Wpływ zjawisk krasowych na zagrożenie wodne kopalni soli Wieliczka

Aleksander Garlicki*, Marian Pulina, Jacek Różkowski****

Karst phenomena and their influence on the groundwaters threat in the Wieliczka Salt Mine

S u m m a r y. This paper presents the karst phenomena at Wieliczka, which occur within salt and sulphate rocks. Karst processes have been analyzed in vicinity of gallery Mina, where in April 1992 mining operations disturbed the stability of the cap rock isolating rock salt deposit from the inflow of allochthonous waters. From April 1992 to August 1994 three cycles took place, during which rock masses were transported and removed from the Miocene strata. Intensity of these movements decreased in time. Quantitative description of karst phenomena being examined are presented in Tables 1–3. It is very likely, that so called denudation megacycle may occur again in the future.

W Obszarze Górniczym Wieliczki stwierdza się intensywne procesy krasowe zarówno w złożu soli kamiennej, otulinie gipsowo-iłowej, jak również prawdopodobnie w silnie spękanych tektonicznie piaskowcach chodenickich o spoiwie siarczanowo-węglanowym. Uaktywnienie procesów krasowych nastąpiło w 1992 r., po naruszeniu robotami górniczymi w poprzeczni Mina ciągłości czapy gipsowej, izolującej złoże od dopływu wód allochtonicznych. Przejawiały się one gwałtownym wdarciem wód i materiału ilastego do kopalni. Proces ten zachodził w trzech intensywnych cyklach transportu i usuwania masy skalnej z górotworu, zarówno do poprzeczni Mina, jak i sąsiednich komór i chodników (tab. 1). Towarzyszyło im, z pewnym przesunięciem czasowym, osiadanie powierzchni w rejonie klasztoru OO. Reformatów.

Natężenie procesów usuwania roztworów wodnych i zawiesiny z otuliny złoża wielickiego do kopalni, i towarzyszące im deformacje powierzchni, wykazuje malejącą tendencję od maksymalnego efektu w I cyklu (tab. 2) (średnie stężenie zawiesiny od 100–600 g/l, maksymalne 2211 g/l) po bardzo obniżoną w III cyklu (średnie stężenie zawiesiny 0,7–5 g/l, maksymalne 1094 g/l). Zjawisko to jest efektem wypróżniania obszernych kolektorów krasowych i zmniejszania ich objętości skutkiem procesów grawitacyjnych. Pod koniec III cyklu powstaje obszerny lej depresji hydraulicznej, który może przechwytywać wody zarówno z powierzchni, jak również z sąsiednich wodonośców.

Zaobserwowane zjawiska noszące znamiona procesów krasowych, reprezentują typowy dla obszarów krasu gipsowego naruszonego przez człowieka, „megacykl denudacyjny". Charakteryzuje się on powstawaniem swoistego obszernego wodonośca w otulinie złoża solnego, skutkiem drenowania otuliny przez wyrobiska kopalniane. Naruszenie hydrostatycznej równowagi takiego wodonośca doprowadziło do jego gwałtownego wypróżnienia i deformacji. Trudności z uszczelnieniem opróżnionego wodonośca spowodują, iż może się rozpocząć następny „megacykl denudacyjny".

Proces krasowienia skał w rejonie złoża solnego Wieliczka

W rejonie złoża solnego Wieliczka, procesom rozpuszczania w roztworach wodnych podlegają skały węglanowe (wapienie, spoiwo węglanowe piaskowców chodenickich), siarczanowe (gipsy i anhydryty, spoiwo gipsowo-ilaste) i sól kamienna. Intensywność tego procesu jest zależna zarówno od naturalnych czynników przyrodniczych, jak i określonej działalności górniczej i komunalnej.

Zjawisko rozpuszczania skał krasowiejących powinno być rozpatrywane w dwóch aspektach:

1) jako rozpuszczanie wymienionych skał przy udziale słabo zmineralizowanych roztworów wodnych,

2) jako rozpuszczanie w mieszaninie solnej — czyli roztworach wodnych o różnych koncentracjach poszczególnych soli (roztwory mieszane).

Tab. 1. Wielkości charakterystyczne z poprzeczni Mina i zmian objętości lokalnej niecki osiadań nad rejonem wycieku w okresie 13.04.199231.08.1995 r.

Cykle	Ter min	Wyd. (1)	NaCl		Części nierozpuszczalne		ΣNaCl(2)		Prz. (3)	Dopływy o dużym natężeniu						
		tys.m^3	tys.m3	tys.m^3	tys.m^3	tys.m^3	tys.m^3	tys.m^3	tys.m^3	Ter-min	Wyd.4	NaCl		Części nierozpuszalne		Przyr. (5)
												tys.t	tys.m^3	tys. t	tys.m^3	tys.m^3
I	04.92-10.92	55,0	1,69	0,80	33,4	13,36	35,1	14,2	28,65**	09-10. 92	38,8	1,01	0,48	28,7	11,52	27,68
II	11.92-04.93	55,6	1,28	0,61	13,9	5,56	6,2	11,16	22-26. 04.93	14,7	14,7	0,15	0,071	12,2	4,88	7,96
III	05.93-08.94	124,5	2,03	0,97	10,0	4,01	12,0	5,0	9,13	5-7.08 94	10,6	0,047	0,022	8,75	3,50	3,36
IV*	09.94-09.95	80,0	1,13	0,54	0,53	0,21	1,66	0,75								
ΣI–IV		315,9	315,9	2,92	57,83	23,14	63,96	26,15								

1 — wydatek sumaryczny, 2 — ΣNaCl i części nierozpuszczalne, 3 — przyrost objętości niecki osiadań, 4 — wydatek sumaryczny, tys. m^3, 5 — przyrost niecki osiadań, *cykl kontynuowany, **4.06.1992 r. pomiar bazowy lokalnej sieci niwelacyjnej

Najważniejszą rolę odgrywa drugi proces, gdyż jest on odpowiedzialny za zwielokrotnienie dynamiki zjawiska rozpuszczania skał, wynikające z podniesienia granicy nasycenia węglanami i siarczanami w wodach mieszanych.

Rozpuszczanie skał węglanowych w roztworach mie-

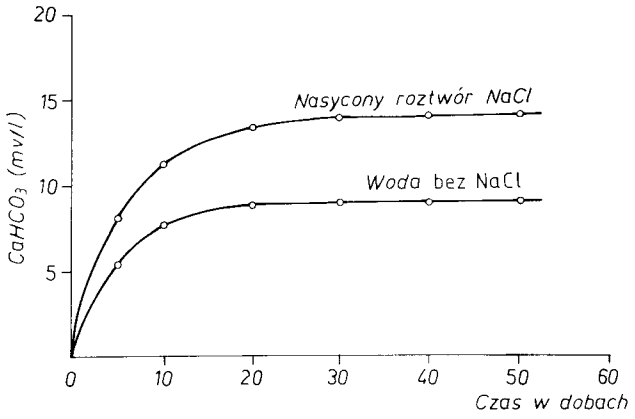
*Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska, Akademia Górniczo-Hutnicza, al. A. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków

**Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec

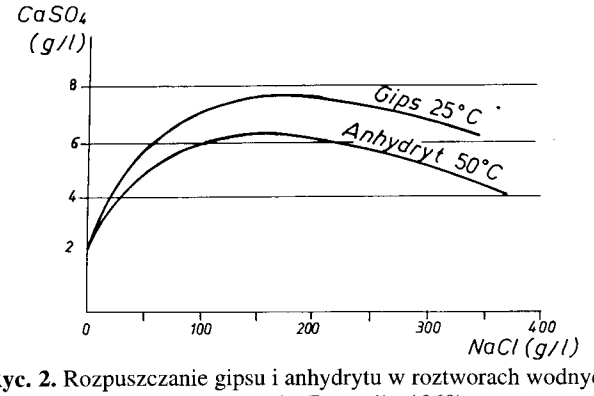
szanych. W roztworach wodnych zawierających podwyższone koncentracje NaCl wzrasta wielkość rozpuszczania $CaCO_3$. Granica nasycenia węglanami w mieszanych roztworach NaCl osiągać może 0,7–0,8 g/l (ryc. 1). Fakt ten potwierdzają wyniki analiz fizykochemicznych wykonywanych w wodach dopływających do poprzeczni Mina (tab. 2).

Rozpuszczanie gipsów w wodach mieszanych. Udział stężonych roztworów wodnych NaCl w procesie rozpuszczania gipsów odgrywa dużą rolę. Przy stężeniach rzędu 100–200 g/l NaCl wielkość rozpuszczania gipsów może się zwiększyć blisko 4-krotnie, osiągając ponad 7 g/l $CaSO_4$. Dalszy wzrost koncentracji NaCl w roztworach wodnych, powoduje obniżenie granicy nasycenia gipsów do 6 g/l, a anhydrytów do 4 g/l (ryc. 2). Potwierdzają to wyniki analiz fizykochemicznych wód w kopalni wielickiej. Wody te osiągają przy przepływach w stanach normalnych (100–200 l/min) stężenie 2–4 g/l $CaSO_4$, a w warunkach zaburzonej cyrkulacji wód związanej z dużym natężeniem transportu masowego oraz z niszczeniem struktury mechanicznej górotworu — ponad 7 g/l $CaSO_4$.

Rozpuszczanie soli kamiennej. Granica nasycenia wodnych roztworów solą kamienną jest bardzo wysoka, dochodząca do 320 g/l. Granicę tę osiągają roztwory wodne w Wieliczce po długim okresie czasu, gwarantującym pełne nasycenie solanki. W wypływach odbieranych w poprzeczni Mina tylko w I cyklu dopływały wody o bardzo wysokiej koncentracji NaCl. W późniejszym okresie czasu koncentracje NaCl w wodzie spadały (13–40 g/l w II i III cyklu), wynosząc w ostatnim okresie czasu (IV cykl) przeciętnie 10–18 g/l (tab. 2).



Ryc. 1. Wpływ roztworów wodnych NaCl na szybkość rozpuszczania $CaCO_3$, przy p CO_2 0.95 atm. (Szterina & Frołova, 1952)
Fig. 1. Influence of NaCl water solutions on rate of $CaCO_3$ dissolution, with p CO_2 0,95 atm. (after Szternina & Frołova, 1951)



Ryc. 2. Rozpuszczanie gipsu i anhydrytu w roztworach wodnych NaCl o zróżnicowanym stężeniu (Runnells, 1969)
Fig. 2. Solubility of gypsum and anhydrite in NaCl water solutions of differentiated concentration (after Runnells, 1969)

Z powyższych stwierdzeń wynikają następujące istotne wnioski w odniesieniu do procesów rozpuszczania w otulinie złoża:

◆ Wszystkie skały biorące udział w procesie rozpuszczania w otulinie złoża, są rozpuszczane często wielokrotnie silniej niż w przeciętnych warunkach przyrodniczych, charakterystycznych dla słabo zmineralizowanych wód atmosferycznych. W otulinie złoża występują warunki do tworzenia się roztworów mieszanych, gdzie udział NaCl wybitnie podwyższa granicę nasycenia wód podziemnych ługujących skały siarczanowe i węglanowe.

◆ Skały węglanowe w środowisku krasowym otuliny złoża są rozpuszczane 2 razy intensywniej niż w przeciętnych warunkach, a skały siarczanowe nawet 4 razy intensywniej, niż w warunkach panujących w typowych obszarach krasowych. Należy więc podkreślić przemożny wpływ roztworów NaCl na uaktywnienie procesów rozpuszczania skał otuliny złoża.

Rozwój krasu na tle budowy geologicznej i warunków hydrogeologicznych strefy przygranicznej złoża

Charakterystykę złoża solnego i skał towarzyszących przedstawiono szczegółowo w pracach: Garlickiego i Wilka (1993), Garlickiego i Szybista (1995), Wiewiórki (1988), natomiast warunków hydrogeologicznych w pracach m.in.: Dulińskiego i in. (1995), Kortasa i Sękiewicza (1995), d'Obyrna i Zubera (1995), Sękiewicza (koord., 1994).

Złoże solne w Wieliczce ma charakter dwudzielny. Wyróżnia się część pokładową oraz bryłową złoża. Zachodnia część złoża reprezentuje styl baryczański, środkowa — wieliczański, a wschodnia — sułkowski. Złoże solne wykazuje zeszczelinowanie i spękanie o genezie zarówno tektonicznej, jak i związane z eksploatacją górniczą.

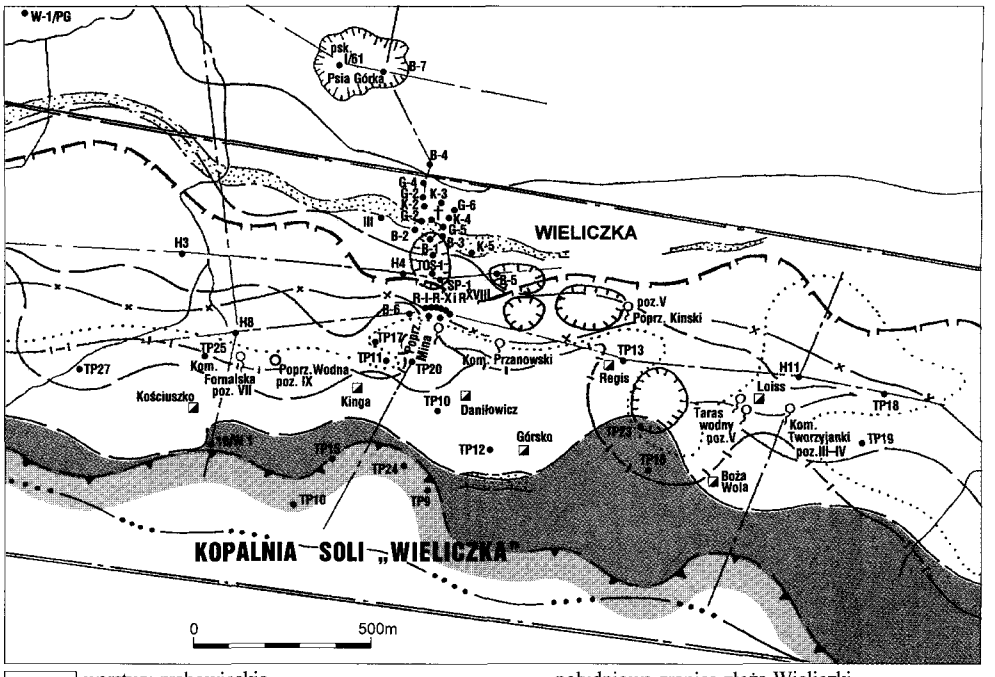
Otulinę gipsowo-iłową złoża tworzą iłowce margliste z wkładkami gipsu włóknistego oraz skupieniami gipsu alabastrowego. W obrębie otuliny występują porwaki skał fliszowych. Czapa gipsowa w części stropowej — pod utworami czwartorzędu ma rozciągłość NW–SE, równolegle do głównej osi doliny Wieliczki (ryc. 3). Na kontakcie ze złożem soli kamiennej oraz z piaskowcami chodenickimi występują strefy rozluźnienia o genezie tektonicznej i eksploatacyjnej, wymywane intensywnie w wyniku procesów krasowych, co stwierdzono badaniami speleologicznymi od strony tamy w poprzeczni Mina i wierceniami z powierzchni. Krasowiejący górotwór w tym rejonie przypomina obecnie „ser szwajcarski". Od strony złoża jest to przestrzenna sieć iłowców ze spoiwem siarczanowym, natomiast na granicy z warstwami chodenickimi — brekcja piaskowców z wymywanym luźnym materiałem piaszczystym.

Strefa przygraniczna złoża — o szerokości do 500 m — jest silnie zaangażowana tektonicznie. Wyznaczają ją trzy zasadnicze płaszczyzny nasunięć, zapadające pod średnim kątem na południe. W obrębie nasunięć występują utwory warstw skawińskich z fliszem, warstw chodenickich oraz fragmenty czapy gipsowej (ryc. 4). Utwory te zazębiają się lub występują w formie soczewek. Zawodnione warstwy chodenickie o miąższości do 20 m to piaskowce drobno- i średnioziarniste o spoiwie siarczanowym, o zróżnicowanej zwięzłości. Jako element sztywniejszy wśród otaczających utworów ilasto-marglistych zostały pocięte uskokami poprzecznymi i podłużnymi w stosunku do rozciągłości warstw. Na efekty tektoniczne w otulinie wpływ miały zapewne i procesy grawitacyjne towarzyszące procesowi krasowienia (zapadanie dużych kawern krasowych, przemieszczanie bloków skalnych w miejsce powstałych próżni itp). Wyżej leżące partie warstw chodenickich, objęte intensywnymi ruchami tektonicznymi, charakteryzują się dużymi kątami upadu (do 80°). Są one wciągane głęboko pod złoże solne, a także tworzą wychodnie pod utworami czwartorzędowymi (piezometr B-3), gdzie wykazują zwietrzenie, przechodząc najczęściej w piasek. Wychodnie te mają przebieg W–E, kontaktując się z wychodniami czapy gipsowej, a szerokość od 20–200 m (ryc. 3, 4). W strefie położonej na południe od klasztoru OO. Reformatów i w obrębie szkoły, osiągają one największą szerokość. Tutaj stwierdza się co najmniej trzy wyraźne niecki osiadań powierzchni. W kierunku północnym i wschodnim od przygranicznej

strefy zmniejsza się stopień zaangażowania tektonicznego skał w górotworze.

Poziom wodonośny w warstwach chodenickich, związany z piaskowcami, piaskami i mułkami ma charakter głównie szczelinowo-porowy. Są to wody naporowe — subartezyjskie i artezyjskie. Wielkość naporu dochodzi do 160 metrów słupa wody. Elementem przewodnościowym są spękania i szczeliny związane z uskokami tektonicznymi, podczas gdy matryca skalna charakteryzuje się niskimi współczynnikami filtracji — od 5,9 x 10^{-9} do 6,4 x 10^{-6} m/s. Piaskowce chodenickie, decydujące o zawodnieniu poprzeczni Mina są zasilane poprzez utwory czwartorzędowe, ewentualnie przez piaski bogucickie. Piezometryczny poziom zwierciadła wody wykazuje wyraźny spadek wzdłuż granicy złoża solnego.

Analiza procesów krasowych oraz badania izotopowe (Duliński i in., 1995) wykazują, że wodonosiec znajdował się pierwotnie w stadium freatycznym o wiekowej cyrkulacji. Przepływ wody był bardzo wolny, o charakterze gęstościowym, związany z gradientami temperatury i zasolenia. Roztwór wodny znajdował się na granicy równowagi w spowolnionym procesie nasycenia składnikami skał solnych i siarczanowych. Był to więc stabilny, o określonej równowadze wodonosiec krasowy, wypełniany od końca ostatniego glacjału.



warstwy grabowieckie
Grabowiec beds

warstwy chodenickie
Chodenice beds
wychodnie piaskowców warstw chodenickich pod utworami czwartorzędu
sub-Quaternary outcrops of Chodenice sandstones

południowy zasięg piaskowców warstw chodenickich
southern extent of Chodenice sandstones

południowy zasięg warstw chodenickich
southern extent of Chodenice beds

czapa gipsowa pod utworami czwartorzędu
sub-Quaternary outcrops of gypsum cap-rock

warstwy skawińskie
Skawina beds

północna granica złoża bryłowego
northern limit of brecciated deposit

północna granica złoża pokładowego
northern limit of layered part of salt deposit

południowa granica złoża Wieliczki
southern limit of Wieliczka of salt deposit

granica nasunięcia karpackiego pod utworami czwartorzędowymi
sub-Quaternary limit of Carpatian overthrust

granica OG Wieliczka
limit of Wieliczka Mine Area

szyby
shafts

najważniejsze wycieki przy północnej granicy złoża
main seepages at northern boundary of deposit

otwory wiertnicze z powierzchni
bore-holes from surface

studnie
wells

linia przekroju geologicznego
geological cross-section

niecki bezodpływowe
closed basins

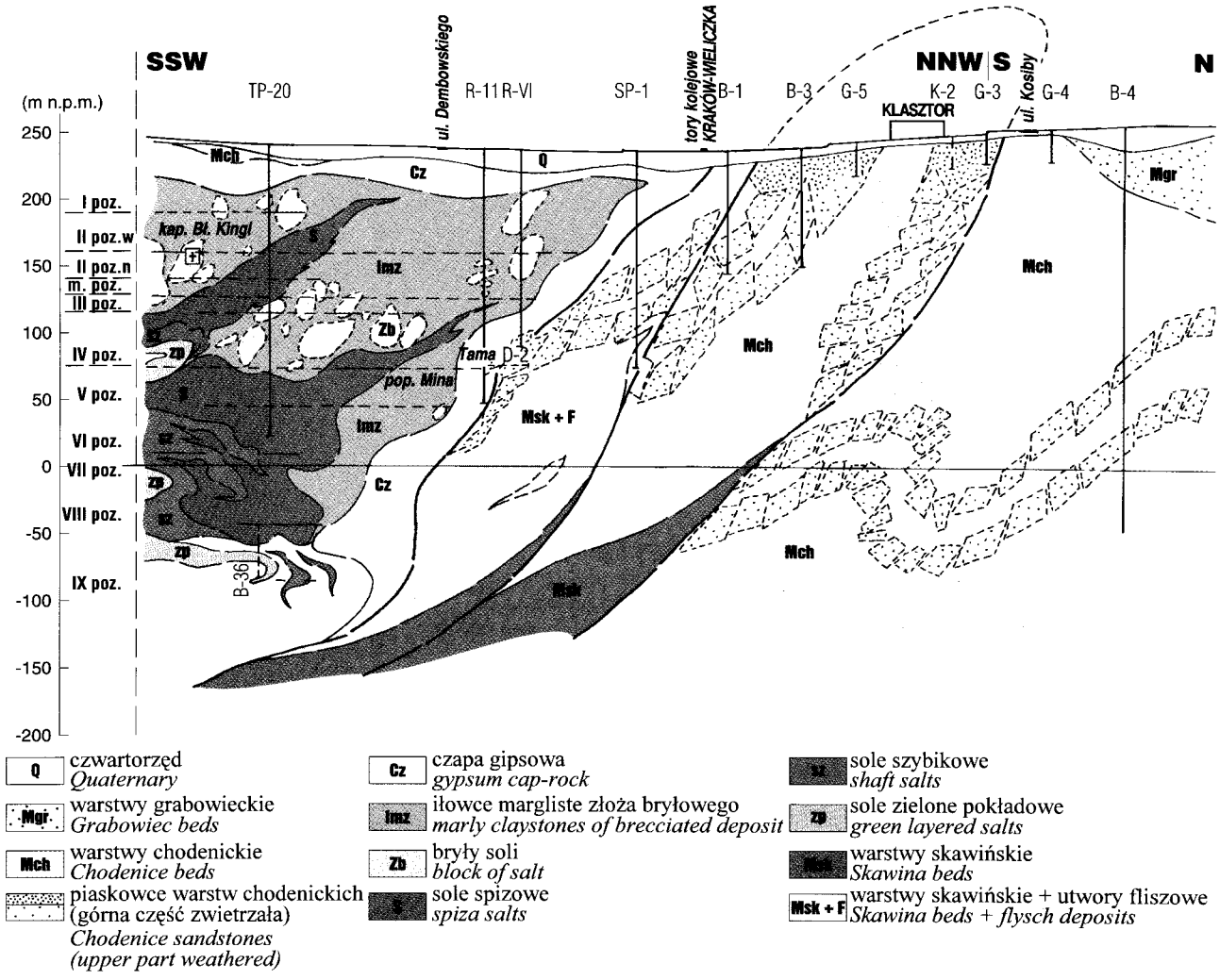
Ryc. 3. Mapa geologiczna rejonu złoża wielickiego (oprac. Szybist, 1994)
Fig. 3. Geologic map of the Wieliczka salt deposit area (after Szybist, 1994)

Od czasu uruchomienia eksploatacji górniczej był on stale narażany na antropopresję, epizodycznie ulegając częściowemu drenażowi. Wskutek naturalnych procesów hydrogeochemicznych i mechanicznych drenaż ulegał ograniczeniu. Dopiero w latach 50. i 60. nastąpiło zdecydowane wejście robotami górniczymi w osłonę złoża. Przyspieszenie wydobycia, koncentracja wyrobisk w centrum, wprowadzenie mokrej eksploatacji, niekontrolowany przepływ wilgotnego powietrza spowodował zdecydowane pogorszenie warunków geomechanicznych kopalni, głównie w strefie III–VI poziomu kopalni (Kortas & Sękiewicz, 1995). Zeszczelinowanie górotworu (szczególnie otuliny gipsowo-iłowej i strefy kontaktu ze złożem bryłowym oraz z warstwami chodenickimi), powstanie pustek w złożu bryłowym i w gipsach w wyniku niekontrolowanego ługowania brył soli, ługowanie lepiszcza piaskowców, a także wysokie ciśnienia wód okołozłożowych spowodowały gwałtowny drenaż wód z górotworu

Tab. 2. Przeciętne i ekstremalne stężenia wybranych elementów fizyczno-chemicznych w poszczególnych cyklach (g/l)

Cykl	Zawiesina		NaCl		pH		Ca^{2+}		Mg^{2+}		NH_3		HCO_3		SO_4^{2-}	
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
I	100+600[3] 0[4]	0+2211	30+60	7+222	7,5+8,0	6,8+9,5[5]	0,7+1,3	0,02+ 2,27	0,1+0,2	0,02+ 0,12	0,02	0,01+[5] 0,034	–	–	3,5+5,5	0,8+8,0
II	2,5+10	0,9+ 1137	15+40	5+47	7,1+8,0	6,9+9,0	0,4+0,7	0,10+ 1,30	0,04+ 0,1	0,02+ 0,38	0,02+ 0,025	0,01+ 0,057	0,6+0,8	0,30+ 0,97	2,5+3,5	0,9+7,3
III	0,7+5	0,5+ 1094	13+23	3+55	7,3+7,5	6,9+9,0	0,4+0,5	0,01+ 1,47	0,06+ 0,1	0,02+ 1,16	0,02	0,01+ 0,04	0,7+0,8	0,34+ 0,88	1,5+2,5	0,2+ 16,1
IV	1,0+7	0,8+78	10+18	4+35	7,4	7,0+7,9	0,5	0,19+ 0,80	0,04+ 0,05	0,01+ 1,72	0,01	0,006+ 0,027	0,7	0,33+ 0,87	2,0	0,6+ 10,9

1 — stężenia przeciętne, 2 — stężenia ekstremalne, 3 — początek cyklu (kwiecieńmaj 1992 r.), 4 — okres zakolmatowania kanałów krasowych (ustanie transportu) (czerwiec–pierwsza połowa sierpnia), 5 — okres obserwacji poniżej dwóch miesięcy



Ryc. 4. Przekrój geologiczny A- A przez rejon poprzeczni Mina (oprac. Brudnik & Szybist, 1995)
Fig. 4. Cross-section in vicinity of gallery Mina (after Brudnik & Szybist, 1995)

(praktycznie do powierzchni). Naturalnym odbiornikiem wód stała się poprzecznia Mina po odsłonięciu zawodnionych piaskowców. Powstał lej depresji, który obecnie nie ulega wypełnieniu. Dopływ wody przez udrożniony górotwór do poprzeczni Mina uległ stabilizacji o niewielkich wahaniach w granicach 150 l/min.

Charakterystyka ilościowa

Porównując ilość odprowadzonej od kwietnia 1992 r. do sierpnia 1995 r. masy skalnej — 64,0 tys. t, odpowiadającej objętości próżni w górotworze 26,2 tys. m^3, z przyrostem objętości lokalnej niecki osiadań (do września 1994 r.) w rejonie poprzeczni Mina (48,9 tys. m^3) można stwierdzić, że obserwowane zjawiska mają podobną skalę wielkości (tab. 1). Istnieje więc ścisły związek pomiędzy powstaniem niecki osiadań o genezie antropogenicznej, a wielkością odprowadzonej masy substancji z górotworu, przy czym rozwój objętościowy niecki jest prawie 2-krotnie większy od ubytku masy NaCl i skały płonnej.

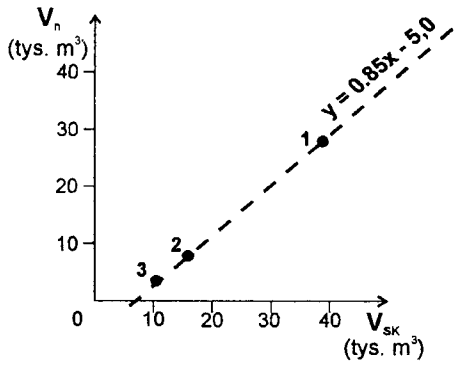
W kolejnych cyklach obserwuje się trend malejący sumarycznej objętości przypuszczalnych próżni oraz przyrostu objętości niecki osiadań. Analizując okresy wzmożonych dopływów do poprzeczni Mina (09–10.1992 r., 22–26.04.1993 r., 5–7.08.1994 r.) określono objętość wody podziemnej zmagazynowanej w kanałach krasowych i starych zrobach, która wynosiła odpowiednio: 39, 15, 10,5 tys. m^3. Oznacza to 4-krotne zmniejszenie objętości próżni skalnych w III cyklu w stosunku do I cyklu. Okresom wzmożonych dopływów odpowiadają zmniejszające się 8-krotnie od 09.1992 do 08.1994 r. przyrosty objętości niecki osiadań, odpowiednio: 28, 8 i 3,5 (tys. m^3). Istnieje funkcyjna zależność pomiędzy zmianą objętości próżni skalnych a przyrostami objętości niecki osiadań (ryc. 5).

Obecnie po III cyklu następuje stały transport rozpuszczonej masy i zawiesiny ilasto-piaszczystej. W okresie od września 1994 r. do sierpnia 1995 r. zostało odprowadzonych 0,5 tys. m^3 NaCl i 0,2 tys. m^3 zawiesiny, czyli łącznie 0,7 tys. m^3 masy skalnej. Wielkość odprowadzanej obecnie masy skalnej jest o 2 rzędy wielkości mniejsza w porównaniu z usuwaną masą w poprzednich cyklach (14,2 tys. m^3, 6,2 tys. m^3 i 5 tys. m^3).

Rzeźba powierzchniowa

Powierzchnia terenu, w strefie kontaktu podczwartorzędowych wychodni gipsu i silnie spękanych blokowo piaskowców chodenickich, nosi znamiona krasu gipsowego wieku przedczwartorzędowego, jak i współczesnego. W dolinie Wieliczki, występuje wiele depresji bezodpływowych. Począwszy od depresji Miny na południe od klasztoru OO. Reformatorów aż do szkoły obserwuje się nierównomierne osiadanie terenu, czego skutkiem są m.in. uszkodzenia budynków i dróg, pochylenie drzew itp. W depresjach o genezie krasowej następuje uaktywnienie zjawisk osuwiskowych, szczególnie dobrze widocznych podczas budowy drogi obwodnicowej, a także w skarpie poniżej klasztoru OO. Reformatów.

Krasowe niecki bezodpływowe, z których niektóre są rozleglejsze w planie od „niecki Miny", rozwijały się dynamicznie w kilku megacyklach denudacyjnych. O ich obecności w terenie świadczyć może szczegółowa interpretacja licznych dokumentacji kartograficznych i map obejmujących ostatnie stulecia. Stwierdzić możemy, że



Ryc. 5. Zmienność sumarycznej objętości próżni skalnych (Vsk, tys. m^3) i przyrostu objętości niecki osiadań (Vn, tys. m^3) w wyróżnionych cyklach (1, 2, 3)

Fig. 5. Variability of total volume of rocks voids (Vsk, thousands m^3) and of subsiding trough volume increase (Vn, thousands m^3) in distinguished cycles (1, 2, 3)

przejawy powierzchniowego krasu gipsowego obejmują całą strefę wychodni podczwartorzędowych czapy gipsowej, a w szczególności kontakt z wychodniami podczwartorzędowymi piaskowców chodenickich. Badany obszar krasu gipsowego w rejonie Wieliczki charakteryzuje uboga sieć wód powierzchniowych.

Złożonym zjawiskiem jest transport masowy, gdyż ilość materiału odbierana w poprzeczni Mina nie bilansuje się — według autorów — z objętością wyznaczonej z pomiarów geodezyjnych niecki osiadań. Wniosek ten potwierdzają badania grawimetryczne (Fajklewicz i in., 1995), które jednocześnie wyróżniają dwie aktywne strefy ubytku masy w górotworze: od klasztoru do zamku, oraz od piaskowni na Psiej Górce do warzelni, a więc zarówno w stoku południowym, jak i północnym Kotliny Wielickiej. W środkach tych stref występuje czapa gipsowo-iłowa, w której intensywnemu ługowaniu podlegają gipsy i anhydryty, przy udziale roztworu wodnego NaCl. Skutkiem tego jest uwalniany do transportu materiał ilasty. Opisywany proces sufozji wgłębnej, warunkowany rozwojem zjawisk krasowych, sprzyja dopływowi wód z ośrodka skalnego do złoża solnego.

Mechanizm procesu

W poszczególnych wyróżnionych cyklach, transport masy oraz odkształcenia powierzchni terenu miały odmienny charakter. W I cyklu nastąpiło opróżnienie wielkich pustek skalnych o pojemności rzędu 40 tys. m^3, zawierających roztwór o podwyższonej mineralizacji, głównie z ługowania soli, a także transport dużej ilości substancji, głównie ilastej z otuliny gipsowo-iłowej. Cykl ten zakończył się osiadaniem powierzchni, które ograniczyło sumaryczną wielkość pustek skalnych o około 28 tys. m^3 (tab. 1).

II cykl przebiegał w dwóch etapach. W pierwszym etapie datującym się do początku lutego 1993 r., nastąpiło usunięcie wód o podwyższonej mineralizacji, wraz z niewielką ilością zawiesiny ilastej z próżni przylegających do poprzeczni Mina. W drugim etapie wzrosły dopływy wód z rejonu zapadliska, aż do gwałtownej kulminacji w kwietniu 1993 r. Odbierane wody wykazywały obniżoną mineralizację, transportując jednocześnie dużą ilość substancji nierozpuszczalnych. Cykl ten zakończył się tygodniowym osiadaniem powierzchni, przynoszącym zwiększenie objętości niecki rzędu 8 tys. m^3.

W III cyklu następowało odprowadzenie wód, głównie z rejonu zapadliska, o niskiej mineralizacji i stosunkowo mniejszej ilości zawiesiny. Pozostałe próżnie uległy końcowemu oczyszczeniu z kolmatującego materiału nierozpuszczalnego. Powstała strefa stałego drenażu do poprzeczni Mina. Kończące cykl osiadanie miało zaledwie kilkudniowy przebieg i ograniczony charakter.

W IV cyklu kontynuującym się obecnie obserwujemy względnie stały dopływ słabozmineralizowanych wód z niewielką ilością zawiesiny ilastej z rejonu zapadliska.

Szczegółową charakterystykę procesów zachodzących w kolejnych cyklach w odniesieniu do cyrkulacji i chemizmu wód podziemnych przedstawiono poniżej.

Chemizm wód podziemnych

W I cyklu stwierdza się najwyższe stężenia makroskładników i zasadowy odczyn wód — od 7,5–8,0 (tab. 2). W poprzeczni Mina są odbierane wody stagnujące, silnie zmineralizowane (od 7,4–222 g/l NaCl). Mimo nielicznych danych z początku cyklu możemy wnioskować o pulsacyjnych wzrostach stężeń makroskładników, sięgających do 1,5 g/l Ca^{2+} i 0,65 g/l Mg^{2+}. Po okresie stabilizacji stężeń na wysokim poziomie: Ca^{2+} (1,0–1,5 g/l), Mg^{2+} (0,15–0,2 g/l) i SO_4^{2-} (5,5–6,0 g/l) następuje od połowy sierpnia 1992 r. wyraźna fluktuacja, połączona z trendem spadkowym stężeń, odpowiadającym okresowi największych dopływów wód do poprzeczni Mina.

Pierwszy etap II cyklu charakteryzuje sie jeszcze podwyższonymi stężeniami NaCl (do 47 g/l), które w drugim etapie spadają, nie przekraczając 25 g/l. Podobnie wysokie stężenia zawiesiny występują w ilościach zbliżonych do poprzedniego cyklu do listopada 1993 r. (30–100 g/l), aby następnie jeszcze krótkotrwale wzrastać (8–26.12.1992 r.: 15–90 g/l, 14–31.01.1993 r.: 10–272 g/l). W II cyklu dostawa materiału nierozpuszczalnego jest już przeważnie stała (minimum 2,5 g/l), bez pełnej kolmatacji przewodów doprowadzających. W czasie kwietniowej katastrofy występują już dwukrotnie mniejsze maksymalne stężenie (1137 g/l) w porównaniu z I cyklem (2211 g/l). W obu etapach obserwuje się jednakowy trend wzrostu stężeń SO_4^{2-} (2,5–4,5 g/l), przy spadku pH (8–7). Cechą charakterystyczną dla drugiego etapu jest wzrost zmienności stężeń NH_3^-, gwałtowny spadek stężeń Ca^{2+} w okresie 22–26.04.1995 r., a także występowanie ekstremalnych stężeń Mg^{2+} (do 1,2 g/l) — z opóźnieniem w stosunku do kulminacji dopływów.

Skład chemiczny wód kopalnianych odbieranych w poprzeczni Mina w III cyklu odzwierciedla zmiany warunków hydrologicznych i geotechnicznych w otaczającym górotworze. W wyróżnionych w tym cyklu okresach — „wzmożonej aktywności" (maj i czerwiec 1993 r.), związanej z katastrofą zamykającą II cykl, okresem stabilizacji, na który przypada aż 88% czasu trwania cyklu, oraz czterodniowym epizodem katastrofy (sierpień 1994 r.), zamykającym omawiany cykl, obserwuje się wyraźną zmienność chemizmu wód podziemnych (tab. 2). O ile proces ługowania soli kamiennej przebiega ze stałym natężeniem, o tyle wysokie stężenia zawiesiny są epizodyczne. Są one skutkiem kolejnych katastrof i uruchomienia materiału luźnego — po rozpuszczeniu spoiwa. Wyraźny kontrast występuje pomiędzy względnie niskimi stężeniami materiału nierozpuszczalnego w wodzie (0,7–5 g/l) a wartościami maksymalnymi: 191 g/l (17.06.1994 r.) i 770–1094 g/l (5–7.08.1994 r.). Ponadto obserwuje się umiarkowany trend spadkowy stężeń Ca^{2+}, Mg^{2+}, NH_3^-, SO_4^{2-}, przy wzroście pH wody i okresowym wzroście stężeń HCO_3^- (luty–maj 1994 r.). Wysoką i stałą zmienność wykazują siarczany (od 0,2–16,1 g/l), niezakłóconą epizodem katastrofy z sierpnia 1994 r.

Względna stabilizacja składu chemicznego wód utrzymuje się także w ostatnim IV cyklu (tab. 2). Nie występują

Tab. 3. Przeciętne głębokości i maksymalne wahania zwierciadła wód podziemnych w wybranych otworach obserwacyjnych w poszczególnych cyklach (m ppt)

Cykl	B3		B1		SP1		R1		R3		R9	
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
I	–	–	13?	14[3]	–	–	143	140	135-145[3]	118[3]	–	–
II	10	22	15	50	35	117	135-145	74	135-145	87	138-143	95
III	12–13	8	12–15	8	27–30	24	136–142	87	135–142	76	140–142	66
IV	15	1,5	15	2	28	6	130	17	137-140	23	135-138	20

1 — głębokości przeciętne, 2 — maksymalne wahania zwierciadła wód podziemnych, 3 — okres obserwacji nie przekracza jednego miesiąca

większe zmiany, lecz dominuje oscylacyjna zmienność stężeń składników w wodzie. Wysoką i stałą zmienność utrzymują siarczany (do 10,9 g/l). Najwyższe wartości stężeń poszczególnych elementów nie są ze sobą skorelowane. W „małej skali" obserwuje się bezpośrednio po zakończeniu III cyklu podwyższone wartości stężeń Ca^{2+}, oraz odczynu wody, a także spadek stężeń HCO_3^-. Od kwietnia 1995 r. następuje pełna stabilizacja stężeń NH_3^-, od maja Ca^{2+}, oraz niewielki trend spadkowy stężeń HCO_3^- i SO_4^{2-}.

W kolejnych cyklach, szczególnie do III cyklu, występuje wyraźny spadek przeciętnych stężeń składników w wodzie (tab. 2). Największy spadek stężeń odnosi się do zawiesiny, NaCl i SO_4^{2-}. Jednocześnie taką samą tendencję obserwujemy w przypadku ekstremalnych stężeń badanych elementów, z wyjątkiem stężeń Mg^{2+}, HCO_3^- i SO_4^{2-}. Największą stabilność między II i IV cyklem wykazują stężenia HCO_3^-, co mogłoby świadczyć o warunkach równowagi węglanowej panującej w wodonoścu.

Wahania zwierciadła wód podzimnych

Obserwacje warunków filtracji wód podziemnych w rejonie poprzeczni Mina zostały najpełniej udokumentowane dla II i III cyklu, w których miały zbliżony charakter. W II cyklu (listopad 1992 r.–kwiecień 1993 r.) obserwujemy zdrenowanie górnej strefy zbiornika krasowego do początku lutego (pierwszy etap), a następnie jej napełnienie aż do okresu kulminacji 22–26.04.1993 r. (drugi etap). W „mniejszej skali" występowały w każdym miesiącu uaktywnienia lokalnych systemów przepływu.

W kwietniu 1993 r. gwałtowny spadek zwierciadła rozpoczyna się w części północnej i środkowej niecki osiadań w dniach 20–21 (otwory badawcze: B3 — spadek o 17 m, B1 — spadek o 45 m), a progresja przywracająca poprzedni stan zwierciadła występuje w dniach 27.04–5.05.1993 r. W tym czasie w strefie położonej na południu od poprzeczni Mina, obserwujemy wzrost wahań zwierciadła wody, przy jednocześnie odmiennym mechanizmie reakcji (szybki wzrost i spadek sięgające 70–80 m). Reakcje zwierciadła wody, w rejonie poprzeczni Mina, na dopływ lateralny z północy, następowały z najwyżej kilkugodzinnym opóźnieniem (od 21.04.1993 r.), progresja trwała do 30.04–4.05.1993 r., a recesja do 11.05.1995 r.

Dopływ z większego systemu jest w rejonie Miny wyraźnie „skanalizowany" i odbywa się systemem dużych kanałów krasowych, kawern, być może także starych zrobów o zmiennej objętości, która w II cyklu przekraczała 15 tys. m^3. **Przenoszenie „sygnału" z rejonu zapadliska do rejonu Miny można wykorzystać dla stworzenia systemu wczesnego ostrzegania, bazującego na istniejącej sieci piezometrów.**

W III cyklu — po katastrofie z kwietnia 1993 r. przez 2 miesięce występują dynamiczne wahania zwierciadła wody. W czerwcu 1993 r. „zapamiętywanie sygnału" w całym obszarze ma taki sam charakter (progresja, recesja), z minimalnym wyprzedzeniem czasowym w części północnej i środkowej niecki. Wahania zwierciadła wód podziemnych rosną od 3–6 m w części północnej i środkowej, poprzez 19 m w strefie tranzytowej (otw. badawczy SP1) do 65–75 m w rejonie Miny (seria otworów badawczych R). Przez większą część III cyklu zwierciadło wody w otworach obserwacyjnych jest bardzo stabilne (tab. 3). W epizodzie sierpniowym (cykl III) występuje zjawisko analogiczne do obserwowanego w cyklu II, przy czym maksymalna progresja zwierciadła w otworach serii R o wielkości 25–40 m, przebiega w ciągu jednego dnia. Podobnie jak po poprzednich katastrofach obserwujemy oscylacyjny charakter wahań zwierciadła wód, przedłużający się do kolejnego cyklu.

W skrajnych cyklach (I i IV) dynamika zjawiska jest diametralnie różna, co jest zgodne z ogólną tendencją spadkową procesu ługowania i niszczenia mechanicznego górotworu w badanym obszarze. W słabo udokumentowanym cyklu I, wyraźne oscylacje zwierciadła wody obserwowane są w rejonie Miny (otw. badawczy R1) od 3 dekady sierpnia, a więc bezpośrednio przed katastrofą wrześniowo- październikową 1992 r. Wahania występujące od sierpnia (60–75 m) mają charakter krótkotrwały (1–4 dni), lecz utrzymuje się stały trend wzrostu naporu wody. Maksymalne wahania z progresją do 110 m następują jednakże dopiero po pierwszej wielkiej deformacji w górotworze (przełom września i października), przemodelowującej szczelinowo-krasową strukturę hydrauliczną. Wahania zwierciadła wody w części środkowej niecki osiadań (otw. badawczy B1) nie przekraczały w tym okresie prawdopodobnie 15 m. Charakter progresji zwierciadła wody w obu częściach był podobny, z przypuszczalnie nawet 2–3 dniowym(?) przesunięciem czasowym.

Obecnie w IV cyklu zwierciadło wody w części północnej i środkowej niecki wykazuje stabilizację (do 20.02. 1995 r., tab. 3), zakłóconą przeprowadzonymi we wrześniu 1994 r. iniekcjami (otw. badawczy SP1). W rejonie Miny po okresie maksymalnych stanów związanych z kulminacjami III cyklu (do 4.09.1994 r.) i obniżeniu zwierciadła wody o 10–15 m, następuje także stabilizacja zwierciadła wody z okresem krótkich zaburzeń (22.01–20.03.1995 r.) o oscylacjach rzędu 5–10 m.

Analizując przeciętne głębokości zwierciadła wód podziemnych w kolejnych cyklach można zauważyć wyraźną stabilizację zwierciadła, przy braku jednakowego trendu ilościowego. W części północnej niecki zwierciadło wody ulega systematycznemu obniżeniu, w części środkowej nie wykazuje zmian, natomiast w strefie tranzytowej i w rejonie Miny przeważa trend wzrostowy (tab. 3). Zaobserwowana tendencja świadczyłaby o niewielkim spadku gradientów hydraulicznych w obrębie niecki osiadań. Wyraźnie natomiast rysuje się spadek amplitud wahań zwierciadła w otworach obserwacyjnych w kolejnych cyklach od 5–8 razy (tab. 3), co jest zgodne z tempem procesu przebudowy górotworu.

Wnioski

Budowa geologiczna rejonu Wieliczki ma określoną specyfikę wynikającą z zaangażowania tektonicznego obszaru, wykształcenia litologicznego złoża, znaczącego udziału gipsu w budowie otuliny złoża i cementacji skał ilastych, a także

obecności spoiwa siarczanowo-węglanowego w piaskowcach chodenickich na północnym przedpolu złoża. Intensywność rozwoju krasu jest zwielokrotniona dzięki występowaniu roztworów mieszanych w kolektorach szczelinowo-krasowych. W otulinie gipsowo-iłowej następuje objętościowa dezintegracja skały płonnej poprzez wymycie spoiwa, rozpad strukturalny i upłynnienie z wodą materiału ilastego. Omawiane zjawisko, przejawiające się na powierzchni powstawaniem wielu niecek bezodpływowych, zachodzi wzdłuż określonych stref o rozciągłości W–E. Są to strefy wychodni podczwartorzędowych piaskowców chodenickich na granicy z wychodniami podczwartorzędowymi czapy gipsowej, gdzie następuje prawdopodobnie wzmożona infiltracja wgłębna wód z powierzchni. Mechanizm procesu ma charakter złożony i cykliczny. Początkowo dominuje proces ługowania krasowego, następnie uruchamiany jest proces krasowo-sufozyjny, wreszcie sufozji wgłębnej. Rozwój krasu w rejonie północnej granicy złoża rzutuje na zmiany warunków hydrogeologicznych. Strefa drenażu uległa przeobrażeniu — od lokalnej po rozległy lej depresji o specyficznym wydłużonym kształcie, zgodnym z geometrią wychodni podczwartorzędowych piaskowców i skał gipsowo-ilastych. Obejmować on może nie tylko otulinę złoża, ale także strefę występowania piaskowców chodenickich, a nawet piasków bogucickich. W obserwowanym procesie można wyróżnić wiele cykli, o malejącej dynamice zjawisk i coraz dłuższym przebiegu w skali czasowej. Obecnie, w obrębie IV cyklu, ma miejsce stałe ługowanie skał rozpuszczalnych. Występowanie w stabilnym górotworze, zlokalizowanym wzdłuż północnej granicy złoża, pustek krasowych o objętości wielu tysięcy m^3, jako potencjalnych kolektorów nienasyconych roztworów wodnych, warunkuje możliwość dalszego rozwoju zjawisk krasowych.

Poszukując rozwiązań w celu likwidacji zagrożenia wodnego w poprzeczni Mina należy przede wszystkim rozważać fakt, iż mamy tu do czynienia ze środowiskiem krasowym. Dlatego też najważniejszym zadaniem jest doprowadzenie do stabilizacji wodonośca, rozumiane jako zamknięcia odpływu, doprowadzenie do wypełnienia zbiornika i stworzenia warunków do nasycenia krążących roztworów wodnych. Specyfika środowiska krasowego utrudnia stosowanie standardowych rozwiązań technicznych, typowych dla skał niekrasowych — zarówno wewnątrz kopalni, jak i z powierzchni. Drążenie i przebudowa poprzeczni Mina doprowadziły w efekcie do zniszczenia struktury otuliny gipsowo-iłowej, a prace wiertnicze z powierzchni przemodelowały proces rozwoju zjawiska, doprowadziły do szybszego odwodnienia poziomu wodonośnego i stworzenia systemu bezpośredniego drenażu z powierzchni i z sąsiednich wodonośców. Lej depresji w rejonie północnej granicy złoża przeobraził się z lokalnego w „regionalny". Jedną z konsekwencji zmiany skali zjawiska — z lokalnej na „regionalną" jest konieczność uwzględninia w modelowaniu hydrogeologicznym szerokiej strefy przygranicznej złoża o dużej rozciągłości W–E, a nie tylko bezpośredniego sąsiedztwa poprzeczni Mina. Relacje czasowe pomiędzy poziomem zwierciadła wód podziemnych w piezometrach o różnej lokalizacji można wykorzystać z kolei dla stworzenia systemu wczesnego ostrzegania.

Dalsze prace prewencyjne powinny mieć charakter zarówno techniczny, jak i badawczy. Należałoby zlikwidować wszystkie możliwe otwory wiertnicze z powierzchni z wyjątkiem 3–4 piezometrów kontrolno-ostrzegawczych. Pełną rejestracją powinny być objęte wahania zwierciadła wód podziemnych w rejonie poprzeczni Mina (w oparciu co najmniej o 3 piezometry), natężenie dopływu wód do kopalni, szczególnie w okresach wzmożonych dopływów. W poprzeczni Mina obok wydatku należy rejestrować konduktometrycznie przewodność elektryczną właściwą, określać chemizm wód, w tym stężenia azotanów będących mobilnym migrantem wodnym, a pochodzących głównie z zanieczyszczeń z powierzchni. Konieczne jest rozpoznanie rzeźby powierzchniowej w szerokiej strefie wychodni gipsów poprzez kartowanie terenu z wykorzystaniem map topograficznych i geologicznych odkrytych w skali co najmniej 1 : 25000. Niezwykle ważne jest również kartowanie hydrograficzne z uwzględnieniem zmian historycznych. Dla pełniejszego rozpoznania rozwoju krasu i zjawisk sufozji wgłębnej konieczna jest szczegółowa analiza: rdzeni wiertniczych z uwzględnieniem odcinków zapadania koronki wiertniczej oraz składu granulometrycznego zawiesiny wodnej dopływającej do poprzeczni Mina. Nie stwierdzono dotychczas jednoznacznie wielkości udziału zasilania z powierzchni bezpośrednio w dolinie Wieliczki w dopływie wód do poprzeczni Mina. W tym celu jest wskazane określenie korelacji statystycznych pomiędzy wybranymi elementami meteorologicznymi (opad, termika i ciśnienie powietrza atmosferycznego, czasokres trwania i miąższość pokrywy śnieżnej) a wahaniami zwierciadła wody w otworach obserwacyjnych i natężeniem dopływu wód do poprzeczni Mina. Przy rozwiązywaniu problemu zasilania infiltracyjnego wodonośca w dolinie Wieliczki konieczne jest także rozpoznanie przebiegu i szczelności kanalizacji miejskiej — szczególnie tych odcinków, które są położone w obrębie zlewni szeroko rozumianej sieci hydrograficznej rejonu wielickiego.

Powyższe wnioski można byłoby zapewne uszczegółowić i rozszerzyć, gdyby dysponowano dodatkowymi wynikami badań, które postuluje się na najbliższą przyszłość. Również krótki okres czasu oraz trudności z opracowaniem niezbędnych danych, wynikającym przede wszystkim z trudności prowadzenia obserwacji w trakcie katastrof, nie pozwolił na wykonanie pełniejszego studium. Autorzy przystąpili do opracowania niniejszego raportu na początku 1995 r., w kilka lat po pierwszej katastrofie. Z tego też względu należy traktować to opracowanie jako wstępne rozpoznanie zjawiska i mechanizmu jego cyklicznego rozwoju. Należy równocześnie z dużą mocą podkreślić, iż do dyspozycji autorów niniejszego opracowania udostępniono unikalny materiał obserwacyjny i rozpoznawczy zebrany przez grupę skupioną wokół projektu KBN nr PBZ 066-01. Pozwolił on na przedstawienie wielce prawdopodobnej hipotezy o krasowym charakterze katastrofy w poprzeczni Mina w kopalni Wieliczka.

Literatura

BRUDNIK K. & SZYBIST A. 1995 — Zad. 5.4, Spraw. Wydz. Wiertnictwa, Nafty i Gazu AGH, Kraków.

DULIŃSKI M., GRABCZAK J. & ZUBER A. 1995 — Mat. III Spotkania Pol. Stow. Górn. Solnego, Likwidacja zagrożenia wodnego dla zabezpieczenia kopalni soli Wieliczka. Wieliczka: 109–110.

FAJKLEWICZ Z., MADEJ J., JAKIEL K. & PORZUCEK S. 1995 — Ibidem,: 111–112

GARLICKI A. & WILK Z. 1993 — Prz. Geol., 41: 183–192.

GARLICKI A. & SZYBIST A. 1995 — Mat. III Spotkania Pol. Stow. Górn. Solnego. Likwidacja zagrożenia wodnego dla zabezpieczenia kopalni soli Wieliczka. Wieliczka: 15–30.

KORTAS G. & SĘKIEWICZ J. 1995 — Ibidem, 31–46.

d'OBYRN K. & ZUBER A. 1995 — Ibidem, 130–131.

RUNNELS D.D. 1969 — J. Sedim. Petrol., 39: 1188–1201.

SĘKIEWICZ J. koord., 1994 — Zad. 1.3, Spraw. ZBP GEO - Consulting, Kraków.

SZTERNINA E.B. & FROŁOVA E.V. 1952 — Izw. Sektora FiZ. Chim. Analiza, 21, AN ZSSR, Moskwa.

SZYBIST A. 1994 — Zad. 2(1), Spraw. Wydz. Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska, AGH, Kraków.

WIEWIÓRKA J. 1988 — Dzieje żup krakowskich. Wieliczka.