



UNIWERSYTET ŚLĄSKI KATOWICE 1993

Kras i speleologia



tom 7 (XVI)

Kras i speleologia

tom 7 (XVI)

UNIwersYTET ŚLĄSKI KATOWICE 1993

Kras i speleologia

tom 7 (XVI)

REDAGUJE ZESPÓŁ (EDITORIAL BOARD)
STANISŁAW DŻULYŃSKI, JERZY GLAZEK
RYSZARD GRADZIŃSKI, ALFRED JAHN
(Przewodniczący — President)
VLADIMIR PANOS, MARIAN PULINA
JAN RUDNICKI

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

RECENZENT (REVIEWER)
ANDRZEJ KOSTRZEWSKI

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

Jacek MOTYKA, Antonio PULIDO-BOSCH, Marian PULINA: Wybrane problemy hydrologii i hydrogeologii krasowej w ska- łach węglanowych	7
Andrzej RÓŻKOWSKI: Peryglacialne wody w poziomie wapienia muszlowego w południowej Polsce	23
Andrzej GOLIĄSZ, Andrzej KRYZA, Jacek MOTYKA, Marek SZUWARZYŃSKI: Charakterystyka hydrogeologiczna sieci szczelin i kawern w węglanowych skałach triasowych z okolic Chrzanowa	31
Jan LESZKIEWICZ, Jacek RÓŻKOWSKI, Andrzej TYC: Reakcja zwierciadła wód podziemnych poziomu górn jurajskiego w po- łudniowej części Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej na zasil- anie roztopowe	43
Józef NIEWDANA: Zagrożenie jakości wód triasowych rejonu Olku- sza w związku z przewidywanym zakończeniem eksploatacji kopalń rud	57
Jacek MOTYKA, Jan PRAŻAK, Zbigniew ZAPAŁA: Strefowość zjawisk krasowych w kamieniołomie „Trzuskawica” i w jego oto- czeniu (Góry Świętokrzyskie, rejon kielecki)	64
Iwona MORAWIECKA: Paleokras plejstocenijskich teras nadmor- skich na południowo-zachodnim półwyspie Anglii. Wyniki wstępne	79
Jan M. WAGA: Geneza Jaskini Komonickiego w Beskidzie Małym	92

Contents

Jacek MOTYKA, Antonio PULIDO-BOSCH, Marian PULINA: Selected problems of karst hydrology and hydrogeology in car- bonate rocks	7
Andrzej RÓŻKOWSKI: Periglacial waters within the Muschelkalk aquifer in southern Poland	23
Andrzej GOLIĄSZ, Andrzej KRYZA, Jacek MOTYKA, Marek SZUWARZYŃSKI: Hydrogeological characteristics of the net of fissures and caverns in carbonate Triassic rocks in the vicinity of Chrzanów	31

Jan LESZKIEWICZ, Jacek RÓŹKOWSKI, Andrzej TYC: Response of an underground water horizon of the Upper Jurassic water level of the Cracow—Częstochowa Upland to melt water charge	43
Józef NIEWDANA: Threat of Triassic water quality deterioration as a results of planned closing of ores mines in the Olkusz region .	57
Jacek MOTYKA, Jan PRAŻAK, Zbigniew ZAPAŁA: Zonality of karst phenomena in the „Trzuskawica” quarry and its vicinity (the Świętokrzyskie Mts., Kielce region)	64
Iwona MORAWIECKA: Palaeokarst phenomena in the Pleistocene raised beach formations of the South West Peninsula of England. Preliminary report	79
Jan Maciej WAGA: Genesis of the Komoniecki Cave in the Beskid Mały.	92

Table des matières

Jacek MOTYKA, Antonio PULIDO-BOSCH, Marian PULINA: Problèmes choisis de l'hydrologie et de l'hydrogéologie karstiques dans les roches carbonatées	7
Andrzej RÓŹKOWSKI: Les eaux périglaciaires au niveau du Muschelkalk en Pologne Méridionale	23
Andrzej GOLIASZ, Andrzej KRYZA, Jacek MOTYKA, Marek SZUWARZYŃSKI: Caractéristique hydrogéologique des réseaux de fissures et de cavités dans les roches carbonatées triassiques de la région de Chrzanów	31
Jan LESZKIEWICZ, Jacek RÓŹKOWSKI, Andrzej TYC: Réaction de la nappe d'eaux souterraines du niveau du Jurassique supérieur dans la partie S du Haut-Plateau de Cracovie—Częstochowa à l'alimentation par fonte des neiges	43
Józef NIEWDANA: Menace de la qualité des eaux triassiques de la région d'Olkusz par suite de l'achèvement envisagé de l'exploitation des mines de minerais	57
Jacek MOTYKA, Jan PRAŻAK, Zbigniew ZAPAŁA: Zonalité des phénomènes karstiques dans la carrière „Trzuskawica” et son voisinage (Montagnes de la Sainte-Croix, région de Kielce) .	64
Iwona MORAWIECKA: Paléokarst des terrasses maritimes pléistocènes dans la partie S-W de la péninsule de l'Angleterre. Résultats préliminaires	79
Jan Maciej WAGA: Génèse de la Grotte de Komoniecki dans les Petites Beskides	92

Wybrane problemy hydrologii i hydrogeologii krasowej w skałach węglanowych

Treść: Omówiono niektóre aspekty hydrogeologii krasowej, takie jak niejednorodność skał węglanowych czy pojęciowy model ośrodka krasowego. Przedstawiono również wybrane, pośrednie metody badań nad wodonością krasowym, przede wszystkim analizę hydrogramów źródeł i wyników próbnych pompowań.

Wstęp

Skały węglanowe stanowią 5% litosfery (Clark, 1924) i około 15% objętości skał osadowych (Ham, 1962), zajmując przy tym blisko 10% powierzchni kontynentów (Mangin, 1984), ale już pod przykryciem skał niekrasowych, głównie osadów luźnych, najczęściej trzecio- i czwartorzędowych, zajmują wielokrotnie większe powierzchnie. Tak jest między innymi na terytorium Polski, gdzie wychodnie tych skał szacuje się na 2,5%, a pod pokrywą skał kenozoicznych stanowią około 1/5 obszaru naszego kraju (Głazek, Gradziński, Pulina, 1982). W wielu obszarach dominują wapienie i doloimity. Dobrym przykładem są europejskie rejony śródziemnomorskie, leżące głównie w obrębie fałdowań alpejskich. Należą do nich również liczne masywy czy platformy mezozoiczne, położone poza łukiem alpidów. W starych platformach i masywach, pochodzących z orogenezy kałedońskiej i hercyńskiej, spotyka się serie zmetamorfizowanych skał węglanowych.

Specyfika zjawisk krasowych wyraża się między innymi w tym, iż w obszarach tych, pozbawionych wód powierzchniowych, istnieją zazwyczaj zasobne zbiorniki wód podziemnych o wodach bardzo dobrej jakości. Wywołuje to duże zainteresowanie hydrologów, a ostatnio i hydrogeologów wobec licznych

odkryć i eksploatacji bogactw mineralnych w obszarach krasowych. W warunkach polskich górnictwo cynkowo-olowiowe wiąże się z silnie zawodnionymi złożami rud występujących w spękanych i skrasowiakach skałach węglanowych triasu regionu śląsko-krakowskiego. Eksploatacja tych złóż i wynikające z niej zagrożenia wodne kopalń, jak również możliwość wyzyskania wód kopalnianych do celów pitnych i przemysłowych są uwarunkowane dobrym rozpoznaniem wodoności triasowego (Rózkówski, Wilk, 1980). W wielu krajach obserwuje się wśród inżynierów brak znajomości istoty zjawisk krasowych — szczególnie tam, gdzie skały krasowe występują pod przykryciem skał młodszych, a zostały dopiero niedawno odkryte. Prowadziło to do nieudanych projektów i stwarzało zagrożenia dla środowiska krasowego. Większość tych zagrożeń dotyczy nadmiernego szczyptywania wód podziemnych oraz ich zanieczyszczenia. Problemy te są szczególnie istotne dla obszarów Wyżyny Śląsko-Krakowskiej (Rózkówski, Kropka, Rubin, Witkowski, 1989).

Początki hydrologii krasowej sięgają czasów greckich i rzymskich, ale nowoczesny etap badań przypada na pierwsze lata naszego stulecia i związany jest z takimi badaczami, jak: A. Grund (1903), F. Katzer (1909) i J. Cvijič (1918). Pierwsi dwaj autorzy prowadząc badania w krasie dynarskim,

* Jacek Motyka, Zakład Hydrogeologii i Geologii Inżynierskiej i Górniczej, Akademia Górniczo-Hutnicza, 30-059 Kraków, Al. Mickiewicza 30

Antonio Pulido Bosch, Departamento de Geodinámica, Universidad de Granada, 18071-Granada, Avenida Fuente Nueva, S/N, España

Marian Pulina, Katedra Geomorfologii, Uniwersytet Śląski, 41-200 Sosnowiec, ul. Będzińska 60

doszli do przeciwnych wniosków. A. Grund stwierdził obecność lustra wód krasowych, a F. Katter — występowanie niezależnych stref odwodnienia. J. Cvijić wydzielił trzy pionowe strefy hydrogeologiczne w masywach krasowych. Prace te wywołały międzynarodową dyskusję dotyczącą specyfiki zalegania i krążenia wód w obszarach krasowych. W tej dyskusji odnotować należy prace E. Martela (1921) i O. Lehmana (1932), wskazujących obszary pozbawione lustra wód krasowych, oraz A. Swinnerton (1932), którego klasyfikacja stref hydrogeologicznych przetrwała do dzisiaj.

Potrzeby praktyczne przyczyniły się do powstania wielu prac, w których szacowano między innymi wielkości zasobów wód krasowych, w szczególności dynamicznych, okres odnawialności wód i związane z tym metody określania wieku wód, szybkości cyrkulacji. Tradycyjnie pracowano nad zbadaniem geometrii zbiorników krasowych i charakteru ich zalegania. W ostatnich latach „modne” stało się modelowanie zarówno „fizyczne”, jak i „statystyczne”. Ukazują się coraz liczniejsze publikacje oparte często na wyrafinowanych metodach analiz spektralnych hydrogramów źródeł czy poziomów piezometrycznych. Niektóre z tych problemów, ważne dla polskich hydrologów, będą omówione w niniejszym artykule. Odnotujmy jeszcze kilka podręczników z hydrologii krasowej: Bakalowicz, 1979; Bögli, 1980; Castany, 1963; Bonacci, 1987; Ford, Williams, 1989; Sokołow, 1962; White, 1988.

Niejednorodność hydrauliczna skał skrasowiałych

Osobliwą cechą skał skrasowiałych stanowi obecność w nich skomplikowanego systemu dróg przepływu wody podziemnej. Wynika to z faktu, że krasowy zbiornik wód podziemnych jest zlokalizowany w różnych pod względem geometrii porach, szczelinach czy formach krasowych, które są z sobą połączone. Opory hydrauliczne w tych konduktach różnią się między sobą — z tym jednak, iż można wydzielić obszary różniące się wielkością tych oporów (Király, 1975).

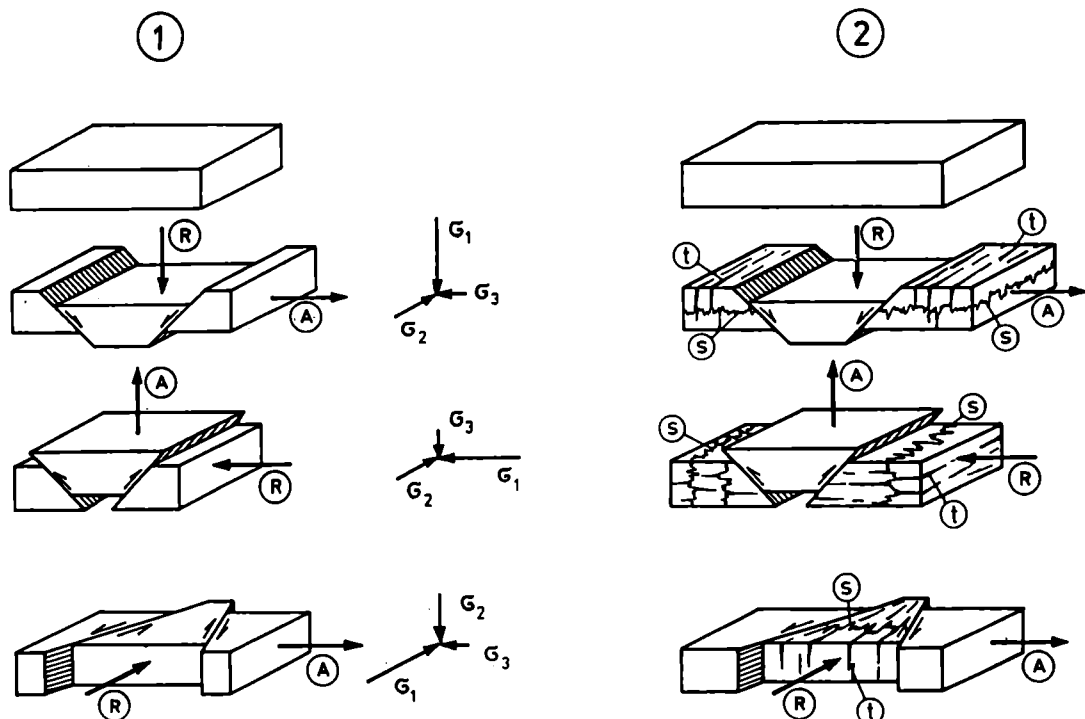
Wyniki mikroskopowych badań porów w skałach węglanowych dowiodły, że tworzą one środowisko bardzo heterogeniczne ze względu na bogactwo zarówno ich form geometrycznych, jak i rozkładu w skale. Niemniej jednak, z uwagi na znikome wymiary porów, można przyjąć, że w skali masywu skał skrasowiałych stanowią one środowisko względnie homogeniczne, w którym obowiązuje liniowe

prawo przepływu Darcy'ego. Opory hydrauliczne porów są największe w porównaniu z oporami przepływu w szczelinach lub kanałach krasowych, ale ich względny, objętościowy udział w masywie skalnym jest duży, sięgający kilku do kilkunastu procent. Stąd też przestrzeń porowa może być w niektórych skałach węglanowych zasobnym magazynem wód podziemnych (Motyka, 1988).

Szczeliny tworzą sieć pustek zorientowanych w przestrzeni i dlatego ruch przepływającej w nich wody podziemnej ma również kierunek zgodny z ich biegiem. Masyw skalny jest podzielony szczelinami na różnowymiarowe, mieszczące się jedne w drugich, bloki, których granicami są szczeliny i spękania o różnej długości i szerokości rozwarcia oraz różnych kierunkach. Z całej gamy spękań, od milimetrowych do kilometrowych, najbardziej interesujące dla hydrogeologa są te, które w ostatnich okresach swej historii geologicznej znajdowały się w strefie naprężeń rozciągających. Są to bowiem spękania otwarte, drożne dla przepływu wody podziemnej. O pozycji elipsoidy naprężeń prócz kierunków i upadów płaszczyzny spękań informują także mikrostruktury towarzyszące, takie jak stylolity i spękania kompresyjne (ryc. 1).

Przepuszczalność szczelin mieści się w bardzo szerokich granicach i zależy od trzeciej potęgi szerokości ich rozwarcia (Lomize, 1951; Wittke, Louis, 1968). Stąd wniosek, że czynnikiem determinującym przepuszczalność szczeliny jest w zasadzie jej szerokość rozwarcia, a inne elementy geometrii spękań, takie jak ich szorstkość, klinowatość, krętość czy nieprawidłowość formy, mają podrzędne znaczenie (Lomize, 1951). Ogólnie przyjmuje się, że w szczelinach woda podziemna porusza się z liniowym prawem przepływu Darcy'ego, ale ze względu na wyraźną orientację szczelin w przestrzeni ich przepuszczalność traktuje się w niektórych modelach spękanego masywu skalnego jako tensor. Mimo że szczeliny są rozmieszczone mniej więcej równomiernie w spękanym masywie skalnym, to jednak ich pojemność hydrauliczna (porowatość szczelinowa) jest niewielka, rzędu części procenta, rzadko przekracza kilka procent (Liszkowski, 1977; Motyka, 1988).

Różnorodność form krasowych oraz ich trudny do identyfikacji rozkład w skrasowiałym masywie stanowią największy problem hydrogeologiczny. Prędkość przepływu wody w tych kanałach jest bardzo duża: od paru do kilkunastu metrów na dobę (Castany, 1963; Bakalowicz, 1973; Milanović, 1976; Atkinson, Smart, 1981). Uważa się, iż duże kanały krasowe mogą odgrywać rolę kolektora wodnego o przepływach porównywalnych z rzekami powierzchniowymi, określanymi w metrach na se-



Ryc. 1. Różne typy uskóków (1) i towarzyszące im mikrostruktury (2) według Mattauera (1973)

$\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ — kierunki głównych naprężeń i odpowiadające im kierunki naprężeń ściskających (R) i rozciągających (A). Struktury towarzyszące: s — stylolity, t — szczeliny z rozciągania

Fig. 1. Different types of faults (1) and accompanying microstructures (2) — after Mattauer (1973)

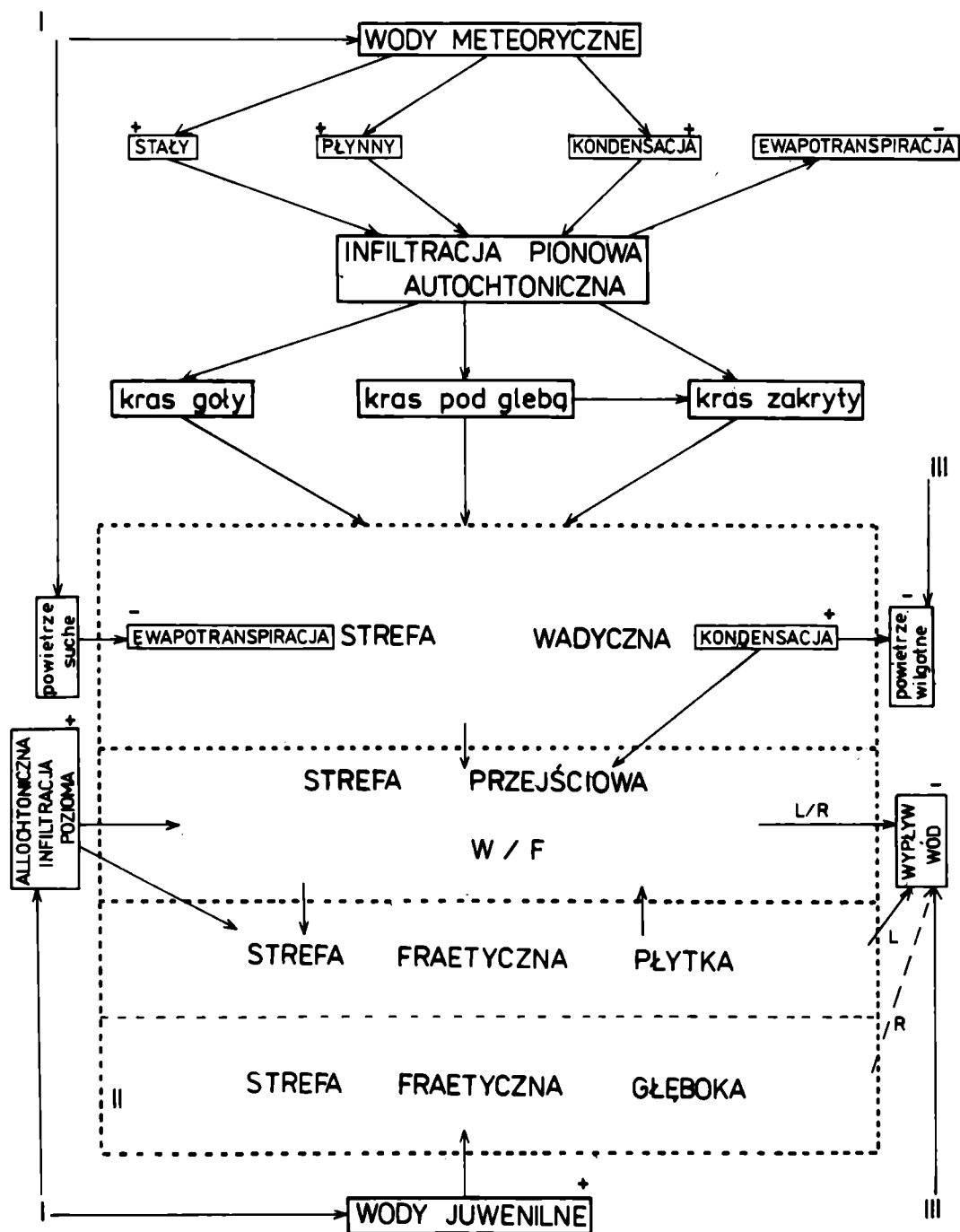
$\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ — main stress directions and corresponding directions of compression (R) and tension (A). Accompanying structures: s — stylolites, t — tension fissures

kundę (Mangin, 1984). W równaniach przepływu wody w kanałach krasowych trzeba zatem uwzględnić człon $v^2/2g$ oraz fakt, że straty przepływu zależą od kwadratu prędkości przepływającej wody (Mangin, 1975). Obok wymienionych kanałów mogą występować duże formy krasowe wypełnione osadami, w których opory hydrauliczne osiągają wartości zbliżone do porowego środowiska homogenicznego. Panuje przekonanie, iż mimo dużej przepuszczalności kanałów krasowych ich ogólna objętość (zasobność — pojemność hydrauliczna) jest mała.

Modele pojęciowe krasowego zbiornika wody podziemnej

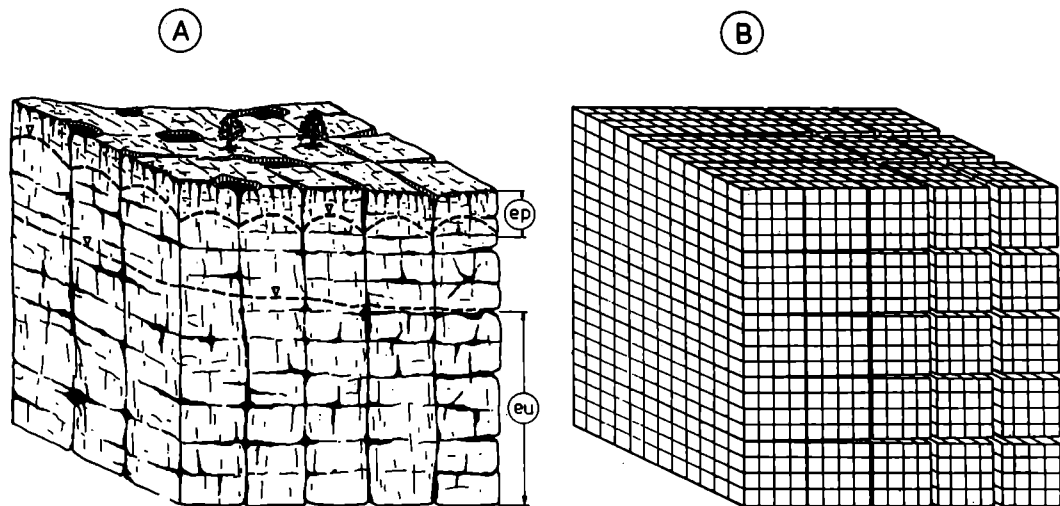
Dyskusja na temat modelu hydrogeologicznego w skrasowiakach skałach węglanowych rozpoczęła się pod koniec ubiegłego stulecia, kiedy to wywiązała się polemika dotycząca wyobrażeń o strefie saturacji w tych skałach. Jednym z efektów tych dyskusji jest

model pionowego rozkładu stref hydrogeologicznych J. Cvijiča (1893, 1918) rozbudowany przez A. Swinnertona (1932). Zakłada on w obszarach krasowych obecność trzech stref, leżących nad sobą. Przypisano im odrębne nazwy, by odróżnić je od stref hydrogeologicznych w skałach niekrasowych. Są to strefy: *vadose* (wadyczna) o grawitacyjnym spływie wody (infiltracji pionowej), odpowiadająca strefie aeracji; *phreatic* (freatyczna) — pełnego wypełnienia wodą, która odpowiada strefie saturacji, i *vadose/phreatic* — przejściowa (infiltracji poziomej), utożsamiana z poziomem głównego kolektora podziemnego (rzeki podziemnej). Późniejsze prace wniosły uzupełnienia do tego modelu. Stwierdzono tylko w obszarach „pełnego” krasu wszystkie strefy hydrogeologiczne. Tam też może występować głęboka strefa freatyczna. Natomiast w obszarach „niepełnego krasu” występują najczęściej tylko dwie górne strefy z dobrze wykształconą strefą przejściową (*v/ph*). Rozbudowany model pionowego rozkładu stref hydrogeologicznych przedstawiono na ryc. 2.



Ryc. 2 Model pionowego rozkładu stref hydrogeologicznych w krasie

Ryc. 2 Vertical distribution of hydrogeological zones in karst



Ryc. 3. Model pojęciowy krasowego zbiornika wód podziemnych o podwójnej porowatości (według Drogue'a, 1969)

A — fragment masywu skał skrasowiowych, B — model pojęciowy przedstawiający masyw jako zespół sześciennych bloków różnej generacji; ep — strefa epikrasu, eu — strefa eukrasu w ujęciu A. Mangina (1975)

Fig. 3. Concept model of karst aquifer with double porosity (after Drouge, 1969)

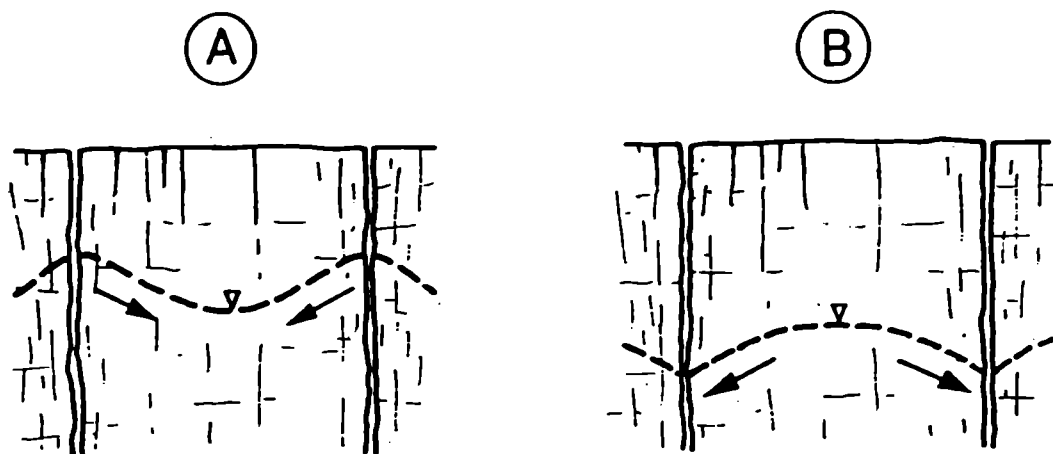
A — fragment of karstified rock massif, B — concept model presenting massif as a set of different generation cubic blocks; ep — epikarstic zone, eu — eukarstic zone after Mangin (1975)

M. Bakalowicz i A. Mangin (1980) zaproponowali własną terminologię dotyczącą stref hydrogeologicznych w krasie — uwarunkowaną odmiennym podejściem do „organizacji” odpływu podziemnego — która utożsamia się z „organizacją” zlewni powierzchniowej. Odpowiednik strefy wadycznej stanowi strefa epikrasu (ep), freaticznej — eukrasu (eu). Strefy te przedstawiono na ryc. 3A.

Specyficznym zagadnieniem hydrologii krasowej jest przestrzenny rozkład poszczególnych stref hydrogeologicznych oraz ich powiązanie z obszarami zasilania i odpływu (model hydrodynamiczny). A. Grund (1903) przedstawił model wodonośności krasowego z „lustrem wód krasowych”. Zyskał on wielu zwolenników pracujących w obszarach „pełnego krasu”, zbliżonych do klasycznego krasu jugosłowiańskiego. Poglądy takie legły u podstaw modelu sieci hydraulicznej w skałach skrasowiowych, opartego na zespole bloków różnej wielkości. Jest on zbliżony do podobnych modeli dla skał porowatych, a tak analizowany wodonosiciel krasowy bywa utożsamiany ze „szczelinowo-krasowym”. Bloki te zawierają przestrzeń porową o stosunkowo niewielkiej przepuszczalności i względnie małej wartości współczynnika zasobności (ryc. 3), ale ponieważ budują one największą część krasowego zbiornika wody podziem-

nej, są one traktowane jako tzw. element pojemnościowy (Drogue, 1969; Kiraly, 1975). Bloki są od siebie oddzielone przewodami (szerokie szczeliny, kanały krasowe) o bardzo dużej przewodności hydraulicznej, ale znikomej pojemności w porównaniu z objętością całego masywu. Przewody te są więc traktowane jako tzw. element przewodnościowy.

Potwierdzeniem trafności przyjęcia takiego modelu pojęciowego sieci hydraulicznej w skałach skrasowiowych są liczne obserwacje w odsłoniętych masywach krasowych. Przykładem może być zauważona inwersja gradientu hydraulicznego między blokami i rozdzielającymi je elementami o dużej przewodności hydraulicznej (Drogue, 1969; Marjolet, Salado, 1976). Inwersja owa polega na tym, że w okresie intensywnego zasilania masywu, np. infiltrującymi opadami, poziom piezometryczny podnosi się szybko w drenach, a bardzo powoli w blokach (ryc. 4A), wskutek czego woda przepływa z drenów do bloków. Ze względu na szybkie opróżnianie się drenów — na skutek ich dużej przepuszczalności i małej pojemności — po pewnym czasie sytuacja ulega odwróceniu, tzn. woda przepływa z bloków do drenów (ryc. 4B). Stąd też w masywie skał skrasowiowych występuje wiele działów wody podziemnej, których ilość zależy od wielkości bloków oddzielonych drenami (Kiraly, 1978).



Ryc. 4. Przykład zmian układu zwierciadła wód w otoczeniu szeroko rozwartych szczelin o dużej przepuszczalności

A — inwersja gradientu hydraulicznego bezpośrednio po opadach (szczeliny odgrywają rolę przewodów zasilających bloki skalne), B — po dłuższym okresie bez opadów szczeliny odgrywają rolę przewodów drenujących bloki skalne; strzałki wskazują kierunki przepływu wody podziemnej

Fig. 4. Example of water level changes in the vicinity of wide opened and well permeable fissures

A — hydraulic gradient inversion immediately after rain (fissures as channels feeding rock blocks), B — after a longer dry period; fissures as channels draining rock blocks. Arrows show directions of groundwater flow

W pracach F. Katzera (1909) i E. Martela (1921) zwracano uwagę na obecność rzek podziemnych, które komplikują idealny model A. Grunda (1903) z „lustrzem wód krasowych”. Oryginalną próbę rozwiązania tych problemów podjęli A. Mangin i M. Bakalowicz (1975, 1980, 1981, 1984). W ich modelu sieć kanałów krasowych jest porównywana do powierzchniowej sieci drenażowej (hydrograficznej), tzn. jest rozwinięta w ten sposób, że w obszarach źródłowych kanały krasowe są mniej liczne, ale przewodzą więcej wody niż kanały w strefach zasilania, które są liczniejsze, lecz mają mniejsze wymiary. Zgodnie z tym modelem sieć przewodów krasowych wykazuje tendencję do hierarchizacji, tzn. na ostatnim etapie jej rozwoju cała woda z podziemnej zlewni zmierza ku wielkiemu przewodowi, wyprowadzającemu wodę na powierzchnię, w formie np. wywierzyska. Proces powstawania sieci przepływu w kanałach krasowych, do których ten przepływ ogranicza się w dojrzałym stadium ewolucji systemu hydrauliki krasowej, J. Liszkowski (1977) nazywa prawem podziemnego kaptażu.

Przykładem typowym krasowego zbiornika wód podziemnych o pełnym rozwoju krasowej sieci drenażowej jest zlewnia źródła Aliou w Pirenejach francuskich, które najmniejsze wydatki ma rzędu $0,01 \text{ m}^3/\text{s}$, a maksymalne, krótkotrwale wydajności sięgają około $20 \text{ m}^3/\text{s}$ i spadają bardzo szybko gdy

ustaje zasilanie (Mangin, 1975). Model krasowego zbiornika wody podziemnej o dobrze rozwiniętej i zorganizowanej sieci kanałów krasowych (typ „Aliou” według klasyfikacji Mangina, 1982, 1985) nie sprawdza się w wielu obszarach krasowych i może być przyjmowany w zasadzie w rejonach górskich, w obszarach o złożonych strukturach tektonicznych względnie o bardzo zróżnicowanej morfologii powierzchni terenu, charakteryzującej się dużymi deniwelacjami.

Na obszarze Polski zbiorniki typu „Aliou” występują w Tatrach Zachodnich. Są nimi między innymi zlewnie Wąwozu Kraków i wywierzyska Lodowe Źródło. Miejscem zasilania obydwu zlewni są cyrki glacialne i niwalne, nacinające grzbiety Czerwonych Wierchów, a wyloty usytuowane są w dolinie Kościeliskiej. Obydwie zlewnie mają kolektor podziemny, który w obszarach zasilania przechodzi w system głębokich studni, a w ujściowym odcinku — w duży kanał syfonalny. Klasycznym przykładem jest tu dobrze zbadany przez speleologów system Lodowego Źródła, odwadniany przez sieć korytarzy i studni Jaskini Śnieżnej. Reakcja wywierzysk w Dolinie Kościeliskiej na gwałtowne zasilanie następuje szybko, a czas „zapamiętania” fali powodziowej wynosi od kilku do kilkunastu dni.

Dla większości krasowych zbiorników wód podziemnych bardziej reprezentatywny okazuje się mo-

del zawierający „element pojemnościowy” względnie model zbiornika typu „Torcal” w klasyfikacji A. Mangina (1982, 1985), znacznie mniej wrażliwy na opady, wykazujący wpływ tzw. elementu pamięci. Pogląd ten potwierdzają wyniki obserwacji przebiegu eksploatacji wody w licznych ujęciach o dużych wydajnościach (Pulido-Bosch, 1977, 1980), chociaż zaznacza się wpływ hierarchizacji sieci przewodów w trzech wymiarach. Świadczy o tym fakt, że w obszarach naturalnego drenażu (rejon źródeł) średnie wydatki jednostkowe studzien są znacznie większe niż tych, które są usytuowane w obszarach zasilania (Sahuquillo, 1976; Pulido-Bosch, Castillo, 1984).

Wyżna Śląsko-Krakowska z dwoma obszernymi wodonościami krasowymi — jurajskim i triasowym (Rózkowski, Pacholewski, 1988; Rózkowski, Wilk, 1980) — ma zlewnie podziemne źródeł krasowych rzek Przemszy i Warty, zbliżone do typu „Torcal”. Reakcja tych źródeł na gwałtowne zasilanie jest powolna, a „czas zapamiętania” tak długi, iż mieści się nawet w sezonie hydrologicznym. Wahań obu poziomów piezometrycznych wykazują zmienność sezonową, uzależnioną przede wszystkim od dłuższych okresów opadów lub suszy.

Pośrednie metody badań krasowych zbiorników wody podziemnej

Metody badań krasowych zbiorników wód podziemnych w wielu wypadkach nie różnią się od metod badań zbiorników porowych. Wyjściową metodą jest i będzie zawsze gruntowna analiza budowy geologicznej, której wynikiem powinien być opis geometrii masywu skał skrasowiałych oraz zewnętrznych i wewnętrznych warunków jego zasilania i drenażu. Metodą specyficzną dla skał skrasowiałych jest opracowanie mapy form i zjawisk krasowych, takich jak polja, lejki krasowe, jaskinie, ponory, strefy ucieczek wody z rzek (Paloc, 1975). Na mapie podstawowej należy zaznaczyć także punkty pomiarowe i poboru wody do badań składu chemicznego.

Bardziej szczegółowe metody badań ośrodków krasowych można podzielić na bezpośrednie i pośrednie. Do grupy bezpośrednich metod badawczych należy np. prospekcja jaskiń lub pomiar cech geometrycznych form krasowych, a do metod pośrednich — między innymi analiza hydrogramów źródeł, wyników próbnych pompowań, zmian składu chemicznego wód podziemnych w czasie i przestrzeni, jaką zajmuje badany masyw skał skrasowiałych, oraz me-

tody geofizyczne. W niniejszym artykule poruszono zagadnienia związane z zastosowaniem analizy hydrogramów źródeł i wyników próbnych pompowań do badań krasowych zbiorników wód podziemnych.

Analiza hydrogramów źródeł

Długi czas analiza hydrogramów źródeł, tzn. zmian ich wydatku w czasie, była podstawową metodą badania charakterystyk hydrogeologicznych masywu skał skrasowiałych. Pierwsze analizy tego typu wykonywano, opierając się na krzywej wysychania źródła, tzn. na tej części hydrogramu, która obejmuje spadek wydajności źródła w okresie pozbawionym opadów (Boussinesq, 1904; Maillet, 1905; Werner, Sundquist, 1951; Tison, 1960). Powszechnie znanym, do dziś stosowanym wzorem jest formuła E. Mailleta (1905):

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

gdzie:

- Q_t — wydatek źródła w chwili t ($L^3 T^{-1}$),
- Q_0 — wydatek źródła na początku wysychania, tzn. w chwili t_0 ($L^3 T^{-1}$),
- e — podstawa logarytmu naturalnego,
- α — współczynnik wysychania (T^{-1}),
- t — czas, który upłynął od początku wysychania (T).

Krzywą Mailleta linearyzuje się metodą graficzną, rysując ją w półlogarytmicznym układzie osi, $\ln Q_t = f(t)$. Nachylenie takiej prostej jest wtedy równe współczynnikowi wysychania (α) we wzorze (1). Objętość pustek, opróżnionych z wody w przedziale czasu $\{t_0 = 0, t = \infty\}$, jest równa:

$$(2) \quad V_m = \frac{Q_0}{\alpha}$$

Współczynnik wysychania (α) dla laminarnego przepływu wody jest równy (Maillet, 1905; Schöeller, 1967):

$$(3) \quad \alpha = \frac{a}{m} \cdot \left(\frac{Q_0 k}{X^3} \right)^{1/2}$$

lub

$$(3a) \quad \alpha = \frac{b}{m^2} \frac{k V_0}{X^3}$$

gdzie:

- k — współczynnik filtracji ($L T^{-1}$),
- m — porowatość efektywna,
- X — długość zbiornika wody podziemnej (L),

V_o — objętość wody w zbiorniku zasilającym źródło (L^3),

Q_o — jak we wzorze (1),

a, b — stałe, zależne od szerokości zbiornika wody podziemnej, z którego zasilane jest źródło.

Odmienny sposób aproksymacji krzywej wysychania funkcją matematyczną proponują P. W. Werner, N. J. Sundquist (1951) oraz G. Tison (1960):

$$(4) \quad Q_t = \frac{Q_o}{(1 + \alpha t)^2}$$

Oznaczenia we wzorze (4) — jak we wzorze (1).

Funkcję (4) linearyzuje się, wyrażając ją w postaci $1/\sqrt{Q} = f(t)$. Współczynnik kierunkowy takiej prostej jest wówczas równy: α/Q_o , a objętość pustek opróżnionych z wody (V_m), w przedziale czasu $\{t_o = 0, t = \infty\}$, jest równa $V_m = Q_o/\alpha$.

Późniejsze analizy hydrogramów źródeł zostały opracowane dla krzywej recesji, tzn. krzywej spadku wydajności źródła w czasie (Schoeller, 1967; Forkasiewicz, Paloc, 1967; Drogue, 1972; Mangin, 1975; Casares et al., 1979). H. Schoeller (1967) założył, że krzywą spadku wydajności źródła można aproksymować fragmentami funkcji eksponentialnych E. Mailleta (wzór 1) o różnych współczynnikach wysychania (α). Linearyzację przeprowadza się w tym wypadku odcinkami, analogicznie jak linearyzację funkcji Mailleta. Poszczególne odcinki będą miały różne nachylenia, odpowiadające różnym współczynnikom wysychania.

J. Forkasiewicz i H. Paloc (1967) opracowali następujący wzór dla krzywej spadku wydajności źródła:

$$(5) \quad Q_t = \frac{1}{(1/Q_o^2 + \beta t)^{1/2}}$$

gdzie:

β — współczynnik spadku wydajności źródła ($L^{-6} \cdot T$), a pozostałe oznaczenia — jak we wzorze (4).

Linearyzację funkcji (5) przeprowadza się przez wyrażenie jej w postaci $1/Q_t = f(t)$; nachylenie uzyskanej w ten sposób prostej jest równe współczynnikowi spadku wydajności źródła (β). Objętość pustek opróżnionych z wody (V_m), w przedziale czasu odpowiadającym wyjściowej wydajności $Q_o = f(t_o)$ i wydajności w dowolnym czasie $Q_t = f(t)$, jest równa:

$$(6) \quad V_m = \frac{2}{\beta} \left(\frac{1}{Q_t} - \frac{1}{Q_o} \right)$$

Objaśnienia symboli — jak we wzorze (5).

Współczynnik wysychania źródła wynosi:

$$(7) \quad \alpha = \beta Q_o^2$$

C. Drogue (1972) proponuje zastosowanie wzoru bardziej ogólnego od tych, na których opierano poprzednie sposoby aproksymacji spadku wydajności źródła:

$$(8) \quad Q_t = \frac{Q_o}{(1 + \alpha t)^n}$$

gdzie:

n — wykładnik potęgowy,

a pozostałe objaśnienia jak we wzorze (4).

Jeśli wykładnik potęgowy jest równy 0,5, to otrzymamy wzór J. Forkasiewicza i H. Paloca (1967), natomiast dla $n = 2$ wzór (4) P. W. Wernera i N. J. Sundquista (1951) oraz G. Tisona (1960). Wartość wykładnika n można określić drogą najlepszego dopasowania do rzeczywistej krzywej spadku wydajności, jednakże C. Drogue (1972) uważa, że najlepsze rezultaty aproksymacji uzyskuje się dla $n = 1,5$.

A. Mangin (1975) jako wyjściowe przyjmuje wyrażenie, w którym uwzględniona jest stała infiltracja opadów (q) do zbiornika, z którego jest zasilane źródło:

$$(9) \quad Q_t = Q_o \cdot e^{-\alpha t} + q(1 - e^{-\alpha t})$$

gdzie:

q — stała infiltracja opadów ($L^3 T^{-1}$),

a pozostałe oznaczenia jak we wzorze (1).

Gdy $q = 0$, wówczas formuła Mangina przybiera postać wzoru Mailleta (wzór 1).

Metodę badania ogólnego hydrogramu źródła proponuje M. Galabov (1972), stosując wyrażenie:

$$(10) \quad Q_t = \frac{at^b}{e^{ct}}$$

gdzie:

a, b, c — stałe dodatnie,

które się oblicza z wzorów:

$$(11) \quad a = Q_{\max} \left(\frac{2,72}{t_m} \right)^b$$

$$(12) \quad b = \left(\frac{t_m}{t_c - t_m} \right)^2$$

$$(13) \quad c = \frac{t_m}{(1 - t_m)^2}$$

We wzorach (11), (12) i (13):

$Q_{\max}$ — maksymalna wydajność źródła,

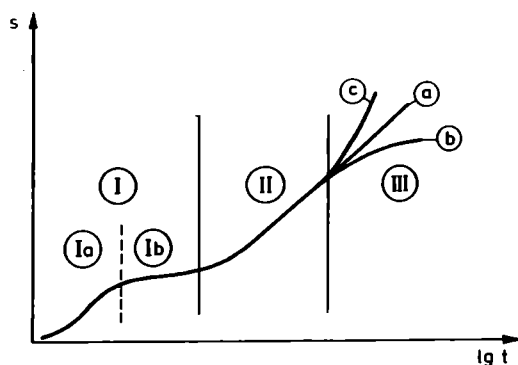
t_m — czas liczony od początku opadów do osiągnięcia maksymalnej wydajności źródła (do by),
 t_c — czas liczony od początku opadów do punktu przegięcia krzywej wzrostu wydajności źródła.

Nowa metoda badania ogólnego hydrogramu źródeł, którą rozwija A. Mangin, polega na zastosowaniu analizy korelacyjnej i spektralnej (Mangin, 1981, 1982, 1983; Mangin, Pulido-Bosch, 1983). Obecnie możliwości interpretacyjne, wynikające z zastosowania tej metody, są jeszcze nie do końca zbadane i stanowią przedmiot studiów, niemniej jednak już w najbliższej przyszłości będzie to prawdopodobnie podstawowa metoda analizy hydrogramów źródeł. Wynika to z faktu, że daje ona szersze możliwości interpretacyjne niż stosowane dotąd metody.

Klasyczne metody analizy hydrogramów źródeł dostarczają ogólnych informacji na temat niejednorodności i objętości pustek, które się opróżniają bądź wypełniają i opróżniają (metoda Galabova, 1972). Metoda badania hydrogramu z zastosowaniem analizy korelacyjnej i spektralnej w odniesieniu do czasowej zmienności wydatku źródła lub zależności tego wydatku od wysokości opadów pozwala — zdaniem A. Mangina (1982) — na lepszy wgląd w złożoność systemu krasowego niż metody klasyczne. W szczególności tego rodzaju analiza dostarcza informacji dotyczących „pamięci” systemu krasowego, odpowiadającej jego zdolnościom regulacyjnym, np. wrażliwości źródła na zasilanie opadami. Zdolność regulacyjna ośrodka krasowego zależy z kolei od objętości rezerw, z których jest zasilane źródło. Analiza korelacyjna zależności wydatku źródła od wielkości opadów dodatkowo pozwala określić czas bez opadów, jaki musi upłynąć, aby źródło wyschło, a także pośrednio wnioskować o stopniu zorganizowania sieci kanałów krasowych, zasilających źródło.

Analiza wyników próbnych pompowań

Skały skrasowiałe są ośrodkiem bardzo niejednorodnym i dlatego wykazują zmianę przewodności oraz zasobności w przebiegu próbnego pompowania. W związku z tym asymptotyczne odcinki krzywych zmian depresji w czasie, tzn. $s = f(t)$, które mogą być aproksymowane równaniem Theisa—Jacoba, pojawiają się z pewnym opóźnieniem w porównaniu z normalnym ośrodkiem porowym. Czas tego opóźnienia mieści się w bardzo szerokich granicach



Ryc. 5. Typowe wykresy wskaźnikowe wyników próbnych pompowań $s = f(lgt)$, przeprowadzonych w skałach szczelinowo-krasowych (według Borevskiego, 1971)

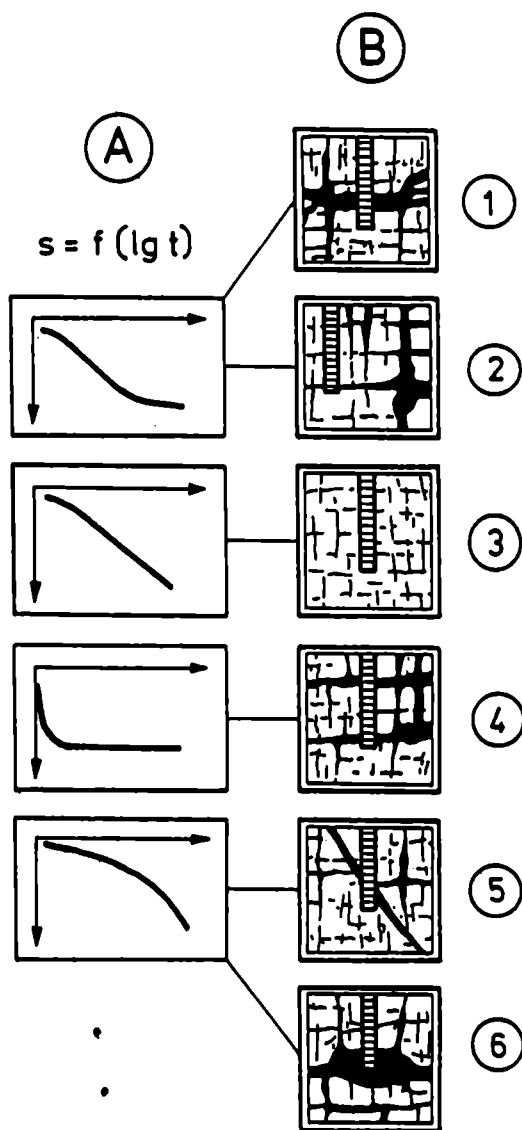
Objaśnienia w tekście

Fig. 5. Typical diagrams showing indicator pumping test results $s = f(lgt)$ from karst-fissured rocks (after Borevskij, 1971)

Explanations in text

i praktycznie rzecz biorąc, nie można jej określić ani wstępnie oszacować przed wykonaniem próbnego pompowania (Borevskij, Chordikajnen, Jazvin, 1976). Z tego powodu wykresy zmian depresji (s) w czasie (t), w trakcie długotrwałego pompowania ulegają deformacji (ryc. 5). B.V. Borevskij (1971) wydzielił trzy zasadnicze odcinki krzywej $s = f(t)$.

Pojawienie się odcinków I i II na wykresie funkcji $s = f(lgt)$ świadczy o tym, że przy braku innych czynników deformujących, takich jak przeciekanie wody z innych warstw względnie wpływ wewnętrznych granic lokalnych, badany zbiornik wód podziemnych charakteryzuje się podwójną porowatością. Odcinek I, w którym czasem występuje gałąź Ia (ryc. 5), odpowiada pozornie ustalonej filtracji, przy czym przebieg krzywej Ia charakteryzuje parametry dużych pustek, takich jak szeroko rozwarłe szczeliny lub kanały krasowe. Drugi odcinek (II) ogólnej krzywej $s = f(lgt)$ jest analogiczny do klasycznego przebiegu krzywej narastania depresji w normalnym ośrodku porowym (ryc. 5). B.V. Borevskij (1971) uważa, że ten odcinek krzywej $s = f(lgt)$ nadaje się do obliczenia reprezentatywnych wartości parametrów ośrodka szczelinowo-krasowego z punktu widzenia eksploatacji zawartych w nim zasobów wody podziemnej. Przebieg krzywej $s = f(lgt)$ w końcowej fazie długotrwałego próbnego pompowania jest uwarunkowany zewnętrznymi niejednorodnościami



warstwy wodonośnej, jakimi są np. uskoki, zmiany fałdalne, strefy o szczelinowatości obniżonej lub podwyższonej w stosunku do tła. Uwidacznia się tu także wpływ zewnętrznych granic obszaru filtracji.

J. Gouin (1988) na podstawie wyników dużej liczby próbnych pompowań w skałach skrasowiałych wydzielił cztery typy wykresów $s = f(lg t)$ i zaproponował ich interpretację opartą na schematyzacji wewnętrznej struktury hydraulicznej ośrodka krasowego (ryc. 6). Trzeba jednak podkreślić, że ze względu na krótki czas trwania próbnych pompowań, których wyniki jako modelowe przedstawił

Ryc. 6. Rozwój depresji w czasie próbnego pompowania (A) dla różnych wariantów położenia studni względem elementów wewnętrznej struktury hydraulicznej szczelinowo-krasowego zbiornika wód podziemnych (B) — według J. Gouina (1988)

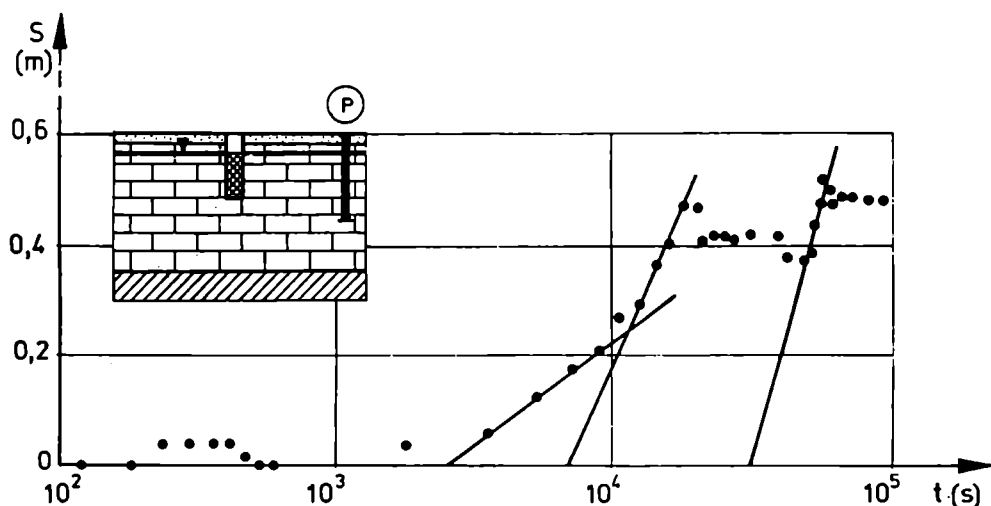
1 — zjawisko drenażu z formy krasowej z udziałem zjawiska wewnętrznego przeciekania (wydatek opóźniony), 2 — drenaż masywu, podczas którego ujawnia się wpływ pojemnej sieci form krasowych, 3 — drenaż ośrodka czysto szczelinowego, który może być traktowany jako ośrodek porowy, 4 — bezpośredni drenaż pojemnej sieci naturalnych przewodów krasowych, 5 — drenaż szeroko rozwartej szczeliny o niewielkiej pojemności, 6 — opróżnianie słabo zasilanej próżni krasowej

Fig. 6. Development of depression during pumping test (A) for different variants of well position in relation to internal hydraulic structure of the aquifer, (B) — after J. Gouin (1988)

1 — drainage from karst form with participation of internal leakage (retard discharge), 2 — massif drainage, manifested by the influence of a capacious karst system, 3 — drainage of purely fissured medium, which may be treated as porous medium, 4 — direct drainage of a capacious network of karst channels, 5 — drainage of a wide opened small capacity fissure, 6 — emptying of weakly feeding karst cavity

cytowany autor, podany przezeń podział odnosi się przede wszystkim do pierwszego odcinka uogólnionej krzywej $s = f(lg t)$, zamieszczonej w pracy B. V. Borevskiego (1971). Wypada także dodać, że kiedy wpływ pompowania obejmie formy krasowe wypełnione luźnymi osadami, które mogą się przemieszczać i być wynoszone z wodą, wykres $s = f(lg t)$ może mieć bardzo skomplikowany, nieregularny przebieg (Haładus, Motyka, Szczepański, 1979; Wilk, Motyka, 1980) — por. ryc. 7 — który nie odpowiada ani uogólnionej krzywej B. V. Borevskiego (1971), ani żadnej z krzywych J. Gouina (1988).

Niejednorodność wewnętrznej struktury hydraulicznej krasowych zbiorników wód podziemnych (np. Motyka, Wilk, 1984; Motyka, 1988; Głazek, Pacholewski, Rózkowski, 1992) oraz nieliniowy przepływ w szeroko rozwartych szczelinach i kanałach krasowych sprawiają, że ośrodek szczelinowo-krasowy znacznie odbiega od założeń modelu Theisa, stosowanego do interpretacji wyników próbnych pompowań w warunkach nie ustalonego przepływu wód podziemnych. Dotąd jednak nie opracowano metod interpretacji, jakich wymaga specyfika tego rodzaju ośrodka, i trudno oczekiwać, aby takie metody pojawiły się w najbliższej przyszłości. Dlatego też w praktyce do interpretacji wyników próbnych pompowań w skałach skrasowiałych stosuje się metodę Theisa lub jej zmodyfikowaną wersję, znaną jako metoda Theisa—Jacoba. Trzeba jednak mieć na uwadze, że obliczone tymi metodami główne para-



Ryc. 7. Przykład nieregularnych zmian depresji (s) w czasie (t) w piezometrze (P), następujących przypuszczalnie wskutek przemieszczania się luźnego osadu wypełniającego pustki krasowe (hydrogeol. PS-11 w rejonie Olkusza — według Wilka, Motyki, 1980)

Fig. 7. Example of irregular changes of depression (s) in time (t) in piezometer (P) as a result of movement of deposits filling karst cavity

(piezometer PS-11 in Olkusz region — after Wilk, Motyka, 1980)

metry hydrodynamiczne skały skrasowiałej, a mianowicie jej przewodność i pojemność hydrauliczna, są wielkościami kompleksowymi, zawierającymi całą złożoność zewnętrznych i wewnętrznych warunków przepływu wody podziemnej, wobec czego mogą być obciążone znacznymi błędami. Należy zatem zachować ostrożność przy wyciąganiu zbyt daleko idących wniosków dotyczących wielkości wspomnianych parametrów. Niemniej jednak wyniki obliczeń parametrów hydrogeologicznych na podstawie próbnych pompowań są wystarczająco dokładne do celów praktycznych, z tym że zdaniem autorów niniejszego artykułu pompowania te powinny być długotrwałe i przeprowadzone w możliwie dużej liczbie otworów obserwacyjnych, zafiltrowanych w różnych miejscach pionowego profilu masywu skał skrasowiałych. Na podstawie wyników próbnego pompowania, przeprowadzonego w takich warunkach, można podejmować próby analizy wewnętrznych niejednorodności ośrodka szczelinowo-krasowego i ich wpływu na kształt wykresu zależności depresji od czasu próbnego pompowania.

Literatura

- Atkinson T. C., Smart P. L., 1981: Artificial tracers in hydrogeology. In: A Survey of British Hydrogeology 1980. Royal Society, London, s. 173—190.
- Bakalowicz M., 1973: Les grandes manifestations hydrogéologiques des karsts dans le monde. *Speleunca Bull.*, 2: 38—40 [Paris].
- Bakalowicz M., 1979: Contribution de la géochimie des eaux à la connaissance de l'aquifère karstique et de la karstification. Moulis, s. 269 [Thèse Doct. d'Etat. CNRS].
- Bakalowicz M., Mangin A., 1980: L'aquifère karstique. Sa définition, ses caractéristiques et son identification. *Mém. L. sér. Soc. géol. France*, 11: 71—79.
- Bögli A., 1980: Karst hydrology and physical speleology. Springer, Berlin—Heidelberg—New York.
- Bonacci O., 1987: Karst Hydrology. With special reference to the Dinaric Karst. Springer, Berlin—Heidelberg—New York, s. 184.
- Borevskij B. V., 1971: Osobennosti opredelenija rasčetyh gidrogeologičeskich parametrov treščinovatyh porod. *Trudy Vsegingeo*, s. 41—56.
- Borevskij B. V., Chordikajnen M. A., Jazvin L. S., 1976: Razvedka i ocenka eksploataciji zapasov mestoroždenij podzemnyh vod v treščinno-karstovyh oblastach. *Niedra, Moskva*, 247 s.
- Boussinesq J., 1904: Recherches théoriques sur l'écoulement des nappes d'eau infiltrées dans le sol et sur le débit des sources. *Journ. Math. pures et appl.*, 10: 5—78, 363—394.

- Casares J. et al., 1979: El manantial de Alomartes en régimen de agotamiento. Análisis de hidrogramas de surgencias kársticas. Hidrog. y Rec Hid., IV: 19—36.
- Castany G., 1963: Traité pratique des eaux souterraines. Dunod, Paris, 658 s.
- Clark F.W., 1924: The data of geochemistry. U.S. Geol. Surv. Bull. 770, 841 s. [Washington].
- Cvijić J., 1893: Das Karstphänomen. Geogr. Abh., 5, 3: 215—319 [Vienna].
- Cvijić J., 1918: Hydrographie souterraine et évolution morphologique du karst. Rec. Trav. Inst. Géograph. Alpine, 6, 4: 1—56.
- Davis S.N., de Wiest R.J.M., 1966: Hydrogeology. John Wiley and Sons Inc., New York—London—Sydney, 463 s.
- Drogue C., 1969: Contribution à l'étude quantitative des systèmes hydrologiques karstiques d'après l'exemple de quelques karsts périméditerranéens. Montpellier, 470 s. [Thèse Doct.].
- Drogue C., 1972: Analyse statistique des hydrogrammes de décrues des sources karstiques. Journ. Hydrol., 15: 49—68 [Amsterdam].
- Ford D.D., Williams P.W., 1989: Karst Geomorphology and Hydrology. Unwin Hyman, London—Boston—Sydney—Wellington, 601 s.
- Forkasiewicz J., Paloc H., 1967: Le régime de tarissement de la Foux de la Vis. Étude préliminaire. In: Actes du coll. de Dubrovnik, 1965. Hydrologie des roches fissurées. Vol. 1. AIHS—UNESCO, Louvain, s. 213—226.
- Galabov M., 1972: Sur l'expression mathématique des hydrogrammes des sources et le pronostic du débit. Bull. BRGM (2), 3, 2, s. 51—57 [Paris].
- Géze B., 1973: Lexique des termes français de spéléologie physique et de karstologie. Ann. Spéléol., 28, 1: 1—20 [Moulis].
- Głazek J., Gradziński R., Pulina M., 1982: Karst and caves of Poland. W: „Kras i Speleologia” T. 4. (XIII). UŚ, Katowice, s. 9—18.
- Głazek J., Pacholewski A., Różkowski A., 1992: Karst aquifer of the Cracow—Wielun Upland (Poland). In: „IAH International Contributions to Hydrogeology”. Vol. 13. Heinz Heise, Hannover, s. 289—306.
- Gouin J., 1988: L'essai par pompage en équifère karstique pour l'identification de la structure du milieu: analyse comparative d'un grand nombre de cas. Hidrogeologia, 3: 51—62.
- Grund A., 1903: Die karsthydrographie. Studien aus Westbosnien. A. Penck Geogr. Abhandl., 7 (3): 103—300 [Wien].
- Haładus A., Motyka J., Szczepański A., 1979: Interpretacja wyników próbnych pompowań prowadzonych w skałach szczelinowo-krasowych. Techn. Poszuk. Geolog., 5: 19—20 (cz. I), 6: 16—21 (cz. II).
- Ham Z.E. (ed.), 1962: Classification of carbonate rocks. In: „Memoir”. Nr. 1. Amer. Assoc. Petrol. Geol., Tulsa, 279 s.
- Jakucs L., 1977: Morphogenetics of karst region. Variants of karst evolution. Akadémiai Kiadó, Budapest, 284 s.
- Katzer F., 1909: Karst und Karsthydrographie. Zur Kunde der Balkan halbinsel, 8: 1—88 [Sarajevo].
- Kiraly L., 1975: Rapport sur l'état actuel des connaissances dans le domaine des caractères physiques des roches karstiques. Intern. Union of Geol. Sciences, 8, 3: Hydrogeology of Karstic Terrains, s. 53—67 [Paris].
- Kiraly L., 1978: La notion d'unité hydrogéologique. Essai de définition. Bull. Centr. d'Hydrog., 2: 83—216.
- Legrand H.E., 1983: Perspective on karst hydrology. Journ. Hydrol., 61, 1/3: 343—355 [Amsterdam].
- Lehmann O., 1932: Enzyklopedie der Erdkunde. Bd. 6: Die Hydrographie des Karstes. Denticke, Wien, s. 212.
- Liszkowski J., 1977: Prawidłowości i odrębności hydrauliki krasowej. W: „Biul. Geol. UW”. Z. 21. UW, Warszawa, s. 29—51.
- Lomize G.M., 1951: Filtracja w treścínovatých porodach. Gosenergoizdat, Moskva—Leningrad, 127 s.
- Maillet E., 1905: Essais d'hydraulique souterraine et fluviale. Hermann, Paris, 218 s.
- Mangin A., 1970: Contribution à l'étude des aquifères karstiques à partir de l'analyse des courbes de décrues et tarissement. Ann. Spéléol. 25, 3: 581—610 [Moulis].
- Mangin A., 1975: Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. Ann. Spéléol., 29, 3: 283—332; 29, 4: 495—601; 30, 1: 21—124 [Moulis].
- Mangin A., 1981: Utilisation des analyses corrélatrice et spectrale dans l'approche des systèmes hydrologiques. C.R. Acad. Sc., 293: 401—404 [Paris].
- Mangin A., 1982: Mise en évidence de l'originalité et de la diversité des aquifères karstiques. Ann. Sci. de l'Univer. de Besançon, 3^e Coll. d'Hydrogéologie. Géol. Mém., s. 159—173.
- Mangin A., 1983: Pour une meilleure connaissance des systèmes hydrologiques à partir des analyses corrélatrice et spectrale. Journ. Hydrol., 67: 25—43 [Amsterdam].
- Mangin A., 1984: Ecoulement en milieu karstique. Ann. des Mines, mai-juin: 1—8 [Paris].
- Mangin A., 1985: Progrès récent dans l'étude hydrogéologique des karsts. Stygologia, 1 (3). E. J. Brill, Leiden, s. 239—257.
- Mangin A., Pulido-Bosch A., 1983: Aplicacion de los analisis de correlacion y espectral en el estudio de acuíferos karsticos. Tecniterrae, 51: 53—65.
- Marjolet G., Salado J., 1976: Contribution à l'étude de l'aquifère karstique de la sources du Lez (Hérault). Montpellier [Thèse U.S.T.L.].
- Martel E.A., 1894: Les abîmes. Edit. Delagrave, Paris, 581 s.
- Martel E.A., 1921: Nouveau traité des eaux souterraines. Edit. Doin, Paris, 840 s.
- Mattauer M., 1973: Le rôle des décrochements tardi-hercyniens dans l'évolution sédimentaire et tectonique de la couverture sédimentaire du socle hercynien. Réunion Ann. Sci. Terre, Paris, s. 291.
- Milanović P., 1976: Brzine podzemnih tokova u karstu dinarida. V: Pap. of 3rd Intern. Underground water tracing. Ljubljana, s. 179—183.

- Motyka J., 1988: Węglanowe osady triasu w olkusko-zawierciańskim rejonie rudnym jako środowisko wód podziemnych. „Zeszyty Naukowe AGH”. Nr 1157: Geologia, z. 36. AGH, Kraków, 109 s.
- Motyka J., Wilk Z., 1984: Hydraulic structure of karst-fissured triassic rocks in the vicinity of Olkusz (southern Poland near Cracov). W: „Kras i Speleologia”. T. 5. (XIV). UŚ, Katowice, s. 11—24.
- Paloc H.C., 1975: Glossaire d'hydrogéologie du karst. Intern. Union of Geol. Sciences, 8, 3: Hydrogeology of Karstic Terrains, s. 151—186 [Paris].
- Pazdro Z., 1983: Hydrogeologia ogólna. Wyd. Geol., Warszawa, 575 s.
- Pulido-Bosch A., 1977: Contribución al conocimiento de la hidrogeología del Prebético Nororiental (provincias de Valencia y Alicante). Granada [Tesis Doct.].
- Pulido-Bosch A., 1980: Datos hidrogeológicos sobre el borde occidental de Sierra Nevada. Serie Univ. Fund. March., 123: 51.
- Pulido-Bosch A., Castillo E., 1984: Quelques considérations sur la structure des aquifères carbonates du Levant espagnol, d'après les données de captage d'eau. Karstologia, 4, 2: 38—44 [Nîmes].
- Pulina M., 1974: Denudacja chemiczna na obszarach krasu węglanowego. IG PAN, Ossolineum, Wrocław, 159 s.
- Pulina M., Fagundo J., 1989: Hidrologia e hidroquímica del Carso. CNIC, La Habana, 184 s. [rekomis].
- Rózkowski A., Wilk Z. (red.), 1980: Warunki hydrogeologiczne złóż rud cynku i ołowiu regionu śląsko-krakowskiego. „Prace Instytutu Geologicznego”. Wyd. Geol., Warszawa, 319 s.
- Rózkowski A., Pacholewski A., 1988: Hydrogeology of the upper jurassic, karst aquifer within the Kraków—Wieluń Upland (Poland). In: IAH Congress Guillin, IAH, Guillin, s. 374—379.
- Rózkowski A., Kropka J., Rubin K., Witkowski A., 1989: Badania związane z ochroną szczelinowo-krasowych zbiorników wód użytkowych monokliny śląsko-krakowskiej. W: Mat. z Konfer. „Wody szczelinowo-krasowe i problemy ich ochrony. Karmiovice, 11—13 września 1989”. Podprogram CPBP 04.10. Z. 10. SGGW—AR Warszawa, s. 86—93.
- Sahuquillo A., 1976: Los estudios de recursos hidráulicos totales del SGOP en la cuenca del Júcar. Hidrog. Rec. Hid., 1: 658—682.
- Schoeller H., 1967: Hydrodynamique dans le karst (Ecoulement et emmagasinement). Actes du Coll. de Dubrovnik, 1965. Hydrologie des roches fissurées, 1, AIHS-UNESCO, Louvain, s. 3—20.
- Sokolov D.S., 1962: Osnovnye uslovija razvitiia karsta. Vsesingeo, Gosgeoltekhizdat, Moskva.
- Swinerton A.C., 1932: Origin of limestone caverns. Bull. Geol. Soc. Am., 43: 663—693.
- Tison G., 1960: Courbe de tarissement. Coefficient d'écoulement et perméabilité du bassin. Mem. AIHS, Helsinki, s. 229—243.
- Werner P.W., Sundquist N.J., 1951: On the ground-water recession curve for large water-sheds. AIHS, II, Bruxelles, s. 202—212.
- White W.B., 1988: Geomorphology and hydrology of karst terrains. Oxford University Press, New York, 463 s.
- Wilk Z., Motyka J., 1980: Zasobność wodna szczelinowo-krasowych utworów wschodniej części monokliny śląsko-krakowskiej. Roczn. Pol. Tow. Geol., 50, 3/4: 447—484.
- Wittke W., Louis C., 1968: Modellversuche zur Durchstromung kluftiger Medien. In: Felsmechanik und Ingenieurgeologie. Suppl. 4: Aktuelle Probleme der Geomechanik und deren theoretische Anwendung. Springer, Wien—New York, s. 52—78.

SELECTED PROBLEMS
OF KARST HYDROLOGY
AND HYDROGEOLOGY IN CARBONATE ROCKS

Summary

Karstified rocks are typical underground water reservoirs on the Earth. Heterogeneous net of water channels is a characteristic feature of such type of rocks. The channels vary in geometry and size, i.e. pores, fissures and karstified rocks. Among the mentioned forms, pore channels show the highest flow resistance and the lower permeability. However in certain lithological types of rocks porous space might be a great underground water reservoir (Motyka, 1988). Fissures form a net of cavities orientated in space, forcing water flow in the same direction. Permeability of fissures is mainly determined by width of their opening. Wide opened fissures are characterized by much higher permeability than porous space. Despite the fact that fissures are distributed regularly in the massif, hydraulic capacity is relatively small, less than 1%, very rarely exceeding few percent (Liszkowski, 1977; Motyka, 1988). Karst cavities may be characterized by relatively low resistance, which means the highest permeability when compared with pore channels and fissures, but their hydraulic capacity is very small.

The paper presents concept models of karst underground water reservoirs, which ideas have been presented in the papers of many authors. At present, the most popular concept model is a massif of karstified rocks, treating the whole massif as a group of blocks of different size, where a hydraulic net is formed by porous space of relatively small permeability and rather small coefficient of storage (Droque, 1969; Kiraly, 1975). As the blocks build the biggest part of the massif of karstified rocks, they are treated as a so called „storage element”. Fissures and karst channels separating the blocks show high permeability but low hydraulic capacity and they are treated as a “permeability element”. Such concept may be proved by observed inversion of hydraulic gradient between the blocks and separating them elements of high permeability (Droque, 1969; Marjolet, Salado, 1976). A. Mangin (1975, 1981, 1984) compares a net of karst channels to a surface hydrographic net. As he suggests a net of karst cavities shows tendency to hierarchization. A model of karst reservoir of underground water with well developed net of karst channels (Aliou type, Mángin, 1982, 1985) appears quite rarely. The most representative is a model containing „storage element” or a Torcal type reservoir (Mángin, 1982, 1985) showing influence of a “memory element”.

Among indirect methods of investigation of karst reservoirs of underground water, the most popular is analysis of springs hydrograms and results of test pumping. Simple methods of this analysis give general information on heterogeneity and volume of cavities, which empty or empty and fill in the analysed period. Correlative and spectral analysis used by A. Mangin (1981, 1982, 1983) enable to obtain additional data concerning “memory of the system”, which charges the investigated spring, i.e. regulation abilities of the system which controls the spring output.

Karst reservoir of underground water responds to pumping in a different way than a typical porous medium. The diagram of depression changes (s) in time of test pumping (t) shows three significant segments of the curve

$s = f(lgt)$ (Fig. 5, Borevskij, 1971). Occurrence of the first two segments of the curve $s = f(lgt)$ prove that, lacking in other deforming factors, such as e.g. water percolation from other layers or internal local limits, the investigated reservoir has double porosity. The last segment of the curve characterizes influence of external heterogeneity. The types of diagrams $s = f(lgt)$, presented by J. Gouin (1988), with his interpretation concerning location of the pumping shaft in relation to karst cavities (Fig. 6), can be related to the first segment of the generalized curve $s = f(lgt)$.

Interpretation of results of test pumping in karstified rocks is done by means of Theis of Theis—Jacob method, which model presumptions vary from the ones for karst-fissured medium. The test pumping should last long, in numerous test shafts, and collect water from various levels in the vertical profile of the karstified rocks massif, to make more reliable the results of calculations of hydrogeological parameters based on the test pumping.

Translated by Marek Niemiec

Jacek Motyka, Antonio Pulido-Bosch, Marian Pulina

PROBLÈMES CHOISIS DE L'HYDROLOGIE ET DE L'HYDROGÉOLOGIE KARSTIQUES DANS LES ROCHES CARBONATÉES

Résumé

Les roches karstifiées constituent des bassins-versants d'eau souterraine largement répandus sur le globe terrestre. Un trait particulier de ce type de roches est l'hétérogénéité des réseaux d'écoulement à laquelle contribuent les vides différents d'un point de vue de géométrie et de dimensions, tels que: pores, fissures et formes karstiques. Parmi les vides cités ci-dessus ce sont les conduits de pores qui résistent le plus à l'écoulement et par conséquent ils manifestent la plus basse perméabilité. Cependant dans certains types lithologiques de roches l'espace de pores peut constituer un important stock d'eau souterraine (Motyka, 1988). Les fissures forment un réseau de vides disposés dans l'espace de telle manière que la direction de l'écoulement soit conforme à leur parcours. La perméabilité de fissures est déterminée avant tout par la largeur de leur étendue et pour les fissures à une forte étendue elle est bien plus grande que celle de l'espace de pores. Quoique les fissures soient disposées assez régulièrement dans tout le massif de roches, leur capacité hydraulique (porosité de fissures) est basse, de l'ordre de moins de 1%, rarement plus de 1% (Liszkowski, 1977; Motyka, 1988). Les vides karstiques se caractérisent par une résistance hydraulique relativement basse et par conséquent par la plus grande perméabilité par rapport à celle des conduits de pores et de fissures, mais leur capacité hydraulique est très basse.

Dans l'article ont été présentés les modèles de bassins-versants karstiques d'eau souterraine. Leurs principes ont été présentés dans les articles des nombreux auteurs. Actuellement le modèle le plus répandu est celui du massif de roches karstifiées. Ce modèle le traite comme un ensemble de blocs à différentes dimensions dans lesquels le réseau hydraulique est construit par

l'espace de pores à une perméabilité relativement basse et à une petite valeur du coefficient de ressources (Droque, 1969, Kiraly, 1975). Puisque ces blocs construisent la plus grande partie du massif de roches carbonatées, ils sont traités par conséquent comme "un élément de capacité". Les fissures et les conduits karstiques, qui séparent les blocs, ayant une basse capacité hydraulique mais à une grande perméabilité sont traités comme "un élément de conductivité". La confirmation des principes de modèles constitue l'inversion du gradient hydraulique observée entre les blocs et les éléments les séparant à une grande perméabilité (Droque, 1969; Marjolet, Salado, 1976). A. Mangin (1975, 1981, 1984) compare le réseau de conduits karstiques à la surface du réseau hydrographique. Selon l'auteur cité ci-dessus le réseau de vides karstiques manifeste une tendance à la hiérarchisation. Le bassin-versant à un réseau de conduits karstiques bien développés (type d'Aliou, Mangin, 1982, 1985) a une étendue restreinte de l'apparition. Le modèle plus représentatif est celui qui contient "un élément de capacité" ou celui du bassin-versant de type de Torcal (Mangin, 1982, 1985) manifestant l'influence de "l'élément de mémoire".

Parmi les méthodes indirectes de recherches sur les bassins-versants karstiques d'eau souterraine c'est l'analyse des hydrogrammes de sources et des résultats de pompages d'essai qui est le plus souvent utilisée. Les méthodes simples de cette analyse fournissent des informations générales sur l'hétérogénéité et le volume des interstices qui se vident ou remplissent durant le temps de l'analyse. L'application par A. Mangin (1981, 1982, 1983) des analyses spectrale et celle de corrélation permet également d'obtenir les informations sur le pouvoir de réglage de ce système qui dirige les dépenses de la source.

Le bassin-versant d'eau souterraine réagit autrement qu'un centre ordinaire de pores pendant le pompage d'eau. Sur le diagramme des changements de la dépression (s) au cours du pompage d'essai (t) se distinguent trois segments principaux de la courbe $s = f/igt$ (Fig. 5, Borevskoj, 1971). L'apparition des deux premiers segments de la courbe $s = f/igt$ prouve que faute de facteurs déformant, tels que les fuites d'eau des autres couches, le bassin-versant étudié se caractérise par l'influence des hétérogénéités extérieures. Au premier segment de la courbe générale $s = f/igt$ (Borevskoj, 1971) correspondent les types de diagrammes $s = f/\log t$ présentés par J. Gouin (1988) avec son interprétation de la position de l'orifice de pompage par rapport aux vides karstiques (Fig. 6).

Pour interpréter les résultats de pompages d'essai c'est la méthode de Theis ou celle de Theis—Jacob qui est actuellement utilisée. Pour les résultats des mesures de paramètres hydrogéologiques à partir des pompages d'essai soient vraisemblables, les pompages devraient être plus longs et avec de nombreux orifices d'observation, localisés à différents endroits du profil vertical du massif de roches karstifiées.

Traduit par Teresa Korba-Fiedorowicz

Periglacial waters within the Muschelkalk aquifer in southern Poland

Abstract: The stable isotope data and the environmental radioisotope contents considered together with the known climatic past allowed to identify within the Muschelkalk carbonate aquifer the occurrence of different residence time of groundwaters.

The water samples from the Muschelkalk aquifer were collected from a depth of 30 to about 500 m in the recharge and transit areas of the regional flow system.

The isotope stratification of waters resulting from past climates has been preserved in the isolating Triassic structures, where slow flow takes place. Taking into account the isotope composition ($0.0 \pm 1.0\%$ ^{14}C and $\delta^{18}\text{O} - 12.1$ and $\delta\text{D} - 86.1\%$) water recharged the Triassic aquifer in Pleistocene probably during interstadial periods: Brörup and Odderade. Distinct climate warming in Poland during interstadials Bölling and Allerød of the Vistulian and above all in Holocene was reflected increasingly in less negative values of groundwater isotopic composition in the Muschelkalk aquifer.

Introduction

The hydrogeological investigations of the groundwaters in the Muschelkalk aquifer within the Silesia—Cracow monocline has been recently carried out. Among the hydrogeological studies environmental isotope techniques have been used to recognize the residence time of groundwaters (Rózkowski, 1989; Ciężkowski, Grabczak, Kryza, Poprawski, 1989). The isotope stratification of groundwaters, resulting from past climates has been found in the regional flow system of the Muschelkalk aquifer. The periglacial palaeoinfiltration water has been preserved in the isolated Triassic structures. The results of the isotope investigations carried out within the Lubliniec—Myszków basin has been shown in this paper.

Geological setting of the Muschelkalk carbonate formation

The investigated Muschelkalk carbonate formation covers an area of about 1730 km². It is comprised within the Cracow—Silesia monocline. The Triassic formations dipping into the NNE direction lie discordantly on the Paleozoic bedrocks (Fig. 1). The Muschelkalk formation is covered in the southern outcrops areas by the Quaternary strata only while in the northern part of the area by Upper Triassic clay formation (Fig. 2). The dolomite-limestone Muschelkalk formation within the considered area varies in thickness from several meters in the southern part to 140 in the north. The fault systems directed NWW—SEE and NEE—SWW form horst and graben tectonics. Displacements along most prominent faults may reach even more than 100 m.

Hydrogeology

The hydrogeological investigations have been carried out within the Lubliniec—Myszków Muschelkalk artesian basin (Fig. 1). The karst-fissure Muschelkalk dolomite-limestone complex, in spite of a variety of hydraulic properties, represents in general, one hydraulically connected aquifer (Rózkowski, Wilk, 1980). This aquifer is the main groundwater reservoir in Upper Silesia.

It is covered by the impermeable Upper Triassic formation, beyond the outcrops areas. The Upper Triassic isolating clay layer is not continuous within

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

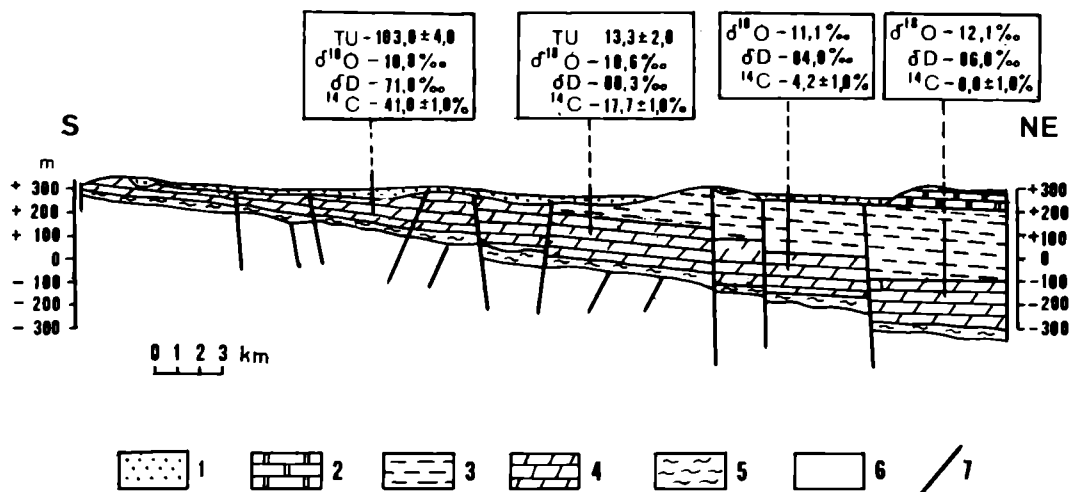


Fig. 1. Geological cross-section

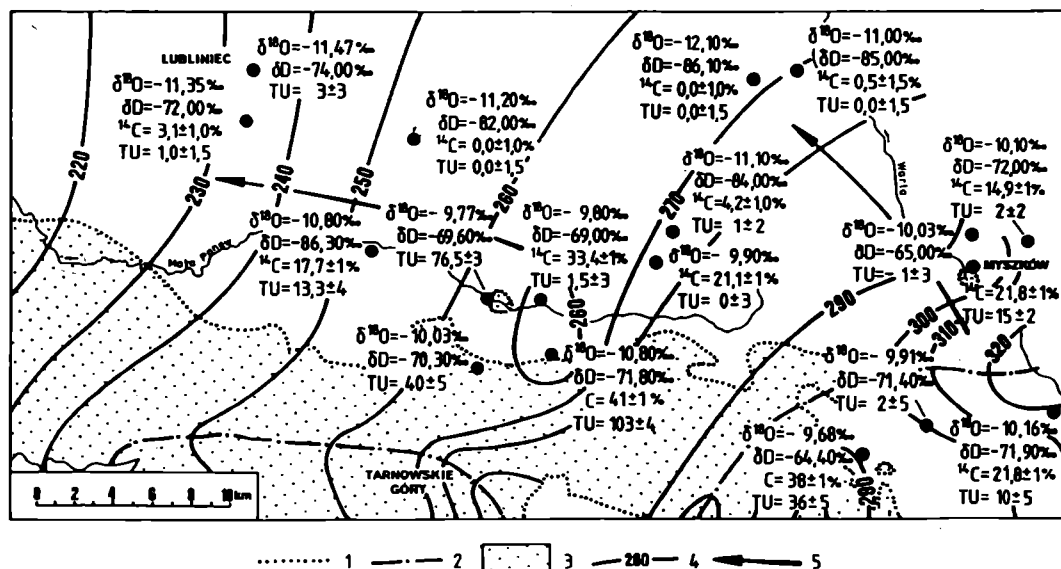
1 — sands, tills (Quaternary), 2 — limestones (Jurassic), 3 — clays (Upper Triassic), 4 — dolomites, limestones (Middle and Lower Triassic), 5 — clays and sands (Lower Triassic), 6 — limestones, claystones, sandstones (Paleozoic), 7 — faults

the horst structures in the southern part of the considered basin (Fig. 1).

The groundwater chemistry in the Muschelkalk aquifer differs slightly in chemical composition (Rózkowski, 1990). The TDS of groundwaters ranges from 0,18 g/l to 1,09 g/l. This high value exists due to the impact of industry and agriculture on the groundwaters and has been observed only locally in

the recharge areas. The groundwaters are represented by $\text{HCO}_3\text{—Ca—Mg}$ and $\text{HCO}_3\text{—SO}_4\text{—Ca—Mg}$ hydrochemical types.

Hydrogeological properties of the Muschelkalk aquifer within the Silesia—Cracow monocline were studied by A. Rózkowski, Z. Wilk (1980); J. Motyka (1988); A. Rózkowski (1990); Z. Wilk, J. Motyka, J. Józefko (1984).



The open porosity of the Triassic carbonate rocks varies from 0,002 to 0,34. According to J. Motyka (1988), permeability of matrix porosity ranges from 0,004 mD to 640 mD that means from $3,1 \times 10^{-12}$ m/s, to $4,9 \times 10^{-6}$ m/s. The specific yield of matrix porosity changes from 0,00071 to 0,15 however, nearly 50% of the results don't exceed 0,02. Hydraulic conductivity of rocks ranges from $1,1 \times 10^{-6}$ m/s to $5,0 \times 10^{-4}$ m/s; the mean hydraulic conductivity is $5,0 \times 10^{-5}$ m/s; specific yield changes from 0,05 to 0,08. The overall permeability and transmissivity of fissure-karst aquifer is an aggregate value of matrix porosity, fracture porosity and channel and cavern porosity. The high storage capacity of the aquifer is due to matrix porosity. Because of their low resistivity, fractures and karst conduits appear to be the main flow paths of groundwater. They drain the rock complex, while matrix porosity plays a secondary role in the transmission of water due to the high flow resistivity. The confined aquifer occurs under the impermeable cover of the Upper Triassic. Fissures of the regular distribution within the whole carbonate complex and the insignificant flow resistance seems to be the main flow routes for groundwater. Karst caverns have been detected in the whole profile of the Muschelkalk aquifer, but the open caverns have been observed only in the depth interval of about 60 m below the surface, that is at the bottom of the buried valleys.

The distribution of the regional hydrodynamic flow field (Fig. 2) results mainly from the difference of the potential head between the recharge area in the hill range of Cracow—Częstochowa Upland which form the eastern border of the basin. The discharge area is comprised within the buried valleys and fault zones of the Odra river. Regional flow direction of groundwaters is modified by the local areas of drainage: by rivers, springs and mainly wells drainage. The regional variety of hydraulic properties of Triassic rocks should be taken into account, too.

The investigated district contains the recharge areas and the transit area of the regional flow system which is developed within the Lubliniec—Myszków artesian basin. Recharge of the aquifer takes place in the outcrop areas of the Muschelkalk formation in the eastern and southern parts of the basin (Fig. 1, 2). The aquifer has become recharged also in the zones of erosional contacts between the Triassic carbonate complex and the Quaternary deposits within the northern part of the basin. The aquifer is drained by the river valleys within the recharge areas and by groundwater intakes in the whole area.

Studies of the influence of the prominent faults on the hydrodynamic field within the Muschelkalk aquifer suggest that fault zones can act as low permeable barriers inhibiting the perpendicular flow of groundwater. According to J. Motyka (1988): "Spatial distribution of permeability within the rock complex is influenced by faults. Discontinuity of water beds leads to the reduction or even lack of the lateral flow across the fault plane." On the other hand, the fault zones lateral to the flow direction can be privileged flow routes because of an increased joint density.

In such conditions the flow rates depend mainly on joint widths which range from 0,23 mm to 24 mm at the depth of 60 m and from 0,22 mm to 1,0 mm at the depth of about 150 m. Further decrease of the width values with the increase of the depth is observed (Motyka, 1988). Considering these numbers, a great variety of flow velocity could take place in the Muschelkalk aquifer within the investigated basin.

Taking into account the development of karst phenomena and fissures width distribution, the free flows as a diffuse flow can take place in the recharge area. In the northern part of the basin at the depth of about 400 m a diffuse Darcian flow appears. The pumping tests confirm the permeability stratification of the Muschelkalk aquifer with the depth (Rózkowski, Wilk, 1980). The mean hydraulic conductivity of the aquifer at the depth of 100 m is $1,61 \times 10^{-4}$ m/s, while below 400 m it decreases to $1,4 \times 10^{-6}$ m/s. Flow velocity, calculated from the Darcy formula, with regard to the open porosity, varies from 0,026 m/h in the areas of recharge to 0,0003 m/h in the transit area. Due to the great variety of the flow velocity the differentiated residence time of the groundwaters within the Triassic aquifer has been observed.

Method of interpretation of the isotopic measurements

The stable isotope data and the environmental radioisotope contents considered together with the known climatic past allowed to identify the occurrence of several characteristic types of waters.

The object of the isotope method is to analyse and interpret variation in the composition of radioisotopes and stable isotopes in groundwaters. The most frequent use is certainly made of those isotopes which make up a water molecule, i.e. the radioactive

isotope of hydrogen, tritium (^3H), the stable isotope deuterium (^2H or D) and a stable isotope of oxygen ^{18}O .

The derivation of both relative and absolute ages of groundwater relies on deduction from the hydrogeological evidence available as well as analytical determination by isotope techniques available (Bath, 1983).

With regard to practical application, the dependence of isotopic composition upon temperature has turned out to be the most relevant connection between isotope composition and meteorological as well as geographical parameters.

Long-term annual means of stable isotopes and local surface air temperature are mostly being used in paleoclimatic studies of groundwater.

The Quaternary climatic past in Poland has been found by J.E. Mojski (1991), S. Kozarski (1991). According to these authors, the Holocene was characterized by some minor changes in climate whereas the major changes took place in the Pleistocene, which was characterized by several glacials and interglacials. The changes in climate between Pleistocene glacial periods and Holocene were so strong that it should also be reflected in the isotope content of groundwaters, independently of the mixing processes and continental effect. The palaeowaters should bear some evidence of the major climatic changes.

The isotope stratification of groundwaters, resulting from past climates may be expected to be preserved in the regional flow systems of the great groundwater basins. The present infiltration water can be found in the recharge areas where the high flow velocity takes place. The palaeoinfiltration waters may contain the transit and discharge areas of the regional flow system, where the velocity of flow is low.

Isotope composition of groundwaters recharged during the Quaternary in Poland has been presented by J. Grabczak and A. Zuber (1983). Interpretation of the isotopic composition of groundwaters from the Muschelkalk aquifer has been carried out in this paper taking into account the hypothesis of palaeoclimatic effect on palaeowaters in Poland, advanced by these authors.

Regional environmental isotopes studies of the Muschelkalk aquifer water

The regional studies of isotopic composition of groundwaters from the carbonate Triassic aquifer within the Lubliniec—Myszków basin were carried

out by A. Rózkowski (1990). The environmental isotopic measurements of the groundwater samples collected from 60 wells and drillings were taken for interpretation.

The water samples from the Muschelkalk aquifer were collected from a depth of 30 m to about 500 m in the recharge and transit areas of the regional flow system in the years 1973—1975. The stable isotope and radioisotope data allowed to identify the occurrence of different residence time of groundwaters within the basin.

As shown in Fig. 1 and 2 the tritium and ^{14}C contents decrease with aquifer depth. In the entire basin the contents of heavy stable isotopes decrease along the flow routes (Fig. 1). The values of stable oxygen and hydrogen isotope contents are fitting well to the $\delta\text{D} = 8\delta^{18}\text{O} + 10$ precipitation line.

The groundwater sampled from the wells located in the recharge area contains groundwater of the recent infiltration. The Triassic aquifer is well feeded and drained there and therefore it can't contain the palaeowater. Isotope composition is close to that of the mean to-day precipitation. The total mineralization of the groundwater changes is in the limit from 180 mg/dm³ to 280 mg/dm³. There is HCO_3^- — Ca — Mg hydrochemical type of water. There is presence of tritium and high content of modern ^{14}C ($38,6 \pm 1,0\%$ to $41,0 \pm 1,0\%$) in isotope composition of water. $\delta^{18}\text{O}$ values range from $-10,8\%$ to $-9,7\%$ and δD from $-71,8\%$ to $-64,4\%$. The content of tritium varies from 40 ± 3 TU to 103 ± 4 TU (at the mean value in precipitation 147 TU — 1973). Taking into account these numbers, the age of water changes from a few until about 25 years. The calculated mean velocity of flow is about 0,026 m/h.

The group of the groundwater samples collected from the wells of the depth down to 180 m, located about 7 km from the carbonate series outcrops, has also isotope composition close to that of the present infiltration water.

Variable ^{14}C content from $17,7 \pm 1,0\%$ to $33,4 \pm 1,0\%$ and $0,0 \pm 1,5$ TU content are typical for this water $\delta^{18}\text{O}$ values vary from $-10,3\%$ to $-9,7\%$ and δD from $-86,3\%$ to $-69,0\%$. Taking into account the isotope composition, this is the water of the Holocene origin.

Groundwater in the transit area of the regional flow system is collected from the wells of the depth up to 480 m. The wells are located in the distance of about 12 km to 30 km from the recharge area. The Triassic carbonate aquifer is covered there by a cover of the impermeable Upper Triassic clays more than 180 m thick. The collected samples of groundwater

have TDS in the limit from 289 mg/dm³ to 400 mg/dm³. They are usually waters of the HCO₃—SO₄—Ca—Mg hydrochemical type with H₂S content.

The isotope stratification of waters resulting from past climates has been preserved in these isolating Triassic structures, where slow flow takes place.

Residence time of groundwater in this area is different depending on distance from the recharge area, flow velocity and the tectonic disturbances of the Triassic carbonate series. The groundwater which has 0,0 ± 1,5 TU, very low ¹⁴C content (4,2 ± 1,0% to 3,1 ± 1,0%) and which isotope composition is more negative than the present infiltration ($\delta^{18}\text{O}$ -11,35‰ to -11,1‰ and δD -84,0‰ to -72,0‰) comes from the end of Pleistocene, partly it is mixed with Holocene water. The residence time of the groundwater calculated taking into account the modern ¹⁴C content and Vogel correction is several dozen thousand years.

The area of the tectonic grabens in the north-eastern part of the area consists water of 0,0 ± 1,5 TU and 0,0 ± 1,0% ¹⁴C. The stable isotopes are more negative than of the present infiltration ($\delta^{18}\text{O}$ from -12,1‰ to -11,0‰ and δD from -86,1‰ to -82,0‰). The residence time of groundwater is more than 60 thousand years.

Impact of the environment on the isotopic composition of precipitation during the recharge period

Reconstruction of climatic condition during the recharge period of the Muschelkalk aquifer, justifying determined isotopic composition of groundwater, was based on the papers of J.E. Mojski (1991) and S. Kozarski (1991). The time interval was analysed from about 120 thousand years from the decline of Neopleistocene until Holocene taking into account previously described results of the ¹⁴C content in water as well as flow velocity in the Muschelkalk aquifer (Rózkowski, 1989).

During this period of time rhythmic climatic changes were marked mainly as changes of temperature and precipitation rate (Mojski, 1991). The climate of the Eemian interglacial period was warmer than at present (Mojski, 1991). Stable isotopes values of groundwater older than 60 thousand years are too negative to assume the recharge of the Muschelkalk aquifer during this interglacial period.

Climatic breakdown during the Vistula glaciation in a time period of about 105 thousand years led to climate continentalization (Kozarski, 1991). Characteristic for this period of time, the mean annual temperature during stadial periods oscillated from -4°C to -8°C and even periodically was lower, similar to contemporary changes of temperature in arctic areas. The isotopic composition of precipitation during Vistula glaciation would also be very similar to today in arctic areas.

For example the annual mean $\delta^{18}\text{O}$ in precipitation from Alaska ranges from -12,5‰ to -18,3‰ while the mean annual temperature changes from -2,6°C to -12,6°C. For Franz Joseph Land the characteristic annual mean $\delta^{18}\text{O}$ ranges from -12,5‰ to -12,7‰ while the temperature from -3,0°C to -5,8°C (Väikmaa, Punning, 1982, 1983).

During the Vistula glaciation time the area of Middle Poland Uplands was in the range of the periglacial zone characterized by permafrost which made recharge of aquifers difficult. However recharge could have taken place during interstadial periods: Brörup, Odderade and others, when mean temperature of July surpassed 15°C (Kozarski, 1991).

The high mean annual temperature during Holocene made further recharge of aquifer easier.

Distinct climate warming in Poland during interstadials Bölling and Alleröd of the late Vistulian and above all in Holocene was reflected increasingly in less negative values of groundwater isotopic composition in the Muschelkalk aquifer.

References

- Bath A. H., 1983: Stable isotopic evidence for palaeo-recharge conditions of groundwater. In: Palaeoclimates and palaeowaters. Proc. of an Advisory Group Meeting. Vienna 25—28 November 1980. Vienna, pp. 169—186.
- Cieřkowski W., Grabczak J., Kryza J., Poprawski J., 1989: Izotopowe badania wieku i cyrkulacji wód monokliny i depresji opolskiej. In: Probl. hydrogeol. południowo-zachodniej Polski. Wyd. Pol. Wrocław, Wrocław, pp. 409—418.
- Grabczak J., Zuber A., 1983: Isotope composition of waters recharged during the Quaternary in Poland. In: Freiburger Forschungshefte C 388. Vorträge des Intern. Isotopen Kolloquiums in Freiburg, 1982, pp. 83—108.
- Kozarski S., 1991: Paleogeografia Polski w Vistulianie. In: Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze. PWN, Warszawa, pp. 80—104.

- Mojski J. E. 1991. Ewolucja środowiska w plejstocenie. In: *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*. PWN, Warszawa, pp. 67—80.
- Motyka J., 1988: Węglanowe osady triasu w olkusko-zawierciańskim rejonie rudnym jako środowisko wód podziemnych. In: *Zeszyty Naukowe AGH*. Nr 36. Kraków, p. 109.
- Rózkowski A., 1989. Ocena odporności na zanieczyszczenia antropogeniczne zbiornika szczelinowo-krasowego triasu północnego w oparciu o wyniki badań izotopowych. In: *Mat. z Konf. Nauk. nt. „Wody szczelinowo-krasowe i problemy ich ochrony. Karniowice, 11—13 września 1989”*. Podprogram CPBP 04.10. SGGW-AR, Warszawa, pp. 79—85.
- Rózkowski A., 1990. Isotope studies of the Triassic aquifer water in the Southern Poland. In: *Freiberger Forschungshefte*, C 442. Vortrage des Intern. Isotopenkolloquiums 1988 in Freiberg, pp. 42—51.
- Rózkowski A. (ed.), 1990. *Szczelinowo-krasowe zbiorniki wód podziemnych monokliny śląsko-krakowskiej i problemy ich ochrony*. Podprogram CPBP 04.10., No 57. SGGW-AR. Warszawa, p. 123.
- Rózkowski A., Wilk Z. (ed.), 1980: Warunki hydrogeologiczne złóż rud cynku i ołowiu regionu śląsko-krakowskiego. *Prace IG. Wyd. Geol.*, Warszawa, p. 319.
- Wilk Z., Motyka J., Józeko J., 1984. Investigations of some hydraulic properties of karst solution openings and fractures. *Roczn. Pol. Tow. Geol.* 54: 55-112 [Kraków].
- Väikmae R., Punning J.M., 1982. Izotopnyj sostav kisloroda atmosferycznych osadkov Arktiki. *Vodnye Resursy*, 5: 52—58 [Moskva].
- Väikmae R., Punning J.M., 1983; Isotope-geochemical investigations on glaciers in the Eurasian Arctic. In: *Proc. from Symposium Correlation of Quaternary Chronologies*, May 26—29, 1983. Atkinson College York University, Toronto, pp. 385—393.

PERYGLACJALNE WODY
W POZIOMIE WAPIENIA MUSZLOWEGO
W POŁUDNIOWEJ POLSCE

Streszczenie

Badaniami izotopowymi wód objęto szczelinowo-krasowy poziom wapienia muszlowego położony w zasięgu zbiornika Lubliniec—Myszków.

Jest to zbiornik zbudowany ze skał dolomitycznych i wapiennych, półzakryty (ryc. 1, 2), intensywnie eksploatowany w swej południowej części. Pod przykryciem izolujących utworów triasu górnego występują wody pod ciśnieniem. Poziom wapienia muszlowego prowadzi wody użytkowe.

Przepuszczalność poziomu wodonośnego jest zmienna, w granicach od $1,1 \times 10^{-6}$ m/s do $5,0 \times 10^{-4}$ m/s, w zależności od stopnia zeszcelinowania i skrasowienia skał. Współczynnik przepuszczalności maleje z głębokością.

Zbiornik zasilany jest na swych wychodniach położonych w S i SE części obszaru występowania, drenowany zaś w skali regionalnej na zachodzie poprzez dolinę kopalną Odry i strefy dyslokacji (ryc. 2).

Zmienne prędkości przepływu oraz obecność barier hydrodynamicznych wpływają na występowanie w zbiorniku wód o zróżnicowanym czasie przebywania.

Oceny czasu przebywania wód dokonano na podstawie wyników badań składu izotopów środowiskowych w wodach wapienia muszlowego. Interpretacji wyników dokonano, uwzględniając hipotezę efektu paleoklimatycznego na wody podziemne w Polsce.

Stwierdzono wyraźną stratyfikację składu izotopowego wód w zbiorniku. W rejonie wychodni występują wody, których skład izotopowy jest zbliżony do średniorocznego składu izotopowego współczesnych opadów atmosferycznych. Wody te charakteryzują się wysoką zawartością trytu, a zawartości ^{14}C są zmienne w przedziale $38,6 \pm 1,0\%$ do $41,0 \pm 1\%$. Wartości izotopów trwałych kształtują się w granicach $\delta^{18}\text{O} - 10,8\text{‰}$ do $-9,7\text{‰}$, natomiast δD od $-71,8\text{‰}$ do $64,4\text{‰}$.

Wody pobrane ze studni oddalonych o kilka kilometrów na północ od obszaru zasilania cechują się zawartością trytu $0,0 \pm 1,5\%$ TU oraz ^{14}C w granicach od $17,7 \pm 1\%$ do $33,4 \pm 4,0\%$. Skład izotopów trwałych wskazuje, iż są to różnego wieku wody holocenijskie izolowane od wpływu zasilania współczesnymi opadami.

Wody ze strefy regionalnego przepływu pobrane na głębokości 260—480 m, pod przykryciem izolujących utworów górnego triasu, położone 12—30 km na N od obszaru zasilania (ryc. 2), są wodami paleoinfiltracyjnymi. Skład izotopowy wód charakteryzują zawartości trytu $0,0 \pm 1,5\%$ TU oraz ^{14}C od $0,0 \pm 1,0\%$ do $4,2 \pm 1,0\%$. Wartości $\delta^{18}\text{O}$ są zmienne od $-12,1\text{‰}$ do $-11,35\text{‰}$, a δD od $-86,1\text{‰}$ do $-72,0\text{‰}$, skład izotopowy wód oraz środowisko geograficzne okresu zasilania wykazują, że wody opadowe alimentowały poziom wapienia muszlowego w okresie interstadiałów, w strefie peryglacjalnej ostatniego zlodowacenia.

LES EAUX PÉRIGLACIAIRES
AU NIVEAU DU MUSCHELKALK
EN POLOGNE MÉRIDIONALE

Résumé

Les recherches isotopiques des eaux ont été menées au niveau du Muschelkalk situé dans le voisinage du bassin-versant de Lubliniec—Myszków.

C'est un bassin-versant construit de roches dolomitiques et carbonatées, à demi couvert (Fig. 1, 2), exploité intensivement dans sa partie S. Sous la couverture des formations isolant du Triassique supérieur se manifestent des eaux sous la pression. Le niveau du Muschelkalk conduit des eaux usagères.

La perméabilité du niveau aquifère est variable, de $1,1 \times 10^{-6}$ m/s à $5,0 \times 10^{-4}$ m/s en fonction du degré de fissuration et de karstification des roches. Le coefficient diminue avec la profondeur.

L'aquifère est alimenté dans ses affleurements situés dans les parties S et SE, tandis que son drainage à l'échelle régionale s'effectue à l'ouest, à travers la vallée de l'Odra et les zones de dislocations (Fig. 2).

Les vitesses variables de l'écoulement et la présence des barrières hydrodynamiques font que les eaux restent dans le bassin-versant pendant des périodes différenciées.

Les mesures de ces périodes ont été faites à partir des résultats des recherches sur la composition des isotopes dans les eaux du Muschelkalk. L'interprétation a été faite en considération de l'hypothèse de l'effet paléoclimatique sur les eaux en Pologne (Grabczak, Zuber, 1983).

On a constaté une considérable stratification de la composition isotopique des eaux dans le bassin-versant. Dans la région des affleurements se manifestent les eaux dont la composition isotopique est analogue à celle de la moyenne annuelle des précipitations actuelles. Ces eaux se caractérisent par une forte teneur en tritium tandis que celle en ^{14}C est variable, de $38,6 \pm 1,0\%$ à $41,0 \pm 1,0\%$. Les valeurs des isotopes stables se présentent ainsi: $\delta^{18}\text{O}$ de $-10,8\text{‰}$ à $-9,7\text{‰}$, δD de $-71,8\text{‰}$ à $64,4\text{‰}$.

Les eaux prises aux puits éloignés de quelques kilomètres au nord de la région d'alimentation se caractérisent par la teneur en tritium de $0,0 \pm 1,5\%$ TU et en ^{14}C de $17,7 \pm 1,0\%$ à $35,4 \pm 4\%$. La composition des isotopes stables démontre que ce sont des eaux holocènes à différents âges, isolées de l'influence de l'alimentation par les précipitations actuelles.

La composition isotopique des eaux de l'écoulement régional se caractérise par la teneur en tritium $0,0 \pm 1,5\%$ TU et en ^{14}C de $0,0 \pm 1,0\%$ à $4,2 \pm 1,0\%$. Les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ sont variables, de $-12,1\text{‰}$ à $11,35\text{‰}$, celle de δD de $-86,1\text{‰}$ à $-72,0\text{‰}$.

Leur composition et le milieu géographique de la période d'alimentation démontre que les eaux de précipitations ont alimenté le niveau du Muschelkalk dans la période des interstades dans la zone périglaciaire de la dernière glaciation.

Traduit par Teresa Korba-Fiedorowicz

Charakterystyka hydrogeologiczna sieci szczelin i kawern w węglanowych skalach triasowych z okolic Chrzanowa

Treść: Przedstawiono wyniki badań przeprowadzonych w wyrobiskach kopalni „Trzebieńka” w rejonie Chrzanowa, zmierzające do określenia cech geometrycznych systemu szczelin i kawern oraz osadów wypełniających formy krasowe. Zwrócono uwagę na przepuszczalność hydrauliczną tychże systemów. Podano współczynniki filtracji dla badanego ośrodka szczelinowo-krasowego (1×10^{-6} m/s— $5,5 \times 10^{-2}$ m/s) oraz próbek osadów wypełniających formy krasowe ($2,8 \times 10^{-9}$ m/s— 2×10^{-2} m/s).

Wprowadzenie

Pośród czynników wpływających na parametry sieci hydraulicznej w masywach węglanowych do najważniejszych należy występowanie sieci szczelin oraz systemów kanałów (kawern). Znaczenie tych elementów strukturalnych dla różnych aspektów funkcjonowania zbiornika wód podziemnych jest coraz bardziej doceniane. Dają temu wyraz opublikowane w ostatnich latach wyniki badań (Motyka, Wilk, 1984; Motyka, 1988, 1989; Liszkowska, Liszkowski, 1989; Liszkowska, Pacholewski, 1989).

Badania, których wyniki przedstawiamy w niniejszym opracowaniu, prowadzono w celu określenia cech geometrycznych oraz własności hydrogeologicznych systemu szczelin i kawern w obrębie węglanowych skał triasowych na obszarze synkliny chrzanowskiej, w południowo-wschodniej części obszaru śląsko-krakowskiego. Wykonano je w kopalni „Trzebieńka” koło Chrzanowa. Ich przedmiotem były szczeliny oraz fragmenty systemu kanałów w masywie triasowym, zarówno w dolomitowej jego części, będącej tu szczelinowo-krasowym zbiornikiem wód podziemnych, jak i w warstwie wapienno-marglistej, uważanej tu za izolującą spąg pozi-

mu wodonośnego (por. Szuwarzyński, Kryza, 1989: Rys. 1).

Własności hydrogeologiczne szczelin

Według badań eksperymentalnych zdolność szczelin do przewodzenia i magazynowania wody jest funkcją ich rozwarcia. Pewne znaczenie mają też inne ich cechy, takie jak długość, krętość, szorstkość powierzchni, a także orientacja względem kierunków zalegania masywu (między innymi Lomize, 1951; Wittke, Louis, 1968). Zakres prowadzonych obserwacji dostosowano do możliwości, jakie stwarza praca w podziemiach kopalni. Wykonano pomiary długości i rozwarcia szczelin odsłoniętych na ociosach wyrobisk oraz rejestrację azymutu ich rozciągłości. Szerokość rozwarcia szczelin mierzono szczelinomierzem technicznym, a w przypadku rozmiaru mniejszego od 0,05 mm — szacowano.

Obserwacje wykonano w 8 stanowiskach rozmieszczonych w taki sposób, by reprezentowane były różne typy szczelinowości, a więc wybrano przypadki najczęściej powtarzające się, co nie oznacza jednak pełnej reprezentatywności wykonanych badań. Na każdym stanowisku pomiary wykonywano na wycinkach ociosu o powierzchni 0,75 m—4,5 m. W pomiarach uwzględniano zarówno szczeliny diagonalne o różnej genezie, jak i fugi międzylawicowe.

Na podstawie pomierzonych cech geometrycznych szczelin obliczono wskaźniki szczelinowości powie-

* Andrzej Goliasz, Jacek Motyka, Zakład Hydrogeologii i Geologii Inżynierskiej i Górniczej, Akademia Górniczo-Hutnicza, 30-059 Kraków, Al. Mickiewicza 30

Andrzej Kryza, Marek Szuwarzyński, Zakłady Górnicze „Trzebieńka”, 32-530 Trzebieńka, ul. Sikorskiego 72

rzchniowej, powierzchniowej gęstości spękań, ekwiwalentne rozwarcia szczelin oraz współczynniki sieci spękań w badanym fragmencie masywu węglanowych skał triasowych. Wielkości te obliczono z następujących wzorów (Liszkowski, Stochlak, 1976; Motyka, Wilk, 1984; Wilk, Motyka, Józefko, 1984):

$$(1) \quad n_F = \frac{\Sigma l_i b_i}{F}$$

$$(2) \quad G_F = \frac{\Sigma l_i}{F}$$

$$(3) \quad b_e = \sqrt[3]{\frac{\Sigma b_i^3 l_i}{\Sigma l_i}}$$

$$(4) \quad k = 4,42 \cdot 10^5 \cdot \frac{\Sigma b_i^3 l_i}{F}$$

gdzie:

n_F — wskaźnik szczelinowatości powierzchniowej,

G_F — powierzchniowa gęstość spękań (m/m^2),

b_e — ekwiwalentna szerokość rozwarcia (m),

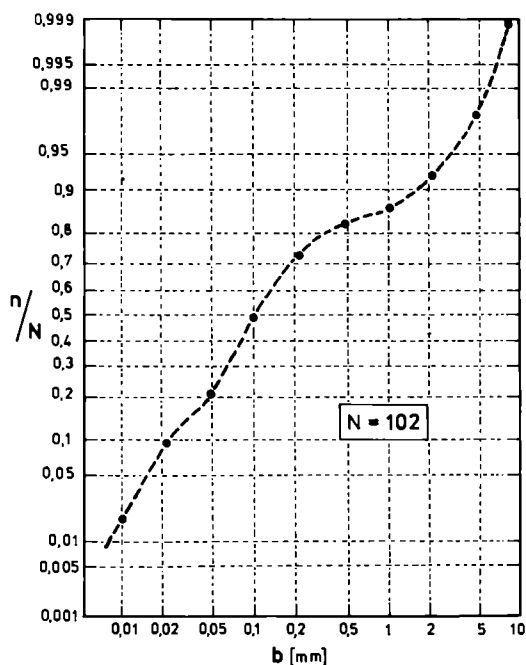
l_i — długość pojedynczej szczeliny (m),

b_i — szerokość pojedynczej szczeliny (m),

F — powierzchnia badanego fragmentu odśrończenia (m^2).

Maksymalna szerokość rozwarcia pomierzonych szczelin jest równa 8 mm, ale około 50% z nich ma rozwarcie poniżej 0,1 mm (ryc. 1). Rozkład tej cechy szczelin ma charakter lognormalny. Wskaźniki szczelinowatości powierzchniowej w badanych fragmentach masywu węglanowych skał triasowych zawierają się w przedziale 0,0099%—0,41%, przy czym najczęściej są rzędu dziesiątych części procenta (tab. 1). Powierzchniowa gęstość spękań mieści się w granicach 0,97 m/m^2 —10,5 m/m^2 . Są to wartości zbliżone z wynikami, jakie opublikowali J. Pawłowska i M. Szuwarzyński (1979).

Ekwiwalentne szerokości rozwarcia szczelin w poszczególnych stanowiących pomiarowych różnią się od siebie, w skrajnych przypadkach o rząd wielkości, tj. mieszczą się 0,14 mm—3,4 mm (tab. 1). Współczynniki filtracji badanych fragmentów masywu węglanowych skał triasowych, obliczone za pomocą wzoru (4), zawierają się w przedziale $1,10 \times 10^{-6}$ m/s— $5,48 \times 10^{-2}$ m/s. Należy jednak podkreślić, że wielkość współczynnika filtracji, obliczona za pomocą wzoru (4), zależy przede wszystkim od tych szczelin z ich zbioru w danym fragmencie masywu skalnego, które mają największe rozwarcie. Kierunki



Ryc. 1. Rozkład szerokości rozwarcia szczelin (b)
 n/N — częstość akumulowana

Fig. 1. Distribution of width values of fissures opening (b)

n/N — cumulated frequency

spękań zostały określone na podstawie 220 pomiarów, wykonanych głównie w dolomitach kruszonych. Wyraźnie dominują szczeliny o kierunkach SW—NE, SSW—NNE i zbliżone do W—E.

Formy krasowe

Kawerny

Badania i pomiary cech geometrycznych kawern (według: Choquette, Pray, 1970) wykonano w wyrobiskach górniczych kopalni „Trzebieńka”. Prócz tego skartowano 62 kawerny, z czego 53 w wyrobiskach południowej części kopalni „Trzebieńka”. Na podstawie wyników kartowań określono kształt i powierzchnię przekroju każdej z tych pustek, powstałego wskutek przecięcia jej ociosem wyrobiska. Dla 46 kawern, tzn. dla tych, dla których to było możliwe, zmierzono azymuty ich kierunków.

Wielkości przekrojów poprzecznych obserwowanych pustek krasowych mieściły się w bardzo szeroko-

Cechy geometryczne i właściwości hydrogeologiczne szczelin

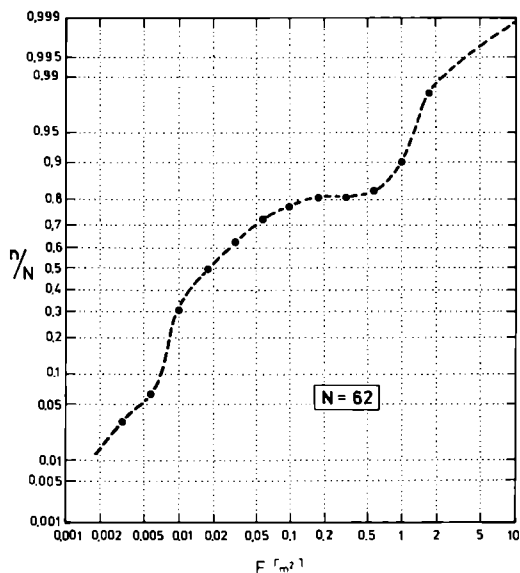
Table 1

Geometric features and hydrological properties of fissures

Numer stanowiska (Number of measuring point)	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
Powierzchnia stanowiska (Area of a point) F (m ²)	3,0	0,75	0,75	1,0	2,5	2,0	4,5	4,5
Łączna długość szczelin (Total length of fissures) ΣL_i (m)	9,80	7,90	3,59	3,12	8,15	5,81	7,74	4,36
Łączna powierzchnia przekroju szczelin (Total area of fissures cross-section) $\Sigma b_i l_i$ (m ²)	0,0103	0,0031	0,0028	0,0010	0,0037	0,0048	0,0009	0,0005
Współczynnik szczelinowatości powierzchniowej (Coefficient of fissurization of the area) n_f (%)	0,34	0,41	0,38	0,099	0,15	0,24	0,019	0,010
Powierzchniowa gęstość spękań (Fissures density of the area) G_F (m/m ²)	3,27	10,53	4,79	3,12	3,26	2,91	1,72	0,97
Ekwiwalentna szerokość rozwarcia (Equivalent width of the opening) b_e (mm)	3,36	1,51	2,40	0,67	1,35	1,35	0,16	0,14
Współczynnik filtracji (Infiltration coefficient) k (m/s)	$5,48 \times 10^{-2}$	$1,60 \times 10^{-2}$	$2,89 \times 10^{-2}$	$4,07 \times 10^{-4}$	$3,54 \times 10^{-3}$	$3,15 \times 10^{-3}$	$3,05 \times 10^{-6}$	$1,10 \times 10^{-6}$

kim przedziale wartości, tj. 0,002 m²—10,4 m². Ponad 75% pustek miało powierzchnię przekroju poprzecznego mniejszą od 0,1 m² (ryc. 2), czyli zgodnie z klasyfikacją Z. Wilka, J. Motyki, I. Józefki (1984) są to pustki małe. Bardzo duże pustki, tzn. takie, które według cytowanej klasyfikacji mają powierzchnię przekroju poprzecznego większą od 1 m², stanowią około 10% zbadanej populacji. Są one często rozwinięte na szczelinach cioso-

wych (fot. 1, 2) lub wzdłuż fug międzylawicowych (ryc. 3). Największa ze zbadanych pustka krasowa występuje pośród brekcji w dolomitach kruszcowanych (ryc. 4). Powstała ona wskutek stopniowego zapadania się stropu pustki aż do ukształtowania się sklepienia równowagi. Podobnego typu pustki stwierdzono także w węglanowych skałach triasowych kopalni „Pomorzany” w rejonie olkuskim (Motyka, 1988).



Ryc. 2. Rozkład wielkości przekrojów poprzecznych kawern (F_A)

n/N — częstość akumulowana

Fig. 2. Distribution of sizes of caverns cross-sections (F_A)

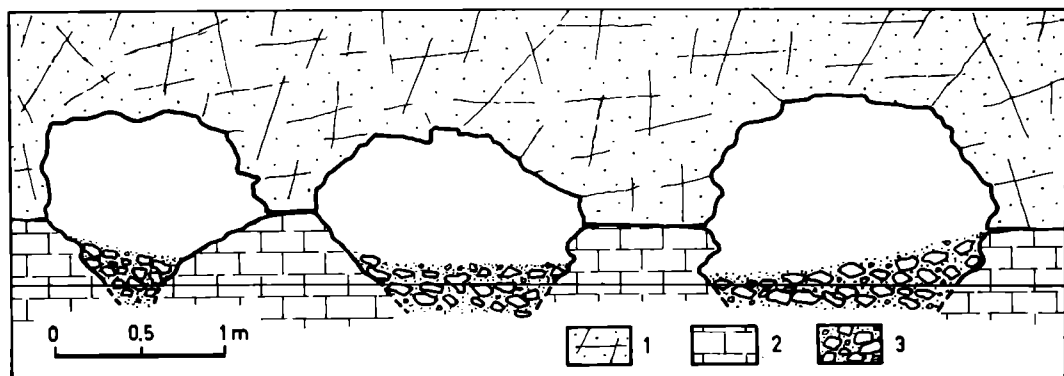
n/N — cumulated frequency

Z. Wilk, J. Motyka, I. Józefko (1984) zaproponowali, aby kształt przekroju poprzecznego kanału krasowego aproksymować równoważną elipsą, a klasyfikację kształtu przeprowadzać na podstawie stosunku długości poziomej półosi ekwiwalentnej elipsy do długości jej pionowej półosi. Stosunki

takie dla zbadanych kawern w kopalni „Trzebieńka” mieszczą się w przedziale 0,26—10,4. Według cytowanej klasyfikacji 58 pustek (około 94%) ma przekrój poprzeczny poziomo wydłużony, jedna pustka (1,6%) ma przekrój regularny, a 3 pustki (4,8%) — pionowo wydłużony (ryc. 5).

Kierunki kanałów krasowych można było pomierzyć tylko w 46 przypadkach pustek i dlatego wynik tych pomiarów należy traktować jako wstępny, co nie pozwala wyciągać daleko idących wniosków. Daje się jednak zauważyć, że zdecydowanie dominują kierunki kanałów krasowych 50° — 60° oraz 290° — 300° , z których tylko ten pierwszy odpowiada jednemu z głównych kierunków spękań (ryc. 6).

Trudnym i dotąd właściwie nie rozwiązany zagadnieniem jest jednostkowa objętość kawern, w tym także pustek krasowych w masywie skalnym, wyrażona np. za pomocą współczynnika porowatości kawernowej. Obliczenie takiego współczynnika wymaga w praktyce określenia objętości pustek oraz objętości masywu, do której należy odnieść pojemność tych pustek. Uzyskanie obu tych wielkości, ogólnie mówiąc, nie jest łatwe, dlatego też sięga się do metod pośrednich, takich jak interpretacja wyników próbných pompowań albo hydrogramów źródeł lub kombinowanych, polegających na bilansowaniu wyników laboratoryjnych badań odsączalności przestrzeni porowej, połowych pomiarów cech geometrycznych szczelin i współczynnika zasobności masywu, uzyskanego jako rezultat próbnego pompowania (Liszkowska, Liszkowski, 1989). Miernikiem elementarnej objętości pustek krasowych może być tzw. wskaźnik kawernistości powierzchniowej (n_p):



Ryc. 3. Grupa kawern rozwinięta wzdłuż fugi międzyławicowej

1 — dolomity, 2 — wapień, 3 — brekcja zapadlankowa

Fig. 3. A group of caverns developed along interstrata layer

1 — dolomites, 2 — limestone, 3 — collapse breccia



Fot. 1. Kanał krasowy rozwinięty na szczelinie ciosowej

Fot. Andrzej Kryza

Photo 1. Karst channel developed along a joint fissure

Photo by Andrzej Kryza

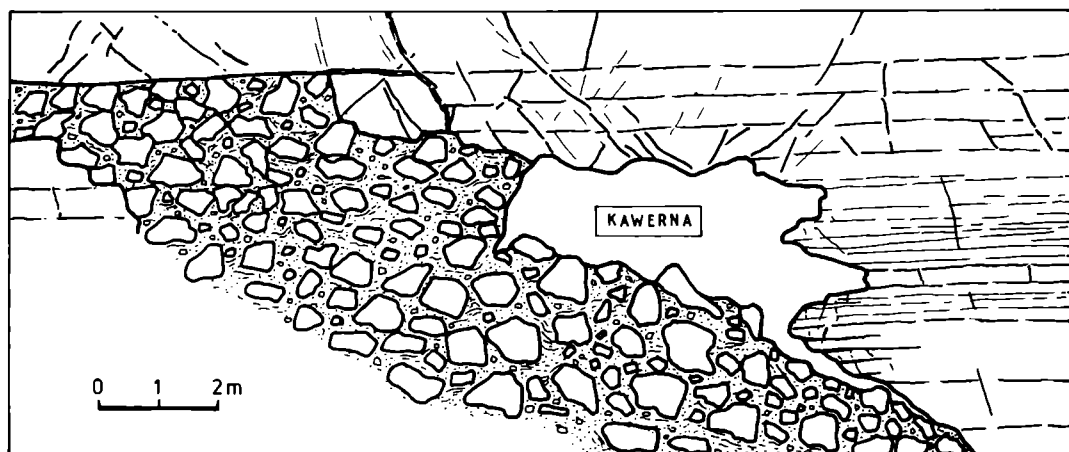


Fot. 2 Kawerna krasowa w wapieniach gogolińskich. Na ścianach widoczne nacieki aragonitowe (jasne plamy) oraz manganowe na spągu wyrobiska (ciemna smuga)

Fot. Andrzej Kryza

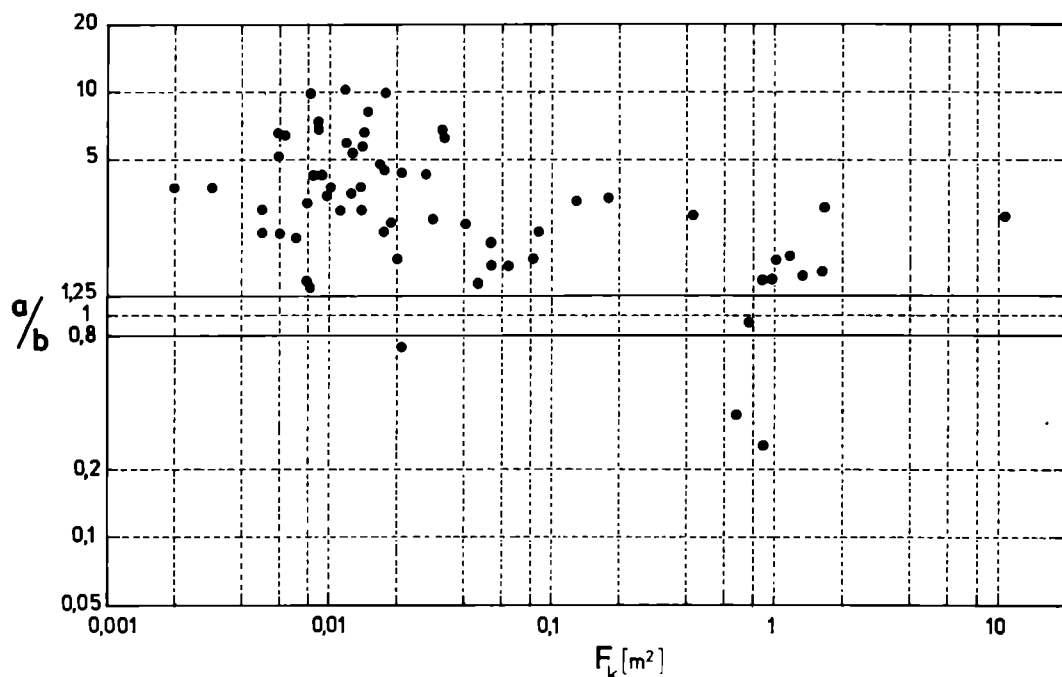
Photo 2. Karst cavern in Gogolin limestones. Aragonite speleothems on walls (light spots) and manganic ones on the excavation floor (dark streaks)

Photo by Andrzej Kryza



Ryc. 4. Kawerna krasowa rozwinięta wśród brekcji zapadliskowej w dolomitach kruszących się

Fig. 4. A karst cavern developed in collapse breccia in ore bearing dolomites

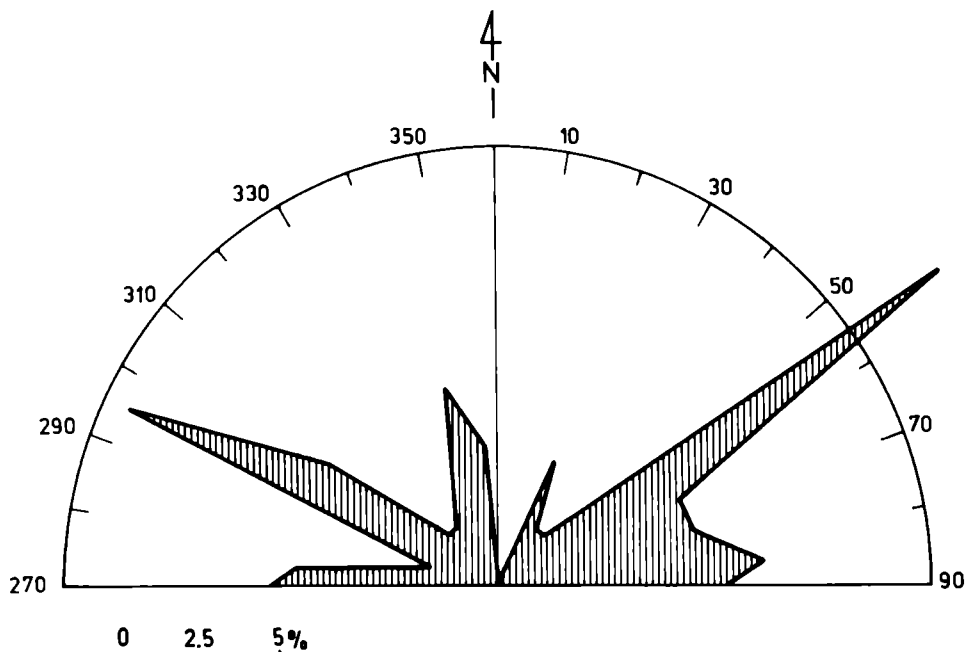


Ryc. 5. Zależność między powierzchnią przekroju poprzecznego kawerny (F_k) i stosunkiem długości półosi ekwiwalentnej elipsy

a — długość poziomej półosi, b — długość pionowej półosi

Fig. 5. Correlation between area of the cross section of the cavern (F_k) and length of half-axis of the equivalent ellipse

a — length of horizontal half-axis, b — length of vertical half-axis



Ryc. 6. Diagram kierunków kawern

Fig. 6. Diagram of the cavern directions

$$(5) \quad n_k = \frac{\Sigma F_k}{F}$$

gdzie:

F_k — powierzchnia przekroju poprzecznego kawerny mierzona na ścianie wyrobiska lub odsłonięcia (m^2),

F — powierzchnia badanego fragmentu odsłonięcia (m^2).

Niewątpliwie problemem metodycznym jest wybór wielkości powierzchni pomiarowej. Nie ulega wątpliwości, że powinna być ona znacznie większa niż w przypadku szczelin. Dowodzą tego wyniki badań kawernistości wapieni gogolińskich przeprowadzone w kopalni „Olkusz” (Motyka, 1975). Biorąc to pod uwagę, autorzy wykonali badania w 4 wyrobiskach o średniej wysokości 4 m, przecinających się pod kątem prostym i tworzących prostokąt o bokach 250 m $\times$ 560 m (ryc. 7). Obliczono wskaźniki n_k dla każdej ze ścian bloku pomiarowego oraz łączny wskaźnik. Uzyskano następujące wyniki:

ściana W $n_{k1} = 0,167\%$

ściana N $n_{k2} = 0,0202\%$

ściana E $n_{k3} = 0,0203\%$

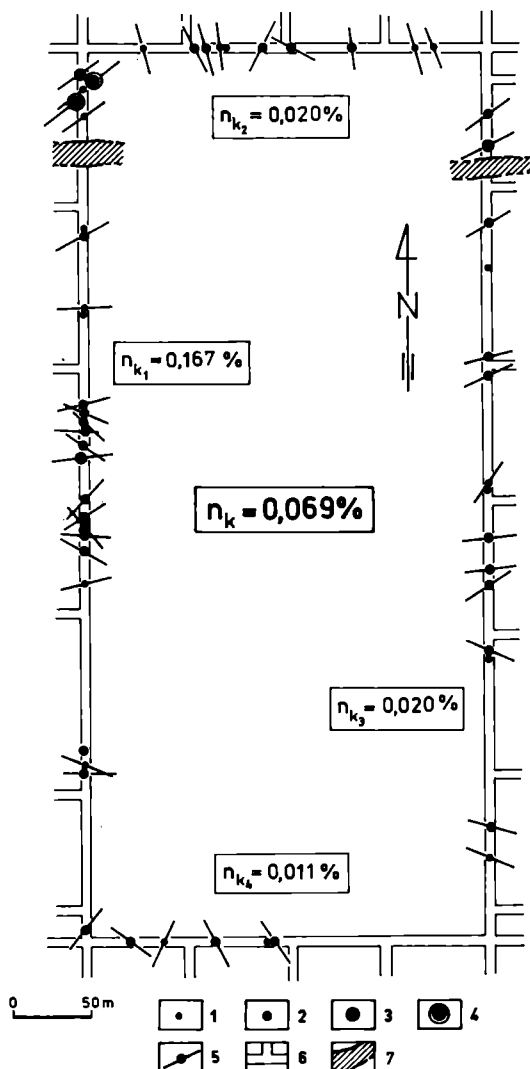
ściana S $n_{k4} = 0,0107\%$

Wskaźnik kawernistości powierzchniowej dla wszystkich czterech ścian bloku pomiarowego wyniósł 0,069%. Jest to wskaźnik znacznie mniejszy niż

wartości, jakie uzyskał J. Motyka (1975) w odniesieniu do kopalni „Olkusz”, wynoszące 1,71% i 0,73%, oraz I. Józefko (1978) dla kopalni „Pomorzany”, równy 0,37%.

Wypełnione formy krasowe

W wyrobiskach górniczych w kopalni „Trzebieńka” spotyka się wszystkie rodzaje wypełnień form krasowych, wydzielone w klasyfikacji H. Paloca (1977), a mianowicie detrytyczne, chemiczne, organiczne i mieszane. Dominującym typem wypełnionych form krasowych w węglanowych skałach triasu chrzanowskiego są jednak brekcje w różnych fazach rozwoju. Jeśli w ogólnym bilansie masy skalnej następuje jej ubytek i zostanie przekroczona wytrzymałość skały na ścinanie lub zginanie, powstają brekcje krasowo-zapadliskowe. Inicjalne stadium brekcji charakteryzuje się przede wszystkim wzrostem gęstości spękań (*crackle breccia* według klasyfikacji Nortona; zob. Dżużyński, 1976). Ten typ formy, niewątpliwie krasowej (jeśli powodem ubytku masy jest proces rozpuszczania), jest jednak pod względem cech geometrycznych bliższy sieci spękań i dlatego autorzy prezentowanego artykułu są skłonni zaliczyć ten typ brekcji do przestrzeni szczelinowej. W miarę postępującego niszczenia skały jej



Ryc. 7. Szkic sytuacyjny kawern, które posłużyły do obliczenia wskaźnika kawernistości powierzchniowej

Powierzchnie przekrojów kawern: 1 — poniżej $0,01 \text{ m}^2$, 2 — od $0,01 \text{ m}^2$ do $0,1 \text{ m}^2$, 3 — od $0,1 \text{ m}^2$ do 1 m^2 , 4 — powyżej 1 m^2 , 5 — kierunki kawern, 6 — wyrobiska górnicze, 7 — strefy brekcji

Fig. 7. Plan of the cavern, applied to calculate cavernity coefficient

1 — less than $0,01 \text{ m}^2$, 2 — $0,01 \text{ m}^2$ to $0,1 \text{ m}^2$, 3 — $0,1 \text{ m}^2$ to 1 m^2 , 4 — more than 1 m^2 , 5 — directions of cavern, 6 — mining excavations, 7 — breccia zones

fragmenty ulegają obróceniu i niewielkiemu przemieszczeniu oraz wzrasta udział drobnych okruszków skał, materiału rezydualnego i allochtonicznego (*mosaic breccia* i *rubble breccia* według cytowanej klasyfikacji Nortona). W końcowym stadium rozwoju

formy brekcyjowej powstaje osad złożony z elementów skały krasowiejącej, często tkwiących w masie osadu drobnoziarnistego, zazwyczaj mieszaninie ilu, pyłu i piasku, w dużej części pochodzenia rezydualnego (*pudding breccia* według klasyfikacji Nortona). W kopalni „Trzebieńka” brekcje są często wtórnie scementowane między innymi węglanami, siarczkami. Innym typem są pustki krasowe, wtórnie wypełnione osadami allochtonicznymi, redeponowanymi osadami rezydualnymi lub mieszanej genezy, lecz osadzonymi przez wodę, przepływającą przez pustkę.

Właściwości hydrogeologiczne wypełnionych form krasowych zależą, prócz cech geometrycznych, także od struktury osadu wypełniającego te formy. Oczywiście jest, że najlepiej przepuszczalne są formy wypełnione rumoszem skalnym, a najgorzej — iłem. Ilościowa charakterystyka przepuszczalności osadów wypełniających formy krasowe okazuje się jednak znacznie trudniejsza. Jednym ze sposobów jest obliczenie współczynnika filtracji ze wzorów empirycznych, opartych na wynikach analizy geometrycznej osadu. Mając to na uwadze, autorzy wykonali analizę granulometryczną 7 próbek osadów wypełniających formy krasowe. Krzywe granulometryczne przedstawia ryc. 8, a procentowy udział wagowy poszczególnych frakcji każdej z próbek zawiera tab. 2. Wyniki analiz granulometrycznych posłużyły do obliczenia współczynników filtracji badanych osadów wypełniających formy krasowe. Do obliczeń użyto wzoru empirycznego, znanego jako „amerykański”, który jest uznawany za najbardziej miarodajny, tj. dający wyniki wystarczająco zgodne z rezultatami próbnych pompowań (Białaś, Czyżewski, Zwierzewicz, 1971):

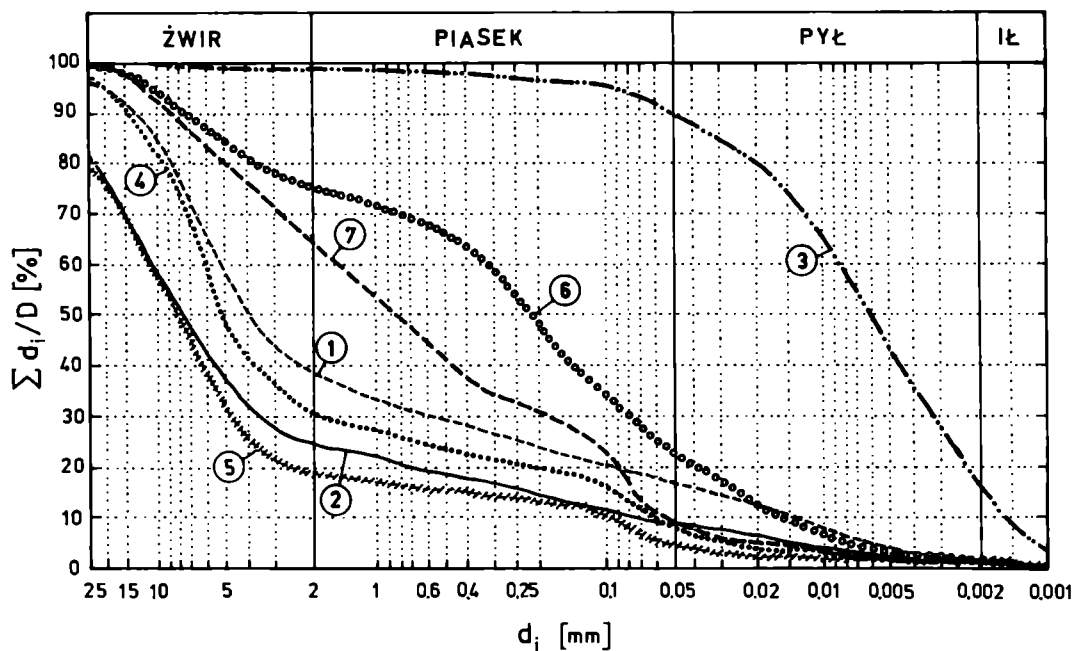
$$(6) \quad k = 0,36 d_{20}^{2/3} \quad (\text{cm/s})$$

gdzie:

d_{20} — średnica ziarn (mm), których udział łącznie z ziarnami o mniejszej średnicy wynosi 20%, odczytywana z krzywych uziarnienia,

k — współczynnik filtracji dla wody o temperaturze 10°C , wyrażony w cm/s .

Wstępne wyniki badań składu granulometrycznego osadów wypełniających formy krasowe w kopalni „Trzebieńka” potwierdzają ich różnorodność obserwowaną makroskopowo. Właściwie stwierdzono pełne spektrum osadów, tzn. od ilów po rumosze, złożone z dużych bloków skalnych. Różny też jest stopień wysortowania osadów. W obrębie tej samej wypełnionej formy krasowej obserwuje się najczęściej osady o różnej granulacji, stąd też współczynnik filtracji tych osadów charakteryzuje się dużą lokalną



Ryc. 8. Krzywe uziarnienia osadów wypełniających kawerny krasowe
W kółkach podano numery próbek, identyczne jak w tab. 2

d_i — średnica zastępcza ziarn, $\Sigma d_i/D$ — częstość skumulowana procentów wagowych frakcji

Fig. 8. Granulation curves of sediments filling karst caverns

Numbers of samples in circles, the same as in Table 2

d_i — substitute diameter of a grain, $\Sigma d_i/D$ — cumulated frequency of mass fractions

Tabela 2

Wyniki analizy granulometrycznej i współczynniki filtracji osadów wypełniających formy krasowe

Table 2

Results of granulometric analysis and infiltration coefficients of the deposits filling karst forms

Nr próby (No. of sample)	Udział frakcji (Amount of particular fractions) %				Średnica (Diameter) d_{10} (mm)	Współczynnik filtracji (Infiltration coefficient) k (m/s)
	ilowej (clay) f_l	pyłowej (dust) f_p	piaskowej (sand) f_s	żwirowej (gravel) f_t		
1	2,0	16,0	20,8	61,2	0,07	$7,94 \times 10^{-6}$
2	1,0	9,6	15,0	74,4	0,35	$3,22 \times 10^{-4}$
3	17,0	75,0	7,0	1,0	0,0022	$2,78 \times 10^{-9}$
4	2,0	8,0	21,6	68,4	0,13	$3,30 \times 10^{-5}$
5	1,0	5,0	13,8	80,2	2,1	$1,98 \times 10^{-2}$
6	2,0	22,0	52,5	23,5	0,035	$1,61 \times 10^{-6}$
7	1,0	9,5	56,4	33,1	0,085	$1,24 \times 10^{-5}$

zmiennością, a dla zbadanych próbek mieści się w kilku rzędach wielkości (tab. 2). Kontynuowanie badań nad tym zagadnieniem pozwoli w przyszłości na pełniejszy opis własności hydrogeologicznych osadów wypełniających formy krasowe w węglanowych skałach triasowych w rejonie chrzanowskim.

Literatura

- Białas Z., Czyżewski Z., Zwierzewicz T., 1971: Obliczanie współczynnika filtracji za pomocą wzoru $k = 0,36d_{20}^2$. Techn. Poszuk., 37: 45—48 [Warszawa].
- Choquette P.W., Pray L.C., 1970: Geologic nomenclature and classification of prophyry in sedimentary carbonates. The Am. Assoc. of Petr. Geologists Bull., 54, 2: 207—250 [Tulsa].
- Dżużyński S., 1976: Hydrothermal karst and Zn—Pb sulfide ores. Roczn. Pol. Tow. Geol., 46, 1—2: 217—230 [Kraków].
- Józefko I., 1978: Obserwacje pustek w skałach triasowych kopalni „Pomorzany” jako podstawa do określania zasobów statycznych wód podziemnych. Kraków [maszynopis pracy magisterskiej w arch. AGH].
- Liszkowska E., Liszkowski J., 1989: Ocena mikro- i makrohydraulicznych parametrów maszywów szczelinowo-krasowych dla potrzeb hydrogeologii. W: Mat. z Konf. Nauk. nt. „Wody szczelinowo-krasowe i problemy ich ochrony. Karniowice, 11—13 września 1989”. Podprogram CPBP 04.10. Z. 10. SGGW—AR, Warszawa, s. 14—22.
- Liszkowska E., Pacholewski A., 1989: Ilościowa ocena struktury hydraulicznej masywu wapieni górnourajskich zlewni Wiercicy. W: Mat. z Konf. Nauk. nt. „Wody szczelinowo-krasowe i problemy ich ochrony. Karniowice, 11—13 września 1989”. Podprogram CPBP 04.10. Z. 10. SGGW—AR, Warszawa, s. 23—32.
- Liszkowski J., Stochlak J. (red.), 1976: Szczelinowatość maszywów skalnych. Wyd. Geol., Warszawa, 312 s.
- Lomize G.M., 1951: Filtracja w treścinowatych porodach. Gosenergoizdat, Moskwa—Leningrad, 127 s.
- Motyka J., 1975: Studia nad własnościami hydrogeologicznymi skał triasowych w olkuskim rejonie kopalnictwa rud. Kraków [maszynopis rozprawy doktorskiej w arch. AGH].
- Motyka J., 1988: Węglanowe osady triasu w olkusko-zawierciańskim rejonie rudnym jako środowisko wód podziemnych. „Zeszyty Naukowe AGH”. Nr 1157: Geologia, z. 36. AGH, Kraków, 109 s.
- Motyka J., 1989: Uwagi na temat modeli pojęciowych sieci hydraulicznej w skałach szczelinowo-krasowych. W: Mat. z Konf. Nauk. nt. „Wody szczelinowo-krasowe i problemy ich ochrony. Karniowice, 11—13 września 1989”. Podprogram CPBP 04.10. Z. 10. SGGW—AR, Warszawa, s. 124—129.
- Motyka J., Wilk Z., 1984: Hydraulic structure of karst-fissured triassic rocks in the vicinity of Olkusz (Southern Poland near Cracow). W: „Kras i Speleologia”. T. 5 (XIV). UŚ, Katowice, s. 11—24.
- Paloc H., 1977: Karst anciens et eaux actuelles. In: Karst Hydrogeology. Mem. of the Intern. Assoc. of Hydrogeologists. Huntsville, Alabama, s. 229—238.
- Pawłowska J., Szuwarzyński M., 1979: Sedimentary and diagenetic processes in the Zn—Pb host rocks of Trzebieńka. W: „Prace Inst. Geol. T. 45: Research on the genesis of zinc-lead deposits of Upper Silesia, Poland. IG, Warszawa, s. 13—58.
- Szuwarzyński M., Kryza A., 1989: Charakterystyka zjawisk hydrogeologicznych w kopalniach rud Zn—Pb rejonu chrzanowskiego. W: Mat. z Konf. Nauk. nt. „Wody szczelinowo-krasowe i problemy ich ochrony. Karniowice, 11—13 września 1989”. Podprogram CPBP 04.10. Z. 10. SGGW—AR, Warszawa, s. 143—148.
- Wilk Z., Motyka J., Józefko I., 1984: Investigations of some hydraulic properties of karst solution openings and fractures. Roczn. Pol. Tow. Geol. 54, 1—2: 15—43 [Kraków].
- Wittke W., Louis C., 1968: Modellversuche zur Durchströmung klüftiger Medien. In: Felsmechanik und Ingenieurgeologie. Suppl. 4: Aktuelle Probleme der Geomechanik und deren theoretische Anwendung. Springer, Wien—New York, s. 52—70.

HYDROGEOLOGICAL CHARACTERISTICS OF THE NET OF FISSURES AND CAVERNS IN CARBONATE TRIASSIC ROCKS IN THE VICINITY OF CHRZANÓW

Summary

The results of investigations of geometric features and hydrogeological properties of the system of caverns and fissures in the area of Chrzanów syncline in SW part of Cracow—Silesia region (SW Poland) are presented in the paper. It has been found that about 50% of fissures have openings smaller than 0,1 mm and infiltration coefficient in the fissured area for 8 measuring points is in the range from $1,10 \times 10^{-6}$ m/s to $5,48 \times 10^{-2}$ m/s. A cross section area, in 75% of the observed caverns is smaller than 0,1 m². Most frequently the caverns are horizontally elongated (94% of the population). Most of the caverns (channels) are situated along the direction 50°—60° which is the major direction of joints. Coefficient of surface cavernity has been determined for one measuring point. The result is equal 0,00069 (0,069%). Preliminary investigations of water permeability in the material filling karst forms have been carried on. They cover partly granulometric analysis and application of an empiric formula which considers diameter d_{20} . Infiltration coefficient calculated in that way is in the range from $2,78 \times 10^{-9}$ m/s to $1,98 \times 10^{-2}$ m/s.

Translated by Marek Niemiec

Andrzej Goliasz, Andrzej Kryza, Jacek Motyka, Marek Szuwarzyński

CARACTÉRISTIQUE HYDROGÉOLOGIQUE DES RÉSEAUX DE FISSURES ET DE CAVITÉS DANS LES ROCHES CARBONATÉES TRIASSIQUES DE LA RÉGION DE CHRZANÓW

Résumé

Ont été présentés les résultats des recherches sur les traits géométriques et les propriétés hydrogéologiques des systèmes de fissures et de cavités dans la région du synclinal de Chrzanów, la partie S—E de la région de Silésie—Cracovie. On a constaté que 50% des fissures étudiées ont leur ouverture au-dessus de 0,1 mm, et les coefficients de filtration de l'espace fissuré pour les 8 postes de mesures sont compris dans l'intervalle de $1,10 \times 10^{-6}$ m/s à $5,48 \times 10^{-2}$ m/s. Plus de 75% des cavités observées ont la superficie de la coupe transversale au-dessus de 0,2 m². Le plus souvent ce sont les vides verticalement allongés (94% de la population étudiée). C'est les cavités (chenaux) à la direction de 50°—60° qui dominent ce qui correspond à l'une des principales directions de la fissuration. Pour un poste de mesures à la mine de „Trzebieńka” a été déterminé l'indice de cavernité superficielle dont le résultat est de 0,00069 (0,069%). Ont été effectuées les recherches préliminaires sur les propriétés de perméabilité des matériaux remplissant les formes karstiques. Elles ont consisté à l'étude indirecte de la composition granulométrique et à la mise à profit de la formule empirique dans laquelle est pris en considération le diamètre de d_{20} . Les coefficients de filtration ainsi obtenus sont compris dans l'intervalle de $2,78 \times 10^{-9}$ m/s à $1,98 \times 10^{-2}$ m/s.

Traduit par Teresa Korba-Fiedorowicz

Reakcja zwierciadła wód podziemnych poziomu górnójurajskiego w południowej części Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej na zasilanie roztopowe

Treść: W artykule przedstawiono reakcję zwierciadła wód podziemnych szczelinowo-krasowego zbiornika jury górnej na zróżnicowane zasilanie roztopowe w latach 1961—1983. Analizę przeprowadzono na przykładzie zlewni górnej Białej Przemszy oraz zlewni Rudawy i Prądnika. Stwierdzono zależność pomiędzy wielkością retencji śnieżnej a czasem reakcji zwierciadła wód podziemnych na roztopy. Dla porównania przedstawiono reakcje zbiorników innych poziomów wodonośnych Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej — środkowotriasowego i czwartorzędowego.

Wstęp

Wahania zwierciadła wód podziemnych są funkcją zasilania roztopowego i deszczowego, a także lokalnych warunków hydrogeologicznych. W artykule przedstawiono próbę interpretacji szybkości oraz charakteru reakcji wód szczelinowo-krasowych i krasowych poziomów wodonośnych południowej części Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej, w szczególności zbiornika górnójurajskiego, na zasilanie roztopowe. Niniejszy artykuł stanowi kontynuację badań nad dynamiką wahań zwierciadła wód podziemnych tego obszaru krasowego. Wstępne wyniki dotyczące związku wahań zwierciadła wód podziemnych z opadami atmosferycznymi zostały przedstawione we wcześniejszym opracowaniu autorów (Leszkiewicz, Rózkowski, Tyc, 1991).

Dynamikę zasilania roztopowego prześledzono na przykładzie trzech studni obserwowanych przez IMGW (Chechło, Radwanowice, Zalesie Golczowickie), położonych w południowej części Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej (ryc. 1). W analizie wykorzystano archiwalne materiały hydrogeologiczne IMGW w Katowicach i w Krakowie za lata

1961—1983. Wybór okresu warunkowany był dostępnością materiału obserwacyjnego (głównie meteorologicznego). Dążeniem autorów jest poznanie procesu zasilania roztopowego w warunkach minimalnego naruszenia środowiska wód podziemnych przez czynnik antropogeniczny. Stąd też największą wiarygodność w skali rocznej i sezonowej mają starsze materiały archiwalne (z lat sześćdziesiątych). Określenie warunków meteorologicznych zim i przebieg roztopów oparto na średnich dobowych temperaturach powietrza oraz na miąższości pokrywy śnieżnej, odnotowanej w następujących stacjach meteorologicznych: Obserwatorium Astronomicznym Uniwersytetu Jagiellońskiego w Krakowie (1960—1965), w Krakowie-Balicach (1966—1977), a także w Krzeszowicach (1960—1983).

W opracowaniu wykorzystano bazę danych meteorologicznych i hydrogeologicznych, jaką autorzy utworzyli za pomocą komputera zgodnego ze standardem IBM PC/AT.

Charakterystyka obszaru badań

Wyżyna Krakowsko-Częstochowska jest największym w Polsce obszarem krasowym, z dużym udziałem paleokrasu. Zarówno powierzchnia morfologia krasowa, jak i drogi podziemnej cyrkulacji są poligenetyczne i rozwinięte w różnych fazach krasowania Wyżyny. Były one wielokrotnie zapełniane osadami, a następnie z nich ekshumowane. W połu-

* Jan Leszkiewicz, Jacek Rózkowski, Andrzej Tyc, Katedra Geomorfologii, Uniwersytet Śląski, 41-200 Sosnowiec, ul. Będzińska 60

dniowej części Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej procesy ekshumacji rzeźby krasowej są najbardziej zaawansowane.

Omawiany obszar jest także jednym z największych zbiorników wód podziemnych w Polsce. Wody podziemne tego regionu podlegają wpływom czynników naturalnych — meteorycznych oraz silnej antropopresji. W zachodniej części badanego obszaru szczególnie zaznacza się oddziaływanie leja depresji hydraulicznej, związanego z górnictwem rud cynku i ołowiu rejonu olkuskiego (Leszkiewicz, Rózkowski, Tyc, 1991; Głazek, Pacholewski, Rózkowski, 1992).

Utwory jury górnej, tworzące podstawowy poziom wodonośny w zasięgu Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej, są reprezentowane przez zróżnicowane facjalnie wapienie, podrzędnie margle. W spąg izolowane są one marglistymi ogniwami dolnego oksfordu oraz ilami rudonośnymi środkowej jury. Miąższości wapieni górnourajskich są zmienne — od kilkudziesięciu do około 400 m. W zależności od wykształcenia facjalnego utworów, stopnia uszczelnienia, skrasowienia oraz warunków zasilania i drenażu poziomu wodonośnego obserwuje się zróżnicowanie wodonośności masywu. Poziom wodonośny jury górnej tworzy płytki zbiornik krasowy lub szczelinowo-krasowy, z przewagą swobodnego reżimu przepływu (Liszkowska, Pacholewski, 1989).

Na obszarze Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej występują trzy systemy przepływu: regionalny, skierowany zgodnie z upadem warstw w kierunku wschodnim ku Niece Nidziańskiej, oraz dominujące — pośrednie i lokalne. Podstawę drenażu pośrednich systemów przepływu tworzą rzeki odwadniające Wyżynę (Biała Przemsza i Rudawa w obszarze badań).

Lokalne systemy drenują potoki należące do zlewni wymienionych rzek. Na wierzchołkach oprócz podstawowego przepływu bocznego występuje również przepływ pionowy w dół (Rózkowski, 1990).

Badania przeprowadzono w dwóch obszarach, zlokalizowanych w południowej części Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej: w górnej części zlewni Białej Przemszy oraz w zlewni Rudawy (ryc. 1). Głównym zbiornikiem wód podziemnych tego obszaru jest odkryty krasowy lub szczelinowo-krasowy poziom wodonośny jury górnej, lokalnie środkowotriasowy. Utwory górnourajskie podścielone są nieciągłe występującymi ilasto-piaszczystymi i marglistymi utworami starszych ogniw jury oraz różnowiekowymi osadami paleozoicznymi. W nadkładzie wapieni górnourajskich występują czwartorzędowe glinki lessowe (na wierzchołkach), mułki i ily (w dolinach), z którymi związane są lokalne poziomy wodonośne (Rózkowski, Pacholewski, 1972). Utwory te są generalnie średnioprzepuszczalne. Lessy stanowią skałę macierzystą dla dominujących w obszarze badań gleb brunatnych i bielicowych. W dolinach Rudawy i Białej Przemszy przeważa intensywne rolnictwo, natomiast na wierzchołkach dominuje ekstensywne rolnictwo i gospodarka leśna.

Na wierzchołkach wody podziemne czerpane są ze studni wierconych, które mają głębokość 35 m—110 m, i rozprowadzane siecią wodociągów wiejskich. W dolinach rzecznych oprócz sieci lokalnych wodociągów użytkowane są płytkie studnie kopane (o głębokościach 2 m—10 m), które ujmuje poziom wodonośny, występujący w utworach czwartorzędowych i w zwietrzelinie wapieni. Ponadto w obszarach głęboko rozciętych tektonicznie ujmowany jest środkowotriasowy poziom wodonośny. Niemal na całym omawianym obszarze objęto go od końca lat sie-

Ryc. 1. Mapa hydrogeologiczna Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej na podstawie A. Rózkowskiego (1990), uzupełniona

A — obszar doliny Białej Przemszy, B — fragment zlewni Rudawy i Prądnika; 1 — granice regionu jury krakowsko-wieluńskiej, 2 — granice rejonów hydrologicznych, 3 — hydrozobipy poziomu górnourajskiego, 4 — wododział podziemny, 5 — obszar występowania wód pod ciśnieniem, 6 — zasięg występowania trzeciorzędu, 7 — główne kierunki przepływu wód podziemnych, 8 — zasięg występowania jury górnej, 9 — źródła, 10 — postępniki opadowe; postępniki pomiaru zwierciadła wód podziemnych: 11 — górnourajskich, 12 — środkowotriasowych, 13 — czwartorzędowych, 14 — linie profilów; litologia na profilach: 15 — gliny i piaszki z rumowiskiem skalnym (czwartorzęd), 16 — ily i margle (jura dolna), 17 — wapienie (jura górna), 18 — wapienie i dolomity (trias środkowa); 19 — zasięg leja depresji hydraulicznej w środkowotriasowym poziomie wodonośnym

Fig. 1. Hydrogeological map of the Cracow—Częstochowa Upland after A. Rózkowski (1990), supplement
A — the area of the Biała Przemsza valley, B — a part of the Rudawa and Prądnik catchment basin; 1 — limits of the Cracow—Wieluń Jura, 2 — limits of hydrological regions, 3 — ground water contours of the Upper Jurassic horizon, 4 — underground water divide, 5 — area of occurrence of water under high pressure, 6 — limit of occurrence of Tertiary layers, 7 — main directions of underground water flow, 8 — limits of the range of Upper Jurassic layers, 9 — springs, 10 — precipitation measuring points; underground water horizon measuring points: 11 — Upper Jurassic horizon, 12 — Mid-Triassic horizon, 13 — Quaternary horizon, 14 — lines of profiles; lithology at profiles: 15 — loam and sand with rock debris (Quaternary), 16 — clay and marl (Lower Jurassic), 17 — limestone (Upper Jurassic), 18 — limestone and dolomites (Mid-Triassic), 19 — range of a depression cone in the Mid-Triassic water horizon

demdziesiątych sztucznym drenażem leja depresji hydraulicznej olkuskiego okręgu rudnego (ryc. 1).

Analizą objęto trzy posterunki obserwacji zwierciadła wód podziemnych, zlokalizowane w Chechle, Zalesiu i Radwanowicach. Studnie w Radwanowicach i Chechle ujmują stosunkowo płytko wody poziomu górnourajskiego, natomiast posterunek w Zalesiu — poziom środkowotriasowy. Położenie zwierciadła wody w studniach kształtuje się na głębokościach od 11 m (Chechło i Zalesie) do 14 m (Radwanowice). Pomiary w studniach mają charakter długookresowy (Chechło i Zalesie od 1947 roku, Radwanowice od 1960 roku) i nie są zniekształcone intensywnym lokalnym drenażem. Do celów porównawczych wykorzystane zostały wyniki analiz wahań zwierciadła wód podziemnych; w zbiorniku górnourajskim wahania te badano w studniach w Przegini (27 m głębokości) i Wielmoży (80 m), kredowym w Skale (5 m) oraz czwartorzędowym w Więtkowicach (10 m).

Warunki meteorologiczne okresów zimowych w latach 1961—1983

W celu określenia reakcji zwierciadła wód podziemnych na zasilanie roztopowe przeanalizowano elementy meteorologiczne, wywierające bezpośredni wpływ na dynamikę zmian infiltracji i retencji zbiornika górnourajskiego w okresie zimowym oraz wczesnowiosennym. Prześledzono zmienność średniej dobowej temperatury powietrza, ze szczególnym uwzględnieniem okresów występowania temperatur ujemnych oraz krotkości przekroczeń temperatury 0°C (Kraków 1960—1977), zbadano częstość występowania, czas utrzymywania się, maksymalną miąższość, a także czas topnienia pokrywy śnieżnej (Krzeszowice 1960—1983).

W badanym okresie można wyróżnić kilka charakterystycznych przebiegów sezonu zimowego, mających bezpośredni wpływ na dynamikę zmian położenia zwierciadła wód podziemnych w okresie roztopowym (tab. 1). Złożoność procesu zasilania roztopowego wód podziemnych powoduje jednak duże zróżnicowanie reakcji zbiorników na roztopy pomimo podobieństwa warunków meteorologicznych, jakie panowały w nim w poszczególnych latach.

Przebieg roztopów zależy od typu sezonu zimowego. Na podstawie warunków termicznych oraz występowania pokrywy śnieżnej wydzielono pięć typów zim: zimy śnieżne bez odwilży (typ I), poprzez zimy z coraz mniejszą pokrywą śnieżną i odwilżami (typy

II, III, IV), aż po zimy prawie bezśnieżne (typ V). Ogólnie można stwierdzić, że zimy w latach sześćdziesiątych były na ogół bardziej śnieżne niż w latach siedemdziesiątych i osiemdziesiątych.

W latach 1963, 1965, 1970 i 1979 panowały śnieżne zimy (typ I). Wymienione lata charakteryzowały się maksymalną w badanym okresie liczbą dni o temperaturze powietrza poniżej 0°C (71—96 dni), z dużym udziałem dni mroźnych o temperaturze poniżej -5°C (20—56 dni) oraz brakiem odwilży w okresie zimowym. Czas utrzymywania się pokrywy śnieżnej był w tych latach najdłuższy (13—18 tygodni), przy maksymalnej miąższości pokrywy 26 cm—62 cm. Lata te charakteryzowały się natomiast zróżnicowanym czasem topnienia pokrywy śnieżnej (16—45 dni), liczonym od osiągnięcia maksymalnej miąższości do jej całkowitego zaniku. Najdłuższy okres topnienia pokrywy śnieżnej (45 dni) odnotowano podczas najbardziej mroźnej i śnieżnej zimy 1963 roku. W okresie roztopowym omawianych lat obserwuje się wzmogłą infiltrację pionową wód oraz bardzo szybką, gwałtowną reakcję zwierciadła wód podziemnych.

Drugi typ zim, zgodnie z przyjętymi kryteriami, reprezentują lata 1962, 1964, 1966, 1968, 1969, 1971, 1977, 1982 o średnim bilansie śnieżnym. Pod względem termicznym są to zimy z długim okresem temperatur ujemnych (60—90 dni), z różną częstotliwością występowania dni mroźnych (15—45 dni). Okresy te przedzielone są przejściowymi odwilżami (2—4 razy). Nawet w przypadku utrzymywania się stałej pokrywy śnieżnej (lata 1964, 1982) ulega ona wyraźnemu, kilkakrotnemu tajaniu. Przeciętnie zalega 10—16 tygodni, osiągając maksymalną miąższość 18 cm—31 cm. Czas topnienia pokrywy śnieżnej jest stosunkowo długi (przeciętnie 23—50 dni). Reakcja zwierciadła wód podziemnych na roztopy jest dla tego typu wyraźna, czasem wręcz gwałtowna (lata 1962, 1977).

Trzeci typ, bardzo zróżnicowany wewnętrznie, reprezentują zimy o małym bilansie śnieżnym — w latach 1967, 1972, 1974, 1980 i 1983. Liczba dni z temperaturą ujemną nie przekracza 55, natomiast poniżej -5°C — 14. Występują kilkakrotne ocieplenia. W zimach zaliczanych do omawianego typu pokrywa śnieżna jest jedna i zalega zwykle 5—10 tygodni, jednakże jej maksymalna miąższość nie przekracza 20 cm. Topnienie pokrywy śnieżnej trwa zazwyczaj 7—25 dni. W grupie tej mieszczą się lata z wyraźnym podniesieniem zwierciadła wód podziemnych w okresie zarówno zimowym (lata 1967, 1974, 1983), jak i późniejszym (lata 1972, 1980). Lata charakteryzujące się łagodnymi zimami wykazują

Charakterystyka retencji śniegowej i okresów roztopowych
(objaśnienia w tekście)

Table 1

Characteristic features of snow retention and thaw periods
(explanations in text)

Typ zimy (Winter type)	Rok (Year)	Pokrywa śnieżna (Snow cover)		Przebieg roztopów (Course of thaw)	
		Grubość (Thickness) (cm)	Czas zalegania (Deposition time) (tygodnie) (weeks)	Długość roztopów (Thaw length) (dni) (days)	Termin max. roztopów (Fixed date of max. thawing)
I	1963	62	18	45	10.03
	1965	35	13	16	11.03
	1970	26	18	21	9.03
	1979	45	15	22	5.03
II	1962	22	16 ^a	23	4.03
	1964	24	15	31	21.02
	1966	29	12 ^a	8	31.01
	1968	28	14 ^a	23	16.01
	1969	18	15	45	20.02
	1971	24	12	31	15.03
	1977	18	10 ^a	2	28.01
	1982	31	11	50	4.01
III	1967	19	12 ^a	9	29.01
	1972	17	8 ^a	1	9.02
	1974	19	7	25	25.12
	1980	22	5	7	31.01
	1983	20	3	14	27.02
IV	1973	11	10	4	13.03
	1976	22	11 ^a	11	24.03
	1981	17	11	1	25.02
V	1961	4	4	br.r.	br.r.
	1975	10	2	5	24.02
	1978	11	9 ^a	14	12.02

^a przerwy w zaleganiu pokrywy śnieżnej
(breaks in snow cover deposition)

br.r. brak wyraźnych roztopów
(lack of distinct thaw)

wyraźną korelację roztopów, kończących się na początku lutego, z podnoszeniem się zwierciadła wody.

W latach 1973, 1976, 1981 wystąpiły zimy z bardzo małą pokrywą śnieżną (typ IV), natomiast w latach 1961, 1975, 1978 — zimy prawie bezśnieżne (typ V). W latach tych nie odnotowano bezpośredniego związku pomiędzy topnieniem znikomej pokrywy śnieżnej a podnoszeniem się zwierciadła wód podziemnych (z wyjątkiem 1973 roku). W latach z bardzo małą retencją śnieżną można zaobserwować

jedynie zdynamizowanie reakcji wywołanej wcześniejszą retencją wód opadowych. Lata należące do IV typu charakteryzują się dużą zmiennością warunków termicznych — stosunkowo długim okresem temperatur ujemnych (50—70 dni), przy kilkakrotnych ociepleniach (3—5 razy). Czas utrzymywania się pokrywy śnieżnej wynosi około 10 tygodni, a jej miąższość nie przekracza 22 cm. Zanikanie pokrywy jest również szybkie, trwa bowiem 4—10 dni. Lata V typu charakteryzuje najmniejsza liczba dni z ujem-

nymi (26—34 dni) i niskimi temperaturami (3—13 dni). Pokrywa śnieżna utrzymuje się 2—4 tygodni, zazwyczaj jednokrotnie, jej miąższość nie przekracza 10 cm, a zanikanie trwa 3—12 dni.

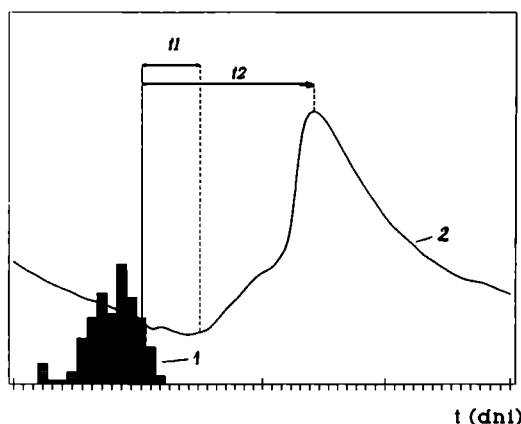
Reakcja zwierciadła wód podziemnych na zasilanie roztopowe

Zasilanie roztopowe lub roztopowo-deszczowe odgrywa ważną rolę w wahaniach zwierciadła wód podziemnych zbiorników krasowych i szczelinowo-krasowych. Wpływa ono w znacznej mierze na podnoszenie się zwierciadła wód podziemnych oraz osiąganie przezeń kulminacji. H. Czarnecka (1975) uważa, że dla wód podziemnych Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej zasilanie roztopowe stanowi około 70% całkowitego zasilania, natomiast pozostałe 30% przypada na zasilanie deszczowe. W odniesieniu do analizowanych przez autorów studni wyraża się to występowaniem, bezpośrednio po roztopach, rocznych kulminacji zwierciadła wód podziemnych w większości lat hydrologicznych.

Analizę reakcji zwierciadła wód podziemnych na infiltrację wód roztopowych dla wybranych studni przeprowadzono w obrębie typów meteorologicznych zim (tab. 1). Prześlędzono terminy roztopów oraz dynamikę zmian zwierciadła wód podziemnych w okresie zimowym i wczesnowiosennym. Szczególną uwagę zwrócono na sposób zasilania zbiornika wód podziemnych w tych sezonach: roztopowy, roztopowo-opadowy lub opadowy.

Sposób określenia reakcji zwierciadła wód podziemnych na zasilanie roztopowe lub roztopowo-deszczowe przedstawia ryc. 2. Charakterystykę tej reakcji przedstawiono w postaci: t_1 — czasu, wyrażonego w dniach, między maksimum intensywności roztopów a początkiem podnoszenia się zwierciadła, oraz t_2 — czasu, wyrażonego w dniach, między maksimum intensywności roztopów a kulminacją zwierciadła wód podziemnych (tab. 2). Jako maksimum intensywności roztopów przyjęto dzień, w którym pokrywa śnieżna uległa stopnieniu do połowy swojej maksymalnej miąższości, przy jednoczesnym występowaniu dodatnich temperatur powietrza. Założenie takie wynika z braku albo ograniczonego zasilania wód podziemnych w początkowej fazie roztopów.

Na podstawie przeprowadzonej analizy można stwierdzić, że na przebieg zasilania roztopowego lub roztopowo-deszczowego wód podziemnych południowej części Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej



Ryc. 2. Schemat obliczania czasów reakcji zwierciadła wód podziemnych na zasilanie roztopowe
 t_1, t_2 — czasy reakcji zwierciadła na roztopy; 1 — miąższość pokrywy śnieżnej, 2 — stan zwierciadła

Fig. 2. Calculation diagram of time of response of underground water to thaw water charge

t_1, t_2 — water horizon response time to thaw; 1 — thickness of snow cover, 2 — water horizon state

w znacznym stopniu wpływają warunki meteorologiczne zim (tab. 2, ryc. 3). O typie i przebiegu wezbrania roztopowego decyduje jednak złożony zespół czynników hydrogeologiczno-meteorologicznych, wśród których najważniejsze to:

- wielkość zbiornika i rodzaj strefy aeracji,
- stan retencji wód podziemnych w zbiorniku przed nastaniem roztopów,
- nakładanie się na roztopy opadów deszczu.

Zmienność warunków termicznych i bilansu śnieżnego jest ważnym czynnikiem różnicującym reakcje zwierciadła wód podziemnych omawianych studni. W okresie zim śnieżnych (typ I) maksimum intensywności roztopów, łącznie z zanikaniem pokrywy śnieżnej, a także początek reakcji zwierciadła wód podziemnych przypadały prawie wyłącznie na marzec. Czas reakcji (t_2) zwierciadła wód podziemnych na roztopy był najkrótszy. W przypadku Chechła oraz Radwanowic wynosił 22—28 dni. W studni w Zalesiu odmienne warunki krążenia wydłużały czas reakcji, który wynosił przeciętnie 46—63 dni (tab. 2, ryc. 3a).

Po sezonach zimowych ze średnim i małym bilansem śnieżnym (typ II, III) reakcja zwierciadła wód podziemnych na roztopy była dla pojedynczych posterunków porównywalna, lecz jednocześnie zdecydowanie wydłużona w porównaniu z zimami śnieżnymi (tab. 2, ryc. 3b, c). Wynosiła ona zwykle:

Tabela 2

Reakcja zwierciadła wód podziemnych południowej części Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej
na zasilanie roztopowe

Table 2

Groundwater table response to thawing processes in S part of Cracow-Częstochowa Upland

Typ zimy (Winter type)	Rok (Year)	Czas reakcji (Response time) (t_1) (dni) (days)			Czas reakcji (Response time) (t_2) (dni) (days)			Podniesienie zwierciadła (Water level elevation) (m)		
		A	B	C	A	B	C	A	B	C
I	1963	8	*	1	85	22	29	3,55	1,14	1,16
	1965	1	*	*	46	25	18	3,33	1,12	0,96
	1970	14	21	11	63	70	28	2,38	0,82	1,40
	1979	4	7	*	14	28	21	2,82	1,96	1,25
II	1962	8	*	*	57	53	43	3,58	3,35	1,35
	1964	34	23	23	52	51	37	1,91	1,20	0,96
	1966	12	8	5	64	61	26	1,80	1,38	0,60
	1968	17	13	17	82	82	37	1,39	1,05	0,45
	1969	44	*	13	81	67	46	1,08	0,35	0,50
	1971	17	17	48	54	47	32	1,57	1,26	0,55
	1977	13	*	7	66	6	38	3,67	2,90	1,30
	1982	*	*	*	21	49	11	1,90	2,11	0,60
III	1967	4	1	*	53	54	8	1,27	1,09	0,40
	1972	57	b.r.	46	124	b.r.	74	1,72	b.r.	0,40
	1974	31	20	20	83	41	31	1,21	0,37	0,85
	1980	b.r.	b.r.	b.r.	b.r.	b.r.	b.r.	b.r.	b.r.	b.r.
	1983	5	1	5	43	43	12	3,88	1,66	1,16
IV	1973	24	6	10	100	38	38	0,75	0,54	0,55
	1976	*	*	*	64	61	40	1,77	1,93	0,95
	1981	*	*	*	60	52	46	1,71	1,01	0,46
V	1961	b.r.	b.r.	b.r.	b.r.	b.r.	b.r.	b.r.	b.r.	b.r.
	1975	b.r.	b.r.	b.r.	b.r.	b.r.	b.r.	b.r.	b.r.	b.r.
	1978	*	*	b.r.	71	36	b.r.	0,51	0,33	b.r.

A — Zalesie Gołczowickie, B — Radwanowice, C — Chechło

* — początek reakcji zwierciadła wód podziemnych przed rozpoczęciem się roztopów
(beginning of groundwater table response before the start of thaw)

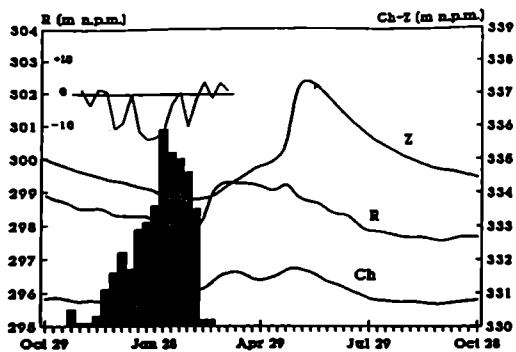
b.r. — brak reakcji zwierciadła wód podziemnych
(lack of groundwater table response)

dla Chechła 26—46 dni, Radwanowic 41—82 dni oraz Zalesia 43—83 dni. W przypadku obu typów zim obserwuje się sporadycznie dwukrotne roztopy zimowe (lata 1969, 1971), które nakładają się na siebie w procesie zasilania zbiornika. Stosunkowo często występują maksima roztopowo-deszczowe.

Generalna prawidłowość wydłużania czasu reakcji zwierciadła wód podziemnych na roztopy, przy coraz mniejszej retencji śnieżnej w poszczególnych sezonach, znajduje potwierdzenie w analizie IV

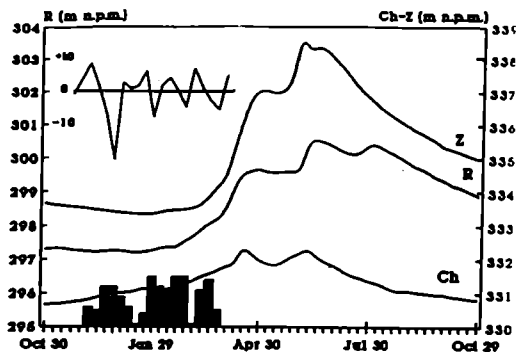
i V typu zim (tab. 2, ryc. 3d,e). Reakcja na roztopy jest w tych latach hydrologicznych najdłuższa i wynosi dla Chechła 38—46 dni, a dla Zalesia 60—100 dni. W Radwanowicach nie ulega ona wydłużeniu i waha się w granicach 38—61 dni. W omawianych sezonach zimowych roztopy bywają zwykle bardzo słabe, występują 2—3-krotnie i mogą zasilać zbiornik wodonośny. W zimach prawie beznieżnych (lata 1961, 1975) na przełom kwietnia i maja przypadają maksima deszczowe.

1963



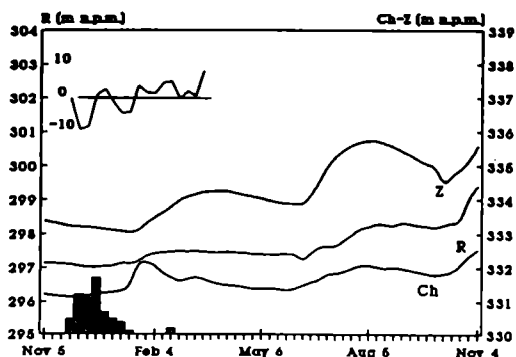
a

1962



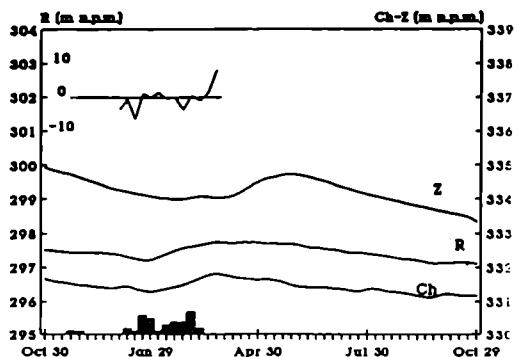
b

1974



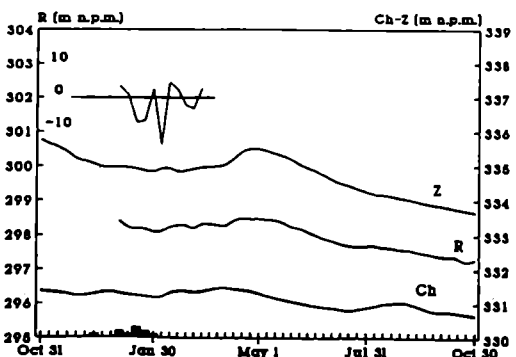
c

1973

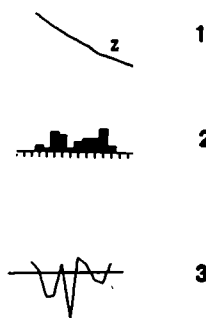


d

1961



e



Głównym czynnikiem kształtującym dynamikę zwierciadła wód podziemnych oraz proces saturacji zbiornika są warunki hydrogeologiczne terenów, na których znajdują się posterunki obserwacyjne. Studnie w Chechle i Radwanowicach, ujmujące wody poziomu górnourajskiego lub górnourajsko-czwartorzędowego, mają zróżnicowane warunki infiltracji wód z powierzchni. Czas reakcji roztopowej zbiornika (t_2) w rejonie Chechła jest w porównaniu z Radwanowicami krótszy dla wszystkich typów zim przeciętnie o 5–30 dni. O korzystniejszych warunkach zasilania w Chechle świadczą najwcześniejsze spośród analizowanych posterunków reakcje zwierciadła wód podziemnych w okresie zimowo-wiosennym. Przypadają one najczęściej na luty, nie przekraczając trzeciej dekady marca. Posterunek ten charakteryzuje także wyraźne reakcje zwierciadła na odwilże zimowe, między innymi w latach 1971 i 1976. Krótszy czas podnoszenia się zwierciadła wód podziemnych (przeciętnie 15–38 dni) może jednocześnie świadczyć o mniej korzystnych lokalnych warunkach retencji wód podziemnych, przy założeniu podobnej przepuszczalności ośrodka skalnego. W Radwanowicach początek podnoszenia się zwierciadła wody obserwuje się od końca stycznia do początku kwietnia, natomiast kulminacja nie przekracza zwykle połowy kwietnia. Późniejsze maksima mają zróżnicowaną genezę: wielokrotne odwilże lub późne roztopy bądź też zasilanie deszczowe w okresie wiosennym. W omawianym rejonie zbiornik charakteryzuje się potencjalnie większą zasobnością, a także większą inercją wód podziemnych w ośrodku. Dowodzi tego mniej dynamiczne podnoszenie się zwierciadła oraz wydłużona jego kulminacja. Stwierdzono tu także brak reakcji na roztopy w latach 1972, 1975 i 1980, charakteryzujących się małą retencją śnieżną. Reakcja zwierciadła wód podziemnych (t_2) w omawianych sezonach jest zróżnicowana, zwykle dłuższa aniżeli w Chechle, i wynosi w wieloleciu 1961–1983 przeciętnie 20–28 bądź 42–56 dni.

Bardziej skomplikowane warunki zasilania wód podziemnych ma rejon Zalesia, gdzie zbiornik środ-

kowotriasowy może być zasilany w wyniku infiltracji pionowej lub lateralnie — przez nadległe poziomy wodonośne albo na wychodniach węglanowych utworów triasu. Dowodzi tego najdłuższy czas reakcji zbiornika triasowego na roztopy (przeciętnie 43–100 dni), a także najdłuższe podnoszenie się zwierciadła wód podziemnych (35–70 dni). Kulminacja, jaką zwierciadło osiąga zwykle w drugiej połowie kwietnia, trwa nawet do połowy maja lub do czerwca. W takich przypadkach obserwuje się często połączone oddziaływanie infiltracyjne wód roztopowych i deszczowych bądź wyłącznie deszczowych (tab. 2).

W zbiorniku górnourajskim własności hydrogeologiczne ulegają w profilu pionowym zmianie, polegającej na zmniejszaniu się przepuszczalności i pogarszaniu własności kolektorskich wraz z głębokością (Liszkowska, Pacholewski, 1989). W wyniku wydłużenia się dróg przepływu zbiornik reaguje ze wzrastającym opóźnieniem na wzmoczone zasilanie z powierzchni. W studni o głębokości 80 m, zlokalizowanej w miejscowości Wielmoża, czas reakcji wodonośca w latach hydrologicznych 1968–1971 (zimy ze średnim bilansem śniegowym) wynosił 94–123 dni. Proces podnoszenia się zwierciadła wody wyprzedzał zwykle początek roztopów i mógł być opóźnioną reakcją na wcześniejsze opady atmosferyczne (np. w grudniu 1968 roku). Kulminacje, jakie zwierciadło wód podziemnych osiągało w końcu marca, w maju lub czerwcu, znajdowały kontynuację w czerwcu i w lipcu, co wiązało się prawdopodobnie z mieszanym zasilaniem roztopowo-opadowym (lata 1968, 1969, 1971). Generalnie zaznaczała się silna inercja systemu wodonośnego, objawiająca się długimi progresjami i recesjami oraz wyrównanym charakterem wahań zwierciadła.

W przypadku niewielkiego zróżnicowania głębokości ujęć poziomu wodonośnego istotny wpływ na wielkość filtracji efektywnej ma przepuszczalność skał strefy aeracji, a także położenie morfologiczne. Są one uważane często za główne czynniki odpowiedzialne za zróżnicowanie czasu reakcji na zasilanie roztopowe. J. Głazek, A. Pacholewski

Ryc. 3. Przebieg reakcji zwierciadła wód podziemnych w studniach w Chechle (Ch), Zalesiu (Z) i Radwanowicach (R) w charakterystycznych dla wyróżnionych typów zim lat hydrologicznych a — 1963 (I typ), b — 1962 (II typ), c — 1974 (III typ), d — 1973 (IV typ), e — 1961 (V typ); 1 — wysokość zwierciadła (m n.p.m.), 2 — miąższość pokrywy śnieżnej (1 m ze skali wysokości zwierciadła — 10 cm pokrywy śnieżnej), 3 — temperatura powietrza

Fig. 3. Course of response of underground water horizon in the wells Chechło (Ch), Zalesie (Z), Radwanowice (R), in characteristic, for determined types of winters, hydrological years

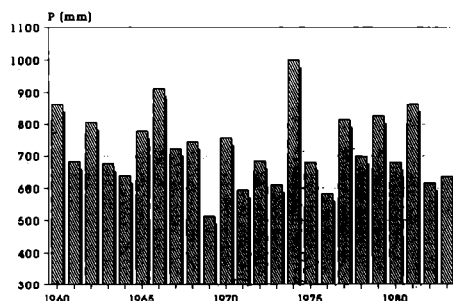
a — 1963 (I type), b — 1962 (II type), c — 1974 (III type), d — 1973 (IV type), e — 1961 (V type); 1 — water horizon altitude (m a.s.l.), 2 — snow cover thickness (1 m at the scale of the horizon altitude — 10 cm of snow thickness), 3 — air temperature

i A. Rózkowski (1992) oceniają ten czas w zbiorniku górnourajskim odpowiednio dla krasu odkrytego: 2–4 dni, dla krasu przykrytego osadami piaszczystymi: 2–4 tygodni, dla krasu przykrytego gliniastymi osadami czwartorzędowymi — kilka miesięcy. Uwzględnioną w analizie studnię w Przegini, mającą głębokość 27 m, a zlokalizowaną na wododziale zlewni Prądnika i Rudawy, charakteryzuje krótszy lub porównywalny z płytszymi studniami górnourajskimi czas reakcji zwierciadła na zasilanie roztopowe (15–38 dni w latach 1978–1982). Spowodowane jest to występowaniem w profilu pionowym ujęcia warstwy czwartorzędowego nadkładu o niewielkiej miąższości (6 m lessów ze zwietrzeliną wapienia) oraz grubością pokrywy śnieżnej i wielkością opadów, wynikających z położenia studni na wododziale.

W omawianej południowej części Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej występują ponadto lokalnie czwartorzędowe i kredowe zbiorniki wód podziemnych. W celach porównawczych przesledzono także reakcję tych zbiorników na zasilanie roztopowe. Badaniem objęto dwie płytkie studnie zlokalizowane w dolinie Rudawy (Więckowice) i w obszarze wododziałowym (Skała). Studnia w Więckowicach, która ma głębokość 10 m (zapiaszczone lessy), ujmuje wody poziomu czwartorzędowego ze strefą wahań zwierciadła 2 m–5 m. Studnia w Skale, mająca głębokość 5 m, ujmuje wody poziomu kredowego, związanego ze spękanyimi marglami na głębokości poniżej 2 m. Czas reakcji zwierciadła wód podziemnych na zasilanie roztopowe jest w przypadku płytkiego położenia poziomu wodonośnego bardzo krótki (Więckowice 10–13 dni). Analizowane poziomy wodonośne charakteryzują szybkie wzniosy zwierciadła (Więckowice, Skała 6–14 dni). W 1980 roku zaobserwowano brak reakcji wodonośności górnourajskiego na zasilanie roztopowe, a nawet odnotowano tendencję spadkowe zwierciadła, natomiast we wrażliwym na bodźce infiltracyjne pierwszym poziomie wodonośnym czas reakcji nie odbiegał od wartości przeciętnych i wynosił 13 dni dla Więckowic, 3–13 dni dla Skali. Reakcje te ulegają wydłużeniu w przypadku zim prawie beźśnieźnych (Więckowice 38 dni). Najbardziej czuły na zasilanie roztopowe jest płytko zalegający poziom kredowy. Reakcje obserwowane w studni w Skale są często podwójne. Pierwszy, dynamiczniejszy okres podnoszenia się zwierciadła kończy się z chwilą wytopienia pokrywy śnieżnej i wynosi 2–6 dni. Dalsze podnoszenie się zwierciadła jest zwykle mniej dynamiczne i ustaje po 6–15 dobach reakcji. Nawet niewielki miesięczny wzrost opadów atmosferycznych, rzędu 10 mm–20 mm

(lata 1973, 1980), w okresie roztopów może wydłużyć progresję zwierciadła i czas reakcji do 16–18 dni. Intensywne opady atmosferyczne w lutym 1977 roku (110 mm) przedłużyły 4-dniową reakcję aż do 27 dni. Zwierciadło wody w marglach kredowych reaguje także na odwilżę z większą częstotliwością niż studnia w Chechle, ujmująca poziom górnourajski (lata 1971, 1974, 1981).

Wielkość i przebieg reakcji zwierciadła wód podziemnych na roztopy w dużej mierze zależą od sumy oraz rozkładu w czasie opadów atmosferycznych w roku poprzedzającym roztopy. Wysokie kulminacje zwierciadła wód podziemnych w roku wystąpienia roztopów są często poprzedzone dużą retencją zbiornika w roku poprzedzającym, wynikającą z wysokich opadów deszczu (lata 1966–1967, 1974–1975) lub międszej pokrywy śnieżnej (lata 1970–1971 — ryc. 4). W latach z niewielką ilością



Ryc. 4. Roczne sumy opadów w Chechle w latach 1960–1963

Fig. 4. Annual sum of precipitation at Chechle in the years 1960–1963

opadów atmosferycznych, występujących po latach wilgotnych, zaznacza się niekiedy tendencja spadkowa zwierciadła przez cały okres wiosenno-letni (lata 1973, 1978, 1980 — ryc. 3d i 4).

Opady deszczu w okresie roztopów powodują nakładanie się zasilania roztopowego i deszczowego zbiornika wód podziemnych. W sezonie śnieżnej zimy 1979 roku intensywne roztopy, połączone ze wzmożonym natężeniem opadów deszczu w kwietniu (95 mm), spowodowały gwałtowną 14-dniową reakcję zwierciadła w studni w Zalesiu. Obserwowana w tym samym posterunku reakcja wód podziemnych po okresie śnieżnej zimy 1963 roku była natomiast wydłużona (85 dni) wskutek nałożenia się w procesie nasycania wodonośności dodatkowo późniejszych opadów — majowych (70 mm; por. ryc. 3b). W roku

hydrologicznym 1972, w którym zima miała mały bilans śnieżny (III), intensywne opady kwietniowe (Chechło) oraz kwietniowo-majowe (Zalesie) wydłużyły łączny czas reakcji zwierciadła wód podziemnych odpowiednio do 74 dni i 124 dni.

Wnioski

Głównym przedmiotem przedstawionej analizy jest reakcja zwierciadła wód, w studniach reprezentujących zbiorniki krasowe i szczelinowo-krasowe południowej części Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej, na zasilanie roztopowe. Przeanalizowany przebieg tego procesu oraz stwierdzony brak wpływu na cyrkulację wód podziemnych sztucznego drenażu (wybrano okres sprzed rozszerzenia się na obszar Wyżyny drenażu kopalń rud cynku i ołowiu z rejonu olkuskiego) upoważniają autorów do wyciągnięcia następujących wniosków:

1. Na podstawie warunków termicznych oraz charakteru występowania pokrywy śnieżnej wydzielono pięć typów zim: od zim śnieżnych bez odwilży (typ I) aż do prawie beźśnieźnych (typ V). Istnieje pewien związek pomiędzy typem zimy a czasem reakcji zwierciadła wody i wysokością jego podniesienia. Przy przejściu od typu I do V czas reakcji na roztopy ulega wydłużeniu, natomiast wielkość podniesienia zwierciadła — zmniejszeniu, aż do braku reakcji w ostatnim typie zim. Zaobserwowana tendencja podlega modyfikacjom związanym głównie ze zróżnicowanymi warunkami retencji wód podziemnych przed nastaniem roztopów (rok poprzedzający roztopy suchy lub wilgotny). Dowodzi to również złożoności procesu zasilania zbiorników krasowych i szczelinowo-krasowych.

2. Wpływ warunków hydrogeologicznych na reakcję roztopową zwierciadła zaznacza się zróżnicowaniem czasu tej reakcji w poszczególnych studniach. Najszybsze reakcje obserwuje się w studniach ujmujących płytki poziom kredowy i czwartorzędowy (Skala 6—15 dni, Więckowice 10—13 dni). Dłuższe reakcje występują w ujęciach górnej strefy zbiornika górnourajskiego (Chechło 20—46 dni, Przeginia 15—38 dni, Radwanowice 20—80 dni). Opóźniona

reakcję w stosunku do podanych stwierdzono w odniesieniu do głębokiego ujęcia wód poziomu górnourajskiego (Wielmoża 94—123 dni) oraz ujęcia poziomu środkowotriasowego (Zalesie 40—100 dni).

Literatura

- Czarnecka H., 1975: Reżim źródeł na Wyżynie Małopolskiej. W: „Prace IMGW”. Nr 6. IMGW, Warszawa, s. 59—151.
- Głazek J., Pacholewski A., Rózkowski A., 1992: Karst aquifer of the Cracow—Wieluń Upland, Poland. In: IAH International Contributions to Hydrogeology. Vol. 13. Heinz Heise, Hannover, s. 289—306.
- Klein J., 1977: Przyroda Ojcowskiego Parku Narodowego. Klimat. W: „Studia Naturae”. Seria B, nr 28. PAN, Warszawa—Kraków, s. 91—119.
- Leszkiewicz J., Rózkowski J., Tyc A., 1991: Dynamika wahań zwierciadła wód podziemnych poziomu górnourajskiego i jej związek z opadami atmosferycznymi na przykładzie wybranych studni położonych na Wyżynie Krakowsko-Częstochowskiej (wyniki wstępne). W: Mat. z Konf. Hydrograficznej „Przeobrażenia stosunków wodnych na obszarach silnej antropopresji”. UŚ, Sosnowiec—Katowice, s. 28—43.
- Liszkowska E., Pacholewski A., 1989: Ilościowa ocena struktury hydraulicznej masywu wapieni górnourajskich zlewni Wiercicy. W: Mat. z Konf. „Wody szczelinowo-krasowe i problemy ich ochrony. Karniowice, 11—13 września 1989”. Podprogram CPBP 04.10. Z. 10. SGGW—AR, Warszawa, s. 23—32.
- Mosur J., Stańczak M., 1986: Przydatność rolnicza gleb gminy Jerzmanowice. Kraków [maszynopis w arch. Krakowskiego Biura Geodezji i Terenów Rolnych].
- Mosur J., Stańczak M., 1987: Przydatność rolnicza gleb gminy Skala. Kraków [maszynopis w arch. Krakowskiego Biura Geodezji i Terenów Rolnych].
- Partyka J. (red.), 1980: Jurajskie Parki Krajobrazowe województwa krakowskiego. Wyd. Karpaty, Kraków, s. 10—11.
- Rózkowski A., Pacholewski A., 1972: Projekt badań bilansu wód w zlewni podziemnej w utworach węglanowych Jury Krakowsko-Częstochowskiej. Sosnowiec [maszynopis w arch. Inst. Geol., Oddz. Górnośląski].
- 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.

RESPONSE OF AN UNDERGROUND WATER HORIZON
OF THE UPPER JURASSIC WATER LEVEL
OF THE CRACOW—CZĘSTOCHOWA UPLAND
TO MELT WATER CHARGE

Summary

The paper presents an attempt at interpretation of velocity and character of response of karst-fissure and karst water horizon in the southern part of the Cracow—Częstochowa Upland, particularly the Upper Jurassic water reservoir, to melt water charge. The investigations were carried out in two areas located in the upper part of the Biała Przemsza catchment basin and Rudawa and Prądnik catchment basin. An uncovered karst or karst-fissure Upper Jurassic, partly Mid-Triassic, water horizon is the main underground water reservoir in this area. The analysis covered three observation points located at Chechło, Zalesie and Radwanowice (1961—1983). The wells at Radwanowice and Chechło contain relatively shallow water from the Upper Jurassic water horizon, the point at Zalesie reaches the Mid-Triassic horizon. Water level in the wells is at 11 m (Chechło and Zalesie) and 14 m (Radwanowice). Changes of water level in the Upper Jurassic water reservoir observed in the wells at Przegonia (27 m deep), Wielmoża (80 m deep), Cretaceous reservoir at Skała (5 m deep) and Quaternary reservoir at Więckowice (10 m) were used for comparison. Meteorological factors directly influencing dynamics of infiltration and retention changes in the Upper Jurassic reservoir, in winter and early spring, were analysed. Some characteristic courses in the winter season, directly influencing dynamics of changes of the underground water horizon during thaw, were distinguished in the investigation period. Complexity of melt water charge of underground reservoirs caused significant differences in response of reservoirs to melt water, despite similarities in winter meteorological conditions in particular years.

Analysis of response of underground water horizon to infiltration of melt water to selected wells were carried out in various meteorological types of winters. Dates of thaw periods and dynamics of changes of the underground water horizon in winter and early spring were observed. Particular attention was paid to ways of charging of the reservoir in the following periods: thaw, thaw-precipitation, precipitation.

There is certain correlation between a winter type and time of response of the water horizon and its elevation. Time of response to thaw increases, when analysing winter types from I to V, and elevation of water horizon diminishes till complete lack of reaction in the last type. There is no significant trend in this process, which results mainly from various conditions of retention of underground water before thaw (previous dry or humid year). The type and course of thaw floods is determined by complex group of hydrogeological-meteorological factors among which the most important are: volume of a reservoir and a type of the areation zone, amount of retained water before thaw period, precipitation accompanying thaw.

Influence of hydrogeological conditions on thaw response was proved by various time of response in particular wells. The quickest response was observed in shallow wells covering Cretaceous and Quaternary horizons

(Skała 6—15 days, Więckowice 10—13 days). Longer response time occurred in wells reaching upper parts of the Upper Jurassic reservoir (Chechło 20—46 days, Przegonia 15—38 days, Radwanowice 20—80 days) Much delayed response in relation to the above mentioned points was observed in the deep well reaching the Upper Jurassic water level (Wielmoża 94—123) and the well reaching Mid-Triassic water level (Zalesie 40—100).

Translated by Marek Niemiec

Jan Leszkiewicz, Jacek Rózkowski, Andrzej Tyc

LA RÉACTION DE LA NAPPE D'EAUX SOUTERRAINES
DU NIVEAU DU JURASSIQUE SUPÉRIEUR DANS LA PARTIE S
DU HAUT-PLATEAU DE CRACOVIE—CZĘSTOCHOWA
À L'ALIMENTATION PAR FONTE DES NEIGES

Résumé

Dans cet article a été présentée la réaction de la nappe d'eaux souterraines du niveau du Jurassique supérieur dans la partie S du Haut-Plateau de Cracovie—Częstochowa à l'alimentation par fonte des neiges. Les recherches ont été menées dans deux régions situées dans la partie supérieure du bassin-versant de Biała Przemsza et dans la bassin-versant de Rudawa et Prądnik. Le bassin principal des eaux souterraines de cette région est le niveau aquifère karstique du Jurassique supérieur et localement du Triassique moyen. L'analyse de la nappe d'eaux souterraines a été faite dans 3 postes d'observation: à Chechło, Zalesie et Radwanowice (1961—1983). Les puits à Radwanowice et ceux à Chechło captent à une petite profondeur les eaux du niveau du Jurassique supérieur, tandis que le poste de Zalesie capte celles du Triassique moyen. La nappe d'eau dans les puits atteint la profondeur de 11 m (Chechło et Zalesie) à 14 m (Radwanowice). Dans le but comparatif ont été mis à profit les résultats des analyses d'oscillations de la nappe d'eaux souterraines dans le bassin-versant du Jurassique supérieur, observées dans les puits de Przegonia (27 m de profondeur) et à Wielmoża (80 m), dans le bassin-versant du Crétacé à Skała (5 m) et dans celui du Quaternaire à Więckowice (10 m).

Ont été étudiés les facteurs météorologiques affectant directement la dynamique des changements de l'infiltration et de la rétention du bassin-versant du Jurassique supérieur en hiver et au début du printemps. Dans la période étudiée on peut distinguer quelques déroulements caractéristiques de la saison d'hiver affectant directement la dynamique des changements de la nappe d'eaux souterraines dans la période de fonte des neiges. La complexité du processus d'alimentation par fonte des neiges cause cependant une grande différenciation de réaction des bassins-versants à la fonte des neiges, malgré la ressemblance de conditions météorologiques des hivers dans les années particulières.

L'analyse de la réaction de la nappe d'eaux souterraines à l'infiltration des eaux de fonte des neiges pour les puits choisis a été effectuée à partir des types météorologiques d'hivers. Ont été étudiées les périodes de fonte des neiges et

la dynamique des changements de la nappe d'eaux souterraines en hiver et au début du printemps. A été particulièrement étudiée la manière d'alimentation du bassin-versant des eaux souterraines pendant les saisons suivantes: saison de fonte des neiges, saison de fonte des neiges et de précipitations et celle de précipitations. Il existe une certaine relation entre le type d'hiver et le temps de réaction de la nappe d'eau et la hauteur de son rehaussement. Au passage du type I au type V le temps de réaction à la fonte des neiges s'allonge et le rehaussement de la nappe d'eau baisse jusqu'au manque de réaction au dernier type d'hiver. La différenciation de la réaction de la nappe d'eau est liée principalement à la rétention variable des eaux souterraines avant la fonte des neiges. Un ensemble complexe de facteurs hydrogéologiques et météorologiques décide du type et du déroulement de la fonte des neiges, les plus importants sont: la grandeur du bassin-versant et le genre de zone d'aération, l'état de la rétention des eaux souterraines dans le bassin-versant avant la fonte des neiges, la simultanéité des précipitations et de la fonte des neiges.

L'influence des conditions hydrogéologiques sur la réaction de la nappe d'eau à la fonte des neiges est visible dans la différenciation du temps de réaction dans les puits particuliers. La réaction la plus rapide est observée dans les puits captant un niveau bas Crétacé et Quaternaire (Skala 6—15 jours, Więckowice 10—13 jours). Des réactions plus longues se manifestent aux captages de la zone supérieure du bassin-versant du Jurassique supérieur (Chechło 20—46 jours, Przeginia 15—38 jours, Radwanowice 20—80 jours). Une réaction retardée par rapport à celles présentées ci-dessus a été constatée dans un profond captage d'eau du niveau du Jurassique supérieur (Wielmoża 94—123 jours) et dans un captage du niveau du Triassique moyen (Zalesie 40—100 jours).

Traduit par Teresa Korba-Fiedorowicz

Zagrożenie jakości wód triasowych rejonu Olkusza w związku z przewidywanym zakończeniem eksploatacji kopalń rud

Treść: Głównym zbiornikiem wód podziemnych rejonu Olkusza jest piętro wodonośne środkowego triasu. Z utworami tego wieku wiąże się eksploatacja złóż rud cynku i ołowiu. W artykule przedstawiono aktualny stan ilości oraz jakości wód drenowanych i eksploatowanych przez ŻGH „Bolesław”. Zwrócono uwagę na niekorzystne skutki zaprzestania pompowania wód dołowych kopalń rud cynku i ołowiu w wyniku zakończenia eksploatacji, podobne do tych, jakie obserwuje się w rejonie Bytomia.

Wstęp

W rejonie olkuskim eksploatacja złóż rud cynku i ołowiu prowadzona jest w trzech kopalniach głębinowych: „Bolesław”, „Olkusz” i „Pomorzany”. W tych kopalniach prowadzi się główne w naszym kraju wydobywanie rud wymienionych metali. W związku ze stosunkowo niewielką zawartością metali w rudzie oraz spadkiem cen cynku i ołowiu na giełdach światowych w obecnym stanie górnictwo to wydaje się nierentowne. Rozpoczyna się zatem dyskusja o zakończeniu eksploatacji w tych kopalniach i rodzą się obawy, czy istotne problemy zostaną w trakcie likwidacji uwzględnione. Najwięcej obaw budzi możliwość pogorszenia się jakości wód triasowych, które są w znacznym stopniu używane do celów pitnych.

Warunki hydrogeologiczne kopalń

Rejon olkuski charakteryzują skomplikowane warunki hydrogeologiczne. W profilu wyróżniamy cztery piętra wodonośne: czwartorzędowe, jurajskie, triasowe i paleozoiczne (Wilk, Motyka, 1977).

Kopalnie rud drenują bezpośrednio piętro triasowe, ale na skutek różnorodnych kontaktów hydraulicznych swoim drenażem przynajmniej lokalnie obejmują pozostałe piętra. W wyniku odwadniania triasu przez górnictwo, ujęcia komunalne i przemysłowe powstał wypadkowy lej depresji o powierzchni około 350 km² (ryc. 1).

Dopływ wód do kopalń

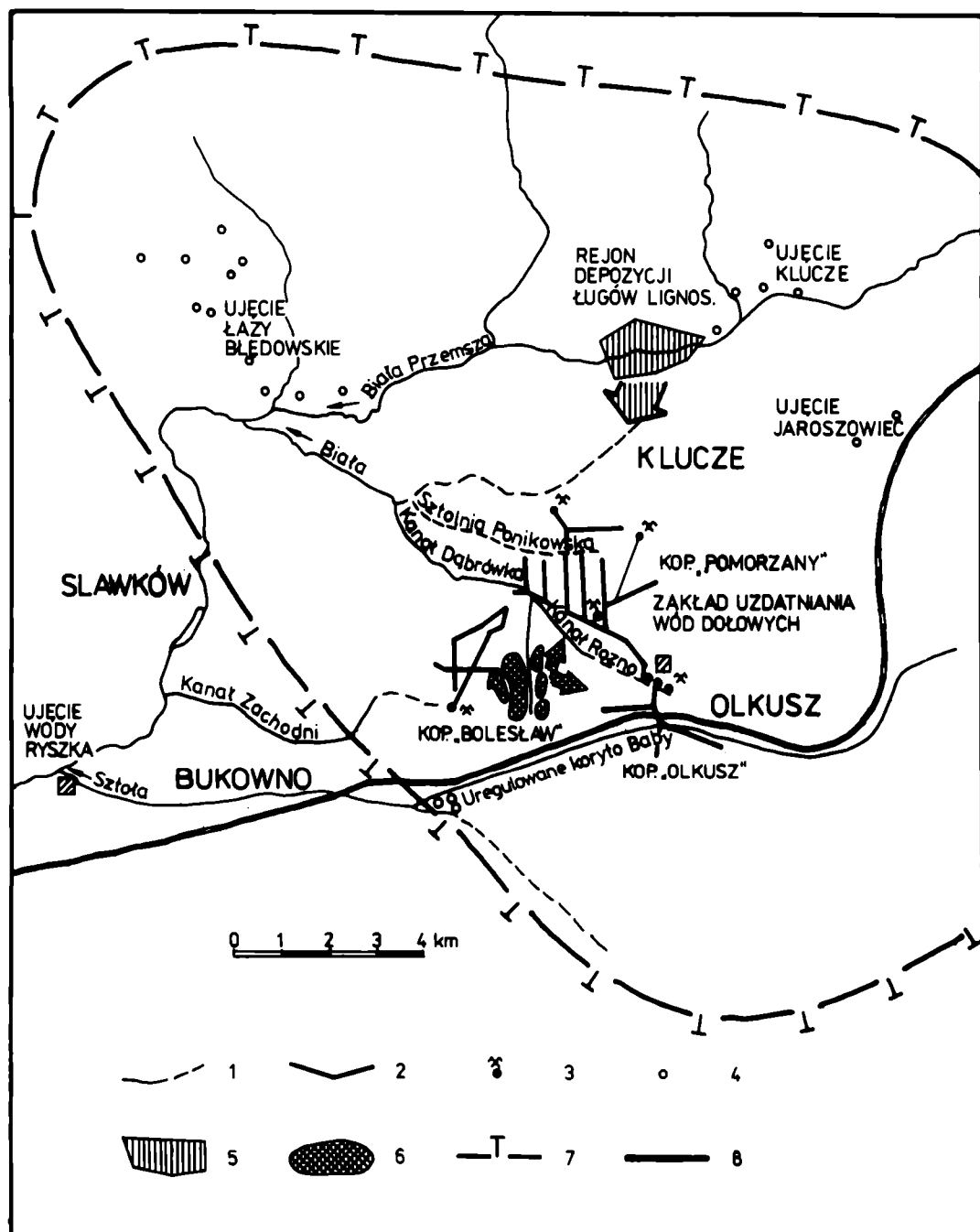
Kopalnie łącznie odprowadzają około 235 m³/min. wody. Średnia za 1990 rok wynosi:

kopalnia „Pomorzany”	175,8 m ³ /min.
kopalnia „Olkusz”	46,8 m ³ /min.
kopalnia „Bolesław”	12,8 m ³ /min.
Razem	235,4 m³/min.

Jakość wód

Jakość wód dopływających do kopalń jest bardzo zróżnicowana, zarówno co do łącznych wód z poszczególnych kopalń, jak i różnych rejonów kopalń. Wody z utworów triasowych odprowadzane przez kopalnie są na ogół wodami słodkimi. Mineralizacja czystych wód triasowych mieści się w granicach 291 mg/l—501 mg/l i wynosi średnio 360 mg/l (Adamczyk, Wilk, 1976). Pod względem ogólnego składu chemicznego spełniają one wymogi stawiane wodom pitnym. Cechą charakterystyczną składu chemicznego

* Józef Niewdana, Katedra Geomorfologii, Uniwersytet Śląski, 41-200 Sosnowiec, ul. Będzińska 60



Ryc. 1. Mapa obszaru eksploatacji kopalń rud cynku i ołowiu rejonu olkuskiego

1 — rzeki i kanały, 2 — podziemne wyrobiska górnicze, 3 — szyby, 4 — ujęcia głębinowe wód, 5 — rejon depozycji ługów lingsulfonowych, 6 — stawy osadowe flotacji, 7 — zasięg lejów depresji w triasowym poziomie wodonośnym

Fig. 1. A map of mines of zinc and lead ores in the Olkusz region

1 — channels and rivers, 2 — underground excavations, 3 — shafts, 4 — underground water intakes, 5 — regions of lingsulfonic lye deposition, 6 — flotation settling ponds, 7 — range of a depression cone in Triassic water horizon

nego wód dopływających do kopalni jest obecność w nich metali ciężkich, głównie cynku i ołowiu. W wodach wyselekcjonowanych do celów pitnych zawartość cynku w formie jonowej waha się w granicach 0,3 mg/l—1,2 mg/l, a ołowiu 0,04 mg/l—0,12 mg/l, co odpowiada na ogół normom dla wód pitnych (Adamczyk, 1979). Dość często wody dołowe niosą znaczne ilości zawieszin, z którymi związana jest zawartość metali ciężkich, dlatego też utarła się opinia o ich znacznej zawartości w wodach dołowych rejonu olkuskiego. Metale te związane z zawiesziną mogą być usuwane w prostych zabiegach uzdatniania wody.

Na ogólne tło jakości wód nakładają się specyficzne zanieczyszczenia, a mianowicie: skażenie związkami lignosulfonowymi, infiltracja wody ze stawów osadowych flotacji. Od 1976 roku do wyrobisk kopalni „Pomorzany” dopływają wody skażone związkami lignosulfonowymi; dotyczy to jej centralnej i zachodniej części. Ługi pochodzą z Fabryki Celulozy i Papieru w Kluczkach, która w latach 1930—1980 odprowadzała je bezpośrednio w piaski Pustyni Będowskiej. Wieloletni systematyczny zrzut zanieczyszczeń doprowadził do zmagazynowania na tym terenie bardzo dużej ilości związków lignosulfonowych. Obszar ten znajduje się około 4 km na północ od centrum wyrobisk górniczych kopalni „Pomorzany” (Adamczyk, Chawiński, 1982). Po uruchomieniu drenażu przez kopalnię w zasadniczy sposób zmieniły się warunki przepływu wód w rejonie oluskim. Drenująca działalność kopalni spowodowała zwiększenie gradientu hydraulicznego w obrębie utworów triasu, a co za tym idzie — zmiany prędkości i kierunku przepływu wód. W trakcie rozwoju dopływów do kopalni „Pomorzany” od śladowego skażenia w 1976 roku w następnych latach skażeniu ulegała coraz większa ilość wód dopływających. Początkowo było to kilkanaście do kilkudziesięciu m³/min., by okresowo osiągać 150 m³/min. (Wilk, Niewdana, Zimny, 1985). Obecnie ilość wód skażonych wynosi około 100 m³/min. Skażenie to uniemożliwia wykorzystanie wód do celów pitnych.

Wody infiltrujące ze stawów osadowych mają podwyższone zawartości jonów SO₄²⁻ oraz metali ciężkich, głównie Zn i Pb. Prowadzone od wielu lat badania składu chemicznego wód zarówno w stawach osadowych, jak i w kanale odpływowym wskazują, że koncentracja jonów SO₄²⁻ w zdecydowanej większości przypadków nie przekracza 1000 mg/l. Wody zanieczyszczone infiltrujące w rejonie stawów flotacyjnych rozprzyskają się w trzech kierunkach i dążą do wyrobisk kopalni „Bolesław”, przekopu

zachodniego kopalni „Olkusz”, rejonu szybów „Mieszko” i „Dąbrówka” kopalni „Pomorzany”. Obecnie zawartość siarczanów w rejonie szybu „Mieszko” osiąga 500 mg/l, a dopływ wody wynosi około 2 m³/min. Znamienny natomiast dla prognoz jest wypływ o niewielkiej wydajności przy skrzyżowaniu przekopu połowego nr 2 z przekopem głównym w rejonie szybu „Dąbrówka”. Jest to wyciek zlokalizowany co prawda w utworach permu, ale są to niewątpliwie wody infiltrujące z triasu. Wskazuje na to oprócz lokalnych warunków geologicznych wysoka zawartość w nich cynku i ołowiu. Zwraca uwagę również wysoka zawartość jonów siarczanowych. Jest to wprawdzie składnik charakterystyczny dla wód permskich tego rejonu, ale w obserwowanych koncentracjach (przekraczających 2000 mg/l) nawet w wodach permskich jony te nie występują (Motyka, Niewdana, Witczak, 1988). Wody z omawianego wycieku mają niewątpliwie związek z zanieczyszczonymi wodami infiltrującymi w rejonie stawów osadowych odpadów poślotaacyjnych. Budzi jednak zdziwienie fakt, że stwierdzona koncentracja jonów siarczanowych jest dwukrotnie wyższa od przyjętej dla wód infiltrujących z tych stawów. Na zmiany powodowane dopływem wód zanieczyszczonych nakładają się tutaj niewątpliwie procesy utleniania rud cynkowo-ołowiowych w strefie ich płytkiego występowania. Jest to równocześnie strefa, gdzie przepływ i wymiana wód w obrębie utworów triasu są bardzo wolne. Sprzyja to procesom utleniania rud. Nieodprowadzanie bowiem produktów utleniania, w tym tworzącego się kwasu siarkowego, intensyfikuje te procesy (Serafin-Radlicz, 1963). Jest to powodem występowania opisanych wysokich koncentracji SO₄²⁻, Zn i Pb w omawianym wypływie. W przyszłości zjawiska tego rodzaju mogą się nasilić.

Wody w kopalni „Olkusz” nie różnią się zasadniczo od czystych wód z kopalni „Pomorzany”. Obawy budzi systematyczny wzrost skażenia siarczanami wód z rejonu zachodniego kopalni, co związane jest z infiltracją ze stawów osadowych flotacji. Na ogólną ilość wód, tj. 46 m³/min., z zachodu dopływa około 7 m³/min., a poziom siarczanów przekracza 200 mg/l.

Wody dołowe zbiorcze z kopalni „Bolesław” charakteryzują się podwyższoną mineralizacją ogólną, która niekiedy przekracza 1000 mg/l. Zawartość siarczanów często przekracza 500 mg/l, a zawartość metali ciężkich jest o wiele większa niż w pozostałych kopalniach. Głównym czynnikiem wpływającym na odmienną chemizmu wód kopalni „Bolesław” są przecieki z powierzchni wód skażonych, pochodzących z procesów przeróbki rud cynku i ołowiu.

Wiąże się to z lokalizacją na obszarze kopalni „Bolesław” huty cynku, fabryki kwasu siarkowego, zakładu elektrolizy cynku, flotacji oraz stawów osadowych. Odmienność charakteru chemicznego wód dopływających do kopalni „Bolesław” wynika także z odmiennych stosunków wodnych i warunków zasilania. Jest to kopalnia stara, płytka, o ustabilizowanym dopływie i zasięgu leja depresji. Wody opadowe szybko osiągają strefę okruszczowaną i mogą łatwo utleniać siarczki metali oraz przeprowadzać je do roztworu (Serafin-Radlicz, 1963). Dodatkowym niekorzystnym zjawiskiem jest lokalizacja centralnego wypiskiska śmieci w zasięgu leja depresji tej kopalni.

Wykorzystanie wód dołowych

Wody z kopalni „Bolesław” w całości nie nadają się do celów pitnych i używane są do procesów technologicznych w zakładach przerobczych.

Kopalnia „Pomorzany” prowadzi selektywne pompowanie wód dołowych. Wody skażone lignosulfonianami w ilości około $100 \text{ m}^3/\text{min.}$ szybem „Dąbrówka” kierowane są do kanału Dąbrówka i dalej korytem rzeki Białej do Białej Przemyszy. Wody czyste w ilości około $70 \text{ m}^3/\text{min.}$ są odpowiednio dysponowane do celów komunalnych i przemysłowych. Około $60 \text{ m}^3/\text{min.}$ kanałem Południowym i korytem rzeki Baby kierowane jest do rzeki Sztoly, gdzie w miejscowości Ryska istnieje powierzchniowe ujęcie wody do celów pitnych. Pozostałe $10 \text{ m}^3/\text{min.}$ przeznaczone jest do własnych celów pitnych i przemysłowych kopalni.

Wody z kopalni „Olkusz” jako wody czyste w całości wyzyskiwane są następująco: Rejonowe Przedsiębiorstwo Wodociągów i Kanalizacji w Olsku — $27 \text{ m}^3/\text{min.}$, własne cele pitne i zaopatrywanie sąsiednich zakładów — $9 \text{ m}^3/\text{min.}$ oraz własne cele przemysłowe — $11 \text{ m}^3/\text{min.}$

Łącznie z kopalni Zakładów Górniczo-Hutniczych „Bolesław” do celów pitnych wykorzystywane jest $100 \text{ m}^3/\text{min.}$ wód, a dla przemysłu — $31 \text{ m}^3/\text{min.}$ Nie zagospodarowane wody, skażone głównie związkami lignosulfonowymi, w ilości $106 \text{ m}^3/\text{min.}$ odprowadzane są do Białej Przemyszy.

Zagrożenie jakości wód dołowych

Perspektywiczny wzrost zapotrzebowania wód na cele pitne w rejonie olskim z jednej strony, różnicowana jakość wód dołowych i przewidywane za-

mykanie kopalń z drugiej — budzą wiele obaw. Zaprzestanie pompowania wód z kopalni „Bolesław” oraz ich wyzyskiwania do własnych celów przemysłowych może zdecydowanie pogorszyć jakość wód dopływających do kopalni „Olkusz” i „Pomorzany”. Zakłócenia w selektywnym pompowaniu wód z kopalni „Pomorzany” mogą doprowadzić do całkowitego skażenia wód tej kopalni. Zaburzenia w harmonijnym odwadnianiu kopalni „Olkusz” mogą również spowodować pogorszenie jakości jej wód.

Pogorszenie jakości będzie zmierzało w kierunku wzrostu zawartości siarczanów oraz metali ciężkich, co w efekcie może doprowadzić do wielkości wykluczających wykorzystanie tych wód do celów komunalnych. Typowym tego przykładem są zamknięte kopalnie rud cynku i ołowiu w rejonie Bytomia. W kopalniach tych w miarę wyłaczania ich z eksploatacji obserwowano systematyczny wzrost zawartości siarczanów i szczególnie cynku. Stężenie jonów SO_4^{2-} osiągało ponad 2800 mg/l , a Zn 78 mg/l (Serafin-Radlicz, 1963).

Wnioski

Wody dołowe kopalni Zakładów Górniczo-Hutniczych „Bolesław” są jedynym źródłem wody pitnej dla większości mieszkańców rejonu olskiego. Wyłaczanie poszczególnych kopalni z eksploatacji będzie miało istotny wpływ na zmiany chemizmu wód triasowych. Projekty likwidacji kopalni winny zatem zapewnić takie kierunki zagospodarowania i dynamiki eksploatacji wód, które z jednej strony eliminowałyby zakłócenia w rozdziale wód na czyste i skażone, z drugiej zaś — zdołałyby zapobiec skażeniu większej niż obecnie ilości wód triasowych.

Każda próba zmiany reżimu wód w rejonie którejkolwiek z kopalni winna być uprzednio przedmiotem dokładnych badań i studiów, aby nie doprowadzić do katastrofy w zaopatrzeniu rejonu olskiego w wodę pitną.

Literatura

- Adamczyk A., 1979: Cynk i ołów w wodach dołowych kopalni rejonu olskiego. Kraków [maszynopis rozprawy doktorskiej w arch. AGH].
Adamczyk A., 1990: Wpływ górnictwa rud cynku i ołowiu w rejonie olskim na wody podziemne i powierzchniowe. W: „Zeszyty Naukowe AGH”. Nr 1368: Sozologia i Sozotechnika, z. 32, AGH, Kraków, s. 41—56.

- Adamczyk A., Chawiński S., 1982: Skazenie wód dołowych kopalni „Pomorzany” związkami ligonosulfonowymi. *Prz. Geol.*, 7: 348—353 [Warszawa].
- Adamczyk A., Wilk Z., 1976: Zróżnicowanie chemizmu wód dołowych kopalń rejonu olkuskiego. W: *Sprawozd. z Pos. Komisji Nauk Geol. PAN, Kraków—Wrocław*.
- Biegalski A., Norwicz Z., 1991: Studium inwentaryzacyjne zabezpieczenia dostawy wody dla rejonu olkuskiego. Katowice [maszynopis w arch. Biprometu S.A.].
- Biernacki J., Niewdana J., Zuber K., 1988: Dodatek nr 1 do dokumentacji geologicznej złoża rud cynku i ołowiu „Pomorzany”. Cz. 5: Opracowanie hydrogeologiczne. Bukowno [materiały w arch. ZGH „Bolesław”].
- Motyka J., Niewdana J., Witczak S., 1988: Hydrochemiczna metoda przewidywania zawodnionych stref uskokowych w warunkach jednej z kopalń rud cynku i ołowiu. W: „Zeszyty Naukowe AGH”. Nr 375, z. spec. 37. AGH, Kraków.
- Niewdana J., 1989: Wykorzystanie doliny rzeki Białej do oczyszczania wód dołowych ZGH „Bolesław”. W: *Materiały z Konf. Nauk. nt. „Wody szczelinowo-krasowe i problemy ich ochrony. Karniowice, 11—13 września 1989”. Podprogram CPBP 04.10. Z. 10. SGGW—AR, Warszawa*, s. 66—72.
- Rózkowski A., Wilk Z. (red.), 1980: Warunki hydrogeologiczne złóż rud cynku i ołowiu regionu śląsko-krakowskiego. „Prace Instytutu Geologicznego”. Wyd. Geol., Warszawa, 319 s.
- Serafin-Radlicz J., 1963: Problemy metalonośności wód głębszych rejonu Bolesławia. *Kwart. Geol.*, 7, 1: 37—50 [Warszawa].
- Wilk Z., Motyka J., 1977: Kontakty między poziomami wodonośnymi w oluskim rejonie kopalnictwa rud. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 47, 1: 115—143 [Kraków].
- Wilk Z., Niewdana J., Zimny W., 1985: Ekspertyza hydrogeologiczna dotycząca skażenia wód triasowych kopalni „Pomorzany” związkami ligonosulfonowymi i prognoza odprowadzania ilości wód podziemnych do kanału Dąbrówka. Bukowno [materiały w arch. ZGH „Bolesław”].

THREAT OF TRIASSIC WATER QUALITY DETERIORATION AS A RESULTS OF PLANNED CLOSING OF ORES MINES IN THE OLKUSZ REGION

Summary

Zinc and lead ores are exploited in three mines in the Olkusz region: „Bolesław”, „Olkusz” and „Pomorzany”. Their exploitation yield makes over 60% of the country production. Deposites of ore are located in karst-fissured, saturated with water, carbonate Triassic formations. Total water drainage to these mines is equal about 235 m³/min. Drainage of such great quantity of water caused formation of a depression cone in Triassic formations covering the area of over 350 km². A lot of villages have no fresh water so drinking water from mines has to be supplied there. Triassic water is fresh water, of medium mineralization (about 360 mg/l) and concerning the general chemical composition it complies with required norms for drinking water. Contents of heavy metals (Zn, Pb) is a characteristic attribute of this water, however in water selected for consumption the contents of these metals meets the requirements. Pollution of water from mines is caused by two main elements. First, it is lignosulfonic lye that is being deposited in sands of Błędowska Desert by paper manufacture at Klucze. This lye infiltrates to excavations of „Pomorzany” mine. The second element are water leakages from sedimentary flotations ponds. This water contains sulphate ions and considerable quantity of zinc and lead. Dewatering of mines is proceeded selectively to separate fresh water from polluted one. Currently, due to a large drop of zinc and lead prices all over the world further exploitation of these deposits seems to be ineffective and the problem of closing the mines is discussed.

As water from mines is the main source of fresh water in the Olkusz region, preservation of this water becomes the most important problem. Exploitation decrease and closing of some mines („Bolesław” mine is to be the first) will significantly influence chemical changes of Triassic water. Therefore it is very important to consider preserving the current directions and dynamics of water flow in the liquidation project. Disturbances of fresh and polluted water separation may effect in pollution of considerably larger quantity of water and catastrophic situation in water-supply in the Olkusz region.

Translated by Marek Niemiec

MÉNACE DE LA QUALITÉ DES EAUX TRIASSIQUES DE LA RÉGION D'OLKUSZ PAR SUITE DE L'ACHÈVEMENT ENVISAGÉ DE L'EXPLOITATION DES MINES DE MINÉRAIS

Résumé

Dans la région d'Olkusz on extrait les minerais de zinc et de plomb dans 3 mines: „Bolesław”, „Olkusz” et „Pomorzany”. L'ampleur de l'exploitation de ces minerais constitue plus de 60% de l'exploitation nationale de zinc et de plomb. Les gisements de minerais reposent dans les formations carbonatées triassiques fort submergées. L'afflux total d'eau aux mines fait 235 m³/min. environ. Le drainage d'une telle quantité d'eau a causé la formation d'un cône de dépression dans les formations triassiques dont la surface fait plus de 350 km². De nombreuses localités ont été privées d'eau et l'alimentation en eau se fait à partir des eaux de mines épurées. Les eaux triassiques sont des eaux douces à la minéralisation moyenne de 360 mg/l et du point de vue de la composition chimique globale répondent aux exigences des eaux potables. Leur trait caractéristique est la teneur en métaux lourds (Zn, Pb), mais dans les eaux potables leur teneur est conforme aux normes. Deux facteurs causent une grande contamination d'une partie d'eaux de mines. L'un d'eux sont des composés silfolignitiques déposés par la papeterie à Klucze dans les sables du Désert Błędowska qui infiltrent aux chantiers de fond de la mine „Pomorzany”. L'autre facteur sont les fuites d'eaux issues des étangs sédimentaires de flotation qui emportent une grande concentration d'ions de sulfate ainsi que le zinc et le plomb. Le drainage des mines est effectué sélectivement afin de séparer les eaux pures de celles contaminées. Actuellement en raison de la baisse de prix du zinc et du plomb sur les bourses mondiales l'exploitation des gisements de ces minerais semble être peu rentable ce qui ouvre une discussion sur leur fermeture.

Vu le fait que les eaux de mines sont une source principale de l'eau potable dans la région d'Olkusz, la protection de leur qualité devient le plus grand problème. La rupture de l'exploitation dans les mines, la mine „Bolesław” est sur la première ligne, aura une importante influence sur les changements chimiques des eaux triassiques. D'où vient l'appel que les projets de liquidation des mines prennent en considération le maintien des directions et de la dynamique des eaux conformément à l'état actuel. Les perturbations de la distribution des eaux en pures et contaminées peuvent causer la contamination d'une grande quantité d'eaux et de graves problèmes d'alimentation en eau potable de la région d'Olkusz.

Traduit par Teresa Korba-Fiedorowicz

Strefowość zjawisk krasowych w kamieniołomie „Trzuskawica” i w jego otoczeniu (Góry Świętokrzyskie, rejon kielecki)

Treść: Omówiono wyniki badań form krasowych w wapieniach żywetu, eksploatowanych w kamieniołomie „Trzuskawica”. Rezultaty badań, w połączeniu z analizą wyników wierceń, pozwoliły wydzielić trzy strefy hydrodynamiczne w profilu eksploatowanych skał, w których występują charakterystyczne dla tych stref formy krasowe. Wnioski dotyczące rozmieszczenia form krasowych w pionowym profilu wapieni żywetu mogą być przydatne w praktyce, w związku z planowaną ich eksploatacją poniżej aktualnego poziomu wody podziemnej i możliwością zagrożenia odkrywki nagłymi wdarzeniami wody z kanałów krasowych.

Wstęp

W kamieniołomie „Trzuskawica” eksploatuje się wapienie dewońskie na potrzeby przemysłu cementowo-wapienniczego. Skały te są spękane i skrasowiałe, szczególnie intensywnie w warstwach przypowierzchniowych, co znacznie obniża wartość przemysłową złoża. Zabiegiem poprawiającym jakość wapieni, wymieszanych z osadami wypełniającymi formy krasowe, jest płukanie ich wodą. Wody pośluzkowe, zawierające dużą ilość zawiesiny, są odprowadzane do cieków powierzchniowych i zanieczyszczają je. Całość koniecznych zabiegów technologicznych, których konieczność wykonania wynika wyłącznie z obecności form krasowych w eksploatowanych wapieniach, powiększa zatem ogólne koszty pozyskania tego surowca.

Obecnie w kamieniołomie „Trzuskawica” urabia się wapienie powyżej poziomu wód podziemnych. W najbliższej przyszłości przewiduje się rozpoczęcie eksploatacji poniżej zwierciadła wody w wapieniach środkowodewońskich. Pojawi się więc możliwość zagrożenia odkrywki nagłym wdarciem się wód

z kanałów krasowych, a także problem wpływu odwadniania kamieniołomu na stosunki wodne w jego otoczeniu. Również w tym przypadku kierunki rozwoju leja depresji mogą zależeć od rozmieszczenia form krasowych w rozpatrywanym masywie skalnym.

W opracowaniu przedstawiono wyniki badań nad prawidłowością występowania form krasowych w masywie wapieni środkowodewońskich (żywetu) w rejonie kamieniołomu „Trzuskawica”. Podstawą były obserwacje, jakie wykonali autorzy w odkrywcę wiosną 1988 roku, oraz analiza wyników wierceń w sąsiedztwie odkrywki. Autorzy mają nadzieję, że omówione w artykule rezultaty badań mogą być przydatne w rozważaniu genezy i wieku zjawisk krasowych w węglanowych skałach dewońskich w rejonie kieleckim.

Budowa geologiczna w rejonie kamieniołomu

Budowę geologiczną w otoczeniu kamieniołomu „Trzuskawica” przedstawiono, opierając się na pracach J. Czarnockiego (1948), A. Kosteckiej (1966) i H. Tomczyka (1974). Omawiany obszar znajduje się w południowej części Gór Świętokrzyskich, w rejonie kieleckim. Pod względem geologicznym należy on do synkliny gałęzicko-bolechowskiej.

* Jacek Motyka, Zakład Hydrogeologii i Geologii Inżynierskiej, Akademia Górniczo-Hutnicza, 30-059 Kraków, Al. Mickiewicza 30
Jan Prażak, Państwowy Instytut Geologiczny, Oddział Świętokrzyski, 25-953 Kielce, ul. Zgoda 21

Zbigniew Zapala, Kopalnia Wapienia „Trzuskawica” w Trzuskawicy, woj. kielecki

-borkowskiej w trzonie paleozoicznym Gór Świętokrzyskich. Synklinę gałęzicko-bolechowsko-borkowską wypełniają głównie skały dewońskie. W jej osiowej części występują osady karbońskie i permskie. Utwory dewonu są podścielone skałami starszego paleozoiku, przede wszystkim kambru, które wychodzą na powierzchnię w obrębie antyklin dymińskiej i chęcińskiej, ograniczających synklinę gałęzicko-bolechowsko-borkowską od północy i od południa (ryc. 1). Granice synkliny mają często charakter tektoniczny (ryc. 2).

Osady kambru — to głównie skały klastyczne z przewagą łupków i mułowców. Ich miąższość przekracza 1000 m. Najstarszymi osadami dewonu są pstry piaskowce i łożyska emsu, których miąższość wynosi od kilkunastu do około 150 m, wychodzące na powierzchnię w północnej części obszaru i lokalnie w jego części południowo-wschodniej (ryc. 1). Wyżej zalegają skały środkowego dewonu. Do eiflu, którego miąższość dochodzi do około 120 m, zalicza się łożyska, mułowce, miejscami dolomityczne z przewarstwieniami margli, wapieni i dolomitów. Skały dolnego żywetu — to zwarte dolomity płytowe i gruboławicowe o zmiennej miąższości. Wyższe ogniwa żywetu tworzą zasadniczy poziom, eksploatowany w kamieniołomach. Są to zwarte wapienie organogeniczne, drobnokrystaliczne o miąższości do 400 m. Góry dewon reprezentują wapienie i margle płytowe franu, osiągające miąższość do 100 m, oraz margle, drobnolawicowe wapienie gruzłowe i łożyska lamenu, których miąższość sięga około 100 m.

W osiowej części synkliny gałęzicko-bolechowsko-borkowskiej, na osadach dewonu leżą utwory dolnego karbonu, na które składają się łupki ilaste i krzemionkowe oraz mułowce. Zazwyczaj są one pokryte skałami permskimi, których zmienna miąższość rośnie w kierunku zachodnim. W rejonie kamieniołomu „Trzuskawica” utwory permu reprezentują zlepki dolne („zygmuntowskie”), zaliczane do czerwonego spągowca (Kostecka, 1966). Skały paleozoiczne są częściowo pokryte osadami czwartorzędowymi. Na zboczach dolin i wierzchołkach występują przede wszystkim gliny zwałowe i zwierzelinowe oraz lokalnie lessy. Doliny rzek wypełniają głównie piaski i żwiry o miąższości przekraczającej lokalnie 30 m.

Synklina gałęzicko-bolechowsko-borkowska przebiega w kierunku WNW—ESE. Jej skrzydło północne jest nachylone pod kątem 10°—25°, a skrzydło południowe — pod kątem 16°—40° (Pożaryski, 1974). Granice synkliny przebiegają często wzdłuż dyslokacji nieciągłych (ryc. 1, 2). Również w obrębie

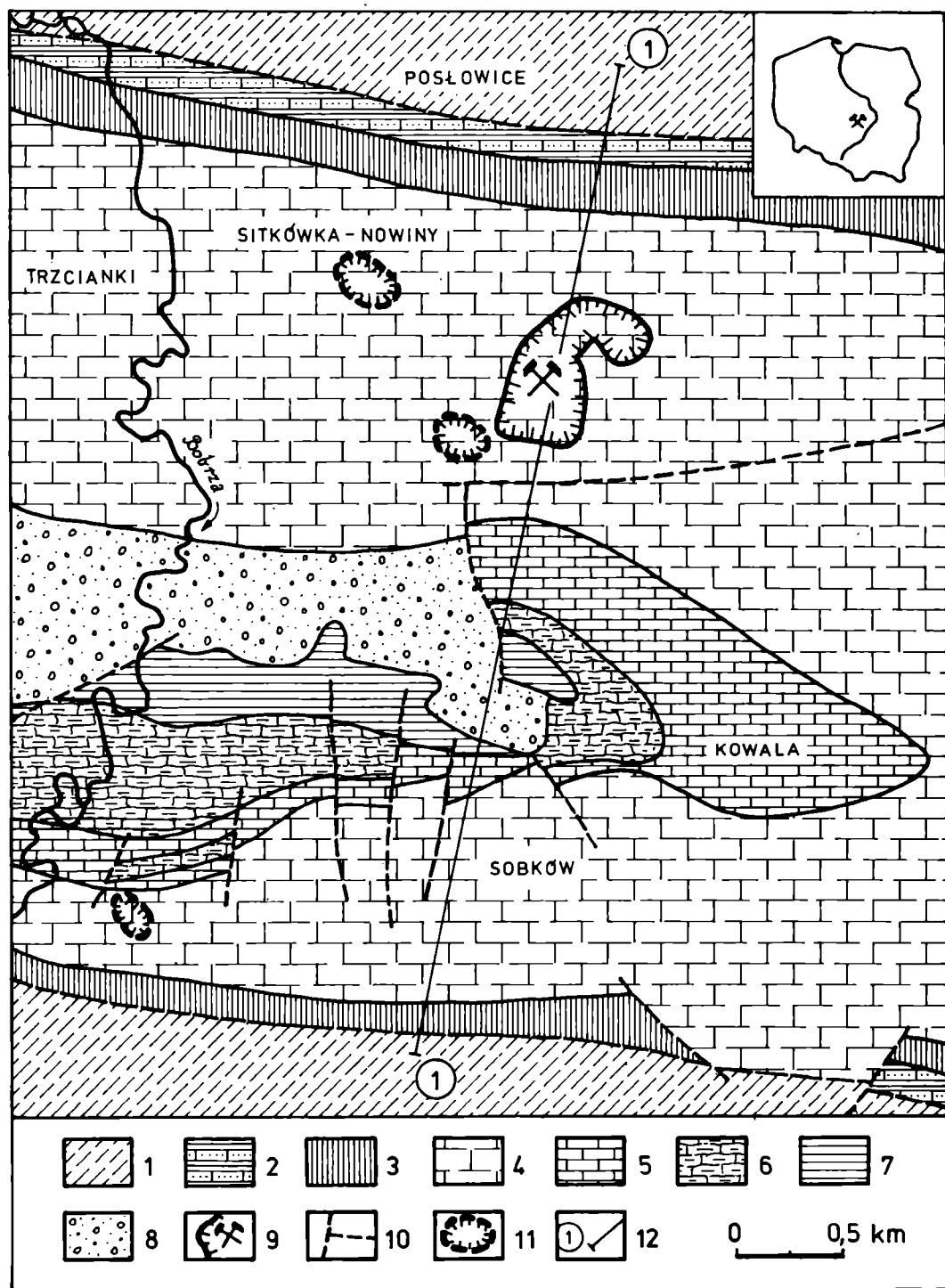
samej synkliny zaznacza się tektonika blokowo-uskokowa, przy czym większość uskoków ma kierunek poprzeczny do biegu synkliny.

Opis form krasowych w kamieniołomie „Trzuskawica”

Obserwacje rozmieszczenia i charakteru form krasowych w kamieniołomie „Trzuskawica” wykonano wiosną 1988 roku na dwóch poziomach eksploatacyjnych o wysokości po mniej więcej 20 m każdy. Spąg odkrywki znajdował się wówczas na rzędnej 233 m n.p.m., tj. na granicy średniej wysokości zwierciadła wody podziemnej, w skałach środkowodewońskich. Tak więc na ścianach odkrywki można było obserwować formy krasowe we współczesnej strefie aeracji, a tylko najniższa część drugiego poziomu eksploatacyjnego jest strefą okresowych wahań zwierciadła wody podziemnej.

Na ścianach pierwszego poziomu eksploatacyjnego, którego spąg znajduje się około 20 m poniżej powierzchni terenu, tj. mniej więcej na rzędnej 255 m n.p.m., obserwuje się strefę bardzo silnego skrasowienia wapieni dewońskich. Występuje tu bardzo gęsta sieć pionowych spekań tektonicznych i wietrzeniowych, poszerzonych w wyniku działania procesów krasowych. Miejscami widać nagromadzenia gruzów wapiennych, szczególnie w przypowierzchniowej części kamieniołomu (fot. 1). W tej części profilu omawianych skał procesy korozji krasowej rozwijały się przede wszystkim wzdłuż pionowych spekań ciosowych. Spotykamy tu więc głównie lejki krasowe o różnych rozmiarach, kończące się u podstaw szczelinami inicjalnymi, a więc zgodnie z ewolucyjnym podziałem J. Kunskiego (1956) należące do grupy lejków pierwotnych (fot. 1). Są to formy o zróżnicowanych rozmiarach, tzn. od kilkunastu do kilkudziesięciu metrów średnicy, i o silnie wydłużonej osi pionowej. Niektóre z nich sięgają do spągu drugiego poziomu eksploatacyjnego, czyli ich długość przekracza 40 m. Przykładem może być lej obserwowany na wschodniej ścianie odkrywki (fot. 2). W sąsiedztwie kamieniołomu „Trzuskawica” nawiercono również zagłębienia w stropie węglanowych skał środkowodewońskich, wypełnione łożyskami, glinami, piaskami i blokami wapieni o łącznej miąższości od kilkunastu do ponad 30 m, które przypuszczalnie także są lejami krasowymi (ryc. 1).

Lejki są wypełniane rezydualnymi glinami zwierzelinowymi z domieszką osadów naniesionych przez wodę. Są to więc skały składające się z frakcji

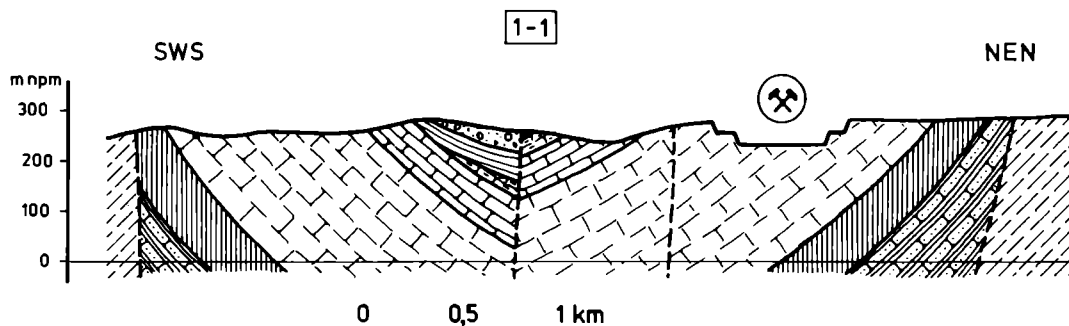


Ryc. 1. Mapa geologiczna odkryta rejonu kamieniołomu „Trzuskawica” (według P. Filonowicza, uzupełniona na podstawie wyników badań geologiczno-złożowych)

kamb: 1 — łupki, mułowce; dewon: 2 — ems: piaskowce, ilolupki; 3 — eifel: ilowce, mułowce z przewarstwieniami margli, wapieni i dolomitów; 4 — żywet: wapienie i dolomity; 5 — fran: wapienie i margle płytowe; 6 — famen: margle, wapienie, ilowce; karbon: 7 — łupki ilaste i krzemionkowe, mułowce; perm: 8 — zlepieńce; 9 — zarys wyrobisk kamieniołomu „Trzuskawica”; 10 — uskoki; 11 — zagłębienia bezodpływowe w stropie wapieni żywetu, zasypane młodszymi osadami (prawdopodobnie leje krasowe); 12 — linia przekroju 1 — 1

Fig. 1. Geological map of the open part of the quarry „Trzuskawica” (after P. Filonowicz, with supplement based on geological-deposit investigations)

Cambrian: 1 — schists and mudstones; Devonian 2 — Emsian: sandstones, clay shale; 3 — Eifelian: — argillaceous rocks, mudstones with marls interbedding; 4 — Givetian: limestones and dolomites; 5 — Franian: limestones and plate marls; 6 — Famennian: marls, limestones, clay; Carboniferous: 7 — clay and silica schists, mudstones; Permian: 8 — conglomerates; 9 — limits of excavations in the „Trzuskawica” quarry; 10 — faults; 11 — depressions without outflow in the ceiling of limestone (probably dolines); 12 — cross-section line 1 — 1



Ryc. 2. Przekrój geologiczny 1 — 1

Objaśnienia — jak na ryc. 1

Fig. 2. Geological cross-section 1 — 1

Explanation see fig. 1

ilowej, pyłowej i piaskowej oraz z różnej wielkości fragmentów skały macierzystej (wapieni). Barwa osadów jest przeważnie brunatna, czasami żółta, co ma związek z charakterem nadkładu (gliny zwałowe) oraz laterytowym typem wietrzenia. Osady te nie wykazują wyraźnego uwarstwienia, choć w niektórych przypadkach daje się zauważyć ledwo widoczne uwarstwienie, co może świadczyć o tym, że w środowisku sedymentacyjnym istniał jakiś czynnik porządkujący (siła grawitacji lub przepływ wody).

Na ścianach pierwszego poziomu eksploatacyjnego obserwuje się także niewielkie, wypełnione formy krasowe, rozwinięte na fugach międzyławicowych. Wymiary tych form bywają zazwyczaj niewielkie, rzędu kilkudziesięciu centymetrów w kierunku poziomym i kilkunastu centymetrów w kierunku pionowym. W południowej ścianie kamieniołomu napotkano dość rozległą pustkę, prawie całkowicie wypełnioną brunatnym osadem, która powstała w wyniku nierównomiernego ugięcia się ławic w strefie niewielkiego uskoku kompresyjnego (fot. 3, ryc. 3).

Drugi, dolny poziom eksploatacyjny w kamieniołomie „Trzuskawica” ma, podobnie jak pierwszy poziom, około 20 m wysokości, obejmując przedział rzędnych terenu 233 m—255 m n.p.m. Spąg tego

poziomu znajduje się tuż nad zwierciadłem wody podziemnej, a zatem w strefie aeracji i częściowo w strefie okresowych wahań zwierciadła wody podziemnej. Na pierwszy rzut oka widać, że stopień spękania i skrasowienia skał jest tu znacznie mniejszy niż na pierwszym poziomie eksploatacyjnym. Wyraźnie widoczne są oddzielności międzylawicowe i pionowe spękania ciosowe (fot. 4). Obserwuje się także formy krasowe, które jednak spotyka się znacznie rzadziej niż na pierwszym poziomie eksploatacyjnym; inna jest również ich morfologia. Dominują formy rozwinięte wzdłuż pionowych szczelin ciosowych, ale ich wymiary są znacznie mniejsze niż tych na górnym poziomie. W górnej i środkowej części drugiego poziomu obserwuje się przeważnie formy rozwinięte w kierunku pionowym. W dolnej części stosunek wysokości form krasowych do ich szerokości jest dużo mniejszy bądź zbliżony do jedności i spotyka się tu dość szerokie jamy (fot. 5).

Obecnie wszystkie omawiane formy krasowe są wypełnione ciemnobrunatnymi łożami plastycznymi z domieszką piasku i niewielką ilością okruchów wapienia. Osady wypełniające są uwarstwione i pocięte nielicznymi spękaniem, przeważnie pionowymi.



Fot. 1. Fragment masywu silnie skrasowiatałych wapieni żywetu w pierwszej strefie rozwoju zjawisk krasowych (pierwszy poziom eksploatacyjny, 255 m n.p.m.)

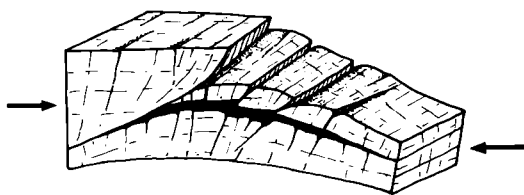
Fot. Jacek Motyka

Photo 1. A fragment of strongly karstified limestone in the first zone of development of karst phenomena (first exploitation level, 255 m a.s.l.)

Photo by Jacek Motyka

Nierzadko ugięcia lamin osadów wypełniających kawerny krasowe oddają kształt ich przekroju poprzecznego (ryc. 4, 5). Ściany tych, wypełnionych obecnie, kanałów krasowych są wygładzone w charakterystyczny sposób, co świadczy o tym, że stanowiły one fragment otwartej sieci dawnej cyrkulacji krasowej i powstały wskutek chemicznej działalności agresywnych wód płynących nimi pod ciśnieniem. Niektóre formy, rozwinięte na pionowych szczelinach ciosowych, rozszerzają się w dolnej części, kończąc się wypukłością skierowaną w dół (ryc. 4, 5). Taki kształt formy krasowej może być dowodem na to, że powstała ona w efekcie procesu korozji wskutek mieszania się roztworów o różnej mineralizacji (*Mischungskorrosion* w rozumieniu Bögliego, 1964). W przeszłości, gdy te formy znajdowały się w strefie freaticznej (saturacji), mogło dochodzić do mieszania się wód dopływających z góry szczelinami ciosowymi i płynących, otwartymi wówczas, kanałami krasowymi, a tym samym do intensyfikacji procesu korozji chemicznej. Na tym poziomie eksploatacyjnym da się także zaobserwować niewielkie formy krasowe, rozwinięte na fugach międzylawicowych (ryc. 6) i wypełnione silnie sprasowanymi iłami wiśniowymi, wykazującymi nawet niewielki stopień złupkowacenia.

Wiek form krasowych, obserwowanych w wyrobiskach kamieniołomu „Trzuskawica”, jest trudny do określenia bez szczegółowych i wszechstronnych badań osadów, które je wypełniają. Warunki rozwoju zjawisk krasowych w wapieniach środkowodewońskich istniały już w permie i w triasie. Świadczą o tym np. głębokie leje krasowe, wypełnione pstrymi iłami dolnego triasu, które można obserwować w starym kamieniołomie na Kadzielni (Czarnocki, 1948) czy we wschodniej części otuliny rezerwatu na Miedziance (Wójcik, 1976a). Według R. Gradzińskiego i Z. Wójcika (1966) szczególnie dogodne warunki rozwoju form krasowych panowały w Górach Świętokrzyskich w trzeciorzędzie, co może poświadczyć fakt, iż jaskinie wspomnianego wzgórza Kadzielnia są wypełnione głównie iłami rezydualnymi, pochodzącymi z wypełnień paleogeńskich lejów kra-



Ryc. 3. Blokdiagram ilustrujący mechanizm powstania pustki wskutek nierównomiernego ugięcia się warstw w strefie niewielkiego uskoku kompresyjnego (por. fot. 3)

Fig. 3. Block diagram presenting mechanism of a cavity formation due to irregular bending of layers in the zone of small compression fault (see Photo 3)

sowych (Wójcik, 1976b). Faktem jest, że osady w jaskini Raj i w jaskini na Kozim Grzbiecie koło Chęcin są wieku plejstocenijskiego (Gradziński, Wróblewski, 1974; Głazek, Lindner, Wysockański-Minkowicz, 1977), co dowodzi, że jaskinie te istniały już w plejstocenie, a więc mogły powstać w trzeciorzędzie. Niemniej jednak wiek osadów wypełniających omawiane formy krasowe może również dowodzić, że powstały one w cyklu krasowym, związanym z poszczególnymi okresami interglacialnymi (Gradziński, Wróblewski, 1974).

Formy krasowe obserwowane w kamieniołomie „Trzuskawica” są najprawdopodobniej różnego wieku, przy czym wiele z nich powstało zapewne wskutek nałożenia się procesów krasowych, związanych z kolejnymi okresami erozyjnymi, a zatem trudno im przypisać jakiś ściśle określony wiek. Wydaje się wszakże, iż te niewielkie formy krasowe, rozwinięte na fugach międzylawicowych i wypełnione silnie sprasowanymi iłami wiśniowymi (ryc. 6), stanowią relikty permo-triasowego cyklu erozyjnego, a więc są najstarsze. Jamy krasowe znajdujące się na dolnym poziomie eksploatacyjnym (fot. 5, ryc. 4, 5) mogły się ostatecznie uformować w trzeciorzędzie, a po podniesieniu się bazy erozyjnej, wskutek wyrównania paleoreliefu osadami plejstocenijskimi, zostały wypeł-

Fot. 2. Lej krasowy w wapieniach żywetu (pierwszy poziom eksploatacyjny, 255 m n.p.m.)

Fot. Jacek Motyka

Photo 2. Karst doline in Givetian limestone (first exploitation level, 255 m a.s.l.)

Photo by Jacek Motyka



Fot. 3. Pustka powstała wskutek nierównomiernego ugięcia się warstw w strefie niewielkiego uskoku kompresyjnego (pierwszy poziom eksploatacyjny, 255 m n.p.m.)

Fot. Jacek Motyka

Photo 3. A cavity formed due to irregular bending of layers in the zone of small compression fault (first exploitation level, 255 m a.s.l.)

Photo by Jacek Motyka

nione ciemnobrunatnymi ilami. W powstaniu form krasowych w strefie przypowierzchniowej (fot. 1) główny udział miały procesy związane przypuszczalnie z plejstoceniowymi okresami glacialnymi i interglacialnymi, choć początki tworzenia się wielu z tych form sięgają zapewne wcześniejszych cykli erozyjnych. Lepsze naświetlenie zagadnienia wieku form krasowych w rejonie kamieniołomu „Trzuskawica” wymaga wykonania odrębnych badań naukowych. Obecny ich stan pozwala na podjęcie próby określenia prawidłowości rozmieszczenia zjawisk krasowych w pionowym profilu wapieni środkowodewońskich (żywetu).

Rozmieszczenie form krasowych w pionowym profilu wapieni żywetu

Obserwacje wykonane w kamieniołomie „Trzuskawica”, uzupełnione wynikami wiercen w jego otoczeniu, dają podstawę do postawienia wstępnej hipotezy dotyczącej prawidłowości rozmieszczenia form krasowych w masywie węglanowych skał środkowodewońskich. J. Czermiński (1960) w wyniku przeprowadzonych w tym rejonie badań stwierdził, że kras jest najlepiej rozwinięty w czystych chemicznie wapieniach. W miarę wzrostu zawartości minerałów ilastych liczba form krasowych maleje. Drugą prawidłowością, którą zauważył cytowany autor, jest to, że kras rozwija się najsilniej w płaszczyznach zgodnych z kierunkiem rozciągłości i upadu warstw. Natomiast wyniki badań wykonanych przez autorów niniejszego opracowania pozwalają wydzielić trzy charakterystyczne strefy rozwoju zjawisk krasowych, różne także pod względem hydrodynamicznym (ryc. 7).

I strefa — w kamieniołomie „Trzuskawica” sięga do głębokości około 20 m od powierzchni terenu. W tej strefie wapienie są bardzo silnie skrasowiałe, przy czym dominują formy krasowe rozwinięte w kierunku pionowym (lejki, poszerzone szczeliny).

Rzadko spotyka się w tej strefie formy poziome, rozwinięte na fugach międzylawicowych. Osady wypełniające formy krasowe są źle wysortowane i rzadko słabo uwarstwione.

II strefa — w kamieniołomie „Trzuskawica” obejmuje przedział głębokości od około 20 m do ponad 40 m od powierzchni terenu, tj. mniej więcej do obecnego, naturalnego poziomu zwierciadła wody podziemnej w tym rejonie. Stopień skrasowienia masywu wapieni jest w tej strefie niewielki. Najczęściej występują tu pionowe szczeliny tektoniczne, poszerzone wskutek rozpuszczania skały przez przepływający nimi roztwór wodny. Udział form krasowych rozwiniętych na fugach międzylawicowych jest większy niż w strefie I. Częściej też spotyka się tu formy o bardziej regularnym kształcie przekroju poprzecznego. Niektóre z nich, rozwinięte wzdłuż pionowych szczelin inicjalnych, rozszerzają się w dolnej części, przybierając gruszkowate kształty przekroju poprzecznego (ryc. 4).

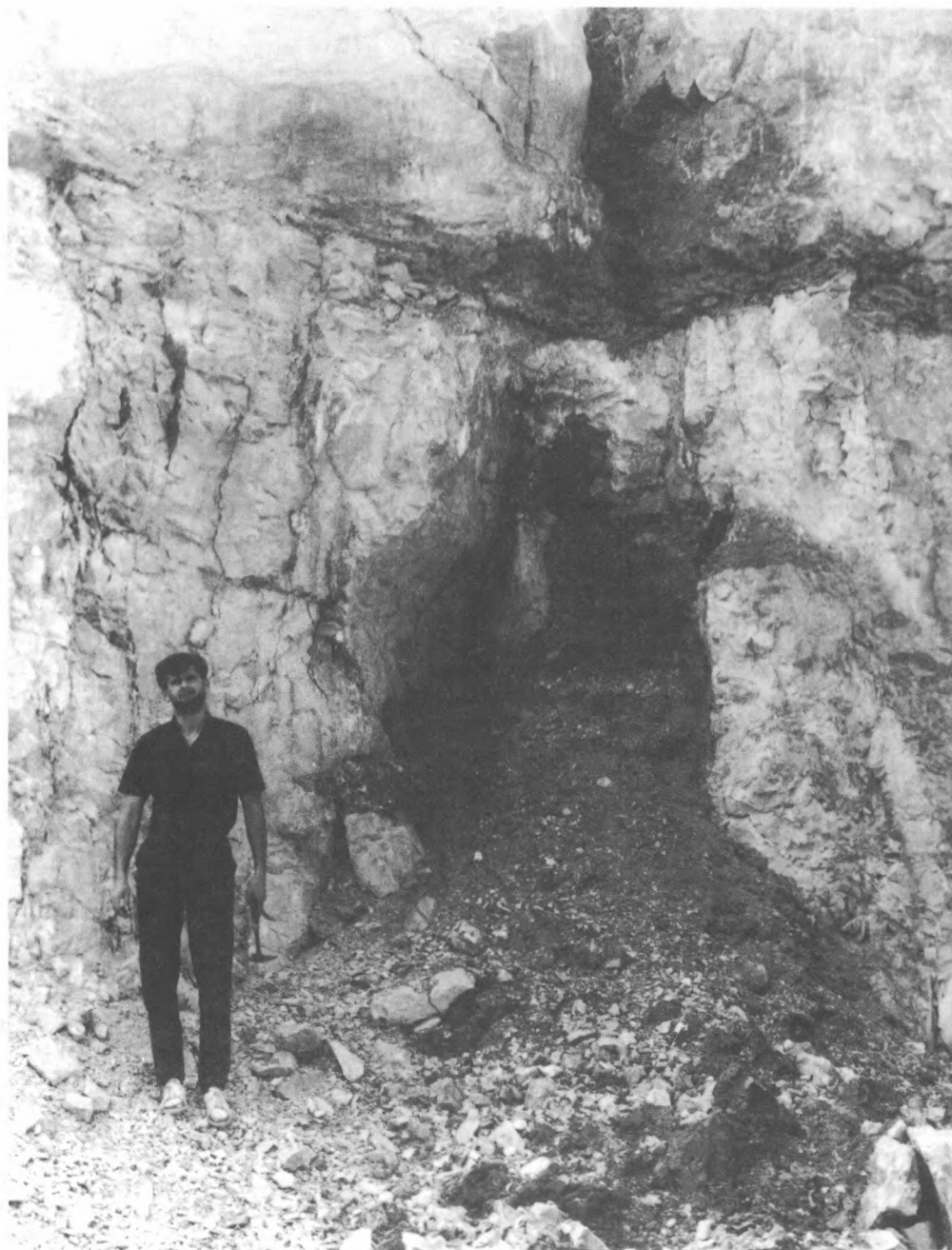
III strefa — w rejonie kamieniołomu „Trzuskawica” zaczyna się na głębokości 40 m—45 m od powierzchni terenu, tj. przy spagu drugiego poziomu eksploatacyjnego, i w całości znajduje się w obecnej strefie saturacji. W otoczeniu odkrywki strefa ta została częściowo rozpoznana wierceniami do głębokości około 100 m. W 22 otworach wiertniczych natrafiono na 44 kawerny, z których 5 było pustych, a pozostałe — wypełnione, z czego 9 piaskiem, 5 gliną zwięzłą, a 25 iliem lub iliem z piaskiem albo z okruskami wapieni. Najwięcej form krasowych, tj. ponad 55% (24 formy), stwierdzono w przedziale głębokości 40 m—80 m, natomiast w odniesieniu do poziomu morza najwięcej form, tj. około 73%, nawiercono w przedziale rzędnych 180 m—220 m n.p.m. (ryc. 8). Otwarte kanały krasowe nawiercono w przedziale głębokości 40 m—80 m od powierzchni terenu (4 pustki) oraz 0 m—20 m (1 pustka). Interesujące jest spostrzeżenie, że wszystkie pustki nawiercono w przedziale rzędnych terenu 140 m—220 m n.p.m.

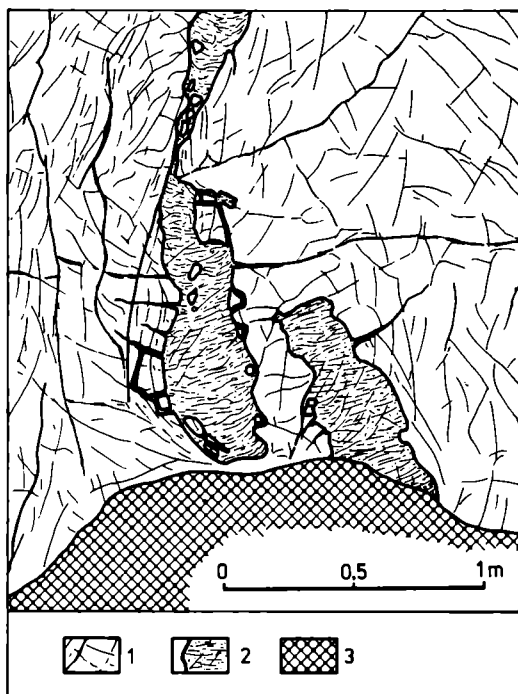
Fot. 4. Fragment masywu wapieni żywetu w drugiej strefie rozwoju zjawisk krasowych (drugi poziom eksploatacyjny, 233 m n.p.m.)

Fot. Jacek Motyka

Photo 4. A part of Givetian limestone massif in the second zone of development of karst phenomena (second exploitation level, 233 m a.s.l.)

Photo by Jacek Motyka





Ryc. 4. Przykład wypełnionej formy krasowej (drugi poziom eksploatacyjny, 233 m n.p.m.)

1 — spękanе wapicenie, 2 — iły z domieszką piasku, 3 — osypiska i stożki osypiskowe

Fig. 4. An example of filled karst form (second exploitation level, 233 m a.s.l.)

1 — fractured limestone, 2 — clay with sand admixture, 3 — talus and debris cones



Ryc. 5. Wypełniona forma krasowa, rozwinięta na pionowej szczelinie inicjalnej (drugi poziom eksploatacyjny, 233 m n.p.m.)

Objaśnienia — jak na ryc. 4

Fig. 5. Filled karst form, developed on a vertical initial fissure (second exploitation level, 233 m a.s.l.)

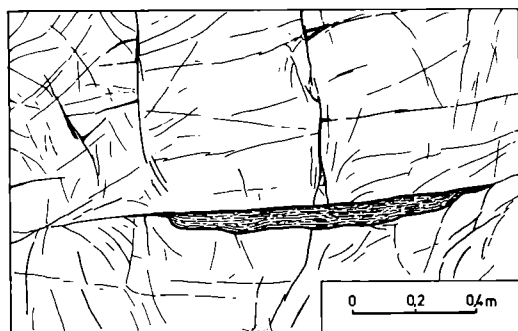
Explanation as in fig. 4

Fot. 5. Jama krasowa wypełniona ciemnobrunatnymi iłami z domieszką piasku (drugi poziom eksploatacyjny, 233 m n.p.m.)

Fot. Jacek Motyka

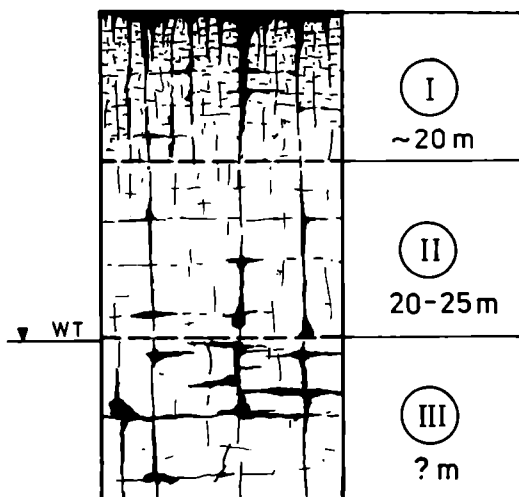
Photo 5. Karst cave filled with dark brown clay with sand admixture (second exploitation level, 233 m a.s.l.)

Photo by Jacek Motyka



Ryc. 6. Forma krasowa, rozwinięta na fudze międzylawicowej, wypełniona silnie sprasowanymi ilami wiśniowymi (drugi poziom eksploatacyjny, 233 m n.p.m.)

Fig. 6. Karst form developed on an interstrata layer, filled with strongly pressed dark red clay (second exploitation level, 233 m a.s.l.)



Ryc. 7. Schemat podziału masywu węglanowych skał żywełu na pionowe strefy rozwoju zjawisk krasowych

Szczegółowe objaśnienia w tekście; WT — aktualny poziom zwierciadła wody podziemnej

Fig. 7. Diagram of division of the carbonate rocks massif into vertical zones of karst phenomena

Detailed explanation in text; WT — current level of underground water horizon

Budowa geologiczna oraz rzeźba powierzchni terenu synkliny gałęzicko-bolechowsko-borkowskiej, której częścią jest rejon kopalni „Trzuskawica”, stwarzają warunki do rozwoju krasu autogenicznego według klasyfikacji L. Jakucsa (1977). Cytowany autor wydzielił w tego rodzaju masywie skał krasowujących cztery strefy denudacji krasowej (Jakucs 1977, fig. 71, s. 171), a mianowicie:

b — strefę infiltracji, w której proces rozpuszczania skał jest intensywny,

a — strefę przesiąkania wód w głąb masywu, w której następuje rozpuszczenie węglańca,

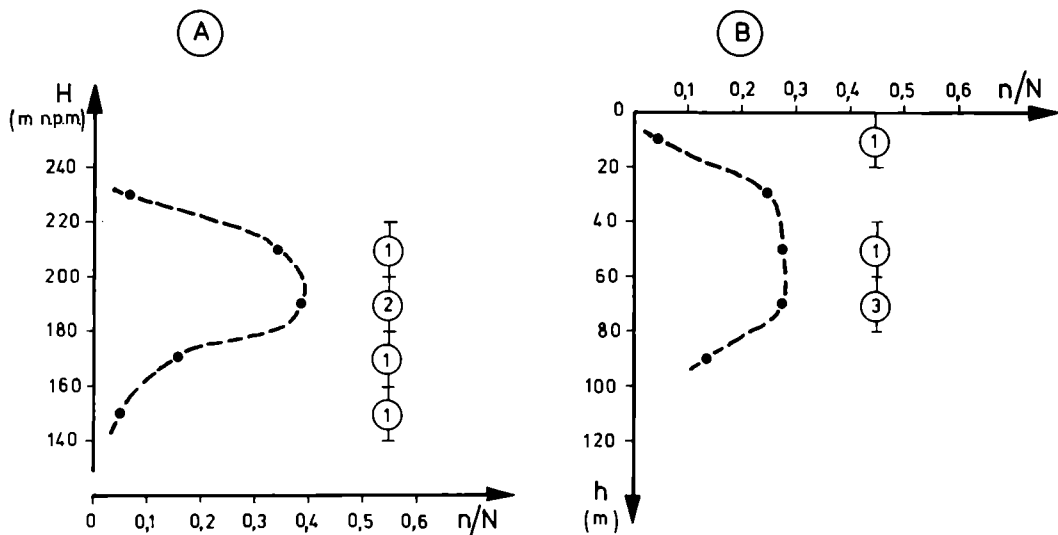
l — strefę soczewkową, w której rozpuszczanie węglańca następuje pod ciśnieniem i z udziałem korozji mieszania się roztworów wodnych o różnej mineralizacji,

i — strefę nieaktywnego, głębokiego krasu.

W świetle uzyskanych wyników wierceń i obserwacji wykonanych w kamieniołomie „Trzuskawica” wydaje się, że wydzielone w tym rejonie strefy I, II i III pokrywają się ze strefami denudacji krasowej, wynikającymi z podziału L. Jakucsa (1977). Tak więc strefa I odpowiada strefie infiltracji (b), strefa II strefie przesiąkania (a) oraz strefa III fragmentowi strefy soczewkowej (l). Strefa głębokiego, nieaktywnego krasu (i) nie została — zdaniem autorów niniejszego artykułu — w tym rejonie rozpoznana.

Ogólne warunki przepływu wody podziemnej w synklinie gałęzicko-bolechowsko-borkowskiej dają podstawę do wydzielenia form krasowych, związanych z przepływem regionalnym (w kierunku doliny Czarnej Nidy) i z lokalnymi przepływami (np. w kierunku doliny Bobrzy). Formy krasowe, które można wiązać z regionalnym przepływem wody podziemnej, występują w głębokich partiach profilu węglanowych skał środkowodolnych. W bezpośrednim sąsiedztwie dolin rzecznych można napotkać niewielkie systemy kanałów krasowych, które należy wiązać z lokalnymi przepływami wody podziemnej. Przykładem może być jaskinia Raj, związana z doliną Bobrzycką (Gradziński, Wróblewski, 1974).

Z przeprowadzonych w kamieniołomie „Trzuskawica” badań zjawisk krasowych oraz na podstawie analizy wyników wierceń w jego otoczeniu można sformułować pewne wskazówki praktyczne, w związku z planowaną eksploatacją wapieni w tej odkrywcę do głębokości około 30 m poniżej zwierciadła wody podziemnej (poziom około 200 m n.p.m.). Wprawdzie przewiduje się, że dopływy wody do odkrywcę na tej głębokości nie będą zbyt duże, tj. rzędu 10–11 m³/min. (Szczepański, 1983), należy jednak wziąć pod uwagę możliwość krótkotrwałych, nagłych wdarć wody z systemów kanałów kraso-



Ryc. 8. Pionowy rozkład ilości form krasowych, stwierdzonych otworami wiertniczymi, odwierconymi w rejonie kamieniołomu „Trzuskawica”

A — krzywa częstości względnych w odniesieniu do poziomu morza, B — krzywa częstości względnych w odniesieniu do powierzchni terenu; N — całkowita liczba form krasowych ($N = 44$); n — liczba form krasowych w poszczególnych przedziałach głębokości; cyfry w kółkach oznaczają liczbę pustek krasowych w poszczególnych przedziałach głębokości

Fig. 8. Vertical distribution of amounts of karst forms, found by drillings in the vicinity of the „Trzuskawica” quarry

A — a curve of relative frequency in relation to sea level, B — a curve of relative frequency in relation to ground level; N — total number of karst forms ($N = 44$); n — number of karst forms at particular depth intervals; numbers in circle mean number of cavities at particular depth intervals

wych, których wydatek może być wielokrotnie większy. Wzrost gradientów hydraulicznych wokół odkrywki, zagłębionej do poziomu 200 m n.p.m., może powodować sufozyjne opróżnianie się wypełnionych form krasowych, a tym samym wzrost ryzyka nagłego wdarcia się wody do kamieniołomu. W związku z zagrożeniem wodnym kopalni „Trzuskawica”, które pojawi się w razie podjęcia eksploatacji poniżej zwierciadła wody podziemnej, powinno się dążyć do lepszego niż obecnie rozpoznania form krasowych w jej otoczeniu. Jednym ze sposobów jest systematyczne kartowanie tych form na ścianach odkrywki, szczególnie na dolnym poziomie eksploatacyjnym i, o ile zostanie podjęta eksploatacja głębiej, to również na tych głębszych poziomach.

Literatura

- Bögli A., 1964: Mischungskorrosion — ein Beitrag zum Verkarstungsproblem. *Erdkunde*, 18, 2: 83—92 [Bonn].
- Czarnocki J., 1948: Przewodnik XX Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego w Górach Świętokrzyskich w r. 1947. *Roczn. Pol. Tow. Geol.* 17: 237—299 [Kraków].
- Czerwiński J., 1960: Kierunkowość form krasowych w dewonie w okolicy Kowali (Góry Świętokrzyskie). *Kwart. Geol.*, 4, 1: 263—267 [Warszawa].
- Głazek J., Lindner L., Wysoczański-Minkowicz T., 1977: Geologiczna interpretacja stanowiska fauny staroplejstocenijskiej Kozi Grzbiet w Górach Świętokrzyskich. W: „Kras i Speleologia”. T. 1(X). UŚ Katowice, s. 13—28.
- Gradziński R., Wójcik Z., 1966: O krasie kopalnym w Polsce. W: „Prace Muzeum Ziemi”. Nr 9. Muzeum Ziemi, Warszawa, s. 151—222.
- Gradziński R., Wróblewski T., 1974: Geologiczne warunki powstania jaskini Raj i utworzenie jej szaty naciekowej. W: *Badania i udostępnienie jaskini Raj*. Wyd. Geol., Warszawa, s. 41—60.
- Jukucs L., 1977: Morphogenetics of Karst Regions. Variants of Karst Evolution. Akadémiai Kiadó, Budapest, 284 s.
- Kostecka A., 1966: Litologia i sedimentacja cechsztynu synkliny gąłeczko-bolechowskiej (Góry Świętokrzyskie). „Prace Geol. PAN, Oddz. w Krakowie”. 38, Wyd. Geol., Warszawa, 84 s.
- Kunský J., 1956: Zjawiska krasowe. PWN, Warszawa, 270 s.

- Pożaryski W., 1974: Obszar świętokrzysko-lubelski. W: Budowa geologiczna Polski. T. 4: Tektonika, Cz. 1: Niż Polski. Wyd. Geol., Warszawa, s. 314—363.
- Szczepański A., 1983: Prognoza wpływu głębokiej eksploatacji odkrywkowej surowców skalnych na stosunki wodne w południowo-zachodniej części Gór Świętokrzyskich. Rocz. Świętokrz., 10: 23—38 [Warszawa—Kraków].
- Tomczyk H., 1974: Góry Świętokrzyskie. W: Budowa geologiczna Polski. T. 4: Tektonika, Cz. 1: Niż Polski. Wyd. Geol., Warszawa, s. 128—198.
- Wójcik Z., 1976a: Formy krasu kopalnego i ich ochrona w Polsce. W: „Prace Muzeum Ziemi”. Nr 25. Muzeum Ziemi, Warszawa, s. 133—157.
- Wójcik Z., 1976b: Formy krasu kopalnego obszarów wyżynnych i górskich w Polsce oraz ich znaczenie paleogeograficzne. W: „Prace Muzeum Ziemi”. Nr 25. Muzeum Ziemi, Warszawa, s. 75—89.

ZONALITY OF KARST PHENOMENA IN THE „TRZUSKAWICA”
QUARRY AND ITS VICINITY
(THE ŚWIĘTOKRZYSKIE MTS., KIELCE REGION)

Summary

The paper presents results of investigations of karst forms in the „Trzuskawica” quarry where Mid-Devonian limestones are exploited. They built the central part of the Gałęzice—Bolechowice—Borków syncline. The results of investigation in the open pit and analysis of drillings in the vicinity helped to determine three zones in the vertical Givetian limestone profile, where characteristic karst forms occur. The first zone reaches about 20 m below the ground level (Fig. 7). Limestone in that zone is intensively karstified (Phot. 1), with majority of vertical forms such as karst cones, vertical fissures widened by solution process and joint fissures. The second zone is located from 20 m to about 40 m below the ground level, i.e. to the current water level in the vicinity of the quarry. The degree of limestone karstification is low (Phot. 4). Vertical joints fissures, widened due to slotution of rocks by flow of water solution through them, occur there most frequently. However the number of karst forms developed in interstrata layers is higher than in the first zone (Fig. 6). Forms, characteristic for a phreatic zone, with more regular shapes of the cross-section perpendicular to the direction of water flow, and typical smoothed walls, characteristic for channels formed by water flowing under high pressure are more frequent there. The third zone begins at the depth of about 40—45 m below the ground level, it is completely located in the saturation zone. The zone has been partly investigated in the saturation zone by drillings. Karst forms in that zone occur mostly at the depth 40—80 m (55% of the drilled forms), when in relation to sea level most of the forms (73%) occur between 180 and 220 m a.s.l. The selected zones are in agreement with karst denudation zones selected according to L. Jakucs's division (1977) for the areas of authogenic karst development. The results of research and observation are also of practically importance for the „Trzuskawica” mine concerning the planned exploitation of limestone below the current water level, as karst systems endanger mining excavations by water flooding.

Translated by Marek Niemiec

**ZONALITÉ DES PHÉNOMÈNES KARSTIQUES DANS LA CARRIÈRE
„TRZUSKAWICA” ET SON VOISINAGE
(MONTAGNES DE LA SAINTE-CROIX)**

Résumé

Dans cet article ont été présentés les résultats des recherches karstiques menées dans la carrière „Trzuskawica” où sont exploités les calcaires du Givetien (Dévonien moyen), construisant la partie centrale du synclinal de Gałęzice—Bolechowice—Borków. Les recherches effectuées dans la carrière et l'analyse des résultats de forages dans son voisinage ont permis de distinguer 3 zones dans le profil vertical des calcaires du Givetien, où se manifestent les formes karstiques caractéristiques de ces zones. La première zone atteint environ 20 m de profondeur (Fig. 7). Dans cette zone les calcaires sont très fort karstifiés (Phot. 1) avec la dominante des formes karstiques développées en vertical, telles que des dolines ou des fissures verticales, élargies par suite de la dissolution, et des crévasses. Dans la deuxième zone, située de 20 m à 40 m de profondeur, alors atteignant le niveau actuel de la nappe d'eaux souterraines dans la région de la carrière, le degré de karstification des calcaires est bas (Phot. 4). Les fissures verticales élargies par suite de la dissolution s'y manifestent le plus souvent, tandis que la participation des formes karstiques développées dans la couche intercalée (Fig. 6) est plus importante dans la première zone. Plus fréquentes y sont également les formes caractéristiques pour la zone fréatique, alors les formes à une coupe transversale régulière, à des parois lisses, typiques pour les conduits creusés par l'eau sous la pression. La troisième zone commence à la profondeur de 40 m à 45 m et se trouve entièrement dans la zone de saturation. Elle a été partiellement reconnue grâce aux forages. Les formes karstiques de cette zone se manifestent à la profondeur de 40 m—80 m (55% des formes forées), cependant par rapport à l'altitude la majorité des formes (73%) ont été forées à 180 m—220 m d'altitude la majorité des formes (73%) ont été forées à 180 m—220 m d'altitude. Les zones reparties correspondent à peu près aux zones de la dénudation chimique, conformes au classement de L. Jakucs (1977) pour les régions du développement du karst autogénique. Les résultats des recherches et des observations présentés dans cet article ont également une importance pratique pour la mine „Trzuskawica”, où l'on envisage l'exploitation des calcaires au-dessous de l'actuel niveau de la nappe d'eaux souterraines, parce que les systèmes karstiques entraînent la menace de subites irrptions de grandes quantités d'eau.

Traduit par Teresa Korba-Fiedorowicz

Palaeokarst phenomena in the Pleistocene raised beach formations of the South West Peninsula of England

Preliminary report

Abstract: The paper presents details of pipe phenomena developed in the calcareous sandstone and arenaceous limestone of the raised beaches of Cornwall and Devon in England. The preliminary field results and some analytical results are presented. The mechanisms thought to be responsible for pipe formation are discussed and working hypothesis concerning pipe genesis is proposed.

Introduction

The semi-lithified calcareous sandstones and arenaceous limestones (known generally as „sandrock”) of the Pleistocene “raised beaches” of SW England locally contain some remarkable developments of karst, principally vertical pipes. The pipes are usually cylindrical and vertical and they are quite common in certain sites. Previous descriptions of them have been only incidental to studies of Pleistocene stratigraphy and sedimentology and they do not appear to have been the principal subject of any previous investigation. Moreover, previous work has been largely descriptive and there has been little attempt fully to explain their genesis.

This paper presents the preliminary results of field studies of the west of England raised beach pipes, based almost entirely on the writer's observations during the summer of 1991. Details of the carbonate content of the hostrock are presented, together with the granulometry of the hostrock insoluble residues. The mechanisms thought to be responsible for pipe formation are discussed and a working hypothesis concerning pipe genesis is proposed which appears to fit the data presently available.

Previous work

Most of the authorities who have described the Pleistocene sandrocks of Cornubia (Falcon, 1929; Robson, 1943; Goldring, 1960; Hosking, Pisanski, 1963; West, 1973; James, 1975; Scourse, 1985) have accepted that the pipes are karst forms. By far the most detailed interpretation is that of I.M. West (1973) who considered that pipe growth was related to transfer of calcite within the porous sandrock fabric by groundwater derived from either the overlying head (solifluction deposits) or which had infiltrated through the head from meteoric sources above. He considered that this process operated in very late Pleistocene or early Holocene times and that pipe development was then arrested. The most recent work on the raised beach pipes has been that of I.R. Cartwright (1987) who mapped the pipes of the Saunton and Prawle Point sections for his unpublished Part III B.Sc. Project in the Department of Civil Engineering, City University London. The writer is very pleased to acknowledge the incorporation of some of his mapping in this paper, though his conclusion that the pipes originated as seawater solution basins in an intertidal coastal environment is here rejected.

The presence of vertical pipe systems in coastal aeolianite hostrocks of Neogene or Quaternary age appears to be relatively uncommon, though they are also known from Syria (Day, 1928), Bermuda (Livingstone, 1944), South Africa (Maud, 1968; Coetzee, 1975), Australia (Blackburn, Bond, Clarke, 1965) and Italy (Rudnicki, 1980).

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

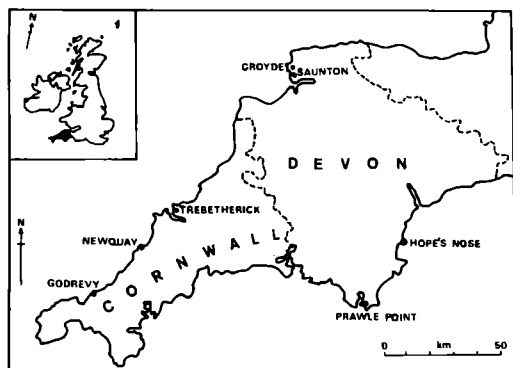


Fig. 1. Location map

The general principles of karst development in coastal areas are not well understood. The interest of the pipe systems in the west of England raised beaches lies partly in that the host rocks containing them are the youngest yet identified in the U.K. Further, the presence of piping adds an intriguing element to the imperfectly-understood and hard-to-decipher late Quaternary history of that region.

The field programme

The field studies were carried out at seven localities on the coast of Devon and Cornwall (Fig. 1). Six of these contain pipes in the host sandrock. The writer was advised by west of England Pleistocene specialists that these are the only known easily — accessible sandrock localities (at least one other, on Thatcher's Rock (SX 944628), an island in Torbay, has not yet

been visited). A seventh section studied, at Hope's Nose, Torquay, is known to be a sandrock locality but piping has either never developed here or has not been preserved; it therefore forms a possible „control“ against which to test hypotheses of pipe genesis in the other localities.

Quaternary stratigraphy

Before describing the pipe systems, it is necessary to outline the Quaternary stratigraphy of Devon/Cornwall where sandrocks have been preserved. This may be summarised as follows (the nomenclature follows Mitchell et al., 1973; Kidson, Wood, 1974):

8. Modern soils (0 m—0.6 m)			
7. Blown sand (0 m—3 m)			
6. Head (1 m—8 m)	DEVENSIAN		} HOLOCENE
5. Unlithified sands (0 m—6 m)			
4. „Raised beach“ calcareous sandrock (2 m—15 m)		} IPSWICHIAN	} PLEISTOCENE
3. „Raised beach“ littoral shelly shingles (0 m—2 m)		or older	
2. „Glacial erratic“ boulders	WOLSTONIAN or ANGLIAN		
1. Presumed wave-cut platform	CROMERIAN or earlier		

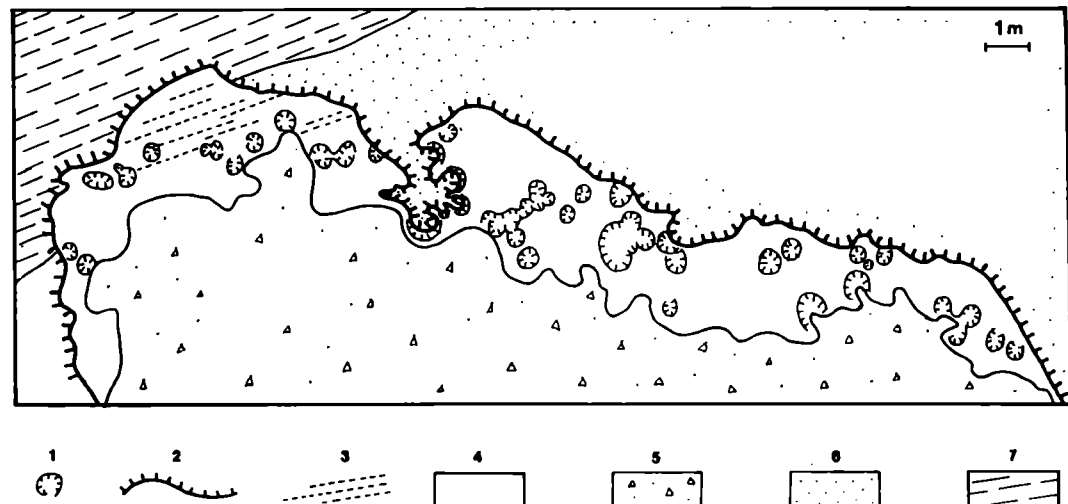


Fig. 2. Geomorphological sketch showing es pipes in a cliff ledge. Saunton Sande

1 — pipe, 2 — edge of the cliff ledge, 3 — lineation of the sandrock, 4 — sandrock ledge, 5 — head which slipped down from the cliff, 6 — modern beach sand, 7 — Pre-Ipswichian marine cut platform

The presumed marine-cut platform lies at various heights within the range 0 m—15 m O.D., locally coinciding with the modern intertidal shore terrace (Stephens 1966: but compare Everard, Lawrence, Witherick, Wright, 1964 who give 5 m—25 m as the range and Orme (1960) who gives 4 m—20 m as the range). At most localities the surface is cut across Devonian slates and greywackes, but at Prawle Point the foundation for the raised beach is quartz mica schist while at Hope's Nose it is Middle Devonian limestone. The „erratic boulders“ rest on the platform and are incorporated into the basal layer of the „raised beaches“; they are generally considered to have reached their present positions in pre-Devensian ice sheets or icebergs. They include granites of Scottish origin, one of which is prominently displayed in the Saunton Down Cliff Section (SS 440379).

The term „raised beach“ dates back to the earliest studies of the Pleistocene sediments of the South-West Peninsula, at a time, when all the sandy sediments below the head were considered to be marine (Sedgwick, Murchison, 1836, 1840; de la Beche, 1839). Whereas the lowest beds of the „raised beaches“ sometimes contain conspicuous littoral fauna, it was not until much later in the nineteenth century that it became recognised that the upper layers, devoid of marine fossils, sometimes contained a terrestrial fauna (M'Kenny Hughes 1887); also I.W. Pengelly (1867) and J. Prestwich (1982) concluded that the upper parts were aeolian. The interpretation of the depositional environments in which the raised beach sediments were formed has always been a matter of controversy, even among the most recent workers. Most seem to agree that the „beaches“ are composite (West, 1973; James, 1975); some regard the sandy component of the raised beaches as entirely marine (Hosking, Pissarski, 1963) while others believe that everything except the basal shelly shingle deposits is aeolian (Stephens, 1970; Greenwood, 1972). According to I.M. West (1973), there were three phases in the lithification of the raised beach sands. In stage I, cementation resulted from a redistribution of the skeletal carbonate already present in the sand. Stage II and III cements are associated with pipe genesis, the walls of which are often strengthened with a crust of stage II cement. The stage III cement is associated with redistribution of calcite within the crust of the pipe walls.

The amino-acid D/L ratio dating of fossil shell material from the various raised beaches appears to indicate a considerable age range (Bowen et al.

1985; Mottershead, Gilbertson, Keen, 1987). The Newquay, Godrevy, Saunton and Hope's Nose beaches contain material which falls into the Minchin Hole (D/L) Stage of D.Q. Bowen et al. (1985), equating to an absolute age in their Model 1b Scheme of 186—245 Ka B.P. The Croyde beach contains material which belongs to the so-called Unnamed (D/L) Stage at ca 122 Ka B.P., whereas the Trebetherick beach fits into the Pennard (D/L) Stage at 80 Ka—100 Ka B.P. D.N. Mottershead, D.D. Gilbertson, D.H. Keen (1987) reason that Hope's Nose beach is between 180 Ka and 220 Ka old. No information is available concerning the age of Prawle Point beach. Likewise, little information is available concerning the age of the youngest preserved sandrock sediments, but recent opinion seems to hold that the formation of all the beaches was a comparatively short-lived event, and that the upper surface of all beaches represents a major non-sequence. According to J.D. Scourse (1985; 1991) recent radiocarbon dating of organic sediments preserved close to the base of the overlying head suggests that the accumulation of the west of England head deposits was itself relatively short-lived middle to late Devensian event, possibly starting only as recently as about 30 Ka B.P.

The west of England head is generally regarded as a cold-climate soliflucted soil and regolith. It seldom contains any appreciable carbonate content and mostly consists of locally-derived angular clasts embedded in a matrix of rock flour. The interface with older formations below is generally quite sharply defined. Some authorities (e. g. Stephens, 1966) claim to recognise more than one head, though most recent opinion seems to hold that all head deposits were formed in the last (i.e. Devensian) glacial period.

The pipe systems

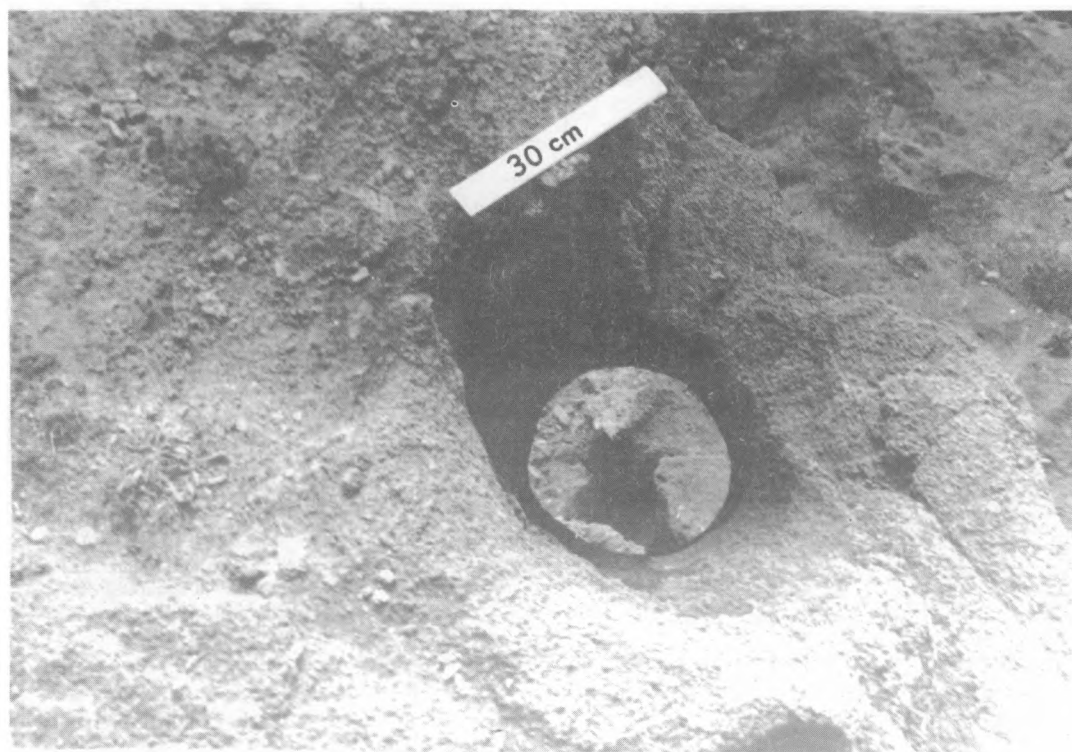
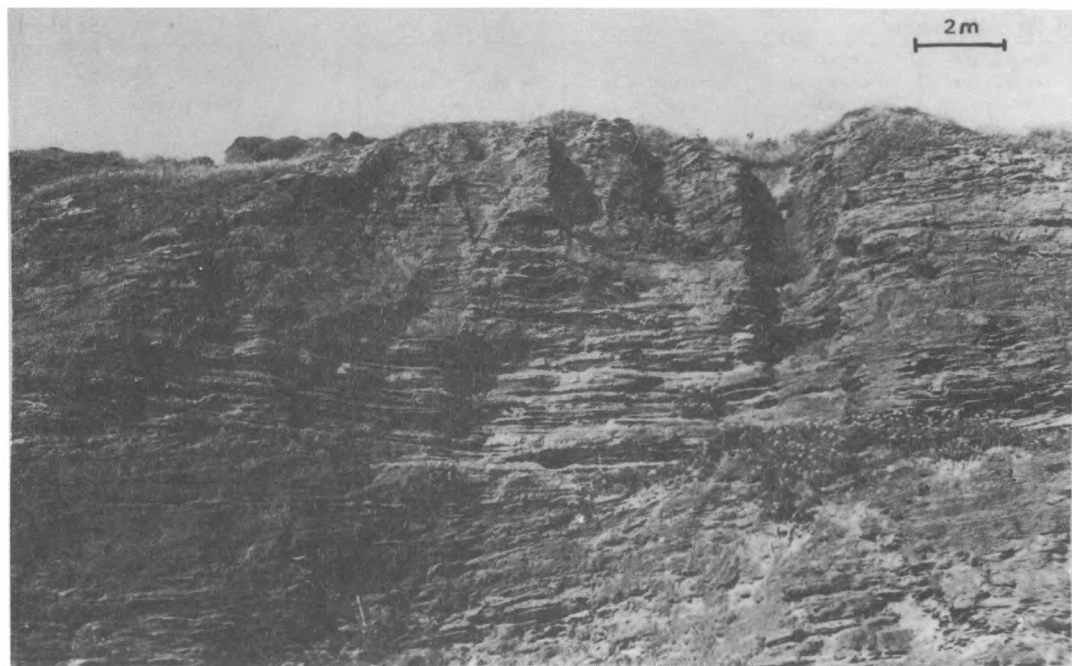
Given the preliminary nature of this paper, it is inappropriate to present more than a brief summary of the vast amount of observational detail which has already accrued in this survey. Table 1 gives the main features of the pipe systems studied.

For a number of reasons it is difficult to draw generalisations or distinctions from these data. Over 90% of the pipes have axes which are vertical (Photo 1) or inclined seawards at a steep angle (greater than 70°) and it is clear, in general, that they were formed by solvents which acted under gravitational influence. Pipes, the axes of which are inclined at angles of

The main features

Sandrock site and its grid references	Number of pipes	Length of the section (m)	Thickness of the sandrock host (m)	Average CaCO ₃ content in the sandrock (%)	Average grain size of the insoluble sandrock residues (phi)	Location of the pipes in the sandrock profile
Newquay N Cornwall (SW 799625)	43	90	3	40 4 samples	2—3 4 samples	Most of pipes occur in the lower part of the sandrock profile, a few extend down to the rock platform below.
Godrevy N Cornwall (SW 581431)	52	60	4	61 3 samples	0.5—1.5 5 samples	Most of pipes occur in the upper and middle part of the sandrock profile, none extends down to the level of the rock platform below.
Trebetherick N Cornwall (SW 928785)	10	40	6	48 3 samples	2—3 4 samples	Upper part of the sandrock profile.
Prawle Point S Devon (SX 759354)	111	30	10	58 4 samples	2—3 5 samples	Lower part of the sandrock profile; a few extend down to the rock platform below.
Saunton Sands N Devon (SS 432384 — SS444378)	118	ca 1000	3—15	49 6 samples	2—3 6 samples	Pipes are present in upper, middle and lower parts of the sandrock; some extend down to the rock platform below.
Croyde N Devon (SS 419406 — SS 424403)	140	ca 1000	3—15	56 6 samples	1—3 7 samples	Pipes occur in the all parts of the sandrock profile; a few extend down to the rock platform below.
Hope's Nose S Devon (SX 947634)	—	40	3	60 3 samples	1—3 3 samples	—

Average pipe diameter and its range (cm)	Average preserved pipe depth and its range (cm)	Appearance of the pipe wall	The nature of the infill if any	Other features
56 (20—150)	85 (23—210)	Smooth and crusted or granulated and crust-free.	Most of the pipes are devoid of fill, but few are filled with un lithified sand or head. Only 2 sand fills show any structure — slightly meniscoid form (Photo 8).	Many pipes are composite and show clear evidence of coalescence of individual pipes during growth; in one case 3 pipes appear to be linked in the form a cascade — linked development down the cliff face (Photo 3).
19 (5—72)	63 (16—160)	Smooth with little evidence of crusting and much evidence of the host rock stratification.	A majority of pipes are filled with a brown sand, which, in appearance, is identical to the uncemented blown sand overlying the sandrock.	Piped sandrock is also present as a small detached outlier lying about 40 seawards from the cliff section. Between the outlier and the cliff lie numerous large detached blocks of sandrock, which appear to have been left behind by the general cliff recession. Most of these blocks are riddled with pipes (Photo 4), the diameter of which is, on average, 10 cm less than those of the cliff section.
30 (13—62)	37 (11—98)	Hard crusted.	All pipes are filled.	The preservation of this section is very poor because it is degraded by numerous small rotation landlips; also much of the section is grassed over.
32 (5—80)	162 (10—350)	Smooth with little evidence of crusting.	Most of the pipes are filled with sand.	Piping occurs here in three separate sections of sandrock: a large detached block (ca 6x6x8 m in dimensions) (Photo 5), a small patch of 1.5 m ² and a cliff exposure. Cartwright (1987) determined that the pipe density of the upper surface of the block is about 3/m ² .
82 (10—175)	150 (5—500)	Smooth with little evidence of crusting, sometimes with stratification of the host-rock clearly visible.	Many of the pipes are entirely filled with head-derived sediment or sand.	Piping seems to be relatively concentrated into 17 areas where the number of pipes varies between 3 and 30. 16 of these sites are seen in profile in the cliff face, whereas 17th is exposed on a rock ledge (Fig. 2). At the base of some pipes hard cement patches of sandrock were found which seem to suggest a relationship with escaping groundwaters during pipe growth (Photo 6). The sandrock is often cemented into a very hard material resembling tropical carbonate-rich soils.
48 (5—208)	65 (8—250)	Smooth with little evidence of crusting, often with well developed stratification and load structures in the hostrock.	Many of the pipes are filled with head-derived sediment or sand.	Piping occurs in 9 relatively concentrated areas in numbers between 3 and 85. At the cliff foot of some of these sections there are large boulders penetrated by pipes. The well-cemented patches of sandrock suggest a relationship with escaping groundwaters have also been found here.
—	—	—	—	There is yet no obvious difference in carbonate content, structure, stratigraphic relationship or setting which explains the absence of piping at this site.



less than 75° , have in practically all cases been rotated from near-verticality by later landslipping of the raised beach mass. There remains a small number of cases in which pipes, the axes of which are inclined at less than 75° , have been formed through the lateral migration of solvents during coalescence of adjacent pipes into composite forms.

Except where there has been coalescence of individual pipes into composites, at all of the sites studied the nearly perfect circular plan form of the pipes is a striking feature, even where the host rock is irregularly cemented (Photo 2) and, as at Saunton Down, fractured by vertical joint systems. Again, the natural promotion of circular plan from the pipes during growth must be regarded as the general case, if not the rule. This circularity is not notably distorted where the pipes pass through several layers which have quite contrasting degrees of cementation: nor does the diameter of the pipe differ by more than a small percentage, whatever the cement characteristics of the sandrock layers, being penetrated.

Perhaps not suprisingly, the pipes differ much in size, even in the same system. The smallest recognised are only ca. 120 c.c. (0.00012 m^3); the largest, at Saunton Down, are just over 9 m^3 (it should be noted that, in the case of the larger pipes, the upper part is not preserved; the figure of 9 m^3 is therefore the residual rather than the original volume of the pipe).

Pipe density varies greatly from profile to profile and it is likely that much of what we perceive of the pipe distribution is merely exposure-dependent. But at some localities, notably Saunton Down, which may be regarded in many respects as the key location for the interpretation of piping phenomena in the raised beaches, it is quite clear that piping is very unevenly distributed within the mass of the sandrock host; at Saunton, solution complexes containing tens of pipes are interspersed by cliff profiles many decametres or even hectometres long where is no sign of piping whatever. There are very few exposures where it is possible to obtain meaningful statistics about pipe distribution. However, at Praw-

le Point, the detached boulder was determined by I.R. Cartwright (1987) to have a piping density of between 2 and 3 pipe/ m^2 ; a piping index of between 2.5 and 3.5 and a mean depression relief of $0.14 \text{ m}^2/\text{pipe}$. The percentage area piped is between 30% and 40% on an outcrop of ca. 30 m (the coefficients of relief were used according to Jennings, 1985).

Many of the pipes originate at the sandrock/head interface and at most localities certain pipes descend through the entire thickness of the sandrock to the Paleozoic platform below, while others end blindly in the middle and lower levels of the sandrock mass. Where pipes are exposed in the lower part the sandrock on a sloping cliff profile, there is no way of knowing whether they originated at the now-removed interface or not; suffice to state that the writer has no evidence of any pipe which does not originate at the interface and it is presumed that the general case, if not the rule, is that all pipes originate at this interface. At all six piped localities therefore, the pipes represent a covered karst system.

Where exposed in recently created cliff profiles, those pipes which directly underlie the head are observed invariably to be completely filled with sediment which is identical to the main mass of the head above. The writer has never observed a case where a pipe just below the interface is a void which is arched over by the basal head sediments and it is concluded, therefore, either that the pipes were formed just behind the cliff face during its systematic recession and are immediately filled with subsiding head material or, more probably, that pipes have formed at an appreciable distance behind the cliff face and simply await exposure by cliff recession. Further in the cliff recession cycle, the mechanically-weak head-derived sediment is released through the seawards-facing wall of the pipe by either gravitational collapse or rainwash onto the foreshore below. Many pipes in all sections, therefore, are seen as cylindrical voids, open at the side. Others, however, as at Godrevy and Prawle Point, are filled with brown sand which does not appear to be derived from any overlying head mass. Whether the brown

Photo 2. An example of the nearly perfect circularity of plan form of many of pipes (Croyde)

Photo by Iwona Morawiecka



sand represents skeletal decalcified raised beach sediment (i.e. it represents the same volume as the original raised beach but has a greatly increased porosity) or washed-down solution residues derived from the enlarging walls of the growing pipes or washed-in aeolian sand from the non-cemented masses of raised beach which are often present in the upper part of the raised beach masses (or any two or all three) is still being investigated.

In the many cases where, in cliff ledges, the pipes are now closed cavities devoid of any fill (most localities display such features) it is difficult to account for the removal of any infill which may once have been present. Some erosional mechanism which can locally work against gravity may be invoked to explain these features; hydraulic action by storm waves or aeolian action in coastal gales could be responsible, though the writer has not observed such processes taking place.

Neither the size, nor form nor intensity of piping appears to have any positive correlation with the CaCO_3 content of the hostrock. The site which has the second-highest carbonate content (Hope's Nose; 60%) has an absence of pipes.

Interpretation

There is no evidence that the raised beach pipes are of artificial origin (Renan, 1864); or that they mark the positions of tree-trunks which have been overwhelmed by sand (Hubbard, 1923; Livingstone, 1944; Boutakoff, 1963); or that burrowing animals have in any way contributed to their growth (Ginsburg, 1953; Kaye, 1959). Likewise, there can be very little support for the notion that the pipes were initiated by marine or fluvial corrosion of the upper surface of the sandrock (Kaye, 1959); no rounded cobbles or pebbles which could have been responsible for such action have ever been found in any of the pipes. Moreover, there is fairly general agreement that the upper part of the sandrock is an aeolianite (a fossil equivalent of the numerous bodies

of dune sands which fringe many parts of the Devon and Cornish coast at the present time, e.g. Croyde, Saunton, Hayle) and that sea level has not subsequently risen to the level of its upper surface.

The smooth-sided cylindrical cavities, which usually taper with depth karst and most often end blindly, are in no way dissimilar to pipes in karst systems of all ages in many lands and the writer is no doubt that the Cornubian raised beach pipes are true karst forms. It merely remains to determine the nature of the solution process which created them and its age.

The writer has found no evidence that solvents which formed the pipes were part of an artesian system and that the pipes were generated by groundwater which was expelled upwards through the sandrock mass (Allen, 1961; Rudnicki, 1980) and it is concluded therefore that the pipes were simply formed by aggressive groundwater moving downwards and seawards in response to gravity through the sandrock host, a view implicit in all previous studies of these features (Hosking, Pisarski, 1963; West, 1973; James, 1975; Scourse, 1985) and of piping in coastal aeolianites elsewhere (Day, 1928; Fairbridge, 1950; Coetzee, 1975).

Much of the evidence gathered to date points to the inescapable conclusion that most of the larger pipes at all six localities originated as covered karst systems beneath insoluble Devonian head. There are numerous cliff-edge profiles where it is obvious that the newly-exposed head/sandrock interface is a highly irregular, solution-fretted surface and that the lower part of the head mass has descended deeply into pipes. Moreover, at Saunton Down, there are several doline-like craters in the ground behind the cliff edge which are clearly linked to pipe-cum-sea cave systems below. Here, the collapse into pipes and subsequent removal of piped materials into the sea cave below has been transmitted through the entire head layer, itself ca. 5 meters thick. It therefore follows that the solvent responsible for the larger-scale piping originated from within the head or from any formation which may once have covered this or from meteoric or soil agencies at the ground surface above or from any combination of these three.



J. D. Scourse (1985, 1991) has recorded the presence of organic sediments in some of the Devensian head deposits of Cornwall and the Isles of Scilly, often in association with non-calcareous raised beach formations below. The writer has not so far identified any similar bodies in head overlying the piped sandrocks, although in some places, such as Saunton Down (SS432382), (Photo 7) it has been observed that the matrix is dark in aspect and was visibly moist in the late summer months, despite a prolonged previous drought. The mineralogy of these sediments is currently being investigated with a view to determining whether or not there is a positive correlation with the pipe development below. Apart from this, no other possible solvent is apparent, except, of course, carbonic acid of atmospheric or pedological origin.

As the head deposits are clearly involved in the larger-scale piping, it is necessary to enquire whether the upper surface of the sandrock was piped before and/or during and/or after the deposition of the head. In particular, the writer sought to determine whether the head-derived sediment as contained in the pipes showed any internal structure which might signify late-stage gravitational collapse into a growing pipe in post-head formation times. The evidence, unfortunately, is negative; the writer could find no evidence of any meniscoid structure in the head-derived infills. But, inasmuch as the head only very rarely shows any semblence of bedding anyway, it was perhaps too much to expect to find any meniscoid structure in a pipe fill. On the other hand, field observation indicates that the main mass of the head and the head-derived infills are for all practical purposes identical. From this the writer concludes that the piping process must have taken place either during or after the head cover was formed, for she finds it very difficult to envisage that, if the pipe cavities were already in existence before the earliest head deposits were formed, the pipe infill sediments and the mass of the head would be so similar.

A change in ground conditions with disappearance of permafrost at the end of the Devensian 12 Ka ago suggests itself as a possible trigger mechanism for the onset of the piping processes and this aspect of the research continues. Later, a rising sea level would have led to accelerated erosion of the seaward

edges of both head and sandrock formations, which, in turn, must have led to rapid changes in the local groundwater hydrology at the beginning of the Holocene. These, too, might have been factors in pipe genesis.

Whether the piping was a gradual process, linked to a steady coastal recession or some similar process, or was produced by phases of accelerated solution in response to drastic changes in climate, geography or ground conditions is not yet clear. Certainly, there is no record of piping in an historical context; while acknowledging that solution weathering of calcareous sandrock must, of course, be taking place all the time, the writer nevertheless considers that available data indicate that the piping represents a palaeokarst rather than a modern karst; it is suspected that the palaeokarst is widespread under the cover and one becomes aware of it only when cliff recession exposes the individual forms in the cliff face. Regrettably, there seems to be no inexpensive or practical way of determining the form of the yet-to-be-exposed head/sandrock interface behind the present day cliff edge. If this could be achieved, it would undoubtedly throw considerably more light on the problem. The writer has considered the possibility of using geophysical techniques in order to survey the form of the sandrock/head interface behind the cliff edge, but previous experience of using such methods in similar situations elsewhere makes it uncertain that the effort would be worthwhile. A number of 1:10 000 scale air photographs of some of the sections have been examined. The craters at Saunton are clearly visible but nothing could be found in the photography otherwise to suggest the presence of yet-to-be-exposed piping.

The Newquay sandrock appears to be the only hostrock which the writer considers may preserve piping of pre-head age. Here, a few pipes infilled by un lithified sands which show a slightly meniscoid form and are directly overlain by head which is not involved in any subsidence; the base of the head cuts cleanly across the top of the pipe (Photo 8). However, given the lithological contrast between hostrock and pipe infill, it is difficult to see why these pipes of supposed pre-head age were not hollowed out by erosion in the long interval between the formation of the youngest bed of the sandrock and



the oldest part of the head (possibly as much as 90 Ka; Scourse, 1985). Judgement is reserved as to whether some of the Newquay pipes truly represent a pre-head phase of piping.

Conclusion

The pipes in the raised beach formations of the SW Peninsula of England are true karst phenomena. The writer agrees with I.M. West (1973) that the piping is at least in part (and almost certainly in greater part by volume) a covered karst phenomenon. The evidence is not yet clear enough to confirm that some pipes are older than the Pleistocene solifluction deposits which overlie them, but without much doubt, the most important phase of solution took place during and/or after the head was formed. Whether this was a cold climate event, a dewatering event at the end of the cold climate, or a Postglacial event (or any combination of these three) is not yet certain. There is yet no clear evidence whether the pipes formed catastrophically, or evolved steadily, concomitant with local changes of climate, landscape and groundwater conditions. It is hoped that further investigation will provide the answers to at least some of these problems.

Acknowledgements

The writer wishes to thank Drs. Anne Gellatly, Derek Mottershead, James Scourse and Ian West for many helpful suggestions in the field: also to Dr. Les James. Special thanks are due to Dr. Peter Allen and the staff of the Geography Department, City of London Polytechnic for their help and support in the field and laboratory; also to Mr. Ian Slipper of the School of Earth Sciences, Thames Polytechnic for analytical advice. Dr. Peter Walsh suggested that I would find this study rewarding. He gave me support in the field and kindly criticised the manuscript of this paper.

I gratefully acknowledge receipt of a TEMPUS grant from the EEC. The work was partly financed by the University of Silesia — University Research Project BW/KG-12/92.

Reference

- Allen J.R.L., 1961: Sandstone-plugged pipes in the Lower Old Red Sandstone of Shropshire, England. *J. Sedim. Petrol.*, 31, 3: 325—336 [London].
Beche H.T., de la, 1839: *Geology of Cornwall, Devon and West Somerset*. Longman, Orme, Brown, Green Longmans, London.
Blackburn G., Bond R.D., Clarke A.R.P., 1965: Soil development associated with Stranded Beach Ridges in South East Australia. In: „Soil Publications”. No. 22, Melbourne, pp. 5—26.
Bowen D.Q., Sykes G.A., Reeves A., Miller G.H., Andrews J.D., Brew J.S., Hare P.E., 1985: Amino acid geochronology of raised beaches in South West Britain. *Quater. Sc. Rev.*, 4: 279—318 [Bristol].
Boutakoff N., 1963: The geology and geomorphology of the Portland area. In: „Mem. Geol. Surv. Vict.”, 22 pp.
Cartwright I.R., 1987: A study of palaeokarst features associated with raised beach deposits at Saunton Sands, North Devon and near Prawle Point, South Devon. London [unpublished project Department of Civil Engineering, City University London].
Coetzee F., 1975: Solution pipes in coastal aeolianites of Zululand and Mozambique. *Trans. Geol. Soc. S. Afr.*, 78: 323—333.
Day A.E., 1928: Pipes in the Coast Sandstone of Syria. *Geol. Magazine*, 65: 412—415.
Everard C.E., Lawrence R.H., Witherick M.E., Wright L.W., 1964: Raised beaches and marine geomorphology. In: Present views of some aspects of the geology of Cornwall and Devon. K.F.G. Hosking, G.J. Shrimpton (eds.). Royal Geological Society Cornwall, Penzance, pp. 283—310.
Fairbridge R.W., 1950: The geology and geomorphology of Point Peron, Western Australia. *Jour. Roy. Soc. West Australia*, 34: 34—72.
Falcon N.L., 1929: Pipes in coast sandstone. *Geol. Magazine*, 66: 1—48.
Ginsburg R.N. 1953: Beachrock in South Florida. *Jour. Sediment. Petrol.*, 23: 85—92.
Goldring R., 1960: The sedimentology of the Baggy Beds. In: Abstracts of the Proceedings of the Third Conference of Geologists and Geomorphologists working in the South-West of England, Bristol 1960. J. Robson, S. Simpson (eds.) Royal Geological Society Cornwall, Penzance, pp. 11—12.
Greenwood B., 1972: Modern analogues and the evaluation of a Pleistocene sedimentary sequence. *Inst. Brit. Geogr. Trans.*, 56: 145—168 [London].

- Hosking K.F.G., Pisarski, J.B., 1963: Chemical characteristics of the cements of the Godrevy 10-ft raised beach and of certain deposition in the St. Agnes Pliocene deposits, Cornwall. *Trans. Roy. Geol. Soc. Cornwall*, 19: 328—348 [Penzance].
- Hubbard J., 1923: The geology of the Lares district, Puerto Rico. *New York Acad. Sci., Scientific Survey of Puerto Rico and the Virgin Islands*. Vol. 2, 115 pp.
- James H.C.L., 1975: An examination of recently exposed Pleistocene sections at Godrevy. In: *Proc. Ussher Soc.* Vol. 3, Exeter, pp. 299—301.
- Jennings J.N., 1985: Karst geomorphology. Basil Blackwell, London.
- Kaye C.A., 1959: Shoreline features and Quaternary shoreline changes of Puerto Rico. In: *Geog. Surv. Prof. Paper*. Vol. 317—B, pp. 52—120.
- Kidson C., Wood, R., 1974: The Pleistocene stratigraphy of Barnstaple Bay. *Proc. Geol. Ass.*, 85: 223—237 [London].
- Livingstone W., 1944: Observations in the structures of Bermuda. *Geogr. Journal*, 104: 40—48 [London].
- Mitchell G.F., Penny L.F., Shotton F.W., West R.G., 1973: A correlation of Quaternary deposits in the British Isles. *Geol. Soc. London*. Spec. Publ., no. 4, London, 99 pp.
- Maud R.R., 1968: Quaternary geomorphology and soil formation in coastal Natal. *Z. Geomorph.*, Supl. Bull., 7: 155—199 [Berlin-Stuttgart].
- M'Kenny H.T., 1887: On the ancient raised beach and boulders near Braunton and Croyde in N Devon. *Quart. Jour. Geol. Soc. London*, 43: 657—670 [London].
- Mottershead D.N., Gilbertson D.D., Keen D.H., 1987: The raised beaches and shore platforms of Tor Bay: a re-evaluation. *Proc. Geol. Ass.*, 93 (3): 241—257 [London].
- Orme A.R., 1960: The raised beaches and strand lines of South Devon. *Field Study*. Vol. 1. 22 pp.
- Pengelly W., 1867: The raised beach in Barnstaple Bay, North Devon. *Trans. Devons. Ass.*, 2: 41—56 [Exeter].
- Prestwich J., 1982: The raised beaches and "head" or rubble-drift of the South of England: their relation to the valley drifts and to the glacial period; and on a late post-glacial submergence. *Quart. Jour. Geol. Soc. London*, 48: 263—343 [London].
- Renan M.E., 1864: Mission to Phoenicia. *Imprimerie Imperiale*, 193 pp.
- Robson J., 1943: Recent geology of Cornwall. *Trans. Roy. Geol. Soc. Cornwall*, 17: 132—163 [Penzance].
- Rudnicki J., 1980: Kras wybrzeży morskich — rozwój procesów krasowych w strefie oddziaływania wód słonych i słodkich (na przykładzie Apulii, Południowe Włochy). *Studia Geol. Polonica*, 65: 9—59 [Warszawa].
- Scourse J.D., 1985: Late Pleistocene stratigraphy of the Isles of Scilly and adjoining regions. Cambridge [Ph. Doc. Thesis, University of Cambridge].
- Scourse J.D., 1991: Late Pleistocene stratigraphy and paleobotany of the Isles of Scilly. *Phil. Trans. Roy. Soc. London B*, 334: 405—448 [London].
- Sedgwick A., Murchison R.I., 1836: Description of a raised beach in Barnstaple or Bideford Bay, on the north-west coast of Devonshire. *Proc. Geol. Soc. London*, 2: 441—443 [London].
- Sedgwick A., Murchison R.I., 1840: Description of a raised beach in Barnstaple or Bideford Bay, on the north-west coast of Devonshire. *Trans. Geol. Soc. London*, 5: 279—286 [London].
- Stephens N., 1966: Some Pleistocene deposits in North Devon. In: *Biuletyn Peryglacjalny*. Vol. 15, PWN-Lódź, pp. 103—114.
- Stephens N., 1970: The West Country and Southern Ireland. In: *Glaciation of Wales and adjacent regions*. C. Lewis (ed.). Longman, London, pp. 267—314.
- West I.M., 1973: Carbonate cementation of some Pleistocene temperate marine sediments. *Sedimentology*, 20: 229—249 [Oxford, London, Edinburgh, Boston, Melbourne, Paris, Berlin, Vienna].

PALEOKRAS PLEJSTOCENSKICH TERAS NADMORSKICH
NA POŁUDNIOWO-ZACHODNIM PÓŁWYPIE ANGLII
WYNIKI WSTĘPNE

Streszczenie

W artykule przedstawiono wstępne wyniki badań nad występowaniem, zróżnicowaniem, formą, wiekiem i genezą rozwoju pionowych kominków cylindrycznych, występujących w piaskowcach węglanowych i wapieniach piaszczystych wieku późnoplejstocenckiego w terasach nadmorskich wybrzeży Kornwalii i Devonu w Wielkiej Brytanii. Skartowano około 500 kominków cylindrycznych na 6 stanowiskach badawczych oraz zbadano — w celu porównania — jedno stanowisko o identycznych warunkach geologicznych, które nie ma jednak wspomnianych form rzeźby. Zaprezentowano wyniki wstępnych badań laboratoryjnych i przedstawiono hipotezę genezy oraz rozwoju tych form. Badane kominki cylindryczne są formami paleokrasowymi, a rozwój niektórych z nich następował w wyniku rozpuszczania pod przykryciem młodszych osadów niewęglanowych.

Iwona Morawiecka

PALÉOKARST DES TERRASSES MARITIMES PLÉISTOCÈNES
DANS LA PARTIE S-W DE LA PÉNINSULE DE L'ANGLETERRE
RÉSULTATS PRÉLIMINAIRES

Résumé

Dans l'article ont été présentés les résultats des recherches préliminaires sur la présence, la différenciation, la forme, l'âge et la genèse du développement des cheminées cylindriques verticales se manifestant dans les grès carbonatés et les calcaires sableux du Pléistocène tardif dans les terrasses maritimes du littoral des Cornouailles et celles du Dévonien en Grande-Bretagne. Ont été élaborées les cartes de 500 cheminées cylindriques pour les 6 postes de recherches et pour le but comparatif a été étudié un poste à des conditions géologiques analogues mais privé de ces modèles. Ont été présentés les résultats des recherches préliminaires menées en laboratoire et a été démontrée l'hypothèse de la genèse et du développement de ces formes. Les cheminées cylindriques sont des formes paléokarstiques et le développement de certaines d'entre elles s'est produit par suite de la dissolution sous la couverture de dépôts plus jeunes non-carbonatés.

Traduit par Teresa Korba-Fiedorowicz

Geneza Jaskini Komonieckiego w Beskidzie Małym

Treść: Jaskinia Komonieckiego w Beskidzie Małym jest jaskinią warstwową, utworzoną w piaskowcach i zlepieńcach. Powstała przede wszystkim wskutek działalności intensywnych procesów wietrzenia mroźowego. W początkowych stadiach jej rozwoju pewną rolę odegrała sufozja, wietrzenie chemiczne i zapewne ruchy masowe. Jaskinia powstała prawdopodobnie w późnym plejstocenie.

Wstęp

Jednym z najciekawszych zjawisk przyrody nieożywionej Beskidów Zachodnich jest Jaskinia Komonieckiego. Leży ona opodal wsi Las w Beskidzie Małym, na lewym zboczu doliny potoku Dusicy, rozcinającego południowy stok Smrekowicy (ryc. 1). Jaskinię, znaną od dawna, po raz pierwszy krótko opisał A. Komoniecki (1704, 1866). Opis ten cytuje w swojej książce między innymi A. Siemionow (1984), podając jednocześnie bardziej szczegółową charakterystykę jaskini oraz jej otoczenia. Pierwszy dokładny plan i opis jaskini sporządzono w ramach inwentaryzacji speleologicznej Beskidów (Klassek, 1988). Poszerzoną wersję opisu przedstawiono w najnowszej części *Inwentarza jaskiń Beskidów...* (Klassek, 1990). W latach osiemdziesiątych rejon Jaskini Komonieckiego został objęty badaniami archeologicznymi (Foltyn, Foltyn, 1987; Foltyn, 1987). Latem 1989 roku E. Foltyn zapoznał autora niniejszego artykułu z problematyką tych badań i zainteresował zagadnieniem odtworzenia warunków paleogeograficznych centralnej części Beskidu Małego.

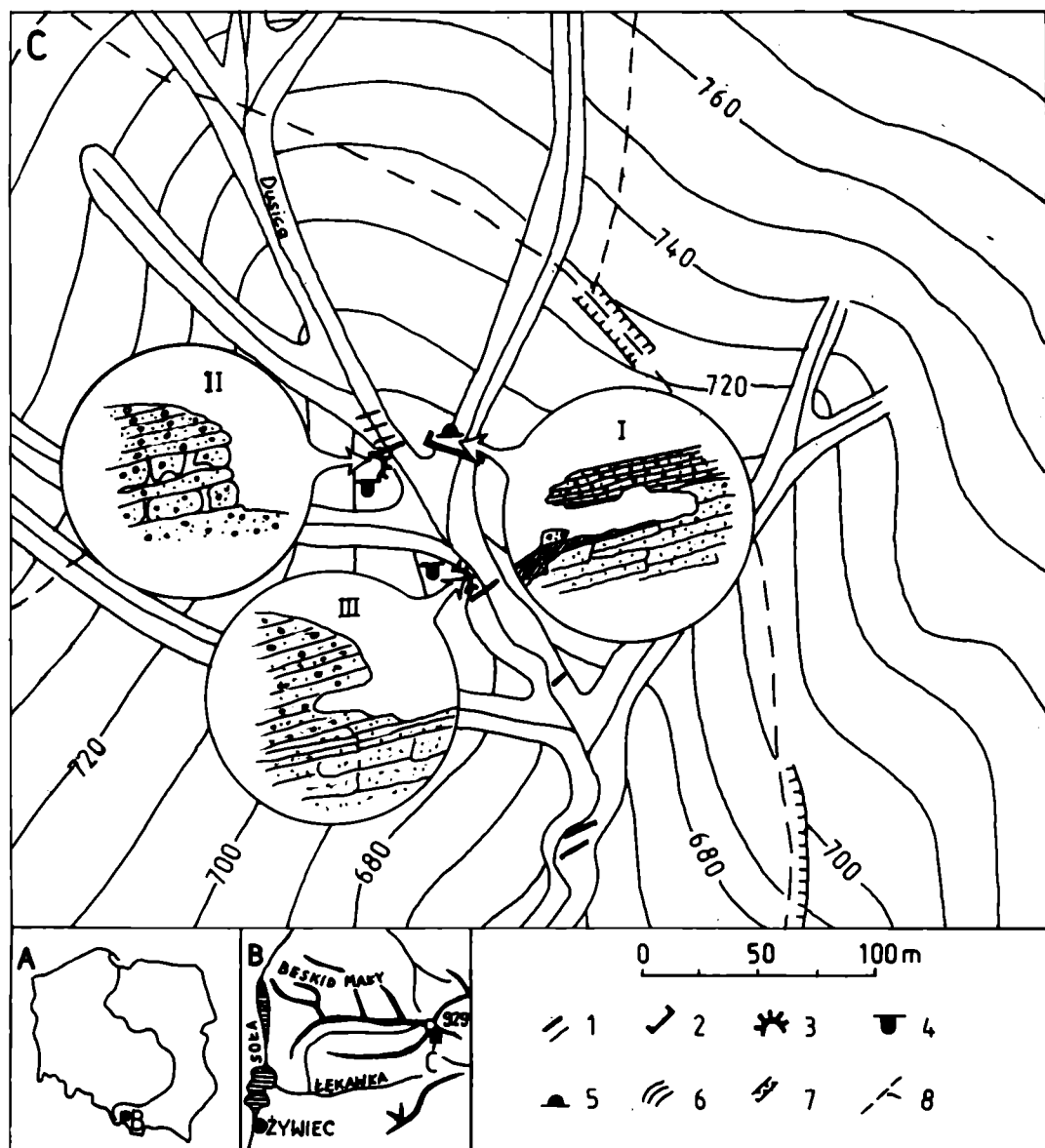
Charakterystyka morfologiczna i geologiczna okolic jaskini

System dolinny dorzecza górnej Dusicy rozwinął się w leju źródłowym, utworzonym w obrębie zdegradowanego poziomu śródgórskiego. Poziom ten zachował się w postaci załomów i spłaszczeń na grzbietach ograniczających obniżenie Bramy Ślemienieckiej. Na stoku odwadnianym przez Dusicę jego pozostałości widoczne są na wysokości 700 m—770 m n.p.m., tj. 230 m—300 m nad obecnym dnem doliny Kocońki. Niżej, na wysokości około 570 m—600 m n.p.m. (110 m—130 m wysokości względnej), znajdują się spłaszczenia stoków, odpowiadające zapewne poziomowi przedgórskiemu. Na okrytych zwietrzeliną zboczach doliny Dusicy i jej dopływów widoczna jest para załomów, biegnących wzdłuż całej ich długości. Załomy te wyznaczają granice między zboczami nieckowatych dolin peryglacialnych a zboczami odmładzających je wciósów, rozwiniętych w momencie utrwalenia stoków górskich przez zwartą roślinność — zapewne leśną (Alleröd i początek holocenu, Starkel, 1960). W rejonie jaskini załomy leżą około 8 m nad skalnym dnem doliny Dusicy (ryc. 2).

Jaskinia Komonieckiego powstała pod wodospadem małego potoku, uchodzącego około 20 m dalej do Dusicy.

W rejonie jaskini, na zboczach i w dnach dolin odsłaniają się spod zawietrzelin łąwice piaskowców i zlepieńców z egzotykami, należące do spągowych

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

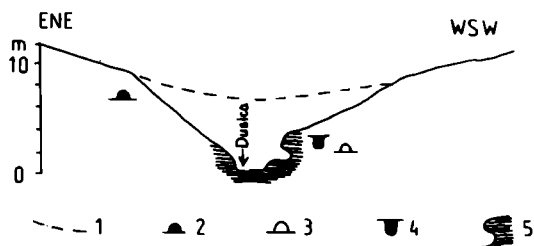


Ryc. 1. Położenie Jaskini Komonieckiego

1 — progi w korytach potoków, 2 — próg u wylotu doliny zawieszanej, 3 — ściana skalna, 4 — ostaniec, ambona, 5 — jaskinia, 6 — dolina wciósowa, 7 — wciós i podcięcia drogowe, 8 — drogi i ścieżki; profile poprowadzone przez jaskinię — I, skałkę z kanałami (skałkę z „mniejszą kolebką”) — II, skałkę ze schroniskiem (z „jaskinią-kolebką”) nad dużym wodospadem — III

Fig. 1. Location of the Komoniecki Cave

1 — rapids stream beds, 2 — threshold at a hanging valley mouth, 3 — vally walls, 4 — relict mountain, 5 — the cave, 6 — V-shaped valley, 7 — incision road under-cut, 8 — roads and paths; profiles through the cave (I), the rock with channels (skałkę z „mniejszą kolebką”) — II, the rock with a shelter at the big water fall (III)



Ryc. 2. Profil poprzeczny przez dolinę Dusicy w rejonie Jaskini Komonieckiego

1 — zarys dna periglacialnej doliny meckowatej, 2 — jaskinia — położenie sygnatury odzwierciedla lokalizację jaskini w stosunku do elementów doliny Dusicy, 3 — schronisko („jaskinia-koleba”), 4 — ambona skalna, 5 — lite podłoże skalne

Fig. 2. Cross-section through the Dusica valley in the vicinity of the Komoniecki Cave

1 — an outline of the bottom of the periglacial valley, 2 — the cave — location of the sign shows locality in relation to elements of the Dusica valley, 3 — the shelter, 4 — rock shelf, 5 — solid bed rock

partii warstw istebniańskich. Są one nachylone pod kątem 12° — 16° i zapadają konsekwentnie w stosunku do południowego stoku Smrekowicy ($A = 160^{\circ}$). Podobnie jak w partiach szczytowych Madohory, w strefie przejścia od niżej leżących piaskowców godulskich pojawiają się tam różnej wielkości progi i ambony (ryc. 1, 2), wymodelowane na odporniejszych skałach warstw istebniańskich (Alexandrowicz, 1978).

Morfologia i sytuacja geologiczna jaskini

Jaskinia Komonieckiego to romboidalna sala o powierzchni około 115 m^2 i wysokości 1 m—2 m (ryc. 3, fot. 1). Na całej, 15-metrowej długości jednego z jej większych boków znajduje się wejście mające 1,5 m—2,5 m wysokości. Otwiera się ono ku SSW i jest częściowo przesłonięte dużą płytą zlepieńca oberwanego ze stropu. Namulisko stanowi zwierzelina zawierająca bloki i gruz zlepieńcowo-piaskowcowy. Jego powierzchnia jest nierówna i w znacznej części nachylona ku S i SE. W kilku miejscach ściany jaskini są poprzecinane wąskimi szczelinami ciosowymi. Od spękanego stropu odwarstwiają się różnej wielkości płyty i bloki skalne.

Jaskinia Komonieckiego powstała w górnej części ławicy piaskowca gruboziarnistego, o ziarnach kanciastych, z domieszką skałeni, zawierającego bardzo drobnookruchowe żwiry, spojonego lepiszczem ilastym, miejscami wypełniającym, typu *matrix*. Piaskowce te wykazują teksturę beładną i zwiększoną

porowatość. W obrębie ławicy zaznacza się niekompletnie wykształcone uziarnienie frakcyjne, lecz miejscami można dostrzec warstwowanie przekątne, być może związane z zapelnianiem zagłębień wy-preparowanych w osadach o uziarnieniu frakcyjnym. W piaskowcach są widoczne spękania ciosowe o kierunkach NW, SW i W, zgodnych z przebiegiem pobliskich dolin. Strop jaskini tworzą poziomo laminowane zlepieńce polimiktyczne o spoiwie ilasto-żelazistym, zawierające niewielkie (4 mm—20 mm) otoczki kwarcu, rogowców, kwarcytów, łupków metamorficznych i granitów oraz, występujące, miejscami, конкреcje żelaziste. Zlepieńce cechują się równoległym ułożeniem ziarn i mniejszą porowatością niż piaskowce. Grubość lamin najczęściej wynosi do 10 cm i można w nich dostrzec uziarnienie frakcyjne. Sieć pionowych spękań ciosowych jest rzadsza niż w piaskowcach, lecz zachowała podobne kierunki.

Geneza jaskini

Jaskinia Komonieckiego jest jaskinią warstwową o złożonej genezie. Formy tego rodzaju są w utworach fliszowych Beskidów spotykane rzadziej niż typowe jaskinie odprężeniowo-grawitacyjne, wykształcone na szczelinach ciosowych w strefach osuwisk. Jaskinia ta powstała głównie dzięki procesom wietrzenia, a kluczowym czynnikiem umożliwiającym jej rozwój była woda: z jednej strony aktywny element wietrzenia, a z drugiej — ośrodek transportu zwierzeliny. W rozwoju jaskini oprócz dominującego wietrzenia mrozowego istotną funkcję pełniła sufozja. W mniejszym stopniu zachodziło także wietrzenie chemiczne, związane przede wszystkim z karbonatyzacją skałeni (na wietrzenie tego rodzaju postępujące w piaskowcach zwraca uwagę między innymi Alexandrowicz, 1978). Powstaniu formy sprzyjało uszczelinienie skał, w części spowodowane zapewne powolnymi ruchami grawitacyjnymi w obrębie konsekwentnie nachylonych warstw. Ruchy te w strefie jaskini nie osiągnęły raczej większych rozmiarów, choć w początkowej fazie z progu wodospadu mogły się wysuwać odseparowane bloki skalne. Efektem ruchów grawitacyjnych są kilku- i kilkunastocentymetrowej szerokości szczeliny, rozcinające skałkę położoną kilkanaście metrów na zachód od jaskini, po lewej stronie od koryta Dusicy.

O selektywnym wietrzeniu skał znajdujących się w strefie tworzącej się jaskini decydowała zarówno tektonika, jak i różne cechy litologiczne. Niżej



Fot. 1. Położenie Jaskini Komonieckiego, widoczne wejście pod progiem wodospadu

Fot. Krzysztof Świerk

Photo 1. Location of the Komoniecki Cave, the entrance under the water fall threshold

Photo by Krzysztof Świerk

zalegające, bardziej uszczelnione i charakteryzujące się większą nasiąkliwością wagową piaskowce podlegały jako pierwsze intensywnemu rozkładowi, a ich zwietrzelina była odprowadzana poza jaskinię.

Procesowi temu sprzyjała sytuacja hydrograficzna — ławice piaskowców stanowiły strefę wzmożonej migracji wód, ponieważ pod nimi znajdują się łupki, które charakteryzują się znacznie gorszymi własnościami filtracyjnymi. Infiltrująca z powierzchni woda przemieszczała się w piaskowcach wzdłuż spękań ciosowych. Jej część znalazła się tam dzięki ucieczce ze strumieni za pośrednictwem otwartych szczelin, przecinających niekiedy koryta cieków w wyższych partiach stoku Smrekowicy.

Woda dezintegrowała ławice piaskowców w dwójaki sposób: rzeźbiła ściany szczelin (między innymi drobinami niesionego materiału) i niszczyła przyszczelinowe części skał za pomocą sufozji oraz wietrzenia chemicznego. Rozwijały się w ten sposób kanały założone na pionowych i poziomych pęknięciach. W miejscach przecinania się szczelin zaokrągleniu ulegały często krawędzie i naroża skalne.

Poza jaskinią pozostałości podobnego, być może nawet ładniej wykształconego, systemu zachowały się w skałce leżącej na prawym zboczu doliny Dusicy, poniżej kaskad położonych na NNW od jaskini

(ryc. 1). Miejsce to A. Siemionow (1984) nazywa „mniejszą kolebą”. System ów, stanowiący przejściowe ogniwo rozwojowe do stadium jaskini, przetrwał tam dzięki obniżeniu poziomu wód gruntowych, a tym samym ograniczeniu intensywnego wietrzenia mrozowego, prowadzącego do rozpadu ziarnistego piaskowców i zlepieńców.

W rejonie obecnej jaskini nie doszło do osuszenia skał i intensywne wietrzenie mrozowe mogło działać stale. W drugiej fazie ono zaczęło odgrywać największą rolę w tworzeniu jaskini. Początkowo wietrzenie mrozowe obejmowało zaledwie powierzchnie, stale wilgotne partie ściany wodospadu oraz ściany kanałów położonych blisko ich wylotów. Później, kiedy próżnie się powiększały, powodowało ono odpadanie nieraz dużych fragmentów stropu (utworzonego już w części przez zlepienie) i ścian oraz silną dezintegrację rumoszu, zalegającego w spągu.

W rozwoju jaskini pewną rolę odegrał pył wodny i większe krople osiadające na skałach w rejonie wodospadu. Zwiększały one przypowierzchniowe nawilgocenie ścian, w części związane już z infiltracją, a także z podsiąkaniem kapilarnym.

Drobniejsze frakcje zwietrzeliny, a niekiedy stosunkowo duże fragmenty drugotny byty, w zależności

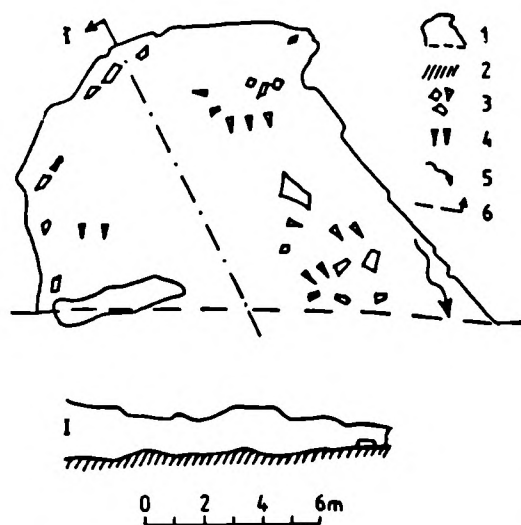


Fot. 2. Nacieki lodowe w Jaskini Komonieckiego

Photo 2. Ice dripstone in the Komoniecki Cave

Fot. Krzysztof Świerk, Krzysztof Waluś

Photo by Krzysztof Świerk and Krzysztof Waluś



Ryc. 3. Plan i profil Jaskini Komonieckiego — na podstawie J. Pukowskiego i J. Ganszera (Klassek, 1988)

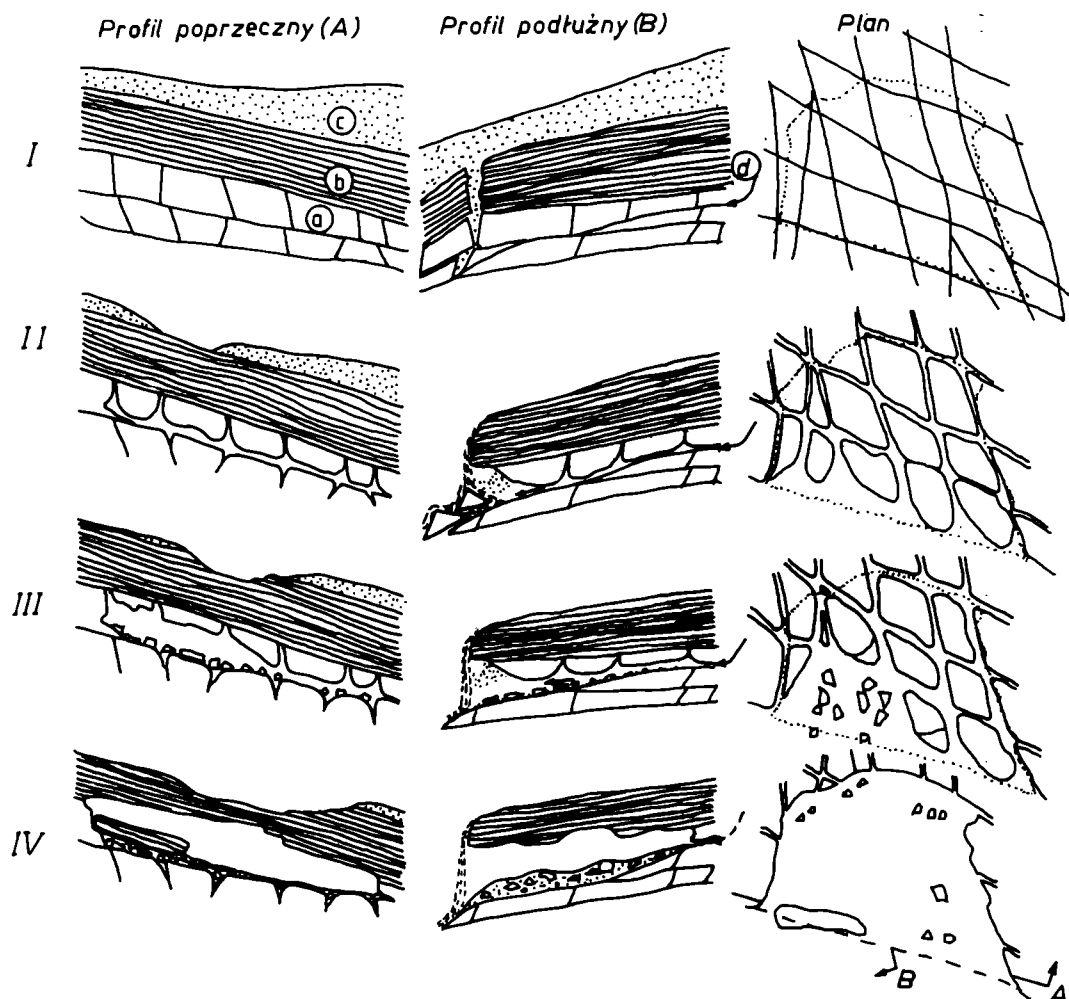
1 — zarys ściany jaskini, 2 — namuliako, 3 — gruz i bloki skalne, 4 — kierunek nachylenia powierzchni namuliaka, 5 — kierunek przepływu wód okresowych przez jaskinię, 6 — linia profilu podłużnego jaskini

Fig. 3. Longitudinal plan and profile of the Komoniecki Cave after J. Pukowski, J. Ganszer (Klassek, 1988)

1 — an outline of cave wall, 2 — cave sediments, 3 — debris and rock blocks, 4 — direction of slope of the cave sediments, 5 — direction of periodic water flow, 6 — line of the longitudinal profile of the cave

od siły transportowej wody przepływającej kanałami, wynoszone poza jaskinię. Na dużą skalę proces ten zachodził w sezonie wiosennych roztopów i po ulewach, kiedy szczeliny prowadziły dużą ilość wód, znajdujących się zapewne pod ciśnieniem. Transport zwietrzliny i rumoszu, a nie wykluczone, że także większych bloków skalnych, mógł postępować w obrębie dna jaskini również dzięki soliflukcji i ruchom grawitacyjnym. Odprowadzenie osadu sprzed jaskini umożliwiły wody spadające z progu nad jej wejściem. Ukształtowanie progu wskazuje, że woda spływała z niego w kilku miejscach, rzeźbiąc w krawędzi zagłębienia, a niżej — także nisze kawitacyjne, np. kilka metrów w lewo od wejścia do jaskini.

W pobliżu jaskini, w skałce nad dużym wodospadem znajduje się jeszcze jedna ładnie wykształcona przez erozję boczną wód Dusicy forma



Ryc. 4. Schemat cyklu rozwojowego Jaskini Komonieckiego (linie profili zaznaczono na planie w pozycji IV)

a — piaskowce, b — zlepki, c — skały przykryte zwietrzeliną, d — kierunek przepływu wód podziemnych; I — stadium wyjściowe: spękanie piaskowców, sprzyjające przepływowi wód w skałach, dążą one podzielnym systemem szczelin z wyższych partii Smrekowicy, II — stadium rozwoju kanałów: działalność erozyjna wód podziemnych, sufuzja i wietrzenie chemiczne w strefach przykanałowych, wysuwanie się bloków skalnych po oczyszczeniu przedproża wodospadu, erozja na powierzchni terenu, początek wietrzenia mrozowego w wilgotnej strefie przywlotowej kanałów pod progiem wodospadu, III — stadium rozwoju sali jaskini: intensywne wietrzenie mrozowe stale wilgotnych piaskowców, postępujące w głąb masywu skalnego, odpadanie dużych fragmentów skalnych za ścian i stropu powstającej sali, intensywne wietrzenie w strefie namuliaka, wynoszenie zwietrzliny przez wodę, soliflukcję i ruchy grawitacyjne, erozja na powierzchni terenu, zdelizgiwanie się koryta potoku przepływającego nad jaskinią ku E po nachylnym progu, IV — obecne stadium jaskini: wietrzenie mrozowe w obrębie stropu, namuliaka i częściowo ścian jaskini (zapewne słabsze niż w stadium III), natężenie erozji potoku uzależnione od jego stanów wody i postępujące efektywniej jedynie w czasie dużych przepływów

Fig. 4. Schematic cycle of the Komoniecki Cave development (lines of profiles marked in the plan in pos. IV)

a — sandstones, b — conglomerates, c — rocks covered by weathered rock, d — direction of underground water flow; I — initial stage: sandstones fractures conducive to water flow in rocks which flows through an underground system from the upper part of Smrekowica, II — channel development stage: erosion activity of water, suffusion and chemical weathering in vicinity of channels, movement of rock blocks after riding of obstacles from fore-threshold of the water fall, erosion on the ground surface, beginning of frost weathering in the humid outlet zone of the channels under the threshold of the water fall, III — chambers development stage: intensive frost weathering in constantly humid sandstones penetrating into the rock massif, separation of large rock blocks from walls and the ceiling of the formed chamber, intensive weathering in cave deposits, transport of the weathered material by water, solifluction and gravitational movement, erosion on the surface, movement of the brook bed, which flows over the cave towards E over the inclined threshold, IV — current stage of the cave development: frost weathering in the ceiling, cave deposits and partly in the walls (less intensive than in stage III), increase of the stream erosion depending on water level, being more effective only during high flows

— podcięcie (ryc. 1). Ma ono charakter schroniska, a raczej podcienia lub wiszaru o około 2-metrowej szerokości i kilkumetrowej długości. A. Siemionow (1984) zbyt śmiało nazwał je „jaskinią-kolebą” — w rzeczywistości adekwatna jest jedynie druga część tego określenia.

W Jaskini Komonieckiego wietrzenie mrozowe trwa. Widomym tego dowodem jest odpadanie ze stropu płyt zlepieńca i tworzenie jego zwietrzliny. Zimą w jaskini powstają fantazyjne nacieki lodowe: sople, stalagmity i polewy (fot. 2), a wilgotne namulisko zupełnie przemarza. W jej wschodniej, najniższej części widoczne są ślady sezonowego przepływu wód segregujących materiał zwietrzelinowy i tworzących struktury sedymentacyjne. Wody te dążą z rozmytej szczeliny w ścianie w kierunku wylotu jaskini (ryc. 3).

Wiek jaskini

Określenie wieku Jaskini Komonieckiego nie jest łatwe. Jej powstanie można próbować odnosić do rozwoju innych, najbliższych elementów rzeźby, uwzględniając średnie tempo wietrzenia w tym rejonie. Jaskinia leży w przemodelowanym zboczu wciosu erozyjnego. W Beskidzie Małym formy te powstały w Allerödzie i początkach holocenu. Trudno jednak dokładnie stwierdzić, kiedy erozja wsteczna tworząca wciós osiągnęła obszar kotła źródłowego Dusicy. Wydaje się, że płytka dolinka potoku spływającego z progu nad jaskinią jest młodszą od głównych dolin tego rejonu, zasypanych w ostatnim piętrze zimnym zwietrzeliną peryglacialną i powstała nie wcześniej niż w fazie schyłkowoplejstoczeńskiego ich odmłodzenia. Jak wskazują prace M. Baumgart-Kotarby (1974) i Z. Alexandrowicz (1978), w warunkach, jakie panują w rejonie jaskini, procesy wietrzenia mrozowego mogły zachodzić dosyć szybko. Przynajmniej dla części jaskini nie sposób jednak z całą pewnością wykluczyć wieku starszego niż schyłkowoplejstoczeński. Do dyskusji nad wiekiem Jaskini Komonieckiego wiele danych mogą wnieść badania jej wypełnienia.

Podsumowanie

Jaskinia Komonieckiego jest jaskinią warstwową, która powstała przede wszystkim dzięki intensywnemu wietrzeniu mrozowemu. Mogło ono doprowa-

dzić do rozwoju tak dużej formy po wcześniejszym wyprzeżeniu przez erozję wodną, sufozję, wietrzenie chemiczne i ruchy grawitacyjne pierwotnych próżni w skałach. Procesom tym sprzyjała sytuacja litologiczna, tektoniczna i hydrograficzna. Cykl rozwojowy jaskini przedstawia ryc. 4.

Proces modelowania jaskini trwa nadal, obecnie intensywne wietrzenie mrozowe objęło zlepieńca, tworzącego jej strop. Jak należy sądzić, w stosunkowo krótkim czasie doprowadzi ono do jego dezintegracji i oberwania.

Obszar dorzecza górnego odcinka Dusicy należy, ze względu na występowanie wielu unikalnych form, otoczyć ochroną prawną i włączyć do Rezerwatu Przyrody „Madohora”, a przynajmniej stworzyć tam jego enklawę. Konieczne jest również przeprowadzenie na tym terenie szczegółowych badań geomorfologicznych, których wyniki będą stanowić naukową podstawę wyznaczania granic i funkcjonowania takiego rezerwatu.

Literatura

- Alexandrowicz Z., 1978: Skałki piaskowcowe Zachodnich Karpat fliszowych. „Prace Geol”. Nr 113. Ossolineum, Wrocław—Warszawa, s. 5—86.
- Baumgart-Kotarba M., 1974: Rozwój grzbietów górskich Karpat fliszowych. W: „Prace Geogr. IG PAN”. Nr 106. PAN, Warszawa, s. 107—114.
- Foltyn E.M., Foltyn E., 1987: Kilka uwag o dwóch interesujących odkryciach archeologicznych. *Zacisk*; 4: 27—28 [Bielsko-Biała].
- Foltyn E., 1987: Wyniki dotychczasowych poszukiwań śladów człowieka pradziejowego w jaskiniach pseudokrasowych zachodniej części Karpat Polskich [maszynopis referatu na Sympozjum Speleologiczne PTP im. M. Kopernika w Zakopanem].
- Klassek G., 1988: Inwentaryzacja jaskiń w Beskidach i na Pogórzu Karpackim w latach 1985—86. Podsumowanie wyników, dalsze perspektywy. *Gacek* 22/23: 89—94 [Kraków].
- Klassek G., 1990: Inwentarz jaskiń Beskidów i Pogórza Karpackiego. Część VI. Bielsko-Biała [maszynopis w arch. KJTJ Śpeleoklub Bielsko-Biała].
- Komoniecki A., 1704: Chronografia albo dziejopis żywiecki [rękopis].
- Komoniecki A., 1866: Chronografia albo dziejopis żywiecki. Do druku podany przez Jana Radwańskiego. Nakł. Jana Kantego Kleszczyńskiego. Kraków, s. XXII.
- Siemionow A., 1984: Ziemia Wadowicka. Monografia turystyczno-krajoznawcza. Komisja Turystyki Górskiej, Oddział PTTK „Ziemia Wadowicka”, Wadowice, s. 485, 554—557.
- Starkel L., 1960: Rozwój Karpat fliszowych w holocenie. „Prace Geogr.” Nr 22. Wyd. Geol., Warszawa, 187 s.

Jan Maciej Waga

GENESIS OF THE KOMONIECKI CAVE IN THE BESKID MAŁY

Summary

Komoniecki Cave located on the Dusica spring in the Beskid Mały (Fig. 1, Photo. 1) is a laminar cave, developed in sandstone and conglomerates. It was formed mainly due to frost weathering. The intensive stage of the cave development was preceded by formation of channels on joint fissures. They were the result of water erosion, suffosion and chemical weathering. Larger cavities located in the outlet zone could have been formed by mass movements. The process of the cave formation is presented in Fig. 4. The age of the cave have not been determined yet, probably it should be connected with the period of development of late Pleistocene cut valleys (Fig. 2). However it may be assumed that the cave was initiated in earlier periods. The author suggest that cave and its vicinity should be protected by law.

Translated by Marek Niemiec

Jan Maciej Waga

GÉNÈSE DE LA GROTTÉ DE KOMONIECKI DANS LES PETITES BESKIDES

Résumé

La Grotte de Komoniecki est située au bord du ruisseau Dusica dans les Petites Beskides (Fig. 1, Phot. 1). Elle appartient au type de grottes stratifiées, développées dans les grès et les conglomérats. Elle s'est formée par suite de la désagrégation par l'action de gel et de dégel. Le stade intensif de son développement a été précédé par la formation des chenaux constitués dans les fissures. Elles sont le résultat de l'érosion aqueuse, de la suffosion et de la décomposition chimique. Dans la zone de l'embouchure de la grotte les plus grands vides ont pu être également formés par suite des mouvements de masse. Le cycle du développement de la grotte est présenté sur la figure 4. L'âge de la grotte, à l'état actuel des recherches, n'a pas été déterminé. Il faut le lier à la période du développement des vallées d'érosion du Pléistocène tardif (Fig. 2). La formation de la grotte, sa forme initiale et son développement connu ont pu être liés à l'époque plus récente. Il est nécessaire que la grotte soit protégée par la loi.

Traduit par Teresa Korba-Fiedorowicz

Copyright © 1993
by Uniwersytet Śląski
Wszelkie prawa zastrzeżone

ISSN 0208-6336
ISSN 0137-5482

Projekt okładki i strony tytułowej

GERARD LABUS

Redaktor
MAŁGORZATA POGLÓDEK

Redaktor techniczny
ALICJA ZAJĄCZKOWSKA

Korektor
LUKRECJA WAWRZYCZEK

Wydawca
UNIwersYTET ŚLĄSKI
ul. Bankowa 14, 40-007 Katowice

Wydanie I. Nakład: 650 + 50 egz. + 25 nadb. Ark. druk. 6.5. Ark. wyd.
12,0. Oddano do drukarni w styczniu 1993 r. Druk ukończono
w lutym 1993 r. Papier kl. III, 90 g, 70 × 100.

Cena 40 000,—

Skład: Agencja Wydawniczo-Poligraficzna „COMPAL”
ul. Matusiańska 9/146, 43-300 Bielako-Biała
Druk i oprawa: Ośrodek Wydawniczy „AUGUSTANA”
Pl. M. Lutra 3, 43-300 Bielako-Biała

