

Kras i speleologia

Tom 10 (XIX)



WYDAWNICTWO UNIWERSYTETU ŚLĄSKIEGO
KATOWICE 2000



Kras i speleologia

Tom 10 (XIX)

**Prace Naukowe
Uniwersytetu Śląskiego
w Katowicach
nr 1922**

Kras i speleologia

Tom 10 (XIX)

**WYDAWNICTWO UNIwersYTETU śLĄSKIEGO
KATOWICE 2000**



Redaktor serii (Editor of the series)

Nauki o Ziemi (Earth Sciences)

ANDRZEJ T. JANKOWSKI

Recenzenci (Reviewers)

JERZY GŁAZEK

JERZY LISZKOWSKI

TERESA MADEYSKA

JACEK MOTYKA

Naukowa Rada Redakcyjna (Editorial Board)

STANISŁAW DŻUŁYŃSKI (członek rzeczywisty PAN, Kraków), JERZY GŁAZEK (Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu), RYSZARD GRADZIŃSKI (członek rzeczywisty PAN, Kraków), ANDRZEJ KRAJNC (Instytut Badań Krasu Słoweńskiej Akademii Nauk w Postojnej), STEIN-ERIK LAURITZEN (Uniwersytet w Bergen), TERESA MADEYSKA (Instytut Badań Czwartorzędu PAN, Warszawa), VLADIMIR PANOŠ (Czeskie Towarzystwo Speleologiczne), ANDRZEJ RÓŹKOWSKI (Uniwersytet Śląski), JEAN-NOËL SALOMON (Uniwersytet w Bordeaux), UGO SAURO (Uniwersytet w Padwie)

Komitety Redakcyjne (Editorial Staff)

Redaktor naukowy (Editor-in-chief): MARIAN PULINA (Uniwersytet Śląski)

Sekretarz (Secretary): ANDRZEJ TYC (Uniwersytet Śląski)

Członkowie (Members): VIACHESLAV ANDREJCHUK (Uniwersytet Śląski), JACEK MOTYKA (Akademia Górniczo-Hutnicza w Krakowie)

Adres wymiany (Address for exchange)
Pracownia Badań i Dokumentacji Środowiska Krasowego
Katedra Geomorfologii, Uniwersytet Śląski
ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec
Poland

Contents

Victor Dublyansky, Viacheslav Andrejchuk The matter of speleology	11
Jan Leszkiewicz, Jacek Rózkowski Response of karst-fissure springs to infiltration recharge in the area of Ojców National Park (Cracow Upland, southern Poland)	27
Zbigniew Adamczyk, Jacek Motyka Influence of heavy rainfalls in July 1997 on water flooding of zinc and lead ore mines in Olkusz area	45
Piotr Goc, Andrzej Górny, Beata Kłojzy-Karczmarczyk, Jacek Motyka Nitrates in cave waters of southern part of Cracow Upland	67
Andrzej Świeca Spatial variability of chemical denudation in the upland part of the Vistula and Bug interfluve	84
Aleksiej Ivanovich Kudryashov, Vladimir Aleksandrovich Moloshtanov The role of deep karst in the formation of latitudinal structures of Verkhnekamskoye Salt Deposits (based on example of Durinsky sag)	105
Károly Barta, Tamás Tarnai Karstmorphological research in the Mecsek Mountains, South Hungary	121
Viacheslav Andrejchuk Karst and suffosion in siliceous rocks of the West Siberia: preliminary note	135
Piotr Migoń The origin of granite caves in Witosza Hill, Jelenia Góra Basin	143

Prof. Vladimir Yordanov Popov (7.03.1912–19.09.1998) (<i>Peter Stefanov</i>)	155
Prof. Peter Habič (29.09.1934–24.12.1998) (<i>Andrej Krajnc</i>)	157
XIX Ecole de Spéléologie et 7 Ecole Internationale de Protection des Terrains Karstiques (Cieszyn–Blansko, 14–20.02.2000) (<i>Andrzej Tyc</i>)	159
8 Ecole Internationale de Karst «Karst Classique» (Postojna, 26–29.06.2000) (<i>Andrzej Tyc</i>)	164

Spis treści

Victor Dublyansky, Viacheslav Andrejchuk Zakres i przedmiot speleologii	11
Jan Leszkiewicz, Jacek Rózkowski Reakcje źródeł szczelinowo-krasowych na zasilanie infiltracyjne w rejonie Ojcowskiego Parku Narodowego (Wyżyna Krakowska, południowa Polska).	27
Zbigniew Adamczyk, Jacek Motyka Wpływ wysokich opadów w lipcu 1997 roku na zawodnienie olkuskich kopalń rud cynku i ołowiu .	45
Piotr Goc, Andrzej Górny, Beata Kłojzy-Karczmarczyk, Jacek Motyka Azotany w wodach jaskiń południowej części Wyżyny Krakowskiej	67
Andrzej Świeca Przestrzenne zróżnicowanie denudacji chemicznej w wyżynnej części międzyrzecza Wisły i Bugu .	84
Aleksiej Ivanovich Kudryashov, Vladimir Aleksandrovich Moloshtanov Rola głębokiego krasowienia w powstaniu równoleżnikowych struktur w złożach solnych Górnej Kamy (na przykładzie zapadliska Durin-skiego)	105
Károly Barta, Tamás Tarnai Badania morfologiczno-krasowe w Górach Mecsek (południowe Węgry)	121
Viacheslav Andrejchuk Kras i sufozja w skałach krzemionkowych zachodniej Syberii – informacja wstępna .	135
Piotr Migoń Geneza jaskiń granitowych na Witoszy w Kotlinie Jeleniogórskiej .	143

Prof. Vladimir Yordanov Popov (7.03.1912–19.09.1998) (<i>Peter Stefanov</i>)	155
Prof. Peter Habič (29.09.1934–24.12.1998) (<i>Andrej Krajnc</i>)	157
XIX Szkoła Speleologiczna oraz 7. Międzynarodowa Szkoła Ochrony Przyrody Obszarów Krasowych (Cieszyn–Blansko, 14–20.02.2000) (<i>Andrzej Tyc</i>)	159
8. Międzynarodowa Szkoła Krasu „Kras Klasyczny” (Postojna, 26–29.06.2000) (<i>Andrzej Tyc</i>)	164

Table des matières

Victor Dublyansky, Viacheslav Andrejchuk L'étendue et l'objet de la spéléologie	11
Jan Leszkiewicz, Jacek Rózkowski Réactions des sources fissureuses karstiques à l'alimentation par infiltration dans la région du Parc National d'Ojców (Plateau de Cracovie) .	27
Zbigniew Adamczyk, Jacek Motyka L'impact des importantes précipitations en juillet 1997 sur l'inondation des mines de zinc et de plomb d'Olkusz .	45
Piotr Goc, Andrzej Górny, Beata Kłojzy-Karczmarczyk, Jacek Motyka Les nitrates dans les eaux des grottes de la partie sud du Plateau de Cracovie	67
Andrzej Świeca Différenciation spaciale de la dénudation chimique dans l'interfluve de la Vistule et du Boug .	84
Aleksiej Ivanovich Kudryashov, Vladimir Aleksandrovich Moloshtanov Le rôle d'une profonde karstification dans la formation des structures méridiennes dans les gisements de sel du Kama supérieur (à l'exemple de l'effondrement de Durinskiy)	105
Károly Barta, Tamás Tarnai Recherches morphologiques et karstiques dans les Monts Mecsek (sud de l'Hongrie)	121
Viacheslav Andrejchuk Le karst et le soutirage dans les roches siliceuses de la Sibérie occidentale – information préliminaire .	135
Piotr Migoń Genèse des grottes granitiques à Witosza dans la Cuvette de Jelenia Góra	143

Prof. Vladimir Yordanov Popov (7.03.1912 – 19.09.1998) (<i>Peter Stefanov</i>)	155
Prof. Peter Habič (29.09.1934 – 24.12.1998) (<i>Andrej Krajnc</i>)	157
19th Speleological School and 7th International School of Nature Protection in Karst Areas (Cieszyn – Blansko, 14 – 20.02.2000) (<i>Andrzej Tyc</i>) .	159
8th International Karstological School “Classical Karst” (Postojna, 26 – 29.06.2000) (<i>Andrzej Tyc</i>) .	164

Victor Dublyansky

ul. Kommunisticheskaya 105, kr. 11,
614 008 Perm, Russia

Viacheslav Andrejchuk

University of Silesia, Department of Geomorphology,
ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec, Poland

The matter of speleology

Abstract: Some basic questions and terms of theoretical speleology are considered. The authors differ caves and cavities, determine Speleology and its subject matter, describe the structure of Speleology and its position among other sciences.

Introduction

Speleology is a complex science about caves. Since its origin, speleology as a science has gone a long way. But till present time there are discrepancies of opinions between specialists about subject matter of speleology and about its structure. It is also connected with insufficient clarity of some principal theoretical propositions. Authors present here their views on the basic questions of Speleology as Science.

Terminology

In 1990, it has been a century since the day when the term **speleology** (from Greek word "*spelaiou*" meaning cave) was first proposed by a French archaeologist E. Rivier. The same year E. Martel, the founder of the European school of cave explorers, used it as a name for a new science. The term was introduced into the German scientific literature by W. Knebel in 1906 but in 1923 H. Kyrle proposed an alternative term **cavology** (*Hohlenkunde*) (Trimmel, 1968). Presumably the term speleology appeared in the Russia after the World War II. In 1945 the Caucasian Combined Karst Exploring and Speleological Station and in 1948 a karst exploring and speleological station in the Pre-Urals were founded (Kungur). In 1947 the Institute of Natural Science of Perm University began to publish a speleological bulletin (now a collection of reports) entitled "*Peshchery*" (*Caves*)¹.

The acceptance of the term speleology as a generic one gave rise to certain contradictions. Karst cavities of other morphologies than that of caves came to be included into the field of speleology (i.e. a science studying caves), such as shafts and pits. The term **cave** is also not quite clear. In the Italian and Swedish literature a term **grotto** (*grottan*) is used instead of the term cave, the former in the German and Slav literature may be used to denote both a surface formation (a shelter) and a part of an underground space (a room). The second contradiction is of genetic character. Initially the field of speleology included only karst caves formed in soluble rocks (limestones, later – in gypsum and rock salt). But even in the Middle Ages caves were known in non-soluble rocks (basalt, lava streams, etc.). By the middle of the 20th century, the variety of rocks containing caves and other cavities became wider and now it includes practically all main groups of magmatic, sedimentary and metamorphic rocks. The above considerations make us analyse the modern notions about the subject matter of speleology as a science in details.

Nowadays the term speleology is used to denote:

1. A science (a branch of physical geography (Shchukin, 1980); a part of geology (Timofeev, 1978)) studying caves, their origin, morphology, microclimate, hydrogeology, their organic world, the material culture of the Stone Age, the use by people in the past and nowadays (Glossary..., 1972; Entsiklopedichesky..., 1968).

¹ In 1892 L. de Noussac used beside the term speleology a term speology. His offer was not accepted. It is used now in Romanian speleology only. Now the term "speology" is used only by some biologists. In the Soviet zoological literature since 1940 all periodical publications about caves have been given a heading "Biospeologia Sovietica".

2. A science studying natural caves, their morphology and the processes in them (Muravsky, 1980).
3. A science about caves, their origin, the geological and hydrological conditions of their development, morphology, deposits and useful minerals, the living conditions for organisms, the history of cave exploitation (Gorbu-nova, Maksimovich, 1987).
4. A science studying the formation of grottos, caves, caverns and other natural cavities, their structure and locations (Timofeev, 1978).

Thus, all investigators agree that speleology is a science about caves. But here some questions arise: what is a cave, can all caves on the Earth be included into the field of speleology, what are the relationships between speleology and other sciences studying the Earth?

In scientific literature the term cave is used to denote:

1. An underground space (Biese, 1934) formed in an easily soluble rock under the action of underground water (Barkov, 1967).
2. A cavity in the upper part of the Earth crust, which communicates with the Earth surface via one or some entrances, holes (Monkhouse, 1970; Maruashvily, 1969).
3. A horizontal channel (Zaitsev, 1940).
4. A cavity of sufficient size for forming underground water turbulent flows, minimum diameter being 5 to 16 mm (Ford, 1977).
5. A natural body within soluble rocks formed as a result of the solution of a primary cavity and transformation under the chemical and mechanical action of underground water (Klimchouk, 1985).
6. A natural underground cavity partially or completely filled with fluids or solids (Muravsky, 1980).
7. A complex system of a limited underground space, all elements of which form an underground landscape (Gorbu-nova, Maksimovich, 1987).
8. A natural cavity accessible for people (Glossary..., 1972) with parts unlit by the sun and having a length (depth) exceeding the two other dimensions (Lyakhnitsky, 1987).

Now we shall separate from the above contradictory cave definitions the essential and non-essential cave features.

Non-essential features

Horizontality

The Earth crust cavities may have any orientation relative to the gravity forces. They may be classified according to the principle of orientation (horizontal, inclined, vertical, etc.) but this cannot be a basis for making a genetic definition.

The presence of areas unlit by the sun

Cavities with wide (some tens or hundreds of metres) entrances with a depth of 200 to 400 m may be lit to the bottom and even higher plants may grow there (the cave Bezdonnaya in the Crimea, the cavities of the plateau in Sarisarinama in South America). The presence or absence of aphotic areas determines only the features of underground landscapes but not their origin and genesis.

Bedding in easily soluble rocks

It is well known (Kyrle, 1923; other publications) that cavities in the Earth crust emerge not only in soluble rocks. There are many classifications basing on the principles (Bubleinikov, 1953; Nangeroni, 1958; Trimmel, 1968; Maruashvily, 1969; Seemann, 1979; Rathgeber, 1980; Andrejchuk, 1985; White, 1988, etc.) which will be analysed below.

Formation under the action of underground water

Cavities in the Earth crust are not always genetically associated with water (tectonic, volcanic and other caves) and not always it is underground water (sea and lake coastal caves).

The presence of water turbulent flow

Even if a cavity has been formed by underground water, it is not necessarily that the water is in a turbulent motion: parts with turbulent and laminar flows may alternate; in the course of geologic time periods of various kinds of flow may replace one another. It is practically impossible to use this criterion because its definition is complicated and ambiguous.

The natural origin of cavities

At the first sight it is an essential feature. But there are known artificial cavities of various origins and purposes which lengths or depths are not less than those of natural cavities and which are not less complex than the latter. When works are in progress in such caves (digging minerals or materials for construction) or they are used for military purposes as shelters or for living, they are not studied by classic speleology. But if such caves are deserted (have not been used for a long time), they acquire all the properties of natural cavities (microclimate, deposits, animal population, etc.).

Essential features

Location within the Earth crust, not on the surface

A great number of publications are known which concern the difference between surface and underground forms. In our opinion, the most distinct are morphometric criteria (Problemy..., 1983). The underground forms are those which have length exceeding their widths or heights at the entrance. According to this criterion the surface forms being studied by geomorphology are distinctly different from the underground ones which are studied by speleology.

Accessibility for people

This criterion which sometimes is argued (Klimchouk, 1985) is nevertheless the main feature distinguishing speleology from other sciences which study the Earth crust and the cavities in it (geology, geophysics, etc.). The arguments that the accessibility changes with the development of the technique and tactics of exploration are not correct because a physical accessibility is concerned here. Of interest also is the anthropometric approach proposed by R. Curl (1966) according to which the dimensions of a cavity are determined by the diameter of the circle inscribed in it and accessible for a person (30 cm on the average).

The presence of gaseous, liquid or solid infillings

One or few infillings are always present in a cave and determine the conditions of penetrating into it. When it is completely filled with a liquid (water), one has to explore it using a SCUBA; when it is filled with solid materials (clay, ice, sinters), digging is necessary.

Integration of all elements into an underground landscape

From the positions of system approach on emergence is characteristic of speleological objects. A geological section or rocks with no cavities accessible for people can not be viewed as an underground landscape. Large cavities change the situation: their own sinters, climates and animal populations (in the lighted part also plant associations) are formed in them. A specific kind of landscape is formed here according to its own laws, the underground landscape (Gergedava, 1973; Voropai, Andrejchuk, 1985).

The presence of entrances openings

Natural and artificial cavities exist independent of the fact whether they are connected with the surface or not. The examples are: the system of Arfidi in France opened by a hydrotechnical tunnel, the cave Zolushka (Cinderella) in Bukovina opened by a quarry with artificial fall of the water level, the cave Syurprise (Surprise) in Russia, opened by a railway tunnel, the labyrinths inside the pyramids in Egypt, opened by digging, etc. But such cavities may become accessible for people only if they have an entrance (otherwise the "accessibility" in the anthropometric sense is a mere abstraction) and turn into an underground landscape. The term cave is historically and gnoseologically associated with underground cavities, which have entrances. Caves and underground cavities are determined by the subjective sensation of physical accessibility for people and the fitness for being (performing work) there.

Underground cavities may in a natural or planned way be turned "closed" underground cavities with degrading underground landscapes, i.e. "ex-caves". That is why the authors use below a more wide notion of underground cavity meaning caves proper (possessing the essential features) and underground cavities which may become caves.

So, basing on the essential features and taking into account the non-essential features one may make determinations of what is an underground cavity and what is a cave.

An **underground cavity** is any natural or man made space in the Earth solid lithospheric shell filled with natural or artificial matter (solid, liquid, gaseous) in various combinations and proportions, having a roof and locating below the Earth surface at given point.

A **cave** is an underground cavity having an entrance which dimensions allow people to penetrate into the cavity, filled to any extent with natural and/or artificial matter in any state of aggregation and being a specific natural system (ecosystem).

The structure and the links with other sciences

One of the firsts to disclose the links between speleology and other sciences was H. Trim mel (1968). He considered speleology to be at the intersection point of the interests of **cavology** and **karstology** (Fig. 1). Through

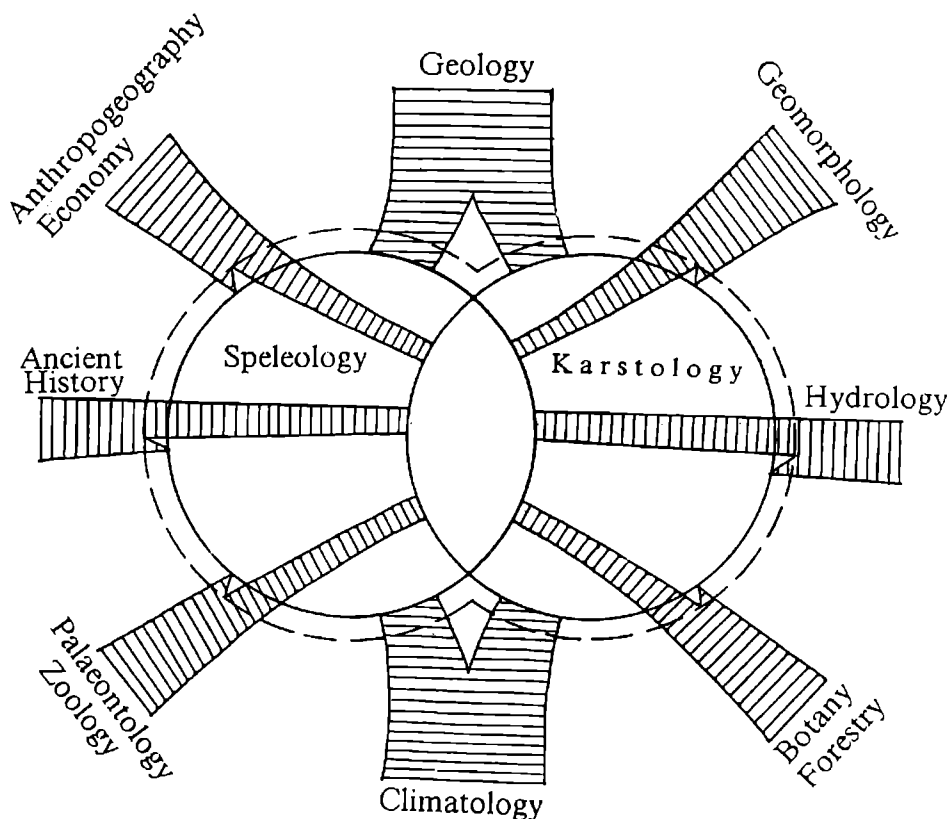


Fig. 1. Interesting problem circles of karstology and cavology. The dashed-line field of speleology (after H. Trim mel, 1968)

karstology it is linked with the basic Earth sciences (geology, geomorphology, botany, forestry, climatology), through cavology – with zoology, ancient history, anthropogeography, economy, sports, etc. The two interesting H. Trimel's ideas contradict partially with his classification of caves. He distinguished two cave types – primary caves (formed in various soluble and insoluble rocks by various agents). According to such an approach cavology should be related not only to karstology but also to other natural sciences (volcanology, oceanology, etc.).

In his reports at the 4th and 5th All-Union Conference on Karstology and Speleology one of the authors of the present review (Dublyansky et al., 1986; Pechorkin, Dublyansky, 1987) proposed a detailed scheme of the links between speleology and other sciences (Fig. 2). Depending on the kind of the rock in which the cavity is located and on the processes, which formed the cavity, speleology comes in contact with karstology, geomorphology, volcanology, glaciology or geochemistry. It may study both natural and artificial cavities². Karst cavities may be formed under the effect of cold or warm water at various rates (tachykarst, karst, bradykarst) (Maksimovich, 1975).

The scheme of the links between speleology and other sciences that is shown in Fig. 2 is related to the rocks in which cavities are formed. In the group of magmatic rocks cavities are formed most often in intrusive rocks of intermediate (diorite, syenite) and acid (granites) compositions and in effusive rocks of intermediate (andesite, porphyrite) and acid (liparite, quartz-porphyry) composition. There are also cavities in carbonate rocks of magmatic nature, such as carbonatite and pyroclasts, formed in the process of acid magma outflow. In the group of sedimentary rocks there are known cavities in coarse-grained rocks (boulder-stones, conglomerates), medium-grained rocks (sandstones) and fine-grained rocks (loesses), carbonate rocks (limestones, dolomites, tuffs), salt rocks (rock salt and potash salts), in caustobioliths (coals), pyroschist, peat. In the group of metamorphic rocks cavities are often found in marbles, ferruginous quartzite, quartz rocks. According to the data collected by the Commission for Large Karst Cavities of the International Union of Speleology there are rather large cavities in many of them which are of speleological and geographical interest. Unfortunately, there are no data about some types of rocks (loesses, pyroclasts, coal, and marbles) (Table 1).

In Fig. 2, the links between speleology and other sciences are based on the origin of caves. But the genesis of caves is only one of many problems studied by speleology. Through its parts and sections it is associated with many other

² The branch of speleology studying artificial cavities sometimes is called speleism (Maksimovich, 1963) or speleistics (Gaprindashvily, 1978).

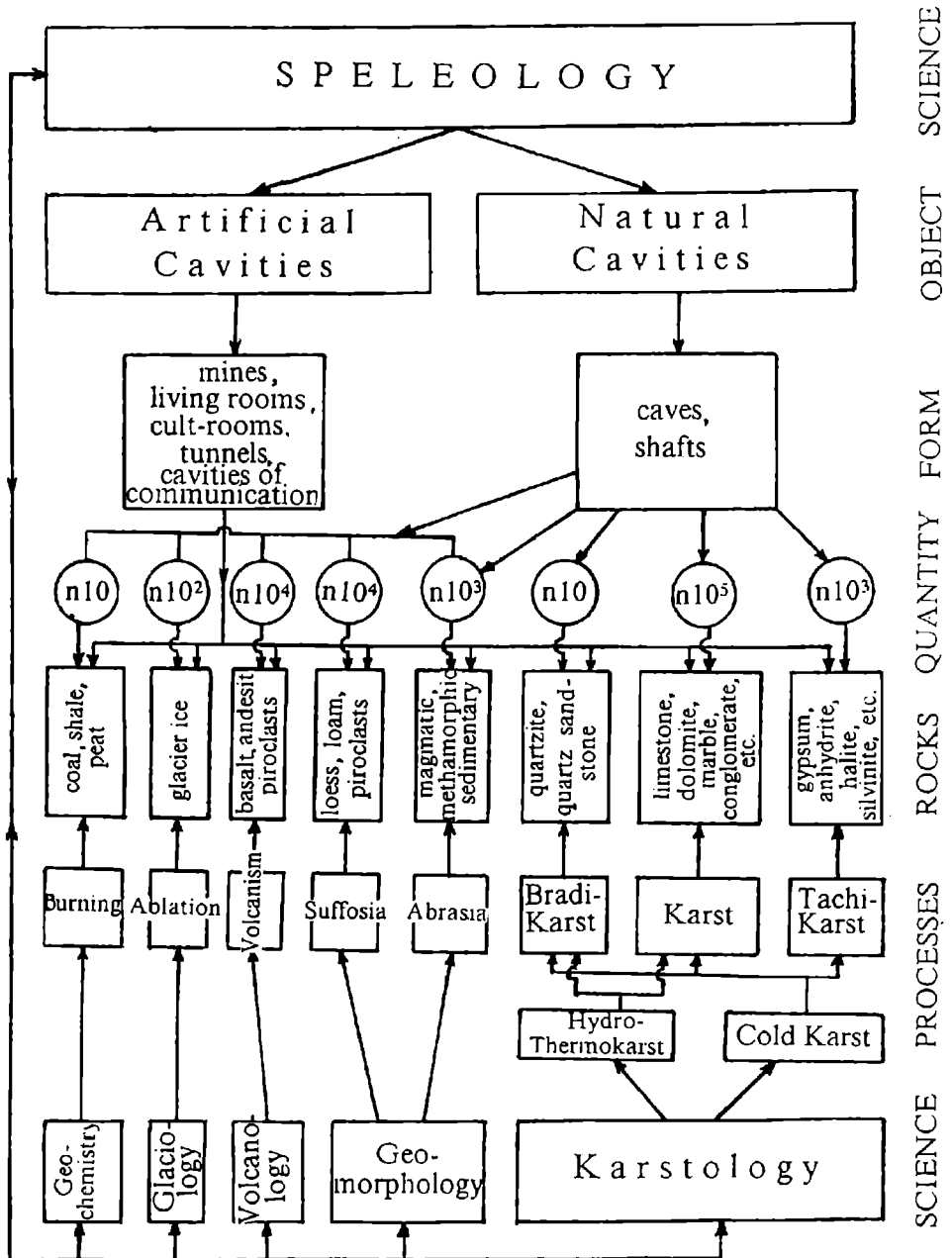


Fig. 2. Links of speleology with other sciences (after V.N. Dublyansky, 1987)

Table 1

The largest cavities in different rocks

Rock	Length			Depth		
	Name	Country	km	Name	Country	km
Limestones	Mammuth-Flint	USA	540.0	Jean Bernard	France	1535
Chalk	Mulla-Mullang	Australia	10.8	Vibubby	Australia	134
Conglomerates	Oreshnaya	Russia	40.8	Torremas	Spain	198
Gypsums	Optimisticheskaya	Ukraine	>200	Pozzo A	Italy	200
Rock salt	Malham	Israel	5.6	Malham	Israel	135
Sandstones, quartzites	Serrat de Ven	Spain	3.2	Martel	Venezuela	362
Granites, gneisses	TSOD	USA	4.0	Greenhorn	USA	152
Basalts	Mangun-hul	Korea	13.3	Leviaphan	Kenya	408
Glacier ice	Paradise	USA	13.3	Paradise	USA	300
Completely flooded	Cathedral	USA	10.2	Vocluse	France	210

natural sciences. Fig. 3 is of help in looking for the sciences to which the branches of speleology are related which study cave peculiarities (geology, hydrogeology, microclimatology, biospeleology, etc.) caused by material substances of natural (geocomponents) or anthropogenic (cave water, air, anthropogenic deposits) origin. These branches of speleology link it with other "component" sciences and at the same time there are small specific branches of these sciences, such as hydrogeology, climatology, lithology, biology, and archeology. Geology, hydrogeology, mineralogy, geochemistry, cave microclimatology, bio- and archeospeleology are of topical character and their aim is to study individual properties and aspects of the underground world. In the structure of speleology they are supplemented (and united) with complex science sections dealing with the genesis and morphology of caves, their underground landscape, speleological zoning of territories and the complex relations in the system "man-cave". The synthetic sections of speleology study integral cave properties and their relations with the environment. Owing to the topical "through" science sections, speleology is an integral science where the synthetic sections make it a "science about complexes", about geosystems. The synthetic ideas in speleology are realised, for example, in the speleomorphogenetic conception (Dublyansky, 1971, 1977) and in the conception of "underground landscape" (Voropai, Andrejchuk, 1985). But the integrative trend in speleology is developed insufficiently.

The differences in the nature of research tasks for the topical and synthetic sections of speleology determine the differences in the method used for solv-

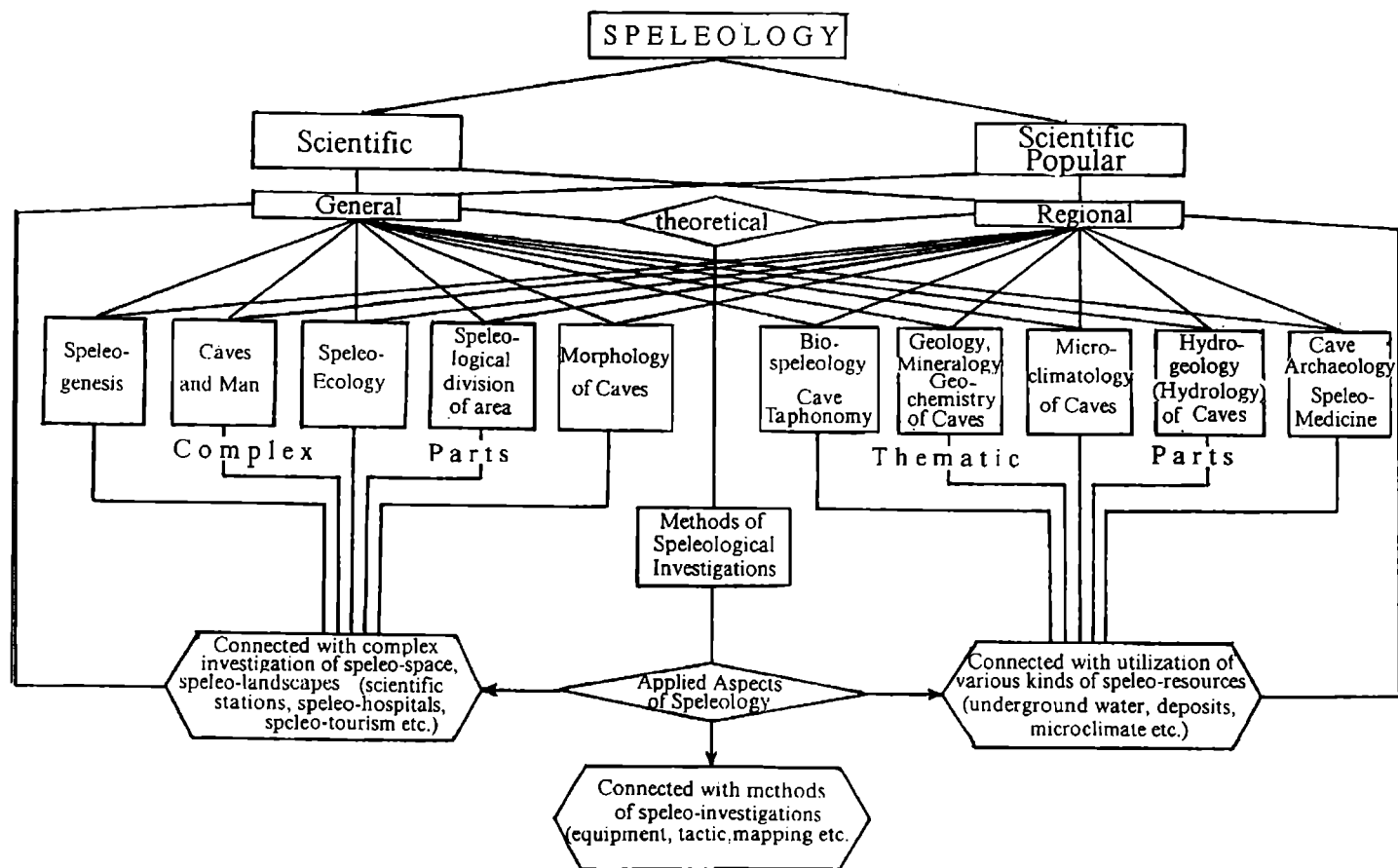


Fig. 3. Sections of speleology and their links with other sciences

ing them. As a rule for exploring cave waters, minerals, underground atmosphere, etc., the methods are used which belong to the “mother” science e.g. hydrogeology, mineralogy, etc. In this case the methods of corresponding sciences are slightly modified, for the aim of cave exploration and the modifications are of technical character.

For studying underground landscapes as integral formations the problems of speleomorphogenesis are solved using, beside analytical methods, the methods of synthetic sciences, such as landscape science, geomorphology, their methodological developments (new approaches) and theoretical conceptions (for example, the conception of cycles by V. Davis). In this case the methods also undergo certain speleologically oriented modifications which nature remain in agreement with the basic conception.

The above does not mean that speleology does not have its own methodological basis and its own methods. It means only that the position of speleology is subordinate and that it is closely linked with other sciences. Being a science in the group of Earth sciences and dealing with a relatively narrow class of objects, it must be based on the principal conceptions of fundamental sciences and their parts and it uses their methods. Nevertheless, the genetic specificity and distinct differences between caves and other objects of the Earth's crust are objective conditions, which require methodological, theoretical and gnosiological independency of speleology as a special science. Besides, many methods of cave exploration and study are not methods specially transformed for the conditions of caves but are specific techniques and their usage gives extensive geological, hydrogeological, paleogeographical, etc., information which can not be obtained outside caves or by other methods. From this point of view we may speak about a **special – speleological method**.

In the structure of speleology as a science, the following aspects should be distinguished (Fig. 4): scientific proper and popular-scientific, general and regional, theoretical and applied methodical. The popular-scientific speleology is, in the authors' opinion, not only simplification and popularization of scientific speleological knowledge but also a specific area of creation at the junction between scientific and imaginative vision of the objects under investigation and their aspects. Imaginative perception may not only introduce some imagination and subjectivity play an heuristic role beside the traditional role of cognition and popularization. Unfortunately, the popular-scientific, entertaining aspect of speleology which problems are significantly wider than those of the pure scientific aspect, has still been treated insufficiently in literature. The applied aspects of speleology open one more wide region for its contacts with other sciences and practices. They link it with engineering geology, mining art, ore extraction, construction engineering, technology, recreation, etc.

Speleology is not only a science. It is associated with a wide area of activities including, beside scientific studies, many other aspects, such as social, technical, sporting, recreational, psychological, artistic, etc. Through them speleology contacts with a series of various areas of people's activities.

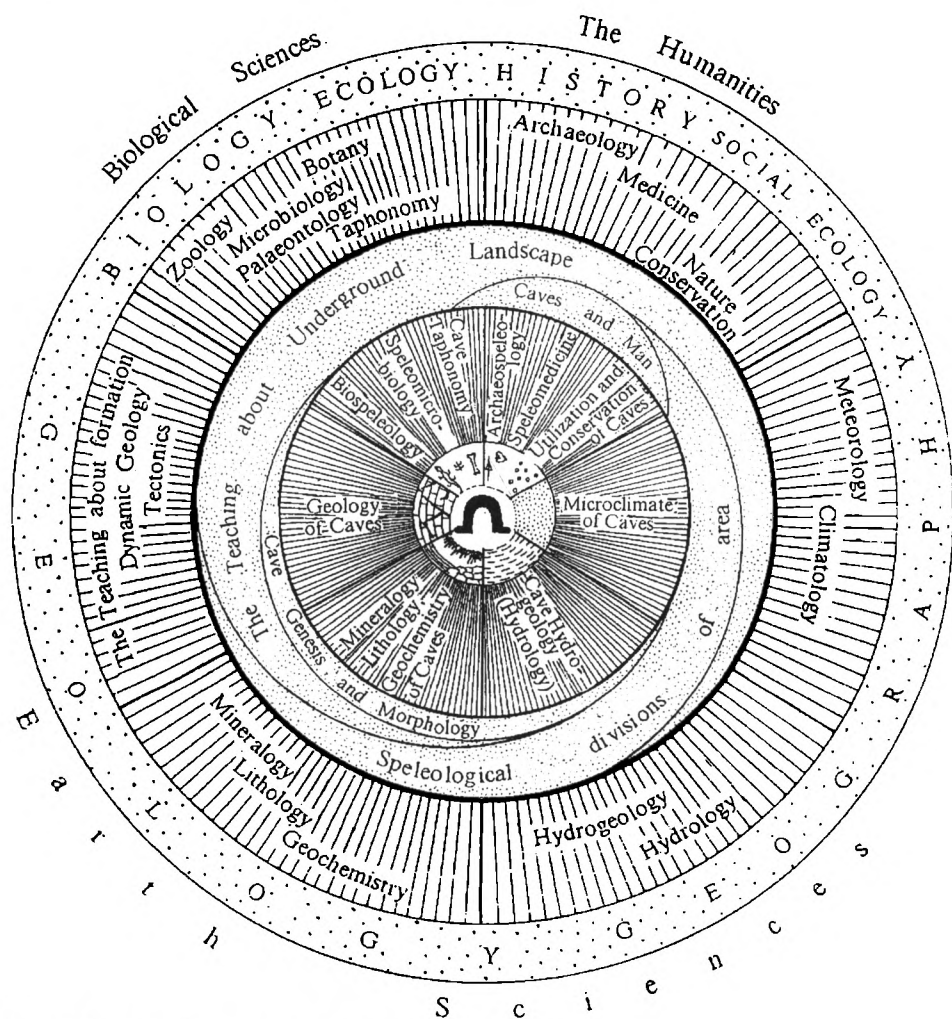


Fig. 4. Relations between cave sciences and other sciences

Conclusions

The subject matter of speleology as a science are caves and it is a complex science about caves.

The subject matter of speleological studies are the origin and evolution of caves, their peculiarities (geology, morphology, hydrogeology, deposits, microclimate, the organic world, the signs of people's stay and activities, etc.), their regional differences and also their resources and ecological properties, their effect on the environment and people, the changes influenced anthropogenic activities.

References

- Andrejchuk V.N., 1985: Klassifikatsiya podzemnykh polostei. *Izv. VGO*, t. 117, vyp. 4, pp. 341–348.
- Barkov A.S., 1967: Karst Russkoi Ravniny. *Voprosy geografii*, sb. 40, Moskva: Geographia, pp. 14–26 (Russian Plain Karst).
- Biese W., 1934: *Über Höhlenbildung*. Wien, 96 pp.
- Bubleinikov V.D., 1953: *Peshchery*. Moskva: Goskultprosvetizdat, pp. 112 (Caves).
- Curl R.L., 1966: Caves as a measure of Karst. *J. Geol.*, vol. 74, No 5, pp. 798–830.
- Dublyansky V.N., 1971: Genesis i gidrogeologicheskoe znachenie krupnykh karstovykh polostei Ukrainy. *Avtoref. dis. dokt. geol.-min. nauk. Perm*, 43 pp. (The genesis and hydrogeological significance of large karst cavities in Ukraine).
- Dublyansky V.N., 1977: *Karstovye peshchery i shakhty Gornogo Kryma*. Leningrad: Nauka, 181 pp. (Karst caves and mines in the Crimea Mountains).
- Dublyansky V.N., Vakhrushev S.A., Dublyanskaya G.N. 1986: *Teoreticheskie osnovy speleologicheskogo raionirovaniya. Kartografirovanie i raionirovanie karsta v svyazi s osvoeniem territorii*. Vladivostok, pp. 10–12 (Theoretical grounds for speleological zoning).
- Entsiklopedichesky slovar geograficheskikh terminov*. Moskva: Sov. Entsiklopedia, 1968, 180 pp. (Glossary of geography).
- Ford D., 1977: Genetic classification of solutional cave system. *Proc. 7th Int. Congr. of Speleol.*, Sheffield.
- Gaprindashvily G.M., 1978: *Speleologicheskie issledovaniya v Gruzii*. XIII Nauchnaya sessia, posvyashchennaya 20-letiyu Soveta speleologii. Tbilisi: Metsniereba, pp. 52–53 (Speleological investigations in Georgia).
- Gergedava B.A., 1973: *Podzemny landshaft*. *Izv. AN SSSR, ser. geogr.*, No. 1, pp. 34–42 (Underground landscape).
- Glossary of geology*, 1972. Washington, D.C.
- Gorbunova K.A., Maksimovich N.G., 1987: *Osnnye napravleniya razvitiya speleologii. Problemy izucheniya ekologii i okhrany peshcher*. Kiev, pp. 4–6 (Main tendencies of speleology development).
- Klimchouk A.B., 1985: *Ponyatie o peshchere i nekotorye problemnye voprosy teoreticheskoi speleologii*. *Fiz. geogr. i geomorfologia*, vyp. 32, Kiev: Vyscha shkola, pp. 18–21 (What is a cave and some problems of theoretical speleology).

- Kyrle G., 1923: Theoretische Speleologic. Wien: Osterr. Staatsdruck., 126 pp.
- Lyakhnitsky Yu.S., 1987: Voprosy terminologii i klassifikatsii peshcher. Kiev, pp. 20–21 (Problems of karst terminology and classification).
- Maksimovich G.A., 1963: Osnovy karstovedeniya, Perm, 144 pp. (Basic speleology. V. 1.).
- Maksimovich G.A., 1975: O silcatnom bradikarste tropicheskoi zony. Gidrogeologia i karstovedenie, vyp. 7, Perm, pp. 5–14 (Silicate bradykarst of the tropical region).
- Maruashvily L.I., 1969: Morfologichesky analiz karstovykh peshcher. Ocherki po fizicheskoi geografii Gruzii. Tbilisi: Metsniereba, pp. 5–84 (A morphological analysis of karst caves).
- Monkhouse F., 1970: A dictionary of geography. London, 120 pp.
- Muravsky G., 1980: Tolkovyi slovar nemetskikh geologicheskikh terminov. Red. E.E. Milanovskiy. Moskva: Mir, 373 pp. (Explanatory dictionary of the German geological terms).
- Nangeroni G., 1958: Dei criteri per la classificazione della cavit  sotterranea naturali. Rev. geog. Ital., vol. 65, N 4, pp. 27–36.
- Pechorkin I.A., Dublyansky V.N., 1987: Speleologia i estestvennye nauki. Problemy izucheniya, ekologii i okhrany peshcher. Kiev, pp. 3–4 (Speleology and natural sciences).
- Problemy izucheniya karstovykh polostei gor yuzhnykh oblastei SSSR. Tashkent: Fan, 1983, 148 pp. (The problems of karst cavities investigations in the southern regions of the USSR).
- Rathgeber T., 1980: H hlenvermessung und H hlenplane. Stuttgart Beiter, Naturk., N 13, pp. 5–33.
- Seemann R., 1979: Formenreichtum und Sedimentinhalt Osterreichischer H hlen und Karstlandschaften. Veroff. Nat. Mus., N 17, pp. 22–28.
- Shchukin I.S., 1980: Chetyrekhyazychnyi entsiklopedichesky slovar terminov po fizicheskoi geografii. Moskva: Sov. Entsiklopedia, 260 pp. (Glossary of physical geography in four languages).
- Timofeev D.A., 1978: Terminologia denudatsii i sklonov. Moskva: Nauka, 241 pp. (Slope and denudation terminology).
- Trimmel H., 1968: H hlenkunde. Braunschwig: Fieweg und Sohn, 300 pp.
- Voropai L.I., Andrejchuk V.N., 1985: Osobennosti karstovykh landshaftov kak geosistem. Chernovtsy: Izd-vo Chernov. gos. un-ta, 81 pp. (Peculiarities of karst landscape as geosystem).
- White W.B., 1988: Geomorphology and hydrology of karst terrains. New York, Oxford Univ. Press, 404 pp.
- Zaitsev I.K., 1940: Voprosy izucheniya karsta SSSR. Moskva: Gosoptekhizdat, 102 pp. (Problems of the USSR karst investigation).

Victor Dublyansky, Viacheslav Andrejchuk

Zakres i przedmiot speleologii

Streszczenie

W artykule przedstawiono podstawowe kwestie oraz terminy speleologii teoretycznej. Autorzy rozróżnili terminologię związaną z jaskiniami i pustkami podziemnymi. Główny nacisk został położony na określenie zakresu i przedmiotu speleologii, jak również jej struktury i miejsca wśród innych nauk.

Victor Dublyansky, Viacheslav Andrejchuk

L'étendue et l'objet de la spéléologie

Résumé

Dans l'article on a présenté certaines questions essentielles et des notions relatives à la spéléologie théorique. Les auteurs ont distingué la terminologie liée aux grottes et aux vides souterrains. On a mis l'accent sur la détermination de l'étendue et de l'objet de la spéléologie, sur sa structure et sa place parmi d'autres sciences.

Jan Leszkiewicz, Jacek Rózkowski

University of Silesia, Department of Geomorphology
ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec

Response of karst-fissure springs to infiltration recharge in the area of Ojców National Park (Cracow Upland, southern Poland)

Abstract: The paper presents interpretation of response of the karst-fissure Upper Jurassic aquifer in the Cracow Upland (the Prądnik river basin) in the intermediate and spring drainage zones to thaw and precipitation recharge. The periods of initial and maximal response of springs to thaw recharge vary from $t_1 = 5$ to 60 days and $t_2 = 17$ to 79 days. The periods of the maximal response of springs are the same as the ones of the response of the groundwater table in wells located in the upper part of the aquifer which may prove local character of circulation of water drained by the springs. The periods of pressure response of springs to precipitation investigated by a preceding precipitation method vary from 50 to 800 days. Hypothetical variation of a precipitation field is proved by differentiated correlation between preceding precipitation in particular locations ("Chechło" and "Ojców" type) and the springs yield. Various periods of circulation in the hydrological system of Cracow Upland prove its internal complexity.

Hydrogeological characteristics

Cracow-Wieluń Upland, where Ojców National Park is located, is the biggest karst area in Poland. Surface karst morphology and underground conduits of circulation are polygenetic and developed in various stages of karstification (Głazek et al., 1992). Average annual temperature in the area is equal to

+7.5°C. Average annual precipitation is equal to 679–784 mm and a snow cover lasts for 60–80 days. There is one main aquifer – Częstochowa E (Kleczkowski, 1990) in the area which is connected with Upper Jurassic carbonate rocks.

Water bearing formations are represented by various types of limestones. Their thickness reaches approximately 300 m. They are underlain by older Oxfordian marls. The Upper Jurassic aquifer is formed by an open, shallow karstic-fissured-porous basin with a through flow and a well developed vadose zone, transition and a shallow phreatic ones (Motyka et al., 1993; Rózkowski, Chmura, 1996). Topography of the underground water level within the Ojców Plateau corresponds to the surface relief (Fig. 1, 2). Average alti-

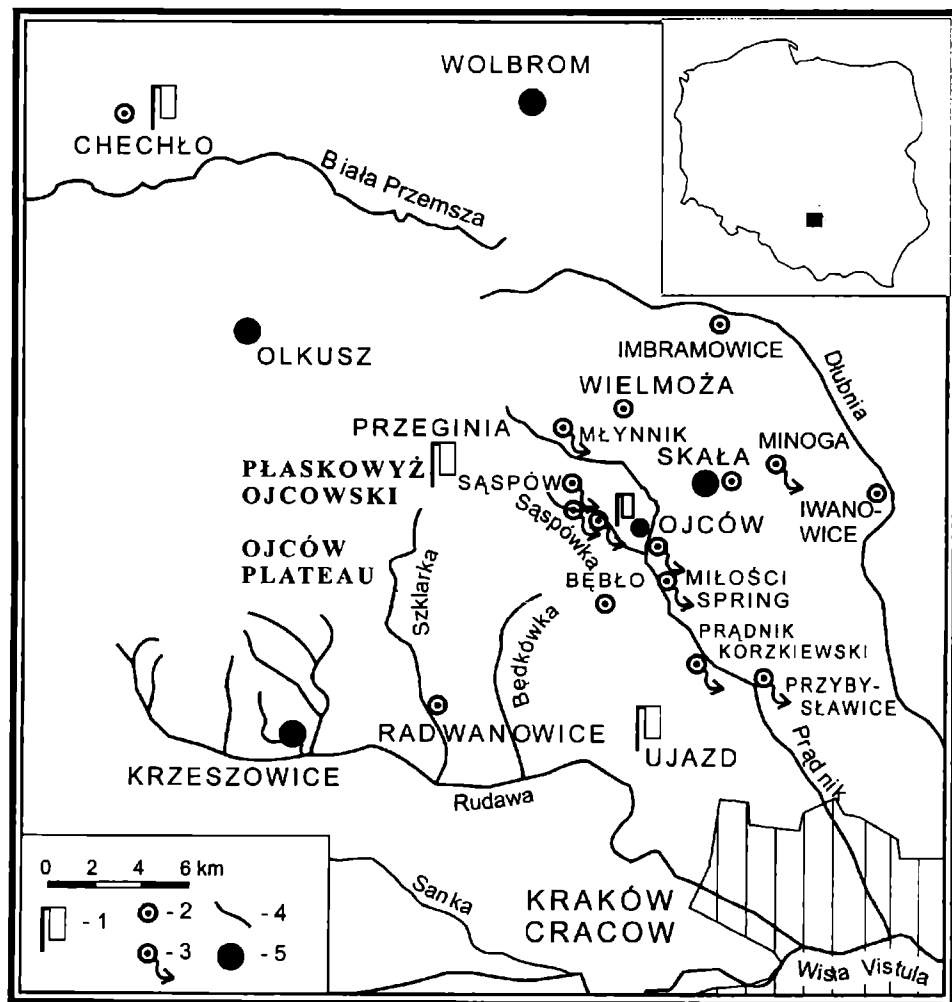


Fig. 1. Location of investigation points

1 – rain gauge station, 2 – observation well, 3 – spring, 4 – river, 5 – town or other place

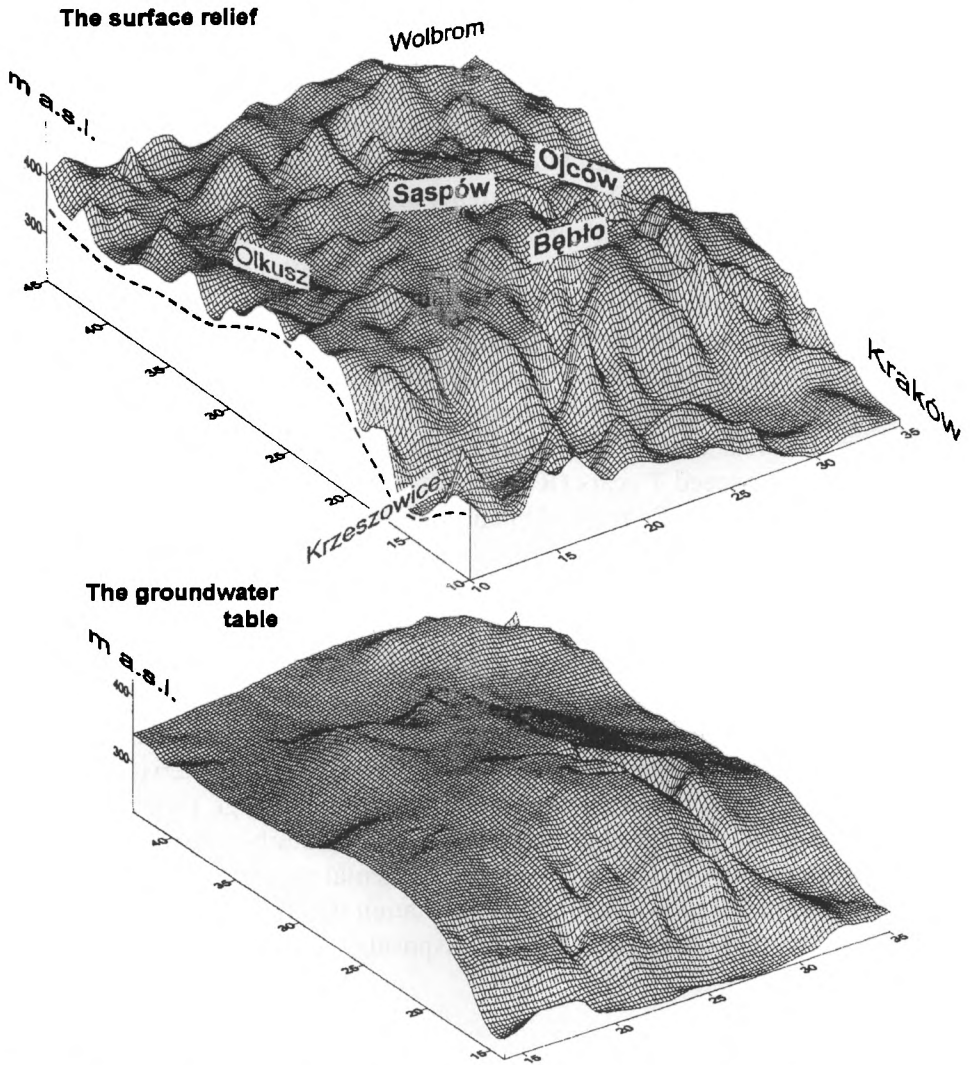


Fig. 2. Relation of the groundwater table and the surface relief in the Ojców Plateau

tude of the area is 384 m a.s.l. while the average underground water level is equal to 352 m a.s.l. The value of a correlation coefficient between these parameters, determined for over 2500 points, is equal to 0.93.

The aquifer is characterised by high values of hydrological parameters. The volume of resources is estimated at 4–6 l/s/km² (Różkowski, Pacholewski, 1996). The Upper Jurassic reservoir is recharged directly in the whole area or through Quaternary formations, in the eastern part also partly through Cretaceous ones. The discovered character and hydraulic structure of the aquifer

support intensive infiltration and migration of contamination from the surface. The time of vertical percolation (t_a) from the surface calculated using a nomogram Witczak, Żurek (1993) for the particular profiles of geological pits does not exceed 3 years in the zones of limestone outcrops, reaching 50 years (locally even 125 years) in the areas where loess and Cretaceous marls occur (Rózkowski, 1996). Two systems of flow predominate in the circulation of underground water: an indirect one towards the Rudawa, the Prądnik and the Dłubnia left side tributaries of the Wisła (Vistula) and a local one connected with the drainage of water of Upper Jurassic level (or even the Quaternary levels) by karstic-fissured springs. Tritium examination carried out in local catchment areas of the Rudawa estimated the age of remaining of the water in the porous system of the Upper Jurassic basin at the range from 70 to over 130 years. The real time of water circulation in a favourable karstic-fissured system does not exceed 7 years (Rózkowski, 1996). Springs investigations carried out in the area of Cracow Upland in the years 1993–1996 proved predomination of springs with the yield <1.0 l/s (32% of the population of 80 springs) and 1.0–5.0 l/s (38% of the population) mostly of low variability (R 1.31–8.18). The springs with the highest yield are as follows: Imbramowice (up to 148 l/s), Iwanowice and Minoga (52 l/s) in the Dłubnia catchment area and initial springs of the streams Będkówka (46 l/s) and Szklarka (38 l/s) in the Rudawa catchment area. Underground recharge of conduits, examined in the catchments areas of the Prądnik and the Rudawa, are characterised by high variability 7–28 l/s/km² and a large share in springs recharge (average 65%). Spring drainage of underground water is currently disturbed due to including initial springs, wells exploitation in the alimentation areas of the springs (Dłubnia, Prądnik, Saspówka), mining exploitation (Olkusz region Zn-Pb mine, the Sanka catchment area) and sewage disposal.

Subject of investigation

The investigation covered the population of 25 terrace and foot-slope springs occurring in the catchment of the Prądnik in the area of the Ojców National Park and some wells in the vicinity (Fig. 1). Yield of the springs was examined each week in the years 1967–1971. Anthropogenic influence on the environment was low in that period, therefore valley drainage of underground water occurred in natural conditions then. The annual variability coefficient was in the range of 1.16–5.37 and the perennial variability one was in the range of 1.31–8.18 for the investigated population of springs with the average yield

1–10 l/s. The yields of karst-fissure springs in winter-spring thaw periods were: very small (<1 l/s, Miłości spring “Spring of Love”), small (1–2 l/s at Prądnik Korzkiewski), medium (up to 10 l/s at Ojców and in Sąpów Valley) and maximal (up to 25 l/s Młynnik spring).

The wells are of different depths. The ones exploiting water from connected levels: Quaternary and Jurassic or Cretaceous and Jurassic are not deeper than 10 m (e.g. the one at Skała). The wells taking water from the upper zone of the Upper Jurassic level reach the depth of 20 m (e.g. at Radwanowice) and the ones exploiting the lower zone reach 130 m (e.g. at Bębło and Wielmoża).

Hydrological system of the investigated springs varies greatly. Fluctuations of yield are the results of changes in recharge of the karstic-fissured-porous system, being the result of precipitation and thaw recharge. The underground hydrological system due to its geometry, different permeability and retention capability results in complex modification of recharge (input signal) in the transition zone and the zone of spring drainage (output signal). It is a pressure type reaction connected with changing topography of the underground water level and springs yields.

Response of springs to thaw recharge

Mean day air temperatures and thickness of the snow cover observed at meteorological stations in Cracow-Balice and Krzeszowice were used to determine meteorological conditions in winters and courses of thaws. In the period 1967–1971 the winters were mostly snowy (1970) or with middle (1968, 1969, 1971) and low (1967) amount of snow. The winters were mostly cold with long periods of temperatures below 0°C (55–70 days). Frosty periods were separated by short thaws (2–3 times). The snow cover lasted in average for 12–18 weeks reaching the maximum thickness equal to 18–26 cm. The time of thawing was relatively long and it was equal from 20 to 45 days in the average (Leszkiewicz et al., 1993).

Thaw and thaw-rain recharge covered 70% of total recharge of the karstic-fissured underground water in the investigated area. Quantity characteristics of the phenomenon is presented using the following parameters: t_1 – time between maximum intensity of a thaw and the beginning of increase of the springs yields, t_2 – time between the maximum intensity of the thaw and the maximum yield of the springs, R_r – thaw variability coefficient of the springs, T_o – time of the initial response of the springs and T_m – the time of the maximal reaction of the springs.

The periods of the initial and the maximal responses of the springs to thaw recharge were in the range of $t_1 = 50\text{--}60$ days and $t_2 = 17\text{--}79$ days (Fig. 3). The responses to mid-winter thaws were faster and equal to $t_{1s} < 18$ days and $t_{2s} = 3\text{--}25$ days. The determinants of thaw and mid-winter thaw variability were low and similar to each other ($R_t = 1.16\text{--}2.65$; $R_n = 1.06\text{--}2.16$). Responses of the springs started from December and lasted till the second half of March, beginning from 28 December till 1 April. The time of the maximal response in relation to the mid-winter thaws was relatively translated in time. It began on 11 January and the spring response was observed in the period of 21 March – 10 April. The initial response to thaw recharge already started on 1 February and lasted, in case of spring thaws, till 15 March – 21 April. The maximal response occurred in the period of 13 March – 9 May (Fig. 3).

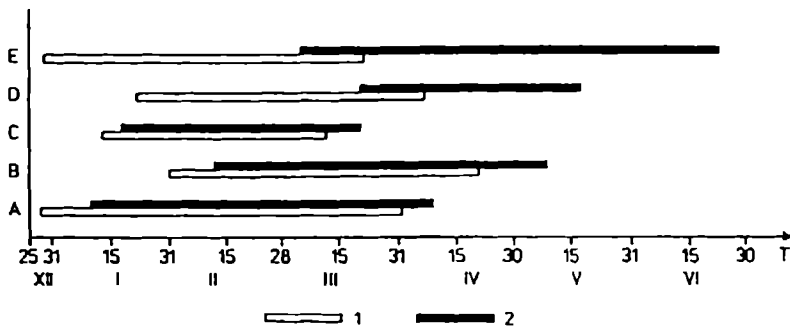


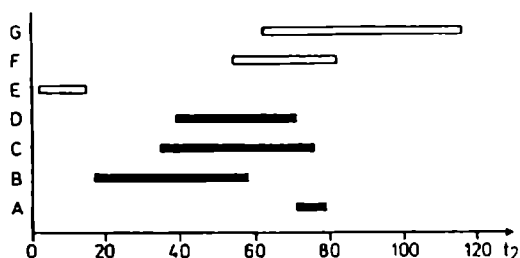
Fig. 3. Time of springs and wells response to thaw recharge
1 – T_0 (days); 2 – T_m (days); A – springs response to mid-winter thaws, B – springs response to the final thaw; wells response: C – shallow wells (to 10 m deep), D – wells of the depth to 20 m, E – deep wells (to 130 m)

The springs of very low yield (< 1 l/s) were the last which responded to thaw recharge (T_0 15 March – 21 April, T_m 5 April – 22 May) and the time of their response was the longest ($t_1 = 58\text{--}60$ days, $t_2 = 71\text{--}79$ days). The springs with low yield (1–2 l/s) were the most stable in thaw periods ($R_t = 1.16\text{--}1.40$). The springs with the highest yield (up to 25 l/s) responded in the shortest time to thaw recharge ($t_1 = 5\text{--}23$ days) and their variability was the highest ($R_t = 1.09\text{--}2.65$). They did not respond significantly to thaw recharge while the springs with very low and low yield did (Fig. 3, 4).

The time of initial and maximal response in shallow wells corresponded to the time of reaction of springs to mid-winter thaws (T_0 = 14 January – 13 March, T_m = 18 January – 22 March). The time of response in the wells exploiting the upper zone of the Jurassic reservoir was close to the time of response of the investigated population of springs (T_0 = 20 January – 7 March, T_m = 21 March – 18 May). The initial response to thaw recharge was quicker

Fig. 4. Differentiation of the response time to thaw recharge (t_2) of springs and wells, springs of yields:

A – < 1 l/s, B – 1–2 l/s, C – to 10 l/s, D – to 20 l/s;
wells E – shallow, F – of medium depth, G – deep



(29 December – 22 March) in the wells taking water from the lower zone of the Jurassic reservoir (the areas of the watershed – Bębło, Wielmoża), which was probably caused by influence of various impulses e.g. deeper circulation, and the maximal response was longer (5 March – 23 June) when compared to the zone of the spring drainage. The time of maximal thaw response (t_2) was increasing together with the depth of water intake in the aquifer. It was similar to the springs thaw response (2–5 days) at very shallow intakes, at shallow intakes it corresponded to the time of response of the springs with medium or relatively high yield (58–82 days) while in case of deep intakes it corresponded to the springs with very low yield – the time of response was the longest, sometimes it was even 1 month later than the response of the corresponding springs (Fig. 4).

Response of springs and wells to precipitation recharge

Precipitation conditions were characterised according to measurements taken at the investigation points Chechło, Ojców, Przegonia and Ujazd. Annual sums of precipitations in perennial periods (1959–1989) varied from 446 mm to 1117 mm with average perennial values equal to 702–733 mm. In case of Chechło the investigated period (1967–1971) was slightly drier than the average perennial value (665 and 702 mm relatively – Fig. 5). The years 1967, 1968 and 1970 were wet (721–758 mm) while the others were dry (517–588 mm). The different character of precipitation was proved by the values of correlation coefficients between day precipitation in the years: 1967–1971 and 1976–1980 (Fig. 6). The best correlation was observed between Ojców and Ujazd ($r = 0.92$ and 0.88) and the worst between Chechło and Ujazd ($r = 0.56$ and 0.75) and Chechło and Ojców ($r = 0.57$ and 0.77).

The response of yields of the particular springs to precipitation was examined by means of a preceding precipitation method (Leszkiewicz et al., 1991). The results of statistic analysis are presented on correlation diagrams

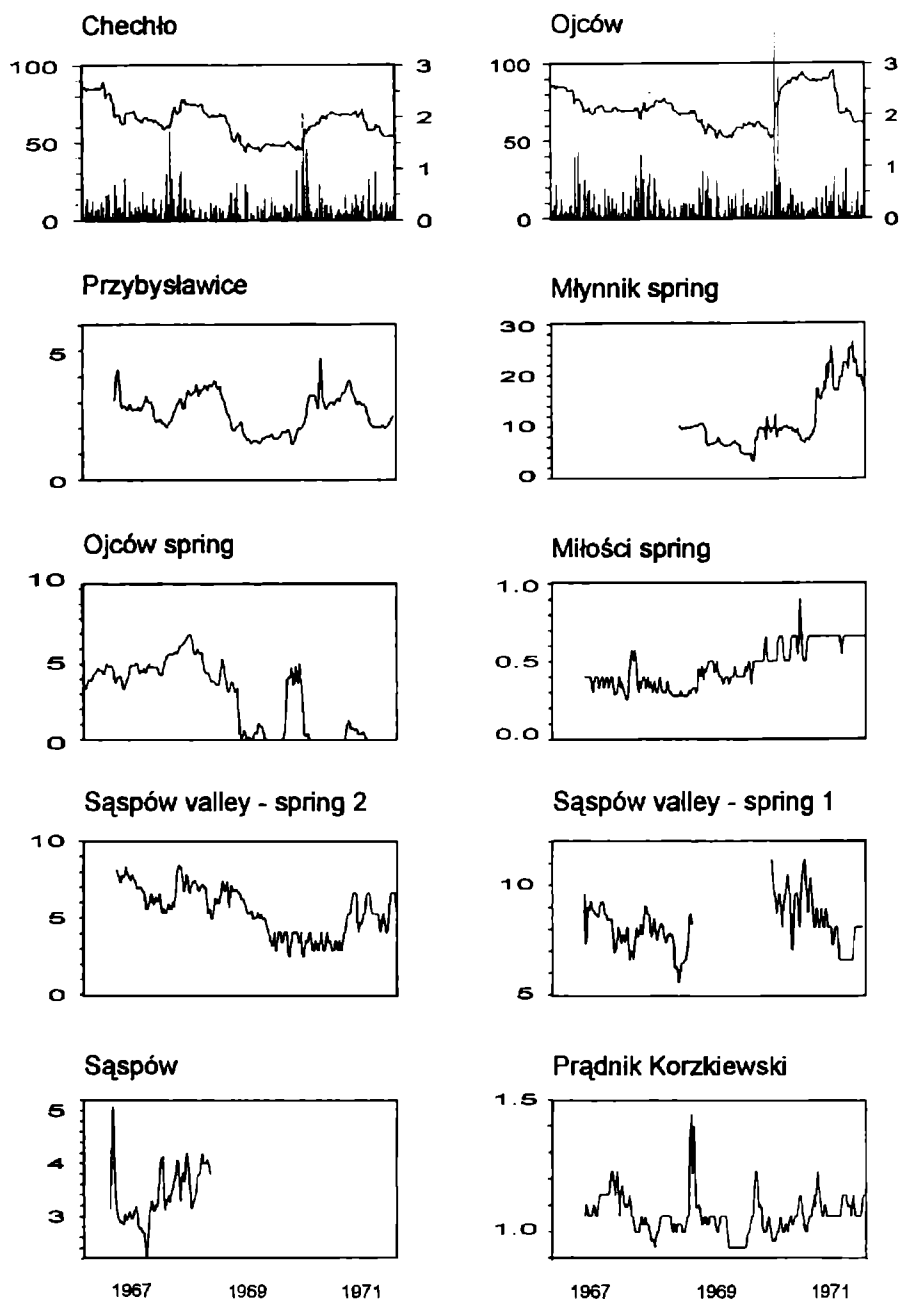


Fig. 5. Precipitation at Chechło and Ojców points and the yield of the selected Jurassic springs (l/s) in the years 1967–1971; sums of monthly precipitation are presented as column graphs (explanation on the left axis – mm/month); preceding precipitations are presented as a continuous line (explanation on the right axis – mm/24 hours)

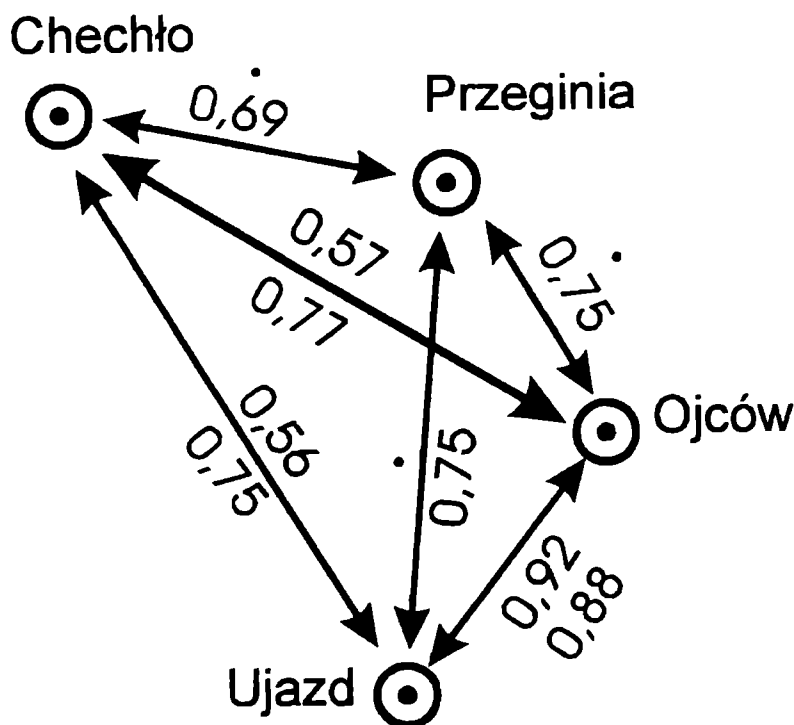


Fig. 6. Coefficients of correlation between the rain gauge stations for 24 hours precipitations in the years 1967–1971 (upper values) and 1976–1980 (lower values)

and in tables (Fig. 7, Tab. 1). Probable variability of the field of precipitation within the investigated area was considered which resulted in better correlation of certain springs with precipitation at the Chechło investigation point and in other cases with the Ojców investigation point. It should be emphasised that the available perennial meteorological data from the analysed points do not have to be representative for the alimentation areas of the investigated springs. The point Ojców is located in the Prądnik valley (the area of morphological depression) and Chechło point in the next catchment. Average perennial precipitation in the points located in the Prądnik and the Rudawa catchment areas were different in maximum 15%, but they showed similar trend of changes. The following types of response to preceding precipitation of springs yields and aquifer in the transition zone in both points were determined:

1. Changes of springs yields show better correlation with preceding precipitation of “Chechło” type than “Ojców” type. Such type of response occurred in the springs at Przybysławice ($N = 175$ days, $r = 0.84$)¹, Ojców ($N = 350$

¹ N – average number of the preceding days, r – maximum value of the correlation coefficient for the given correlation diagram.

Table 1

Interpretation of correlation coefficients between preceding precipitations and changes of springs yield (oscillation of the water table in wells) for the selected springs and wells in Ojców Plateau

Spring or well	Rain gauge station	Q [l/s]	Maximum values on the correlograms						
			I narrow		II narrow		wide maximum		
			N	r	N	r	Np	Nk	R
Przybysławice	Chechło	2.6	175	0.84	525	0.43			
	Ojców		175	0.69	500	0.67			
Młynnik spring	Chechło	11.3	250	0.54					
	Ojców		250	0.68	375	0.76			
Ojców spring	Chechło	2.6	200	0.51			350	775	0.83
	Ojców								
Miłości spring	Chechło	0.5							
	Ojców		200	0.45					
Prądnik Korzkiewski	Chechło	1.1					175	350	0.26
	Ojców						175	375	0.41
Sąspów	Chechło	3.3	125	0.38	750	0.58			
	Ojców		175	0.35					
Sąspowska valley – spring 1	Chechło	8.1	50	0.29					
	Ojców		50	0.50	225	0.65			
Sąspowska valley – spring 2	Chechło	5.5					200	800	0.74
	Ojców		275	0.29	400	0.47			
Well at Bębło	Chechło		200	0.59					
	Ojców		200	0.59	375	0.64			
Well at Wielmoża	Chechło						225	775	0.76
	Ojców				400	0.37			

Q – average yield of a spring, r – Pearson's correlation coefficient, N – average number of days preceding a narrow maximum.

In case of a wide maximum: Np – beginning of a wide maximum (number of preceding days), Nk – the end of a wide maximum

–775 days, $r = 0.83$), Sąspów ($N = 750$ days, $r = 0.58$, Sąspów valley – spring 2 ($N = 400$ days, $r = 0.47$) and in the well at Wielmoża ($N = 225$ –775, $r = 0.76$).

- Changes of springs yields show better correlation with preceding precipitation of “Ojców” type than “Chechło” type. Such type of response with good correlation ($r > 0.5$) occurred in the springs at Młynnik ($N = 375$ days, $r = 0.76$), Sąspów valley – spring 1 ($N = 225$ days, $r = 0.65$) and in the well at Bębło ($N = 375$ days, $r = 0.64$). The other springs belonging to this group had lower correlation (for the Miłości spring) $r = 0.45$ and the spring at Prądnik Korzkiewski $r = 0.41$.

Varied occurrence of maximum values of correlation corresponds to different pressure response of particular elements of the hydraulic net of the aquifer to precipitation recharge. Narrow maxima of the correlation diagrams may correspond to the response of the karstic-fissured system (transition element – e.g. the spring at Młynnik), while maxima may be connected with the re-

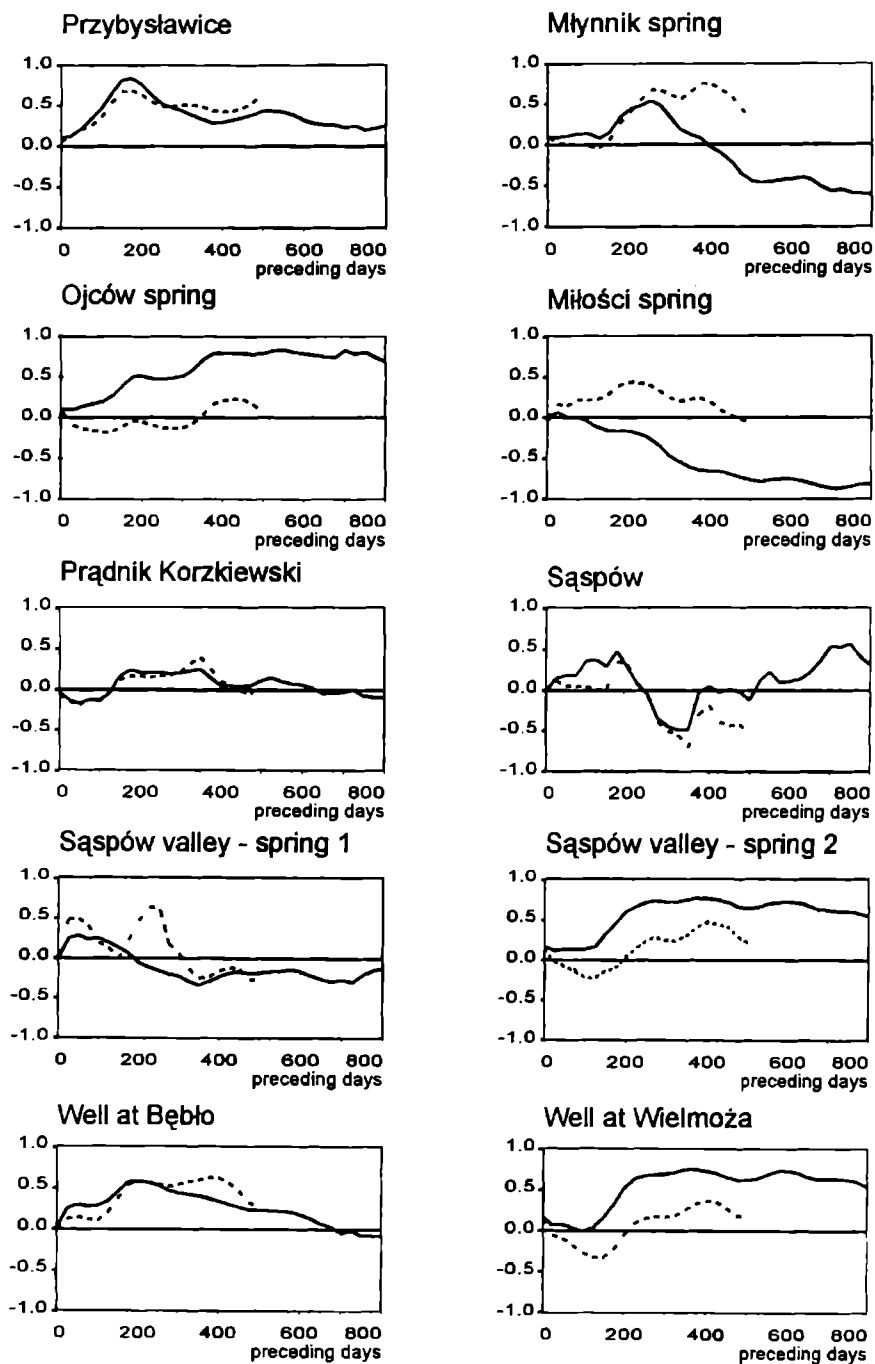


Fig. 7. Correlation diagrams of preceding precipitations from Chechło (continuous line) and Ojców (broken line)

sponse of the microfissure-porous system ("capacity" element), or time overlap of the responses of both systems (e.g. the spring at Ojców). Double maxima of the correlation diagrams prove also internal complexity of the hydrological systems probably connected with the areas of varied permeability and the length of underground water circulation. However, for some springs, the correlation coefficient is very low (e.g. $r = 0.26\text{--}0.41$ for the spring at Prądnik Korzkiewski) which may be connected with an additional lateral recharge from the neighbouring catchment area (in this case partial catchment areas of the Rudawa).

Response of particular wells to torrential rains which occurred in the area in July 1970² was also investigated. In the days 14–18 July 1970 precipitation at Ojców was equal 184.2 mm and at Chechło 120.9 mm. The response of particular wells was different (Tab. 2). The fastest and the most significant

Table 2

Response of selected wells to rain-storms in July 1970

P [mm] *		Response of wells		
Chechło	Ojców	Wells	ΔH [m] **	Type and time of response
120.9	184.2	at Skała ***	3.70	significant, fast – 1 day
		at Wielmoża	0.60	significant, slow – 20 days
		at Radwanowice	0.56	insignificant, slow – 38 days (and significant – 280 days)

* Precipitation in the period 14–18 July 1970

** Level of the first response

*** 7 cases of abrupt increase of the water level above 1 m/day were being observed in the well at Skała in the period of 21 years (1968–1989)

response was observed, within 24 hours, in the well at Skała (Fig. 8a). In the well at Wielmoża the maximum response occurred after 20 days (significant maximum level of water in the well – Fig. 8b). Apart from that, in later periods after 182 and 350 days, since the date of the torrential rain, two further maximum levels were observed which could have been caused by more intensive recharge in July 1970. The well at Radwanowice responded slower (Fig. 8c). The first response occurred after 38 days (insignificant maximum). After 280 days another significant maximum level of water occurred in the well which could have been connected with the discussed torrential rain.

Springs inventory carried out in the valleys of the Prądnik and Saspówka in November and December 1997 showed various yields of springs from < 0.2 up to 24.5 l/s. The yield of several springs was even 2.5 times higher than the

² There was a large flood in the upper Vistula catchment area in July 1970 (Punzet, Trylska-Siekańska, 1972).

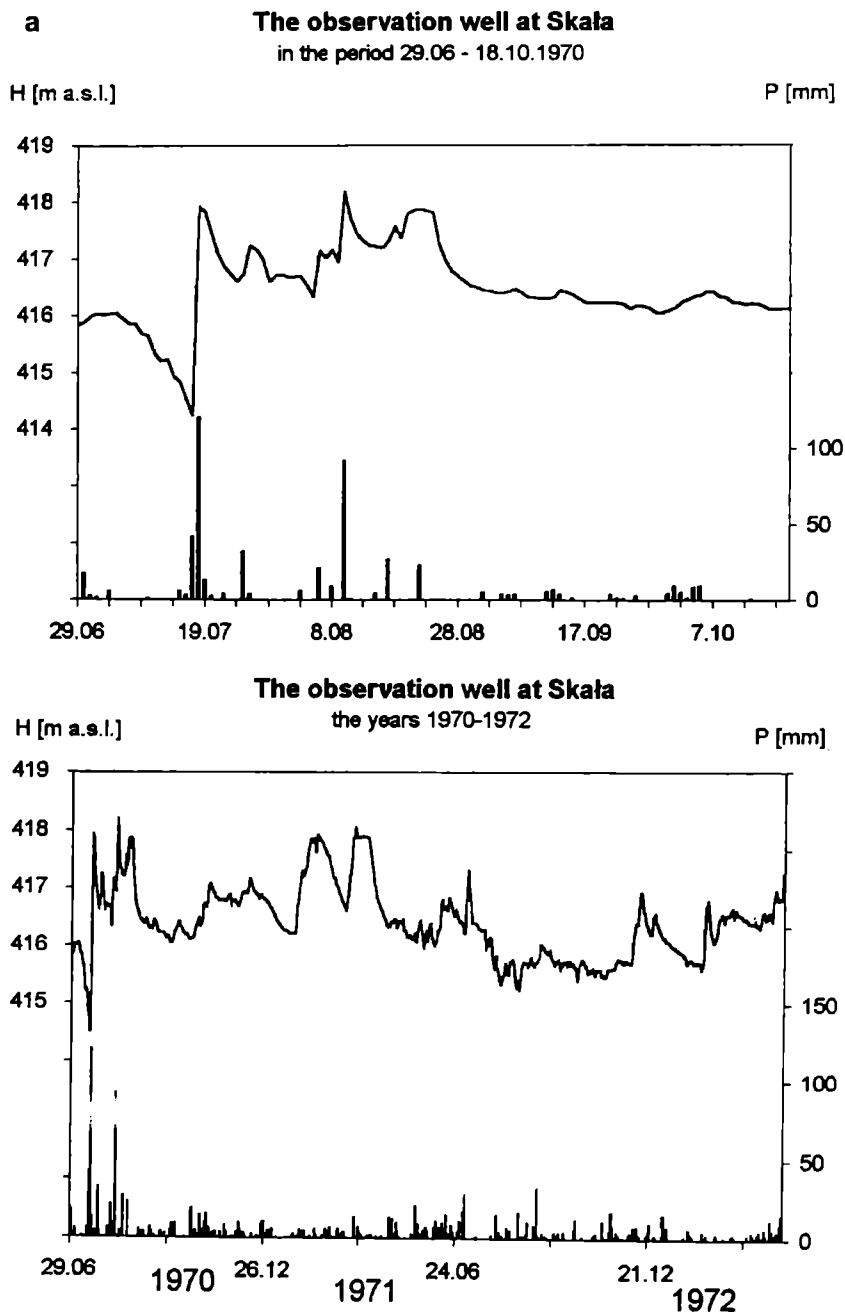


Fig. 8. Response of selected wells to torrential rains in July 1970: a – well at Skala, b – well at Wielmoża, c – well at Radwanowice

H – altitude of the water level in a well [m a.s.l.]

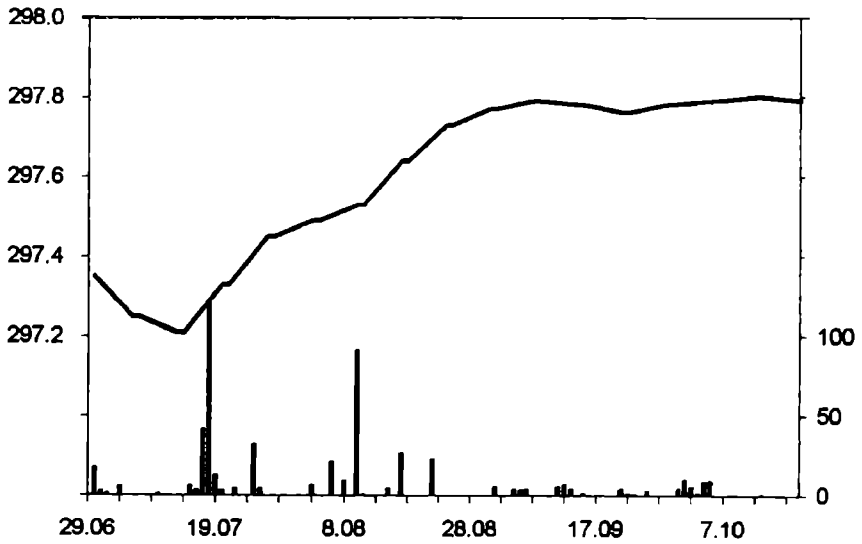
P – precipitation at the Ojców point [mm/24 hours]

c

The observation well at Radwanowice
in the period 29.06 - 18.10.1970

H [m a.s.l.]

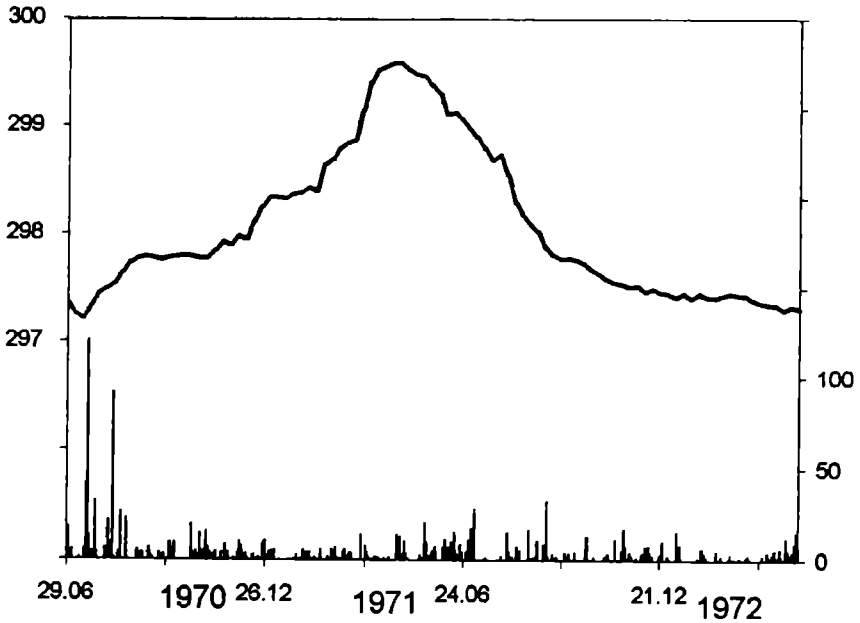
P [mm]



The observation well at Radwanowice
the years 1970-1972

H [m a.s.l.]

P [mm]



Jan Leszkiewicz, Jacek Rózkowski

**Reakcje źródeł szczelinowo-krasowych na zasilanie infiltracyjne w rejonie
Ojcowskiego Parku Narodowego (Wyżyna Krakowska, południowa Polska)**

Streszczenie

Przedstawiono interpretację reakcji wód szczelinowo-krasowego poziomu górnourajskiego Wyżyny Krakowskiej (dorzecze Prądnika) w strefach: przejściowej oraz drenażu krenologicznego na zasilanie roztopowe i opadowe. Czasy reakcji początkowej i maksymalnej źródeł na zasilanie roztopowe mieszczą się w zakresach: $t_1=5-60$ dni i $t_2=17-79$ dni. Czas reakcji maksymalnej źródeł odpowiada czasowi reakcji zwierciadła wody w studniach ujmujących górną strefę poziomu wodonośnego, co może świadczyć o lokalnym charakterze cyrkulacji wód drenowanych źródłami. Czas reakcji ciśnieniowej źródeł na opady atmosferyczne zbadany metodą opadów poprzedzających kształtuje się w przedziale od 50 do 800 dni. Hipotetyczna zmienność pola opadów przejawia się zróżnicowaną korelacją pomiędzy opadami poprzedzającymi z poszczególnych posterunków (typy „Chechło” i „Ojców”) a wydajnością źródeł. Przedstawiona zmienność czasu krążenia w systemie hydrologicznym Wyżyny Krakowskiej świadczy o jego wewnętrznym zróżnicowaniu.

Jan Leszkiewicz, Jacek Rózkowski

**Réactions des sources fissureuses karstiques à l'alimentation par infiltration dans
la région du Parc National d'Ojców (Plateau de Cracovie)**

Résumé

L'article présente l'interprétation de la réaction des eaux fissureuses karstiques du Jurassique supérieur à l'alimentation due à la fonte et aux précipitations, s'opérant dans la zone transitoire et dans celle de drainage crénologique. Le temps de réaction initiale et maximale des sources à l'alimentation due à la fonte se situe dans les intervalles suivantes : $t_1 = 5-60$ jours et $t_2 = 17-79$ jours. Le temps de réaction maximale des sources correspond au temps de réaction de la nappe d'eau dans les puits saisissant la partie supérieure du niveau aquifère, ce qui révèle le caractère local de la circulation des eaux drainées par les sources. Le temps de réaction à la pression, mesuré à l'aide d'une méthode d'analyses des précipitations antérieures, se place dans l'intervalle de 50 à 800 jours. La variabilité hypothétique du champs de précipitations se manifeste par une corrélation différenciée entre les précipitations antérieures issues des sites étudiés (type de «Chechło» et type de «Ojców») et le rendement des sources. La variabilité du temps de circulation dans le système hydrologique du Plateau de Cracovie témoigne de sa différenciation interne.

Zbigniew Adamczyk

Zakłady Górniczo-Hutnicze „Bolesław”
ul. Kolejowa 37, 32-332 Bukowno

Jacek Motyka

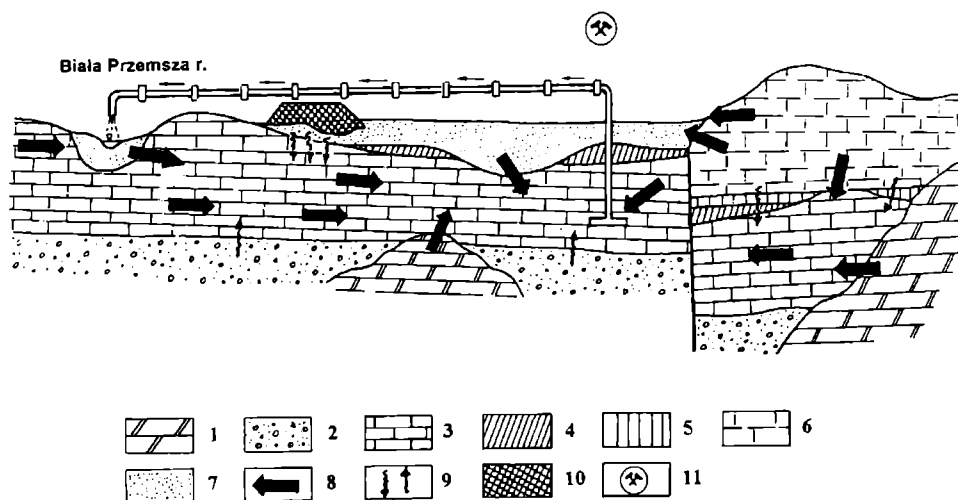
Katedra Górnictwa Odkrywkowego
Akademia Górniczo-Hutnicza
al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków

Wpływ wysokich opadów w lipcu 1997 roku na zawodnienie olkuskich kopalń rud cynku i ołowiu

Zarys treści: W pracy przedstawiono skutki wysokich opadów, jakie wystąpiły w lipcu 1997 roku w olkuskim rejonie kopalnictwa rud cynku i ołowiu. W czwartorzędomy zbiorniku wód podziemnych, zbudowanym z piasków, zarejestrowano wznios zwierciadła o mniej więcej 1 m. W zbiornikach jurajskim, triasowym i dewońskim, zbudowanych ze spękanych i skrasowiatałych skał węglanowych, woda podniosła się od kilku do kilkunastu metrów. Maksimum wzniosu wystąpiło po 1–3 miesiącach od nawalnych opadów. Zaobserwowano wzrost dopływów do kopalni „Olkusz” o 30%, w kopalni „Pomorzany” zaś o 38%. Maksimum dopływów wystąpiło w kopalni „Olkusz” po 2 miesiącach od katastrofalnych opadów, a w kopalni „Pomorzany” po 5 miesiącach. Podjęto próbę wstępnej interpretacji zarejestrowanych faktów.

Wstęp

Górnictwo rud w rejonie olkuskim ma wielowiekową tradycję. Początkowo eksploatowano tu galenę jako surowiec do pozyskiwania srebra, a później również i ołowiu. W miarę rozwoju technologicznego obok galeny zaczęto eksploatować rudy cynku, a podrzędnie siarczki żelaza do produkcji kwasu



Ryc. 1. Schemat warunków przepływu wód podziemnych w rejonie olkuskim – reżim zakłócony drenażem górniczym i działalnością ujęć wód podziemnych (Motyka, Wilk, 1980; nieco zmienione)

1 – węglanowe skały dewonu i dolnego karbonu; 2 – zlepienie permu; 3 – węglanowe skały dolnego i środkowego triasu; 4 – ilaste utwory kajpru; 5 – margle środkowej jury; 6 – wapień górnej jury; 7 – piaski czwartorzędowe; 8 – kierunki intensywnych przepływów wód podziemnych; 9 – kierunki przesiąkania wód; 10 – składowiska odpadów na powierzchni terenu; 11 – kopalnie

Fig. 1. The scheme of groundwater flow conditions in Olkusz area – a regime disturbed by mine drainage and activity of groundwater intakes (according to Motyka and Wilk, 1980 with some changes)

1 – Devonian and lower Carboniferous carbonate rocks; 2 – Permian conglomerates; 3 – lower and middle Triassic carbonate rocks; 4 – Keuper clayey rocks; 5 – middle Jurassic marls; 6 – upper Jurassic limestones; 7 – Quaternary sands; 8 – directions of intensive groundwater flows; 9 – directions of water percolation; 10 – waste dumping sites on the ground surface; 11 – ore mines

Z punktu widzenia wpływu na zawodnienie olkuskich kopalń rud największe znaczenie mają kontakty hydrauliczne typu sedymentacyjno-transgresywnego między wodonośnymi utworami jury i triasu oraz jury z węglanowymi skałami karbońsko-dewońskimi, stwierdzone we wschodniej i południowo-wschodniej części rejonu olkuskiego (Wilk, Motyka, 1977).

Rudy cynku i ołowiu eksploatowane w kopalniach olkuskich występują w skałach wodonośnego piętra triasowego, przeważnie pośród dolomitów kruszczonośnych, obejmujących część wapienia muszlowego, a lokalnie także górnego pstrego piaskowca (retu). Właściwości hydrauliczne tego piętra wodonośnego i formy jego zasilania mają decydujący wpływ na zawodnienie kopalń rud. Wodoprzepuszczalność triasowego piętra wodonośnego ze względu na jego szczelinowo-krasowy charakter mieści się w bardzo szerokim przedziale wartości (Motyka, Wilk, 1976). Przy średnim współczynniku filtracji, równym $6,5 \times 10^{-5}$ m/s, jego minimalna wartość wynosi $1,6 \times 10^{-7}$ m/s, a maksymalna $4,7 \times 10^{-3}$ m/s.

Formy zasilania triasowego piętra wodonośnego są bardzo różnorodne. Na wychodniach jest to infiltracja wód opadowych oraz wody z Białej Przemszy w strefach więzi hydraulicznej tej rzeki z dolomitami i wapieniami środkowego triasu. Tego typu więź hydrauliczna występuje na odcinku Białej Przemszy między Okradzionowem a Sławkowem. Bardzo ważne z punktu widzenia zawodnienia kopalń rud jest również zasilanie piętra triasowego w strefach okien erozyjnych, gdzie brak izolujących osadów kajpru, występuje też bezpośredni kontakt hydrauliczny dolomitów i wapieni triasowych z piaskami czwartorzędowymi. W strefach tych woda podziemna z piętra czwartorzędowego spływa do węglanowych utworów triasu. Jak to już wcześniej wspomniano, między Golczowicami a Błędowem stwierdzono ucieczki wody z Białej Przemszy do czwartorzędowego podłoża. Woda infiltrująca z tej rzeki i ewentualnie jej dopływów dostaje się do wodonośnych utworów piętra triasowego przez okna erozyjne, a w konsekwencji dopływa do wyrobisk górniczych olkuskich kopalń rud (ryc. 1).

Istotnym składnikiem zasilania triasowego piętra wodonośnego jest woda dopływająca z wapieni górnej jury. Typy zasilania są jednak bardzo różnorodne (ryc. 1). We wschodniej części rejonu olkuskiego wyklinowują się ilaste utwory kajpru, które z punktu widzenia możliwości przepływu wody podziemnej są bardzo słabo przepuszczalne i w praktyce uznaje się je za warstwę izolującą pomiędzy węglanowymi skałami triasowymi a nadległymi piętrami wodonośnymi jurajskim i czwartorzędowym. W tym obszarze woda z wodonośnych utworów jury przepływa do węglanowych skał triasowych w strefach bezpośrednich kontaktów hydraulicznych typu sedymentacyjno-transgresywnego (Wilk, Motyka, 1977) lub przesiąka przez półprzepuszczalne margle środkowej jury występujące w spągu wodonośnego piętra jurajskiego. Pewna ilość wody może przepływać ze skał jurajskich do triasowych w strefach więzi hydraulicznych typu tektonicznego zarówno w kierunku pionowym, jak i lateralnym (ryc. 1). We wschodniej części rejonu olkuskiego znaczącą rolę w kształtowaniu warunków przepływu wody podziemnej odgrywa skomplikowany układ kontaktów hydraulicznych typu sedymentacyjno-transgresywnego pomiędzy węglanowymi skałami jury, triasu oraz karbońsko-dewońskimi (Wilk, Motyka, 1977; Motyka, 1988, ryc. 1). Są to ważne strefy zasilania triasowego piętra wodonośnego.

Wzdłuż zachodniej granicy występowania wapieni jurajskich w rejonie oluskim ciągnie się głęboka, pogrzebana pradolina Przemszy. W wielu miejscach tej pradoliny znajdują się okna erozyjne, w których na skutek braku utworów kajpru dochodzi do bezpośredniej więzi hydraulicznej pomiędzy piaskami czwartorzędowymi a dolomitami i wapieniami triasu. Dawniej wzdłuż kuesty jurajskiej wypływały obfite źródła, które dawały początek drobnym ciekom,

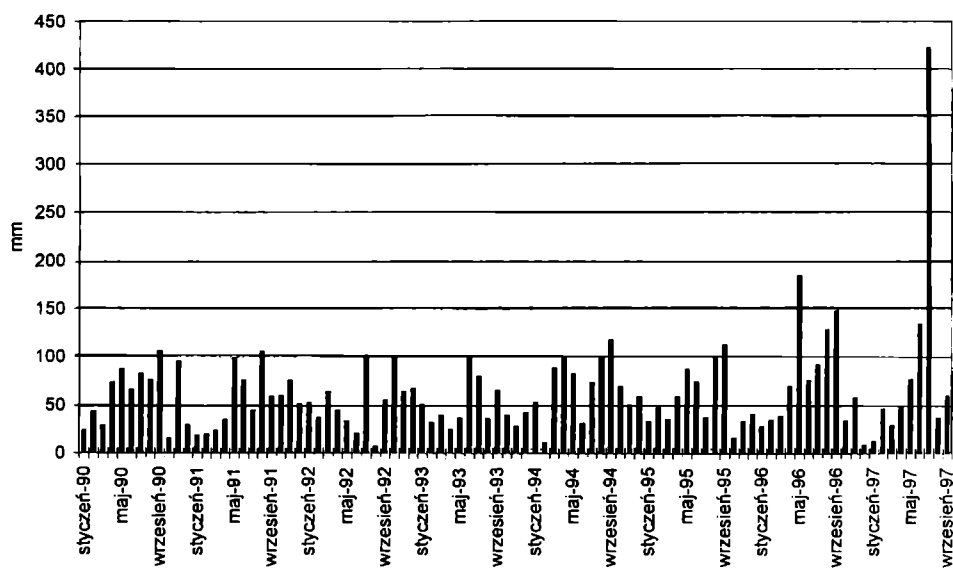
szybko ginącym w piaskach (Przesmycki, 1929). Wiele z nich zachowało się do dziś. Spora część wody odpływającej z wapieni jurajskich lateralnie odpływała i nadal odpływa do piasków czwartorzędowych przylegających do kuesty. Obecnie, kiedy zwierciadło wody podziemnej jest znacznie obniżone wskutek drenażu górniczego, woda odpływająca z wapieni jurajskich w formie ginących cieków lub ukrytego odpływu podziemnego w dużej mierze dopływa przez okna erozyjne do węglanowych skał triasowych, a za ich pośrednictwem do wyrobisk górniczych olkuskich kopalń rud cynku i ołowiu.

Jednym ze składników zasilania triasowego piętra wodonośnego w rejonie olkuskim jest infiltracja wody ze stawów osadowych, znajdujących się na wschód od kopalni „Bolesław”, w których deponuje się odpady poflotacyjne w formie pulpy. Według A. F. Adamczyka i in. (1995) do 1990 roku infiltracja ta wynosiła około $10,5 \text{ m}^3/\text{min}$, natomiast z bilansu wodnego kopalni, wykonanego w 1997 roku, wynika, że jest to wielkość około $5,4 \text{ m}^3/\text{min}$. Triasowe piętro wodonośne w olkuskim rejonie kopalnictwa rud jest drenowane, praktycznie rzecz biorąc, wyrobiskami górniczymi i studniami ujęć wód podziemnych w Łazach Błędowskich.

Wodonośne piętro karbońsko-dewońskie, zbudowane z wapieni i dolomitów, leży najgłębiej spośród wymienionych pięter wodonośnych i dlatego jest najslabiej rozpoznane. Stanowi go zbiornik typu szczelinowo-krasowego, choć kawerny i wypełnione formy krasowe napotyka się w nim znacznie rzadziej niż w zbiornikach triasowym i jurajskim. Piętro to zasila woda infiltrująca z wapieni jurajskich w rozległych strefach kontaktów hydraulicznych typu sedymentacyjno-transgresywnego we wschodniej i w południowo-wschodniej części rejonu olkuskiego (Wilk, Motyka, 1977). Woda podziemna z tego piętra odpływa przypuszczalnie głównie do węglanowych utworów triasu w strefach wzajemnych więzi hydraulicznych między tymi piętrami.

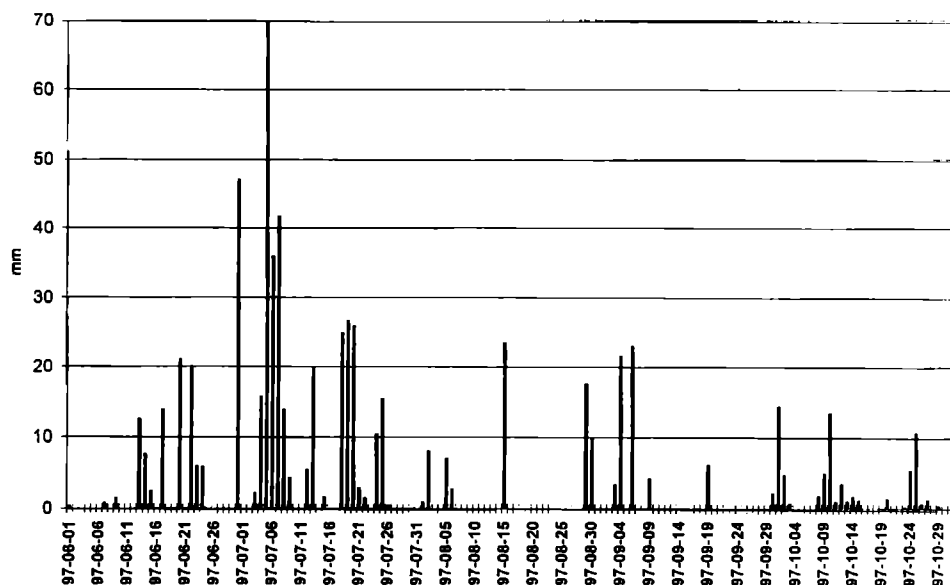
Zmiany położenia zwierciadła wód podziemnych

W lipcu 1997 roku południową Polskę nawiedziły katastrofalne opady, nie spotykane od dziesiątków lat. W ciągu całego miesiąca w stacji Olewin koło Olkusza zanotowano około 420 mm opadów (ryc. 2), tj. mniej więcej 60% średniego, rocznego opadu, przy czym w ciągu 5 dni, między 4 lipca a 8 lipca, spadło około 180 mm deszczu (ryc. 3). W rejonie olkuskim Biała Przemsza gwałtownie wezbrała i zalała znaczne połacie Pustyni Błędowskiej. W sierpniu, już po opadnięciu poziomu wody w Białej Przemszy, uaktywniły się od dawna wyschłe źródła wypływające z wapieni jurajskich i wiele miejscowo-



Ryc. 2. Miesięczne wysokości opadów w okresie od stycznia 1990 roku do września 1997 roku (posterunek Olewin)

Fig. 2. Monthly precipitation in the period from January 1990 to September 1997 (hydrometric station at Olewin)



Ryc. 3. Wysokość dobowych opadów w rejonie olkuskim w okresie od 1 czerwca 1997 roku do 29 października 1997 roku

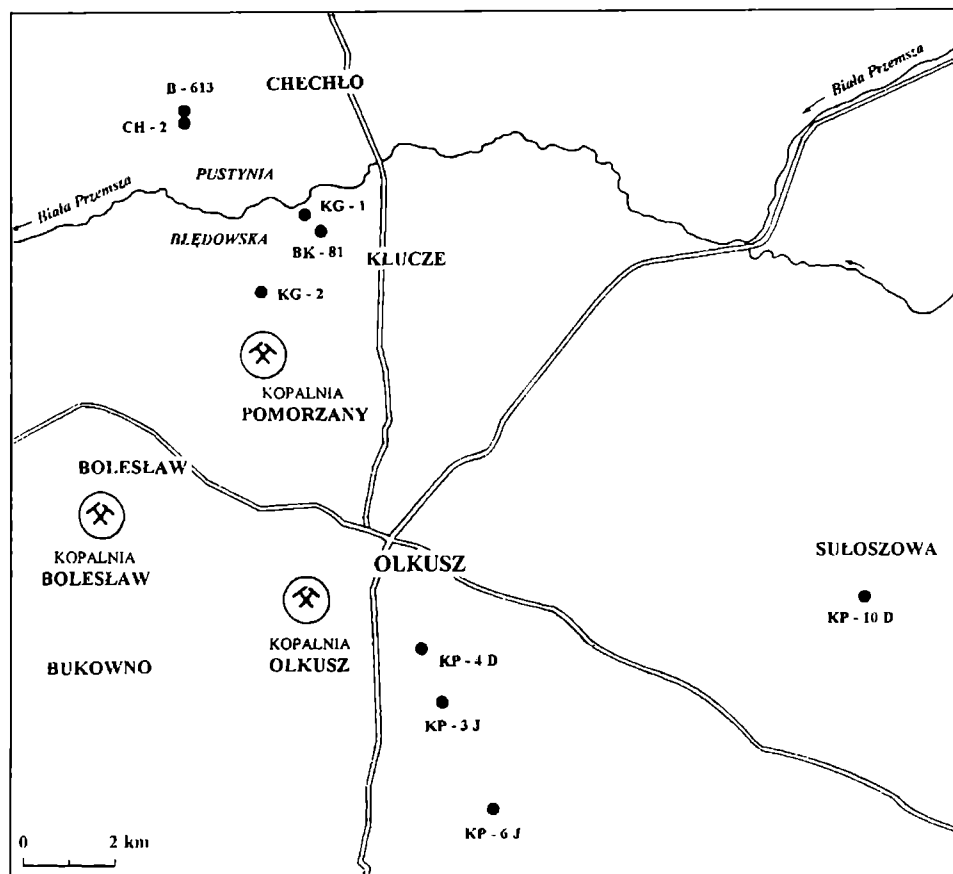
Fig. 3. The amount of diurnal precipitation in Olkusz area in the period from 1st June 1997 to 29th October 1997

ści w północnej części rejonu olkuskiego zostało częściowo podtopionych. Można powiedzieć, że nastąpiła odłożona powódź, spowodowana przesuniętym wezbraniem wód podziemnych w stosunku do nawalnych opadów. Zaczęły się także problemy z wodą w olkuskich kopalniach rud cynku i ołowiu.

Podstawowym przejawem reakcji na opady jest zmiana położenia ich zwierciadła. W obszarze intensywnego drenażu antropogenicznego interpretacja wahań zwierciadła wody podziemnej jest dość skomplikowana, ale wysoki opad powinien się wyraźnie odbić wzrostem poziomu wód podziemnych, którego wysokość jest uzależniona zarówno od typu zbiornika wód podziemnych, jak i od położenia punktu obserwacyjnego względem stref zasilania i drenażu rozpatrywanego zbiornika. Zbiorniki typu porowego o dużej pojemności hydraulicznej reagują dość wolno, przy czym amplituda wahań w stosunku do zbiorników typu szczelinowego lub szczelinowo-krasowego jest na ogół niewielka. Zbiorniki szczelinowo-krasowe cechuje bowiem niewielka pojemność wodna wobec dużej przewodności hydraulicznej systemów przewodzących wodę (szczeliny i kaverny). Położenie punktu obserwacyjnego względem stref zasilania i drenażu wpływa również na czas reakcji i amplitudę wahań zwierciadła. Należy jednak podkreślić, że zachowanie się zwierciadła wody w zbiornikach typu szczelinowo-krasowego często nie da się ująć w jakieś reguły i bywa nieprzewidywalne (Motyka, Zuber, 1997).

W olkuskim rejonie kopalnictwa rud czynnych jest obecnie kilkadziesiąt piezometrów, zainstalowanych we wszystkich wydzielonych piętrach wodonośnych. Ze względu na znaczny obszar pokryty siecią piezometrów częstość pomiarów w niektórych z nich jest mała. Ponadto piezometry bywają niszczone przez miejscową ludność i mija nieraz długi czas od zniszczenia piezometru do jego renowacji. Nierówna jest też ilość piezometrów zainstalowanych w poszczególnych piętrach wodonośnych. Ze zrozumiałych powodów najczęściej piezometrów zainstalowano w węglanowych skałach triasowych, następnie w wapieniach górnej jury, a najmniej w osadach czwartorzędu i dewonu. Lokalizację piezometrów wybranych jako przykładowe do zilustrowania wahań zwierciadła wody podziemnej w ciągu ostatnich 8 lat przedstawiono na ryc. 4.

Obserwacje zmian położenia zwierciadła wody w piaskach czwartorzędowych w kilkuletnim okresie poprzedzającym nawalne opady w lipcu 1997 roku wykonywano w miarę często w piezometrze B-613, umieszczonym w południowych peryferiach Chechła. Znajduje się on w niedalekiej odległości od wzgórz zbudowanych z wapieni malmu. Ilość wody wypływającej z tych wzgórz bądź to w formie odpływu powierzchniowego, bądź podziemnego oddziałuje na zachowanie się zwierciadła w tym piezometrze.

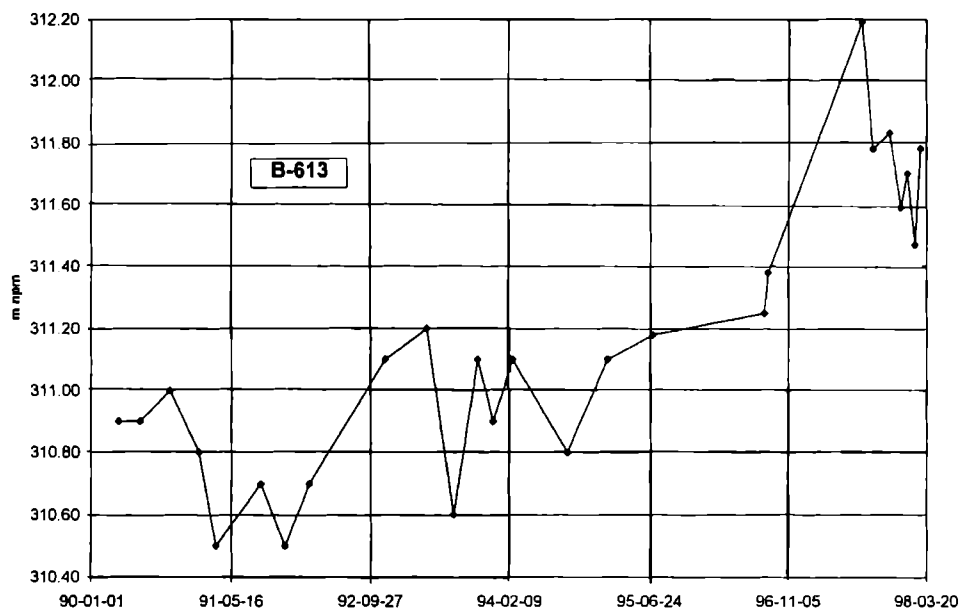


Ryc. 4. Szkic sytuacyjny piezometrów, dla których przedstawiono przykładowe zmiany położenia zwierciadła wody podziemnej

Fig. 4. Location map of piezometers for which some examples of groundwater table changes are shown

W latach 1990–1996 amplituda wahań zwierciadła wody zawierała się w przedziale 0,2–0,7 m (ryc. 5). Po nawałnych opadach zwierciadło wody w piezometrze B-613 podniosło się przynajmniej o 0,8 m, co w przypadku zbiorników typu porowego, cechujących się dużą pojemnością wodną, jest dużym wzrostem.

Znacznie większy zakres wahań zwierciadła wody odnotowano w wapieniach górnej jury (ryc. 6). W piezometrze KP-3J, odwierconym w południowej części Witeradowa, stwierdzono amplitudy wahań dochodzące do 3 m. Pod wpływem lipcowych opadów zwierciadło wody podniosło się o blisko 2 m, a następnie podlegało wahaniom dochodzącym do 0,7 m. Piezometr KP-3 znajduje się w pobliżu głównego źródła witeradowskiego, które spełnia funk-

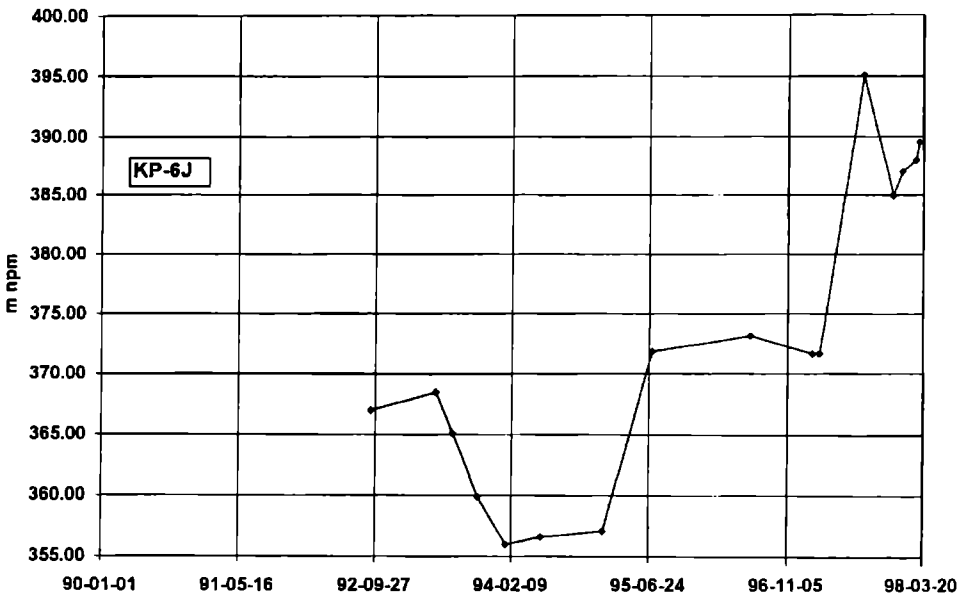
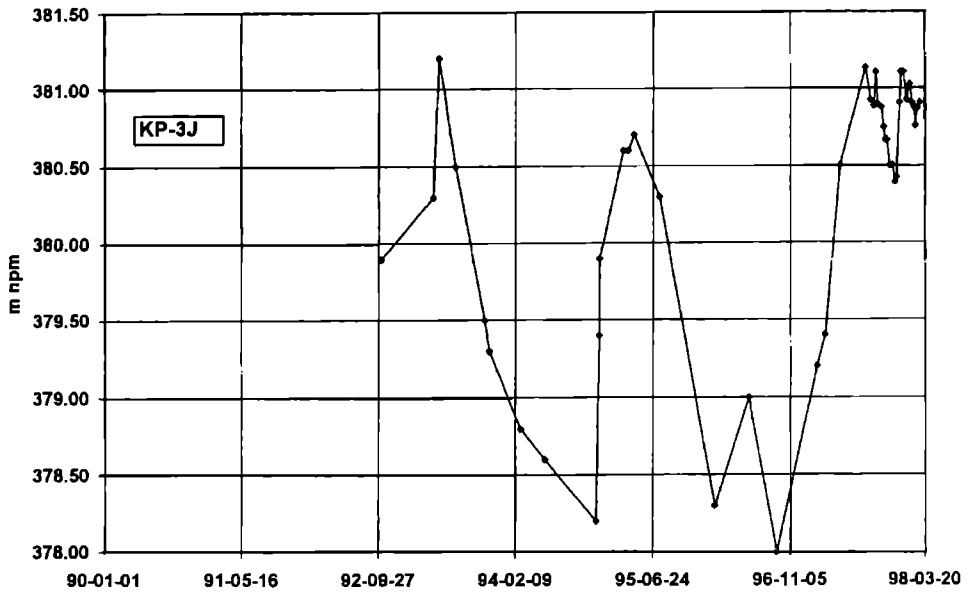


Ryc. 5. Zmiany położenia zwierciadła wody w piezometrze B-613, zafiltrowanym w piaskach czwartorzędowych

Fig. 5. Changes of groundwater table in a piezometer B-613 filtered in Quaternary sands

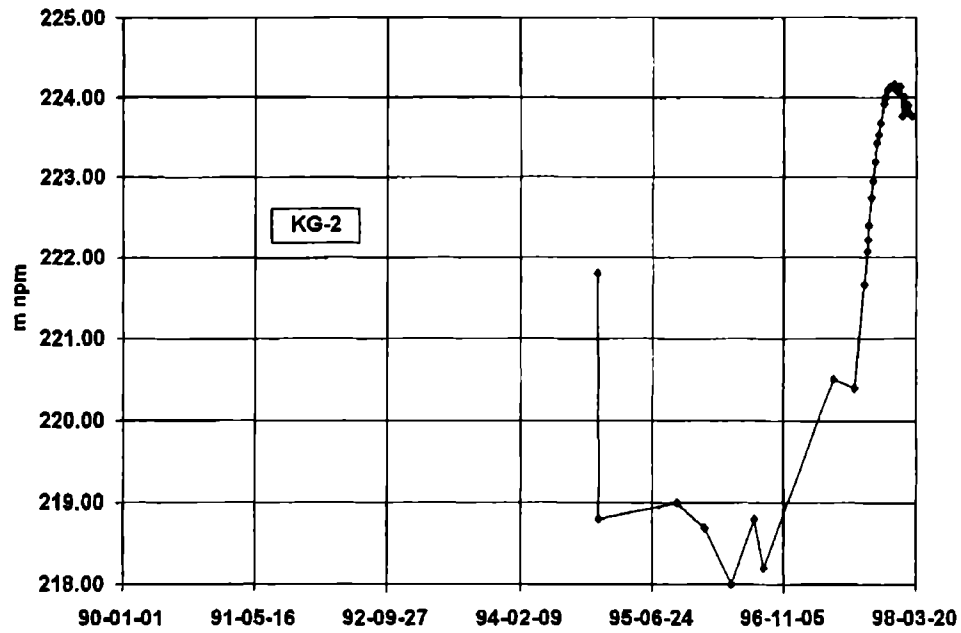
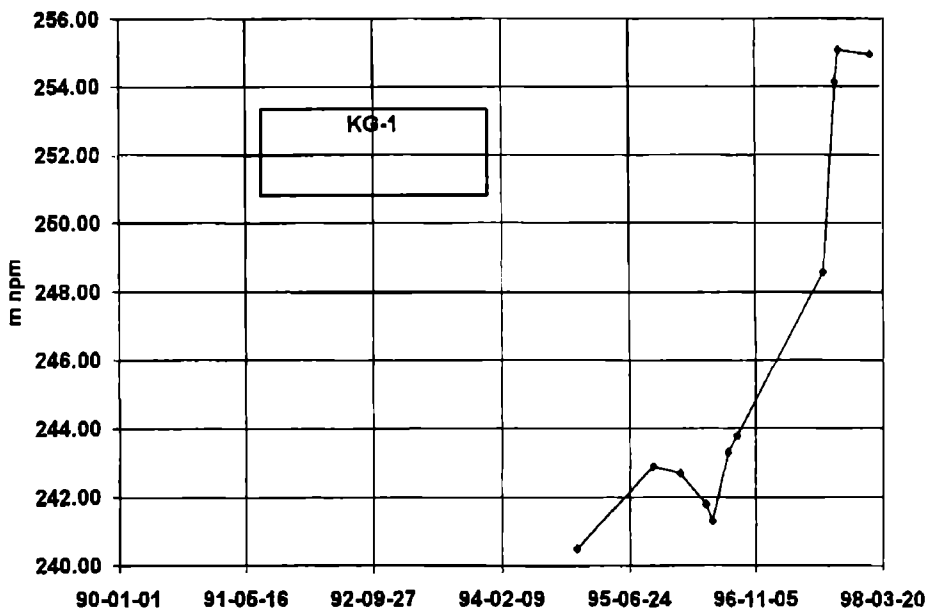
cję naturalnego przelewu, tłumiącego wahania zwierciadła wody w jego otoczeniu. Stąd amplituda wahań jest w nim względnie mała. Znacznie szerszy zakres zmienności poziomu zwierciadła w wapieniach malmu obserwuje się na wierzchowinach. Przykładem może być piezometr KP-6J w Osieku, w którym wahania zwierciadła wody sięgają 40 m (ryc. 6). Po wysokich opadach w lipcu 1997 roku zwierciadło wody w tym piezometrze podniosło się o 24 m.

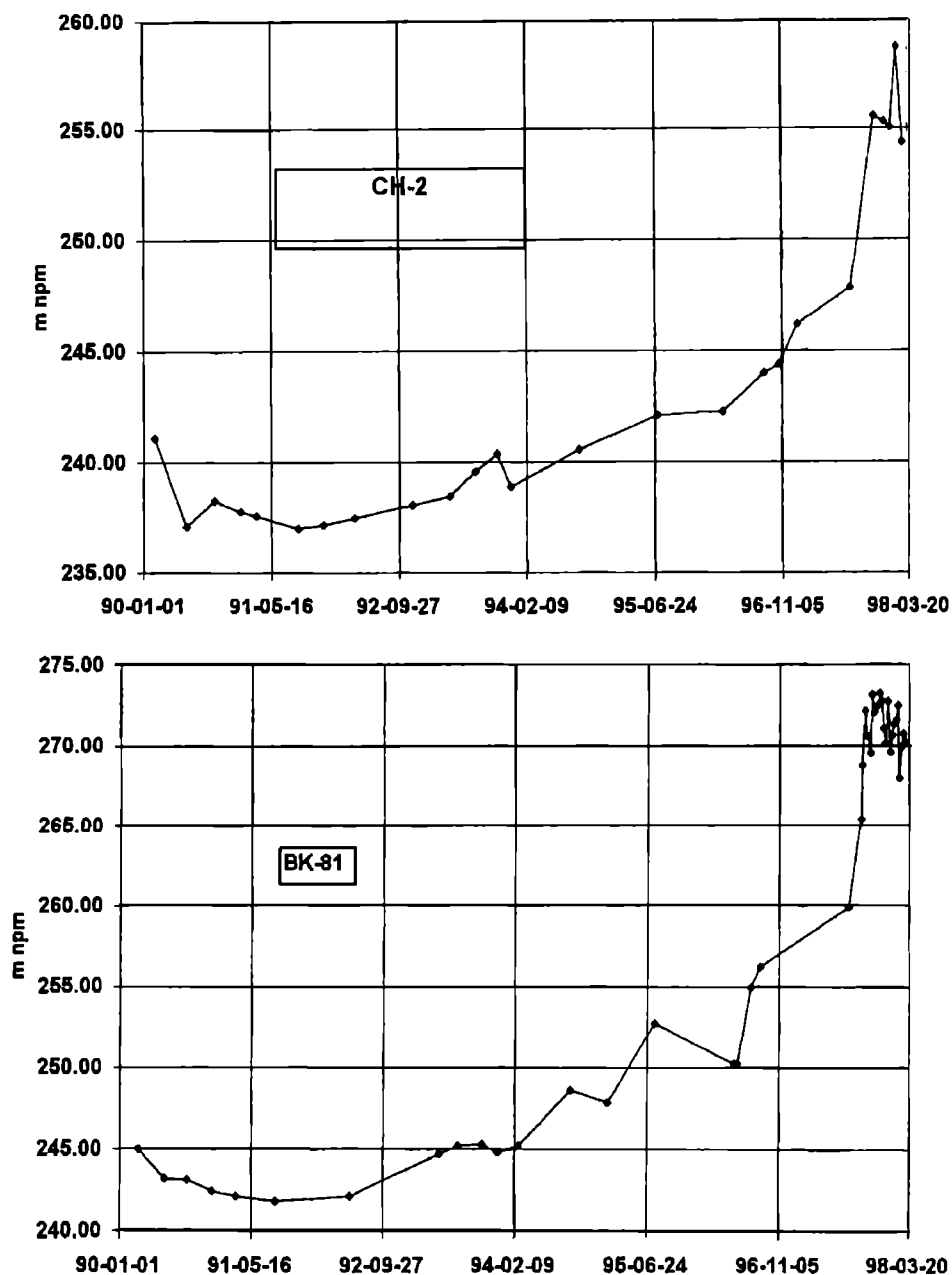
Zmiany położenia zwierciadła wody w węglanowych skałach triasowych zależą nie tylko od czynników naturalnych, lecz także od działalności człowieka. Dotyczy to zwłaszcza zachodniej części rejonu olkuskiego, gdzie w dniu 27 maja 1997 roku rozpoczęto zatapianie najniżej położonej części kopalni „Bolesław” (tzw. poziom retu). W rezultacie zwierciadło wody w tej części kopalni podniosło się z rzędnej mniej więcej +225 m n.p.m. do prawie +245 m n.p.m., a więc o około 20 m. W okresie poprzedzającym katastrofalne opady zmniejszono również pobór wody w studniach ujęcia w Łazach Błędowskich, co spowodowało stopniowe podnoszenie się zwierciadła wody w skałach triasowych w północno-zachodniej części rejonu olkuskiego. W sąsiedztwie kopalni „Bolesław” i ujęcia w Łazach Błędowskich trudno zatem oddzielić wpływ wysokich opadów na zachowanie się zwierciadła wody podziemnej od oddziaływania czynników antropogenicznych.



Ryc. 6. Przykłady zmian położenia zwierciadła wody w piezometrach zafiltrowanych w wapieniach górnej jury

Fig. 6. Changes of groundwater table in piezometers filtered in upper Jurassic limestones





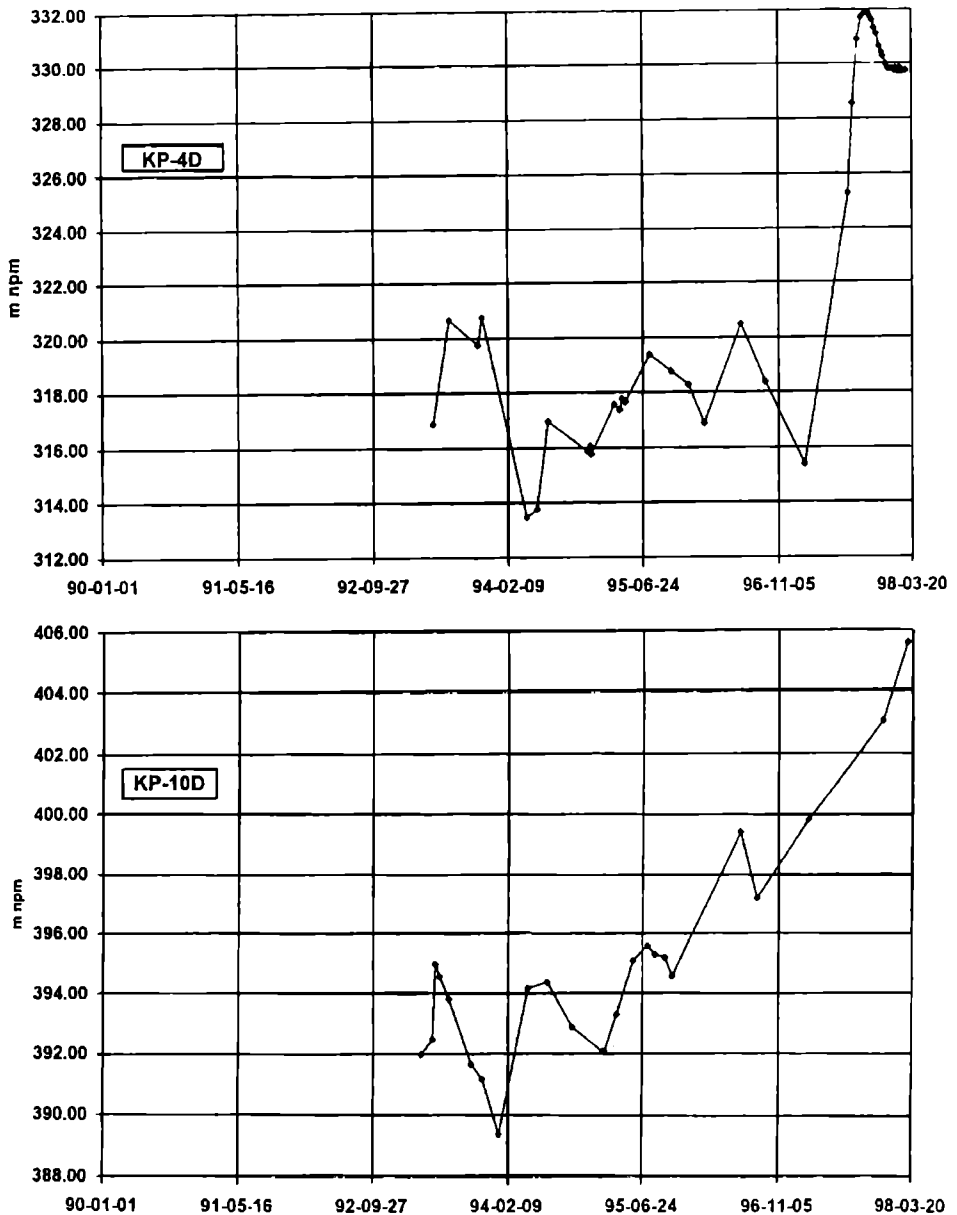
Ryc. 7. Przykłady zmian położenia zwierciadła wody w piezometrach zafiltrowanych w węglanowych skałach triasowych

Fig. 7. Changes of groundwater table in piezometers filtered in Triassic carbonate rocks

Wpływ lipcowych opadów na wznios zwierciadła wody w piętrze triasowym najbardziej się uwidocznił w piezometrach odwierconych w północnej, wschodniej i południowo-wschodniej części rejonu olkuskiego. W piezometrze KG-1 znajdującym się na Pustyni Błędowskiej i w pobliżu okna erozyjnego w podłożu utworów czwartorzędu zwierciadło wody w skałach triasowych od lipca do września 1997 roku podniosło się o prawie 7 m. W piezometrze KG-2, który jest usytuowany na linii spływu od Białej Przemszy, przez piezometr KG-1, do wyrobisk kopalni „Pomorzany” zwierciadło wody podniosło się o blisko 37 m, po czym od połowy grudnia zaczęło opadać (ryc. 7). Jest bardzo prawdopodobne, że w piezometrze KG-1 nastąpił tak duży wzrost poziomu zwierciadła wody w piętrze triasowym na skutek wylania Białej Przemszy po nawalnych opadach i przedostania się jej wód przez okna erozyjne do skał triasowych. W piezometrze KG-2 wznios zwierciadła był znacznie mniejszy, gdyż jest on umieszczony blisko wyrobisk górniczych kopalni „Pomorzany”, a więc w strefie ich bezpośredniego, drenującego oddziaływania.

Zupełnie zaskakujące zachowanie się zwierciadła wody stwierdzono w obszarach, gdzie węglanowe osady triasu leżą bezpośrednio pod nadkładem zbudowanym z ilastych utworów kajpru lub z wapieni i margli jurajskich. Przykładem są piezometry CH-2 w Chechle oraz BK-81 w Kluczach. Piezometr CH-2 jest usytuowany obok wspomnianego wcześniej piezometru B-613, zafiltrowanego w piaskach czwartorzędowych. Mimo izolacji od powierzchni terenu zwierciadło wody w węglanowych utworach triasu podniosło się w tym piezometrze o ponad 8,5 m, a więc 10-krotnie więcej niż w piezometrze B-613. Maksimum wzniosu przypadło na 15 listopada 1997 roku (ryc. 7). W piezometrze BK-81 zwierciadło wody podniosło się o ponad 17 m, po czym oscylowało wokół rzędnej +273 m n.p.m., z amplitudą wahań około 4 m (ryc. 7). Również i w tym przypadku maksimum wzniosu zwierciadła zarejestrowano około 15 listopada 1997 roku. Podobna w kształcie jest linia wzniosu zwierciadła wody w piezometrze KP-3J w Witeradowie, gdzie dolomity i wapień są przykryte marglami i wapieniami jurajskimi. Zwierciadło wody wzniosło się o 6 m, maksimum jego położenia zaś zanotowano około 15 października (ryc. 7).

W piezometrze UP-2, który znajduje się kilkaset metrów na północny wschód od likwidowanej partii kopalni „Bolesław”, zwierciadło wody zaczęło się systematycznie podnosić od listopada 1996 roku. Początkowo wznios zwierciadła był spowodowany infiltracją wzmożonych opadów od maja do września tego roku (ryc. 2). Od końca maja 1997 roku, gdy najniższą część kopalni „Bolesław” zaczęto zatapiać, z pewnością była to główna przyczyna wzniosu zwierciadła wody w węglanowych utworach triasu – o ponad 3 m. Ciekawe, że maksimum wzniosu zanotowano 5 sierpnia 1997 roku, a więc



Ryc. 8. Przykłady zmian położenia zwierciadła wody w węglanowych skałach dewońskich

Fig. 8. Examples of groundwater table changes in Devonian carbonate rocks

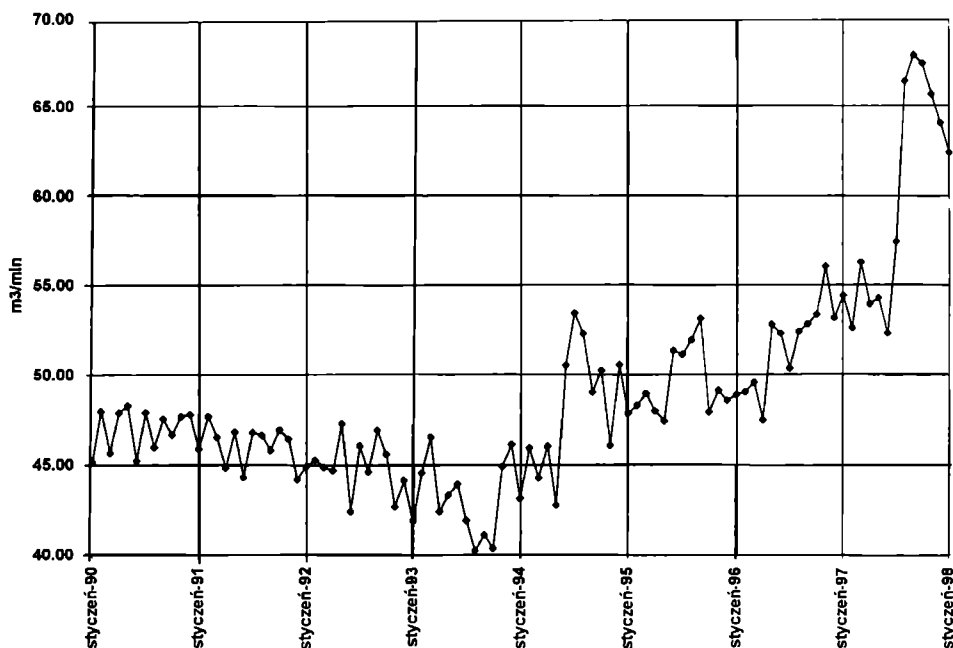
znacznie wcześniej niż w innych rozpatrywanych piezometrach, zainstalowanych w utworach triasu (por. ryc. 7).

Zmiany położenia zwierciadła wody w węglanowych osadach dewonu mierzone w piezometrach odwierconych we wschodniej części rejonu olkuskiego, gdzie skały dewońskie są przykryte marglami i wapieniami jurajskimi (np. piezometr KP-10D w Sułoszowej) albo węglanowymi utworami triasu i jury (np. piezometr KP-4D w Witeradowie). W piezometrze KP-10D zwierciadło wody podniosło się o około 5 m, a w piezometrze KP-4D o 16 m w stosunku do minimum w lutym 1997 roku (ryc. 8). Maksimum wysokości położenia zwierciadła wody w utworach dewonu stwierdzono około 25 września. Okazało się więc, że wznios zwierciadła wody w piętrze dewońskim jest bardzo duży i szybko osiąga maksimum, od którego zaczyna się opadanie poziomu wody. W piezometrze KP-10D, gdzie utwory dewońskie leżą bezpośrednio pod skałami jurajskimi, zwierciadło wody podniosło się o blisko 4 m do początku grudnia 1997 roku (ryc. 8).

Zmiany wielkości dopływów

Olkuskie kopalnie rud cynku i ołowiu są obecnie w dojrzałym stadium rozwoju. Oznacza to, że udział dopływu wody z zasobów statycznych w ogólnym dopływie jest niewielki. Woda dopływa więc głównie z zasobów dynamicznych (odnawialnych), tzn. pochodzących z infiltracji opadów atmosferycznych oraz wód powierzchniowych (cieków i zbiorników). Wielkość dopływu wody do kopalni w stadium dojrzałym jest dosyć wyrównana i wykazuje tendencje zmian zależne od wysokości opadów w dłuższym przedziale czasu. Związek dopływów z opadami zaznacza się mniej lub bardziej wyraźnie w zależności od charakteru litologicznego i grubości nadkładu, jaki znajduje się nad odwadnianymi skałami. W kopalni „Olkusz”, w której główne wyrobiska odwadniające leżą na głębokości około 100 m od powierzchni terenu – od początku lat dwięćdziesiątych wielkość dopływu wody miała tendencję malejącą (ryc. 9). Od początku 1990 roku do października 1993 roku ilość wody dopływającej do omawianej kopalni spadła z 45–48 m³/min do około 41 m³/min.

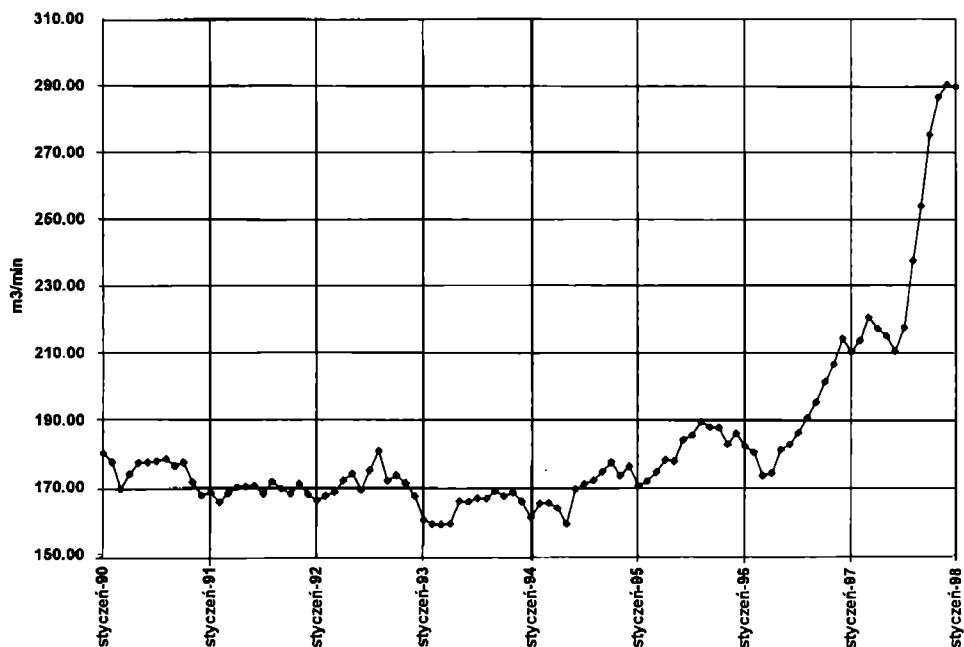
Począwszy od listopada 1993 roku dopływy wykazywały tendencję rosnącą i w drugiej połowie 1996 roku osiągnęły wielkość 52–56 m³/min, utrzymując się na tym poziomie do czerwca 1997 roku. Od lipca tego samego roku ilość wody dopływającej do kopalni „Olkusz” szybko wzrastała, uzyskując maksimum równe 68 m³/min we wrześniu. Do grudnia 1997 roku wielkość dopływu zmniejszyła się do 64 m³/min (ryc. 9).



Ryc. 9. Dopływy wody do kopalni „Olkusz” w okresie od stycznia 1990 roku do stycznia 1998 roku
 Fig. 9. Water inflows to “Olkusz” mine in the period from January 1990 to January 1998

Dopływ wody do kopalni „Pomorzany”, której główne wyrobiska odwadniające znajdują się na głębokości około 150 m od powierzchni terenu, w 1990 roku zmieniał się w granicach 168–178 m³/min. Również i w tej kopalni zaznaczyła się tendencja spadku dopływu wody podziemnej. Minimum dopływów wynoszące 159–165 m³/min zarejestrowano w pierwszej połowie 1994 roku (ryc. 10), a więc o kilka miesięcy później niż w kopalni „Olkusz”. Od czerwca dopływy wody do kopalni „Pomorzany” wykazały tendencję rosnącą i w pierwszej połowie 1997 roku osiągnęły wielkość 210–220 m³/min (ryc. 10). Z kolei od lipca tego samego roku zaczęły gwałtownie rosnać i w grudniu wielkość dopływu wody przekroczyła 290 m³/min. Z kształtu krzywej zmian dopływów w czasie (ryc. 10) można wnosić, że jest to wielkość bliska maksimum. Istotnie, w styczniu 1998 roku zanotowano niewielki spadek dopływów – nieco poniżej 290 m³/min, ale ten ubytek mieści się w granicach błędów pomiarów.

Jeśli chodzi o kopalnię „Bolesław”, trudno zauważyć jakiegokolwiek tendencje zmian dopływów wody (ryc. 11). Wynika to stąd, że prócz naturalnego dopływu z zasobów dynamicznych duży udział w ogólnej ilości wody dopływającej do omawianej kopalni mają okresowe przerzuty wody z szybu „Dąbrówka” kopalni „Pomorzany” do wyrobisk kopalni „Bolesław” podziemnym rurocią-

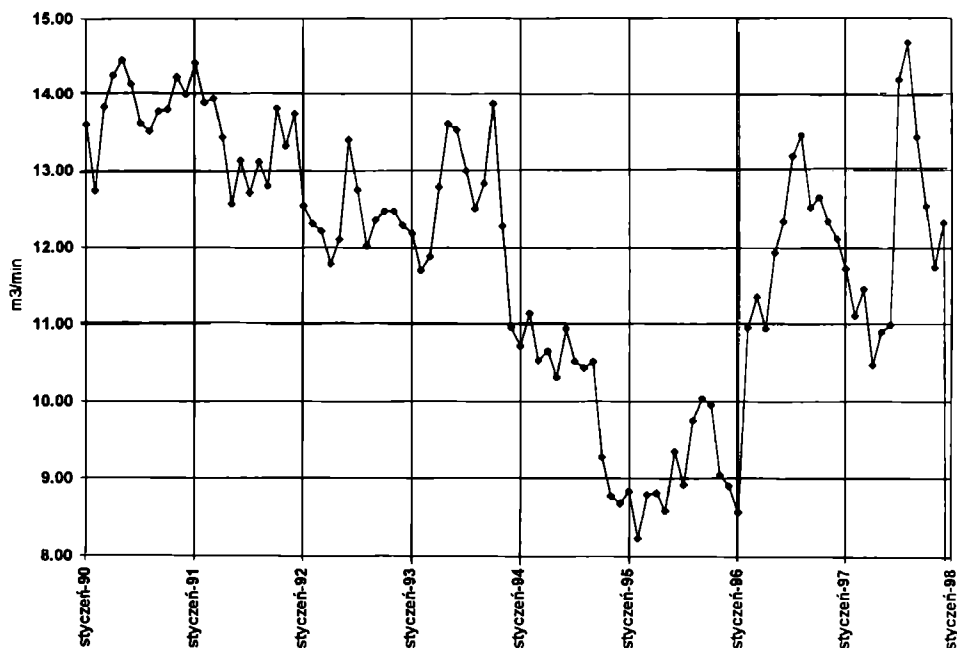


Ryc. 10. Dopływy wody do kopalni „Pomorzany” w okresie od stycznia 1990 roku do stycznia 1998 roku

Fig. 10. Water inflows to “Pomorzany” mine in the period from January 1990 to January 1998

giem. Ilość przerzucanej wody zależy od zapotrzebowania huty cynku i ołowiu zlokalizowanej przy kopalni „Bolesław”. Innym źródłem dopływu wody do omawianej kopalni jest infiltracja odcieków ze stawów osadowych, w których deponuje się odpady po flotacyjnych, oraz z hałdy żużli, powstających w procesie technologicznym huty cynku i ołowiu. Z obliczeń bilansowych wynika, że naturalny dopływ wody do kopalni „Bolesław” jest równy mniej więcej 7–10 m³/min, a infiltracja ze stawów osadowych, z hałdy i z innych obiektów na powierzchni terenu wynosi około 3–4 m³/min. Pozostała część dopływu pochodzi ze wspomnianych przerzutów wody z szybu „Dąbrówka”. Po zatopieniu części wyrobisk na poziomie +225 m n.p.m. (tzw. poziom retu) prawdopodobnie zmniejszył się nieco naturalny dopływ wody podziemnej.

Zmiany dopływów wody do kopalń „Olkusz” i „Pomorzany” wskazują na ich związek ze zmianami wysokości opadów atmosferycznych w skali wieloletniej. W dekadzie od połowy lat osiemdziesiątych do połowy lat dziewięćdziesiątych wystąpiła susza klimatyczna. W tym czasie wysokość opadu była znacznie mniejsza od średniej wieloletniej (ryc. 2). Susza klimatyczna odzwierciedliła się tendencją spadku dopływów wody do wymienionych kopalń rud cynku i ołowiu. Od maja do września 1996 roku ilość opadów była bardzo



Ryc. 11. Dopływy wody do kopalni „Bolesław” w okresie od stycznia 1990 roku do stycznia 1998 roku
 Fig. 11. Water inflows to “Bolesław” mine in the period from January 1990 to January 1998

duża (ryc. 2), co spowodowało narastanie ilości wody dopływającej do obu omawianych kopalń, a katastrofalne opady w lipcu 1997 roku przyczyniły się do gwałtownego wzrostu dopływów do ich wyrobisk (ryc. 9, 10). W przypadku kopalni „Olkusz” był to przyrost o 30%, a w przypadku kopalni „Pomorzany” o 38% w stosunku do wielkości dopływu w czerwcu 1997 roku. Godne odnotowania jest zaledwie kilkumiesięczne przesunięcie pomiędzy maksimum wysokości opadów a maksimum wielkości dopływów wody do rozpatrywanych kopalń rud cynku i ołowiu. Z pewnością ma na to wpływ szczelinowo-krasowy charakter skał triasowych, drenowanych przez kopalnie „Olkusz” i „Pomorzany”.

Podsumowanie

Katastrofalne opady, które nawiedziły południową Polskę w lipcu 1997 roku, wywołały też zmiany położenia zwierciadła wód podziemnych w olkuskim rejonie kopalnictwa rud cynku i ołowiu. W zależności od charakteru zbiornika zachowanie się zwierciadła wody podziemnej było różne. W piaskach

czwartorzędowych tworzących zbiornik typu porowego zwierciadło wody podniosło się o mniej więcej 1 m, podczas gdy w zbiornikach szczelinowo-krasowych, do których należą węglanowe skały jurajskie, triasowe i karbońsko-dewońskie, zanotowano wznios zwierciadła wody podziemnej od kilku do kilkunastu metrów. Główną przyczyną tak różnych wahań poziomu wody w zbiorniku czwartorzędowym i w zbiornikach szczelinowo-krasowych jest znaczna rozpiętość wielkości pojemności hydraulicznej skał, z których są one zbudowane. Maksimum wzniosu zwierciadła wystąpiło najczęściej po 1–3 miesiącach od wysokich opadów lipcowych. Katastrofalne opady w lipcu 1997 roku miały duży wpływ na wielkość dopływu wody do kopalń rud cynku i ołowiu „Olkusz” i „Pomorzany”. Ze względu na znaczny udział antropogenicznych źródeł zasilania i rozpoczęcie zatapiania części kopalni „Bolesław” pod koniec maja 1997 roku wpływ nawałnych opadów na wielkość dopływów wody do tej kopalni nie uwidocznił się. Maksimum dopływów do kopalni „Olkusz” zanotowano po 2 miesiącach, a w kopalni „Pomorzany” po 5 miesiącach od wysokich opadów lipcowych. Większe przesunięcie czasowe maksimum dopływów względem tych opadów w kopalni „Pomorzany” niż w kopalni „Olkusz” najprawdopodobniej wynika z różnicy głębokości głównych wyrobisk drenażowych w obu kopalniach. Maksymalny przyrost dopływów do kopalni „Olkusz” w stosunku do wielkości dopływów w czerwcu 1997 roku wyniósł około 30%, a do kopalni „Pomorzany” około 38%. Dalsze obserwacje zmian poziomu zwierciadła wody w poszczególnych zbiornikach wód podziemnych w olkuskim rejonie kopalnictwa rud cynku i ołowiu oraz zmian dopływów do wyrobisk górniczych kopalń „Olkusz” i „Pomorzany” być może pozwolą w przyszłości na interpretację zebranego materiału faktograficznego i uzupełnienie dotychczas obowiązującego modelu hydrogeologicznego tego obszaru. Niniejszą pracę należy potraktować jako wstępny raport o skutkach katastrofalnych opadów w lipcu 1997 roku, jakie odnotowano w olkuskim rejonie kopalnictwa rud cynku i ołowiu.

Bibliografia

- Adamczyk A. F., Haładus A., Krawiec A., 1995: Wpływ stawów odpadów poflotacyjnych na jakość wód kopalnianych w rejonie olkuskim – stan obecny i prognoza. W: „Współczesne problemy hydrogeologii”. T. 7, cz. 2. Kraków–Krynica, s. 31–37.
- Adamczyk Z., Motyka J., 1997: Wstępna ocena infiltracji wód z rzeki Białej Przemszy i jej dopływów. W: 3. i 4. Międzynarodowa Szkoła Ochrony Przyrody Obszarów Krasowych. Dąbrowa Górnicza, s. 61–70.
- Motyka J., 1988: Węglanowe osady triasu w olkusko-zawierciańskim rejonie rudnym jako środowisko wód podziemnych. W: „Zeszyty Naukowe AGH”. Nr 1157. Geologia. Z. 36. Kraków, 106 s.

- Motyka J., Wilk Z., 1976: Pionowe zróżnicowanie wodoprzepuszczalności węglanowych skał triasowych w świetle statystycznej analizy wyników próbnych pompowań (monoklina śląsko-krakowska). *Kwart. Geol. [Warszawa]*, **20**, 2: 381–399.
- Motyka J., Wilk Z., 1980: Olkusijski rejon złożowy. Warunki krążenia wód podziemnych. W: Warunki hydrogeologiczne złóż rud cynku i ołowiu regionu śląsko-krakowskiego. A. Rózkowski, Z. Wilk (red.). *Prace Inst. Geol. Warszawa*, s. 163–167.
- Motyka J., Zuber A., 1997: Water levels as response functions for different porous-fissured-karstic systems. *Proc. of the 12th Intern. Congres of Speleol. Vol. 2, 6th Conf. Of Limestones Hydrol. and Fissured Media. La Chaux-de-Fonds*, p. 171–174.
- Przesmycki P., 1929: Monografia przyrodnicza powiatu olkuskiego. *Przegl. Górn.-Hutn.*, **21**, 19–20: 495–511.
- Rózkowski A., Wilk Z. (red.), 1980: Warunki hydrogeologiczne złóż rud cynku i ołowiu regionu śląsko-krakowskiego. *Prace Inst. Geol. Warszawa*, 319 s.
- Wilk Z., Motyka J., 1977: Kontakty między poziomami wodonośnymi w olkuskim rejonie kopalnictwa rud. *Rocz. Pol. Tow. Geol. [Kraków]*, **47**, 1: 115–143.

Zbigniew Adamczyk, Jacek Motyka

Influence of heavy rainfalls in July 1997 on water flooding of zinc and lead ore mines in Olkusz area

Summary

In July 1997 catastrophic rainfalls occurred in southern Poland. Apart from the considerable floods in the Odra and Wisła valleys including their upper drainage basins, they caused rapid changes of groundwater table. In the Olkusz area, 420 mm of precipitation fell in July (including 180 mm from 4 to 8 July), which makes about 60% of mean annual precipitation. In this work the influence of July precipitation on water flooding of zinc and lead ore mines in Olkusz area is discussed.

Hydrogeological conditions of ore mining in Olkusz area are complicated. Four water-bearing horizons are distinguished here, i.e. Quaternary, Jurassic, Triassic and Carboniferous-Devonian. The Quaternary horizon represents a groundwater aquifer of porous type. All the other horizons are groundwater aquifers of fissure-karst type. They are in hydraulic connection in the zones of contact of different rocks, therefore the groundwater flow paths are very complicated. Heavy rainfalls in July caused rapid rise of groundwater table and increase of discharge to "Olkusz" and "Pomorzany" ore mines. In "Bolesław" mine, where anthropogenic factor has a large participation, the influence of heavy rainfalls was less clear.

It was also difficult to observe the influence of these rains on the fluctuations of groundwater in the surrounding of this mine.

The ascent of groundwater table caused by heavy rainfalls in the beginning of July 1997 was different in different groundwater aquifers. In the porous Quaternary aquifer, the groundwater raised from several tens of centimetres to over 1 meter. In the fissure-karst carbonate rocks, which build the Jurassic, Triassic and Carboniferous-Devonian aquifers, the ascent was much larger – from several meters to a dozen or so meters. The maximum of groundwater table ascent occurred one month after the catastrophic rainfalls in Quaternary sands and after 1–3 months in Jurassic, Triassic and Carboniferous-Devonian rocks.

After heavy rains, the discharge of water to "Olkusz" mine increased by 30% (from 52 to 68 m³/min) and to "Pomorzany" mine by 38% (from 210 to 290 m³/min). The maximum of inflows

occurred in "Olkusz" mine in September 1997 and in "Pomorzany" mine in December 1997. A time difference in the occurrence of discharge maximum in these two ore mines results from different geology in the areas of their alimentation and probably also from the fact that main drainage excavation of "Pomorzany" mine is situated about 50 m deeper than the drainage excavation of "Olkusz" mine. Further observations of water discharges to the ore mines and changes of groundwater table will make it possible to formulate more complete and complementary interpretation of the hitherto model of hydrogeology in the area of Olkusz ore mining.

Zbigniew Adamczyk, Jacek Motyka

L'impact des importantes précipitations en juillet 1997 sur l'inondation des mines de zinc et de plomb d'Olkusz

Résumé

En juillet 1997 le sud de la Pologne a été touché par des pluies catastrophiques. A part les inondations dans les vallées de l'Oder et de la Vistule, ainsi qu'à l'amont de leurs affluents, elles ont causé une hausse violente de la nappe d'eaux souterraines. Dans la région d'Olkusz les précipitations ont atteint 420 mm, ce qui constitue 60% des précipitations annuelles, où les 180 mm d'eau sont tombés à eux seuls du 4 au 8 juillet.

Les conditions hydrologiques de la région minière d'Olkusz sont particulièrement complexes. On a distingué quatre étages aquifères : quaternaire, jurassique, triasique et carbonéo-dévonien. L'étage quaternaire est constitué par un bassin d'eaux souterraines de type poreux, les autres étages sont de type fissureux karstiques. Ils restent en liaison hydraulique dans les zones de contact de différents types, ce qui est à l'origine d'une circulation très complexe des eaux souterraines. Les pluies torrentielles en juillet ont conduit à une élévation de la nappe d'eaux souterraines et à l'accroissement de l'afflux d'eau aux mines «Olkusz» et «Pomorzany». Dans la mine «Bolesław», où l'afflux d'eau est fonction de facteurs anthropogéniques, l'impact d'importantes précipitations n'a pas été considérable. Il est également difficile de remarquer leur influence sur les variations de la nappe d'eaux souterraines dans l'entourage de cette mine.

L'ascension de la nappe d'eau due aux précipitations violentes au début de juillet 1997 était différente suivant les étages aquifères. Dans le bassin poreux quaternaire les eaux souterraines se sont élevées de quelques dizaines de centimètres à plus de 1 m. Dans les roches carbonatées de type fissureux-karstiques, construisant les bassins jurassiques, triasiques et carbonéo-dévonien, l'ascension était bien plus importante et a atteint plusieurs mètres jusqu'à une vingtaine de mètres. L'ascension maximale a eu lieu un mois après les pluies catastrophiques dans les sables quaternaires et au bout de 1 à 3 mois dans les roches carbonatées jurassiques, triasiques et carbonéo-dévonien.

Après d'importantes précipitations, l'afflux d'eau à la mine «Olkusz» s'est élevé de 30 % (de 52 à 68 m³/min), dans la mine «Pomorzany» de 38 % (de 210 à 290 m³/min). L'afflux maximal a eu lieu dans la mine «Olkusz» en septembre 1997 et dans la mine «Pomorzany» en décembre de la même année. La différence de temps où s'est produit l'afflux maximal d'eau à ces mines résulte de la composition géologique différente de la région de leur alimentation et probablement du fait que les chantiers drainant la mine «Pomorzany» se trouvent à 50 m plus profondément que les mêmes chantiers de la mine «Olkusz». Les observations postérieures du comportement de l'afflux d'eau dans les mines et des variations de la nappe d'eaux souterraines permettront dans l'avenir de mieux interpréter ces phénomènes et de compléter le modèle hydrologique actuel de la région minière d'Olkusz par nouveaux éléments.

Piotr Goc

Zakład Ochrony Środowiska
Akademia Górniczo-Hutnicza
al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków

Andrzej Górny

Muzeum Geologiczne
Akademia Górniczo-Hutnicza
al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków

Beata Kłojzy-Karczmarczyk, Jacek Motyka

Zakład Hydrogeologii i Ochrony Wód
Akademia Górniczo-Hutnicza
al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków
Katedra Górnictwa Odkrywkowego
Akademia Górniczo-Hutnicza
al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków

Azotany w wodach jaskiń południowej części Wyżyny Krakowskiej

Zarys treści: Przedstawiono wyniki badań stężenia azotanów w wodach jaskiń południowej części Wyżyny Krakowskiej, a dla porównania także pojedynczych oznaczeń w jaskiniach Tatr, Beskidów, Sudetów i Gór Świętokrzyskich. Osobno potraktowano jaskinie na obszarze zrębu Zakrzówek w Krakowie. W wykropleniach i jeziorkach obecnych w jaskiniach południowej części Wyżyny Krakowskiej stwierdzono występowanie azotanów w ilości od poniżej 0,06 mg/l do niemal 490 mg/l. Największe stężenia zanotowano w Jaskini Twardowskiego (zrąb Zakrzówek) i w Smoczej Jamie na Wawelu. Rozmieszczenie azotanów na obszarze zrębu Zakrzówek wykazuje obecność niewielkiego punktowego ogniska zanieczyszczeń, z którego pochodzi ten anion. Azotany najprawdopodobniej pochodzą z zanieczyszczeń rolniczych i komunalnych, a na obszarze zrębu Zakrzówek ich dodatkowym źródłem mogą być także porzucone resztki materiałów wybuchowych.

Wstęp

Zbiorniki wód podziemnych typu szczelinowo-krasowego są najmniej odporne na wnikanie do nich zanieczyszczeń. Konieczne jest zatem monitorowanie składu chemicznego tych wód, co się powszechnie robi. W celu poznania i zrozumienia procesów kształtujących chemizm wody na drodze od powierzchni terenu do strefy saturacji powinno się także uwzględniać rolę strefy aeracji. Jest to możliwe w jaskiniach, w których można badać właściwości fizyczne i skład chemiczny wód z wykropleń i różnego rodzaju jeziorzek, w tym przynależnych już do strefy saturacji.

Strefa aeracji w skałach szczelinowo-krasowych stanowi bardzo skomplikowany system hydrauliczny (B a k a ł o w i c z, 1995). W makroskali składa się na nią strefa epikrasu w ujęciu A. M a n g i n a (1975) oraz swobodnego przepiękania pionowego (F o r d, W i l l i a m s, 1989). Z punktu widzenia oporów hydraulicznych jest to, podobnie jak i cały zbiornik typu szczelinowo-krasowego, strefa wysoce heterogeniczna. Obok przewodów o znikomych oporach hydraulicznych, takich jak studnie krasowe i szeroko rozwarte pionowe szczeliny, występuje tu sieć drobniejszych spękań i oddzielności międzyławicowych oraz mikroprzewodów składających się na przestrzeń porową (mikrospękania, mikrokawerny, pory syngenetyczne).

W obrębie szerokiego programu badań nad rolą strefy aeracji w kształtowaniu jakości wód podziemnych wykonano badania składu chemicznego próbek wody pobranych z wykropleń i jeziorzek w jaskiniach w południowej części Wyżyny Krakowskiej (S z e l e r e w i c z, G ó r n y, 1986) oraz w celach porównawczych także z niektórymi jaskiń w Tatrach, Beskidach, Sudetach i Górach Świętokrzyskich. Kilka kawern, z których pobrano próbki wody, jest wykonanych sztucznie przez człowieka jako wyrobiska górnicze lub fragmenty umocnień obronnych (np. Kawerna Winnica w Krakowie). W niniejszej pracy, finansowanej w ramach projektu badawczego KBN nr 9 T12B 012 10 oraz z badań własnych Zakładu Hydrogeologii i Ochrony Wód AGH nr 10.140.1552, przedstawiono wyniki analiz zawartości azotanów w próbkach wody pobranych z wykropleń i jeziorzek w tych jaskiniach oraz dla porównania także z wód powierzchniowych i podziemnych.

Autorzy dziękują Dyrekcji Ojcowskiego Parku Narodowego za wyrażenie zgody na prowadzenie badań na terenie Parku oraz wszystkim tym speleologom, którzy rozumiejąc wagę podjętej problematyki badawczej bezinteresownie pobierali próbki wód z odwiedzanych i eksplorowanych jaskiń.



Fot. 1. Wykroplenia ze stalaktytów w Jaskini Twardowskiego
Phot. 1. Drippings from stalactites in Twardowski Cave

Fot. 2. Fragment korytarza w kształcie rury freatycznej we wschodniej części Jaskini Twardowskiego
Phot. 2. Part of the channel shaping as phreatic pipe in eastern part of Twardowski Cave





Fot. 3. Wejście do Jaskini Twardowskiego – widoczne charakterystyczne pionowe spękania stanowiące drogi szybkiej infiltracji wód opadowych
Phot. 3. Entrance to Twardowski Cave – typical vertical fissuring – paths of rapid infiltration of meteoric water

Zakres i metodyka badań

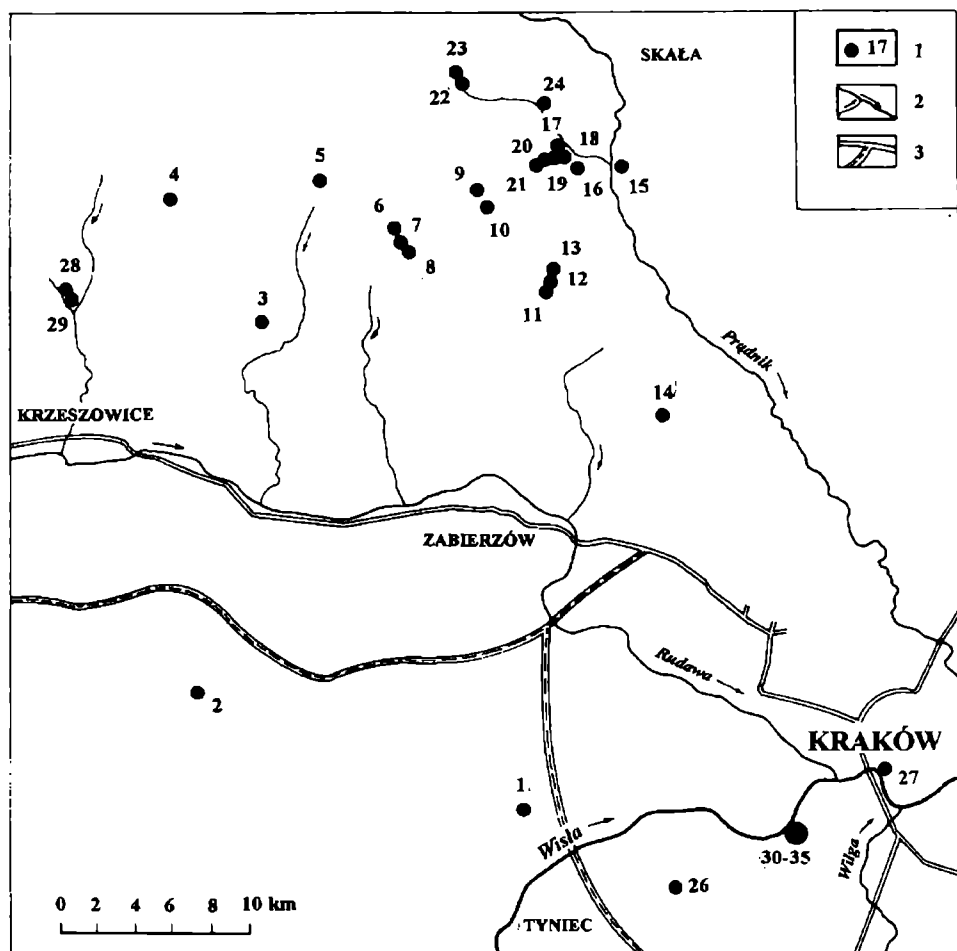
Badania zawartości azotanów w wodach jaskiń przeprowadzono w 29 jaskiniach w południowej części Wyżyny Krakowskiej (ryc. 1, tab. 1), w 6 jaskiniach na obszarze zrębu Zakrzówek w Krakowie (ryc. 2, tab. 2) oraz w 11 jaskiniach w innych krainach geograficznych – Tatrach, Beskidach, Sudetach i Górach Świętokrzyskich (tab. 3). Wymienione obszary różniły się gęstością i częstością opróbowania. Systematyczne badania prowadzono w jaskiniach zrębu Zakrzówek, gdzie łącznie pobrano 121 próbek wody do badań składu chemicznego. W jaskiniach południowej części Wyżyny Krakowskiej pobrano 73 próbki wody, a w innych krainach geograficznych 24 próbki. Ponadto pobrano 12 próbek wód opadowych na zrębie Zakrzówek i 8 próbek z wód podziemnych (wywierzyśka, źródła, studnie) na Wyżynie Krakowskiej.

Ze względu na trudności poboru próbek wody w jaskiniach w przeważającej liczbie jaskiń pobrano tylko po jednej próbce wody, najczęściej z jeziorrek, gdyż wydajność wykropleń jest tak mała (fot. 1), że wymaga pozostawienia pojemnika na czas od kilku godzin do kilku, a nawet kilkunastu dni po to, aby uzyskać ilość wody wystarczającą do wykonania analizy składu chemicznego. Z tych powodów do zbadania czasowej zmienności stężeń azotanów wybrano 2 punkty poboru próbek – po jednym w Jaskini Twardowskiego i w Jaskini Jasnej na terenie zrębu Zakrzówek w Krakowie. Probki pobierano w odstępach od tygodnia do dwóch miesięcy. Różna częstość poboru próbek wody wynikała także z tego, że okresowo ustawało kapanie wody (w zimie lub po dłuższej przerwie w opadach) albo woda była wylewana z pojemników przez przypadkowe osoby odwiedzające jaskinie.

Probki wody po przewiezieniu do laboratorium jeszcze w tym samym dniu filtrowano z użyciem filtra membranowego o średnicy porów $0,45\ \mu\text{m}$. Azotany oznaczano za pomocą chromatografu jonowego DX-100 firmy Dionex w Zakładzie Ochrony Środowiska AGH oraz elektroforezy kapilarnej 270 AH-T firmy Perkin-Elmer w Zakładzie Hydrogeologii i Ochrony Wód AGH w Krakowie.

Wyniki badań

Zakres stężeń azotanów w wodach jaskiń południowej części Wyżyny Krakowskiej jest bardzo duży. W nielicznych jaskiniach, do których należą: Małotowa, Na Tomaszówkach Dln. i Ciemna (ryc. 1), w kilku punktach poboru



Ryc. 1. Szkic sytuacyjny jaskiń w południowej części Wyżyny Krakowskiej, w których pobrano próbki wody

1 – jaskinie z numerami zgodnymi z numeracją w tab. 1 i tab. 2; 2 – rzeki; 3 – ważniejsze drogi

Fig. 1. Location map of sampled caves in the southern part of Cracow Upland

1 – caves with the numbers corresponding to the numbering in Tab. 1 and 2; 2 – rivers; 3 – important roads

próbek wody nie wykryto azotanów, tzn. że mogły one występować w stężeniach poniżej 0,06 mg/l (tab. 1). Największe koncentracje tego jonu stwierdzono w jaskiniach zrębu Zakrzówek (tab. 2) i w Smoczej Jamie. Przekraczały one 100 mg/l. W Jaskini Twardowskiego w jednym z punktów obserwacyjnych stwierdzono koncentracje azotanów wynoszące blisko 490 mg/l (tab. 2).

Trudno stwierdzić jakieś prawidłowości przestrzennego rozkładu stężenia azotanów w skali całego rozpatrywanego terenu. Dosyć duży obszar, w któ-

Tabela 1

**Stężenie azotanów w jaskiniach południowej części Wyżyny Krakowskiej
(bez zrębu Zakrzówek)**

Table 1

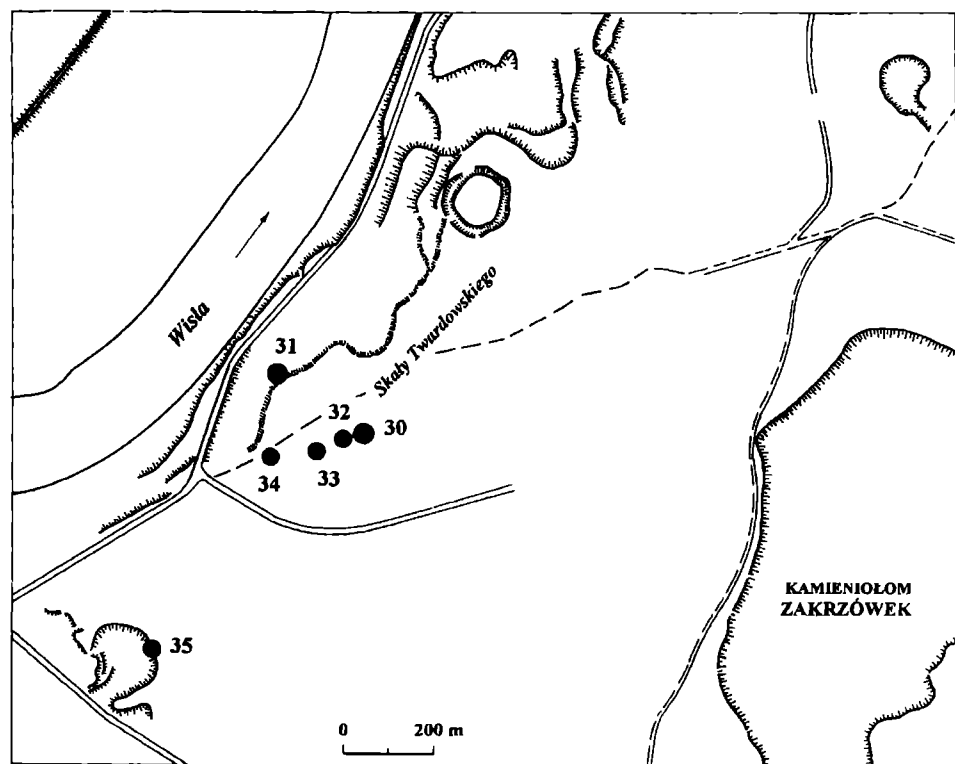
**Nitrate content in caves of the southern part of Cracow Upland
(without Zakrzówek horst)**

Numer jaskini	Nazwa jaskini	Rodzaj punktu	Liczba prób	Stężenie NO ₃ [mg/l]	
				min	max
1	Kryspinowska	jeziorko	9	21,8	69,9
		wykroplenia	4	6,8	29,3
2	W Zimnym Dole	wywierzysko	1	24,4	24,4
3	Bez Nazwy	jeziorko	1	39,5	39,5
4	Raclawicka	jeziorko	1	2,3	2,3
		wykroplenia	1	45,2	45,2
5	Szeroki Aven	jeziorko	1	16,3	16,3
6	Dziewicza	jeziorko	2	1,9	3,9
7	Małotowa	jeziorko	3	4,1	16,7
		wykroplenia	1	<0,06	<0,06
8	Nad Źródłem	jeziorko	1	1,8	1,8
9	Nietoperzowa	jeziorko	1	72,3	72,3
		wykroplenia	3	1,5	12,6
10	Na Tomaszówkach Dolna	jeziorko	2	<0,06	5,4
11	Mamutowa	jeziorko	2	5,3	43,4
12	Dzika	jeziorko	2	5,0	6,9
13	Wierchowska Górna	jeziorko	1	37,2	37,2
14	Borsucza	jeziorko	1	14,6	14,6
15	Ciemna	jeziorko	1	2,8	2,8
		wykroplenia	6	<0,06	64,5
16	Łokietka	jeziorko	1	23,6	23,6
		wykroplenia	3	7,0	47,9
17	Sąpowska	jeziorko	1	49,9	49,9
18	Zbójcka	jeziorko	1	0,6	0,6
19	Krakowska	jeziorko	1	3,1	3,1
20	Biała	jeziorko	1	20,5	20,5
		wykroplenia	1	7,7	7,7
21	Jama Ani	jeziorko	2	0,1	3,1
22	Pod Kościołem Wschodnia	wykroplenia	2	4,4	6,2
23	Pod Kościołem Zachodnia	wykroplenia	3	5,1	56,6
24	Niedźwiedzia	wykroplenia	1	33,3	33,3
25	Studnisko	jeziorko	1	1,3	1,3
26	Kawerna Winnica	jeziorko	1	18,8	18,8
27	Smocza Jama	jeziorko	5	88,2	116,1
		wykroplenia	2	53,2	244,4
28	Pod Bukami	jeziorko	1	52,5	52,5
29	Kopalnia k./J. Pod Bukami	jeziorko	2	40,6	51,4

rym wody jaskiń zawierają stosunkowo małe ilości tego jonu, ciągnie się wąskim pasem od źródłowej części Będkówki do Ojcowa. Na północ od doliny Wisły największe stężenie azotanów, przekraczające 70 mg/l, stwierdzono w Jaskini Nietoperzowej. Być może ujawnił się tu wpływ zamieszkujących tę grotę w przeszłości licznych kolonii nietoperzy, od których jaskinia wzięła swą nazwę. W pozostałych jaskiniach koncentracje azotanów zawierały się w przedziale od kilkunastu do prawie 50 mg/l (tab. 1).

Dość nieoczekiwane rezultaty uzyskano w wyniku badań stężenia azotanów w próbkach wody pobranych z wykropleń w jaskiniach na obszarze zrębu Zakrzówek (ryc. 2, tab. 2). Na szczególną uwagę zasługuje Jaskinia Twardowskiego, w której pobrano próbki wody z 13 punktów wykropleń wody. W punkcie T-1 pobrano ogółem 27 próbek wody, a w pozostałych od 1 do 8 próbek (tab. 2).

Na zrębie Zakrzówek znajdują się obok siebie jaskinie: Okienko Zbójnicie, Twardowskiego, Niska, Pod Nyżą, Z Kulkami, Wywiew i Jasna. Na pod-



Ryc. 2. Szkic sytuacyjny jaskiń na obszarze zrębu Zakrzówek, uwzględnionych w pracy (numery jaskiń są zgodne z numeracją w tab. 2)

Fig. 2. Location map of sampled caves in the area of Zakrzówek horst (Numbers correspond to the numbering in Tab. 2)

Tabela 2

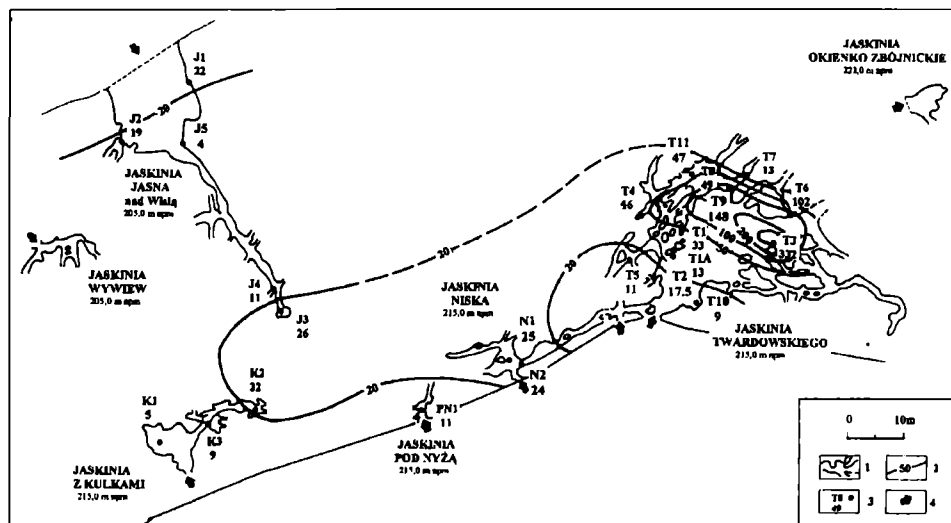
Stężenie azotanów w jaskiniach zrębu Zakrzówek

Table 2

Nitrate content in caves of the Zakrzówek horst

Numer jaskini	Nazwa jaskini	Numer punktu	Liczba analiz	Stężenie NO ₃ [mg/l]			
				min.	śred.	max.	odch. stand.
30	Twardowskiego	T-1	27	3,87	33,4	53,6	11,13
		T-1A	1	–	12,5	–	–
		T-2	2	15,4	17,5	19,5	2,89
		T-3	5	180,6	331,7	485,4	128,3
		T-4	8	39,3	46,3	58,9	5,82
		T-5	8	5,0	11,2	15,3	3,23
		T-6	2	101,2	101,9	102,7	1,09
		T-7	1	–	12,8	–	–
		T-8	3	39,9	49,0	60,2	10,31
		T-8A	1	–	50,7	–	–
		T-9	2	137,8	147,7	157,6	14,00
		T-10	2	5,7	9,2	12,8	5,03
		T-11	3	44,5	46,8	48,2	2,03
31	Jasna Nad Wisłą	J-1	18	8,7	21,8	34,7	7,32
		J-2	2	18,1	18,8	19,6	1,07
		J-3	3	16,4	25,6	36,0	9,83
		J-4	7	<0,06	11,1	26,1	10,16
		J-5	2	4,0	4,2	4,5	0,35
32	Niska	N-1	5	11,4	25,1	34,7	9,55
		N-2	2	6,9	23,6	40,4	23,67
33	Pod Nyżą	PN-1	2	10,4	10,5	10,7	0,21
34	Z Kulkami	K-1	7	0,8	5,2	13,8	4,38
		K-2	1	–	22,5	–	–
		K-3	2	9,0	10,3	11,6	1,85
35	Wiślana	W-1	3	9,3	11,7	13,4	2,12
		W-2	2	3,1	4,2	5,3	1,55
Opady atmosferyczne			12	2,41	5,8	13,6	3,1

stawie wyników analiz stężeń azotanów z wykropleń w tych jaskiniach opracowano mapę izolinii koncentracji jonu NO₃ (ryc. 3). Podstawę stanowiły średnie zawartości azotanów, a gdy wykonano tylko jedno oznaczenie, wówczas jego wynik traktowano jako wartość średnią. Na mapie nie uwzględniono wyniku analizy w punkcie T-1A. Punkt ten założono bowiem w okresie,



Ryc. 3. Mapa izolinii stężeń azotanów w wykropleniach w jaskiniach zrębu Zakrzówek

1 – plany jaskiń (wg: Słobodzian, 1997); 2 – izolinie stężeń azotanów w mg/l; 3 – punkty poboru próbek wody (numeracja punktów zgodna z numeracją w tab. 2); 4 – wejścia do jaskiń

Fig. 3. Contour line map of nitrate concentrations in the drippings in caves of Zakrzówek horst

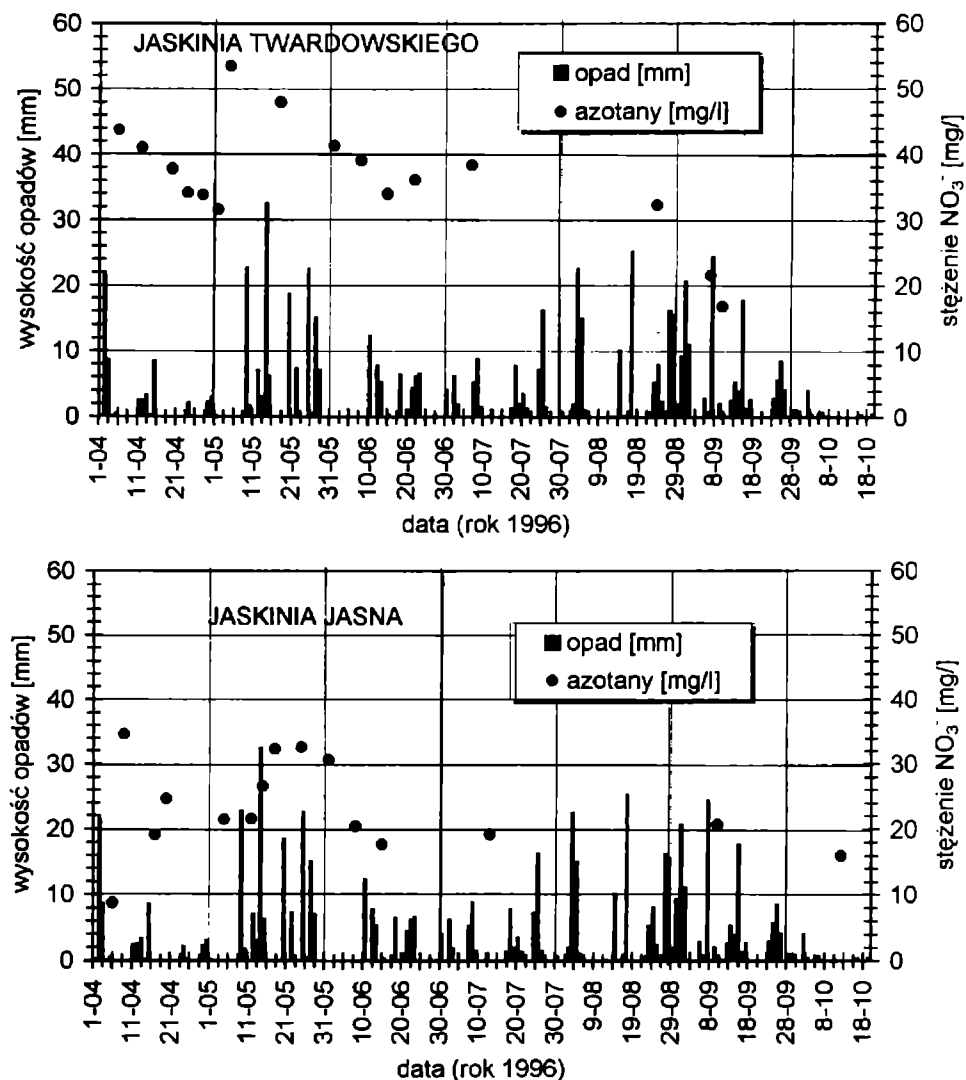
1 – maps of the caves (according to Słobodzian, 1997); 2 – contour lines of nitrates concentrations in mg/l; 3 – sample sites (numbers of sites according to Tab. 2); 4 – caves entrances

gdy w punkcie T-1 nie kapiała woda, a tuż obok, w odległości około 1 m, pojawiło się wykroplenie, któremu nadano numer T-1A. Później okazało się, że kapanie w punkcie T-1A trwa krócej niż w punkcie T-1 (gdy się rozpocznie) i występuje tylko w krótkich przedziałach czasu. Dlatego tylko jeden raz oznaczono stężenie azotanów w obu próbkach pobranych w tym samym przedziale czasu (wykroplenia od 12 stycznia do 19 stycznia 1998 roku). W próbce T-1 stwierdzono stężenie azotanów równe 16,2 mg/l, a w próbce T-1A stężenie 12,5 mg/l. Są to wartości zbliżone i można przypuszczać, że średnia wartość stężenia jonu NO_3^- w obu próbkach jest podobna. Dalsze analizy powinny rozstrzygnąć tę kwestię.

Zaskakująca jest bardzo duża przestrzenna zmienność koncentracji azotanów w Jaskini Twardowskiego. Największe stężenia, które zawierały się w przedziale 181–485 mg/l, stwierdzono w punkcie T-3. Podwyższone wartości ciągną się pasmem w kierunku północno-zachodnim (ryc. 3). Wysokie stężenia azotanów, przekraczające 100 mg/l, stwierdzono w punktach T-6 i T-9, a mieszczące się w granicach 40–60 mg/l – w punktach T-4, T-8, T-8A i T-11 (tab. 2). W punktach poboru próbek wody położonych na północny wschód (punkt T-7) i na południowy zachód (próbki: T-1, T-1A, T-5, T-2 i T-10) stężenia azotanów są znacznie mniejsze, choć w punkcie T-1 stwierdzono maksymalną koncentrację, przekraczającą 50 mg/l jonu NO_3^- . W pozostałych

jaskiniach na obszarze zrębu Zakrzówek w wykropleniach wody stwierdzono stężenia azotanów zawierające się w przedziale 5–40 mg/l, przy czym częściej stwierdzano stężenie od około 5 mg/l do mniej więcej 20 mg/l.

W punkcie T-1 w Jaskini Twardowskiego i w punkcie J-1 w Jaskini Jasnej w okresie od kwietnia do września 1996 roku prowadzono systematyczne badania stężenia azotanów w wodzie z wykropleń. Rezultaty tych badań wskazują na ścisły związek koncentracji jonu NO_3^- z wysokością opadów (ryc. 4).



Ryc. 4. Zmiany stężeń azotanów w jaskiniach: Twardowskiego (punkt T-1) i Jasnej (punkt J-1)

Fig. 4. Changes of nitrate concentrations in Twardowski Cave (T-1) and Jasna Cave (J-1)

W punkcie T-1 w Jaskini Twardowskiego po okresie większych opadów zawartość azotanów wyraźnie rosła, po czym stopniowo malała. W punkcie J-1 w Jaskini Jasnej zmiany zawartości jonu NO_3^- były podobne, choć nie tak wyraźne jak w punkcie T-1 (ryc. 4).

Dyskusja wyników badań

Obieg związków azotu w przyrodzie zależy od wielu skomplikowanych procesów, które syntetycznie przedstawiła w swojej rozprawie A. Żurek (1995). Azotany stanowią istotne ogniwo w cyklu obiegu azotu. Ich głównym źródłem w opadach są, powstałe w wyniku spalania paliw, emisje tlenków azotu, które stanowią składnik gazowych zanieczyszczeń atmosfery. Ładunek azotanów dostających się do strefy aeracji wraz z opadami jest jednym ze składników funkcji wejścia. W Krakowie średnia roczna wysokość opadów przekracza nieco 520 mm, a stężenia azotanów w wodach opadowych zawierają się w przedziale 0,68–9,76 mg/l, średnio 2,84 mg/l (Turzański, 1991). Na zrębie Zakrzówek w 1997 roku średnia zawartość azotanów dla 12 próbek opadów wyniosła 5,8 mg/l, przy skrajnych wartościach 2,4–13,6 mg/l (tab. 2). Średnie roczne opady w Ojcowie wynosiły około 640 mm, a stężenie azotanów zawierało się w przedziale 0,33–4,11 mg/l, średnio 1,54 mg/l (Turzański, 1991). Według M. Leśniewskiej (1996) stwierdzona w Ojcowie zawartość azotanów w opadach wynosi 1–23 mg/l.

Zarówno w południowej części Wyżyny Krakowskiej, jak i w Krakowie opady dostarczają pewnej ilości azotanów do strefy aeracji. Niemniej jednak ich wysokie stężenia w jeziorkach i wykropleniach mogą być wytłumaczone tylko dodatkowym wpływem innych ognisk zanieczyszczeń. Na obszarze południowej części Wyżyny Krakowskiej są to głównie zanieczyszczenia komunalne i rolnicze. Wpływ tych ognisk powoduje, że w wodach podziemnych tej krainy geograficznej stwierdzono występowanie azotanów maksymalnie do około 50 mg/l (Krawczyk i in., 1990, 1991; J. Rózkowski, 1996; Tyc, 1997). Zgodnie z wynikami badań J. Rózkowskiego i in. (1996 a) w wodach z jaskiń: Zbójnickiej, Ciemnej i Łokietka stężenie azotanów tylko sporadycznie przekracza 50 mg/l. W próbkach wody z jaskiń w południowej części Wyżyny Krakowskiej maksymalne stężenia jonu NO_3^- również sięgają 50 mg/l, z wyjątkiem Smoczej Jamy, w której stężenie azotanów w jeziorkach wyniosło prawie 120 mg/l, a w wykropleniach przekraczało 280 mg/l (tab. 1). Zbliżone zawartości, tzn. 76–113 mg/l NO_3^- , stwierdzono w wodzie z otworu

wykonanego w dniu Smocznej Jamy w 1969 roku (K l e c z k o w s k i, 1977), ale E. Dumnicka i K. Wojtan (1990) podają za A. Kaszą wartości azotanów w wodach Smocznej Jamy wynoszące 0,38–16,01 mg/l N-NO₃⁻, tj. około 1,7 = 71 NO₃⁻ mg/l. Smocza Jama znajduje się bezpośrednio pod Wawelem i prawdopodobnie zaznacza się tu wpływ wielowiekowego osadnictwa na Wzgórzu Wawelskim (odpady i ścieki bytowe). Wysokie koncentracje azotanów stwierdzono również w wodach Jaskini Chelosiowej w Górach Świętokrzyskich.

Wyrzykowe analizy stężenia azotanów w wodach podziemnych południowej części Wyżyny Krakowskiej, których próbki pobrano w latach 1996–1997, wykazały następujące ich zawartości:

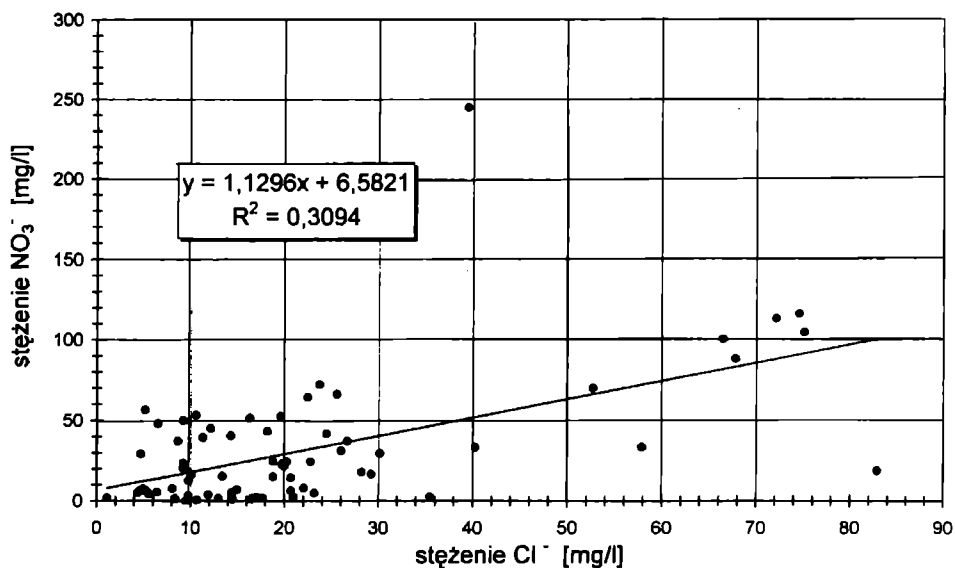
- wywierzyisko pod Avenami 30,2 mg/l
- wywierzyisko główne Wierzchowskie 23,5÷24,8 mg/l
- wywierzyisko Będkowskie 17,4÷35,2 mg/l
- źródło Miłości 16,6 mg/l
- studzienka przy Jaskini Łokietka 119,6 mg/l

Trudny do wyjaśnienia jest rozkład stężeń azotanów w wykropleniach jaskiń zrębu Zakrzówek, przypuszczalnie należących do jednego systemu paleocyrukulacji krasowej, o czym świadczą także fragmenty korytarzy w kształcie rur freatycznych (fot. 2). Obecnie teren nad jaskiniami nie jest zamieszkały. Pokrywa go las i nieużytki. Rozkład azotanów wyraźnie jednak wskazuje na obecność jakiegoś ogniska zanieczyszczeń nad punktem T-3 w Jaskini Twardowskiego, które jest źródłem tego jonu niewiadomego pochodzenia. Pewien ślad stanowi historia tego obszaru. W początkach naszego stulecia, a w szczególności w latach pierwszej wojny światowej, był to teren ziemnego fortu austriackiego, a w okresie międzywojennym znajdowały się tu czynne liczne kamieniołomy różnej wielkości. Można przypuszczać, że nad punktem T-3 mieści się jakiś niewielki, porzucony skład amunicji lub materiałów wybuchowych, które służyły do eksploatacji wapieni w dużych kamieniołomach. Źródłem azotanów może być w takim przypadku saletra amonowa (NH₄NO₃), która dawniej stanowiła składnik materiałów wybuchowych. Dalsze badania, prowadzone na terenie Zakrzówka być może rzucą nowe światło na tę sprawę.

Związek zmienności stężenia jonu azotanowego w wykropleniach w Jaskini Twardowskiego (punkt T-1) i w Jaskini Jasnej (punkt J-1) wraz z wysokością opadów może być częściowo tłumaczony wyraźnie podwójnym systemem przepływu wód opadowych przez strefę aeracji. Jaskinie, w których wykonano opróbowanie i monitorowano stężenia azotanów w wodach z wykropleń, są stosunkowo płytkie. Miąższość nadkładu spękanych skał węglanowych nad nimi zmienia się od kilku metrów w okolicy wejść (fot. 3) do kilkunastu metrów w głębi jaskiń: Jasnej i Twardowskiego. Wody opadowe infiltrują przez wa-

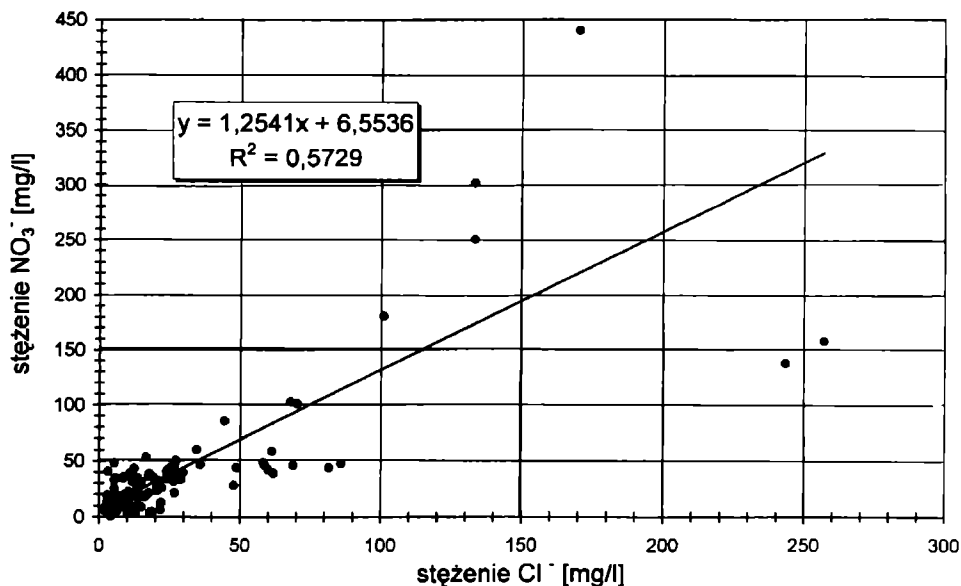
pienie pionowymi szczelinami i siecią drobniejszych spękań. Ruch wody w szczelinach jest znacznie szybszy niż w drobnych spękaniach. Pierwsze porcje wody opadowej wymywają wprawdzie azotany z nadkładu nad jaskiniami, ale ich stężenia przypuszczalnie są niższe niż w wodzie stagnującej w drobnych spękaniach i przytrzymywanej siłami kapilarnymi w szerzej rozwartych szczelinach. Do wód stagnujących azotany przemieszczają się drogą dyfuzji. Po intensywniejszych opadach, kiedy wysokość słupa wody w szczelinach przewyższa siły kapilarne, w wykropleniach pojawiają się porcje wody o większym stężeniu azotanów. Po pewnym czasie ich koncentracja spada, gdyż szybkość przepływu wody w szczelinach jest na tyle duża, że proces dyfuzji przebiega zbyt wolno, aby wyrównać stężenia w przestrzeni porowej i w szczelinach. Dalszy, szybki przepływ infiltrującej wody opadowej powoduje, że stężenie tego jonu spada, ale w ostatnich porcjach wody infiltrującej dłużej przez szczeliny może ono wzrastać. Dłuższy okres opadów powoduje więc znaczny spadek stężenia jonu azotanowego w wykropleniach. Taki mechanizm czasowej zmienności zawartości jonu NO_3^- w wodach wykropleń jest dobrze widoczny w punkcie T-1, w Jaskini Twardowskiego, a gorzej widoczny w punkcie J-1 w Jaskini Jasnej (ryc. 4).

Azotany w wodach jaskiń południowej części Wyżyny Krakowskiej pochodzą przede wszystkim z zanieczyszczeń antropogenicznych. Potwierdzają się przy tym wyniki badań J. Ró Ź k o w s k i e g o i in. (1996 b), że są to głównie zanieczyszczenia rolnicze (nawożenie) i komunalne. Dodatkowo świadczy o tym dobra korelacja stężeń azotanów i chlorków w rozpatrywanych wodach, zarówno na obszarze południowej części Wyżyny Krakowskiej (ryc. 5), jak i zrębu Zakrzówek (ryc. 6), wskazując na pochodzenie tych anionów w dużej mierze ze wspólnego źródła, jakim mogą być ścieki komunalne i zanieczyszczenia rolnicze. Na osobną uwagę zasługują jednak jaskinie: Kryspinowska i Smocza Jama, w których wody występujących tam jeziorek mają połączenia hydrauliczne z Wisłą, silnie zanieczyszczaną rzutami słonych wód i ścieków przemysłowych na obszarze Górnego Śląska. W obu jaskiniach stwierdzono jednak znacznie wyższe stężenia azotanów i zdecydowanie niższe zawartości chlorków niż w Wiśle. W jeziorkach Jaskini Kryspinowskiej stwierdzono zawartości chlorków w granicach 5–53 mg/l, a azotanów 7–70 mg/l. W Smocznej Jamie w jeziorkach i wykropleniach ustalono zawartości azotanów na 53–280 mg/l, a chlorków na 11–75 mg/l. W Wiśle średnie zawartości azotanów nie przekraczają 10 mg/l, a chlorki występują zwykle w stężeniach rzędu kilkuset, dawniej często ponad 1000–1500 mg/l (M o t y k a i in., 1995). Należy więc sądzić, że azotany w wodach tych jaskiń nie pochodzą z Wisły, a ich źródła należy poszukiwać w obszarach bezpośrednio nad jeziorkami. W przypadku Smocznej Jamy jest to najprawdopodobniej Zamek Królewski na Wawelu,



Ryc. 5. Diagram punktowy zależności stężenia azotanów od stężenia chlorków w wodach z jaskiń południowej części Wyżyny Krakowskiej

Fig. 5. Diagram showing the relation of nitrate concentration and chloride concentration in waters from the southern part of Cracow Upland



Ryc. 6. Diagram punktowy zależności stężenia azotanów od stężenia chlorków w wodach ze zrębu Zakrzówek

Fig. 6. Diagram showing the relation of nitrate concentration and chloride concentration in waters from Zakrzówek horst

a w przypadku Jaskini Kryspinowskiej miejscowość Kryspinów oraz związane z nią ścieki i odpady komunalne.

Wyniki badań wód z jeziorzek i wykropleń w jaskiniach południowej części Wyżyny Krakowskiej oraz fragmentarycznych badań przeprowadzonych w Tatrach, Beskidach, Sudetach i Górach Świętokrzyskich dowodzą, że w porównaniu z innymi krainami geograficznymi silnie zaznaczają się tu wpływy antropogeniczne. W innych regionach stężenie azotanów wód jaskiń rzadko przekracza 10 mg/l (tab. 3). Mogą więc one pochodzić w dużej części z opadów

Tabela 3

Azotany w wodach niektórych jaskiń w masywach górskich południowej Polski

Table 3

Nitrates in waters of chosen caves in mountains of South Poland

Lp.	Kraina geograficzna	Nazwa jaskini		Liczba prób	Stężenie NO ₃ [mg/l]	
					min	max
1	Tatry	Marmurowa		1	2,2	2,2
2		Ptasia		2	1,8	2,25
3	Beskidy	Chłodna		1	5,4	5,4
4		Malinowska		1	4,9	4,9
5	Sudety	Niedźwiedzia		6	6,9	27,2
6	Góry Świętokrzyskie	Chelosiowa		5	5,9	112,4
7		jaskinie na Miedziance	Hematytowa	2	3,5	16,2
8			Zofia na Miedziance	2	2,9	3,0
9			W Sztolni Teresa	2	1,2	2,3
10			Psia	1	<0,06	<0,06
11			Schronisko Zachodnia	1	<0,06	<0,06

atmosferycznych. Wyjątek stanowi Jaskinia Chelosiowa w Górach Świętokrzyskich, w której stwierdzono stężenia azotanów w wodzie z wykropleń i jeziorzek wynoszące 6–112 mg/l (tab. 3). Według informacji uzyskanych od dr. J. Prażaka z Oddziału Świętokrzyskiego PIG w Kielcach, nad Jaskinią Chelosiową znajdują się dzikie wysypiska śmieci, a do niedawna czynna była także wytwórnia płynu akumulatorowego i z tych źródeł mogły pochodzić duże ilości azotanów. W podsumowaniu autorzy z całym przekonaniem wyrażają pogląd, że badania składu chemicznego wód z jeziorzek i wykropleń w jaskiniach mogą bardzo pomóc w lokalizacji nawet niewielkich ognisk zanieczyszczeń na powierzchni terenu, szczególnie tych dawnych, obecnie niewidocznych i trudnych do wykrycia.

Literatura

- Bakalowicz M., 1995: La zone d'infiltration des aquiferes karstiques. Methodes d'etude. Structure et fonctionnement. *Hydrogeologie*, 4: 3–21.
- Dumnicka E., Wojtan K., 1990: Differences between cave water ecological systems in the Kraków–Częstochowa Upland. *Stygologia*, 5(4): 241–247.
- Ford D., Williams P., 1989: Karst geomorphology and hydrology. Unwin Hyman, London, 601 pp.
- Kleczkowski A. S., 1977: Warunki hydrogeologiczne w obrębie wzgórza wawelskiego. *Biul. Geol. Uniw. War.*, 21: 151–173.
- Krawczyk W. E., Pulina M., Tyc A., 1990: Zmiany położenia zwierciadła i degradacja jakości wód podziemnych w utworach jurajskich rejonu olkuskiego. W: „Zeszyty Naukowe AGH”. *Sozologia i Sozotechnika. Z.* 32, s. 57–76.
- Krawczyk W. E., Opołka-Gądek J., Tyc A., 1991: Zanieczyszczenie wód podziemnych Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej związkami azotu. W: „Kształtowanie środowiska geograficznego i ochrona przyrody na obszarach uprzemysłowionych i zurbanizowanych”. Katowice–Sosnowiec, s. 27–33.
- Leśniok M., 1996: Zanieczyszczenie wód opadowych w obrębie Wyżyny Śląsko-Krakowskiej. Wyd. UŚ. Katowice, 124 s.
- Mangin A., 1975: Contribution a l'etude hydrodynamique des aquiferes karstiques. *Ann. de Speleol.*, 29, 3: 283–332; 4: 495–601; 30, 1: 21–124.
- Motyka J., Postawa A., Witczak S., 1995: Bank filtration of contaminated Vistula river water to the karst-fissure Jurassic limestones (Cracow region). *Arch. Ochr. Środ.*, 1: 73–86.
- Rózkowski J., 1996: Przeobrażenia składu chemicznego wód krasowych południowej części Wyżyny Krakowskiej (zlewnia Rudawy i Prądnika). W: „Kras i Speleologia”. Nr specj. 1. Wyd. UŚ. Katowice, 105 s.
- Rózkowski J., Leśniok M., Partyka J., 1996a: Zanieczyszczenia opadów, wód powierzchniowych i podziemnych w wybranym rejonie krasowym Polski południowej. W: *Problemy hydrogeologiczne południowo-zachodniej Polski*. Pol. Wrocław. Wrocław, s. 97–105.
- Rózkowski J., Rózkowski A., Pacholewski A., 1996b: Jakość wód szczelinowo-krasowych z utworów Jury Krakowsko-Częstochowskiej i ogniska ich degradacji. W: „Kras i Speleologia”. T. 8 (XVII). Wyd. UŚ. Katowice, s. 35–43.
- Słobodzian B., 1997: Stan poznania jaskiń zachodniej części Skałek Twardowskiego. *Jaskinie Wyżyny*. Informator. Wyd. Biuro Usług Turyst. „Gacek”. Kraków, s. 10–13.
- Szelerewicz M., Górny A., 1986: Jaskinie Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej. Wyd. PTTK „Kraj”. Warszawa–Kraków, 200 s.
- Turzański K. P., 1991: Zanieczyszczenie wód opadowych południowej Polski – kwaśne deszcze i ich monitoring. W: „Zeszyty Naukowe AGH”. Nr 1433. *Sozologia i Sozotechnika. Z.* 34, 106 s.
- Tyc A., 1997: Wpływ antropopresji na procesy krasowe Wyżyny Śląsko-Krakowskiej na przykładzie obszaru Olkusz–Zawiercie. W: „Kras i Speleologia”. Nr specj. 2. Wyd. UŚ. Katowice, 176 s.
- Żurek A., 1995: Kształtowanie się jakości wody w dużym zbiorniku wód podziemnych w warunkach intensywnej eksploatacji. [Praca doktorska] AGH Kraków [niepubl.].

Piotr Goc, Andrzej Górny, Beata Kłojzy-Karczmarczyk, Jacek Motyka

Nitrates in cave waters of southern part of Cracow Upland

Summary

This work presents part of the results of investigations on the influence of aeration zone in fissure-karst rocks on chemical composition of groundwater. They concern the analyses of nitrate concentrations in waters of the accessible caves, which are included to aeration zone or located at the boundary of aeration and saturation zones. The aeration zone in carbonate rocks represents a complex system of hydraulic conduits, which show significant heterogeneity and anisotropy. In the frame of a broad investigation programme, water samples were taken from drippings, lakes and springs in 29 caves of the southern part of Cracow Upland and 6 caves of Zakrzówek horst in Cracow. Also 11 caves from Tatry, Beskidy, Sudety and Świętokrzyskie Mountains were sampled for comparative purposes.

The range of nitrate concentrations in the cave waters of southern part of Cracow Upland is very wide, i.e. from less than 0.06 mg/l to nearly 490 mg/l. The largest concentrations were determined in Smocza Jama Cave in Wawel and in the caves of Zakrzówek horst. Nitrate concentrations in waters of caves located north of the Vistula River did not exceed 50 mg/l (except of Nietoperzowa Cave).

Spatial distribution of nitrates in drippings in the caves of Zakrzówek horst indicates a presence of pollution focus on the ground surface, which is a source of this ion. The largest concentration of nitrates, i.e. almost 490 mg/l, was determined in one of the drippings in Twardowski Cave. The smallest concentration of this ion in the drippings of other caves was about 5 mg/l. Further investigations will probably explain the reasons of such distribution of nitrate ion in the area of Zakrzówek horst.

The comparison of cave waters from the southern part of Cracow Upland with cave waters from other areas of Poland reveals that the formers are more polluted. This results probably from agricultural activity and relatively dense network of settlements, which produce municipal sewage pollution. This is confirmed by good correlation of nitrate ion concentration with chloride ion concentration which probably indicates that large part of these ions come from the same source.

Piotr Goc, Andrzej Górny, Beata Kłojzy-Karczmarczyk, Jacek Motyka

Les nitrates dans les eaux des grottes de la partie sud du Plateau de Cracovie

Résumé

L'article présente une partie des résultats de recherches relatives au rôle de la zone d'aération dans la formation de la composition chimique des eaux souterraines, affectant les roches fissureuses karstiques. Les résultats se rapportent aux analyses de concentration des nitrates dans les eaux issues des grottes accessibles qui font partie de la zone d'aération ou qui se trouvent à la limite des zones d'aération et de saturation. La zone d'aération dans les roches carbonatées constitue un système complexe de conduits hydrauliques qui se caractérisent par une importante hétérogénéité et anisotropie. Dans le cadre d'un vaste programme scientifique on a pris des échantillons d'eau dans des suintements de petits lacs et de sources karstiques affectant les 29 grottes de la partie sud du Plateau de Cracovie et les 6 grottes du horst de Zakrzówek à Cracovie. Dans un objectif de comparaison, on a également pris des échantillons d'eau dans les 11 grottes respectives des Tatras, des Beskides, des Sudètes et des Montagnes de la Sainte Croix.

L'étendue de la concentration des nitrates dans les eaux des grottes de la partie sud du Plateau de Cracovie est très importante, ainsi elle va d'au-dessous de 0,06 mg/l à 490 mg/l environ. Les plus grandes concentrations de cet ion se trouvent à Jama Smocza à Wawel et dans les grottes du horst de Zakrzówek. Dans les eaux issues des grottes se trouvant au nord de la vallée de la Vistule la concentration des nitrates, à part la grotte Nietoperzowa, ne dépassait pas 50 mg/l.

L'étendue spatiale des nitrates dans les suintements affectant les grottes du horst de Zakrzówek démontre l'existence d'une pollution ponctuelle sur la surface étant la source de cet ion. Le plus grand nombre de nitrates, à peu près 490 mg/l, a été observé dans l'une des suintements de la grottes de Twardowski. La valeur minimale de cet ion était de 5 mg/l environ dans les autres grottes. Les recherches postérieures permettront peut-être d'expliquer les causes d'une telle étendue d'ion de nitrate dans la zone du horst de Zakrzówek.

Dans les grottes de la partie sud du Plateau de Cracovie, les eaux sont plus polluées que dans d'autres régions géographiques. Les activités agricoles, de nombreux cites d'habitation d'où provient une pollution par égouts, sont probablement la cause de cette situation. Ce phénomène est confirmé par une bonne corrélation entre la concentration d'ion de nitrate et d'ion de chlore, ce qui peut prouver que les deux ions proviennent d'une source commune.

Andrzej Świeca

Department of Regional Geography
Maria Curie-Skłodowska University
ul. Akademicka 19, 20-033 Lublin, Poland

Spatial variability of chemical denudation in the upland part of the Vistula and Bug interfluve

Abstract: Variability of river water chemistry controlled by geologic structure was defined on the basis of investigations carried out in the years 1981–1990 in the river catchments of the Vistula and Bug interfluve. The spatial variability of the solute concentration, total hardness in $\text{mg dm}^{-3} \text{CaCO}_3$, and Ca^{2+} concentration in river waters were the basis to distinguish seven hydrochemical groups in the middle and southern parts of the Vistula and Bug interfluve. An attempt was also made to estimate chemical denudation using hydrometric methods. The calculated indices range from 10 to 18 mm ka^{-1} and vary according to geologic structure and river discharge.

Introduction

The results of studies on chemistry of river water and fluvial transport of dissolved load are usually the basis to estimate chemical denudation rates. Chemical denudation was studied traditionally in karst areas (Corbel, 1959; Sweeting, 1966; Maruszczak, 1966; Markowicz, 1968; Markowicz-Łohinowicz, 1969, 1972; Kotarba, 1971; Pulina, 1971, 1974, 1992; Schmidt, 1979; Williams, Dowling, 1979; Gunn, 1981; Maire, 1990). During the last years attention has been also focused on chemical denudation in the regions where carbonate rocks are exposed only locally or absent (Webb,

Walling, 1980, 1982; Kostrzewski, Zwoliński, 1985, 1992; Welc, 1986; Kostrzewski et al., 1994; Schmidt, 1985; Lang, 1989; Pörtge, 1995; Schütt, 1995). The results of investigations conducted in small catchments (Williams, Dowling, 1979; Gunn, 1981; Kostrzewski, Zwoliński, 1985, 1992; Welc, 1986; Kostrzewski et al., 1994) or in river systems (Webb, Walling, 1980, 1982; Aurada, 1982; Schmidt, 1985; Lang, 1989; Pörtge, 1995; Schütt, 1995) give information not only on spatial variability of chemical denudation. We can obtain from them other valuable information on factors influencing dissolution of rocks and its dynamics, relationships between solute concentration, dissolved load and river discharge, and their time variability. The results of these studies indicate that removal of dissolved material can be an important or, in many cases, main component of denudation, i.e. it can have great influence on relief evolution.

Rate of chemical denudation can be estimated from the solute yield measurements after subtraction of atmospheric contributions and anthropogenic components (coming mainly from the use of fertilizers in agriculture and from municipal and industrial sewage). The first attempt of estimation of the chemical denudation rates in some regions of the South Polish Uplands was made on the basis of hydrometric studies in the years 1978–1982 in the Bystra, Wieprz and Uherka river catchments (Maruszczak et al., 1992). The successive attempts were made by H. Maruszczak and M. Wilgat (1996, 1997). The results of chemical analyses of the years 1976–1985 were used to calculate the chemical denudation in the Wieprz river catchment (Maruszczak, Wilgat, 1997) and in the upper Bug river catchment (Maruszczak, Wilgat, 1996).

The objectives of this study are: (i) to evaluate the influence of geologic structure on solute concentration in river waters, and (ii) to estimate chemical denudation rates.

Materials and methods

The values of solute concentration (measured as dry residue of river water sampled usually once a month) were received from the Provincial Inspectorates of Environment Protection in Lublin, Zamość and Chełm. Chemistry of river waters was estimated on the basis of the solute concentrations in 21 measurement points (Fig. 1): on the Wieprz river and its tributaries – 13 points, on the Vistula river tributaries – 4 points, on the Bug river tributaries – 2 points, on the Tanew river and its tributary Łada – 2 points. In all these points the river waters were “clean” or “slightly polluted” in a five-degree pollution scale

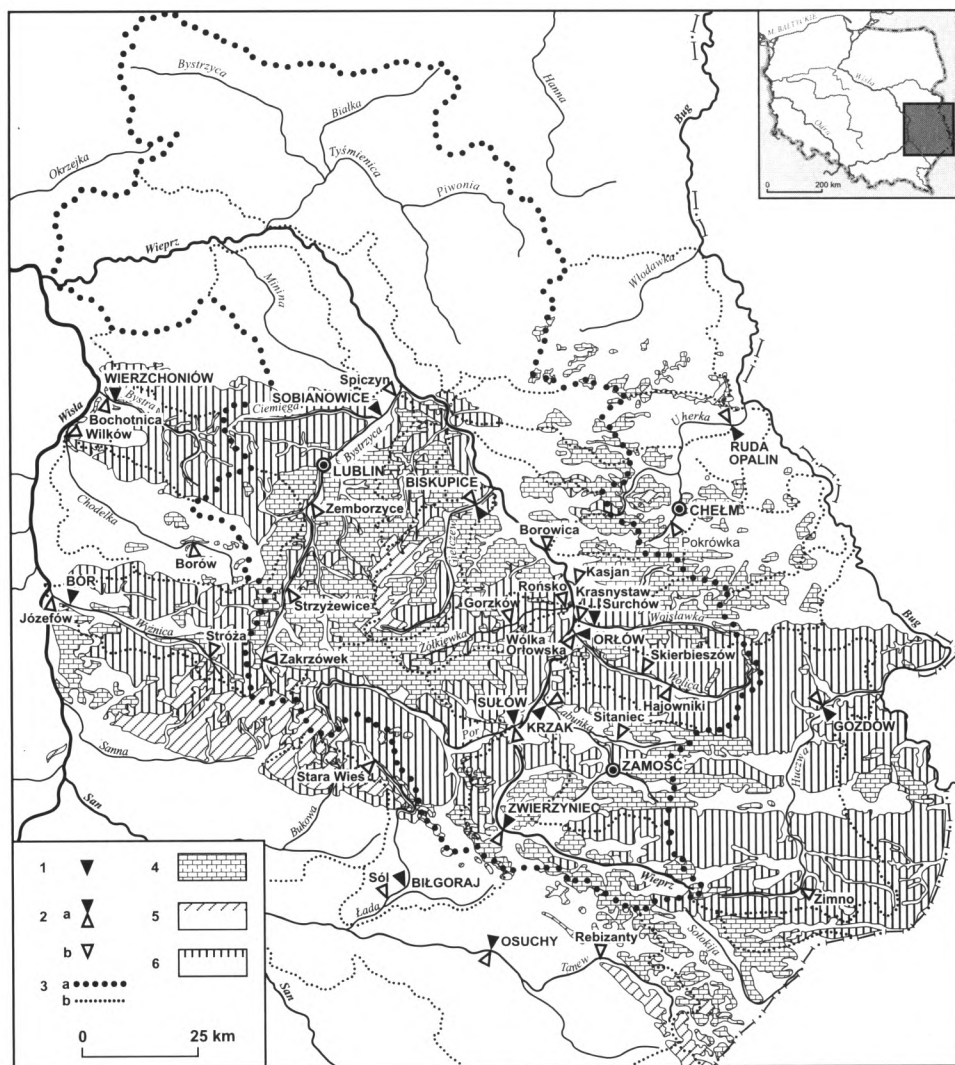


Fig. 1. Distribution of sampling sites of river waters for chemical analyses in regard to the geological sketch of occurrence of the Cretaceous and Tertiary deposits, and loess covers in the eastern part of the South Polish Uplands (compiled by A. Świeca on the basis of the Geological Map of Poland 1 : 500 000, Warszawa 1986)

1 – gauging stations of the Meteorology and Water Management Institute; 2 – sampling sites of river waters: gauging stations (a), other points (b); 3 – watersheds: higher rank (a), lower rank (b); 4 – opokas, gaizes, marly opokas, limestones, chalk (Cretaceous); 5 – limestones, marls, clays and mudstones, in places conglomerates and gravels (Tertiary); 6 – loesses and sandy loesses (Pleistocene)

(Świeca, 1996, 1998), so their chemical composition resulted mainly from the natural environment chemistry. In these points 2060 samples of river waters were taken during the years 1981–1990; histograms of solute concentration were the basis to distinguish the intervals of most frequently recorded values.

For balancing the solute yield there were taken the data from the selected measurement points situated near the gauging stations of the Meteorology and Water Management Institute and closing the catchments of area from 226 to 1265 km² (Table 1). The solute yield was calculated from the values of specific runoff and solute concentration using the hydrometric method proposed by Pulina (1974, 1992). Mean ten-years indices of solute yield are presented in Table 1. These indices are related to the many years' river discharges and the results are also given in Table 1 as well as estimated values of chemical denudation. Rate of chemical denudation was calculated from mean indices of solute concentration of river waters in the years 1981–1990 and mean thirty-years (1951–1980) river discharges. Balance analysis of the solute yield in these catchments, basing on principles published by Maruszczak (1991), was presented by Świeca (1998). It was revealed that anthropogenic components constituted from 20 to 60% of total solute yield. In this study only the natural component of solute yield was considered, i.e. that coming from the chemical denudation of the lithosphere.

Environmental conditions of chemical denudation development

The studied part of the Vistula and Bug interfluvium is situated within four macroregions: Lublin Upland, Roztocze, Volhynia Upland, Pobuże Basin (Fig. 2). Geologic structure of this area was formed in the Meso-Cainozoic (Żelichowski, 1972; Harasimiuk, 1980). The Mesozoic sedimentary complex is mainly built of gently folded and tectonically disturbed Upper Cretaceous rocks 350–1100 m thick. Marine deposits of Maastrichtian age are the thickest (100–590 m) from among the deposits of Lublin Cretaceous (Wyrwicka, 1977; Krassowska, 1983). The Maastrichtian carbonate rocks of different lithology (opokas and gaizes, marly opokas, marly limestones and soft limestones of chalk type) are often exposed, but in some catchments they are overlain by the Tertiary or/and Quaternary deposits (Fig. 1).

In the northern part of the investigated area the Tertiary rocks form the complex of thickness from several to dozens metres and of differentiated lithology (gaizes and opokas, sandy-silty-clayey deposits, sands with shell sandstones and sandstones in the top). The deposits of this age are preserved on surface as isolated patches in the Giełczew Height and Chełm Hills. In the southern part of the studied area the Tertiary deposits are exposed more widely in the Urzędów Height and in the Roztocze (Fig. 1). Their lithology is also very differentiated – sands, sandstones, detrital, lithothamnian limestones and limestones of algal-vermetid reef (Piśera, 1985).

Table 1

**Mean hydrological indices and indices of solute discharge in the years 1981–1990, and intensity of chemical denudation
in the selected catchments of the upland part of the Vistula and Bug interfluvium**

Catchments and measurement points ¹⁾ (km of river course – in brackets)	Catchment area	Hydrological indices ²⁾		Indices of solute discharge		Mean solute yield of many years related to river discharges	Sum of anthropogenic components ³⁾	Chemical denudation	
		discharge	specific runoff	solute concentration	solute yield				
	km ²	m ³ s ⁻¹	dm ³ s ⁻¹ km ⁻²	mg dm ⁻³	t km ⁻² a ⁻¹	t km ⁻² a ⁻¹	t km ⁻² a ⁻¹	t km ⁻² a ⁻¹	mm ka ⁻¹
Tanew Q – R Osuchy (63.0)	1041	5.51 (6.63)	5.3 (6.4)	240	40	48	10–14	34–38	13.6–15.2
Por ⁴⁾ Q – R Sułów (6.5)	571	2.85 (2.80)	5.0 (4.7)	360	57	53	11–16	37–42	14.8–16.8
Wieprz Q – R Zwierzyniec (262.6)	405	2.07 (2.12)	5.1 (5.2)	266	43	44	9–13	31–35	12.4–14.0
Wolica Q – Orłów (3.8) R – Wólka Orłowska (1.6)	365	1.28 (1.42)	3.5 (3.9)	414	46	51	10–15	36–41	14.4–16.4
Bystra Q – Wierzchoniów (5.4) R – Bochoznica (2.2)	282	1.17 (1.17)	4.2 (4.2)	410	54	54	11–16	38–43	15.2–17.2
Biała Łada Q – Biłgoraj (20.2) R – Sól (4.8)	226	1.20 (1.37)	5.3 (6.1)	268	45	51	10–15	36–41	14.4–16.4
Giełczew Q – R Biskupice (4.2)	347	1.25 (1.40)	3.6 (4.0)	334	38	42	13–17	25–29	10.0–11.6

Catchments and measurement points ¹⁾ (km of river course – in brackets)	Catchment area	Hydrological indices ²⁾		Indices of solute discharge		Mean solute yield of many years related to river discharges	Sum of anthropogenic components ³⁾	Chemical denudation	
		discharge	specific runoff	solute concentration	solute yield				
		km ²	m ³ s ⁻¹	dm ³ s ⁻¹ km ⁻²	mg dm ⁻³	t km ⁻² a ⁻¹	t km ⁻² a ⁻¹	t km ⁻² a ⁻¹	mm ka ⁻¹
Huczwa Q – R Gozdów (16.9)	1215	3.42 (4.15)	2.8 (3.4)	472	42	51	15–20	31–36	12.4–14.4
Wyżnica Q – Bór (6.1) R – Józefów (0.2)	487	1.82 (1.92)	3.7 (3.9)	344	40	42	13–17	25–29	10.0–11.6
Uherka Q – Ruda Opalin (9.1) R – Rudka (3.1)	433	1.55 (1.60)	3.6 (3.7)	461	52	54	22–27	27–32	10.8–12.8
Łabuńka Q – R Krzak (4.2)	416	1.64 (1.95)	3.9 (4.7)	502	62	74	29–37	37–45	14.8–18.0
Bystrzyca Q – Sobianowice (9.8) R – Spiczyn (0.6)	1265	4.61 (5.16)	3.6 (4.1)	499	57	64	32–39	25–32	10.0–12.8

¹⁾ Q – point of discharge measurement; R – point of solute concentration measurement

²⁾ Mean values of thirty-years (1951–1990) after Z. Michałczyk (1986) are given in brackets next to ten-years (1981–1990) indices

³⁾ Components coming from precipitation, from bigger sewage sources, and connected with the use of fertilizers in agriculture were taken into account in rough estimation; indices correspond with environmental conditions from the turn of the 80's and 90's

⁴⁾ In brackets – mean values of thirty-years determined in the gauging station at Nawóz (1.6 km of river course; catchment area 590 km²); after Z. Michałczyk (1986)



Fig. 2. Location of the examined area in relation to the geomorphological regions and subregions (compiled by A. Świeca on the basis of the map Geomorphological regions and subregions by H. Maruszczak, 1972)

1 - examined area; 2 - boundary of geomorphological regions; 3 - boundary of geomorphological subregions; 4 - watersheds

In the upland part of the interfluvium the Quaternary deposits occur in valley and inter-valley facies (Henkiel, 1984). The Quaternary thickness varies from several metres for the inter-valley facies to dozens metres for the valley facies. The valley facies are built of gravel, sandy and silty sequences, with rare intercalations of tills and their residua; the youngest are Holocene sandy and

silty deluvia and mineral-organic deposits. In the inter-valley areas the most important are loesses (Fig. 1). The upland part of the Vistula and Bug interfluvium is one of three main loess regions in Poland; the thickest Neopleistocene typical loesses occurring from about 200 to 350 m a.s.l. cover here the largest area (Maruszczak, 1996).

The upland part of the Vistula and Bug interfluvium is characterized by a considerably diversified relief. Roztocze is the highest of the macroregions; its large parts rise over 300 m a.s.l. The other macroregions rise usually over 200 m a.s.l. and in the large areas over 250 m a.s.l. In the macroregions of the upland belt four main relief types can be distinguished, which differ in relative relief. These are: 1) "heights" (50–80 m), 2) "plateaux" (30–50 m, only in the western part of the Nałęczów Plateau over 90 m), 3) "basins" (up to 40 m), and 4) "hills" with mosaic pattern of relative relief up to 40 m, and exceptionally up to 50–80 m (Maruszczak, Sirenko, 1992).

The climatic conditions of the upland part of the Vistula and Bug interfluvium are considerably differentiated. Mean annual temperature ranges from about 7°C in the Roztocze to about 8°C in the western part of the Lublin Upland. Annual precipitation totals are usually 550–600 mm, but locally increase over 600 mm, and in the Roztocze even to 650–750 mm. In relation to the whole country the groundwater resources in the studied area are rich, especially in the carbonate Upper Cretaceous rocks. River discharge is low. Indices of river discharge are here usually higher than 21% of the precipitation total, and in the Roztocze reach 28% of it. River discharge is supplied mainly with groundwater due to high water retention. In the areas built of opokas, limestones and hard marls groundwater supply constitutes even 80% of river discharge, and in the areas built of soft marls and chalk – 50–60% (Michalczyk, 1986).

The examined area is rather sparsely populated and inhabited mostly by farmers. Agriculture is here the main branch of economy. In the upper part of the Vistula and Bug interfluvium cropland covers 73% of area, in it arable land constitutes 64%. Forests cover about 18.5% of the studied area.

In the Vistula and Bug interfluvium karst develops in soft Upper Cretaceous rocks (chalk, soft marly limestones and marls). The Lublin karst area is distinctly different from other karst regions in Poland by its morphology and hydrogeologic conditions (Maruszczak, 1966; Harasimiuk, 1971; Dobrowolski, 1998). It is expressed by specific relief forms and lack of typical karst system of water circulation. Considering karstification character and relief features Maruszczak (1966) defined the karst in this area as chalk karst type. Surface karst occurs here in three regions (Fig. 3):

I) north-eastern (Chełm region) – it includes a part of the Lublin Upland (Chełm Hills), a part of the Western Polesie (Dorohuczyna Plain, Sosnowica

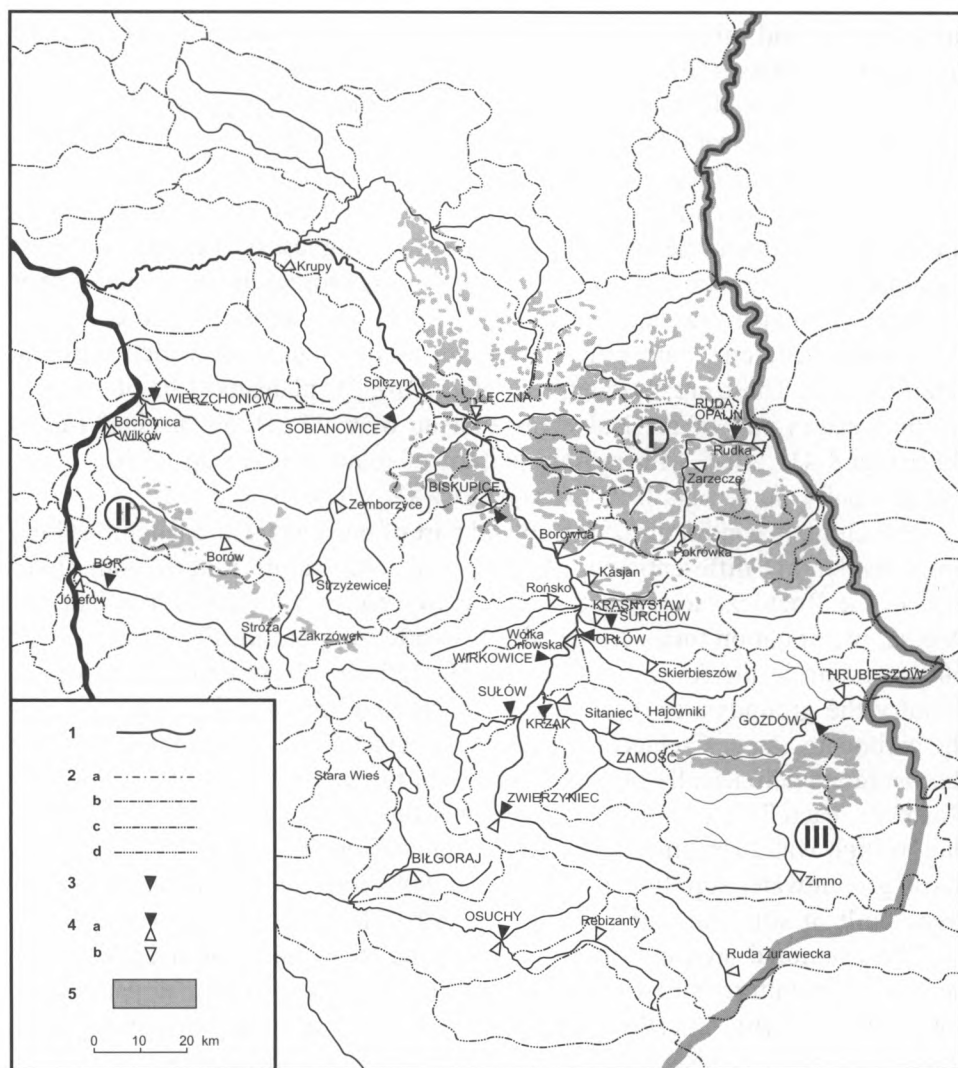


Fig. 3. Location of the examined catchments in relation to the occurrence of karst forms developed in the Upper Cretaceous carbonate rocks (compiled by A. Świeca on the basis of the materials published by H. Maruszczak in 1966)

1 – river network; 2 – watersheds: first order (a), second order (b), third order (c), fourth order (d); 3 – gauging stations of the Meteorology and Water Management Institute; 4 – sampling sites of river waters: gauging stations (a), other points (b); 5 – areas of occurrence of karst forms (I, II, III)

Plain), and a part of Southern Polesie (Dubienka Plain). This region is drained by the Uherka, Udal, Siennica, Rejka, Mogielnica and Stawek rivers. The upper Maastrichtian chalk, soft limestones and marls predominate here.

II) western (Chodel region) – the whole belongs to the Lublin Upland; it contains mainly the Chodel Easin and is drained by the Chodelka river.

Karst develops here in the soft limestones and marls of the oldest Maastrichtian.

III) south-eastern (Hrubieszów region) – it includes the Hrubieszów Basin belonging to the Volhynia Upland. This region is drained by the Huczwa river. Karstification is here the weakest. The forms of the reproduced karst occurring in the Quaternary silty (loessy) and silty-sandy thin covers predominate here. The karstified basement is built mainly of the upper Maastrichtian marly limestones and marls accompanied by marly opokas of the same age.

Solute concentration in river waters and its variability controlled by geologic structure

The presented analysis results of the solute concentration in rivers are related mainly to low waters. The mean annual discharges of the years 1981–1990 were similar to the mean many years' discharges of the years 1951–1980 only in the Bystra river (Table 1). In the other rivers they were lower by several percent (from 2–5% in the upper Wieprz, Por and Wyżnica rivers to 10–23% in the Wolica, Biała Łada, Giełczew, Bystrzyca, Łabuńka, Huczwa and Tanew rivers).

In the years 1981–1990 the solute concentration in 21 measurement points ranged from 84 to 873 mg dm⁻³, with mean annual values 265–492 mg dm⁻³ (Table 2). The solute concentration was various due to differentiated geologic structure. In the catchments built of the Upper Cretaceous opokas and gaizes the most often recorded values are from 241 to 300 mg dm⁻³ (upper Wieprz and upper Tanew rivers), and in the catchments built of opokas and gaizes overlain by the Tertiary limestones with loess cover – from 301 to 360 mg dm⁻³ (Por, upper Biała Łada, upper Bystrzyca and Wyżnica rivers). The same range of the most often recorded values (i.e. 301–360 mg dm⁻³) was found in the catchments with the largely exposed Upper Cretaceous opokas with marl and limestone interbeddings, in places covered by “caps” of the Tertiary marls and limestones (upper and middle Bystrzyca river), and also in the catchments with the Upper Cretaceous marls covered by the Quaternary sandy and loamy deposits (Chodelka river). High solute concentration occurs in the Bystra, Wojsławka and Żółkiewka rivers (most often recorded values: 361–420 mg dm⁻³) and in the Wolica and upper Huczwa rivers (421–480 mg dm⁻³) which catchments are built of the Upper Cretaceous rocks – mainly marls and chalk with loess cover, and also in the upper Uherka river (421–480 mg dm⁻³) which drains a depression in soft limestones of chalk type. The highest solute concentration (481–540 mg dm⁻³) was recorded in the Czarny Potok river (tributary of the

Table 2

Most often recorded solute concentrations in river waters unpolluted with municipal and industrial sewage in the upland part of the Vistula and Bug interfluvium in the years 1981–1990

Most often recorded solute concentrations	Measurement point River (Number of data)	Statistical values Max Min $\bar{x}$	[Hydrochemical group] (Hydrochemical subgroup)	Measurement point River (Number of data)	Statistical values Max Min $\bar{x}$	[Hydrochemical group] (Hydrochemical subgroup)
mg dm ⁻³		mg dm ⁻³			mg dm ⁻³	
481–540				Sitaniec Czarny Potok (n=84)	836 290 492	[D]
421–480	Pokrówka Uherka (n=105)	859 88 432	[A]	Hajowniki Wolica (n=55) Skierbieszów Wolica (n=102) Zimno Huczwa (n=109) Wólka Orlowska Wolica (n=107)	743 181 446 660 223 438 639 123 424 638 84 414	[E (E ₁)]
361–420	Kasjan Siennica (n=95)	673 121 377	[B]	Bochońnica Bystra (n=120) Krasnystaw Wojślawka (n=116) Gorzków Żółkiewka (n=99) Rońsko Żółkiewka (n=82)	583 268 410 873 139 386 525 191 376 819 175 363	[E(E ₂)]
301–360	Wilków Chodelka (n=120) Zemborzyce Bystrzyca (n=119) Borów Chodelka (n=59) Strzyżewice Bystrzyca (n=120)	673 209 334 409 211 331 560 198 321 442 188 312	[C]	Sulów Por (n=109) Stara Wieś Biała Łada (n=113) Zakrzówek Bystrzyca (n=96) Stróża Wyrznicza (n=98)	562 192 360 456 160 334 442 188 312 477 205 307	[E (E ₃)]
241–300				Zwierzyńiec Wieprz (n=114) Rebizanty Tanew (n=38)	405 132 266 371 175 265	[F (F ₁)]

Łabuńka river) which drains carbonate mires occurring on the Upper Cretaceous marls.

The spatial variability of the solute concentration, total hardness in mg dm^{-3} CaCO_3 and Ca^{2+} concentration was the basis to distinguish seven hydrochemical groups in the middle and southern parts of the Vistula and Bug interfluvium (Fig. 4). As many as six of them occur in the upland area (Świeca, 1998).

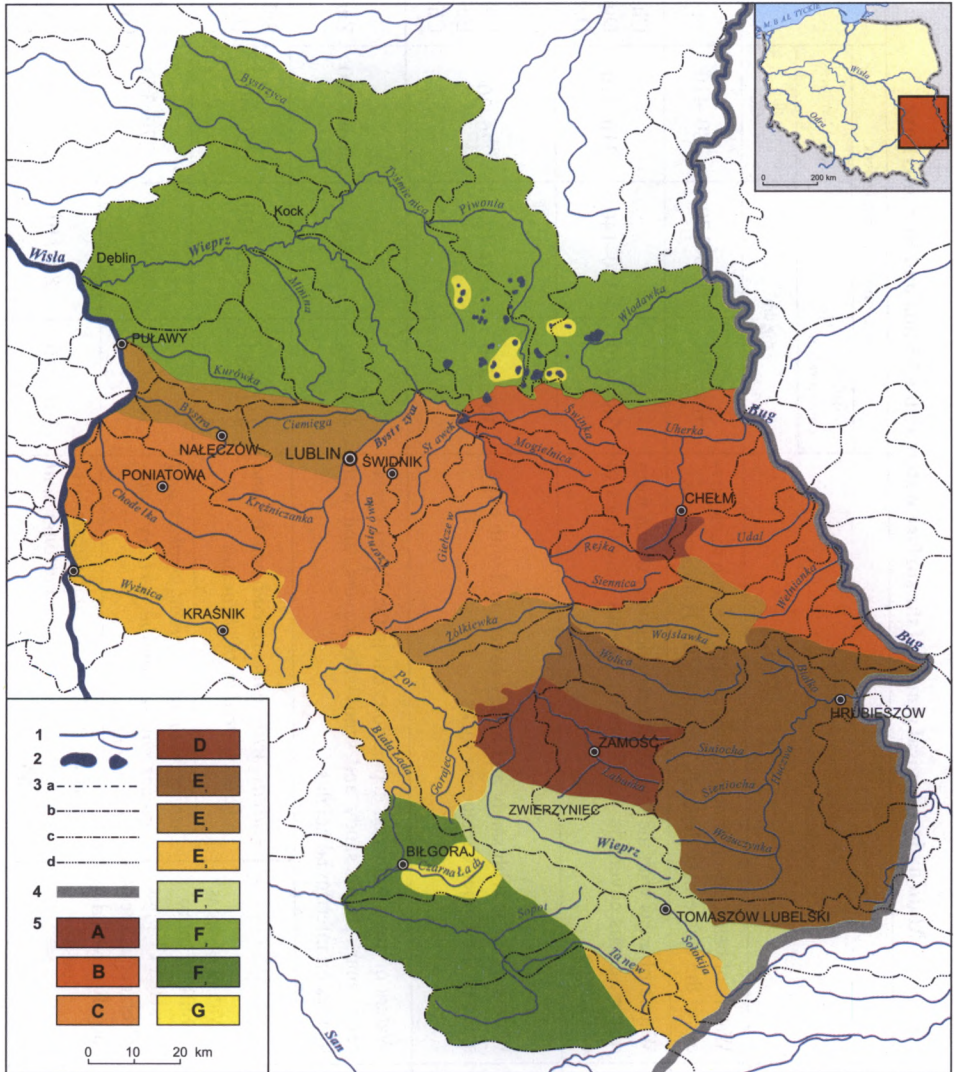


Fig. 4. Sketch of the extents of hydrochemical groups in surface waters of the examined part of the Vistula and Bug interfluvium

1 – river network; 2 – lakes; 3 – watersheds: first order (a), second order (b), third order (c), fourth order (d); 4 – state frontier; 5 – hydrochemical groups (A, B, C...G)

Main hydrochemical groups of the surface waters in the Vistula and Bug interfluve

Group	Sub-group	Geological-geomorphological conditions of water occurrence		Most often recorded indices			Area of occurrence
				solute concentration	Ca ²⁺	total hardness	
				mg dm ⁻³		mg dm ⁻³ CaCO ₃	
A		Waters of basin in soft limestones of chalk type with thick covers of the Quaternary deposits, especially the Holocene ones		421–480	130–170	380–410	Chełm Hills
B		Waters of areas with the thin Quaternary deposits which form discontinuous covers on the Upper Cretaceous limestones of chalk type		361–420	110–140	310–370	Chełm Hills Dubienka Plain Dorohuczka Plain
C		Waters of areas with sandy and loamy covers and with exposures of the Upper Cretaceous rocks		301–360	80–120	220–300	Giełczew Height Łuszczów Plateau Bełżyce Plateau Chodel Basin
D		Waters of areas with vast depressions cut in the Upper Cretaceous marls, with sandy and sandy-silty covers, and with loesses on interfluvial heights		481–540	> 150	about 400	Zamość Basin
E	E ₁	Waters of areas built of more resistant Upper Cretaceous rocks largely covered by loess	– areas with wide-spread marls and chalk covered by thick loesses	421–480	about 120	350–400	Sokal Plateau-ridge Horodło Plateau-ridge Grabowiec Height
	E ₂		– areas with wide-spread opokas and gaizes covered by the Tertiary limestones and loesses	361–420	90–120	270–350	Nałęczów Plateau Grabowiec Height
	E ₃		– areas built of opokas and gaizes covered by the Tertiary limestones and loesses	301–360	80–110	260–340	Urzędów Height Goraj Roztocze Rawa Roztocze

Main hydrochemical groups of the surface waters in the Vistula and Bug interfluvium

Cont.

Group	Sub-group	Geological-geomorphological conditions of water occurrence		Most often recorded indices			Area of occurrence
				solute concentration	Ca ²⁺	total hardness	
				mg dm ⁻³		mg dm ⁻³ CaCO ₃	
F	F ₁	Waters of areas with differentiated structure, largely with thick sandy covers	– areas with wide-spread weathering residua of the Upper Cretaceous rocks of gale type	241–300	70–90	200–250	Tomaszów Roztocze
	F ₂		– areas with sands of glacial and fluvio-glacial accumulation of the Odra and Warta Glaciations, and also of fluvial-flood accumulation of the Wisła Glaciation	241–300	60–80	150–200	Lubartów Height Żelechów Height Łuków Plain Sosnowica Plain Parczew Plain
	F ₃		– areas with sands of river accumulation	181–240	30–50	60–120	Biłgoraj Plain Tarnogród Plateau
	G		Waters of areas with wide-spread sands, and with a considerable amount of mineral-organic deposits	80–180	< 20	< 50	Biłgoraj Plain Sosnowica Plain

Characteristics of the distinguished hydrochemical groups, geologic-morphologic conditons of their occurrence, and their distribution in the subregions of the Vistula and Bug interfluve are presented in Table 3.

Chemistry of river waters in the karst areas of the Vistula and Bug interfluve is rather differentiated. In the north-eastern karst region the most often recorded values are the following: solute concentration from 361 to 420 mg dm⁻³ (in the upper course of the Uherka river even 421–480 mg dm⁻³), Ca²⁺ concentration from 110 to 140 mg dm⁻³ (130–170 mg dm⁻³), and total hardness from 310 to 370 mg dm⁻³ CaCO₃ (380–410 mg dm⁻³ CaCO₃). In the Chodelka river, which drains the western karst region, the most often recorded values of solute concentration are from 301 to 360 mg dm⁻³, of Ca²⁺ concentration from 80 to 120 mg dm⁻³, and of total hardness from 220 to 300 mg dm⁻³ CaCO₃. In the south-eastern karst region the analyses of the Huczwa river waters show that the most often recorded values of solute concentration occur in the range 421–480 mg dm⁻³, of Ca²⁺ concentration – 110–140 mg dm⁻³, and of total hardness – 310–370 mg dm⁻³ CaCO₃.

Chemical denudation rates

In the discussed area of Poland the chemical denudation rates are very differentiated. The calculated indices range from 25 to 45 t km⁻² a⁻¹ (Table 1).

The lowest indices (25–29 t km⁻² a⁻¹) were found in the areas built of the Upper Cretaceous opokas with marl and limestone interbeddings, in places covered by the Tertiary marls and limestones, and with specific runoff about 4 dm³ s⁻¹ km⁻² (the Giełczew river catchment). The higher indices were recorded in the catchments built of opokas and gaizes, in places also covered by the Tertiary limestones, but with higher specific runoff. With specific runoff about 5 dm³ s⁻¹ km⁻² the denudation rate was 31–35 t km⁻² a⁻¹ (the upper Wieprz river catchment), and with specific runoff about 6.5 dm³ s⁻¹ km⁻² it was 34–38 t km⁻² a⁻¹ (the upper Tanew river catchment). In the catchments of similar geologic structure but with loess patches occurring locally within the cover deposits the chemical denudation rate was 25–32 t km⁻² a⁻¹ with specific runoff about 4 dm³ s⁻¹ km⁻² (the Wyżnica and Bystrzyca river catchments), and 36–41 t km⁻² a⁻¹ with specific runoff about 6 dm³ s⁻¹ km⁻² (the upper Biała Łada river catchment).

In the upland part of the studied area high chemical denudation rates were determined in the catchments with common covers of carbonate loess, and also in the catchments with shallow occurrence of marls, marly limestones and chalk.

In the latter ones, with specific runoff about $3.5 \text{ dm}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^{-2}$ the chemical denudation rate was $27\text{--}32 \text{ t km}^{-2} \text{ a}^{-1}$ (the Uherka river catchment). In the catchments with loess covers and with specific runoff about $3.5 \text{ dm}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^{-2}$ denudation rate was $31\text{--}36 \text{ t km}^{-2} \text{ a}^{-1}$ (the Huczwa river catchment), and with specific runoff about $4.0\text{--}4.5 \text{ dm}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^{-2}$ it was $36\text{--}43 \text{ t km}^{-2} \text{ a}^{-1}$ (the Wolica, Bystra and Por river catchments). The denudation rate determined for the Huczwa river catchment is similar to that obtained by H. Maruszczak and M. Wilgat (1966) for the upper Bug river catchment where the geosystems of loess upland type are widespread. Somewhat higher denudation rate was found in the catchments built mainly of the Upper Cretaceous marls covered by loesses on the heights and by mineral organic deposits in the valleys; it was $37\text{--}45 \text{ t km}^{-2} \text{ a}^{-1}$ with specific runoff about $4.5 \text{ dm}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^{-2}$ (the Łabuńka river catchment).

Final remarks

The chemical denudation rates calculated for the discussed area range from 25 to $45 \text{ t km}^{-2} \text{ a}^{-1}$, that corresponds to $10\text{--}18 \text{ mm}$ thick layer removed/denuded over 1000 years ($10\text{--}18 \text{ mm ka}^{-1}$). These values are typical for the landscapes of arable lands in the temperate zone, where intensity of open geochemical cycle is high (Maruszczak, 1991).

The chemical denudation rates are differentiated according to the discharge and geologic structure of the catchment. The lowest values ($25\text{--}29 \text{ t km}^{-2} \text{ a}^{-1}$) were found in the areas with commonly exposed opokas (Giełczew Height). These values are only a little higher than the average in the Wieprz river catchment ($23 \text{ t km}^{-2} \text{ a}^{-1}$) estimated by H. Maruszczak and M. Wilgat (1997) from the data of the years 1976–1985, and also that calculated by Corbel (1959) for the temperate continental areas. The highest denudation rates were recorded in the catchments with common loess covers ($36\text{--}43 \text{ t km}^{-2} \text{ a}^{-1}$ in the Grabowiec Height, Nałęczów Plateau, Goraj Roztocze), and also in the catchments with shallow occurrence of marls ($37\text{--}45 \text{ t km}^{-2} \text{ a}^{-1}$ in the Zamość Basin). Loesses in the examined area are more readily leached than some types of the Upper Cretaceous carbonate rocks. Loesses contain only about 10% of carbonates but in very leachable form.

Due to the occurrence of carbonate rocks in the studied area the estimated chemical denudation rates ($10\text{--}18 \text{ mm ka}^{-1}$) can be compared with the values of potential karst denudation (for uplands from 10 to 20 mm ka^{-1}) calculated by M. Pulina (1974). Therefore, in a three-degree scale of rates of karst chemical denudation after M. Pulina (1992), the discussed area has low denudation rate (below 20 mm ka^{-1}).

The denudation rates estimated for the upland part of the Vistula and Bug interfluvium are lower than those found in the other regions of the Polish Upland belt, for example in Polish Jura (24 mm ka⁻¹) and Silesian Upland (26 mm ka⁻¹), which were classified by M. Pulina (1992) as middle rates of karst chemical denudation (Table 4). They are considerably lower than the mean chemical denudation rate (57 mm ka⁻¹) evaluated for the areas of temperate zone (Smith, Atkinson, 1976).

Table 4

Comparison of chemical denudation indices determined by hydrometric method for the upland part of the Vistula and Bug interfluvium with the similarly calculated ones for the selected regions of Europe and Asia

Classes of chemical denudation intensity after M. Pulina (1992) (mm ka ⁻¹)	Location of region	Intensity of chemical denudation (mm ka ⁻¹)	Source of data
Weak (< 20)	Irkuck Upland (Russia)	1–6	Pulina, 1992
	Lublin Upland, Roztocze (Poland)	10–18	author's investigations
Medium (20–40)	Dobruja (Bulgaria)	23	Pulina, 1992
	Polish Jura (Poland)	24	Pulina, 1992
	Silesia Upland (Poland)	26	Pulina, 1992
	Lower Saxony (Germany)	27–32	Pörtge, 1995
	N. Sauerland (Germany)	29	Schmidt, 1979
Strong (> 40)	Devon (Great Britain)	20–60	Walling, Webb, 1975
	Mendip Hills (Great Britain)	81	vide Smith, Atkinson, 1976
	N.W. Yorkshire (Great Britain)	83	Sweeting, 1966
	N.W. Scotland (Great Britain)	88–100	vide Smith, Atkinson, 1976

It is interesting to compare the chemical denudation rates in the studied area with the values obtained by hydrometric methods for the other upland regions of Europe and Asia (Table 4). The values estimated for the upland part of the Vistula and Bug interfluvium are considerably higher than the denudation rates

in the Irkuck Platform ($1\text{--}6\text{ mm ka}^{-1}$), but distinctly lower than in the upland regions of Germany ($27\text{--}32\text{ mm ka}^{-1}$) and Great Britain ($20\text{--}100\text{ mm ka}^{-1}$). List of these indices (Table 4) shows the change of chemical denudation rates in the temperate belt. Their distinct decrease from west to east corresponds to change of climate humidity conditioning largely the river discharge.

Chemical denudation rates in the upland part of the Vistula and Bug interfluvium ($25\text{--}45\text{ t km}^{-2}\text{ a}^{-1}$) are higher than those estimated by A.P. Dedkov et al. (1982) for smaller catchments in plain areas of the temperate mixed and deciduous forest zone ($17.2\text{ t km}^{-2}\text{ a}^{-1}$). These differences can result from the fact that in the studied part of the Vistula and Bug interfluvium the leachable loess covers and carbonate rocks are more widespread than in the other regions of temperate forest zone. They can also result from differently estimated percentage of chemical denudation component in the whole solute yield; A.P. Dedkov et al. (1982) considered it to be 50%, and in the area of my investigations in the years 1981–1990 it was from 40 to 80% (on the average about 60%).

References

- Aurada K.D., 1982: Ionenabfluss und chemische Denudation (Regionale Differenzierung und Steuerungsmechanismen). *Petermanns Geogr. Mitt.* 126 (1), pp. 23–36.
- Corbel J., 1959: Vitesse de l'érosion. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 3, pp. 1–28.
- Dedkov A.P., Mozzherin V.I., Sharifulin A.N., 1982: Sootnoshenie mezhdu mekhanicheskoy i khimicheskoy denudatsiey v razlichnikh landshaftnikh uslovyakh. *Geografiya i Sovremennost'*, Leningrad, pp. 124–135.
- Dobrowolski R., 1998: Strukturalne uwarunkowania rozwoju współczesnej rzeźby krasowej na międzyrzeczu środkowego Wieprza i Bugu (sum.: Structural conditions of recent karst relief development in the middle Wieprz and Bug interfluvium). *Wydawnictwo UMCS, Lublin*, 88 pp.
- Gunn J., 1981: Limestone solution rates and processes in the Waitomo District, New Zealand. *Earth Surface Processes and Landforms*, 6, pp. 427–445.
- Harasimiuk M., 1971: Powierzchniowe formy krasowe w południowej części Pagórów Chełmskich (sum.: Surface karst forms in the southern part of the Chełm Hills). *Annales UMCS, sec. B*, 26, pp. 169–202.
- Harasimiuk M., 1980: Rzeźba strukturalna Wyżyny Lubelskiej i Rostocza. *Rozprawa habilitacyjna, UMCS, Lublin*, 136 pp.
- Henkiel A., 1984: Regionalne różnicowanie pokrywy czwartorzędowej Lubelskiego Zagłębia Węglowego (sum.: Regional differentiation of the Quaternary Cover of the Lublin Coal Basin). *Annales UMCS, sec. B*, 39, Lublin, pp. 73–90.
- Kostrzewski A., Mazurek M., Zwoliński Z., 1994: Dynamika transportu fluwialnego górnej Parsęty jako odbicie funkcjonowania systemu zlewni (sum.: Dynamics of the fluvial transport of the upper Parsęta River as a response of the catchment system). *Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich, Poznań*, 165 pp.

- Kostrzewski A., Zwoliński Z., 1985: Chemical denudation rate in the upper Parsęta catchment, Western Pomerania: research methods and preliminary results. *Quaestiones Geographicae*, Special Issue 1, Adam Mickiewicz University Press, Poznań, pp. 121–138.
- Kostrzewski A., Zwoliński Z., 1992: Udział denudacji chemicznej i mechanicznej we współczesnym systemie geomorficznym górnej Parsęty (Pomorze Zachodnie) (sum.: The contribution of chemical and mechanical denudation to the contemporary geomorphic system of the Upper Parsęta river (Western Pomerania)). *Prace Geogr. IGiPZ PAN*, 155, Wrocław–Warszawa–Kraków, pp. 11–45.
- Kotarba A., 1971: The Course and Intensity of Present-Day Superficial Chemical Denudation in the Western Tatra Mts. *Studia Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 5, Kraków, pp. 111–127.
- Krassowska A., 1983: Mapa litofacjalna kredy – mastrychtu. W: A. M. Żelichowski, S. Kozłowski (red.), *Atlas geologiczno-surowcowy obszaru lubelskiego*, Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Lang R., 1989: Spatial differences of solute load output in “Middle Bavaria”. *Catena*, Suppl. 15, pp. 297–309.
- Maire R., 1990: La haute. Montagne Calcaire. *Karstologia – Mémoires*, 3, 731 pp.
- Markowicz M., 1968: Procesy współczesnej korozji krasowej masywu wapiennego Jury Częstochowskiej (res.: Corrosion karstique contemporaine dans le massif calcaire du Jura de Częstochowa). *Speleologia [Warszawa]*, 3, 2, pp. 55–84.
- Markowicz-Łohinowicz M., 1969: Próba oceny intensywności korozji krasowej w czwartorzędzie na obszarze Jury Częstochowskiej (res.: Essai d'évaluation de l'intensité de corrosion karstique pendant le quaternaire dans le massif calcaire du Jura de Częstochowa). *Speleologia [Warszawa]*, 4, 1, pp. 19–26.
- Markowicz-Łohinowicz M., 1972: Aktywność chemiczna wód krasowych (res.: L'activité chimique des eaux karstiques). *Speleologia [Warszawa]*, 7, 1–2, pp. 25–43.
- Maruszczak H., 1966: Zjawiska krasowe w skałach górnokredowych międzyrzecza Wiśły i Bugu (res.: Phénomènes karstiques dans les roches du Crétacé supérieur entre la Vistule et le Bug). *Przegl. Geogr.*, 38, pp. 339–370.
- Maruszczak H., 1972: Wyżyny Lubelsko-Wołyńskie. W: M. Klimaszewski (red.), *Geomorfologia Polski*, 1, Warszawa, pp. 340–383.
- Maruszczak H., 1991: Denudacja chemiczna. W: L. Starkel (red.), *Geografia Polski. Środowisko Przyrodnicze*, PWN, Warszawa, pp. 413–416.
- Maruszczak H., 1996: Altitudinal morphoclimatic differentiation of areas of younger loess accumulation in Europe. *Biul. Perygl. [Łódź]*, 35, pp. 121–153.
- Maruszczak H., Rodzik J., Świeca A., 1992: Denudacja mechaniczna i chemiczna we wschodniej części pasa wyżyn południowopolskich (sum.: Mechanical and chemical denudation in the eastern part of the South Polish Uplands). *Prace Geogr. IGiPZ*, 155, pp. 105–131.
- Maruszczak H., Sirenko I., 1992: Problemy regionalizacji geomorfologicznej wschodniej części wału metakarpackiego (sum.: Problems of geomorphological regionalization of the eastern part of the Meta-Carpathian Arch). *Annales UMCS*, sec. B, 44/45 (1989/1990), Lublin, pp. 37–65.
- Maruszczak H., Wilgat M., 1996: An attempt at balancing the solute yield from the Bug river catchment with a special consideration on anthropogenic components. In: M. Harasimiuk, J. Wojtanowicz (eds.), *The Regional Ecological Problems. Scientific Works of II AREP*, 1, UMCS, Lublin, pp. 77–82.
- Maruszczak H., Wilgat M., 1997: Structure of the solute yield in the Vistula river basin with special regard to anthropogenic components. *Geogr. Pol. [Warszawa]*, 68, pp. 31–50.
- Michalczyk Z., 1986: Warunki występowania i krążenia wód na obszarze Wyżyny Lubelskiej i Roztocza. Rozprawa habilitacyjna, 30, UMCS, Lublin, 195 pp.

- Pisera A., 1985: Paleogeology and lithogenesis of the Middle Miocene (Badenian) algal-vermetid reefs from the Roztocze Hills, south-eastern Poland. *Acta Geol. Polon.* [Warszawa], 35, 1–2, pp. 89–155.
- Pörtge K.-H., 1995: Temporal and spatial variation in dissolved and solid load yields in partial catchment areas of the upper Leine river (southern Lower Saxony). *Z. Geomorph. N. F. Suppl.* -Bd., 100, Berlin–Stuttgart, pp. 167–179.
- Pulina M., 1971: Observations on the chemical denudation of some karst areas of Europe and Asia. *Studia Geomorph. Carpatho-Balkan.* [Kraków], 5, pp. 79–92.
- Pulina M., 1974: Denudacja chemiczna na obszarach krasu węglanowego (sum.: Chemical denudation of the Carbonate Karst Areas). *Prace Geogr. IG PAN*, 105, Wrocław, 155 pp.
- Pulina M., 1992: Denudacja krasowa (sum.: Karst denudation). W: A. Kostrzewski, M. Pulina (red.), *Metody hydrochemiczne w geomorfologii dynamicznej. Wybrane problemy*. UŚ, Katowice, pp. 16–39.
- Schmidt K.-H., 1979: Karstmorphodynamik und ihre hydrologische Steuerung. *Erdkunde*, 33, 3, pp. 169–178.
- Schmidt K.-H., 1985: Regional variation of mechanical and chemical denudation, Upper Colorado River Basin, USA. *Earth Surface Processes and Landforms*, 10, pp. 497–508.
- Schütt B., 1995: Dissolved load budget of drainage basin systems on silicate rocks and land use in the Northern Eifel/Germany. *Z. Geomorph. N.F. Suppl.*-Bd., 100, Berlin–Stuttgart, pp. 181–192.
- Smith D.I., Atkinson T.C., 1976: Process, Landforms and Climate in Limestone Regions. In: E. Derbyshire (ed.), *Geomorphology and Climate*. Wiley & Sons, London, pp. 367–409.
- Sweeting M.M., 1966: The weathering of limestones, with particular reference to the Carboniferous limestones of northern England. In: G.H. Dury (ed.), *Essays in Geomorphology*. Heinemann, London, pp. 177–210.
- Świeca A., 1996: An anthropogenic impact on a catchment from the studies of river waters chemistry in the Wisła and Bug interfluvium. In: M. Harasimiuk, J. Wojtanowicz (eds.), *The Regional Ecological Problems. Scientific Works of II AREP*, 1, UMCS, Lublin, pp. 145–179.
- Świeca A., 1998: Wpływ czynników antropogenicznych na rzeczny odpływ roztworów i zawiesin na międzyrzeczu Wisły i Bugu (sum.: Anthropogenic effect on river discharge of solutes and suspended sediments in the Vistula and Bug interfluvium). *Rozprawa habilitacyjna*, 61, UMCS, Lublin, 326 pp.
- Walling D.E., Webb B.W., 1975: Spatial variation of river water quality: a survey of the river Exe. *Transactions*, 65, Alden Press, Oxford, pp. 155–171.
- Webb B.W., Walling D.E., 1980: Stream solute studies and geomorphological research: some examples from the Exe Basin, Devon, U.K. *Z. Geomorph. N.F. Suppl.*-Bd., 36, Berlin–Stuttgart, pp. 245–263.
- Webb B.W., Walling D.E., 1982: The magnitude and frequency characteristics of fluvial transport in a Devon drainage basin and some geomorphological implications. *Catena*, 9, pp. 9–23.
- Welc A., 1986: Zróżnicowanie denudacji chemicznej w Karpatach fliszowych (sum.: The differentiation of chemical denudation in the flysch Carpathians). *Przegl. Geogr.*, 58, 1–2, pp. 99–118.
- Williams P.W., Dowling R.K., 1979: Solution of marble in the karst of the Pikikiruna Range, Northwest Nelson, New Zealand. *Earth Surface Processes*, 4, pp. 15–36.
- Wyrwicka K., 1977: Obecny stan rozpoznania i perspektywy rozwoju bazy kredowych surowców węglanowych na Wyżynie Lubelskiej (sum.: The present state of the Cretaceous carbonate resources of the Lublin Upland). *Przegl. Geol.*, 25, 12, pp. 643–651.
- Żelichowski A.M., 1972: Rozwój budowy geologicznej obszaru między Górami Świętokrzyskimi i Bugiem (sum.: Evolution of the geological structure of the area between the Góry Świętokrzyskie and the river Bug). *Biul. Inst. Geol.* [Warszawa], 263, 97 pp.

Andrzej Świeca

Przestrzenne zróżnicowanie denudacji chemicznej w wyżynnej części międzyrzecza Wisły i Bugu

Streszczenie

Na podstawie badań przeprowadzonych w latach 1981–1990 w zlewniach międzyrzecza Wisły i Bugu określona została zmienność składu chemicznego wód rzecznych. Zmienność ta jest ściśle związana z budową geologiczną obszaru. Przestrzenna zmienność stężeń substancji rozpuszczonych, twardości ogólnej wyrażonej w mg/l CaCO_3 oraz zawartości Ca^{2+} w wodach rzecznych były podstawą wyróżnienia siedmiu typów hydrochemicznych wód w środkowej i południowej części międzyrzecza Wisły i Bugu. Wykorzystując metodę hydrometryczną, określono również wielkość denudacji chemicznej. Jej wartość waha się w granicach 10–18 mm/ka i zmienia się zgodnie ze zróżnicowaniem budowy geologicznej i przepływu w rzekach.

Andrzej Świeca

Différenciation spatiale de la dénudation chimique dans l'interfluve de la Vistule et du Boug

Résumé

A partir des recherches effectuées dans les années 1981–1990 dans les bassins versants de la Vistule et du Boug on a déterminé la variabilité de la composition chimique des eaux de rivière. Cette variabilité est étroitement liée à la structure géologique du terrain. La variabilité spatiale de concentration des substances dissoutes, celle de la dureté générale exprimée en mg/l CaCO_3 et de la teneur en Ca^{2+} dans les eaux de rivière furent la base de la distinction de sept types hydrochimiques d'eau dans les parties centrale et occidentale de l'interfluve de la Vistule et du Boug. A l'aide de la méthode hydrométrique on a également déterminé l'importance de la dénudation chimique. Sa valeur oscille dans l'intervalle de 1–18 mm/ka, et varie conformément à la différenciation de la structure géologique et du cours d'eau dans les rivières.

**Aleksiej Ivanovich Kudryashov,
Vladimir Aleksandrovich Moloshtanov**

Mining Institute of Ural Branch of Russian Academy of Sciences
ul. Sibirskaya 78a, 614 600 Perm, Russia

The role of deep karst in the formation of latitudinal structures of Verkhnekamskoye Salt Deposits (based on example of Durinsky sag)

Abstract: Tectonic structure of the Verkhnekamskoye Salt Deposits is composed of series of submeridional salt anticlines and the synclines dividing them. This regularity is disrupted by the orientation of two large sublatitudinal structures – Durinsky and Borovitsky sags. The Durinsky sag is taken there as an example in discussion on the genesis of these latitudinal structures. In this paper, the results obtained from 200 bore holes drilled within the limits of central and western parts of the Durinsky area are presented and generalized. Using the data of salt prospecting and oil bore hole within the limits of the Durinsky area itself, the coefficients of correlation between morphometric parameters of stratigraphic horizons were calculated. According to morphometric analysis model of the salt deposit was obtained.

The negative structures of the Durinsky area were formed due to the leaching of salt stratum by underground waters of the lower hydrogeological level of the Solikamsk depression, that were discharging in the places of fractured faults development. The subjacent rock salt was dissolved first of all, and later some higher horizons of the salt stratum. The linear and subparallel character of fractured faults had predetermined the same properties of the considered sags of the salt stratum roof.

Taking into account the main factors and mechanisms only, the structure genesis of the Durinsky area can be called the tectonic-karst one.

The state of the problem

The tectonic structure of the Verkhnekamsky Salt Deposit is composed of a series of submeridional salt anticlines and sags dividing them. This regularity is disrupted by the orientation of two large sublatitudinal structures, that is, the Durinsky and Borovitsky sags (Fig. 1). The Durinsky sag, discovered

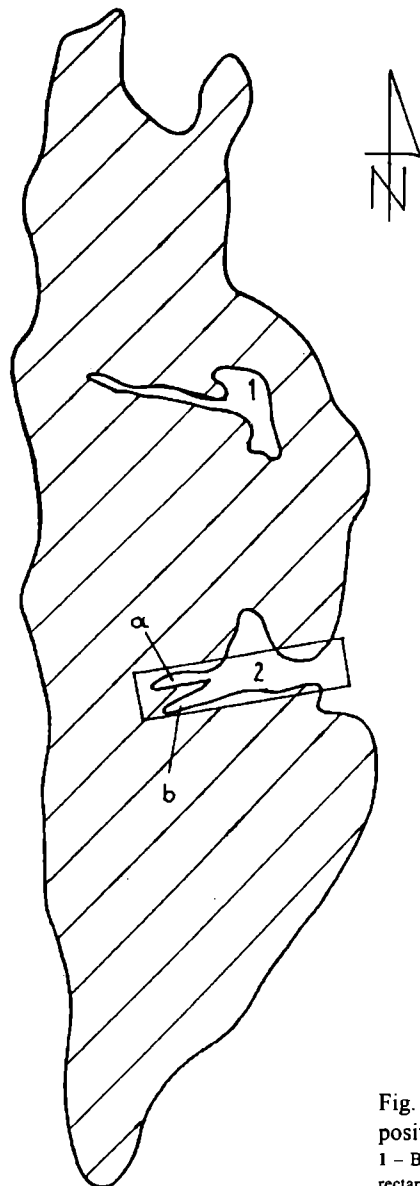


Fig. 1. The scheme of situation of Verkhnekamskoye Salt Deposits sublatitudinal structures

1 – Borovitsky sag; 2 – Durinsky sag; a – Usovsky sag; b – Gulinsky sag; rectangle shows area presented on Fig. 2

in 1957 during the drilling of salt-test well 209a, is taken there as an example in discussion on the genesis of these latitudinal structures.

A number of papers, monographs, essays are devoted to the composition and genesis of the Durinsky sag (Belolikov, Sapyeghin, 1971; Golubiev, 1994; Ivanov, 1965; Ivanov, Voronova, 1975; Kopnin, 1995; Kopnin, Naborshchikov, 1966a, 1966b; Moloshtanov, 1997). The opinions that the erosion processes took part in the formation of the sag are common to all of them. Let us cite the statement of A.A. Ivanov (1975, p. 69) as an example: "On a number of areas the wash-out (erosional – K. and M.) has reached a considerable depth and has occupied the sediments of several horizons (terrigenous-carbonate, salt-marly, cover rock salt, potash-salts and some part of subjacent rock salt)".

Different opinion was formulated by A.Ye. Khodkov (1971, 1989). He considers the discharge of subsalt waters and their karstogenetic activity towards the salt stratum to be the main factor in the formation of the Durinsky sag. Nevertheless, the geological evidences, confirming the mentioned above opinion, as well as the mechanism of subsalt waters break have not been explained.

A special place is occupied by the hypothesis of A.A. Yarzhemsky and Yu.A. Tretyakov (1979), according to which the Durinsky sag is completely of sedimentational origin. Let us not go into enumerating of the disadvantages of the mentioned above hypothesis and let the readers make the conclusions themselves.

During the last decades dozens of bore holes, for different purposes (mainly oil-wells) were drilled on the Durinsky area and the data and materials obtained need to be analysed and studied thoroughly. In this paper, the results obtained from 200 bore holes drilled within the limits of central and western parts of the Durinsky area (73 salt-test wells and 127 oil-wells) are presented and generalized.

The structure of the salt surface

In the area of the salt stratum roof (Fig. 2) – two negative structures of sublatitudinal orientation can be distinctly seen. The southern structure was named the Gulinsky sag, whereas the northern structure was bearing the very name given by B.I. Sapyeghin and V.N. Yanin (1981), that is, the Usovsky sag.

The Gulinsky sag is being traced from the west to the east for more than 28 km, that is, is stretching beyond the framework of the area under

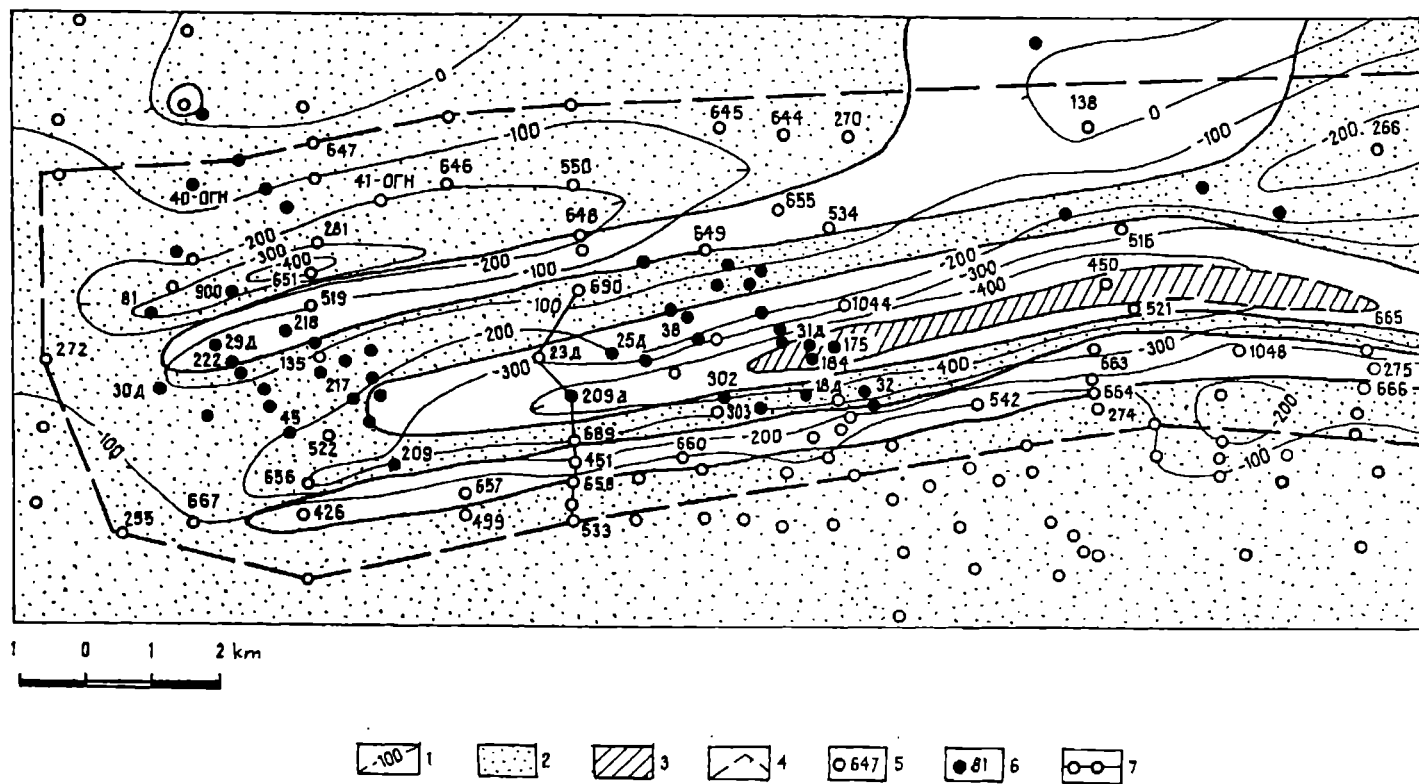


Fig. 2. The map of stratoisohypsess of salt stratum surface

1 - contour lines of altitudes of salt surface; 2 - place of potash deposit development; 3 - zone of complete absence of salts; 4 - border of Durinsky area; 5 - salt-tested bore holes; 6 - oil bore holes; 7 - line of cross section of the Gulinsky sag presented on Fig. 3

investigation. According to B.M. Golubev (1994) the total length of this structure is 36 km. A minimal level of all investigated salt surface area of this sag is situated on altitude -474.8 m (bore hole 521). Thus, the depth of the Gulinsky sag (according to levels of salt in bore hole 664) equals -422.9 m.

The highest closed-loop isohypse of the sag is the contour line -200 m. The width of the structure along that isohypse is 1.5 – 2.0 km (Fig. 2).

The southern side of the sag is steeper than that of the northern one. The inclination angle of the southern side along the salt surface in the western part is 20° , the maximum one 31° (the area of the bore holes 426 and 656). The average inclination of the northern side is about 15° , but within the limits of the western end of the sag it is reduced to 10° .

To the south of the Gulinsky sag, from the bore hole 667 to 664, the Yeryominsky bank is resolved. In order to give the characteristics of this structure, one should note two peculiarities:

- the considered bank is traced only within the limits of the western part of the Durinsky sag;
- in relation to the salt surface its difference in level its excess is not more than 28.8 m (41.2 m in bore hole 657, taking into account the average level of the salt surface on the given area being equal to 70 m).

The excess of the levels of apical parts of Yeryominsky bank over the roof of cover rock salt is quite critical and reaches 123 m (bore holes 657 and 499) (Fig. 2 and 3).

The Usovsky sag along the contour line of -100 m is traced within the distance of 8.5 km and in the area of bore hole 518 and 283 is displayed into the Kamsky sag. The bottom of the Usovsky sag is stretched along the line of bore holes: 81 (-330.8 m), 900 (-365.8 m), 651 (-405.0 m), 648 (-225.7 m) and, farther, between bore holes 644 and 655. Because of the sparse net of the bore holes the eastern end of the Usovsky sag is not contoured (Fig. 2).

The highest closed-loop isoline contour line around this sag is -200 m. The width of the sag along this contour line is about 1 km.

The Usovsky sag, just as the Gulinsky one, is assymetric. The average inclination angle of its southern side is 25° , the northern one 10° . The depth of the sag, according to the levels of the salt surface in bore hole 651 and 218, is -341.6 m. Between those two considered sags a narrow positive structure – the Kosikovsky bank – is mapped. This bank, having the length of nearly 11 km, is traced from bore hole 30Д (-104.1 m), to bore hole 534 (-51.3 m). The highest level of its ridge is -10.0 m (bore hole 649) (Fig. 2).

Altitude, m

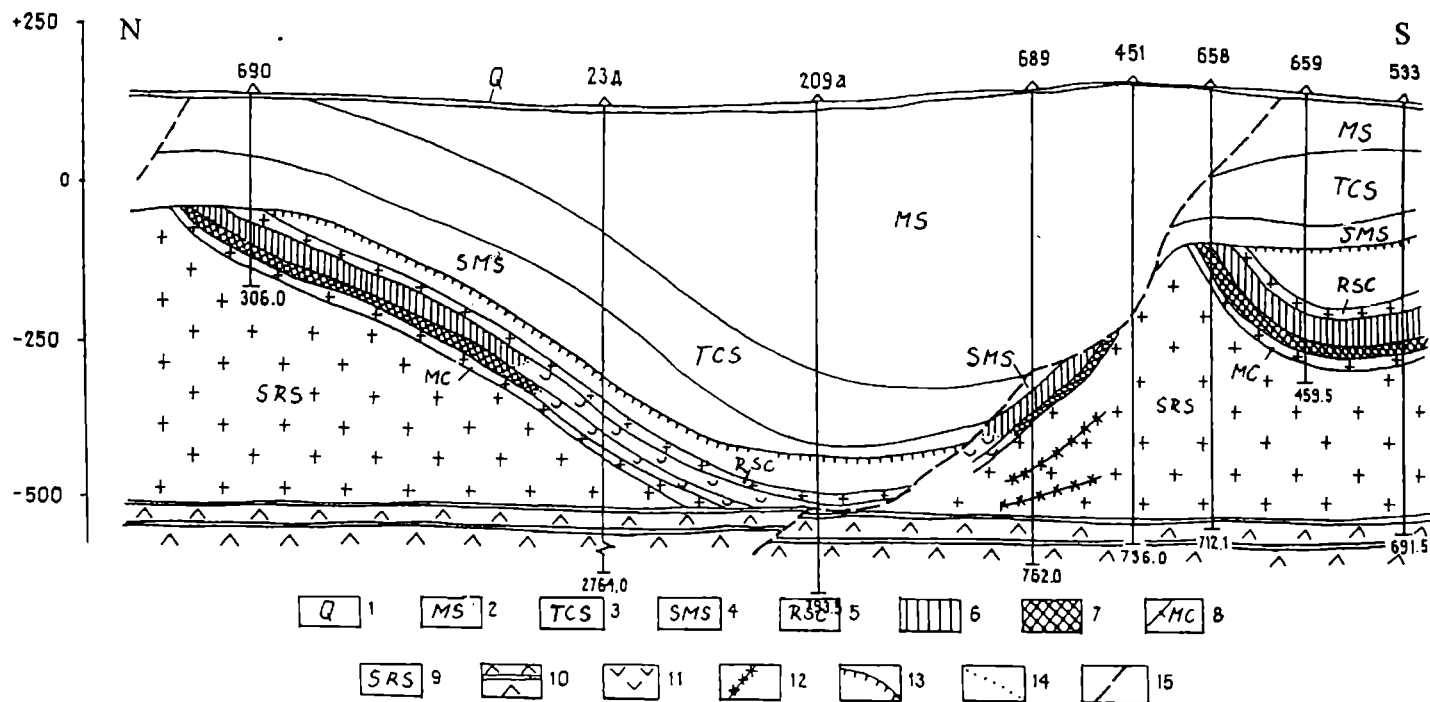


Fig. 3. The transversal section of the Gulinsky sag

1 - modern deposits; 2 - mixed stratum; 3 - terrigenous-carbonate stratum; 4 - salt-marly stratum; 5 - covered rock salt; 6 - carnallite zone; 7 - silvinit zone; 8 - layer of marking clay; 9 - subadjacent rock salt; 10 - clay-anhydrite stratum; 11 - redeposited rock salt; 12 - layers of silvinit of secondary origin; 13 - the roof of transition bench; 14 - borders between the analogues of potash deposits; 15 - contemporary development of fractured faults

The composition of the salt stratum

A narrow zone of complete absence of salts, where oversalt sedimentations are deposited directly on the roof of clay-anhydrite stratum bedding (see Fig. 2), was discovered by B.M. Golubev (1994) within the limits of Gulinsky sag (Fig. 3). The edges of the salt stratum, contouring the zone where the salts are absent, are represented here by clayey rock salt or clay with beds and seams of rock salt.

The transition bench (TB)

On the investigated area there are 2 belts of the TB absence. The northern belt, about 11 km long, has the width of 0.6–1.3 km. This belt is deposited to the northern slope of the Kosikovsky bank. The southern belt of the TB absence, 0.5–1.7 km wide, is traced in the sublatitudinal direction for more than 23 km – from bore hole 667 to the east, stretching beyond the limits of the investigated area (Fig. 2). The considered belt is deposited to the northern slope of Yeryominsky 3 bank. The considerable parts of the bottom and sides of the Gulinsky sag are characterized by the development of the TB.

The thickness of the TB is varying in considerable limits, reaching the maximum in the section of the bore hole 281 (211 m). It is typical that the largest depths of the TB are situated on the northern slopes of the Usovsky and Gulinsky sags.

In overwhelming cases the composition of the TB is ordinary, it is presented by interchanging of clay-marls and rock salt. The difference is displayed in a number of layers, varying from 1 to 8, very seldom more than that. The unusual composition of the TB is found in bore holes 272, 281 and 266. Here, besides layers of marls and rock salt, layers of anhydrite, dolomite, limestone and silvinite are present.

The presence of thin (0.35 m) layer of mixed silvinite inside the marls in its upper part (in 11.6 m below the top layer of the TB) is unusual. Silvinite is very rich and according to data obtained by A.A. Ivanov (1975), the contents of KCl in it is 73.34%.

Thus, the salt surface within the limits of the observed area is presented by the transition bench, but not by subjacent rock salt.

Rock salt cover (RSC)

The absence of the RSC only on a part of the Durinsky area, not on the whole, as it was considered before, is noticed. Moreover, the areas, where it is absent, represent 2 belts of sublatitudinal direction.

- The first (northern) belt is 0.6–0.8 km wide, and is traced from bore hole 30Д up to the bore holes line 534–270. The length of this belt is above 11 km. Farther, in the east, the northern boundary abruptly turns to the north and that is caused by the junction of this belt with the RSC absence area within the limits of the Pashkovsky uplifting. The absence of the RSC at issue is situated on the axial part and northern slope of the Kosikovsky bank (Fig. 2).
- The second (southern) absence belt of the RSC is considerably bigger than the first one. It is traced from bore hole 426 up to 264. To the east of bore holes line 264–681–552, the southern belt widens and, probably, goes farther to the east. Thus, the total length of this belt is over 20 km, having the width from several hundred meters (in the area of bore hole 426) up to 2 km (in the area of bore hole 450). In this area the increase of the width is taking place at the cost of the absence belt widening of this stratigraphic horizon within the limits of the development of all the salt stratum, as well as at the cost of the contiguity of the salt absence zone to it in general. The first belt, as well as the southern one, are having distinct structural coincidence – it is situated, mainly, within the limits of the northern slope of Yeryominsky bank.

On the areas of the RSC development its stratum is rather continuous and is 15–20 m thick. Close to the sag's limit, it abruptly reduces up to 0. Within the extent of the RSC there are sites with abrupt declination of thickness both – minimum and maximum. The most sudden increase of the RSC thickness is typical in the section of bore hole 281, where it reaches 40 m. Anomalously thin RSC is found in the sections of bore holes 40-ОГН (11.6 m) and 23Д (14.5 m) (see Fig. 2 for location). The RSC is found not only within the limits of northern slopes of the Usovsky and Gulinsky sags, but near the axial part of the sags as well: in bore hole 81 (12.6 m), 209a (24 m) and 302 (4.8 m).

Potash deposits

The presence of interrupted narrow strips of potash traces on both sides of the Gulinsky sag is noticed. The belt situated within the limits of southern side is traced most distinctly. The length of this strip is over 25 km. The potash salt development belt within the limits of northern side of the Gulinsky sag is surely enough traced from bore hole 135 to 517.

The Usovsky sag in relation to potash salts display is abruptly different from that of the Gulinsky. Nearly in all bore holes, drilled within its limits, the potash salts are found. As far as potash salts bearing is concerned in the Usovsky sag, it is being reduced from the north to the south (from the line of bore holes 646–645 to its southern side in bore hole 648).

The absence of potash deposits on the ridges of the Kosikovsky and the Yeryominsky banks is interpreted quite distinct. It means that, the tops of the salt stratum together with productive beds were leached by oversalt waters during the growth of banks, and withdrawal of salts into the zone of active water exchange. Secondary formations, generated during the process, are represented by gypsum-clay cap rocks. On base of bore holes 657, 658, 660 and 542 (Yeryominsky bank), as well as 519 and 649 (Kosikovsky bank), so called "hematite" seams were found within the cap rocks. They evidence on the former presence of potash bearing layers in the section. It is interesting to note that, together with the "hematite" seams in the cap rocks, the so called "книжечка" (booklet) is present. All this shows that the conditions of salt accumulation were very much controlled by the lateral margins.

The characteristic feature of actual distribution of potash salts within the limits of the Durinsky area is the assymetry in the potash bearing borders in relation to axial lines of the Kosikovsky and the Yeryominsky banks. From the southern side the outlets of productive layers on to the salt surface are close to the bank axis, and sometimes directly on its axis (for example, bore hole 649, level -10.0 m). Moreover, on the subhorizontal salt surface in the southern direction, the whole section of potash deposit, as well as the upper part of salt stratum, including the transition bench is traced. To the north of the banks axis, the contour of potash salt trace is removed on a considerable distance (up to 700 m in the area of bore hole 222). The assymetry is also marked vertically. The edges of potash bearing rocks are often deposited here about several hundred meters below the bottom of cap rock, developed on the ridges of the banks.

According to mentioned above observations, it is stated that the potash salt, located in most different structures of Durinsky area, occupies very wide scope of high altitude markings. Let us put special emphasis on two examples. Thus, in bore hole 649 it was discovered that productive deposits within the limits of Kosikovsky bank coming out on to the salt surface, occupy the highest position not only among other sites of potash salts development but in general among all parts of salt stratum within the limits of the Durinsky area (absolute level -10 m).

Another extreme case in relation to the high altitude position of the potash bearing rocks is the open-cast section, stripped by bore hole 302. The salt surface here, represented by cover rock salt, has the high level -420.1 m. It isn't surprising, as bore hole 302 is situated only 500 m away from the bottom of the Gulinsky sag. It is strikingly that, below covered rock salt, the whole section of potash deposit with the roof level -426.9 m (the roof of the bed "K") and the bottom level (the bottom of bed "KrIII" -471.3 m) is remained.

Moreover, about 50 m below the bed KrIII the unidentified 1.6 m layer of red silvinite was discovered in salt and the bottom level equals to -528.8 m (!). This level is below the roof of clay-anhydrite stratum within the limits of the total Durinsky area, excluding 2 cases only: bore hole 302 itself and bore hole 303. It is also striking that the vertical distance between relatively thick silvinite layer and that of the bottom of salt deposit is only 9 m!

The subjacent rock salt (SRS)

Let us give only two most critical comments while describing the character of thickness variability and the extension of the SRS. First, the outlets of the SRS on to the salt surface within the limits of the Durinsky area are typical on ridges of the Kosikovsky and Yeryominsky banks and on their northern slopes only (see Fig. 3 for comparison). In all other cases the roof of the salt strata is presented by the analogues of potash deposit, rock salt cover, transition bench or unidentified salt benches. Second, the thickness of salt stratum within the limits of the Durinsky area (excluding the ridges of the banks) is decreasing at the cost of the reduction or complete disappearance of the SRS. The illustration of that may be the salt section, stripped by bore hole 209a (Fig. 3). Here the lower layer of marls of the transition bench is underlain by rock salt having the total thickness of 24.1 m. In all other cases the essential decrease of thickness of this bench (about 300 m on average), in comparison to the normal one, is observed. In most cases the reduction of the SRS thickness takes place at the cost of the dropping out of its lower parts. But in separate cases the internal parts from the section of this deposit drop out.

The Gulinsky sag has one important peculiarity in internal composition of the salt deposit – in the southern side of the salts section, there are distinct features of the recurrence of the section. Up to now only six cases are known (bore holes 32, 302, 689, 665, 666 and 1048). The section stripped by the bore hole 32, where two potash salt development intervals are divided by the bench of SRS, is of greatest interest.

The results of morphometric analysis

In order to find out the principal structure peculiarities of the Durinsky area, the morphometric analysis was applied. Theoretical basis of the method is described by V.F. Miagkhov (1981, 1984). This analysis is based on the statement which says that spatial correlations of morphometric characteristics (absolute roof levels – h_r , absolute bottom levels – h_b , thickness – m) change

depending upon the origin of geological bodies. In case there is lens-like body, formed during the filling of depressions, the following correlations are taking place: $h_b \neq f(h_r)$, $m = f(h_r)$, $m = f(h_b)$. When the body shows a seam-like shape and is dipped, the correlations are different: $h_b = f(h_r)$, $m \neq f(h_r)$, $m \neq f(h_b)$.

Using the data of salt prospecting and oil borehole within the limits of the Durinsky area itself, the coefficients of correlation between morphometric parameters of stratigraphic horizons were calculated (Moloshtanov, Kudryashov, 1996).

When taking into account the correlations of absolute roof and bottom levels the stratigraphic horizons are rather distinctly divided into two groups:

- horizons (TCS, SMS, TB, RSC, CZ, SZ), for which almost linear relationship between h_b and h_r ($r = 0.95-0.99$) is typical, as for their size (excluding TB), they do not depend on the location of their roof and bottom ($|r| \leq 0.33$) (CZ and SZ are carnallite and silvinite zones of potash deposits);
- mixed stratum (MS) and SRS, for which the absence of correlation between h_b and h_r ($r \leq 0.29$), and the presence of very close relationships between the thickness of the strata and one of the surfaces limiting it ($r \geq 0.95$), is typical.

The correlation character of morphometric parameters TCS, SMS, TB, RSC, CZ, SZ reveals that those stratigraphic horizons are seam-like bodies, enveloping the roof relief of SRS. Nevertheless, the TB is somehow different from the others, as slight reverse correlation between thickness and roof level is inherent for it. The reason for the presence of such correlation in the TB is considered quite definitely – it is the karstification of upper rock salt layers of the TB under the influence of infiltrational waters. Naturally, below the bottom of the TB the strata is less karstified, and the stratum thickness is greater. The analysis of the TB correlation field and the levels of its bottom made it possible to reveal a number of bore holes (255, 274, 644 and 647), located on the salt banks and lifted parts of northern side of the Usovsky sag, the data of which brought about this slight dependence. After excluding the mentioned bore levels from sampling, new values of correlation coefficients ($r_{m-h_r} = -0.10$; $r_{m-h_b} = -0.40$) were obtained, which satisfy the bed model of transitional bench.

As for the mixed stratum and subjacent rock salt, they bear the unity in correlation to the absence of the dependence between h_r and h_b , have abrupt difference in the form of ties between the thickness and absolute levels of its limiting surfaces:

- for MS there exists very close negative dependence between m and h_b , ($r = -0.96$);
- whereas for SRS there is very close positive dependence between m and h_r ($r = +0.95$).

For geological interpretation of these regularities, it is necessary to add, that the roof of MS is an erosive surface, and the bottom of the SRS may be presented as slightly waved subhorizontal surface. Not taking into account some intermediate reasonings, let us make some conclusions. Noticed above correlations can be explained if the considered bodies have the shape of flat-concave lenses. Only for MS the flat side of the lens is directed upwards, whereas for SRS it is directed downwards.

The mechanisms of structure formation

Taking into account the peculiarities of the inner composition of the salt stratum of the Durinsky area, the formation mechanism of the considered structures can be presented as following (Moloshtanov, 1997).

The Durinsky deep break was activated during the final stage of Hercynian tectonic cycle on the border of the Permian and Triassic. The tectonic movements in the area were displayed in the formation of two subparallel fractured faults with the dip in the submeridional direction inclined at 20–30°. The lines of intersection of those fractured faults with the roof of clay-anhydrite stratum coincide in the plan with the axes of the Usovsky and the Gulinsky sags. The sedimentary cover was divided by these breaks into 3 blocks: the Solikamsky (to the north of the Usovsky break), the Maliy (between the Usovsky and the Gulinsky breaks) and the Bereznikovsky (to the south of the Gulinsky break). Along the fractured faults the blocks were pulled on one another. The vertical amplitude of block displacements along the fractured faults is different.

Due to physical and mechanical properties, differences of rock salt and sub-salt stratum, the formation of fracture faults in them was of different character. In particular, the stage of plicative dislocations formation preceded the beginning of the development of disjunctive faults in salt stratum. It was manifested in the formation of 2 subparallel anticlinal folds (the Kosikovsky and Yeryominsky banks).

After some limits of deformation the fractured faults appeared in the salt stratum as well. Taking into account the vertical amplitude of block displacements in relationship to one another, their horizontal displacement could reach 130–140 m. The displacements along the plane of the break gave rise to the presence of repetition of salt stratum section parts within the limits of the southern sides of the sags. The formation of fractured faults in the oversalt stratum has activated the karst of salts in apical parts of sublatitudinal banks.

The break of the salt stratum, being an intensive fluids support, caused the intensive discharge of subsalt waters. The composition of discharging waters was not constant, but was changeable in time. In first stage of the discharge, the waters of clay-anhydrite stratum predominated. They were the least saturated with salts as they were formed generally due to the gypsum dehydration of clay-anhydrite stratum. The volume of the waters is great and, according to our estimation, is 93 m^3 of practically fresh water. These waters ("elision", as we call them here) have contributed greatly to the leaching of salts.

Thus, the negative structures of the Durinsky area were formed due to the leaching of salt stratum by underground waters of the lower hydrogeological level of the Solikamsk depression, that were discharging in the places of fractured faults development. The subjacent rock salt was dissolved first of all, and later some higher horizons of the salt stratum. The linear and subparallel character of fractured faults had predetermined the same properties of the considered sags of the salt stratum roof.

During the long period of salt stratum leaching, a part of potash rocks could come into direct contact with the leaching waters. These waters could be saturated not only in NaCl, but in KCl as well.

Migrating farther along the salt stratum or beyond it in the condition of pressure and temperature decrease, these waters were precipitated part of the dissolved compounds, forming layers of secondary silvinites. The possibility of formation of secondary salt minerals by their redeposition in the upper horizons of the salt stratum is confirmed not only by the presence of newly formed silvinite and silvites, but the blue halite (e.g. in the transitional bench). The vivid demonstration of the secondary (redeposited) origin of mixed silvinites in the transitional bench is extraordinary great contents of potassium chloride in them.

Conclusions

The consideration of the history and mechanisms in the formation of the Durinsky area structures formation gives the reason to make the following conclusions:

- the structures are deposited in accordance with the time of formation, i.e. they were formed during the catagenic stage of the salt stratum;
- the main reasons for the structure formation are endogenic tectonic movements;

- two main mechanisms took part in the formation of the structures in the considered area: the folded-fractured deformations of the salt stratum and the deep karst. The deep karst, origin and development are taking place beyond the zone of influence of physical-geographical conditions. In our case the karst is connected with hydrogeology regime of the stratosphere, and, therefore, may be called the catagenetic karst;
- the secondary and of minor importance mechanisms of sag formation are the passive dipping of above lying strata and the flowing of salts;
- the ancient and modern karst (hypergenic) or, perhaps, the halokinesis, took part in the final modelling of considered structures.

Taking into account the main factors and mechanisms only, the structure genesis of the Durinsky area can be called the tectonic-karst one.

References

- Belolikhov A.I., Sapyeghin B.I., 1971: Verkhnekamskoe kaliynoe mestorozdenye. Problemy prognoza, poiskov i razvedki mestorozdeniy gornokhimicheskovo syr'ya SSSR. Nerda, Moskva, pp. 193–209.
- Fiveg M.P., 1973: Verkhnekamsky kaliyny basseyn. Mestorozdeniya kaliynykh soley SSSR. Nerda, Leningrad, pp. 104–142.
- Golubev B.M., 1994: Geologicheskoe stroenie Durinskoy depressionnoy struktury Verkhnekamskovo mestorozdeniya kaliynykh soley i voprosy kompleksnogo nedropol'zovaniya etoy territorii. Problemy formirovaniya i osvoeniya mestorozdeniy poleznykh iskopaemykh solerodnykh basseynov. Tez. dokl. V Mezhdunarodnoy Vserossiyskoy solevoy sov-ya, Sankt Peterburg, pp. 32–34.
- Ivanov A.A., 1965: Permskiye solenosnye basseyny Pechero-Kamskovo Predural'ya. SO AN SSSR, Novosibirsk, 98 pp.
- Ivanov A.A., Voronova M.L., 1975: Verkhnekamskoe mestorozdenye kaliynykh soley. Nerda, Leningrad, 219 pp.
- Khodkov A.E., 1971: Osnovnye cherty gidrogeologii vazneyshykh ekspluatiruemykh solyanikh (kaliynykh) mestorozdeniy. Mat. po gidrogeologii i geologicheskoy roli podzemnykh vod. Len. Gos. Univ., Leningrad, pp. 4–70.
- Khodkov A.Ye., 1989: Nekotorye chastnye voprosy formirovaniya Verkhnekamskovo mestorozdeniya. Teoreticheskiye i prikladnye voprosy geologii i gidrogeologii. V.N.I.I.G., Leningrad, pp. 15–28.
- Kopnin V.I., 1995: Verkhnekamskoe mestorozdenie kaliynykh, kaliyno-magnievyykh i kamennykh soley i prirodnnykh rassolov. Izv. VUZov. Gornyy zhurnal. Uralskoe gornoe obozrenie, nr 6, pp. 10–43.
- Kopnin V.I., Naborsikov V.P., 1966: K usloviyam formirovaniya Durinskovo erozionno-kompensatsionnogo progiba Solikamskoj vpadiny. Tr. Permsk. Pol. Inst., sb. 20, pp. 269–280.
- Moloshtanov V.A., 1997: Vliyanie processov formirovaniya struktur Durinskoy ploschadi na gornogeologicheskije usloviya razrabotki zapasov kaliynykh soley. Gornye nauki na rubezhe XXI veka. Tez. dokl. mezhdunarodnoy konferencii. Gor. Inst. UrO RAN, Perm, pp. 130–131.

- Moloshtanov V.A., Kudryashov A.I., 1996: Model' stroenia Durinskoy ploschadi Verkhnekamskovo mestorozdeniya soley. Modelirovane geologicheskikh system i processov. Tez. dokl. regionalnoy konferencii. Pol. Gos. Univ., Perm, pp. 132–134.
- Miagkhov V.F., 1981: O morfometricheskikh kriteriyakh ocenki genezisa rudnykh tel kolchedannykh mestorozdeniy. Tez. dokl. „Stratiformnye mestorozdeniya cvetnykh, redkikh, blagorodnykh metallov i drugih poleznykh iskopaemykh”. Frunzenskiy Pol. Univ., Frunze.
- Miagkhov V.F., 1984: Metodicheskaya razrabotka po kursu “Matematicheskiye metody v geologii” dlya studentov specyality 0101 “Geologicheskaya s'emka, poiski i razvedkamestorozdeniy poleznykh iskopaemykh”. Vypusk 3, SGI, Sverdlovsk.
- Sapyeghin B.I., Yanin V.N., 1981: Osnovnye cherty tektoniki Verkhnekamskovo kaliynovo mestorozdeniya. Stroyenie i uslovia formirovaniya mestorozdeniy kaliynykh soley. Nauka, Novosibirsk, pp. 118–1124.
- Yarzhemsky Ya.Ya., Tretyakov Yu.A., 1979: Kratkaya petrograficheskaya mineralogicheskaya kharakteristika porod Durinskovo uchastka Verkhnekamskovo kaliynovo mestorozdeniya. Geologicheskaya i mineralogo-petrograficheskaya ocenka rasprostraneniya kachestva rud i usloviy razrabotki kaliynykh mestorozdeniy. Tr. V.N.I.I.G., Leningrad, pp. 91–106.

Aleksiej Ivanovich Kudryashov, Vladimir Aleksandrovich Moloshtanov

**Rola głębokiego krasowienia w powstaniu równoleżnikowych struktur
w złożach solnych Górnej Kamy (na przykładzie zapadliska Durinskiego)**

Streszczenie

Na strukturę tektoniczną złóż solnych Górnej Kamy (Ural, Rosja) składa się zespół prawie południkowych antyklin i rozdzielających je synklin. Tę regularność zaburzają dwie duże, równoleżnikowe struktury zapadlisk – Durinskiego i Borovickiego.

W artykule przedstawiono poglądy autorów na genezę struktur zapadliskowych w złożu. Wykorzystano wyniki badań i analiz 200 wierceń wykonanych w centralnej i zachodniej części zapadliska Durinskiego. Upoważniają one autorów do stwierdzenia, że negatywna struktura zapadliska Durinskiego powstała w wyniku ługowania pokładów soli przez wody podziemne leżących niżej poziomów wodonośnych w leju depresji Solikamska. Wody te dostały się do złoża w miejscach rozwoju szczelin uskokowych.

Dwa główne mechanizmy brały udział w rozwoju opisywanej struktury: ciągłe i nieciągłe deformacje pokładów soli oraz głębokie krasowienie, które rozwijało się poza strefą wpływów czynników fizyczno-geograficznych.

Aleksiej Ivanovich Kudryashov, Vladimir Aleksandrovich Moloshtanov

Le rôle d'une profonde karstification dans la formation des structures méridiennes dans les gisements de sel du Kama supérieur (à l'exemple de l'effondrement de Durinskiy)

Résumé

La structure tectonique des gisements de sel du Kama supérieur (Oural, Russie) est formée par un ensemble d'anticlinaux à parcours quasi méridionaux et de synclinaux les séparant. Cette régularité est perturbée par deux grands effondrements méridionaux – de Durinskiy et de Borovickiy.

Dans l'article on a présenté les opinions des auteurs sur la genèse des effondrements dans les gisements. On a utilisé les résultats des recherches et des analyses de 200 forages effectués dans les parties centrale et occidentale de l'effondrement de Durinskiy. Ces résultats ont permis de constater que la structure négative de l'effondrement de Durinskiy s'est formée à la suite du lessivage des couches de sels par les eaux souterraines, situées au-dessous des niveaux aquifères dans la dépression Solikamskaya.

Deux grands mécanismes ont participé au développement de la structure étudiée: déformations permanentes et non permanentes des gisements de sel ainsi qu'une profonde karstification qui se développait hors la zone d'influence des facteurs physico-géographiques.

Károly Barta

Department of Physical Geography, University of Szeged
6722 Szeged, Egyetem u. 2., Hungary

Tamás Tarnai

Department of Mineralogy, Petrology and Geochemistry, University of Szeged
6722 Szeged, Egyetem u. 2., Hungary

Karstmorphological research in the Mecsek Mountains (south Hungary)

Abstract: Hungary is relatively rich in karstic areas, from which Aggtelek Karst which is part of the World Heritage, the Bükk Plateau and the thermal caves around Budapest are the most known. Besides these famous karst areas there are some less investigated and less known ones, like the Mecsek Mountains in South Hungary. The research has been conducted for 4 years to confirm the existence of a cave system several kilometres long beyond the most abundant spring of the karst of the Western Mecsek, the Vízfő Spring. Attempts have been made to find the optimal site for opening an entrance to the cave.

The aim of this paper is to show the methods and achievements of preliminary geomorphological and hydrological field surveys, which were preceded by a thorough study of the literature. Parallel to clearing the entrance to the cave, observations of karst processes and features were also carried out. The paper presents the findings concerning the impacts of young tectonic movements on the extension and links of the catchment area, the connection between surface and underground watercourses and cave formation.

Further investigations with exploration of the Szuadó Cave, whose length is 150 m at present, will be continued.

The research area and our aims

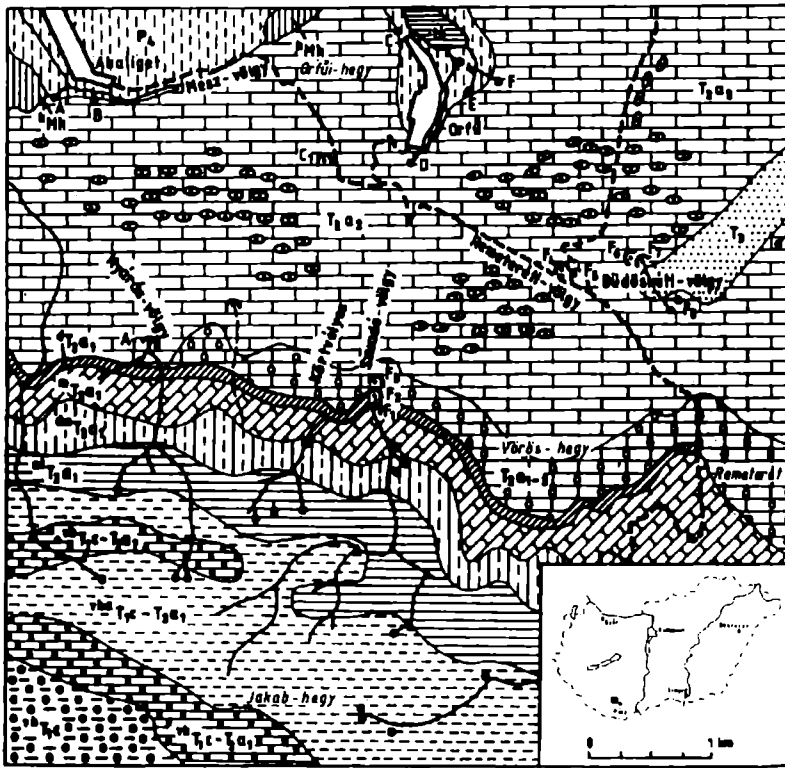
In the western part of the Mecsek Mountains there are Triassic karstic rocks on the surface. The area of the Western Mecsek Karst is 38 km² and it is situated on the northern part of the Jakabhegy Anticline. The Triassic strata of sandstones, mudstones and limestones crumpled into anticline between Cretaceous and Eocene. The axial part of the anticline was eroded as we can see on the following map and profile (Fig. 1).

The Western Mecsek Karst is similar to the karst of Aggtelek and Bükk Mountains (N Hungary) but its morphological features are more mixed: there are lots of dolines, sinkholes, dry valleys and rows of dolines. The biggest spring in the karst area is found near the village Orfű (F on Fig. 1). The spring's cave is explored in 170 m length but a more than 20 m deep sump does not allow the further exploration. Because of its size and its water output (4 m³/min.), we can suppose a bigger cave system beneath the karst water table. Our research has been focussed on the following problems:

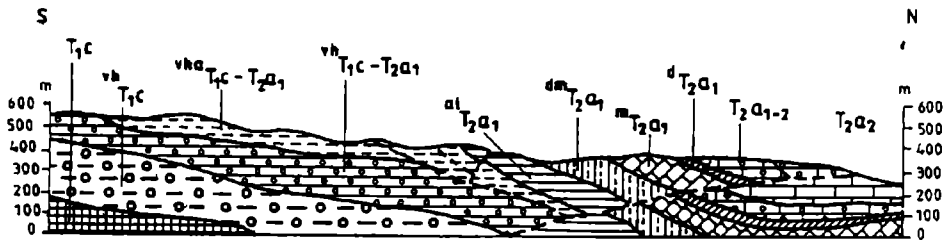
1. Collect more evidence of the existence of this cave system and find answers to some interesting morphological and genetic problems we have met during this research.
2. Determine the optimal point for exploring.
3. Estimate the size and the length of the system.

The way leading to the exploration

The catchment area of the Vízfő Spring is 16 km². It contains non-karstic surface of the area of 5 km² (the upper parts of the Körtvélyes and Szuadó Valley and near Búdöskút Spring; see the map on Fig. 1). It is a typical allogenic karst, the streams from the non-karstic area disappear in sinkholes (F₂–F₇) and they continue their way under the surface and appear together again in the Vízfő Spring. We can find dry valleys as the continuations of the non-karstic valleys on the karst surface. These are the remnant forms of the valley network, which had been formed before the young tectonic movements. During the Quaternary the mountain rose more than 100 m, the karst water table sunk, therefore the valleys became dry. Doline forming processes started at the bottom of the valley without non-karstic catchment area. Valleys containing non-karstic catchment area were deepened onward until their bathycapture. Now these valleys are formed only during bigger floods. There is an interesting excep-



a



b

Fig. 1. Geological map (a) and cross-section between the Jakab Hill and the Mész Valley (b) of the Western Mecsek with the sinkholes and springs (after the serial geological map of the MÁFI)

T_{1c} – green and grey sandstone; $^{*}T_{1c}$ – red sandstone underlying conglomerate; $^{*}T_{1c}-T_{2a1}$ – conglomerate and red sandstone; $^{*}T_{1c}-T_{2a1}$ – red sandstone and siltstone; $^{*}T_{2a1}$ – red and green sandstone, mudstone and siltstone; $^{dm}T_{2a1}$ – grey dolomite marl with anhydrite and gypsum; $^{*}T_{2a1}$ – grey bituminous limestone with marl; $^{*}T_{2a1}$ – red and grey dolomite; T_{2a1-2} – limestone with thin dolomite intercalations; T_{2a2} – grey limestone with dolomite lens and thin layered limestone; T_3 – grey sandstone, siltstone and mudstone; $^{*}Mh$ – conglomerate, clay and rhyolite tuff; p_4 – various loess

A – Abaliget Cave, A_1 – Viganvár Sinkhole, B – Kispaplíka, C – Mészégető Cave, C_1 – Gubacsos Sinkhole, D – Sárkány Spring, E – Spring of Pécs's Cavers, F – Vízfő Spring, F₁ – Szuadó Sinkhole, F₂ – Gilisztás Sinkhole, F₃ – Trió Sinkhole, F₄ – Szárazkút Sinkholes, F₅ – Spirál Sinkhole, F₇ – Palermo Sinkholes, F₈ – Bűdöskút Spring

tion to these processes: the Remeterét Valley. This valley contains not very well defined dolines and well developed sinkholes, which suggests that there was a remarkable stream not long ago. But now it does not have a non-karstic catchment area. We can find the answer in the profile along the valley (Fig. 2).

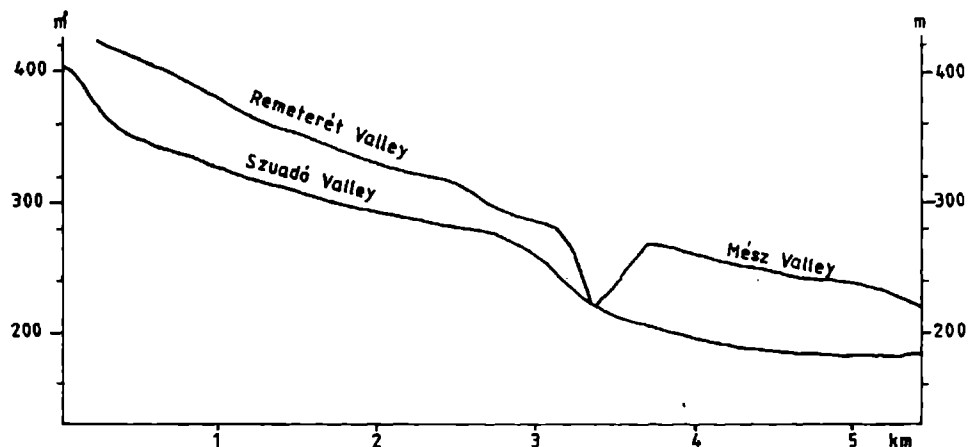


Fig. 2. The longitudinal profiles of the Szudó, Remeterét and Mész Valley

There are two peculiarities in the course of the valley. First, the head of the valley is not developed. Generally valley profiles are hyperbola shaped but in the case of the Remeterét Valley we can not find the initial steeper stage. The valley starts like a well developed valley immediately from the watershed and it has uniform gradient. We can explain this occurrence with the young tectonic movements.

Sharp faults bound the rising part of the mountain (see map on Fig. 1 – in the north the spring line (A–F) shows them, in the south-east out of the map). By the side of these steep lines the erosion grows, the valleys move backwards and can reach the valleys over the watershed. Presumably this happened to the first part of the Remeterét Valley. We can suppose that the valley had 4–5 km² non-karstic catchment area on the basis of the valley's size, developed sinkholes, undeveloped dolines and its profile. Possible sandstone-gravel found in valley's sinkholes would give more evidence.

The other peculiarity has a similar cause. Let's compare the lower part of the Remeterét Valley with that of the Szudó Valley. Their steeper stages show the juvenility of the rising. If we are looking at the figure, we can note that the Mész Valley is a direct continuation of the Remeterét Valley. Before the rising they both formed just one valley which ran from Remeterét to Abaliget and the Szudó Valley was its side valley. Paralell to rising a small gully moved

backwards until reaching the junction of the two valleys. This gully developed along the faults, which are responsible for the direction of the Szuadó Valley, as their direction is the same. After this capture the Mész Valley became dry and the stream of the Szuadó Valley turned its way to the north.

It is hard to estimate the age of these two events but we can correlate them. If the Remeterét Valley had become dry earlier than the Mész Valley then the stream from the Szuadó Valley would have eroded on its continuation, the Mész Valley. Otherwise the Remeterét Valley would have deepened on while dolines would have formed in the dry Mész Valley. In the first case the Mész Valley would be deeper and more developed, in the second case the Remeterét Valley would be so. But actually they are in the same level, so we can estimate that the above two events have approximately the same age. We can see the classic example of the capture in its process to the west of the Orfű Hill (Fig. 3).

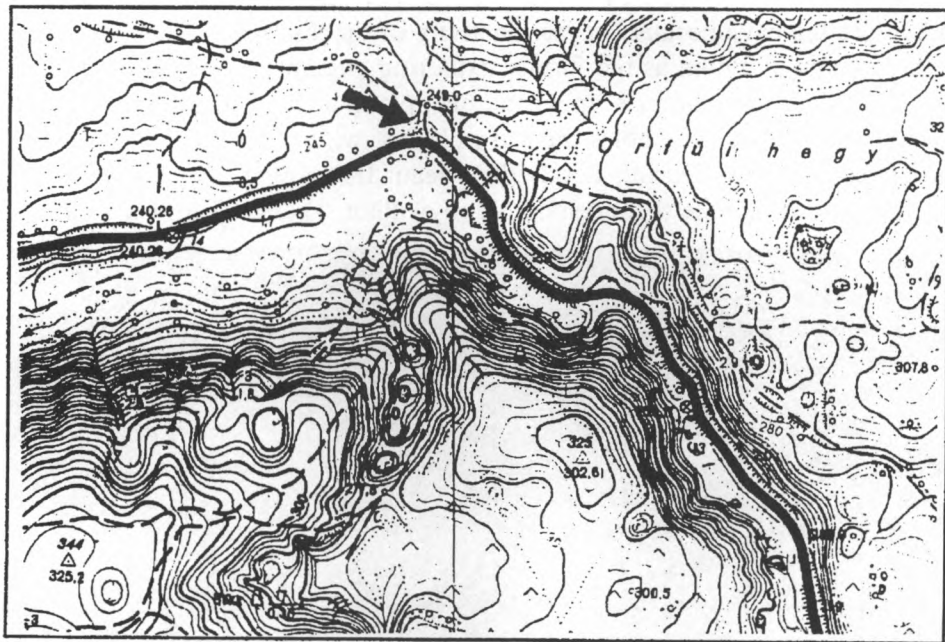


Fig. 3. Classic example of the capture west of the Orfű Hill. The difference in height between the bottom of the Mész Valley and the saddle separating it from a small, regressing gully is only 7 m

In our opinion it is possible to get to the cave from the spring or from the sinkholes. Because of the sump near the spring, the only chance is the exploration of the sinkholes. As we mentioned earlier, the catchment area has three non-karstic partial catchment areas.

The smallest of them is the Büdöskút Valley's, which area is 0.35 km^2 and it is built of sandstone. This valley has some sinkholes (F_{6-7} on Fig. 1) near the boundary of the karstic and non-karstic rocks but the real big sinkholes are only downstream its junction of the Remeterét Valley (F_{4-5}). The small catchment area and the small stream could not have formed these big sinkholes. It is supposed that the Remeterét Valley's former non-karstic catchment area is responsible for their formation.

The area of Körtvélyes has 0.65 km^2 area of non-karstic catchment but we can not find any sinkholes. The stream leaks adjacent to the limestone along 1 km.

The near Szuadó Valley's non-karstic catchment area is 3.4 km^2 . It is built of sandstone and mudstone. We can find three sinkholes in the valley (F_{1-3}). After comparing their size and their development with the Remeterét Valley's, we have supposed the above mentioned $4-5 \text{ km}^2$ as the catchment area of the Remeterét Valley. In spite of its more developed sinkholes, it is less suitable to explore the cave because of the inactivity of the sinkholes. They are filled with clay and alluvium as the former exploring attempts have proved. So the Szuadó Valley's sinkholes seemed the best place to the exploration.

Among the three sinkholes there is only one which is permanently active, the uppermost one (F_1). During floods the stream flows over and it goes under the surface through the second sinkhole (F_2 – Phot. 1). The Gilisztás Sinkhole



Phot. 1. The Gilisztás Sinkhole during low-water period

is more developed than the Szuadó Sinkhole. It is able to swallow even 5–6 m³/min. 4–5 m was explored but there was a danger of collapse and it was interrupted. On the other hand, it is very difficult to drive away the stream, so we have decided to explore the Szuadó Sinkhole. The third sinkhole (F₃) seemed to be absolutely filled up.

Estimating the passages' sizes

One of the speleologists' main problems is the determination of the cave's sizes that they want to explore. If we know the approximate size of passages then we can decide whether it is worth to start the exploration or not. In our research we have tried to apply morphometrical methods to determine the expectable cave's sizes. The method can be used in allogenic karst where you can compare the non-karstic catchment areas associated with the different sinkholes.

Our aim was to estimate the sizes of unknown passages basing on measurable surface parameters. The main parameters are the extension of the non-karstic catchment area and the water output of their streams. We can apply it if only the following conditions of the different catchment areas are similar:

- geological structure;
- development of the areas;
- relief conditions;
- climate.

If these conditions are similar, then the sizes of passages underlying the sinkholes depend mainly on the size of the non-karstic catchment areas because the similar climate gives the similar annual rainfall, the similar geological structure gives the similar sediment types and the size of the catchment areas can determine the rate of flow and the amount of the sediment carried by the stream. The obvious connection is that bigger caves belong to bigger non-karstic catchment areas but we wanted to show numerical relation between them.

Naturally we must be careful to apply the method because there are lots of other factors which we are unable to show but they play very important role in the cave forms, e.g. softer rock strata, tectonic faults, etc.

4 non-karstic catchment areas have taken part in the comparison:

1. Szuadó Valley
2. Körtvélyes Valley
3. Büdöskút Valley, where a 100 m deep cave has been explored in 1996
4. The neighbouring Abaliget Cave's active sinkhole (A and A₁). This cave is known along the length of 1 km and A₁ is its only sinkhole. The fol-

lowing table shows some parameters about the sinkholes, completed with the typical cross sections of the explored passages since that time (Tab. 1).

Table 1

The comparison of four non-karstic catchments in the Mecsek Mountains

Sinkholes	a	b	c	d
Szuadó Sinkhole	3.4 km ²	240 l/min.	4–5 m ³ /min.	1–1.2 m ² 2.7–3.3 m ²
Spirál Sinkhole	0.35 km ²	0 l/min.	3–4 m ³ /min.	0.1–0.2 m ² 0.6–0.8 m ²
Viganvár Sinkhole	2.5 km ²	5 l/min.	1–2 m ³ /min.	?
Körtvélyes Valley *	0.65 km ²	114 l/min.	1–2 m ³ /min.	–

a – the non-karstic catchment area of the sinkhole

b – the rate of the stream sinking in the sinkhole (October, 1997)

c – the flood rate of the stream sinking in the sinkhole (former measurements)

d – the area of the sinkholes' typical cross section (narrower and wider parts)

* there is no visible sinkhole, water continuously disappears at the bottom of the valley

Comparing the first two sinkholes we can notice a significant connection between the examined parameters (Fig. 4 and 5, Phot. 2 and 3). The area of the cross-sections reflects very well the extension of the non-karstic catchment areas. The Körtvélyes Valley is a very good example about the different erosion depending on different conditions. As we can see the geological map, we can notice that the rate of the solid sandstone area, which is responsible for the erosion, is much smaller in this catchment area than in the others. This is the reason of small sinking capacity.

Based on these data and in the light of the size of the two explored parts of caves, we can expect that the cave system belonging to the Vízfő Spring is twice larger at least than the Abaliget Spring's system.

We started to explore the Szuadó Sinkhole in November 1994. Now the cave of the sinkhole is 150 m long and 50 m deep. We hope that we have found the way to the Vízfő System.

Naturally the estimated sizes of passages do not mean that the examined cave is passable if it is large enough. During the exploration we never know when and where we find big debris or a sump which keeps back the further exploration.

In the future we would like to continue the exploration and to expand our comparative research to the spring caves and their catchment areas. We want to compare the absolute size of the catchment area, the rate of the karstic and non-karstic catchment area with the caves' sizes.

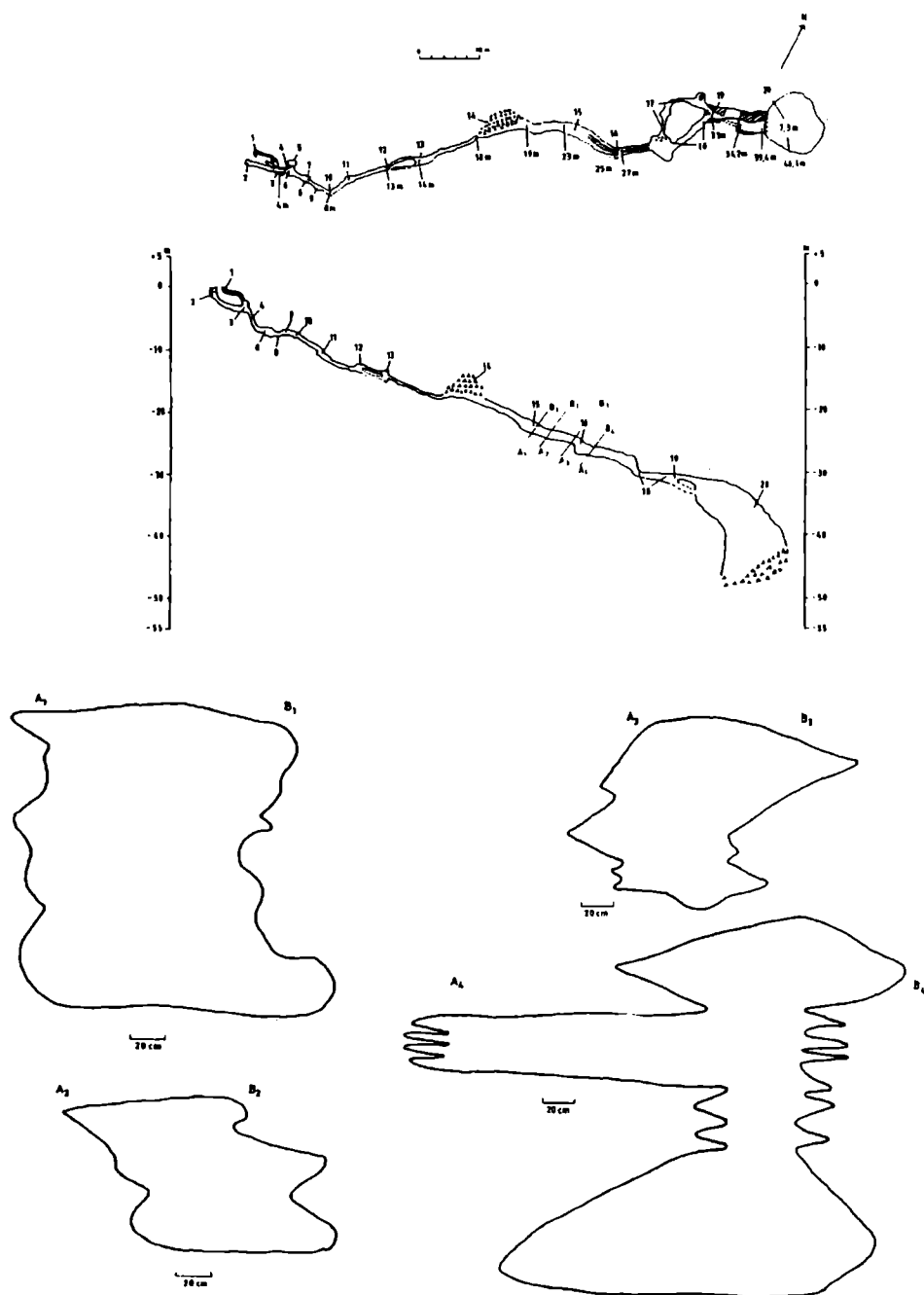


Fig. 4. The map and profile of the Szudó Cave with some typical cross sections

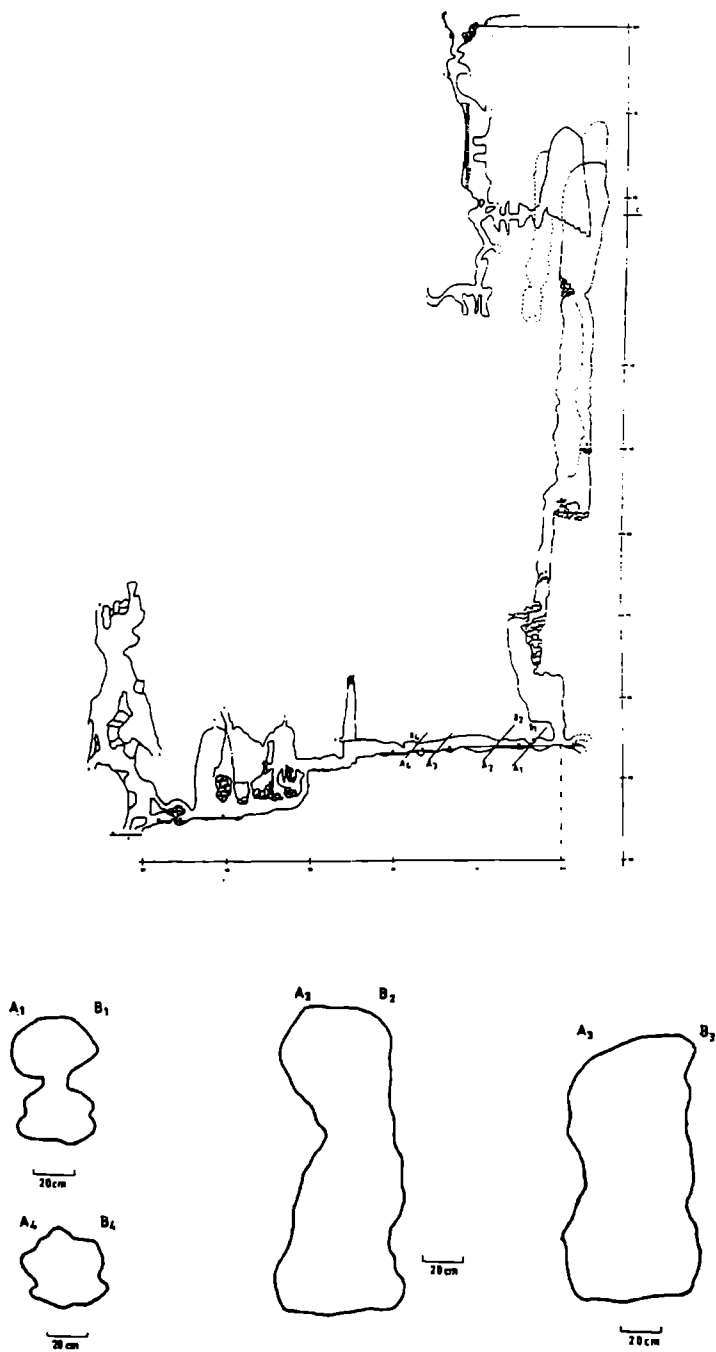
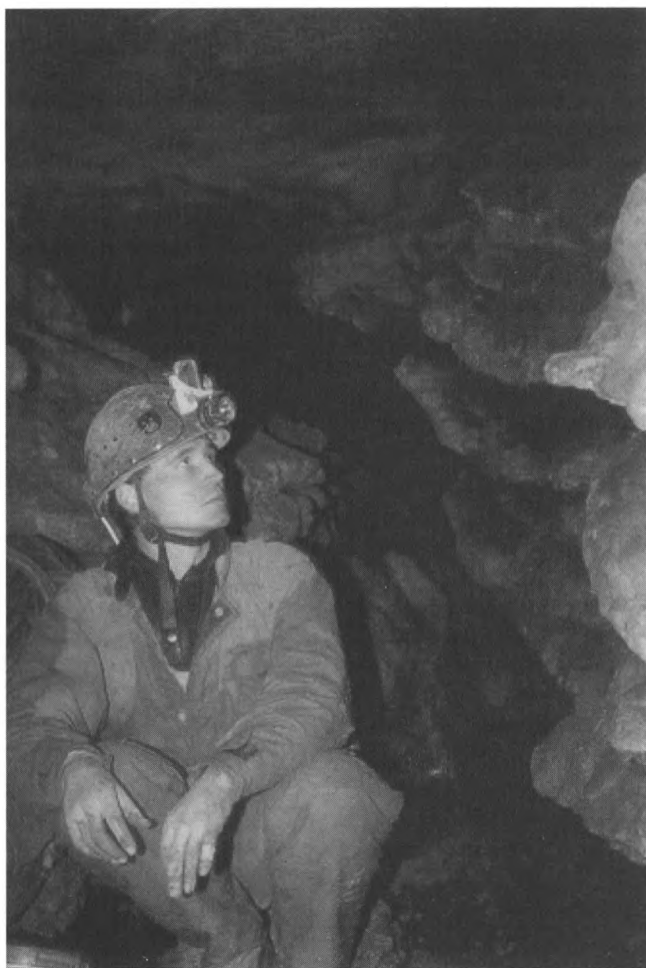
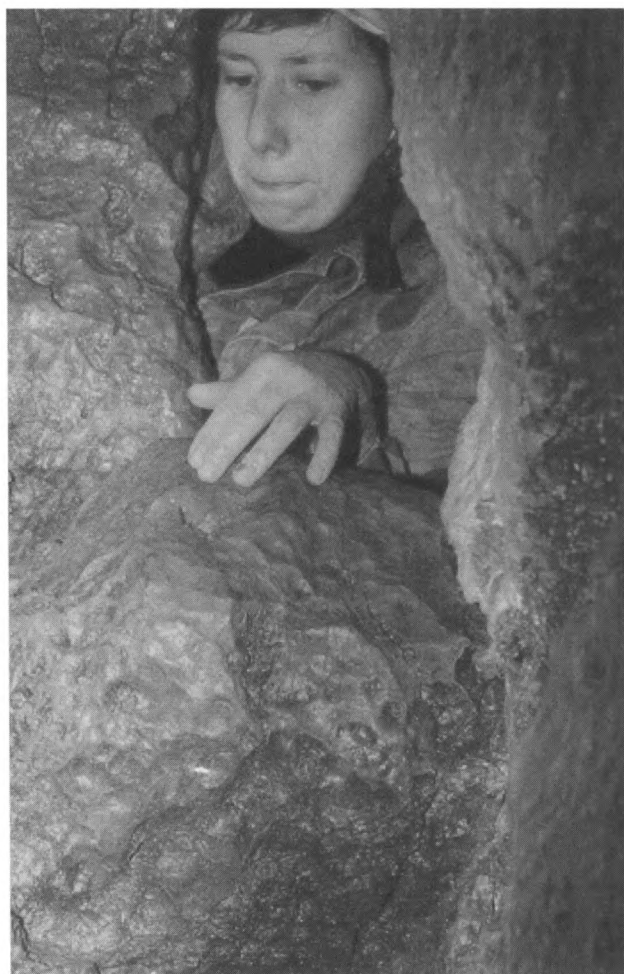


Fig. 5. The profile of the Spirál Cave with some typical cross sections



Phot. 2. Typical stream passage in the Szuadó Cave



Phot. 3. Typical cross section in the inner parts of the Spirál Cave

References

- Barta K., Tarnai T., 1995: Barlangkutatás a Nyugat-Mecsek karszterületén (Cave Research in the Western Mecsek Karst) (in Hungarian).
- Ford D.C., Williams P.W., 1989: Karst Geomorphology and Hydrology. London, Unwin Hyman.
- Hevesi A., 1991: Magyarország karsztvidékeinek kialakulása és formakincse II (The Development and Morphology of the Karst Areas in Hungary). Földrajzi Közlemények, CXV, 3–4, pp. 99–120 (in Hungarian).
- Jakucs L., 1971: A karsztok morfogenetikája (The Morphogenetics of Karsts). Bp., Akadémiai Kiadó (in Hungarian).
- Kordos L., 1984: Magyarország barlangjai (Caves of Hungary). Bp., Gondolat Kiadó, pp. 242–249, 260–262.
- Lovász Gy., 1971: Adatok az Abaligeti-karszt geomorfológiai és hidrológiai jellemzéséhez (Data for the Description of the Abaliget Karst). Földrajzi Értesítő, XX, 3, pp. 283–295.
- Rónaki L., 1961: A Mecsek és a Villányi-hegység barlangjai (Caves of the Mecsek and Villány Mountains). Karszt és Barlang I, pp. 3–19.
- Rónaki L., 1962: Az orfűi Vízfőforrás-barlang feltárt szakaszának földtani viszonyai (The Geological Conditions of the Explored Part of the Vízfő Spring's Cave). Karszt és Barlang II, pp. 51–55.
- Rónaki L., 1970: Vízfő-forrás és barlangjának kutatása (Vízfő Spring and its Cave's Research). Karszt és Barlang I, pp. 25–30.
- Rónaki L., 1972: A Nyugat-mecseki-karszt vízföldtani kutatásának újabb eredményei (The Newest Results of Hydrological Research in the Western Mecsek Karst). A Magyar Hidrológiai Társaság Pécsi Csoportjának Jubileumi Évkönyve 1952–1972, pp. 121–146.
- Szabó P.Z., 1953: Két mecseki karsztforrás vizsgálata Komló és Pécs vízellátása szempontjából (Research of Two Mecsek Karst Springs in Aspect of the Water Supply of Komló and Pécs). Földrajzi Közlemények, LXXVII, 3–4, pp. 161–189.
- Szabó P.Z., 1955: A fiatal kéregmozgások geomorfológiai és népgazdasági jelentősége Déldunántúlon (The Geomorphological and Economical Importance of the Young Tectonic Movements in the Southern Transdanubia). Dunántúli Tudományos Gyűjtemény, 4, pp. 3–30.

Károly Barta, Tamás Tarnai

Badania morfologiczno-krasowe w Górach Mecsek (południowe Węgry)

Streszczenie

Węgry są krajem bogatym w obszary krasowe, wśród których najbardziej znanymi są Aggtelek, Góry Bukowe oraz jaskinie hydrotermalne w okolicach Budapesztu. Kras Gór Mecsek w południowych Węgrzech należy do obszarów mniej znanych i słabiej zbadanych. Przez cztery lata prowadzono badania, które pozwoliłyby potwierdzić istnienie kilkukilometrowego systemu jaskiniowego za największym źródłem zachodniej części Gór Mecsek – Vizfo. Badania zmierzały do określenia optymalnego miejsca, z którego można by wykonać wejście do jaskini.

W artykule przedstawiono metody i wyniki wstępnych terenowych badań geomorfologicznych i hydrologicznych. Badania te były poprzedzone studiami literatury. Równoległe do prac związanych

z udostępnieniem otworu jaskini były prowadzone szczegółowe obserwacje zjawisk krasowych obszaru. Przedstawiono efekty wpływu młodych ruchów tektonicznych na rozwój i funkcjonowanie zlewni w obszarze zasilania systemu podziemnego oraz rozwój jaskiń.

Badania są w toku i będą kontynuowane w trakcie eksploracji jaskini Szuado, której obecna długość wynosi 150 m.

Károly Barta, Tamás Tarnai

Recherches morphologiques et karstiques dans les Monts Mecsek (sud de l'Hongrie)

R é s u m é

L'Hongrie est un pays abondant en terrains karstiques dont les plus connus sont Aggtelek, Monts Bukowe et les grottes hydrothermales des environs de Budapest. Les karsts des Monts Mecsek appartiennent à des régions peu connues et faiblement étudiées. Au cours de quatre années on y a mené des recherches qui permettraient de confirmer l'existence d'un système de grottes, long de plusieurs mètres, situé près de la plus grande source de la partie occidentale des Monts Mecsek – Vizfo. Les recherches avaient pour objectif de déterminer un endroit optimal où l'on pourrait effectuer un orifice d'accès à la grotte.

Dans l'article on a présenté les méthodes et les résultats préliminaires des recherches géomorphologiques et hydrologiques effectuées sur le terrain. Les recherches en question ont été précédées par la lecture de la bibliographie. Parallèlement aux travaux liés à l'accès à la grotte, on a effectué des observations détaillées des phénomènes karstiques dans la région étudiée. On a présenté les effets de l'influence des jeunes mouvements tectoniques sur le développement et le fonctionnement du bassin versant dans la région de l'alimentation du système souterrain, de même que sur le développement des grottes.

Les recherches sont en cours et continueront lors de l'exploration de la grotte Szuado dont la longueur est de 150 m.

Viacheslav Andrejchuk

Department of Geomorphology, University of Silesia,
ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec, Poland

Karst and suffosion in siliceous rocks of the West Siberia: preliminary note

Abstract: In the near-Ural part of the West Siberia siliceous sediments of Paleogene age are widely spread. In the area of their occurrence SiO_2 concentration in underground water reaches up to 40–120 mg/l. In the places where silica rocks outcrop, original karst-shape relief with dolines, depressions and ponors is developed. Preliminary investigations allow the author to suppose that two main processes – solution and suffosion – take part in formation of that relief. Experiments show high solubility of silica rocks and corroborate the possibility of karst mechanism of relief development in that area.

Introduction

The region studied is situated in the west part of the West Siberia (Fig. 1) and it is named Zauralje (Behind-Ural area). It occupies parts of Ekaterinburg, Tumen and Kurgan areas. The area covers Tura and Iset (particularly Tobol River) River basins and it is cutted all over by their tributaries. In the respect of relief it presents itself a flat plain with heights 100–150 metres a.s.l. (80–100 metres in river valleys), swamped in places. In geographical literature the area is named Turinskaja Plain (from the name of the Tura River). The surface of the plain is dotted with thousands of small lakes, especially in its southern part. In many places of the area original relief occurs – with dolines and depressions very similar to classic karst landscape (cover karst). The

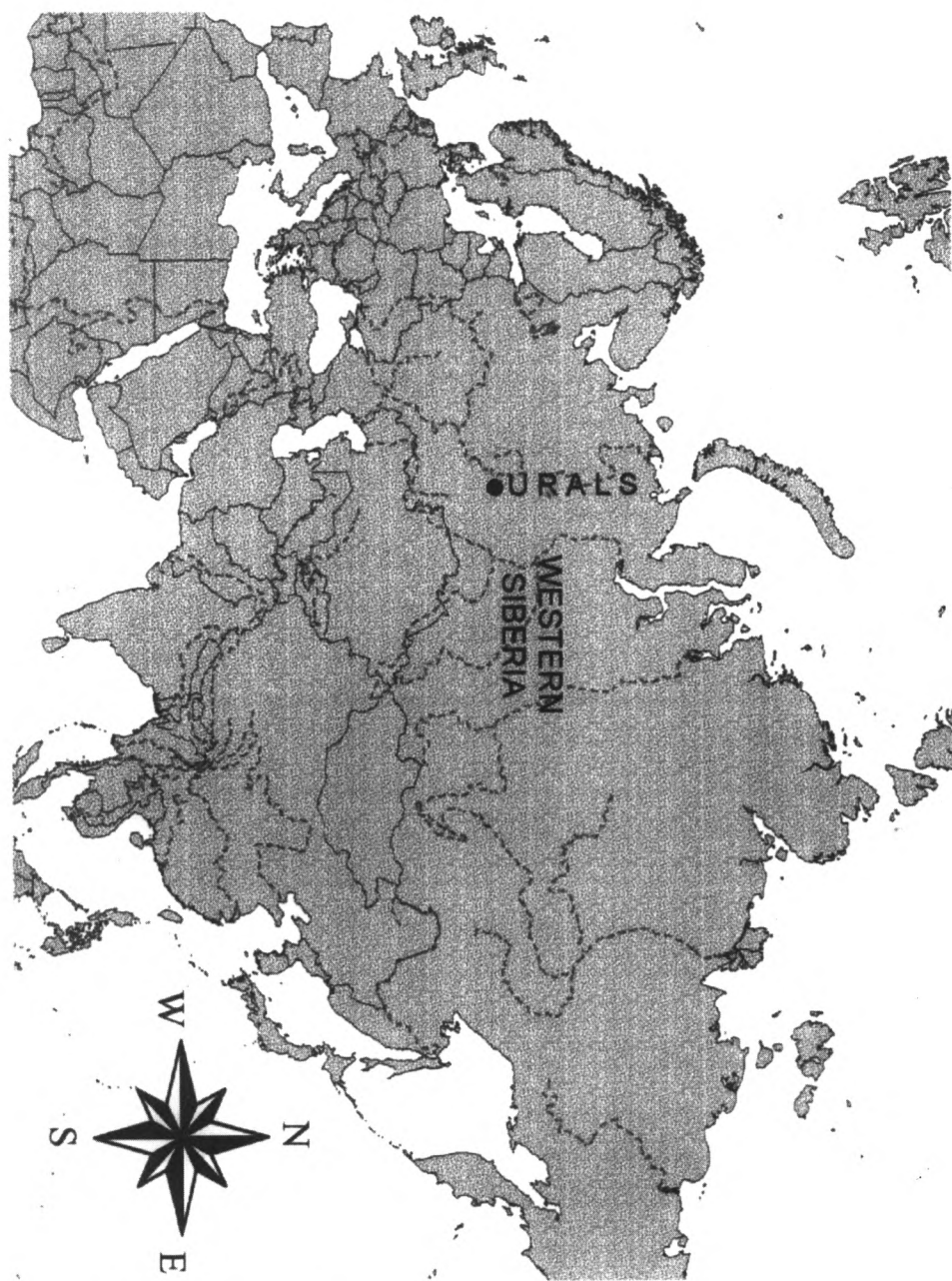


Fig. 1. Location of the studied area



Phot. 1. Collapse (?) doline near Irbit (photo by V. Andrejchuk)



Phot. 2. Small depressions of subsidence (?) Irbit (photo by V. Andrejchuk)

investigations showed (Kovalchuk, 1988; Andrejchuk, Jacyna, 1996) that karst-like area corresponds to the area of Paleogene silica formation spreading.

Silicilithes and underground water

Siliceous sediments of Paleogene age are represented by siliceous opokas and quartz-glaucinitic sandstones of Serovskaja formation (Lower-Middle Eocene) and by diatomaceous clays, diatomites of Irbitskaja formation (Middle-Upper Eocene). The silicstones of Serovskaja formation are very fractured, broken to pieces and have small aggregate structure. They consist of amorphous silica with a touch of tridymite, cristobalite and chalcedony. The silicalites of Irbitskaja formation consist of fine (dust and clay fractions) loose sediments. The rocks have high porosity (60–70%) and the size of their pores is similar to the size of particles of sediments.

Siliceous rocks of the region have good permeability and are saturated with water to different degree. Mainly strong fracturing and microfracturing cause permeability of opokas and sandstones but permeability of loose sediments of Irbitskaja formation is associated with their high porosity.

Underground water of siliceous rock aquifers contains increased concentration of SiO_2 . The content of silica rises from the west to the east of the area according to deepening of aquifer and weakening of water circulation from 20–30 mg/l (western part) and 30–40 mg/l (central part) to 60–70 mg/l (east part – near the Tobol River). In some places concentration of SiO_2 in underground water reaches 80–120 mg/l and it is close to the level of saturation for amorphous silica (Micuk, 1974).

Karst and suffosion

The high content of silica in underground water indicates significant role of SiO_2 in solution process and a considerable chemical washing of siliceous formation. The high solubility of siliceous rocks is caused first of all by their amorphous state. It is known that amorphous types of silicalites are characterised by higher solubility than crystalline types. Above mentioned concentrations of SiO_2 in underground water are comparable with the size of carbonates concentration in groundwater of carbonate karst. The presence of typical

relief of covered karst in areas of shallow (under the Quaternary deposits) bedding of siliceous rocks gives reason to consider those phenomena as lithological variety of silicate karst – in amorphous silicilithes. Evidently, some differences of different rock solution exist.

Opokas have half-rocky character and fractures in them are filled with water. So far, as fracturing of opoka is very high (isolation of elementary aggregates up to several centimetres in diameter), the total surface of water-rock contact is very big. It is the second main factor, which causes high concentration of SiO_2 in ground water. As the result of solution process, broadening of fractures and microfractures takes place and formation of weakly-consolidate (dense) zone occurs, especially in zones of increased fracturing and deformations. Small cavities in water level zone of aquifer develop and remain for some time. Subsidence above them provokes formation of shallow (1–3 metres) dolines on the surface (Phot. 1 and 2). Their form indicates their subsidence and rarely – collapse origin. It is difficult to calculate their density (forms per km^2) because they represent themselves only the most brightly expressed morphological element of the uneven weakly-wavy surface which is caused, evidently, by slow subsidence above weakly-dense zones. It is very possible that suffosion also takes place in the formation of such weakened zones and cavities.

The role of mechanical washing out processes is more considerable in the case of loose sediments of Irbitsskaja formation, mainly diatomite. Weak coagulate-condensation ties between fine particles and high porosity of silicites cause their strong soaking in water. In the water-saturated state structural ties in sediments are destroyed very easily and the ground particles become suspended and ground mass becomes fluidable. Solution process taking place on periphery surface of siliceous particles promotes the disintegration of sediment and weakening of cohesion between rock grains. Therefore, in this case (loose siliceous rocks) solution processes play preparatory role. Weakened zones (with dolines of subsidence above them) develop as the result of suffosion in the sediment disintegrated by solution.

Such correlation of solution and mechanical washing (suffosion) is different in the first and in the second cases. In the first case (fractured opokas) solution process prevails. Subsidence and dolines have evidently the secondary character. Cavity can exist in rocks, therefore also collapse mechanism of doline formation may develop.

In the second case (loose sediments) suffosion prevails which leads to formation of weak-dense zones in rocks and subsidence above them on the surface. Weak-dense zones and subsidence formation is a slow and synchronous process.

Anthropogenic activation of karst-suffosion processes

The anthropogenic impact on the aquifers in siliceous rocks causes activation of karst and suffosion. Increased gradients of pressure forming due to deep artificial water lowering and hydrotechnical constructions caused development of large sinkholes and opened fractures formation. Sinkholes are 3–6 metres in diameter and their depth is 2–6 metres. The length of gaping fractures reaches 100 metres. These phenomena are the reason of foundations deformation and buildings (dams, pipelines, roads, etc.) destruction in many places of the region, especially in Irbit, Kamyshlov and other towns. The many-years detailed observations in the area of Irbit glass factory (Kovalchuk, 1988) allow to mark the periodicity in development of big-scale surface deformations including collapses. For example, the large numerous collapses on the square of some hectares took place in the spring of 1959–1960 and then in springs of 1983–1984. Only single local subsidence was observed there during interval between mentioned periods. Such periodicity can be explained by slow velocity of cavity formation on the depth of 50–60 metres (contact of opokas and diatomitea).

Solubility studies of siliceous rocks

For studying the role of solution process in the development of karst-suffosion phenomena the series of experiments was made. It studied the solubility of opokas, which were taken from one of the typical places near Shadrinsk town. Dissolution of samples was carried out in laboratory conditions – in vessels filled with non-moving distilled water when the temperature was 20°C.

The results of experiments showed that opoka dissolution takes place most intensively during the first 6 hours till 7 mg per litre concentration of SiO_2 . Then the velocity of dissolution becomes slower (0.05 mg/l) and remains stable till the end of the day. In the whole, about 8 mg/l of silica dissolves during twenty-four hours.

During a month period the bend of curve velocity dissolution also takes place (deceleration) – after 10 days interval. First the silica concentration in solution rose by 0.5–0.8 mg/l. In the second period – till the end of the month – the solubility remained invariable – 0.35 mg/l. With time, solution became slower: from 1–2 mg/l in one hour (during the first hours) till 0.35 mg/l in twenty-four hours in the end of a month period (Fig. 2).

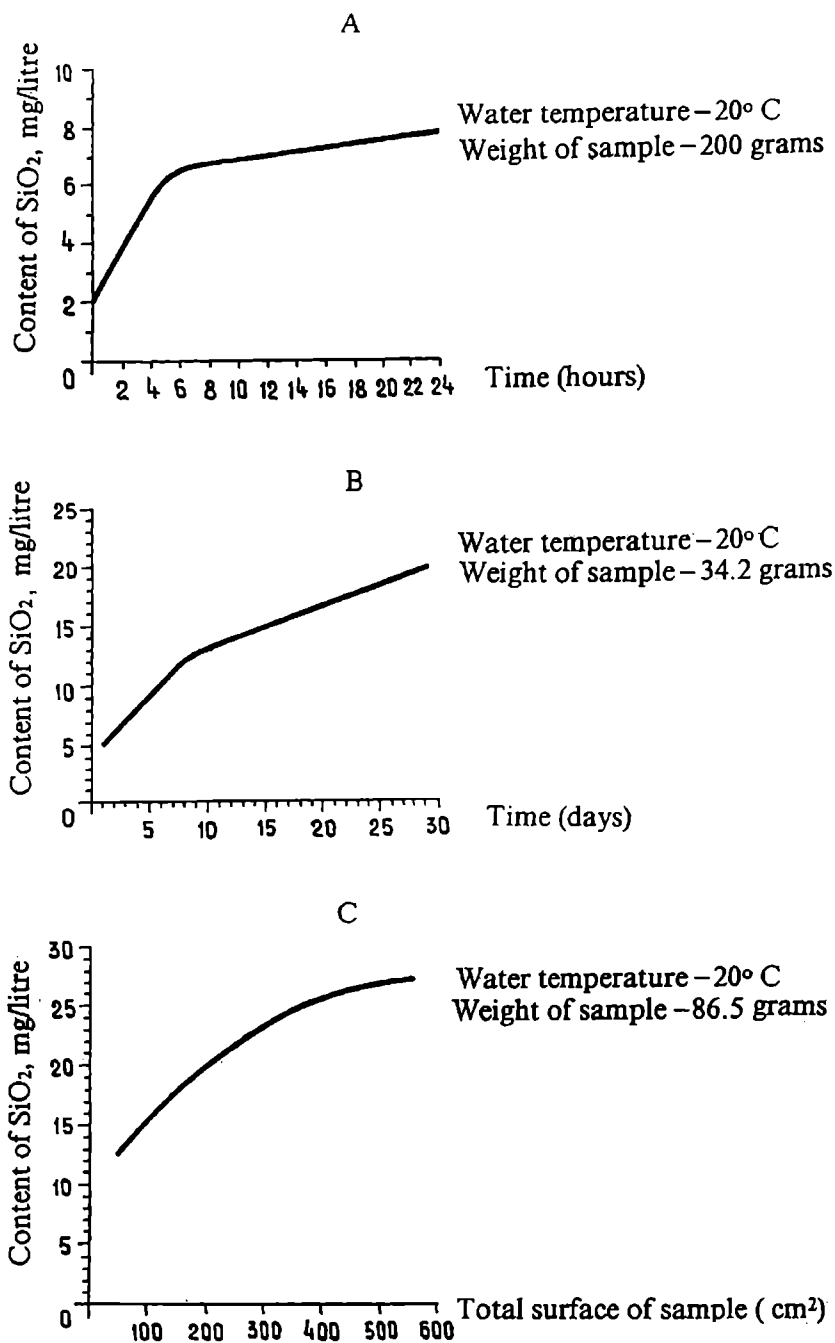


Fig. 2. Dynamics of opoka solution in distillate water and dependence of the velocity of their solution from the degrees of opoka disintegration

The regularity of solution activation during the increase of containing surfaces (water and rock) was investigated during the experiments. The size of samples is typical for opoka in their natural bedding. Samples with the same weight (86.5 g) were divided on different fractions. It was found that their solubility for twenty-four hours was very different (Tab. 1).

Table 1

Solubility of opokas in relation with the size of fraction

Diameter of grains [mm]	Mass of sample [g]	Number of grains	Total surface of grains [cm ²]	SiO ₂ concentration [mg/l]
6	86.5	1	75	14
3	86.5	5	100	18
2	86.5	20	180	20
1	86.5	62	310	20
0.5	86.5	230	575	28

It follows from the experiment that siliceous rocks of Zauralje show by relative high solubility. The SiO₂ contained in underground water (in the natural conditions) is higher – to 80–120 mg/l. It is connected mainly with longer period of water-rock contact. Also the presence of easy-soluble components in rocks and in water (NaCl, MgCl₂, etc.) can raise the solubility of silicilithes as it is known from the literature (Krauskopf, 1959).

Such solution process plays an important role in the relief development of Zauralje. It allows looking on the origin of many lakes of the region from other – karstological point of view. This problem has not only karstological but also geographical (original landscape, environment), hydrogeological (quality of underground water), engineering (subsidence) and other meanings. It will be very interesting and important to carry out there detailed investigations.

References

- Andrejchuk V.N., Jacyna I.I., 1996: New data on dissolution of siliceous rocks of the Zauralje area. Modelirovanie geologicheskikh processov i sistem. Perm, pp. 254–256 (in Russian).
- Kovalchuk A.I., 1988: Suffosion and karst features in siliceous rocks of the Zauralje area. Problemy izuchenija technogennogo karsta. Kungur, pp. 115–117 (in Russian).
- Krauskopf K.B., 1959: Silica in Sediments. Tulsa.
- Micuk B.M., 1974: Interaction between silica and water in hydrothermal conditions. Kiev, 85 pp. (in Russian).

Viacheslav Andrejchuk

**Kras i sufozja w skałach krzemionkowych zachodniej Syberii
– informacja wstępna**

Streszczenie

W przyralskiej części zachodniej Syberii skały krzemionkowe wieku paleogeńskiego są szeroko rozpowszechnione. W obszarach występowania tych skał zawartość rozpuszczonego SiO_2 w wodach podziemnych osiąga wartość 40–120 mg/l. Rozwinięta jest tu również oryginalna rzeźba z lejkami, zamkniętymi depresjami oraz ponorami. Wstępne badania pozwalają przypuszczać, że w rozwoju rzeźby biorą udział dwa procesy – rozpuszczanie i sufozja. Wyniki badań eksperymentalnych wskazują na dużą rozpuszczalność skał krzemionkowych oraz potwierdzają możliwość udziału procesów krasowych w modelowaniu rzeźby przyralskiej części zachodniej Syberii.

Viacheslav Andrejchuk

**Le karst et le soutirage dans les roches siliceuses de la Sibérie occidentale
– information préliminaire**

Résumé

Dans la partie occidentale de la Sibérie, avoisinant l'Oural, les roches siliceuses de l'âge paléogène sont bien répandues. Dans les régions affectées par ses roches la teneur en SiO_2 dissout dans les eaux souterraines atteint la valeur de 40–120 mg/l. Le relief est modelé par des dolines karstiques, des dépressions fermées et des ponors. Les recherches préliminaires permettent de supposer que deux processus participent au développement du relief – dissolution et soutirage. Les résultats des recherches expérimentales démontrent une importante dissolution de roches siliceuses et confirment la possibilité de participation des processus karstiques dans le modelage de la partie occidentale de la Sibérie.

Piotr Migoń

Instytut Geograficzny
Uniwersytet Wrocławski
Pl. Uniwersytecki 1
50-137 Wrocław

Geneza jaskiń granitowych na Witoszy w Kotlinie Jeleniogórskiej

Zarys treści: W artykule omówiono genezę niewielkich jaskiń znajdujących się na stokach granitowego wzgórza ostańcowego Witosza w Kotlinie Jeleniogórskiej. Powstanie jaskiń jest wywołane degradacją morfologicznej formy wzgórza kopułowego, zachodzącą głównie przez makroeksfoliację, otwieranie spękań pionowych i grawitacyjne przemieszczanie bloków skalnych w niższe partie stoków. Procesy te umożliwiły uformowanie się zróżnicowanych morfologicznie i genetycznie jaskiń: szczelinowych, szczelinowo-rumowiskowych i rumowiskowych, z których największe osiągają 20 m długości. Niewielkie jaskinie i schroniska podskalne występują też w obrębie innych wzgórz na obszarze Kotliny.

Wstęp

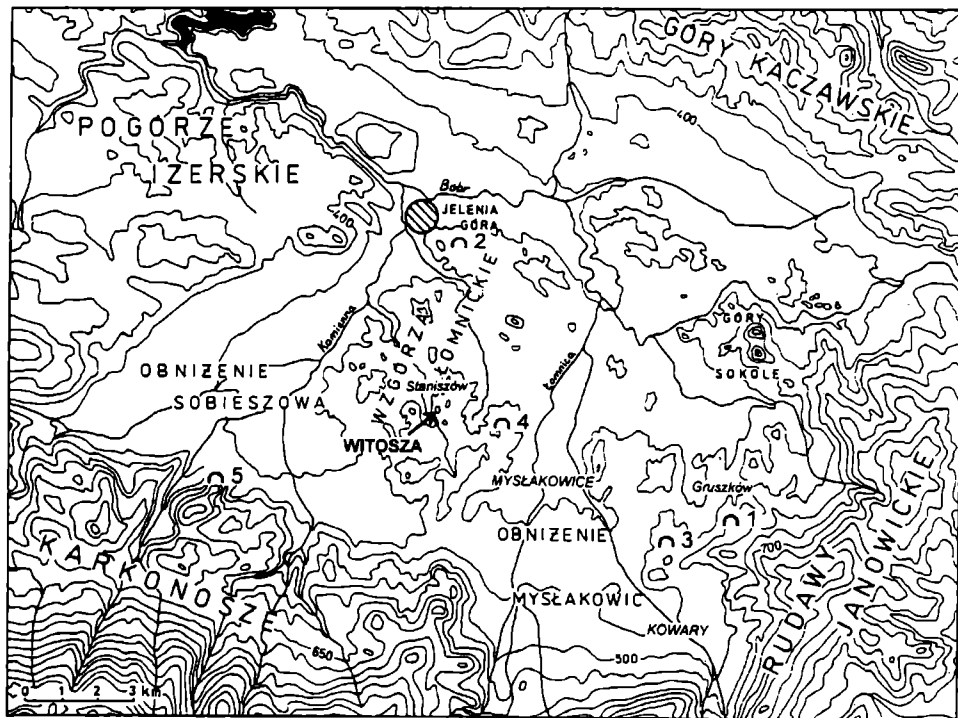
Granit, podobnie jak inne skały magmowe zbudowane przede wszystkim z minerałów krzemianowych, uważa się za skałę nie podlegającą procesom krasowania, a formy rzeźby, których geneza mogłaby być wiązana z rozpuszczaniem granitu przez agresywną chemicznie wodę, są nieliczne. W granitach występuje równocześnie wiele mezo- i mikroform uważanych za pseudokrasowe; do nich zaliczają się jaskinie znane z niektórych terenów granitowych świata (Shaw, 1980; Twidale, 1982; Sjöberg, 1986).

W Polsce jaskinie w skałach granitowych pojawiają się na terenie Sude-
tów, a niektóre z nich – sporych rozmiarów i łatwo dostępne – znane były miej-

scowej ludności od co najmniej XVII wieku (K o w a l s k i, 1954; S t e ś, 1965). Kilka tych jaskiń zostało uwzględnionych w inwentarzu *Jaskinie Sudetów* (P u l i n a, 1996). Ich opisy jednak, nie pozbawione niestety nieścisłości, nie przynoszą odpowiedzi na pytanie o genezę tych stosunkowo rzadkich form. Przybliżenie owego zagadnienia stanowi główny cel niniejszej pracy.

Geomorfologiczna charakterystyka Witoszy

Witosza jest wzgórzem zbudowanym z granitu porfirowatego (B e r g, 1927; B o r k o w s k a, 1966), położonym w środkowej części Kotliny Jeleniogórskiej, nad wsią Staniszków, około 6 km na południe od Jeleniej Góry (ryc. 1). Jej wysokość wynosi 484 m, natomiast wysokość względna nad pobliską doliną Lu-



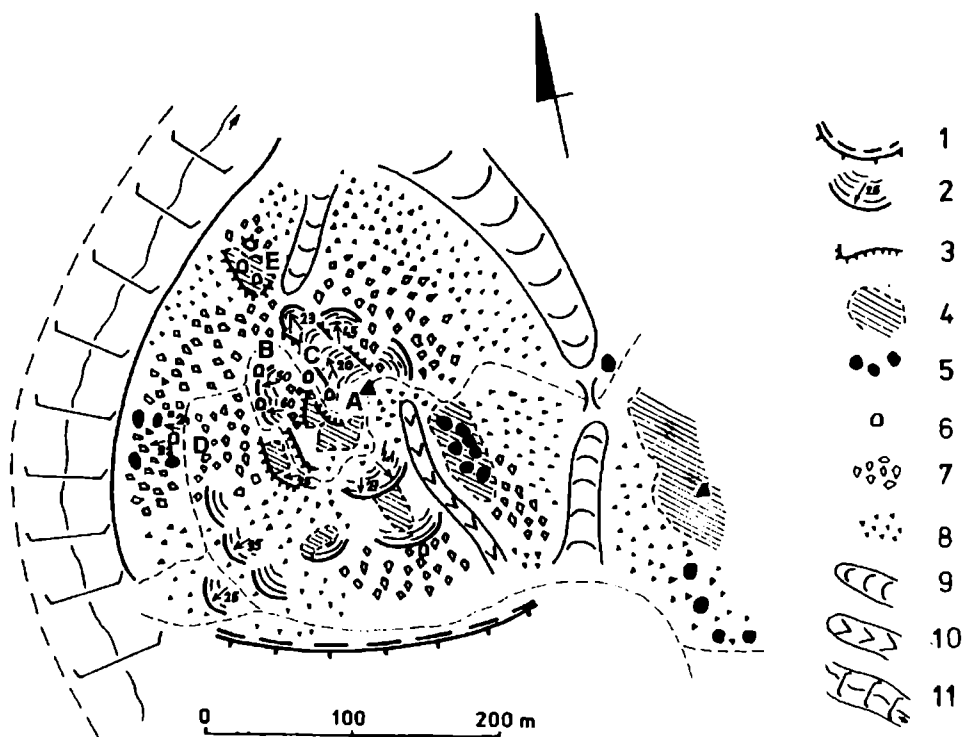
Ryc. 1. Położenie Witoszy i innych jaskiń granitowych w Kotlinie Jeleniogórskiej i jej otoczeniu
1 – Dziurawy Kamień koło Gruszkowa; 2 – jaskinia w Jeleniej Górze; 3 – Bramka; 4 – Krzyżowa Góra; 5 – Dziurawy Kamień i Zbójcka Grota pod Chojnikiem

Fig. 1. Location of Witosza hill and other granite caves in the Jelenia Góra Basin and its surroundings

1 – Dziurawy Kamień near Gruszków; 2 – cave in Jelenia Góra; 3 – Bramka; 4 – Krzyżowa Góra; 5 – Dziurawy Kamień and Zbójcka Grota in Chojnik Hill

tyнки (dopływ Kamiennej) – około 80 m. W pobliżu Witoszy występują inne wzniesienia granitowe o zbliżonej wysokości (Gaik – 464 m, Gołębnik – 459 m, Czop – 458 m). Wzniesienie nie jest – jak mylnie podają autorzy *Jaskiń Sudeatów* – rezerwatem przyrody, choć istotnie propozycja objęcia go ochroną rezerwatową kilka lat temu została przedstawiona (Miłoś, 1992a).

Cechą wyróżniającą Witoszę wśród pozostałych wzniesień tej części Kotliny Jeleniogórskiej jest bogactwo form skalnych występujących na jej stokach i wierzchołku. Nie mają one jednak postaci – typowych dla regionu karonosko-jeleniogórskiego – skałek granitowych (Jahn, 1962), a raczej ścian i grzęd skalnych, rozległych powierzchni zakrzywionych o nachyleniu 20–60°, blokowisk oraz pojedynczych bloków (ryc. 2). Spotyka się je zwłaszcza na stokach o ekspozycji południowej i wschodniej, gdzie monolityczne bryły gra-



Ryc. 2 Szkic geomorfologiczny Witoszy

1 – wyraźny załom stoku u podstawy wzgórza; 2 – odsłonięte powierzchnie spekań warstwowych z podaną wartością nachylenia; 3 – ściany skalne; 4 – zebra skalno-rumowiskowe; 5 – pojedyncze wielkie bloki granitowe; 6 – jaskinie (oznaczenia A–E odnoszą się do jaskiń opisanych w tekście); 7 – pokrywa blokowa; 8 – pokrywa blokowo-gruzowa; 9 – dolinki nieckowate; 10 – dolinki wciosowe; 11 – dolina płaskodenna

Fig. 2 Morphological sketch of Witosza hill

1 – piedmont angle; 2 – outcrops of sheeting planes with approximate angle of dip; 3 – vertical granite outcrops; 4 – ruiniform tors; 5 – huge loose granite boulders; 6 – caves (A–E refer to the caves described in the text); 7 – block slope cover; 8 – debris slope cover; 9 – trough-like valleys; 10 – incised valleys; 11 – flat-bottomed valley

nitę osiągają 15 m długości. Charakter form skalnych, ich związek z systemem zakrzywionych spękań w granicie, masywność granitu i stromość stoków stały się podstawą interpretacji Witoszy jako typowego wzgórza kopułowego – bornhardta, powstałego przez nierównomierne głębokie wietrzenie masywu granitowego i wyeksponowanie partii masywnych, a przekształconego do dzisiejszej postaci wzgórza skalno-rumowiskowego na skutek daleko posuniętej mechanicznej dezintegracji kopuły (Migoń, 1992a, 1993). Właśnie przebieg procesów degradacyjnych odegrał kluczową rolę w powstaniu jaskiń na stokach wzniesienia.

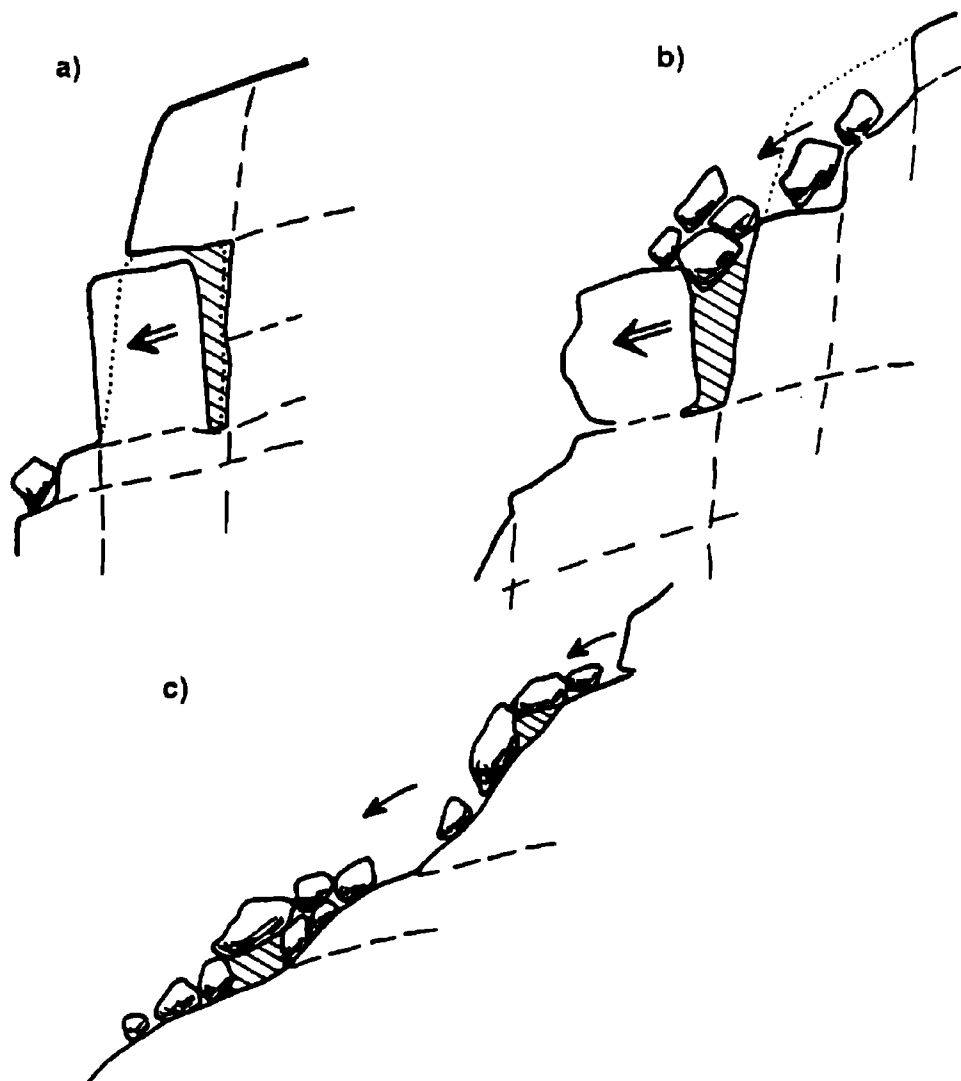
Dezintegracja kopuły Witoszy i geneza jaskiń

Rozpad morfologicznej formy kopuły Witoszy warunkowały istniejące w granicie rodzaje spękań, a mianowicie dominujące spękania zakrzywione, wypukłe ku górze, o zmiennym kącie nachylenia. W partiach podszczytowych nachylenie powierzchni spękań wynosi 10–15°, w środkowych partiach stoku rośnie do 30–50°, aby w części dolnej zmaleć do 15–25°. Spękania są koncentryczne, oddalone od siebie średnio o 1–3 m (miejscami nawet do 4 m) i wykazują znaczną ciągłość; pojedyncze powierzchnie można śledzić na odcinku kilkudziesięciu metrów. Zapadając we wszystkich kierunkach na zewnątrz od osi wzniesienia (ryc. 2), tworzą one łącznie formę zbliżoną do kopuły, którą w ogólnych zarysach naśladuje forma rzeźby. Spękania te najprawdopodobniej mają genezę odprężeniową, ale grubość poszczególnych łusek wskazuje, że powstawały one na pewnej głębokości pod powierzchnią terenu i nie są zjawiskiem powierzchniowym.

Na zakrzywione spękania odprężeniowe nakłada się typowy dla granitu karkonoskiego cios ortogonalny, zwykle tworzony przez dwa podsystemy spękań pionowych i jeden podsystem spękań poziomych (Closs, 1925). Na Witoszy zaznaczony jest on głównie w postaci spękań pionowych o azymucie 160–170°, podczas gdy planarne powierzchnie ciosu pokładowego L praktycznie nie występują. Kierunek spękań pionowych wyznacza rozciągłość licznych ścian skalnych na stokach wzgórza, a także bieg rozwartych szczelin i korytarza jednej z istniejących jaskiń – Pustelni.

Degradacja kopuły dokonywała się na drodze dwóch zasadniczych procesów, aczkolwiek działających równocześnie i mających te same genetyczne uwarunkowania. Były to: makroeksfoliacja, rozumiana jako odspajanie kolejnych partii skały, ograniczonych spękaniami ciosu kopułowego wzdłuż

tychże spękań i ich dalszy rozpad oraz tworzenie się głębokich szczelin na skutek otwierania się spękań pionowych, prowadzącego do przemieszczeń bloków skalnych (ryc. 3). Przyczyną obu tych procesów było poddanie wyeksponowanej, wysokiej i stromościennej kopuły silnym naprężeniom tensyjnym, związanym z odprężeniem górotworu.



Ryc. 3. Schemat powstawania jaskiń na stokach wzgórz ostańcowych

a) jaskinie szczelinowe, b) jaskinie szczelinowo-rumowiskowe, c) jaskinie rumowiskowe

Fig. 3. Scheme illustrating the origin of various types of granite caves on slopes of residual hills

a) fracture caves, b) fracture-boulder caves, c) boulder caves

Procesy mechanicznego rozpadu kopuły umożliwiały powstawanie niewielkich jaskiń na kilka sposobów, stąd utworzone formy różnią się genetycznie (fot. 1). Pierwszą grupę stanowią jaskinie szczelinowe, powstające na skutek przesunięcia mas skalnych wzdłuż powierzchni spękań w głębi masywu skalnego, w którym istotną rolę odgrywa składowa pozioma. Ich najdoskonalszym przykładem jest wspomniana już Pustelnia (ryc. 2 A), w której korytarz zachowuje praktycznie nie zmieniony kierunek na odcinku 20 m. Do tej grupy genetycznej trzeba też zaliczyć jaskinię Dziurawy Kamień na stokach pobliskiego Chojnika na Pogórzu Karkonoskim. W większości przypadków jednak grawitacyjne rozwieranie się spękań postępowało od powierzchni morfologicznej w dół, pozostawiając wąską, ale otwartą szczelinę. Taką genezę ma Skalna Uliczka na zachodnim stoku Witoszy, z 6 m długości i 4 m głębokości, przy szerokości zaledwie 1 m. Szczeliny takie były jednak miejscami przekształcane w jaskinie, gdy położone wyżej na stoku partie kopuły podlegały dalszemu rozpadowi na bloki, które następnie przemieszczały się grawitacyjnie, osuwały się do istniejącej szczeliny i wzajemnie się klinując, tworzyły skle-



Fot. 1. Otwór wejściowy Skalnej Komory – przykład jaskini powstałej w obrębie rumowiska skalnego

Phot. 1. Entrance to Skalna Komora ("Rock Chamber") cave – an example of boulder cave

pienie. Powstałe w taki sposób próżnie należy określić jako jaskinie szczelinowo-rumowiskowe. Zalicza się do nich Ucho Igielne (ryc. 2 B), w którym główny, prostoliniowy korytarz o długości około 10 m jest sklepiony rumowiskiem złożonym z luźnych bloków. Zbliżoną genezę ma szeroki i całkowicie widny tunel skalny u podnóża podszczytowej ściany skalnej, nieco poniżej jaskini Pustelnia (ryc. 2 C), nie uwzględniony w *Jaskiniach Sudetów*. Ma on 8 m długości i 2–3 m szerokości, a na wysokości 2,5–3 m jest przykryty potężnymi blokami granitu do 4 m długości. Warunki do powstania obu powyższych typów jaskiń były dobre w górnych partiach kopuły, podlegającej ciągłej degradacji.

Inne zachodzące procesy miały wpływ na powstanie jaskiń w dolnych partiach stoków o mniejszym nachyleniu, gdzie morfologiczne skutki tensji nie przedstawiały się już tak wyraźnie. Miejsca te stawały się natomiast strefą akumulacji bloków pochodzących z rozpadu wyższych części kopuły, przemieszczanych po stoku w drodze ześlizgu po zakrzywionych niższych powierzchniach strukturalnych lub – w pewnych przypadkach – przez staczenie. Rezultatem owych, zachodzących na dużą skalę, ruchów masowych są rozległe pola blokowe, niemal całkowicie maskujące wychodnie podłoża. Znaczna masywność granitu Witoszy i stosunkowo rzadka sieć spękań spowodowały, że odspajane i przemieszczane bloki miały znaczne rozmiary (wiele z nich przekracza 10 m długości), co przy ich zróżnicowanych kształtach przyczyniało się do powstawania w strefie rumowisk stokowych wielu pustych przestrzeni pomiędzy nimi. Niektóre z tych pustek osiągnęły rozmiary na tyle duże, że można je uznać za jaskinie, które genetycznie określa się jako jaskinie rumowiskowe. Trzecia z uwzględnionych w publikacji *Jaskinie Sudetów* – jaskinia Skalna Komora (ryc. 2 D, fot. 1) – powstała w obrębie rumowiska wielkich bloków o długościach 3–15 m i reprezentuje właśnie ten typ. Nie jest ona jedyną taką formą na stokach Witoszy. Dalsze znajdują się u podnóża południowego stoku i w obrębie rumowiskowego żebra na wschód od wierzchołka (ryc. 2).

W zbliżony sposób powstały też, nie wzmiankowane dotąd, jaskinie w niskich (do 15 m wysokości), skalistych guzach granitowych otaczających Witoszę. Po jej północno-zachodniej stronie znajduje się asymetryczne wzniesienie, oddzielone od głównego wierzchołka płytką przełączką, a opadające skalnymi stokami ku płaskodennej dolinie Lutynki (ryc. 2). Pod jego szczytem, wśród monolitycznych bloków, znajdują się dwie próżnie skalne (ryc. 2 E), których spąg stanowi zakrzywiona powierzchnia spękania odprężeniowego, a strop – rumowisko luźnych bloków powstałych przez rozpad szczytowej części guza skalnego. Większa z nich ma 6 m długości, 3 m szerokości i 1,5–2,5 m wysokości, mniejsza zaś ma wymiary $2,5 \times 1 \times 1,5$ m.

Opis jaskiń Witoszy byłby niepełny, gdyby pominięto wpływ człowieka na ukształtowanie dzisiejszych form. Jest pewne, że próżnie skalne położone przy ścieżce na szczyt i wzmiankowane w *Jaskiniach Sudetów* były pierwotnie mniejszych rozmiarów, a zostały dopiero sztucznie poszerzone, zapewne w celu ich lepszego udostępnienia odwiedzającym, przybywającym w XIX wieku z pobliskiego uzdrowiska w Cieplicach. Na ścianach Pustelni wyraźne są ślady po wiertłach, w wejściowej części Ucha Igielnego znajduje się wykuta ławka, natomiast szerokie płaskie dna Skalnej Komory i tunelu skalnego poniżej Pustelni sugerują, że część brył granitowych mogła zostać stamtąd usunięta.

Wiek jaskiń granitowych na Witoszy

Jak dotąd brak ścisłych danych, które pozwoliłyby określić wiek jaskiń na stokach Witoszy, stąd możliwe jest przedstawienie jedynie kilku sugestii w tym względzie. Proces powstawania jaskiń, wyraźnie związany z procesem destrukcji morfologicznej formy kopułowej, może być uważany za jeden z jego składników. Kluczowe staje się więc uzyskanie odpowiedzi na pytanie, kiedy wzgórze granitowe Kotliny Jeleniogórskiej zostały wyeksponowane z płaszcza utworów zwietrzelinowych, gdyż od tego czasu podlegały one degradacji. Jest niewątpliwie, że nastąpiło to co najmniej w pliocenie, jako że osady z tego właśnie okresu zalegają u podnóża wzniesień w północnej części Kotliny (Zimmermann, 1937; Grodzicki, 1967), a prawdopodobnie jeszcze w miocenie (Migoń, 1993), tak więc powierzchniowa degradacja trwa od co najmniej kilku milionów lat. Jest jednak kwestią otwartą, czy w przeszłości zaznaczył się jeden okres szczególnie szybkiego rozpadu kopuły, czy też był to proces długotrwały, przebiegający stale ze zbliżonym natężeniem. Wcześniejsze sugestie autora, że taki krótkotrwały okres szybkich zmian mógł mieć miejsce u schyłku miocenu, być wywołany osuszeniem klimatu i wzrostem intensywności wietrzenia mechanicznego w tamtym czasie (Migoń, 1992 b) nie wydają się dostatecznie uzasadnione.

Jaskinie pozostałej części Kotliny Jeleniogórskiej

Witosza nie jest jedynym miejscem w Kotlinie Jeleniogórskiej, gdzie wietrzenie i ruchy masowe na stokach wzgórz granitowych doprowadziły do powstania niewielkich jaskiń. Znane są one jeszcze ze stoków co najmniej kilku

wzniesień. Największa z nich znajduje się na Młocce koło wsi Gruszków u stóp Rudaw Janowickich i jest zaznaczana na mapach turystycznych jako Dziurawy Kamień (ryc. 1). Jaskinia ma charakter wysokiego, sklepionego tunelu o długości kilkunastu metrów i profilu poprzecznym w kształcie odwróconej litery „V”, 6 m wysokości i 2 m szerokości. Podobnym charakterem odznacza się dość zagadkowa próżnia skalna pod szczytem bezimiennego wzniesienia koło kasyna wojskowego w Jeleniej Górze (koniec ul. Nowowiejskiej). Przedstawia postać obszernej komory o wymiarach $12,5 \times 6 \times 7$ m, zwężającej się ku górze. Jej ściany tworzą nachylone pod kątem $50\text{--}70^\circ$ gładkie powierzchnie skalne. Pierwotnie był to zapewne przelotowy tunel skalny, w znacznym stopniu został jednak przekształcony przez człowieka. Spąg jest gładki i wybetonowany, a pod lewą (od wejścia) ścianą biegnie wykuty rowek odwadniający; wlot został całkowicie omurowany, a w murze pozostawiono jedynie drzwi; także w zamknięciu komory, na wysokości 4 m, znajduje się zakratowane okienko. Do drzwi wejściowych prowadzą schodki. Charakter oryginalnej próżni wskazuje, że powstała ona w wyniku powolnego grawitacyjnego osuwania się wydzielonych przez spękania pakietów masywnego granitu po stokach wzniesienia, natomiast antropogeniczne modyfikacje przypadały zapewne na czas urządzania miejskich terenów zielonych Jeleniej Góry na przełomie XIX i XX wieku. Jeszcze inne przykłady tuneli podskalnych można znaleźć w skałce Bramka koło Kowar, te jednak są krótkie i widne. Wysokie, ale wąskie jaskinie szczelinowo-rumowiskowe znajdują się na północnym stoku Krzyżowej Góry (443 m) koło Mysłakowic, bezpośrednio pod szczytem.

Poza tunelami skalnymi w Kotlinie Jeleniogórskiej występują także płytkie nisze, powstałe w wyniku intensywniejszego wietrzenia wzdłuż powierzchni spękań. Ich wymiary są jednak zbyt małe, aby można było je uznać za jaskinie (do 2–2,5 m dł.). Względnie duża jest położona na Pogórzu Karkonoskim Zbójecka Grota pod Chojnikiem, opisana przez K. Kowalskiego (1954) i uwzględniona też w *Jaskiniach Sudetów*.

Jaskinie Witoszy na tle jaskiń granitowych świata

Dostępna literatura upoważnia do stwierdzenia, że jaskinie w skałach granitowych są stosunkowo powszechne, a wśród jaskiń pseudokrasowych ustępują ilościowo zapewne tylko jaskiniom w piaskowcach. Za przyczynę takiego stanu rzeczy należy uznać znaczną wytrzymałość granitu na kompresję i tensję (Selby, 1993), pozwalającą utrzymać w stabilnym położeniu ściany rozwartych spękań, bloki tworzące stropy jaskiń i próżnie w obrębie rumowisk.

Stosunkowo duże rozmiary próżni w granicie są z kolei pochodną znacznej masywności samego granitu, charakteryzowanego przez spękania pierwotne o małej gęstości, ale znacznej ciągłości.

Znane w świecie jaskinie w granitach są, podobnie jak formy występujące na stokach Witoszy, zróżnicowane morfologicznie i genetycznie. Jaskinie szczelinowe były opisywane między innymi z USA (Twidale, 1982) i ze Szwecji (Sjöberg, 1986; Agrell, 1988). Z obszaru Szwecji podawane są także liczne jaskinie szczelinowo-rumowiskowe i rumowiskowe, w których łączna długość korytarzy dochodzi nawet do kilkuset metrów (Sjöberg, 1986). Innym morfologicznie typem jaskiń, czy raczej schronisk podskalnych, są horyzontalne nisze, nawiązujące przebiegiem do spękań pokładowych. W wyjątkowo masywnych granitach, np. w postkinematycznych jurajskich batolitach środkowej Namibii osiągają rozmiary do $50 \times 10 \times 4\text{--}8$ m (obserwacje własne autora w lipcu 1996 roku). Do rozmiarów niewielkich schronisk dochodzą też niektóre tafoni (Kejonen et al., 1988).

Powstanie jaskiń granitowych wiąże się z różnorodnymi procesami, natomiast powstanie jaskiń szczelinowych łączy się przeważnie z procesami wietrzeniowymi, rozszerzającymi pierwotne spękania do postaci szczelin (Twidale, 1982; Mahaney & Sjöberg, 1993; Thomas, 1994), lub z grawitacyjnym otwieraniem się spękań i ruchem poszczególnych bloków skalnych (Pilous, 1993). Przemieszczenia grawitacyjne mogą prowadzić do powstania jaskiń szczelinowo-rumowiskowych (Pilous, 1993). Z kolei w przypadku niektórych jaskiń rumowiskowych ich genezę interpretuje się nie jako wynik nieregularnej akumulacji bloków skalnych, ale jako rezultat przemycia głębokiego profilu wietrzeniowego, polegającego na usunięciu gruzu wietrzeniowego i pozostawieniu zaklinowanych trzonów bryłowych (Ollier, 1965; Shaw, 1980) – miałyby więc pochodzenie erozyjne. Innym procesem zdolnym do wytworzenia jaskiń, głównie szczelinowych, jest abrazja morska w spękanych kłifach granitowych. Formy takie występują m. in. na wybrzeżu Kornwalii (SW Wielka Brytania). Szczególną grupą jaskiń są formy o pochodzeniu związanym z silnymi wstrząsami tektonicznymi, w wyniku których następować miało całkowite potrząskanie skalistych wzniesień, zamienianych w bezładne rumowiska potężnych bloków, wśród których tworzyły się labirynty korytarzy i niewielkich komór. W ten sposób wstrząsy sejsmiczne w trakcie szybkiego glacja-izostatycznego podnoszenia się Skandynawii na początku holocenu miały doprowadzić do powstania wielu jaskiń na terenie środkowej i północnej Szwecji (Sjöberg, 1986; Agrell, 1988).

Naukowe znaczenie jaskiń znajdujących się na Witoszy i w obrębie pozostałych wzniesień Kotliny Jeleniogórskiej, niewielkich w porównaniu z największymi znanymi pustkami jaskiniowymi w granitach, polega głównie na ich istot-

nym zróżnicowaniu genetycznym na niewielkim obszarze. W powstaniu jaskiń zaznaczyły się procesy wietrzeniowe, grawitacyjne i akumulacyjne, będące składowymi długotrwałego, generalnego procesu degradacji powierzchniowej ostańcowych wzgórz kopułowych.

Literatura

- Agrell H., 1988: The fracture cave at Pukeberg. W: Proceedings of the Lejondal Symposium on Neotectonics, Present Processes and Properties in the Litosphere Report 1988. [Stockholm], p. 82.
- Berg G., 1927: Zur Morphologie des Riesengebirges. *Z. f. Geomorph.*, **II**: 1–20.
- Borkowska M.: 1966: Petrografia granitu Karkonoszy. *Geol. Sudetica*, **2**: 7–119.
- Cloos H., 1925: Einführung in die tektonische Behandlung magmatischer Erscheinungen (Granittektonik). Teil I. Das Riesengebirge in Schlesien. Gebr. Borntraeger. Berlin, p. 194.
- Grodzicki A., 1967: O występowaniu piasków złotonośnych w okolicach Jeleniej Góry. *Przegl. Geol.*, **15**: 285–289.
- Jahn A., 1962: Geneza skałek granitowych. *Czas. Geogr.*, **33**: 19–44.
- Kejonen A., Kielasto S., Lahti S. I., 1988: Cavernous weathering forms in Finland. *Geogr. Ann.*, **70A**: 315–321.
- Kowalski K., 1954: Jaskinie Polski. T. 3. Państw. Muz. Arch. Warszawa, s. 192.
- Mahaney W. C., Sjöberg R., 1993: Scanning electron microscopy of quartz grains from two granite caves and a gorge system in Bohuslän, Southwestern Sweden. *Z. f. Geomorph.*, **37**: 337–348.
- Migoń P., 1992a: Granitowe formy skalne na Witoszy w Kotlinie Jeleniogórskiej – proponowany rezerwat przyrody nieożywionej. *Chrońmy przyrodę ojczystą*, **48**: 62–71.
- Migoń P., 1992b: Inherited landforms in the crystalline areas of the Sudetes Mts. A case study from the Jelenia Góra Basin, SW Poland. *Geogr. Pol.*, **60**: 123–136.
- Migoń P., 1993: Kopułowe wzgórza granitowe w Kotlinie Jeleniogórskiej. *Czas. Geogr.*, **64**: 3–23.
- Ollier C. D., 1965: Some features of granite weathering. *Z. f. Geomorph.*, **9**: 265–284.
- Pilous V., 1993: Pseudokrasové jeskyně v Labském dole v Krkonoších. *Opera Corc.*, **30**: 117–131 [Vrchlabí].
- Pulina M. (red.), 1996: Jaskinie Sudetów. PTPNoZ. Warszawa, s. 202.
- Selby M. J., 1993: Hillslope Materials and Processes. Oxford University Press. Oxford, p. 451.
- Shaw P., 1980: Cave development on a granite inselberg, South Rupununi Savannas, Guyana, *Z. f. Geomorph.*, **24**: 68–76.
- Sjöberg R., 1986: Caves indicating neotectonic activity in Sweden. *Geogr. Ann.*, **68A**: 393–398.
- Steś T., 1965: Sudety Zachodnie. Cz. 1. Sport i Turystyka. Warszawa, s. 412.
- Thomas M. F., 1994: Geomorphology in the Tropics. Wiley. Chichester, p. 460.
- Twidale C. R., 1982: Granite Landforms. Elsevier. Amsterdam, p. 372.
- Zimmermann E., 1937: Geologische Karte von Preußen. Lief. 276. Erläuterungen zu Blatt Hirschberg. Berlin.

Piotr Migoń

The origin of granite caves in Witosza Hill, Jelenia Góra Basin

Summary

A number of granite caves can be found within the slopes of the granite dome of Witosza, Jelenia Góra Basin, SW Poland. The origin of the caves is closely related to geomorphic processes active on the dome excavated from a long gone thick mantle of weathered granite. Massive, sparsely jointed granite dome has been subjected to strong tensile stress that has resulted in macro-exfoliation along sheet fractures and in opening-up of vertical and sub-vertical joints on steep slopes. Granite boulders, once detached, have moved downslope and then accumulated on the lower slopes. Opening of fractures and irregular accumulation of loose boulders have caused the origin of numerous voids, the dimensions of which are occasionally large enough to be penetrated by humans. The largest cave is ca. 20 m long.

Three morphological types of caves may be distinguished. These are fracture caves, fracture-boulder caves and boulder caves. Fracture-boulder caves are the result of accumulation above an open fracture and the roof is formed by interlocking loose boulders. Boulder caves have originated in the lower slopes and are essentially constructional features. Granite caves of the Witosza Hill are clearly pseudokarst features in that stress release and mass movements have been primarily responsible for their origin. A true karstic process of solution has played a negligible, if any, part.

Piotr Migoń

Genèse des grottes granitiques à Witosza dans la Cuvette de Jelenia Góra

Résumé

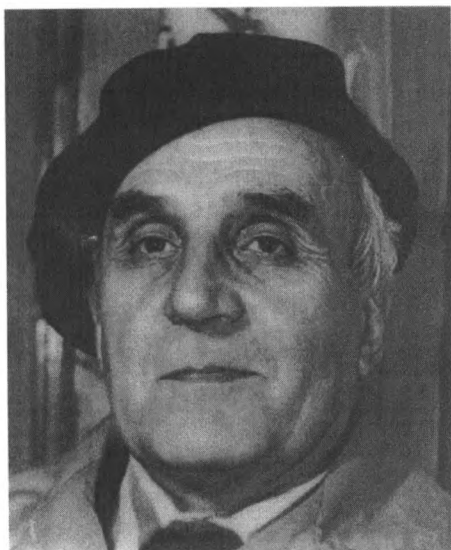
Les versants granitiques du nunatak de Witosza (Cuvette de Jelenia Góra, sud de la Pologne) sont affectés par de nombreuses petites grottes granitiques. Leur genèse est étroitement liée aux processus géomorphologiques qui sont actifs sur le nunatak dégagé d'une grosse couche de granit altéré. La solide coupole granitique, faiblement fissurée, a subi de fortes tensions qui ont amené à une macro exfoliation le long de la surface de jointement et à l'ouverture des fissures verticales sur les versants abrupts. Les blocs de granit, issus de la décomposition de la coupole, ont été déplacés en bas du versant et ont formé des champs au pied de la colline. L'ouverture des fissures et l'accumulation irrégulière de blocs isolés a contribué à la formation de nombreux vides dont les dimensions sont parfois si importantes qu'ils sont inaccessibles à l'homme. La plus grande grotte est longue de 20 m environ.

On a distingué trois types de grottes: fissureux, fissuro-éboulive et éboulive. Les grottes fissureuses issues d'éboulements se sont développées à la suite d'une accumulation de blocs isolés au-dessus d'une fissure ouverte, conduisant ainsi à la formation du toit de la grotte. Les grottes issues d'éboulements se sont développées dans la zone d'éboulements affectant les versants et sont l'effet de la conservation des espaces vides entre les blocs rocheux.

Les grottes granitiques à Witosza sont des formes typiques pseudo karstiques dans la formation desquelles les tensions liées à la décompression de la formation orogénique et des mouvements de masse ont joué le rôle principal. Les processus karstiques proprement dits, liés à la dissolution des roches, y ont joué un rôle marginal ou bien n'ont pas participé à la formation des grottes.

Prof. Vladimir Yordanov Popov (7.03.1912–19.09.1998)

The founder of modern karst science in Bulgaria, Prof. V. Popov died. He graduated in Geography at the Sofia University of St. Kliment Ohridski in 1936. He combined successfully teaching (a teacher for more than 20 years at one of the best schools in Sofia), and research (at the Institute of Geography of the Bulgarian Academy of Sciences, founded in 1955), environmental protection and environmental education. Karst research took priority in his work. As a geomorphologist, his main interest was concentrated on karst relief, and more specific, regional morphology, speleogenesis, the relation among karst, glacial, periglacial and abrasion processes, karst denudation, etc.



A scientist of profound knowledge of the Bulgarian geomorphology, Prof. V. Popov combined successfully karst genesis with the relief evolution studies. His work in setting up a national karst terminology and his research efforts in establishing karst typology and distribution in Bulgaria makes important scientific contributions. He is the author of the first karst and cave regionalization in this country (in scale 1:600 000).

As a strong supporter of the quantitative and instrumental methods in geography, Prof. V. Popov is the founder of laboratory and stationary research

of karst in Bulgaria. He was the first who used instrumental surveying and mapping in establishing the speleogenesis of the bigger and famous Bulgarian caves (such as Ledenika, Magura, Saeva dupka, Golashka, Snejanka, Djavolsko grlo, Prohodna), as well as the quantitative measurement of karst denudation with the use of hydrometric and hydro-chemical methods.

Prof. V. Popov's scientific-research work always had an applied aspect and he was a recognized authority as an expert assessing economic projects in karst regions in Bulgaria.

Environmental protection and rational use of Bulgarian caves always had an important priority in his research and educational efforts. This was a leading issue in his work and publications during the last 10–15 years.

He is the author of more than 50 scientific papers and monographs, 13 books and more than 150 educational publications in karstology. During his more than 60 years of active and dedicated work, Prof. V. Popov created a Bulgarian school in karstology and bequeathed a lot of his original scientific ideas to his students and followers.

A man of great inspiration, a person of inexhaustible energy during all his life, Prof. V. Popov was a highly respected scientist, and for many years, the leader of the Bulgarian speleologists and karstologists, as well as their dear friend. For his merits to the development of the Bulgarian karstology he was elected a member of the Commission of Karst Denudation at the International Speleological Union (UIS), and in 1974 he was awarded a golden medal at the 4th International Congress of Speleology in Olomouc (the Czech Republic).

Professor V. Popov set the beginning of continuing for more than 40 years mutual Bulgarian/Polish karst research. It is his merit also to introduce in Bulgaria (1968–69) a Polish hydrometric methodology in establishing karst denudation. Until the end of his life he remained a devoted friend of Poland and the Polish karstologists.

Peter Stefanov

Prof. Peter Habič **(29.09.1934 –24.12.1998)**

It is with much sadness to report that in the morning before Christmas the heart of Dr. Peter Habič stopped. He was a well known Slovene geographer, karstologist and speleologist. He was born in Vrhnika in 1934 and during secondary school he started to become acquainted with karst and underground karst in details guided by Prof. Pavel Kunaver. At that time he joined the cavers of Ljubljana and after examination (1954) he studied geography at Department of Geography, Ljubljana University. He graduated (1960) by studying his native town Vrhnika. Anton Melik, his professor, used to direct his best students (Peter Habič was prize winner of two Prešeren Awards) into promising fields of research. He destined Peter Habič for karst. For his PhD degree (1964) he studied in details an important part of the Slovene High karst, these are karst plateaus from Banjščice to Nanos. In 1962 he was appointed assistant at the Karst Research Institute of the Slovene Academy of Sciences and Arts in Postojna and he spent almost his entire professional life there. In 1965 he became a scientific cooperator, in 1970 higher scientific cooperator and in 1975 scientific adviser; in 1989 he was nominated as a regular professor for physical geography at Ljubljana University. In the years 1964–1974 he was assistant head of the Institute and from 1976 to 1986 its head. As professor he passed his knowledge of karst and its properties as well as his rich experiences to students in form of periodical lectures at the Department of Geography in Ljubljana. From 1993 until he retired he was the manager of Postojnska Jama.

In few words it is difficult to tell everything that Peter Habič was occupied with in these three decades of his scientific-research work on karst. He took a special interest in karst geomorphology and hydrology and in caves as underground aspects to explain the development of karst landscape and water

drainage. He paid special attention to climatical influences on development of karst relief in Slovenia. He also studied sediments on karst surface and underground and the influence of neotectonic movement impacts on karst underground. In karst hydrology, also, Peter Habič contributed a lot of new knowledge, in particularly in the underground karst. He studied underground water connections minutely and he conducted several water tracing tests, specially in the river basins of the Ljubljana, Kolpa and Soča. Till then these were the most extensive studies of the kind in Slovenia. Related to water tracing tests he was also the member of international group studying water connections between karst poljes on Peloponnese.

This ample and diversified research work is reflected in his published works. In the years from 1959 to 1995 he published 117 scientific and professional contributions, among them a monography on karst area between the Idrijca and Vipava rivers in 283 pages and 26 other articles (reports, expert's reports, expertises). He was also the editor and co-editor of numerous publications (Underground Water Tracing, People and Places on Pivka, Man's Impact in Dinaric Karst) and member of editorial boards (Naše jame, Geografski vestnik).

Here we specially remember him as our colleague in editorial board during many years and I think it is not exaggerated to say he was a creator of *Acta carsologica*. From 1955 to 1974 five volumes of Institute's publication *Poročila* – *Acta carsologica* were issued. In 1974 the sixth volume appeared and the name of Peter Habič as the member of editorial board for the first time. This volume also changed the title from "*Poročila* (Reports) – *Acta carsologica*" to "*Acta carsologica* – *Krasoslovni zbornik* (Karstological Proceedings)", also the outer visual appearance changed and till then the sixth volume was the largest – 420 pages. Peter Habič was a member of editorial board to 1982, in 1983–1987 he was a co-editor and in years 1988–1992 editor and in the year 1993 he was a member of editorial board again. In the time when he was the editor *Acta carsologica* changed from miscellany appearing periodically into regular annual publication. Obviously Peter Habič creatively contributed at publishing the proceedings with 31 contributions; in case of 23 of them he was the only author and in 8 he had co-authors. This means that he either as an author or co-author wrote 752 pages for *Acta carsologica*. He took an active part in these proceedings for almost 35 years, the first article he published in 1963 (vol. 3) and the last one in 1997 (vol. 26).

This short notice is not meant to be the evaluation of Habič's extensive research work on karst or of his numerous and substantial printed contributions but to let know the readers, among which there are his numerous friends and professional colleagues all over the world, about this sad fact.

Andrej Krajnc

XIX Szkoła Speleologiczna oraz 7. Międzynarodowa Szkoła Ochrony Przyrody Obszarów Krasowych (Cieszyn–Blansko, 14–20.02.2000)

W 2000 roku mija 25 lat od czasu, kiedy odbyła się I Szkoła Speleologiczna. W lutym 1975 roku Szkoła miała miejsce w Sudetach – w Łądku Zdroju i w Jaskini Niedźwiedziej w Kletnie. Niewiele osób pamięta, że ta pierwsza Szkoła, mimo zimowej aury, miała wybitnie terenowy charakter i w czasie dwóch tygodni jej trwania prowadzono badania i prace dokumentacyjne w Jaskini Niedźwiedziej i w dolinie Kleśnicy. Organizatorem zarówno pierwszej, jak i drugiej Szkoły był ośrodek wrocławski – Instytut Geograficzny Uniwersytetu Wrocławskiego (I Szkoła odbyła się w roku 30-lecia tego uniwersytetu). Później organizacją Szkoły zajął się Zakład Geomorfologii Krasu Uniwersytetu Śląskiego. Warto przypomnieć również, że przez pierwsze trzy kolejne Szkoły współorganizatorem była Sekcja Speleologiczna Polskiego Towarzystwa Przyrodników im. M. Kopernika, która w tym okresie nie organizowała własnych, tradycyjnych sympozjów speleologicznych. Mimo zmiany instytucji głównego organizatora od początku i nieprzerwanie wielkim animatorem i kierownikiem naukowym Szkoły jest prof. Marian Pulina. Nestorem Szkoły i jej bezgranicznym protektorem był do ostatnich dni swego życia prof. Alfred Jahn z Uniwersytetu Wrocławskiego (w lutym 1999 roku po raz ostatni uczestniczył czynnie w jej obradach i w wycieczce do Jaskini Niedźwiedziej). Jemu dedykowana była XIX Szkoła Speleologiczna, która odbyła się w dniach 14–20 lutego 2000 roku w Cieszynie i w Morawskim Krasie.

Dotychczasowe Szkoły Speleologiczne odbywały się przy dużym zaangażowaniu i współpracy kolegów z Czech. Wśród osób najbardziej oddanych tej imprezie, często organizowanej po obu stronach granicy polsko-czeskiej

w Sudetach, należy wymienić prof. Vladimira Panoša z Uniwersytetu w Ołomuńcu, inż. Josefa Řehaka z Czeskiego Towarzystwa Speleologicznego oraz dr. Leoša Štefku z CHKO Morawski Kras. Za ich sprawą terenowe sesje Szkoły wielokrotnie odbywały się w jaskiniach Czech. Owocem współpracy i wynikiem Szkoły jest realizowana obecnie transgraniczna ochrona środowiska Masywu Śnieżnika w Sudetach.

Dzięki zdolnościom organizacyjnym kierownika naukowego Szkoła Speleologiczna zawsze stanowiła pomost dający możliwość kontaktów między speleologami z Europy Środkowowschodniej i Zachodniej. W trakcie Szkół w Sudetach spotykali się i nawiązywali współpracę naukowcy z Bułgarii, Rosji (wcześniej również ZSRR), Czech, Słowacji i Węgier z kolegami z Francji, Wielkiej Brytanii, Hiszpanii, Norwegii czy Kanady. Mimo otwarcia się ośrodków naukowych naszego regionu na Zachód oraz organizowania corocznie wielu międzynarodowych konferencji dotyczących krasu i speleologii rola Szkoły Speleologicznej nie zmieniła się. Bariery w kontaktach międzynarodowych dla szerokiego kręgu badaczy nie stanowią już granice polityczne, ale duże koszty udziału, a także coraz węższa tematyka konferencji, obejmująca wąskie grono znawców. Wydaje się więc, że Szkoła Speleologiczna Uniwersytetu Śląskiego jeszcze długo będzie miała swoje miejsce w kalendarzu imprez dotyczących krasu i speleologii w Europie.

Na gruncie Szkoły Speleologicznej odbywały się specjalistyczne sympozja naukowe programów międzynarodowych Unii Speleologicznej. W 1979 roku w ramach V Szkoły odbyło się III Międzynarodowe Sympozjum Komisji Fizykochemii i Hydrogeologii Krasu UIS, a w czasie XI Szkoły w 1992 roku II Międzynarodowe Sympozjum Jaskiń Lodowcowych i Krasu Regionów Polarnych komisji UIS.

Z jej doświadczeń powstała w latach 90. Międzynarodowa Szkoła Krasu w Słowenii, która odbywa się co roku w końcu czerwca i ma wybitnie terenowy charakter, oraz Międzynarodowa Szkoła Ochrony Przyrody Obszarów Krasowych organizowana we wrześniu lub w październiku na terenie parków krajobrazowych Polski, Czech i Słowacji. Wyjątkowo 7. Szkoła Ochrony Przyrody odbywała się w ramach XIX Szkoły Speleologicznej w lutym 2000 roku. Jest ona organizowana wspólnie od 1993 roku przez Zakład Geomorfologii Krasu Uniwersytetu Śląskiego, Dyрекję Zespołu Parków Krajobrazowych Województwa Śląskiego (wcześniej Zarząd Zespołu Jurajskich Parków Krajobrazowych Województwa Katowickiego) oraz Dyрекję Parku Krajobrazowego Morawski Kras.

W lutym 2000 roku Szkoła Speleologiczna po raz drugi gościła w murach Filii Uniwersytetu Śląskiego w Cieszynie. W 1994 roku XIII Szkoła w Cieszynie towarzyszyła uroczystościom nadania tytułu doktora *honoris causa* Uni-

wersytetu Śląskiego francuskiemu geografowi, badaczowi krasu, profesorowi Jeanowi Nicod z Uniwersytetu Aix-en-Provence. Podobnie jak przed sześcioma laty, w czasie XIX Szkoły odbyła się wycieczka do Morawskiego Krasu. Szkołę zorganizowała, funkcjonująca w Katedrze Geomorfologii Uniwersytetu Śląskiego, Pracownia Badań i Dokumentacji Środowiska Krasowego, przy współpracy z Dyrekcją CHKO Morawski Kras i Biblioteką Wydziału Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego. Szkoła odbyła się pod auspicjami komisji 96.C21 "Sustainable Development and Management of Karst Terrains" Międzynarodowej Unii Geograficznej. W Szkole wzięło udział 71 osób z ośrodków naukowych i instytucji zajmujących się ochroną środowiska krasowego z Polski, Czech, Słowacji, Słowenii, Rosji i Wielkiej Brytanii. Podkreślić należy fakt, że dzięki zorganizowaniu Szkoły na terenie ośrodka akademickiego, jakim jest Cieszyn, w jej obradach wzięło udział ponadto 40 studentów. Część z nich brała udział również w wyjeździe terenowym do Morawskiego Krasu.

Obrady XIX Szkoły Speleologicznej odbywały się w Centrum Konferencyjnym Filii Uniwersytetu Śląskiego. W dniu 15 lutego 2000 roku odbyła się sesja naukowa dedykowana Profesorowi A. Jahnowi. Poświęcona była problematyce geomorfologicznej i nawiązywała do badań oraz zagadnień będących w kręgu zainteresowań Profesora. W sesji, podobnie jak i w pozostałych wydarzeniach Szkoły, uczestniczyła Pani Maria Jahn, żona Profesora, która wraz z Profesorem brała udział w większości z 19 Szkół Speleologicznych. W trakcie sesji wychowankowie i najbliżsi współpracownicy Profesora – Marian Pulina i Janusz Czerwiński przedstawili Jego wkład w rozwój badań naukowych jako twórcy wrocławskiego ośrodka geomorfologicznego oraz inicjatora nowoczesnych badań nad środowiskiem przyrodniczym Sudetów. Podkreślano Jego rolę w kreowaniu samej Szkoły Speleologicznej. W sesji naukowej przedstawiono ponadto cztery referaty nawiązujące tematycznie lub regionalnie do badań Profesora. J. Głazek w imieniu zespołu autorów, w referacie dotyczącym wpływu krasu na rozwój dolin tatrzańskich, nawiązał do proponowanej przez A. Jahna mapy dolnej powierzchni erozyjnej. Z kolei J. Jania, nawiązując do badań Profesora w Arktyce, przedstawił poglądy dotyczące obserwowanej, przyspieszonej recesji lodowców na Spitsbergenie Pd. Następnie R. Dobrowolski (w imieniu zespołu autorów) omówił warunki rozwoju zjawisk krasowych na Polesiu Wołyńskim na Ukrainie, a J. Piasecki zaprezentował wyniki badań mikroklimatycznych w wybranych jaskiniach Sudetów i Morawskiego Krasu. Tego samego dnia wieczorem w trakcie uroczystego spotkania w „Galerii” Filii UŚ w Cieszynie P. Walsh przedstawił bogato ilustrowany przykładami referat dotyczący paleokrasu w County Cerry w WS Irlandii.

W trakcie XIX Szkoły Speleologicznej odbyły się ponadto sesje naukowe poświęcone hydrologii i geomorfologii obszarów krasowych oraz ochronie

środowiska krasowego. Podczas dwóch sesji dotyczących tej problematyki przedstawiono 11 referatów i doniesień naukowych. Dotyczyły one m. in. propozycji przeglądowych map podatności na zanieczyszczenia zbiorników szczelinowo-krasowych monokliny śląsko-krakowskiej (zespół prof. A. Rózkowskiego), problemów hydrogeologicznych, hydrochemicznych i zagrożeń jakości wód obszarów krasowych środkowej Polski oraz Tatr (największa grupa doniesień naukowych). Uczestniczący w obradach Szkoły naukowcy z Instytutu Skorupy Ziemskiej Rosyjskiej Akademii Nauk w Irkucku zaprezentowali spektrum badań geologicznych i geologiczno-inżynierskich Wschodniej Syberii. Doskonałym uzupełnieniem sesji referatowej była wieczorna sesja posterowa, która na forum Szkoły umożliwiła prezentację wyników badań magistrantów z Katedry Geomorfologii Uniwersytetu Śląskiego. Było to jedno z najbardziej udanych przedsięwzięć Szkoły, dające możliwość realizacji podstawowej jej idei dotyczącej możliwości dyskusji wyników badań najmłodszego pokolenia badaczy. W trakcie tej sesji zaprezentowano również bibliograficzne bazy danych dotyczące krasu i speleologii. Ta część sesji została przygotowana we współpracy z kierowniczką Biblioteki Wydziału Nauk o Ziemi UŚ, Panią Grażyną Tetelą. W czasie trwania Szkoły czynna była wystawa najnowszych prac krasowych i speleologicznych zgromadzonych zarówno w tej bibliotece, jak i w księgozbiorze wymiany „Krasu i Speleologii”.

W trakcie XIX Szkoły Speleologicznej nie mogło zabraknąć tematyki jaskiń lodowcowych i zjawisk im towarzyszących. Od wielu lat właśnie ta sesja gromadzi szeroką rzeszę speleologów, geomorfologów, glaciologów, fizyków i przedstawicieli innych jeszcze dyscyplin naukowych, by dyskutować zagadnienia zjawisk występujących w lodowcach polarnych, przypominających swym charakterem zjawiska w obszarach krasowych (z uwzględnieniem jednakże zasadniczych różnic w głównych procesach prowadzących do rozwoju form w obu środowiskach). W tym roku wygłoszono 6 referatów prezentujących różne zjawiska w lodowcach Spitsbergenu. Próba syntezy zjawisk hydrologicznych w lodowcach i ich porównania ze zjawiskami hydrologicznymi w krasie był referat J. Leszkiewicza. Podkreślić należy fakt, że już od wielu lat sesji jaskiń lodowcowych towarzyszy dyskusja i kontrowersje budzi terminologia dotycząca opisywanych zjawisk w lodowcach. Dotyczy to szczególnie próby stosowania terminologii zarezerwowanej dla krasu w opisywaniu form będących wynikiem procesów ablacji i ruchu w lodowcach.

Głównym tematem 7. Międzynarodowej Szkoły Ochrony Przyrody Obszarów Krasowych, odbywającej się w ostatnim dniu pobytu w Cieszynie oraz w Blansku i nad Macochą w Czechach, były wyniki badań naukowych oraz efekty najnowszych działań podejmowanych w zakresie ochrony środowiska krasowego na terenie Parku Krajobrazowego Morawski Kras. Tę Szkołę roz-

poczęły dwie prezentacje komputerowe zastosowania GIS-u w ochronie obszarów krasowych Wyżyny Częstochowskiej (J. Nita) oraz Morawskiego Krasu (I. Balak). W Parku Krajobrazowym Morawskiego Krasu system ten ma dobrze rozbudowaną bazę danych o krasie powierzchniowym i podziemnym, jest też wykorzystywany bezpośrednio w pracach parku. Na Morawach dodatkowo odbyły się dwie sesje naukowe, w trakcie których przedstawiono rezultaty polsko-czeskich badań prowadzonych w jaskiniach Morawskiego Krasu. Omówiono wyniki datowań nacieków (J. Głazek z zespołem) oraz wpływ ruchu turystycznego na mikroklimat (J. Piasecki z zespołem) niektórych jaskiń tego obszaru. Wybrane problemy środowiska Morawskiego Krasu w bogato ilustrowanych referatach oraz przede wszystkim podczas całodniowej wycieczki terenowej w północnej części parku zaprezentowali pracownicy dyrekcji CHKO Morawski Kras – L. Štefka, I. Balak, M. Kovařík i J. Jančo. Na wycieczce terenowej, przy beśśnieźnej zimie, pokazano efekty realizacji wprowadzonej przed kilku laty strefowości ochrony powierzchni (szczególnie wokół lejów krasowych i nad systemami jaskiniowymi). Problem ten został pokazany uczestnikom Szkoły na przykładzie okolic Macochy, Suchego Żlebu oraz Płaskowyzu Ostrowskiego. Wycieczkę zakończyła wizyta w jaskiniach – Cisarskiej, Słupsko-Sosuvskiej i Kulnej. Na zakończenie 7. Szkoły Ochrony Przyrody oraz XIX Szkoły Speleologicznej uczestnicy zwiedzili Jaskinię Punkvy.

Andrzej Tyc

8. Międzynarodowa Szkoła Krasu „Kras Klasyczny” (Postojna, 26–29.06.2000)

W dniach 26–29 czerwca 2000 roku w Postojnej, w Słowenii, po raz ósmy odbyła się Międzynarodowa Szkoła Krasu „Kras Klasyczny”. Szkołę od 1993 roku organizuje Instytut Badań Krasu Słoweńskiej Akademii Nauk i Sztuk w Postojnej, który ma swoją siedzibę w Postojnej. Szkoła odbywa się przy finansowym wsparciu i pod patronatem Ministerstwa Nauki i Techniki Słowenii, Słoweńskiej Fundacji Nauki oraz Słoweńskiego Narodowego Komitetu UNESCO. Corocznie imprezę tę sponsoruje burmistrz Postojnej. Miasto to główne dochody czerpie z turystyki, a najważniejszą atrakcją turystyczną jest kras i jaskinia Postojna.

Wśród ponad 70 uczestników z 10 krajów – Słowenii, Austrii, Chorwacji, Czech, Hiszpanii, Polski, Serbii, USA, Węgier i Włoch dużą grupę stanowili młodzi badacze, studenci i doktoranci. Obserwuje się rokroczny wzrost zainteresowania Szkołą i coraz większy udział młodych naukowców z Europy Środkowowschodniej oraz niesłabnący zapal doświadczonych naukowców i ekspertów w prezentowaniu i dyskutowaniu problemów „krasu klasycznego”. Polskę reprezentowali: prof. J. Liszkowski z Uniwersytetu A. Mickiewicza w Poznaniu, prof. V. Andrejchuk i Andrzej Tyc – obaj z Uniwersytetu Śląskiego, przedstawiając dwa referaty wiodące w sesji otwierającej Szkołę. W imieniu całej trójki autorów z Polski referat pt. *Mechanisms and kinematics of collapse dolines formation and development – the state of the art* wygłosił J. Liszkowski. Drugi referat pt. *Remarks on collapse and collapse-like forms in carbonate karst (on basis of Abisso di Trebiciano and Grotta Gigante in Classical Karst and palaeokarstic features in Poland)* był autorstwa A. Tyca.

Ideą dotychczasowych ośmiu Międzynarodowych Szkół Krasu była prezentacja – w referatach i przede wszystkim bezpośrednio w terenie oraz dyskusja kolejnych zagadnień geomorfologii krasu – cech ogólnych „krasu klasycznego”, polji, lejków krasowych, studni krasowych, systemów jaskiniowych i zdenudowanych jaskiń (*roofless caves*). Zagadnienia te można doskonale prezentować na obszarze „krasu klasycznego” (Wyżyny Kras), którym jest pogranicze Słowenii i Włoch, znajdującym się też w bezpośrednim zasięgu wycieczek organizowanych z Postojnej. W 1998 roku Szkoła wyjątkowo dotyczyła krasu alpejskiego (wysokogórskiego) i odbywała się w Trenta, miejscowości leżącej w Alpach Julijskich, a wycieczkę zorganizowano wysoko na szczycie Kaninski Podi w Kaninie.

8. Szkoła była poświęcona lejkom zapadliskowym w krasie i wokół tej tematyki koncentrowały się dwie dopołudniowe sesje referatowe, a także zorganizowane trzy sesje terenowe. W obu sesjach wygłoszono 24 referaty, z czego dwa miały charakter przeglądowy i ogólny. Obok wspomnianego już wystąpienia trójki autorów z Polski ogólny charakter miał referat I. Gamsa, emerytowanego profesora Uniwersytetu w Lublanie, nestora słoweńskich badań geograficznych w krasie. Próbkę podsumowania wiedzy o procesach zapadliskowych w krasie węglanowym podjęto również w dwóch dalszych referatach – F. Šušteršica (z Uniwersytetu w Lublanie) prezentującego „kras klasyczny” (na podstawie jaskiń Najdena Jama i Rakovska kukava) oraz autora niniejszej notatki dotyczący „krasu klasycznego” i zjawisk paleokrasowych w Polsce. Pozostałe prezentacje miały charakter wybitnie przyczynkowy (*case studies*) i ukazywały wielorakość rozumienia zjawisk zapadliskowych w krasie. Zaprezentowano wiele przykładów z obszarów o różnej litologii – obszarów wapiennych, gipsowych i zbudowanych ze zlepieńców oraz pochodzących z różnych warunków klimatycznych.

W trakcie dwóch wycieczek prowadzonych przez prof. F. Šušteršica uczestnicy zapoznali się z przykładami dużych zagłębień w powierzchni morfologicznej oraz ich związkiem z systemami jaskiniowymi. Wycieczki były poprowadzone przez wierzchowinę rozdzielającą Cerkniško i Planinsko polje oraz Planinsko polje i wywierzyska Ljublanicy. Są to bardzo urozmaicone morfologicznie tereny na północny wschód od Postojnej. Trzecią wycieczkę prowadził dr A. Mihevec z Instytutu Badań Krasu. Obejmowała ona klasyczny obszar występowania form określanych mianem zapadliskowych w okolicach jaskiń Škocjan oraz Divača i Kačna jama.

Wśród różnych genetycznych uwarunkowań powstawania dużych form lejów krasowych przedstawiono kilka najnowszych poglądów, które modyfikują dotychczasowe pojęcia. Przykładem mogą być prezentowane na wszystkich wycieczkach fragmenty starych, wypełnionych osadami jaskiń odsłania-

jących się na zboczach dużych lejów (np. fragment Divańskiej jamy), świadczących o denudacyjnym, a nie zapadowym otwarciu się przestrzeni jaskiń ku powierzchni (*roofless caves* lub *denuded caves*). Innym przykładem może być przedstawiany przez A. Mihevca pogląd dotyczący powstania Malej i Velikiej doliny (dwóch olbrzymich lejów nad ciągiem jaskiń Škocjan) na drodze zawалу ścian rozdzielających równoległe studnie powstałe w strefie freatycznego połączenia między spękanymi, nachylonymi powierzchniami uławicenia, w profilu jaskiń Škocjan, odległymi nawet o 150–170 m.

Formy określane dotychczas w literaturze słoweńskiej generalnym terminem „lej zapadliskowy” są nimi jedynie w sensie morfologicznym (wyjątkowo duże rozmiary oraz strome, prawie pionowe ściany), a nie genetycznym, jak mogliśmy się o tym przekonać w terenie. Niektóre z prezentowanych form są olbrzymich rozmiarów – powyżej 100 m głębokości oraz prawie 9 mln m³ objętości. Ze względu na swoją wielkość mają one przeważnie swoje nazwy własne, uwidocznione na mapach topograficznych. Używane w języku słoweńskim określenia, takie jak np. *globoščak*, *kukava*, *koliševka*, widoczne na mapach topograficznych przy nazwach własnych lejów, oddają różnice w genezie form morfologicznie mogących uchodzić za zapadliskowe. Przy żadnej z form nie widnieje określenie *udornica* czy *udorno brezno*, które w tym języku oznaczają lej zapadliskowy. Zarówno przedstawiane referaty, jak i prezentowane w terenie formy zapadliskowe, lub uznawane powszechnie za zapadliskowe, ukazały dobitnie konieczność uściślenia stosowanej terminologii oraz sprecyzowania pojęcia leju zapadliskowego w krasie i mechanizmów prowadzących do rozwoju takich form. Jednocześnie konieczne jest określenie mechanizmów oraz procesów prowadzących do rozwoju form, które uznawane są za zapadliskowe tylko na podstawie przesłanek morfologicznych, a procesy zapadowe nie odgrywają w nich większej roli lub w ogóle nie są obecne. Pod tym względem Szkoła dała impuls do szerokiej dyskusji nad tym zagadnieniem.

Andrzej Tyc

Wydanie publikacji dofinansowane przez Komitet Badań Naukowych

Na okładce: Struktury deformacyjne soli potasowych w kopalni Berezniki, złoża Górnej Kamy, Rosja

Autor fotografii: Viacheslav Andrejchuk

Tłumaczenie streszczeń angielskich

Iwona Morawiecka-Zacharz

Tłumaczenie streszczeń francuskich

Teresa Korba-Fiedorowicz

Redakcja

Violetta Tomala-Kania

Grażyna Wojdała

Redakcja techniczna

Barbara Arenhövel

Korekta

Barbara Konopka

Copyright © 2000 by

Wydawnictwo Uniwersytetu Śląskiego

Wszelkie prawa zastrzeżone

ISSN 0208-6336

ISSN 0137-5482

Wydawca

Wydawnictwo Uniwersytetu Śląskiego

ul. Bankowa 12B, 40-007 Katowice

Wydanie I. Nakład: 300 + 50 egz. + 25 nadb. Ark.
wyd. 14,0. Ark. druk. 10,5 + wklejki. Przekazano do
drukarni w październiku 2000 r. Podpisano do druku
w grudniu 2000 r. Papier offset. III kl. 80 g. Cena 17 zł

Drukarnia: Czemy M. Firma Prywatna „GREG”.

Zakład Poligraficzny

ul. Zygmuntowska 84, 44-109 Gliwice

Notice to contributors

1. Papers for "Kras i speleologia" are published in the three sections: 1) scientific papers, 2) short scientific notes and 3) chronicle. They should be concerned with karstology and physical speleology. Papers should not exceed 20 pages, notes 10 pages and chronicle 2–3 pages of text. Submission of an original paper will be taken into imply that it is unpublished and is not considered for publication elsewhere. Papers and notes will be reviewed by one or two referees.
2. Papers should be written preferably in English. Other allowed language is French. Notes and papers showing local, Polish topics as well as chronicle should be written in Polish or English. Authors using a language not their own are requested to have their manuscripts checked before submission.
3. Papers should be submitted on 3,5" diskette with two copies of the complete text on paper. Any word processor commonly used for PC is admitted. For long tables Excel for Windows should preferably be used.
4. Papers and notes should be headed by a title, the name(s) in full of author(s) and exact description of the office or home address of the author(s). If more than one author, please underline the name of the author to whom proofs should be sent. If e-mail address is available should be added for easier correspondence. Papers should contain short abstract giving a synopsis of the paper. To all papers should be added English or Polish summary with sufficient detailed information concerned with the aim and results of the research.
5. Bibliographical references should contain only references cited in the paper/note. In the text references should be cited in following forms: ...(K o w a l s k i, 1951) and K. K o w a l s k i (1951) said...
6. List of references should be in the following forms:
Article:
White W. B., 1969: Conceptual model for carbonate aquifer. *Ground Water*, 7, 3: 15–21.
Chapter in a book:
Smith D. L., 1993: The nature of karst aquifers and their susceptibility to pollution. In: *Karst terrains, environmental changes, human impact*. Ed. P. W. Williams. Catena Suppl. 25, Cremlingen, pp. 41–58.
Book:
White W. B., 1988: *Geomorphology and hydrology of karst terrains*. Oxford Univ. Press, New York–Oxford, 467 p.
7. Each table should be reported on a separate sheet. Tables should be supplied with headings and kept as simple as possible.
8. Figures and photographs should be submitted in originals, numbered separately. They should be suitable for reduction in size to the journal format.
9. Papers and notes accepted by the Editor will become property of the Publisher and may not be reprinted or translated without written permission of the Publisher.

Cena 17 zł

ISSN 0208-6336
ISSN 0137-5482