



UNIWERSYTET ŚLĄSKI KATOWICE 1996

Kras i speleologia



tom

8 (XVII)

Kras i speleologia

tom 8 (XVII)

UNIwersYTET ŚLĄSKI KATOWICE 1996

Kras i speleologia

tom 8 (XVII)

REDAGUJE ZESPÓŁ (EDITORIAL BOARD)
STANISŁAW DŻUŁYŃSKI, JERZY GŁAZEK
RYSZARD GRADZIŃSKI, ALFRED JAHN
(Przewodniczący — President)
VLADIMIR PANOŠ, MARIAN PULINA
JAN RUDNICKI

REDAKTOR SERII (EDITOR OF THE SERIES
NAUKI O ZIEMI EARTH SCIENCES)
ANDRZEJ T. JANKOWSKI

RECENZENCI (REFEREES)
JERZY GŁAZEK
KAZIMIERZ PEKALA

REDAKTOR NAUKOWY (SCIENTIFIC EDITOR)
MARIAN PULINA

Adres wymiany (Address for exchange)
UNIwersytet Śląski
ZAKŁAD GEOMORFOLOGII KRASU
ul. Będzińska 60
PL 41-200 SOSNOWIEC, Poland

Spis rzeczy

ARTYKUŁY I NOTATKI NAUKOWE

Jan RUDNICKI (1934—1992) (<i>Jerzy Glazek, Marian Pulina</i>) . .	11
Wykaz publikacji Docenta Jana Rudnickiego	14
Stein-Erik LAURITZEN: Wzajemne oddziaływanie zlewni krasowej i glacialnej. Wstępne wyniki badań z Hilmarfjellet, południowy Spitsbergen	17
Wolfgang SCHÖNER, Monika HARTL: Gwałtowny wpływ (jökulhlaup) z jeziora Goesvatnet w 1991 roku (pd.-zach. Spitsbergen)	29
Jacek RÓŻKOWSKI, Andrzej RÓŻKOWSKI, Andrzej PACHOLEWSKI: Jakość wód szczelinowo-krasowych z utworów Jury Krakowsko-Częstochowskiej i ogniska ich degradacji . . .	35
Jacek MOTYKA, Franciszek ROCHOWCZYK, Marek SZUWARZYŃSKI: Morfologia kawern w węglanowych skałach triasowych monokliny śląsko-krakowskiej	44
Teresa MADEYSKA: Osady schroniska w Kruczej Skale w Skałach Kroczyckich (środkowa część Jury Polskiej)	57
Andrej MIHEVC: Wstępne wyniki pomiarów mikrometrycznych w jaskiniach Škocjanskih w Słowenii	66
Stanka ŠEBELA: Wpływ stref tektonicznych na przekrój poprzeczny korytarzy w Jaskini Predjama, Słowenia	72
Juan R. FAGUNDO, E. ALVAREZ, G. BENITEZ, V. FERRERA, J. VEGA: Symulacja chemiczna i matematyczna rozpuszczania skał węglanowych w wodach naturalnych	78
Bruno Martinez PLÉDEL: Badania drenażu podziemnego w basenie gipsowym Sorbas	93
Bogdan P. ONAC, Pompei COCEAN: Kras Rumunii w zarysie .	105
Jan URBAN: Jaskinie pseudokrasowe w piaskowcach liasowych „Piekło pod Niekłaniem”	113

SPRAWOZDANIA

XI Szkoła Speleologiczna oraz 2 Międzynarodowe Sympozjum Jaskiń Lodowcowych i Krasu Regionów Polarnych (Między- górze — Velka Morava 10—16.02.1992) (<i>Andrzej Tyc</i>) . . .	127
XII Szkoła Speleologiczna (Łądek Zdrój 8—14.02.1993) (<i>Iwona Morawiecka</i>)	130

Contents

PAPERS AND COMMUNICATIONS

Jan RUDNICKI (1934—1992) (<i>Jerzy Glazek, Marian Pulina</i>) . .	11
List of publications of Associate Professor Jan Rudnicki . . .	14
Stein-Erik LAURITZEN: Interaction between glacier and karst aquifers: Preliminary results from Hilmarfjellet, South Spits- bergen	17
Wolfgang SCHÖNER, Monika HARTL: The 1991 jökulhlaup of Goesvatnet (SW Spitsbergen)	29
Jacek RÓŻKOWSKI, Andrzej RÓŻKOWSKI, Andrzej PACHO- LEWSKI: Quality of karst fissure waters from the Kraków— —Częstochowa Jurassic formations and the source of their degradation	35
Jacek MOTYKA, Franciszek ROCHOWCZYK, Marek SZUWA- RZYŃSKI: Morphology of cavities in the carbonate Triassic rocks of the Silesia—Kraków monocline	44
Teresa MADEYSKA: Sediments of the rock-shelter in Krucza Skała in the Kroczyce kuppen	57
Andrej MIHEVC: Some preliminary results of micrometric meas- urements in Škocjanske caves, Slovenia	66
Stanka ŠEBELA: The influence of tectonic zones on cross section formations in the Predjama cave, Slovenia	72
Juan R. FAGUNDO, E. ALVAREZ, G. BENITEZ, V. FERRERA, J. VEGA: Chemical and mathematical simulation of dissolving of carbonate rocks in natural waters	78
Bruno Martinez PLÉDEL: Underground drainage study of Sorbas gypsum basin	93
Bogdan P. ONAC, Pompei COCEAN: An outline of the Romanian karst	105
Jan URBAN: Pseudokarst caves in the Lias sandstones of „Piekło pod Niekłaniem”	113

REVIEWS AND REPORTS

11 th Speleological School and 2 nd International Symposium of Glacier Caves and Karst in Polar Regions (Międzygórze — Velka Morava 10—16.02.1992) (<i>Andrzej Tyc</i>)	127
12 th Speleological School (Łądek Zdrój 8—14.02.1993) (<i>Iwona Morawiecka</i>)	130

Sommaire

ARTICLES ET NOTIES SCIENTIFIQUES

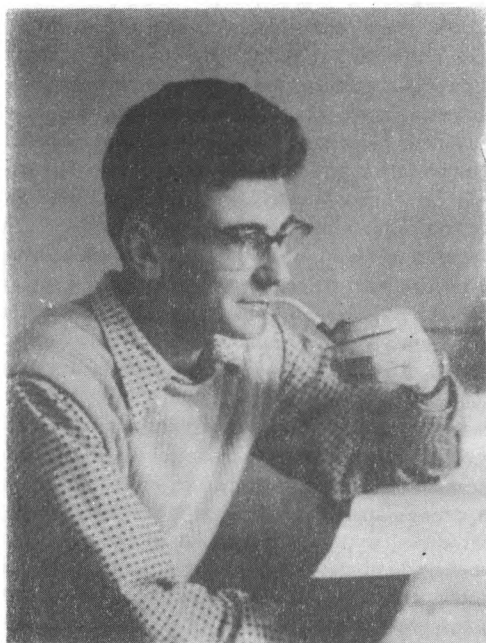
Jan RUDNICKI (1934—1992) (<i>Jerzy Glazek, Marian Pulina</i>) . . .	11
Liste des publications du professeur Jan Rudnicki	14
Stein-Erik LAURITZEN: Les influences réciproques du bassin karstique et de bassin glaciaire. Les résultats préliminaires des études de Hilmarfjellet, Spitzberg du Sud	17
Wolfgang SCHÖNER, Monika HARTL: Une effusion brusque (jökulhlaup) du lac Goesvatnet en 1991, Sud.-Ouest du Spitzberg	29
Jacek RÓŻKOWSKI, Andrzej RÓŻKOWSKI, Andrzej PACHOLEWSKI: La qualité des eaux de fissuration du karst du Jura Cracovien et l'origine de leur dégradation	35
Jacek MOTYKA, Franciszek ROCHOWCZYK, Marek SZUWARZYŃSKI: Morphologie des cavités dans les roches carbonatées triasiques de la structure monoclinale silésienne et cracovienne	44
Teresa MADEYSKA: Dépôts de l'abri Krucza Skała dans les Rochers Kroczyckie (Skały Kroczyckie) (partie centrale du Jura polonais).	57
Andrej MIHEVC: Les résultats préliminaires de sondages micrométriques dans les cavités de Skocjanske Jame en Slovénie	66
Stanka ŠEBELA: L'influence des zones tectoniques sur la coupe transversale des couloirs de la Caverne Predjama, Slovénia	72
Juan R. FAGUNDO, E. ALVAREZ, G. BENITEZ, V. FERRERA, J. VEGA: Simulación química y matemática de la disolución de las rocas carbonatadas en las aguas naturales	78
Bruno Martinez PLÉDEL: L'étude du drainage souterrain dans le bassin plâtrier Sorbas	93
Bogdan P. ONAC, Pompei COCEAN: Une vue globale sur le karst roumain	105
Jan URBAN: Les cavités d'un pseudo-karst dans les grès du lias de „Piekło pod Nieklaniem”	113

COMPTE RENDU

XI° Ecole Spéléologique et II° Conférence Internationale de Cavernes Glaciaires et du Karst des Régions Polaires (Międzygórze — Velka Morava 10—16.02.1992) (<i>Andrzej Tyc</i>)	127
XII° Ecole Spéléologique (Łądek Zdrój 8—14.02.1993) (<i>Iwona Morawiecka</i>)	130

ARTYKUŁY I NOTATKI NAUKOWE

Jan Rudnicki (1934—1992)



W grudniu 1992 roku zmarł Docent dr hab. Jan Rudnicki, wybitny uczony, specjalista w dziedzinie krasu i speleologii, współtwórca czasopisma „Speleologia” i członek komitetu redakcyjnego serii „Kras i Speleologia”. Docent J. Rudnicki był pionierem nowoczesnej speleologii polskiej, odkrywcą wielu jaskiń polskich i zagranicznych, do końca życia aktywnym speleologiem, a także propagatorem wiedzy o krasie, nauczycielem akademickim, wykładowcą międzynarodowych szkół speleologicznych UNESCO, organizowanych przez Uniwersytet Wrocławski i Uniwersytet Śląski.

Docent Jan Rudnicki urodził się 16 sierpnia 1934 roku w Wilnie; był synem profesora matematyki Uniwersytetu Stefana Batorego. W roku 1952 rozpoczął studia geologiczne na Uniwersytecie Warszawskim. Dyplom magistra geologii uzyskał w 1957 roku, na podstawie pracy o genezie jaskiń systemu Lodowego Źródła w Tatrach (Warszawa 1958), napisanej pod kierunkiem Prof. E. Passendorfera. W tym samym roku podjął pracę w Zakładzie (później Instytucie) Nauk Geologicznych PAN, z którym współpracował do śmierci. Pracę doktorską o genezie i wieku jaskiń Tatr Zachodnich obronił w roku 1965 (Warszawa 1967). Po doktoracie uzyskał stypendium Centro Nazionale di Ricerche (CNR), dzięki któremu w latach 1969 i 1973 studiował kras wybrzeży morskich Apulii. Monografia tego krasu była podstawą jego rozprawy habilitacyjnej, którą obronił na Uniwersytecie Warszawskim w 1981 roku. W latach 1977—1982, w ramach współpracy Akademii Nauk Polski i Kuby, Docent J. Rudnicki uczestniczył w sporządzaniu map geologicznych Kuby. W roku 1984 objął kierownictwo Pracowni Geologii Czwartorzędu ING PAN.

Dorobek naukowy Docenta J. Rudnickiego obejmuje ponad 60 publikacji i kilkanaście opracowań, które nie ukazały się drukiem lub nie zostały ukończone. Ogromna większość tych prac jest poświęcona krasowi, szczególnie speleogenezie i osadom jaskiniowym; w tej dziedzinie Docent J. Rudnicki osiągnął wybitną pozycję w nauce światowej. Ponadto zajmował się osadami lodowcowymi w Polsce (1979) i najmłodszymi osadami Kuby (1984, 1986). Jest też współautorem 4 arkuszy mapy geologicznej

Kuby 1:250 000 (1988) — autorem części tekstu objaśniającego i współredaktorem całości mapy.

Prace naukowe Docenta J. Rudnickiego charakteryzuje oryginalność pomysłów i dobre przygotowanie fizyczno-chemiczne, połączone ze zmysłem eksperymentatora. Z tego względu wyróżniają się one na tle dominujących w literaturze opisów regionalnych; mają znaczenie uniwersalne. Docent J. Rudnicki przedstawiał swoje prace na międzynarodowych kongresach i sympozjach speleologicznych, poczynając od II Międzynarodowego Kongresu Speleologicznego w Bari (1958).

Już w pracy magisterskiej wprowadził do literatury polskiej nowoczesne metody odczytywania speleogeny na podstawie form korozyjnych. W roku 1958 w Instytucie Budownictwa Morskiego w Gdańsku wykonał serię pionierskich na skalę światową, wywołujących ogromne zainteresowanie, doświadczeń nad powstawaniem zagłębień wirowych (*scallops, flutes*) i wykazał, że ich rozmiary są odwrotnie proporcjonalne do prędkości przepływu (Rudnicki, 1960).

Z kolei wraz z T. Dąbrowskim (1961, 1964, 1967) wprowadził do polskich badań hydrogeologii krasowej metodę barwienia uraniną przepływów podziemnych. Wykazał też (1977, 1980), że w krasie wybrzeży morskich powolne mieszanie się wód słodkich i słonych powoduje wzrost zdolności korozyjnej przy zasoleniu rosnącym do 1%, czego przykładem są liczne jaskinie i brekcje, rozwinięte wzdłuż kopalnych i współczesnych stref mieszania (1973, 1991). Uzasadnił również hipotezę, że powstawanie kulistych form korozyjnych w warunkach freatycznych o przepływie laminarnym jest wywołane konwekcją (1979), i wyróżnił dwa typy takich form: kuliste komory w jaskiniach o rozwinięciu pionowym i kopyty w stropie jaskiń poziomych (1989). Docent J. Rudnicki jest współautorem wyróżnienia osobnego typu genetycznych jaskiń progłajalnych, powstających w wyniku skoncentrowanego przepływu wód z topniejących lodowców (1977), i doświadczeń nad powstawaniem żłobków krasowych (1986). Wymienione prace wniosły ogromny wkład w badania krasu i wprowadziły polskie badania w główny nurt tej nauki w świecie.

Docent J. Rudnicki wywarł też znaczący wpływ na rozwój speleologii przez swą działalność organizacyjną, redakcyjną i dydaktyczną. Był współzałożycielem i członkiem komitetu redakcyjnego pierwszego polskiego biuletynu poświęconego badaniom

krasu i jaskiń — „Speleologia” (1959—1976), a następnie serii „Kras i Speleologia” (od 1977 r.), a także „Wiercicy” i „Itinerari Speleologici” — apulijskiego biuletynu speleologicznego (od 1991 r.). Był współtwórcą Sekcji Speleologicznej PTP im. Kopernika i członkiem Komisji Nagrody Naukowej im. M. Markowicz-Łochinowicz, przyznawanej przez to towarzystwo za prace z dziedziny speleologii. Nadto był członkiem Rady Naukowej ING PAN, Komitetu Badań Czwartorzędu PAN i Rady Redakcyjnej „Studia Geologica Polonica”. Organizował i prowadził wycieczki zjazdów geologicznych oraz wielu specjalistycznych sympozjów, na których referował i demonstrował zagadnienia speleologiczne. Prowadził wykłady z geomorfologii krasu (1966—1976) dla studentów geologii Uniwersytetu Warszawskiego oraz seminaria w ramach szkół speleologicznych Uniwersytetu Śląskiego. Docent J. Rudnicki był promotorem jednej pracy magisterskiej w Uniwersytecie Warszawskim (M. Markowicz-Łochinowicz), recenzował 2 prace doktorskie (Pham Khanga i H. Hercman w ING PAN) i 2 habilitacyjne (M. Sass-Gustkiewicz w AGH i J. Głazka w UW) z dziedziny badań krasu. Położył też wielkie zasługi w nieformalnej działalności dydaktycznej i naukowej, przez dyskusje i konsultacje udzielane studentom i pracownikom naukowym nie tylko w Polsce, lecz także we Włoszech, Bułgarii, na Kubie i w Wietnamie. W działalności międzynarodowej odgrywał znaczącą rolę w Komisji Fizykochemii i Hydrogeologii Krasu Międzynarodowej Unii Speleologicznej, w której był współtwórcą Podkomisji Krasu Hydrotermalnego; uczestniczył w pierwszej międzynarodowej wyprawie zorganizowanej przez tę Podkomisję do pionowych jaskiń hydrotermalnych z niskotemperaturowymi złożami miedzi, barytu i uranu w masywie Tuja—Mujun w Kirgizji (1989). Działalność naukową i organizacyjną Docenta Jana Rudnickiego szczegółowo omówiono w „Przeglądzie Geologicznym” nr 9 z 1993 roku.

Nazwisko Docenta Rudnickiego kojarzy się również z początkami wypraw do jaskiń polskich i zagranicznych oraz rozwojem tej dziedziny sportu i turystyki. Był aktywnym działaczem Speleoklubu Warszawskiego i jego członkiem honorowym.

Pochowany został na Starych Powązkach, w asyście tłumy przyjaciół.

Jerzy Głazek, Marian Pulina

Jan Rudnicki (1934—1992)

With his death, on the 18th December 1992, Poland lost the most prominent physical speleologist. He died in Warsaw due to short cancer disease, and left many excellent ideas in several unfinished papers. Jan Rudnicki was born at Wilno in 1934, and was deported from east to Toruń after the Second World War. His interest in caving and physical speleology began as a geology student of the Warsaw University. There he gained his M. Sc. and Ph. D. degrees in geology, in 1957 and 1965 respectively, for studies of speleogenesis of Tatra caves. He obtained his *veniam legendi* in geology at Warsaw University in 1981 presenting the thesis on karst of the coastal zone in Apulia (Italy). J. Rudnicki was employed at the Institute of Geological Sciences of the Polish Academy of Sciences since 1957. There he became an associate professor and chief of the Laboratory of Quaternary Geology in 1984.

Jan Rudnicki was a founder member of the Warsaw Speleoclub in 1957, and finally he became its honorary member. He was a founder co-editor of the first Polish scientific bulletin — „Speleologia” in 1959, and than of „Kras i Speleologia” in 1977. He is known among speleologists all over the world

thanks to his karst research in Poland, Bulgaria, Cuba, Hungary, Italy, Kirghizia and Turkey, as well as to his participation in international congresses and symposia. The great scientific ability of J. Rudnicki come out already in his M. Sc. thesis, when he introduced modern speleogenetic methods into Polish speleology. Later on (1960) he experimentally evidenced, that the size of scallops is inversely proportioned to the flow velocity. Then, he interpreted formation of ceiling pockets as being a result of convection due to temperature differences between water of deep phreatic circulation and rocks (1979, 1989). He modelled lapies formation (1988), studied karst development in mixing zone of Apulia, and ore bearing hydrothermal karst in Kirghizia.

Jan was a good tempered and very friendly Man. His knowledge of foreign languages and technical capacities were very precious values in his caving activity. He will be missed by his friends and in the speleological scene of science.

Jerzy Glazek and Marian Pulina

**Wykaz publikacji Docenta Jana Rudnickiego
(W nawiasach podano nazwiska współautorów)
List of publications of Associate Professor Jan Rudnicki
(In brackets names of co-authors are given)**

1958

Działalność Krasowej Sekcji przy Muzeum Narodowym w Pradze. Wiercica, 4, 3 [Warszawa].
Kilka uwag o rozwoju jaskiń w Dolinie Kościeliskiej i Miętusiej. Przegl. Geol., 6, 3:131—132. [Warszawa].

Geneza jaskiń systemu Lodowego Źródła i ich związek z rozwojem Doliny Kościeliskiej (sum. *The genetics of caves in the Lodowe źródło cavernous system and their relationship with the Kościeliska Valley in the Tatra Mts.*). Acta Geol. Polon., 8, 2:245—274 [Warszawa].

The development of flutes in the Tatra caverns. In: *Proc. 2 Intern. Congr. Speleology*, 1:344 [Bari].

1959

Problematyka geologiczna jaskiń Tatrzańskich (rés. *Quelques problèmes géologiques des cavernes des montagnes des Tatras*). Speleologia, I, 1/2:7—11 [Warszawa].

(J. Onyszkiewicz). *Wyprawa w jaskinie Balkanu.* (rés. *Expédition spéléologique dans les Balkans Centraux*). Speleologia, I, 1/2:87—93 [Warszawa].

Jaskinia Wiercica. Speleologia, I, 1/2:95—98 [Warszawa].

1960

Geneza zagłębień wirowych w świetle badań eksperymentalnych (sum. *Experimental work on flutes development*). Speleologia, II, 1:17—30 [Warszawa].

Geneza „korkociągów” w Jaskini Zimnej. (sum. *Development of the “corkscrew chimneys” in the*

Zimna cavern). Speleologia, II, 1:51—55 [Warszawa].

Odkrycie nowej jaskini w Tatrach. Wierchy, 29:203 [Kraków].

1961

Eksploracja Jaskini Śnieżnej. Przegl. Geol., 9, 1:3 [Warszawa].

Odkrycia w Tatrach w 1959 roku. (rés. *Les découvertes aux Tatras en 1959*). Speleologia, I, 4:229—231 [Warszawa].

Obserwacje zanikania i wyniki barwienia Potoku Kościeliskiego. (rés. *Les observations sur la disparition et les effets de la coloration du torrent Kościeliski*). Speleologia, I, 4:231—234 [Warszawa].

Jaskinia Naciekowa. Speleologia, I, 4:239—241 [Warszawa].

The Tatras: route d: Kościeliska valley-caves: Mroźna and Mylna — Kraków canyon — Cave Lodowa. In: *6th INQUA Congr. Poland, Guide-book of excursion*, 2, 3:206—210. Łódź.

Wyprawa do Jaskini Śnieżnej. Wiercica, 8:2—3 [Warszawa].

1962

Zjawiska krasowe Doliny Demeńowskiej. Wiercica, 3/4:3—7 [Warszawa].

Plan jaskini Ptasiej, Bułgaria. (sum. *Plan de Gouffre Ptasia, Bulgarie*). Speleologia, II, 2/4:142 [Warszawa].

(M. Pulina). *Podziemne wodospady Czerwonych Wierchów.* Poznaj Świat, 6:30—32 [Warszawa].

(B. Uchmański). *Jaskinia Śnieżna. Wielkie odkrycie speleologiczne w Tatrach.* (sum. *The Snow Cave*). *Wierchy*, 30:19—29 [Kraków].

1964

(T. Dąbrowski). *Obserwacje nad warunkami hydrogeologicznymi krasu w obrębie serii Kominów Tylkowych i Czerwonych Wierchów w Tatrach Zachodnich.* W: *Semin. Speleol., I Ogólnopolski Zjazd Badaczy Krasu*, Św. Katarzyna 1963:21—35. Wyd. Kieleckie Tow. Nauk., Kielce.

1965

Age of caves in Polish West Tatra. In: 4 Intern. Congr. Speleology, Summ.: 51. Ljubljana.
Development and transport of limestone grains in Tatra recent karst resurgences. In: 4 Intern. Congr. Speleology, Summ.: 51. Ljubljana.

1967

(J. Grodzicki). *Obserwacje geologiczne z Jaskini Śnieżnej.* (rés. *Observations géologiques dans le gouffre Śnieżna*). *Speleologia*, 3, 1:15—20 [Warszawa].
(T. Dąbrowski). *Wyniki badań przepływów krasowych w masywie Czerwonych Wierchów.* *Speleologia*, 3, 1:31—34 [Warszawa].
Geneza i wiek jaskiń Tatr Zachodnich. (sum. *Origin and age of the Western Tatra caves*). *Acta Geol. Polon.*, 17, 4:521—591 [Warszawa].

1969

(J. Grodzicki). *Naukowy plan działalności „Speleoklubu Warszawskiego” PTTK.* *Speleologia*, 4, 2:127—130 [Warszawa].

1970

Warunki osadzania utworów piaszczysto-żwirowych w Syfonie Zwolińskich (Jaskinia Miętusia, Tatry Zachodnie). *Speleologia*, 5, 1—2:73—77 [Warszawa].
Jaskinie brzegowe Włoch. *Wiercica*, 17 [Warszawa].

1971

Utwory piroklastyczne w jaskini S. Angelo di State — 392 PU (Taranto) w południowych Włoszech. (rés. *Les dépôts d'origine volcanique dans la*

caverne S. Angelo di State, Pouille). *Speleologia*, 6, 1—2:23—31 [Warszawa].

1973

Origin of the collapse-solution breccia and its importance in Phreatic systems of karst circulation. *Bull. Acad. Polon. Sci., Sér. Sci. Terre*, 21, 3—4:225—231 [Varsovie].
(K. Straszewska). *Punkt Trzcianka.* W: *Przew. zjazdu nauk. „Geneza gleb wytworzonych z utworów przekształconych peryglacjalnie na Nizinie Polskiej 20—26.08.1973”.* Warszawa.

1975

Zagadnienie zwierciadła wód podziemnych w krasie nadmorskim na przykładzie Płaskowyżu Murge i Półwyspu Salentyńskiego (płd.-wsch. Włochy). W: *Sesja nauk.-spraw. Prac. Geol. Czwart. ZNG PAN*, Streszcz. ref.: 70—80. Warszawa.

1976

Hydrogeologiczne i geologiczne warunki rozwoju krasu w Taurusie Zachodnim, Turcja. (rés. *Conditions géologiques et hydrogéologiques du développement du karst dans le Taurus Occidental*). *Speleologia*, 9, 1—2:52—69 [Warszawa].

1977

Kras wybrzeży morskich. Ewolucja chemiczna wód i rozwój podziemnych form krasowych w wapiennych rejonach nadmorskich. (sum. *Coastal karst. Chemical evolution of waters and the development of underground drainage in coastal limestone regions*). W: „*Kras i Speleologia*”, 1:97—103 [Katowice].
(J. Głazek, A. Szyrkiewicz). *Proglacial Caves — a Special Genetic Type of Cave in Glaciated Areas.* In: *Proc. 7 Intern. Congr. Speleology*: 215—217. Sheffield.

1979

Role of convection in shaping subterranean karst forms. W: „*Kras i Speleologia*”, 2:92—101 [Katowice].
(M. Bac-Moszczyński). *O możliwości hydrotermalnej genezy jaskini Dziura w Tatrach.* (sum. *On the possible hydrothermal origin of the Dziura cave, Tatra Mts.*). W: „*Kras i Speleologia*”, 2:84—91 [Katowice].

(J. Głazek, J. Grodzicki, Z. Wójcik). *Kras tatrzański*. (sum. *Karst in the Tatra Mts.*). Przegl. Geol., 27, 7:377—381 [Warszawa].

Charakterystyka deformacji osadów drumlinowych okolic Zbójna. (sum. *Characteristic features of drumlin sediments in the vicinity of Zbójno*). Biul. Geol. Uniw. Warsz., 23:143—152 [Warszawa].

(J. Głazek, J. Grodzicki, Z. Wójcik). *Trasa B7 — Dol. Kościeliska — Lodowe Źródło — Hala Pisana — Jaskinia Mylna — Jaskinia Raptawicka — Wąwóz Kraków — Jaskinia Lodowa — Dolinka Mułowa — Dolinka Litworowa — Kotlinki — Wyżnia Świstówka — Dolina Małej Łąki*. W: *Przew. 51 Zjazdu Pol. Tow. Geol., Zakopane 1979*, 211—214. Warszawa.

1980

Kras wybrzeży morskich — rozwój procesów krasowych w strefie oddziaływania wód słonych i słodkich, na przykładzie Apulii, południowe Włochy. (sum. *Subsurface karst processes in coastal area, based on the example of Apulia, Southern Italy*). Stud. Geol. Polon., 65:1—60 [Warszawa].

1984

(S. Dżużyński, A. Pszczółkowski). *Observaciones sobre la génesis de algunos sedimentos terrigenos cuaternarios del occidente de Cuba*. Cince. Tierra Espacio, 9:75—89 [La Habana].

(R. Guerra, A. Barriento). *Caracterización litoestratigráfica de los depósitos sumergidos de la zona costera occidental de Isla de la Juventud*. Cienc. Tierra Espacio, 9:91—103 [La Habana].

1986

(S. Dżużyński). *Karst phenomena in disaggregated carbonate rocks*. In: *Proc. 9 Intern. Congr. Speleology*, 1:114—116. Barcelona.

(S. Dżużyński). *Karst-corrasion features of disaggregated limestones controlled by diffusion bands*. Ann. Soc. Geol. Polon., 56, 1—2:109—115 [Kraków].

1988

(S. Dżużyński, E. Gil). *Experiments on kluftkarren and related lapies forms*. Z. Geomorph., N. F., 32, 1:1—16 [Berlin].

Członek Komitetu Unifikacji i Redakcji oraz współautor. (Member of Editorial Committee and co-author). Mapa geologiczna de Cuba 1:250 000. Hoja 3 — La Habana, Hoja 4 — Bahía de Santa Clara, Hoja 11 — Península de Zapata, Hoja 12 — Santa Clara. Academia de Ciencias de Cuba. Moskva.

1989

Relation between natural convection and cave formation in hydrothermal karst. In: *Proc. 10 Intern. Congr. Speleology*, 1:14—16 [Budapest].

(J. Głazek, J. Jevlogiev, V. Kalcheva). *Paleokarst in the vicinity of Ruse (North-eastern Bulgaria)*. In: *Proc. 10 Intern. Congr. Speleology*, 2:663 [Budapest].

1990

(V. Sanykova). *Geomorphological profiles of the Tyuya-Muyun region*. In: Y. Dublyansky et al. Tyuya-Muyun (USSR, Kirghizia — preliminary results of the speleological research carried out by the international expedition in 1989). In: *Proc. 10 Intern. Congr. Speleology*, 3:826 [Budapest].

(Z. Dąbrowska, J. Głazek). *W sprawie „Archiwaliów E. Passendorfera w Wilnie”*. Przegl. Geol., 38, 11:524+3—4 [Warszawa].

1991

(M. Bac-Moszaszwili). *Jaskinia Dziura przykład krasu hydrotermalnego w Tatrach*. Tatry, 1, 1:10—12 [Zakopane].

Origine delle breccie di collasso e loro importanza nel sistema freatico della circolazione carsica. Internerari speleologici, ser. 2, 4:9—16 [Castellana].

Interaction between glacier and karst aquifers: Preliminary results from Hilmarfjellet, South Spitsbergen

Abstract: The Hilmarfjellet karst, South Spitsbergen, is an extreme end-member case in the hydrological interaction between karst and glacier aquifers. The hydrogeology of the powerful karst spring, Trollosen, and other springs in the vicinity was investigated with respect to subglacial recharge. The karst appears to intercept almost all discharge from Vitkovskibreen and deliver a mixture of glacial meltwater and deep thermal water. In July 1992, Trollosen discharged turbid water at a rate of $13\text{--}15\text{ m}^3\text{s}^{-1}$ at $3.9\text{--}4.1^\circ\text{C}$. The origin of the thermal water, which also feeds several other small hot springs, is yet unknown.

Introduction

In areas with permafrost, the surface and active layer runoff is normally disjuncted from the groundwater system. Communication between the two systems can only take place through taliks of various types. In general, large-scale taliks occur at the temperate beds of sub-polar glaciers, at the bottom of large lakes, or ultimately, below sea level. These are in turn the most likely zones of sub-permafrost groundwater recharge and efflux. However, smaller taliks often occur in the form of springs, pingos and icings (naledis). All these phenomena are abundantly occurring in Spitsbergen (Liestøl, 1976; Haldorsen and Lauritzen, 1993 and references therein). In the case of subglacial recharge to the groundwater system, the glacier itself may be regarded as an aquifer with karst characteristics. Most glacier aquifers are perched on impervious beds of crystalline rocks, and practically all supraglacial and englacial melt emerges at the glacier snout.

However, a wide spectrum of situations where basal waters may leak into underlying aquifers are possible, ranging from the totally perched end-member on one side, to a highly permeable conduit karst that may absorb almost all runoff from the glacier (Lauritzen, 1991a), (Fig. 1). Although several such situations are known (Ford et al., 1976; Pulina, 1977, 1984; Ford and Williams, 1989), only one case is reported where karst recharge from glaciers has yet been demonstrated by successful tracer experiments (Ford et al., 1976; Smart, 1983). This paper reports the preliminary results from the Hilmarfjellet karst in Stormbukta, South Spitsbergen, (Fig. 2), which is an extreme example of the end-member where almost all drainage is intercepted into an underlying conduit karst. In contrast to the alpine Canadian examples (Ford et al., 1976; Smart, 1983), the Hilmarfjellet karst is a permafrozen, high-Arctic locality.

Previous work

The powerful karst spring „Trollosen” and several smaller, thermal springs at Hilmarfjellet were first described by Orvin (1944), who also reported their first temperature and chemical characteristics. Later works revealed several minor thermal springs and caves, and the geomorphology and hydrochemistry was mapped in greater detail (Pulina, 1977; Szczesny et al., 1987).

* Stein-Erik Lauritzen, Department of Geology, Bergen University, Allegaten 41, N-5007 Bergen Norway

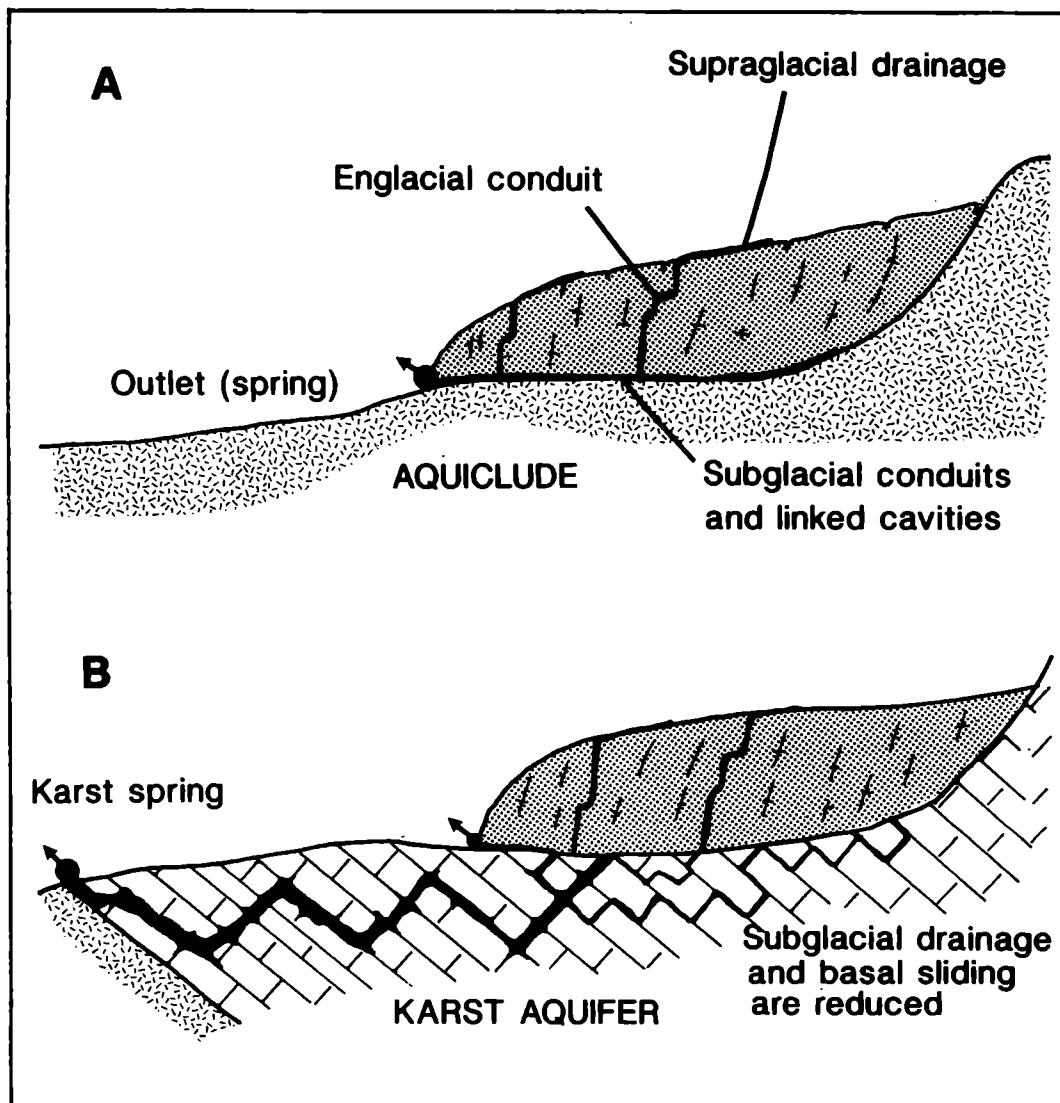


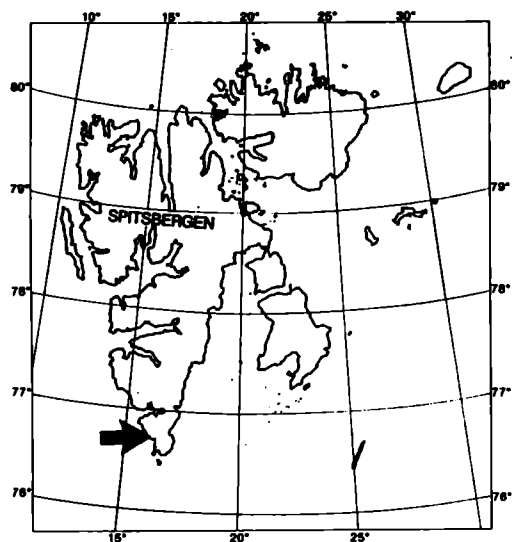
Fig. 1. Interaction between the aquifer systems of glaciers and karst, From (Lauritzen, 1991a)
 A — „normal“ situation of a perched glacier aquifer, situated on impervious beds (aquiclude); all supraglacial and englacial meltwater emerges at the glacier snout; B — the glacier is superimposed onto well-developed conduit karst which consumes most of the subglacial drainage

Geomorphology and geology

The Hilmarfjellet massif (Fig. 3) consists of Lower and Middle Ordovician limestones and marbles. They are unconformably overlain by Lower and Middle Triassic shales, which outcrop along the

Fig. 3. Geology and geomorphology of the Hilmarfjellet karst Sørkappland, Spitsbergen. Water sampling localities

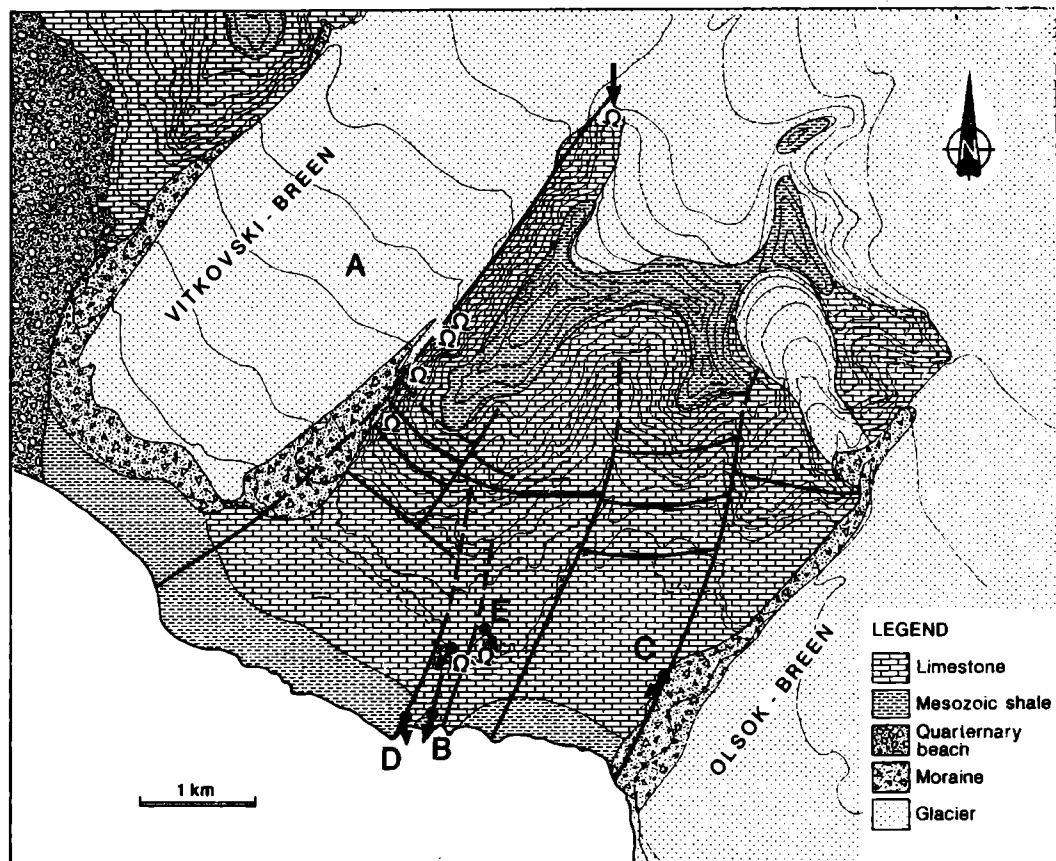
A — Supraglacial water from Vitkovakibreen, B — Trolløsen, C — Olsok Springs, D — Fisoen, E — shallow, supra-permafrost karst spring



shoreline and on the summits of Hilmarfjellet (Winsnes et al., 1992).

The carbonates are frequently intersected with veins of coarse calcite spar. The limestones and the Mesozoic shales are intersected with a series of NS trending normal faults (Winsnes et al., 1992). This is supported by field inspection and by Szczęsny et al. (1987) who also mapped an additional set of transverse, EW-trending faults. All data are combined into Figure 4. Microtectonic analysis of faults with slickensides and calcite veins (Angelier, 1984; Blés and Feuga, 1986) yielded a well-clustered EW extensional direction (σ_3) (Fig. 4). This supports the previous observations of NS normal fault lineaments.

Fig. 2. Key map to the investigated area



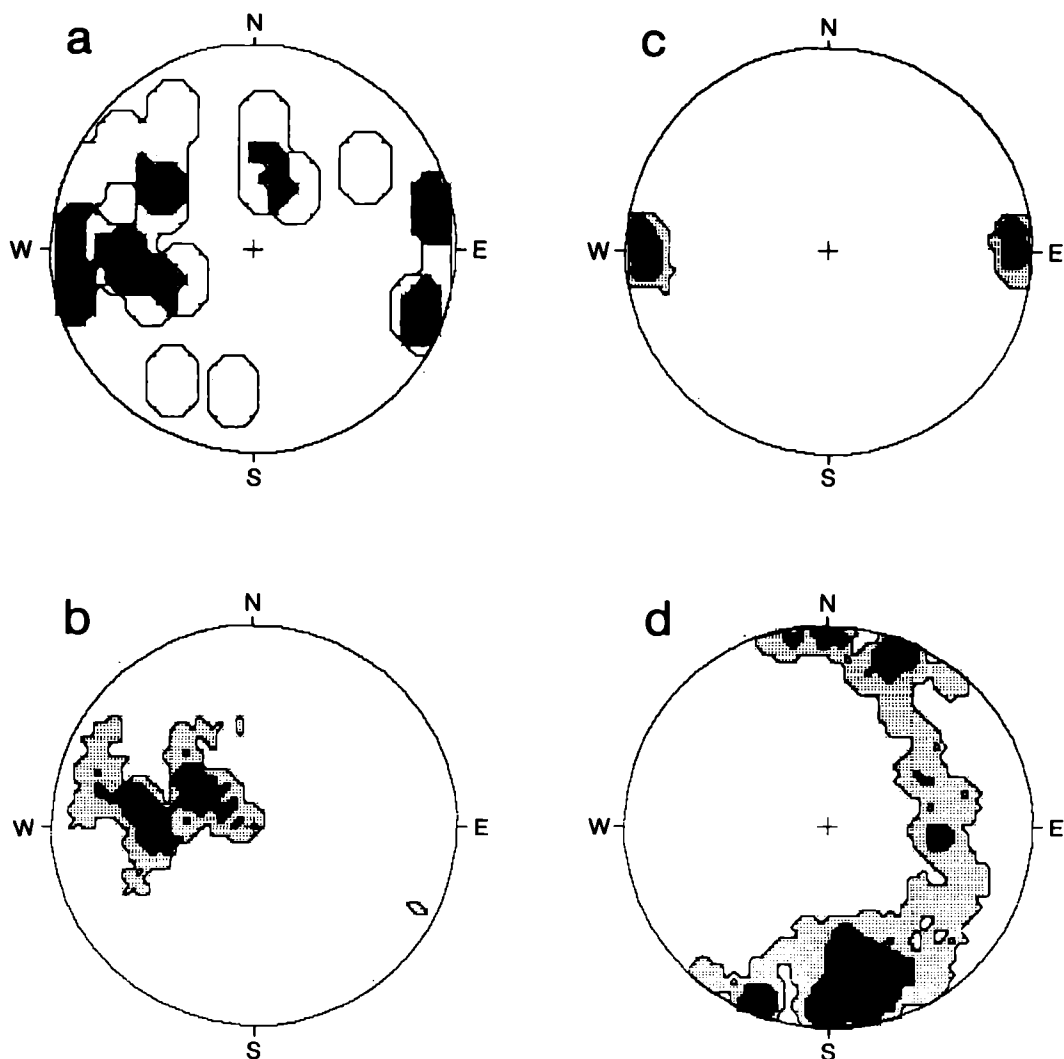


Fig. 4. Microtectonic analysis of the Hilmarfjellet carbonates

a — faults and joints ($n = 20$); b — foliation planes in the marbles ($n = 41$); c — poles to extensional calcite veins, indicating the orientation of the extensional axis, σ_3 ($n = 13$); d — Beta (intersection) diagram between foliation planes and fractures ($n = 820$), (Lauritzen, 1989). Data processing was done by the program „Sigma 123” (Lauritzen, 1991b)

Quaternary deposits are restricted to moraines in the vicinity of the glaciers, beach shingle and scree. Marine beaches occur at 5–8, 8–12, 15–18 and 20–26 m a.s.l. In addition, extensive bedrock abrasion platforms („Strandflats”) occur at ~15, ~90, and ~120 m (Szczesny et al., 1987). A recent strandflat is represented by an up to 500 m wide foreshore flat. The recent marine erosion cuts

into the 15 m platform, leaving a series of sea-stacks.

Similarly, the 90 m platform was dissected during earlier periods into a series of 50–70 m high residual hills, giving the karst a mogote-like appearance. However, gelifraction, ravination and karst processes have evidently also played a role in the dissection process, as indicated by large amounts of frost

shingle, ravines and box-valleys following main fracture zones. Apart from this, karst forms are restricted to cave fragments plugged with ground ice, thermal and „normal“ karst springs, and suffosion dolines in the marine beach shingle. A few collapse dolines with exposed bedrock walls occur, indicating cave passages beneath. They are all located along the NS lineaments (*vide supra*), where thermal anomalies tend to occur (Pulina, 1977; Salvigsen and Elgersma, 1985).

Karren forms are scarce, only incipient microrills and pitting can be seen on exposed surfaces. Gelifraction seem to dominate over karstification, as suggested by Corbel (1957), which is characteristic of other high-Arctic karsts (Ford and Williams, 1989). On the underside of rocks and frost shingle cryochemical precipitates are common (Pulina, 1990).

Glacier hydrology

A natural tracer experiment

The general setting is shown in Figure 3. In contrast to the neighbouring glaciers, Bungebreen and Olsokbreen, which both display large, proglacial rivers or strongly turbid plumes where they discharge into the sea, Vitkovskibreen, which has eroded into, and rests on the karst lacks both of these characteristics (Figure 5). The proglacial drainage of Vitkovskibreen is minor, only corresponding to non-turbid, supraglacial drainage which takes place on the lower 10% of the glacier surface. However, a large karst spring, Trollosen, which is situated on the distal side of Hilmarfjellet, discharges some $10\text{--}20\text{ m}^3\text{s}^{-1}$ of turbid water at a temperature of $+4^\circ\text{C}$ (Orvin, 1944; Pulina, 1977). The discharge and turbid plume is compatible with the size of the glacial river draining from Bungebreen, a glacier of similar size as Vitkovskibreen. This is a natural tracer experiment where glacial rock flour acts as the tracing substance. It is therefore almost certain that the Trollosen water is intercepted from the base of Vitkovskibreen. Moreover, there is insignificant proglacial drainage from the glacier, which in turn imply that the lowest point of underground river piracy is situated relatively far down-ice, so that the remaining area of ice is unable to produce enough meltwater for a proglacial stream. This limit is

most probably coincident with the transition between a temperate glacier base up-ice and the polar snout of the glacier. Such zones are known to produce very high hydrostatic pressures (Rucklidge, 1956; Wiseman, 1963; Baranowski, 1973) and are ideal for karstification processes.

Other, less likely alternatives are that Vitkovskibreen has a considerable sub-permafrost leakage into submarine springs. Small spots of higher sediment concentration occur some 500–750 m from the shore in the Bungebreen plume (Fig. 5). It is at present unknown whether these are stable over time, or mere random spots of less mixed water from Bungeelva.

Springs

A survey of Trollosen is shown in Figure 6. Several smaller springs, both thermal and shallow karstic, are known in the vicinity of Trollosen. Olsokkildene (C in Fig. 3) was reported by Orvin (1944). Pulina (1977) reported 11 small springs in connection to shallow drainage and lakes on Bjørnbeinslyane, i.e. the area between Vitkovskibreen and the shoreline. All these springs were dry in July 1992 and are not included in Figure 3, except for two small karst springs emerging at the foot of the escarpment below the 90 m a.s.l. strandflat (E in Fig. 3). The warmest thermal spring, which has not been reported before, is Fisosen (15.1°C , D in Fig. 3). The spring emerges only about 1–2 m a.s.l. in a major fault lineament N of Trollosen. Several of Pulina's (1977) suffosion and collapse dolines are located along the same lineament. Fisosen was almost covered under a snowpatch at the time of fieldwork.

Water chemistry and isotopic composition

In addition to the springs B–E, a supraglacial stream on Vitkovskibreen was sampled for water chemistry and isotope analysis. Conductivity and temperature were measured directly in the field, while pH and alkalinity were determined in a field laboratory shortly after sampling. Alkalinity was

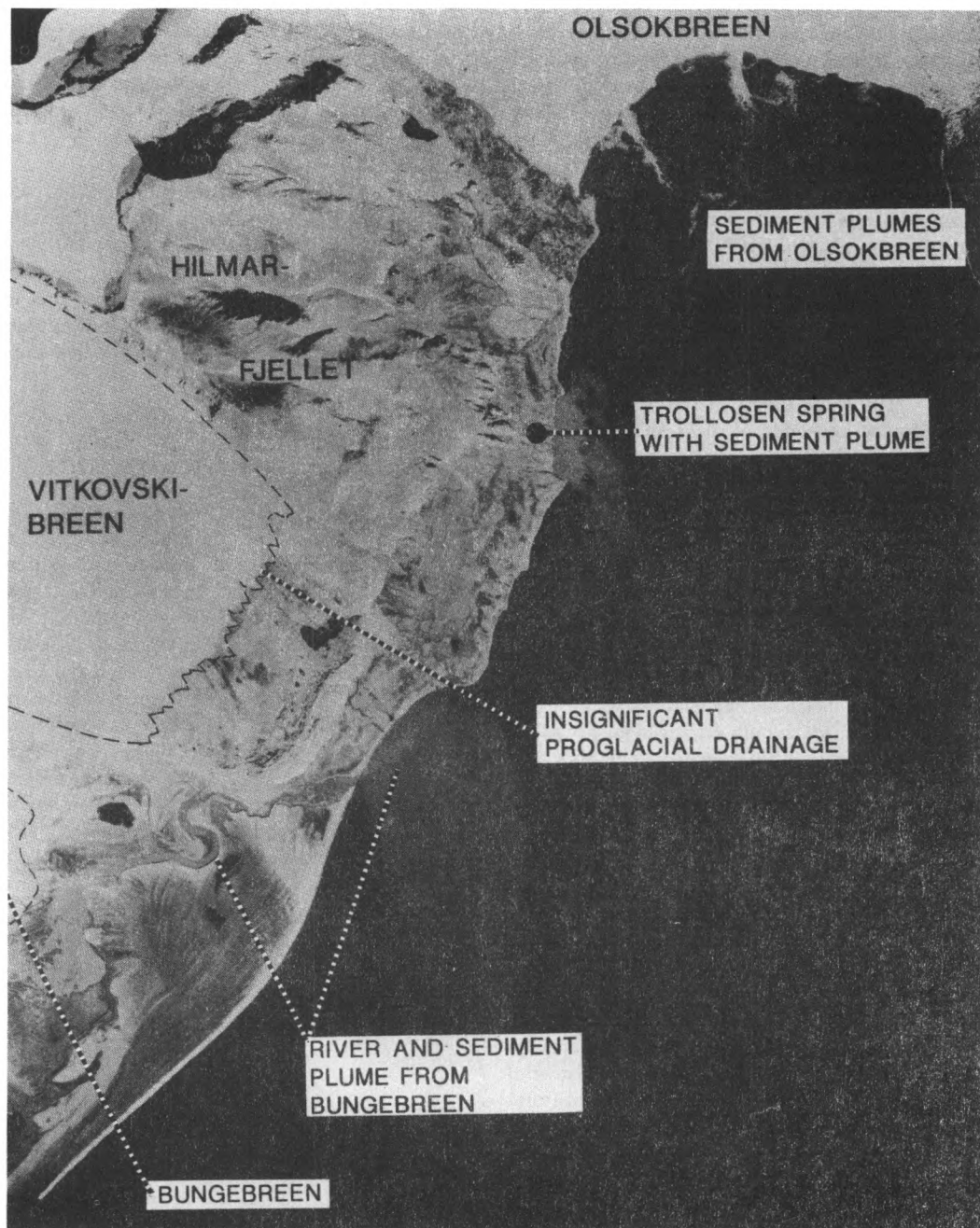


Fig. 5. Infrared air photograph of the Hilmarfjellet karst (Norsk Polarinstitutt, Series S90, No 3005, 28 July 1990). In contrast to Bungebreen and Olsokbreen, Vitkovskibreen display insignificant proglacial drainage. Hence, the distinct sediment plume from Trollosen resurgence is therefore most likely pirated from the subglacial drainage of Vitkovskibreen

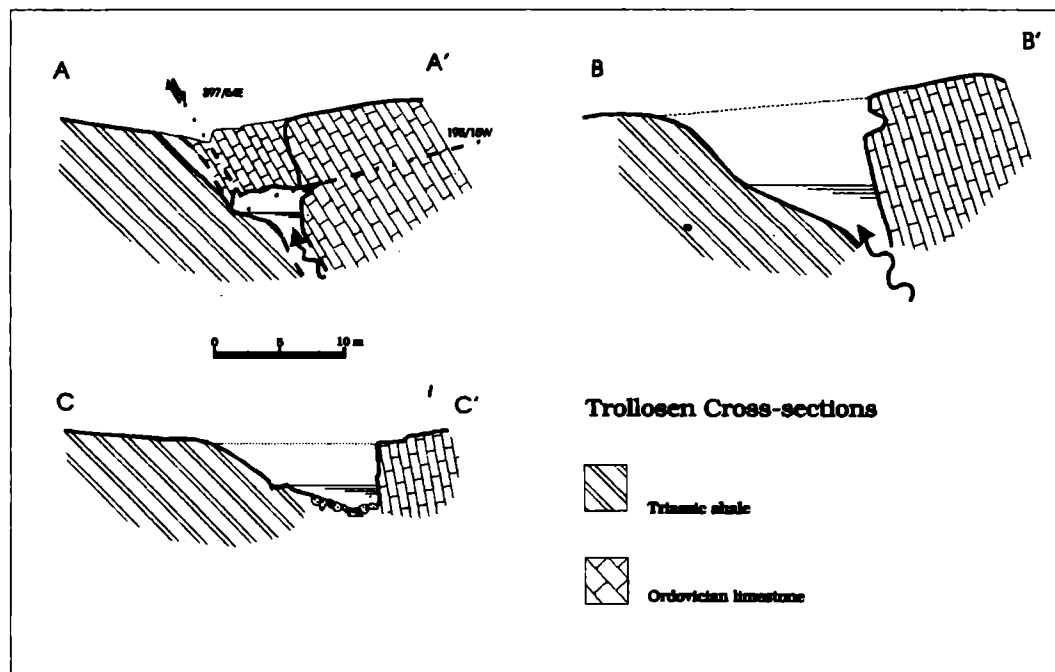
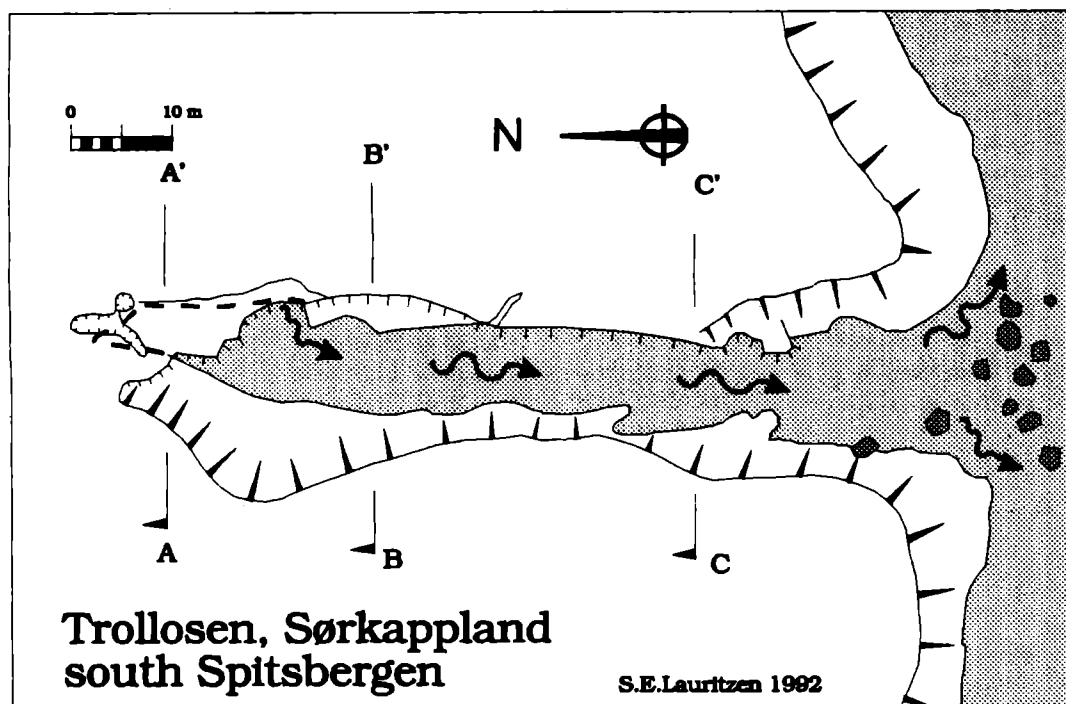


Fig. 6. A. Plan survey of Trollosen. B. Cross-sections with lithology. BCRA grade 5B (Ellis, 1976)

determined by potentiometric titration of 50 ml aliquots with HCl, the end-point was determined by solving the corresponding Gran function (Stumm and Morgan, 1981). Later analyses in the laboratory included Ca, Mg, Na, K and Si determined with ICP, SO_4^{2-} by colorimetry, and Cl^- by ion chromatography. Ion balance errors were less than 5% for all analyses. 15 ml samples were taken in

gas-tight bottles and analysed for $\delta^{18}\text{O}$ by equilibration with standard CO_2 gas and analysis on a Finnigan Delta E mass spectrometer. The saturation indices for calcite (SI_c), dolomite (SI_d), and the P_{CO_2} for the solution were calculated from the analytical data. These and other physical parameters distinguish quite clearly between the different springs (Fig. 7).

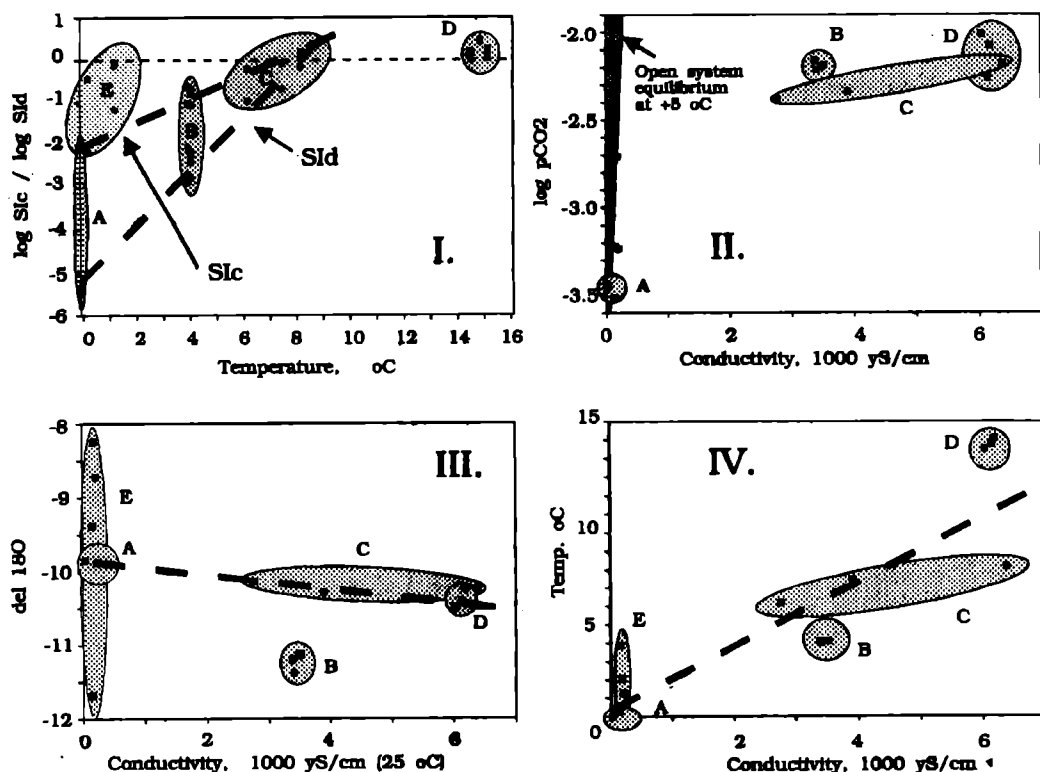


Fig. 7. Chemical characteristics of the hydrological environments at Hilmarfjellet. Please note that $\text{pP}_{\text{CO}_2} = -\log_{10} \text{P}_{\text{CO}_2}$

Saturation indices and temperature (Fig. 7. I)

Fisosen (D) is saturated or supersaturated with respect to calcite and dolomite. Olsokildene (C) and the small shallow karst springs (E) are saturated or slightly undersaturated, whilst the supraglacial water (A) is strongly undersaturated. Trollosen (B) is intermediate between the glacial and thermal environments, both with respect to temperature and undersaturation. Possible mixing lines between

glacial and thermal waters are depicted in Figure 7. I.

P_{CO_2} and mineralization (Fig. 7. II)

B, C and D are quite similar in pP_{CO_2} (2.2–2.4) and much higher than A (3.5) and E (2.7–3.3). The mineralization (using specific conductivity, k_{25} as a proxy) is well explained by P_{CO_2} alone for the surface environments (A, E). The shaded region in

Fig. 7. II represents the theoretical mineralization at thermodynamic equilibrium (+5°C) under the particular P_{CO_2} (Butler, 1982; Dreybrodt, 1988):

$$\text{Ca}^{2+}_{\text{eq}} = \left(\frac{K_C K_1 K_H}{k_2 \gamma_{\text{Ca}^{2+}} \gamma_{\text{HCO}_3^-}^2} \right)^{1/3} P_{\text{CO}_2}^{1/3}, \quad (1)$$

where $K_{(C,1,2,H)}$ are the equilibrium constants for calcite, first and second dissociation stage for carbonic acid, and for dissolution of CO_2 in water (Henry's law) at the ambient temperature (Plummer and Busenberg, 1982). $\gamma_{\text{Ca}^{2+}}$ and $\gamma_{\text{HCO}_3^-}$ are the activity coefficients for Ca^{2+} and HCO_3^- , respectively. Given a system of pure $\text{CaCO}_3/\text{H}_2\text{O}/\text{CO}_2$, the conductivity of that solution is approximated by:

$$\text{SpC} = \frac{3[\text{Ca}^{2+}]}{1.88} E + 5, \quad (2)$$

where SpC is the specific conductivity in S cm^{-1} (Dreybrodt, 1988; White, 1988). Springs B, C, D all have a large excess of foreign ions, due to a high content of salts, mainly NaCl and to a lesser extent CaSO_4 . Although the modelled conductivity is a crude first approximation that does not take foreign ions into consideration with respect to the activity coefficients, our comparison is still valid because of the large differences observed. The deviant springs are also the high temperature members, Figure 7. IV. The origin of these salts may either be evaporite strata deep into the aquifer system, expelled formation water from porous rocks (sandstones), or mixing with recent seawater within the karst aquifer (i.e. Meerschwinde (Bögli, 1978)). A distinction between these possibilities would be possible from the isotopic composition of Sr, Cl, S, H and O of the spring waters.

Stable isotopes (Fig. 7. III)

At present, the supraglacial and thermal environments (A, C, D) display similar $\delta^{18}\text{O}$ values, whilst the shallow karst springs (E) show large variation. The total annual variation in isotopic composition for the spring recharge (precipitation and runoff) is presently unknown. It is therefore quite possible that the deviant position of Trollosen (B) still represents a point on a mixing line between A and C, D

because of different residence times between the reservoirs. This interesting problem may be further investigated through frequent sampling of precipitation and spring waters so that seasonal and annual variations can be taken into consideration.

Time-series observations in Trollosen

Measurements of water stage, temperature and conductivity of Trollosen were made during the period 11–20 July (Fig. 8). Temperature and conductivity are inversely related to stage, suggesting that the residence time of the conduits is short enough to affect heat transfer and possible mixing with deep thermal water. A possible model that is consistent with the present data set would be that stage is largely controlled by input of cold (0°C), glacial water of low salinity into a body of hot, high salinity thermal water.

In order to continue the observations at other seasons, a stage board was mounted within the small cave behind the spring. A gauging profile was established some 10 m downstream of section 'C' in Figure 6. Calibration of the rating curve was done with current-meter measurements, as salt dilution proved unsuccessful due to high background salinity and insufficient mixing distance. The stages shown in Figure 8 correspond to 13–15 m^3s^{-1} . The spring was instrumented with a data logger with sensors for stage, conductivity and temperature. Data acquisition frequency is 1 hour^{-1} , and is planned to run for several years. No data are yet available.

Tracer experiments

Deducing from the discharges in Trollosen and in the proglacial drainage of Vitkovskibreen, it appears that the subglacial piracy into the karst are located quite far down-ice on the glacier. If the leakage into the Trollosen conduits was restricted to the higher reaches of the ice, then a greater proglacial runoff should be expected. A program of systematic dye tracing experiments was initiated in 1992. Successful dye tracing is dependent of adequate injection, i.e. into a moulin or ice-marginal stream that leads directly into the subglacial drainage system.

Another requisite is that sufficient time is given for the dye to be washed completely out between each experiment, in order to avoid confusion between dye breakthrough events and the corresponding injection sites. It proved difficult to find good sites that still conveyed water in July 1992; the best site was found at the northern edge of Hilmarfjellet (arrow in Fig. 3). This is an extreme location within the range of possible inlets, located at the extension of the Trollosen fault lineament. 500 g Rhodamine WT and 500 g Photin CU was injected into a small stream that fell directly into a deep bergschrund. Small ice-choked cave entrances could be seen in

the limestone cliff above the waterfall. Trollosen, Fisosen and Olsokkildene were monitored with cotton wool and charcoal detectors for Photin and Rhodamine, respectively. In addition, water samples were taken regularly from Trollosen and analysed for very low concentrations of Rhodamine on a Turner Designs fluorometer. All tests were negative during the next 10 days. The dye-tracing program will be continued from sites further down-ice, provided that they are actively flowing. (Note added in proof: In July 1993 two successful tracing experiments were performed from moulins on Vitkovskibreen to Trollosen).

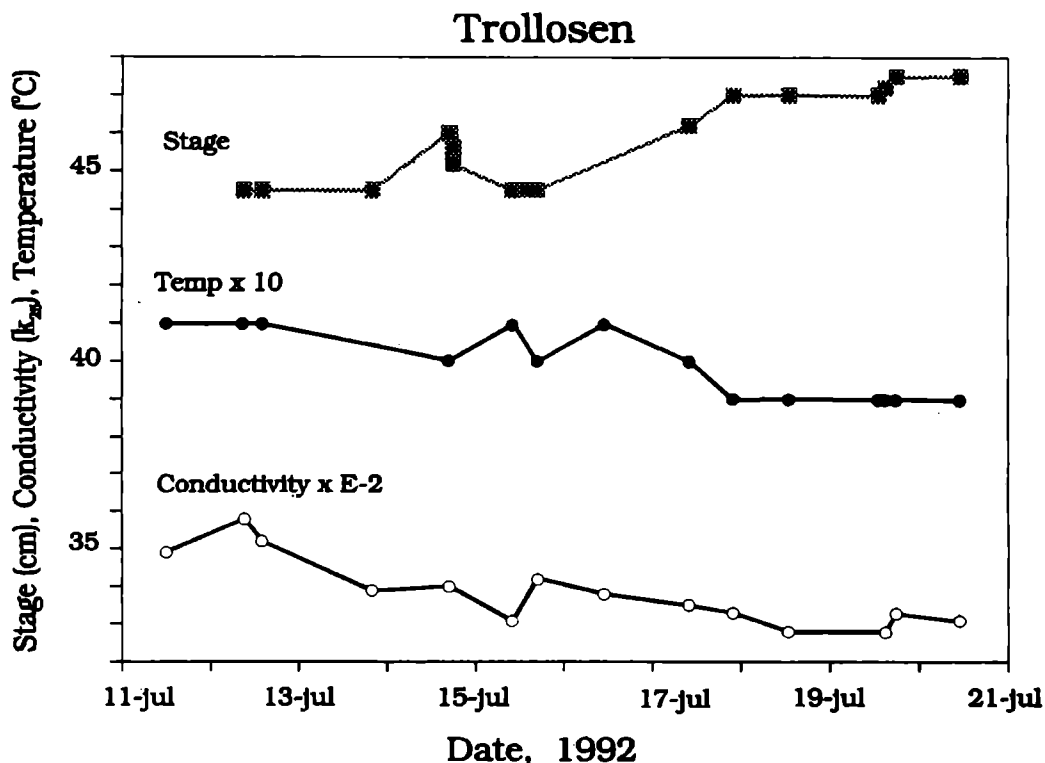


Fig. 8. Time-series observations in Trollosen

Conclusions and future prospects

1. Trollosen and Vitkovskibreen represent an extreme case of subglacial piracy into underlying conduit karst.

2. Trollosen conveys a mixture of glacial melt-water and deep thermal water of high salinity. Other

springs, like Fisosen and Olsokkildene are high-temperature, saline springs. The warmest spring, Fisosen (15°C), has not previously been reported in the literature.

3. The origin of the high salinity, thermal water is yet unknown, but may be further investigated through the isotopic composition of the water and its solutes.

Acknowledgements

Finacial support from The Norwegian Research Council (NAVF, grants 470.92/010, „Groundwater in Svalbard”), and from the Norwegian Polar Institute („Polar Stipend”) is acknowledged. Logistical support was provided by the Norwegian Polar Institute through the „M/S Lance” cruise in July 1992. Prof. M. Pulina provided valuable advice, enthusiasm and personal support. J. I. Karlsen and H. Strumse assisted in the field. This is contribution No. 28 of the Karst Research Project in Norway.

References

- Angelier J., 1984: Tectonic analysis of fault slip data sets. *J. Geoph. Res.*, 89: 5835—5848.
- Baranowski S., 1973: Geyser-like water spouts at Werenskioldbreen, Spitsbergen. In: Symposium on the Hydrology of Glaciers. IASH Publication, 95: 131—133.
- Blés J. L., Feuga, B., 1986: The Fracture of Rocks. North Oxford Academic, London, 131 p.
- Bögli A., 1978: Karsthydrographie und physische Speläologie. Springer—Verlag, Heidelberg, 292 p.
- Butler J. N., 1982: Carbon Dioxide Equilibria and Their Applications. Addison—Wesley Publishing Company, London, 259 p.
- Corbel J., 1957: Les karst du Nord-est de l'Europe et de quelques régions de comparaison. *Institute des Etudes Rhodaniennes. Memoires*, 12: 1—541.
- Dreybrodt W., 1988: Processes in karst systems. Physics, chemistry and geology. Springer—Verlag, Berlin, 288 p.
- Ellis B., 1976: Surveying Caves. British Cave Research Association, Bridgewater, Somerset, 88 p.
- Ford D. C., Williams P. W., 1989: Karst geomorphology and hydrology. Unwin Hyman, London, 601 p.
- Ford D. C., Harmon R. S., Schwarcz H. P., Wigley T. M. L., Thompson P., 1976: Geohydrologic and thermometric observations in the vicinity of the Columbia Icefield, Alberta and British Columbia, Canada. *J. Glaciol.*, 16: 219—230.
- Haldorsen S., Lauritzen S. E., 1993: Subpermafrost groundwater in Svalbard. Hydrogeology of Hard Rocks. In: 26th Congress of the International Association of Hydrogeologists, 1.
- Lauritzen S. E., 1989: Shear, tension or both—A critical view on the prediction potential for caves. In: Proceedings, 10th. International Speleological Congress, Budapest, 10: 118—120.
- Lauritzen S. E., 1991a: Groundwater in Cold Climates: Interaction Between Glacier and Karst Aquifers. In: Arctic Hydrology. Present and Future Tasks, Hydrology of Svalbard — Hydrological problems in cold climates. Gjessing Y., Hagen J. O., Hassel K. A., Wold B. (eds.). Norwegian National Committee for Hydrology, Oslo, pp. 139—146.
- Lauritzen S. E., 1991b: Sigma 123, a program for plotting, rotation and stress analysis of structural data in stereonet. Computer Program Turbo Pascal Code, Department of Geology, Bergen University.
- Liestøl O., 1976: Pingos, springs and permafrost in Spitsbergen. *Norsk Polarinstitutt Arbok*, 1975: 7—29.
- Orvin A. K., 1944: Litt om Kilder på Svalbard. *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 10: 16—38.
- Plummer L. N., Busenberg E., 1982: The solubilities of calcite, aragonite and vaterite in CO₂-H₂O solutions between 0 and 90°C, and an evaluation of the aqueous model for the system CaCO₃-CO₂-H₂O. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 46: 1011—1040.
- Pulina M., 1977: On karst phenomena occurring in the southern part of Spitsbergen (Uwagi o zjawiskach krasowych w południowej części Spitsbergenu). W: „Kras i Speleologia”. T. 1(X). UŚ Katowice, s. 104—129.
- Pulina M., 1984: Glacierkarst phenomena in Spitsbergen. *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 38: 163—168.
- Pulina M., 1990: Geomorphological effects of the cryochemical process. *Quaestiones Geographicae*, 13/14: 99—112.
- Rucklidge M. A., 1956: A glacier water-spout in Spitsbergen. *J. Glaciol.*, 2: 637—639.
- Salvigsen O., Elgersma A., 1985: Large-scale karst features and open taliks at Vardeborgsletta, outer Isfjorden, Svalbard. *Polar Res.*, 3: 145—153.
- Smart C. C., 1983: The Hydrology of the Castleguard Karst, Columbia Icefields, Alberta, Canada. *Arctic and Alpine Research*, 15: 471—486.
- Stumm W., Morgan J. J. 1981: Aquatic Chemistry. An Introduction to Emphasizing Chemical Equilibria in Natural Waters, 2nd ed. Wiley—Interscience, New York, 780 p.
- Szczesny R., Lindner L., Marks L., 1987: Photogeological map of the Hilmarfjellet region (Sørkapp Land, Spitsbergen). 1:10 000. Institute of Geology, Warsaw University. Photogeological maps of South Spitsbergen 5.
- White W. B. 1988: Geomorphology and Hydrology of Karst Terrains. Oxford University Press, New York, 464 p.
- Winsnes T. S., Birkenmajer K., Dallmann W. K., Hjelle A., Salvigsen O., 1992: Sørkapp. 1:100 000. Norsk Polarinstitutt. Geological Map Svalbard C13G.
- Wiseman M. L., 1963: Water-spout on the Aletch Glacier. *J. Glaciol.*, 4: 647—648.

Stein-Erik Lauritzen

WZAJEMNE ODDZIAŁYWANIE
ZLEWNI KRASOWEJ I GLACJALNEJ
WSTĘPNE WYNIKI BADAŃ Z HILMARFJELLET,
POŁUDNIOWY SPITSBERGEN

Streszczenie

Kras rejonu Hilmarfjellet na południowym Spitsbergenie jest wyjątkowym przykładem wzajemnego oddziaływania zlewni krasowej i glacialnej. Badaniami hydrogeologicznymi objęto źródło krasowe Trollosen i inne źródła z tego obszaru ze względu na ich subglacialne pochodzenie. Badania wykazały, że na skutek procesów krasowych następuje przechwytywanie prawie całego odpływu z lodowca Vitkovski, a w źródłach wypływa mieszanina wód lodowcowych i głębokich wód termalnych. W lipcu 1992 roku przepływ wody lodowca Trollosen wynosił $13\text{--}15\text{ m}^3\text{s}^{-1}$, przy temperaturze $3,9\text{--}4,1^\circ\text{C}$. Pochodzenie wód termalnych, które zasilają kilka innych małych źródeł termalnych, jest jeszcze nieznane.

Stein-Erik Lauritzen

LES INFLUENCES RÉCIPROQUES DU BASSIN KARSTIQUE
ET DU BASSIN GLACIAIRE. LES RÉSULTATS PRÉLIMINAIRES DES
ÉTUDES DE HILMARFJELLET, SPITSBERG DU SUD

Résumé

Le karst de la région de Hilmarfjellet, Spitsberg du Sud est un exemple exceptionnel d'influence réciproque du bassin karstique et bassin glaciaire. Les études hydrogéologiques ont été effectuées dans la source karstique Trollosen. Cependant d'autres sources du même périmètre ont été analysées du point de vue de leur flux subglaciaire. Les études ont démontré que le karst sur ce terrain-là intercepte quasiment tout le débit du glacier Vitkovki et fournit un mélange d'eaux glaciales et de eaux thermales profondes. En Juillet 1992 le débit d'eau du source Trollosen était de $13\text{--}15\text{ m}^3\text{s}^{-1}$ avec une température $3,9\text{--}4,1^\circ\text{C}$. L'origine des eaux thermales, qui alimentent quelques autres petites sources thermales est encore inconnue.

The 1991 jökulhlaup of Goesvatnet (SW Spitsbergen)

Abstract: The Goesvatnet is a lake approximately 1 km² large dammed by the ice of Gasbreen (Hornsund, SW Spitsbergen). In the summer 1991 the lake lost nearly its whole water during a period of only three days (7, 120.000 m³). Not the whole sandur zone was flooded during the outburst as it was supposed by others, but only the main glacier rivers were somewhat greater than normal. It was possible for us to observe the begin of the jökulhlaup from a mountain nearby. Earlier jökulhlaups of Goesvatnet are known but have not been observed.

Introduction

The Goesvatnet is a glacier dammed lake in the Hornsund region (SW Spitsbergen). In 1991 it was approximately 1 km² large and 30 m deep. From time to time the lake loses its water by subglacial outbursts, so-called jökulhlaups. Jökulhlaups are well known glacier hydrology phenomena, especially in Iceland from where this term originates. Since the paper of Nye (1976) the theory of jökulhlaups is well understood and later on many authors made attempts for the theoretical prediction of jökulhlaups (e.g. Clarke, 1982; Spring and Hutter, 1981; Björnsson, 1992), as in some regions the prediction of jökulhlaups is important for everyday life (flooded streets, houses, etc.)

This glacier related floods can form in various situations (according to Björnsson, 1992):

- 1) subglacial lakes at geothermal areas,
- 2) meltwater drained during volcanic eruptions and,

3) marginal ice dammed lakes for which Goesvatnet is an example.

Description of Goesvatnet

There is first evidence of the lake in 1899 on a map of de Geer (1923), which shows the lake full with a lake level at 150 m.a.s.l. During a German expedition to Svalbard in 1938 Pillewizer made a map of the Gasbreen area showing also Goesvatnet in the scale 1:25.000. There is the lake level at 105 m.a.s.l. and the lake has moved to the north (compared with the map of 1899) due to the lowering of the surface of the damming ice masses of Gasbreen. The same state of the lake but with a higher lake level can be seen on the aerial photographs of the Norsk Polarinstitut in 1936 (Grześ and Banach, 1984). Pillewizer (1939) also gave some hints about possible outbursts of the lake.

From 1956 up to now there exist a lot of informations about the empty or full lake from Polish scientists (Grześ and Banach 1984). In 1960/1961 there was the second flight for aerial photographs of Svalbard showing the lake full in 1960 and empty in 1961 and an advanced state

* Wolfgang Schöner, Institut für Meteorologie und Geophysik, Universität Wien, Hohe Warte 38 A-1190 Wien, Österreich

Monika Hartl, Institut für Photogrammetrie und Fernerkundung, Technische Universität Wien, Gußhausstraße 27—29 A-1040 Wien, Österreich

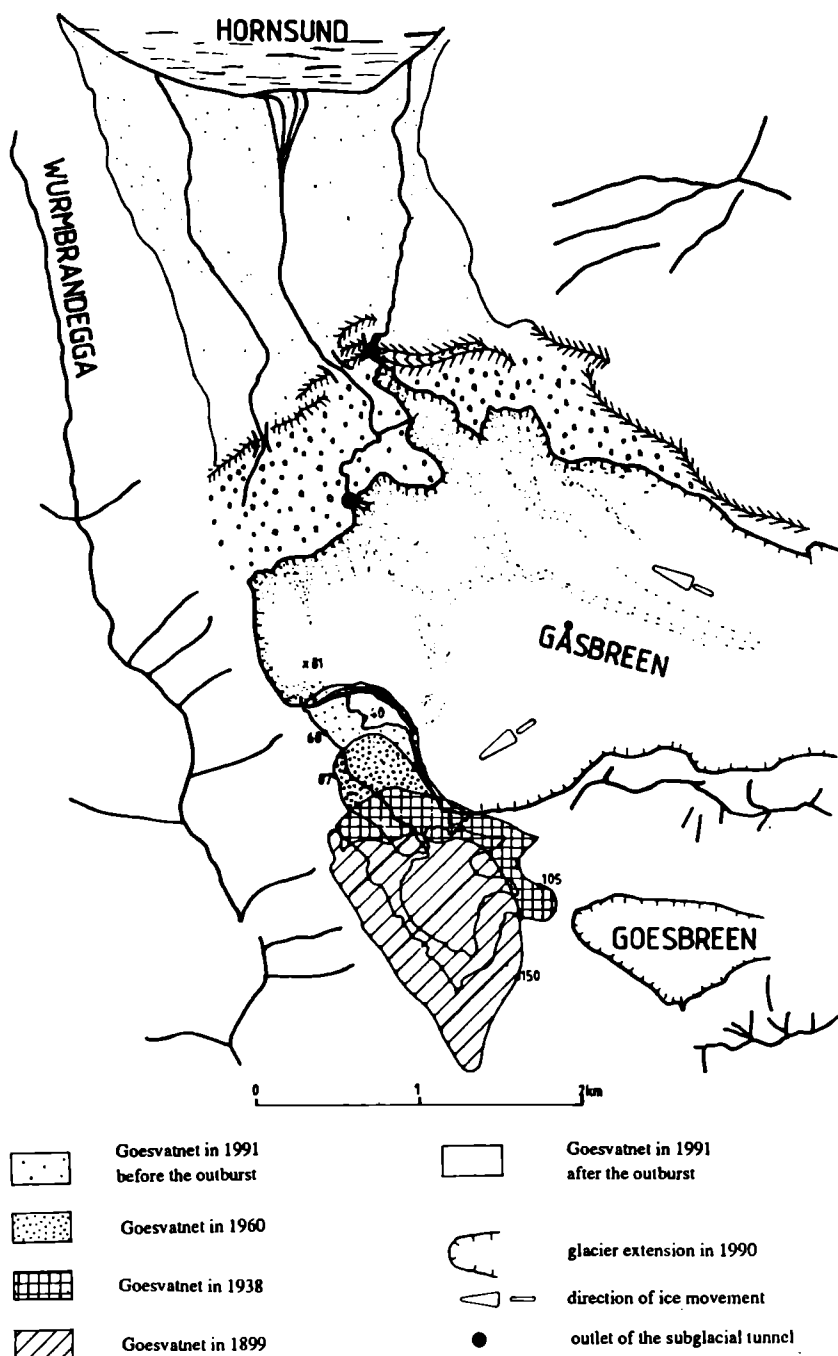


Fig. 1. The area of Gasbreen in 1990 and the extension and the lake level of Goesvatnet for different years since 1899

in the movement of the lake towards north. The explanation for this fast movement to the north is that the damming ice masses are death ice with no new ice supply.

In 1990 there was again a flight for aerial photographs in Svalbard. This photographs show the lake empty on July 30. In Fig. 1 the Gasbreen area in 1990 and the different extension and lake level of Goesvatnet since 1899 can be seen.

Table 1 gives an overview of the lake between 1899 and 1991. More details about the history and evolution of Goesvatnet can be seen in Grześ and Banach (1984).

Table 1

The evolution of the Goesvatnet since 1899 using the maps of de Geer (1923), Pillewizer (1939), Polish Academy of Sciences (1987), the aerial photographs of the Norsk Polarinstittutt 1936, 1960/1961 and 1990 and amateur photographs of 1991

Year	Area (m ²)	Lake level (m.a.s.l.)	Depth (m)
1899	997.000	150	85
1938	950.000	105	55
1960	603.000	85	43
1991	421.000	68	30

Short summary about the theory of jökulhlaups

(see Paterson, 1981)

First we have to answer the question how the jökulhlaup starts. At the begin the lake fills until it comes up to a critical lake level. This critical lake level is reached when the hydrostatic pressure of the lake at the seal is in a distinct relation to the ice overburden pressure at the seal. With the critical lake level an unstable state starts. Enlargement of the subglacial tunnel by melting dominates closure by plastic flow. Now the outburst starts.

Moreover we have to explain how the jökulhlaup stops. It ends if the lake is empty and the ice overburden pressure closes the tunnel inlet and seals the lake again or the lake level reaches a critical value and the closure rate exceeds the melting rate.

The 1991 jökulhlaup of Goesvatnet

The lake was filled and free of ice in the middle of June 1991 (Photo 1). On July 24/25 the lake reached its critical level and the outburst started. We could observe an increased outflow coming out from the glacier mouth transporting huge pieces of ice and a high amount of sediments forming a large brown fan in the sea. As mentioned above the river didn't flood the whole sandur zone but used the normal river channels only. When we noticed the outflow from a mountain nearby the water level was already sunken a few meters. The roaring of the river could be heard for approximately one day (in a distance of about 1 km). Two days later (July 26/27) the lake was nearly empty (Photo 2) as it remained until the end of our expedition (August 20, 1991).

The lake lost most of the water through a tunnel between the active and passive part of Gasbreen and also the tunnel outlet was between the active and passive part of the glacier. This was the only tunnel we could observe. Table 2 gives some data about the 1991 jökulhlaup of Goesvatnet.

Table 2

Data for the 1991 jökulhlaup of Goesvatnet

24/25—26/27 July 1991

Duration of the outburst:	2—3 days
Lake level at the begin of the outburst:	68 m.a.s.l.
Lake level after the outburst:	40 m.a.s.l.
Lake area before the outburst:	421 000 m ²
Lake area after the outburst:	54 000 m ²
Lost lake volume:	7, 120.000 m ³
Mean value of discharge:	25—40 m ³ /s
Calculated maximum discharge: (formula of Clague and Mathews)	280 m ³ /s

The maximum discharge in Tab. 2 was calculated with the empirical formula of Clague and Mathews (1973).

Figure 2 shows the relation between lake level and elevation of the saddle point of the damming ice masses of Gasbreen (as a parameter for the ice overburden pressure) for different years using the old maps and photographs of de Geer, Pillewizer, Norsk Polarinstittutt and the Polish Academy of Sciences.



Photo 1. The Goesvatnet before the outburst at the begin of July



Photo 2. The Goesvatnet after the outburst on July 27

Although we know the maximum lake level only for 1991 a good relation, which confirms the theoretical conceptions, can be seen.

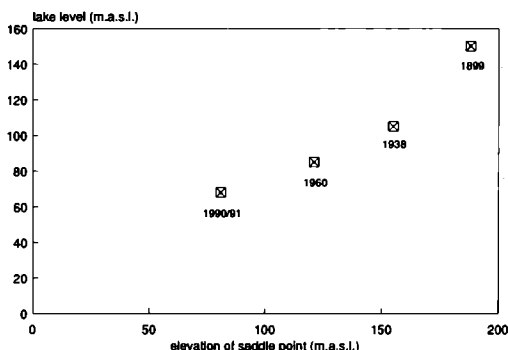


Fig. 2. Elevation of the lake level of Goesvatnet against the elevation of the saddle point of the damming ice masses of Gasbreen for different years

The detailed documentation of the Goesvatnet going back to 1899 and the known bottom topography of the empty lake in 1990 (from the aerial photographs) enables it to model former jökulhlaups of the lake and to predict maybe future outburst.

References

Björnsson H., 1992: Jökulhlaups in Iceland: prediction, characteristics and simulation. *Ann. Glaciol.*, 16:95—106.

- Clague J. J., Mathews W. H., 1973: The magnitude of jökulhlaups. *J. Glaciol.*, 12 (66):501—504.
- Clarke G. K. C., 1982: Glacier outburst flood from "Hazard Lake", Yukon Territory, and the problem of flood magnitude prediction. *J. Glaciol.*, 28 (98): 3—21.
- De Geer G., 1923: Environs de la Station Russe d'hivernage par Gerard de Geer 1910 1:50 000. Missions scientifiques pour la mesure d'un arc de meridian au Spitzberg. Mission Suedoise. Bd. II. Topographie. Geologie, Stockholm.
- Grześ M., Banach M., 1984: The origin and evolution of the Goes Lake in Sörkapp Land, Spitsbergen. *Polish Polar Res.*, 5, 3—4: 241—253.
- Nye J. F., 1976: Water flow in glaciers: jökulhlaups, tunnels and veins. *J. Glaciol.*, 17 (76): 181—207.
- Norsk Polarinstitut: Aerial photographs of Svalbard 1936, 1960/1961 and 1990.
- Paterson W. S. B. (1981): *The Physics of Glaciers*. 2nd Ed. Pergamon Press.
- Pillewizer W., 1939: Die kartographischen und gletscherkundlichen Ergebnisse der Deutschen Spitzbergen-Expedition 1938. *Peterm. Geogr. Mitt. Ergänzungsh.* 238.
- Polska Akademia Nauk (1987): Spitsbergen, Hornsund, mapa topograficzna 1:25 000.
- Schöner W., Hartl M.: Jökulhlaup of Goesvatnet (SW Spitsbergen) in summer 1991. *J. Glaciol.*
- Spring U., Hutter K., 1981: Numerical studies of jökulhlaups. *Cold Region Sci. Techn.*, 4(3): 221—244.

Wolfgang Schöner, Monika Hartl

**GWALTOWNY WYPŁYW (JÖKULHLAUP)
Z JEZIORA GOESVATNET W 1991 ROKU
(PD.-ZACH. SPITSBERGEN)**

Streszczenie

Goesvatnet to jezioro o powierzchni około 1 km², które zostało spiętnowane przez lodowiec Gåsbreen (Hornsund, pd.-zach. Spitsbergen). Latem 1991 roku, w ciągu zaledwie 3 dni, jezioro utraciło prawie całą swoją wodę (7 120 000 m³). Jak wynika z obserwacji, obszar sandru nie został zalany, jak wcześniej sądzono, ale zwiększył się przepływ w głównych rzekach lodowcowych. Wcześniejszych zaników jeziora nigdy nie obserwowano, chociaż wiadomo, że miały miejsce.

Wolfgang Schöner, Monika Hartl

**UNE EFFUSION BRUSQUE (JÖKULHLAUP)
DU LAC GOESVATNET EN 1991,
SUD.-OUEST DU SPITZBERG**

R é s u m é

Goesvatnet est un lac dont la surface est de 1 km², qui a été repoussé par le glacier Gasbreen (Hornsund, Spitzberg du Sud-Ouest). Durant l'été 1991, en l'espace de 3 jours à peine, le lac a perdu toute son eau (7, 120 000 m³). Comme on peut le constater, la zone Sandur n'a pas été inondée comme on le croyait auparavant, mais c'est le débit des principales rivières glaciariques qui a changé. Les disparitions d'un lac n'ont jamais été observées auparavant, bien que l'on sache qu'elles aient eu lieu.

**Jacek Rózkowski
Andrzej Rózkowski
Andrzej Pacholewski***

Jakość wód szczelinowo-krasowych z utworów Jury Krakowsko-Częstochowskiej i ogniska ich degradacji

Treść: W artykule przedstawiono skalę przeobrażeń antropogenicznych jakości wód poziomu jury górnej w rejonie Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej, obserwowaną w latach 1991–1993. Degradację jakości wód podziemnych zinterpretowano na tle warunków hydrogeologicznych, determinujących dynamikę przenikania zanieczyszczeń z powierzchni do hydrosfery podziemnej. Stwierdzono zależność pomiędzy jakością ujmowanych wód a charakterem zagospodarowania terenu. W ujęciu regionalnym przestrzennie przedstawiono ogniska zanieczyszczeń o zróżnicowanej genezie, wywierające bezpośredni wpływ na chemizm badanych wód.

Wstęp

W artykule zaprezentowano wstępne wyniki badań z zakresu oceny jakości wód szczelinowo-krasowego poziomu jury górnej w rejonie Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej (WKCz). Aby wyjaśnić źródła degradacji jakości wspomnianych wód, autorzy pracy dokonali inwentaryzacji i charakterystyki występujących na terenie WKCz ognisk zanieczyszczeń, stanowiących potencjalne zagrożenie dla zbiornika górnourajskiego.

Ocenę jakości wód oparto na wynikach 95 pełnych analiz chemicznych wód, wykonanych w latach 1991–1993 w Laboratorium Państwowego Instytutu Geologicznego (PIG) w Warszawie.

Badania prowadzone były w ramach II etapu zadania *Ochrona hydrosfery podziemnej aglomeracji miejsko-przemysłowej Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (GZW) i jego obrzeżenia*, realizowanego przez Oddział Górnośląski PIG, przy współpracy

z Wydziałem Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego.

Zastosowana w pracy klasyfikacja jakości wód podziemnych oparta jest na kryteriach wypracowanych w ramach badań prowadzonych w podprogramie CPBP 04.10.09 (Kleczkowski (red.), 1990.)

Charakterystyka hydrogeologiczna

Poziom wodonośny jury górnej w zasięgu WKCz obejmuje obszar występowania wspomnianej formacji pod przepuszczalnym nadkładem czwartorzędowym, lokalnie ilastym trzeciorzędowym oraz marglistą kredą. Powierzchnia tak zdefiniowanego poziomu wynosi 1470 km², natomiast miąższość wodonośnych węglanowych utworów jury górnej jest zmienna w granicach od kilkudziesięciu do ponad 400 m. Izolującą serią podścielającą są spągowe ogniwa dolnego oksfordu oraz seria ilów rudonośnych środkowej jury (Rózkowski (red.), 1990).

Zgodnie z klasyfikacją zaproponowaną przez A. S. Kleczkowskiego (1991) poziom wodonośny jury górnej WKCz, ze względu na parametry

* Jacek Rózkowski, Katedra Geomorfologii, Uniwersytet Śląski, 41–200 Sosnowiec, ul. Będzińska 60

Andrzej Rózkowski, Katedra Hydrogeologii i Geologii Inżynierskiej, Uniwersytet Śląski, 41–200 Sosnowiec, ul. Będzińska 60

Andrzej Pacholewski, Państwowy Instytut Geologiczny, Oddział Górnośląski, 41–200 Sosnowiec, ul. Królowej Jadwigi 1

hydrogeologiczne, można zaliczyć do głównych zbiorników wód podziemnych (GZWP).

Jest to zbiornik szczelinowo-krasowo-porowy, zbudowany z różnych litologicznie typów wapieni, podrzędnie margli. Kompleksowe badania hydrogeologiczne wykazały wodonośność węglanowego kompleksu w pełnym jego profilu geologicznym (Pacholewski, 1982).

Mimo zmieniających się w profilu pionowym właściwości filtracyjnych, zbiornik jury górnej stanowi jeden hydraulicznie związany system wodonośny. W północnej części Wyżyny Częstochowskiej obecność marglistych wkładek w profilu geologicznym jury górnej stwarza możliwość występowania kilku niezależnych warstw wodonośnych.

Zbiornik jury górnej ma przestrzennie zróżnicowane parametry hydrogeologiczne, w zależności od litofacjalnego wykształcenia wapieni oraz stopnia ich skawernowania.

Duże wartości współczynników filtracji są typowe dla rejonu jury częstochowskiej, gdzie miarodajne ich wartości mieszczą się w przedziale od $1,5 \cdot 10^{-3}$ do $6,5 \cdot 10^{-6}$ m/s, osiągając średnią wartość $1,1 \cdot 10^{-4}$ m/s. Dla rejonu krakowskiego wartości współczynników filtracji są zmienne w przedziale od $7,7 \cdot 10^{-5}$ do $1,8 \cdot 10^{-7}$ m/s (Rózkowski (red.), 1990; Rózkowski, 1993).

Strefowe pompowania wykazały obniżanie się przepuszczalności skał wraz z głębokością. Zjawisko to należy wiązać ze zmniejszającą się z głębokością średnicą szczelin oraz z wypełnieniem pustek krasowych (Liszkowska, 1990).

Przepuszczalność zbiornika jest uzależniona od porowatości masywu skalnego oraz przede wszystkim od stopnia jego zeszcelinowania i skawernowania.

Wodonośność zbiornika jest natomiast zależna od stopnia spękania i skawernowania skał oraz warunków zasilania i drenażu zbiornika. Studnie pobierające wodę z opisywanego zbiornika cechują się dużą zmiennością wydatków, co jest charakterystyczne dla poziomów szczelinowo-krasowych. Wydajności studni kształtują się w przedziale $1,0$ – 567 m³/h, przy depresjach $0,1$ – 26 m. Wydatki jednostkowe są zmienne w granicach $0,1$ – 416 m³/h na 1 mS. Maksymalne wydajności studni notuje się w strefach uskokowych, wzdłuż których rozwinął się kras.

Pas wzgórz WKCh, zbudowany z węglanowych utworów jury górnej, tworzy morfologicznie wynie-

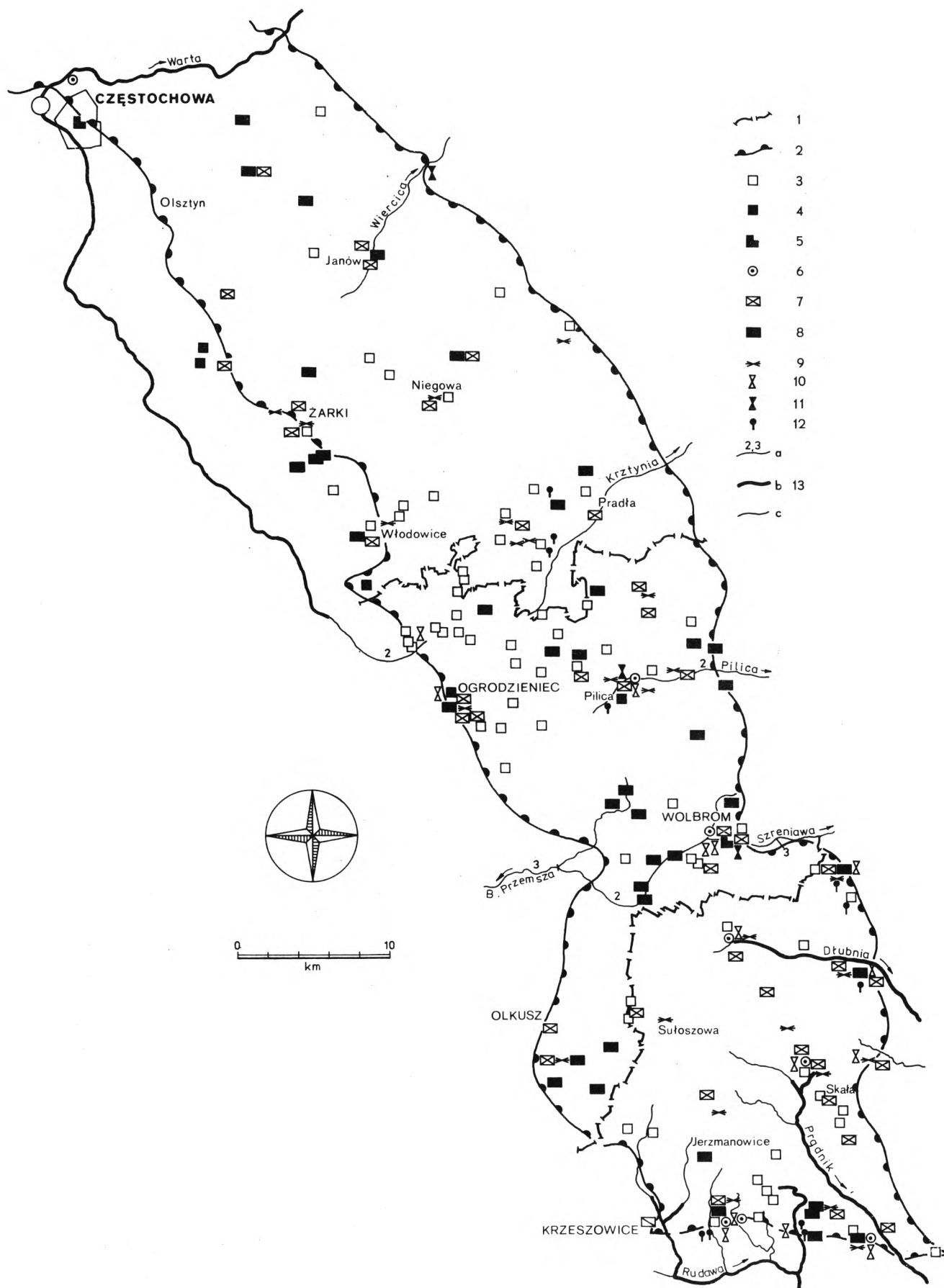
siony obszar wododziałowy, kształtujący ciśnienia wód w utworach wspomnianej formacji. Z obszaru wododziałowego wody podziemne regionalnego systemu przepływu spływają w kierunku wschodnim pod kredowy zbiornik niecki nidziańskiej oraz w kierunku zachodnim ku zbiornikowi triasu śląsko-krakowskiego (ryc. 2). Lokalne systemy przepływu są drenowane przez doliny: Warty i jej dopływów, Pilicy, Białej Przemszy, Dłubni, Rudawy oraz Prądnika (ryc. 1). Zasilanie GZWP jury górnej odbywa się na całej powierzchni jego występowania, przez przepuszczalny nadkład utworów czwartorzędowych.

Przepływ wód w zbiorniku odbywa się systemem szczelin i kanałami krasowymi oraz porami masywu skalnego. Szczeliny i kanały krasowe są głównymi drogami przepływu. Szczególnie uprzywilejowanymi drogami przepływu są jednak strefy dyslokacji, wzdłuż których rozwinął się system kanałów krasowych.

Obserwuje się znaczne zróżnicowanie prędkości lateralnego przepływu w zbiorniku jury górnej. Badania A. Pacholewskiego (1987) oraz A. Rózkowskiego i in. (1985, 1990) wykazały, że przeciętne szybkości przepływu w szczelinowych i krasowych systemach przepływu są rzędu kilkuset do kilku tysięcy m/rok.

Wyniki oznaczeń trytowych wód źródeł w zlewni Wiercicy oraz Rudawy (Małoszewski, Zuber, 1990; Rózkowski, 1993) potwierdziły, że średnie czasy przepływu w zlewniach podziemnych źródeł, uwzględniając przepływy: szczelinowy, krasowy i porowy, są znacznie dłuższe i wahają się w granicach 45–132 lat.

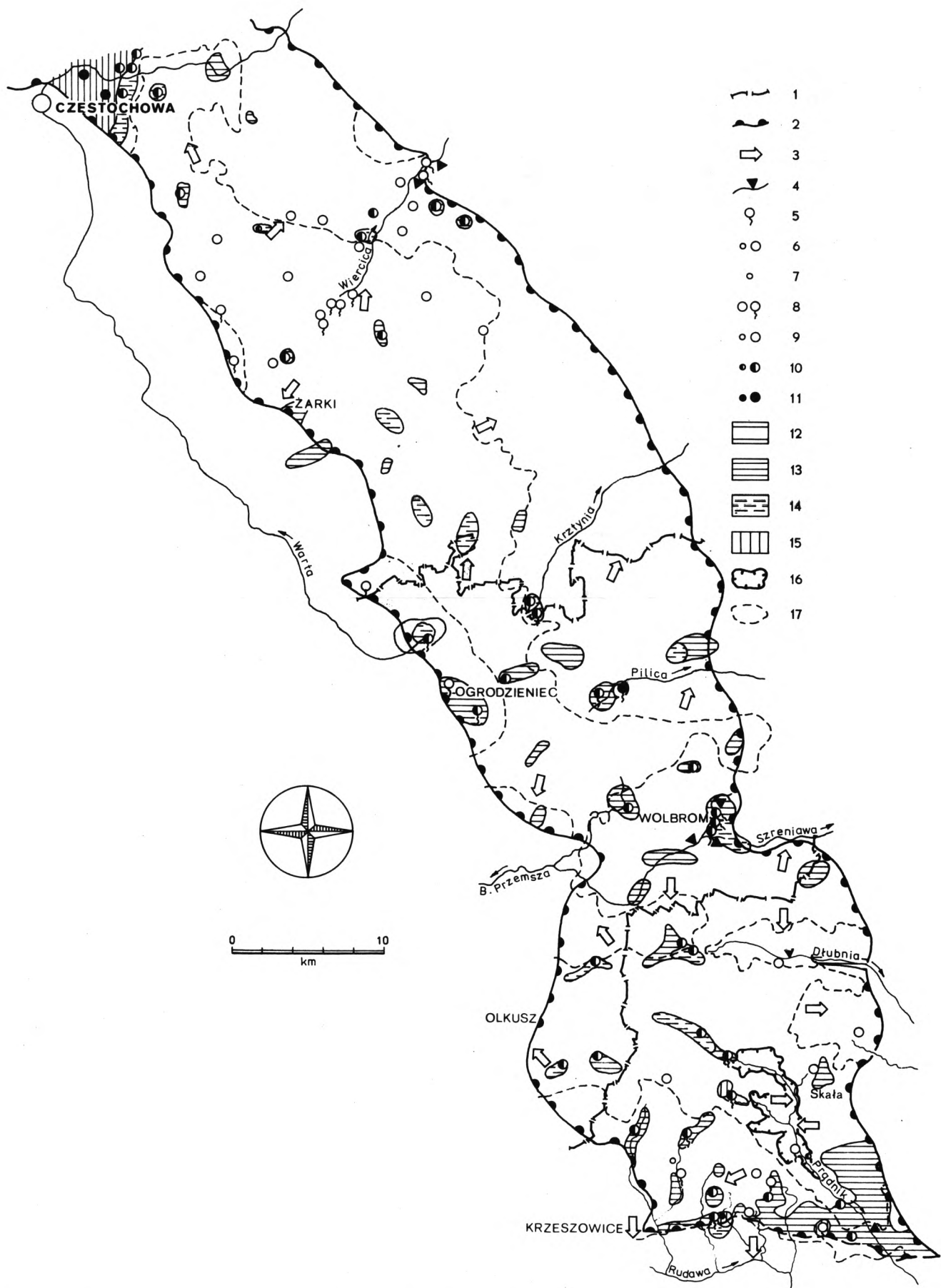
Ze względu na ogólne warunki przewodzenia wód oraz zasilanie i drenaż zbiornik jury górnej w zasięgu WKCh odpowiada hydraulicznemu modelowi płytkiego szczelinowo-krasowo-porowego zbiornika o swobodnym zwierciadle wody, częściowo napiętym pod przykryciem glin zwałowych i zwietrzelinowych oraz lokalnie występujących ilastych utworów trzeciorzędu i marglistych utworów kredy. Zwierciadło wody w zbiorniku występuje na głębokości od kilku do 50 m od powierzchni, w zależności od ukształtowania rzeźby terenu. Sezonowe wahania zwierciadła mieszczą się w przedziale od kilku do kilkunastu metrów (Rózkowski i in., 1985; Rózkowski (red.), 1990). Reakcja zbiornika na zasilanie roztopowe waha się w zakresie 15–123 dni (Leszkiewicz i in., 1993).



Ryc. 1. Mapa potencjalnych ognisk zanieczyszczeń i przeobrażeń wód podziemnych w obszarze występowania zbiornika górnjurajskiego
 1 — granice województw; 2 — granice występowania zbiornika górnjurajskiego (GZWP); składowiska odpadów: 3 — komunalnych; 4 — przemysłowych; 5 — tereny zakładów szczególnie uciążliwych dla środowiska; 6 — oczyszczalnie ścieków; 7 — magazyny i stacje paliw; 8 — fermy hodowlane; 9 — magazyny nawozów mineralnych i środków ochrony roślin; miejsca zrzutów ścieków: 10 — komunalnych, 11 — przemysłowych; 12 — miejsca wylewisk ścieków; 13 — jakość wód powierzchniowych płynących w 1991 r. (wg OBIKS, 1992): a — I, II lub III klasy, b — pozaklasowe, c — nie badano

Fig. 1. Map of potential sources of pollutants and alterations of underground waters in the area of occurrence of the Upper Jurassic basin

1 — provincial boundaries; 2 — boundaries of the Upper Jurassic basin (GZWP); waste dumps: 3 — communal, 4 — industrial; 5 — grounds occupied by plants scheduled as particularly noxious for the environment; 6 — effluent treatment plants; 7 — fuel stores and stations; 8 — stock farms; 9 — stores for mineral fertilisers and plant protection chemicals; points of effluent discharge: 10 — communal, 11 — industrial; 12 — effluent outflow areas; 13 — surface water quality in 1991 (acc. to OBIKS, 1992): a — I, II or III class, b — nonclassified, c — not tested



Ryc. 2. Mapa jakości wód poziomu górnogórskiego w obszarze Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej

1 — granice województw; 2 — granice występowania zbiornika górnogórskiego (GZWP); 3 — główne kierunki przepływu wód podziemnych; punkty opróbowania: 4 — ciek, 5 — źródło, 6 — studnia; ujmowany poziom wodonośny: 7 — czwartorzędowy, 8 — górnogórski; jakość wód: 9 — klasy Ia, b, 10 — klasy Ic, d, 11 — klasy II; przybliżony zasięg obszarowy dominujących klas jakości wód i ich przeznaczenie: 12 — Ia, b, bardzo czyste i czyste, do użytku bez uzdatniania, 13 — Ic, bardzo nieznacznie zanieczyszczone, łatwe do uzdatniania, 14 — Id, zanieczyszczone, wymagające uzdatniania, 15 — II, nie przeznaczone do zaopatrzenia ludności w wodę do picia; 16 — granica Ojcowskiego Parku Narodowego; 17 — granice Jurajskich Parków Krajobrazowych

Fig. 2. Map showing quality of waters from the Upper Jurassic horizon in the region of the Cracow—Częstochowa Upland

1 — provincial boundaries; 2 — boundaries of the Upper Jurassic Basin (GZWP); 3 — principal flow directions of underground waters; test points: 4 — water-courses, 5 — springs, 6 — wells; water-bearing horizon source: 7 — Quaternary, 8 — Upper Jurassic; waters' quality: 9 — classes Ia, b, 10 — classes Ic, d, 11 — class II; approximate surface range of waters' dominating quality classes and their scheduled use: 12 Ia, b, very clean and clear, for use without treatment, 13 — Ic, slightly polluted, easily treated, 14 — Id, polluted, requiring treatment, 15 — II, not scheduled for human drinking water use; 16 — boundary of the Ojców National Park; 17 — boundaries of the Jurassic Landscape Park

Czas pionowego przesiąkania wód z powierzchni terenu do zbiornika jest bardzo zróżnicowany i kształtuje się zwykle od kilku miesięcy do kilku lat w strefie podczwartorzędowych wychodni, aż do ponad 100 lat w rejonach przykrycia zbiornika słabo przepuszczalnymi utworami trzeciorzędu (Witkowski, 1990).

Ogniska zanieczyszczeń

Degradacja jakości wód zbiornika górnojurajskiego jest efektem migracji zanieczyszczeń antropogenicznych z powierzchni terenu. Ogniska zanieczyszczeń występujące w rejonie badań mają charakter przestrzenny, liniowy i punktowy.

Wielkopowierzchniowe zanieczyszczenia związane są z zanieczyszczonym powietrzem i szeroko pojętą działalnością rolniczą. Przyczyną liniowych zanieczyszczeń są zdegradowane jakościowo wody rzek: Warty, Białej Przemszy, Pilicy, Dłubni i Prądnika, oraz szlaki komunikacyjne. Do punktowych ognisk zanieczyszczeń zalicza się składowiska odpadów komunalnych i przemysłowych, fermy hodowlane, składowiska środków ochrony roślin i nawozów sztucznych, obiekty obrotu produktami naftowymi oraz miejsca zrzutów ścieków, a także oczyszczalnie ścieków (ryc. 1).

Emisje przemysłowych zanieczyszczeń w województwach katowickim i krakowskim oddziałują regionalnie na obszar badań. Należą do najwyższych w kraju i sięgają — dla pyłów do 34 t/km^2 , a w odniesieniu do emisji gazów 151 t/km^2 . Wiąże się to z minimalną skutecznością urządzeń do redukcji zanieczyszczeń gazowych, kształtującą się poniżej 15% (GUS, 1991).

Stężenia zanieczyszczeń powietrza atmosferycznego wykazują na obszarze badań tendencję wzrostową w rejonach dużych aglomeracji miejsko-przemysłowych, czego dowodem są obserwacje prowadzone w Ojcowie i okolicach Krakowa. Stężenia średnioroczne pyłu zawieszonego w 1991 roku wzrosły od $20 \mu\text{g/m}^3$ do ponad $40 \mu\text{g/m}^3$, natomiast SO_2 — od $32 \mu\text{g/m}^3$ do $64 \mu\text{g/m}^3$. Wśród metali rejestrowano najwyższe stężenia Fe ($0,24\text{—}0,58 \mu\text{g/m}^3$), Zn ($0,15\text{—}0,22 \mu\text{g/m}^3$), niższe stężenie Pb, Cu, Ni i Cr (PIOŚ, 1992).

Badania zanieczyszczonych opadów atmosferycznych w rejonie GOP-u (Krawczyk, Leśniok, 1991) i Krakowa (Turzański, 1991) wykazują

duże zróżnicowania jakościowe, związane z procesem *rainout*, oraz dowodzą transportu zanieczyszczeń z tych rejonów na obszar Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej. Generalnie wody opadowe w rejonie badań charakteryzują się podwyższonymi stężeniami siarczanów, azotanów, metali alkalicznych i ciężkich, stanowiąc istotne ognisko zanieczyszczeń w stosunku do wód podziemnych.

Zanieczyszczenie powietrza jest przyczyną zakwaszania gleb, obserwowanego na około 60% powierzchni gruntów ornych i podwyższenia stężeń metali w glebach. W rejonie Wyżyny Krakowskiej w glebach stwierdzono podwyższone stężenia: Cd ($1\text{—}4 \text{ mg/kg}$), Zn ($47\text{—}185 \text{ mg/kg}$), Pb ($20\text{—}135 \text{ mg/kg}$) i Co ($8\text{—}20 \text{ mg/kg}$) (Helios-Rybicka i in., 1991).

Rolniczy charakter zagospodarowania obszaru badań determinuje ilość i jakość substancji szkodliwych zagrażających wodom i glebom. Z chemizacją rolnictwa związane są nawozy sztuczne, środki ochrony roślin, substancje strukturotwórcze i zaprawy. Znaczącą rolę odgrywają ponadto odpady płynne i stałe produkcji zwierzęcej czy roślinnej oraz przetwórstwa rolnego. Zanieczyszczenia rolnicze dostarczają do wód podziemnych głównie związki azotu, fosforu, siarki oraz metali, a także powodują zagrożenie bakteriologiczne wód, szczególnie w okresie maj—czerwiec.

W obszarze badań dominują wysypiska nieuporządkowane, wieloskładnikowe, o pojemnościach przeciętnie $10\text{—}50 \text{ m}^3$, podpoziomowe (70% populacji), nie izolowane od podłoża. Jednocześnie dla 70% populacji wysypisk głębokość występowania pierwszego poziomu wodonośnego nie przekracza 20 m. W obszarach zabudowy wiejskiej mogą one zanieczyszczać potoki bądź obszary źródlisk, co obserwowano w dolinach Szklarki, Prądnika (Rózekowski, 1990). W obszarach wiejskich oraz w wielu miastach występuje nie uporządkowana gospodarka wodno-ściekowa. W 1987 roku zaledwie około 30% wsi było zwodociągowanych, a tylko 1% wsi było skanalizowanych. W efekcie aż 50% studni przydomowych, ujmujących głównie poziom czwartorzędowy, miało w 1990 roku wody złej jakości (GUS, 1991). Zaopatrywanie się rolników indywidualnych w środki chemiczne na giełdach towarowych zwiększa niebezpieczeństwo skażenia powierzchni i hydrosfery podziemnej tymi środkami w czasie transportu, a następnie podczas doraźnego przechowywania.

Fermy hodowlane, prowadzące przeważnie ściółkowy system hodowli, wykorzystują produkowany nawóz rolniczo, choć nie zawsze efektywnie. Część powstających ubocznie ścieków odprowadzana jest przez oczyszczalnie lub bezpośrednio do potoków. Przykładem ostatniego z wymienionych rozwiązań jest ferma trzody chlewnej w Tomaszowicach. Z produkcją ferm towarowych związana jest migracja do wód podziemnych związków następujących pierwiastków: C, N, P, K, Ca, Mg, Na, S, Cu, Mn, Co, Zn i innych mikroelementów, a także wzrost zagrożenia bakteriologicznego.

Oczyszczalnie ścieków, głównie typu mechaniczno-biologicznego, są nieliczne i mało efektywne, co potwierdzają badania kontrolne OBiKŚ w Krakowie z 1991 roku. Wykazały one znaczne przekroczenie dopuszczalnych wartości BZT₅, CHZT, N-NH₄, części rozpuszczalnych i zawiesiny ogólnej oraz podwyższone stężenia fosforanów.

Najbardziej zdegradowane środowisko występuje w rejonie aglomeracji miejsko-przemysłowych Częstochowy oraz Wolbromia (ryc. 1). Obecne tu ogniska zanieczyszczeń związane są z zakładami przemysłowymi. W rejonie Częstochowy huta „Częstochowa” i należąca do niej koksownia są głównym ogniskiem zanieczyszczeń fenolowych, przy czym związki te dostają się do wód podziemnych wskutek infiltracji wód z Warty i Kucelinki przez nieuszczelną kanalizację i urządzenia oczyszczalni bądź też przez infiltrację wraz z opadami fenoli emitowanych do atmosfery (Rudzińska, 1982). Zakład ten jest także źródłem zanieczyszczeń wód cyjankami i siarczanami. Ścieki produkcyjne zlokalizowanego w bezpośrednim sąsiedztwie huty Zakładu Gazowego, odprowadzane do cieków, zawierają znaczne ilości fenoli, cyjanków i amoniaku. W Zakładach Tworzyw Sztucznych w Aniolowie głównym źródłem zanieczyszczeń wód podziemnych jest zwałowisko odpadów poprodukcyjnych związków chromu. Zakłady Chemiczne „Rudniki” powodują zanieczyszczenie wód podziemnych głównie chromianami i siarczanami, przez ścieki doprowadzane do potoku Wodnica, oraz przede wszystkim przez zgromadzone na składowisku odpady poprodukcyjne. Degradacja jakości wód powierzchniowych i podziemnych w rejonie Wolbromia jest efektem rozwoju przemysłu maszynowego, gumowego i skórzanego.

Chemizm i jakość wód

Badania hydrochemiczne, prowadzone przez autorów artykułu w ramach WKCh, objęły poziomy wodonośne czwartorzędu i jury górnej oraz wody cieków. Ogółem opróbowano 81 punktów hydrogeologicznych z GZWP jury górnej, w tym 32 źródła oraz 49 studni.

Większość opróbowanych wód pochodziła z obszarów zlewni Wiercicy oraz Rudawy i Prądnika, gdzie od lat prowadzone są szczegółowe badania hydrogeologiczne GZWP jury górnej (Pacholewski, 1987; Rózkowski (red.), 1990; Rózkowski, 1990). Dla porównania opróbowano i analizowano wody z 5 studni ujmujących czwartorzędowy poziom wodonośny oraz wody z 9 cieków.

Wody z poziomu czwartorzędowego, szczególnie narażone na degradację ze strony powierzchniowych ognisk zanieczyszczeń, wykazują duże zróżnicowanie jakości. Są to wody mieszczące się w przedziale od czystych (klasa Ib) do niezdatnych do picia (klasa II). Dominują wody niższych klas czystości. O jakości wód z utworów czwartorzędowych decydują lokalne warunki hydrogeologiczne, a przede wszystkim zagospodarowanie przestrzenne obszaru.

Wody z GZWP jury górnej są słabo zmineralizowane. Charakteryzują się przewodnictwem właściwym w zakresie 20–86 mS/m. Wykazują zróżnicowany stopień przeobrażenia, wywołanego przeważnie antropopresją. Dominują wśród nich wody czyste i nieznacznie zanieczyszczone, zaliczane do klas Ib i Ic (tab. 1).

Występowanie wód niższych klas jakości stwierdzono głównie w obszarach zabudowy wiejskiej oraz w rejonach aglomeracji miejsko-przemysłowych (ryc. 2). Wśród całej populacji badanych wód 13% stanowią wody zaliczane do klasy Id, natomiast 3,5% — wody zaliczane do klasy II.

Subpopulacja wód źródłanych wykazuje znacznie wyższy udział wód czystych w porównaniu z subpopulacją wód ujmowanych studniami (tab. 1). Wiąże się to z faktem, iż większość źródeł występuje w zasięgu obszarów leśnych, o gospodarce ekstensywnej, objętych ochroną prawną. Są to tereny Ojcowskiego Parku Narodowego lub też Jurajskich Parków Krajobrazowych (ryc. 2). Z kolei w zasięgu obszarów zurbanizowanych i uprzemysłowionych

Tabela 1

Charakterystyka jakości wód podziemnych Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej
(okres od 09.1991 do 02.1993)

Table 1

Quality characteristics of the underground water from the Cracow-Częstochowa Upland
(period from 09.1991 to 02.1993)

Ujmowany poziom wodonośny	Liczba opróbowanych punktów	Zakres zmienności przewodnictwa włściwego [mS/m]	Klasyfikacja jakościowa wód badanej populacji					Przekroczenie przepisów sanitarnych
			Ia	Ib	Ic	Id	II	
Czwartorzędowy	5	43—119	0	1	1	2	1	4
Górniojurajski								
Razem	81	20—86	0	40	26	12	3	25
Źródła	32		0	19	8	4	1	8
Studnie	49		0	21	18	8	2	17

jakość wód źródłanych z reguły jest zła. Przykładem mogą być źródła Warty w Kromolowie oraz źródła Krztyń w Siamoszycach, których wody zaliczone zostały do klasy Id, czy też źródła Pilicy w Sławnowie, zakwalifikowane do klasy II.

Wśród składników decydujących o degradacji jakości wód dominującą rolę odgrywają: azotany, związki żelaza i fosforany (tab. 2). Zanieczyszczenie wód podziemnych azotanami ma charakter regionalny. Podwyższone stężenia Fe i PO_4^{3-} stwierdzono dla połowy badanej populacji wód. Składniki te degradują wody, głównie do klas Ib—d. Obecność azotanów i fosforanów związana jest głównie z dominującym w regionie rolnictwem. Geneza żelaza w wodach podziemnych może mieć natomiast charakter geogeniczny, może być związana z zanieczyszczeniami przestrzennymi, wywołanymi emisjami przemysłu hutniczego, oraz z procesami korozyjnymi obudowy ujęć studziennych. Znaczenie obecności żelaza w wodach poziomu jury górnej wynika z dużej częstotliwości wystąpień stężeń tego składnika, nie odpowiadających polskim przepisom sanitarnym. W badanych wodach dotyczy to aż 28% populacji (tab. 2). Składnikiem nieznacznie przeobrażającym jakość wód w skali regionalnej (67% populacji) jest bar, charakteryzujący się powinowactwem geochemicznym z wapniem. Występuje on naturalnie w środowisku węglanowym. Wyraźnie antropogeniczną genezę mają zanieczyszczenia wód

podziemnych w rejonie badań metalami ciężkimi o wysokiej toksyczności: Cu (22% populacji), Pb (6%), Cd (4%), Cr (3%). Ze względu na podwyższone stężenia Cd, Pb, Fe i Mn badane wody najczęściej przekraczają przepisy sanitarne i dlatego na ogół zalicza się je do klasy II.

W zasięgu wpływu aglomeracji miejsko-przemysłowej Częstochowy o niskich klasach jakości wód podziemnych decydują podwyższone stężenia metali ciężkich, cyjanki, fenole, mętność, a także fosforany i związki azotu. Obszar najwyższej degradacji jakości wód podziemnych (klasy Id, II) mieści się w rejonie Częstochowa — Mirów — Rudniki (ryc. 2). Występująca tu duża degradacja jakości wód w GZWP jury górnej utrudnia ich wykorzystanie do celów komunalnych (Hermaniński, Pacholewski, 1987; Maj, Siwek, 1990). W rejonie Wolbromia występują przestrzennie wody podziemne klas Ic, Id. Decydują o tym podwyższone stężenia chromu, żelaza i manganu oraz związków azotu i fosforu.

W obszarze Wyżyny Krakowskiej obserwuje się przestrzenne zanieczyszczenie wód podziemnych fosforanami i azotanami; wynika to z rolniczego zagospodarowania obszaru. Wysokie stężenia PO_4^{3-} i NO_3^- występowały w rejonach wiejskich w zakresie, odpowiednio: 0,2—1,0 mg/dm³, 25—138 mg/dm³. Podwyższone stężenia PO_4^{3-} stwierdzono także w wodach Dłubni i Prądnika (0,4—0,5 mg/dm³), odbierających zanieczyszczenia związane z nawoże-

Tabela 2

Charakterystyka składników decydujących
o degradacji jakości wód
(okres od 09.1991 do 02.1993)

Table 2

Characteristic parameters of components
governing water quality degradation
(period from 09.1991 to 02.1993)

Składnik	Przedział zmienności stężeń [mg/dm ³]	Wody przeobrażone jakościowo		
		udział w popu- lacji [%]	dominujące klasy	udział oznaczeń przekrac- zających przepisy sanitarne [%]
NO ₃	0,2—138	91	Ib, Ic, Id	8
Ba	0,005—0,214	67	Ib	—
Fe	0—14,8	51	Ib, Ic	28
PO ₄	<0,10—14,0	49	Ib, Ic, Id	—
Cu	0—0,107	22	Ib	4
SO ₄	4—222	18	Ib	1
Mn	0—1,09	17	Ib, Ic	10
Cl	3—135	15	Ib	0
NH ₄	<0,01—1,50	9	Ib, Ic, Id	4
NO ₂	<0,01—1,15	8	Ib, Id	—
Pb	0—0,266	6	Ib, II	4
pH	5,41—8,24	4	Ib, Id	2
Zn	0—3,077	3	Ib	0
Cd	0—0,041	4	Ib, Ic	4
Cr	0—0,112	3	Ib, Ic	2
Al	0—1,75	—	—	4

niem pól i gospodarką komunalną. Stężenia żelaza są niskie i na ogół nie przekraczają 0,35 mg/dm³. Wysokie stężenia Fe zaobserwowano natomiast w wodach źródłanych i gruntowych doliny Prądnika (0,58—1,96 mg/dm³); może to świadczyć o geogenicznym wzbogaceniu w ten składnik aluwii rzecznych. W wodach poziomu jury górnej punktowo występują podwyższone stężenia metali: Fe, Mn, Zn, Cu. Dotychczasowe badania autorów wykazały, że wody poziomu czwartorzędowego w warunkach intensywnej gospodarki rolnej zaliczają się przeważnie do wód niskiej jakości, klasy Id i II (około 75% populacji), głównie z powodu skażenia bakteriologicznego i wysokich stężeń azotanów oraz twardości ogólnej. Zagrożenie bakteriologiczne

w korzystnych warunkach infiltracji dotyczy także poziomu jury górnej, na co wskazuje zanieczyszczenie wód w rejonie Saspowa i Tomaszowic. Generalnie wody poziomu jury górnej są przeobrażone antropogenicznie i zaliczają się głównie do klas Ib—Id.

Wody rzeczne Warty, Wiercicy, Białej Przemszy, Szreniawy, Dłubni, Prądnika, zasilane wodami podziemnymi w ilości około 85%, należą głównie do niskich jakościowo klas (Ic, Id, II). Są bowiem odbiornikami ścieków komunalnych z nie skanalizowanych wsi i miast oraz zanieczyszczeń rolniczych z użytków rolnych i ferm hodowlanych. Alarmująca sytuacja występuje w rejonie Wolbromia, gdzie już w obszarze źródlowisk i w ciekach obserwuje się wody wykazujące przewodnictwo właściwe do 93 mS/m, zdegradowane do II klasy jakości (wg klasyfikacji Kleczkowskiego, 1990), w wyniku podwyższonych stężeń NH₄⁺, NO₂⁻, Cr, PO₄³⁻. Wody te charakteryzują ponadto bardzo zróżnicowana wartość pH oraz wysokie stężenia NO₃⁻, Fe, Mn, Al.

Wnioski

W populacji badanych wód poziomu jury górnej dominują wody czyste i nieznacznie zanieczyszczone klas Ib i Ic. Wody niższych klas, stanowiące około 18% populacji, występują głównie w obszarach zabudowy miejskiej i wiejskiej oraz w sąsiedztwie zakładów przemysłowych. Wśród składników decydujących o degradacji jakości wód dominującą rolę odgrywają: azotany, związki żelaza i fosforany, przy czym zanieczyszczenie wód podziemnych azotanami ma charakter regionalny. Składniki te degradują wody, głównie do klas Ib—Id. Zanieczyszczenie wód podziemnych azotanami i fosforanami ma genezę rolniczą, natomiast żelazem — zróżnicowaną. Wyraźnie antropogeniczną genezę, związaną ściśle z charakterem prowadzonej gospodarki, mają lokalne zanieczyszczenia wód podziemnych metalami ciężkimi o wysokiej toksyczności: Cu (22% populacji), Pb (6%), Cd (4%), Cr (3%). W rejonach aglomeracji miejsko-przemysłowych Częstochowy i Wolbromia w silnie przeobrażonych wodach podziemnych stwierdzono substancje specyficzne, związane z przemysłem hutniczym, maszynowym i chemicznym. Należą do nich silnie toksyczne cyjanki,

chromiany oraz fenole. W wodach tych występują podwyższone stężenia siarczanów, fosforanów i związków azotu.

Literatura

- Helios-Rybacka E., Rózkowski J., Wardas M., 1991: Degradacja środowiska szczelinowo-krasowego obszaru zlewni Rudawy i Prądnika w wyniku zanieczyszczenia metalami ciężkimi. W: *Mat. Kraj. Konf. nt. „Geologiczne aspekty ochrony środowiska”*. AGH, Kraków, s. 160–164.
- Hermański S., Pacholewski A., 1987: Zanieczyszczenie wód podziemnych górnourajskiego poziomu wodonośnego w rejonie Częstochowy. W: *Mat. IV Polsko-Czechosłowackiego Symp. nt. „Ochrona i zanieczyszczenie wód podziemnych”*. Bierutówce, Politechnika Wrocławska, Wrocław.
- Kleczkowski A. S. (red.), 1990: Mapa obszarów głównych zbiorników wód podziemnych (GZWP) w Polsce wymagających szczególnej ochrony, skala 1:500 000 (opis tekstowy). Podprogram CPBP 04.10.09. IHiGi AGH, Kraków.
- Krawczyk E. W., Leśniok M., 1991: Skład chemiczny opadów atmosferycznych na obszarze Górnośląskiego Okręgu Przemysłowego i jego obrzeży. W: *Mat. Symp. Polsko-Czeskiego nt. „Człowiek i jego środowisko w Górnośląsko-Ostrowskim Regionie Przemysłowym”*. UŚ, Sosnowiec.
- Leszkiewicz J., Rózkowski J., Tyc A., 1993: Reakcja zwierciadła wód podziemnych poziomu górnourajskiego w południowej części Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej na zasilanie roztopowe. W: *„Kras i Speleologia”*. T. 7. (XVI). UŚ, Katowice, s. 43–56.
- Liszkowska E., 1990: Badania szczelinowatości dla potrzeb określenia modelu geohydraulicznego i migracyjnego ośrodków szczelinowych. W: *Szczelinowo-krasowe zbiorniki wód podziemnych. Monokliny Śląsko-Krakowskiej i problemy ich ochrony*. Podprogram CPBP. 04.10. Z. 57. SGGW—AR, Warszawa, s. 73–83.
- Maj D., Siwek P., 1990: Chemizm i jakość wód podziemnych GZWP jury górnej regionu krakowsko-wieluńskiego. W: *Szczelinowo-krasowe zbiorniki wód podziemnych Monokliny Śląsko-Krakowskiej i problemy ich ochrony*. Podprogram CPBP. 04.10. Z. 57. SGGW—AR, Warszawa, s. 59–68.
- Małoszewski P., Zuber A., 1990: Interpretacja badań zawartości trytu w wodach poziomu górnourajskiego w rejonie zlewni Wiercicy i Dolinek Krakowskich [maszynopis].
- Pacholewski A., 1982: Wody szczelinowo-krasowe jury górnej rejonu Częstochowy. Przewodnik LIV Zjazdu PTG. Wyd. Geol., Warszawa.
- Pacholewski A., 1987: Badania wybranych parametrów migracji zanieczyszczeń na podstawie badań terenowych na wybranych obiektach w obrębie szczelinowo-krasowych zbiorników wód podziemnych. UŚ, Katowice. [maszynopis].
- Rózkowski A. (red.), 1990: *Szczelinowo-krasowe zbiorniki wód podziemnych Monokliny Śląsko-Krakowskiej i problemy ich ochrony*. Podprogram CPBP. 04.10. Z. 57. SGGW—AR, Warszawa.
- Rózkowski A., Pacholewski A., Józwiak A., 1985: Problemy hydrogeologiczne jury górnej Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej. W: *Mat. III Ogólnopol. Symp. nt. „Aktualne problemy hydrogeologii”*. Kraków—Karniowice, SGGW—AR, Warszawa.
- Rózkowski J., 1990: Wpływ rolnictwa na jakość wód szczelinowo-krasowego zbiornika górnourajskiego w rejonie krakowskim. W: *Szczelinowo-krasowe zbiorniki wód podziemnych Monokliny Śląsko-Krakowskiej i problemy ich ochrony*. Podprogram CPBP 04.10. Z. 57. SGGW—AR, Warszawa, s. 84–99.
- Rózkowski J., 1993: Degradacja jakości wód poziomu górnourajskiego w obszarach rolniczych zlewni Rudawy i Prądnika. Uniwersytet Warszawski, Warszawa [praca doktorska].
- Rudzińska T., 1982: Zanieczyszczenie wód. W: *Pacholewski A., Rózkowski A., Rudzińska T.: Wody szczelinowo-krasowe jury górnej rejonu Częstochowy*. Przewodnik LIV Zjazdu PTG. Wyd. Geol., Warszawa.
- Turzański P. T., 1991: Zanieczyszczenie wód opadowych południowej Polski. Kwaśne deszcze i ich monitoring. W: *Zeszyty Naukowe AGH. Sozologia i sozotechnika*. Z. 34. Kraków.
- Witkowski A., 1990: Stopień zagrożenia GZWP jury górnej regionu krakowsko-wieluńskiego. W: *Szczelinowo-krasowe zbiorniki wód podziemnych Monokliny Śląsko-Krakowskiej i problemy ich ochrony*. Podprogram CPBP. 04.10. Z. 57. SGGW—AR, Warszawa, s. 68–69.
- GUS, 1991: *Ochrona Środowiska 1991. Materiały i opracowania statystyczne*. Warszawa.

Jacek Rózkowski, Andrzej Rózkowski, Andrzej Pacholewski

**QUALITY OF KARST FISSURE WATERS
FROM THE KRAKÓW—CZĘSTOCHOWA JURASSIC FORMATIONS
AND THE SOURCE OF THEIR DEGRADATION**

S u m m a r y

The fissure-karst-pore waters of the Upper Jurassic horizon in the region of the Kraków—Częstochowa Uplands are, in general, clean waters (Class Ia) or slightly polluted (Class Ib and Ic). The occurrence of waters of lower quality classes (Id, II) was ascertained principally in the vicinity of village settlements and in the areas of urban-industrial agglomerations. This transformation of the Upper Jurassic horizon waters is the consequence of anthropopressure associated with the proximity of the urban-industrial agglomerations of Upper Silesia, Kraków, Zawiercie and Częstochowa, agricultural operations and inefficient waste and water-effluent management. Pollution of the waters on a regional scale is associated with the occurrence of enhanced concentrations of nitrates and phosphates of agricultural origin and also of iron compounds and locally of toxic metals (Cu, Pb, Cd, Cr). In the range of influence of the industrial centres Częstochowa and Wolbrom is observed the presence of specific substances — cyanides, chromates and phenols. Migration of pollutants from the ground surface is favoured by: the hydrogeologically uncured nature of the basin, hydraulically in contact with the water-bearing system and the fissure-karst flow of waters in the rock environment.

Jacek Rózkowski, Andrzej Rózkowski, Andrzej Pacholewski

LA QUALITÉ DES EAUX DE FISSURATION
DU KARST DU JURA CRACOVIE
ET L'ORIGINE DE LEUR DÉGRADATION

Résumé

Les eaux de fissuration, de karst et du niveau poreux du Jurassique supérieur dans le périmètre du Plateau de Cracovie sont d'habitude des eaux pures (classe Ia) ou peu polluées (classes Ib et Ic). L'apparition d'eaux de qualité inférieure (Id, II) a surtout été notée dans les zones rurales et dans les zones de concentration urbaine et industrielle. Les transformations de la qualité des eaux du haut Jurassique sont le résultat de l'antropo-pression liée à la proximité des agglomérations urbaines et industrielles: la Haute-Silésie, Cracovie, Zawiercie et Częstochowa, l'activité agricole et la gestion mal organisée de déchets et d'eaux usées. La pollution des eaux à l'échelle régionale est due à la concentration excessive de nitrates, phosphates provenant de l'activité agricole ainsi qu'aux composés de fer et localement aux métaux toxiques (Cu, Pb, Cd, Cr). Dans le périmètre d'impact direct des centres industriels de Częstochowa et de Wolbrom, on observe la présence des substances particulières: cyanures, chromates, phénols. La migration de la pollution des terrains de surface est favorisée par: le caractère hydro-géologique du réservoir, système aquifère hydrauliquement lié, le flux d'eaux de fissuration du karst.

Morfologia kawern w węglanowych skałach triasowych monokliny śląsko-krakowskiej

Treść: Przedstawiono wstępne wyniki badań nad morfologią kawern w węglanowych skałach triasowych monokliny śląsko-krakowskiej (S Polska) oraz zaproponowano założenia zasad klasyfikacji tego typu form. Morfologię kawern rozpatrywano w ujęciu jedno-, dwu- i trójwymiarowym. Łącznie zarejestrowano 763 kawerny o wysokości 0,1—18 m, z czego ponad 80% miało wysokość 0,8—3 m.

Wstęp

Puste przestrzenie w masywie skalnym są jego równoprawnym składnikiem. W badaniach poświęca się im jednak nieproporcjonalnie mało uwagi, nie-rzadko skupiając ją na wycinkowych zagadnieniach. Problem kawern w węglanowych skałach triasowych w regionie śląsko-krakowskim bywa podejmowany w dwóch kontekstach: opisu warunków krążenia wody w masywie skalnym oraz opisu występujących tu złóż rud cynku i ołowiu. W pierwszym przypadku często sprowadza się do określenia liczbowych wskaźników mniej lub bardziej związanych z przepuszczalnością masywu skalnego, w drugim przypadku — do eksponowania prawdziwych i domniemyanych systemów paleokrasowych.

Tymczasem mamy tu do czynienia z dużą rozmaitością pustych przestrzeni, reprezentujących skutki różnych zjawisk i procesów przyrodniczych. Aby obraz ten można było opisać, a następnie podjąć próbę interpretacji genetycznej, potrzebne wydaje się stworzenie zasad klasyfikacji kawern. Jako pierwsze kryterium, systematyzujące badane obiekty, należy rozpatrzyć morfologię pustek.

Kryterium pomocniczym są tu cechy genetyczne. W pracy uwzględniono tylko te, które są możliwe do jednoznacznej identyfikacji.

Definicje kawerny

W literaturze geologicznej spotyka się wiele różnych definicji kawerny. W amerykańskim słowniku geologicznym (*Dictionary of...*, 1976) czytamy, że kawerna jest to „podziemna próżnia, jama, jaskinia”. Podano także, iż termin ten jest często używany dla odróżnienia od jaskiń, ale bez określenia granicznych wymiarów pustki, od których należy ją kwalifikować jako kawernę. B. Gèze (1973) definiuje kawernę jako każdą pustkę naturalną lub sztuczną wewnątrz masywu skalnego. Według tego autora dla speleologów jest to pustka naturalna dostępna dla człowieka. Kawerna jest również synonimem jaskini.

W terminologicznym słowniku D. A. Timofeewa i in. (1991) znajdujemy trzy definicje kawerny:

- 1) pustka, pusta przestrzeń w skale;
- 2) system i seria komór wewnątrz jaskini;
- 3) pustka w skale o wymiarach ponad 1 mm (wg *Geologičeskij...*, 1973), 1—10 mm lub 2—50 cm (wg Sokolova, 1960) albo mniej niż 0,3 m (wg Ljachickiego, 1975).

* Jacek Motyka, Franciszek Rochowczyk, Zakład Hydrogeologii i Ochrony Wód, Akademia Górniczo-Hutnicza, 30—059 Kraków, Al. Mickiewicza 30

Marek Szuwarzyński, Zakłady Górnicze „Trzebieńka”, 32—530 Trzebieńka, ul. Sikorskiego 72

W polskim słowniku geologii dynamicznej (Jaroszewski i in., 1985) kawerna jest definiowana jako pustka skalna, utworzona w wyniku wietrzenia chemicznego, a zatem mamy tu wyraźne wskazanie na genezę pustki. Zgodnie z tą definicją wiele naturalnych i sztucznych pustek w skale o dużych wymiarach nie można nazywać kavernami. P. W. Choquette i L. C. Pray (1970) proponują, aby kaverną nazywać taką pustkę w skale, która ma wymiary porównywalne z człowiekiem. Według cytowanych autorów w praktyce dolną granicą kaverny jest najmniejsza pustka dostępna dla dorosłego człowieka. Jest to zatem termin w dużym stopniu zbieżny z definicją jaskini, jaką podał B. Gêze (1973).

Ze względów praktycznych, przy uwzględnieniu możliwej do zastosowania metodyki badań, a także możliwości identyfikacji pustki, J. Motyka i M. Szuwarzyński (w druku) zaproponowali, aby termin „kawerna” używać w odniesieniu do pustek, których powierzchnia mierzona w odsłonięciu jest większa niż $0,001 \text{ m}^2$ lub jej wysokość w otworze wiertniczym jest równa co najmniej $0,1 \text{ m}$. Tego rodzaju kryteria geometryczne przyjęto, definiując to pojęcie w niniejszym artykule.

Genetyczne typy kavern

Niezależnie od tego, jaką przyjmie się definicję kaverny, można wyodrębnić wiele różnych ich typów genetycznych (tab. 1). Ogólnie rzecz ujmując, kaverny można podzielić na naturalne (geogeniczne) i sztuczne (antropogeniczne) oraz zoogeniczne i lito-geniczne. Kaverny mogą powstawać już w czasie tworzenia się skały (kaverny syngenetyczne) lub, znacznie częściej, w czasie jej historii geologicznej (kaverny epigenetyczne). Według A. Bögliego (1978) do kavern syngenetycznych należą kaverny międzyziarnowe, międzykrystaliczne, biogeniczne wzrostowe, np. występujące w skałach rafowych, oraz śródlawowe i śródmagmowe, tworzące się wskutek nierównomiernego krzepnięcia lawy albo pozostawania w niej czy w magmie pęcherzy gazowych. Spektakularnym przykładem kavern międzyziarnowych są jaskinie pomiędzy blokami i głazami granitowymi, opisane przez B. Finlaysona (1986). Kaverny śródlawowe mają często formę rur, zwykle o średnicy $3\text{—}15 \text{ m}$ i długości sięgającej wielu kilometrów (Culshaw, Waltham, 1987).

Śród kavern epigenetycznych najbardziej znane i najczęściej opisywane są pustki krasowe i krasowo-zapadliskowe, tzn. powstałe wskutek rozpuszczania skały lub jednoczesnego jej rozpuszczania i mechanicznego niszczenia (erozja przez przepływającą wodę i/lub przekroczenie mechanicznej wytrzymałości skały). Szczegółową klasyfikację tego rodzaju pustek podają D. Ford i P. Williams (1989).

W powstawaniu kavern dylatacyjnych główny udział ma siła grawitacji. Kaverny tworzą się przede wszystkim w strefach ruchów osuwiskowych. Jeśli takim ruchom podlegają duże fragmenty masywu skalnego, to może dochodzić do przemieszczania się fragmentów ławic względem siebie, szczególnie wtedy, gdy zapadają one konsekwentnie do nachylenia stoku. Tego typu kaverny, osiągające rozmiary nawet dość sporych jaskiń, spotyka się np. w Beskidach (Puchejda, 1989). Innym rodzajem kavern dylatacyjnych są pustki powstałe wskutek powolnego przemieszczania się, częściowej rotacji i kruszenia się dużych bloków skalnych na zboczach gór. Dość często spotyka się je w Górach Stołowych (Pašek, Pulinowa, 1976). Przykłady drugorzędnych kavern dylatacyjnych, powstających wskutek odpajania i uginania się ławic skał węglanowych w stropie jaskini, przytacza W. B. White (1988). Są to jednak formy dosyć rzadkie, ponieważ zwykle ze stropu jaskini odpadają większe lub mniejsze fragmenty skał. Osobnym, dość zróżnicowanym rodzajem są kaverny tektoniczne, powstałe jako rezultat tektonicznych przemieszczeń fragmentów masywu skalnego zarówno w strefach uskokowych, jak i w osiowych częściach fałdów. Jeśli za kryterium kwalifikowania do grupy kavern przyjść wyłącznie wielkość pustki, to również szeroko rozwarte szczeliny można traktować jako kaverny tektoniczne.

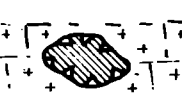
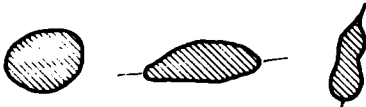
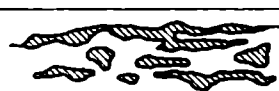
W skałach słabo związanych dosyć często spotyka się kaverny sufozyczne, tzn. takie, które tworzą się wskutek działania procesu sufozji, niekiedy wspomaganego selektywnym rozpuszczaniem minerałów wchodzących w skład skały (np. rozpuszczanie węgla wapnia w lessach). W niektórych przypadkach proces sufozycznego wynoszenia ziarn skalnych z osadu wypełniającego kavernę prowadzi do zmniejszania się objętości tego wypełnienia. W rezultacie może następować odpajanie się nadległych nad osadem ławic i tworzenie się poszerzonych fug międzyławicowych. Tego rodzaju kaverny autorzy proponują nazywać sufozyczno-dylatacyjnymi.

Przykłady genetycznych typów kavern

Tabela 1

Examples of genetic types of cavities

Table 1

TYP	RODZAJ	PRZYKŁADY	
SYNGENETYCZNE	MIĘDZYZIARNOWE, MIĘDZYKRystaliczne		
	BIOGENICZNO- -WZROSTOWE		
	ŚRÓDLAWOWE, ŚRÓDMAGMOWE		
EPIGENETYCZNE	KRASOWE (FREATYCZNE)		
	KRASOWO- -ZAPADLISKOWE		
	DYLATACYJNE		
	TEKTONICZNE		
	SUFOZYJNE		
	SUFOZYJNO- -DYLATACYJNE, KONPAKCYJNO- -DYLATACYJNE		
	METAMORFICZNE		
	METASOMATYCZNE		

Podobne zjawisko może zachodzić, jeśli nastąpi kompaktacja osadu, np. wskutek jego odwodnienia, a także w osiadających stropach, w obrębie struktur krasowo-zapadliskowych (por. Davis, 1951). Takie kawerny autorzy nazywają kompakcyjno-dylatacyjnymi. W praktyce bardzo trudno odróżnić je od kawern sufozyjno-dylatacyjnych, dlatego umieszczono je we wspólnej grupie rodzajowej (tab. 1).

Osobliwym rodzajem kawern są pustki metamorficzne i metasomatyczne. Pierwsze z nich tworzą się wtedy, gdy procesowi metamorfozy skały towarzyszy znaczne powiększenie się jej objętości, a drugie — kiedy wskutek metasomatozy dochodzi do częściowego ubytku masy skalnej, czyli niepełnej wymiany objętości za objętość. Klasycznym przykładem kawern metamorficznych są pustki powstałe na skutek hydratacji anhydrytu, który w ten sposób przechodzi w gips. Formy tego rodzaju są znane jako tumulusy lub kopuły gipsowe z wielu obszarów występowania gipsów (Jakucs 1977; Pulido-Bosch, 1982; Nowak, 1986).

Przytoczona klasyfikacja kawern (tab. 1) obejmuje tylko te pustki, których geneza jest jasno określona, tzn. można wyróżnić jeden lub dwa główne procesy sprawcze, które doprowadziły do powstania kawerny. W naturze nierzadko spotyka się kawerny poligenetyczne, które utworzyły się w wyniku nałożenia się więcej niż dwóch różnych procesów. Przykładem takiej kawerny może być jaskinia Goebel's Cave w granitach w Australii, powstała wskutek nałożenia się ruchów tektonicznych, rozpuszczania i erozji mechanicznej, pod wpływem zróżnicowania pierwotnego składu mineralnego skały (Finlayson, 1986), albo Jaskinia Komonickiego w Beskidzie Małym, utworzona przy udziale procesów erozji wodnej, sufozji, wietrzenia chemicznego i ruchów grawitacyjnych (Waga, 1993). W tym wypadku trudno wyodrębnić jeden lub dwa główne procesy sprawcze.

Morfologia kawern w ujęciu jednowymiarowym

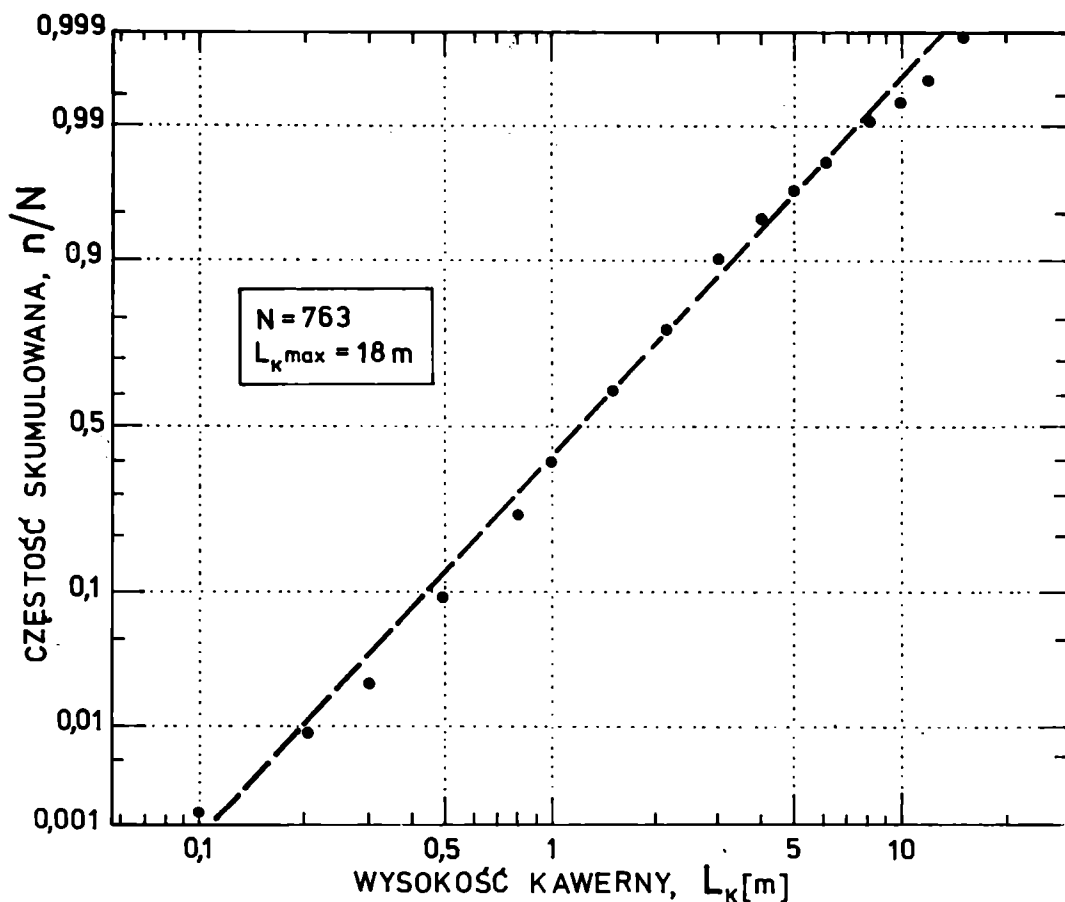
W wielu otworach wiertniczych, wykonanych w ramach prac nad rozpoznaniem i udokumentowaniem zasobów złóż rud cynku i ołowiu w rejonie olkusko-zawierciańskim, stwierdzono tzw. przepadanie aparatu wierzącego w węglanowych skałach

triasowych, świadczące o występowaniu w nich kawern. Ze względu na wielowiekową historię górnictwa rud w rejonie Olkusza i brak map wielu starych wyrobisk górniczych niektóre z tych kawern mogły być starymi chodnikami. Ze względu na to, że w dawnych wiekach eksploatowano rudę w strefie aeracji lub do kilkunastu metrów poniżej naturalnego zwierciadła wód podziemnych, a przeważającą liczbę kawern napotkano w strefie saturacji, można mieć pewność, że ewentualne wyrobiska stanowią nikły procent zbadanej populacji kawern i nie mają wpływu na końcowe wnioski, dotyczące wysokości pustek w węglanowych skałach triasowych.

Łącznie w węglanowych utworach triasu w rejonie olkusko-zawierciańskim w otworach wiertniczych zarejestrowano 763 kawerny o wysokości 0,1–18 m. Występowały one na głębokości 3–325 m, liczonej od powierzchni terenu. Ponad 81% pustek miało wysokość 0,8–3 m (ryc. 1), a więc są to stosunkowo duże kawerny. Zwraca uwagę duży procent (ponad 9%) pustek o bardzo dużej wysokości — 4–18 m. Na podstawie obserwacji wykonanych w wyrobiskach górniczych kopalń rud cynku i ołowiu można przypuszczać, że są to przede wszystkim wysoko sklepione pustki lub studnie o stosunkowo niewielkich wymiarach poziomych.

Morfologia kawern w ujęciu dwuwymiarowym

W naturalnych i sztucznych odsłonięciach węglanowych skał triasowych regionu śląsko-krakowskiego bardzo często obserwuje się kawerny różnej wielkości. Tylko nieliczne z nich są dostępne do bezpośredniej eksploracji speleologicznej. Kiedyś tego typu kawerną była jaskinia w Diablej Górze, która się znajduje na południe od Bukowna koło Olkusza (Hornig, 1956). Obecnie wejście do tej jaskini jest zawalone. Większe kawerny, które mogą być penetrowane przez człowieka, napotyka się w podziemnych wyrobiskach kopalń rud cynku i ołowiu. Ze względu na wymogi bezpieczeństwa pracy pod ziemią są one wypełniane podsadzką; bardzo rzadko bada się takie jaskinie. Z powodu wspomnianych utrudnień oraz na ogół małych wymiarów kawern w naturalnych i sztucznych odsłonięciach skał triasowych wykonuje się przede



Ryc. 1. Rozkład wysokości kawern napotkanych w otworach wiertniczych

Fig. 1. Distribution of heights of cavities present in drilling boreholes

wszystkim obserwacje kształtów przekrojów kawern na ścianie odsłonięcia lub wyrobiska górniczego.

Spośród około 250 zinwentaryzowanych kawern, zgodne z przedstawioną wcześniej klasyfikacją (tab. 1), można wydzielić ich następujące rodzaje:

- międzyziarnowe,
- krasowe (freatyczne),
- krasowo-zapadliskowe,

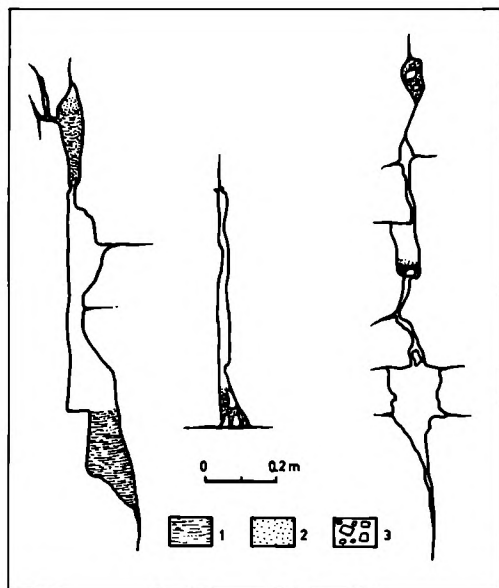
- tektoniczne,
- sufozyjno-dylatacyjne lub kompakcyjno-dylatacyjne,
- metasomatyczne.

W wyrobiskach górniczych spotyka się też kawerny o genezie trudnej do jednoznacznego określenia. Do takich pustek należą na przykład szczeliny tektoniczne, poszerzone przez rozpuszczanie, erozję i mechaniczne niszczenia ich ścian (ryc. 2). Kawerny

Fot. 1. Kawerna międzyziarnowa w rumoszu wapieni (kopalnia „Trzebieńka”)

(Fot. F. Rochowczyk)

Photo 1. Intergraine cavity in the limestone rubble



międzyziarnowe występują pomiędzy blokami skał, w rumoszach wypełniających większe pustki typu krasowo-zapadliskowego (fot. 1). Mają zazwyczaj niewielkie rozmiary, sięgające kilkunastu centymetrów, a także małą objętość. Kształt przekroju poprzecznego tych pustek jest bardzo nieregularny i zależy od wzajemnego ułożenia bloków skalnych, wśród których kawerny te występują.

Kawerny krasowe (freatyczne), które zostały uformowane głównie pod wpływem działalności wody przepływającej pod ciśnieniem (rozpuszczanie, erozja mechaniczna), występują w węglanowych skałach triasowych stosunkowo rzadko. Najczęściej

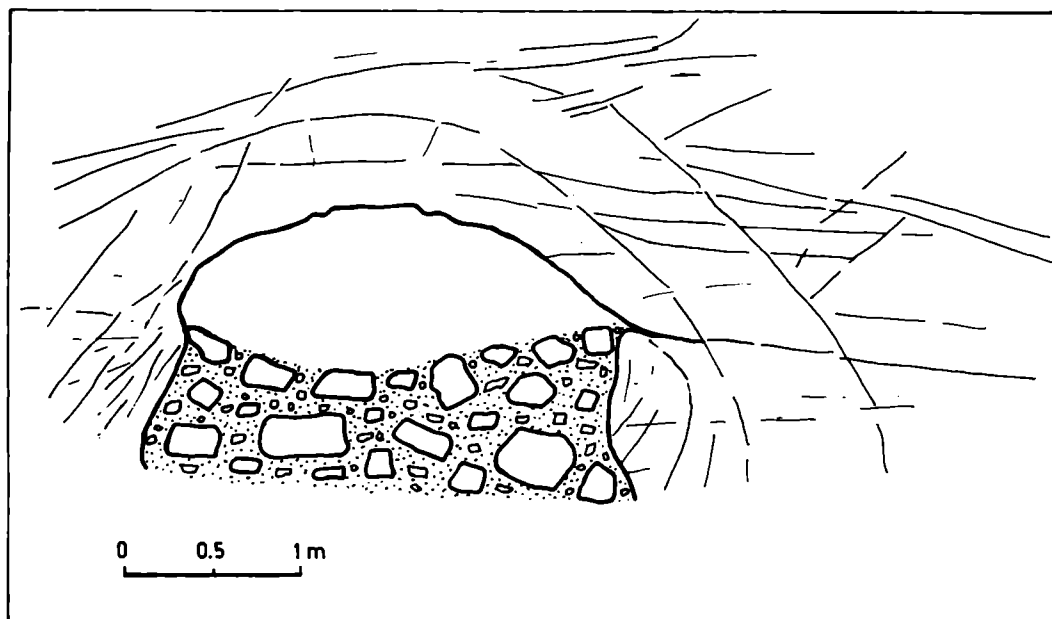
Ryc. 2. Przykłady kawern poligenetycznych (kopalnia „Olkusz”)

1 — il, il pylasty; 2 — piasek; 3 — rumoż

Fig. 2. Examples of polygenetic cavities (Olkusz mine)

1 — clay, dusty clay; 2 — sand; 3 — rubble





Ryc. 3. Przykład kawerny krasowo-zapadliskowej ograniczonej od góry sklepieniem równowagi (kopalnia „Trzebionka”)

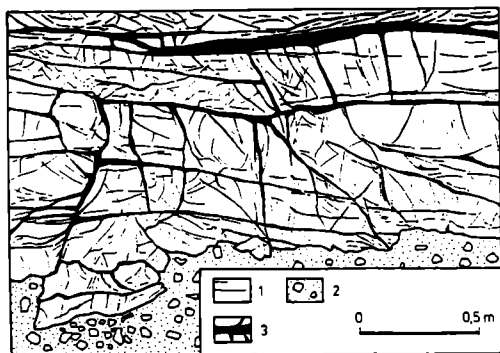
Fig. 3. Examples of karst-swallow hole cavities, limited from the top by equilibrium roof (Trzebionka mine)

spotyka się je w wapieniach, ponad kilkadziesiąt metrów pod powierzchnią terenu. Kształty przekrojów poprzecznych tych kawern w dużym stopniu zależą od rodzaju inicjalnej nieciągłości strukturalnej, tzn. od tego, czy są one rozwinięte na oddzielności międzylawicowej, szczelinie czy też skrzyżowaniu szczelin lub szczeliny z oddzielnością międzylawicową; pewien wpływ ma także miąższość ławic budujących masyw skalny, w którym te pustki występują. Kawerny freatyczne, niezależnie od kształtu, na całym obwodzie mają ściany wygładzone przez wodę płynącą pod ciśnieniem. Większość tych pustek powstała prawdopodobnie w najstarszym cyklu erozyjnym utworów triasu, tzn. jeszcze u schyłku środkowego wapienia muszlowego. Przypuszczalnie są one w większości tylko szczątkowym śladem najstarszej sieci kanałów krasowych.

W stropowych częściach struktur brekcyjowych bardzo często występują kawerny krasowo-zapadliskowe, ograniczone od góry sklepieniem równowagi, uformowanym przez system szczelin odzwierciedlający stan naprężeń, lub przez zespół bloków skalnych, niekiedy scementowanych siarczkami cynku,

ołowiu i żelaza. Kształt przekroju poprzecznego kawern jest dosyć różnorodny. Są one najczęściej poziomo wydłużone (ryc. 3), od dołu ograniczone okruchami skał o szerokim przedziale frakcji — od bloków skalnych do ziarn ilu. Ściany tych kawern, wskutek odpadania fragmentów skał, mają bardzo urozmaiconą linię.

Kawerny tektoniczne występują pospolicie w węglanowych skałach triasowych monokliny śląsko-krakowskiej. Są to szeroko rozwarte szczeliny. Rzadziej spotyka się kawerny sufozjno-dylatacyjne lub kompakcyjno-dylatacyjne (ryc. 4). Powstają one wskutek wynoszenia drobnych ziarn skalnych z osadu wypelniającego większe pustki bądź kompaktacji tego osadu, jako rezultat ustąpienia wyporu hydrostatycznego po odwodnieniu skał. Znajdujące się nad osadem ławice skał węglanowych mogą się odpajać wzdłuż oddzielności międzylawicowych; dochodzi wtedy do powstania kawern. Przypuszczalnie większość takich pustek powstała współcześnie, tzn. jako rezultat głębokiego odwodnienia masywu węglanowych skał triasowych wyrobiskami górnictwami kopalń rud cynku i ołowiu oraz studniami



Ryc. 4. Kawerny sufozyjno-dylatacyjne i/lub kompakcyjno-dylatacyjne (kopalnia „Pomorzany”) 1 — wapienie; 2 — wypełnienie kawerny — osady różnych frakcji; 3 — kawerny

Fig. 4. Suffusion-dilatation and/or compaction-dilatation cavities (Pomorzany mine)

1 — limestones; 2 — cavity fillings — sediments of various fractions; 3 — cavities

dużych ujęć wód podziemnych. Kawerny metasomacyjne, będące rezultatem niepełnej wymiany jonów z roztworu przepływającego przez skalę i zawartych w skale, a w ślad za tym ubytku masy skalnej, osiągają nieduże rozmiary i mają stosunkowo niewielką objętość. Są rozwinięte zarówno wzdłuż widocznych oddzielności międzylawicowych, jak i niewidocznych pomiędzy mikrowarstewkami w obrębie pojedynczych ławic. Z tego względu najczęściej są wydłużone w kierunku poziomym i często w większej liczbie występują obok siebie (tab. 1).

Morfologia kawern w ujęciu trójwymiarowym

Morfologię kawern w przestrzeni zajętej przez masyw węglanowych skał triasowych należy rozważać na tle ogólnych prawidłowości ich występowania. Dotychczasowe rezultaty badań pozwalają wymienić kilka takich prawidłowości:

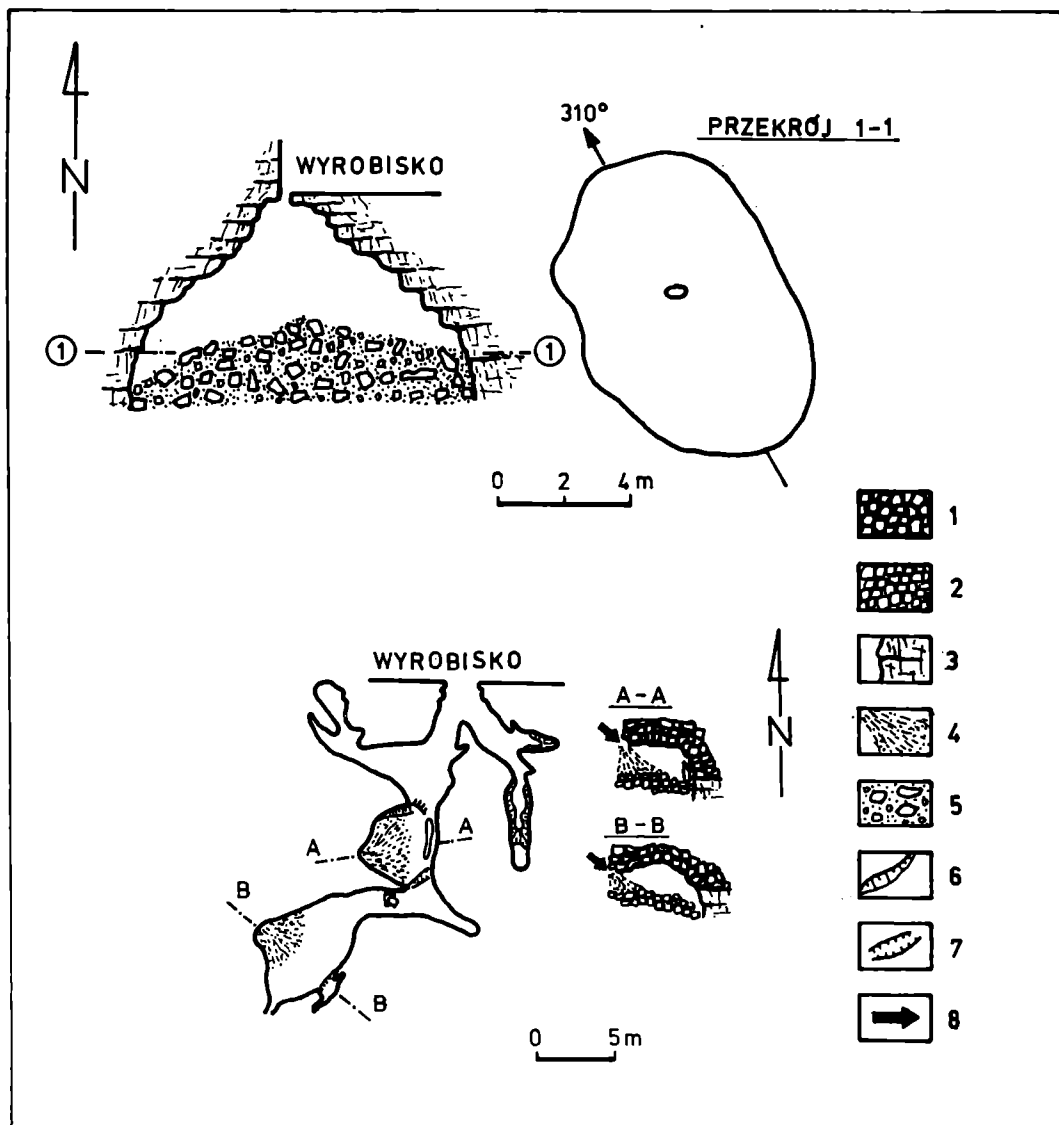
- kawerny występują najczęściej w obrębie stref brekcji, na granicy dolomitów kruszczonych i wapieni dolnego wapienia muszlowego (Motyka, 1988; Goliasz i in., 1993);
- strefy brekcji i towarzyszące im kawerny są często związane z uskawkami;

- na rozmieszczenie kawern wywiera wpływ paleorelief; np. w rejonie olkuskim obserwuje się większą częstość występowania pustek i większe ich wymiary w obszarze sąsiadującym z pradoliną Przemszy.

Węglanowe skały triasowe w rejonie olkusko-zawierciańskim ulegały krasowieniu prawdopodobnie już pod koniec środkowej części wapienia muszlowego. Świadczy o tym fragmentarycznie zbadana morfologia stropu osadów wapienia muszlowego pod utworami kajpru i retyko-liasu (Wilk i in., 1989). Później jeszcze parokrotnie powtarzały się okresy rozwoju procesów erozyjnych i związane z nimi dalsze krasowienie dolomitów i wapieni triasu (Gilewska, 1963). Na to nałożyły się kruszenie tych skał pod wpływem ruchów tektonicznych orogenezy kimeryjskiej i alpejskiej oraz niszcząca i zarażająca działalność roztworów hydrotermalnych. Trudno zatem liczyć na to, że uda się odtworzyć lub rozpoznać większe systemy kawern. Są one bowiem przeważnie jednościami ze strefami brekcji; należy je więc rozpatrywać łącznie.

Ze względu na trudne warunki prowadzenia badań w podziemnych wyrobiskach górniczych dotychczas zbadano fragmenty trzech systemów kawern: dwa w kopalni „Pomorzany” (Motyka, 1988) i jeden w kopalni „Trzebionka” (Szwarzynski, Kryza, 1989). Jedną z jaskiń, napotkaną w zachodniej części kopalni „Pomorzany” na głębokości nieco ponad 100 m od powierzchni terenu, zbadał zespół speleologów pod kierunkiem prof. M. Puliny z Uniwersytetu Śląskiego. Występowała ona w strefie brekcji, na kontakcie dolomitów kruszczonych i wapieni gogolińskich. Kierunek głównych korytarzy był zbliżony do NS, a kierunek towarzyszący — do NNW—SSE (ryc. 5). Łączna długość korytarzy dostępnych dla człowieka wynosiła około 60 m. Na podstawie badań przeprowadzonych w tej jaskini można przypuszczać, że powyżej niej był rozwinięty drugi system kawern, z którym była ona połączona. Wiele wskazywało także na to, że przez części zasypane rumoszem jaskinia mogła być również połączona z innym, znajdującym się głębiej, systemem kawern.

W kopalni „Pomorzany” napotkano kilka pionowo rozwiniętych pustek o dużych wymiarach. Jedną z nich za pomocą bezpośredniej eksploracji zbadał A. Kozik (ryc. 5). Omawiane kawerny występowały w wapieniach; w dużej części były wypełnione fragmentami skał węglanowych, tkwiących

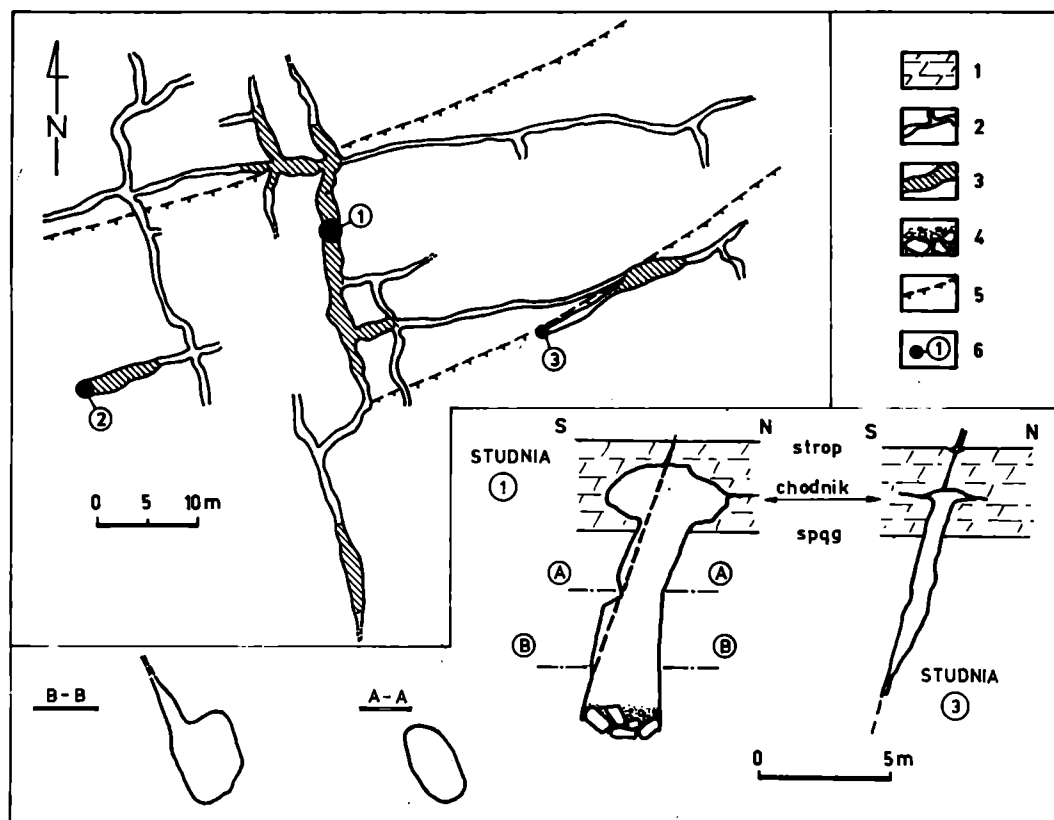


Ryc. 5. Jaskinie zbadane w kopalni „Pomorzany” (wg A. Kozika z modyfikacjami J. Motyki)

1 — brekcja dolomitowa scementowana siarczkami cynku, ołowiu i żelaza; 2 — blokowisko; 3 — wapienie; 4 — piargi; 5 — rumosz wymieszany z osadami drobnoziarnistymi; 6 — tarasy; 7 — progi; 8 — ujścia kanałów, którymi wsypał się materiał wypełniający wyżej położone systemy kavern

Fig. 5. Caves explored at the Pomorzany mine (acc. to A. Kozik with modifications by J. Motyka)

1 — dolomite breccia cemented by sulphides of zinc, lead and iron; 2 — blocks' system; 3 — limestones; 4 — scree stones; 5 — rubble mixed with fine-grained sediments; 6 — terraces; 7 — thresholds; 8 — outlets of channels which introduced the material filling the higher lying system of cavities



Rys. 6. System kawern zrekonstruowany na podstawie badań wykonanych w wyrobiskach kopalni „Trzebieńka” przez M. Szuwarzyńskiego

1 — dolomity; 2 — kanały krasowe; 3 — kawerny dostępne dla człowieka (jaskinie); 4 — rumosz z osadem drobnoziarnistym; 5 — uskoki; 6 — kawerny rozwinięte w kierunku pionowym (studnie)

Fig. 6. Cavities' system reconstructed on the basis of studies carried out in the workings of the Trzebieńka mine by M. Szuwarzyński

1 — dolomites; 2 — karst channels; 3 — cavities accessible for humans (caves); 4 — rubble with fine-grained sediment; 5 — faults; 6 — cavities developed in the vertical direction (wells)

w substancji drobnoziarnistej. Miały na ogół dość regularny, eliptyczny lub okrągły kształt poziomego przekroju poprzecznego o wymiarach kilku do kilkunastu metrów; od góry były zamknięte sklepieniem równowagi, odzwierciedlającym stan naprężeń wokół pustki. Podobne przykłady formowania się tego rodzaju kawern w węglanowych skałach drobnoławicowych przytaczają Y. Callot (1979), E. H. Kastning (1983) oraz E. Gilli (1986). W niektórych z omawianych form można było obserwować wypływy wody z niewielkich kawern o dość regularnym kształcie przekroju po-

przecznego, charakterystycznym dla kanałów frea-tycznych.

System kawern w kopalni „Trzebieńka”, odtworzony przez bezpośrednią eksplorację partii dostępnych dla człowieka oraz na podstawie systematycznego kartowania wyrobisk górniczych, liczy około 300 m długości (ryc. 6). Jest on rozwinięty wzdłuż dwóch wyraźnych kierunków: NWN—SES oraz WSW—ENE. System ten tworzy sieć połączonych z sobą kanałów, zwykle o przekroju eliptycznym, o powierzchniach rzędu kilkudziesięciu cm². Większe kawerny, dostępne dla człowieka, występują

wyłącznie w stropowych partiach brekcji zawalowych, co można interpretować jako skutek niepełnego zawalu. Częścią omawianego systemu są trzy pionowe studnie o średnicach 0,7–2,7 m i głębokościach 5–10 m (ryc. 6).

Zakończenie

Zamieszczony w artykule materiał należy traktować jako wstępne przedstawienie problemu. W wielu miejscach wymaga on uzupełnienia. Dotyczy to głównie trójwymiarowego obrazu systemu lub systemów kawern. Z tego powodu trudno pokusić się o jego podsumowanie, zwłaszcza w sensie zasad klasyfikacji kawern. Zaproponowano natomiast założenia takiej klasyfikacji. Z grubsza można też określić kierunek dalszych studiów. Ich przedmiotem powinno być badanie pustych przestrzeni w masywie skalnym jako systemów kawern, oczywiście w związku z innymi kategoriami porowatości.

Literatura

- Bögli A., 1978: Karsthydrographie und physische Speläologie. Springer—Verlag, Berlin—Heidelberg—New York, s. 292.
- Callot Y., 1979: Un phénomène karstique souterrain majeur dans les calcaires marneux: la source Champclos à Naves (Ardèche). Ann. Soc. Géol. Belgique, 102: 77–85 [Bruxelles].
- Choquette P. W., Pray L. C., 1970: Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., 54(2): 207–250 [Tulsa, Okla.].
- Culshaw M. G., Waltham A. C., 1987: Natural and artificial cavities as ground engineering hazards. Quart. Jour. Eng. Geol., 20: 139–150 [London].
- Dictionary of Geological Terms, 1976: Anchor Books, Anchor Press/Doubleday, Garden City, New York, 472 s.
- Davis W. E., 1951: Mechanics of cavern breakdown. Natl. Speleol. Soc. Bull., 13: 36–42.
- Finlayson B., 1986: The formation of caves in granite. In: New directions in karst. In: Proc. of the Anglo—French Karst Symp., Sept. 1983. Eds. K. Paterson, M. M. Sweeting. Geo Books Reg. House, Norwich, s. 333–347.
- Ford D., Williams P., 1989: Karst geomorphology and hydrology. Unwin Hyman, London, s. 601.
- Geologičeskij slovar, 1973: Izd. Nedra, Moskva.
- Gèze B., 1973: Lexiques des termes français de spéléologie et de karstologie. Ann. Spéléol., 28(1): 1–20.
- Gilewska S., 1963: Rzeźba progu środkowotriasowego w okolicy Będzina. Prace Geogr. Inst. Geogr. PAN, 44: 1–135 [Warszawa].
- Gilli E., 1986: Les grandes cavités souterraines: études et applications. Karstologia, 7: 3–11.
- Goliász A., Kryza A., Motyka J., Szuwaryński M., 1993: Charakterystyka hydrogeologiczna sieci szczelin i kawern w węglanowych skałach triasowych z okolic Chrzanowa. W: „Kras i Speleologia”. T. 7(XVI). UŚ, Katowice, s. 31–42.
- Hornig A., 1956: Z zagadnień krasu w górnośląskim triasie. Czasop. Geogr., 27(4): 327–347 [Warszawa—Wrocław].
- Jakucs L., 1977: Morphogenetics of karst regions. Variants of karst evolution. Akadémiai Kiadó, Budapest, s. 284.
- Jaroszewski W., Marks L., Radomski A., 1985: Słownik geologii dynamicznej. Wyd. Geol., Warszawa, s. 310.
- Kastning E. H., 1983: Relict caves as evidence of landscape and aquifer evolution in a deeply dissected carbonate terrain: southwest Edwards Plateau, Texas, U.S.A. Jour. of Hydrology, 61(1–3): 89–112 [Amsterdam].
- Lachickij J. S., 1975: Voprosy terminologii i klasifikacji karstowych javlenij. Problemy izučenija, ekologii i ochrany peščer, Kiev, s. 13–23.
- Motyka J., 1988: Węglanowe osady triasu w olkusko-zawierciańskim rejonie rudnym jako środowisko wód podziemnych. W: Zeszyty Naukowe AGH. Geologia. Z. 36. Kraków, s. 109.
- Motyka J., Szuwaryński M., 1992: Cavern porosity in the Triassic carbonate rocks of the Cracow—Silesian Monocline (southern Poland). In: Proc. of the Intern. Coll. of Karstology. Diekirch, Moestroff (Luxemburg), 25–26.08. 1992.
- Nowak W. A., 1986: Zjawiska krasowe w Niece Nidziańskiej. W: Studia Ośrodka Dokum. Fizjogr. T. 14. Kraków, s. 87–117.
- Pašek J., Pulinowa M., 1976: Block movements of Cretaceous sandstones in the Stolove Gory Mts, Poland. Bull. of the Intern. Assoc. of Eng. Geol., 13: 79–82 [Krefeld].
- Puchejda W., 1989: Geneza Jaski w Trzech Kopcach w Beskidzie Śląskim. W: „Kras i Speleologia”. T. 6 (XV). UŚ, Katowice, s. 66–76.
- Pulido-Bosch A., 1982: Consideraciones hidrogeológicas sobre los yesos de Sorbas (Almería). Actas Reun. Monogr. Sobre el Karst — Larra 82, s. 257–274, Pamplona.
- Sokolov N. I., 1960: Tipologičeskaja klassifikacija. In: Mater. Kom. po izučeniju geologii i geografii karsta. Inform. sbor. 1. Izd. AN SSSR, Moskva, s. 3–21.
- Szuwaryński M., Kryza A., 1989: Charakterystyka zjawisk hydrogeologicznych w kopalniach rud Zn — Pb rejonu chrzanowskiego. W:

- Mat. Konf. nt. „Wody szczelinowo-krasowe i problemy ich ochrony. Karniowice, 11—13 wrzesień 1989”. Podprogram CPBP 04.10. Z. 10. SGGW—AR, Warszawa, s. 143—148.
- Timofejev D. A., Dubljanskij V. N., Kiknadze T. Z., 1991: Terminologija karsta. Izd. Nauka, Moskva, s. 260.
- Waga J. M., 1993: Geneza Jaskini Komonieckiego w Beskidzie Małym. W: „Kras i Speleologia”. T. 7(XVI). UŚ, Katowice, s. 94—101.
- White W. B., 1988: Geomorphology and hydrology of karst terrains. Oxford Univ. Press, New York—Oxford, s. 464.
- Wilk Z., Kawalec T., Motyka J., Zuber K., 1989: Wpływ form krasowych na ukształtowanie pola hydrodynamicznego w otaczających skałach. W: „Kras i Speleologia”. T. 6(XV). UŚ, Katowice, s. 7—22.

Jacek Motyka, Franciszek Rochowczyk, Marek Szuwarzyński

MORPHOLOGY OF CAVITIES IN THE CARBONATE TRIASSIC ROCKS OF THE SILESIA—KRAKÓW MONOCLINE

Summary

Presented here are the preliminary results of studies on the morphology of cavities in the carbonate Triassic rocks of the Silesia—Kraków monocline (S. Poland) and propositions are formulated for classification of formations of this type (Table 1). The morphology of the caverns is considered in a one-, two- and three-dimensional concept. The one-dimensional view gives the distribution of heights of cavities met with in drilling boreholes (Fig. 1). A total of 763 such cavities were recorded with heights from 0.1 to 18 m, of these 81% were of height from 0.8 to 3 m.

About 250 cavities were recorded in Zn—Pb ore mines workings and were divided into: intergrain, karst (freatic), karst-swallowhole, tectonic, suffusion-dilatation or compaction-dilatation and metasomatic. A brief discussion is given of results of studies on three systems of cavities met with in the mine workings (Fig. 5, 6).

Jacek Motyka, Franciszek Rochowczyk, Marek Szuwarzyński

MORPHOLOGIE DES CAVITÉS DANS LES ROCHES CARBONATÉES TRIASIQUES DE LA STRUCTURE MONOCLINALE SILÉSIENNE ET CRACOVIENNE

Résumé

Dans l'article, ont été présentés les résultats préliminaires des études concernant la morphologie des cavités dans les roches carbonatées triasiques de la structure monoclinale silésienne et cracovienne (Pologne) et l'auteur a proposé quelques principes pour la classification de ce type de formes (tab. 1). La morphologie de cavités a été analysé dans une approche unique, double et triple. Dans l'approche unique, a été présenté une répartition de hauteurs de cavernes observées dans les forages (dessin n°1). Au total, ont été relevées 763 cavernes dont la hauteur se situait entre 0,1—18 m, parmi lesquelles 81% ont une hauteur de 0,8 à 3 m.

Dans l'inventaire des galeries de mines, environ 250 cavités ont été recensées et dans lesquelles on a distingué: des cavités d'origine intergranulaire, phréatique, des cavités d'enfoncement, tectoniques de suffosion — dilatation, de compaction — dilatation et métasomatiques. Les résultats des études portant sur trois systèmes de cavités de galeries de été également bièvements analysés.

Osady schroniska w Kruczej Skale w Skałach Kroczyckich (środkowa część Jury Polskiej)

Treść: Na podstawie obserwacji terenowych przeprowadzonych podczas prac wykopaliskowych oraz analiz litologicznych stwierdzono, że główny etap gromadzenia gruzu kriklastycznego w schronisku w Kruczej Skale był równoczesny z sedymentacją piasków fluwioglacjalnych w czasie zlodowaceń południowopolskich. Poprzedzały go dwa okresy panowania klimatu ciepłego typu interglacjalu, podczas których zachodziło intensywne wietrzenie chemiczne. W osadach młodszych od serii fluwioglacjalnej znaleziono ślady jednego lub dwóch okresów ciepłych. Najmłodsza seria gruzowo-piaszczysta powstała w czasie ostatniego zlodowacenia i późnego glacialu.

Wstęp

W latach 1991—1992 zespół pracowników Muzeum Archeologiczno-Etnograficznego w Łodzi, pod kierunkiem dr. Krzysztofa Cyrka, przeprowadził archeologiczne badania wykopaliskowe w schronisku skalnym w Kruczej Skale koło Kostkowic. Odsłonięte w czasie badań osady stały się podstawą prezentowanego opracowania, wykonanego w celu uzyskania informacji przydatnych w rozwiązywaniu problemu stratygrafii osadów czwartorzędowych środkowej części Jury Polskiej.

Położenie i opis schroniska

Nazwę „Schronisko w Kruczej Skale” wprowadzili archeolodzy. W katalogu jaskiń K. Kowalskiego (1951) jest ono opisane pod nr 446,

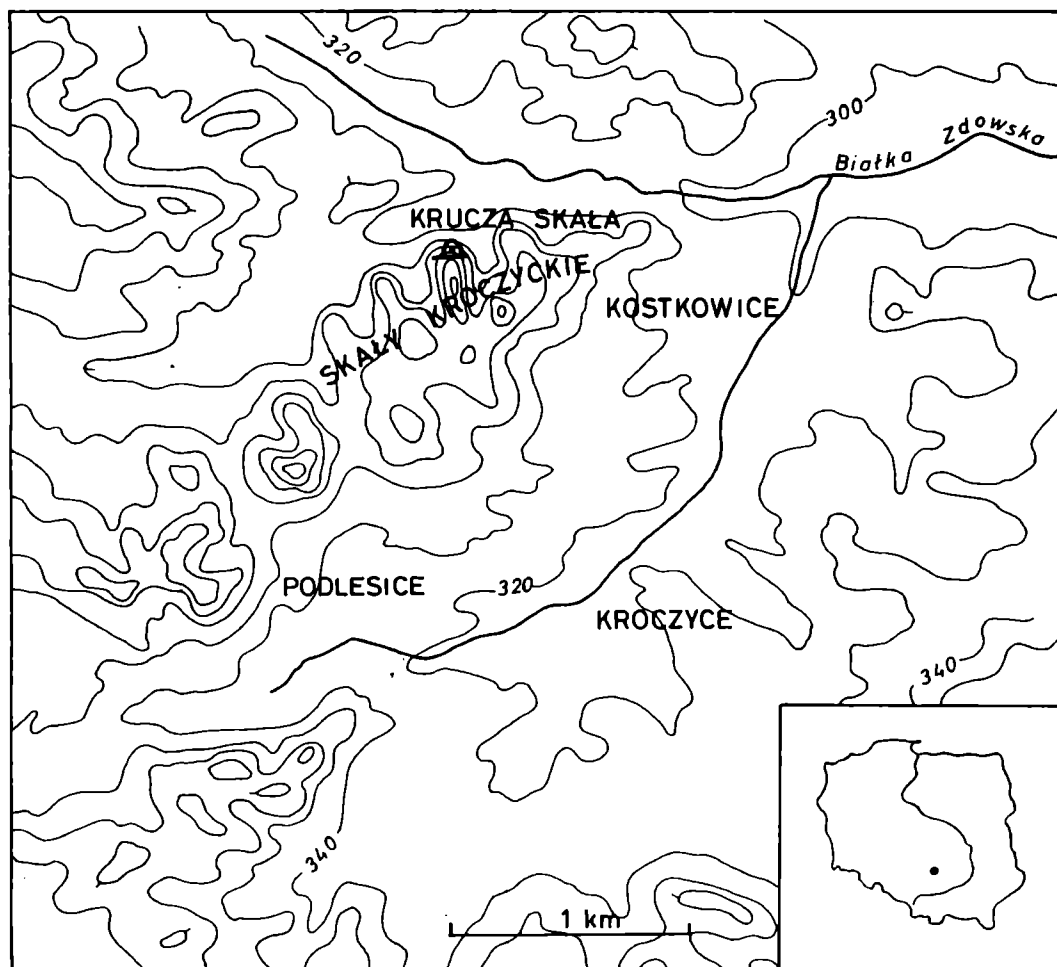
jako „Schronisko w Skałach Kroczyckich III”. Leży w środkowej części Skał Kroczyckich (ryc. 1), w północnym stoku Góry Łysak (427 m npm). Skały Kroczyckie położone są w środkowej części Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej, 20 km na NE od Zawiercia.

Schronisko składa się z szerokiego wiszaru i niewielkiego korytarza między skałkami, zbudowanymi z wapienia skalistego oksfordu (ryc. 2). Otwarte jest w kierunku północnym; wychodzi na stok suchej, czynnej tylko sporadycznie dolinki „wodącej”, uchodzącej do doliny Białki Zdowskiej, dopływu Krztyni. Wypełniające schronisko osady leżą na wysokości około 360 m npm.

Sytuacja geologiczna

Dominującą skałą podłoża w rejonie Skał Kroczyckich są skaliste wapienie oksfordu (Bednarek i in., 1985). Płatami występują paleogeńskie piaski formierskie (Gradziński, 1977). Na wapieniach w trzeciorzędzie i ciepłych okresach czwartorzędu powstawały pokrywy zwietrzelinowe. Kilka typów osadów wietrzelinowych wyróżniono w bliskim sąsiedztwie Skał Kroczyckich (Bednarek, Liszkowski, 1982), w przekopach wykonanych podczas budowy Centralnej Magistrali Kolejowej. Dotychczas jednak brak precyzyjnego określenia ich pozycji stratygraficznej.

* Teresa Madeyska, Instytut Nauk Geologicznych PAN, 02-089 Warszawa, ul. Żwirki i Wigury 93



Ryc. 1. Położenie schroniska w Kruczej Skale

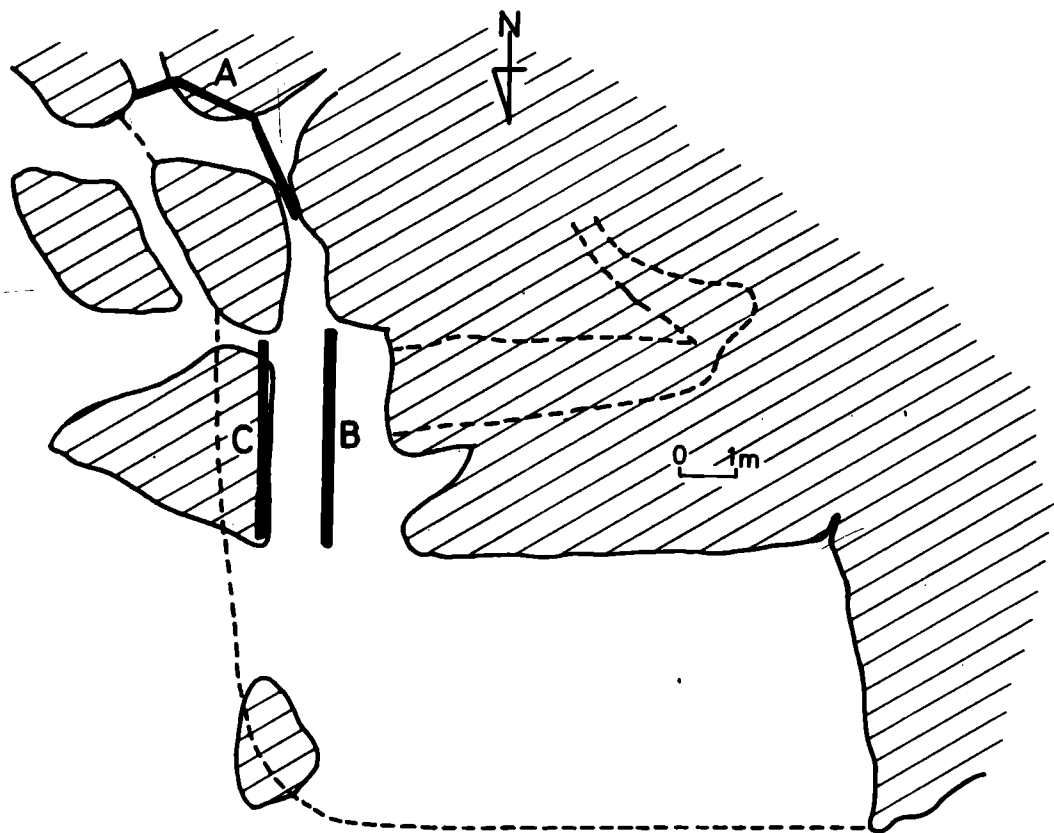
Fig. 1. Situation of the Krucza Skała rock-skelter

Osady czwartorzędowe rejonu Skał Kroczyckich są stosunkowo mało zróżnicowane. Według S. Z. Różyckiego (1960, 1972) obszar Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej nie był nigdy pokryty lądolodem, lecz stanowił „wkłęsły nunatak” pomiędzy łobami śląskim i nidziańskim lądolodu w czasie maksymalnego zlodowacenia południowopolskiego.

Ostatnie badania (Bednarek i in., 1985) potwierdziły istnienie nunataku, lecz o mniejszym niż to określał S. Z. Różycki zasięgu. Na obszarze nie objętym przez lądolód nagromadzały się fluwioglacjalne piaski, niesione przez wytopiskowe wody z obu łobów. W późniejszych okresach piaski te były

wielokrotnie rozmywane i redeponowane, a także przerabiane eolicznie. W czasie dwóch ostatnich zlodowaceń powstawały serie lessów, oddzielone kilkoma poziomami gleb kopalnych. Duży płat lessu, zwany lelowską wyspą lessową (Różycki, 1982), leży na północ od Skał Kroczyckich, w odległości około 1 km od doliny Białki Zdowskiej. Na południe od tej doliny, w strefie zdominowanej przez piaski, lessy występują bardzo małymi płacami.

Problem stratygraficznego powiązania różnych generacji glin zwietrzelinowych z piaskami i lessami nie jest jeszcze rozwiązany. Stanowiskami, w których



Ryc. 2. Plan schroniska w Kruczej Skale

A, B, C — położenie profili przedstawionych na ryc. 3—5

Fig. 2. Plan of the Krucza Skala rock-shelter

A, B, C — position of profiles shown on Fig. 3—5

przypuszczalnie będzie można wyjaśnić ten problem, są jaskinie.

W środkowej części Wyżyny Krakowsko-Wiełuńskiej występują liczne jaskinie, lecz dotychczas zbadano osady tylko kilku z nich. Bogatą plioceną i wczesnoplejstocенą faunę kręgowców znaleziono w jaskini w Podlesicach (Kowalski, 1956; Głazek, 1973), natomiast faunę wczesnoplejstocенą — w Jaskini Żabiej (Bosak i in., 1982).

Osady górnoplejstocенskie jaskiń badane były w związku z poszukiwaniami archeologicznymi. Już na początku wieku H. Demetrykiewicz i W. Kuźniar (1914) zbadali jaskinię Okiennik koło Skarżyc, słynne stanowisko środkowopaleolityczne. Po drugiej wojnie światowej wykopaliska

w kilku jaskiniach koło Strzegowej prowadził L. Sawicki, który, niestety, opublikował tylko część materiałów (Sawicki, 1953). Szczegółowe badania stanowiska paleolitycznego w Jaskini w Dziadowej Skale wykonał W. Chmielewski (1958), a mezolityczne stanowisko w schronisku w Ruskiej Skale koło Podlesic opracowały M. Chmielewska i Ł. Pierzchałko (1956).

Kontynuacją tych badań są prace wykopaliskowe przeprowadzone ostatnio przez K. Cyrka w jaskini w Kruczej Skale. Występowanie w jaskiniach poziomów kilku rodzajów glin zwietrzelikowych, a także serii piasków, lessów oraz gruzu wapiennego, charakteryzującego się różnym stopniem zwietrzenia, przy jednoczesnej obecności

szczątków kostnych kręgowców i materiałów kulturowych daje możliwość datowań stratygraficznych.

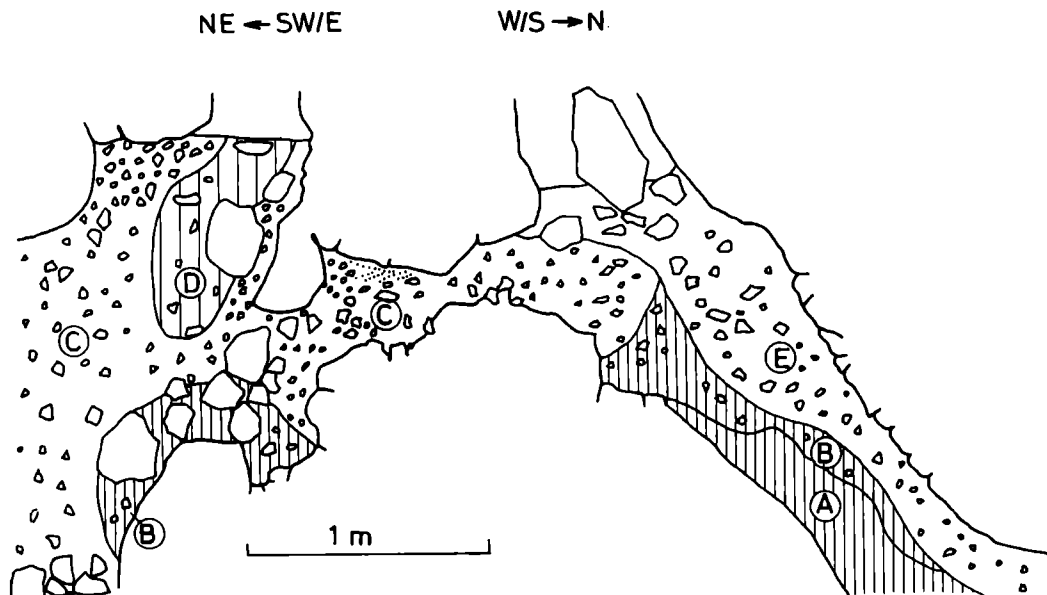
Opis osadów

Wykopami objęto korytarzyk i obszar schroniska pod wiszarem (ryc. 2). W części pod wiszarem profil osadów był mało zróżnicowany. W próchnicy z gruzem wapiennym występowały zabytki pochodzące z okresu wpływów rzymskich. Niżej, w piaskach miejscami warstwowanych, znaleziono pojedyncze materiały schyłkowopaleolityczne. Pod piaskami leżał poziom gliny wietrzelskiej o barwie brązowej, z gruzem wapiennym nadwietrzalym chemicznie, niestety, z bardzo małą ilością szczątków fauny. Bardziej zróżnicowane osady odsłonięto w korytarzyku i pomiędzy blokami skalnymi we wschodniej części stanowiska. Ilustrują je 3 załączony profile (ryc. 3, 4, 5) oraz diagram (ryc. 6), w którym zestawiono analizy litologiczne — stosunki ilościowe trzech podstawowych składników: gliny residualnej — wietrzelskiej, piasku oraz

gruzu wapiennego, a także ilości substancji organicznych i węglanu wapnia we frakcjach drobnych. Na podstawie obserwacji profili i wyników analiz wyróżniono następujące warstwy:

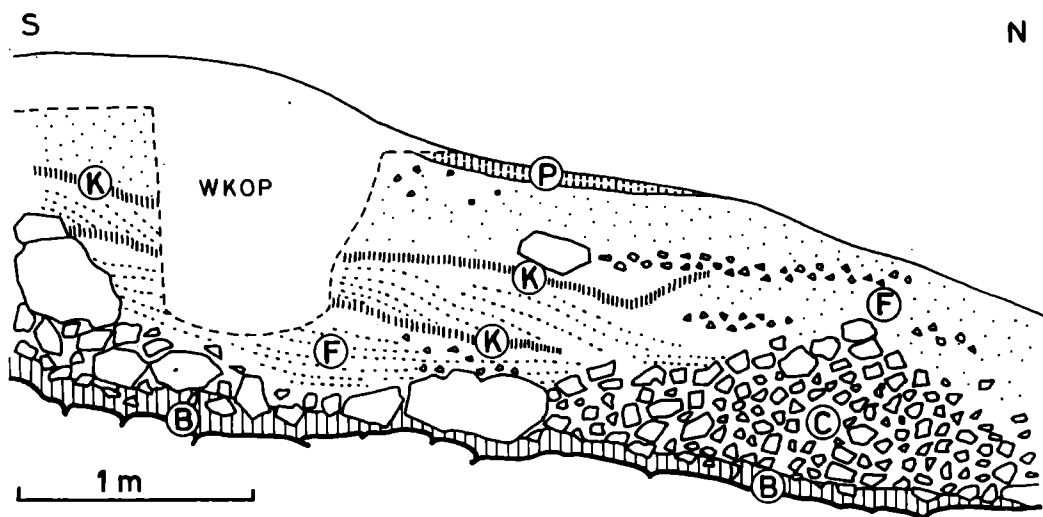
A. Gлина ilasto-piaszczysta, bezwapienna, plamista, czerwonawobrazowa (10 YR 4/4 wg skali Munsela) i brązowa (10 YR 5/6, 10 YR 4/3) z przewarstwieniami piasku gliniastego żółtobrazowego (10 YR 6/6, 10 YR 5/8), zawierającego głównie kwarc i nieliczne ziarna skaleni oraz domieszkę substancji organicznych (do 0,23% węgla).

B. Rdzawobrazowa (7,5 YR 5/6) glina ilasta z pakietami gliny pylastej czerwonawożółtej (7,5 YR 7/4) i domieszką ostrokrawędzistego lub lekko ogładzonego gruzu wapiennego o szorstkiej, skorodowanej powierzchni, na której widoczna jest odpreparowana, organogeniczna struktura wapienia. Drobne kawerny na powierzchni mają średnicę do kilku milimetrów; obok widoczna jest siatka mniejszych zagłębień korozyjnych. Nieliczne okruchy wapienia marglistego mają gładkie powierzchnie. Gлина we frakcji poniżej 1 mm zawiera węglan wapnia w ilości 2—4% oraz substancje organiczne (0,2—0,3% węgla).



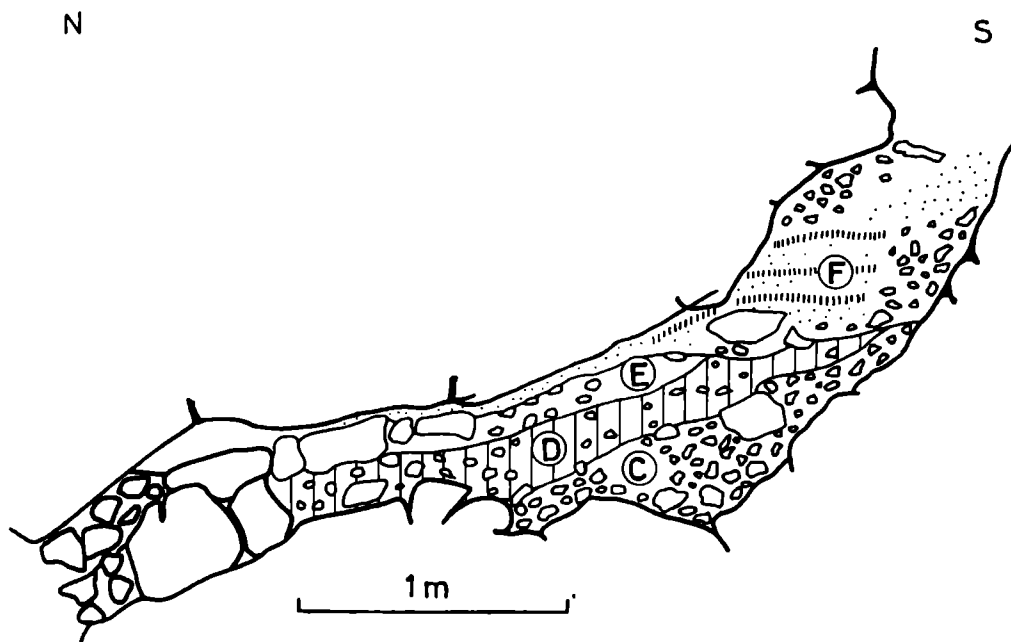
Ryc. 3. Profil A. Opis osadów w tekście

Fig. 3. Profile A. Sediments are described in the text



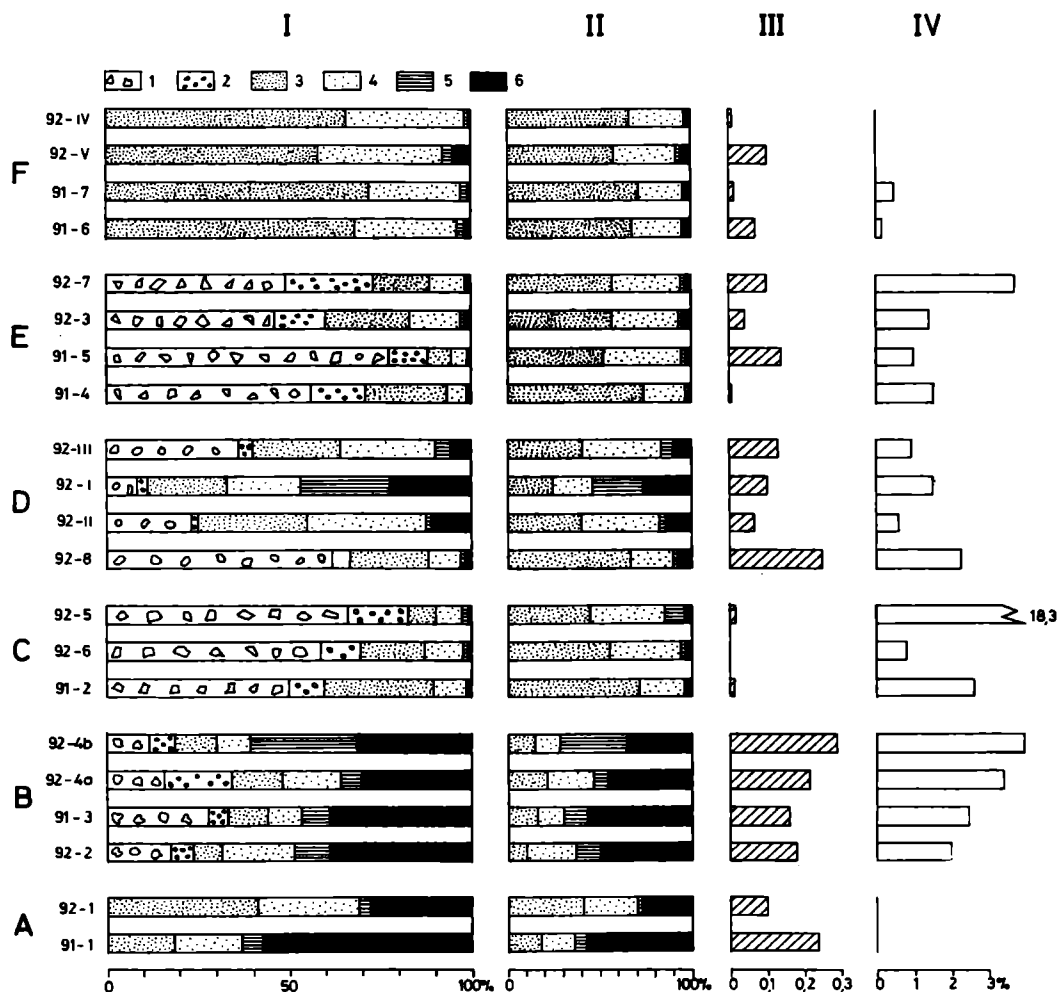
Ryc. 4. Profil B (wg terenowej dokumentacji K. Cyrka, uproszczony). Opis osadów w tekście

Fig. 4. Profile B (from field documentation by K. Cyrek, simplified)



Ryc. 5. Profil C (wg terenowej dokumentacji K. Cyrka, uproszczony). Opis osadów w tekście

Fig. 5. Profile C (from field documentation by K. Cyrek, simplified). Sediments described in the text



Ryc. 6. Skład osadów schroniska w Kruczej Skale

A—F — oznaczenia warstw, obok numery próbek; I — uziarnienie całych próbek; II — skład ziarnowy frakcji mniejszych niż 1 mm: 1 — okruchy o średnicy większej niż 20 mm, 2 — 1—20 mm, 3 — 0,2—1 mm, 4 — 0,05—0,2 mm, 5 — 0,005—0,05 mm, 6 — <0,005 mm; III — zawartość węgla organicznego (C) we frakcji <1 mm; IV — zawartość CaCO_3 we frakcji <1 mm

Fig. 6. Composition of sediments at the Krucza Skała rock-shelter

A—F — strata notation, numbers alongside — numbers of samples; I — grain composition of whole samples; II — grain composition of fractions less than 1 mm: 1 — particles of diameter greater than 20 mm, 2 — 1—20 mm, 3 — 0.2—1 mm, 4 — 0.05—0.2 mm, 5 — 0.005—0.05 mm, 6 — <0.005 mm; III — organic carbon content (C) in fractions <1 mm; IV — CaCO_3 content in fractions <1 mm

C. Jasnopłowy piasek kwarcowy z ziarnami skałeni, z ostrokrawędzistym gruzem wapiennym o świeżych, niezwiędniętych powierzchniach i z delikatnymi wytrąceniami związków manganu (dendryty). Niektóre okruchy mają jedną powierzchnię oglądzoną, ze śladami wymycia lub pokrytą

naciekami grzybkowatymi. Powierzchnie te pochodzą z czasów, gdy okruch stanowił jeszcze fragment ściany skalnej. Piasek nie zawiera substancji organicznych lub tylko jej ślady, a ilość węglanów zmienia się w granicach 0,8—18,3%.

D. Brązowy (5 YR 4/4, 10 YR 5/4), czerwono-brązowy (5 YR 5/4) i żółtawoczerwony (5 YR 5/6, 7,5 YR 6/6) piasek gliniasty ze zmienną domieszką iłu, miejscami w formie toczeców i zmienną ilością gruzu. Okruchy wapienne mają ślady dwóch etapów korozji. Jamkowe zagłębienia korozyjne o średnicy do kilku milimetrów są zagładzone, a na nie nałożona jest młodsza generacja mniejszych jamek korozyjnych o średnicy ułamków milimetra. Na innych okruchach zachowały się także częściowo zniszczone polewy naciekowe. We frakcjach drobnych zmienna jest zawartość substancji organicznych (0,06–0,25% węgla), a także ilość węglanów (0,6–2,2% CaCO_3).

E. Jasny, płowobrzowy (10 YR 5/4, 10 YR 6/3) piasek kwarcowy z domieszką skaleni, z ostrokrawędzistym gruzem wapiennym różnych rozmiarów, o świeżych, niezwiędniętych powierzchniach, na których spotyka się wytrącenia związków manganu. Frakcje drobne zawierają małą domieszkę substancji organicznych (na ogół poniżej 0,1% węgla), około 1,5% węglanu wapnia, tylko w stropowej części warstwy 3,7%. W tej części na powierzchniach okruchów skalnych spotyka się wtórne wytrącenia węglanów.

F. Jasnopłowy (10 YR 6/4) i brązowy (7,5 YR 5/5, 7,5 YR 4/4) piasek kwarcowy, warstwowany lub bezstrukturalny, prawie bezwapienny, z ciemniejszymi smugami wzbogaconymi w substancje organiczne, czyli warstwami kulturowymi schyłkowego paleolitu (K).

P. Próchnica ciemnoszara ze zmienną ilością lekko nadwietrzonego gruzu wapiennego, występująca poza korytarzykiem jaskiniowym i zawierająca materiały archeologiczne z okresu wpływów rzymskich.

Interpretacja

Gлина wietrzelskowa typu terra fusca (A) pochodzi z okresu panowania umiarkowanie ciepłych warunków klimatycznych, najprawdopodobniej reprezentuje więc jeden ze starszych interglacjałów.

Warstwa B to częściowo redeponowana glina wietrzelskowa. W czasie redepozycji dostał się do niej gruz wapienny. Jego skorodowanie świadczy o panowaniu warunków sprzyjających wietrzeniu chemicznemu. Na redepozycję wskazuje odwrócenie

profilu wietrzeniowego — na podłożu wapiennym leży glina bez gruzu, którego domieszka pojawia się dopiero wyżej. Przerwa czasowa pomiędzy powstaniem warstw A i B odpowiada zapewne okresowi chłodnemu, podczas którego nagromadził się gruz wapienny, skorodowany w trakcie drugiego okresu ciepłego.

Warstwa C reprezentuje okres panowania zimnych warunków klimatycznych, podczas których miało miejsce intensywne wietrzenie mechaniczne; w efekcie nagromadził się gruz, przeważnie ostrokrawędzisty, niezwiędnięty. Nastąpiło to po ciepłym i wilgotnym okresie, podczas którego na ścianach jaskini tworzyły się polewy naciekowe, zachowane w formie nadwietrzałej na okruchach wapiennych. Nagromadzanie gruzu odbywało się jednocześnie z akumulacją piasków fluwioglacjalnych, które w schronisku są zachowane zapewne w pierwotnym położeniu. Lekkie ogładzenie krawędzi niektórych okruchów wapiennych spowodował przepływ wody transportującej piasek. Śladem wodnego transportu jest zachowane w stropie warstwowanie. Brak podstaw do precyzyjnego określenia pozycji stratygraficznej omawianych osadów, ale najbardziej prawdopodobne jest korelowanie ich ze zlodowaceniami południowopolskimi, gdy środkowa część Jury Polskiej stanowiła wspomniany „wkłęsły nunatak”. Zachowany w głębokiej części schroniska piasek z gruzem jest pozostałością znacznie większej serii piaszczystej.

Śladem młodszego etapu wietrzenia chemicznego, związanego z panowaniem warunków klimatycznych typu interglacjalnego, jest warstwa B. W zachowanym odsłoniętym fragmencie leży ona na wtórnym złożu. Najwyraźniej widać to na profilu A (ryc. 3), gdzie wypełnia ona małe wyżłobienie erozyjne. Ślady dwóch generacji form korozyjnych na okruchach wapiennych wskazują także na redepozycję, przy czym nie można wykluczyć, że starsza generacja odpowiada wiekowo warstwie B, choć wydaje się, że jest od niej młodsza. Druga generacja form korozyjnych może pochodzić z czasu redepozycji.

Młodszemu okresowi chłodnemu odpowiada sedymentacja warstwy E, której cechy wskazują na klimat tylko trochę cieplejszy od tego, który panował w czasie sedymentacji warstwy C. Nie jest możliwe jednoznaczne określenie, czy odpowiada ona części zlodowaceń środkowopolskich, czy zlodowaceniowi Wistyl.

Piaski warstwy F w swej dolnej, warstwowanej części zachowały zaburzenia typu mrozowego. Pochodzą one z rozmycia omówionej serii fluwioglacjalnej, a zaburzone zostały w czasie panowania peryglacjalnego klimatu ostatniego zlodowacenia. Ku górze stopniowo przechodzą w lekko smugowane i bezstrukturalne piaski, częściowo przerobione eolicznie, zawierające wzbogacone w substancje organiczne warstwy kulturowe schyłkowo-paleolityczne, datowane na późny glacjał, głównie Allerød (K. Cyrek — informacja ustna).

Wnioski

Stwierdzono, że osady schroniska w Kruczej Skale składają się z różnych genetycznie składników: glin zwietrzelinowych, piasków, gruzu kriklastycznego i skorodowanego, występujących naprzemiennie i częściowo zmieszanych.

Główny etap gromadzenia gruzu kriklastycznego w jaskini odpowiada sedymentacji piasków fluwioglacjalnych, zapewne w czasie zlodowaceń południowopolskich. Poprzedzały go dwa okresy panowania klimatu ciepłego typu interglacjału, podczas których zachodziło intensywne wietrzenie chemiczne. W osadach młodszych od serii fluwioglacjalnej znaleziono ślady 1 lub 2 okresów wietrzenia, związanych z klimatem typu interglacjalnego. Na podstawie samych danych litologicznych nie można określić ich pozycji stratygraficznej, można jednak mieć nadzieję, że badania szczątków kostnych zwierząt nagromadzonych podczas wykopalisk rzucą światło na to zagadnienie. Badania osadów Schroniska w Kruczej Skale dały obiecujące wyniki z punktu widzenia możliwości odtworzenia przebiegu procesów sedymentacyjnych i wietrzeniowych w środkowej części Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej i ich nawiązania do klimatostratygraficznego podziału czwartorzędu.

Literatura

Bednarek J., Liszkowski J., 1982: Profil kopalnych pokryw wietrzeniowych w Dzibicach (Jura Polska) (The section of fossil weathering covers at Dzibice). *Biul. Geol.*, 26: 89—106 [Warszawa].

- Bednarek J., Haisig J., Wilanowski S., Żurek W., 1985: *Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski, arkusz Pradła, 1:50 000*. Wyd. Geol., Warszawa, s. 1—62.
- Bosak P., Głazek J., Horáček I., Szykiewicz A., 1982: New locality of Early Pleistocene vertebrates — Żabia Cave at Podlesice, Central Poland. *Acta Geol. Polon.*, 32 (3—4): 217—226 [Warszawa].
- Chmielewska M., Pierzchałko Ł., 1956: Stanowisko wczesnomezolityczne w schronisku skalnym koło Podlesic w pow. zawierciańskim (Le gisement du mesolithique inferieur dans l'abri sous roche pres de Podlesice, distr. de Zawiercie). *W: Prace Mat. Muz. Arch. Etnogr. w Łodzi. Seria arch.* 16, s. 29—40 [Łódź].
- Chmielewski W., 1958: Stanowisko paleolityczne w Dziadowej Skale koło Skarżyc w pow. zawierciańskim (Gisement paléolithique de Dziadowa Skala pres de Skarżyce (distr. de Zawiercie)). *W: Prace Mat. Muz. Arch. Etnogr. w Łodzi. Seria arch.* 3, s. 5—48 [Łódź].
- Demetrykiewicz H., Kuźniar W., 1914: Najstarszy paleolit na ziemiach polskich oraz inne wykopaliska odkryte w jaskini „Okiennik” koło wsi Skarżyc w pow. Będzińskim Gub. Piotrkowskiej. *Akad. Umiej.*, Kraków.
- Głazek J., 1973: Znaczenie zjawisk krasowych dla rekonstrukcji paleogeograficznych i paleotektonicznych (Importance of karst phenomena for paleogeographic and paleotectonic reconstructions). *Przegl. Geol.*, 21 (10): 517—523 [Warszawa].
- Gradziński R., 1977: Sedymentacja piasków formierskich na skrasowiach podłożu w środkowej części Jury Krakowsko-Wieluńskiej (Sedimentation of „moulding sands” on karstified limestone surface in the middle part of Kraków—Wieluń Upland). *W: „Kras i Speleologia”. T. 1 (X). US, Katowice*, s. 59—70.
- Kowalski K., 1951: *Jaskinie Polski. T. 1 (Les cavernes de la Pologne)*. PMA, Warszawa, s. 1—466.
- Kowalski K., 1956: Insectivores, bats and rodents from the Early Pleistocene bone breccia of Podlesice near Kroczyce (Poland). *Acta Palaeont. Polon.*, 1 (4): 331—394 [Warszawa].
- Munsell Soil Color Charts, 1954. Baltimore.
- Różycki S. Z., 1960: Czwartorzęd regionu Jury Częstochowskiej i sąsiadujących z nią obszarów (Quaternary of the Częstochowa Jura Chain and the adjacent area). *Przegl. Geol.*, 8 (8): 424—429 [Warszawa].
- Różycki S. Z., 1972: *Plejstocen Polski Środkowej (The Pleistocene of Middle Poland)*. PWN, Warszawa, s. 1—315.
- Różycki S. Z., 1982: Czwartorzęd okolic Lelowa (Quaternary of Lelów area). *Biul. Geol.*, 26: 9—61 [Warszawa].
- Sawicki L., 1953: Stan badań nad wiekiem człowieka kopanego w Polsce (Geological age of the fossil man in Poland — actual state of researches). *Acta Geol. Polon.*, 3 (1): 171—189 [Warszawa].

Teresa Madeyska

**SEDIMENTS OF THE ROCK-SHELTER IN KRUCZA SKAŁA
IN THE KROCZYCE KUPPEN**

Summary

Basing on field observations carried out during an excavation project and on lithological analyses it was found that the sediments at the Krucza Skala rock-shelter comprise genetically varied components i.e.: loams, sands, cryoclastic and corroded limestone rubble, occurring alternately and partly mixed.

The principal stage in the accumulation of the cryoclastic debris was contemporary with the sedimentation of the fluvioglacial sands during the time of the southern Polish glaciation. This was preceded by two periods of interglacial type warm climate during which intensive chemical weathering took place. In the sediments younger than the fluvioglacial series traces of one or two warm periods are to be found. The youngest series of debris-sandy type was formed during the time of the last ice age and the later glacial period.

Teresa Madeyska

**DÉPÔTS DE L'ABRI KRUCZA SKAŁA
DANS LES ROCHERS KROCZYCKIE
(SKAŁY KROCZYCKIE)
(PARTIE CENTRALE DU JURA POLONAIS)**

Résumé

A partir des observations de terrain réalisées lors de fouilles dans l'abri de Krucza Skala et d'analyses lithologiques, on a pu constater que la principale phase d'accumulation de graviers cryoclastiques correspondait à la sédimentation des sables fluvioglaciaires survenue pendant les glaciations ayant affecté le sud de la Pologne. Cette phase a été précédée par deux périodes de climat chaud de type interglaciaire pendant lesquelles a opéré une forte altération chimique. Dans les dépôts les plus récents de la série fluvioglaciaire, les traces d'une ou de deux périodes chaudes ont été retrouvées. La série sablo-grumeleuse, la plus jeune, s'est formée pendant la dernière glaciation ou au cours d'une période glaciaire tardive.

Some preliminary results of micrometric measurements in Škocjanske caves, Slovenia

Abstract: The measurement of virtual erosional and corrosional water activity operating upon the rock by the microerosion-meter is an old method in karstology.

Some time ago we started with such measurements in Škocjanske caves. The measurement sites were chosen on the places of erosion, corrosion and on the places where the flowstone is deposited. The observation points were placed on the spots where the processes are marked and quick. The cave Ponor in Odolina was chosen for comparison as there is on the wall old signature preserved which sheltered the surface against corrosion and therefore the inscription is more visible above the surface. It gives us the virtual degree of corrosion during 63 years and the possibility to correct the faults, to establish the precision of the method respectively.

After one year the measurements in Škocjanske caves gave us the erosion amount of 0.11 to 0.9 mm, corrosion between 0.005 to 0.01 mm and the flowstone growth up to 0.82 mm/y. The amount of annual corrosion measured at the old inscription in Ponor in Odolina is between 0.105 to 0.183 mm.

Introduction

The measurements of the virtual erosional and corrosional activity of water to the rock by the micro-erosion meter, to put it in other way the virtual lowering of the rock surface is efficient and old method in karstology (Hanna, 1966; Cucchi, 1986; Smith, 1989). In Slovenia the method was used by J. Kunaver while studying the microforms of the high mountainous karst, on Kras it was used (Cucchi, 1986) to define the impact of rainwater on the exposed surface.

The method is simple. The instrument is placed on three fixed points made of stainless steel in the rock. The measurements are repeated after a certain time, the difference among the results shows the virtual change of the rock surface.

Some time ago we started to observe the micro erosion on the chosen points in Škocjanske caves and in the cave Ponor in Odolina on Kras.

In Škocjanske caves the observation sites are placed on four spots in the environment where the processes of fluvial erosion, corrosion and flowstone deposition are marked and quick. We started the observations in Ponor in Odolina as well to have a check point. Namely, on the wall of this cave there is 63 years old signature preserved sheltering the surface against corrosion and it has in the same since the signature was dyed stepped out of the surface. By micrometer the amount of corrosion relating to this time was measured and the intensity of the process was thus evaluated serving as the check point of the reliability of the method and enabling the statement of the virtual rock surface lowering.

Measurement of corrosion and erosion in Škocjanske caves

Škocjanske caves are 5060 m long and 250 m deep ponor cave of the Reka river. It sinks in the cave 317 m a.s.l. and could be followed up to the siphon on 214 m a.s.l.

* Andrej Mihevc, Institute of Karst Research Slovenian Academy of Sciences, Titov trg 2, 66 230 Postojna, Slovenija

Most part of the cave is 40—90 m deep canyon developed by incision into old, phreatic, maybe even paragenetically transformed channels. On some places the canyon changed, due to tectonic crushed rocks into big halls or it is connected to the surface by huge collapse dolines.

In the canyon and also on the bottom of the halls there are fluvial sediments, in particular gravel of quartz sandstone and quartz sand. This material is transported in the cave by the Reka river from the superficial part of its river basin developed in flysch rocks. They are mostly composed of quartz sandstones.

Average annual discharge of Reka is $8.95 \text{ m}^3/\text{s}$, due to its torrential character the discharge strongly oscillates. Extremely high waters reach the discharge of $387 \text{ m}^3/\text{s}$. The discharge oscillation is reflected in the floods within the cave, the highest registered uplift of the water in the cave was for 132 m. During



Photo 1. Opened rock-mill with the rock surface shaped by the erosion, sand abrasion and hits of bigger pebbles

the normal water level variations the Reka floods the belt of the channel of some meters only.

The effects of big quantities of gravel and big discharges in the cave are seen in marked erosion forms, e.g. rock-mills and the surface of the rocks ground away. But in the same profiles of the channel one could find the places of nets of current markings with scallops and also the rock surface without signs of mechanical erosion.

Micrometric measurements were done on 19 places in the cave. Nine of them show the dominant impact of erosion and four show the predominant corrosion being the reason for current markings. The chosen spots lie in various profiles of the channels or halls in various height above the low water level. The velocity of the flowstone deposition was measured on six places. The instrument with the precision of 0.01 mm was used having the possibility of estimation to 0.005 mm.

Zero reading was done after the cement holding the studs was consolidated, the first one after one year. These first results could therefore be orientational only.

The measurements of the surfaces where the erosion prevails have shown the lowering of the surface from 0.11 to 0.9 mm. It was measured on nine spots and 27 point measurements were done. The biggest amount occurs on the place where the rock was bruised by the hit of pebbles, and the smallest there where the rock is ground by the sand in a big, half opened whirlpool.

The measurements on the surfaces shaped by the corrosion have shown smaller values, between 0.005 to 0.01 mm. It was measured on four places and 12 point measurements were done. The surfaces where the corrosion process prevails are smooth by touch and covered by a net of current markings with sharp edges.

Besides the measurements in Škocjanske caves we got the opportunity to measure the amount of corrosional surface lowering developed in 63 years in the cave Ponor in Odolina. This cave is a periodical swallow hole of the brook flowing from flysch near Škocjanske caves.

In the final part of the cave, close to the siphon 117 m deep there is a small hall which walls are covered by current markings. Over them an old caving signature was dyed. The colour stripped off on several places and the inscription cannot be read any more but in all likelihood it came into



Photo 2. The surface of the current markings net. They are long and narrow showing extreme flow velocity. In the middle of the picture there are three studs on which the micrometer is placed, the distance among them is 15 cm

existence on August 25, 1929. The dye of the inscription can be easily peeled off what means that on this surface there is practically no abrasion although the floor of the channel is covered by gravel and sand (Mihevc, 1992, in press).

By micrometer we have measured on the remains of the inscription the height difference between the surface sheltered by dye and the near bare surfaces not protected by the dye.

The biggest measured difference between the exposed and the protected rock surface amounts to 0.47–1.14 mm. The letters protected by dye stepped out in the relief since 1929. The annual corrosion amount was in this case between 0.105 to 0.183 mm per year. Due to fact that the current markings where the inscription lies, are deep in average 12 mm their calculated age is from 655 to 1142 years.

Measurement of flowstone deposition

The most part of Škocjanske caves developed in non bedded limestones, thus the infiltration through the roof is limited to the places cut by faults or fissures. On such places huge dripstone heaps grow.

Where the flowstone is deposited at the channel walls the speleothem half-columns developed, which do not reach the floor but end some meters above the actual floor. It seems, that their growth started when the cave was filled up by gravel in bigger extent and by the flowstone dating some speleogenetic phases in the cave could be dated.

Hydrochemical measurements of the trickle water percolating over one of such flowstones in Deževna cave showed (Kranjc, 1992) that at

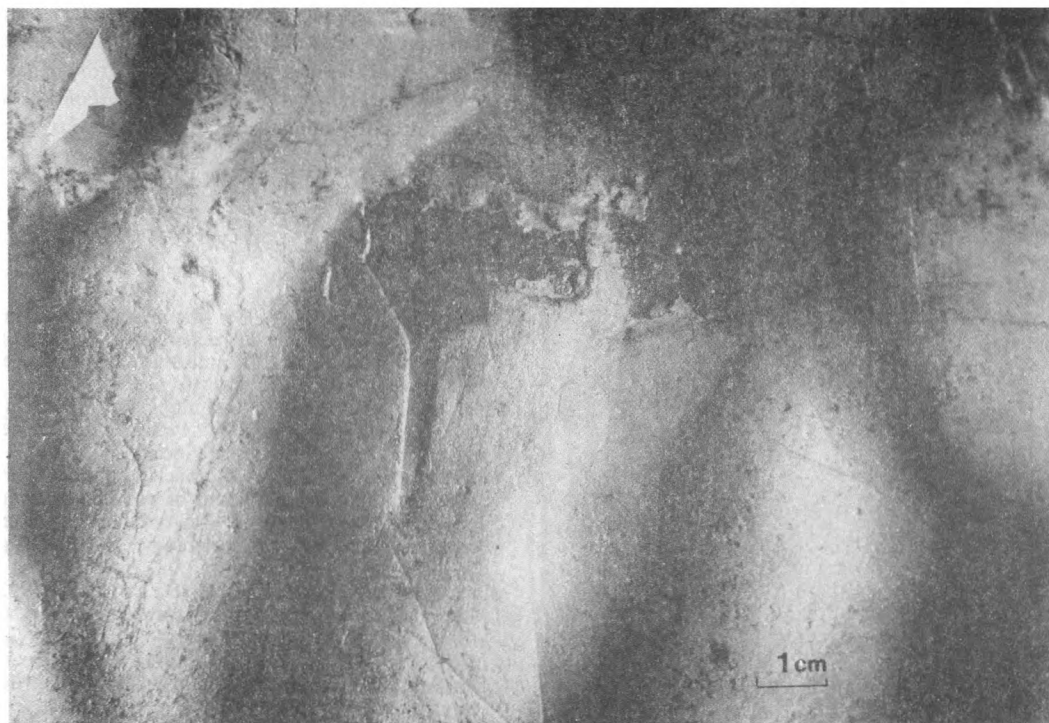


Photo 3. The remains of the inscription dye on the net of current markings in the cave Ponor in Odolina. The dye sheltered the rock surface this is why it relatively stepped out

the total hardness of 304 mg CaCO_3/l up to 58 mg CaCO_3/l , 1 $\text{dm}^3/\text{m}^2/\text{y}$ were deposited. The micrometer measurements affirmed such dynamics but call the attention to the differences in the flowstone deposition velocity related to the slope. The first reading of flowstone growth in Deževna cave showed the growth of 0.07 mm on steep flowstone slope and 0.375–0.825 mm on smaller incline.

Conclusions

Indeed, the first measurements of corrosional lowering of the rock surface or of flowstone deposition are not yet comparable with the others observation series of longer term, but nevertheless some conclusions could be made on their base.

In flood water flow of Reka, transporting gravel, the erosion and corrosion are active. The shape of

the rocky surface tells which process had been dominant. On the surfaces shaped in the net of current markings with sharp edges the erosion is probably entirely insignificant.

The measured surface lowering formed by abrasion and in the distance of some meters registered corrosion as the dominant processes infer that these two processes can act together, they do not exclude each other respectively. Obviously the gravel and sand move in the path of the maximum velocity only which is strictly limited and in other parts of the profile the current markings could develop.

The comparison of calculated amount of the corrosional lowering of the rocky surface at the old inscription in the cave Ponor in Odolina and the measured quantities in Škocjanske caves pointed lower values in the case of Škocjanske caves although the shape of current markings should allude to quicker process in Škocjanske caves.

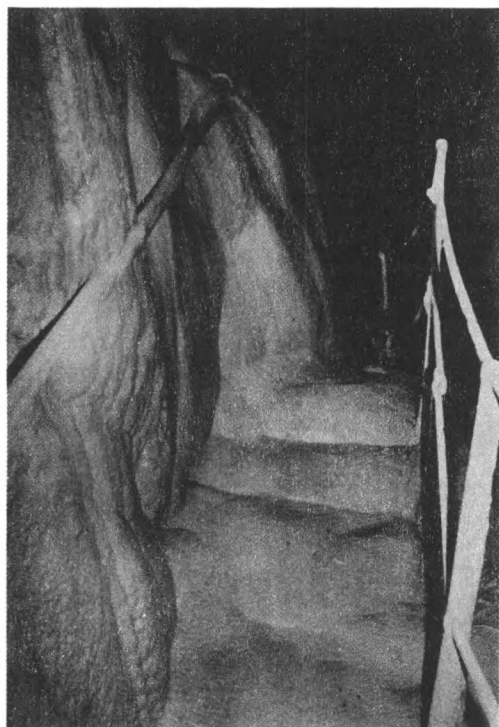


Photo 4. The mooumilk type flowstone deposition on tourist path and fence, about 100 years old, in Deževna cave, a part of Škocjanske caves

While measuring the velocity of the flowstone deposition the dependence between the slope where the water trickles and the velocity of growth have been shown and this fact has to be considered comparing the volumes and age of various cave formations.

References

- Cucchi F., Forti F., 1986: Misure di dissoluzione di roccie carbonatiche: Le ricerche a Trieste. In: *Atti e Memorie della Commissione Grotte „Eugenio Boegan“*. Vol. 25, Trieste, p. 97—102.
- Hanna F. K., 1966: A Technique for Measuring the Rate of Erosion of Cave Passages. In: *Proceedings of the Speleological Society*. 11.
- Smith D. L., Greenaway, M. A., Spate A. P., 1989: Absolute Measurement of surface limestone erosion in Australia. In: *Proceedings 10, International Congress of Speleology*. Budapest, p. 539—541.
- Kranjc A., Kogovšek J., Šebela S., 1992: Les concrétionnements de la grotte de Škocjanske (Slovenie) et les changements climatiques. In: J.-N. Salomon, R. Maire (eds.). *Karst et évolutions climatiques*. Press Universitaires, Bordeaux, p. 355—362.
- Michevc A., 1992: Micrometric Measurements of the Corrosion Rate on the Cave Wall Inscription in the Swallet Cave in Odolina. In: *Proceedings II. European Regional Speleological Conference*, Hecine, Belgium.

WSTĘPNE WYNIKI POMIARÓW MIKROMETRYCZNYCH W JASKINIACH ŠKOCJANSKICH W SŁOWENII

Streszczenie

Pomiary erozji rzeczywistej i działalności korozyjnej wody na powierzchni skały przy użyciu mikrometru są tradycyjnie stosowane w krasologii. Kilka lat temu tego typu pomiary rozpoczęto w jaskiniach Škocjanskich. Punkty pomiarowe zostały wybrane w miejscach erozji, korozji oraz depozycji nacieków. Punktami tymi były miejsca, gdzie procesy te działają szybko, a ich efekty są widoczne. Jaskinia Ponor w miejscowości Odolina została wybrana jako stanowisko porównawcze, na ścianie tej jaskini bowiem zachowała się stara inskrypcja, która chroniła powierzchnię od korozji i dlatego znaki te są bardziej widoczne na powierzchni. Pozwala to określić faktyczny stopień korozji w ciągu 63 lat oraz możliwość korekty błędów w ustalaniu precyzji tej metody. Po roku pomiarów w jaskiniach Škocjanskich uzyskana wartość erozji wynosiła 0,11—0,9 mm, wartość korozji 0,005—0,01 mm, a wzrost nacieków do 0,82 mm/rok. Wartość rocznej korozji mierzona na starej inskrypcji w jaskini Ponor wynosi 0,105—0,183 mm.

Andrej Mihevc

LES RÉSULTATS PRÉLIMINAIRES DE SONDAGES MICROMÉTRIQUES DANS LES CAVITÉS DE ŠKOCJANSKE JAME EN SLOVÉNIE

Résumé

Les mesures de l'érosion réelle et de la corrosion provoquée par l'eau sur la surface des roches à l'aide de microérosiomètre sont une méthode traditionnelle dans les études du karst. Il y a quelques années, les sondages de ce type ont commencé dans les cavités de Slovénie. Les points de sondage ont été choisis dans les lieux d'érosion et de dépôts de suintement. Les points en question étaient des endroits où ces processus se font très vite et où leurs effets sont visibles. La cavité Ponor, à côté de la ville Odolina, a été choisie comme un point de repère pour les comparaisons, car sur une paroi de cette cavité s'est conservée une vieille inscription, qui protégeait la surface de la corrosion et c'est pourquoi ces signes sont plus visibles sur la surface. Cela permet de déterminer le vrai degré de la corrosion au cours de 63 ans et de corriger les erreurs dans la précision de résultats de cette méthode. Après un an de mesures dans les cavernes de Škocjanske Jame, la valeur de l'érosion s'élevait entre 0,11—0,9 mm, la valeur de la corrosion entre 0,005 et 0,01 mm, et l'augmentation de suintement jusqu'à 0,82 mm/an. La valeur annuelle de la corrosion mesurée sur la vieille inscription dans la caverne Ponor est comprise entre 0,105 et 0,183 mm.

The influence of tectonic zones on cross section formations in the Predjama cave, Slovenia

Abstract In the Predjama cave the cross sections of cave are shaped according to tectonic discontinuity zones and, bedding planes. By detailed tectonic-lithological mapping in the scale 1:1000 the crushed, collapsed and fissured zones were determined. In broken zones, where the Cretaceous limestone is broken to the degree of tectonic breccia characteristic cross sections in a shape of a key-hole developed. Among the presented cross sections the most frequent are those showing the properties of former formation controlled by bedding and later transformed according to tectonic discontinuity zones.

Introduction

The Predjama cave is 7 km of air-line distance from Postojna towards north-west. By its total length of 7571 m (according to the last explorations in 1992 it is for about 200 m longer) it takes the sixth place among the Slovenian horizontal caves (Cave Cadastral).

The cave opens on the contact of Cretaceous limestone ($K_2^{2,3}$) and Eocene flysch ($E_{1,2}$), in the interior the passages are excavated in Jurassic limestones and dolomites (J_1^1 and J_2^1) and in Triassic dolomite (T_3^{2+3}). The Predjama passages are developed in three interconnected levels. The upper level lies 539 m a.s.l., the medium one 490 m a.s.l. and the third, the lowest level in which Lokva river sinks actually, 462 m a.s.l. The Fig. 1 presents the map of cave passages of the medium level and its section studied in detail. I was mostly interested in dependence of the cross section shapes and the orientation and type of tectonic crushed zones. During the

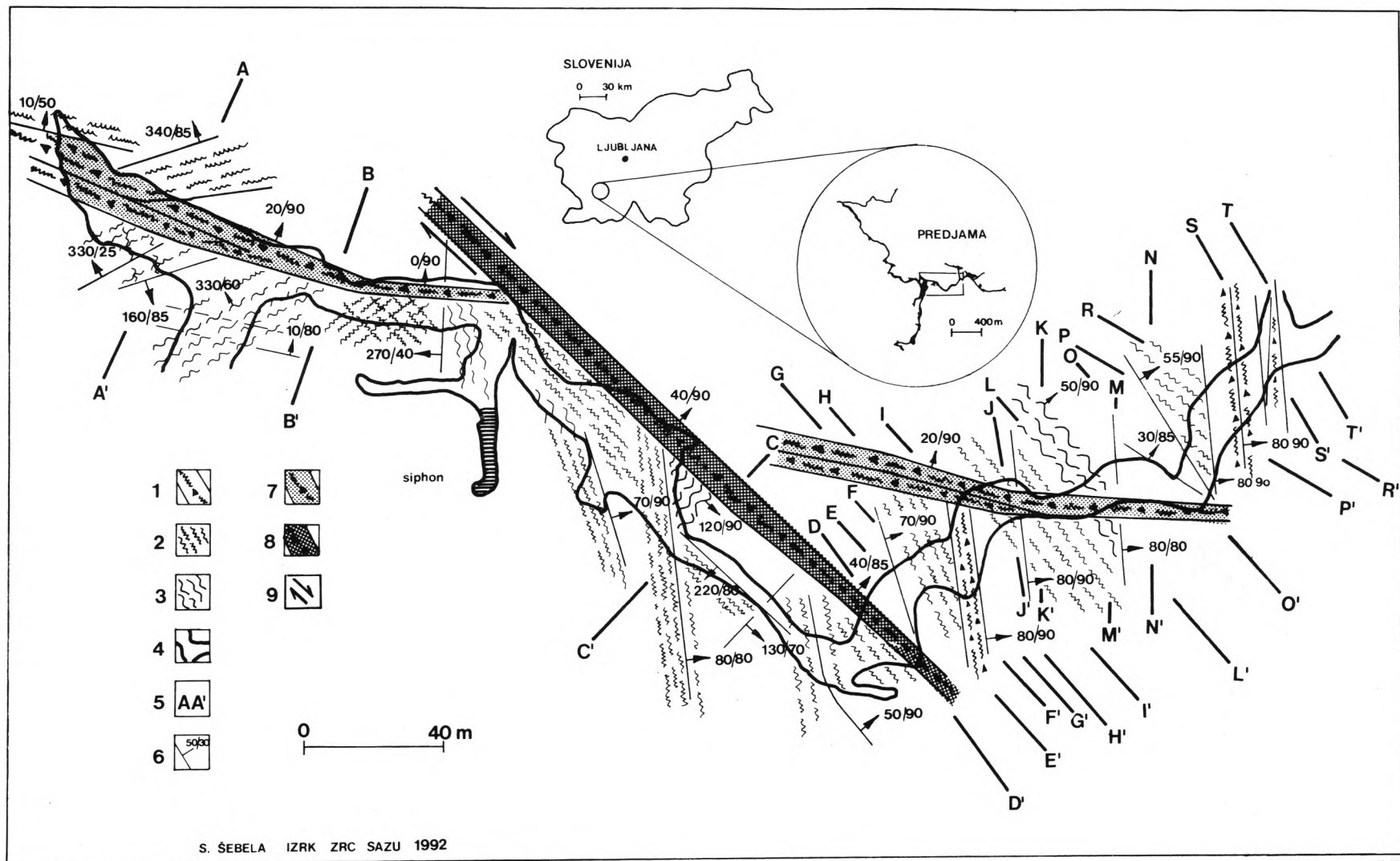
previous researches (Šebela, 1991; Šebela & Čar, 1991) it was already clear that the passage directions are considerably controlled by tectonic crushed zones orientation. This time the dependence of cross section shapes of tectonic crushed zones, bedding planes respectively were confirmed.

Previous studies of Predjama (Habe, 1970) already took into account the tectonic properties of a given passages. The diagrams of the faults and slump structure orientations in the Predjama cave system show that the most common direction is NW—SE (Habe, 1970) corresponding to the Dinaric orientation.

Looking to wider geological, and in particular tectonic structure of the area where Predjama belongs, we see that several tectonic phases causing complicated geological patterns are involved. Predjama may be referred to Hrušica structural unit which is overthrust on to Javorniki—Snežnik unit. These two structural units are built by limestone and dolomites mostly. The exception is Postojna and Pivka basin south from Predjama, built by flysch. On the west side the Nanos structural unit is separated from the Hrušica one by Predjama fault (Pleničar, 1970). It has characteristic Dinaric orientation and belongs to important regional faults.

At the end of Eocene or in Oligocene the Alpine-Dinaric region was subdued to widely extended thrusting. In Miocene and Pliocene the thrusting was accompanied by folding. All these tectonic deformations belong to Old Tertiary tectonics

* Stanka Šebela, Institute of Karst Research of the Slovenian Academy of Sciences, Titov trg 2, 66 230 Postojna, Slovenia



1 — broken zone, 2 — collapsed zone, 3 — fissured zone, 4 — outline of the cave passages, 5 — mark of cross section, 6 — strike and dip of tectonic crushed zones, 7 and 8 — fault zones, 9 — displacement along the fault plane

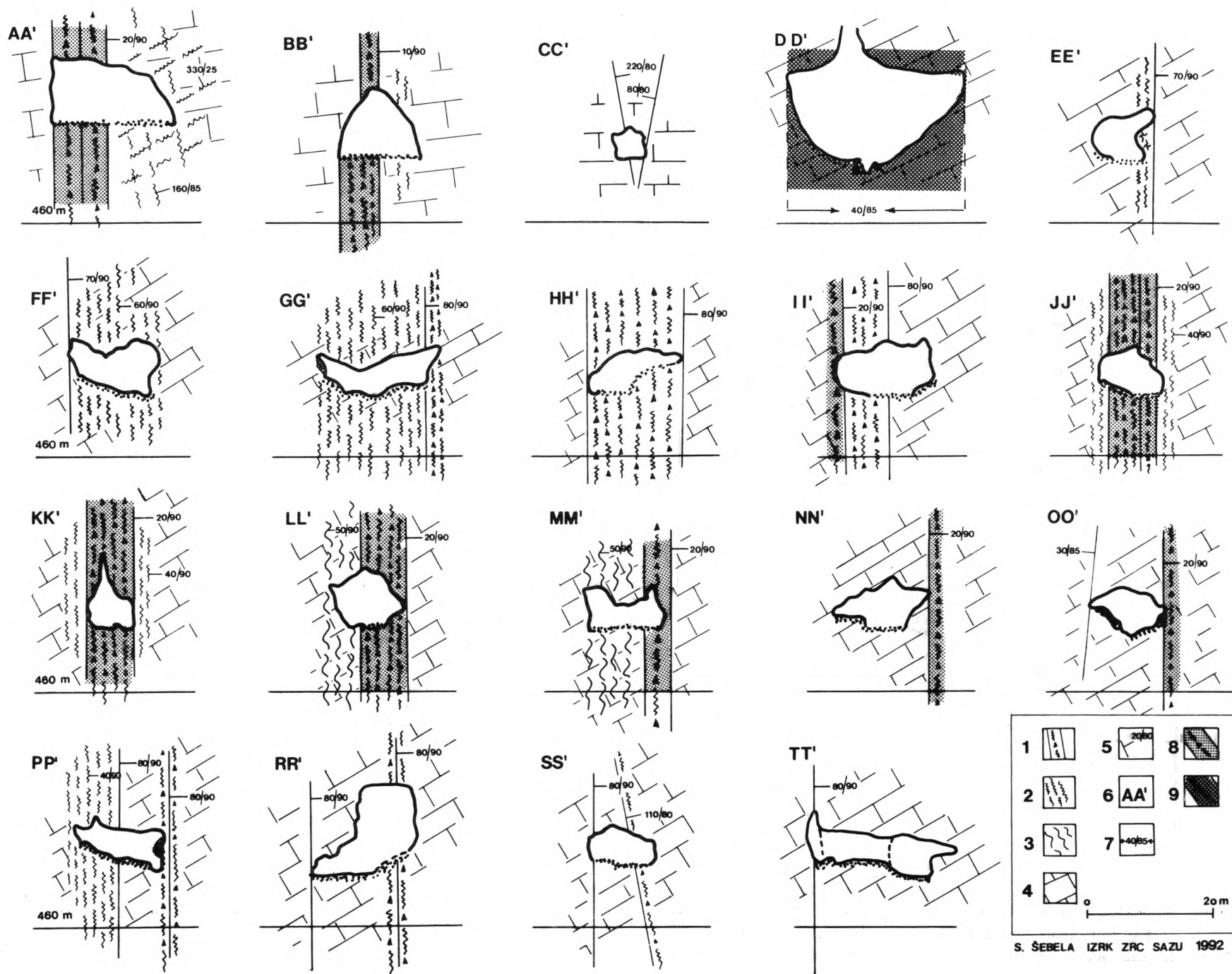


Fig. 2. Geological conditions in cross sections of Vzhodni rov, Predjama cave

1 — broken zone, 2 — collapsed zone, 3 — fissured zone, 4 — limestone ($K_2^{2,3}$), 5 — strike and dip of tectonic crushed zones, 6 — mark of the cross section, 7 — fault zone, parallel to cross section, 8—9 — fault zones

(Placer, 1982). Neotectonics is represented by steep faults in the Dinaric orientation (NW—SE) differentiated from older flat overthrust deformations (Placer, 1981).

Observations

In Predjama the passages are usually rather concordant to the orientation of crushed zones but some sections of the cave indicate peculiar properties where the tectonic crushed zones do not play the main role in the passages direction and in the cross sections shape. Such section lies in Vzhodni Rov (Fig. 1) in the area covered by the cross sections DD' to TT'.

The map and 19 cross sections were geodetically surveyed in detail (Fig. 1). The shape and the size of these cross sections are distinctly different and are presented in Fig. 2.

By such method of the detailed tectonic mapping of the karst terrains either on the surface or in the underground (Čar, 1982; Čar & Gospodarič, 1984; 1988; Šebela, 1991; Šebela & Čar, 1991) a good deal of areas were studied. The tectonic crushed zones are classified (Čar, 1982) to fissured, collapsed and broken zones. Fissured zone is more than 100 m wide more or less densely oriented system of fissures. The displacements along the fissured zone are as a rule modest, strike and dip of strata are therefore usually unchanged related to the adjacent terrains. Fissured zones are extremely permeable for water. Collapsed zone usually appears in blocks between two faults and in some meters wide belts on the external side of the broken zone. It is a dense system of chaotically distributed shorter or longer fault planes. Collapsed zone is usually strongly calcitized, richly infiltrated by terra rossa, very porous and thus well permeable. Broken zone is a complex of tectonically strongly crushed rocks. They are characterized by tectonic clay, mylonitic flour and mylonitic grits and breccias (Čar, 1982).

I have defined the fault deformations in the cave by detailed tectonic mapping of the cave in the scale 1:1000.

Vzhodni Rov of Predjama is developed in Upper Cretaceous limestones from the Turonian to the Senonian (K_2^{2+3}). They are grey rudist limestones

with poorly defined radiolithic fauna and non-characteristic microfauna (Buser & Grad & Pleničar, 1967). The limestones are mostly massive or thick bedded. The strike of strata is north-westward, the average dip of strata is 25—30°.

The main question that arises is the lawfulness decisive for water to choose its way through the rocks. We have considered the primary joints in limestone, lithostratigraphic control, tectonics and hydrological conditions.

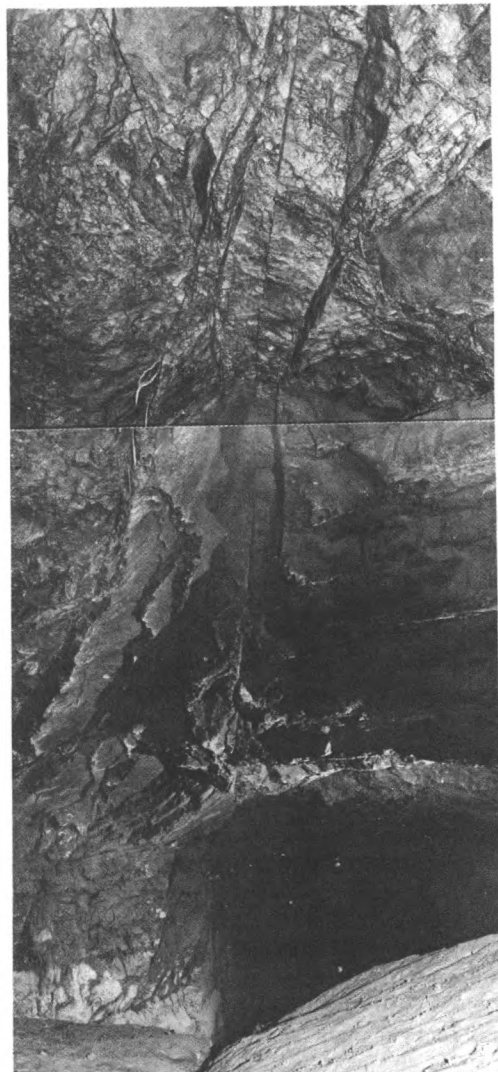


Fig. 3. Inner fault zone



Fig. 4. Fault plane outline the passage

In the cave there are numerous examples where the passages are concordant to tectonic crushed zones or to bedding planes.

Near the cross section AA' (Fig. 1) and further in the Vzhodni Rov one could follow the distinctly expressed fault zone directed east-west, marked in legend on Fig. 1 by No. 7 and in Fig. 2 by No. 8. It is from 1 m to 15 m wide fault zone, limited by tectonic breccia, inner and outer fault planes. Fig. 3 and a part of the cross section AA' demonstrate the inner fault zone. On the fault zone which is the northern border of the passage (Fig. 4) one could see the tectonic sliding planes indicating the horizontal displacements in the direction east-west. Fault plane is bended in the vertical direction which is shown in Fig. 4. The fault directions east-west which are seen in the southward direction (Fig. 1) belong to outer fault zone. This strong fault zone could be followed further in Vzhodni Rov up to the outflow siphon. East from the siphon appears the fault zone with dip of strata 40° (on Fig. 1 marked by No. 8 and on figure 2 marked by No. 9) accompanied by collapsed

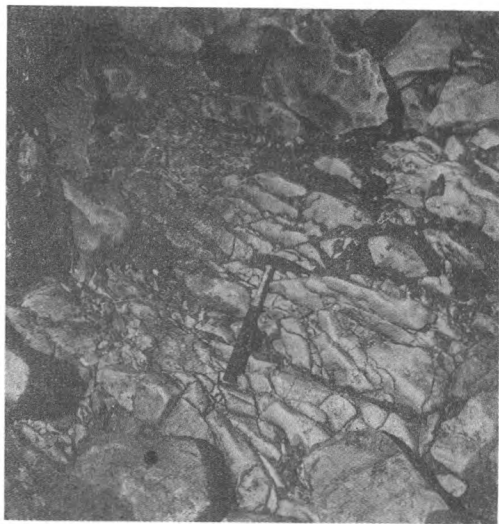


Fig. 5. Collapsed zone

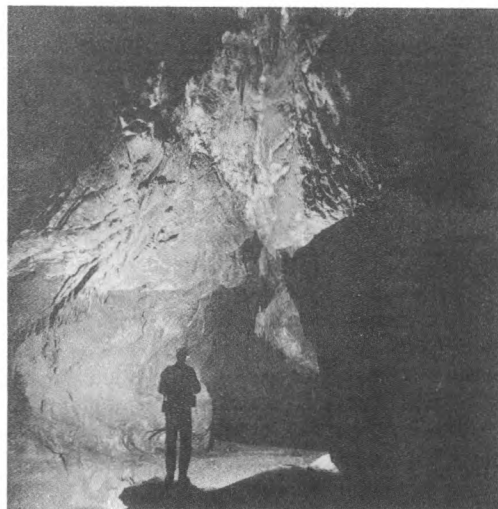


Fig. 6. Fault zone

zone (Fig. 5). This zone had displaced (for about 50 m namely) and interrupted the fault zone east-west. The latter could be followed again on the ceiling of the passage between the cross sections II' and OO' (Fig. 1 and Fig. 6). Typical of this zone is its wrench-fault property and that it is older than the Dinaric fault zone (Fig. 1, legend No. 8). Both main fault zones (Fig. 1, legend No. 8 and No. 9) were

active in the same period. Thus the age of Dinaric fault is relatively younger, fault east-west relatively older respectively.

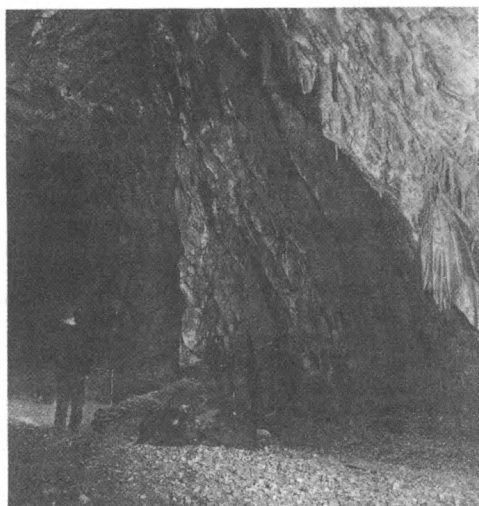


Fig. 7. Collapse zones crossing the passage

Between the cross sections DD' and TT' there are several transverse collapsed, fissured (Fig. 7) and broken zones as well. These tectonically crushed zones elapse transversely to the passage direction and represent secondary zones, joint crushed zones respectively among stronger fault zones. Still there remains an interesting question what is the reason that the passage developed transversely to the tectonic setting in the section of the passage between cross sections EE' and II' and OO' and TT' in particular. I assume that for answer to this question one has to consider some other structural elements. In particular bedding, dips of strata are in this part of the cave perpendicular to the passage direction and strike of strata is parallel to the passage direction.

Strike and dip of strata (25—30°) in the above mentioned part of the passage are the main geological structures influencing passage developed. Tectonically crushed zones are the reason for later passage deformation.

Fig. 2 represents 19 cross sections and geological conditions in them. The cross sections AA', BB', DD', KK', MM' development is controlled by broken zones. In such cases they frequently form

fault planes limiting broken zones, the wall of the passage; cross sections are typically lense-shaped, key-hole shaped respectively. In the case of such cross sections the influence of bedding is negligible.

Cross sections CC', EE', FF', GG', HH', II', JJ', LL', NN', OO', PP', RR', SS' and TT' show former development along bedding planes with later partial transformations according to tectonic crushed zones. In such cases the influence upon cross section development according to bedding is preserved.

Cross section PP' and TT' (Fig. 2) are developed along tectonic crushed zones (PP'), or along fault plane (TT'), revealed flat ceiling, which in both cases probably results after the passage was filled up by the cave sediments.

Conclusions

The detail tectonic mapping (1:1000) of one part of Predjama (Fig. 1) has shown a relative dependence of the passage direction on geological structural elements, namely on tectonic crushed zones and lithological properties, bedding in particular. Cross sections of the passage represented on Fig. 2 are developed along tectonic crushed zones and bedding planes. The most common are cross sections associating the influence of both elements. In some cases it is obviously necessary to consider the previous development according to one of the above mentioned geological structural elements and later transformation — at least one part of the cross section according to the other element.

The fault zone (Fig. 1, legend No. 7) is relatively the oldest tectonic structure in the treated part of Predjama. The fault zone (Fig. 1, legend No. 8) has Dinaric direction NW—SE and is relatively younger than the fault zone east-west. Along both main fault zones horizontal displacements have taken part which is evidenced by striated fault planes and their vertical bending. Collapsed zones are accompanied by crushed zones. Fissured zones are poorly represented in this part of the cave. The strike of collapsed and fissured zones is mostly Dinaric, transverse to Dinaric respectively, and some of them (collapsed zones mostly) approach the direction north-south.

In the whole of Predjama cave the cross sections developed according to tectonic crushed zones prevail (Šebela, 1991). In a part of Predjama shown on the Figs. and 2 the cross sections are formed according to bedding planes and tectonic crushed zones.

References

- Buser S., Grad K., Pleničar M., 1967: Osnovna geološka karta SFRJ Postojna 1:100 000. Zvezni geološki zavod, Beograd.
- Čar J., 1982: Geološka zgradba požiralnega obroba Planinskega polja. *Acta carsol.*, 10: 75—105 [Ljubljana].
- Čar J., Gospodarič R., 1984: O geologiji krasa med Postojno, Planino in Cerknico. *Acta carsol.*, 12: 91—106 [Ljubljana].
- Čar J., 1986: Geološke osnove oblikovanja kraškega površja. *Acta carsol.*, 14/15: 31—38 [Ljubljana].
- Čar J., Gospodarič R., 1988: Geološka zgradba in nekatere hidrološke značilnosti bruhalnika Lijaka. *Acta carsol.*, 17: 13—32 [Ljubljana].
- Habe F., 1970: Predjamski podzemeljski svet. *Acta carsol.*, 5: 7—94 [Ljubljana].
- Placer L., 1981: Geološka zgradba jugozahodne Slovenije. *Geologija*, 24 (1): 27—60 [Ljubljana].
- Placer L., 1982: Tektonski razvoj idrijskega rudišča. *Geologija*, 25 (1): 1—208 [Ljubljana].
- Pleničar M., 1970: Tolmač lista Postojna. Osnovna geološka karta SFRJ 1:100 000. Zvezni geološki zavod, Beograd, p. 1—62.
- Šebela S., 1991: Površinske geološke strukture in njihov vpliv na oblikovanje Predjame. Ljubljana, p. 115 [magistrsko delo, hrani se v knjižnici IZRK ZRC SAZU].

Stanka Šebela

**WPLYW STREF TEKTONICZNYCH
NA PRZEKRÓJ POPRZECZNY KORYTARZY
W JASKINI PREDJAMA, SŁOWENIA**

Streszczenie

W przekroju poprzecznym jaskini Predjama kształt korytarzy nawiązuje do tektonicznych stref nieciągłości oraz do uławicenia skały macierzystej. Przeprowadzono szczegółowe kartowanie tektoniczno-litologiczne stref strzaskania, obsuwania i uszczelnienia w skali 1:1000. W strefach strzaskania, gdzie kredowe wapienie mają postać zlepieńca, korytarze w przekroju poprzecznym mają kształt dziurki od klucza. Najczęściej występujące kształty przekrojów poprzecznych w badanej jaskini wskazują, że najpierw jej rozwój był uwarunkowany uławiceniem skały macierzystej, a następnie uległ deformacjom związanym z tektonicznymi strefami nieciągłości.

Stanka Šebela

**L'INFLUENCE DES ZONES TECTONIQUES SUR LA COUPE
TRANSVERSALE DES COULOIRS DE LA CAVERNE PREDJAMA,
SLOVÉNIA**

Résumé

Dans la coupe transversale de la caverne Predjama la forme de couloirs a un lien avec les zones tectoniques de l'hétérogénéité et la stratification de la roche. Une carte tectonique et lithologique de zones de fracture, d'éboulement et d'épanchement à l'échelle 1:1000^a a été soigneusement élaborée. Dans les zones de fractures où les calcaires sont sous forme de brèches, les couloirs en coupe transversale, ressemblent à un trou de serrure. Les formes les plus fréquentes des coupes de la cavité étudiée démontrent que d'abord son développement était dépendant de la stratification de la roche, et par la suite a subi des déformations liées aux zones tectoniques.

Juan R. Fagundo
E. Alvarez
G. Benitez
V. Ferrera
J. Vega*

Simulación química y matemática de la disolución de rocas carbonatadas por las aguas naturales

Abstract Fue simulado en el laboratorio el proceso de disolución de carbonatos en condiciones de sistemas abierto y cerrado respecto al CO_2 . Fueron obtenidas ecuaciones exponenciales que expresan la variación temporal de los componentes químicos originados por la disolución de los minerales constitutivos de estas rocas.

Estos experimentos sirven de base para interpretar el mecanismo del proceso de interacción agua-roca: así como para controlar la composición química de las aguas en acuíferos desarrollados en rocas carbonatadas.

Introducción

Los estudios realizados en relación a la variación en el tiempo de los componentes de las reacciones químicas se han basado en la caracterización matemática de los sistemas cinéticos tanto simples como complejos y brindan la posibilidad de implementar modelos físicos que describen estos procesos mediante leyes determinísticas, donde los datos de experimentación pueden ser tratados e interpretados sobre la base de tales modelos y no simplemente a partir del comportamiento aleatorio a través de las herramientas de la Estadística.

Los procesos de adquisición de la composición química de las aguas que implican transferencia de masas mediante la acción de sistemas heterogéneos donde intervienen fases gaseosa, líquida y sólida, tales como el de disolución de los carbonatos por un agua que contiene un cierto contenido de CO_2 , han sido estudiadas desde el punto de vista cinético por diferentes autores (Roques y Ek, 1973; Weyl,

1958; Plummer et al., Sjöberg, 1976; Rauch y White, 1977; Compton and Unwin, 1990; Dreybrodt, 1991; DeFrancesco, 1991). También se han llevado a cabo estudios cinéticos en condiciones de campo y han sido propuestos algunos modelos de transferencia de masas para simular el proceso de ganancia iónica de las aguas durante su trayectoria (Pačes, 1970; García Vera et al., 1991). Debe destacarse, no obstante, que este tipo de proceso cinético a escala de laboratorio continúa teniendo interés científico y práctico, y a escala de cuencas experimentales es más escaso y novedoso.

El objetivo de este trabajo es estudiar los modelos de interacción agua-roca carbonatada en condiciones de laboratorio, con vistas a ganar experiencias para futuros estudios cinéticos y de modelación en el campo, a nivel de lisímetros y en cuencas o bases experimentales.

Parte experimental

Se tomaron muestras de rocas carbonatadas: caliza de las formaciones Jaimanitas (caliza Cenic); Guines (caliza Bolondrón), Guasasa, Jagua y Guajabón; así como una dolomita procedente de la Eslovaquia (Bajos Tatras), con edades comprendidas en el intervalo Jurásico—Neógeno. Las mismas

* J. R. Fagundo, E. Alvarez, G. Benitez, V. Ferrera, J. Vega, Centro Nacional de Investigaciones Científicas, Havana, Cuba

fueron previamente caracterizadas por espectroscopía IR, difracción de rayos X y absorción atómica. Los resultados de estas determinaciones en el caso de

la muestra del Guajaibón aparecen en un trabajo previo (Pajón y Valdés, 1991).

Tabla 1

Condiciones en que fueron realizados los experimentos cinéticos de disolución de los carbonatos

Tabela 1

Warunki, w jakich prowadzono eksperymenty nad kinetyką rozpuszczania wapieni

No	Sistema respecto al CO ₂	Muestra [g/l]	T [°C]	Flujo [l/h]	Dosis de CO ₂ [min]	V _{ag} [rpm]	Intervalo de	
							pH CE [mS/cm]	
Experimentos realizados tomando alicuotas Rel								
13	Cerrado	7	24,5	10	10	500	5,60—5,91	192—620
14	Abierto	7	25,0	10	10	500	—6	50—1061
11	Cerrado	7	25,0	10	10	500	5,00—6,00	192—412
16	Cerrado	7	24,0	10	10	500	5,31—7,76	57—260
15	Cerrado	7	25,0	10	10	500	—	25—529
4	Cerrado	7	28,0	10	10	500	—5,40	467—1253
17	Cerrado	7	28,0	10	10	500	5,82—7,15	214—474
Experimentos realizados midiendo concentraciones iónicas Cinet								
1	Cerrado	17,5	22,0	10	5	300	5,00—6,28	62—685
3	Cerrado	17,5	24,0	10	20	500	5,40—6,40	145—735
2	Abierto	17,5	23,0	10	Cont	500	—6	120—1355
16	Abierto	17,5	26,0	10	Cont	500	4,80—5,51	93—1137
12	Cerrado	7	26,0	10	10	0	4,60—5,33	91—324
4	Cerrado	7	23,0	10	10	300	4,85—6,37	123—879
19	Cerrado	7	28,0	10	5	500	4,65—6,36	81—655
5	Cerrado	7	24,5	10	10	500	4,85—6,32	81—550
6	Cerrado	7	25,5	10	10	500	4,93—6,85	72—663
17	Cerrado	7	25,0	10	10	500	4,37—5,75	114—960
18	Cerrado	7	29,0	10	20	500	4,78—6,68	86—664
14	Abierto	7	26,0	10	Cont	500	5,28—5,76	53—1100
15	Abierto	7	25,0	10	Cont	500	4,56—5,71	73—953
13	Abierto	7	26,0	10	Cont	500	—5,30	51—969
20	Cerrado	1	27,0	10	10	500	4,15—7,34	53—229
21	Cerrado	17,5	27,5	10	10	500	5,10—6,24	143—843
8	Cerrado	7	25,5	10	10	500	5,00—6,35	118—566
9	Abierto	7	26,5	10	Cont	500	4,91—5,07	79—1050
10	Abierto	7	26,5	10	Cont	500	—5,00	79—866
22	Cerrado	7	28,0	10	10	500	4,50—7,35	63—735
24	Cerrado	7	28,0	10	10	500	4,80—6,88	91—537
25	Cerrado	7	27,0	10	10	500	4,83—6,24	109—495
7	Cerrado	7	26,0	10	10	500	3,88—5,81	29—223
23	Cerrado	7	24,0	10	10	500	4,25—5,84	35—472

Caliza Guajaibón: Rel15, Cinet8 y Cinet9; dolomita Tatra: Rel11 y Cinet7; dolomita Vedado: Rel16 y Cinet24; caliza Guasasa: Rel17 y Cinet24; caliza Jagua: Cinet25 El resto caliza Cinet.

Las muestras de roca se trituraron y tamizaron, para obtener partículas con una granulometría adecuada (0,4 mesh), con el objetivo de facilitar el proceso de disolución. El CO_2 fue suministrado en forma continua (condiciones de sistema abierto respecto al CO_2) o de una sola vez, burbujando el gas previamente (con un flujo de 10 pie/min) durante 10 ó 20 min (condiciones de sistema cerrado respecto al CO_2), en un reactor que contenía un volumen constante de agua destilada (3,5 l). Luego se añadió en cada corrida 17,5 ó 7 g/l de la roca triturada y la dispersión acuosa se agitó con un motor eléctrico a una velocidad constante (300 ó 500 r.p.m), y en un caso se mantuvo sin agitación. La temperatura también fue controlada con un baño de agua termostataado, de manera que la misma no sufriera variación durante el experimento. En la table 1 se resumen las condiciones empleadas.

Los experimentos se desarrollaron en dos partes. En la primera parte de los mismos se tomaron alícuotas de 50 ml cada cierto tiempo y se les determinó por análisis volumétrico: HCO_3^- , Ca^{2+} y Mg^{2+} , Cl^- y SO_4^{2-} . Mediante estos experimentos se obtuvieron las relaciones entre la concentración iónica y la conductividad eléctrica, ajustando los datos a polinomios desde uno a quinto grado que pasan por el origen de coordenadas. En la segunda parte del experimento sólo se midió temperatura, pH y conductividad eléctrica mediante electrodos de calomel y celdas de conductividad, los cuales fueron calibrados previamente con soluciones bufferes y patrones de conductividad respectivamente.

El contenido de CO_2 se determinó a partir de los valores de pH, temperatura y concentración de HCO_3^- , utilizando el algoritmo implementado en el sistema SIMULACI (Alvarez y Fagundo, 1992). Mediante este sistema también se calcularon las constantes de velocidad, el orden de la reacción y las expresiones correspondientes para la simulación de estos procesos cinéticos en el laboratorio.

Fundamentos teóricos

La velocidad de la reacción y su expresión dependen de: si la reacción es homogénea, es decir,

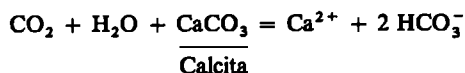
si transcurre en una fase como es el caso de la disolución de un líquido en una solución acuosa, o si la reacción es heterogénea, como sucede cuando un sólido se disuelve en agua que contiene un gas disuelto.

En el medio natural la mayoría de los procesos químicos relacionados con la disolución de los minerales son de carácter heterogéneo. Estos procesos son complejos y en ellos participan diferentes fenómenos: difusión de las sustancias reaccionantes hacia las interfaces de interacción; adsorción de las sustancias reaccionantes en una de las fases; reacción de las sustancias absorbidas; disolución de los productos de la superficie de fase líquida (Bouska et al., 1980). La cinética de disolución puede ser de primer orden o de un orden diferente de 1, expresándose matemáticamente su constante de velocidad mediante la ecuación: $k = 1/t^n \ln(m_0/(m_0 - m_t))$ (1); donde: m_0 es el número de moles de la sustancia en la solución saturada (en el equilibrio); m_t el número de moles difundidos en la fase líquida en el tiempo t y n , un exponente empírico.

En el caso de las reacciones de disolución de minerales n puede ser diferente de 1. Por ejemplo $n = 1/2$, indica que la disolución depende de la difusión de las sustancias hacia la superficie reaccionante (Bouska et al., 1980). La interpretación del mecanismo de la reacción según los exponentes empíricos no es simple. Para diferentes procesos heterogéneos este exponente toma valores desde 0,125 hasta 22,8 (Bamford y Tipper, 1969). Por esa razón la expresión (1) tiene significado descriptivo y mediante la no es posible explicar el mecanismo del proceso.

La constante k crece con la temperatura. También depende de la velocidad de agitación y de la superficie de la fase sólida. Una complicación adicional la ofrece el hecho de que durante la reacción disminuye progresivamente la superficie del sólido. En general, la velocidad resultante está determinada por el fenómeno más lento, el cual es la difusión de los productos desde la interfase sólido-líquido hacia la solución acuosa.

En el caso particular de los sistemas CO_2 — H_2O — CaCO_3 y CO_2 — H_2O — $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, caracterizados por las reacciones:





Dolomita

las expresiones de concentración en función del tiempo, reportadas en la literatura (Roques y Ek, 1973; Rauch y White, 1977) son del tipo: $[C] = [C]_{\text{eq}} (1 - e^{-k})$ donde C es la concentración de los iones HCO_3^- , Ca^{2+} o Mg^{2+} , $[\text{HCO}_3^-]_{\text{eq}}$, $[\text{Ca}^{2+}]_{\text{eq}}$, $[\text{Mg}^{2+}]_{\text{eq}}$ son las concentraciones de estos iones en las condiciones cercanas al equilibrio y k_1 , k_2 y k_3 son las correspondientes constantes de velocidad que dependen del volumen de la fase líquida V , de la superficie específica de la roca, de la temperatura (T) y de la velocidad de agitación del medio (V_a), entre otros factores.

Una de las dificultades experimentales consiste en que para determinar estas magnitudes, se necesita medir secuencialmente las concentraciones de las especies involucradas en la reacción. En el caso de CO_2 se puede utilizar los valores de pH, alcalinidad y temperatura, mediante una expresión deducida a partir del desarrollo del sistema de equilibrio de los carbonatos, las cuales han sido implementadas en sistemas de computación (Fagundo, Valdés y otros, 1986; Alvarez et al., 1992).

Las determinaciones de $[\text{HCO}_3^-]$, $[\text{Ca}^{2+}]$ y $[\text{Mg}^{2+}]$ se han realizado haciendo extracciones de alícuotas secuencialmente en cada corrida, restando en cada momento con agua destilada el volumen sustraído. Sin embargo, este método requiere de una compensación del efecto de dilución (Rauch y White, 1977). Si no se hacen diluciones, entonces es necesario hacer la compensación por efecto de disminución de volumen. El uso de electrodos selectivos adecuados sería una solución a este inconveniente, no obstante existen en la actualidad algunos problemas técnicos, ya que no se ofertan electrodos para la determinación de HCO_3^- , y en la medición de Ca^{2+} mediante electrodos selectivos interfiere la presencia de Mg^{2+} , siendo ambas determinaciones necesarias en esta cinética.

Resultados y discusión

En las figuras 1 y 2 se muestra la variación en el tiempo de las concentraciones de CO_2 , HCO_3^- , Ca^{2+} y Mg^{2+} ; del pH y la conductividad eléctrica

de las aguas del reactor, correspondientes a dos experimentos de disolución química de los carbonatos estudiados en este trabajo: caliza y dolomita en condiciones de sistema cerrado respecto al CO_2 .

En condiciones de sistema cerrado el CO_2 se va consumiendo a medida que transcurre la reacción, formándose H_2CO_3 que es un ácido débil. Este proceso, en que intervienen un gas y un líquido, es rápido desde el punto de vista cinético. Luego las moléculas del ácido se disocian y difunden en la interface entre el sólido y la solución acuosa, los productos de esta primera reacción son adsorbidos en la superficie de la fase sólida e interactúan con la misma, formándose los productos finales, esto es, los iones HCO_3^- , Ca^{2+} y Mg^{2+} . Estos iones se difunden finalmente desde la interfase sólido-acuosa hacia el seno de la solución. A medida que esto sucede, se eleva el pH, especialmente en condiciones de sistema cerrado respecto al CO_2 . En condiciones de sistema abierto la cantidad de gas que se va consumiendo en el curso de la reacción se repone constantemente en el reactor y el pH tiende a mantenerse constante durante una parte del proceso.

Los valores de las constantes de velocidad k , tal como fueron calculadas en este trabajo, variaron con el tiempo cuando las reacciones cinéticas se realizaron sin compensación de volumen. Esta variación fue menor cuando los experimentos fueron realizados añadiendo el volumen sustraído con agua destilada y se utilizó una muestra masiva en lugar de triturada (Pajón y Valdés), aunque como se ha señalado, en esos casos se debe tomar en cuenta el efecto de dilución para el cálculo correcto de la magnitud de k . Independiente de este comportamiento, se observa en todos los casos, que para cada valor de tiempo, las magnitudes de k_1 , k_2 , k_3 son del mismo orden entre sí, así como la del valor de k_4 correspondiente a la variación temporal de la conductividad eléctrica según la ecuación $CE = CE_{\text{eq}} (1 - e^{-k_4 t})$, tal como se observa en la tabla 2.

Estas regularidades sugieren que en los procesos de disolución de los carbonatos los cambios de concentración de HCO_3^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} ; así como de la conductividad eléctrica son semejantes en cada unidad de tiempo y, por lo tanto, se puede seguir la variación de la composición iónica mediante mediciones de conductividad eléctrica y estimaciones que se realicen a partir de las correspondientes

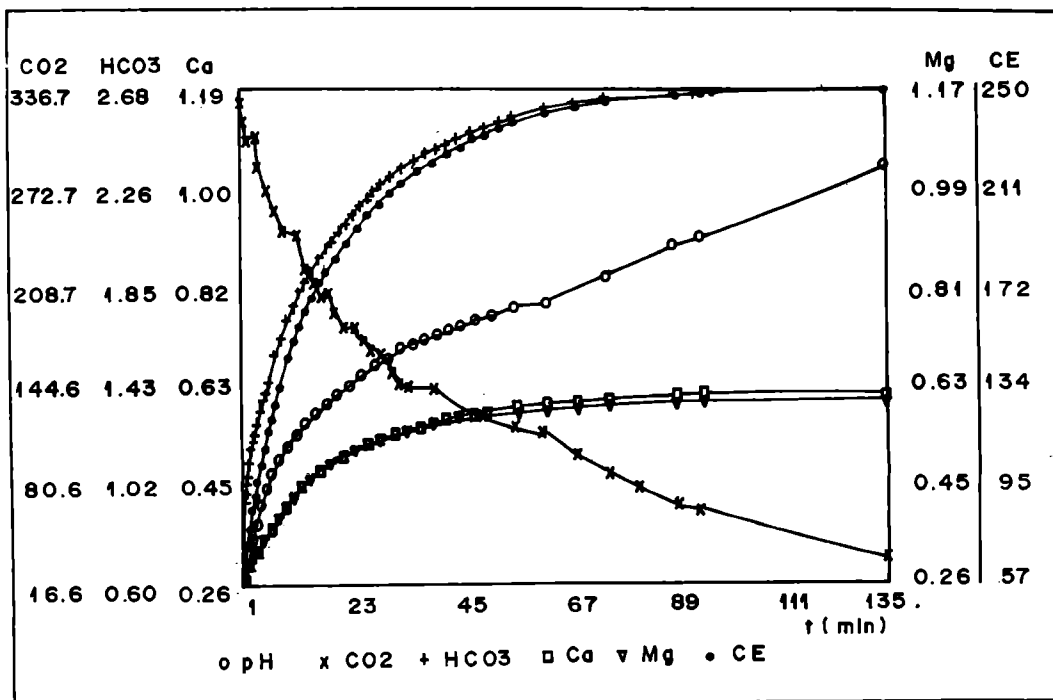
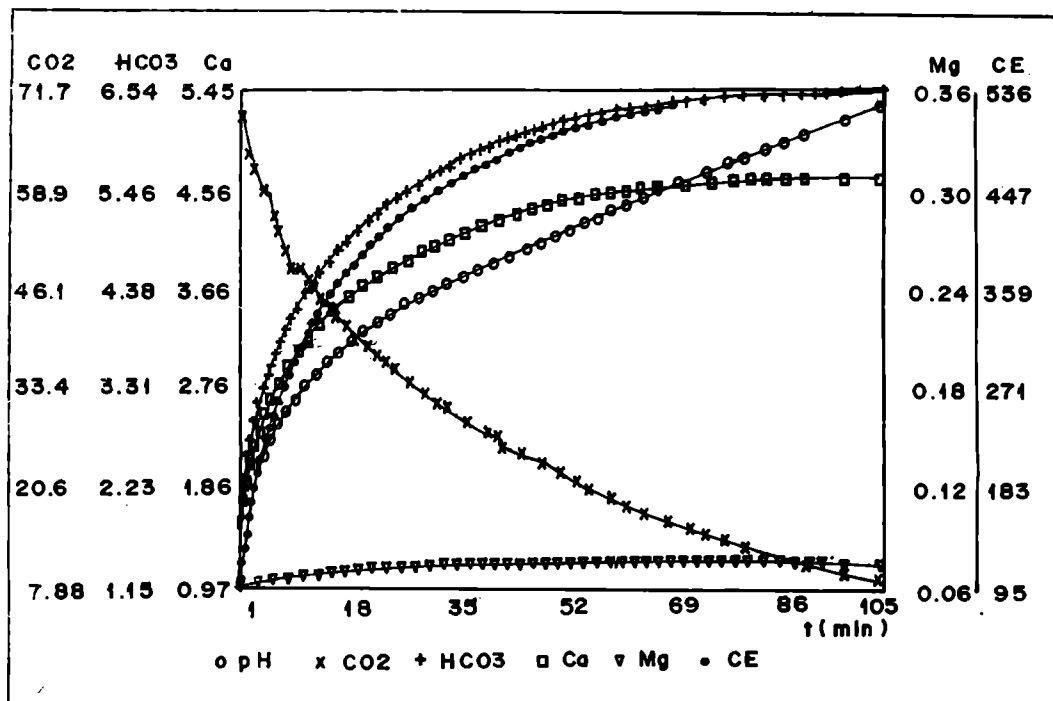


Fig. 1. Cambios temporales de la composición química, el pH y la conductividad eléctrica en un experimento (12) de disolución de una caliza en condiciones de sistema cerrado respecto al CO_2 .

Ryc. 1. Zmienneści czasowe składu chemicznego, pH i przewodnictwa elektrycznego CE w eksperymencie (12) rozpuszczania wapienia, w warunkach systemu zamkniętego, w stosunku do CO_2 .

Tabla 2

Valores de las constantes de velocidad (en min^{-1}) correspondientes a algunos experimentos cinéticos realizados tomando alícuotas de 10 ml y realizando análisis químico

Tabela 2

Wartości stałych szybkości (w min^{-1}) odpowiadające pewnym eksperymentom kinetycznym wykonywanym na pobranych próbkach 10 ml i wynikom analiz chemicznych

Experimento	t [min]	k_1 HCO_3^-	k_2 Ca^{2+}	k_3 Mg^{2+}	k_4 CE
Rel 13	00:07	0,1917	0,1807	0,2095	0,2126
	00:11	0,1443	0,1422	0,1499	0,1583
	00:15	0,1417	0,1329	0,1440	0,1514
	00:46	0,1056	0,1014	0,1018	0,1095
Rel 16	00:05	0,1147	0,1197	0,1189	0,1061
	00:10	0,0977	0,0996	0,1001	0,0946
	00:15	0,0919	0,0850	0,0920	0,0820
	00:30	0,0894	0,0825	0,0810	0,0802
	00:45	0,0716	0,0820	0,0800	0,0976
	02:00	0,0666	0,5233	0,0565	0,0618
Rel 17	00:06	0,1826	0,1980		0,1842
	00:10	0,1562	0,1454		0,1317
	00:15	0,1370	0,1213		0,1127
	00:25	0,0987	0,0827		0,0862
	00:35	0,0705	0,0748		0,0714
	00:45	0,0698	0,0644		0,0629
Rel Rac 3*	02:50	0,0015	0,0012	0,0017	0,0014
	07:50	0,0015	0,0012	0,0021	0,0012
	12:50	0,005	0,0012	0,0018	0,0012
	19:50	0,0015	0,0012	0,0018	0,0012
	25:50	0,0014	0,0011	0,0012	0,0013
	44:50	0,0012	0,0010	0,0010	0,0012

Caliza Cenic: Rel 13; Caliza Guajabón: Rel 17, Rel Rac 3; dolomita Vedado: Rel 16. * J. Pajón J. Valdés (1991).

correlaciones matemáticas con cada uno de los componentes iónicos. En la tabla 3 se presentan los valores de las pendientes de las ecuaciones de regresión ajustadas para datos de concentraciones iónicas vs conductividad eléctrica mediante un modelo de ecuación polinómica que pasa por el origen de coordenadas. En todos los casos las ecuaciones de mejor ajuste fueron de tipo lineal, obteniéndose coeficientes de correlación altamente significativos. También se observa en esta tabla, que no difieren significativamente las magnitudes de las pendientes correspondientes a los experimentos realizados en condiciones de sistema abierto y cerrado respecto al CO_2 .

En la tabla 4 se muestran los valores medios que toma la constante k_4 , estimada a partir de mediciones secuenciales de conductividad eléctrica mediante una ecuación semejante a (1), donde las molaridades se sustituyen por los valores de conductividad. Teniendo en cuenta las condiciones en que fueron llevados a cabo los diferentes experimentos (Tabla 1), se colige que en condiciones de sistema cerrado respecto al CO_2 las reacciones tienden a ser de primer orden (presentan un exponente empírico cercano a la unidad). En condiciones de sistema cerrado, el valor de k se hizo realmente constante después de los primeros 10 minutos de comenzada la reacción (Fig. 3) y tendió a desviarse del valor medio de k al final de la misma, por lo que se pudiera obtenerse un valor más confiable de dicha magnitud eliminando estos datos con la ayuda de un test adecuado para el rechazo.

Tomando como criterio de comparación el valor de la k media para $n = 1$, se observa que los valores más bajo de k corresponden a los experimentos realizados con menor velocidad de agitación (0 y 300 r.p.m.). Los valores de n más cercanos a la unidad se obtuvieron utilizando 17,5 g de muestra y velocidad de agitación de 500 r.p.m., tanto en condiciones

Fig. 2. Cambios temporales de la composición química, el pH y la conductividad eléctrica en un experimento (13) de disolución de una dolomita en condiciones de sistema cerrado respecto al CO_2 .

Ryc. 2. Zmienneści czasowe składu chemicznego, pH i przewodnictwa elektrycznego CE w eksperymencie (13) rozpuszczania dolomitu, w warunkach systemu zamkniętego, w stosunku do CO_2 .

Tabla 3

Resultados del ajuste de los datos de concentración iónica vs conductividad eléctrica correspondientes a experimentos de laboratorio, de disolución de carbonatos mediante un modelo de ecuación lineal que pasa por el origen de coordenadas ($y = mx$, donde $m = \text{Conc. iónica}$ y $x = CE$)

Tabela 3

Warunki dopasowania danych stężeń jonowych w relacji do przewodnictwa elektrycznego, odpowiadające eksperymentom laboratoryjnym rozpuszczania wapieni, za pomocą modelu równania liniowego, które przechodzi przez początek układu współrzędnych ($y = mx$, gdzie m jest stężeniem jonowym, a y przewodnictwem elektrycznym)

No Rel	N	Sistema respecto al CO ₂	HCO ₃ ⁻		Ca ²⁺		Mg ²⁺	
			m	r	m	r	m	r
13	8	Cerrado	0,01315	0,991	0,01153	0,989	0,00032	0,863
14	19	Abierto	0,01253	0,998	0,01145	0,999	0,00029	0,940
11	7	Cerrado	0,01060	0,985	0,00498	0,958	0,00490	0,966
16	11	Cerrado	0,01619	0,915	0,00868	0,989	0,00721	—
15	15	Cerrado	0,01363	0,977	0,01137	0,984	0,00076	0,868
4	7	Cerrado	0,01087	0,999	0,00952	0,999	0,00070	0,578
17	12	Cerrado	0,01317	0,962	0,01201	0,999	0,00000	—

Caliza Cenic: Rel13 y Rel14; caliza Bolondrón: Rel4; caliza Guajaibón: Rel15; caliza Guasasa: Rel17; dolomita Tatra: Rel11; dolomita Vedado: Rel16 (m — pendiente y r — coeficiente de correlación lineal).

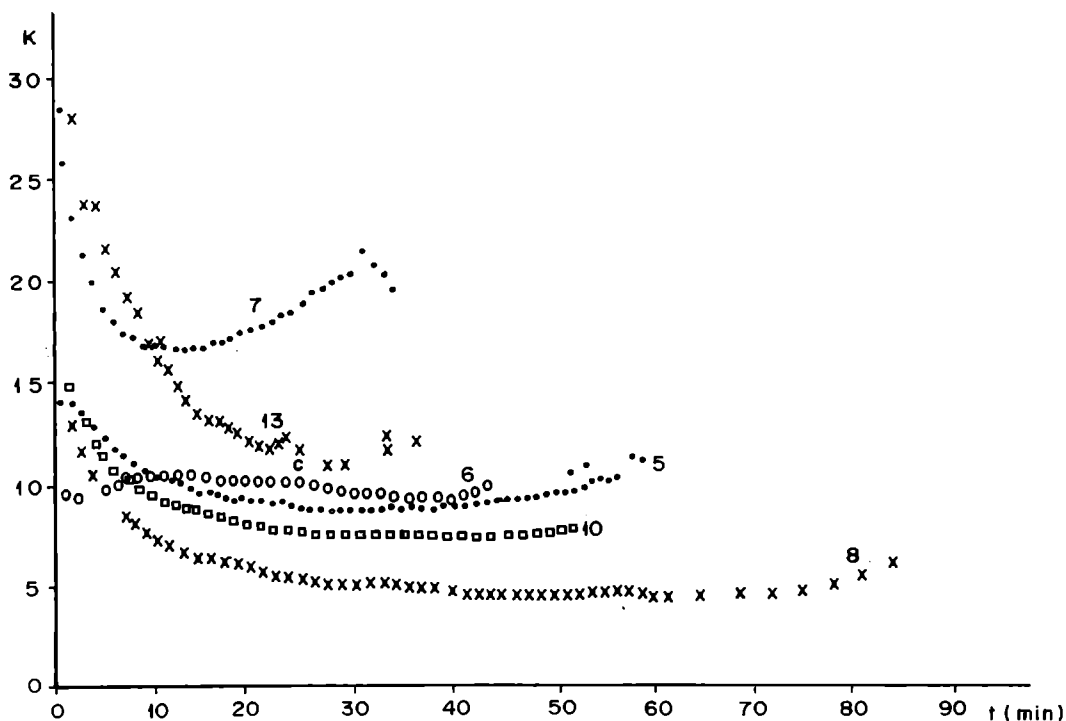


Tabela 4

Valores de las constantes de velocidad k_4 ($n = 1$) y k'_4 ($n = 1/2$); del exponente empírico n , correspondientes a la variación temporal de la conductividad eléctrica en los experimentos cinéticos de disolución de los carbonatos, donde: $k_4 = 1/t^n \ln (CE_{eq})/(CE_{eq} - CE_t)$; así como de la variación de la conductividad eléctrica a los 30 m y la conductividad a 30 m y al final del experimento

Tabela 4

Wartości stałych szybkości k_4 ($n = 1$) i k'_4 ($n = 1/2$); wykładnik teoretyczny funkcji n odpowiadający czasowej zmienności przewodności elektrycznej w eksperymentach kinetycznych nad rozpuszczeniem wapieni, gdzie: $k_4 = 1/t^n \ln (CE_{eq})/(CE_{eq} - CE_t)$; jak również zmienności przewodnictwa elektrycznego po upływie 30 minut oraz przewodnictwa po upływie 30 minut i po zakończeniu eksperymentu

No Cinet	$k_4 \pm S$ min^{-1}	n	$k_4 \pm S$ $1/\text{min}^n$	dC/dt_{30}	CE_{30}	CE_f
1	$0,0935 \pm 0,0098$	0,97	$0,1026 \pm 0,0096$	19,62	631	685
3	$0,1802 \pm 0,0167$	0,97	$0,2033 \pm 0,0231$	20,28	733	735
2	$0,0983 \pm 0,0066$	1,02	$0,0929 \pm 0,0064$	39,97	1279	1355
16	$0,1040 \pm 0,0142$	1,12	$0,0768 \pm 0,0104$	38,88	1137	1137
12	$0,1607 \pm 0,0546$	0,67	$0,3442 \pm 0,0205$	7,62	324	324
4	$0,0548 \pm 0,0159$	0,82	$0,0959 \pm 0,0123$	19,52	648	838
19	$0,0710 \pm 0,0185$	0,87	$0,1058 \pm 0,0152$	16,14	544	655
5	$0,0999 \pm 0,0175$	0,97	$0,1088 \pm 0,0171$	14,79	510	550
6	$0,0793 \pm 0,0109$	0,92	$0,1020 \pm 0,1020$	17,72	586	663
17	$0,0593 \pm 0,0191$	0,72	$0,1431 \pm 0,0068$	11,77	780	960
18	$0,0701 \pm 0,0226$	0,72	$0,1728 \pm 0,0083$	8,09	571	664
14	$0,0381 \pm 0,0074$	0,82	$0,0721 \pm 0,0050$	11,22	779	1100
15	$0,0463 \pm 0,0116$	0,77	$0,0975 \pm 0,0070$	11,24	700	953
13	$0,0598 \pm 0,0041$	1,02	$0,0561 \pm 0,0039$	11,10	787	969
20	$0,0502 \pm 0,0421$	0,52	$0,2175 \pm 0,2249$	2,09	160	220
21	$0,1095 \pm 0,0238$	0,77	$0,2153 \pm 0,0077$	13,66	801	843
8	$0,0583 \pm 0,0371$	0,57	$0,2354 \pm 0,0272$	5,39	434	566
9	$0,0243 \pm 0,0130$	0,57	$0,1130 \pm 0,0067$	8,14	573	1050
10	$0,0370 \pm 0,0143$	0,72	$0,0975 \pm 0,0094$	8,14	573	866
22	$0,0460 \pm 0,0141$	0,77	$0,1046 \pm 0,0070$	7,20	560	735
24	$0,0608 \pm 0,0289$	0,67	$0,1751 \pm 0,0162$	5,99	431	537
25	$0,0575 \pm 0,0459$	0,52	$0,2311 \pm 0,0258$	5,27	353	495
7	$0,0743 \pm 0,0181$	0,77	$0,1440 \pm 0,0058$	5,59	191	223
23	$0,0405 \pm 0,0133$	0,72	$0,1031 \pm 0,0059$	4,79	333	472

Caliza Guajaibón: Cinet8, Cinet9 y Cinet10; caliza Bolondrón: Cinet22; caliza Guasasa: Cinet24; caliza Jagua: Cinet25; dolomita Tatra: Cinet7; dolomita Vedado: Cinet23. El resto caliza Cenic.

Fig. 3. Variación temporal de la magnitud k_4 en experimentos de disolución de calizas y dolomitas realizados en diferentes condiciones

Ryc. 3. Zróżnicowanie czasowe wielkości k_4 w eksperymentach rozpuszczania wapieni i dolomitów, wykonywanych w różnych warunkach

Tabla 5

Características cinéticas del proceso de disolución de rocas carbonatadas de diferente edad geológica

Tabela 5

Charakterystyki kinetyczne procesu rozpuszczania skał węglanowych o różnym wieku geologicznym

Experimento Cinet	Tipo de roca	Edad	k_4 ($n = 1$)	dC/dt_{30}	CE_{30}	CE_f
17	Caliza Cenic	Mioceno	0,059	11,77	780	960
22	Caliza Bolondrón	Mioceno	0,046	7,20	560	735
8	Caliza Guajaibón	Cretácico	0,058	5,39	434	566
24	Caliza Guasas	Cretácico	0,061	5,99	431	537
25	Caliza Jagua	Jurásico	0,058	5,27	353	495
23	Dolomita Vedado	Mioceno	0,013	5,79	333	472
7	Dolomita Tatra	Jurásico	0,074	5,59	191	223

k_4 : constante de velocidad determinada a partir de mediciones de conductividad eléctrica (para $n = 1$); dC/dt_{30} : velocidad de reacción a los 30 min; CE_{30} : conductividad a los 30 min de reacción; CE_f : conductividad al final de la reacción.

de sistema abierto como cerrado respecto al CO_2 , burbujeando, en este último caso, el gas durante 20 min antes de comenzar el experimento. La magnitud k presentó una mayor desviación del comportamiento constante en el experimento realizado a 0 r.p.m (Fig. 3). En general, la magnitud de la constante de velocidad k para un valor del coeficiente empírico diferente de 1, adquiere un valor más elevado y estable.

A partir de las ecuaciones cinética expresadas anteriormente se pudo simular la variación de las concentraciones de HCO_3^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} ; así como de la conductividad eléctrica durante el tiempo de reacción obteniéndose resultados satisfactorios, especialmente en los experimentos realizados en condiciones de sistema abierto respecto al CO_2 (Fig. 4a). En el condiciones de sistema cerrado se obtienen resultados satisfactorios después de los primeros 10 min (Fig. 4b).

Comparando los experimentos cinéticos desarrollados en condiciones similares (7 g de muestra triturada, 10 min de CO_2 , 500 r.p.m) con carbonatos de diferente naturaleza, se obtienen resultados interesantes, tal como se ilustra en la tabla 5.

Como puede apreciarse, no existe mucha diferencia entre los valores de k_4 en estos experimentos que fueron realizados en condiciones similares (excepto en la muestra de dolomita procedente de los Bajos Tatras, cuya magnitud es mucho menor que la correspondiente a las restantes muestras). La velocidad de agitación y la cantidad de muestra disueltos a los 30 min y al final de la reacción disminuyen, en las muestras de calizas, a medida que la roca es de una

edad más vieja y aumentan a medida que son más jóvenes. Este comportamiento parece estar relacionado con la textura y otras propiedades físicas de la roca debido a la acción del tiempo geológico.

Conclusiones

En determinadas condiciones experimentales, la variación temporal de la composición de los iones involucrados en el sistema de equilibrio de los carbonatos (calizas y dolomitas), el cual es un proceso cinético heterogeneo, puede ser expresada mediante ecuaciones del tipo: $C = C_{eq} (1 - e^{-kt})$, donde: $k = 1/t^* \ln C_{eq}/(C_{eq} - C)$; C representa la concentración molar de HCO_3^- , Ca^{2+} y Mg^{2+} o la conductividad eléctrica y C_{eq} la misma concentración en condiciones de equilibrio. Se encontró que la magnitud de la constante de velocidad k es del mismo orden tanto para dichos iones como para la conductividad eléctrica, pudiéndose expresar la composición química de los primeros mediante relaciones matemáticas con la conductividad. Los datos correspondientes a los experimentos cinéticos, ajustan significativamente empleando un modelo de ecuación lineal que pasa por el origen de coordenadas, no encontrándose diferencias significativas entre las ecuaciones ajustadas con datos correspondientes a experimentos realizados en condiciones de sistema cerrado o en condiciones de sistema abierto respecto al CO_2 .

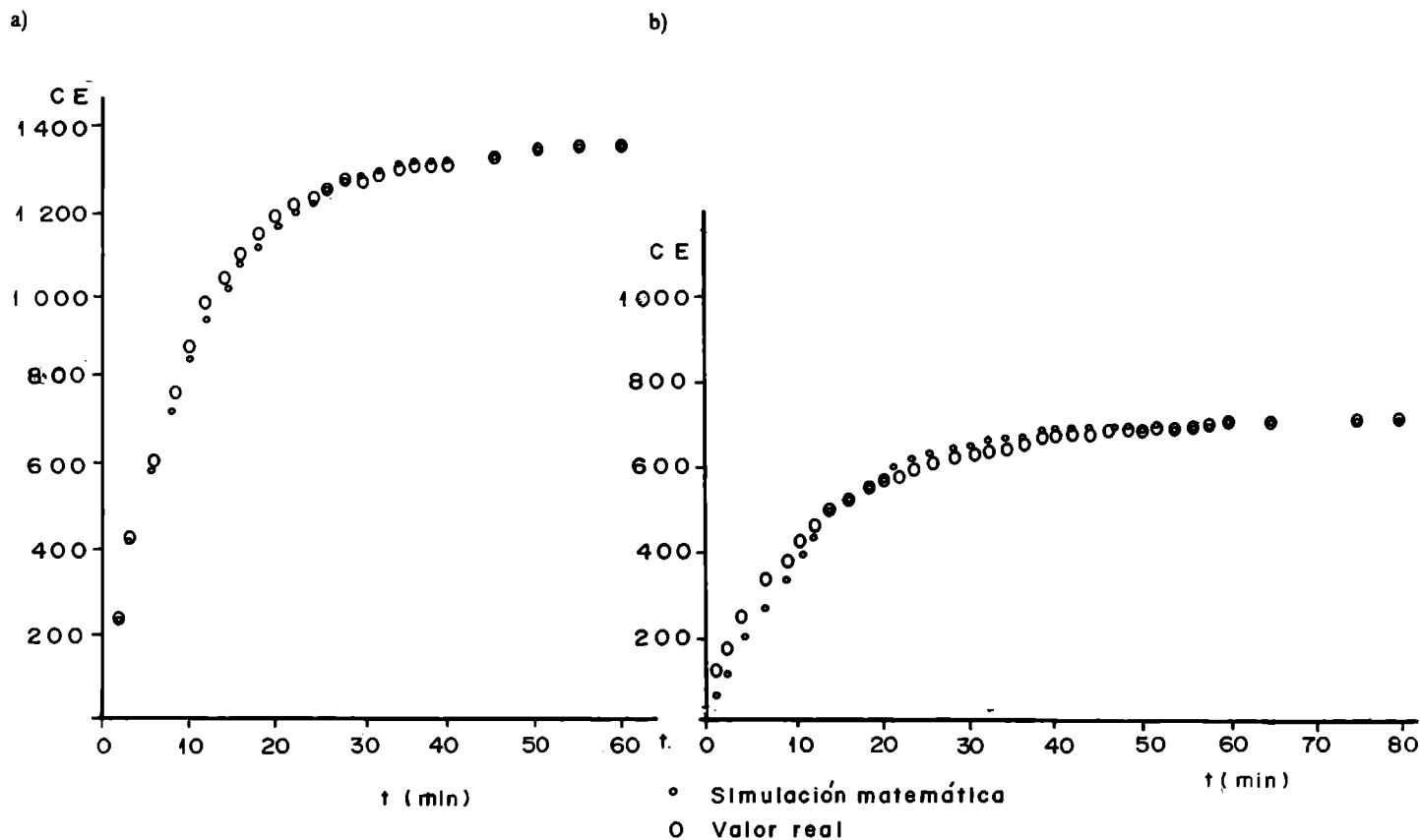
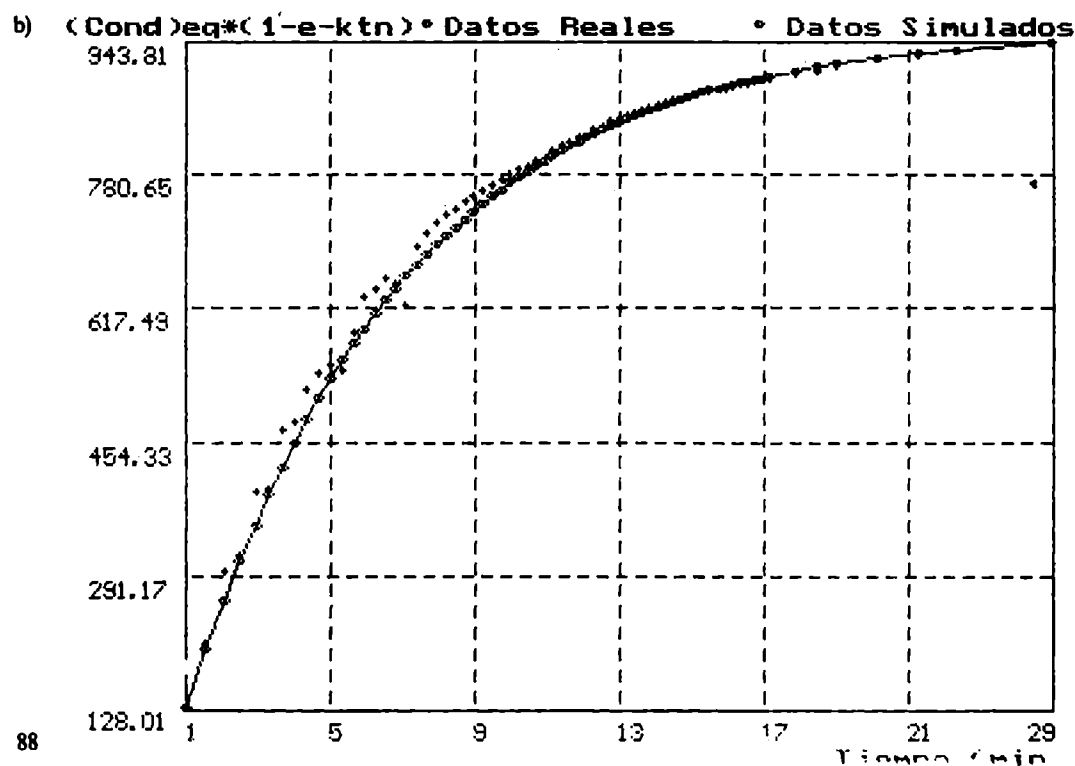
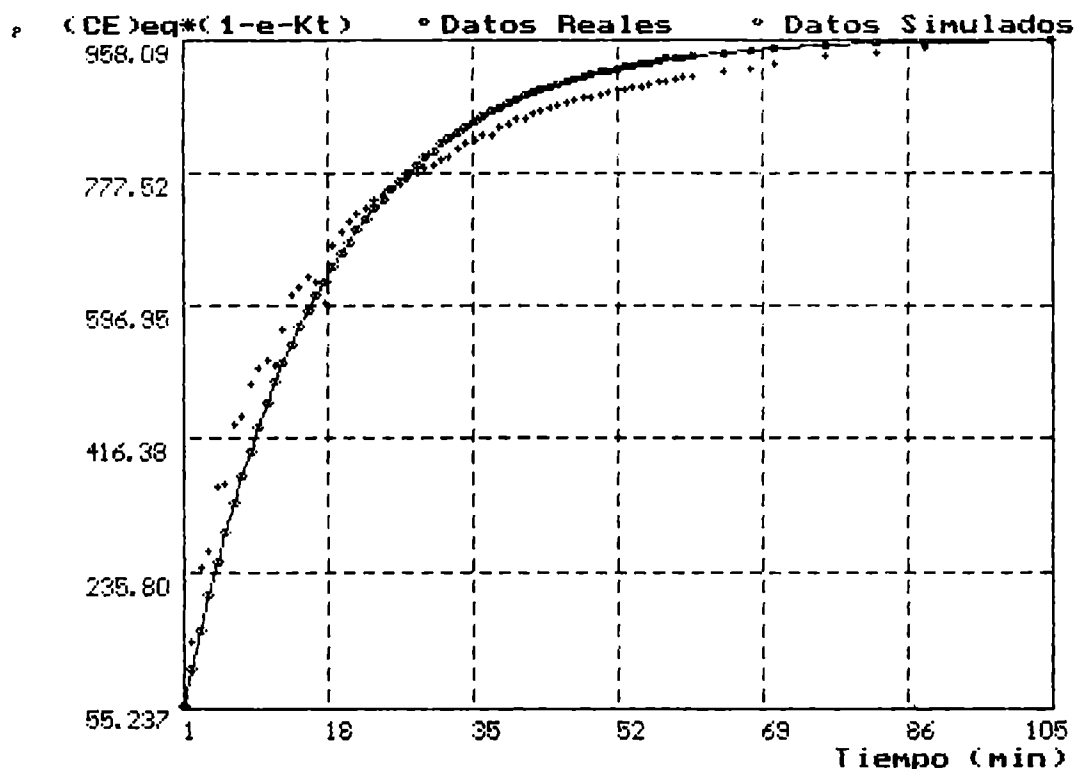


Fig. 4. Resultados de la simulación matemática de los datos de conductividad eléctrica correspondientes a un experimento de disolución de una caliza en condiciones de sistema abierto (a) y cerrado (b) respecto al CO_2

Ryc. 4. Wyniki symulacji matematycznej danych przewodnictwa elektrycznego odpowiadających eksperymentowi rozpuszczania wapienia w systemie otwartym (a) i zamkniętym (b) w stosunku do CO_2



Si las muestras son trituradas y tamizadas a fin de obtener una granulometría que facilite el proceso de reacción (0,4 mesh), las condiciones experimentales más favorables son las realizadas en sistema abierto respecto al CO_2 . En sistema cerrado, los experimentos realizados en determinadas (por ejemplo, 7 g de muestra, flujo de CO_2 de 10 l/s durante 10 min y velocidad de agitación de 500 r.p.m.) tienden a satisfacer la ecuación anterior y tiene la ventaja de conducir poco CO_2 .

Tomando como criterio de comparación el valor de la k_4 media para $n = 1$, se observa que los valores más altos de k_4 corresponden a los experimentos realizados en condiciones de sistema cerrado respecto al CO_2 con menor velocidad de agitación (0 r.p.m.) y mayor cantidad de muestra disponible (17,5 g). Los valores más bajos de k_4 se obtuvieron en condiciones de sistema abierto respecto al CO_2 ; así como utilizando menor cantidad de muestra en condiciones de sistema cerrado respecto al CO_2 . Los valores de n más cercanos a la unidad se obtuvieron utilizando 17,5 g de muestra y velocidad de agitación de 500 r.p.m., tanto en condiciones de sistema abierto como cerrado respecto al CO_2 , burbujeando el gas, en este último caso, durante 20 min antes de comenzar el experimento. La magnitud k_4 presentó una mayor desviación del comportamiento constante en el experimento realizado a 0 r.p.m. En general, la magnitud de la constante de velocidad k para un valor del coeficiente empírico diferente de 1, adquiere un valor más elevado y estable.

La velocidad de reacción (dC/dt_0), así como la concentración iónica en el reactor, expresada mediante la conductividad eléctrica a los 30 min y al final de la reacción aumentan con la velocidad de agitación, así como con las cantidades de CO_2 y de muestra disponibles.

La simulación matemática del proceso cinético de la disolución de los carbonatos estudiados, utilizando las expresiones características de la cinética heterogénea dio resultados satisfactorios en condiciones favorables de experimentación, especial-

mente cuando la constante de velocidad k es calculada tomando en consideración el exponente empírico n .

Procesando muestras de carbonatos en similares condiciones experimentales se encontró que la velocidad de reacción a los 30 min, así como los valores de CE a los 30 min y al final de la reacción fueron mayores en las rocas calizas más jóvenes y menores en las calizas de mayor edad, lo cual está al parecer relacionado con las propiedades físicas del material.

Los resultados obtenidos en este trabajo permiten establecer una metodología para la determinación de los cambios temporales de la composición química de las aguas que ocurren en un medio rocoso carbonatado, mediante la simulación química en el laboratorio del proceso cinético correspondiente. La comparación de los resultados con los obtenidos a partir de muestras reales puede brindar información sobre los factores ajenos a la litología que afectan la calidad de dichas aguas.

Bibliografía

- Alvarez E. y Fagundo J. R., 1992: SIMULACI: sistema automatizado para el estudio cinético y de simulación de la disolución de minerales.
 Bamford C. H., Tipper C. F. H., 1969: Comprehensive Chemical Kinetics, 2: 337—340 [Elsevier Publishing Comp., Amsterdam].
 Bouska V., Jakes P., Pačes T., Pokorný J., 1980: Geochemie. Academia Praha, Praha, 555 p.
 Compton R. G., Unwin P. R., 1990: The dissolution of calcite in aqueous solution at pH < 4: kinetics and mechanism. Phil. Trans. R. Soc. London A, 330: 1—45.
 De francesco F., 1991: AQVA. Appunti introduttivi alla scienza, alla tecnica, alla difesa delle acque naturali. Ed. Temi., 187 p.
 Dreybrodt W., Svensson U., 1991: Dissolution kinetics of natural limestone. Newsletter. Geology, Climate, Hydrology and Karst Formation. Guilin, China, p. 37—38.

Fig. 5. Resultados de la simulación matemática de los datos de conductividad eléctrica correspondientes a un experimento (17) de disolución de una caliza en condiciones de sistema cerrado

$k_4 = 1/t^a \ln CE_{\infty}/(CE_{\infty} - CE)$, donde a — $n = 1$; b — $n = 0,72$

Ryc. 5. Wyniki symulacji matematycznej danych przewodnictwa elektrycznego odpowiadających eksperymentowi (17) rozpuszczania wapienia w systemie zamkniętym

$k_4 = 1/t^a \ln CE_{\infty}/(CE_{\infty} - CE)$, gdzie a — $n = 1$; b — $n = 0,72$

- Fagundo J. R., Valdes J. J., Cardoso M. E., de la Cruz A., 1986: Algoritmo para el calculo de parámetros e índices químico-físicos y geoquímicos en aguas naturales altamente mineralizadas. *Revista CENIC Ciencias Químicas*, 17 (1/2): 72—76.
- García Vera M. A., Samper J., Poncela R., 1991: Estimación mediante balance de masas de la descarga subterránea en zonas salinas: aplicación al arroyo de la Valcuerna (Huesca). *Hidrogeología*, 7: 31—51.
- Pačes T., 1970: Kinetics of natural water systems. *Geol., Survey of Czechoslovakia*, p. 85—108.
- Pajón J. M., Valdés J. J., 1991: Simulación química de la disolución de rocas carbonatadas del macizo kárstico de Pan de Guajaibón, Sierra del Rosario, Cuba. *Lapiaz Monografía III*, p. 25—37.
- Plummer L. N., Wigley M. L., 1976: The dissolution of calcite in CO_2 saturated solutions at 25°C and one atmosphere total pressure. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 40: 191—202.
- Rauch H. W., White W. B., 1977: Dissolution kinetics of carbonate rocks. 1. Effects of lithology on dissolution rate. *Water Research*, 3 (2): 381—394.
- Roques H., Ek C., 1973: Etude expérimentale de la dissolution des calcaires par une eau chargée en CO_2 . *Ann. Speleol.*, 28 (4): 549—563.
- Sjöberg E. L., 1976: A fundamental equation for calcite dissolution kinetics. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 40: 441—447.
- Weyl P. K., 1958: The solution kinetics of calcite. *J. Geol.*, 60: 163—176.

Juan R. Fagundo, E. Alvarez, G. Benitez, V. Ferrera, J. Vega

SYMULACJA CHEMICZNA I MATEMATYCZNA ROZPUSZCZANIA SKAŁ WĘGLANOWYCH W WODACH NATURALNYCH

Streszczenie

W warunkach laboratoryjnych przeprowadzono eksperymenty, polegające na śledzeniu procesu rozpuszczania skał węglanowych (kalcytu i dolomitu) przy udziale CO_2 , w warunkach systemu otwartego i zamkniętego. Stwierdzono, iż proces przebiega zgodnie z równaniem wykładniczym. Uzyskano krzywe wykładnicze, które wyrażają zmiany czasowe elementów chemicznych w roztworze, wynikające z rozpuszczania minerałów budujących te skały. Zachodzą tu różnorodne reakcje kinetyczne, w których wzrost wykładnika empirycznego n w określonym przedziale czasowym pozwala obliczyć stałą prędkość przebiegu reakcji k :

$$k = n \ln C_{eq}/(C_{eq} - C),$$

gdzie: C i C_{eq} przedstawiają koncentrację jonową lub przewodność elektryczną roztworu w czasie i warunkach rozpatrywanych równowag.

Przeprowadzono studia nad określeniem stałych szybkości procesu rozpuszczania, z uwzględnieniem zarówno temperatury roztworu, szybkości jego ruchu, objętości, dopływu CO_2 i wielkości specyficznej powierzchni kontaktu między fazą ciekłą a stałą, jak i liczby prób wziętych do analizy.

Dzięki uzyskanym zależnościom matematycznym określono mechanizm procesu, który doprowadza do uzyskania danego składu chemicznego wód naturalnych w środowisku skalnym zawierającym rozpuszczalne minerały. Interpretacja ta opiera się na procesie interakcji woda — skała, pozwalającej również na kontrolę składu chemicznego wód wodonośców rozwiniętych w skałach węglanowych.

CHEMICAL AND MATHEMATICAL SIMULATION
OF DISSOLVING OF CARBONATE ROCKS
IN NATURAL WATERS

Summary

Experiments were conducted in laboratory conditions to trace the process of dissolving of carbonate rocks (calcite and dolomite) in the presence of CO_2 , in conditions of an open and a closed system. It was ascertained that the process takes place in accordance with an exponential equation. Exponential curves were obtained which express variations with time of chemical elements in the solution, resulting from dissolving of the minerals forming these rocks. Varied kinetic reactions take place here in which increase in the empirical exponent n in a determined time interval makes it possible to calculate the constant rate of the reaction k , i.e.

$$k = \frac{1}{t} \ln C_{eq}/(C_{eq} - C),$$

where: C and C_{eq} denote ion concentration or electric conductance of the solution in the given time and equilibrium conditions considered.

Studies were conducted in order to determine constant rates of the dissolving process taking into account the temperature of the solution, its rate of flow, volume, CO_2 inflow and magnitude of specific surface of contact between the liquid and solid phase, and also the number of samples taken for analysis.

From the mathematical relationship obtained it was possible to determine the mechanism of the process which leads to the achieving of a particular chemical composition of the natural waters in the rock environment containing soluble minerals. This interpretation is based on the process of water-rock interaction which also enables control of the chemical composition of waters in water-bearing cavities developed in the carbonate rocks.

Underground drainage study of Sorbas gypsum basin

Abstract Karst in evaporitic rocks, and particularly in gypsum, crops out extensively all over the world. However the Basin of Sorbas (Almería, Spain), together with karsts of Podolia (Ukraine) and Bolonia (Italia), is one of the most important examples of karst in gypsum because of the quantity, quality and variety of karst shapes that are present.

Geological frame

Sorbas basin is one the main depressions of the Betic mountains. Its limits, marked by large reliefs, can be seen in Fig. 1. The filling is con-

Bruno Martínez Plédel, Instituto Tecnológico Geomínero de España, Área de Ingeniería Geoambiental, C/Ríos Rosas 46, 28003 Madrid, Spain

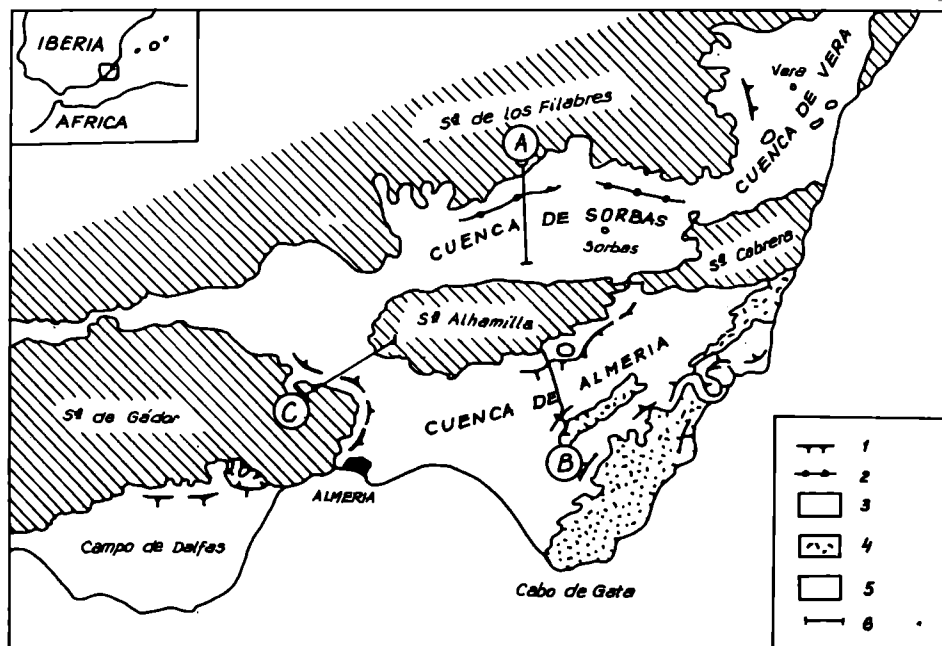


Fig. 1. Situation map of Sorbas basin

1 — post-evaporitic, 2 — pre-evaporitic reef, 3 — Neogene, 4 — Neogene volcanic activity, 5 — Betic bed, 6 — faults

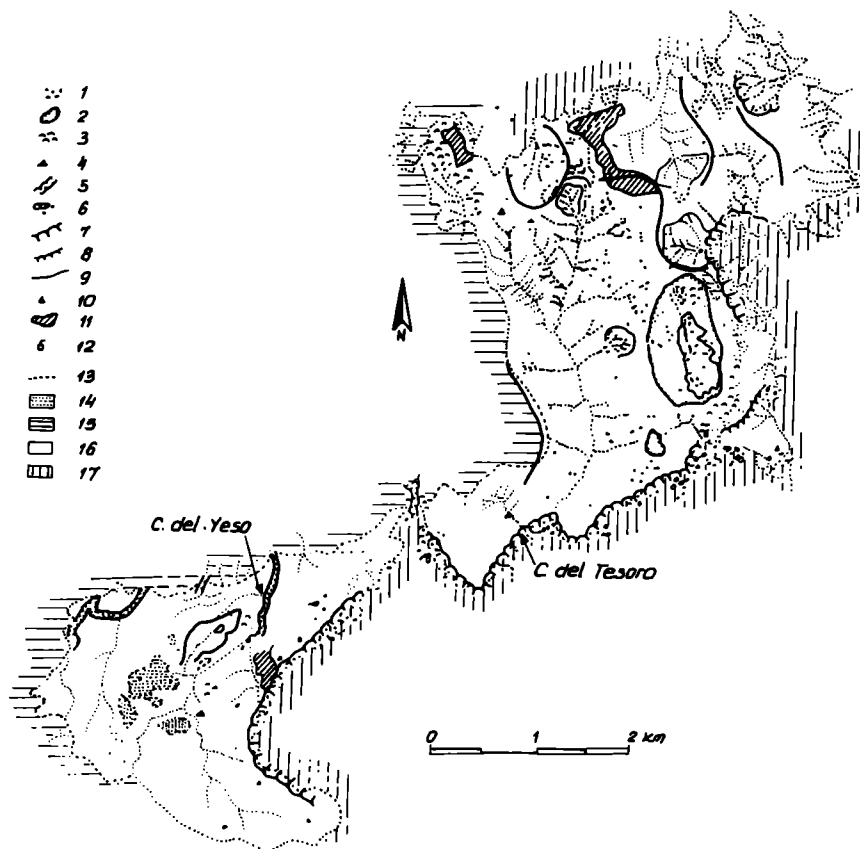


Fig. 2. Geomorphological map of Sorbas gypsum karst

1 — small karstic valleys, karstic shafts and channels; 2 — karstic valley, polje; 3 — small karstic hills; 4 — large caves, length in m; 5 — karstic gorge, channel of closed river; 6 — rocky blocks; 7 — slope's edge; 8 — landlips; 9 — crest lines; 10 — summit; 11 — quarry — exploitation of gypsum; 12 — spring; 13 — Gochar formation — conglomerate; 14 — Sorbas formation — sand, clay, silt; 15 — Yesares formation — gypsum with interbeds; 16 — Abad formation — silt and clay

tituted by marine sediments which age is between Tortonian and Pliocene; in Plioquaternary the deposits became continental. This sediments can be classified in two main groups: deposits of „Old” Neogene, consisting of conglomerates, clay, marls and limestones; and deposits of „New” Neogene, less tectonized, where different lithostratigraphic groups can be considered.

In this „New” Neogene, and concentrating on the lithologies where Sorbas karst is developed, we have to center on the lithostratigraphic unit of Yesares, that take form in a Messinian evaporitic episode. It is constituted by selenitic primary gypsum, existing crystals of two meter in length, disposed in layers of

up to 20 m, alternating with marls reaching a total thickness of 130 m in some points, being about 75% gypsum.

Under the Yesares unit is the Miembro Abad, consisting of clay, marls and some sandstones; it constitutes the limit of karst evolution in depth. Above the Yesares unit is the Miembro Sorbas consisting of clay, sandstone, marls and conglomerates.

Concerning the structure, neogene materials are affected by folds of hectometric scale with a direction of N-120-E and dips that can reach 40°. There is another fold family with large curvature radius and a direction of E-W. The fracturation

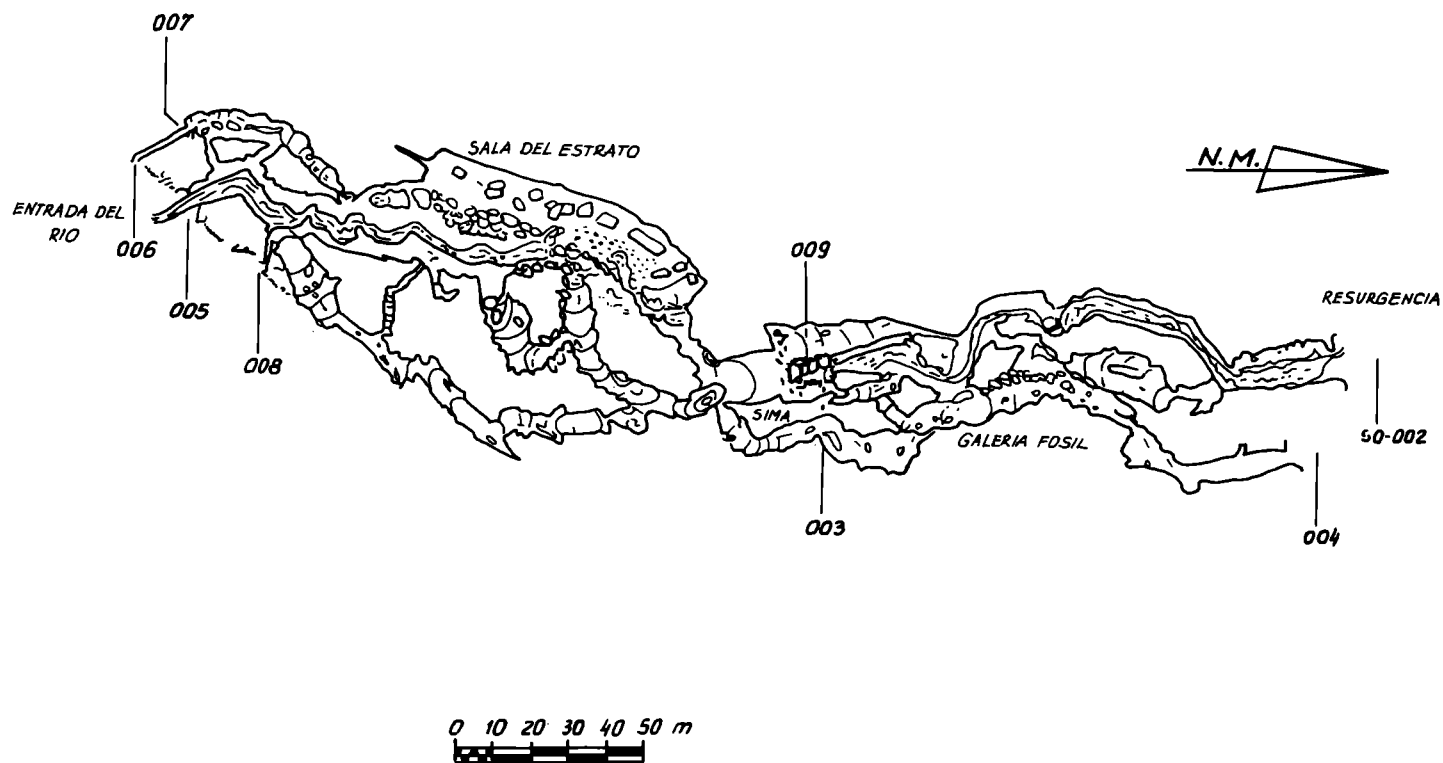


Fig. 3. Plan of the Gypsum Cave (topography: GEP)

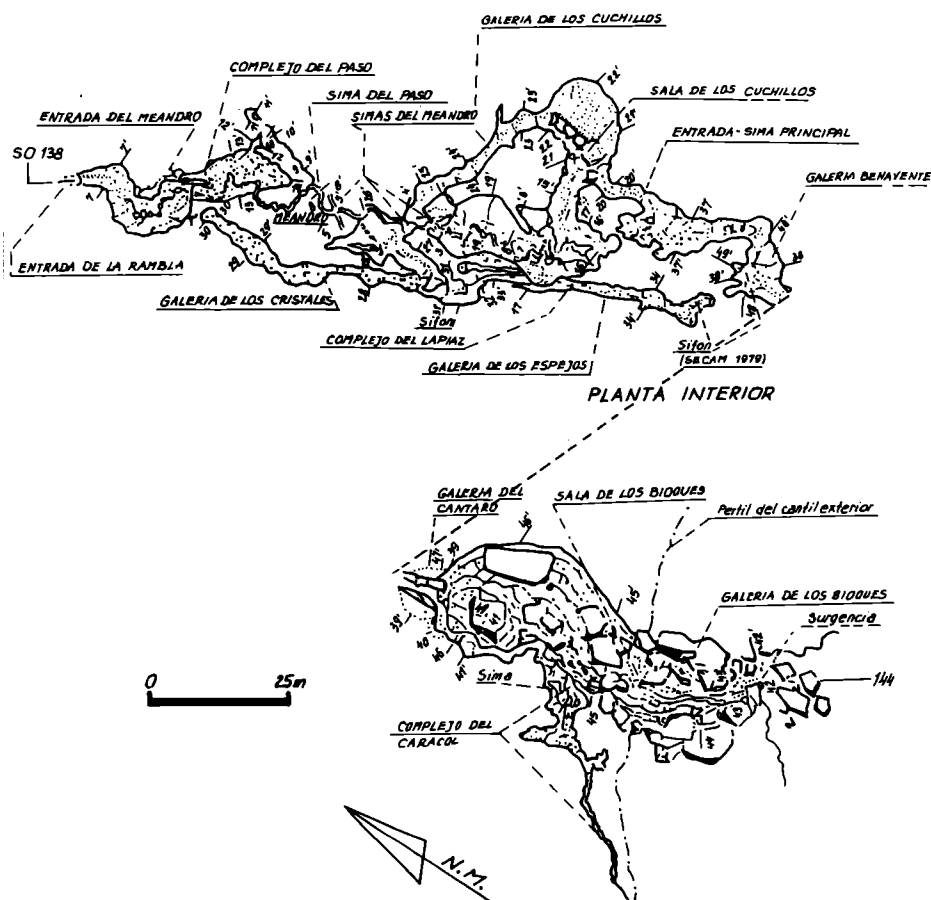


Fig. 4. Plan of the Tesoro Cave (topography: SECAM)

is not so large, but is very variable. There are inverse faults with N and S dips; normal faults with NW-SE and NE-SW directions; and very frequent directional faults with directions of N-20-E and N-120-E. The age of deformations is variable, as this zone has been active since the Upper Miocene.

Hydrogeology

The extension of the outcrop of Sorbas gypsum aquifer is 14 km². To the East, it borders with the marls and clays of the Miembro Abad, materials that constitute an impermeable bottom for the gypsum. Nevertheless we cannot be sure of its western limits because the surface is covered by other materials.

Little outcrops of gypsum appear 10 km further to the West, but their hydrogeological connexion with the zone we have studied cannot be demonstrated at this point. The most important spring is Molino de Aguas, located at the point of less height above sea level of the gypsum outcrop, which has usually a discharge that oscillate between 60 and 125 l/s, having more than 40 l/s in dry season. Other important springs are Viñicas and Cortijo del Peral which discharges are of one or two litres per second, although the spring of Viñicas can exceptionally reach more than 1 m³. It is usual to find water in the main caves, corresponding to hanged levels frequently.

The flux scheme has two components. The first one is vertical and goes across the gypsum using

weak zones of the rock, usually fractures. The horizontal flow is usually established when the marls are reached. Frequently there are straight directions that are in relation with fractures. Most people accept that horizontal flow is generally parallel to the maximum slope of the marl layers; but to verify this, is one of the objectives of our study.

Prediction method of main drainage directions

The applied method is based in structural geology, following this two premises:

- the first one, qualitative, is that the underground drainage of a karst depends on the geological-structural history of the massif;
- the second one, quantitative, shows that the main drainage directions are located in extensional planes; that means perpendicular to the component sigma 3 of the stress ellipsoid.

The extensional planes can be obtained from the measure of tectoglyphs, and the anisotropy of the rocky massif can be predicted calculating the probability of the different drainage direction of the aquifer by computer.

Application to the gypsum karst of Sorbas

All the measures that have been taken are veins because of the lithology and structural history of this gypsum karst.

The data come from two different places, both in the proximity of the main spring of the aquifer (one in the West and the other one in the East). The first one is Cueva del Yeso (Gypsum Cave), situated in a relatively large karstic ravine with a spectacular morphology, from which it collects the water. 39 measures have been taken, 7 in marls, from the cave and the ravine. The other place is Cueva del Tesoro (Treasure Cave), probably the most beautiful cave in Sorbas. It crosses through one layer of marls and goes through all the Yesares unit. The number of measures taken is 27, 9 of them in marls.

The computer processing results are represented in the figures 5 and 6. In the first case Cueva del Yeso, the two main directions obtained have a distribution which limits and probabilities are:

N-20-E to N-45-E (centered in N-34, 6-E), with 35,9% probability, and
N-163-E to N-6-E (centered in N-174, 3-E), with 23,1% of probability.

There is another big accumulation of measures between N-115 and 149-E, but it doesn't look like to conform with any distribution.

Qualitatively, this predicted directions correspond with the directions of the galleries in the cave, but we haven't done any quantitative comparison because of the large alteration suffered in the cave as a consequence of falls of gypsum blocks and the erosion of the marls that constitute the present floor of the cave. Analysing the topography we have to accept the possibility that several very close directions have been included in each main predicted direction.

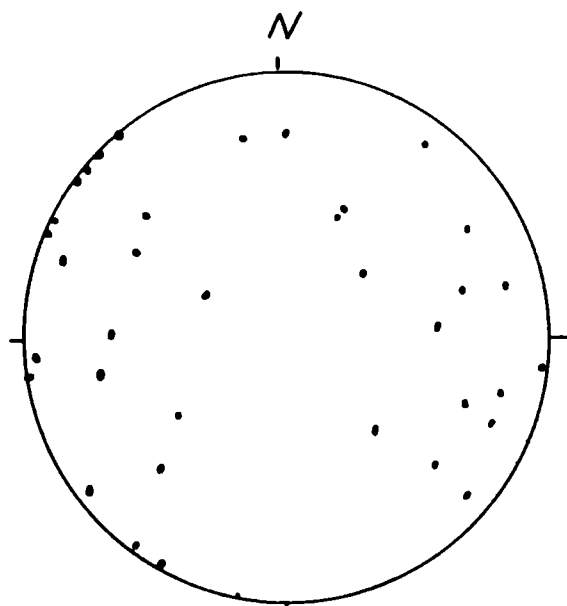
In Cueva del Tesoro we have obtained the next main directions:

N-30-E to N-45-E (centered in N-37, 7-E), with 37% probability, and

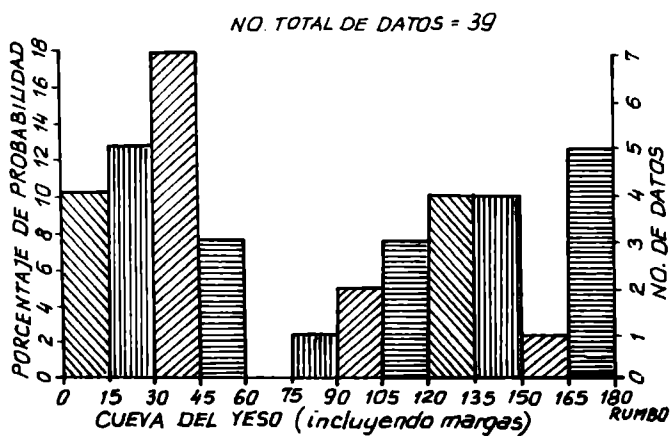
N-S to N-7-E (centered in N-3, 5-E), with 22,2% probability.

Table 1
Field measurements in the
Tesoro Cave

CUEVA DEL TESORO			
Medidas en yeso		Medidas en margas	
Dirección	Buzamiento	Dirección	Buzamiento
105.	31.	30.	54.
171.	67.	42.	89.
180.	47.	45.	88.
130.	81.	180.	84.
80.	53.	41.	89.
35.	89.	31.	89.
63.	89.	40.	77.
132.	89.	180.	81.
64.	89.	22.	67.
40.	89.		
40.	58.		
183.	52.		
33.●	52.		
151.	89.		
186.	28.		
187.	81.		
83.	79.		
145.	89.		



NUMERO DE POLOS = 39. CUEVA DEL YESO (incluyendo margas)



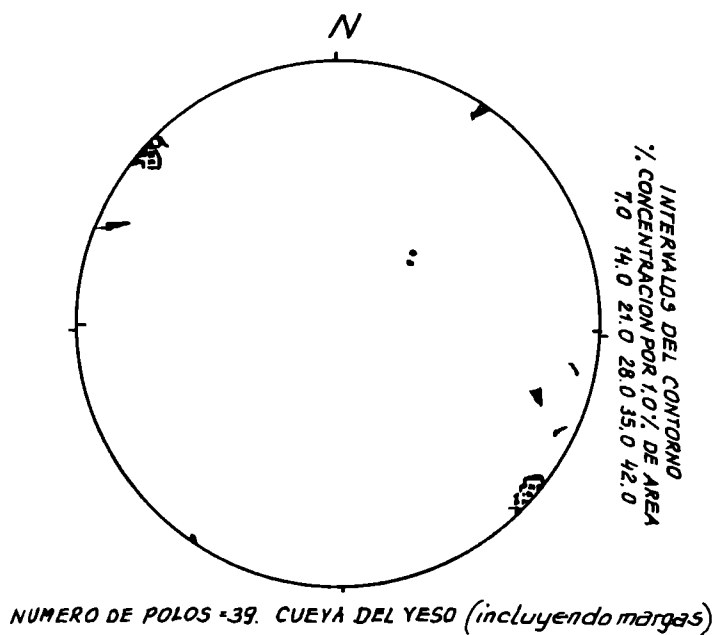
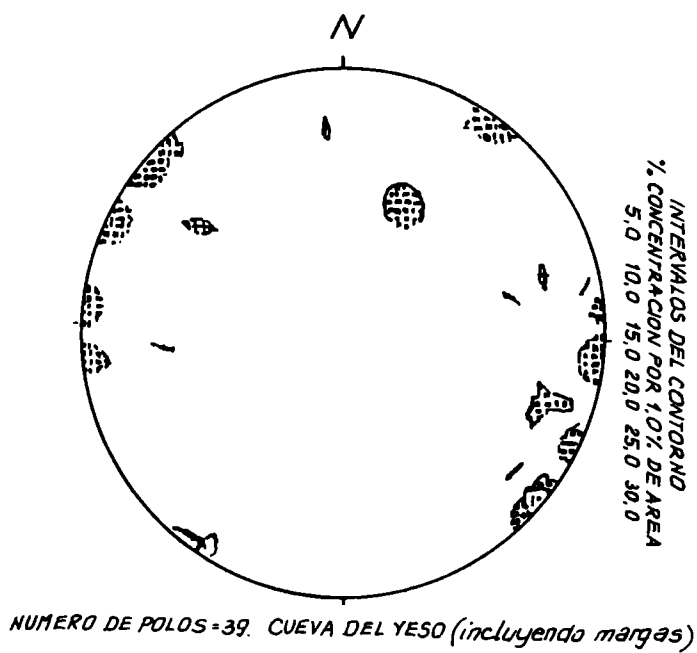
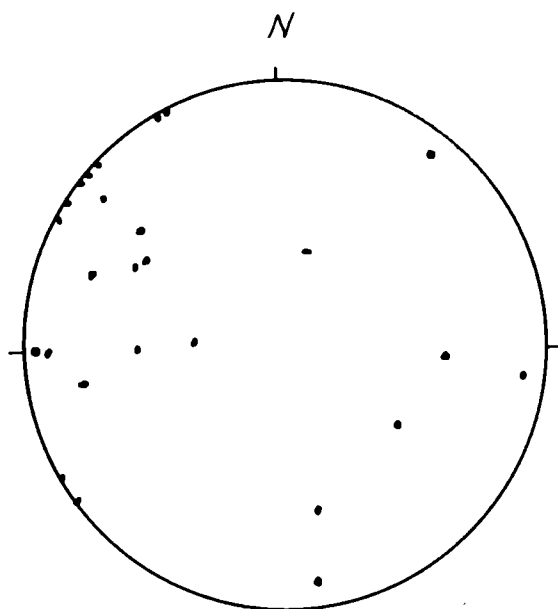
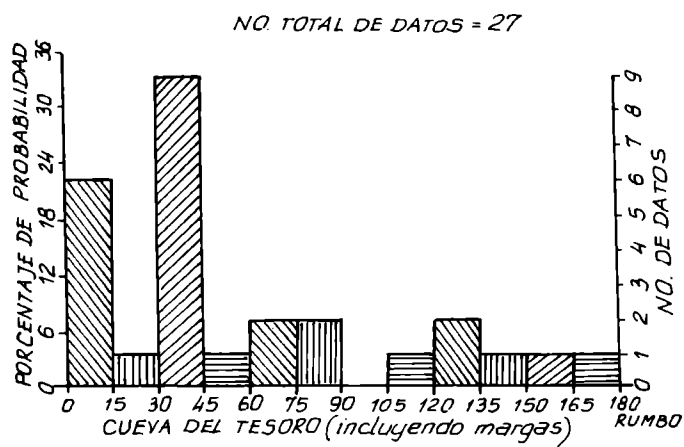


Fig. 5. Computer output for the Gypsum Cave



NUMERO DE POLOS = 27. CUEVA DEL TESORO (incluyendo margas)



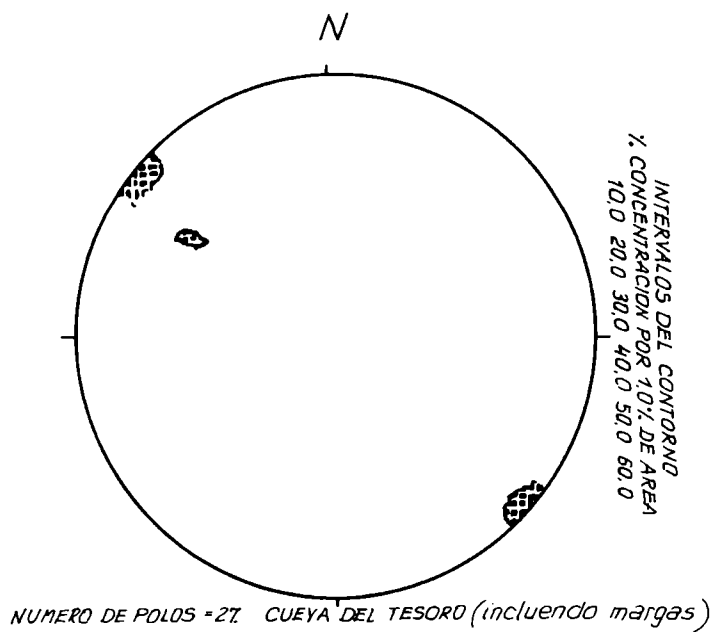
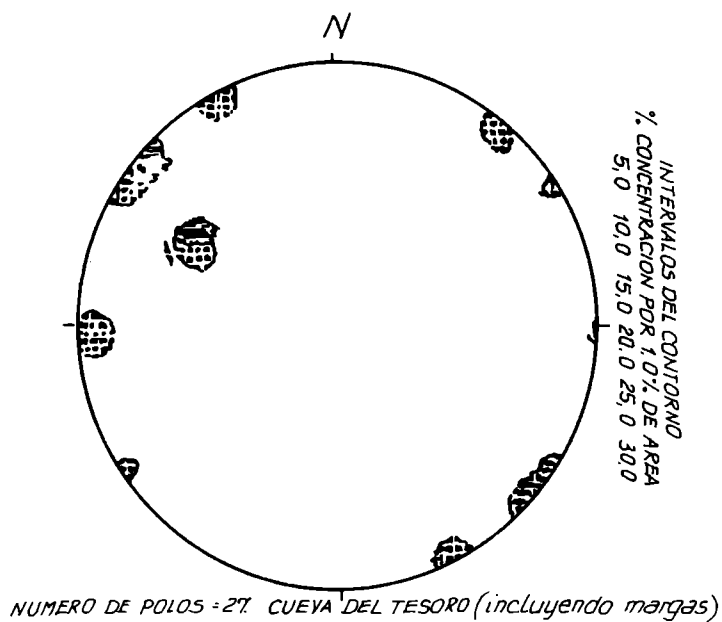


Fig. 6. Computer output for the Tesoro Cave

The interpretation of this results is very similar to what has been exposed for Cueva del Yeso. We can just confirm the qualitative coincidence with the actual configuration of the cave. Other directions of long galleries that can be seen in the topography are due to faults.

Table 2

Field measurements in the
Gypsum Cave

CUEVA DEL YESO			
Medidas en yeso		Medidas en margas	
Dirección	Buzamiento	Dirección	Buzamiento
41.	81.	186.	89.
126.	89.	194.	74.
92.	68.	119.	89.
174.	50.	101.	89.
116.	47.	45.	88.
39.	89.	26.	89.
144.	42.	163.	61.
140.	34.		
169.	62.		
176.	86.		
134.	59.		
22.	74.		
20.	79.		
80.	67.		
115.	44.		
172.	89.		
127.	82.		
186.	89.		
149.	71.		
51.	89.		
21.	62.		
41.	89.		
133.	58.		
42.	60.		
32.	55.		
32.	28.		
45.	41.		
40.	64.		
182.	56.		
142.	86.		
165.	76.		
28.	89.		

Remarks and conclusions

A remarkable coincidence exists among the main drainage directions predicted for the two studied points, in despite of a little dextral turn of the results from Cueva del Yeso in comparison to Cueva del Tesoro.

Considering that we are in a Neogene basin with recent and active tectonic, the number of measures have to be quite bigger than in other karsts to obtain a trustworthy quantitative analysis.

Considering the plasticity of gypsum, we have to be very prudent in the extrapolation of predictions out from the close environment where the measures were taken; and, in any case, we cannot extrapolate the predictions to all the basin without the necessary verifications.

The prediction method looks like to be a useful tool in this gypsum karst, being of special interest for the study of the gypsum that doesn't crop out.

The direction of galleries that today lie on the marls are also controlled by the predicted directions; it is logical if we consider that those galleries start their development in the gypsum as it can be seen in the galleries of the caves.

It should be very interesting to take new measures in the East sector of the karst, trying to choose topographied caves where gallery directions can be well measured to contrast it with the results of the prediction method. Thus, for example, Covadura system, where we have the additional advantage of having 6 levels of galleries before reaching the water level.

It remains to study the remarkable relationship among directions of galleries, fractures and the old surface drainage system. The relative importance of these factors and what we have predicted has not yet been studied, although exhaustive studies about the relationship between fracturation and the direction of galleries has been made in some caves.

References

- Calaforra J. M., Durán J. J., García Sánchez J., Montero A., Sánchez-Gómez A. y Robledo A., 1986: El karst en yesos de Sorbas (Almería). Agencia del Medio Ambiente, Inédito, Almería, 152 p.

- Calaforra J. M., Pulido-Bosch A., Sánchez-Martos F. y Montero A., 1990: Geomorfología y estructura del sector de la cueva del Agua, karst en yesos de Sorbas (Almería). Actas del V Congreso Español de Espeleología. Santander, p. 447—453.
- Eraso A., 1985/1986: Método de predicción de las direcciones principales de drenaje en el karst, KOBIE N° XV, Bilbao.
- IGME, Mapa geológico de España 1:50 000, hoja n° 1031 (Sorbas), Madrid.
- Sánchez-Martos F., Calaforra J. M., 1991: Grandes cavidades de la provincia de Almería, Espeleotemas n° 1, p. 8—21 [Almería].

Bruno Martínez Plédel

BADANIA DRENAŻU PODZIEMNEGO W BASENIE GIPSOWYM SORBAS

Streszczenie

Kras w skałach ewaporytowych, a w szczególności w gipsach, występuje powszechnie. Jednakże obszary krasu gipsowego w basenie Sorbas (Hiszpania), na Podolu (Ukraina) i w Bolonii (Włochy) ze względu na ilość, jakość i różnorodność wykształcenia należą do najważniejszych.

Wykonano studium drenażu wód podziemnych w regionie Sorbas, stosując metody bazujące na geologii strukturalnej. Na podstawie pomiarów tektoglify określono kierunki drenażu w dwóch jaskiniach: Cueva del Yeso (Gypsum Cave) i Cueva del Tesoro (Treasure Cave).

Bruno Martinez Plédel

L'ÉTUDE DU DRAINAGE SOUTERRAIN DANS LE BASSIN PLÂTRIER SORBAS

Résumé

La karstification dans les évaporites, en particulier dans les gypses, est très fréquente. Cependant, les terrains karstiques dans le gypse des bassins de Sorbas (Espagne), de Podolie (Ukraine) et de Bologne (Italie), pour leur qualité, leur quantité et la variété de leurs formes, sont parmi les plus importants.

Une étude de drainage dans le bassin gypseux de Sorbas, a été effectuée, à l'aide de méthodes utilisées en géologie structurale. Le sens du drainage dans les deux cavernes de Cueva del Yeso (Gypsum Cave) et de Cueva del Tesoro (Treasure Cave) a été déterminé à partir de sondages.

Une vue globale sur le karst roumain

Abstract Ce travail présente un aperçu sur le karst roumain, en passant en revue les types morphogénétiques de relief karstique (de plateau et de crête-klippe), ainsi que certains aspects concernant la morphologie exo- et endokarstique. Ainsi peut-on finalement résumer l'évolution paléogéographique des régions calcaires de la Roumanie.

Données générales

Placée dans la partie sud-est de l'Europe, la Roumanie compte parmi les pays de taille moyenne, avec une superficie de 237 500 km². Elle est bordée pour le cours inférieur du Danube, étant traversé du nord vers le sud-ouest par la chaîne des Carpates. A cette position géographique, sont liées naturellement certaines particularités géologiques et géomorphologiques.

Les surfaces représentées par les roches solubles (calcaire, sel, gypse) totalisent 4600 km², soit 1,94% du territoire national (Fig. 1). Bien que cette étendue soit relativement modeste, la Roumanie se place au niveau européen et même mondial par le nombre de grottes, la variété des spéléothèmes et l'intérêt scientifique des cavités souterraines.

Les roches karstifiables sont surtout sédimentaires à part quelques roches métamorphiques. Les marbres calcitiques et dolomitiques d'âge protérozoïque et paléozoïque n'occupent qu'une superficie d'environ 835 km² (Sencu, 1968), le reste revenant à des calcaires et dolomies mésozoïques, ainsi qu'à des calcaires, grès, gypses et sels d'âge néozoïque (éocènes, oligocènes, badéniens, sarmatiens). Les sur-

faces karstiques les plus importantes se rencontrent dans les Monts Apuseni, les Monts du Banat, ainsi que dans les Monts et le Plateau Mehedinți.

Types morphogénétiques de karst

La distribution spatiale, tant horizontale que verticale, des structures carbonatées a déterminé une action sélective des facteurs de modelage, matérialisée dans la genèse de plusieurs types et sous-types spécifiques de karst. Ils se distinguent par l'ampleur et l'orientation du processus de karstification et, en conséquence, par les formes et les microformes qui en ont résulté.

Une analyse morphogénétique détaillée met en évidence deux types de karst, à savoir le karst de plateau et le karst de crête-klippe.

1. **Le karst de plateau** apparaît dans les conditions d'une extension large et unitaire des dépôts solubles, qui a permis un déroulement continu d'un modelage par corrosion. Sur de telles surfaces, les eaux ont pu s'organiser en réseaux et des aquifères complexes, responsables à leur tour de la genèse d'une morphologie particulière.

L'altitude des plateaux karstiques oscille entre 400—600 m (ceux de Dobrogea, Dumbrăvița de Codru, ou Podișul Someșan) et 1800—2200 m

* Bogdan P. Onac, Institut de Spéléologie E. Racovitza, str. Clinicilor 5, 3400 Cluj—Roumanie

Pompei Coccean, Université Babes-Bolyai, Chaire de Géographie, str. Clinicilor 5, Cluj—Ro

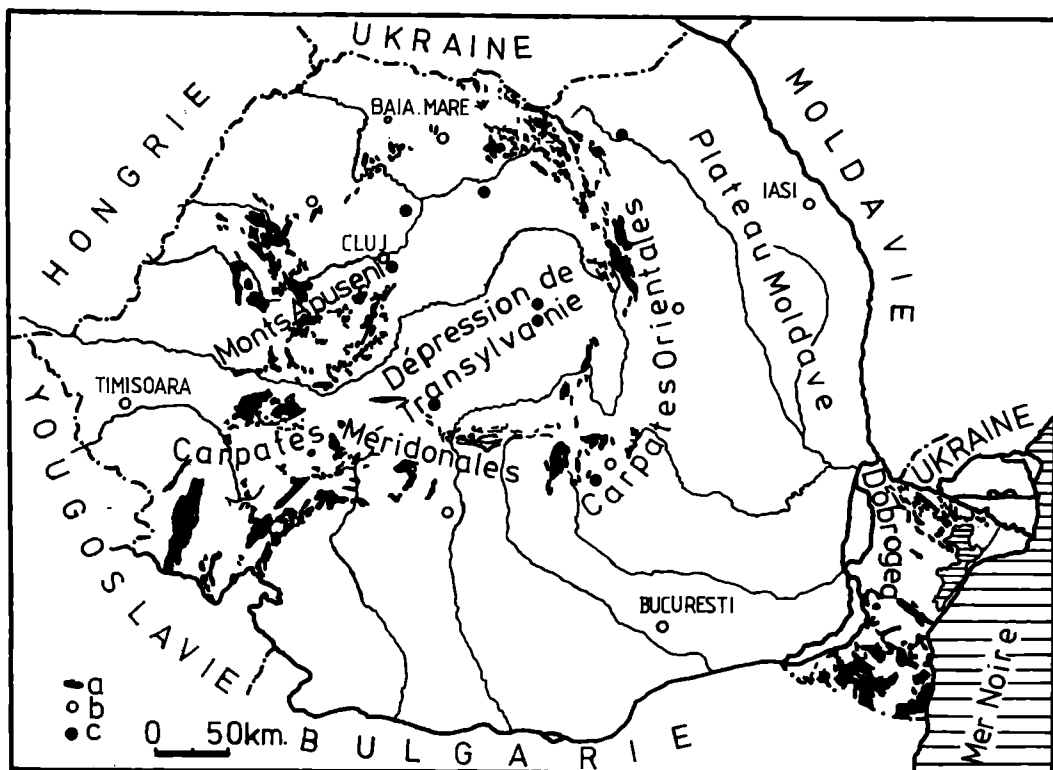


Fig. 1. Distribution des roches karstiques en Roumanie (d'après Bleahu 1972, modifié)

a — calcaires, dolomies, marbres; b — gypse; c — sel

(le Retezatul Mic). Un plateau vaste s'est constitué dans les Monts Pădurea Craiului (à 800—1000 m), tandis qu'ils sont plus restreints dans les Monts Mehedinți et du Bihor (à 1000—1200 m). Par rapport aux unités de relief avoisinantes, on peut distinguer d'un côté les plateaux suspendus (Poieni, Retezatul Mic) et d'un autre côté les plateaux dominés partiellement (Vașau, Padiș, Scărișoara—Ocoale) ou totalement (Podișul Someșan, Dobrogea) par le relief limitrophe. Cette distinction a une signification morphogénétique majeure, car les plateaux suspendus ne reçoivent que les précipitations qui y tombent, tandis que dans les autres cas, à celles-ci s'ajoute l'apport hydrique des zones non-karstiques plus élevées.

Les principaux traits du karst de plateau sont:

— l'évolution avancée, comprenant des indices de présence des cycles de karstification préénogènes (Triasique supérieur et Crétacé

inférieur), notamment des argiles réfractaires et des bauxites accumulées dans les formes paléokarstiques;

- le fort aplatissement au niveau des crêtes et des interfluves, ce qui justifie la dénomination de karstoplaine par laquelle on les désigne souvent;
- la fréquence et la variété typologiques des bassins fermés (dolines, auvalas, dépressions);
- le fort développement de la couverture du sol et de la végétation, motif pour lequel le karst de plateau a été intégré à l'holokarst (Cvijic, 1960);
- la désorganisation indirecte du réseau hydrographique superficiel et la constitution à partir des captures souterraines d'aquifères et réseaux endokarstiques importants;
- l'endokarstification accentuée, menant à l'apparition de nombre de grottes et systèmes de grottes polyétagées.

Par son extension remarquable et sa morphologie variée, le karst de plateau constitue un élément représentatif pour le relief de dissolution de la Roumanie.

2. Le karst de crête-klippe à une répartition dispersée dans les Carpates Orientales et Meridionales et dans les Monts Apuseni. Ce type peut être divisé en deux sous-types, à savoir le karst de barre calcaire et le karst de massif isolé. Pour les deux, les processus morphogénétiques se sont déroulés de façon presque identique: à cause de l'extension limitée des surfaces d'incidence, la karstification se résume à des formes peu évoluées et plutôt superficielles.

Le karst de crête est lié à des formations calcaires unitaires (les massifs de Piatra Craiului, Haşmaşul Mare, Buila—Vinturariţa) ou fragmentées (Trascău, Mehedinţi), jusqu'à 70 km de longueur pour des largeurs de 1 à 5 km. Dans la plupart des cas, elles sont suspendues par rapport au relief limitrophe.

Le karst de massifs isolés (klippes ou olistolithes) connaît une large répartition dans les Monts de Trascău, mais est bien plus restreint dans les Monts de Vlădeasa, Maramureş, Rarău, Ciucaş et en Dobrogea du Nord. A partir d'un conditionnement structural, sa morphologie rappelle l'allure pyramidale du karst conique tropical, mais sans aucune similitude d'ordre génétique avec ce dernier.

Les caractéristiques des karsts de crête-klippe de la Roumanie sont:

- l'influence décisive de la structure sur la morphogénèse, les barres calcaires et les massifs isolés étant pour la plupart des fragments de couvertures de roches solubles, néozoïques ou mésozoïques, soumises à des fractionnements et des déplacements de nature tectonique (Coccean, Silvestru, 1988);
- une karstification médiocre tant en surface qu'en profondeur, à cause d'un contact limité eau-calcaire dû à l'orientation gravitationnelle de l'écoulement sur les versants et aux faibles surfaces d'infiltration; on ne voit apparaître que des lapiés, des dolines peu profondes et des cavités de dimensions restreintes;
- l'interdépendance étroite entre le relief de dissolution et celui d'altération mécanique, ce qui rend difficile l'estimation de la part de chacun de ces deux types de modelage;
- la suspension par rapport au relief limitrophe (conséquence d'une dénudation séle-

ctive) et l'apparition des formes de désagrégation physique (dents, piliers, éboulis), qui confèrent à ce type de karst un caractère résiduel très évident.

Morphologie exokarstique

Le relief karstique de la Roumanie peut être inclus, avec peu d'exception, dans le karst couvert (l'holokarst) des régions tempérées-continrentales. Son modelage actuel est principalement pluvio-nival (avec inversion des deux paramètres à une altitude supérieure à 1800 m). La quantité de précipitations qui entrent annuellement dans les systèmes karstiques varie entre 400 mm en Dobrogea et à plus de 1750 mm dans les hautes montagnes. La plupart de ces précipitations tombent sous forme de pluies de printemps et d'automne, tandis que la couche de neige se conserve pendant 4 à 6 mois.

Par suite du recouvrement par le sol et la végétation et de l'association des structures carbonatées aux roches éruptives, cristallines ou sédimentaires non-karstifiables, il y a un apport considérable en acides et ions favorables à la dissolution.

Le taux élevé de la dénudation karstique, qui atteint à 60 mm/millénaire pour les Monts du Banat (Sencu, 1986), explique la large distribution des formes spécifiques à l'exokarst.

Les lapiés se développent sur les versants à forte déclivité, mais aussi sur les plateaux ou dans le fond des vallées. Leurs profondeurs sont comprises entre quelques centimètres et 2 à 2,5 m, et leur formes sont particulièrement variées: sillons, cannelures, lapiés tubulaires, en réseau etc. On en connaît surtout à Ponoare (Monts Mehedinţi), dans la Piatra Craiului et sur la Culmea Petreşti. En tant que types génétiques, on distingue des lapiés de dissolution, d'érosion et mixtes. Leur association spatiale aboutit aux champs de lapiés, qu'on rencontre à peu près dans toutes les régions karstiques du pays.

Les dolines représentent, par leur nombre, leur fréquence et leur variété, l'élément classique de l'exokarst roumain. Elles peuvent prendre naissance soit par dissolution, soit par effondrement, soit par la combinaison de ces deux processus (les dolines complexes). Leurs dimensions atteignent 50 m en profondeur et 300 à 500 m en diamètre. Elles sont généralement circulaires ou ovales, selon l'inclinaison de la surface sur laquelle elles se sont formées.

Une forte concentration spatiale (40 à 60 dolines/km²) conduit parfois à l'apparition de champs de dolines, communs notamment dans les Monts Pădurea Craiului, le Plateau Vâșcău et les Monts Mehedinți.

Les **auvalas**, dont les dimensions sont de l'ordre de 300 à 500 m en largeur et de 1 à 2 km en longueur, ont pour l'origine les processus de fusion dolinaire (auvalas de dissolution), les lithoclasses majeures (auvalas tectoniques) ou les processus fluviaux (auvalas fluviales).

Les **dépressions karstiques** remplacent dans le relief de dissolution de la Roumanie les poljés classiques du karst dinarique. À l'inverse de ceux-ci, les dépressions dites de capture karstique (Rusu, 1990) montrent un moindre développement (2 à 5 km de longueur, 0,5 à 1 km de largeur), une hydrographie souvent organisée sur des terrains non-karstiques qui pénètre dans les dépressions par voie sous-aérienne et en sort par voie souterraine.

Le rôle majeur dans la genèse de ces formes dépressionnaires revient aux réseaux hydrographiques captés sous terre. En amont des points de capture, l'ancienne vallée s'est approfondie et élargie, tandis que l'incapacité des conduits endokarstiques à drainer entièrement le débit solide a mené à l'accumulation des alluvions sous forme de plaine dépressionnaire. On reconnaît cette évolution spécifique dans le cas des dépressions de Poiana Ponor, Călăța, Dămiș, Tinoasa, Barsa, Zaton.

L'absence des poljés véritables dans le karst roumain s'explique par :

- l'épaisseur relativement faible des formations carbonatées (600 à 1000 m) par rapport à celles de la région de Kras (1000 à 2000 m);
- la fragmentation des surfaces karstifiables par l'intercalation fréquente des formations non-karstifiables;
- un système de modelage comprenant des faibles oscillations de certains paramètres (précipitations...);
- le recouvrement des calcaires par le sol et la végétation;
- une tectonisation n'arrivant que rarement à des éléments majeurs.

Les **vallées karstiques** prennent des formes très diverses, selon les particularités de l'écoulement et le stade de leur évolution. On peut donc distinguer plusieurs types morphogénétiques : vallées normales,

sèches, aveugles, dolinaires, de fecul, à gorges et défilés.

Les **pertes d'eau**, en tant qu'éléments morpho-hydrographiques du paysage, sont localisées normalement dans les zones de contact lithologique entre les calcaires et les roches non-karstifiables (comme à Padiș, Dămiș), mais également à l'intérieur des périmètres karstiques. On a décrit des grottes et des gouffres à fonction absorbante et, des ponors „émissifs”.

Morphologie endokarstique

Le nombre total des cavités souterraines repérées jusqu'à présent en Roumanie dépasse 12 000, dont plus de 9 000 sont suffisamment connues pour qu'on puisse en tenir compte dans les diverses études karstologiques. Les grottes fossiles sont bien plus fréquentes que celles actives; par ailleurs, les grottes sont prédominantes par rapport aux avens. La majorité des cavités se trouvent au-dessous de 1000 m d'altitude.

Le réseau karstique le plus long (la Peștera Vîntului) dépasse 45 km et le gouffre le plus profond (Avenul din Grind) atteint 530 m.

Comme on le sait, la genèse des grottes et des avens est le résultat d'une combinaison entre le facteur tectonique et celui hydrodynamique. Le rapport d'entre ces deux facteurs change dans le temps: si ce sont les éléments tectoniques qui prévalent dans les premières phases de la spéléogénèse (Bleahu, 1974), les étapes évolutives plus avancées se caractérisent par un équilibre, voire une inversion de ce rapport, et ce sont les paramètres hydrodynamiques qui prédominent actuellement. Ce phénomène est spécifique aux grottes à plusieurs niveaux ou aux systèmes endokarstiques. Dans le cas des cavités formées par des types d'écoulement à faible potentiel hydraulique, l'empreinte tectonique reste néanmoins entière.

Au point de vue morphogénétique, les cavités souterraines peuvent donc être classées en deux catégories: grottes ou avens tectoniques et hydrodynamiques (Cocșan, 1990).

Font partie la première catégorie:

Les **grottes de traction gravitationnelle**. Elle se sont formées par déplacement en plan vertical, du haut vers le bas, et horizontal des couches calcaires,

vers l'extérieur du versant. Le phénomène est dû à l'apparition dans le versant d'une diaclase parallèle à celui-ci, le long de laquelle la couche marginale arrive à se disloquer lors de l'approfondissement de la vallée. Les grottes les plus représentatives appartenant à ce type se sont formées dans les roches paléozoïques de la zone de Vulturese—Belioara et du Plateau de Poieni (Monts Apuseni) (Onac, 1987).

Les avens de traction tectonique. Bien plus rares, ils sont localisés d'habitude dans l'axe des anticlinaux. À cause des plissements, apparaissent de nombreuses lithoclasses de traction, dont la morphologie agit comme un facteur restrictif dans le développement des vides souterrains. Les avens de la zone Vulturese—Belioara, Plateau de Vașcău sont représentatifs de cette catégorie.

Les grottes de décompression des versants sont issues de l'exploitation morphogénétique des fractures formées après le modelage des versants karstifiés (Avenul Stanul Foncii).

Les grottes d'effondrement. Ils apparaissent là où des masses rocheuses se sont effondrées, minées par un creusement endokarstique sous-jacent (Avenele Gemănata I și II, Avenul Negru).

Pour ces trois types de cavités, le modelage des secteurs qui font suite à l'ouverture est fortement influencé par les processus de gélifraction.

La catégorie des cavités hydrodynamique est de très loin la plus importante. Elle renferme:

Les grottes et les avens d'origine fluviale. Ils ont pour origine la capture des organismes de drainages sous-aérien, à caractère permanent ou temporaire, formés sur les versants et les surfaces karstifiées ou non. (Avenul din Sesuri, Cuciulata, Fața Râchitei).

Les grottes sous-cutanées. Elles sont dues à la concentration souterraine d'une infiltration diffuse, avec constitution de petits aquifères qui se déchargent non loin de la surface de réception. Ces cavités ont un développement peu important (5—25 m, rarement 100 m) et généralement en pente. (Peștera tunel din Cheile Ordîncușei, Peștera 2, 5, 10 Cloșani...).

Les grottes générées par des écoulements de versant. Dans la majorité des cas ascendantes, elles ont des dimensions qui ne dépassent qu'exceptionnellement 50 m. Les cours d'eau qui sont responsables de leur constitution, se sont organisés soit en surface, en tant que drains de versant, soit par

concentration et orientation de la percolation le long de lithoclasses majeures. (Peștera Bolhac, Napiștileu, Poarta lui Ionel...).

Les grottes de divagation. Ayant un développement souvent remarquable, elles présentent plusieurs particularités qui les définissent clairement: orientation généralement parallèle au versant; dépendance de l'évolution de la rivière sous-terrainne, dont l'approfondissement impose le rythme de la spéléogénèse; déroulement prépondérant de cette dernière dans des conditions épiphréatiques, ce qui mène à un étagement évident des galeries; tendance à réaliser un drainage indépendant du cours épigé, (par association de la capture latérale initiale d'écoulements ayant une autre origine). On retrouve toutes ces caractéristiques nettement exprimées dans la Peștera Vintului.

Les grottes de passage interfluvial. Elles ont comme point de départ dans leur évolution le passage souterrain, partiel ou total, d'un cours d'eau épigé, avec orientation de celui-ci vers un autre collecteur, situé à une altitude plus basse. La grotte d'Izvorul Tăușoarelor (Monts de Rodna) nous en offre un exemple typique.

Il va sans dire que ces types morphogénétiques que nous venons de mentionner — eux même sujets à une certaine variabilité dans leur différenciation — sont loin de couvrir entièrement la très grande hétérogénéité des 12 000 cavités que compte actuellement le karst roumain. Néanmoins, une telle classification reste fort utile, car elle fournit des repères indispensables pour ordonner autant que possible des entités éminemment variables.

La morphologie de l'endokarst est conditionnée, au point de vue génétique et évolutif, par la structure, la composition, la tectonique et le volume des dépôts calcaires, ainsi que par la variation à longue échéance des facteurs de modelage.

La majorité des grottes montrent une morphologie due à la corrosion. Mais à celle-ci s'ajoutent de formes dues aux processus d'érosion qui, à notre avis, interviennent constamment dans le modelage karstique (sauf dans les zones d'écoulement forcé, où la corrosion est nettement prépondérante). Ces processus se manifestent avec plus d'intensité au voisinage des émergences, où des débits plus forts peuvent transporter des éléments alluvionnaires plus gros, et dans les secteurs à pente plus accentuée, où il y a augmentation de la vitesse d'écoulement.

Les formes majeures produites par corrosion sont: les galeries à profil élyptique, les méandres, les cupules, les marmites et les voûtes plan-horizontales. Les formes de détail sont représentées par des septes, des lapiès souterrains, des lames saillantes, des crêtes, des alvéoles, des trépanolithes, des pédoncles, des hiéroglyphes de corrosion.

L'action des facteurs tectoniques et liés à la gravitation est à son tour responsable de l'apparition de toute une catégorie de formes spécifiques, telles les galeries à profil triangulaire, les salles de grandes dimensions, les cheminées d'effondrement, les amas d'éboulis, les blocs éboulés.

La morphologie des remplissages endokarstiques comprend les formes les plus nombreuses et les plus variées, conséquence directe de la diversité des conditions d'accumulation. Selon les processus qui les ont générés, on distingue les formes de dépôt chimique (les spéléothèmes) et les formes de sédimentation (les alluvions). Le premier groupe est le mieux représenté, car dans les grottes de la Roumanie on retrouve à peu près tous les spéléothèmes décrits jusqu'à présent. Dans leur composition, on a identifié 45 minéraux qui participent, seuls ou en association, à la constitution des agrégats cristallins et dont certains ont été mentionnés pour la première fois dans la littérature spéléologique ou minéralogique. Il s'ensuit que les grottes roumaines détiennent un potentiel touristique tout à fait remarquable.

Evolution paléogéographique

Les formations solubles des Carpates roumaines et des plateaux adjacents ont été très tôt soumises à l'incidence des processus de karstification, dont le début doit être placé dans le Paléozoïque supérieur-Mésozoïque. On dispose actuellement de preuves montrant l'existence de trois périodes majeures de karstification, à savoir dans le Trias supérieur, dans le Crétacé inférieur et dans le Néozoïque.

Durant le Trias supérieur, la karstification porte sur des vastes surfaces des Monts Pădurea Craiului, Bihor et Codru—Moma. Les formes dépressionnaires nées par dissolution ont été ensuite colmatées par des argiles réfractaires (Onac, Popescu, 1991), ces accumulations étant aujourd'hui

intensément exploitées. Cette période prend fin dans l'Hettangien.

La seconde période est attestée par des éléments de paléokarst qu'on trouve notamment dans les Monts Apuseni, Sureanu et Anina. L'exondation qui a eu lieu à la fin du Tithonique a assuré des conditions favorables pour un modelage karstique important, ayant pour conséquence l'apparition de nombreuses formes de type dolinaire, circulaires ou lobées, de 10 à 15 m de profondeur et de quelques dizaines de mètres de diamètre. Dans ces bassins fermés se sont déposés ensuite des gisements de bauxite d'âge néocomien (Cociuba, Silvestru, 1989), eux aussi sujets à une exploitation industrielle.

Le relief karstique tel qu'on le voit aujourd'hui est le produit d'une évolution qui s'est déroulée durant le Néozoïque en trois cycles successifs: danién-oligocène, miocène et pliocène-actuel. C'est dans cette dernière étape qu'ont été sculptées les surfaces d'aplanissement karstique (Fig. 2), ainsi que les éléments majeurs de la morphologie exo- et endokarstique qu'elles renferment. Les karstplaines ainsi constituées peuvent être mises en relation avec les plate-formes d'érosion, qui ont pris naissance en nombre égal et au cours de la même période, mais sur des roches non-karstifiables (Borăscu à 2000—2200 m d'altitude, Rîu Ses à 1400—1600 m et Gornonița à 800—1000 m.) (de Martonne, 1922). Les différences évolutives, conditionnées tectoniquement, qui existent entre les trois grands secteurs des Carpates roumaines ont conduit à un décalage altimétrique des karstplaines des Carpates Méridionales, plus hautes par rapport à celles des Monts Apuseni, situées à des altitudes plus basses (Ciumărna-Scărișoara à 1200—1400 m, Vașcău-Zece Hotare à 600—800 m, Dumbrăvița à 400—500 m).

Quoiqu'il en soit, les trois karstplaines ont été corrélées soit avec les niveaux où s'ouvrent les grottes (Bleahu, 1971), soit avec les grottes poly-étagées et les systèmes endokarstiques (Cocan, 1985). Si, dans le premier cas, la dispersion altitudinales des cavités rend difficile l'établissement des interdépendances morphogénétiques strictes, dans le second la corrélation devient évidente. La conservation d'un rapport constant entre les gradins de relief des karstplaines et les niveaux des grottes ($k = 2,5$) constitue certainement l'indice d'une liaison permanente entre le modelage général de surface et celui souterrain.

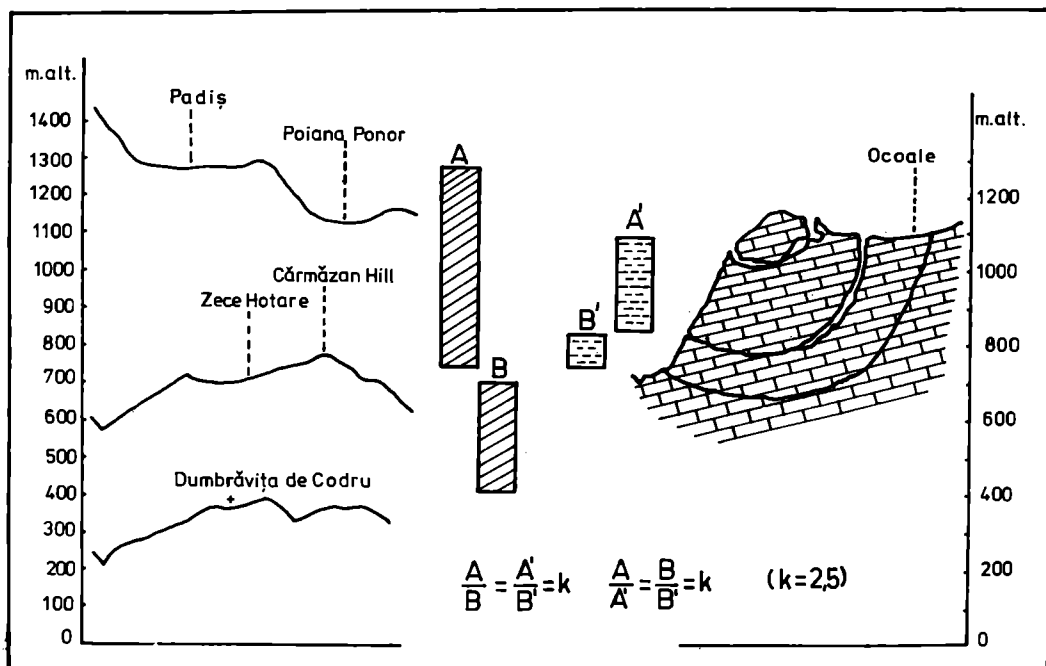


Fig. 2. Corrélation entre la répartition altitudinale des karstoplaines et des systèmes endokarstiques

Bibliographie

- Bleahu M., 1971: Les surfaces d'aplanissement karstique des Carpates Roumaines et leur évolution. In: *Studia Geomorph. Carpatho-Balkanica*, V. Krakow.
- Bleahu M. D., 1972: Karst of Rumania in Important Karst Regions of the Northern Hemisphere (Herak M., Stringfield V. T.) Elsevier Publishing Co.
- Bleahu M., 1974: *Morfologia carstică*. Științifică, București.
- Coccean P., 1985: Les surfaces de nivellement karstique des Monts Apuseni. *Trav. Inst. Spéol. „E. Racovitza”*, XXIV. București, p. 97—104.
- Coccean P., 1990: Tipuri genetice de pesteri și avene din carstul Munților Apuseni. In: *Studia Univ. Babeș-Bolyai, Geographia*. XXXV. 2, Cluj—Napoca.
- Coccean P., Silvestru E., 1988: The role of magmatism in the genesis of isolated massifs karst relief of Trascău—Metaliferi Mountains. *Trav. Inst. Spéol. „E. Racovitza”*. XXVII. București, p. 89—93.
- Cociuba I., Silvestru E., 1989: Hypothesis on a genetical relation between the actual karst and the bauxite-bearing paleokarst at the Jurassic/Cretaceous boundary in the Pădurea Craiului Mountains (Romania). *Trav. Inst. Spéol. „E. Racovitza”*. XXVIII. București, p. 87—90.
- Cvijić J., 1960: La géographie des terrains calcaires. In: *Acad. Serbe. Sci. Arts, Monographies*. CCCXLI. Beograd.
- Martonne de Emm., 1922: Resultats des excursions géographiques. *Lucr. Inst. Geogr.*, 1, Cluj.
- Onac P. B., 1987: Grottes de traction gravitationnelle dans les gorges du Runc (SE de Muntele Mare—Carpates Occidentales). In: *Studia Univ. Babeș-Bolyai Geol.-Geographia*. XXXII. 2, Cluj—Napoca, p. 87—92.
- Onac P. B., Popescu V., 1991: Relations between the overall and local tectonic pattern of the Suncuș deposit and the paleokarst at its bottom. *Trav. Inst. Spéol. „E. Racovitza”*, XXX, București, p. 185—187.
- Rusu T., 1990: Considérations générales sur le principaux types de depressions karstiques et critères de définition de ceux-ci. *Trav. Inst. Spéol. „E. Racovitza”*. XXIX. București, p. 85—97.
- Sencu V., 1968: La carte du karst et du clastokarst de Roumanie. *Rev. roum. géol., géogr., géophys., série de géographie*. XII; 1—2 [București].
- Sencu V., 1986: Chemical erosion in the karst area of the Anina Mountains (Banat). In: *Studia Geomorph. Carpatho-Balkanica*, XX, Kraków, p. 109—119.

Bogdan P. Onac, Pompei Cocean

KRAS RUMUNII W ZARYSIE

Streszczenie

Skały krasowe w Rumunii (wapienie, dolomity, marmury, gipsy, sole) są szeroko rozpowszechnione w całym kraju. Kras powierzchniowy zajmuje jednak tylko 4600 km² (1,94% powierzchni kraju). Krajobrazy regionów krasowych Rumunii są zaprezentowane w poszczególnych grupach zjawisk. Scharakteryzowano również kilka płaskowyżów i masywy krasowe, a także dokonano charakterystyki krasu powierzchniowego i podziemnego. Główne fazy krasowania (oligocen, miocen, pliocen, holocen) korelują z trzema powierzchniami krasowymi Karpat i podsystemem endokrasowym.

Bogdan P. Onac, Pompei Cocean

AN OUTLINE OF THE ROMANIAN KARST

Summary

The karst rocks in Romania (limestone, dolomite, marble, gypsum, salt) are widely distributed throughout the country. Although the surface karst regions in Romania occupy the area of only 4,600 km² (i.e. 1.94% of the country surface).

The diversified landforms of the Romanian karst regions are discussed in a phenomenological grouping. Several characteristics of the plateau and ridge-isolated massifs karst are presented, as well as, some peculiarities of the exo- and endokarstic morphology.

The major phases of karstification (Danian—Oligocene; Miocene; Pliocene—Holocene) are characterized being on the same time pointed-out the correlation between the three karstplains from Carpathians and the endokarstic subsystems.

Jaskinie pseudokrasowe w piaskowcach liasowych „Piekła pod Niekłaniem”

Treść: W obrębie zachodniej grupy skałek piaskowców rezerwatu „Piekło pod Niekłaniem” (lias północno-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich) znajdują się dwie niewielkie jaskinie pseudokrasowe, które powstały w wyniku wietrzeniowo-erozyjnego poszerzenia szczelin wzdłuż spękań ciosowych. Głównym czynnikiem powodującym wietrzenie, erozję piaskowców i wynoszenie materiału zwietrzelinowego w obrębie jaskiń są wody opadowe infiltrujące szczelinami.

Wstęp

Jaskinie niekrasowe, tzw. pseudokrasowe, występują w różnych regionach Polski, najczęściej w skałach piaskowcowych, ale również w osadach pylastych czy piaszczystych o większym stopniu lityfikacji (m.in. czwartorzędowych), a także w skałach magmowych i metamorficznych (Urban, Mochoń, 1991). Systematyczna inwentaryzacja tych form jest prowadzona w Polsce jedynie w Karpatach fliszowych, gdzie dotąd opisano już około 180 jaskiń (*Inwentarz jaskiń...*, 1974–1986, 1990; Klassek, 1992; Borek, 1992). Pseudokrasowe jaskinie karpackie w znacznej większości stanowią formy dylatacyjne, powstałe w wyniku grawitacyjnego rozsuwania się masywów skalnych na zboczach górskich i poszerzania spękań (Mikuszewski, 1975). Zgodnie z podziałem genetyczno-geologicznym J. Vitka (1982, 1983) jaskinie te można zaliczyć do jaskiń szparowych (*crevice type*). Na podstawie badań form pseudokrasowych w Czechosłowacji J. Vitek wyróżnił — poza wymienionym — kilka typów jaskiń postdiagenetycznych: jaskinie

szczelinowe (*fissure type*), powstałe w wyniku wietrzeniowo-erozyjnego poszerzania pustek wzdłuż spękań (postsedymencyjnych powierzchni nieciągłości); jaskinie warstwowe (*bedding type*), powstałe jako rezultat selektywnego wietrzenia i erozji horyzontów litostratygraficznych (warstw) mniej odpornych na działanie niszczących czynników egzogenicznych; jaskinie zboczowe (*talus type*), trafniej nazywane jaskiniami blokowskowymi, stanowiące dostępne dla człowieka pustki pomiędzy blokami skalnymi *ex situ*; jaskinie poligenetyczne (*mixed type*). Jako odrębną grupę pseudokrasowych form jaskiniowych J. Vitek wyróżnia nisze i schroniska skalne (*rock niches*) — formy o zróżnicowanej genezie, najczęściej jednak związane z procesem tafonizacji bądź lokalnymi uwarunkowaniami mikroklimatycznymi, litologicznymi lub tektonicznymi.

Nieliczne jaskinie pseudokrasowe opisywane dotąd poza terenem Karpat fliszowych stanowią formy o zróżnicowanych cechach geologicznych, rozmiarach i genezie (Kowalski, 1954; Alexandrowicz, Drzał, Kozłowski, 1975; Mochoń, Urban, 1988; Maciejak, Maciejak, 1991; Alexandrowicz i in., 1992). Na terenie Gór Świętokrzyskich ostatnio (przy okazji badań form skałkowych zbudowanych z permsko-mezozoicznych skał krzemionkowych) zarejestrowano kilkanaście jaskiń i schronisk pseudokrasowych (Urban, Kasza, w przygotowaniu). Ta niewielka grupa form reprezentuje jednak wszystkie typy geologiczno-ge-

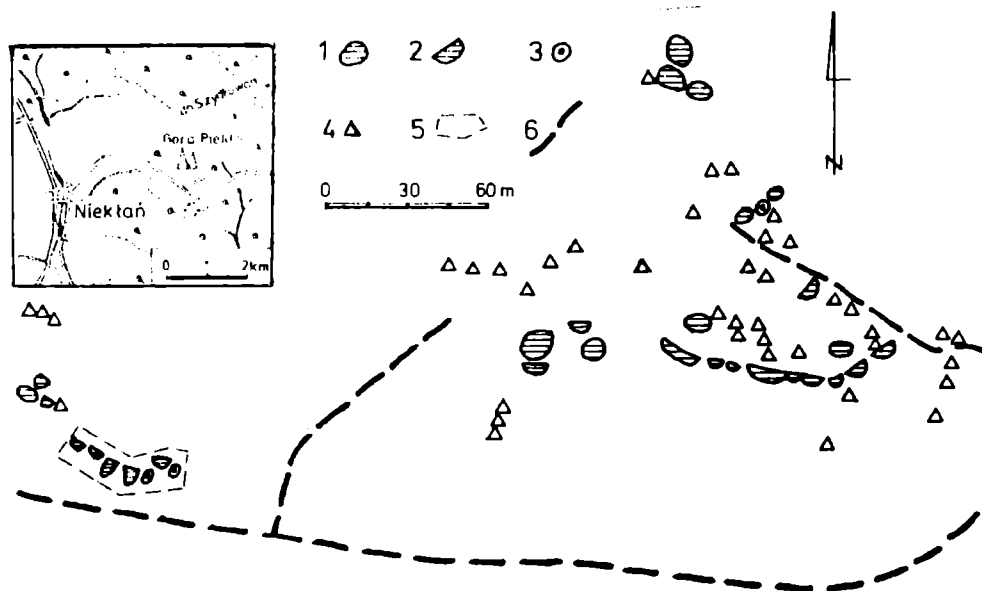
* Jan Urban, Instytut Ochrony Przyrody PAN, Kraków, ul. Lubick 46

netyczne wyróżnione przez J. Vitka. Dwie najciekawsze jaskinie szczelinowe omówiono w niniejszym artykule.

Pozycja geologiczna i morfologia jaskiń

Omawiane tutaj jaskinie znajdują się w obrębie zachodniej grupy skałek piaszczynowych w rezerwacie „Piekło pod Niekłaniem”. Rezerwat ten, utworzony w 1959 r., obejmuje jedno z najpiękniejszych i największych skupisk skałkowych w regionie świętokrzyskim (Alexandrowicz, Drzał, Kozłowski, 1975). Skałki „Piekła...” jako jedyne w regionie świętokrzyskim były też przedmiotem analizy geologiczno-geomorfologicznej, zmierzającej do wyjaśnienia warunków ich powstania. L. Lindner (1971, 1972) — autor analizy — sformułował wniosek o eolicznej genezie form skałkowych i ich rzeźby, zwłaszcza form zachodniej grupy skałkowej. Sugestie

dotyczące eolicznego pochodzenia skałek wysuwali już autorzy wzmiankujący lub opisujący skałki przed Lindnerem (Kuźniar, 1923; Massalski, Kaznowski, 1928). L. Lindner sprecyzował jednak tę hipotezę. Zasadniczą rolę w obnażeniu i ukształtowaniu skałek przypisał wiatrom zachodnim, wiejącym w okresie sedymentacji lessów młodszych w wistulianie. Zdaniem L. Lindnera obszar leżący na zachodnich krańcach Gór Świętokrzyskich, gdzie występuje jeszcze kilka innych grup skałkowych, stanowił wówczas „misę deflacyjną”, z której wywiewany był pył kwarcowy, osadzony jako less w centralnej i wschodniej części regionu. Podstawowymi przesłankami świadczącymi o eolicznej genezie skałek są: przeważająca zachodnia ekspozycja skałek o najbogatszej rzeźbie i mikrorzeźbie, a także brak materiału pylastego i drobnopiaszczystego w pokrywach piaszczystych od zachodniej strony wzniesienia Piekło, przy obecności drobnych ziarn piasku w pokrywach wschodnich zboczy wzniesienia. W po-

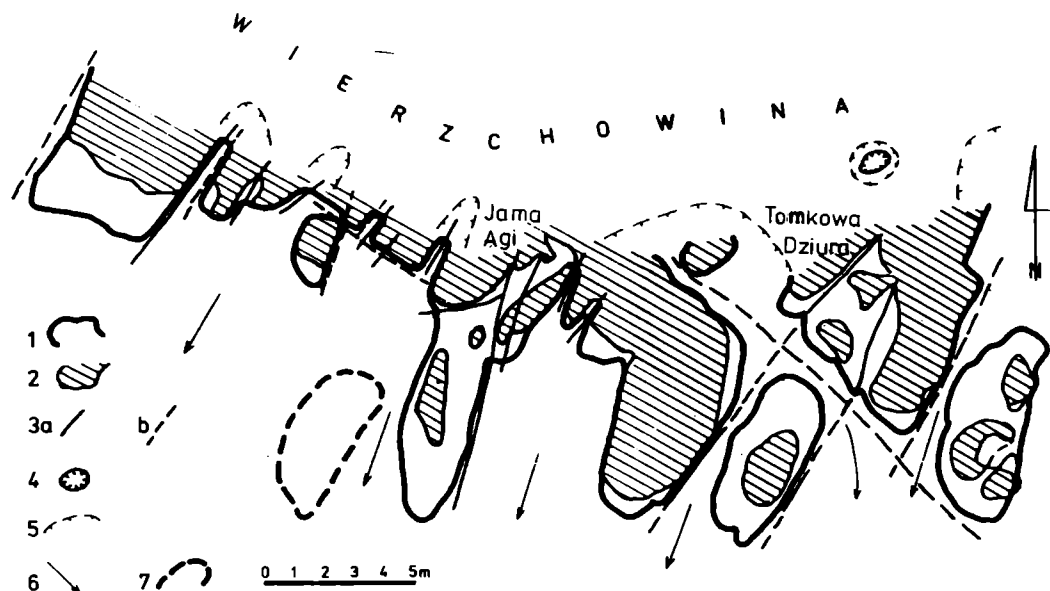


Ryc. 1. Rozmieszczenie skałek w rezerwacie „Piekło pod Niekłaniem” (wg Alexandrowicz, Drzał, Kozłowski, 1975, nieco zmienione)

1 — baszty i stoły skalne; 2 — ambony; 3 — grzyby skalne; 4 — mniejsze formy skałkowe; 5 — fragment grupy skałek pokazany na ryc. 2; 6 — drogi leśne

Fig. 1. Distribution of rock formations in the reserve „Piekło pod Niekłaniem” (acc. to Alexandrowicz, Drzał, Kozłowski 1975, somewhat changed)

1 — rock bastions and tables; 2 — pulpits; 3 — rock mushrooms; 4 — smaller rock forms; 5 — part of group of rocks shown on Fig. 2; 6 — forest roads



Ryc. 2. Fragment zachodniej grupy skałek rezerwatu — jaskinie na tle rozmieszczenia i lokalizacji form skałkowych

1 — maksymalne kontury form skałkowych w częściach górnych skałek; 2 — minimalne kontury form skałkowych (w częściach środkowych lub dolnych skałek); 3 — spekania ciosowe (a) stwierdzone (obecnie widoczne), (b) prawdopodobne; 4 — kociołek pseudokrasowy na wierzchołku; 5 — zakłębienia powierzchni wierzchołku; 6 — kierunki nachylenia stoku; 7 — kontury największego bloku *ex situ* (przewróconej ambony)

Fig. 2. Part of the western group of rocks in the reserve — caves on the background of distribution and location of rock forms

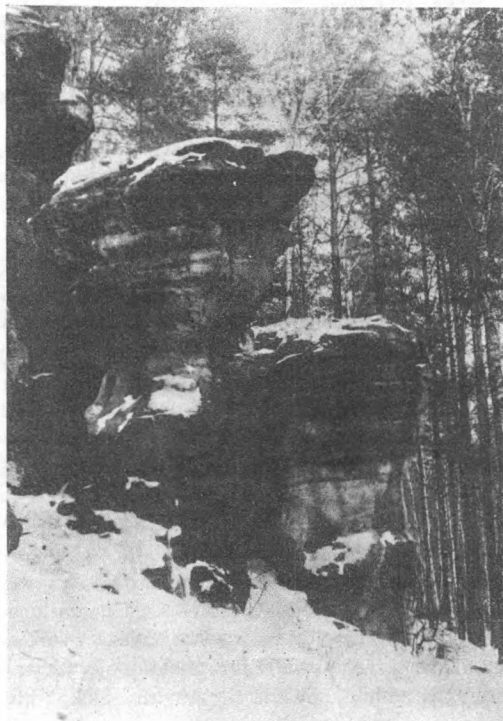
1 — maximum contours of rock forms in the upper parts of the rocks; 2 — minimum contours of rock forms (in the central and lower parts of the rocks); 3 — joint cracking (a) ascertained (currently visible), (b) probable; 4 — pseudokarst cauldron at the summit area; 5 — concavity of the summit area surface; 6 — directions of slope inclination; 7 — contours of the largest *ex situ* block (overturned pulpit)

lemice z L. Lindnerem J. Jersak (1976) sugerował starszy wiek skałek niekłańskich oraz brak związku rzeźby skałek z kierunkami geograficznymi.

W zachodniej grupie skałek Piekła niekłańskiego znajdują się dwie poziomo rozwinięte jaskinie: Jama Agi i Tomkowa Dziura (nazwy jaskiń, plany oraz dane pomiarowe pochodzą od autora). Tę grupę skałek, cechującą się najbogatszym (wśród skałek Piekła) urzeźbieniem, tworzy kilka ambon o wysokości 3–6 m oraz dwa grzyby skalne o wysokości 5–6 m, o wyraźnie zwężonych, miejscami silnie porożcinanych, podstawach (ryc. 1, 2). Są to formy przywierzchołkowe, powyżej których rozciąga się pokryta głębą prawie płaską powierzchnią wierzchołkową. Skałki te zbudowane są z jasno-beżowych, żółtawych, głównie średnioziarnistych piaskowców liasowych (seria ostrowiecka — Lin-

dner, 1972) o spoiwie krzemionkowo-ilastym lub krzemionkowym. Piaskowce w dolnych i środkowych częściach skałek są słabo, niewyraźnie uławiczone, natomiast w najwyższych ich częściach (przy górnych powierzchniach) — płytowe. Niezbyt regularnie pocięte są (prawie) pionowymi spekaniami, należącymi zwykle do dwu zespołów ciosu o kierunkach (azymutach): 20–40° oraz 120–140°.

Jaskinia Jama Agi ma trzy otwory wejściowe, zlokalizowane w cofniętej części podstawy jednej z ambon, po obu jej stronach (ryc. 2, fot. 1). Stanowi prawie prosty korytarzyk o długości (łącznie z wejściami) około 8 m. Korytarzyk ten, początkowo o wysokości sięgającej prawie 2 m, szybko zwęża się ku końcowi. Tomkowa Dziura znajduje się w ścianie szerokiej ambony. Składa się z trzech salek, z których dwie mają otwory wejściowe z zewnątrz oraz

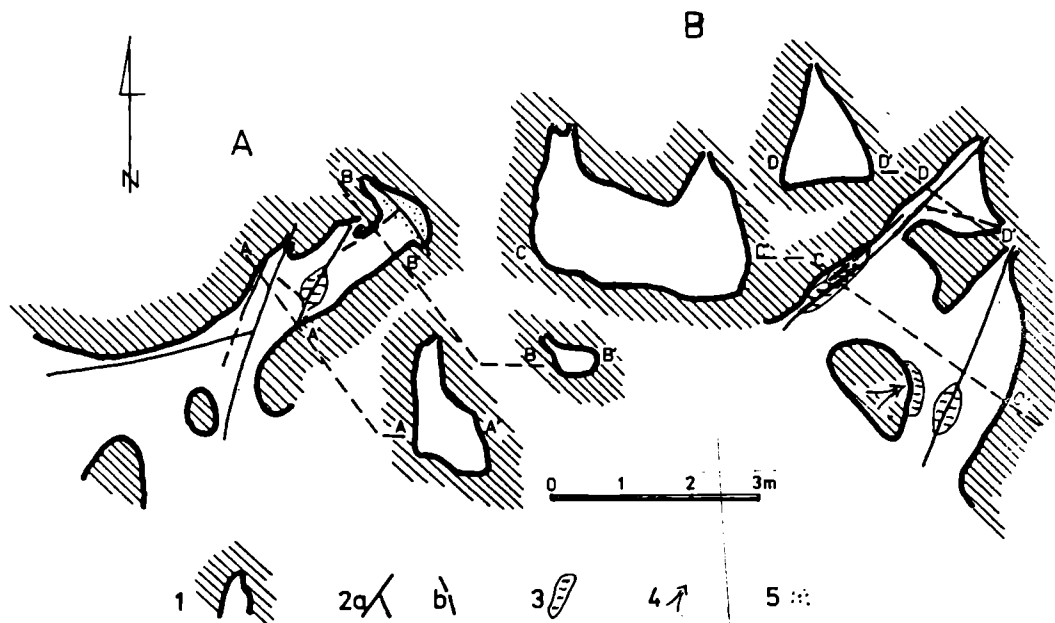


Fot. 2. Zachodnia grupa skałek w rezerwacie „Piekło pod Niekłaniem” w śniegu — fragment wschodni. W prześwicie „korytarza” między grzybem i amboną skalną widoczny otwór Tomkowej Dziury

Photo 2. Western group of rocks in the reserve „Piekło pod Niekłaniem” in the snow — eastern part. In the narrow gap of “corridor” between rock fungus and pulpit the entrance to the Tomkowa Dziura cave is visible

Fot. 1. Zachodnia grupa skałek w rezerwacie „Piekło pod Niekłaniem” w śniegu — fragment środkowy. Widoczne dwa otwory wejściowe Jamy Agi (prawy otwór ciemny, szczelinowy, lewy podświetlony światłem z trzeciego otworu)

Photo 1. Western group of rocks in the reserve „Piekło pod Niekłaniem” in the snow — central part. Two entrances opening into Jama Aga cave may be seen (right entrance dark, fissured, left entrance illuminated by light from a third opening)



Ryc. 3. Jaskinie Jama Aga (A) i Tomkowa Dziura (B) — elementy stropu i ścian

1 — kontury jaskiń i ich przekroje; 2 — spękania typu ciosowego (a) wyraźne, (b) mniej wyraźne; 3 — miejsca wycieku wód ze szczelin w ścianach i stropie oznaczone lodowymi polewaniami; 4 — kierunek spływu wód szczelinowych wzdłuż sedymentacyjnej powierzchni oddzielności w obrębie filara Tomkowej Dziury; 5 — strefa występowania nie zamarzających kropli wody

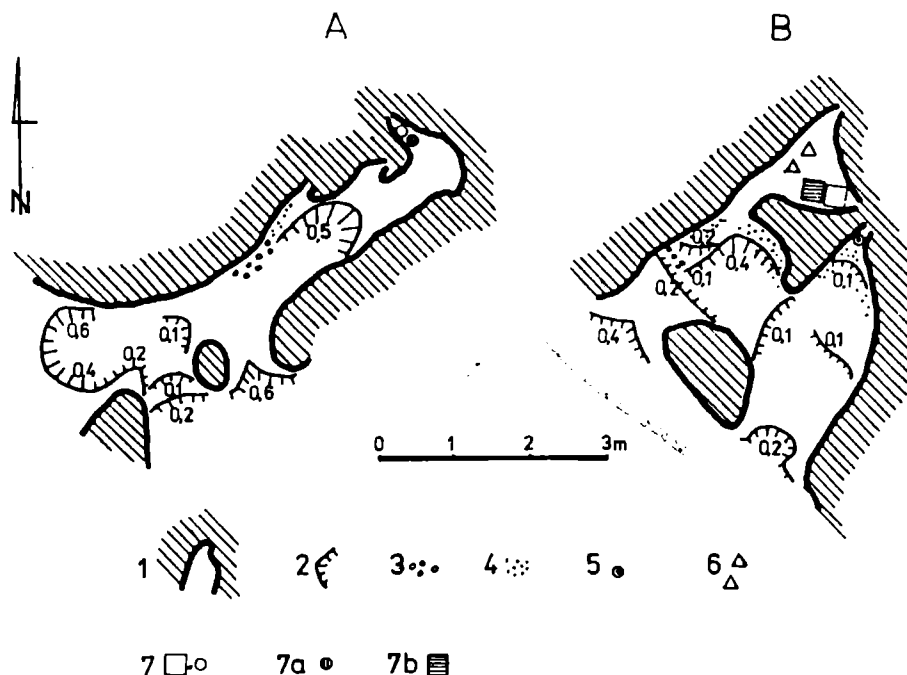
Fig. 3. Caves Jama Aga (A) and Tomkowa Dziura (B) — components of the roof and walls

1 — contours and cross sections of the caves; 2 — cracking of joint type (a) distinct, (b) less distinct; 3 — points of water drips from fissures in the walls marked by ice coatings; 4 — direction of flow of fissure water along sedimentation dividing surfaces in the area of the Tomkowa Dziura pillar; 5 — zone of occurrence of non-freezing water drops

krótki łączący je kanał (fot. 2). Trzecia salka położona jest za jedną z komór wejściowych i połączona z nią zaciskiem. Wysokość sałek sięga 1,5–2 m, łączna długość jaskini zaś wynosi 8 m (ryc. 3, 4, 5).

Główne pustki obu jaskiń, w tym cztery z pięciu otworów wejściowych, rozwinięte są wzdłuż szczelin ciosowych (ryc. 3) i stanowią formy powstałe przez wietrzeniowo-erozyjne ich poszerzenie. Ściany jaskiń mają zazwyczaj powierzchnie owalnie wygięte, rzadko — z wyjątkiem niektórych miejsc przecięcia ze spękaniem ciosowymi — o kątowych załamaniach.

W częściach przyotworowych jaskiń miejscami rozwinięte są struktury arkadowe (wzdłuż granic oddzielności poziomej, sedymentacyjnej) lub jamki. Najbardziej zewnętrzna strefa piaskowców w ścianach jaskiń jest słabo zwięzła, rozsypлива. Stwierdzona na podstawie półrocznych pomiarów (I połowa 1993 r.) wielkość samoczynnego opadania zwietrzliny piaskowców (na jednostkę powierzchni dna) w najgłębszych partiach jaskiń (ryc. 4) wynosiła od niewielkich liczb do 0,02 g/cm²*rok. Dane te nie mogą jednak być wykorzystane nawet do szacun-

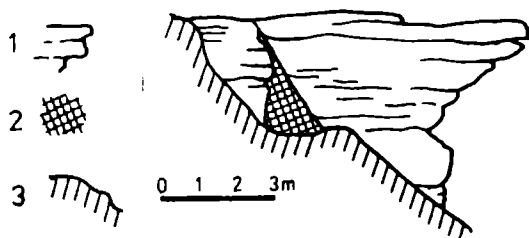


Ryc. 4. Jaskinie Jama Aga (A) i Tomkowa Dziura (B) — elementy spągu

1 — kontury jaskiń; 2 — prożki i wyraźniejsze załamania dna jaskini (z orientacyjną wysokością) (w m); 3 — dolki w miejscach okresowego kapania wody; 4 — mniej wyraźne (zniszczone) ślady kapania wody; 5 — kociołek wirowy w miejscu okresowego wypływu wód ze szczeliny; 6 — miejsce występowania okruchów skalnych na dnie; 7 — lokalizacja zbiorniczków na wodę i materiał opadający ze stropu i ścian, (a) zbiorniczek z największą ilością zwietrzliny, (b) zbiorniczek z największą ilością zebranej wody

Fig. 4. Caves Jama Aga (A) and Tomkowa Dziura (B) — floor components

1 — cave contour; 2 — cavities and more clear breaks in the cave bottom (with approximate height in m); 3 — depressions at points of periodic water drips; 4 — less distinct (obliterated) traces of water drips; 5 — eddy cauldron at a point of periodic waters inflow from a fissure; 6 — point of occurrence of rock fragments on the cave floor; 7 — location of reservoirs collecting water and material dropping from the roof and walls; (a) reservoir with the greatest quantity of detritus, (b) reservoir with the greatest quantity of collected water



Ryc. 5. Profil morfologiczny ambony skalnej z zachodnim wejściem do Jamy Aga

1 — kontury zewnętrzne i podstawowe rysy rzeźby skałki; 2 — otwór wejściowy jaskini; 3 — kontury stoku wzdłuż podnóża skałki

Fig. 5. Morphological profile of rock pulp from the western entrance to Jama Aga

1 — external contours and basic lines of rock configuration; 2 — cave entrance; 3 — contours of scarp along the rock toe

kowej oceny długości czasu powstawania jaskiń; pomiary trwają bowiem zbyt krótko, nie uwzględniają erozji dna, nie pozwalają na ocenę roli zjawisk ekstremalnych; ponadto możliwe były tylko w najgłębszych partiach jaskiń.

Spąg obu jaskiń tworzą piaskowce, miejscami pokryte mniejszą lub większą, zwykle nie przekraczającą grubości kilku centymetrów, pokrywą piasków zwietrzelinowych. Jedynie w głębszej komorze Tomkowej Dziury, poniżej szczeliny stropowej, leży kilka głazików piaskowców. Spąg obu jaskiń wykazuje stały, miejscami znaczny spadek w kierunku od najgłębszych części jaskiń do jednego z otworów wejściowych. Poza charakterystycznymi jamkami w miejscach kapania wody na spągu nie ma miejsc bezodpływowych (ryc. 4).

Niestety, zarówno spąg, jak i ściany jaskiń są stale niszczone (zadeptywane, żłobione) przez odwiedzających rezerwat skalny, co obniża ich walory estetyczne, a ponadto bardzo utrudnia obserwację naturalnych form rzeźby jaskiń.

Geneza jaskiń

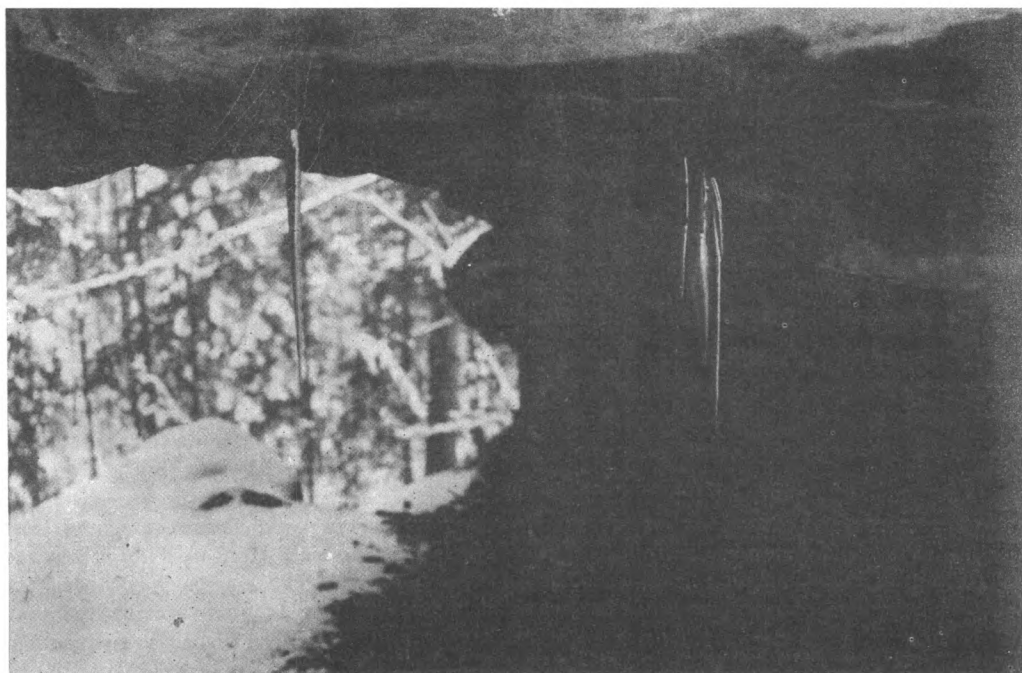
Analizując przyczyny powstania obu jaskiń, można postawić hipotezę, iż czynniki i procesy morfogenetyczne typowo zewnętrzne nie odgrywały wiodącej roli w powstaniu pustek jaskiniowych. Ze względu na swój charakter powodują bowiem w miarę równomierne cofanie się ścian skałek, w zależności od strefy mikroklimatycznej — dolnej, środkowej lub górnej części profilu morfologicznego skałki (Alexandrowicz, Brzeźniak, 1989). Powstawanie zagłębień, np. w wyniku zmienności litologicznej lub specyficznych cech tektonicznych, ogranicza się przestrzennie do strefy o podobnej intensywności działania tych procesów rzeźbotwórczych. W przypadku głębszych fragmentów obu jaskiń „Piekła pod Niekłaniem” można wykluczyć działanie insolacji, erozji eolicznej, bezpośredniej erozji wód opadowych (kropli deszczu) i wód płynących po powierzchni oraz założyć znacznie mniejsze zmiany temperatury i wilgotności niż na powierzchni. Podczas niedużych mrozów temperatura w końcowej części Jamy Agi nie spada poniżej 0°C. Zimą i latem ściany tej części jaskini są wilgotne. W partiach przyotworowych jaskiń wpływ tych czynników jest oczywiście większy. Znaczną rolę mogą tu odgrywać zwłaszcza oscylacje temperatury, powodujące zamrażanie i rozmrażanie wód infiltrujących szczelinami z góry oraz wód porowych.

Obserwacje przeprowadzone w omawianych jaskiniach wskazują, że głównym procesem powodującym ich rozwój liniowy jest podziemny przepływ wód. W przypadku skałek piaskowcowych typu Piekła mamy do czynienia z dwoma rodzajami krążenia wód: „powolnym” krążeniem wód porowych, descenzyjnych i (lub) kapilarnie podsiąkających z podłoża oraz „szybkim” spływem wód descenzyjnych (meteorycznych) wzdłuż powierzchni oddzielności typu ciosowego lub sedymentacyjnego. „Powolne” krążenie wód (roztworów) porowych i ich parowanie na powierzchni skałek warunkowane jest litologią (strukturami) osadu i stymulowane dopły-

wem wód oraz lokalną zewnętrzną temperaturą i wilgotnością. Przemiany chemiczne wewnątrz skałek oraz procesy wietrzenia ich powierzchni, powodowane przez migrację roztworów porowych, są tu prawdopodobnie podobne do obserwowanych w skałkach karpackich (por. Alexandrowicz, 1970, 1978; Alexandrowicz, Pawlikowski, 1982; Alexandrowicz, Brzeźniak, 1989). W przypadku Piekła niekłańskiego nie dochodzi jednak do znacznych wtórnych koncentracji mineralnych, a jedynie do utworzenia na powierzchni skałek cienkiej, stosunkowo słabo wyodrębniającej się powłoki cementacyjnej (opisanej przez Lindnera, 1972 jako „młodsza powłoka mineralna”). Jej fragmenty zachowały się głównie w środkowej i górnej części ścian. Dezintegracja (rozkład spoiwa) skały bezpośrednio pod powłoką jest jedyną z przyczyn niszczenia i ewolucji ścian skalnych. Procesy migracji roztworów zachodzą współcześnie, czego dowodem są drobne wytrącenia gipsu w dolnych częściach ścian skałek Piekła (siarczany mogą pochodzić z zanieczyszczeń powietrza lub też — co bardziej prawdopodobne, zważywszy na miejsce ich występowania — z pierwotnych źródeł w osadzie).

Znaczenie wietrzeniowe roztworów porowych w warunkach głębszych części jaskiń jest mniejsze niż w przypadku ścian zewnętrznych skałek. Wynika to z niewielkiego parowania powierzchniowego w panujących tu warunkach mikroklimatycznych (przy stosunkowo małych skokach temperatury i wyższej wilgotności). Z tego też względu w głębszych częściach jaskini brak nalotów siarczanowych na ścianach i powłoki cementacyjnej.

Wody „szybkiego” spływu szczelinowego wydają się głównym czynnikiem powodującym liniowy (skierowany w głąb masywu) i przestrzenny rozwój pustek jaskiniowych Piekła niekłańskiego. Na ich obecność i rzeźbotwórcze znaczenie wskazuje wiele dowodów bezpośrednich, takich jak: gromadzenie się wody w zbiornikach (umieszczonych w jaskiniach), ślady kapania, zimą polewy lodowe na ścianach przyotworowych części jaskiń (ryc. 3). Sugerują to również pośrednie przesłanki, np. kontynuacja wielu szczelin ciosowych od stropu skałek do dolnych ich partii, co pozwala na szybką infiltrację wód meteorycznych (ryc. 2, 5), czy też pochYLENIE SPĄGU jaskiń, umożliwiające wypływ wód na zewnątrz (ryc. 4). Wody szczelinowe powodują przede wszystkim fizyczne niszczenie skał, w mniejszym zaś chyba stopniu ich wietrzenie chemiczne. Wietrzenie



Fot. 3. Skałka w rezerwie „Piekło pod Niekłaniem” — strop niszy skalnej. Sople lodowe powstałe z wód przepływających prawie poziomymi szczelinami wzdłuż powierzchni nieciągłości sedimentacji

Photo 3. Rock form in the reserve „Piekło pod Niekłaniem” — roof of a rock niche. Icicles formed from waters flowing through almost horizontal fissures running along the surface of sedimentation discontinuities

fizyczne początkowo (przy minimalnym rozwarciu powierzchni nieciągłości) polega na mechanicznym wymywaniu spoiwa i drobniejszych frakcji skały (sufozja *sensu stricto* — por. Liszkowski, 1971). W miarę powiększania się pustych przestrzeni i ich powierzchni coraz większe znaczenie zyskuje proces wymywania i niszczenia całej struktury skały na powierzchniach otwierających się szczelin. Wietrzenie chemiczne powodowane jest przez wody mało zmineralizowane (szybko przenikające z powierzchni) lub zawierające związki pochodzenia glebowego (CO_2 , kwasy humusowe). Przebieg procesów chemicznych nie był tu dokładnie badany.

„Szybki” przepływ wód odbywa się nie tylko wzdłuż spekań ciosowych, ale także wzdłuż powierzchni oddzielności poziomej (ryc. 3). Lodowe sople i polewy wzdłuż linii przecięcia granic ławic i ścian skalnych, widoczne zimą zarówno w jaskiniach, jak i na ścianach innych skałek Piekła, świadczą o powszechności tego litologicznie warunkowanego przepływu (fot. 3). Sugerują też związek gene-

tyczny pomiędzy tym przepływem a powstawaniem jamek i struktur arkadowych, które powszechnie występują na przecięciu granic nieciągłości sedimentacyjnych z powierzchniami skałek (dyskusja o genezie tych form — patrz Alexandrowicz, 1970, 1978).

Wody szczelinowe, przedostając się do już wyerozowanych pustek jaskiniowych, spływają po ścianach, powodując ich dalsze niszczenie fizyczne (sufozja *sensu stricto*, erozja mechaniczna powierzchni, wietrzenie mrozowe w zewnętrznych partiach jaskiń) i chemiczne, bądź kapią bezpośrednio na dno (ryc. 4), wywołując jego erozję. Mimo krzemionkowego spoiwa, teoretycznie mało podatnego na działanie procesów fizycznego i chemicznego niszczenia, czynniki te doprowadzają do jego praktycznego rozkładu w przypowierzchniowej strefie ścian jaskiń.

Wody szczelinowe odpowiedzialne są też za poziomy (ściślej: pochyły) transport materiału zwietrzelinowego na zewnątrz jaskini (ryc. 4). Duże znaczenie w procesie erozji i transportu — zwłaszcza w pierwszym okresie poszerzania szczelin — od-

grywały prawdopodobnie rzadkie, ale gwałtowne lub obfite opady. Podczas takich opadów szczeliny w strefie skały leżącej poniżej górnej granicy stoku ospyiskowego (dolnej granicy skałek) mogły całkowicie zapełniać się wodą; na wysokości tej granicy tworzyło się wówczas chwilowe zwierciadło wód szczelinowych. Wymuszało to prawie poziomy przepływ wód dopływających do szczelin i ich wypływ w najniższych partiach skałek. Z tego względu dna otworów jaskiń położone są mniej więcej (z tolerancją $\pm 0,5$ m) na poziomie dolnej granicy skałek.

Zjawiskiem, które wspomaga erozyjną działalność wód w pustkach jaskiniowych jest grawitacyjne opadanie ziarn, miejscami zaś fragmentów skalnych. Interesującym efektem współdziałania obu tych procesów — oprócz jaskiń — jest niewielkie zapadlisko (o głębokości 0,8 m) pseudokrasowe, znajdujące się na wierzchołku powyżej skałek. Jego kształt wskazuje na dwa etapy rozwoju: starszy, zaznaczający się jako lejek o średnicy 1,8 m i słabo nachylonych brzegach, oraz młodszy, reprezentowany przez niedawno utworzony w obrębie lejka kocioł o pionowych ścianach. Zapadlisko związane jest z pustką jaskiniową obecnie jeszcze niedostępną.

Trzeba zaznaczyć, iż wcześniej, przed obnażeniem skałek, możliwy był inny przebieg procesów związanych z krążeniem wód podziemnych. Sugerują to fragmenty powłok mineralnych żelazisto-manganowych na skałkach Piekła, które pierwotnie mogły tworzyć się w obrębie niektórych szczelinowych stref złuzień (Lindner, 1972).

Wpływ erozji wodnej na rozwój morfologiczny skałek

Współcześnie rozwój jaskiń następuje wtedy, gdy liniśnie rozwijająca się podziemna erozja wodna wyprzedza wietrzeniowo-erozyjne cofanie się ścian skałek. Z kolei cofanie się ścian powoduje stałe niszczenie zewnętrznych części jaskiń i prawdopodobnie ich przebudowę w szczelinowo-korytarzowe (pozbawione stropu) pustki, dzielące poszczególne formy skałkowe. Te zaś stopniowo są poszerzane kosztem form skałkowych. Cykl rozwojowy, polegający na tworzeniu się form typu jaskiń i ich niszczeniu, może trwać już od pewnego czasu. Do takiego wniosku prowadzi analiza rozmieszczenia

form skałkowych i jaskiń badanej grupy skałek, zwłaszcza w sąsiedztwie Tomkowej Dziury (ryc. 2). Na przedłużeniu tych samych spękań ciosowych, na których rozwinięta jest ta jaskinia, oraz spękań do nich równoległych i prostopadłych utworzony jest kratowy układ szczelin-korytarzy (szerokości 1—2 m, a w częściach górnych skałek miejscami nie większej niż 0,5 m), dzielących masyw piaskowcowy na zespół kilku grzybów i ambon. „Korytarze” te pierwotnie musiały stanowić erozyjnie poszerzone szczeliny, a może nawet pustki typu jaskiń pseudokrasowych. Podziemna i naziemna linijna erozja wodna dostosowana do systemu spękań ciosowych prowadzi więc tu do rozczłonkowania masywu skalnego. Tym samym ma duży wpływ na rozmieszczenie skałek i główne cechy ich kształtu. Obecność zagłębienia pseudokrasowego dowodzi, że erozja podziemna może prowadzić do kształtowania rzeźby stoku i wierzchołki znacznie wcześniej niż w procesie morfogenezy czynniki typowo zewnętrzne (insolacja, wiatr, mróz, wodna erozja naziemna).

O znaczeniu podziemnego przepływu wód szczelinowych w procesie kształtowania rzeźby wierzchołki, wyższych części stoku oraz rozczłonkowaniu masywu, a także w transporcie materiału zwietrzelinowego pisał B. Dumowski (1961), analizujący te procesy w masywie Szczelińca.

Proces rozwoju morfologicznego skałek trwa od momentu ich obnażenia do chwili obecnej. Z tego też względu, nie negując udziału wiatrów w obnażeniu skałek Piekła oraz ich pierwotnym ukształtowaniu¹, trzeba stwierdzić, iż obecna forma zachodniej grupy skałkowej nosi cechy rzeźby poligenetycznej, kształtowanej przez okres ostatnich kilku tysięcy lat również przez inne niż eoliczne procesy rzeźbotwórcze. Najważniejszym z nich, kształtującym obecnie zasadnicze rysy grupy skałkowej (podział masywu piaskowcowego na bloki), jest rozwijająca się wzdłuż szczelin ciosowych erozja wodna podziemna i — często późniejsza — naziemna. Trudno określić horyzont czasowy tego procesu i odpowiedzieć na pytanie, czy odgrywał on znaczącą rolę już w okresie obnażania skałek, czy dopiero później. Kratowy, determinowany systemem ciosu układ skałek we wschodniej części omawianej

¹ Znaczenie erozji eolicznej przy obnażaniu skałek „Piekła pod Nieklaniem”, a także wielu innych skałek świetokrzyżkich nie ulega wątpliwości. Dowodów na udział wiatrów zachodnich w tym procesie dostarczają np. obserwacje skałek „Piekła Mirowskiego” i „Piekietka Szuckiego”.

(zachodniej) grupy skałkowej, najbardziej osłoniętej przed działaniem wiatrów zachodnich, może sugerować tu dużą aktywność szczelinowej erozji wodnej już we wczesnym okresie tworzenia się form skałkowych.

Literatura

- Alexandrowicz Z., 1970: Skałki piaskowcowe w okolicy Ciężkowic nad Białą. *Ochr. Przyr.*, 35: 281—333.
- Alexandrowicz Z., 1978: Skałki piaskowcowe zachodnich Karpat fliszowych. *Prace Geol. PAN Oddz. w Krakowie*, 113.
- Alexandrowicz Z., Brzeźniak E., 1989: Uwarunkowania procesów wietrzenia na powierzchni skałek piaskowcowych w wyniku zmian termiczno-wilgotnościowych w Karpatach fliszowych. *Folia Geogr., ser. Geogr.-Physica*, 21: 17—35.
- Alexandrowicz Z., Drzał M., Kozłowski S., 1975: Katalog rezerwatów i pomników przyrody nieożywionej w Polsce. PWN, Kraków.
- Alexandrowicz Z., Pawlikowski M., 1982: Mineral crusts of the surface weathering zone of sandstone tors in the Polish Carpathians. *Miner. Pol.*, 13 (2): 41—59.
- Alexandrowicz Z. i in., 1992: Waloryzacja przyrody nieożywionej obszarów i obiektów chronionych w Polsce. Wyd. PIG, Warszawa.
- Borek E., 1992: Jaskinie na terenie Popradzkiego Parku Krajobrazowego. *Inf. Popr. Parku Krajobr.*, 6: 29—32.
- Dumanowski B., 1961: Zagadnienie rozwoju stoku na przykładzie Gór Stołowych. *Czasop. Geogr.*, 32: 311—324.
- Inwentarz jaskiń beskidzkich. Część I—V. 1974—1986, PTTK — Speleoklub, Bielsko-Biała.
- Inwentarz jaskiń polskich Karpat fliszowych. Część VI. 1990, PTTK — Speleoklub, Bielsko-Biała.
- Jersak J., 1976: Geneza lessu wyżyn południowej Polski. *Biul. IG*, 297: 103—116.
- Klassek G., 1992: Podsumowania eksploracyjno-inwentaryzacyjne nr 3. *Zacisk* 10, s. 61—63.
- Kowalski K., 1954: Jaskinie Polski. T. 3. Warszawa.
- Kuźniar C., 1923: Rudy żelazne w okolicy Niekłania. W: *Spraw. z Pos. Nauk. PIG*, 5 a.
- Lindner L., 1971: Piekło — geneza i wiek skałek piaskowcowych góry Piekło oraz ich stosunek do pokrywy lessowej regionu świętokrzyskiego. W: *Przew. symp. „Czwartorzęd zachodniej części reg. świętokrzyskiego”*. Wyd. Geol., Warszawa, s. 60—64.
- Lindner L., 1972: Geneza i wiek skałek piaskowcowych góry Piekło koło Niekłania. *Acta Geol. Polon.*, 22 (1): 169—179.
- Liszkowski J., 1971: Filtracyjne deformacje utworów lessowych. *Biul. Geol. Univ. Warsz.*, 13: 87—127.
- Maciejak K., Maciejak K., 1991: Pseudokrasowe jaskinie w dolinie Drażnicy. *Karkonosz*, 5: 84—92.
- Massalski E., Kaznowski K., 1928: Piaskowcowe skałki góry Piekło koło Niekłania. *Ochr. Przyr.*, 8: 29—33.
- Mikuszewski J., 1975: Jaskinie w Beskidach Zachodnich. *Chron. Przyr. Ojcz.*, 5: 41—48.
- Urban J., Mochoń A., 1988: Pseudokarstphänomene im Heiligenkreutzgebirge (Mittelpolen). In: *3 Pseudokarst-symposium, Königstein. Kulturbund der DDR, Dresden*, s. 10—12.
- Urban J., Mochoń A., 1991: Pseudokras — definicja, rodzaje form i ich występowanie. *Kwart. Geol.*, 34 (4): 776—777.
- Vitek J., 1982: Typy pseudokrasových tvarů v pískovcích české křídové panve. In: *Geomorfologická konference, Univ. Karlova, Praha*, s. 201—214.
- Vitek J., 1983: Classification of Pseudokarst forms in Czechoslovakia. *Int. Journ. Speleol.*, 13: 1—18.

Jan Urban

PSEUDOKARST CAVES IN THE LIAS SANDSTONES OF „PIEKŁO POD NIEKŁANIEM”

Summary

In the region of the western group of sandstone rock formations in the reserve „Inferno under Nieklanie” (Lias of the north western perimeter of the Holy Cross Mountains) are to be found two modest sized pseudokarst caves. These caves have a length of about 8 m and virtually horizontal development. They have been formed due to erosion-weathering widening of fissures along the length of joint cracks. The principal factor causing weathering and erosion of the sandstones in the area of the caves, and also the carrying off of detrital materials, are the precipitation waters filtering through the fissures. It is most probable that significant importance in the process of development of the caves can be attributed to extreme precipitation. These observations lead to the conclusion that one of the basic factors deciding on the configuration and forms of the rocks described has been (and is) — alongside the wind erosion mentioned by other authors, also underground and ground level linear water erosion.

Jan Urban

LES CAVITÉS D'UN PSEUDO-KARST DANS LES GRÈS DU LIAS DE „PIEKŁO POD NIEKŁANIEM”

Résumé

Dans le secteur ouest d'une formation gréseuse de la réserve de „Piekle pod Nieklaniem” (dans le lias de la bordure nord-ouest des Holy Cross Mountains) se trouvent deux cavités dans un pseudo-karst. Les cavités en question ont chacune presque 8 m de long et un développement quasi-horizontale. Elles ont été créées à la suite d'un élargissement de fissures par désagrégation et érosion. Cette désagrégation et cette érosion dans le secteur des cavités ainsi que l'évacuation du matériel désagrégué sont dues principalement aux eaux de pluie qui s'infiltrent dans les fissures. Les précipitations intenses jouent un rôle important dans le processus de formation de ces cavités. Ces observations amènent la conclusion suivante: un des facteurs essentiels qui décident de l'emplacement et des formes de ces rochers, à part l'érosion éolique décrite précédemment par les auteurs, était et est toujours l'érosion linéaire due aux eaux souterraines et de surface.

SPRAWOZDANIA

XI Szkoła Speleologiczna oraz 2 Międzynarodowe Sympozjum Jaskiń Lodowcowych i Krasu Regionów Polarnych (Międzygórze — Velka Morava 10—16.02.1992)

Już po raz jedenasty w Sudetach, w dniach 10—16.02.1992 roku, odbyła się Szkoła Speleologiczna — międzynarodowa konferencja, organizowana przez Uniwersytet Śląski. Tym razem została przygotowana wspólnie z Universidad Politecnica de Madrid w Hiszpanii oraz Czeskim Towarzystwem Speleologicznym w Pradze. XI Szkoła Speleologiczna miała szczególny charakter, gdyż w tym samym czasie odbyło się również 2 Międzynarodowe Sympozjum Jaskiń Lodowcowych i Krasu Regionów Polarnych. Pierwsze tego rodzaju sympozjum odbyło się w Madrycie w 1990 roku i, jak się wydaje, na stałe weszło do kalendarza imprez organizowanych pod auspicjami Międzynarodowej Unii Speleologicznej (U. I. S.). Szkoła Speleologiczna od wielu już lat jest jedynym w swoim rodzaju interdyscyplinarnym forum naukowym, umożliwiającym wspólne kontakty przyrodników, chemików, fizyków i inżynierów, zajmujących się krasem oraz glaciologią.

W konferencji wzięło udział 61 osób, reprezentujących instytucje naukowe i dydaktyczne zajmujące się krasem, glaciologią i ochroną środowiska. Wśród uczestników było 25 gości zagranicznych z Hiszpanii, Włoch, Wielkiej Brytanii, Rosji, Czechosłowacji, Francji i Norwegii. Reprezentowali oni uniwersytety w Madrycie, Padwie, Turynie, Birmingham, Grenoble, Poznaniu, Wrocławiu i Katowicach, Politechnikę Wrocławską, Akademię Rolniczą we Wrocławiu, Instytuty Geograficzne Akademii Nauk w Moskwie i Brnie, Norweski Instytut Polarny w Troms, Instytut Oceanologii PAN oraz Czeskie Towarzystwo Speleologiczne. W obradach konferencji brali udział wybitni profesorowie kierujący

międzynarodowymi komitetami naukowymi, m.in.: Adolfo Eraso (International Working Group — Glacier Caves and Karst in Polar Regions — U. I. S.), Ugo Sauro (Study Group for Environmental Changes in Karst Areas — International Geographical Union), Pavel Bosak (Commission for Paleokarst and Speleochronology — U. I. S.), a także studenci geografii i geologii z Uniwersytetu im. A. Mickiewicza w Poznaniu i Uniwersytetu Śląskiego.

Tradycyjnie tematyka referatów koncentrowała się wokół najnowszych osiągnięć badań krasowych, krajowych i zagranicznych. Pierwszy dzień obrad konferencji poświęcony był zagadnieniom hydrologicznym i geomorfologicznym krasu. W trakcie konferencji nie zabrakło miejsca dla problemów ochrony środowiska krasowego, silnie przeobrażonego w centralnej części Europy. Strefa pogranicza polsko-czeskiego była szczególnym obszarem zainteresowania, dlatego konferencję zorganizowano po obu jego stronach, prezentując najistotniejsze problemy zagrożenia środowiska Masywu Śnieżnika Kłodzkiego w Sudetach. Jedną z sesji naukowych odbyła się w Jaskini Niedźwiedziej w Kletnie — największej jaskini regionu udostępnionej turystycznie. Jedno z posiedzeń tej sesji dotyczyło projektu utworzenia Śnieżnickiego Parku Krajobrazowego. Wziął w nim udział minister ochrony środowiska, zasobów naturalnych i leśnictwa prof. Stefan Kozłowski, który był gościem konferencji. Główny nacisk położono jednak na problematykę krasu regionów polarnych

* Katedra Geomorfologii, Uniwersytet Śląski, 41—200 Sosnowiec, ul. Będzińska 60

i zjawisk pseudokrasowych rozwijających się w lodowcach. Prezentowano najnowsze poglądy na funkcjonowanie cyrkulacji wód w lodowcach, podobnej do cyrkulacji w obszarach krasowych, oraz jej wpływ na dynamikę lodowców.

Do najważniejszych osiągnięć konferencji należy zaliczyć zacieśnienie i rozwinięcie międzynarodowej współpracy krasologów, speleologów oraz glaciologów w rozwiązywaniu najważniejszych problemów dynamiki i zmian zasięgu lodowców, tak istotnych w rozważaniach dotyczących globalnych zmian klimatu. Efektem tej współpracy są wspólne badania nad procesami glacialnymi, glaciokrasowymi i kriochemicznymi w obszarach współcześnie zlodowaczonych oraz opracowywanie oryginalnych metod badawczych, uwzględniających specyfikę badań interdyscyplinarnych. Dawano temu wyraz w referatach prezentowanych w trakcie konferencji oraz podczas obrad plenarnych International Working Group — Glacier Caves and Karst in Polar Regions. Roboczy charakter konferencji oraz towarzyszące jej spotkania mniejszych gremiów naukowych pozwoliły na szeroką dyskusję oraz podjęcie wielu interesujących inicjatyw badawczych o charakterze międzynarodowym. Rezultatem konferencji są opublikowane materiały *Proceedings of the 2nd International Symposium on Glacier Caves and Karst in Polar Regions* (Sosnowiec, 1992).

Program zajęć XI Szkoły Speleologicznej oraz 2 Międzynarodowego Sympozjum Jaskiń Lodowcowych i Krasu Regionów Polarnych

10.02.1992

Przejazd uczestników konferencji z Sosnowca do Międzygórza w Masywie Śnieżnika w Sudetach.

11.02.1992

Uroczyste otwarcie XI Szkoły Speleologicznej oraz 2 Międzynarodowego Sympozjum Jaskiń Lodowcowych i Krasu Regionów Polarnych (Alfred Jahn — honorowy kierownik naukowy Szkół Speleologicznych; Adolfo Eraso — Uniwersytet w Madrycie, Marian Pulina — Uniwersytet Śląski, Josef Rehak sen. — Czeskie Towarzystwo Speleologiczne).

Sesja naukowa pod przewodnictwem Andrzeja Kostrzewskiego z Uniwersytetu im. A. Mic-

kiewicza w Poznaniu i Ugo Sauro z Uniwersytetu w Padwie — *Geomorfologiczne i hydrologiczne zagrożenia krasu*:

Andrzej Rózkowski — *Czas przebywania wód podziemnych w szczelinowo-krasowym zbiorniku triasowym, Południowa Polska*.

Jan Leszkiewicz, Jacek Rózkowski, Andrzej Tyc — *Reakcja zwierciadła wód podziemnych poziomu jury górnej Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej na zasilanie roztopowe*.

Pavel Bosak — *Nowe dane do karstogenezy Czeskiego Karsu*.

Iwona Morawiecka, Peter Walsh — *Wstępne wyniki badań nad kominkami cylindrycznymi na podniesionych terasach morskich południowo-wschodniego półwyspu Anglii*.

Jacek Piasecki — *Warunki klimatyczne Doliny Kleśnicy i ich wpływ na mikroklimat Jaskini Niedźwiedziej*.

Vratislav Ouhrabka, Josef Rehak jun. — *Kras Kralickiego Śnieżnika*.

Józef Niewdana — *Zagrożenie jakości wód triasowych rejonu Olkusza w związku z przewidywanym zakończeniem eksploatacji kopalń rud*.

Wieczorem odbyło się spotkanie pod przewodnictwem Pavla Bosaka (Czeskie Towarzystwo Speleologiczne):

Adolfo Eraso, Federico Ballesta (film wideo) — *La Cueva de los Chorros. Una surgencia muy particular*.

Marian Pulina — *Dynamika wód w jaskiniach. Rio Mundo w Hiszpanii*.

Mirco Meneghel — *Włoska baza naukowa na Antarktydzie*.

Bernard Lefauconier — *Wybrane aspekty badań glaciologicznych na Spitsbergenie*.

12.02.1992

Sesja naukowa pod przewodnictwem Andrey Giazovsky'ego (Rosyjska Akademia Nauk w Moskwie) i Iona Ove Hagena (Norweski Instytut Polarny w Tromsø) — *Jaskinie w lodowcach i ich geneza*:

Adolfo Eraso — *Badania cyrkulacji subglacialnej, Lodowiec Grise Fiord, Ellesmere, Arktyka Kanadyjska*.

Madeleine Griselin — *W głębi małego polarnego lodowca*.

Giovanni Badino — *Numeryczne metody symulowania tworzenia się jaskiń lodowcowych — wyniki wstępne*.

Giovanni Badino — *Poglądy na złożoność jaskiń lodowcowych w świetle wyników obserwacji i modelowania.*

Marek Duliński, Jerzy Głazek — *Izotopowy zapis ostatniego interglacjału w stalagmicie z galerii Aranzadi w Jaskini Pierre Saint-Martin, Pireneje, Francja.*

Po południu odbyła się wycieczka do Doliny Kleśnicy i Jaskini Niedźwiedziej w Kletnie, wieczorem zaś zaprezentowano dwa filmy produkcji hiszpańskiej: *Expedition vasca 'Transgroenlandia 88' (100 anos despues de Nansen)* i *El glacier Perito Moreno en Patagonia. Ruptura hidraulica en 1988.*

13.02.1992

Sesja naukowa pod przewodnictwem Bernarda Lefauconier (Norweski Instytut Polarny w Tromsø) i Giovanni Badino (Uniwersytet w Turynie) — *Kras regionów polarnych.*

Bulat Mavlyudov — *Ewaporacja lodu w jaskiniach lodowcowych, Lodowiec Kangware, Południowy Tybet.*

Jacek Jania, Jacques Schroeder — *Rozwój wewnętrznego systemu drenażu w Lodowcu Hansa w świetle danych bilansu masy.*

Adolfo Eraso — *Wewnętrzna ablacja lodowców pod wpływem ruchu powietrza, analiza problemu i podstawowe obliczenia.*

Marian Pulina, Josef Rehak sen. — *Wybrane przykłady zjawisk i form krio-krasowych w lodowcach Spitsbergenu.*

S. Arkchipov, A. Glazovsky, P. Mayevsky, M. Moskalevsky, S. Whiteow — *Skład chemiczny śniegu i firnu z Amundsenissen i Lomonosov Fona, Svalbard.*

Wiesława E. Krawczyk — *Charakterystyka chemiczna wód krasowego systemu lodowca na przykładzie Lodowca Werenskiolda (SW Spitsbergen).*

Anne Gellatly — *Problemy interrelacji lodowce — klimat, północna i południowa Europa.*

W godzinach popołudniowych nastąpiło posiedzenie International Working Group of Glacier Caves and Karst in Polar Regions (U. I. S.). Wieczorem pod przewodnictwem Adolfo Eraso (Uniwersytet w Madrycie) odbyło się spotkanie, w trakcie którego zaprezentowano następujące referaty:

Luc Moreau — *Pustki na granicy lodowiec-skała na przykładzie Lodowca Argentiere w Alpach.*

Jerzy Głazek, Jan Rudnicki, Bogumił Wicik — *Nowe dane o krasie gipsowym w Dolinie Nidy (Środkowa Polska).*

Ugo Sauro — *Zjawiska krasowe w Dolomitach, oraz filmy video:*

Buchi Nell Acqua — Lodowiec Biały w Karakorum. Spele-ice — Islandia.

Saga under ice — Vatnajökull.

14.02.1992

Przejazd do Doliny Morawy w Czechach. Po obiedzie wycieczka w Dolinie Morawy i Jaskini Tvarožné Diry. Wieczorem odbyła się uroczysta kolacja dla uczczenia 50. rocznicy urodzin zasłużonego dla badań speleologicznych w jaskiniach lodowców Spitsbergenu Josefa Rehaka sen. (Czeskie Towarzystwo Speleologiczne).

15.02.1992

Terenowa sesja dotycząca zjawisk krasowych Kralickiego Śnieżnika. Wieczorem odbyła się generalna dyskusja konferencji oraz nastąpiło zakończenie XI Szkoły Speleologicznej i 2 Międzynarodowego Sympozjum Jaskiń Lodowcowych i Krasu Regionów Polarnych.

16.02.1992

Wyjazd uczestników konferencji.

XII Szkoła Speleologiczna (Łądek Zdrój 8—14.02.1993)

Organizatorzy

Katedra Geomorfologii — Uniwersytet Śląski
Współorganizator sesji terenowej — Naukowy Komitet Opiekuńczy Jaskini Niedźwiedziej w Kletnie.

Komitet Naukowy

Marian Pulina — Uniwersytet Śląski w Katowicach
Jerzy Głazek — Uniwersytet im. A. Mickiewicza w Poznaniu
Iwona Morawiecka — Uniwersytet Śląski w Katowicach.

Uczestnicy

W konferencji wzięło udział 78 uczestników, reprezentujących instytucje naukowe, badawcze i dydaktyczne z kraju i zagranicy. Wśród uczestników było 31 gości zagranicznych z Włoch (1), Hiszpanii (11), Szwajcarii (2), Norwegii (2), Rumunii (2), Wielkiej Brytanii (1), Kanady (1), Rosji (2), Czech (5), Kuby (2), Austrii (2), Słowenii (2). Reprezentowali oni uniwersytety w Madrycie, Padwie, Bergen, Oslo, Wiedniu, Montrealu, Greenwich, Poznaniu, Wrocławiu, Lublinie i Katowicach, Rosyjską Akademię Nauk w Petersburgu i Irkucku, Kubańską Akademię Nauk w Hawanie, Politechnikę Wrocławską, Akademię Rolniczą we Wrocławiu, Instytut Nauk Geologicznych PAN w Warszawie, Wyższą Szkołę Pedagogiczną w Częstochowie, Akademię Górniczo-Hutniczą w Krakowie, Instytut Badań Krasu w Postojnej, Instytut Speleologii im. E. Rakovitzky w Cluj, Zespół Jurajskich Parków Krajobrazowych w Dąbrowie Górniczej, Czeskie Towarzystwo Speleologiczne.

Wśród uczestników byli naukowcy kierujący międzynarodowymi organizacjami afiliowanymi przy UNESCO (U. I. S.): Adolfo Eraso (International Working Group — Glacier Caves and Karst in Polar Regions), Pavel Bosak (Commission for Paleokarst and Speleochronology).

Tematyka zajęć Szkoły

1. Zapoznanie się ze stanem badań nad krasem i ochroną środowiska krasowego Sudetów.
2. Szkolenie w zakresie nowych metod badawczych w krasie.
3. Prezentacja wyników badań z zakresu geomorfologii, hydrologii, hydrogeologii krasu, krikrasu i krasu regionów polarnych oraz ochrony obszarów krasowych.

Wyniki

Do najważniejszych osiągnięć konferencji należy zaliczyć zacieśnienie i rozwinięcie międzynarodowej współpracy krasologów i speleologów w rozwiązywaniu problemów funkcjonowania systemów krasowych z różnych stref klimatycznych. Efektem tej pracy są podejmowane wspólnie badania nad procesami krasowymi, glacialnymi, hydrologicznymi, hydrochemicznymi określonych obszarów oraz opracowywanie oryginalnych metod badawczych, uwzględniających specyfikę badań interdyscyplinarnych.

* Katedra Geomorfologii, Uniwersytet Śląski, 41—200 Sosnowiec, ul. Będzińska 60

Rezultatem konferencji będzie publikacja tomu materiałów konferencyjnych.

Program zajęć XII Szkoły Speleologicznej

8.02.1993

Przyjazd uczestników. Prace organizacyjne

9.02.1993

Oficjalne otwarcie Szkoły. Sesja naukowa — *Geomorfologia krasu, osady krasowe i metody badań krasowych* (przewodniczący prof. J. Głazek i prof. S.-E. Lauritzen);

J. Głazek i in. — *Paleozoiczny kras Sudetów*.

S. Cacoń, K. Mąkowski — *Deformacje skalne w Jaskini Niedźwiedziej: monitoring, analiza i interpretacja*.

J. Motyka i in. — *Morfologia kawern w triasowych skalach węglanowych na monoklinie Śląsko-Krakowskiej*.

S. Šebela — *The influence of tectonic zones on cross section formation in the Predjama Cave*.

H. Hercman — *Zastosowanie datowań izotopowych nacieków do rekonstrukcji środowiska na przykładzie Tatr*.

J. Głazek i in. — *Wpływ krasu na rozwój dolin tatrzańskich*.

P. Walsh, I. Morawiecka — *A palaeokarst of probable Kainozoic age preserved in Cambrian marble, Anglesey, North Wales*.

A. Mihevc — *Preliminary results of micrometric measurements from some Slovenian caves*.

J. Głazek — *Rozwój krasu gipsowego Poniżnia*.

Po południu odbyła się demonstracja terenowego sprzętu do badań krasowych oraz projekcje przezroczy (P. Walsh — *Demonstration of 3D slide projection*; A. Eraso i studenci z Hiszpanii — *Tatuk audiovisual*; P. Walsh — *Aspects of tower karst geomorphology in S. China*; Magiera — *Kamienny las w Chinach*).

10.02.1993

Sesja naukowa — *Działalność człowieka w środowisku krasowym, ochrona środowiska krasowego* (przewodniczący prof. S. Kozłowski, dr A. Skalski): A. Eraso, J. Trzciński, A. Castillo — *Sink-hole collapses and gypsum karst in Cambrian Platform of East Siberia*.

J. Kopecky, S. Cacoń — *Present day of study on pseudokarst relief of the Broumov Landscape Park*.

A. Rózkowski — *Karst aquifer of the Cracow-Wieluń Upland and problems of its protection*.

A. Tyc — *Problemy ochrony źródeł Wyżyny Śląsko-Krakowskiej*.

J. Rehak sen., V. Ouhřabka, J. Rehak jun. — *Results of the new geological and hydrogeological investigations in the Morava Valley*.

A. Skalski — *Problemy ochrony jaskiń i ekosystemów podziemnych w Polsce*.

Po południu odbyła się prezentacja filmów wideo (J. Schroeder — *Spitsbergen '92*; P. Głowacki — *Wyprawa na Ziemię Franciszka-Józefa*; K. Bąk — *XI Szkoła Speleologiczna*).

11.02.1993

Sesja terenowa w Jaskini Niedźwiedziej (przewodniczący dr J. Piasecki).

Wieczorem odbył się pokaz przezroczy (J. Trzciński — *Siberia, Siberia — karst and other processes*; S. Šebela, A. Mihevc, A. Tyc — *Dinaric karst*; B. Onac, S. Constantin — *Karst in Romania*).

12.02.1993

Sesja naukowa — *Kras regionów polarnych* (przewodniczący prof. A. Eraso, prof. J. Trzciński):

M. Pulina — *Kras gipsowy*.

S.-E. Lauritzen — *Hydrological and morphological aspects of the Hilmarfjellet karst, Sorkapland, Spitsbergen*.

J. Schroeder — *Why caving inside glaciers?*

M. Hartl, W. Schöner — *Jökulhlaup of the Goesvatnet (SW Spitsbergen)*.

Po zakończeniu sesji referatowej uczczono pamięć zmarłego doc. dr. hab. Jana Rudnickiego, członka Polskiej Grupy Roboczej Komisji Environmental Changes in Karst Areas.

Po południu odbył się pokaz przezroczy (J. Rehak — *10 minut ze Spitsbergenu*; A. Tyc — *Kras Durmitoru*; J. Kopecky — *Broumouške Steny*).

13.02.1993

Sesja naukowa — *Karst hydrology, hydrochemistry and hydrogeology* (przewodniczący prof. A. Rózkowski, prof. J. Schroeder):

J. R. Fagundo, M. Pulina et al. — *Hydrochemistry of the tropical karst of Cuba*.

J. E. Rodrigez Rubio — *Hydrodynamic particularities of Zapata's Basin. An example of the tropical karstic plain of Cuba.*

J. Różkowski — *Dynamika zmian odpływu źródeł szczelinowo-krasowych w zlewni Rudawy — ich udział w lokalnym przepływie wód podziemnych.*

M. Pledel — *Underground drainage study of the Sorbas gypsum basin.*

Po południu odbyła się wycieczka uczestników do Kłodzka, a także nastąpiło uroczyste zakończenie XII Szkoły Speleologicznej.

14.02.1993

Wyjazd uczestników do Sosnowca i Katowic.



LA CHAUX-DE-FONDS SWITZERLAND

1st CALL FOR PARTICIPATION

12th International Congress of Speleology and "6^e Colloque d'hydrologie en pays calcaire et en milieu fissuré"

(6th Conference on Limestone Hydrology and Fissured Aquifers).

La Chaux-de-Fonds (Neuchâtel, Switzerland)

August 10 – 17, 1997



Organization

- Swiss Speleological Society
- Swiss Academy of Sciences, Speleology Commission
- Center of Hydrogeology, University of Neuchâtel, Switzerland
- Geology laboratory, University of Franche-Comté, Besançon, France
- Prehistory Semingr, University of Neuchâtel
- The Town of La Chaux-de-Fonds

Which Congress ?

The 12th International Congress of Speleology will take place in La Chaux-de-Fonds (canton of Neuchâtel, Switzerland), heartland of the watchmaking industry, a town of 40,000 inhabitants located in the karst of the Jura mountains.

■ The main guidelines in the preparation of this congress are:

- to bring together cave explorers and scientists.
- to organize a regional attraction for the general public.
- to do everything possible to turn the International Congress back into the four yearly speleological get together event it should be.

The congress itself, the associated general meetings, and UIS commissions, will be held in the city college building or within 2 miles of that central location. Most of the lodging and camping will also be located in that area. Access by train, road or even by special flights from Geneva or Zurich airport will be arranged depending on the needs.

Scientific Program

The congress backbone will consist of a rich program covering all the aspects of speleology and karst study. Every one is called to present his / her discoveries in caves, karst, or other related fields of study in form of an oral or a poster presentation. Workshops and public round tables will be organized to allow everyone to share his / her experiences. Oral presentations, posters, workshops and round tables will be grouped in sessions for which themes will be defined in order to facilitate discussions and exchanges. Some of the themes defined in the various fields linked to speleology can already be named: in the geomorphology session: "Karstic Fill and Paleoclimates", "Speleogenesis of the Large Alpine Systems"; in the exploration speleology session, "Exploration in Tropical Areas", "Alpine Speleology"; in the topography and techniques session: "Under-

ground Topography: What's new?", "Cave Diving Techniques"; in the archeology session: "Man and Caves: 200,000 years of Dialogue", etc. ... The biospeology session will emphasize bat studies.

All the "Hydrogeology" part of the Congress will be integrated into the traditional "6^e Colloque d'hydrologie en pays calcaire et en milieu fissuré" organized for the 6th time by the Universities of Neuchâtel and Besançon. A couple of themes have already been defined: "Hydrogeological Behavior of Karst Aquifers" and "Use of Speleological Observations and Measurements to the Karstic Hydrogeology".

A more regional symposia will treat, through conferences, expositions and excursions, the various aspects of the karst and speleology in the Jura mountain, the area in which the Congress will take place.

Excursions and Camps

One day dedicated to field trips will be included in the Congress in order to allow the participants to leave the conference rooms.

Before the Congress (from July 27) and after (until August 30) scientific excursions and camps will be organized in Switzerland and across the border: Sieben Hengste, Hölloch, Jean-Bernard, Parmelan, Dent de Crolles, Franche-Comté, Slovenian Karst and many other systems and well known regions will be waiting for you...

During the Congress, tired participants and companions will have the opportunity to take underground breaks during the day (or the night).

Attractions

- Opening gala and closing banquet for everyone.
- Multi-media festival August 7 – 9 as an introduction to the congress.
- Howdy party in a pure Swiss style (food and attractions) for everyone to get to know other cavers.
- Diverse program for participants and companions featuring: touring excursions, competitions and exhibitions, meeting places with live music, etc.
- In addition to the usual gear and book selling booths on the congress site, specific exhibitions will be featured throughout the town:
 - Speleology and biospeology at the Natural History Museum;
 - Cave paintings and engravings at the Museum of Fine Arts;
 - Cave books and documents at the Documentation Center of the U.I.S.-S.S.S located in the town's library.
- Pass to the regional museums: The International Clockwork Museum in La Chaux-de-Fonds, Archeology and Ethnography Museum in Neuchâtel, Underground Water Mills in Le Locle.

Food, Lodging and Transportation

- Lodging is planned to accommodate all participants (approximate fees per person and per night in Swiss Francs): Camping, dormitory (10 to 25), Guest room (25 to 50), hotel room (single 60 to 140, double 40 to 110).

- Food service is planned for the lunches at the congress site for 7 to 10 SFR. Other meal arrangements will be available in the 89 restaurants in town. It will also be possible to cook (barbecue) your own meals at the campground.
- A pass to the town's public transportation services will be available during the Congress.
- A children's day care service is also planned.

Registration

The registration fees for participants will be about 120 SFR.

- Prices for the extras will be announced in the second call for the Congress.
- Only those who will have returned the pre-registration form below, will receive the second call brochure in early 1996, which will allow their firm booking.
- Congress address: Sublime, P.O. Box 4093, CH-2304 La Chaux-de-Fonds, Switzerland
- Pre-registration is possible through the Internet to: <http://www.unine.ch/UIS97/>
- E-mail: congress.uis97@chyn.unine.ch

Calendar

- Pre-registration as soon as possible in order to receive the second call for participation with the congress program (by returning the form below)
- Second call brochure for the Congress with complete information and firm registration form will be available March 1996
- Deadline for abstracts of the announced presentations: June 30, 1996.

Pre-Registration form to return
as soon as possible to:
Sublime, P.O. Box 4093,
CH-2304 La Chaux-de-Fonds, Switzerland

LAST NAME: _____

First name: _____

Address: _____

Speleological Affiliation: _____

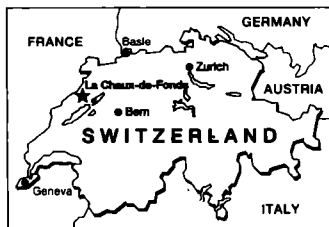
Institution: _____

I intend to submit a presentation: ☐ YES ☐ NO

Theme: _____

Other contributions (slide show, film, exhibition, etc.): _____

Personal suggestions: _____



Copyright © 1996
by Wydawnictwo Uniwersytetu Śląskiego
Wszelkie prawa zastrzeżone

ISSN 0208-6336

ISSN 0137-5482

Projekt okładki i strony tytułowej

GERARD LABUS

Redaktor

BARBARA TODOS-BURNY

Redaktor techniczny

ALICJA ZAJĄCZKOWSKA

Korektor

WŁODZIMIERZ DOBRZAŃSKI

Wydawca (Editor)

WYDAWNICTWO UNIwersYTETU ŚLĄSKIEGO
UL. BANKOWA 12B, 40-007 KATOWICE

Wydanie I. Nakład: 500+50 egz. + 25 nadb. Ark. wyd. 14,5.
Ark. druk. 8,5 + 4 wklejki. Przekazano do składu w listopadzie
1995 r. Podpisano do druku w maju 1996 r. Papier offset
III kl. 80g. 70 × 100.

Zam. 577/95

Cena 8 zł

Drukarnia Uniwersytetu Śląskiego
ul. 3 Maja 12, 40-096 Katowice

Kras i speleologia. T. 8 (XVII)

pod redakcją Mariana PULINY

Wykaz ważniejszych błędów dostrzeżonych w druku

Strona	Wiersz		Jest	Powinno być
	od góry	od dołu		
24 31	fig. 7 tab. 1		1000 yS/cm Area (m ²)	1000 μS/cm Area (10 ³ m ²)

Cena 8 zł

ISSN 0208-6336
ISSN 0137-5482