1)$$

where Q is the heat loss aver the unit length of the conduit;

q is the hot-water discharge flowing through the conduit;

c_v is the volumetric heat capacity of the hot water;

$\partial T/\partial L$ is the temperature decrease on unit length along the conduit.

3) Around the conduit, within the rock massif, the heat transfer is purely conductive.

4) The heat transfer is assumed to have reached a steady state. This assumption neglects short term thermal fluctuations induced by cold flood pulses flushing down the conduit and considers only the more stable temperature field due to prolonged periods of only hot water flow.

Under these assumptions the heat loss through the conduit walls (eq. (1)) has to be compensated by the uniform conductive transfer toward the rock massif (Albu, 1984):

$$\frac{Q}{2\pi r'} = -k \frac{\partial T}{\partial r'} \quad (2)$$

where r' is the radial distance from the conduit axis;

k is the thermal conductivity of the rock.

After eliminating the heat loss Q between equations (1) and (2), integration between two arbitrary distances r'_1 and r'_2 (both $\geq r_0$) yields:

$$T_1 - T_2 = -\frac{qc_v \partial T}{2\pi k \partial L} \ln \frac{r'_1}{r'_2} \quad (3)$$

Testing the validity of the model against observation data requires to identify a linear correlation between the temperature variation, recorded starting from the conduit wall toward the rock massif, and the logarithm of the radial distance, measured starting from the conduit axis.

The actual approach consisted to consider temperature logs recorded in horizontal wells which displayed a maximum, associated to the presence of the thermal water carrying karstic conduit. Since the conduit is situated only slightly beneath or above the well, their axes are virtually coplanar (fig. 1).

It was admitted that the point where the maximum temperature had been recorded marked the intersection between the drillhole and a vertical plane including the conduit axis, while the maximum recorded temperature indicated the temperature at the conduit wall.

Instead of using the radial distance r' , normal to the conduit axis, the distance r , measured along the well was considered (Fig. 1). Since the drillhole crosses the conduit at a horizontal, unknown angle β ($\beta \neq 0$), $r' = r \sin \beta$ and equation (3) becomes, after simplifying with $\sin \beta$ and turning to decimal logarithms:

$$T_1 - T_2 = -\frac{qc_v \partial T}{2\pi k \partial L} \ln 10 \log_{10} \frac{r_1}{r_2} \quad (3')$$

Taking T_1 the temperature at the conduit wall ($r_1 = r_0$), the plot of Fig. 2 was obtained for temperatures recorded along drillhole F_2 . The slope of the straight line passing through the points is:

$$m = \frac{qc_v \partial T}{2\pi k \partial L} \ln 10 \quad (4)$$

Equation (4) allows an order of magnitude estimate of the temperature decrease along the conduit taking:

$$\begin{aligned} m &= 2 \cdot 10^\circ\text{C} \\ q &= 10^{-2} \text{ m}^3/\text{s} \end{aligned}$$

$$c_v = 10^6 \text{ cal/m}^3$$

$$k = 5 \cdot 10^{-1} \text{ cal/ms}^\circ\text{C}$$

the order of magnitude of $\partial T / \partial L$ resulted to be $^\circ\text{C/km}$, reasonably similar to what is known for industrial heat transmission pipes.

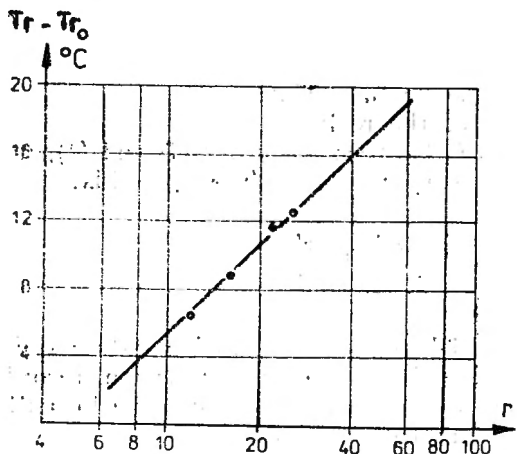


Fig. 2. Semilog plot of the temperature profile recorded in well F_2 .

Profil de température enregistré dans le forage F_2 , rapporté en coordonnées semilogarithmiques.

Considering now wells that were too short to have reached the conduit but still coplanar to it, it can be shown that temperature logs performed along them allow the detection of the position of the conduit.

In this respect equation (3') was rewritten:

$$T_{r^*} - T_R = \frac{qc_v \partial T}{2\pi k \partial L} \ln 10 \log_{10} \frac{r^* + R}{R} \quad (3'')$$

where R is the (unknown) distance from the well (temporary) bottom to the conduit;

r^* is the distance measured from the bottom toward the wellhead;

T_R is the temperature measured at the well (temporary) bottom;

T_{r^*} is the temperature measured at distance r^* (Fig. 3).

Rearranging the variables and substituting $\frac{qc_v \partial T}{2\pi k \partial L} \ln 10$ by m (the value of which had been established as previously indicated), we get:

$$r^* = R (10^{\frac{T_{r^*} - T_R}{m}} - 1) \quad (5)$$

Using appropriate variables, equation (5) can be plotted as a straight line of slope R , passing through the origin.

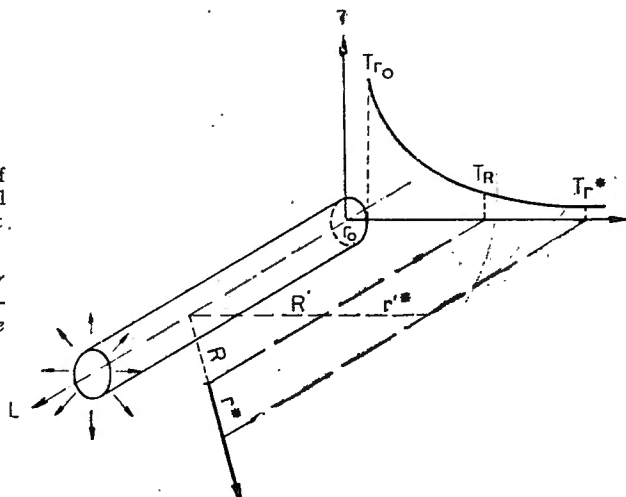
The diagrams of Fig. 4 were obtained by plotting the temperature data from two different wells. In each case, the inverse of the slope of the straight line indicates the sought distance R from the well bottom to the karstic conduit axis. It must be still borne in mind that since the algorithm is valid even for approximate coplanarity between the well and the conduit, it is

most probable that the conduit is not situated exactly on the path of the well, but slightly beneath or above it.

It is also worth noticing that the position of the conduit indicated by these results (Fig. 5) agrees with a thermometric maximum delineated by

Fig. 3. The particular setting of the model in the case of a well not intercepting the conduit, but still coplanar to it.

Particularisation du modèle pour le cas d'un forage toujours coplanaire au conduit, mais qui ne l'intercepte pas.



shallow temperature measurements, performed near the surface of the ground, about 150 m above the inferred karstic conduit. Yet, it is improbable that the shallow temperature measurements might have been able to distinguish a conduit like heat source from any other elongated source geometry,

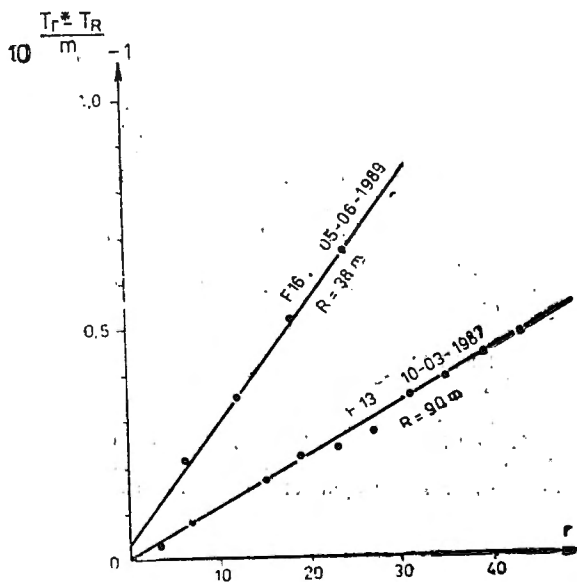


Fig. 4. Temperature profiles recorded in wells F_{13} and F_{16} plotted as variables appropriate for computing the distance from the well bottom to the karstic conduit axis.

Profils de température enregistrés dans les forages F_{13} et F_{16} , rapportés en fonction de variables convenables pour le calcul de la distance entre le fond du forage et l'axe du conduit.

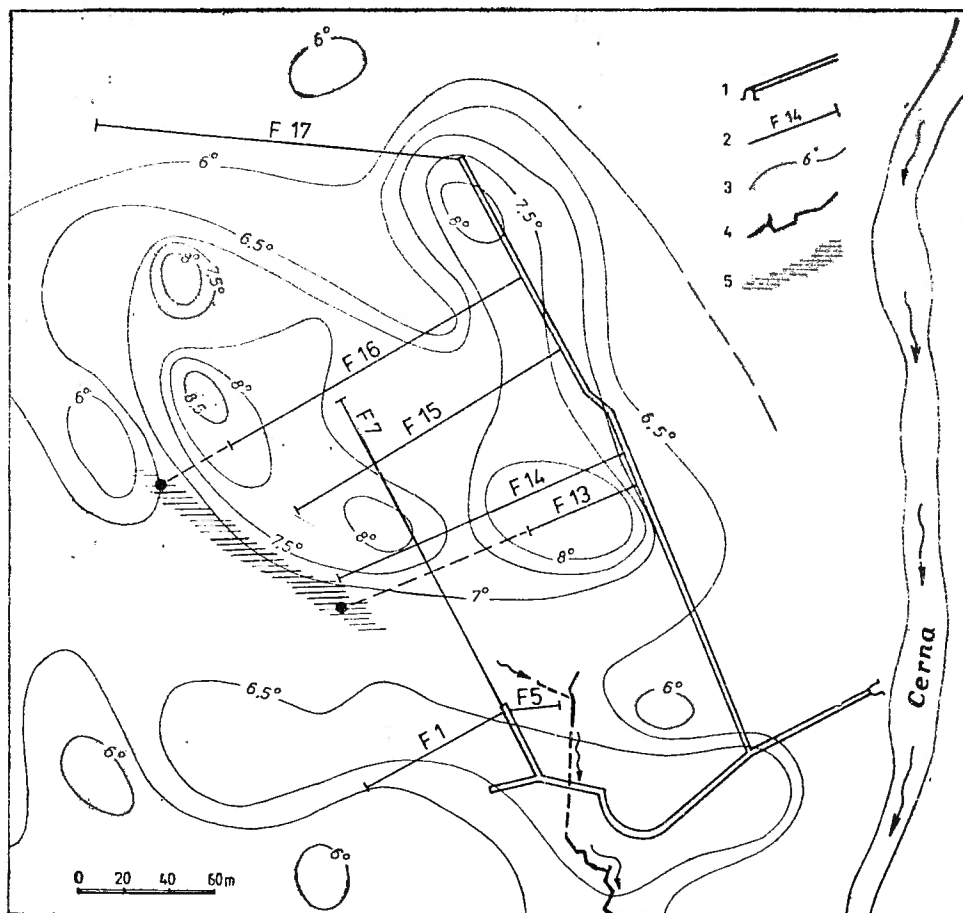


Fig. 5. The estimated karstic conduit position with respect to the horizontal wells and to the shallow temperature anomalies (isotherms according to PĂTRUȚI, 1989, in STOICA et al., 1989). 1 — mining gallery; 2 — well; 3 — shallow temperature isotherms; 4 — the explored section of the karstic conduit; 5 — the inferred position of the unexplored karstic conduit.

La position déduite pour le conduit karstique, par rapport aux forages horizontaux et aux anomalies de température superficielle (isothermes tracées après PĂTRUȚI, 1989, dans STOICA et al., 1989). 1 — galerie de mine; 2 — forage; 3 — isothermes de la température superficielle; 4 — tronçon exploré du conduit karstique; 5 — position déduite pour le conduit karstique non exploré.

REFERENCES

- ALBU M. (1984), *Termodinamica crustei terestre*. Ed. Tehnică, 35 ip, București.
 STOICA I., ROȘCA D., MITRUȚIU M., PĂTRUȚI A., POSTOLACHE C., ONESCU D., IANEȘ S., CRACĂNA I., SIMION G. (1989), *Report on the geophysical survey for thermomineral water in Hercule spring area*. (Unpublished) report of PROSPECTIUNI SA, Bucharest.

THE HYDROGEOLOGICAL CHARACTERISTICS OF LUKOVSKA BANJA SPA (YUGOSLAVIA)

Budimir FILIPOVIĆ *, Mirojko LAZIĆ *, Bosko JEVTIĆ *

Thermomineral waters of Lukovska banja spa occur in a narrow zone, in the form of numerous springs of the ascending type whose discharge is connected to fault structures in the far south of the Kopaonik massif within hydrothermally altered serpentinite, silificated limestones and limestones, with temperatures ranging from 22°C to 55°C. Exploratory drilling proved the presence of waters with temperature of 64°C, and there is a realistic possibility for tapping warmer waters from deeper parts. The waters mineralization being up to 1,1 g/l. They can be used for multiple purposes, for example, for balneologic needs and usage of geothermal energy.

Key words: ascending springs, drilling, hydrothermal, geothermal energy

LES CARACTÉRISTIQUES HYDROGÉOLOGIQUES DE LUKOVSKA BANJA (YUGOSLAVIE)

Les eaux thermominérales de Lukovska banja se trouvent dans une petite région sous la forme de nombreuses sources ascendantes, aux températures variables de 22° à 55°C. La circulation est liée aux failles dans l'extrémité sud du massif de Kopaonik, dans des serpentinites altérées hydrothermalement, des calcaires siliceux et des calcaires. Par des sondages de recherche on a constaté l'existence des eaux de température de 64°C, et même la possibilité de réaliser l'exploitation des eaux plus chaudes résultant des profondeurs plus grandes. Ces eaux appartiennent à la classe hydrocarbonatée, du type sodium — calcium, dont la minéralisation varie jusqu'à 1,1 g/l. Elles peuvent être utilisées comme des eaux balnéaires et géothermales.

Mots clés: sources ascendantes, forage, hydrothermal, énergie géothermale.

INTRODUCTION

The narrow zone of the occurrence of thermomineral water in Lukovska banja spa has been subject to investigation by numerous research workers from many scientific institutions.

This paper summarizes the results of the latest investigation that was carried out in the period from 1988 to 1990 by experts from the Institu-

* The Faculty of Mining and Geology, Institute of Hidrogeology University of Belgrade, Dusina 7, 11000 Belgrade, Yugoslavia.

tute for Hydrogeology (Faculty of Mining and Geology). The authors' aim has been to present some of the results obtained so far. This project is still under way now and will continue in the future as well. In addition to the latest results, there the results from earlier investigations undertaken by „Geozavod” (M. Milovanović, 1977—1980) and „Geoinstitut” from Belgrade (1977—1979) will be used. Special attention will be paid to the resources of thermomineral waters, their physico-chemical properties and possibilities of their multiple utilization, especially now that by the latest exploratory works the quantities of water have been increased by the additional 20 l/s, through water outflow.

GENERAL CHARACTERISTICS OF EXPLORATORY TERRAIN

The region of Lukovska banja spa, whose hydrogeological characteristics are being considered in this paper, is some 35 km away from Kuršumlija (fig. 1). It belongs to the Kopaonik massif, which is the same as the lowest elevations immediately along the course of the stavska reka river.

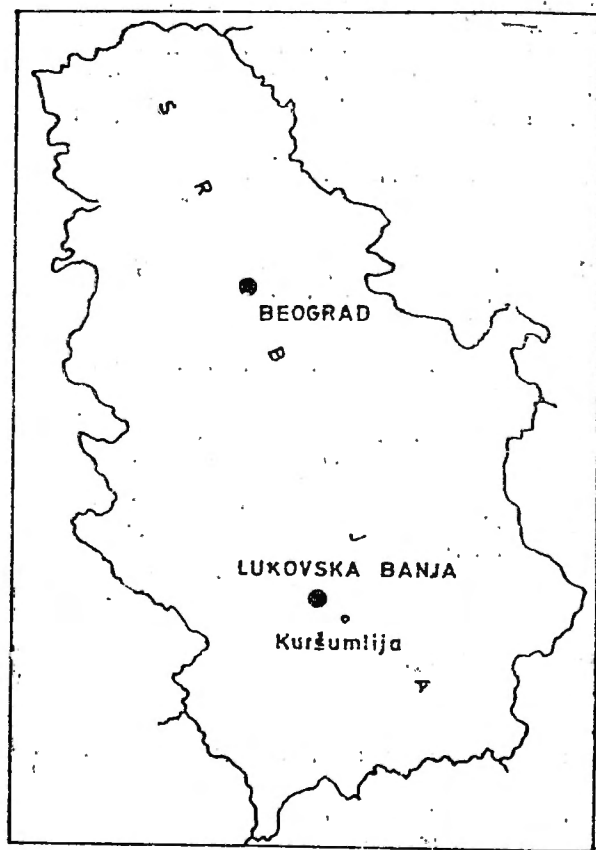


Fig. 1. Geographical position of Lukovska Banja spa. *Situation géographique de la station Lukovska Banja.*

Due to its geographical position and mountainous relief this region is characterized by the mountain climate, with long winter periods and large quantities of snow blanket and a relatively short summer period. The plea-

sant climate together with the above-mentioned advantages, makes this region very attractive and promising for intensive development of tourist industry. Since this region is still underdeveloped and there are no industrial facilities yet, it has remained unpolluted and clean. This should remain so in the future as well, but greater investments in the infrastructure of the spa are necessary.

GEOLOGICAL CHARACTERISTICS OF LUKOVSKA BANJA SPA

In order to realise a study of the resources and for further hydrogeological investigation in the nearer zone of Lukovska banja spa, a detailed geological map of the field has been made (fig. 2) and local lithological log defined. This investigation, outlined below, was undertaken by PETROVIĆ and JANKIĆEVIĆ (1990).

The oldest rocks are the Upper Jurassic diabase-hornfels formations (J_3). The presence of serpentinite, diabase, marl, limestone, limestone with flint and hornfels has been recorded. The whole series is intensively tectonized and altered, especially serpentinite, that is sometimes very difficult to distinguish under the microscope on the site itself. The thickness of the formation has been estimated at about 300 m.

Across the diabase-hornfels formation, and particularly in its final part (J_3^3), massive limestone about 100 m thick has been deposited. Its significance is exceptional from the hydrogeological point of view, and will be discussed in more detail in the following section.

Above the Upper Jurassic limestone, the Lower Cretaceous (K_1^1-4) series of coarse-grained sandstone, siltstone and marl is deposited, and is approximately 500 m thick. The position of this series is shown in Fig. 2.

The youngest lithologic unit (in addition to insignificant Quaternary deposits) is the Upper Cretaceous series of marl, marly limestone, arenaceous limestone and sandstone with marly component. The total thickness of this unit (K_2^3) is estimated at about 300 m.

Tectonically, the terrain can be said to be extremely complex. The lithologic units have undergone intensive tectonic movements, faulting and folding, resulting in the formation of highly complex structures that have a special significance from the hydrogeological aspect. To this effect, particularly significant is the overthrusting in the upper part of the spa. Here, the Upper Jurassic diabase-hornfels formations have been thrust above the Senonian marl, marly limestone, sandstone and arenaceous limestone.

HYDROGEOLOGICAL CHARACTERISTICS OF A NARROW ZONE OF LUKOVSKA BANJA SPA

The hydrogeological problems of Lukovska banja spa have been the subject of numerous researches within the last fifteen years, although the initial data on hydrogeological characteristics of the spa date back to 1952 (PROTIĆ). The first significant hydrogeological and geophysical investigations were carried out in 1977/87 MILOVANOVIĆ and KOROLIJA). By their scope and results they represent a great contribution in defining the

hydrogeological problems of the narrow zone of the occurrence of thermomineral waters.

After initial investigations, two test holes (LB-3 and LB-4) were drilled in the zone of Gornja banja spa, under the guidance of B. Milovanović. By making the corresponding intake structures, greater quantities of warmer thermomineral waters may be obtained than those recovered from natural occurrences. For the same purpose, in 1982/83, test hole LB-5 was drilled in Donja banja spa, some 870,34 m deep, producing about 4 l/s of water outflow, with a temperature of 61°C. This borehole confirmed the assumption that in the zone of Donja banja spa there may be obtained waters with higher temperatures than those recovered from natural occurrences. Comprehensive hydrogeological investigations have been carried out in order to make a Study of the resources of thermomineral waters by the Institute for Hydrogeology of the RGF (Faculty of Mining and Geology). Also, in 1990, in the zone of Donja banja spa, test hole LB-6 some 200 m deep was drilled. The drilling will be continued to a depth of 1000 m, as soon as necessary financial funds are provided.

The results of all hydrogeological investigations carried out so far will be presented in the text below.

OCCURRENCES OF THERMOMINERAL WATERS

Thermomineral waters of Lukovska banja spa occur in a very small area, immediately along the riverbed of the Stavska reka river, in the form of numerous springs, mostly concentrated in the contact zone of water-bearing series with barely water-permeable rock masses (Fig. 2). The total of 27 natural occurrences (springflows) has been recorded, 16 of which occur in the zone of Gornja and 11 in the zone of Donja banja spas.

The discharge of thermomineral waters is connected to the complex of diabase, serpentinite, marl, limestone and silificied rocks that are intensively tectonized. Complex tectonic processes in a small area, only 200–250 m wide, evidenced by intensive faulting and overthrusting resulted in the outflow of significant quantities of thermomineral waters in the form of springs of the ascending type. They outflow directly into the riverbed of the Stavska reka river. The springflow of individual springs is from 0,1–1,0 l/s.

By fluviometric measurements in the Stavska reka river, significant subsurface inflow directly into the riverbed of the Stavska reka river has been recorded in the zone of Lukovska banja spa. The total quantity of thermomineral waters outflowing from the natural springs is about 70 l/s.

A SURVEY OF HYDROGEOLOGICAL INVESTIGATIONS

By investigation in the zone of Lukovska banja spa, significant quantities of additional thermomineral waters have been recorded. They are warmer than those found in natural springs.

During hydrogeological investigation in the 1982–1991 period, 6 test holes were drilled in a wider zone of Lukovska banja spa. As this paper deals with the immediate region of the spa, more attention in the text below will be paid to the structures built in the spa itself (Fig. 2).

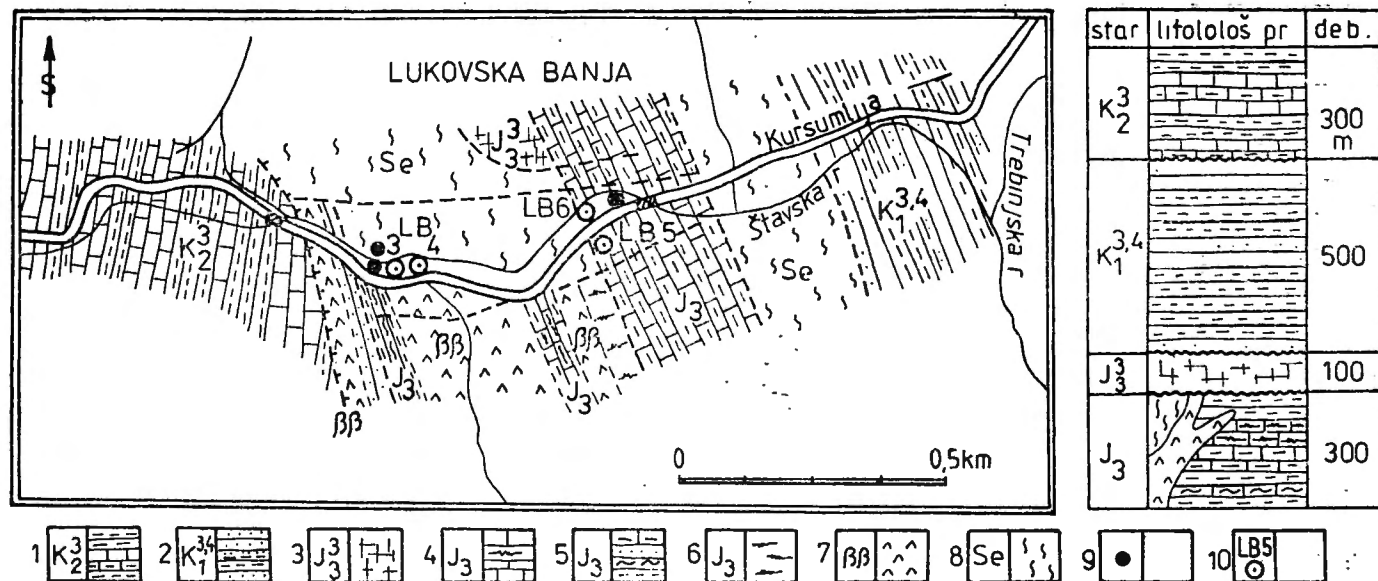


Fig. 2. Schematic hydrogeological map of the Lukovska Banja spa and local lithologic log. 1 — marls, marly limestones-Senonian (karst — fractured rock aquifer); 2 — sandstones, siltstones and Barremian — Aptian marls („conditionally” waterless terrain); 3 — massive limestones-Tithonian (karst — rock aquifer); 4 — limestones and hornfels — Malm (karst — fractured — rock aquifer); 5 — marls, marly limestones, clays and sandstones — Malm (fractured rock aquifer); 6 — hydrothermally altered rocks (fractured rock aquifer); 7 — diabases (fractured rock aquifer); 8 — serpentinites (fractured rock aquifer); 9 — thermal springs group; 10 — test borehole.

Carte hydrogéologique schématique dans la région Lukovska Banja et la colonne lithologique locale. 1 — marnes, calcaires marneuses — Sénonien (aquisfère karstique en roches fracturées); 2 — grés, siltites et marnes Barrémiennes-Aptiennes (terrains „conditionnellement” séches); 3 — calcaires massifs tithoniens (aquisfère karstique); 4 — calcaires et cornéennes — Malm (aquisfère karstique en roches fracturées); 5 — marnes, calcaires marneuses, argilles et grés — Malm (aquisfère en roches fracturées); 6 — roches d'altération hydrothermale (aquisfère en roches fracturées); 7 — diabases (aquisfère en roches fracturées); 8 — serpentinites (aquisfère en roches fracturées); 9 — group des sources thermelles; 10 — forage de recherche.

The LB-3 test hole has been drilled in Gornja banja spa, immediately along the riverbed of the Stavska reka river. It is 150 m deep, in the lithologic log, the Upper Jurassic limestone is predominant. Thermomineral waters with a temperature of 53°C have been tapped at the depth of 40 m.

Borehole LB-4 is only some 8,5 m away from the previous one. Its depth is 401 m, and as many as five occurrences of thermomineral waters have been recorded at depths between 42 and 253 m, with the total outflow of 4,7 l/s. The water temperature is 64°C. In the lithologic log appears the marly limestone of the Upper Jurassic. The whole series is significantly hydrothermally altered. (Fig. 3).

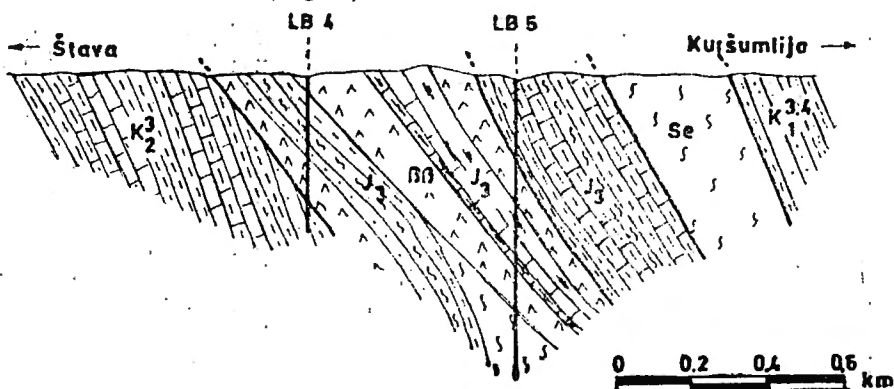


Fig. 3. Schematic geological cross — section of the Lukovska Banja spa along the line of the road Stava-Kursumlija.

Séction géologique transversale dans la région Lukovska Banja, le long du chemin Stava — Kursumlija.

The LB-5 borehole has been discovered and drilled in Donja banja spa in a tuffaceous terrace. The total depth of drilling is 870,34 m. Within the hydrothermally altered Upper Jurassic series of marly limestone, limestone, diabase, spilite, hornfels and serpentinite, three occurrences of thermomineral waters have been recorded in the interval from 380 to 700 m, with a temperature of 61°C and total flow of 4 l/s (Fig. 3).

The LB-6 borehole has been drilled some 20 m away from borehole LB-5, immediately along the riverbed of the Stavska reka river. The borehole is about 204 m deep and, in the lithologic log, there has been recorded a series of marl, limestone, serpentinite, silificied limestone and Upper Jurassic sandstone. The occurrence of thermomineral waters has been recorded in the interval from 30 to 140 m with water outflow of 16,5 l/s and a temperature of 53°C.

It should be noted that none of the four test holes has been tested by the pump test, so that potential possibilities of catchment of larger quantities of thermomineral waters are probably by far greater than the quantities obtained by water outflow.

TYPES OF AQUIFERS

The conditions of occurrence of thermomineral waters in the natural springs and test holes LB-3, LB-4, LB-5, LB-6, show that their discharge is

connected with the fault structures in the lowest parts of the terrain within aquifers under pressure. This practically means that the outflow occurs at the base level of erosion, represented by the riverbed of the Stavska reka river.

Aquifer under pressure has been formed in a very complex geological and hydrogeological system, within the Jurassic serpentinite, diabase, limestone, marly limestone and Cretaceous limestone. Although this is a very complex type aquifer, the following can be distinguished:

- fractured rock aquifer within the Jurassic serpentinite, diabase and silified limestone;
- karst-fractured rock aquifer within the diabase-hornfels formation;
- karst aquifer within the Cretaceous limestone;
- „conditionnally” waterless terrains within the Cretaceous complex of the flysch.

FRACTURED ROCK AQUIFER WITHIN THE JURASSIC SERPENTINITE, DIABASE AND SILIFIED LIMESTONE

Jurassic serpentinite, diabase and silified limestone occurs at the surface of the terrain within two zones approximately 300 m wide in the region of Donja and Gornja banja spas. The depth of serpentinite is considerable and it goes, from the results of drilling of the LB-5 borehole, below 650 m. Diabase and silified limestone have been recorded at a depth of 300—350 m. Owing to intensive tectonic activity a series of serpentinite and diabase has been deposited above the diabase-hornfels formation. Along the fault of the NW-SE direction, fracture systems have been formed for circulation of warm aquifer waters conditioned by certain hydrothermal alterations of rocks. Fractured rock aquifer within these formations has been formed with its level under pressure. It is recharged along the fault zones, that is, along, the fracture systems on the one hand, and through infiltration from precipitation, on the other, due to the fact that serpentinite and diabase at the surface of the terrain are decomposed. Aquifer is drained through a number of springs with springflow from 0,2—0,25 l/s.

KARST-FRACTURED ROCK AQUIFER WITHIN THE DIABASE-HORNFELS FORMATION

The diabase-hornfels, formation, composed of diabase, sandstone, limestone, hornfels and slate has been discovered at the surface of the terrain within the narrow belt of the region of Donja banja spa. The depth of this series has not definitely been determined yet, but investigations done so far indicate that it is in the region of 300 m.

Aquifer formed within this series is also under pressure. It is recharged mostly through infiltration from precipitation, whereas its drainage is conditioned by fault structures reaching the discharge point near the Stavska reka river. The total springflow of the springs draining this aquifer does not exceed 0,5 l/s.

KARST AQUIFER WITHIN THE CRETACEOUS LIMESTONE

This type of aquifer has been formed within karstified limestone, marly limestone and Senonian marl, recorded at the surface of the terrain west of Gornja banja spa. By drilling test holes LB-3 and LB-4, a more significant spreading of this series in the deeper parts of the terrain (below 150 m) has been recorded. On the other hand, their spreading out of the valley of the Stavska reka river, where they have been drilled, remains still unknown as well as the zones of recharge. Drainage of thermomineral waters from this aquifer is of the ascending type along the fault zone Stavska reka river in the form of a great number of springs. A considerable part of aquifer is drained directly into the riverbed of the Stavska reka river, by subsurface outflow. The total water-yielding capacity is estimated at some 50 l/s.

„CONDITIONALLY” WATERLESS PARTS OF THE TERRAIN

The category of „conditionally” waterless terrains includes sandstone, siltstone, and marl of the Upper Jurassic that have been recorded at the surface of the terrain east of Donja banja spa. Occasional springs are characterized by cold waters. Their properties are not being dealt with in this paper.

HYDROCHEMICAL PROPERTIES OF THERMOMINERAL WATERS OF LUKOVSKA BANJA SPA

In order to determine the quality of thermomineral waters of Lukovska banja spa, some 30 short and about ten complete sampling and chemical analyses of water have been carried out.

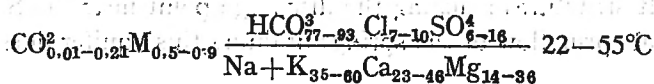
The waters from about twenty springs sampled as well as those obtained by test drilling show the following physical properties: they are colourless and clear with temperatures varying from 22 to 65°C.

By their chemical composition, they are mainly hydrocarbonate-sodium-potassium waters, with mineralization from 0,5 to 1,0 g/l, whereas the mineralization of waters obtained by exploratory drilling from greater depths, exceeds 1,0 g/l. The pH values show that they are weak-acidic to neutral waters and these values are in the range from 6,5 to 7,4.

These waters belong to the group of hard to rather hard waters. Their hardness is within the range of 18 to 35 °dH.

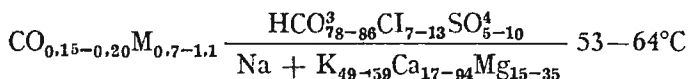
The regime observations show that water chemism in the natural springs varies insignificantly. This primarily refers to their temperature changes, the pH values and sprigflow and more rarely, to the changes in their chemical composition. On the other hand, the observations on the boreholes show that waters from the deep, fault structures are characterized by a completely stable regime, in respect or their physico-chemical composition and regime of discharge as well.

Generally, the chemical composition of aquifer waters that are discharged in the natural occurrences could be represented by



Note that the % equivalents have been calculated according to the mean value of all the samples taken.

Chemical composition of water from test holes is slightly different, and could be represented as follows:



THE RESOURCES OF THERMOMINERAL WATERS AND POSSIBILITIES OF THEIR UTILIZATION

In order to realise a Study of the resources of thermomineral waters in the narrow zone of Lukovska banja spa, the measurements carried out show that the total outflow of thermomineral waters in this region is 50—70 l/s through natural springs, subsurface outflow into the riverbed of the Stavska reka river and partly through outflowing in test holes. The value of the reserves of the C₁ category has been estimated at about 10 l/s.

During 1990 the test hole LB-6 produced an additional 16,5 l/s of thermomineral waters with a temperature of 53°C. Due to this the total water resources have been significantly increased.

A considerable part of the thermomineral waters discharged in the narrow zone of Lukovska banja spa has not yet been utilized. At this moment, a part of the waters obtained from test hole LB-5 is being recovered. They are used for the heating needs at the carpet factory „Planinka” in Lukovska banja spa and some tourist facilities.

The developmental plan of Lukovska banja spa provides for the recovery of this enormous potential of thermomineral waters for different needs, primarily for medicinal purposes, that is, for adequate therapeutic services, for the warming up of residential dwellings and for recreation purposes. To this end, the corresponding investigation of organoleptic properties of thermomineral waters of Lukovska banja spa has been conducted. Also, balneologic analysis of water samples from test holes LB-4 and LB-6 has been carried out. This analysis, conducted by the Institute for Rehabilitation from Belgrade, shows that waters from LB-4 borehole may be used for the treatment of various forms of rheumatism.

On the other hand, the waters from the LB-6 borehole are used as an additional means of treatment, through bathing, for rehabilitation from illnesses related to the locomotor system, gynecological and skin diseases, etc.

Bearing in mind the multiple possibilities for utilization of thermomineral waters of Lukovska banja spa with a temperature of 53°C and outflow of 16,6 l/s, the energy potential of waters from LB-6 borehole has been estimated. It is about 2000 kw, and provides for two thirds of the total power needs of Lukovska banja spa.

Finally, it should be pointed out that the possibilities for obtaining new quantities of warmer water in the narrower zone of Lukovska banja spa have not been exhausted by exploratory works done so far. The total reserves estimated, do not correspond to realistic possibilities for a number of reasons. First, it has not been possible to conduct the tests in any of the test

holes for the purpose of measure more exactly their springflow; secondly, the exploratory work done so far has not included all the reserves of aquifer water and third, it is realistic to expect that warmer waters than the existing ones, may be obtained from deeper structures.

CONCLUSION

The narrow zone of the occurrence of thermomineral waters of Lukovska banja spa is characterized by extremely complex geological, hydrogeological and tectonic conditions.

Complex tectonics makes it extremely difficult to realistically consider all the conditions for the formation, genesis, and discharge of thermomineral waters of Lukovska banja spa.

On the basis of the overall investigation undertaken so far, it is clear that, in the hydrogeological respect, the greatest significance is attached to the Upper Jurassic structures, that is, limestones, approximately 100 m deep, that are deposited over the diabase-hornfels formation. In the substratum of the formation are deposited, no less significant, fractured and hydrothermally altered serpentinites about 300 m thick.

In such complex geological and tectonic conditions, a complex type of aquifer has been formed, where flow in charge occurs. The water circulates along fault structures piercing to the surface of the terrain, where these waters are drained in the form of numerous thermomineral springs with a temperature of about 50°C.

Aquifer waters outflowing from deeper parts are characterized by increased temperatures (over 60°C) and mineralization (more than 1 g/l).

The resources of thermomineral waters at this moment are estimated at about 25 l/s. In this connection, there is a need to carry out new investigations for the purpose of obtaining not only new quantities but also higher temperatures of waters from depths of a over 1000 m.

Chemical properties of waters and their favourable organo-leptic effects make it necessary to invest much more in the infrastructure for the purpose of developing spa tourism in this ecologically preserved region that is also characterized by exceptional climatic conditions.

REFERENCES

- FILIPOVIĆ B., LAZIĆ M. (1988) *A Study of the Resources of Thermomineral Waters of Lukovska Banja Spa*. Vol. I and II, Library of the Faculty of Mining and Geology, Inst. for Hydrogeol., Belgrade.
- FILIPOVIĆ B., LAZIĆ M., JEVTIĆ B. (1990) *A Report on the Hydrogeological Investigations Carried Out in Lukovska Banja Spa during 1990*. Library of the Faculty of Mining and Geology, Inst. for Hydrogeol., Belgrade.
- FILIPOVIĆ B., DIMITRIJEVIĆ N. (1991) *Mineral Waters*, Belgrade University, Special Edition of the Faculty of Mining and Geology, Belgrade.
- PETROVIĆ M., JANKICEVIĆ J. (1990) *A Report on the Regional-Geological and Palaeontological Investigations Carried Out in the of Lukovska Banja Spa*. Library of the Faculty of Mining and Geology, Inst. for Hydrogeology, Belgrade.

LA RELATION « HYPSONÉTRIE – MICROCLIMAT – COLMATAGE CONCRÉTIONNAIRE » DANS L'ENDOKARST DE LA ZONE CLOȘANI (DÉPARTEMENT GORJ – ROUMANIE)

Gabriel DIACONU *

On présente certaines appréciations concernant le déroulement du processus de colmatage concrétionnaire dans une grotte en fonction de sa position hypsométrique dans le massif et du microclimat de celle-ci.

Le phénomène est discuté comparativement pour les circonstances concrètes aux trois grottes creusées dans le sommet Cornetul Mușetoaia, prolongement méridional du massif Piatra Mare Cloșani, Monts Mehedinți (Roumanie).

Mots clés: colmatage concrétionnaire, Monts Mehedinți, Roumanie.

THE RELATIONSHIP „HYPSOMETRY – MICROCLIMATE – CONCRETIONARY FILLING” IN THE ENDOKARST OF THE CLOȘANI AREA (GORJ DEPARTMENT – ROMANIA)

The paper presents some considerations concerning the evolution of the concretionary filling process in a cave in terms of its hypsometric position into the massif and its microclimate.

The phenomenon is comparatively discussed for three caves carved into the Cornetul Mușetoaia hill – a southern branch of the Piatra Mare Cloșani Massif, Mehedinți Mountains, Romania.

Key words: concretionary filling, Mehedinți Mountains, Romania.

Dans l'évolution de l'endokarst on distingue quelques étapes définies significativement par les termes de „active”, „sous-fossile” et „fossile”.

Si, pour la première étape, le sens d'active est concrétisé surtout par l'existence dans les cavités de certaines rivières souterraines organisées sur la matrice tectonique de la roche, agressives dans leur dynamique par des processus physico-chimiques de dissolution associés avec ceux mécaniques d'érosion, pour la dernière étape, celle définie par le terme de fossile, on sous-entend une cavité abandonnée par la rivière (au moins théoriquement, irréversiblement) et dans laquelle le rôle dynamique-évolutif est assumé par les eaux de percolation qui agissent, cette fois-ci, strictement chimique avec un effet

*) Institutul de Speologie „Emil Racovița”, str. Frumoasă 11, R-78114 București 12, Romania

constructif d'accumulation de carbonate de calcium (ou bien, d'autres composés minéraux) par précipitation chimique.

L'étape définie par le terme de sous-fossile, est caractérisée par une transition dans laquelle les processus de modelage caractéristiques pour l'étape active sont quelquefois présents (mais, avec une tendance de disparition) pendant que ceux de précipitation chimique, spécifiques pour l'étape fossile, deviennent de plus en plus fréquents.

Par la manière de déroulement du mécanisme d'évolution de l'endokarstification, la succession de ces étapes se conserve, surprise spatialement sur l'échelle hypsométrique du massif calcaire, avec ou sans connexion directe entre elles.

En ce qui concerne le sujet de cette note, suscite l'intérêt l'étape sous-fossile par le déclenchement du processus de colmatage concrétionnaire et surtout, l'étape fossile, par l'existence de ce processus en pleine activité.

En quoi consiste, au fond, ce processus dénomé aussi „de colmatage par précipitation chimique” et quels sont les facteurs qui contrôlent son déroulement?

Les eaux de percolation (provenant de précipitations atmosphériques) chargées en CO_2 dissous de l'atmosphère ou de la couverture du sol (si elle existe) dans leur tracé d'infiltration par les discontinuités de l'aquifère vers le niveau de base local de la karstification, prennent en solution, par réactions physico-chimiques de corrosion, une quantité de CaCO_3 (jusqu'à la limite d'équilibre de la saturation, conditionnée en général de la longueur du tracé percé et du temps de contact eau-roche) qui est précipité de nouveau immédiatement que l'un des facteurs d'équilibre de ce système (la température; la pression, etc...) se modifie en faveur de la précipitation.

La dynamique de déroulement de ce processus, qui par son action tend vers une obturation des cavités endokarstiques (celles fossiles et partiellement celles sous-fossiles) est directement contrôlée d'une suite de facteurs, parmi lesquels les plus importants sont: la morphologie de la cavité (qui contrôle directement le microclimat souterrain) et sa position sur l'échelle hypsométrique, la direction du développement de la cavité, en rapport avec la morphologie du massif, la variation de l'épaisseur de la couche calcaire trouvée au-dessus de la grotte, la pureté des calcaires et la densité des fissures accessibles pour une circulation gravitationnelle et la vitesse d'infiltration pour les eaux de précipitation.

Pour suivre le déroulement du processus de colmatage concrétionnaire on a choisi trois cavités („Peștera-aven din Cioaca cu Brebenci”, „Peștera Cloșani”, et „Peștera Vacilor”) distinctes de point de vue morphologique et hypsométrique, creusées dans le calcaire du sommet Cornetul Musetoaia, prolongement méridional du massif Piatra Mare Cloșani, Monts Mehedinți (Fig. 1).

Ces trois grottes sont aux niveaux d'altitude absolue différents, compris entre 518 et 360 m. La distance entre les cavités étant relativement petite (moins de 300 m) elles se trouvent sous l'influence du même régime climatique qui, conformément au critère de classification Köpen, est compris dans la province Cfbx, c'est-à-dire: présente des valcurs caractéristiques pour un climat tempéré, avec des précipitations atmosphériques pendant tous les mois de l'année (f), aux températures moyennes du plus chaud mois au-dessous de 22°C , mais avec des températures moyennes mensuelles au-dessus de

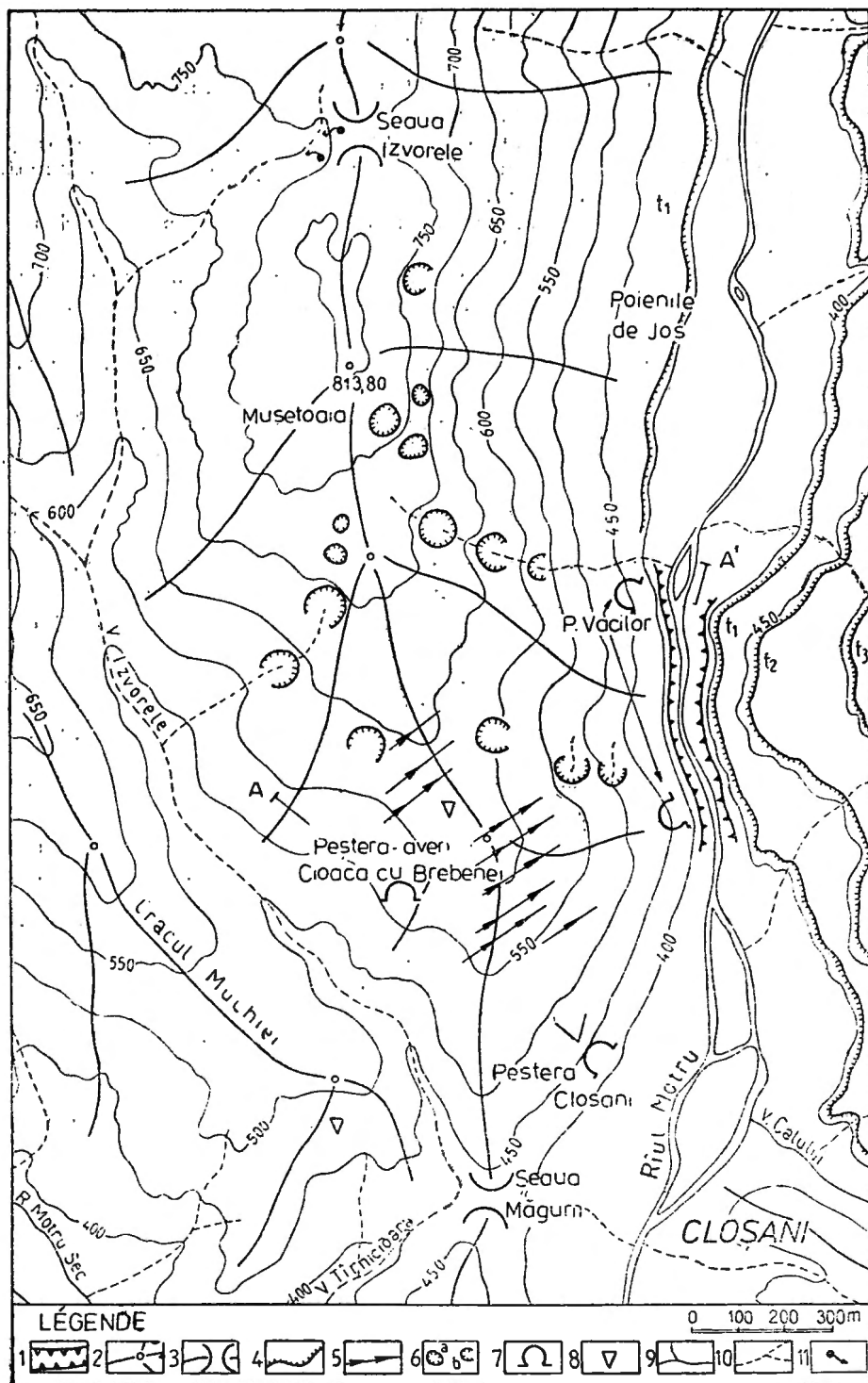


Fig. 1. La carte géomorphologique de la zone Cloșani, 1. Gorges. 2. Sommet. 3. Ensellement. 4. Terrasse. 5. Lapiaz. 6. a - Doline Fermée. b - Doline ouverte. 7. Grotte. 8. Aven. 9. Vallée à cours d'eau permanente. 10. Vallée sèche. 11. Source. — Geomorphologic map of the Cloșani area. 1. Gorges. 2. Summit. 3. Saddle. 4. Terrace. 5. Lapiaz. 6. a - Closed sinkhole. b - Open sinkhole. 7. Cave. 8. Pothole. 9. Permanent flow valley. 10. Dry valley. 11. Spring.

10°C, au moins en quatre mois (b), et avec un maximum des précipitations atmosphériques au commencement de l'été (x).

Selon les données de la Station Météorologique Apa Neagră, placée seulement à 12 Km de la zone Cloșani, les principaux éléments climatiques présentent les suivantes valeurs:

— les températures moyennes annuelles, pour l'intervalle 1896—1970, sont comprises entre 7°C et 9°C;

— la quantité moyenne annuelle des précipitations atmosphériques, enregistrée dans les intervalles 1896—1915 et 1921—1970, varie entre 800 et 1200 mm/an;

— pour les mêmes périodes, les moyennes annuelles de l'humidité oscillent entre 82 et 86 %.

Voici les caractéristiques physiques générales des masses d'air qui, en raison de l'échange permanent entre la surface et le milieu souterrain, pénètrent dans les cavités karstiques.

Sur le tracé de ce déplacement ces caractéristiques sont intensément modifiées à cause d'une large gamme de facteurs, dont les principaux sont la morphologie des cavités et leur état hydrologique. En conséquence, chaque grotte présente des particularités microclimatiques distinctes.

La grotte "*Peștera-aven din Cioaca cu Brebeni*" (Fig. 2). La cavité est creusée dans le versant gauche de la vallée Izvoarele, ayant l'entrée orientée vers l'ouest. Sa position hypsométrique (518 m d'altitude absolue) justifie le stade actuel de "grotte fossile", la différence de niveau par rapport au collecteur principal de la zone la vallée de Motru étant d'approximativement 160 m.

La grotte „*Peștera-aven din Cioaca cu Brebeni*” est une cavité de petite dimension, la longueur totale des galeries étant de 97 m.

Le caractère morphologique majeur, de grotte-aven, est donné par la disposition descendante des éléments composants, qui se trouvent dans une connexion encadré sur 24 m de différence de niveau.

L'accès dans la cavité se fait par un puits d'approximativement 6 m. D'ici le plancher descend continuellement vers le centre de la salle principale jusqu'à — 12 m, et ensuite, la descente s'accentue vers le sud où, par une diacalse on pénètre dans une salle de petites dimensions (emplacée relativement sous le puits de l'entrée), dont le plancher descend jusqu'à — 24 m.

D'après l'aspect morphologique général nous pouvons considérer que, dans l'ensemble, la grotte représente l'extrémité méridionale d'une cavité plus longue, obturée vers le nord par un effondrement du plafond, et que les eaux de la rivière ont trouvé ici un point d'infiltration vers un niveau inférieur, ce qui explique le caractère prononcé de morphologie descendante par rapport avec son développement en plan.

L'ouverture unique et de petite dimension (0,8/0,6 m) détermine une circulation réduite de l'air, le secteur le plus intensément ventilé étant compris entre la surface et la base de la verticale de — 6 m. Dans le reste, les courants d'air sont très faible, de sorte que, a seulement — 22 m de la surface, tant la température que l'humidité relative ont enregistré, pour une durée de 12 mois de mesurages, des variations qui ne dépassent pas 0,5°C, respectivement 2°C; les moyennes de 11,2°C pour la température et 99% pour l'humidité relative étant spécifiques pour une grotte chaude et très humide.

L'épaisseur maximale du calcaire au-dessus de la salle centrale est de 14 m. Au point de vue stratigraphique le calcaire remonte au Barremien-Aptien, intervalle chronologique représenté dans la zone par des faciès micritiques, pelliculitiques, subordonné, biomictitiques ou pelliculitiques. Conformé-

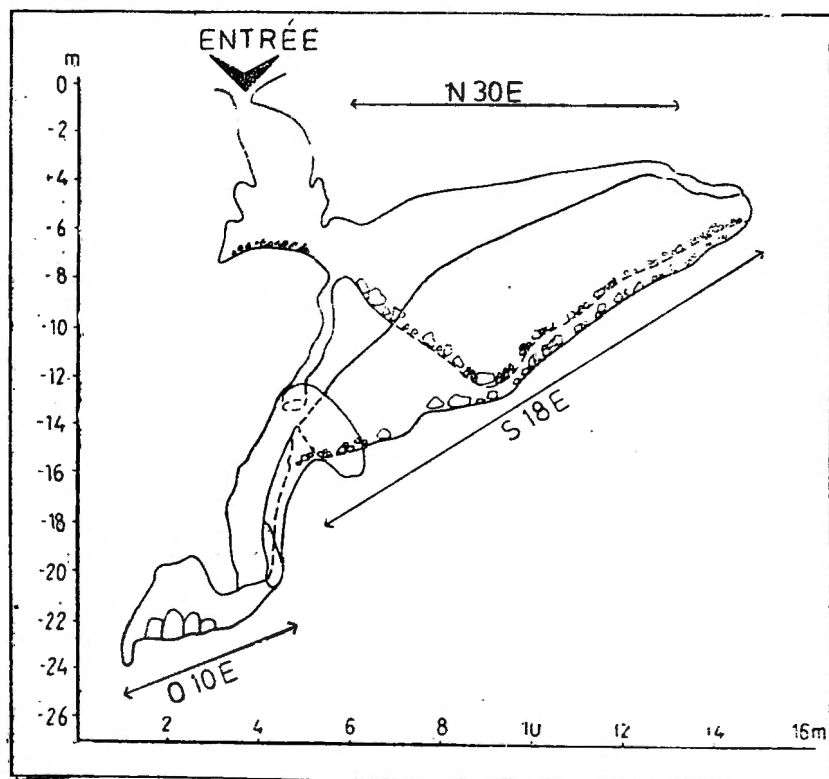


Fig. 2. La grotte „Peștera-aven din Cioaca cu Brebenei”.

— The cave „Peștera-aven din Cioaca cu Brebenei”.

ment aux analyses chimiques, il a été encadré aux types des calcaires purs, légèrement dolomitiques, pureté pourtant viciée par l'existence d'une couche d'argile rouge superposée à leur surface et qui a imprégné en grande partie le réseau de fissures. (Les caractéristiques pétrographiques du calcaire se maintiennent aussi pour les deux autres grottes, de sorte qu'elles ne seront pas rappelées).

Tableau 1

Variation de la température et de l'humidité relative dans la grotte „Peștera-aven din Cioaca cu Brebenei”. (valeurs moyennes annuelles)

Station	Température °C (moyenne annuelle)	Humidité relative % (moyenne annuelle)	Caractérisation micro- climatique générale de la cavité.
Exterieur	10,1	72	Circulation bidirectionnelle; Chode (7,5°C); Très humide (95%)
— 12 m	10,7	68	
— 22 m	11,2	99	

La grotte-aven étant localisée tout près de l'intersection de deux fractures, on remarque une forte tectonisation des parois, soulignée d'ailleurs aussi par les effondrements à l'intérieur. L'accentuation du réseau de fissures peut être liée en égale mesure avec la position proche de la cavité par rapport à la surface, fait qui dénote une action de l'effet de la gélifraction, facilité par des tensions de versant. Le même motif fait que la percolation de l'eau de précipitation soit relativement rapide et de courte durée, le potentiel actuel d'incrustation sur la voûte étant ainsi très diminué.

Une investigation d'ensemble de la cavité conduit à la certitude qu'elle a passé par une étape de colmatage concrétionnaire accentué, le secteur méridional de la grotte ayant de nombreux agrégats cristallins, tant sur la voûte que sur les parois, ou bien sur le plancher. Le secteur septentrional, a passé lui aussi par cette étape de colmatage (beaucoup de blocs calcaire qui se trouvent sur le plancher, conservant sur l'une des faces, des fragments de crôutes ou des stalactites) mais ultérieurement, un dérèglement du profil d'équilibre mécanique des parois, a entraîné un détachement partiel d'une couche de calcaire de la voûte, à la limite de stratification.

Ce détachement a eu pour conséquence une réduction du processus de colmatage concrétionnaire au niveau de la voûte et une intensification seulement vers les zones inférieures, étant fréquent au niveau du plancher où il tend à cimenter les débris calcaires.

La grotte "Peștera Cloșani" (Fig. 3). La cavité est creusée à une altitude absolue de 433 m, ayant l'ouverture orientée vers l'est, sur le versant droit de la vallée de Motru, à une altitude relative de +75 m par rapport au lit de la rivière.

Cette position hypsométrique donne à la grotte la qualité de grotte fossile, dans laquelle la dynamique actuelle du processus de karstification revient exclusivement aux eaux de percolation.

Comme unités morphologiques majeures, la grotte "Peștera Cloșani" est composée de deux galeries principales, "Galeria Laboratoarelor" et „Galeria cu Cristale", qui convergent vers l'entrée, dans un secteur commun nommé "Zona Intrării"; l'ensemble a une longueur de 1458 m.

Sous l'aspect microclimatique, la cavité présente, à cause d'une unique ouverture sur le versant, une circulation bidirectionnelle de l'air. Les courants sont de faible intensité par suite de la dimension réduite de l'ouverture (1,2/1,5 m) et leur effet direct se ressent seulement dans le secteur „Zona Intrării". Par conséquent de cet échange réduit des masses d'air entre la surface et le milieu souterrain, les valeurs de la température et de l'humidité relative subissent des variations très réduites (Tableau 2). Remarquons que la différenciation morphologique de la cavité, a pour conséquence aussi une différenciation microclimatique.

L'examen de la dynamique de concrétionnement dans la grotte "Peștera Cloșani", abouti à la constatation que le processus atteint des valeurs maximales de la précipitation du CaCO_3 au printemps et en automne, la quantité annuelle déposée étant, en moyenne, de 2,5—3,0 mm/an.

L'unité morphologique „Galeria Laboratoarelor". Elle présente, initialement, un développement vers le nord et ensuit vers le nord — ouest, revenant à la fin de nouveau vers le nord, sa direction étant relativement parallèle à la morphologie du versant. Par rapport au secteur dit "Zona Intrării", elle est de 7 m plus bas et présente un déroulement léger ascendant, sur une lon-

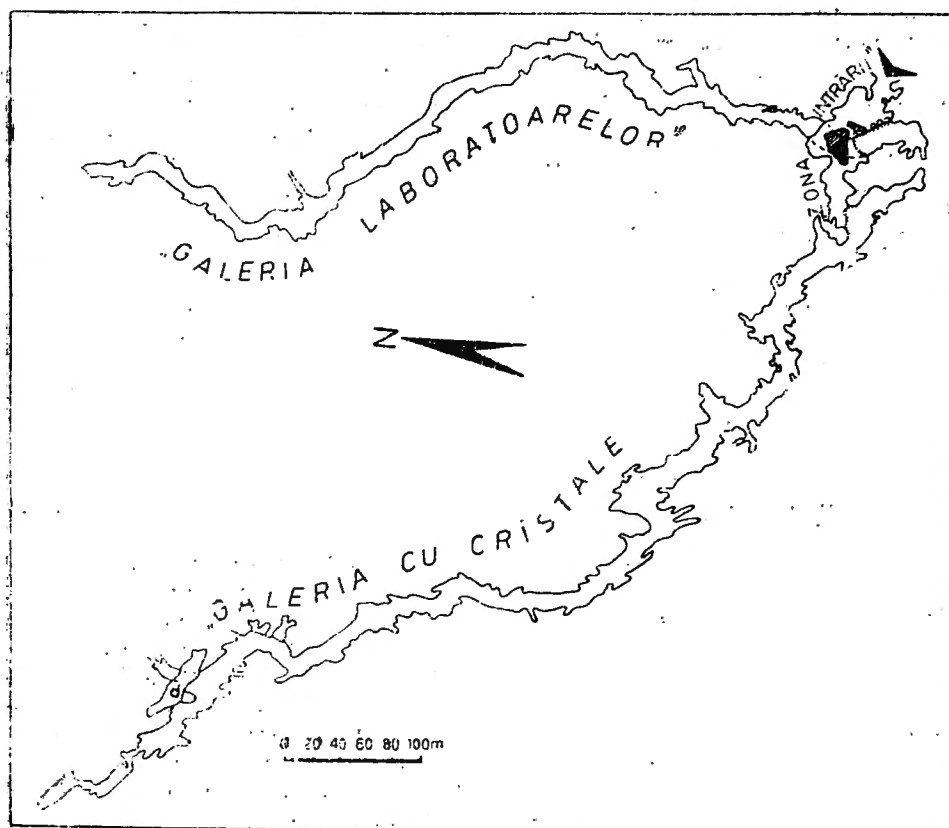


Fig. 3. La grotte „Peștera Cloșani”.

— The cave „Peștera Cloșani”.

Tableau 2

Variation de la température et de l'humidité relative dans la grotte „Peștera Cloșani”. (valeurs moyennes annuelles)

Station	Température °C (moyenne annuelle)	Humidité relative % (moyenne annuelle)	Caractérisation microcli- matique générale de la cavité
„Zona Intrării”			
Extérieur	10,1	82	Sous l'influence directe de l'extérieur
15 m	12,2	85	
„Galeria Laboratoarelor”			
50 m	10,8	99	Circulation bidirectionnelle; Chaud (7,5° C); Très humide (95%)
100 m	10,8	99	
200 m	10,8	99	
370 m	10,8	99	
„Galeria cu Cristale”			
50 m	11,6	97	Circulation bidirectionnelle; Chaud (7,5° C); Très humide (95%);
150 m	11,6	98	
300 m	11,4	98	
500 m	11,4	98	

gueur de 485 m (372 m la galerie majeure + 113 m diverticules), à un niveau hypsométrique de 426 m d'altitude absolue.

Le microclimat de la galerie a une grande stabilité des valeurs termiques et d'humidité relative, au fur et à mesure que l'on avance vers la profondeur.

L'épaisseur moyenne du calcaire, au-dessus de la galerie, est de 35 m. Le creusement de cette galerie a eu lieu sur les discontinuités des faces de stratification, son trajet étant affectée alternativement, transversalement à sa direction de développement, par des accidents tectoniques parallèles aux fractures de soutien de la faille de Motru, secteurs dans lesquels la densité des fissures s'accroît également.

On remarque ici une obturation du réseau de fissures avec argile qui, transportée en souterrain par l'eau de percolation, étanche le plancher (surtout dans la moitié septentrionale de la galerie) facilitant ainsi, aux périodes humides, des accumulations permanentes d'eau dans les zones aux dépressions.

Dans cette unité morphologique majeure, le processus de colmatage concrétionnaire est en plein déroulement, étant plus accentué dans les secteurs affectés tectoniquement où apparaissent véritables barrages concrétionnaires qui tendent à fermer tout le profil transversal de la galerie. D'ailleurs, au point terminal, la galerie est complètement obturée par un tel barrage.

L'unité morphologique "*Galeria cu Cristale*". Développée initialement vers l'ouest — nord-ouest, la galerie se continue à la seconde moitié, sur une direction prépondérante nord — ouest. Par rapport à la morphologie du sommet, Cornetul Mușetoaia, elle a une direction, dans la première moitié, vers la cime, revenant ensuite vers le versant droit de la vallée de Motru. La différence de niveau entre cette galerie et le secteur „Zona Intrării” est de 4 m. La morphologie du plancher, légèrement ascendante, présente quelques déviations positives, données par des accumulations crouteuses du plancher.

La galerie a une longueur de 827 m (503 m la galerie majeure + 324 m diverticules), déployée sur un niveau hypsométrique de 429 m d'altitude absolue.

Les valeurs microclimatiques ont aussi dans cette galerie une grande constance. Pourtant, on constate une valeur moyenne de la température, plus élevée presque d'un degré par rapport à la galerie antérieure (*Galeria Laboratoarelor*) justifiée d'un isolement morphologique plus accentué à l'égard du secteur „Zona Intrării”.

L'épaisseur du calcaire, au-dessus de la galerie, augmente graduellement jusqu'à une valeur maximale de 152 m vers la partie terminale. Les accidents tectoniques, transversaux à la direction de développement de la galerie, sont aussi présents, conduisant à une augmentation de la densité des fissures dans les secteurs affectés.

La grandeur de la distance percée depuis la surface jusqu'en souterrain, aussi bien que l'obturation partielle, avec de l'argile, des voies de percolation, font que la durée nécessaire pour parcourir le tracé par les eaux de précipitation soit plus prolongée, fait qui conduit à une augmentation de leur capacité d'incrustation.

En conséquence, cette galerie a une des plus élevées dynamiques de précipitation du CaCO_3 , ce qui fait que la processus de colmatage soit très intense. Sont fréquentes tant les barrages concrétionnaires et les crêtes stalagmitiques, que les colonnes de grandes dimensions et les crêtes pariétales très épaisses, fait qui concrétise, à chaque pas, la tendance à obturation

par de dépôts de précipitation chimique. Vers la partie terminale, la galerie présente un rétrécissement accentué, conséquence de ce processus, pour finir par une obturation complète.

Le secteur „Zona Intrării”. Il représente le vestige d'un premier niveau de creusement de la grotte et a une longueur de 146 m (109 m la galerie majeure + 37 m diverticules). Morphologiquement, il présente un plancher relativement horizontal, à l'exception de la partie proche de la galerie „Galeria „Laboratoarelor” qui descend en pente vive sur une différence de niveau d'environ 2 m.

Etant situé entre les extrémités de ces deux galeries („Galeria Laboratoarelor” et „Galeria cu Cristale”) et avec l'ouverture sur le versant, les paramètres microclimatiques sont beaucoup plus variables. On remarque une ventilation plus intense, l'influence de l'extérieur étant fortement ressentie. Mais, la transmission en souterrain des modifications de température ou d'humidité de la surface ne se fait pas instantanément, mais avec un certain retard.

L'épaisseur des calcaires au-dessus de cette zone, varie entre 23 et 40 m. Etant l'une des premières zones d'évolution de la grotte „Peștera Cioșani”, „Zona Intrării” se trouve au plus avancé degré de colmatage concrétionnaire, surtout vers le point de jonction avec la galerie „Galeria cu Cristale” où l'espace d'accès est très réduit par, rapport au reste de la cavité.

A cause des agrégats crouteux qui couvrent toute la circonférence de cette zone, la percolation actuelle des solutions est très diminuée, à présent le processus de précipitation chimique étant ainsi seulement sporadique.

La grotte „Peștera Vacilor” (Fig. 4). La cavité est creusée dans la base de l'abrupt du sommet Cornetul Mușetoaia, ayant plusieurs entrées (deux, à

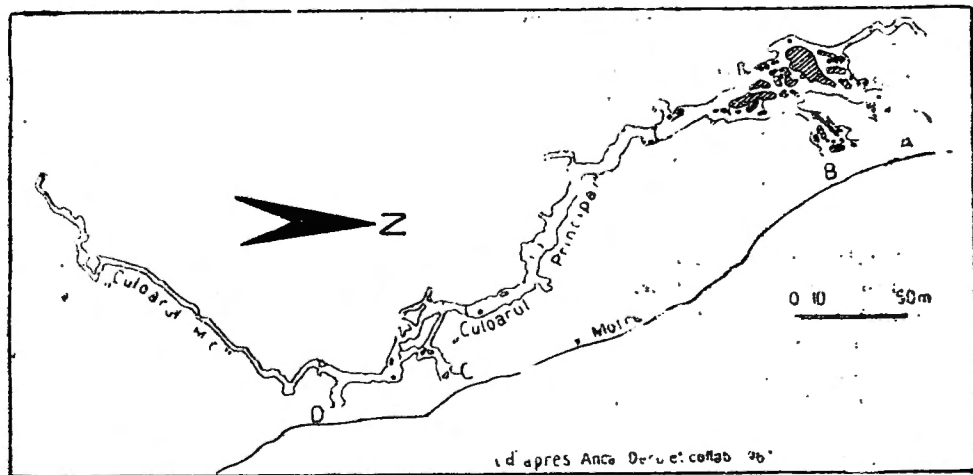


Fig. 4. La grotte „Peștera Vacilor”, A, B, C, D = entrées.

The cave „Peștera Vacilor”. A, B, C, D = entrances.

l'extrémité septentrionale et deux, à l'extrémité méridionale) toutes amplantées à proximité de la rivière de Motru, à une cote hypsométrique de 360 m. De point de vue morphologique, la grotte est constituée d'une galerie principale („Culoarul Principal”), plus ou moins parallèle avec le versant, orientée nord —

sud, et qui vers l'extrémité d'aval change sa direction vers le sud — ouest („Culoarul Mic"), finissant par un puits de profondeur variable (entre 15 et 30 m), en fonction du régime hydrologique et de la quantité de débit solide transporté par l'eau. La longueur de la grotte est de 1174 m.

En rapport à son régime hydrologique, la cavité peut être considérée comme sous-fossile; elle étant périodiquement inondée par les eaux infiltrées de la rivière de Motru et du trop-plein du réseau noyé (impénétrable). Le plancher est légèrement descendant (entre l'amont et l'aval étant une différence de niveau de 10 m) et se couvre par la plupart de dépôts alluvionnaires.

L'existence des ouvertures aux extrémités, détermine l'apparition, dans la galerie principale, d'un courant d'air d'une intensité variable en fonction de saison. Un rôle important, de ce point de vue, présente l'emplacement de cette grotte très près du niveau de l'eau de la rivière Motru, fait qui détermine une influence majeure sur la dynamique atmosphérique du milieu souterrain, influence provoquée par la circulation de l'air sur le trajet du couloir de vallée.

Un élément important pour la détermination des valeurs d'humidité et de température, est constituée par les eaux qui proviennent de la condensation endokarstique et des infiltrations, la variation des valeurs étant beaucoup plus marquée que dans les grottes antérieures (Tableau 3).

L'épaisseur des calcaires au-dessus de la grotte a une valeur moyenne de 22 m, mais elle grandit jusqu'à 36 m vers l'extrémité d'aval.

Tableau 3

Variation de la température et de l'humidité relative dans la grotte „Peștera Văclor".
(valeurs moyennes annuelles)

Station	Température °C (moyenne annuelle)	Humidité relative % (moyenne annuelle)	Caractérisation micro- climatique générale de la cavité.
Exterieur	10,1	82	Circulation unidirectionnelle (ouverte aux l'extrémités).
630 m	10,5	98	

La situation de la grotte tout près du versant, a comme conséquence une grande densité des fissures compatibles avec la percolation, les eaux infiltrées étant en général saturées; et pourtant, le processus de colmatage concrétionnaire n'est présent qu'au niveau de la voute, sur le plancher il n'ayant qu'une valeur d'exception. Les choses s'expliquent du fait que la grotte est périodiquement inondée. En conséquence, un déroulement du processus de précipitation de CaCO_3 au niveau du plancher, a été pratiquement irréalisable. Sont connus seulement quelques cas particuliers de stalagmites arénacées auxquelles la matrice est calcitique. D'ailleurs, les dimensions réduites et la présence isolée des concrétions au niveau de la voute, dénotent le début de ce processus de colmatage chimique.

Conclusions générales. La séparation hypsométrique de ces trois grottes, disposées sur la verticale dans les calcaires du sommet Cornetul Mușetoaia (entre la cime morphologique et le niveau de base de la karstification actuelle — la rivière de Motru) (Fig. 5), offre une image d'ensemble sur la manière et la dynamique de déroulement du processus de colmatage concrét-

tionnaire de cette zone, à parti des quelles nous pouvons tirer les suivantes conclusions:

— Le secteur avec le plus intense processus de concrétionnement est situé dans la zone centrale du massif, là où l'épaisseur des calcaires au-dessus des cavités atteint les plus grandes valeurs. De ce point de vue la galerie „Galeria cu Cristale” de la grotte „Peștera Cloșani” est significative.

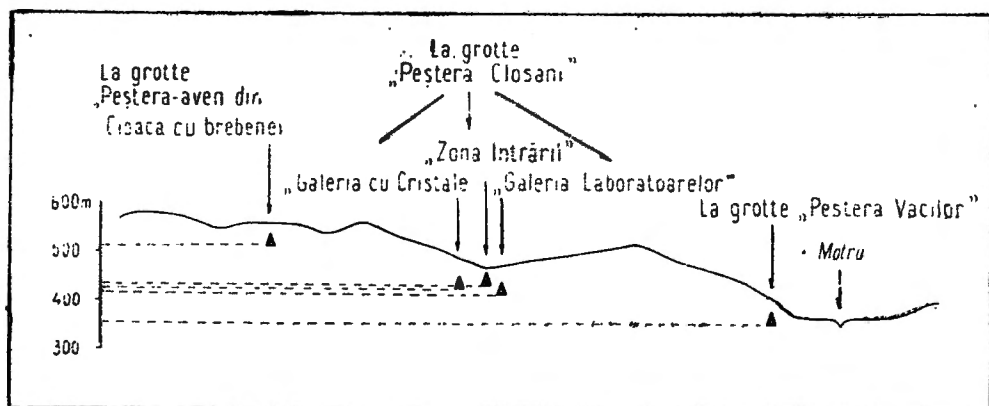


Fig. 5. La position hypsométrique des grottes dans le massif Cornetul Mușetoaia.

— The hypsometric position of the caves into the Cornetul Mușetoaia massif.

— Pour les cavités situées sur l'échelle hypsométriques la plus élevée par rapport au niveau de base de la karstification, la dynamique du processus de colmatage est plus accentuée sur le plancher qu'au niveau de la voute, tandis que pour les cavités situées sur une échelle hypsométrique à proximité du niveau de base, le processus est inverse, on y constate un déclenchement du concrétionnement seulement sur la voute, alors que sur le plancher il est pratiquement absent. (Voir la grotte „Peștera-aven din Cioaca cu Brebenei” et respectivement la grotte „Peștera Vacilor”).

— La position hypsométrique, conditionnant localement et partiellement la morphologie des cavités, affecte directement aussi les particularités microclimatiques de celles-ci, particularités qui, comme il est connu, contrôlent implicitement la dynamique de déroulement des réactions de précipitation du CaCO_3 . Ce fait résulte clairement de la comparaison des valeurs microclimatiques enregistrées dans ces trois cavités, avec leur degré de colmatage concrétionnaire. En plus, on observe un accroissement de la dynamique dans la première moitié de l'année, plus riche en précipitations atmosphériques et donc, avec un apport d'eaux de percolation plus intense.

— Enfin, l'existence sur la surface des calcaires d'une couche d'argile rouge qui tend à obturer le réseau de fissures, réduisant ainsi le temps d'infiltration de l'eau et par conséquent favorisant le processus chimiques de saturation en CaCO_3 , influence positivement l'évolution du processus de colmatage concrétionnaire des cavités.

BIBLIOGRAPHIE

- DECOU ANCA, DECOU V., BLEAHU M. (1967), *Grottes d'Olténie explorées de 1959 à 1962* (dans „Recherches sur les grottes du Banat et d'Olténie). Ed. CNRS, p. 342—344, Paris.
- DECOU V., HERDLICKA W. (1978), *Recherches écologiques dans les grottes des Monts Mehedinți (Carpates Méridionales)*. Trav. Inst. Spéol. „Emile Racovitza”, t. XVII, p. 95—116, Bucarest.
- DIACONU G. (1978), „*Peștera Cloșani*”. Genèse et évolution. Trav. Inst. Spéol. „Emile Racovitza”, t. XVII, p. 185—191, Bucarest.
- DIACONU G. (1980), „*Peștera Cloșani*”. Observation sur le chimisme actuel des eaux d'infiltration. Son rapport avec les valeurs thermiques locales de la cavité endokarstique. Trav. Inst. Spéol. „Emile Racovitza”, t. XIX, p. 219—225, Bucarest.

RECHERCHES CLIMATOLOGIQUES DANS LA PEȘTERA VÎNTULUI (MONTS PĂDUREA CRAIULUI, ROUMANIE)

Bogdan P. ONAC * et Gheorghe RACOVÎȚĂ *

On présente les principales caractéristiques topoclimatiques de la cavité, en partant de mesure et observations effectuées durant deux cycles annuels (1988—1990). Les résultats qui y ont été obtenus servent de base dans l'analyse de quelques phénomènes physiques se déroulant dans l'atmosphère souterraine.

Mots clés: climatologie, Pădurea Craiului, Roumanie.

CLIMATOLOGICAL INVESTIGATIONS IN WIND CAVE (PĂDUREA CRAIULUI MOUNTAINS, ROMANIA)

The paper presents the principal topoclimatic characteristics of the cave, starting from the measurements and the observations that have been accomplished two annual cycles (1988 — 1990). The obtained results from the base for analysing some physical phenomena, which are displayed in the underground atmosphere.

Key words: climatology, Pădurea Craiului, Romania.

DONNÉES GÉNÉRALES SUR LA CAVITÉ

La *Peștera Vîntului* (Grotte du Vent) s'ouvre sur le versant gauche de la Vallée de *Crișul Repede*, à 2 km en amont de la localité de *Șuncuiș* (département de *Bihor*); son entrée se trouve à 320 m d'altitude absolue et à 19 m d'altitude relative. Elle est creusée dans des calcaires ladinien et se développe sur quatre niveaux de galeries, dont le plus bas est actif (SZILÁGYI et coll., 1979). La longueur totale actuellement connue du réseau souterrain atteint 43 km, valeur qui place nettement la *Peștera Vîntului* en tête des cavités souterraines du karst roumain. Ce réseau est orienté parallèlement à la Vallée du *Mișid* (affluent du *Crișul Repede*), conformément à la direction que prend le synclinal se trouvant à l'ouest de celle-ci. Quoiqu'elle suive un trajet généralement linéaire, la grotte a une extension de seulement 3000 m, ce qui donne, visiblement par suite de la superposition des quatre niveaux de karstification, un très fort coefficient de ramification (14,33).

* Institutul de Speologie „Emil Racoviță”, Section de Cluj, str. Clinicilor nr. 5, 3400 Cluj Napoca, Roumanie.

La grotte fonctionne comme une exurgence, aucune perte organisée ne pouvant être identifiée jusqu'à présent en tant qu'origine du drainage souterrain. Celui-ci paraît être alimenté à son début par des infiltrations localisées dans le lit de la *Valea Șesii* (affluent de gauche de la Vallée du *Mișid*) (VALENAS et JURKIEWICZ, 1980—81), mais on doit noter qu'un certain nombre de ruisseaux s'ajoutent sur son parcours, en augmentant le débit de l'écoulement. En liaison immédiate avec cette situation hydrologique, aucune ouverture accessible ne fait communiquer le réseau souterrain avec l'extérieur à son extrémité amont; néanmoins, plusieurs cheminées qui apparaissent par endroits laissent supposer l'existence d'autant de voies de liaison avec la surface.

A l'extrémité aval du drainage souterrain, l'eau se perd peu de temps avant sa sortie au jour dans un conduit impénétrable, pour réapparaître ensuite par plusieurs sources, dispersées sur quelques dizaines de mètres et qui s'activent successivement aux grands débits. Dans cette situation, la seule ouverture accessible était initialement un étroit conduit tortillé qui débouche près de la voûte dans la galerie principale, un véritable „trou à vent” auquel est dû le nom que la grotte a reçu lors de sa découverte, en 1957. Quelques années plus tard, un court tunnel artificiel fut percé à travers une agglomération d'éboulis; avec environ 2 m de hauteur pour 1,5 m de largeur, il représente dès lors la voie normale d'accès dans la grotte. Mais des aménagements imposés par la nécessité de protéger la cavité et qui ne sont pas sans effet sur l'aérodynamique souterraine y sont actuellement en cours d'exécution.

MÉTHODE DE TRAVAIL ET APPAREILLAGE

Les recherches climatologiques entreprises dans la *Peștera Vîntului* couvrent l'intervalle avril 1988 — mars 1990, donc deux cycles annuels complets. Les données topoclimatiques ont été obtenues par des mesures effectuées avec une fréquence en principe décadaire, d'une part à l'extérieur, au voisinage immédiat de l'entrée de la grotte, et d'autre part le long de la galerie inférieure, active, à partir de l'ouverture et jusqu'avant le premier siphon se trouvant sur le trajet du cours d'eau souterrain*. En considérant les mesures préliminaires faites au début du premier cycle annuel, dix points de station y ont été établis, placés par rapport à l'ouverture à 0 m (entrée), 7 m, 15 m, 27 m, 60 m, 80 m, 163 m, 246 m, 320 m et 379 m, donc à des distances qui, au moins dans la première partie de la galerie, varient exponentiellement.

Par rapport au développement total du réseau, la longueur de moins de 400 m du secteur de galerie sur lequel ont été échelonnées les stations de mesure peut paraître insuffisant pour fournir une image fidèle sur le contexte topoclimatique de la cavité. Néanmoins, les mesures préliminaires ont montré — et le bilan final a confirmé — que la série de données ainsi obtenue rend compte d'une manière significative des principales conséquences que les

* Ces mesures ont été réalisées avec le bineveillant concours de M. J. Trombitas, ingénieur à l'Entreprise Minière de *Șuncuius*, ainsi que de plusieurs spéléologues qui nous ont aidé occasionnellement. Nous adressons à tous nos vifs remerciements.

échanges aérodynamiques avec l'extérieur ont sur l'état thermohygro-métrique de l'atmosphère souterraine, ainsi que des traits majeurs qui, au point de vue topoclimatique, peuvent être tenus comme caractéristique pour cette grotte.

Les paramètres pris en considération ont été la température de l'air, l'humidité relative et l'évapocondensation, cette dernière étant déterminée par mesure directe uniquement à la station V (à 60 m de l'entrée), choisie pour des raisons liées à la morphologie de la galerie. On a utilisé un psychromètre à aspiration forcée type Assmann (précision $\pm 0,1^\circ\text{C}$ pour la température et $\pm 1\%$ pour l'humidité relative), un évaporomètre type Piche et un condensomètre ayant comme élément actif une plaque métallique triangulaire de 10 dm^2 de superficie (dans les deux cas, le volume d'eau a été mesuré au dixième de millilitre). Les mesures psychrométriques ont été effectuées à 30 cm du plancher; toujours au voisinage du plancher ont été faites celles concernant l'évaporation, tandis que le condensomètre a été suspendu près de la voûte.

En dehors du calcul des moyennes thermohygro-métriques, saisonnières et annuelles pour chaque station ANDRIEUX, 1971), le bilan climatique s'est basé essentiellement sur le modelage par des courbes fonctionnelles de la distribution spatiale de ces valeurs.

Afin de surprendre en plus fins détails la propagation dans la grotte des variations thermohygro-métriques externes, le programme d'études a été complété par des mesures psychrométriques répétées toutes les deux heures durant un cycle journalier, ces mesures étant faites d'abord en saison hivernale, le 18-19 février 1989, et ensuite au début de la saison estivale, le 31 mars - 1 avril 1989.

RÉGIME DE VENTILATION DE LA GROTTÉ

Dès sa découverte, la *Peștera Vîntului* s'est fait remarquée par sa ventilation de type unidirectionnel, bien évidente par suite de la vitesse très considérable avec laquelle l'air circule au niveau de l'ouverture (en pleine saison, cette vitesse est supérieure à 5 m/s). Conformément à la topographie générale du réseau souterrain, l'entrée fonctionne en tant qu'ouverture inférieure du système, de sorte que la thermocirculation y est ascendante en régime d'hiver et descendante en été. Notons que le courant d'air qui pénètre dans la grotte durant la saison froide détermine l'apparition — généralement sur les premiers 100 m de la galerie inférieure — de formations stalagmitiques de glace fort semblables aux „stalagmites thermoindicatrices” que VIEHMANN et RACOVITĂ (1968) ont décrites de la grotte *Ghețarul de la Scărișoara*. Il s'agit de stalagmites dont la morphologie et la structure reflètent fidèlement les conditions d'hétérothermie dans lesquelles elles se développent.

La durée des deux phases principales de la thermocirculation étant dépendante de la météorologie externe, leur séparation a été faite en prenant en considération — en dehors de l'observation directe qui reste de toute manière ponctuelle — les moments où la température externe dépasse dans un sens ou l'autre la valeur d'équilibre de la température souterraine (qui est de

9,5°C) (Fig. 1), ainsi que les valeurs thermiques enregistrées aux stations faisant suite à l'entrée. Pour les deux cycles annuels de mesures, ces moments d'inversion du rapport thermique et du sens de la ventilation ont été enregistrés en mars 1988 et 1989, respectivement en octobre 1988 et en novembre 1989. Le début du premier cycle annuel (c'est-à-dire le mois d'avril

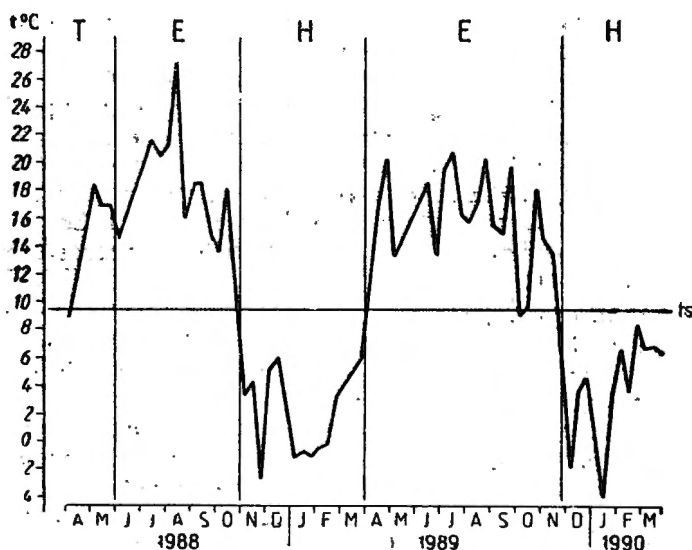


Fig. 1 — Variation de la température de l'air à l'extérieur. T = période de transition; E = période d'été; H = période d'hiver; ts = température souterraine d'équilibre (9,5°C).

Variation of the outside atmospheric temperature, T — transition period; E = summer period; H = winter period; ts = underground equilibrium temperature (9,5°C).

et la plupart du mois de mai 1988) apparaît comme une phase de transition, avec des inversions journalières plus ou moins régulières du rapport thermométrique qui peuvent être reconnues dans les valeurs encore non stabilisées que la température souterraine prend dans les premiers points de station (Tab. 1, Fig. 2).

TEMPÉRATURE DE L'AIR

La thermodynamique de la *Peștera Vintului* présente plusieurs aspects caractéristiques, tous déterminés d'une manière immédiate par la ventilation unidirectionnelle propre à cette cavité.

L'élément le plus frappant consiste dans la nette différence qui se manifeste entre les deux saisons en ce qui concerne les variations de température (Tab. 1, Fig. 2). Au cours de l'hiver, par suite de la ventilation ascendante, le secteur de galerie que couvre l'ensemble des points de mesure est affecté directement par les perturbations externes et les courbes thermométriques tracées pour les différentes stations montrent non seulement de très fortes

Tableau 1

Valeurs décadales de la température de l'air

Date	Ext.	Stations									
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
02.04.88	8,8	6,3	7,1	6,1	6,5	6,8	7,2	8,0	8,3	8,9	9,3
02.05	18,3	7,7	8,1	8,2	8,4	8,7	8,7	8,9	9,3	9,4	9,2
12.05	17,0	8,3	8,6	8,5	8,6	9,0	9,0	10,1	9,5	9,4	9,2
19.05	17,0	8,8	10,0	9,0	9,0	9,2	9,2	9,3	9,6	9,6	9,6
02.06	14,6	9,1	8,9	10,0	10,1	9,2	9,4	9,2	9,5	9,4	9,4
12.07	21,7	9,2	9,3	9,3	9,4	9,5	9,6	9,5	9,9	9,8	9,8
22.07	20,4	10,2	9,2	9,2	9,2	9,5	9,9	9,6	9,7	9,7	9,6
02.08	21,2	9,1	9,3	9,5	9,7	9,8	9,6	9,5	9,7	9,8	9,8
12.08	27,2	10,0	9,4	9,5	9,5	9,6	9,6	9,8	9,8	9,7	9,7
22.08	16,2	9,9	9,4	9,5	9,6	9,6	9,8	9,6	9,8	9,8	9,6
02.09	20,0	9,8	9,5	9,5	9,5	9,7	9,6	9,6	9,8	9,8	10,1
12.09	20,1	10,2	9,4	9,5	9,5	9,6	9,6	9,7	9,8	9,8	9,8
22.09	14,8	9,8	9,5	9,5	9,5	9,7	9,7	9,6	9,8	9,8	9,8
02.10	13,7	9,7	9,5	9,5	9,5	9,6	9,6	9,7	9,8	9,8	9,7
12.10	18,2	9,8	9,5	9,5	9,6	9,7	9,7	9,7	9,8	9,8	9,6
21.10	13,2	9,1	9,3	9,4	9,4	9,6	9,8	9,8	9,9	9,8	10,0
02.11	3,4	2,0	1,9	3,8	5,6	6,9	7,2	8,2	8,6	9,6	9,2
14.11	4,2	2,6	1,9	2,7	4,0	5,4	6,3	7,9	8,6	10,0	9,4
22.11	-2,8	-2,8	-1,5	0,8	3,2	4,7	5,9	7,5	8,5	9,8	9,4
02.12	5,2	5,2	-1,3	3,4	4,1	5,5	6,5	7,9	8,6	9,7	9,5
12.12	6,1	6,1	2,7	4,1	5,2	6,3	7,4	8,6	9,2	9,6	9,5
22.12	3,2	3,2	-1,0	2,4	3,2	4,8	5,6	7,0	7,9	8,6	8,5
02.01.89	-1,1	-1,8	-0,8	1,6	3,4	4,9	6,1	7,4	8,4	9,7	9,2
12.01	-0,7	-0,7	-2,1	1,7	2,7	4,4	5,6	7,3	8,3	9,3	9,1
22.01	-0,9	-1,7	-1,1	0,8	2,7	4,1	6,2	7,3	8,5	9,6	9,1
02.02	-0,5	-1,2	-0,9	1,4	3,7	4,9	6,1	7,5	8,6	9,4	9,0
12.02	-0,2	-0,3	-1,2	-0,8	1,7	3,4	5,7	7,4	8,3	9,3	9,1
22.02	3,4	2,0	1,8	3,5	3,9	4,9	5,7	7,2	8,4	9,6	9,3
12.03	5,1	4,8	3,3	4,3	4,9	6,1	6,8	8,1	8,7	9,5	9,3
22.03	6,1	6,3	6,6	6,7	7,0	7,7	8,1	8,8	9,1	9,7	9,4
02.04	12,6	8,3	8,2	8,6	8,8	8,9	9,1	9,2	9,4	9,6	9,5
12.04	17,0	8,8	8,7	8,8	8,8	9,2	9,2	9,4	9,6	9,8	9,8
22.04	20,6	9,4	8,9	8,7	8,8	9,0	9,2	9,4	9,5	9,8	9,7
02.05	13,2	9,0	8,9	8,8	8,8	9,0	9,2	9,5	9,6	9,7	9,8
10.06	17,2	9,6	9,3	9,3	9,4	9,6	9,6	9,4	9,8	9,7	9,7
22.06	13,5	9,2	8,9	9,4	10,0	9,8	9,7	9,5	9,6	9,4	9,4
02.07	19,6	9,4	9,4	9,6	9,6	9,6	9,7	9,8	9,8	9,9	10,0
12.07	20,8	10,1	9,3	9,3	9,5	9,5	9,6	9,8	9,9	9,8	9,8
22.07	16,4	9,8	9,3	9,5	9,5	9,6	9,7	9,6	9,8	9,8	9,6
02.08	14,3	9,8	9,6	9,5	9,5	9,7	9,7	9,6	9,8	9,8	9,8
12.08	17,2	9,9	9,5	9,6	9,7	9,7	9,8	9,7	9,7	9,8	9,8
22.08	20,2	10,5	9,6	9,6	10,0	9,8	10,0	9,8	9,8	9,8	9,8
02.09	15,7	9,4	9,5	9,5	9,5	9,6	9,6	9,6	9,7	9,7	9,9
12.09	15,0	9,4	9,5	9,5	9,5	9,6	9,6	9,6	9,7	9,7	9,8
22.09	19,7	9,5	9,5	9,5	9,6	9,6	9,6	9,6	9,7	9,8	9,7
02.10	9,2	8,5	9,0	9,2	9,4	9,4	9,6	9,7	9,8	9,8	10,2
12.10	9,7	9,4	9,3	9,3	9,6	9,6	9,7	9,7	10,0	10,0	10,2
22.10	18,0	9,4	9,6	9,6	9,6	9,8	9,8	9,8	10,0	10,0	10,0
02.11	14,6	9,6	9,6	9,6	9,6	9,8	9,8	9,8	10,0	10,0	10,0
13.11	13,6	9,1	9,3	9,4	9,4	9,5	9,7	9,8	9,9	9,9	10,0
03.12	-1,8	-1,6	-2,9	-1,3	1,9	3,9	5,2	7,2	8,4	9,5	9,3
13.12	3,6	2,8	0,9	1,6	2,6	4,3	5,4	7,2	8,2	9,3	9,2
24.12	4,6	4,1	3,2	5,0	5,8	7,1	7,8	8,6	9,2	9,8	9,6

Tableau 1 (suite)

Date	Stations										
	Ext.	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
12.01.90	-3,8	-4,0	-4,4	-2,0	0,6	2,6	4,0	6,4	7,7	9,0	8,9
22.01	2,8	2,7	1,1	2,0	3,7	4,9	6,3	7,7	8,4	9,6	9,7
02.02	6,9	6,8	4,6	4,8	5,5	6,6	7,4	8,4	9,0	9,6	9,5
12.02	3,7	2,4	1,7	3,4	3,9	4,8	5,6	7,1	8,4	9,3	9,4
22.02	8,3	6,4	6,9	7,5	7,9	8,3	8,6	9,0	9,5	9,5	9,7
02.03	6,7	6,6	4,5	4,8	5,4	6,5	7,5	8,5	9,1	9,6	9,5
12.03	6,8	6,6	3,8	5,5	6,0	7,1	7,9	8,8	9,1	9,6	9,6
22.03	6,3	6,2	6,4	6,5	7,2	7,9	8,3	8,9	9,5	9,7	9,6
M. hiver.	2,9	2,5	1,5	2,9	4,2	5,5	6,5	7,8	8,6	9,5	9,3
M. trans.	15,2	7,8	8,5	8,0	8,1	8,4	8,5	9,1	9,2	9,3	9,3
M. estiv.	16,9	9,5	9,3	9,4	9,5	9,5	9,6	9,6	9,8	9,8	9,8
M. ann.	11,0	6,5	6,0	6,7	7,2	7,8	8,3	8,8	9,3	9,6	9,5
A. hiver.	9,7	10,8	11,3	9,5	7,3	5,7	4,6	2,6	1,8	1,4	1,7
A. trans.	9,5	2,5	2,9	2,9	2,5	2,4	2,0	2,1	1,3	0,7	0,4
A. estiv.	18,0	2,2	1,4	1,4	1,3	0,9	0,9	0,6	0,6	0,6	0,8
A. ann.	31,0	14,5	14,4	12,0	9,5	7,2	6,0	3,7	2,3	1,4	1,7

oscillations, mais aussi un remarquable synchronisme. Notons que — compte tenu de la tendance naturelle d'amortissement des variations — ce parallélisme se conserve jusqu'à la dernière station où, malgré la distance, l'amplitude hivernale moyenne reste encore assez élevée (de 1,8°C). Il s'ensuit que le secteur en question correspond entièrement à un méroclimat de perturbation, l'état de stabilité thermique n'étant atteint que dans le premier niveau de galeries fossiles.

En période d'été, la ventilation descendante transporte, par contre, des masses d'air thermiquement équilibrées et on n'enregistre plus que de variations tout à fait aléatoires et de très faible avergure. Il apparaît, par conséquent, que la première partie de la galerie inférieure (considérée, évidemment, dans le sens d'accès dans la grotte et non pas dans celui hydrographique) devient le siège d'un méroclimat de stabilité, mais que ce méroclimat ne s'installe que saisonnièrement. Cette situation est identique à celle constatée dans la *Peștera cu Apă din Valea Lesului* (RACOVIȚĂ et COCEAN, 1977), qui fait elle aussi partie des grottes à ventilation unidirectionnelle, et doit être tenue d'ailleurs comme normale pour toutes les cavités appartenant à ce type topoclimatique.

Ces fortes différences saisonnières qui apparaissent dans le régime thermique de l'atmosphère souterraine se reflètent dans la configuration que prennent les gradients de température.

En période hivernale, les moyennes thermiques se distribuent en fonction de la distance rapportée à l'entrée de la grotte selon une fonction logarithmique croissante (Fig. 3, a), dont l'équation établie par calcul est

$$t = 4,67 \cdot \log 0,29 d \quad (1)$$

Le fait que c'est un tel modèle logarithmique qui s'adapte aux valeurs réelles avec le meilleur degré de signification statistique est en quelque sorte surprenant. En effet, dans les conditions de la ventilation unidirection-

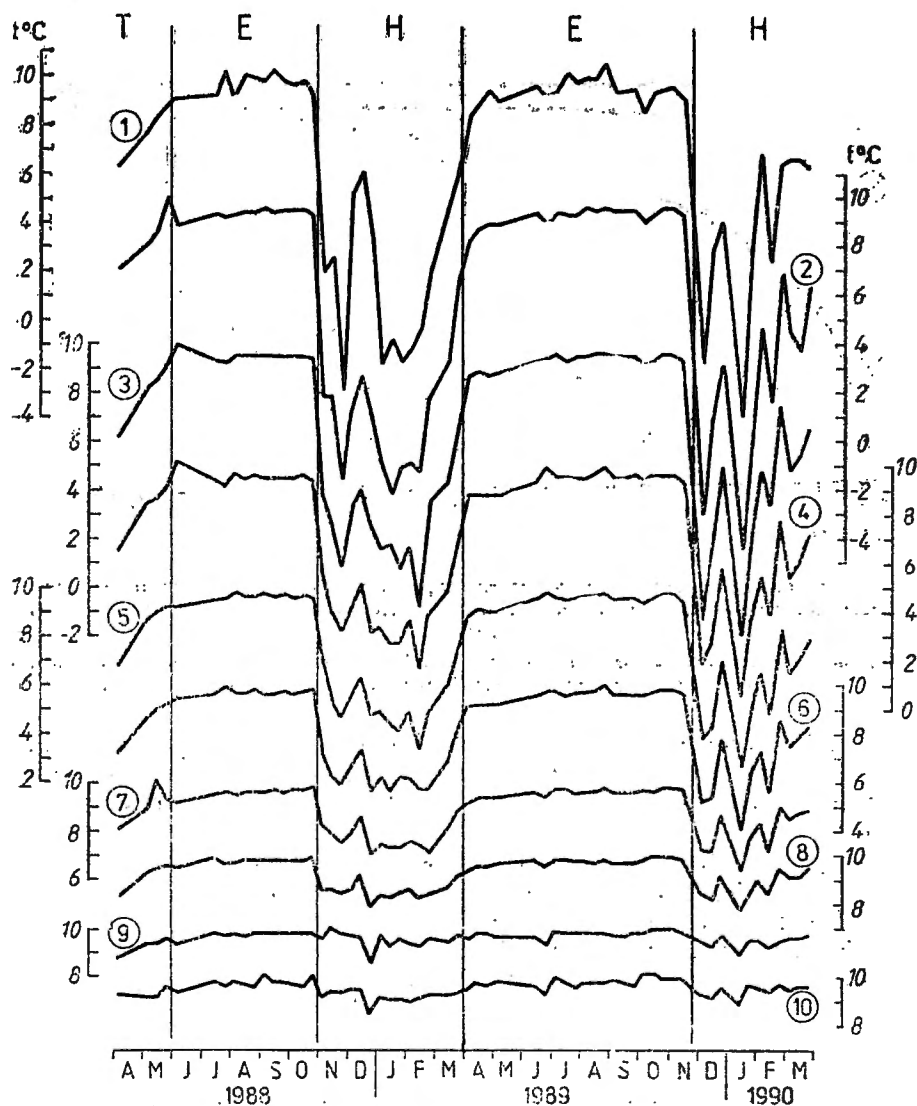


Fig. 2 — Variation de la température souterraine aux stations I—X

Temperature variation recorded underground at sites I—X.

nelle de la *Peștera Vintului*, on devrait s'attendre plutôt à ce que le gradient thermique constitué dans le sens du courant ascendant soit de type exponentiel, conformément au modèle imposé par les lois physiques de transfert d'énergie calorifique (ANDRIEUX, 1971). Cette non concordance doit être

due en premier lieu au fait que le domaine de variation de la fonction logarithmique est strictement limité à un méroclimat de perturbation. Par conséquent — et en tenant également compte qu'une telle fonction n'est que l'in-

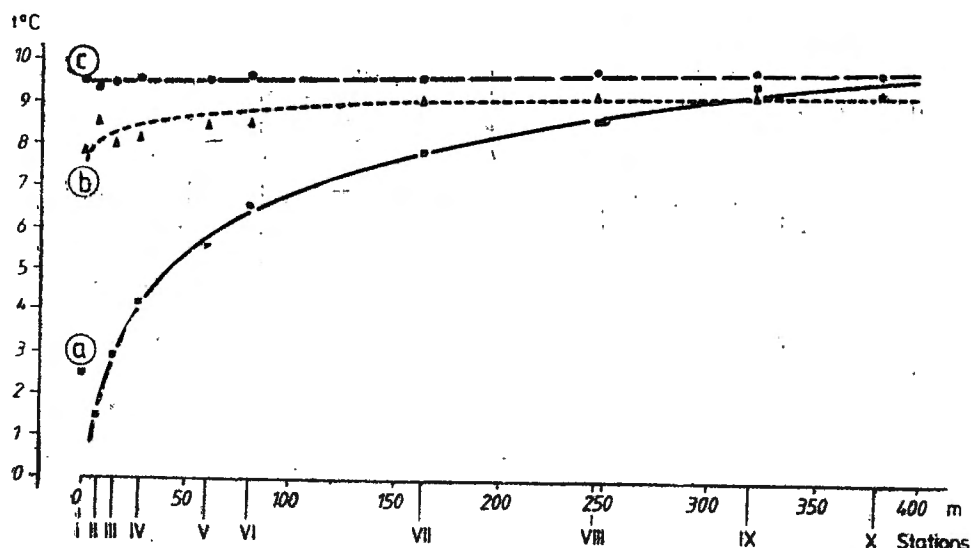


Fig. 3 — Distribution en fonction de la distance rapportée à l'entrée de la grotte des moyennes thermiques saisonnières. a = en régime d'hiver; b = en régime de transition; c = en régime d'été.

Distribution of the seasonal thermal averages as a function of their distance from the cave entrance. a = winter regime; b = transitional regime; c = summer regime.

verse de celle exponentielle —, on peut aisément supposer que l'adaptation d'un modèle exponentiel serait statistiquement possible pour un secteur plus étendu de la cavité, comprenant aussi une partie, même faible, du méroclimat de stabilité.

En période de transition, le gradient thermique conserve son allure logarithmique (Fig. 3, b), quoique les températures réelles sont maintenant non seulement plus grandes, mais aussi bien plus homogènes. Ces deux traits distinctifs sont quantifiés par les valeurs que prennent les coefficients numériques de l'équation correspondante, qui est

$$t = 0,72 \cdot \log 1,72 \cdot 10^{10} d \quad (2)$$

Il s'agit donc d'un gradient beaucoup moins prononcé que celui hivernal, ce qui est parfaitement normal puisque les perturbations externes sont elles aussi moins importantes durant cet intervalle, au cours duquel on n'a pas enregistré à l'extérieur des températures diurnes inférieures 8°C (Tab. 1).

En période estivale, la forte stabilité thermique se traduit par un changement qualitatif dans la distribution des températures moyennes, le gradient thermique étant dans ce cas linéaire (Fig. 3, c), conformément à l'équation

$$t = 0,0011 d + 9,42 \quad (3)$$

qui met en évidence une très légère augmentation de la température le long de la galerie inférieure.

En ce qui concerne la distribution spatiale des moyennes annuelles de la température de l'air, celle-ci reprend la configuration logarithmique (Fig. 4), ayant pour modèle théorique l'équation :

$$t = 2,10 \cdot \log 100,02 d \quad (4)$$

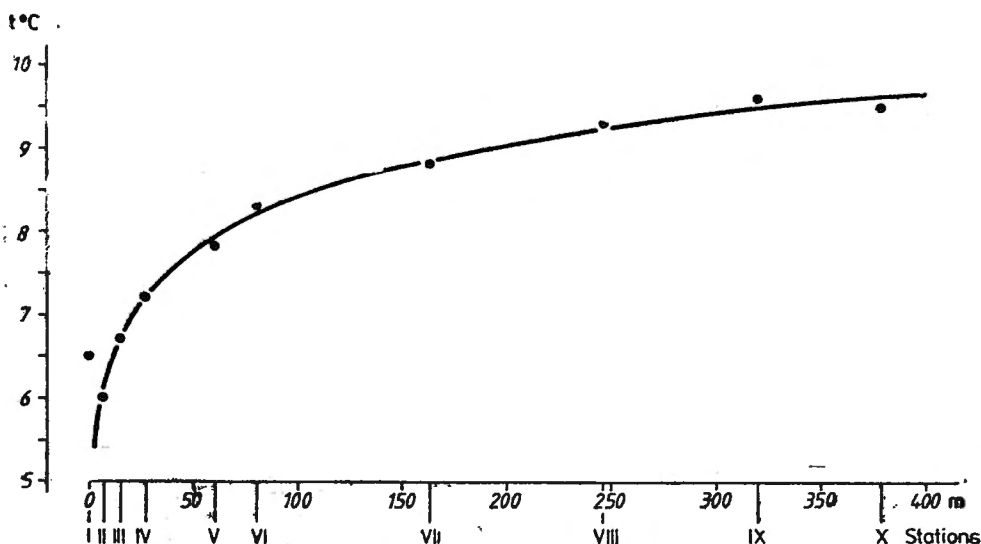


Fig. 4 — Distribution spatiale des moyennes thermiques annuelles.

Space distribution of the thermal yearly averages.

Le fait que le gradient annuel n'est pas représenté par une fonction différente de celles qui définissent les deux gradients saisonniers, mais il est identique en ce qui concerne le type de courbe théorique à celui hivernal, montre combien important est le poids que les perturbations associées à la ventilation ascendante ont dans l'établissement du contexte topoclimatique souterrain.

Dans le même ordre d'idées, on doit remarquer également le sens croissant de ce gradient, auquel s'ajoute le fait que les températures moyennes enregistrées dans toutes les stations souterraines sont inférieures à la température moyenne externe. En effet, pour les deux cycles annuels de mesures, celle-ci a été de $11,0^{\circ}\text{C}$ (Tab. 1), valeur qui, conformément à ce qu'on obtient en extrapolant l'application de l'équation (4), ne devrait être atteinte qu'à 1730 m de l'entrée. Ce résultat, qui est physiquement acceptable, ne peut être néanmoins que difficilement vérifié, car la morphologie de la cavité impose l'intervention de la différence de niveau lors de l'augmentation de la distance et la hausse implicite de la température. Aussi, des mesures de contrôle ont indiqué $10,8^{\circ}\text{C}$ dans la galerie du premier étage, à 800 m de l'entrée (dans la *Sala Metalui*), mais $11,2^{\circ}\text{C}$ au second étage, dans un secteur de galerie qui se rapproche visiblement de la surface (*Sala Minunilor*). Notons aussi que les deux hivers compris dans les cycles de mesures ont été anormalement

chauds; de sorte que la moyenne annuelle externe que nous avons calculée doit être supérieure à la valeur normale pour le macroclimat local. Quoiqu'il en soit, on est amené à conclure que la ventilation unidirectionnelle a comme effet une tendance d'accumulation de l'air froid dans la partie inférieure

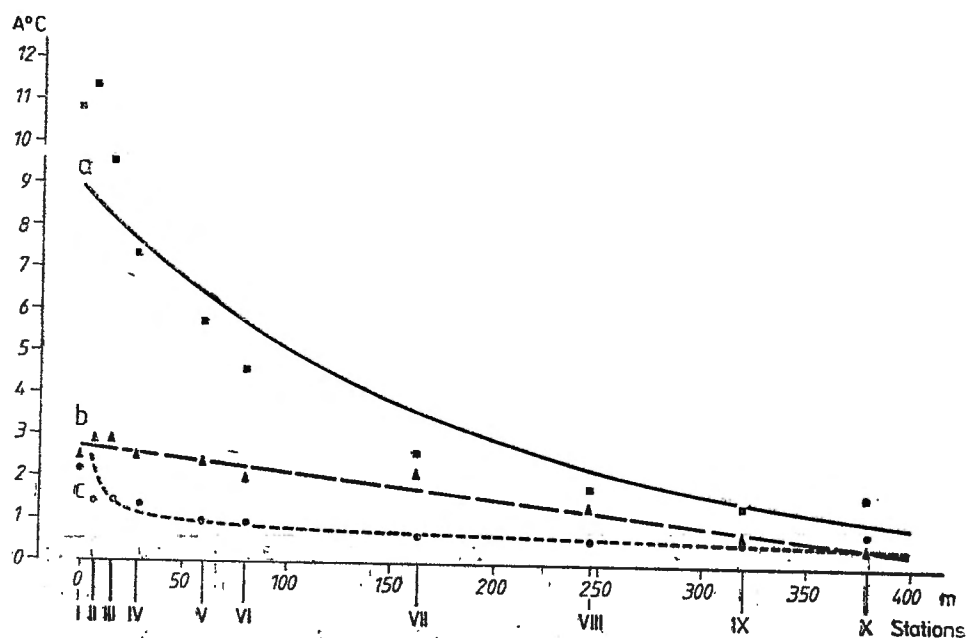


Fig. 5 — Amortissement des variations thermométriques en régime d'hiver (a), de transition (b) et d'été (c).

Spatial dampening of the thermometric variations in winter regime (a), transitional regime (b) and summer regime (c).

du réseau karstique, qui n'arrive pas à être contrebalancée par l'échauffement dû au transport estival des masses d'air se trouvant en équilibre thermique.

Des différences analogues à celles relevées par les gradients de température apparaissent en ce qui concerne la distribution des amplitudes thermiques saisonnières et annuelles, ou, en d'autres termes, la manière dont se réalise l'amortissement des variations thermiques à l'intérieur de la cavité.

En régime hivernal, les amplitudes thermiques enregistrées le long de la galerie inférieure décroissent selon une courbe exponentielle (Fig. 5, a), dont l'équation numérique est

$$A = 8,89 \cdot 1,0055^{-d} \quad (5)$$

l'amortissement des variations thermométriques étant donc conforme au modèle physique déduit des mécanismes de transfert d'énergie (CHOPPY, 1984).

En régime de transition, par suite du fait que la température externe est généralement beaucoup plus proche de la valeur d'équilibre de la température souterraine (Tab. 1), les variations de cette dernière sont à leur tour sensiblement plus faibles et les amplitudes décroissent maintenant selon la fonction linéaire (Fig. 5, b) :

$$A = -0,0061 d + 2,76 \quad (6)$$

En régime estival, l'homogénéité thermique qui s'installe consécutivement à la ventilation descendante mène à un nouvel changement du modèle s'adaptant à la distribution des amplitudes, qui correspond cette fois-ci à une courbe logarithmique (Fig. 5, c), donnée par l'équation :

$$A = -0,51 \cdot \log 0,00020 d \quad (7)$$

Normalement, la haute stabilité qu'imprime la ventilation véhiculant de l'air thermiquement équilibré avec la roche encaissante devrait imposer une distribution linéaire des amplitudes estivales. Les valeurs réelles montrent qu'une telle distribution n'est perturbée que par la grandeur des amplitudes enregistrées aux stations I — IV, donc sur les premiers 30 m de la galerie. A la station I, c'est-à-dire à l'entrée même de la grotte, des influences externes restent toujours possibles même en saison chaude et l'amplitude thermique de 2,2°C n'est point surprenante. Pour les trois autres stations, la légère augmentation des amplitudes qui empêche l'adaptation d'un modèle linéaire est visiblement due aux températures plus basses enregistrées au début des périodes estivales et qui représentent un effet retardé de l'accumulation hivernale d'air froid dont il a été ci-dessus question.

En ce qui concerne la distribution des amplitudes annuelles, celle-ci remet en discussion les aspects que nous avons relevés au sujet des gradients de température. En effet, ces amplitudes s'ordonnent elles aussi semblablement aux valeurs hivernales, donc selon une courbe exponentielle (Fig. 6) ayant pour équation numérique :

$$A = 11,93 \cdot 1,0061^{-d} \quad (8)$$

Cette équation est très proche de celle que RACOVITĂ et COCEAN (1977) ont calculée pour la Grotte de Valea Leșului et qui a la forme :

$$A = 15,28 \cdot 1,007^{-d} \quad (9)$$

Il faut cependant noter qu'une comparaison directe des deux fonctions n'est pas tout à fait justifiée, car il s'agit de mesures faites dans des interval-

les de temps et dans des macroclimats externes différents. Mais ce que nous pouvons retenir est le fait que l'amortissement des variations thermométriques s'avère être plus lent dans la *Peștera Vintului*, où le débit de la thermocirculation hivernale doit être plus importants.

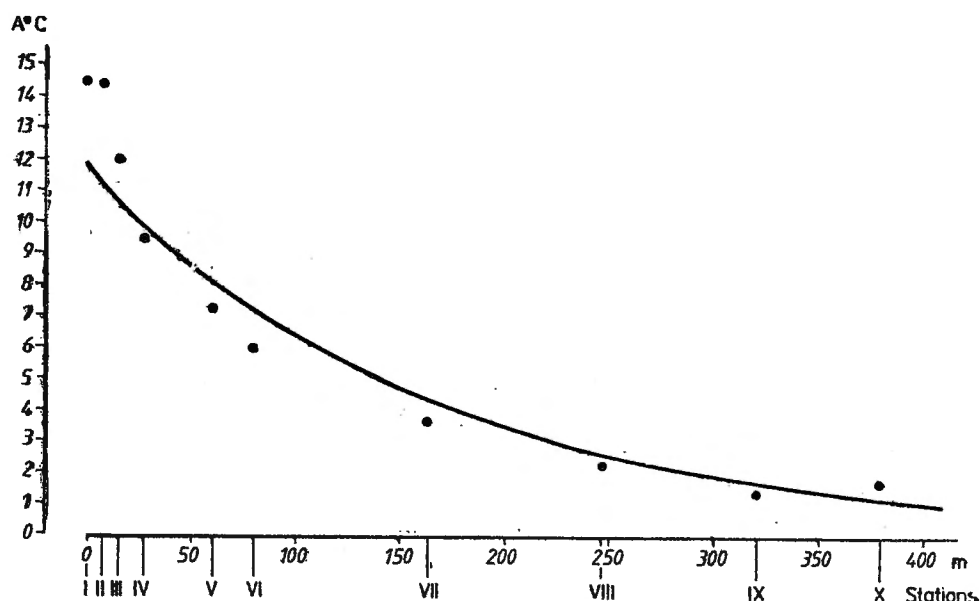


Fig. 6 — Distribution spatiale des amplitudes thermiques annuelles.
Space distribution of the yearly thermal amplitudes.

HUMIDITÉ RELATIVE

A l'encontre de la température de l'air, les variations de l'humidité relative enregistrées le long de la galerie inférieure sont totalement indépendantes de celles de l'extérieur (Tab. 2, Fig. 7), principalement par suite du fait que ces dernières sont dépourvues de toute périodicité saisonnière. Toutefois, les échanges aérodynamiques ne restent évidemment pas sans conséquences sur l'état hygrique de l'atmosphère souterraine, en déterminant des perturbations plus ou moins importantes en période d'hiver, mais toujours plus grandes que les fluctuations occasionnelles qui se manifestent durant l'été.

Dans cette circonstance, la distribution spatiale des moyennes hygro-métriques — qu'elles soient saisonnières ou annuelles — ne se prête plus à un modelage mathématique. Dans tous les cas, l'humidité relative augmente très rapidement à partir de l'entrée, de sorte qu'elle arrive à dépasser en

Tableau 2

Valeurs décadales de l'humidité relative

Date	Stations										
	Ext.	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
02.04.88	57	82	68	90	92	92	96	97	99	99	99
02.05	42	100	99	100	99	100	100	99	100	99	100
12.05	57	99	99	100	100	100	100	100	100	100	100
19.05	90	100	100	100	100	100	100	100	100	99	99
02.06	82	99	100	99	100	98	100	99	100	100	99
12.07	53	100	99	100	100	99	99	99	99	99	99
22.07	79	98	99	100	100	99	99	99	100	99	99
02.08	73	99	99	100	99	99	99	99	99	100	99
12.08	46	95	100	100	100	100	100	100	100	100	99
22.08	79	96	100	100	100	100	100	100	100	99	99
02.09	62	100	100	100	100	100	100	100	100	100	96
12.09	70	100	100	100	100	100	100	99	100	100	99
22.09	88	98	100	100	100	100	100	100	100	100	99
02.10	74	99	100	100	100	100	100	100	100	100	100
12.10	70	100	100	100	100	100	100	100	100	110	100
21.10	57	98	100	100	100	100	100	100	100	100	98
02.11	52	87	98	97	97	99	97	99	95	96	97
14.11	79	87	97	98	97	97	95	96	97	95	99
22.11	92	92	88	98	97	97	96	95	96	94	98
02.12	69	69	90	100	97	97	96	97	97	98	98
12.12	66	68	92	97	97	97	96	99	99	98	98
22.12	81	72	90	90	97	97	97	97	97	09	99
02.01.89	61	77	94	98	97	97	96	96	96	95	99
12.01	98	76	90	97	97	97	94	96	96	96	98
22.01	93	82	87	90	97	95	97	97	95	96	98
02.02	93	94	94	95	97	96	97	99	97	98	98
12.02	95	98	90	96	97	95	97	97	99	97	98
22.02	71	85	85	97	97	94	96	97	96	98	97
12.03	91	93	97	98	99	99	97	97	98	98	99
22.03	93	95	99	99	100	100	99	99	99	98	100
02.04	65	100	100	99	99	99	99	100	99	99	99
12.04	41	98	99	100	100	100	100	100	100	100	99
22.04	37	99	99	99	99	99	100	100	100	99	99
02.05	91	100	99	99	100	100	100	100	100	100	100
10.06	54	99	100	100	100	100	100	100	100	100	100
22.06	84	100	99	99	99	99	99	100	99	100	99
02.07	61	100	100	100	100	100	100	100	100	100	99
12.07	78	99	99	100	99	100	99	99	99	99	99
22.07	69	98	100	99	100	99	99	100	99	99	99
02.08	96	96	100	100	100	100	99	100	100	99	99
12.08	79	96	100	100	100	100	100	100	100	99	99
22.08	70	96	100	100	98	100	96	98	99	99	99
02.09	82	100	100	99	100	99	100	100	100	100	98
12.09	87	100	100	100	100	100	100	100	100	100	99
22.09	46	99	99	100	99	100	100	100	100	99	99
02.10	58	100	100	100	98	100	100	99	100	100	98
12.10	77	83	99	99	98	98	99	100	98	99	98
22.10	47	100	100	100	100	100	100	100	100	100	98
02.11	66	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
13.11	54	98	100	100	100	100	100	100	99	100	98
03.12	86	84	96	98	98	100	97	97	97	98	99
13.12	85	87	91	98	100	98	97	97	99	99	100
24.12	63	65	88	97	100	100	100	100	100	100	100

Tableau 2 (suite)

Date	Stations										
	Ext.	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
12.01.90	100	100	98	100	100	100	100	100	100	100	99
22.01	94	92	97	98	97	100	99	100	100	100	99
02.02	88	88	97	100	100	100	99	100	100	99	100
12.02	69	81	87	98	98	97	99	99	97	99	99
22.02	62	100	100	100	99	100	100	100	100	100	100
02.03	77	93	99	100	100	99	100	99	99	99	99
12.03	91	92	100	99	100	100	99	100	100	100	100
22.03	93	96	99	99	100	100	99	99	99	98	100
M. hiver.	82	86	94	97	98	98	98	98	98	98	99
M. trans.	62	95	92	98	98	98	99	99	100	99	100
M. estiv.	68	98	100	100	100	100	100	100	100	100	100
M. ann.	73	93	97	99	99	99	99	99	99	99	99
A. hiver.	48	35	15	10	3	6	6	5	5	6	3
A. trans.	48	18	32	10	8	8	4	3	1	1	1
A. estiv.	59	17	1	1	2	2	4	2	2	1	4
A. ann.	63	35	32	10	8	8	6	5	5	6	4

moyenne 95% déjà à la station III, pour se maintenir ensuite très voisine du point de saturation sur toute la longueur de la galerie (Fig. 8).

Un tel modelage peut être en revanche opéré avec un degré satisfaisant de signification statistique lorsqu'on prend en considération les amplitudes hygrométriques.

En saison hivernale, la stabilisation rapide de l'humidité relative, que nous venons de remarquer en tant que trait caractéristique général pour l'état hygrique de l'atmosphère souterraine, se traduit par une courbe hyperbolique équilatère (Fig. 9, a), donnée par la fonction :

$$d(A - 4) = 78,50 \quad (10)$$

On voit donc que cette courbe n'est pas asymptote à l'abscisse, mais à une ordonnée $x = 4$, parce que, malgré la très faible distance sur laquelle s'amortissent les variations, celles-ci gardent une amplitude non négligeable jusqu'à la dernière station (Tab. 2).

En saison estivale, la stabilité des valeurs hygrométriques devient si grande, que les amplitudes enregistrées aux diverses stations, toujours inférieures à 5%, ne présentent plus de différences significatives et s'ordonnent pratiquement le long d'une droite parallèle à l'abscisse.

Enfin, en intersaison, un rapport anormal qui apparaît entre les valeurs correspondant aux deux premières stations rend inopérant le modelage

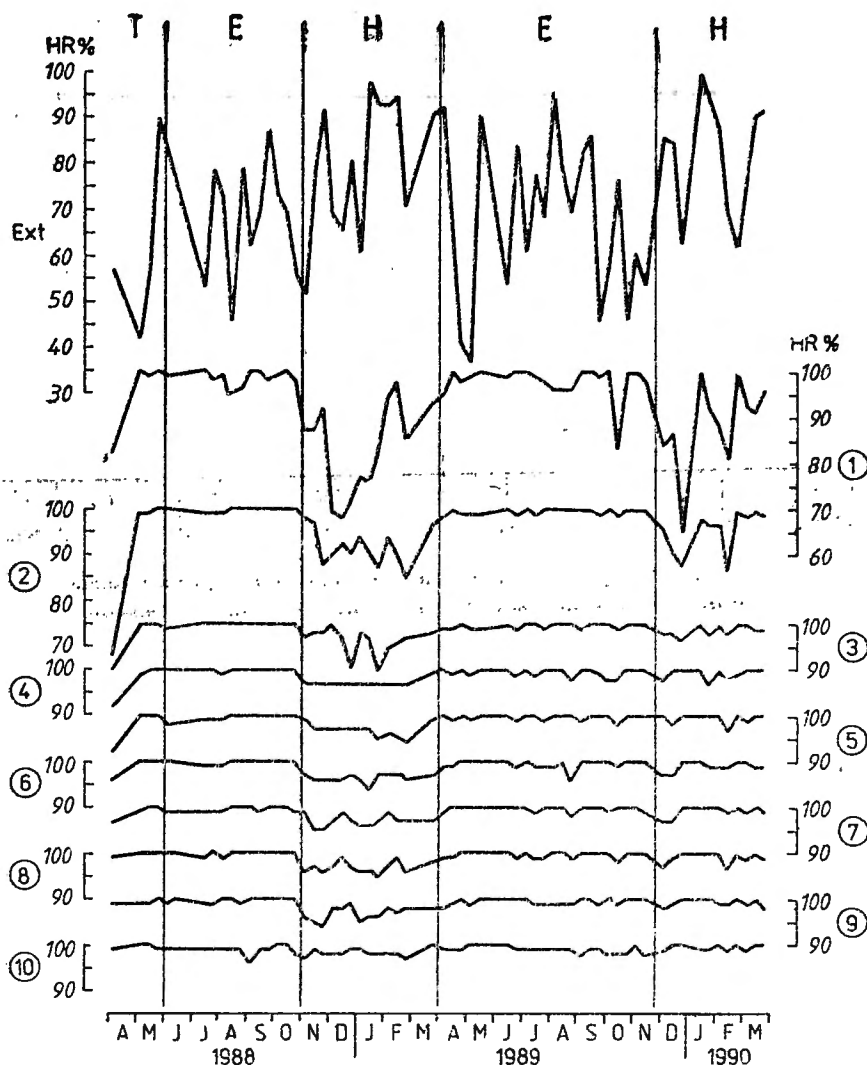


Fig. 7 — Variation de l'humidité relative à l'extérieur et aux stations souterraines I—X.

Variation of the relative moisture content outside and at sites I—X.

statistique des données, quoique celles-ci suggèrent la même distribution hyperbolique qu'en régime d'hiver.

La seule similitude qu'on trouve entre l'humidité relative et la température de l'air — et qui doit être tenue pour principale conséquence du régime de ventilation de la grotte — réside dans le fait que la distribution spatiale des amplitudes annuelles reprend de très près le modèle qui s'adapte

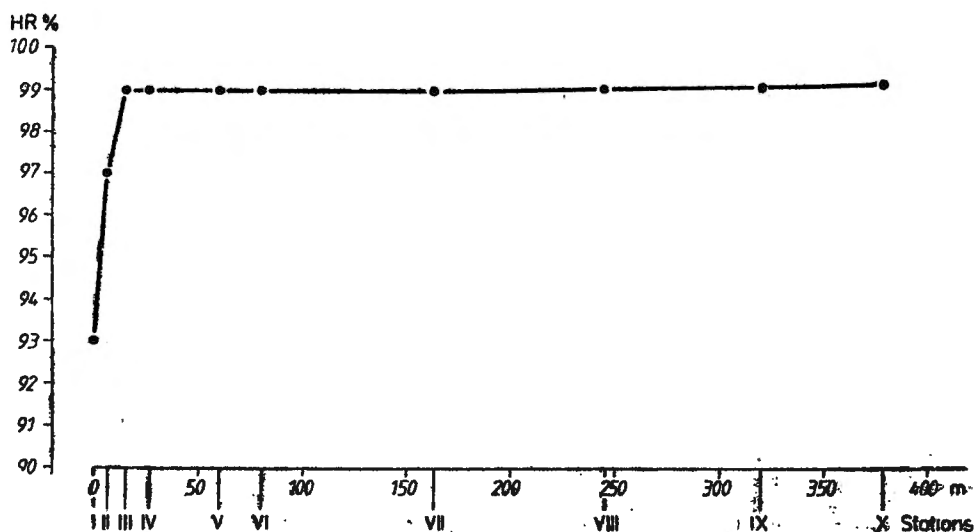


Fig. 8 — Répartition spatiale non-modélée des moyennes hygriques annuelles.
Unmodelled space distribution of the yearly averages of the air humidity.

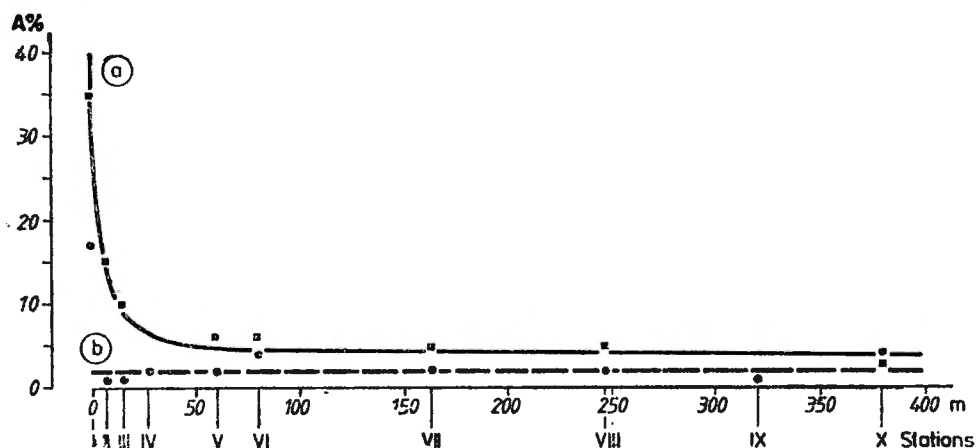


Fig. 9 — Distribution spatiale des amplitudes hygriques en régime d'hiver (a) et en régime d'été (b).

Space distribution of the air humidity amplitudes in winter regime (a) and summer regime (b).

aux amplitudes hivernales. Il s'agit donc toujours d'une courbe hyperbolique (Fig. 10), dont l'équation est maintenant :

$$A(d - 4) = 159,5 \quad (11)$$

et il n'y a à remarquer que la valeur deux fois plus grande de la constante k par rapport à l'équation (10), se qui signifie un amortissement plus lent des variations.

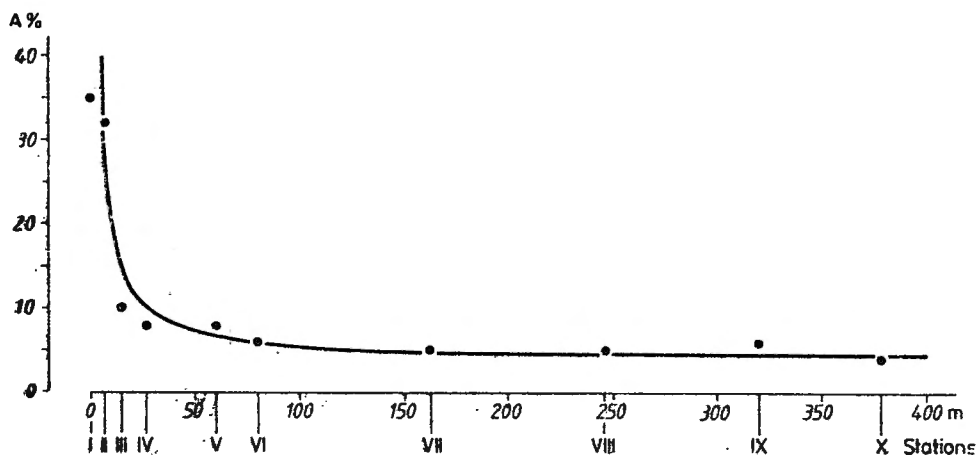


Fig. 10 — Amortissement des variations hygrométriques annuelles.

Dampening of the yearly air humidity variations.

ANALYSE DES CYCLES JOURNALIERS DE MESURES

TEMPÉRATURE DE L'AIR

Les mesures faites en période hivernale peuvent être considérées comme particulièrement représentatives pour les conditions d'une thermocirculation ascendante, étant donnée que la température externe est restée durant tout l'intervalle de 24 h inférieure à la température souterraine, avec un maximum de 4,2°C enregistré à 17 h et un minimum de 0,6°C consigné à 3 h (Tab. 3).

Le gradient thermique qui se constitue dans l'atmosphère souterraine (Fig. 11, a) reproduit très fidèlement le modèle qui s'adaptait aux moyennes saisonnières (Fig. 3, a), car la distribution des valeurs moyennes calculées sur 24 h suit elle aussi une courbe logarithmique croissante*, conformément à l'équation :

$$t = 5,24 \cdot \log. 0,16 d \quad (12)$$

Cette équation se montre peu différente de la fonction (1) déduite des moyennes saisonnières. Par conséquent, on est en droit d'en conclure que le caractère doux des hivers compris dans les cycles annuels de mesures n'a pas influencé d'une manière significative la configuration du gradient thermique qui se constitue dans la galerie inférieure de la *Peștera Vintului* en saison froide.

La similitude d'entre les moyennes journalières et celles saisonnières ne se vérifie plus lorsqu'on prend en considération les amplitudes thermiques,

* Cette courbe ne peut être acceptée que si on élimine du calcul la station I (entrée de la grotte), où les valeurs sont plus élevées qu'à la station II, vraisemblablement par suite du fait que l'intervalle dans lequel ont été effectuées les mesures a été précédé d'une période encore plus froide. Les paramètres thermohygrométriques enregistrés au niveau de l'ouverture restent d'ailleurs en nombre d'autres cas en dehors des modèles établis pour leur variation dans l'atmosphère souterraine.

Tableau 3

Variation de la température de l'air au cours des cycles journaliers

	Heure	Stations										
		Ext.	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
Cycle hivernal	11	4,0	3,8	1,4	2,0	2,8	4,5	5,4	7,1	8,2	9,5	9,1
	13	4,0	3,5	3,0	1,7	3,2	4,8	5,6	7,4	8,3	9,5	9,1
	15	4,0	4,0	0,5	2,1	3,4	4,9	5,8	7,5	8,4	9,5	9,1
	17	4,2	2,0	0,5	2,3	3,4	5,0	5,8	7,5	8,7	9,5	9,1
	19	1,8	1,3	0,3	2,1	3,4	4,9	5,8	7,5	8,3	9,5	9,1
	21	1,2	1,1	0,1	1,6	3,2	4,7	5,6	7,4	8,4	9,5	9,1
	23	1,2	0,8	0,2	1,8	3,2	4,9	5,9	7,5	8,2	9,5	9,1
	01	0,8	0,8	0,2	1,7	3,2	4,8	5,8	7,4	8,3	9,5	9,1
	03	0,6	0,8	0,1	1,8	3,2	4,8	5,5	7,5	8,4	9,5	9,1
	05	0,8	0,5	0,2	1,2	3,2	4,7	5,6	7,2	8,2	9,5	9,1
	07	1,3	0,7	0,2	1,7	3,1	4,8	5,7	7,3	8,3	9,5	9,1
	09	1,8	1,4	0,4	2,2	3,2	4,8	5,6	7,4	8,4	9,5	9,1
	Moy.	2,1	1,7	0,6	1,9	3,2	4,8	5,7	7,4	8,3	9,5	9,1
	Ampl.	3,4	3,5	2,9	1,1	0,6	0,5	0,5	0,4	0,5	0,0	0,0
Cycle estival	13	20,0	8,0	8,1	8,3	8,4	8,8	9,0	9,3	9,6	9,5	9,5
	15	19,1	8,1	8,2	8,3	8,7	8,9	9,0	9,2	9,6	9,5	9,5
	17	19,4	8,3	8,2	8,3	8,6	8,9	9,0	9,2	9,6	9,5	9,5
	19	18,6	8,2	8,2	8,6	8,7	9,0	9,0	9,2	9,6	9,5	9,5
	21	14,6	8,2	8,4	8,5	8,6	9,0	9,0	9,2	9,6	9,5	9,5
	23	13,8	8,4	8,4	8,6	8,6	9,0	9,0	9,2	9,6	9,5	9,5
	01	12,6	8,2	8,4	8,6	8,6	9,0	9,0	9,2	9,6	9,5	9,5
	03	12,2	8,3	8,2	8,4	8,6	8,9	9,0	9,2	9,6	9,5	9,5
	05	13,3	8,2	8,2	8,4	8,6	9,0	9,0	9,2	9,6	9,5	9,5
	07	14,6	8,2	8,2	8,4	8,6	9,0	9,0	9,2	9,6	9,5	9,5
	09	17,2	8,8	8,3	8,4	8,7	9,0	9,0	9,2	9,6	9,5	9,5
	11	18,6	8,4	8,4	8,5	8,8	9,0	9,0	9,2	9,6	9,5	9,5
	Moy.	16,2	8,3	8,3	8,4	8,6	9,0	9,0	9,2	9,6	9,5	9,5
	Ampl.	7,8	0,8	0,3	0,3	0,4	0,2	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0

principalement à cause du fait que l'amplitude externe n'a été durant les 24 h que de 3,4°C. Même en tenant compte du fait qu'une amplitude journalière doit être normalement bien plus faible qu'une amplitude saisonnière cette valeur est particulièrement basse. Elle dérive d'une diminution accentuée de la radiation nocturne lors des mesures, qui s'est produit dans les conditions d'un ciel couvert, avec des précipitations qui se sont déclanchées à partir de 21 h. En conséquence, l'abaissement nocturne de la température ne s'est propagé pratiquement que jusqu'à la station III, de sorte que l'amortissement des variations thermométriques est modelé à présent par une hyperbole équilatère (Fig. 12 A), ayant pour équation :

$$Ad = 17,67 \quad (13)$$

Le cycle journalier correspondant à la période estivale répond lui aussi à la condition nécessaire pour que les résultats puissent être significatifs, à savoir que la température externe soit en permanence supérieure à celle souterraine; en effet, cette température a été comprise entre un minimum de 12,2°C qui est passé à 3 h et un maximum de 20,0°C enregistré à 13 h (Tab. 3). La thermocirculation ayant par conséquent un sens constamment ascendant, les températures souterraines sont restées en dehors de toute influence externe et le gradient que les mesures mettent en évidence le long de la galerie n'est que de très peu plus accentué que dans le cas des moyennes estivales. Il est représenté par une courbe exponentielle renversée (Fig. 11, b), asymptote à l'ordonnée $x = 9,6$ et ayant pour équation numérique :

$$t = 9,6 - 1,22 \cdot 1,006^{-x} \quad (14)$$

Cette allure exponentielle de la distribution des moyennes journalières a à son origine les valeurs légèrement plus basses qui s'observent aux quatre premières stations et qui — étant donné que les mesures ont été effectuées peu de temps après l'installation de la ventilation descendante — reflètent mieux que les moyennes saisonnières la tendance d'accumulation de l'air froid au cours de l'hiver.

Quoique les amplitudes thermiques sont assez variables à l'échelle du cycle journalier estival, leur distribution spatiale admet un modèle théorique, celui-ci étant donné par une courbe exponentielle (Fig. 12 B) correspondant à l'équation :

$$A = 0,45 \cdot 1,0099^x \quad (15)$$

Il apparaît que l'amortissement des variations thermométriques est plus accentué que dans le cas de la période estivale prise dans son ensemble — quand, nous le rappelons, cet amortissement se traduisait par une fonction linéaire —, et cette particularité d'ailleurs parfaitement normale est d'autant plus évidente que la température est restée invariable pratiquement à partir déjà de la station VI (Tab. 3).

HUMIDITE RELATIVE

Durant le cycle hivernal de 24 h, l'humidité relative de l'extérieur a augmenté en même temps que la température s'est abaissée (tab. 4), donc parallèlement à l'intensification de la thermocirculation ascendante à l'intérieur de la grotte. Cette variation assez nettement directionnée a comme conséquence une augmentation particulièrement rapide de l'humidité relative dès les premiers mètres de la galerie inférieure, la valeur moyenne enregistrée à la station III atteignant déjà 93%. Il s'ensuit qu'aucune différence ne peut être invoquée par rapport à l'aspect que prend le gradient hygrique au niveau des moyennes saisonnières (Fig. 8), bien que ces dernières sont généralement plus élevées (Tab. 2).

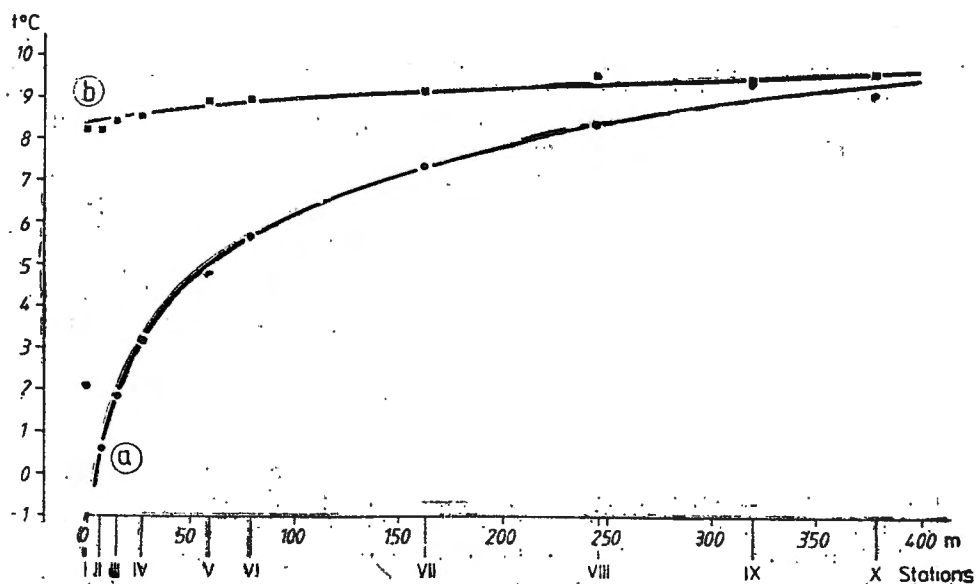


Fig. 11 — Distribution spatiale des températures moyennes enregistrées au cours d'un cycle journalier, en période d'hiver (a) et en période d'été (b).

Space distribution of the average temperatures recorded during a daily cycle in winter period (a) and in summer period (b).

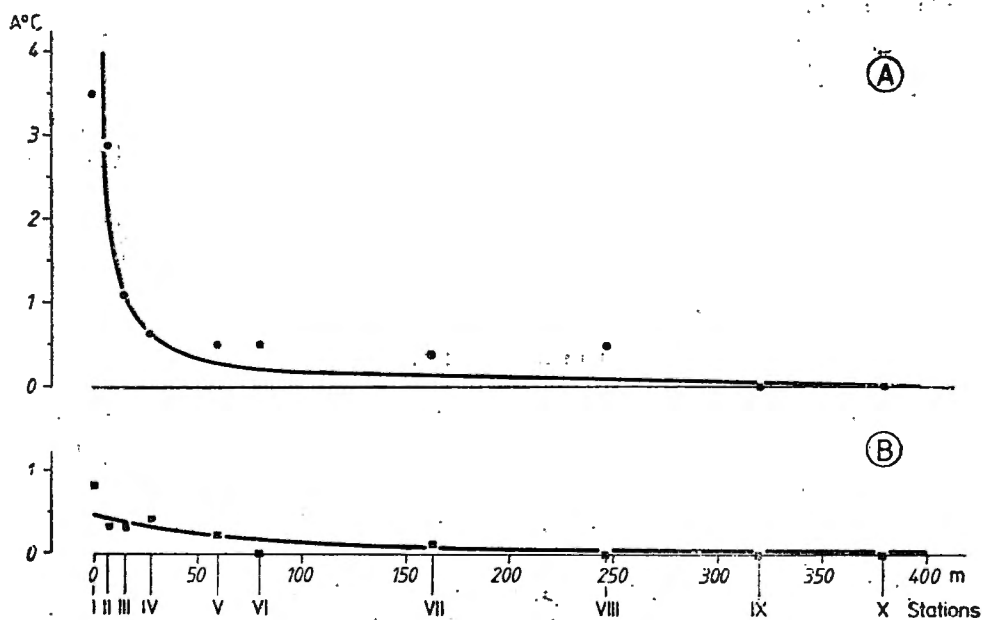


Fig. 12 — Amortissement des variations thermométriques durant un cycle journalier. A = en période d'hiver; B = en période d'été.

Dampening of the thermometric variations during a daily cycle. A = in winter period; B = in summer period.

Une analogie de même très prononcée entre les valeurs journalières et celles saisonnières se manifeste à l'égard des amplitudes hygriques, qui décroissent dans les limites du cycle de 24 h selon une fonction toujours hyperbolique (Fig. 13). L'expression numérique de celle-ci

$$Ad = 227,4 \quad (16)$$

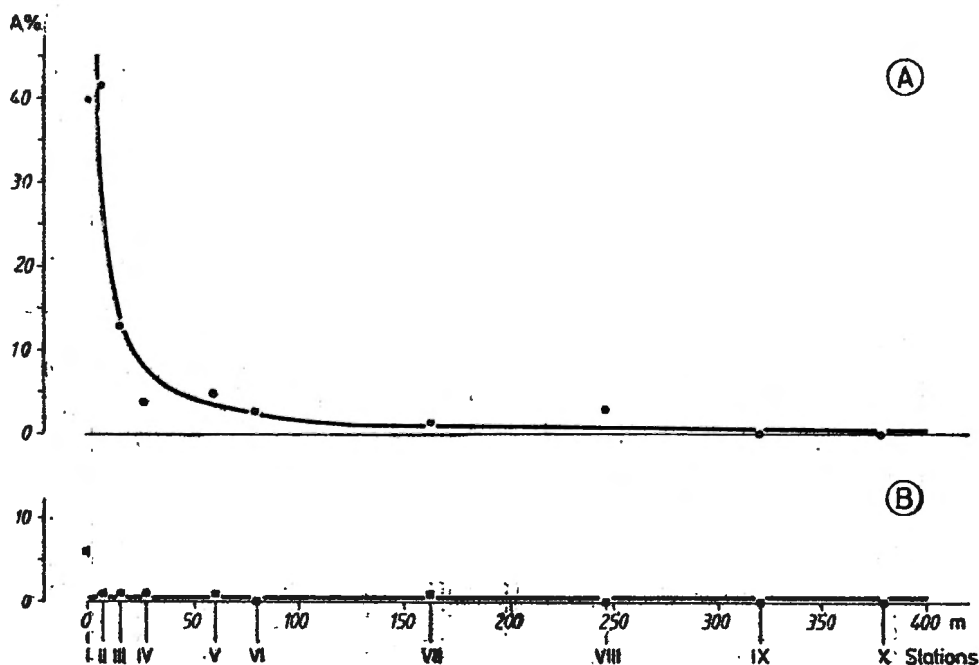


Fig. 13 — Amortissement des variations hygrométriques durant un cycle journalier: A = en période d'hiver; B = en période d'été.

Dampening of the air humidity variations during a daily cycle. A = in winter period; B = in summer period.

comporte toutefois une constante k plus élevée que celle de l'équation (10), en concordance avec les valeurs plus grandes des trois premières stations (Tab. 2 et 4). On doit noter aussi que cette hyperbole est asymptote à l'abscisse, l'amplitude hygrique étant nulle aux stations IX et X.

Le cycle journalier placé en période d'été porte l'empreinte majeure d'une uniformité à peu près absolue des valeurs (Tab. 4), car, à l'exception de l'entrée, les données montrent une atmosphère souterraine pratiquement, saturée en vapeur d'eau sur tout l'intervalle de 24 h et, par conséquent une indépendance extrême de l'humidité relative par rapport aux variations externes.

Tableau. 1

Variation de l'humidité relative au cours des cycles journaliers

	Heure	Stations										
		Ext.	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
Cycle hivernal	11	45	46	73	93	95	96	94	97	96	94	99
	13	45	49	53	85	94	94	94	95	96	94	99
	15	60	60	81	87	95	96	96	95	96	94	99
	17	57	71	81	92	95	94	96	96	94	94	99
	19	66	75	81	95	95	96	94	95	96	94	99
	21	78	78	95	95	97	97	96	95	96	94	99
	23	81	85	89	97	97	97	94	96	97	94	99
	01	79	86	88	98	98	97	94	95	96	94	99
	03	86	83	87	97	97	95	97	95	95	94	99
	05	91	86	89	90	97	99	97	97	97	94	99
	07	82	86	91	93	97	97	94	95	96	94	99
	09	80	83	89	95	97	95	97	95	95	94	99
	Moy.	71	74	83	93	96	96	95	96	96	94	99
	Ampl.	46	40	42	13	4	5	3	2	3	0	0
Cycle estival	13	41	100	100	100	100	100	100	99	99	100	99
	15	46	99	99	99	99	99	100	100	99	100	99
	17	40	97	100	100	99	99	100	100	99	100	99
	19	43	99	100	100	99	100	100	100	99	100	99
	21	63	100	100	100	100	100	100	100	99	100	99
	23	64	97	100	99	100	100	100	100	99	100	99
	01	62	100	100	100	100	100	100	100	99	100	99
	03	65	99	100	100	99	100	100	100	99	100	99
	05	56	100	100	100	99	100	100	100	99	100	99
	07	47	100	100	100	99	100	100	100	99	100	99
	09	35	94	99	100	99	100	100	100	99	100	99
	11	32	97	99	100	99	100	100	100	99	100	99
	Moy.	50	99	100	100	99	100	100	100	99	100	99
	Ampl.	33	6	1	1	1	1	0	1	0	0	0

ÉVAPOCONDENSATION

Afin de définir les traits particuliers que le phénomène d'évapocondensation présente dans les conditions topoclimatiques propres à la *Pestera Vintului*, il convient premièrement d'analyser ce phénomène sous l'aspect du potentiel que créent les variations thermohygrométriques.

Conformément au régime de ventilation de la cavité, dans la galerie inférieure ne devrait s'y produire en principe qu'évaporation durant l'hiver, tandis que la condensation devrait être localisée dans les secteurs supérieurs du réseau souterrain et limitée à la saison estivale (ANDRIEUX, 1970). Cette distribution hypothétique ne se vérifie que partiellement en pratique.

Le calcul de l'humidité absolue à partir des valeurs thermohygrométriques enregistrées à l'extérieur et à la station V (où on été mis en place les

dispositifs de mesure); et, sur la base de ce paramètre, finalement de l'évapo-condensation potentielle. (RACOVITĂ, 1975) montre que l'évaporation peut effectivement se produire pendant l'hiver, avec une intensité atteignant 3—4 g/m³ (Tab. 5, Fig. 14). Le résultat de ce même calcul admet pourtant

Tableau 5

Valeurs de l'évapocondensation calculée (en g/m³) et déterminée par mesure directe (en ml/dm²/10 jours)

Date	Evaporation		Condensation	
	calculée	mesurée	calculée	mesurée
02.08.88	—	—	4,16	—
12.08	—	—	2,74	0,35
22.08	—	—	1,69	0,35
02.09	—	—	1,45	0,50
12.09	—	—	3,03	0,50
22.09	—	—	1,95	0,40
02.10	0,42	—	—	0,25
12.10	—	—	1,62	0,15
21.10	2,63	—	—	0,05
02.11	4,40	—	—	0,00
14.11	1,63	—	—	0,00
22.11	3,13	—	—	0,00
02.12	2,06	—	—	0,00
12.12	2,37	—	—	0,00
22.12	1,63	—	—	0,00
02.01.89	3,79	—	—	0,00
12.01	1,79	—	—	0,00
22.01	1,90	—	—	0,00
02.02	2,09	—	—	0,00
12.02	1,29	—	—	0,00
22.02	1,95	—	—	0,00
02.03	—	—	—	0,00
12.03	1,00	—	—	0,00
22.03	1,29	—	—	0,00
02.04	1,42	—	—	0,00
12.04	3,04	—	—	0,00
22.04	2,11	—	—	0,20
02.05	—	—	1,69	0,50
12.05	—	—	—	0,53*
22.05	—	—	—	0,53*
02.06	—	—	—	0,53*
10.06	1,33	—	—	0,53*
22.06	—	—	0,69	1,40
02.07	—	—	1,07	1,40
12.07	—	—	5,07	1,45
22.07	—	—	0,58	0,30
02.08	—	0,00	2,56	0,25
12.08	—	0,00	2,35	0,70
22.08	—	0,00	2,92	1,30
02.09	—	0,00	2,21	1,05
12.09	—	0,00	1,94	0,50
22.09	1,39	0,00	—	0,60
02.10	3,88	0,00	—	0,78
12.10	1,75	2,63	—	0,30
22.10	2,05	0,00	—	0,30
02.11	0,95	0,00	—	0,20
13.11	2,74	12,00	—	0,15
22.11	—	31,57*	—	0,04*

Tableau 5 (suite).

Date	Evaporation		Condensation	
	calculée	mesurée	calculée	mesurée
03.12	2,63	31,57*	—	0,04*
13.12	1,12	39,47	—	0,04
24.12	3,68	0,00	—	0,04
02.01.90	—	23,68*	—	0,00
12.01	2,00	26,31*	—	0,00
22.01	1,30	31,57*	—	0,00
02.02	0,72	28,70*	—	0,00
12.02	2,27	0,00	—	0,00
22.02	3,18	0,00	—	0,00
02.03	1,55	0,00	—	0,00
12.03	0,92	21,05	—	0,00
22.03	1,29	13,15	—	0,00

Note: Les valeurs marquées par un astérisque sont interpolées.

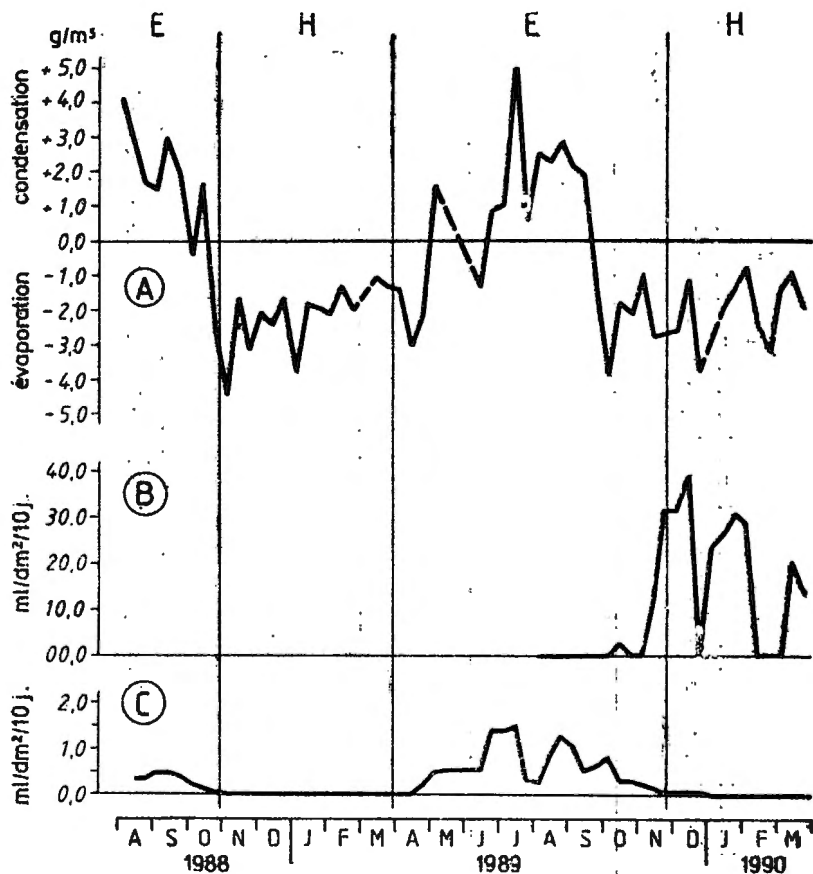


Fig. 14 — Diagrammes comparatifs de l'évapocondensation. A = valeurs calculées; B = évaporation mesurée; C = condensation mesurée; E = période d'été; H = période d'hiver.

Comparative diagrams of the evapo-condensation. A = computed values; B = measured evaporation; C = measured condensation; E = summer period; H = winter period.

une condensation en régime estival aussi, ce qui n'est pas acceptable pour un secteur se trouvant à la proximité de l'entrée de la grotte qu'on faisaient abstraction de la distance qui le sépare des ouvertures supérieures du réseau souterrain; or, cette distance est supposée a priori être très importante.

D'une manière assez surprenante au moins à ce dernier point de vue, les mesures confirment entièrement la dynamique théorique de l'évapocondensation, en relevant une très nette alternance saisonnière entre l'évaporation et la condensation (Fig. 14). Mais, en même temps, il faut observer que l'intensité de l'évaporation (dont la valeur maximum enregistrée en décembre 1989 est d'à peu près $40 \text{ ml/dm}^2/10 \text{ jours}$) est incomparablement plus grande que celle de la condensation (qui ne dépasse pas $1,5 \text{ ml/dm}^2/10 \text{ jours}$, son maximum étant consigné en juillet 1989) (Tab. 5). En conséquence, on est amené à considérer que la distribution spatiale et temporelle que le régime général de la ventilation souterraine impose aux processus d'évapocondensation est *quantitativement* — donc pratiquement — vérifié dans les conditions concrètes de la *Peștera Vintului*.

Malgré cette remarque portant sur le fond du problème, il nous reste à expliquer la condensation qui — aussi faible que soit-elle — se produit dans la galerie inférieure en saison chaude. Plusieurs causes peuvent en être envisagées. En premier lieu, nous avons vu que la température de l'air a durant l'été une légère tendance d'abaissement dans le sens du courant descendant qui parcourt la galerie inférieure, et cet abaissement pourrait être suffisant pour amorcer la condensation au niveau des substrats. Il est possible qu'à son origine se trouvent soit des inversions nocturnes sporadiques du sens de la thermocirculation (qu'on peut aisément imaginer dans le contexte du macroclimat local), soit le transport de l'air relativement plus chaud provenant des étages supérieurs de la grotte. En second lieu, au voisinage immédiat de la station V débouche une étroite galerie active qui devient bientôt inaccessible mais qui laisse néanmoins supposer l'existence d'une voie bien plus courte et plus directe de circulation de l'air externe que le vaste réseau de galeries qui se développe vers la partie amont de la cavité.

CONCLUSIONS

1. La *Peștera Vintului* est le siège d'une thermocirculation unidirectionnelle classique, c'est-à-dire non doublée de cellules de convection locales. Dans l'ensemble du réseau karstique, l'entrée de la grotte fonctionne en tant qu'ouverture inférieure.

2. La galerie qui fait suite à l'entrée est occupée sur ses premiers 400 m par un méroclimat saisonnier de perturbation, dominé par les influences externes qui s'exercent en régime hivernal. Ces influences se traduisent par:

- la constitution d'un gradient thermique qui relève une augmentation logarithmique de la température de l'air, avec une légère tendance de surrefroidissement dans le premier secteur de la galerie;

- l'amortissement exponentiel des variations thermométriques;

- la hausse très rapide de l'humidité relative jusqu'au voisinage du point de saturation et l'amortissement hyperbolique des variations hygrométriques.

3. Les perturbations hivernales sont presque totalement effacées en régime de ventilation descendante, quand l'atmosphère de la galerie inférieure se caractérise par une stabilité thermohygrométrique très prononcée.

4. A. l'exception près, il n'y a pas de différences significatives à l'égard des modèles mathématiques qui quantifient l'état thermohygrométrique de l'atmosphère souterraine à l'échelle saisonnière et journalière, ce qui montre une propagation non retardée des variations externes le long de la galerie inférieure.

5. La dynamique saisonnière des phénomènes d'évapocondensation se trouve en liaison de causalité avec la régime général de ventilation de la cavité surtout au point de vue quantitatif.

BIBLIOGRAPHIE.

- ANDRIEUX C. (1970), *Contribution à l'étude du climat des cavités naturelles. III. — Evapo-condensation souterraine.* Ann. Spéléol., 25, 3, 531—559.
- ANDRIEUX C. (1971), *Contribution à l'étude du climat des cavités naturelles. V. — Les bilans climatiques.* Ann. Spéléol., 26, 2, 367—386.
- CHOPPY J. (1984), *Processus climatiques dans les vides karstiques. Température de l'air.* „Phénomènes karstiques”, Spéléo-Club de Paris.
- RACOVITĂ GH. (1975), *La classification topoclimatique des cavités souterraines.* Trav. Inst. Spéol. „E. Racovitza”, XVI, 197—216.
- RACOVITĂ GH., COCEAN P. (1977), *Recherches climatologiques dans la Grotte de Valea Leșului.* Trav. Inst. Spéol. „E. Racovitza”, XVI, 183—201.
- SZILÁGY A., KÖMIVES E., NAGY I., VARGA A., KERÉKES K. (1979), *„Peștera Vintului”.* Trav. Inst. Spéol. „E. Racovitza”, XVIII, 259—266.
- VIEHMANN I., RACOVITĂ GH. (1968), *Stalagmite de gheață termoindicatoare.* Inșt. Geol., Dări de seamă ale ședințelor. LVI, 353—3663.

MINERALOGY OF THE APUSENI MOUNTAINS CAVES

Bogdan P. ONAC *

Nineteen mineral species formed in cave environment have been found in the Apuseni Mountains. The present work synthetizes all data concerning this topic, known up to the present moment.

Key words: *cave minerals, Apuseni Mountains, Romania*

LA MINÉRALOGIE DES GROTTES DES MONTS APUSENI

Dans les Monts Apuseni on a déterminé 19 espèce minérales, formées en milieu caver-nicole. Le travail représente une synthèse de toutes les données concernant ce sujet, publiées jusqu'à présent.

Mots-clés: *minéraux de grotte, Monts Apuseni, Roumanie*

GENERAL DATA

Situated in NW Romania, the Apuseni Mountains cover an area of about 5 200 km² from which 1 132 km² consist of karstifiable rocks (COCEAN, 1984). The karstic regions are especially developed on Triassic, Jurassic and Cretaceous rocks, showing different morphological and structural types. There are also several karstic areas developed on Paleozoic marble.

The petrographic mosaic of the Apuseni, the location of some karstifiable/nonkarstifiable peculiar boundaries (hydrogeological/tectonical) and the hydrothermal influence, owing to the Neogene magmatism led to some favourable conditions for the formations of a large variety of cave minerals as described in this paper.

There has been confusion in the literature concerning the speleothem term (speleion = cave, thema = deposit, gr.). We mention here that the term is applied only to deposits formed from a chemical solution or by the solidification of a fluid after the formation of the cave (MOORE, NICHOLAS, 1964). The term "speleothem" refers to the mode of occurrence of a mineral and not to the mineral itself (HILL, FORTI, 1986). Calcite is not a speleothem, but a calcite stalagmite or helictite in a cave is a speleothem while a calcite stalagmite or stalactite in a mine is not. On the other hand stalactites are speleothems, as are ice crystals or stalagmites

* Institutul de Speologie „Emil Racoviță”, Filiala Cluj-Napoca str. Clinicilor 5, 3400 Cluj-Napoca, Romania.

formed directly from water in a cave; but beds of silt, and calcite veins etched into relief when the walls of the cave were dissolved are not.

Mineralogical investigations were carried through time by: BODOLEA (1989), NEDOPACA (1982, 1983, 1984, 1987, 1989), ONAC (1986, 1987, 1989, 1991, 1993), TODA (1983), VIEHMANN (1968, 1975, 1977, 1989).

DESCRIPTION AND FORMATION

The minerals identified can be classified into five groups according to their chemical affiliations: carbonates, oxo-hydroxides, phosphates, silicates and sulphates. The various types of occurrences and their mode of formation are summarised in Fig. 1.

A. CARBONATES

The most important class of cave minerals are the *carbonates*, a group that has the CO_3^{2-} anion as its essential component. A number of carbonate minerals have been reported from marble and limestone caves in the Apuseni. They are listed in Tab. I with their main characteristics.

Table 1
Carbonate Minerals

Mineral Formula Crystal system	Type of occurrence	Frequency	Minerals commonly associated	Location
1. Aragonite CaCO_3 Orthorhombic	needles in radiating moonmilk, helictites	Common	Calcite	Wind Cave, Micula Cave Tău Cave, Humpleu Cave, Fagului Cave.
2. Ankerite $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe})(\text{CO}_3)_2$ Trigonal	trace	Uncommon	Calcite	Great Cave (Runc Gorge)
3. Calcite CaCO_3 Trigonal	crusts, cups, draperies, monomilk, flowstone, rims, spar, stalactites, stalagmites, shields, shelfstone	Very common	Aragonite Gypsum	All studied caves
4. Huntite $\text{CaMg}_2(\text{CO}_3)_4$ $\text{CaMg}_2(\text{CO}_3)_4$ Trigonal	moonmilk	Rare	Calcite Aragonite Hydromagnesite	Fagului Cave
5. Hydromagnesite $\text{Mg}_5(\text{CO}_3)_4(\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ Monoclinic	moonmilk	Rare	Calcite Aragonite Huntite	Fagului Cave
6. Siderite FeCO_3 Trigonal	aggregates	Rare	Montmorillonite	Bears Cave (Bulzești)

The deposition of carbonate in caves environment has been discussed by various authors. The process is complex and opinions are frequently contrare. As all the caves studied arise in marble or limestone, initial seepage waters should be characterised by molar Ca/Mg close to unity. On entering caves, carbonates in solution are deposited for two main reasons: carbon dioxide exchange and evaporation. The former is the dominant mechanism of carbonate deposition in most caves, while evaporation has been found to be of a minor importance due to the very high humidity. This first mentioned process is probably the most important and is responsible for the formation of almost all speleothem types.

Even though the number of common carbonate minerals occurring in the Apuseni caves is small, there exists a large variety of morphological speleothem types. These carbonate minerals composing different speleothems will now be discussed in alphabetic order, showing out just some peculiar appearances. *Aragonite* is well known from Fagului Cave (DIACONU et col. 1977) where disseminated needle-like crystals or radiating groups are to be found in a moonmilk deposit. The very same crystallographic habit (but different sizes) have the aragonite speleothems mentioned by VIEHMANN (1975) in Wind Cave.

A peculiar kind of aragonite speleothem (helictite) was discovered in Micula Cave (SOFALVI, p.c.). It is an anther-like variety; this kind of helictite often sticks out from cave walls in an approximately horizontal direction or up from cave floor in an approximately vertical direction. Dendritic aggregates are well developed in Humpleu Cave and Tău Cave.

Calcite. As far as calcite is the most common mineral in caves, it also presents the largest variety of morphological speleothem types.

A peculiar type of calcite speleothems are *cave cups*. In Altar Cave a subtype of cave cup are the so called „pyramids” which are essentially monocrystalline cups-pyramidal forms with their apices down and triangular bases up. Sometimes these become so crowded together that they merge into a solid, flowstone floor, criss-crossed with triangular patterns. Pyramids develop when spar crystals precipitate from suprasaturated pool water. One essential condition for pyramid growth appears to be a constant influx of water, so that each new growth ridge is added in turn (HILL, FORTI, 1986).

Another peculiar type of CaCO_3 deposit consists of calcite crystals twinned on the (0001) plane, some centimetres in size which are developed as “phenocrysts” in the residual clay lenses from Racoviță Meanders in Wind Cave.

In Altar Cave, pool spar arranged in the shape of a water-lily flower is to be found. Also gorgeous rhombohedral and scalenohedral crystals of calcite are frequently up to 10 cm. long, and in Humpleu Cave spar crystals are some 30 to 80 cm. long and has been weighted at over 30 kg. (ONAC, 1986).

Calcite moonmilk is to be found in almost all studied caves, the best example being from Humpleu Cave where it forms a 4 m high waterfall and also a large lake at its foot.

An impressive deposit (1.53 m. deep) of floating calcite (calcite rafts) has been discovered, in a suspended lateral passage-way of the Hoanca

Apei Cave. The room housing the calcite rafts, has four pools, periodically filled with water. Several flakes on the bottom of one dry pool, were marked, being found floating after a while (BODOLEA, VIEHMANN, 1989).

Ankerite have been reported (ONAC, in prep.) from Great Cave (Rune Gorge) as trace mineral in calcite speleothems, due to the petrographic context of that area (ONAC, 1987).

Huntile. It has been found closely associated with *hydromagnesite* in Fagului Cave (DIACONU et col., 1977). Their formation could be explained by a fast precipitation due to local strong evaporation.

Siderite occurs as aggregates inside montmorillonite deposit from Bears Cave (NEDOPACA, 1984). We have no data concerning its origin.

B. OXIDES AND HYDROXIDES

The six species detected by different authors are listed in Tab. II. A very common oxide mineral, frequently found in caves is water *ice*. Several caves from the Apuseni have ice speleothems in them, the most famous

Table 2

Oxide and Hydroxide Minerals

Mineral Formula Crystal system	Type of occurrence	Frequency	Minerals commonly associated	Location
1. Ice H_2O Hexagonal	crusts, draperies, columns, flowstone, stalactites, stalag- mites	Very common	Calcite	Scărisoara Glacier Cave, Focul Viu Cave, Vîrtop Cave, Barsa Cave, Borting Cave, Wind Cave, Huda lui Papară Cave e.g.
2. Goethite $FeO(OH)$ Orthorhombic	crusts	Rare	Pyrolusite	Cila-Ponorel Cave
3. Limonite Aggregate of iron oxide minerals	colitic aggregates	Rare	Goethit	Stracoș Căe
4. Românechite (Psilomelane) $BaMn_4O_{15}(OH)_4$ Orthorhombic	coatings on stream- clasts and as strains on spele- othems	Rare	Pyrolusite Wad	Wind Cave, Bears Cave (Bulzești)
5. Pyrolusite MnO_2 Tetragonal	coatings on stream clasts and as strains on speleothems	Rare	Psilomelane Goethit Wad	Wind Cave, Cila- Ponorel Cave
6. Wad Manganese minerals gel Amorphous	coatings on walls and stream clasts	Uncommon	Pyrolusite Psilomelane	Wind Cave

being Scărisoara Glacier Cave. In many other cave where the average or seasonal temperatures fall below freezing may appear ice speleothems which grow rapidly and disappear equally as fast (ONAC, RACOVÎȚĂ in this volume).

Sublimal ice crystals appear in the Big Room of Scărisoara Cave as large hexagonal plates and other forms on cave walls and can build up into thick crusts.

A peculiar type of ice speleothems are the "bomboo" ice stalagmites which can give a sort of climatic information concerning the temperatures of the last months (VIEHMANN, RACOVÎȚĂ, 1968).

Manganese oxide minerals occur in few caves as black coatings on walls and stream clasts, and as strains on speleothems. *Romanechite* is induced into Bears Cave (Bulzesti) by stream water containing chemically-reduced manganese derived from decaying of an iron-manganese level intercalated in the Paleozoic marble (NEDOPACA, 1984).

COMAN (1984) demonstrated that in Wind Cave microorganisms activity could lead to the deposition of some manganese speleothems. (see Tab. II.).

The phosphate minerals found in caves are almost always associated with animal populations (bats) or bones. The decomposition and leaching of the guano produces a series of mineral products, in which those that form first are rich in nitrogen and those that form last are rich in phosphorus. The final product in this series of minerals is usually carbonate-hydroxyl-apatite (*dahllite*), a fairly stable phosphate mineral which has been found in Bears Cave and Cepturari Cave (NEDOPACA, TODA, 1983., NEDOPACA, 1984) formed by reaction between the solutions leached through the organic debris (bear bones) and the calcite in the wall rock of the cave.

In Great Cave (Runc Gorge) the presence of *dahllite* have been attributed (ONAC, in prep.) to some phosphate accumulations in the Paleozoic marble.

D. SILICATES

The two main categories of silicate minerals found in caves are the various forms of silica and the hydrous aluminium or magnesium silicates (Tab. III).

Allophane is an amorphous mineral composed of aluminium, silica and water which was found in Wind Cave (IOSOF et col., 1974) as a white yellowish gel. Its origin has been ascribed to the action of strongly acidic water (because of pyrite oxidation) on the clay and sand of the cave floor.

NEDOPACA (1984) identified a white earthy mass in the Bears Cave (Bulzesti) composed of *montmorillonit* and different percentes of gypsum, quartz and siderite. The presence of *montmorillonite* in this cave has been attributed to the weathering processes of some interbedded metarocks sequences in marbles.

Opal is an amorphous variety of cristobalite which was found in some caves from Trestia-Băița area (NEDOPACA, 1987) as in most part of some small stalactites and also as part of the boxwork. Its colour is yellow

Table 3

Silicate Minerals

Mineral Formula Crystal system	Type of occurrence	Frequency	Minerals commonly associated	Location
1. Allophane $m\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot n\text{SiO}_2 \cdot p\text{H}_2\text{O}$ Amorphous	gel, earthy mass	Uncommon	Calcite	Wind Cave
2. Montmorillonite A hydrous aluminium and magnesium silicate Monoclinic	earthy mass	Rare	Gypsum Quartz Siderite	Bears Cave (Bulzești)
3. Opal $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ Amorphous	central part of sta- actites, boxwork	Uncommon	Quartz Barite	Caves on Lelii Valley (Trestia-Băița)
4. Quartz SiO_2 Trigonal	euhedral crystals, boxwork	Uncommon	Barite Opal	Caves on Lelii Valley (Trestia-Băița)

or brownish. Silica boxwork and transparent, euhedral *quartz* crystals (1 to 3 mm. in size) occur in the same caves. Hydrothermal siliceous solutions penetrate the karst voids along shear and joint systems. The vadose water is responsible for leaching of the silica from rocks. Fluid inclusion studies on quartz have indicated that the quartz grew at a temperature around 320°C.

E. SULPHATES

Up till now there have been reported only three sulphate minerals from the Apuseni caves (Tab. IV).

Small *barite* crystals on the outer surface of quartz crust, arranged in a radial fashion have been reported by NEDOPACA, (1987) from a cave in Trestia-Băița area. Probably the barite was deposited from hydrothermal solutions.

Crisite is a new hydrated aluminium sulpho-silicate mineral species found in Bolhac Cave (GHERGARI, ONAC, 1993). It covers both sandy alluvia and its limestone borders. The mineral has a white or yellow-brownish colour. Its origin has been ascribed to the action of strongly acidic waters (ph = 3.8–4.6) with high content in aluminium and potassium (both being leached from fireclays) on the sand and limestone of the cave floor.

Gypsum is by far the most common evaporite mineral in caves, being in the meantime the third in frequency after calcite and aragonite, among speleothems. Several caves in Romania have been mentioned because of gypsum speleothems but just few of them are in the Apuseni.

Gypsum crusts occur along cave walls in Wind Cave (COMAN, 1979, ONAC, VIEHMANN, 1987) and there are thin gypsum crusts mixed in with other coatings on the surface of the clays in many places. Highly

Table 4

Sulfate Minerals

Mineral Formula Crystal system	Type of occurrence	Frequency	Minerals commonly associated	Location
1. Barite BaSO_4 Orthorhombic	crystals in a radial fashion	Uncommon	Opal Pyrite	Cave nr. 3 (Lelii Valley-Trestia- Băița)
2. Crisite A hydrous alumi- nium-silicate sulfate Amorphous	gel, earthy mass	Uncommon	Calcite	Bolhac Cave
3. Gypsum $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ Monoclinic	crystals, crusts, waspnests, antho- dites, helictites	Very common	Calcite Aragonite	Wind Cave

interesting are the so-called "wasp nests" (ONAC, 1991) which we consider to have formed by uneven and gradual "peeling" of gypsum crusts off the limestone walls. The phenomenon is caused by the pressure of the newly-grown perpendicular crystals under the previously formed crust. Gypsum genesis is closely related to the oxidation of sulphides (pyrite, marcasite) in the overlaying sandstones and microconglomerates.

CONCLUSIONS

As we have noticed, sometimes small, natural caves exist within or near a special kind of rocks. Ground water percolating through them transport different ions into the caves where they form minerals not typical for most karst terrains.

Characteristic minerals also appear in caves situated near the karstifiable/nonkarstifiable boundary water supply from nonkarstifiable terrains being responsible for leaching different petrographic horizons.

In caves where bat guano or bones breccia is to be found diverse assemblages of minerals (phosphates, nitrates) could appear.

Further research on some sampled minerals from other different caves is required to answer questions on the origin and depositional mechanism.

REFERENCES

- BODOLEA A., VIEHMANN I. (1989) — *The floating calcite from the Cave Hoanca Apei (Bihar Mountains-Romania)*. Proceedings of the 10th Inter. Congress of Speleology, 655 p. (abstract) Budapest).

- COCEAN P. (1984). — *Potențialul economic al casrtului din Munții Apuseni*. Ed. Acad. R. S. Romania.
- COMAN D. (1979) — *Essai sur une interpretation écologique de l'origine des grottes*. Trav. Inst. Spéol. „E. Racovitza”, XVIII, pp. 191—199, București.
- COMAN D. (1984) *Le karst — payasage biogéochimique*. Theor. Appl. Karst., 1, pp. 23—28, București.
- DIACONU G., MEDESAN A., VIEHMANN I. (1997) — *Une nouvelle paragenèse minéralogique dans la grotte „Pestera Fagului”, Département de Bihor (huntele, hydromagnésite, aragonite, calcite)*. Trav. Inst. Spéol. „E. Racovitza”, XVI, pp. 203—210, București.
- GHERGARI L., ONAC P. B. (1993) — *Crisite — a new mineral species found in the Bolhac Cave (Pădurea Craiului Mountains-Romania)*. Proceedings of the European Conf. of Speleology, Hêlécine, Belgiu m in press.
- HILL C., FORTI P. (1986) — *Cave minerals of the world*. NSS Inc. Bookstore, 272 p., Huntsville, Alabama 272 p.
- IOSOF V., COMAN D., IANC R. (1974) — *Note sur la presence de l'allophe dans la grotte du Vent des Monts Apuseni*. Trav. Inst. Spéol. „E. Racovitza”, XIII, pp. 183—189, București.
- MOORE G. W., NICHOLAS B.G. (1964) — *Speleology — The study of caves*. D.C. Heath and Co., Boston, 120 p.
- NEDOPACA M. (1982) — *Contribuții la cunoașterea mineralogiei speleotemelor din Romania*. Bul. Speol., 6, FRITA-CCSS, pp. 67—75, București.
- NEDOPACA M., TODA P. (1983) — *Noi ocurențe de dahlit în pesterile Romaniei*. Bul. CSER, 8, pp. 145—149, București.
- NEDOPACA M. (1984) — *Observations minéralogiques dans la grotte des Ours-Bulzești*. Theor. Appl. Karst., 1, pp. 47—49, București.
- NEDOPACA M. (1987) — *Mineralizațiile hidrotermale cu cuarț din peșterile de la Trestia-Băița (jud. Hunedoara)*. Bul. Speol., 11, pp. 9—14, (english abstract).
- NEDOPACA M., ONAC B., TODAN V. (1989) — *Aspecte ale micromorfologiei cristalelor de gips din pesteri*. Bul. Speol., 12, FRITA-CCSS, pp. 9—13, (english abstract), București.
- ONAC B. (1986) — *Die grosse Höhle vom Fadental*. Reflektor, 4, p. 9, Basel.
- ONAC B., VIEHMANN I. (1987) — *Origines et formes d'apparition du gypse dans Peștera Vintului (Monts Pădurea Craiului)*. Theor. Appl. Karst., 3, pp. 243—245.
- ONAC P. B. (1987) — *Grottes de traction gravitationnelle dans les gorges du Runc (SE de Muntele Mare-Carpates Occidentales)*. Studia Univ. „Babeș-Bolyai”, Geologia-Geographia, XXXII, 2, pp. 87—93, Cluj-Napoca.
- ONAC P.B. (1991) — *New data on some gypsum speleothems in the Vintului (Pădurea Craiului Mountains) and Răstoci (Someșan Plateau) caves*. Trav. Inst. Spéol. „E. Racovitza”, XXX, pp. 189—193, București.
- VIEHMANN I., RACOVITA GH. (1968) — *Stalagmite de gheață termoindicatoare*. Inst. Geol., D.S. ale Sedintelor, LIV, pp. 353—363, București.
- VIEHMANN I. (1975) — *Quelques considérations sur l'aragonite et les cristallisations excentriques des grottes*. Trav. Inst. Spéol. „E. Racovitza”, XIV, pp. 141—147, București.

SMALL MAMMALS OF THE PENULTIMATE GLACIAL CYCLE (SAALE/RISS) DISCOVERED IN TWO CAVES FROM NORTHWESTERN OLTENIA, ROMANIA

Costin RADULESCU * and Petre Mihal SAMSON *

Excavations undertaken in two caves (the Cave No. 10 in the Lupşa Valley and the Cave in the Părului Valley) from northwestern Oltenia, Romania, produced faunal assemblages rich in small mammal species. The faunas are characterised by the presence of some archaic forms as *Muscardinus dacicus malvensis* n. ssp., *Stenocranius gregaloides* (Cave No. 10) and *Pliomys lenki* ssp. (the Cave in the Părului Valley). The two faunal assemblages are indicative of a temperate phase (Cave No. 10) after which the climate became cooler (the Cave in the Părului Valley). On the basis of the evolutionary stage of the species present, the two faunas may be assigned to the penultimate glacial cycle (Saale/ Riss).

Key words: small mammals, cave deposits, penultimate glaciation (Saale/Riss), northwestern Oltenia, Romania, systematics, biostratigraphy.

MICROMAMMIFÈRES DE L'AVANT-DERNIER CYCLE GLACIAIRE (SAALE/RISS) DÉCOUVERTS DANS DEUX GROTTES DU NORD-OUEST DE L'OLTÉNIE(ROUMANIE)

Les fouilles entreprises dans deux grottes (la Grotte No. 10 de Valea Lupşa et la Grotte de Valea Părului) du Nord-Ouest de l'Olténie (Roumanie) ont fourni des associations fauniques riches en restes de micromammifères. Les associations se caractérisent par la présence de certains éléments archaïques comme *Muscardinus dacicus malvensis* n. ssp., *Stenocranius gregaloides* (Grotte No. 10) et *Pliomys lenki* ssp. (Grotte de Valea Părului). Les deux faunes indiquent une phase tempérée (Grotte No. 10) suivie par une péjoration du climat (Grotte de Valea Părului). En jugeant par le degré d'évolution des espèces mises au jour, les deux ensembles fauniques peuvent être rapportés à l'avant-dernier cycle glaciaire (Saale/Riss). Mots clé: micromammifères, dépôts de grotte, avant-dernière glaciation (Saale/Riss), Nord-Ouest de l'Olténie, Roumanie, systématique, biostratigraphie.

1. INTRODUCTION

Late Pleistocene (including the two last glacial cycles, Saale/Riss and Vistula/Würm) small mammals are very poorly known in karst deposits

* Institutul de Speologie „Emil Racoviţă”, str. Frumoasa 11, R-78114 Bucureşti 12, Romania.

from Oltenia. Excavations undertaken at the Muierilor Cave (Peștera Muierilor) near Baia de Fier, Gorj dep., yielded a few remains of rodents in association with Mousterian implements (NICOLĂESCU-PLOPȘOR & al., 1957). On the basis of the fossils housed in the Oltenia Museum (Natural History), Craiova, we identified *Cricetus cricetus*, *Arvicola terrestris* and *Microtus arvalis* at the Muierilor Cave.

Recently, a number of insectivores, rodents and lagomorphs were recorded at the Cioarei Cave (Peștera Cioarei) near Boroșteni, Gorj dep. being recovered from layers assigned to the Middle and Late Würm (TERZEA, 1987).

Excavations carried out by us during 1980 and 1982 in cave deposits from northwestern Oltenia (the Mehedinți Mountains and Plateau) produced faunas rich in small mammal species attributable to the penultimate glacial cycle. Mammal-bearing deposits of this age are recorded for the first time for this part of Romania.

Up till now, only a few number of karst and stratified deposits from Transylvania and Dobrogea have yielded faunal assemblages containing abundant micromammalian elements belonging to the penultimate glaciation. Fossiliferous deposits rich in small mammals of Saalian/Rissian age are known from the karst infilling at Sândominic-2, Upper Ciuc Basin, eastern Transylvania (SAMSON & RĂDULESCU, 1969, PĂUNESCU, RĂDULESCU, & SAMSON, 1982), the loess sequence at Ariușd-Road, Brasov Depression, southeastern Transylvania (RĂDULESCU & SAMSON, 1975), the basal portion of the stratigraphical succession from the "La Adam" Cave (SAMSON, 1971, 1976) and the upper layer at the Gura Dobrogei-4 rockshelter, central Dobrogea (RĂDULESCU & SAMSON, 1986).

2. THE CAVE No. 10 IN THE LUPȘA VALLEY (CODE VL-10)

2.1. GEOGRAPHICAL SETTING AND STRATIGRAPHY

The Cave No. 10 in the Lupșa Valley (Peștera Nr. 10 din Valea Lupșa, code 2122/10 in GORAN, 1982) is situated in the Mehedinți Mountains (part of the Central group of the Southern Carpathians) near the locality of Cloșani, Gorj dep. The cave, with a total length of 46 m, is located at an elevation of 400 m above sea level in the Cracul Morii Massif at approximately 2 km upstream from the confluence of the Lupșa Valley and the Motru Sec River. The opening, 7 m high, faces north-west; an ascending gallery is connected with a terminal chamber; many 7–8 m high chimneys allow accumulations of clayey deposit mixed with schist fragments on the cave floor (DECOU, DECOU & BLEAHU, 1967).

A test trench 1 m long by 0.5 m wide was dug in the main passage near the entrance of the cave. Excavation was conducted in microstratigraphical technique by levels of 5 cm to a depth of 0.55 m. At this level, large limestone blocks were encountered; due to the small area of excavation these blocks could not be removed. The deposits, in descending order, are as follows:

— layer 1, 3–6 cm thick, consisting of a fine-grained glomerular clayey sediment, dark reddish brown in colour (5YR 3/4);

— layer 2, 15–20 cm thick, similar to layer 1 but somewhat lighter in colour (5YR 4/4, reddish brown) and more cohesive;

— layer 3, 30 cm thick, represented by a dark reddish brown (5YR 3/4), strongly cohesive clayey deposit.

All the layers include cave-derived limestone fragments and a great amount of surface-derived schist pebbles (2–3 cm in diameter).

Using of washing and screening technique produced rich small mammal remains. The faunal list is indicated in Table 1.

Table 1

Distribution of small mammal species at the Cave No. 10 in the Lupşa Valley and the Cave in the Părului Valley

	VL–10	VP
Insectivora		
<i>Erinaceus europaeus</i> Linnaeus	+	+
<i>Talpa europaea</i> Linnaeus	+	+
<i>Sorex araneus</i> cf. <i>macrognathus</i> Jánosy	+	–
<i>Sorex araneus</i> ssp.	–	+
<i>Neomys fodiens</i> (Pennant)	–	+
<i>Crocidura suaveolens</i> (Pallas)	+	–
<i>Crocidura</i> sp. (large)	+	+
Lagomorpha		
<i>Ochotona pusilla</i> (Pallas)	+	+
<i>Lepus</i> sp.	+	+
Rodentia		
<i>Sciurus vulgaris</i> Linnaeus	+	+
<i>Glis glis</i> (Linnaeus)	+	+
<i>Dryomys nitedula</i> (Pallas)	+	+
<i>Muscardinus dacicus malvensis</i> n. ssp.	+	–
<i>Muscardinus</i> cf. <i>avellanarius</i> (Linnaeus)	–	+
<i>Sicista betulina</i> (Pallas)	+	–
<i>Sicista subtilis</i> (Pallas)	+	+
<i>Spalax</i> cf. <i>leucodon</i> Nordmann	+	–
<i>Spalax</i> cf. <i>microphthalmus</i> Gldenstaedt	–	+
<i>Apodemus sylvaticus</i> (Linnaeus)	+	+
<i>Apodemus</i> cf. <i>flavicollis</i> Melchior	+	+
<i>Cricetulus migratorius</i> (Pallas)	+	+
<i>Cricetus cricetus</i> (Linnaeus)	+	+
<i>Mesocricetus newtoni</i> Nehring	+	+
<i>Pliomys lenki</i> ssp.	–	+
<i>Clethrionomys glareolus</i> (Schreber)	+	+
<i>Arvicola</i> sp.	+	+
<i>Stenocranius gregaloides</i> (Hinton)	+	–
<i>Pitymys subterraneus</i> (de Slys-Longchamps)	+	+
<i>Chionomys nivalis</i> (Martins)	+	+
<i>Microtus arvalis</i> (Pallas)	+	+
<i>Microtus agrestis</i> (Linnaeus)	+	+

2.2. THE FAUNA

The fauna shows a mixture of sylvan, grassland and steppe components. As a whole, the association is characterised by the dominance of

Microtus arvalis/agrestis and the high frequency of *Pitymys subterraneus*; the forest species are relatively well represented pointing to a still important development of woodland areas. It is worth noting that the steppe species which indicate an increase of continentality are represented in a low frequency. A characteristic feature of the faunal assemblage is indicated by the occurrence of a large form of *Muscardinus* which displays a close relationship to *M. dacicus*. The presence of *Stenocranius gregaloides* is another peculiarity of the assemblage under consideration.

In order that some significant species might be placed in taxonomic and phylogenetic perspective, a brief review is given below.

Sorex araneus cf. *macrognathus* — The material, generally in a fragmentary state, includes lower and upper jaws as well as isolated teeth. Having a coronoid height of the mandible ranging from 5.0 to 5.25, this fossil shrew appears to be related to *S. araneus macrognathus* (Upponyan substage) and to the large-sized *S. araneus* ssp. (Castellumian and Solymanian substages) of the Middle Pleistocene of Hungary (JÁNOSSY, 1986). In the chronology adopted by us at least the Solymanian substage belongs to the penultimate glacial cycle (Late Pleistocene).

Muscardinus dacicus malvensis n. ssp. — A large-sized form of hazel dormouse is represented at all levels of the excavation. Comparative study of the M1/, regarded as a diagnostic molar, indicates that this Late Pleistocene form is worthy of formal subspecific recognition.

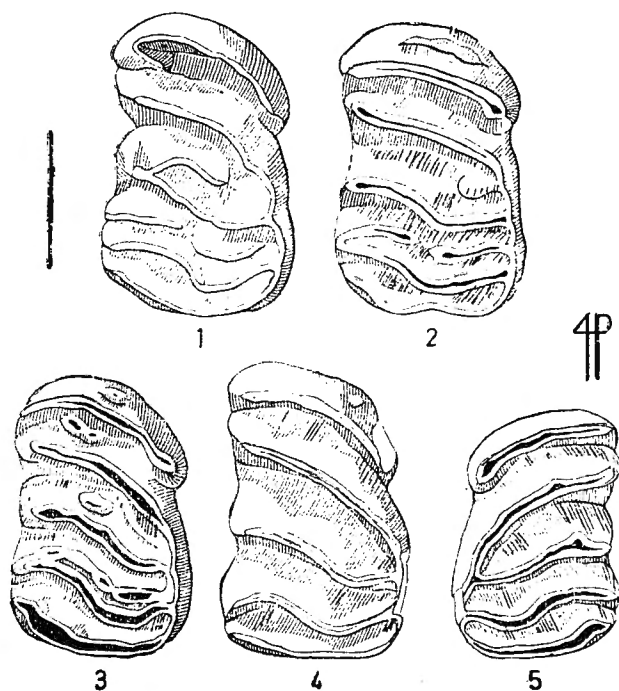


Fig. 1 — *Muscardinus dacicus malvensis* n. ssp. from VL-10: 1. right M1/ (VL-10/0007), type; 2—4. right M1/ showing morphological variation. *Muscardinus* cf. *avellanarius* from VP: 5. left M1/. Occlusal view. Scale equals 1 mm.

Material: complete or partial mandibles and maxillaries, isolated teeth illustrating all dental categories.

Holotype: right M1/ (VL-10/0007) (fig. 1.1); occlusal length \times width 2.15×1.42 mm. Coll. Inst. Speol. "Emil Racoviță".

Horizon and locality: layer 2, the Cave No. 10 in the Lupșa Valley, Gorj dep.

Age: interstadial phase within the penultimate glacial cycle (Saale/Riss) (Late Pleistocene).

Etymology: from Malva, the Dacic name for the capital of the ancient Roman province of Dacia Malvensis, an administrative division including Oltenia and western Muntenia.

Diagnosis: the new taxon is considered to represent an advanced form of the *M. dacicus* lineage possessing the M1/ with numerous supplementary ridges and/or tubercles.

Differential diagnosis: although the morphological variation of the M1/ in *M. dacicus* is still poorly known, a comparison with the earlier representatives of this species shows that the Late Pleistocene *M. dacicus malvensis* n. ssp. is distinguished by the presence on the occlusal surface of the M1/ of a greater number of additional elements (ridges, tubercles, extraridges).

Description of the holotype: the molar is characterised by the presence of two additional ridges; a sixth nearly complete ridge is placed between the third and fourth main ridges and a less developed ridge is connected to the lingual end of the third ridge; the first crest is distinguished by its strongly bent, hook-like lingual end (fig. 1.1). Other specimens show a various number of additional formations (fig. 1.2–3); in a few examples, M1/ may present a simple morphology resembling *M. avellanarius* in which M1/ is basically with only five ridges (fig. 1.4–5). *M. dacicus malvensis* n.ssp. differs from *M. avellanarius* in having significantly larger and narrower teeth; comparatively, the M1/ of the new taxon reveals a strong tendency to form supplementary ridges.

Measurements of the M1/ (in mm):

	N	O R	\bar{X}	s	V
length	24	1.88–2.17	2.0104	0.08291	4.12
width	24	1.28–1.45	1.3788	0.04446	3.22

Discussion — The fossil species *M. dacicus*, described by KORMOS (1930) on the basis of Early Pleistocene material from Betfia-2 (northwestern Romania), is characterised, in comparison with *M. avellanarius*, by its larger, less reduced teeth; the most conspicuous difference is indicated by the M1/ having six ridges on the occlusal surface, in contrast to *M. avellanarius* in which this molar displays only five ridges.

In this connection, it is interesting to note that a sample of nine recent individuals of *M. avellanarius* from Romania shows a rather broad morphological variation including the presence of a sixth ridge on the occlusal surface of the M1/. Compared with *M. dacicus*, the recent specimens are considerably smaller.

The main difference between *M. dacicus* and *M. avellanarius* consists, therefore, in the significantly larger size of the former; dental morphology alone does not allow a reliable discrimination to be made between the two species.

M. dacicus or very related forms are known from various localities ranging from the Early Pliocene (Pódlesice, Poland) (KOWALSKI, 1963) to the Middle Pleistocene (Kövesvár, Hungary) (JÁNOSSY, 1963, 1986).

In Romania, *M. dacicus* is known from Betfia-2 (type-locality) (KORMOS, 1930), Betfia-10 (TERZEA & JURCSÁK, 1967) and Betfia-7 (TERZEA, 1992). Re-examination of *Muscardinus* from Sândominic-1 (cited as *M. cf. avellanarius* in SAMSON & RĂDULESCU, 1969) showed that the single M1/ may be assigned to *M. dacicus cf. malvensis* on the basis of its large size and general proportions, although on the occlusal surface there is only a small additional tubercle between the third and the fourth ridges. The finds from the Cave No. 10 show that the *M. dacicus* lineage survived until the penultimate glaciation.

Arvicola sp. — The water vole is represented by a primitive *terrestris* form; distinguished by a slightly differentiated or undifferentiated (uniform) enamel. The M1/ is rather small. Intermediate populations of *Arvicola* (*A. cantianus/terrestris*), possessing molars with varying differentiation of the enamel occur during the penultimate glacial cycle and last interglacial in Western and Central Europe (VON KOENIGSWALD, 1973, HEINRICH, 1990).

Stenocranius gregaloides — This primitive morphological type is represented by a mandible with M/1 having the fourth and the fifth triangles confluent.

Clethrionomys glareolus — Representatives of this species older than the last glaciation appear to be characterised by the fluctuating occurrence of the three-rooted condition in the M1/ as opposed to the two-rooted condition in later and recent forms (JEANNET, 1981). The two-rooted condition is realised through the fusion of the anterior and anterolingual roots which are separate in three-rooted M1/. In this connection it is worth mentioning that 8 out of 25 M1/ from VL-10 possess three roots. This feature appears to reveal a morphological trend of evolutionary significance. Analyses of this trend, i.e. fusion of the two anterior roots, may provide a basis for the relative dating of the fossil localities containing *Clethrionomys*.

3. THE CAVE IN THE PĂRULUI VALLEY (code VP)

3.1. GEOGRAPHICAL SETTING AND STRATIGRAPHY

The cave in the Părului Valley (Peștera din Valea Părului, code 2132/3 in GORAN, 1982) is situated at an elevation of 460 m above sea level in the Coșuștea basin (Mehedinți Plateau) downstream from Cerna Vârf. The cave, with 261 m of passages, is approximately 2 km east of the village of Cerna Vârf, Mehedinți dep.; its location is on the left slope of the Chimenic Hill, in the Părului Valley, a tributary of the Coșuștea River.

The cave deposits consist of two sedimentary cycles:

— the lower cycle includes river laid sediments (an alternation of gravels and sands) deprived of faunal remains;

— the upper cycle, which was laid down after the groundwater circulation ceased, consists of accumulations of cave — and surface derived materials.

Unfortunately, the deposits were greatly disturbed and only some very restricted zones were found to be *in situ*. Excavations executed in the upper sedimentary cycle showed that the fill consisted of a reddish brown (5YR 4/4) clayey deposit containing limestone fragments and concretions as well as fragments of calcite crusts. The thickness of the deposit ranged from 50 to 90 cm. Excavations were made in the main chamber of the cave and in the passage which continues eastwards this chamber. The two excavations yielded very similar faunal assemblages. The general composition of the small mammals is indicated in Table 1.

3.2. THE FAUNA

The faunal association is distinguished by the survival of a form belonging to the *Pliomys lenki* lineage. *Chionomys nivalis* is the commonest species in the assemblage. The species occurring at VP outside their present area of distribution (*Ochotona pusilla*, *Cricetulus migratorius*, *Mesocricetus newtoni*) are all indicative of a steppe environment. As a whole, the faunal assemblage contains predominantly species which are generally associated with open vegetation (*M. arvalis*, *M. agrestis*) and rocky ground (*Ch. nivalis*). The forest dwellers (*Sciurus*, glirids, *Apodemus*, *Clethrionomys*) are present, but in a relatively low frequency.

Muscardinus cf. *avellanarius* — Hazel dormouse is known through two M1/ which agree in size and morphology (five ridges on the occlusal surface) (fig. 1.5) with recent *M. avellanarius*.

Pliomys lenki ssp. — A member of this lineage is represented by a unique upper molar (M1/) which is deprived of cement and shows an enamel differentiation of *Microtus* type; it is worth noting that on the convex sides of dental prisms the enamel is remarkably thin.

In Central Europe, *P. lenki* is unknown later than the antepenultimate glaciation (Elster/Mindel) (BARTOLOMEI & al., 1975, JANOŠSY, 1986). In northern Italy the species is probably not later than the last interglacial (JEANNET, 1981). In Spain, *P. lenki relictus* survived until the first part of the last glaciation (CHALINE, 1985).

In Romania, a late form identified as *P. lenki* cf. *relictus* was recorded at Sândominic-1 in a faunal assemblage regarded as correlative with the end of the penultimate interglacial (Holstein/Mindel-Riss) (SAMSON & RĂDULESCU, 1969, PĂUNESCU & al., 1982).

Clethrionomys glareolus — 11 M1/ in which the roots are preserved display the fusion of the anterior and anterointernal roots; two specimens present these roots fused but their pulp cavities are distinct. Although the number of the M1/ is reduced, the bank vole at VP appears to be characterised by the dominance of the two-rooted condition in this tooth. This feature occurs also in recent *C. glareolus*. The material under consideration seems, therefore, to be more closely related to recent bank vole, in contrast to the M1/ from VL-10 (32% of M1/three-rooted).

Arvicola sp. — The material represents a relatively primitive member of the *terrestris*-group, characterised by molars with slightly differentiated or uniform enamel.

4. BIOSTRATIGRAPHY

The faunal assemblage at VL-10, including *Muscardinus dacicus malvensis* n. ssp., *Stenocranius gregaloides* and a primitive form of *Arvicola terrestris*, appears to date from a time interval prior to the last glacial cycle. Although the fauna contains forest and meadow species, the presence of steppe elements (*Ochotona*, cricetids) and *Ch. nivalis* implies that the assemblage dates from a period with prevailing interstadial climatic conditions, cooler and drier than today. At present, the investigated area is characterised by a submediterranean climate (DECOU & al., 1967). Extant snow vole (*Ch. nivalis*) is confined in the Carpathians to the rocky environment of the alpine and subalpine vegetational zones above 1800 m (HAMAR, 1960).

The small mammals from VL-10 display strong affinities with the faunal assemblage at Sândominic-1 which contains, among other species, *Sorex araneus macrognathus*, *Muscardinus dacicus* cf. *malvensis* and *Pliomys lenki* cf. *relictus*. The steppe species occurring at VL-10 are practically absent at Sândominic-1. This latter locality may be correlated with a warm temperate time interval regarded as equivalent to the end of the penultimate interglacial (SAMSON & RĂDULESCU, 1969, PĂUNESCU & al, 1982). On the other hand, a possible correlation of the Sândominic-1 fauna with the Hoogeven interstadial (or interglacial?) situated within the first part of the penultimate glacial cycle (ZAGWIJN, 1985) cannot be ruled out and needs further investigation.

Compared with VL-10, the small mammal association from VP is marked by the presence of *Pliomys lenki* ssp. Taking into consideration the great percentage of *Ch. nivalis* (33% of the arvicolids) and the evolutionary stage of *Clethrionomys glareolus*, the PV fauna may be situated in a subsequent cooler time interval within the penultimate glacial cycle.

Both faunal assemblages from northwestern Oltenia are broadly equivalent to the Steinheimian faunas of Central Europe (including the Castelmurian and Solymarian substages of Hungary) (JÁNOSSY, 1968).

5. CONCLUSIONS

The new small mammal associations discovered in two cave deposits from northwestern Oltenia (Romania) include some archaic taxa (*Muscardinus dacicus malvensis* n. ssp., *Pliomys lenki* ssp. and *Stenocranius gregaloides*) which suggest that these faunas date from the penultimate glacial cycle.

The faunal assemblages at VL-10 and PV are considered to represent two climatically distinct phases. VL-10 is indicative of a rather temperate but relatively dry climate corresponding to an interstadial phase, whereas the microfauna at VP is interpreted as reflecting deteriorating climatic conditions.

Acknowledgment—We are grateful to Dr. D. Murariu, Director of the „Grigore Antipa” Museum for the loan of recent rodent material.

REFERENCES

- BARTOLOMEI G., CHALINE J., FEJFAR P., JÁNOSSY D., JEANNET M., KOENIGSWALD W. von & KOWALSKI K. (1975), *Pliomys lenki* (Heller 1930) (*Rodentia, Mammalia*) en Europe. Acta Zool. Cracov. **20**, 10, 393–465, Kraków.
- CHALINE J. (1975), *Pliomys lenki* en Espagne in: BARTOLOMEI G. & al., *Pliomys lenki* (Heller 1930) (*Rodentia, Mammalia*) en Europe. Acta Zool. Cracov. **20**, 10, 447–449, Kraków.
- DECOU A., DECOU V. et BLEAHU M. (1967), *Grottes d'Olténie, explorées de 1959 à 1962* in: *Recherches sur les grottes du Banat et d'Olténie — Roumanie 1959–1962*. Ed. C.N.-R.S., 229–392, Paris.
- GORAN C. (1982), *Catalogul sistematic al peșterilor din România 1981*. Ed. Cons. Nation. Educ. Fizica Sport. 496 p., București.
- HAMAR M. (1960), *Rodent fauna (Rodentia) of the Romanian Carpathians* in: *Flora and Fauna of the Carpathians*. Ed. Acad. Sc. SSSR, 131–149, Moscow (In Russian).
- HEINRICH W.-D. (1990), *Some aspects of evolution and biostratigraphy of Arvicola (Mammalia, Rodentia) in the Central European Pleistocene* in: O. FEJFAR & W.-D. HEINRICH Eds, *International Symposium Evolution, Phylogeny and Biostratigraphy of Arvicolids (Rodentia, Mammalia)*. Ed. Geol. Surv. Prague, 165–180, Prague.
- JÁNOSSY D. (1963), *Die altpleistozäne Wirbeltierfauna von Kővesvárad bei Répáshuta (Bükk-Gebirge)*. Ann. Hist.-Nat. Mus. Nation. Hung. **55**, 109–141, Budapest.
- JÁNOSSY D. (1986), *Pleistocene Vertebrate faunas of Hungary*. Akad. Kiadó, 208 p., Budapest.
- JEANNET M. (1981), *Les rongeurs du gisement acheuléen d'Orgnac 3 (Ardèche)*. Bull. Soc. Linn. Lyon **50**, 2, 49–71, Lyon.
- KOENIGSWALD W. von (1973), *Veränderungen in der Kleinsäugerfauna von Mitteleuropa zwischen Cromer und Eem (Pleistozän)*. Eiszeitalter u. Gegenwart **23/24**, pp. 159–167, Öhringen.
- KORMOS TH. (1930), *Diagnosen neuer Säugetiere aus der oberpliozänen Fauna des Somlyó-berges bei Püspökföld*. Ann. Mus. Nation. Hung. **27**, pp. 237–246, Budapest.
- KOWALSKI K. (1963), *The Pliocene and Pleistocene Gliridae (Mammalia, Rodentia) from Poland*. Acta Zool. Cracov. **8**, 14, pp. 533–567, Kraków.
- NICOLĂESCU-PLOPȘOR & al. (1957), *Șantierul arheologic Baia de Fier* (with French res.). Mat. Cercet. Arheol. **3**, pp. 13–27, București.
- PAUNESCO A., RADULESCO C. & SAMSON P. (1982), *Découvertes du Paléolithique inférieur en Roumanie*. Trav. Inst. Spéol. „Emile Racovitza” **21**, pp. 53–62, Bucarest.
- RADULESCO C. & SAMSON P. (1975), *Présence de Micromammifères dans le Riss du Bassin de Baraolt (Dép. de Brașov)*. Trav. Inst. Spéol. „Emile Racovitza” **14**, pp. 119–123, Bucarest.
- RADULESCO C. & SAMSON P. (1986), *Les Micromammifères du Pléistocène moyen de Gura Dobrogei — 4 (Dép. de Constanța, Roumanie)*. Trav. Inst. Spéol. „Emile Racovitza” **25**, pp. 67–83, Bucarest.
- SAMSON P. (1970), *La stratigraphie du Quaternaire supérieur en Roumanie*. VIII^e Congrès INQUA, Etudes sur le Quaternaire dans le Monde, pp. 629–636, Paris.
- SAMSON P. (1976), *Les Equidés fossiles de Roumanie (Pliocène moyen-Pléistocène supérieur)*. Geol. Romana **14**, pp. 165–352, Roma.
- SAMSON P. & RĂDULESCU C. (1969), *Faunele de mamifere cuaternare din Bazinul Ciuc și Borsec (jud. Harghita)*. Lucr. Inst. Speol. „Emil Racoviță” **8**, pp. 215–223, București. (With English res.).
- TERZEA E. (1987), *La faune du Pléistocène supérieur de la Grotte „Peștera Cioarei” de Borsec (Départ. de Gorj)*. Trav. Inst. Spéol. „Emile Racovitza”, **26**, pp. 55–66, Bucarest.
- TERZEA E. (1992), *Apodemus mystacinus (Danford & Alston) (Rodentia, Mammalia) dans le Pléistocène inférieur final de Betsia-VII (Bihor, Roumanie)*. Trav. Inst. Spéol. „Emile Racovitza” **31**, pp. 83–94, Bucarest.
- TERZEA E. & JURCSÁK T. (1967), *Asupra unui nou punct fosilifer descoperit la Betsia*. Lucr. Inst. Speol. „Emil Racoviță” **6**, pp. 193–209, Bucarest. (With French res.).
- ZAGWIJN W. H. (1985), *An outline of the Quaternary stratigraphy of the Netherlands*. Geol. Mijnbouw **64**, pp. 17–24, Dordrecht.

EXPERIMENTAL METHODS IN STUDYING THE CAVE RAFTS

Iosif VIEHMANN*

The discovery and the survey of the cave rafts deposit have been made in Hoanca Apei Cave, on the Girda Seaca Valley, in the Bihor Mountains (Romania). At the far end of an upward side gallery, at 220 m from the cave entrance, lies a horizontal room whose floor presents three depressions as deep as 45 cm. These hollow basins are placed on an important deposit of thin lamellar calcite plates, the so-called cave rafts („calcite flottante”).

The sediment covers a total area of 35 m² and the soundings carried out down to 165 cm have shown a mean thickness of 90 cm for the cave rafts deposit itself. The general aspect is that of a “corn flakes”-like deposit consisting in a great many cave rafts shattered by their own weight into 1.2—3.4 cm² plates.

The basins have been found to be temporarily full of water three times a year, thereby forming cave pools. The largest cave rafts floating on the top of the pools could reach, before breaking into pieces, a remarkable area of 600 cm². The pools are filled up by the water trickling along the room walls as well as by a tiny stream coming from a neighbouring, inaccessible room as a feeble, barely perceptible thread of water.

The very existence of this extremely remarkable deposit compelled us to search after the mechanism which had generated these speleothems. We first proceeded to an analysis of the water and the air of the room. All the measurements carried out (the hardness of the incoming water and of the pools waters; the carbon dioxide concentration in the air) have not shown any unusual values for the investigated room, nor have they show any significant variations from those measured in the remainder of the cave.

It was then assumed that a particular physical mechanism which created the necessary conditions could account for the origin of this deposit of calcite rafts. Several field and laboratory experiments have been carried out in order to investigate this hypothesis.

I. *Chromatic marking of the cave rafts.* The calcite rafts floating on the pools surface were varnished in red and their position was recorded on successive field trips. During the dry period that followed, the red-marked cave rafts lay on the bottom of the drained pools, closely following the pattern of the relief. In the meantime, the rafts had undergone a process of fragmentation. The next visit to the cave coincided with the pain fall when the water

* Institutul de Speologie „Emil Racoviță”, str. Frumoasă 11, R-78114 București 12 Romania.

had filled the pools up again. On that occasion it was noticed that most of the marked rafts were refloating.

In order to prove beyond any doubt that the calcite plates lying on the bottom of the drained pools have been brought back to the surface of the rising waters as floating rafts, we proceeded to a second marking. This time the bottom plates were varnished in black. During the next filling of the pools, both red and black marked rafts were floating.

II. *Testing the filling-drainage mechanism of the pools.* The room with the calcite rafts deposit is provided with a natural barrage, a "gours" — like border 65 to 95 cm in height. This represents a veritable stalagmitic wall, almost impermeable, which retains nearly all the amount of water toward the raft deposit.

Because of the looseness of the deposit and of the empty spaces that occur between the fragments of calcite rafts, we assumed that the pools were being filled with water in an upward, very slow motion. In order to check this hypothesis, four table tennis balls (numbered from 1 to 4) were set in the following positions during the dry period: 1. on the very bottom of the main pool; 2. at the midpoint of the lightly sloped wall of the pool; 3. on the upper border of the pool; and 4. on the floor of the cave room, close to ball no. 3. As the balls were successively lifted from their position by the rising water, the lifting time was corroborated with the water level of the water table during the period of dry pools.

This experiment has shown that the water generating these speleothems, and which came from a small source located in a neighboring, unexplored room, as well as from the ceiling and the walls of the cave, first went all the way through the calcite raft deposit down to a depth of 165 cm at the least. Afterwards, the water level rose until it reached the bottom of the pools. The water kept on rising and lifted the calcite plates which became floating rafts again. The whole process lasted about 90 days, from the depth of 165 cm until the complete filling of the pools, which gives a mean of 1.8 cm in 24 hours.

III. *Laboratory experiments.* Experiments have shown that such calcite plates whose thickness does not exceed 0.6 mm could very easily refloat on the top of a perfectly still water, regardless of their generation, thickness or size.

In order to have confirmation that the rafts lying down on the bottom of the pools were brought back to the surface, we proceeded to a further laboratory experiment.

Three Buchner funnels were used, provided each with horizontal ceramic filter of 25 G 2 u porosity. On each funnel 12 calcite plates were laid on to the surface of the filter, i.e. on the bottom of the funnel. The funnels were filled with water from their bottom tube upwards, by means of a hose which channelled water in free fall, but at a controlled flow rate. Even at a filling rate sensibly higher than in the cave, that is a rise of 1 cm every 10 minutes, we succeeded in making the calcite rafts refloat. For the funnel with the lowest porosity and the weakest turbulence state, 9 out of the 12 rafts refloated. The rafts kept on floating on the completely motionless water for 21 days, when the experiment was stopped.

Conclusions. The cave rafts deposit in Hoanca Apei Cave is formed by about 14 plate fragments per cm^3 . The total number of the rafts lying in this deposit estimated at 35 m^3 would reach about 440 millions. The cave rafts remain free of concretion owing to the upward — downward motion of the water. The same phenomenon occurs in the case of the genesis of cave pearls settled in nests or in stratified deposits on the cave floors.

The pools having been filled with water, the stagnation of the water lasts long enough to allow the formation of nuclei of floating rafts. These nuclei, and later on the rafts themselves, could be countless times brought down to the pool bottom and back to a floating state, i.e. until their own weight would overcome the surface tension. Our own observations record four such successive motions.

It is mainly this inverted mechanism of upward filling the water pools at an extremely slow rate that accounts for the genesis of this original and unique deposit of calcite cave rafts.

VASILE SENCU

1930 – 1993

Les chercheurs de l'Institut de Géographie de l'Académie Roumaine furent profondément attristés par la disparition inattendue de leur collègue et ami Vasile Sencu, le 30 janvier 1993. Cette séparation définitive en plein pouvoir de création a frappé aussi ses collègues de l'Institut de Spéologie „Emile Racovitza” avec lesquels il collaborait continuellement, en leur accordant son aide précieuse dans les travaux sur les phénomènes karstiques du Banat.

Né le 4 octobre 1930 dans le village Carapaciu de la Bucovine du nord, Vasile Sencu a été le premier fils d'une famille devenue au fil des années très nombreuse.

Pour sauver sa femme et ses sept enfants de l'invasion soviétique, son père, Cosma Sencu, a décidé de se réfugier en Roumanie (en 1944). Après un long périple à travers le pays, il s'est installé à Timișoara, où il a commencé d'édifier une nouvelle ferme, malgré la précarité des moyens dont il disposait. A 14 ans, Vasile Sencu a été contraint de s'engager comme apprenti dans une fabrique à cause des difficultés matérielles de la famille.

Remarqué pour son sérieux et son aspiration de s'instruire, il a été soutenu par la direction de l'entreprise afin de pouvoir suivre ses études. Ainsi, en 1955, il finit la Faculté de Géologie-Géographie, Section de Géographie, de l'Université du Bucarest. Dans la même année il a décidé de revenir au Banat pour s'engager comme géologue à l'exploitation souterraine de charbons d'Anina. Là, pour résoudre le problème des infiltrations de l'eau dans la mine, d'une part, et l'assurance de l'approvisionnement en eau de la ville Anina, d'autre part, Vasile Sencu s'est impliqué dans l'étude du karst de la zone. Ce fut le commencement d'une grande passion, une flamme qui a brûlé jusqu'aux derniers instants de sa vie.

En 1960, il a été nommé chercheur scientifique à l'Institut de Géologie du Bucarest. Après deux années il a été transféré à l'Institut de Géographie où, le long de trois décennies d'activité, il s'est affirmé comme un persévérant investigateur des mystères se trouvant au-dessus et en profondeur des monts calcaires.

Vasile Sencu a réalisé des travaux importants sur la théorie du karst (contribution à la légende de la carte du karst) et de la karstologie appliquée (les cartes du karst du Défilé du Danube, des Monts d'Anina, de la Vallée de Cerna, de Monts Mehedinți et Monts Vilcan; la carte du karst et du clasto-karst de Roumanie; des études sur la dénudation karstique au sud-ouest de la

Roumanie etc). Non moins importants sont ses travaux concernant les processus de karstification développés sur d'autres types de roches (sel, gypse, lœss). Il a publié quelques dizaines d'articles sur la morphologie karstique et autres domaines de la géographie et il a été un collaborateur actif à l'élaboration de certains travaux de référence pour la géomorphologie et la karstologie roumaine: "La géographie de la vallée roumaine du Danube" (1969), "L'atlas complexe-Portile de Fier" (1972), "L'atlas géographique national" (1973). "Géographie de la Roumanie" (vol. I, 1983 et vol. III, 1987).

Une place importante dans son oeuvre est occupée par les nombreux travaux dédiés aux grottes des Monts du Banat, découvertes par lui-même ou étudiées en collaboration avec les chercheurs biospéologues de l'Institut de Spéologie de Bucarest, ainsi que par les travaux sur la protection des phénomènes exo — et endokarstiques de cette partie de notre pays. De tous ces travaux ressortent sa grande passion et son amour constant pour le monde souterrain et ses beautés.

Il a été également un animateur du tourisme roumain, en publiant beaucoup de travaux de profil: "Monts d'Anina", "Défilé du Danube-Portile de Fier", "Département Caraş-Severin" etc.

Vasile Sencu a eu toujours un ami inséparable: l'appareil photographique. Le témoin de son talent est l'album „Beautés naturelles de la Roumanie” et sa photothèque qui totalise bien plus de 12 000 diapositives et nombreux films gardé aujourd'hui à l'Institut de Géographie.

Ce chercheur distingué, qui a donné tout son temps, son argent et sa santé pour le difficile et souvent épuisant travail de recherche et de vulgarisation de la science, a été, malheureusement, ravi d'entre nous avant d'achever son travail de synthèse sur le karst du Banat. Nous ne pourrions jamais oublier la modestie de cet homme de grande tenue morale et d'une rare bonté, toujours prêt d'aider ses collègues. En passant dans l'éternité, il restera dans la postérité, par son oeuvre scientifique, comme l'une des remarquables personnalités de la géographie roumaine.

Par la disparition prématurée de Vasile Sencu, les amoureux du karst roumain perdent un homme, un spécialiste, un ami.

Ştefan NEGREA et Sorin ROATĂ

L'ETERNITE DU PROFESSEUR RADU CĂDERE

Le 3 Février 1993 a marqué la fin de la trajectoire pleine de vie du professeur Radu CĂDERE, une âme noble de l'hydrogéologie roumaine. Cette trajectoire a débuté le 27 décembre 1905, se déroulant par les fonctions d'ingénieur minier en Belgique, de directeur du Crédit Minier de Roumanie, de directeur à l'Entreprise d'État pour les Explorations Minières, de chef du Laboratoire des Eaux Souterraines dans l'Institut des Etudes et des Recherches Hydrotechniques, d'inspecteur général dans le Comité d'Etat des Eaux, de conseiller dans l'Institut de Médecine Physique, Balnéo-Climatologie et Récupération Médicale et surtout de professeur dans l'Institut de Mines et dans l'Institut de Pétrole, Gaz et Géologie de Bucarest.

Le professeur Radu CĂDERE a été un pédagogue exceptionnel, un scientifique reconnu dans le monde hydrogéologique, un esprit encyclopédique, un promoteur des méthodes et des techniques nouvelles dans l'hydrogéologie, un liant des recherches interdisciplinaires et en même temps un soutien inestimable aux disciples et aux subalternes.

En activant comme une personnalité remarquable, la professeur Radu CĂDERE a réussi de nous transmettre sa passion hydrogéologique à long terme.....

Marius ALBU

INFORMATION FOR CONTRIBUTIONS

Papers may be submitted for publication as **Articles** (up to 15 pages) or as **Short Notes** (up to 5 pages). Larger articles i.e. **synthesis articles** may also be published but the subject and contents of these should be discussed first with the Editorial Board. In any case, priority will be given to the papers presented at the previous annual Symposium of Theoretical and Applied Karstology.

Manuscripts must be submitted in English or French, if possible on a floppy-disk (TBM-compatible format) accompanied by two paper-copies. The papers are to be double-space typed on one side of the paper, with 31 lines/page and 67 characters/line. Papers should be headed by the title and the author(s) full name(s). The **complete address** of the author(s) will be listed on a separate sheet. If more than one author, please underline the name and address of the person to whom the correspondence and proof should be sent.

An **abstract** in the paper's language should be placed directly after the title and the author(s)' name(s), followed by the key-words. These will be followed by the translation of the title, abstract and key-words in the other language of the volume (English if the paper's language is French and French if the paper's language is English).

Mathematical equation should be numbered in consecutive order throughout the text, using Arabic numerals.

The **footnotes** are to be consecutively numbered with exponential numbers and double-space typed on a separate sheet.

References cited in the text (and only these) should be listed, in alphabetical order, on (a) separate sheet(s), after the heading REFERENCES/BIBLIOGRAPHIE, taking this issue of T.A.K. as an example. References should be cited in the text in parentheses, in capital letters, with the name(s) of the author(s) followed by the year of publication, e.g. "(AHRENS, 1962)".

Tables are to be numbered in Arabic numerals in order of their appearance within the text, e.g. "Table 1". Each table must be submitted on a separate sheet. If the table has a title and/or a legend, these must be translated in both volume's languages.

Figures (maps or line drawings in black Indian ink on transparent paper) should be prepared in anticipation of a 20—40 % reduction. The authors are requested to limit the size of their illustrations as much as possible. The original figures must not exceed 31×20 cm. The number of folded figures being limited only ONE figure exceeding this size be, as an exception, accepted.

Plates and **text-figures** should be numbered consecutively, with Arabic numerals, in order of appearance. The top of the figure should be indicated if there is any possibility of ambiguity. Please indicate in the manuscript where caption-figure or group of figures is to be inserted.

The **captions** and **explanations** of the figures will be double-space typed on a separate sheet, in both volume's languages.

Authors bear sole responsibility for the content of their contribution.

The Editorial Board keep the right to refuse any manuscript submitted if the subject is out of the volume's topics. The authors are requested to pay special attention to the accuracy of the figures or photographs. The manuscripts of the refused papers will NOT be returned.

Papers accepted by the Editorial Board will become the property of the Publisher. No article or any part thereof may be reproduced in whatever form without the written permission of the Publisher.

A total of 30 reprints of each paper will be supplied to the authors free of charge.

PRINTED IN ROMANIA

