

Zbigniew WILK, Jacek MOTYKA*

ZASOBNOŚĆ WODNA SZCZELINOWO-KRASOWYCH
UTWORÓW WSCHODNIEJ CZĘŚCI MONOKLINY
ŚLĄSKO-KRAKOWSKIEJ

(16 fig.)

*Ground-water storativity of karst fissured Triassic rocks in the
eastern section of the Cracow-Silesian monocline*

(16 Figs.)

Treść. Autorzy przedstawili wyniki badań nad zasobnością wodną węglanowych skał triasowych rejonu olkusko-zawierciańskiego. Zastosowano metodę bilansu wodnego kopalni rud oraz metodę Theisa-Jacoba z uwzględnieniem metody superpozycji skokowych zmian wydajności pompowania. Wykorzystano dane o przebiegu formowania się depresji w otworach obserwacyjnych zachodzącej pod wpływem odwadniania kopalni oraz dane z próbnych pompowań w hydrowęzłach. Przeprowadzono krytyczną analizę i dyskusję wyników oraz porównano je z odpowiednimi wartościami podawanymi w literaturze światowej. W rezultacie autorzy zalecają do zastosowania w obliczeniach hydrogeologicznych wartości współczynnika odsączalności grawitacyjnej i zasobności sprężystej, reprezentatywne dla badanych warstw wodonośnych.

WSTĘP

Miarą zasobności wodnej skały znajdującej się w warunkach swobodnego zwierciadła jest bezwymiarowy współczynnik odsączalności (grawitacyjnej) μ . W procesie oddawania wody przez skałę w podanych warunkach interweniuje także zjawisko ściśliwości wody i skały, jednak wartość charakteryzującego je współczynnika jest z reguły niższa o parę rzędów wielkości od wartości współczynnika odsączalności grawitacyjnej. Dlatego w praktyce przy określaniu zasobności warstwy wodonośnej o swobodnym zwierciadle pomija się efekt rozprężania szkieletu skalnego

* Akademia Górniczo-Hutnicza im. S. Staszica w Krakowie, Instytut Hydrogeologii i Geologii Inżynierskiej, 30-059 Kraków, al. Mickiewicza 30.

i wody pod wpływem zmian położenia zwierciadła wody i poprzestaje się na wartości μ .

Współczesna teoria nie ustalonego ruchu wód podziemnych w warunkach naporowych jako miarę zasobności wodnej warstwy wodonośnej o określonej miąższości przyjmuje bezwymiarowy współczynnik zasobności. W źródłowej pracy Jacoba (1940) został on oznaczony przez S (coefficient of storage). Stąd termin ten i oznaczenie przeszło do literatury zachodnioeuropejskiej (coefficient d'emmagasinement, Speicherkoeffizient), a także polskiej (Wilk, 1962). Obok niego za pracami radzieckimi (Szczelkaczew, 1948) w polskiej literaturze używa się także innych oznaczeń (β — Macioszczyk 1971, Pazdro 1977) lub innych terminów i oznaczeń (współczynnik odsączalności sprężystej — μ^* , Szczepański, 1977). Miarą zasobności wodnej ośrodka skalnego znajdującego się w warunkach naporowych jest natomiast zasobność właściwa S_s (specific storage — Hantush 1964, De Wiest 1965, Bear 1972), która posiada wymiar L^{-1} . W literaturze polskiej bywa ona także określana jako współczynnik pojemności sprężystej β^* (Szczepański, op. cit., Rogoż, 1979).

Definicje powyższych pojęć, sens fizyczny i zachodzące między nimi relacje podane są m. in. w cytowanych wyżej pracach. Znajomość tych współczynników jest niezbędna przy ilościowym rozwiązywaniu różnych zadań hydrogeologicznych, zwłaszcza przy określaniu zasobów statycznych wód podziemnych oraz przy wszelkiego rodzaju rozważaniach i obliczeniach dotyczących przepływów nie ustalonych i modelowaniu.

W literaturze hydrogeologicznej, w tym również polskiej, podawane są wzory empiryczne lub zależności graficzne opisujące korelacyjną zależność między stosunkowo łatwym do określenia współczynnikiem filtracji skał lub współczynnikiem porowatości i znacznie trudniejszym do bezpośredniego określenia współczynnikiem odsączalności grawitacyjnej. Wszystkie te zależności zostały jednak ustalone dla klastycznych skał porowatych, przede wszystkim luźnych. W niektórych skałach węglanowych objętość porów pierwotnych może być nawet względnie duża, jednak mamy wówczas do czynienia głównie z mikroporami, tzn. w ujęciu Pittmana (1971) mającymi średnicę poniżej jednego mikrona. Zarówno wyniki badań laboratoryjnych, jak i rozważań teoretycznych wskazują na to, że pory o takich rozmiarach nie mają większego znaczenia z punktu widzenia możliwości oddawania wody przez skałę. Wspomnianych wzorów empirycznych nie można stosować dla oceny zasobności wodnej węglanowych skał szczelinowo-krasowych. Wśród hydrogeologów panuje pogląd, że tego rodzaju skały odznaczają się dużym współczynnikiem filtracji przy stosunkowo małym współczynniku odsączalności grawitacyjnej sięgającym kilku procent. Niektórzy badacze zapewne ulegając optycznemu wrażeniu, jakie wywierają rozległe formy krasowe oraz gęste rozwarte szczeliny w wapieniach względnie dolomitach, skłonni są jednak przypisywać im dużą zasobność wodną.

Z powodu braku systematycznych badań, w literaturze światowej spotyka się bardzo rzadko udokumentowane dane dotyczące omawianej cechy skał szczelinowo-krasowych. W polskiej literaturze podręcznikowej w zestawieniach wartości współczynnika odsączalności jego wielkość dla tego typu skał bądź to się pomija, bądź też podaje się bez dyskusji bardzo szeroki jego przedział. W związku z tym zestawienia te są nieprzydatne przy rozwiązywaniu konkretnych zadań hydrogeologicznych. To samo, choć jeszcze w wyższym stopniu, dotyczy współczynnika zasobności (odsączalności sprężystej).

W pewnym stadium badań nad prognozami dopływów do kopalń rud cynkowo-ołowiowych, występujących w utworach wapienia muszlowego monokliny śląsko-krakowskiej, autorzy natknęli się na konieczność określenia zasobności wodnej tych skał, ponieważ na interesującym autorów terenie dotychczas poza badaniami Zubera (1971) nie prowadzono żadnych badań w tym kierunku. Z powodu braku możliwości przeprowadzenia kosztownych badań za pomocą specjalnie zaprogramowanych długotrwałych próbnych pompowań połączonych z obserwacjami piezometrycznymi, autorzy wykorzystali wszelkie dostępne obserwacje nadające się do odpowiedniej interpretacji. Wykorzystali zatem dane dotyczące wielkości dopływów do istniejących kopalń w fazie ich rozwoju i związanego z tym przebiegu zmian swobodnego względnie piezometrycznego zwierciadła wody w wodonośnym piętrze triasowym w otoczeniu tych kopalń. Do opracowania tych danych zastosowano metodę uproszczonego bilansu hydrogeologicznego kopalni oraz przeprowadzono interpretację przebiegu opadania zwierciadła wody w otworach piezometrycznych w otoczeniu kopalń Olkusz (K2) i Pomorzany (K3) i wyników próbnych pompowań w paru hydrowęzłach, wykorzystując teorię nie ustalonego ruchu wody podziemnej. Na tej podstawie uzyskano wartości współczynników charakteryzujących zasobność wodną skał triasowych, które z dokładnością współmierną do dokładności innych parametrów hydrogeologicznych można było wykorzystać w dalszych badaniach modelowych (Haładus i in., 1978).

Poza wynikiem wspomnianych badań Zubera, są to jedyne wartości uzyskane w tym rejonie polowymi metodami hydrogeologicznymi. Ze względu na to, że oparte są na obserwacjach rozciągających się na stosunkowo znacznym obszarze, charakteryzują bardzo wielką „próbkę” skał (Sternberg, 1971; Borevskij, 1971). Z tych powodów autorzy uważają, że otrzymane wyniki aż do czasu uzyskania lepszych danych podstawowych mogą być traktowane jako miarodajne wartości współczynnika odsączalności (grawitacyjnej) względnie zasobności (odsączalności sprężystej) triasu w rejonie wychodni wschodniego odcinka monokliny śląsko-krakowskiej, podobnie jak podane przez nich wcześniej (Wilk, Motyka, 1976) wartości współczynników filtracji (fluacji).

SYTUACJA HYDROGEOLOGICZNA OBSZARU BADAŃ

Warunki hydrogeologiczne obszaru, którego dotyczą opisane w tej pracy badania, omówili autorzy w kilku swych wcześniejszych pracach (Wilk et al., 1971; Wilk i Zimny, 1973; Wilk i Motyka, 1977). Zwięźle ujęte, istotne dla tematu cechy tych warunków przedstawiają się w następujący sposób.

Badany obszar stanowi fragment wschodniej części wychodni monokliny śląsko-krakowskiej zapadającej w kierunku NE zbudowanej z utworów triasu, jury i kredy. Na badanym obszarze oba wyższe ogniwa stratygraficzne zostały usunięte przez erozję. Częściowo dotyczy to także kajpru. Utwory pstrygo piaskowca i wapienia muszlowego spoczywają niezgodnie na nierównej powierzchni podłoża paleozoicznego, zbudowanej z wapieni i dolomitów dewonu i karbonu dolnego, karbonu górnego oraz lądowych osadów piedmontowych (zlepieńce, piaskowce, iły i tufy) permu. Osady permskie reprezentują pod względem hydrogeologicznym serię izolującą od dołu wodonośne piętro triasowe obejmujące około 120-metrowej miąższości kompleks wapieni i dolomitów retu i dolnego oraz środkowego wapienia muszlowego. Spod izolującej pokrywy osadów permskich wynurzają się wyspy wodonośnych wapieni i dolomitów dewońskich i karbońskich kontaktujących się z wodonośnym piętrzem triasowym.

Wodonośne piętro triasowe ma w rejonie swoich wychodni charakter szczelinowo-krasowy. Bliżej zostało ono scharakteryzowane w cytowanych już pracach autorów. Współczynnik filtracji tych skał mieści się w szerokich granicach od $1,6 \times 10^{-7}$ do $4,7 \times 10^{-3}$ m/s.

Stropowa powierzchnia triasu w rejonie wychodni jest urzeźbiona przez procesy erozyjne, które częściowo usunęły izolujące osady kajpru (iły, iłołupki, gliny) i lokalnie wcięły się głęboko w wapień muszlowy, odsłaniając nawet ret. Cały obszar nakryty jest plejstocenijskimi piaskami rzeczno-lodowcowymi. W rezultacie dolomity i wapień triasowe w różnych partiach badanego obszaru reprezentują poziom wodonośny bądź to o zwierciadle swobodnym, bądź też o charakterze subartezyjskim względnie artezyjskim. Jak z powyższego opisu wynika, poziom ten pozostaje w kontaktach hydraulicznych z wodonośnym piętrzem paleozoicznym oraz z piętrzem czwartorzędowym. W części graniczącej od północy i wschodu z badanym obszarem nakryty jest on wapieniami jurajskimi tworzącymi oddzielne piętro wodonośne. Lokalnie oba te piętra wodonośne pozostają ze sobą w hydraulicznej łączności (Wilk, Motyka, 1977).

Począwszy mniej więcej od 1955 r. wodonośne piętro triasowe znajduje się pod coraz to silniejszym wpływem drenującej działalności górnictwa rud cynkowo-ołowiowych oraz komunalnych i przemysłowych ujęć wody podziemnej. W rezultacie rozwinął się regionalny lej depresyjny o powierzchnię około 250 km².

WSPÓŁCZYNNIK ODSĄCZALNOŚCI GRAWITACYJNEJ OKREŚLONY METODĄ
UPROSZCZONEGO BILANSU HYDROGEOLOGICZNEGO KOPALNI

Założenia i opis metody

W ogólnym przypadku wody pompowane z kopalni pochodzą z zasobów dynamicznych, tj. przesiąkania wód opadowych i powierzchniowych oraz z zasobów statycznych, tj. wód nagromadzonych jeszcze przed rozpoczęciem działalności kopalni w naturalnych pustkach (porach, szczelinach, kawernach) zawodnionych skał.

Rozwój dopływów do kopalni, a zatem kształt krzywej zawodnienia w czasie, zależy od wzajemnego stosunku wielkości dopływów z zasobów statycznych i dynamicznych. Na przykładzie polskich kopalń węgla kamiennego wykazano (Wilk 1965, 1967), że dużą rolę w kształtowaniu dopływów kopalnianych odgrywają także czynniki górniczo-techniczne, jak np. głębokość kopalni, powierzchnia rozcięcia złoża, sposób i tempo eksploatacji, sposób likwidacji wyrobisk i inne.

Sumaryczny dopływ do kopalni w danym przedziale czasu (Δt) można zatem wyrazić uproszczonym równaniem bilansu hydrogeologicznego:

$$V = V_d + V_s, \quad (1)$$

gdzie:

V — objętość wody wypompowanej z kopalni w obranym przedziale czasu Δt ,

V_d — objętość wody, która dopłynęła do kopalni w czasie Δt z zasobów dynamicznych,

V_s — objętość wody, która dopłynęła do kopalni w czasie Δt z zasobów statycznych.

Objętość wody pochodzącej z zasobów statycznych zależy wprost proporcjonalnie od kubatury zdrenowanego górotworu (V_g) oraz od współczynnika odsączalności skał (μ), co można wyrazić wzorem:

$$V_s = V_g \cdot \mu \quad (2)$$

Pominięto tu świadomie tzw. zasoby sprężyste, które mogą stanowić znaczną część zasobów statycznych tylko wówczas, gdy w grę wchodzi bardzo duże głębokości zalegania warstwy wodonośnej, co nie ma miejsca w rozpatrywanym przez nas przypadku.

Podstawiając zależność (2) do wzoru (1) i przekształcając go, otrzymujemy równanie na określenie przeciętnej wielkości współczynnika odsączalności skał objętych drenażem kopalni:

$$\mu = \frac{V - V_d}{V_g} \quad (3)$$

W praktyce określenie przeciętnego współczynnika odsączalności na podanej drodze natrafia na znaczne trudności, głównie ze względu na

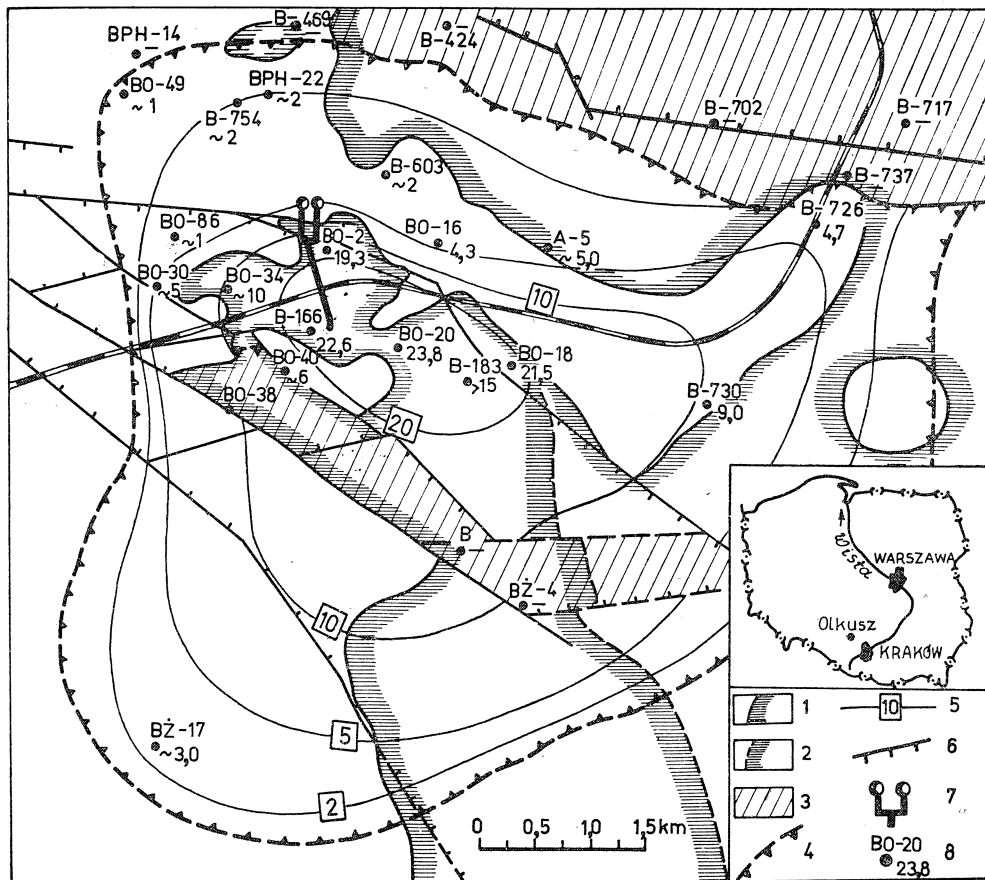


Fig. 1. Mapa izopach zdrenowanych węglanowych skał triasowych w otoczeniu kopalni Olkusz (K2) w okresie od 1.07.1963 do 31.03.1965 r. 1 — zasięg utworów izolujących (iły kajpru, margle jury); 2 — zasięg izolujących utworów kajpru pod jurą; 3 — obszar występowania zwierciadła naporowego w węglanowych utworach triasu; 4 — zasięg węglanowych skał triasowych zdrenowanych pod wpływem działania kopalni Olkusz (K2); 5 — izopachy zdrenowanych węglanowych skał triasowych; 6 — uskoki; 7 — główne wyrobiska odwadniające kopalni Olkusz (K2); 8 — otwory piezometryczne, miąższość zdrenowanych skał triasowych w metrach

Fig. 1. Isopach map of the drained out Triassic rocks in the neighbourhood of the Olkusz (K2) ore mine in the period from 1.07.1963 to 31.03.1965. 1 — extent of impermeable strata (Keuper clays, Jurassic marls); 2 — extent of impermeable Keuper clay under Jurassic cover; 3 — occurrence area of confined water table in the carbonate Triassic rocks; 4 — extent of the carbonate Triassic rocks drained out as the result of the Olkusz (K2) mine activity; 5 — isopachs of the drained out carbonate Triassic rocks; 6 — faults; 7 — main drain tunnels and water-ways of the Olkusz (K2) mine; 8 — observation well, thickness of the drained out Triassic rocks in meters

brak danych podstawowych. W zależności od ilości i dokładności informacji pozwalających na określenie składników równania (1) oraz od wymaganego stopnia dokładności wyniku można przy jego rozwiązaniu po-

sługiwać się różnymi sposobami określania V_d i V_s i w ramach tych sposobów używać różnych technik. Wchodzą tutaj w grę elementarne metody rachunkowe i metody modelowania numerycznego z zastosowaniem ETO.

W niniejszej pracy zastosowano bardzo proste metody określania składników uproszczonego równania bilansu hydrogeologicznego, które jednak odpowiadają rozpoznaniu hydrogeologicznemu badanego obszaru i dokładności danych wyjściowych.

Całkowitą objętość dopływu do kopalni (V) w rozpatrywanym czasie (Δt) określono jako sumę dopływów dobowych ustalonych pomiarami w rurociągach wyprowadzających wodę z kopalń. Objętość zdrenowanego górotworu (V_g) określono metodą graficzną, przy czym posłużono się obserwacjami z sieci piezometrów kontrolujących stan zwierciadła wody w otoczeniu kopalni. Na podstawie wyników tych obserwacji wykonano mapę izolacji miąższości skał osuszonych w okresie bilansowym (fig. 1). Za pomocą planimetru określano powierzchnię między sąsiednimi izolacjami (f_i) i mnożono ją przez średnią miąższość zdrenowanych skał (m_i) na obszarze zawartym między nimi. W ten sposób uzyskiwano wycinkową objętość zdrenowanego górotworu

$$V_{gi} = f_i \cdot m_i. \quad (4)$$

Całkowita kubatura skał osuszonych w określonym przedziale czasu jest sumą wycinkowych objętości (V_{gi}):

$$V_g = \sum f_i \cdot m_i. \quad (5)$$

Dopływ z zasobów dynamicznych (V_d) został określony w drodze interpretacji krzywej czasowej dopływu do kopalni Olkusz (K2) lub metodą graficzno-analityczną na podstawie mapy hydroizohips wokół wyrobisk kopalnianych (przekop Dąbrówka, D). Metody te omówiono w dalszej części pracy przy okazji opisu konkretnych rozwiązań uproszczonego równania bilansu hydrogeologicznego.

Przeciętna wartość współczynnika odsączalności określona podaną metodą może być obarczona znacznym błędem. W grę wchodzi tutaj trudne nawet do oszacowania błędy rozpoznania geologicznego i hydrogeologicznego oraz bezpośrednich pomiarów hydrometrycznych i ich interpretacji. Niemniej jednak dzięki swej prostocie i poglądowości metoda ta może być zastosowana z powodzeniem do określania przybliżonej wartości współczynnika odsączalności badanych skał.

Badania w rejonie kopalni Olkusz (K2)

Podstawą obliczeń składników uproszczonego równania bilansu hydrogeologicznego kopalni Olkusz (K2) były zmiany pola hydrodynamicznego w wodonośnym piętrze triasowym w okresie od 1.07.1963 do 31.03

1965. Przedział czasu objęty uproszczonym bilansem hydrogeologicznym wynosi zatem $\Delta t = 640$ dob. Wybór tego odcinka czasu podyktowany był możliwością uchwycenia zasięgu wpływu odwadniania kopalni Olkusz (K2). Powierzchnia obszaru, dla którego dokonano obliczeń, wynosi około 40 km². Całkowita objętość wody, która dopłynęła do omawianej kopalni w rozpatrywanym przedziale czasu, wynosiła $V = 60,5$ mln m³.

Objętość zdrenowanego górotworu (V_g), która pod koniec wymienionego okresu wynosiła 290 mln m³, określono na podstawie mapy izolinii miąższości skał osuszonych w badanym przedziale czasu (fig. 1).

Sumaryczny dopływ z zasobów dynamicznych (V_d) w rozpatrywanym przedziale czasu określono na podstawie interpretacji krzywej czasowej dopływów do kopalni (fig. 2). Interpretacja ta (fig. 2A) uwzględniająca uogólniony kształt krzywej dopływów (Wilk, 1967) była możliwa dzięki temu, że w ostatnich latach obserwuje się stabilizację dopływów wody

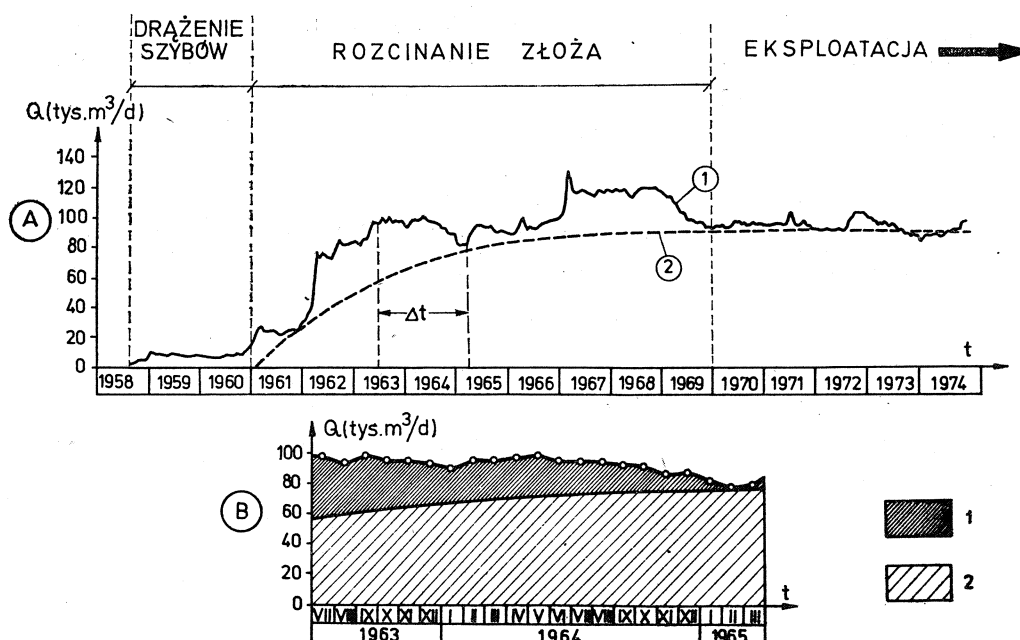


Fig. 2. Składniki całkowitego dopływu wody do kopalni Olkusz (K2). A. Krzywa rozwoju dopływów. 1 — dopływ ogólny; 2 — interpretowana krzywa dopływów z zasobów dynamicznych; Δt — rozpatrywany w obliczeniach przedział czasu (por. fig. 2B). B. Wykres dopływów w okresie Δt (1.07.1963 do 31.03.1965 r.); 1 — dopływ z zasobów statycznych (m³/dobę) 2 — dopływ z zasobów dynamicznych (m³/dobę)

Fig. 2. Components of the total ground-water inflow to the Olkusz (K2) mine. A. Water inflow curve. 1 — total inflow; 2 — interpreted curve of the inflow from the dynamic ground-water resources; Δt — time period accepted for the calculations (see fig. 2B); B. Water inflow diagram for the period Δt ; 1 — inflow from the static ground-water resources, m³/day; inflow from the dynamic ground-water resources, m³/day

do badanej kopalni (fig. 2A) i poziomowi zwierciadła wody w otworach piezometrycznych. Fakty te pozwalają przypuszczać, iż dopływ do kopalni Olkusz (K2) już w 1975 r. ustalił się prawie na poziomie zasilania z zasobów dynamicznych.

W wyniku splanimetrowania (na powiększonym w tym celu fragmencie krzywej czasowej dopływów, fig. 2B) powierzchni zawartej między krzywą dopływów z zasobów dynamicznych i osią czasu otrzymano globalną objętość wody, która dopłynęła w rozpatrywanym przedziale czasu z zasobów dynamicznych. Wyniosła ona:

$$V_d = 45,8 \text{ mln m}^3.$$

Po podstawieniu odpowiednich wartości do wzoru (3) obliczono, że przeciętna wartość współczynnika odsączalności grawitacyjnej skał triasowych w otoczeniu kopalni Olkusz (K2) wynosi

$$\mu_{sr} = 5 \times 10^{-2}.$$

Badania w rejonie przekopu Dąbrówka (D)

Przedział czasu objęty uproszczonym bilansem hydrogeologicznym przekopu Dąbrówka (D) zawarty między 1.8—1. 10 1971 liczy $\Delta t = 61$ dób. W rozpatrywanym przedziale czasu zwiększono częstotliwość obser-

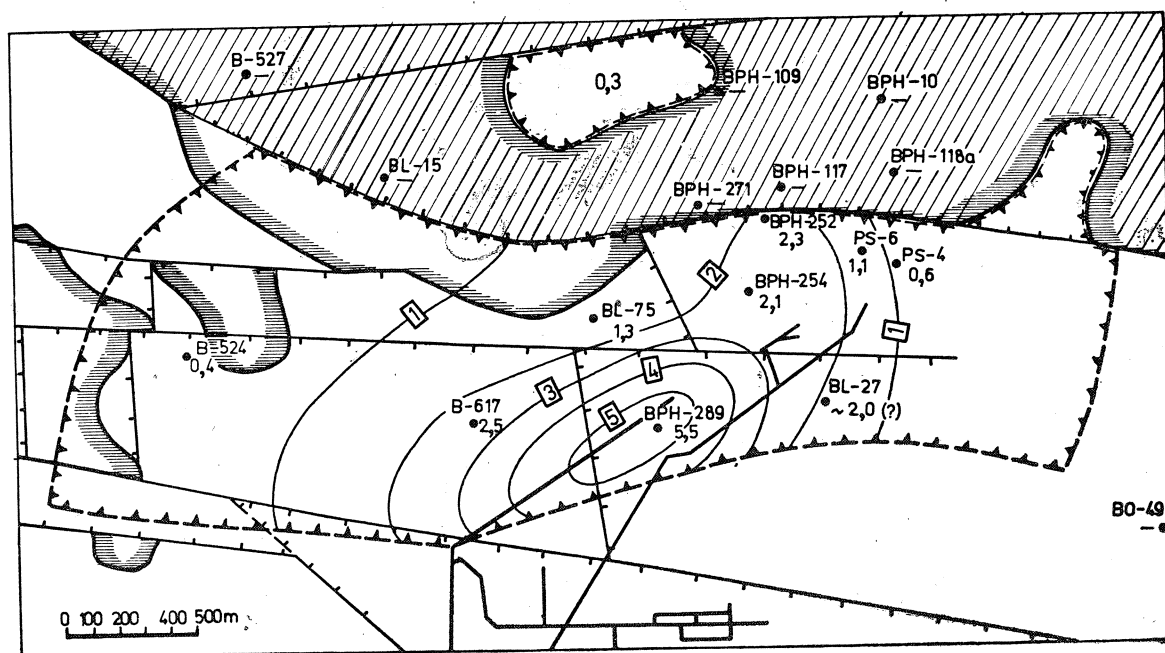


Fig. 3. Mapa izopach skał zdrenowanych pod wpływem odwadniania przekopu Dąbrówka (D). Objasnienia jak do fig. 1

Fig. 3. Isopach map of the Triassic rocks drained out as the result of dewatering of the Dąbrówka (D) cross-heading. Explanations as in fig. 2

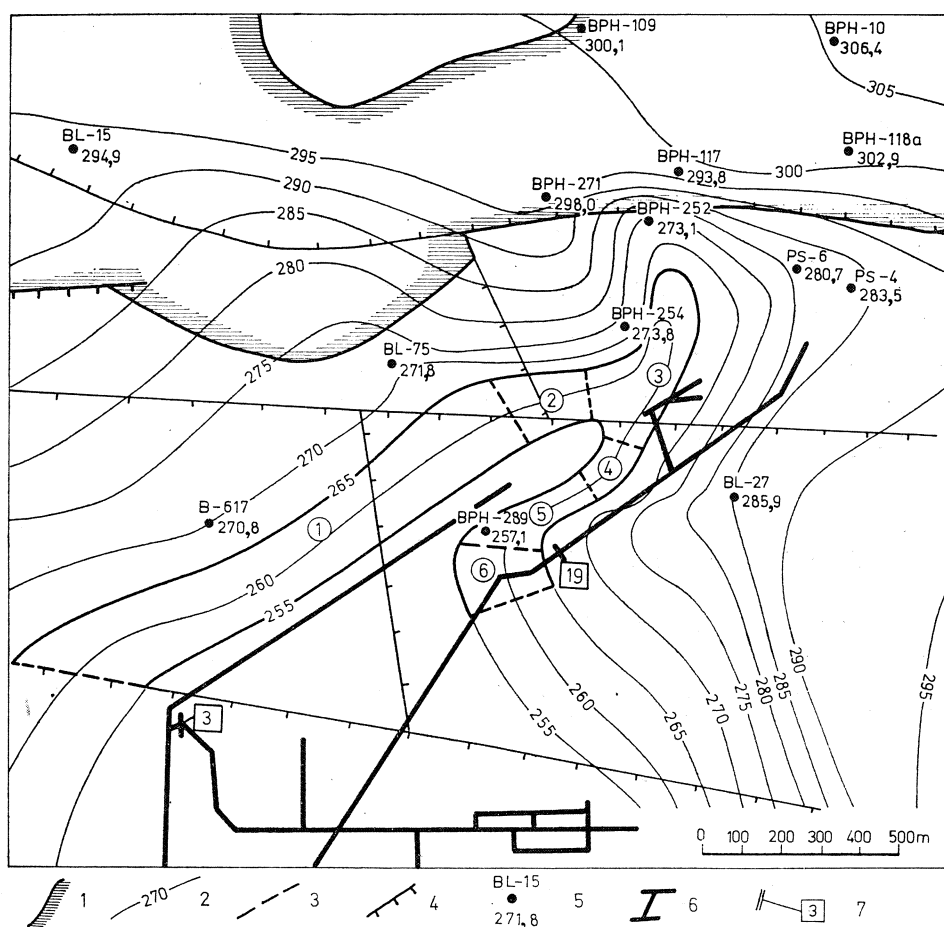


Fig. 4. Lej depresji w utworach triasu w otoczeniu przekopu Dąbrówka (D) według stanu na 1.10.1971 r. 1 — zasięg izolujących utworów kajpru, 2 — hydroizolinie; 3 — granice sektorów obliczeniowych; 4 — uskoki; 5 — otwory piezometryczne z zaznaczoną rzędną zwierciadła wody w utworach wapienia muszlowego; 6 — wyrobiska górnicze; 7 — stacja pomiaru dopływu wody do wyrobisk

Fig. 4. Cone of depression in the Triassic aquifer around the Dąbrówka (D) cross-heading as observed on 1.10.1971. 1 — extent of the impermeable Keuper clays; 2 — ground-water table isolines; 3 — boundaries of calculation sectors; 4 — faults; 5 — observation wells, water-table position in meters above sea level; 6 — mine workings; 7 — water flow measuring station (in mine drain tunnels)

wacji w otworach piezometrycznych, co miało decydujący wpływ na wybór okresu bilansowego. Powierzchnia badanego obszaru wokół opisywanego wyrobiska wynosi około 5 km². Całkowita objętość wody wypompowanej z przekopu w badanym przedziale czasu wynosiła $V \cong \cong 1,2$ mln m³.

Na podstawie mapy izolinii miąższości skał osuszonych pod wpływem przekopu Dąbrówka (D) (fig. 3) określono za pomocą planimetrowania,

że objętość zdrenowanego górotworu w okresie bilansowym wyniosła $V_g = 6,37$ mln m^3 . Dopływ z zasobów dynamicznych (V_d) obliczono na podstawie mapy pola hydrodynamicznego wokół przekopu według stanu na 1. 10. 1971 r. Obszar zawarty między hydroizohipsami 255 i 265 m n.p.m. został podzielony na sześć sektorów obliczeniowych (fig. 4). Częstkowe przepływy przez poszczególne sektory określono wzorem Darcy'ego:

$$q_{di} = k_{sr} \times I_{sr} \times h_{sr} \times l_{sr}, \quad (6)$$

gdzie:

- k_{sr} — średni współczynnik filtracji w sektorze, LT^{-1} ;
- I_{sr} — średni gradient hydrauliczny w sektorze;
- h_{sr} — średnia miąższość strumienia filtracyjnego w sektorze, L;
- l_{sr} — średnia długość sektora obliczeniowego, L.

Ze względu na to, że obszar badań był stosunkowo niewielki, przyjęto na podstawie wyników próbnych pompowań w trzech otworach badawczych średni współczynnik filtracji $k_{sr} = 2,30 \times 10^{-5}$ m/s, tj. około 1,99 m/d dla całej rozpatrywanej powierzchni. Średni gradient hydrauliczny (I_{sr}) określono, dzieląc różnicę wysokości zwierciadła wody między sąsiednimi hydroizohipsami przez średnią odległość między nimi obliczoną jako średnią arytmetyczną z kilku do kilkunastu pomiarów odległości na mapie hydroizohips. Średnią miąższość strumienia filtracyjnego (h_{sr}) w poszczególnych sektorach obliczeniowych przyjęto na podstawie profili otworów wiertniczych w ich sąsiedztwie. W obliczeniach średnich miąższości został uwzględniony cały profil zawodnionych utworów triasu, tzn. od linii swobodnego zwierciadła wody do stropu margli retu lub zlepieńców permu. Średnią długość sektora obliczeniowego (l_{sr}) wyznaczono jako średnią arytmetyczną z kilku pomiarów długości sektora na mapie hydroizohips. Chwilowy dopływ z zasobów dynamicznych do przekopu Dąbrówka (D) w dniu 1. X. 1971, obliczony jako suma przepływów cząstkowych przez sześć sektorów, wyniósł $Q_d = 13\,850$ m³/d.

Całkowita objętość wody pochodzącej z zasobów dynamicznych (V_d) obliczona wzorem

$$V_d = Q_d \times \Delta t \quad (7)$$

jest równa

$$V_d = 844\,850 \text{ m}^3.$$

Średni współczynnik odsączalności grawitacyjnej skał triasowych na rozpatrywanym obszarze wokół przekopu D obliczony ze wzoru (3) wynosi zatem

$$\mu_{sr} = 6,6 \times 10^{-2}.$$

WSPÓŁCZYNNIK ODSĄCZALNOŚCI OKREŚLONY ZA POMOCĄ RÓWNAŃ FILTRACJI NIE USTALONEJ

Metoda obliczeń

W celu określenia zasobności wodnej skał triasowych w otoczeniu kopalń olkuskich posłużono się równaniami filtracji nie ustalonej oraz przyjęto założenia leżące u podstaw tzw. metody wielkiej studni (Arawin, 1938), tzn. traktowano dopływy do kopalni lub jej fragmentu jak wydatek pionowego drenu, zupełnego, dogłębnego. Zastosowano więc bardzo uproszczony hydrodynamiczny model obliczeniowy dopływu do kopalni zgodny w zasadzie z założeniami metody Theisa (1935), który jednak dość znacznie odbiega od rzeczywistych warunków tego dopływu.

W fazie udostępnienia złoża wyrobiska górnicze natrafiały na zasobne w wodę systemy kanałów krasowych i szczelin, co się objawiało gwałtownym, skokowym wzrostem dopływów do kopalni. Tego rodzaju krzywą dopływu można było aproksymować schodową zmianą wydajności (fig. 5).

Wobec schodowej zmiany wydatku ujęcia do określenia parametrów hydrogeologicznych badanej warstwy można było zastosować rozwiązanie

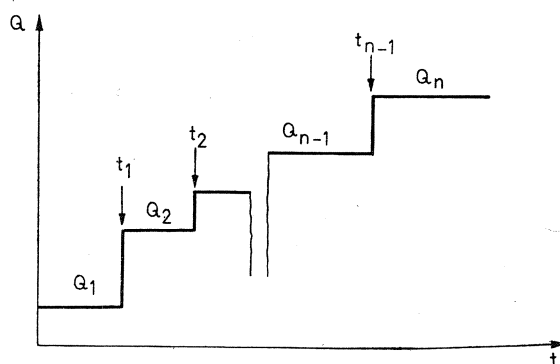


Fig. 5. Przykład skokowej zmiany wydatku ujęcia lub dopływu do kopalni

Fig. 5. Example of step-wise change of pumping rate from a well or water inflow to a mine

Theisa-Jacoba połączone z zasadą superpozycji (Płotnikow, 1973). Podstawą metody jest założenie, że całkowita depresja hydrodynamiczna (s) w danym punkcie jest sumą obniżenia zwierciadła wody wywołanego kolejnymi przyrostami wydajności w liczbie n , co wyraża zależność:

$$s = \frac{Q_n}{4\pi T} \left[\ln \frac{2,25T}{Sr^2} + \sum_{i=1}^n \alpha_i \ln(t-t_{i-1}) \right] \quad (8)$$

gdzie:

- Q_n — końcowy dopływ do kopalni, L^3T^{-1} ;
- T — współczynnik przewodności warstwy, L^2T^{-1} ;
- S — współczynnik zasobności (odsączalności sprężystej μ^* , w warunkach zwierciadła swobodnego odpowiada współczynnikowi odsączalności grawitacyjnej μ);
- r — odległość rozpatrywanego punktu (otworu obserwacyjnego) od kopalni (miejsca wylewu), L ;

$$\alpha_i = \frac{Q_o - Q_{i-1}}{Q_n} \text{ — współczynnik wzrostu wydatku;}$$

- Q_o — początkowy dopływ do kopalni, L^3T^{-1} ;
- t — czas liczony od momentu przyjętego dowolnie, T ;
- i — liczba porządkowa kolejnego momentu czasu.

Po podstawieniu:

$$\frac{Q_n}{4\pi T} = B \quad (9)$$

$$\frac{Q_n}{4\pi T} \ln \frac{2,25T}{Sr^2} = A \quad (10)$$

$$\sum_{i=1}^n \alpha_i \ln(t - t_{i-1}) = \ln t_z \quad (11)$$

równanie (8) przybiera postać:

$$s = A + B \ln t_z, \quad (12)$$

gdzie: t_z — zastępczy czas działania studni lub kopalni (wielkość fikcyjna).

Parametry hydrogeologiczne warstwy określano zgodnie ze znaną procedurą (Cooper, Jacob, 1946; Przybyłek, 1971) na podstawie wykresu funkcji $s = f(\ln t_z)$, a do interpretacji brano pod uwagę zbiór punktów wyznaczających prostą. Z wykresu określano współczynnik kierunkowy prostej B i wielkość odciętą na osi (s) w punkcie $\ln t_z = 0$, co odpowiada parametrowi A . Ze wzorów (9) i (10) obliczano przewodność i współczynnik zasobności (odsączalności sprężystej lub odsączalności grawitacyjnej) badanej warstwy.

Tok postępowania przy ciągłej zmianie wydajności ujęcia lub wypływu w wyrobisku kopalni $Q = f(t)$ jest bardzo zbliżony do przypadku $Q = \text{constans}$ z tą tylko różnicą, że rozwiązanie logarytmicznego przybliżenia wzoru Theisa oparte jest na wykresie funkcji

$$\frac{s}{Q(t)} = f(t)$$

wykonanym w układzie osi ze skalą półlogarytmiczną.

Współczynnik przewodności (T) obliczono ze wzoru:

$$T = \frac{0,183}{C} \quad (13)$$

gdzie:

C — wielkość przyrostu wartości $\frac{s}{Q(t)}$ w jednym cyklu logarytmicznym,
zaś współczynnik zasobności ze wzoru:

$$S \cong \mu^* = \frac{2,25T \times t_o}{r^2}, \quad (14)$$

gdzie:

t_o — wartość czasu odcięta na osi t , odpowiadająca wartości $\frac{s}{Q(t)} = 0$, pozostałe zaś oznaczenia jak poprzednio.

Badania w rejonie kopalni Olkusz (K2)

Rozwój dopływów do tej kopalni można podzielić na kilka etapów, co pozwala aproksymować krzywą dopływu w czasie wykresem schodowych zmian wydatku (fig. 6).

Do obliczeń parametrów hydrogeologicznych wybrano siedem otworów obserwacyjnych (piezometrów), w których obserwacje były wykony-

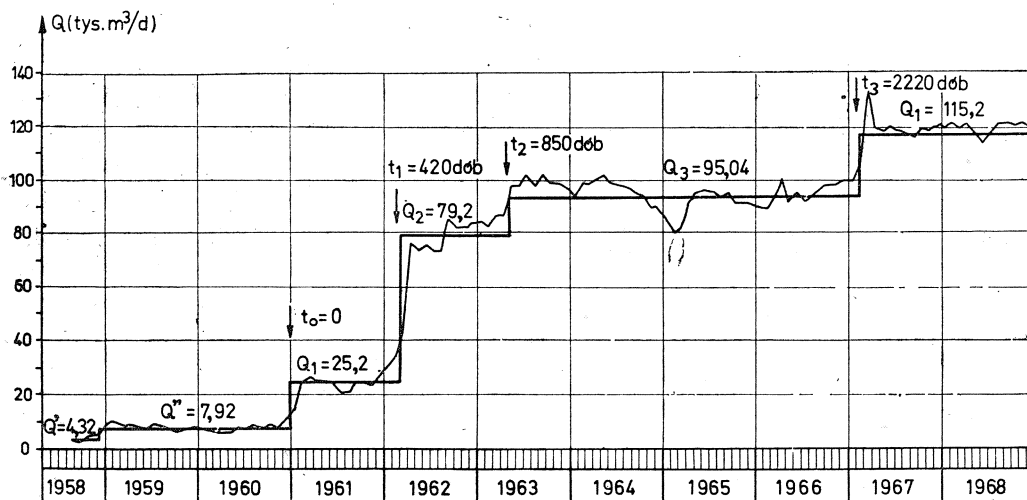


Fig. 6. Wykres dopływów do kopalni Olkusz (K2) w latach 1958—1968 z podziałem na stopnie

Fig. 6. Ground-water inflow to the Olkusz (K2) mine in the period 1958—1968 with the distinction of steps

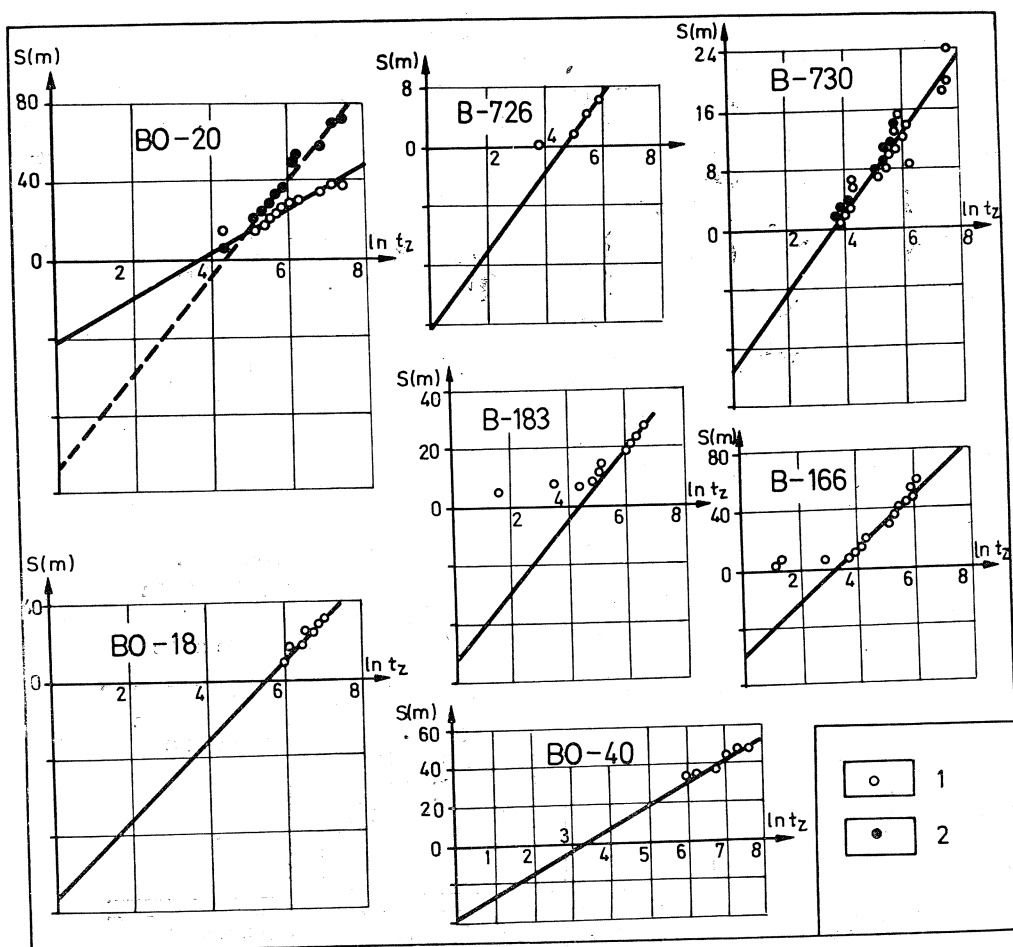


Fig. 7. Wykresy zależności $s = f(\ln t_z)$ dla piezometrów w otoczeniu kopalni Olkusz (K2). 1 — wapień muszlowy, 2 — ret

Fig. 7. Graphs of the drawdown in observation wells situated in the neighbourhood of the Olkusz (K2) mine. 1 — Muschelkalk, 2 — Roethian

wane dostatecznie często i przez odpowiednio długi czas. Pierwsze dwa etapy drenażu górotworu przez kopalnię (fig. 6) obejmowały stadium głębienia i odwadniania szybów. Nie spowodowały one istotnego zaburzenia naturalnych stosunków wodnych, wobec tego pominięto je w analizie, aby uzyskać bardziej ściśle wyniki.

Wykresy zależności $s = f(\ln t_z)$ dla poszczególnych piezometrów, które są podstawą dla określenia wielkości A i B wstawianych do wzorów (9) i (10), przedstawiono na fig. 7. Wyniki obliczeń zestawiono w Tabeli 1 (poz. 3 do 10).

W lutym 1967 r. w przodku przekopu wschodniego kopalni Olkusz (K2) na poziomie 238 m n.p.m. nastąpił nagły wylew wody z systemu kanałów krasowych (Wilk et al., 1971). Początkowo wydajność tego wyle-

wu przekraczała 50 tys. m³/dobę ($5,7 \times 10^{-1}$ m³/s). W niespełna rok później do przodka przekopu wschodniego na poziomie 251 m npm. wdarła się woda w ilości około 7 tys. m³/dobę ($8,1 \times 10^{-2}$ m³/s). Łączna wydajność obu wypływów — pomimo wahań — wykazywała wyraźną tendencję malejącą. Zmianę ogólnego wydatku można było aproksymować prostą (fig. 8) o równaniu:

$$Q = Q_0 - at \quad (16)$$

gdzie:

- Q — chwilowa wydajność wylewów, $L^3 T^{-1}$;
 Q_0 — początkowa wydajność wylewów, $L^3 T^{-1}$;
 a — współczynnik zmiany wydajności, $L^3 T^{-2}$;
 t — czas, T .

Tabela - Table 1

Wyniki badań współczynnika odsączalności grawitacyjnej μ , oraz współczynnika zasobności S / = współczynnika odsączalności sprężystej μ^x / węglanowych skał triasowych

Storage coefficient investigations results of the carbonate Triassic rocks

Lp. No.	Metoda badań Invest- igation method	Chara- kter zwier- ciadła Water table condi- tions	Otwór obserwacyjny - Observation well			Wartość współczynnika Value of S
			Symbol Symbol	Pozycja straty- graficzna Stratigra- phic posi- tion of the well-screen	Odległość od kopalni lub otworu pompowego Distance from the mine or pumping well /m/	
1.	I	S	Kopalnia Olkusz /K2/	Tm + Tr	-	$5,2 \times 10^{-2}$
2.		S	Przekop Dąbrówka /D/	Tm + Tr	-	$6,6 \times 10^{-2}$
3.		N-S	B-166		720	$6,6 \times 10^{-2}$
4.		N-S	B-183		2000	$3,1 \times 10^{-2}$
5.		S	B-726	Tmk	4200	$2,7 \times 10^{-2}$
6.		S			3350	$1,8 \times 10^{-2}$
7.		N-S	BO-20		770	$1,2 \times 10^{-1}$
8.	II/O	S	BO-40	Tmg	1100	$3,2 \times 10^{-2}$
9.		S	BO-18		1800	$8,2 \times 10^{-2}$
10.		N-S	BO-20	Tr	770	$1,1 \times 10^{-1}$
11.		N-S	B		2100	$4,5 \times 10^{-3}$
12.		S	B-730		2850	$1,6 \times 10^{-2}$
13.		N-S	BO-20	Tmk	220	$1,7 \times 10^{-2}$
14.		N/S	BŻ-4 /1/		2800	$8,8 \times 10^{-3}$
15.		N/S	BŻ-4 /2/		2800	$2,9 \times 10^{-2}$
16.		N-S	BO-20	Tr	220	$3,1 \times 10^{-2}$
17.		N	B-650	Tmd	3300	$5,8 \times 10^{-3}$
18.	II/P	N	B-433		3150	$8,9 \times 10^{-3}$
19.		N	BPH-10	Tmk	1300	$3,0 \times 10^{-2}$
20.		S	BPH-47		2250	$3,7 \times 10^{-2}$
21.		S	BPH-67a		1300	$1,0 \times 10^{-2}$

Tabela 1 /c.d./ - Table 1 /cont./

1	2	3	4	5	6	7
22.	II/P	N/S	BPH-109	Tmk	1750	$2,2 \times 10^{-2}$
23.		N	BPH-117		1350	$4,6 \times 10^{-2}$
24.		N	BPH-119		690	$1,4 \times 10^{-2}$
25.		N	BPH-164		600	$1,1 \times 10^{-2}$
26.		S	BPH-175		210	$1,0 \times 10^{-1}$
27.		N	BPH-180		310	$3,7 \times 10^{-2}$
28.		N-S	P-132		410	$4,9 \times 10^{-2}$
29.		N-S	P-141		530	$4,5 \times 10^{-2}$
30.		N	BPH-1	Tmo	2850	$3,7 \times 10^{-2}$
31.		N	BPH-8		470	$2,2 \times 10^{-2}$
32.		N	B-449	Tr	2450	$2,0 \times 10^{-2}$
33.		N	BPH-10		1300	$2,7 \times 10^{-2}$
34.		N	BPH-118a		1100	$1,3 \times 10^{-2}$
35.		S	PS-5 /1/		Tmk	66
36.	S	PS-5 /2/	$4,4 \times 10^{-4}$			
37.	S	PS-5 /3/	$8,7 \times 10^{-4}$			
38.	S	PS-5 /4/	$2,5 \times 10^{-3}$			
39.	III	S	PS-5 /1/	Tr	66	$3,9 \times 10^{-4}$
40.		S	PS-5 /2/			$4,6 \times 10^{-3}$
41.		S	PS-5 /3/			$1,0 \times 10^{-2}$
42.		N/S	PS-9a /1/	Tm	22	$1,3 \times 10^{-3}$
43.		N/S	PS-9a /2/			$5,7 \times 10^{-2}$
44.		N/S	PS-10 /1/		82	$4,7 \times 10^{-4}$
45.		N/S	PS-10 /2/			$1,2 \times 10^{-3}$
46.		N/S	PS-10 /3/			$1,9 \times 10^{-3}$
47.		S	PS-11 /1/	Tmo + Tmk	117	$1,7 \times 10^{-3}$
48.		S	PS-11 /2/			$2,5 \times 10^{-3}$
49.		S	PS-11 /3/			$6,8 \times 10^{-3}$
50.		S	HG-2	Tmk	24	$4,9 \times 10^{-5}$
51.		N	ZMG-9	Tmk	25	$1,3 \times 10^{-2}$

Objaśnienia symboli: I-metoda bilansowa; II/O-interpretacja przepływu nieustalonego, metoda "wielkiej studni", kopalnia Olkusz /K1/; II/P-jak poprzednio, kopalnia Pomorzany /K2/; III-interpretacja ruchu nieustalonego, próbné pompowanie w hydrowęzłach; Tr-ret, Tm-wapień muszlowy łącznie; Tmo-warstwy olkuskie; Tmg-warstwy gogolińskie; Tmk-dolomity kruszczone, Tmd-dolomity diploporowe; N-zwierciadło naporowe; S-zwierciadło swobodne; N/S-warunki przejściowe, naporowe w hydrowęzle, swobodne na peryferiach; N-S-zmiana charakteru zwierciadła w trakcie pompowania z naporowego w swobodne.

Symbols explanation: I-Ground-water balance of the mine; II/O-unsteady flow interpretation, "big well" method, Olkusz-mine; II/P-as before, Pomorzany mine; III-unsteady flow interpretation, pumping test; Tr-Rhoetian; Tm-Muschelkalk in general; Tmo-Olkusz beds; Tmg-Gogolin beds; Tmk-ore-bearing dolomite; Tmd-Diplopore dolomite; N-confined; S-unconfined; N/S-transitory; confined in the pumping and observation wells, unconfined in the neighbourhood; N-S-during pumping test change of conditions from confined to unconfined.

Po podstawieniu do wzoru (16) parametrów prostej określonych z wykresu (fig. 8) ostateczne równanie krzywej zmian łącznej wydajności wypływów we wschodniej części kopalni Olkusz (K2) przybrało postać:

$$Q = 51\,840 - 17\,t \quad (\text{m}^3/\text{dobę})$$

lub

$$Q = 6,0 \times 10^{-1} - 1,97 \times 10^{-4} t \quad (\text{m}^3/\text{s}).$$

W tym czasie, kiedy zdarzyły się opisywane wylewy, ruch wody w otoczeniu kopalni miał charakter quasi-ustalony. Po wdarcu się wody do przekopu wschodniego zanotowano szybkie obniżenie się zwierciadła

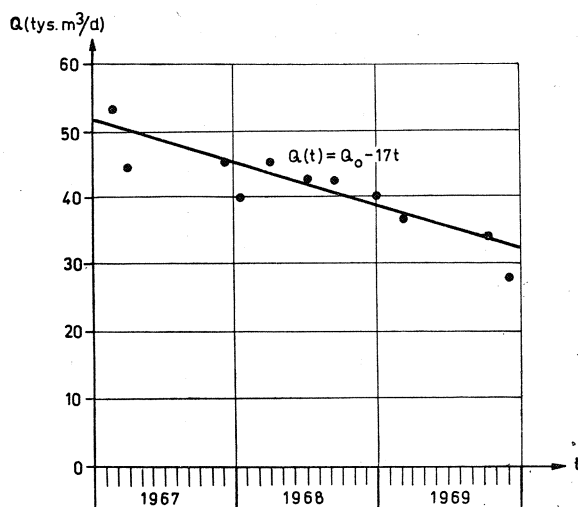


Fig. 8. Wykres zmian ogólnego wydatku wypływów we wschodniej części kopalni Olkusz (K2)

Fig. 8. Time curve of the total inflow to the eastern portion of the Olkusz (K2) mine

wody w czterech piezometrach: B, B-730, BO-20, BŻ-4. Do obliczenia przybliżonych wartości parametrów hydrogeologicznych odwadnianej warstwy wodonośnej na podstawie przebiegu opadania zwierciadła wody w tych piezometrach autorzy wykorzystali metodę interpretacji zmian depresji w otworach obserwacyjnych przy ciągłej zmianie wydajności dopływu. W tym celu dla wspomnianych piezometrów sporządzono wy-

kresy zależności $\frac{s}{Q(t)} = f(t)$ ze skalą półlogarytmiczną na osi czasu

(fig. 9). Współczynnik przewodności został obliczony wzorem (13), a współczynnik zasobności wzorem (14). Wyniki obliczeń zestawiono w Tabeli 1 (poz. 11 do 16).

W przypadku piezometru BŻ-4 na wykresie $\frac{s}{Q(t)} = f(t)$ można wyodrębnić dwie proste (fig. 9) i postawić hipotezę, że prosta 1 odpowiada warunkom naporowego zwierciadła wody w bezpośrednim sąsiedztwie piezometru. Z upływem czasu w obrazie przebiegu opadania zwierciadła wody w tym otworze zaznaczył się wpływ obszarów bardziej od niego oddalonych, gdzie zwierciadło wody w wodonośnych utworach triasu miało już charakter swobodny. Zdaniem autorów, na podstawie interpretacji prostej 2 można obliczyć parametry hydrogeologiczne triasu w dalszym otoczeniu piezometru BŻ-4 (fig. 1).

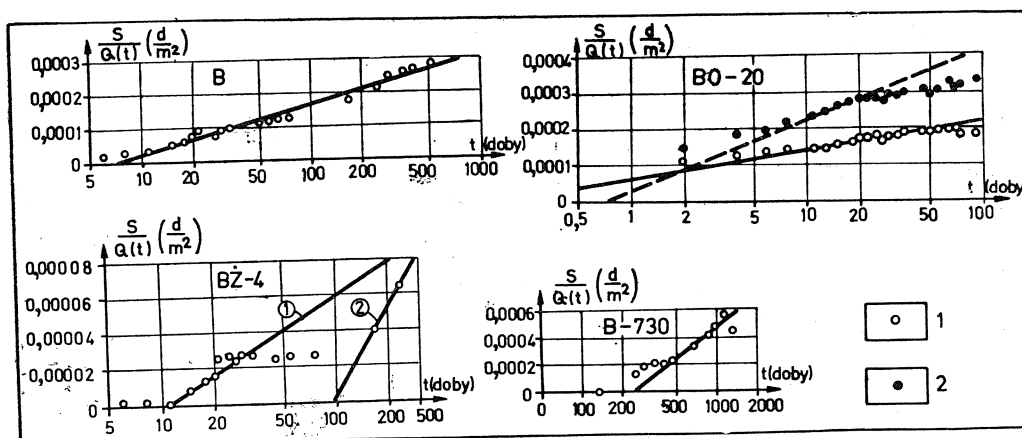


Fig. 9. Wykresy zależności $\frac{s}{Q(t)} = f(t)$ dla piezometrów, w których zarejestrowano obniżenie się zwierciadła wody pod wpływem wylewów we wschodniej części kopalni Olkusz (K2). 1 — wapień muszlowy; 2 — ret

Fig. 9. Graphs of the relations $\frac{s}{Q(t)} = f(t)$ for piezometers in which the water-table lowering as the result of ground-water intrushes to the eastern part of the Olkusz (K2) mine were observed. 1 — Muschelkalk; 2 — Roethian

Badania w rejonie kopalni Pomorzany (K2)

Zmiany dopływów do wyrobisk kopalni Pomorzany (K3) można aproksymować wykresem schodowych zmian wydatku w czasie (fig. 10), podobnie jak w przypadku kopalni Olkusz (K2). Interpretując zmiany depresji w otworach obserwacyjnych, można było obliczyć parametry hydrogeologiczne wodonośnych skał triasowych w północnej części omawianego obszaru. Do interpretacji wybrano 17 piezometrów. W rozpatrywanym przedziale czasu we wszystkich piezometrach, z wyjątkiem otworu BPH-175, utrzymywało się naporowe zwierciadło wody. Wyniki obliczeń zestawiono w Tabeli 1 (poz. 17 do 34). Wykresy zależności $s = f(\ln t_z)$ dla poszczególnych piezometrów, które stanowią podstawę do obliczenia wielkości A i B wstawionych do wzorów (9) i (10), przedstawiono na fig. 11.

Interpretacja wyników próbnych pompowań

W toku rozpoznawania i dokumentowania złóż rud cynkowo-olowiowych przeprowadzono w utworach triasu monokliny śląsko-krakowskiej przeszło 300 próbnych pompowań. Autorzy poddali je krytycznej ocenie oraz określili na ich podstawie wartości współczynników filtracji przebadanych skał (Motyka, Wilk, 1976). Pompowania te były przeprowadzone prawie wyłącznie w otworach pojedynczych, wobec tego nie da-

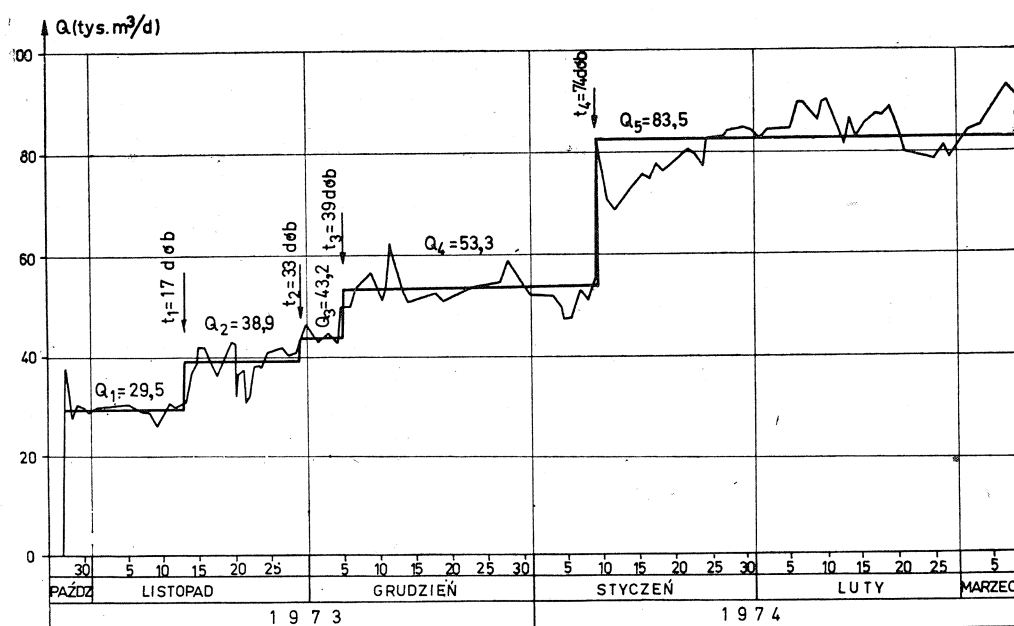


Fig. 10. Wykres zmian dopływów do kopalni Pomorzany (K3) w okresie od 27.10.1973 do 10.03.1974 r. z podziałem na stopnie

Fig. 10. Ground-water inflow to the Pomorzany (K3) mine in the period from 27.10.1973 to 10.03.1974 with the distinction of steps

wały podstaw dla określenia współczynnika odsączalności. Wykonano tylko 5 próbných pompowań w prostych hydrowęzłach, tzn. składających się z otworu pompowego i jednego otworu obserwacyjnego (piezometru), które autorzy wykorzystali jako podstawę dla określania wartości współczynnika zasobności metodą Theisa-Jacoba.

Próbné pompowanie w hydrowęzłach PS-9, PS-5, i PS-11 (Olkusz)

Wymienione hydrowęzły zostały wykonane niedaleko od siebie w obrębie zrębu tektonicznego między kopalniami Olkusz (K2) i Pomorzany (K3), w związku z czym pompowanie było przeprowadzone w zbliżonych warunkach hydrogeologicznych. Hydrowęzeł PS-9 składał się z otworu pompowego PS-9 i dwóch otworów obserwacyjnych PS-9a, i PS-10. Piezometr PS-9a odwiercono w odległości 22 m na zachód, a PS-10 w odległości 82 m na południe od otworu pompowego.

Próbné pompowanie przeprowadzono w dolomitach i wapieniach środkowego triasu. Na obszarze sąsiadującym z hydrowęzłem skały te są częściowo pokryte izolującym kompleksem osadów kajpru. Zwierciadło wody stabilizowało się 10 ÷ 20 m ponad spągiem ilów kajpru. Pompowanie zostało zatem wykonane w warunkach zwierciadła naporowego o niewiel-

kim ciśnieniu. Na zachodnich peryferiach leja depresji zwierciadło wody miało charakter swobodny. Wydajność pompowania w otworze PS-9 wynosiła $Q = 0,0126 \text{ m}^3/\text{s}$. Wykresy opadania zwierciadła wody w czasie w otworach obserwacyjnych przedstawiono na fig. 11.

Na wykresie opadania zwierciadła wody w otworze obserwacyjnym PS-9a zaznaczają się wyraźnie dwa odcinki liniowego wzrostu depresji,

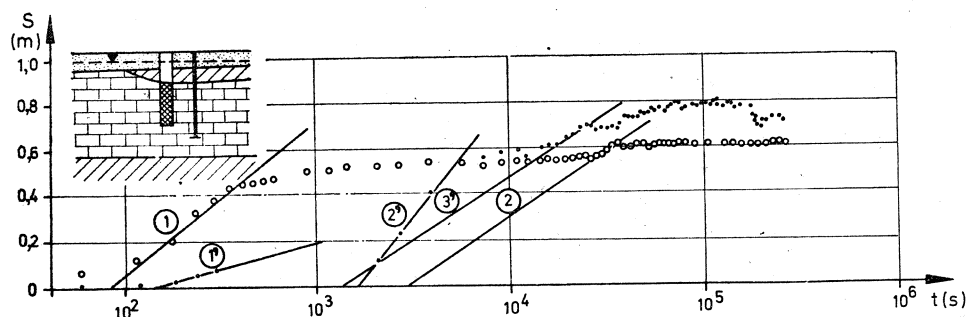


Fig. 11. Wykres wskaźnikowy pompowania w hydrowężle PS-9

Fig. 11. Graph of the pumping test results in the well PS-9

zaś w otworze obserwacyjnym PS-10 wydzielono trzy takie odcinki. Wyniki obliczeń określone dla poszczególnych odcinków (1, 2, 3) zestawiono w Tabeli 1 (poz. 42 do 46).

W pierwszej fazie próbnego pompowania zwierciadło wody miało charakter naporowy. Tej fazie pompowania odpowiada pierwszy prostoliniowy odcinek krzywej $s = f(\lg t)$ w otworze obserwacyjnym PS-9a. Stosunkowo wysoka jak na horyzont ciśnieniowy wartość współczynnika zasobności jest spowodowana wpływem sąsiednich obszarów, gdzie zwierciadło wody ma charakter swobodny. W dalszym ciągu pompowania następował spadek ciśnienia w szczelinach i kawernach i coraz bardziej wzrastał wpływ obszarów występowania swobodnego zwierciadła w utworach triasu (Lang, 1960). Wyraziło się to wzrostem depresji układającym się wzdłuż prostej 2. W związku z tym można przyjąć, że uzyskana z obliczeń wartość $S = 0,057$ jest bardzo bliska wielkości współczynnika odsączalności grawitacyjnej skał triasowych na rozważanym obszarze.

Interpretacja przebiegu krzywej $s = f(\lg t)$ w otworze PS-10 jest trudniejsza. Pierwszy krótki odcinek prostoliniowego wzrostu depresji (prosta 1') odpowiada przypuszczalnie przepływowi przez najbardziej przepuszczalne systemy pustek, tzn. przez kawerny i szerokie szczeliny. Wskazuje to na stosunkowo duży współczynnik wodoprzewodności $T = 9,8 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$. Współczynnik zasobności określony na podstawie tej prostej cechuje przypuszczalnie odsączalność sprężystą badanej warstwy wodonośnej.

Wzrost depresji układający się wzdłuż prostej 2' odpowiada przepływowi wody przez pustki o większych oporach hydraulicznych w bezpośrednim sąsiedztwie otworu obserwacyjnego PS-10. Współczynnik zasobności obliczony na podstawie tej prostej (Tabela 1, poz. 44 do 46) jest zapewne rezultatem obu procesów, tj. rozprężania wody i skały oraz grawitacyjnego odsączenia.

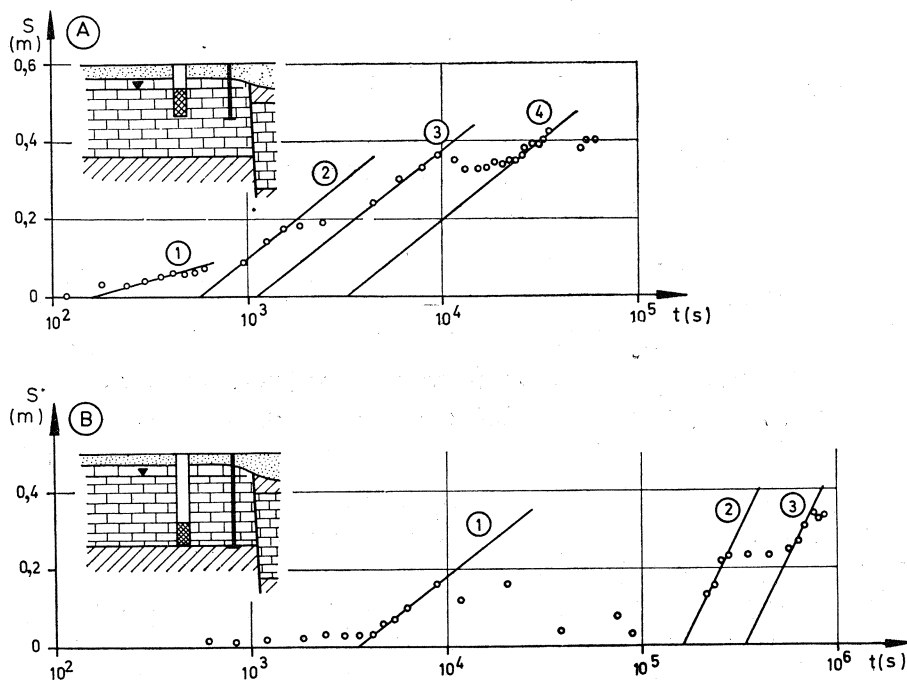


Fig. 12. Wykresy wskaźnikowe pompowania w hydrowężle PS-5. A — pompowanie w dolomitach kruszconośnych; B pompowanie w dolomitach retu

Fig. 12. Graph of the pumping test results in the well PS-5. A — pumping from the ore-bearing dolomite (Muschelkalk); B — pumping from the Roethian

W dalszym ciągu próbnego pompowania po fazie stabilizacji pojawił się krótki odcinek wzrostu depresji (odcinek 3'), który można interpretować jako efekt oddziaływania bardziej odległych części warstw wodonośnych o większej przewodności. Przewodność obliczona na podstawie tej prostej jest zbliżona do wartości przewodności w sąsiedztwie otworów PS-9 i PS-9a, zaś obliczony współczynnik zasobności reprezentuje cechę pośrednią między zasobnością sprężystą i odsączalnością grawitacyjną, podobnie jak w poprzednim przypadku.

W otworze PS-5 wykonano badania w dolomitach kruszconośnych i w utworach retu (fig. 12, A, B), natomiast w otworze PS-11 w dolomitach kruszconośnych (fig. 13). Obydwa hydrowężły składały się z otworu pompowego i piezometru. W otworze PS-5 wydajność pompowania z do-

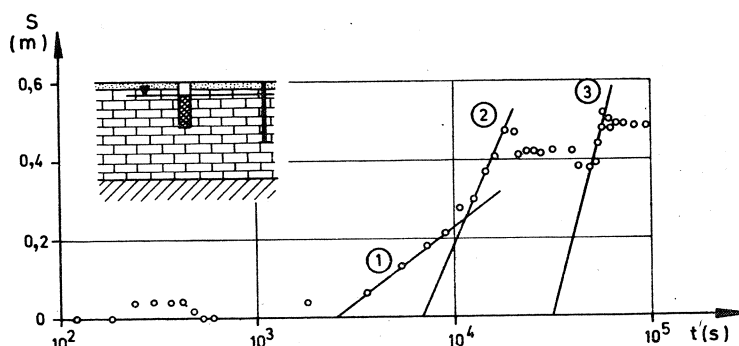


Fig. 13. Wykres wskaźnikowy pompowania w hydrowęźle PS-11

Fig. 13. Graph of the pumping test results in the PS-11

lomitów kruszconośnych wynosiła $3,3 \times 10^{-3} \text{ m}^3/\text{s}$, zaś $1,35 \times 10^{-2} \text{ m}^3/\text{s}$ w otworze PS-11.

Przebieg opadania zwierciadła wody w otworach obserwacyjnych w przypadku obu pompowań był bardzo nieregularny (fig. 12 A, B), podobnie zresztą jak w otworze PS-9. Przyczynę takiego zachowania się zwierciadła należy wiązać z dużą niejednorodnością systemów hydraulicznych w obrębie badanego ośrodka szczelinowo-krasowego. W przypadku piezometru PS-5 pewną rolę mógł także odegrać pobliski uskók Pomorzan, który spełniał rolę granicy odbijającej falę ciśnienia. Wydaje się jednak, że heterogeniczność badanego ośrodka ma tutaj decydujące znaczenie.

Wartości współczynników zasobności badanej warstwy określone metodą Theisa-Jacoba na podstawie poszczególnych odcinków krzywych przebiegu opadania zwierciadła wody w otworach obserwacyjnych zestawiono w Tabeli 1 (poz. 35 do 39 i 47 do 49).

Próbné pompowanie w hydrowęźle ZM6-9 (Zawiercie)

W profilu otworu ZM6-9 występują trzy piętra wodonośne: czwartorzędowe, triasowe i dewońskie (fig. 14). Zwierciadło wody w utworach triasu i dewonu stabilizowało się około 120 m powyżej spągu kompleksu skał izolujących. Warstwą napinającą jest seria ilastych osadów liasu i retyko-kajpru. Triasowe i dewońskie piętra wodonośne łączą się ze sobą w tym rejonie za pośrednictwem kontaktów hydraulicznych typu sedymentacyjno-transgresywnego i tektonicznego.

Próbné pompowanie wykonano w obrębie dolomitów kruszconośnych. Hydrowęzeł składał się z otworu pompowego i piezometru odległych od siebie o 25 m (fig. 14). Wydajność pompowania wynosiła $Q = 0,021 \text{ m}^3/\text{s}$. Wyniki obliczeń zamieszczono w Tabeli 1, poz. 51.

Na uwagę zasługuje fakt, że krzywa $s = f(\lg t)$ w otworze obserwacyjnym, mimo skomplikowanych warunków hydrogeologicznych, jest bar-

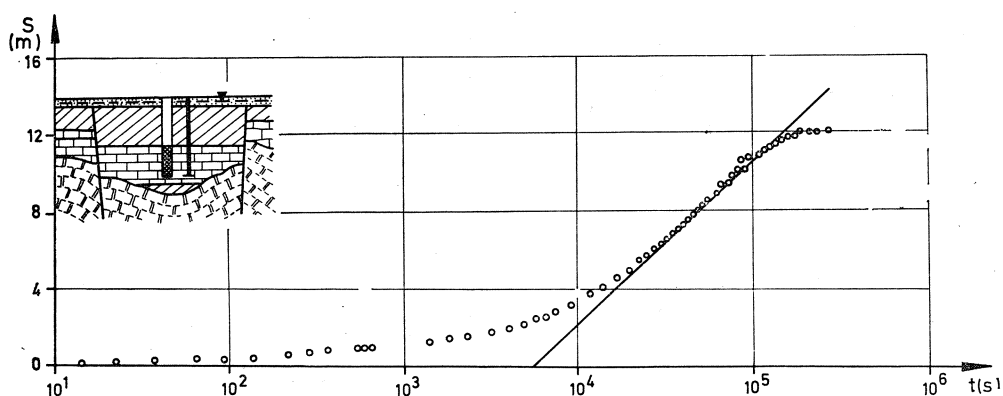


Fig. 14. Wykres wskaźnikowy pompowania w hydrowężle ZM6-9

Fig. 14. Graph of the pumping test results in the well ZM6-9

dzo regularna. Wysoka, nie charakterystyczna dla horyzontów ciśnieniowych wartość współczynnika zasobności ($S = 1,26 \times 10^{-2}$) jest trudna do wyjaśnienia. Może być wynikiem tzw. wewnętrznego przeciekania śródwarstwowego, tzn. uruchamiania zasobów wody zawartych w drobnych spękaniach lub współdziałania hydraulicznego triasowego i dewońskiego piętra wodonośnego.

Próbné pompowanie w otworze HG-2 (Chruszczbród)

W pionowym profilu otworu HG-2 nawiercono węglanowe osady triasu, które w tym rejonie ukazują się na powierzchni terenu. Generalnie swobodne zwierciadło wody w tych skałach nawiercono na głębokości nieco większej niż 42 m (fig. 15).

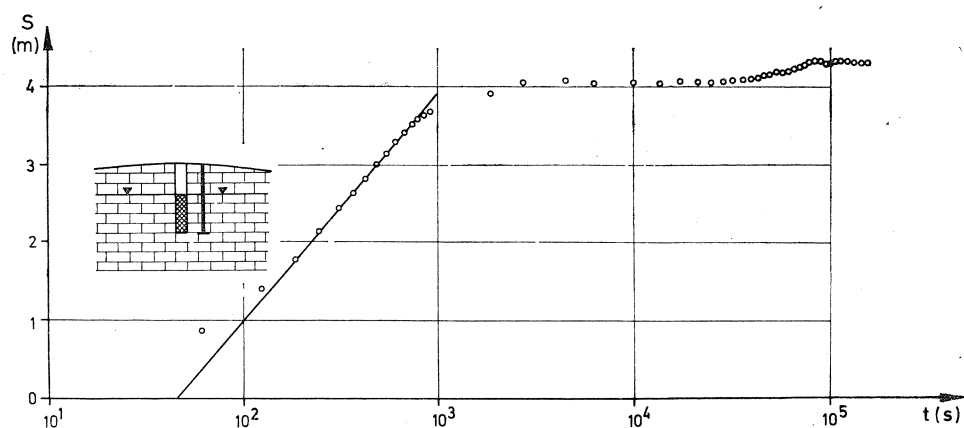


Fig. 15. Wykres wskaźnikowy pompowania w hydrowężle HG-2

Fig. 15. Graph of the pumping test results in the well HG-2

W otworze HG-2 wykonano dwa próbne pompowania w dolomitach kruszonośnych. Hydrowęzeł składał się z otworu pompowego i piezometru odległych od siebie o 24,2 m. Wydajność pierwszego pompowania wynosiła $Q = 3,2 \times 10^{-3} \text{ m}^3/\text{s}$, a drugiego $Q = 4,5 \times 10^{-3} \text{ m}^3/\text{s}$. Pomimo różnych wydajności pompowania uzyskano bardzo podobne rezultaty interpretacji krzywych opadania zwierciadła w otworze obserwacyjnym (Tabela 1, poz. 50).

Na podkreślenie zasługuje zaskakująco niska wartość współczynnika zasobności, charakterystyczna raczej dla ciśnieniowych zbiorników wód podziemnych. Może to świadczyć o słabym skrasowaniu i spękaniu badanego masywu, co jest jednak mało prawdopodobne wobec małej głębokości zalegania badanej warstwy. W obu przypadkach pompowania po upływie około 12 godzin na wykresach opadania zwierciadła w otworze obserwacyjnym zaznaczył się niewielki wzrost depresji. Wytlumaczenie tego zjawiska jest trudne wobec słabego rozpoznania warunków geologicznych w rejonie otworu HG-2. Być może jest to efekt odbicia fali ciśnień od większej nierozpoznanej dyslokacji lub ujawnienia się odrębnego systemu hydraulicznego o dużej przewodności (system szerokich szczelin lub form krasowych).

DYSKUSJA WYNIKÓW

Porównując zestawione w Tabeli 1 oraz przedstawione na fig. 16 wyniki obliczeń opartych na danych z badań polowych, już na pierwszy rzut oka stwierdza się, że mieszczą się one w bardzo szerokim przedziale wartości, bo od $4,9 \times 10^{-5}$ do $1,2 \times 10^{-1}$. Analiza tych danych powinna pozwolić na ustosunkowanie się do trzech spraw: 1) jakie mogą być przyczyny takiego zróżnicowania, 2) jak się mają uzyskane wyniki do danych przytaczanych w literaturze światowej, 3) czy uzyskane z badań dane dają podstawę do przyjęcia miarodajnej wartości współczynnika zasobności (odsączalności sprężystej) i odsączalności grawitacyjnej charakteryzujących badaną warstwę wodonośną na badanym obszarze.

Spośród możliwych przyczyn dużego rozrzutu uzyskanych wartości należy wymienić następujące: istotny charakter obliczonego wskaźnika, tj. czy reprezentuje on współczynnik zasobności (sprężystej), czy też współczynnik odsączalności grawitacyjnej, rzeczywista niejednorodność badanej warstwy wodonośnej ze względu na badaną cechę, tj. objętość wypełnionych wodą wolnych przestrzeni w jednostce objętości skał, różnice w miąższości badanej warstwy w badanych miejscach, skuteczność zastosowanych metod badawczych i błędy metodyczne.

Co się tyczy właściwego charakteru obliczonego współczynnika, to uwzględniając zastosowaną metodę obliczenia oraz warunki, w jakich odbywały się badania i obserwacje polowe, możemy mieć wśród wartości zestawionych w Tabeli 1 trzy rodzaje współczynników: współczyn-

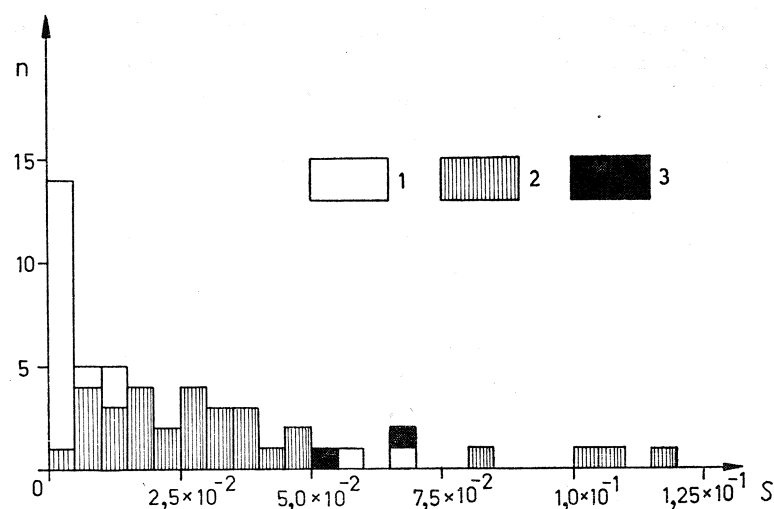


Fig. 16. Histogram rozkładu współczynników zasobności i odsączalności grawitacyjnej. Wartości otrzymane: 1 — na podstawie próbnych pompowań w hydrowężłach; 2 — metodą „wielkiej studni” w warunkach ruchu nie ustalonego; 3 — metodą bilansu wodnego kopalni

Fig. 16. Frequency distribution of storage coefficient (S). Values of S calculated: 1 — on the base of the pumping tests results; 2 — by means of the „big well” method in unsteady flow conditions; 3 — by means of the water-balance method

nikę odsączalności grawitacyjnej, współczynniki zasobności (odsączalności sprężystej) oraz współczynniki „kompleksowe” tj. wartości, które uzyskano jako wypadkowy efekt procesu grawitacyjnego odsączania wody i rozprężania wody oraz skały.

Z definicji współczynnika zasobności (odsączalności sprężystej) wynika, że jego wartości powinny być bardzo małe, rzędu 10^{-6} do 10^{-3} (Bear, 1972; Macioszczyk, 1971), przy czym dla skał sztywnych, a zatem wapieni powinny się grupować przy dolnej granicy podanego przedziału. Natomiast uważa się, że współczynnik odsączalności grawitacyjnej skrasowanych wapieni przyjmuje wartości znacznie wyższe, na ogół w granicach $5,0 \times 10^{-3}$ do $1,0 \times 10^{-1}$. Wśród zamieszczonych w Tabeli 1 wartości niewątpliwie współczynniki odsączalności grawitacyjnej, minimalnie tylko skażone efektem sprężystych własności wody i skały, reprezentują te, które uzyskano na podstawie metody bilansowej oraz w wyniku interpretacji opadania swobodnego zwierciadła wody pod wpływem drenażu kopalnianego (metoda „wielkiej studni”) i próbnych pompowań w hydrowężłach przeprowadzonej na podstawie teorii ruchu nie ustalonego. Jak to łatwo stwierdzić w Tabeli 1, współczynnik ten mieści się w całym przedziale uzyskanych z badań wartości, łącznie z wartościami brzeżnymi. Natomiast współczynniki zasobności (odsączalności sprężystej), uzyskane metodą Theisa-Jacoba w oparciu o obserwacje zmian ciśnienia piezometrycznego zachodzące pod wpływem próbnego pompowania

w otworach wiertniczych i metodą „wielkiej studni”, mieszczą się w przedziale wartości wyznaczonym przez współczynnik odsączalności grawitacyjnej, bo od $5,8 \times 10^{-3}$ do $4,6 \times 10^{-2}$, a zatem wbrew teoretycznie uzasadnionym oczekiwaniom bliżej górnej granicy wspomnianego przedziału. Możemy zatem stwierdzić, że wielki rozrzut analizowanej populacji nie jest rezultatem tego, że obejmuje ona współczynniki o różnym charakterze, tj. cechujące zarówno zasobność sprężystą, jak i grawitacyjną oraz współczynniki „kompleksowe”.

Hipoteza, że wielki rozrzut wartości obliczonych przez nas współczynników odzwierciedla rzeczywistą zmienność określanej cechy badanej warstwy wodonośnej jest bardzo prawdopodobna. Zmieniający się z miejsca do miejsca stosunek objętości pustek do objętości skały jest bowiem w przypadku skał szczelinowo-krasowych ich właściwością rzucającą się w oczy w każdym większym odsłonięciu. Potwierdza ją stwierdzone przez autorów (Motyka, Wilk, 1976) bardzo duże zróżnicowanie wartości współczynnika filtracji (fluacji) tych samych skał na tym samym obszarze, który jest przedmiotem niniejszej pracy.

W przypadku współczynnika zasobności dodatkowymi czynnikami, które teoretycznie mogą wpływać na jego zróżnicowanie w zależności od miejsca badania, są: miąższość warstwy wodonośnej oraz współczynniki ścisłości skały i wody. Miąższość węglanowych utworów triasu w poszczególnych miejscach badań różniła się w zasadzie co najwyżej dwukrotnie, a zatem czynnik ten nie może być źródłem takiego zróżnicowania tej cechy, jakie obserwujemy w Tabeli 1. Lokalne zróżnicowanie sprężystych własności wapieni i wody (np. ze względu na temperaturę czy mineralizację) nie mogło mieć żadnego praktycznego znaczenia w rozpatrywanym przypadku.

Zupełnie odmiennie przedstawia się sprawa w odniesieniu do zastosowanej metody badawczej. W związku z tym należy zwrócić uwagę na kilka momentów. Po pierwsze należy oczekiwać, że im większa jest kurbatura skał opróbowanych pod względem zasobności wodnej, tym bardziej uśrednione są wyniki. A zatem współczynniki określone dla wielkich „próbek” nie powinny się między sobą istotnie różnić, choćby pochodziły z odległych miejsc badanej warstwy wodonośnej. Z istoty zastosowanych w tej pracy metod obliczeniowych wynika, że charakteryzując one bardzo wielkie objętości skał triasowych. Najbardziej uśrednione wyniki otrzymuje się metodą bilansową, która charakteryzuje fragment warstwy wodonośnej o powierzchni 10 km^2 (przekop Dąbrówka D) i 80 km^2 (kopalnia Olkusz K2) i cały profil warstwy wodonośnej od retu po dolomity diploporowe. Jest rzeczą charakterystyczną, że ta właśnie metoda dała w wyniku wartości współczynników odsączalności grawitacyjnej usytuowane pośrodku całej dyskutowanej populacji (fig. 16). Podobnie wielkie objętości skał scharakteryzowano metodą „wielkiej studni”, interpretując zmiany depresji w otworach piezometrycznych w znacz-

nej odległości od kopalni. Powierzchnie opróbowanej warstwy wynosiły w tych przypadkach około 30 i 50 km².

W porównaniu z poprzednimi, metoda próbnego pompowania w hydrowęzłach jest bardziej „wrażliwa” na niejednorodność warstwy wodonośnej, ponieważ — wobec niewielkiej odległości otworów obserwacyjnych od otworu pomopowego — „opróbowuje” znacznie mniejszą objętość skał. Teoretycznie jednak tylko ta metoda stwarza możliwość uzyskania miarodajnych wartości współczynnika zasobności warstwy wodonośnej jednak pod warunkiem, że w czasie próbnego pompowania spełnione są wszystkie założenia leżące u podstaw metody Theisa-Jacoba. W przypadku danych, którymi dysponowali autorzy, warunki próbnego pompowania odbiegały jednak od wymaganych. W znacznie wyższym stopniu dotyczy to danych otrzymanych na podstawie pompowania (lub wylewów) w kopalni traktowanej jako „wielka studnia”. W licznych przypadkach dane wykorzystane do obliczeń tą metodą dotyczyły zwierciadła o zmiennym w czasie i w planie charakterze. Oznacza to, że np. obserwowane w piezometrze zwierciadło naporowe w niewielkiej odległości przechodziło w swobodne, bądź też że w tym samym piezometrze charakter zwierciadła zmieniał się w trakcie pompowania. Zostało to uwidocznione w Tabeli 1.

Z punktu widzenia własności hydrogeologicznych badana warstwa wodonośna ma charakter anizotropowy. Jak to wykazała analiza teoretyczna (Papadopoulos, 1965) i potwierdziły badania eksperymentalne (Herbich, Krajewski, 1977), analiza dopływu nie ustalonego w takich warstwach wodonośnych powinna być przeprowadzona na podstawie danych z hydrowęzłów złożonych z co najmniej 3 otworów obserwacyjnych odpowiednio rozmieszczonych. Takimi danymi autorzy jednak nie dysponowali, co jest zapewne kolejną przyczyną znacznego rozrzutu wartości otrzymanych z obliczeń. Potwierdzają to dane z hydrowęzła PS-9. Na podstawie danych z dwu piezometrów umieszczonych w różnych kierunkach i różnych odległościach od otworu pomopowego (22 m na zachód i 82 m na południe) otrzymano różne wartości kompleksowego współczynnika charakteryzującego grawitacyjno-sprężystą zasobność warstwy wodonośnej.

Kolejną przyczyną rozrzutu wartości związaną z niedoskonałością metody są trudności w jednoznacznej interpretacji krzywych wskaźnikowych próbnego pompowań. Świadczy o tym fakt, że na podstawie jednej krzywej wskaźnikowej dla różnych faz próbnego pompowania otrzymano więcej niż jedną wartość współczynnika zasobności względnie odśacieczalności sprężystej (fig. 11, 12, 13). Przyczyny tego stanu rzeczy są bardzo złożone, a ich analiza wymagałaby oddzielnego studium. Jako główne można wskazać m. in.: zróżnicowany pod względem rozmiarów charakter wypełnionych wodą przestrzeni w warstwie wodonośnej (jamy krasowe, kawerny, szczeliny, spękania, pory) oddającej wodę z różnym opóźnieniem (efekt „wewnętrznego przeciekania”, wpływający na proces

próbnego pompowania w podobny sposób co tzw. efekt Boultona), efekt niezbyt odległych granic obszaru filtracji (uskoki), skomplikowane warunki zasilania badanej warstwy wodonośnej w związku z jej kontaktami hydraulicznymi z innymi warstwami wodonośnymi (Wilk, Motyka, 1977). W rezultacie dane z próbnych pompowań stanowiących podstawę przeprowadzonych przez autorów obliczeń uwzględniają nie tylko własności skały, lecz także zmienny w czasie przestrzenny model hydrogeologiczny warstwy wodonośnej łącznie z warunkami jej zasilania oraz geometrię hydrowęzła.

Istnieją dostateczne powody, aby przypuszczać, że podobnie ma się sprawa z danymi przytaczanymi przez innych autorów. Dla naświetlenia tej kwestii autorzy zestawili w Tabeli 2 opublikowane w ostatnich latach dane charakteryzujące zasobność wodną (sprężystą i grawitacyjną) węglanowych, szczelinowo-krasowych warstw wodonośnych różnego wieku i z różnych regionów kuli ziemskiej. Z rodzaju wykorzystanych źródeł wynika, że dane te mają charakter najzupełniej przypadkowy, a zatem nadają się doskonale do analizy porównawczej. Można wprowadzić wysunąć zastrzeżenie, że współczynniki zasobności (odsączalności sprężystej) nie są porównywalne, a porównywać można tylko współczynniki zasobności właściwej (pojemności sprężystej), które są ilorazami współczynników zasobności i miąższości badanych warstw wodonośnych. Zestawione w Tabeli 2 współczynniki zasobności dotyczą jednak warstw wodonośnych o mało, co najwyżej dwu- trzykrotnie zróżnicowanej miąższości, zatem wpływ tego czynnika nie ma istotnego znaczenia.

Jak wynika z Tabeli 2, wartości współczynnika odsączalności grawitacyjnej mieszczą się w przedziale od $2,1 \times 10^{-4}$ do $7,2 \times 10^{-2}$, natomiast współczynniki zasobności (odsączalności sprężystej) w granicach od $1,0 \times 10^{-6}$ do $5,8 \times 10^{-2}$. Porównując je z wartościami zamieszczonymi w Tabeli 1, można stwierdzić, że przytaczane przez literaturę współczynniki odsączalności grawitacyjnej skał węglanowych z różnych punktów kuli ziemskiej zajmują mniejszy przedział wartości niż współczynniki określone przez autorów niniejszej pracy dla stosunkowo niewielkiego obszaru i dla skał jednego wieku, przy czym znajdują się wewnątrz tego przedziału w strefie wartości wyższych. Na odwrót, współczynniki zasobności (odsączalności sprężystej) przytaczane w literaturze pokrywają parokrotnie szerszy przedział niż ustalone przez autorów niniejszej pracy. Ustalone w tej pracy wartości mieszczą się w całości w poprzednim przedziale i sytuują się w najwyższej strefie wartości przytaczanych przez literaturę.

Podobnie wysokie wartości uzyskał Mijatović (1974, 1977), który z kolei powołuje się na inne przypadki wysokich wartości współczynnika zasobności skał skrasowanych. Podał on ten problem teoretycznej analizie (1977). W jej wyniku doszedł do wniosku, że współczynniki zasobności warstw wodonośnych o charakterze krasowym nie odzwierciedlają

Tabela - Table 2

Wartość współczynnika odsączalności /grawitacyjnej względnie sprężystej/ skał szczelinowo-krasowych
na podstawie badań różnych autorów

Storage coefficient values of karst-fissured rocks based on different authors investigations

Miejscowość i kraj Locality and country	Badana warstwa wodonośna Investigated aquifer		Metoda oznaczania Method of investiga- tion	Wartość współczynnika Value of S	Charakter zwierciadła Water table conditions	Źródło informacji Information source
	Litologia Lithology	Wiek Age				
1	2	3	4	5	6	7
Djebel Barouk Niha, Liban	wapień skrasowany karstified limestone	jura Jurassic	interpreta- cja wykresu wydatku źród- ła spring recess- ion curve interpretation	$2,1 \times 10^{-4}$	swobodne unconfined	B. Mijatović 1974
Flemington, New Jersey, USA	łupek spękany fractured shale	kajper Keuper	próbné pompo- wanie pumping test	$2,5 \times 10^{-4}$	"	J. Vecchioli 1967
Mateul Ras-el-Ain, Pn. Tunezja N Tunisia	wapienie limestone	senon Senonian	"	$2,5 \times 10^{-4}$	"	M. Ennabli 1977
Chełm, Wyżyna Lubelska, Lublin Highland, Poland	margle opoki kreda pizująca marls cherts chalk	kreda górną Upper Cretaceous	"	$1,8 \times 10^{-3}$ $9,0 \times 10^{-2}$	"	P. Herlich S. Krajewski 1977
Burg El Arab	wapień oolityczny oolitic limestone	plejstocen Pleistocene	"	$5,7 \times 10^{-3}$	"	I.M. El Ramly 1967
Oaza Farafra Pustynia Zach. ZRA Oaza Farafra Western Desert Un. Arab Rep.	kreda chalk	kreda górną Upper Cretaceous	"	$6,0 \times 10^{-3}$	"	I.M. El Ramly 1967
Dammam, Arabia Saud. Saudi Arabia	wapienie skrasowane karstified limestone	paleocen Paleocene	"	$1,4 \times 10^{-2}$	"	G. Otkun 1967
Jadro, Dalmacja, Jugosławia Yugoslavia	"	trias Triassic	"	$1,9 \times 10^{-2}$	"	B. Mijatović 1974
Chekka, Pn. Liban N Liban	wapień limestone	cenoman- -turon Cenomanien- -Turonian	prędkość roz- chodzenia się fali zakłóceń pressure wave propagation speed	$2,0 \times 10^{-2}$	"	L. Moullard et al. 1967
Kopalnia "Kapitałnaja" Pn. Ural ZSRR Bauxite mine "Kapitałnaja" N Ural, USSR	"	dewon Devonian	czas wypełnia- nia lejka de- presyjnego cone of depression filling time	$2,1 \times 10^{-2}$	"	A.A. Kołodziej- naja 1961

1	2	3	4	5	6	7
Lincolnshire, Anglia England	wapień limestone	?	próbne pompowanie pumping test	$5,0 \times 10^{-2}$	swobodna unconfined	K.R. Rushton 1974
Trogir, Dalmacja, Jugosławia Yougoslavia	wapień skrasowany karstified limestone	trias Triassic	interpretacja wykresu wydat- ku źródła spring recess- ion curve interpretation	$5,2 \times 10^{-2}$	"	B. Mijatović 1974
Totana, Murcia/ Hiszpania Spain	dolomit dolomite	środkowy trias Middle Triassic	bilansowa ground-water balance	$6,0 \times 10^{-2}$	"	D.A. Navarro A.A. Samper 1967
Fuka, Pustynia Zach. ZRA United Arab Republic Western Desert	wapień limestone	środkowy miocen Middle Miocene	próbne pom- powanie pumping test	$6,7 \times 10^{-2}$	"	I.M. El Ramly 1967
Jezireh NS Syria	gipsy skrasowane karstified gypsum	miocen- -torton Miocene- -Tortonian	"	$7,2 \times 10^{-2}$	"	F. Mortier Ch. Safadi 1967
Antyklinorium mogileńskie Mogilno Anticlinorium Poland	wapienie limestone	kreda Cretaceous	?	$1,0 \times 10^{-6}$	naporowe confined	B. Paczyński 1972
Filo Majdar, Gotland, Szwecja Sweden	spękane wapienie fissured limestone	"	próbne pompo- wanie pumping test	$1,2 \times 10^{-5}$	"	L. Carlsson 1979
Durham, Anglia England	wapienie dolomityczne dolomitic limestone	perm Permian	"	$4,0 \times 10^{-5}$ $6,6 \times 10^{-4}$	"	T. Cairney 1972
Niobrara County, Wyoming USA	wapienie limestone	dolny karbon Mississi- ppian	"	$5,0 \times 10^{-5}$	"	L.F. Konikow 1976
Argonne National Laboratory Ill., USA	dolomit spękany fissured dolomite	sylur Silurian	"	$9,0 \times 10^{-5}$	"	A.J. Zeizel et al. 1962
Burton, S. Carolina USA	wapień spękany fissured limestone	eocen Eocene	"	$1,0 \times 10^{-4}$	"	B. Counts E. Donsky 1963
IGOM, Lubin-Głogów Copper Mining District Poland	wapienie i dolomity limestone and dolomite	cechsztyń Lower Permian	bilans wodny ground-water balance	$1,8 \times 10^{-4}$	"	J. Bieniewski T. Bocheńska 1978
Azja Środkowa Central Asia	spękane wapienie fractured limestone	kreda i paleo- zoik Cretaceous and Paleozoic	"	$2,0 \times 10^{-4}$	"	B.W. Borewskij et al. 1976

1	2	3	4	5	6	7
Lincolnshire, Wsch. Anglia E England	wapienie limestone	?	próbné pompowanie pumping test	$2,5 \times 10^{-4}$	naporowe confined	K.R. Rushton 1975
Savannah, Georgia, USA	"	eocen Eocene	"	$3,0 \times 10^{-4}$	"	A.B. Counts E. Donsky 1963
Wheaton, Ill. USA	dolomit spękany fissured dolomite	sylur Silurian	"	$3,5 \times 10^{-4}$	"	A.J. Zeizel et al. 1962
Jasper County, S. Carolina USA	wapień limestone	eocen Eocene	"	$5,0 \times 10^{-4}$	"	A.B. Counts, E. Donsky 1963
Montpellier, Francja France	wapienie skrasowane karstified limestone	jura górná Upper Jurassic	"	$1,5 \times 10^{-3}$	"	J. Avias 1967
Rejon Belgradu Jugosławia Vicinity of Beograd Yugoslavia	wapienie limestone	trias Triassic	"	$2,3 \times 10^{-2}$ $2,6 \times 10^{-2}$ $5,8 \times 10^{-2}$	"	B. Mijatović 1974

sprężystych własności skały, a wartości tych współczynników mogą być bliskie wartościom współczynnika odsączalności grawitacyjnej.

Ustosunkowując się do ostatniej z wysuniętych poprzednio kwestii, która wiąże się z zasadniczym celem pracy, autorzy są zdania, że wykonane dotychczas badania dają podstawę do przyjęcia wartości współczynnika odsączalności grawitacyjnej badanej warstwy wodonośnej miarodajnej dla badanego obszaru (strefa wychodni triasu). Za podstawę do oceny tej wartości autorzy przyjmują wyniki otrzymane z metody bilansowej. Mimo niewątpliwych błędów, jakimi są one obciążone, co jest rezultatem niekompletności danych pomiarowych i bardzo dużych uproszczeń, kapitalną zaletą tej metody jest fakt, że reprezentuje ona wartość uśrednioną w sposób naturalny, jako że „opróbowuje” fragment warstwy wodonośnej o bardzo dużej objętości. Uwzględniając dodatkowo wyniki badań otrzymane innymi metodami, autorzy oceniają miarodajną wartość współczynnika odsączalności grawitacyjnej $\mu = 3$ do 5×10^{-2} .

Dostępne dane eksperymentalne nie pozwalają natomiast na zajęcie tak jednoznacznego stanowiska w kwestii współczynnika zasobności (odsączalności sprężystej) badanego triasowego piętra wodonośnego w strefie wychodni monokliny śląsko-krakowskiej. Biorąc pod uwagę regionalne warunki hydrogeologiczne, jakie panują w tej strefie oraz warunki w trakcie prowadzenia badań i warunki w jakich pracują ujęcia wód podziemnych oraz kopalnie, a także przytoczoną już opinię Mijatovića (1977), można nawet podawać w wątpliwość zasadność określania takiego

współczynnika. Ponieważ jednak w obliczeniach i badaniach analogowych musi on być uwzględniony, autorzy są zdania, że w koniecznych przypadkach uzasadnione będzie przyjmowanie wartości $S = \mu^x = 9 \times 10^{-3}$. Sugerując taką wartość autorzy mają na uwadze fakt, że modele obliczeniowe czy to numeryczne, czy analogowe i uzyskane na ich podstawie wyniki są stosunkowo mało czułe na zmiany współczynnika zasobności, w porównaniu z ich wrażliwością na zmiany współczynnika wodoprzewodności.

Podziękowania. Autorzy dziękują mgr inż. Krystynie Zuberowej i mgr inż. Tadeuszowi Kawalcowi w Oddziale Badań Geologicznych w Krakowie (Kombinat Geologiczny „Południe”) oraz mgr inż. Józefowi Niewdanie z Kombinatu Górniczo-Hutniczego Cynku i Ołowiu w Bukowni za pomoc w odszukaniu danych podstawowych wykorzystanych w niniejszej pracy i udzielenie nam wielu dodatkowych wyjaśnień.

Dyrekcjom wymienionych Przedsiębiorstw oraz Dyrekcji Zjednoczenia Górniczo-Hutniczego Metali Nieżelaznych w Katowicach autorzy dziękują za wyrażenie zgody na wykorzystanie i opublikowanie tych materiałów.

Praca powyższa została wykonana w ramach programu badań własnych Instytutu Hydrogeologii i Geologii Inżynierskiej AGH.

*Maszynopis nadesłano: luty 1980
przyjęto do druku: kwiecień 1980*

WYKAZ LITERATURY — REFERENCES

- Avias J. (1967), Sur le recherche des ressources en eaux karstiques sous recouvrement Mio-Plio-Quaternaire dans le bassin méditerranéen et son importance d'après quelques expériences récentes dans la région Languedoc-Roussillon (France). *Actes Coll. Dubrovnik 1965, Hydrologie des roches fissurées*. Vol. 1: 410—419, AIHS-Unesco, Luvain.
- Bear J. (1972), *Dynamics of Fluids in Porous Media*, p. 764, Elsevier. New York.
- Bieniewski J., Bocheńska T. (1978), Sprężyste odsączanie wód z górotworu na obszarze kopalni rudy miedzi na monoklinie przedsudeckiej. (Elastic release of water from a rock complex, Copper Mines District of the Fore-Sudetic Monocline region). *Geologia Sudetica* XIII, 2: 143—149, Wrocław.
- Boulton N. S., Streltsova T. D. (1975), New equation for determining the formation constants of aquifer from pumping test data. *Water Res. Res.* 11, 1.
- Carlsson L., Nordberg L., Perers J. (1979), A prediction of the impact of limestone quarrying on the ground-water conditions in a part of Gotland, Sweden. *IAH Memoires, Methods for Evaluation of Ground-Water Resources. Congress of Vilnius*. Vol. XV: 235—237, Izd. Nauka, Moscow.
- Cairney T. (1972), Hydrological Investigation of the Magnesian Limestone of South-East Durham, England. *J. Hydrology* 16: 323—340.

- Cooper H. H. Jr., Jacob C. E. (1946), A generalized graphical method for evaluating formation constants and summarizing wellfield history. *Trans. Amer. Geophys. Union* 27, 4: 526—534.
- Counts A. B., Donsky E. (1963), Salt water-encroachment, geology and ground-water resources of Savannah — Area, Georgia and South Carolina, *U. S. Geol. Survey, Water Supply Paper* 1611.
- De Wiest R. J. M. (1965), *Geohydrology*, p. 366, Wiley, New York.
- El Ramly J. M. (1967), Contribution to the hydrogeological study of limestone terraines in U. A. R., *Actes Coll. Dubrovnik 1965, Hydrologie des roches fissurées* Vol. 1: 348—378, AIHS-Unesco, Luvain.
- Ennabli M. (1977), Development des ressources en eau grace a un champ de forage; cas de la Glaine de Mateur (Tunisie) *IAH Memoires*, Vol. XIII, *Birmingham Congress*, Part 1: A36—48.
- Ferris J. G., Knowles D. B., Brown R. H. and Stalman R. W. (1962), Theory of Aquifer Test. *U. S. Geol. Survey, Water Supply Paper* 1536 — E. p. 174.
- Hantush M. S. (1964), Hydraulics of Wells, in: V. T. Chow (ed.) *Advances in Hydrosiences*, Vol. 1: 281—432, Academic Press, New York.
- Herbich P., Krajewski S. (1977), Określanie horyzontalnej anizotropii warunków filtracji w utworach szczelinowych na podstawie analizy nie ustalonego dopływu do studzien. Evaluation of horizontal anisotropy of filtration conditions in fissured deposits on the basis of an analysis of unstable inflow to wells. *Prz. geol.* 25, 8/9: 454—462.
- Jacob C. E. (1940), On the flow of water in an elastic artesian aquifer. *Trans. Amer. Geophys. Union*. Vol. 2: 574—586.
- Jacob C. E. (1950), Flow of Groundwater, in: *Engineering Hydraulics*, p. 346—349, H. Rouse (Ed.), Wiley, New York.
- Konikow L. F. (1976), Preliminary digital model of ground-water flow in the Madison Group, Powder River Basin and adjacent areas, *U. S. Geol. Survey. Water Resources Inv.* 44: 63—75.
- Lang S. M. (1960), Interpretation of boundary effects from pumping test data. *Jour. Amer. Water Works Ass.* 52, 3: 356—364.
- Macioszczyk T. (1971), Podstawowe prawa ruchu wód podziemnych, w: *Poradnik hydrogeologa*, 99—124, Wyd. Geol., Warszawa.
- Mijatović B. F. (1974), Determination de la transmissivité et du coefficient d'emmagasinement par la courbe de tarissement dans les aquiferes karstiques. *IAH Memoires*, T. X, *Congress de Montpellier*, Part 1: 225—230, Avignon.
- Mijatović B. F. (1977), Sur les conditions d'emmagasinement dans les aquiferes karstiques captifs. *IAH Memoires*, Vol. XIII, *Birmingham Congress*, Part 1: A71—82.
- Mortier F., Safadi Ch. (1962), Phénomènes karstiques dans les gypses de Jezireh (Nord-Est de la Syrie). *Actes Coll. Dubrovnik 1965, Hydrologie des roches fissurées*, Vol. 1: 334—338, AIHS-Unesco, Luvain.
- Motyka J., Wilk Z. (1976), Pionowe różnicowanie wodoprzepuszczalności węglanowych skał triasowych w świetle statystycznej analizy wyników próbnych pompowań (monoklina śląsko-krakowska). Vertical differentiation in the water permeability of carbonate Triassic rocks in the light of a statistical analysis of the results of pumping tests (Silesia-Cracow monocline). *Kwart. geol.* 29, 2: 381—399, Warszawa.
- Moullard L., Mijatović B., Karch R., Massard B. (1967), Exploitation d'une nappe karstique captive á exutoires sous marins. *Actes Coll. Dubrovnik 1965, Hydrologie des roches fissurées*, Vol. 1: 237—250, AIHS-Unesco, Luvain.

- Navarro D. A., Samper D. A. A. (1967), Problèmes de stockage des eaux dans le sud-est Espagnol. *Actes Coll. Dubrovnik 1965, Hydrologie des roches fissurées*, Vol. 1: 378—380, AIHS-Unesco, Luvain.
- Otkun G. (1967), More about Paleocene karst aquifer in Saudi Arabia. *IAH Memoires*, Vol. 12 Karst Hydrology, p. 25—37, Huntsville, Ala. USA.
- Paczyński B. (1971), Metodyczne zasady oceny zasobów wód podziemnych w strukturach regionalnych. *Instrukcje i metody badań geologicznych*. Wyd. Geol., Warszawa.
- Papadopoulos I. S. (1967), Nosteady flow to a well in an infinite anisotropic aquifer. *Actes Coll. Dubrovnik, 1965. Hydrologie des roches fissurées*. Vol. 1: 21—31, AIHS-Unesco, Luvain.
- Pazdro Z. (1977), *Hydrogeologia ogólna*, p. 506, Wyd. Geol., Warszawa.
- Pittman E. D. (1971), Microporosity in carbonate rocks. *Am. Assoc. Petr. Geol. Bull.* 55, 10: 1873—1881.
- Przybyłek J. (1971), Zasady obliczeń filtracji nie ustalonej według wzorów Theisa i Hantusha, Wyd. Geol., Warszawa.
- Rogoż M. (1979), Modelowanie warstwy wodonośnej metodą różnicową, p. 112, *Prace GIG, Seria Dodatkowa*, Katowice.
- Rushton U. R. (1975), Aquifer analysis of the Lincolnshire limestone using mathematical models. *Jour. Inst. Wat. Engrs Sci.*, 29: 379—389.
- Sternberg Y. M. (1971), Parameter estimation for aquifer evaluation. *Water Res. Bull.*, 7, 3.
- Szczepański A. (1977), *Dynamika wód podziemnych*, p. 151, Wyd. Geol., Warszawa.
- Theis C. V. (1935), The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using ground water storage. *Trans. Am. Geoph. Union* 16: 519—524.
- Vecchioli J. (1967), Directional hydraulic behaviour of a fractured shale aquifer in New Jersey. *Actes Coll. Dubrovnik 1965. Hydrologie des roches fissurées*, Vol. 1: 318—326, AIHS-Unesco, Luvain.
- Wilk Z. (1962), O określaniu parametrów hydrogeologicznych złoża wody podziemnej w warunkach nie ustalonego przepływu. *Aquifer hydraulic parameters estimation in unsteady flow conditions. Prz. geol.* 10, 9: 484—487.
- Wilk Z. (1965), Zawodnienie a wielkość i głębokość kopalń we wschodniej części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego, Relationship between Mine Water Inflow, Size and Depth of the Collieries in the Eastern Region of the Upper Silesia Coal Basin. *Prace geol. PAN* 24, p. 117, Kraków.
- Wilk Z. (1967), Rozwój i zmienność zawodnienia polskich kopalń węgla kamiennego. Development Trends and Variations in the Quantity of Ground-Waters in Polish Coal Mines. *Zesz. Nauk. AGH* 179, *Geologia* 9, p. 160, Kraków.
- Wilk Z., Motyka J., Niewdana J. (1971), Charakterystyka i klasyfikacja przejawów wody w wyrobiskach kopalni pracującej w szczelinowo-krasowym poziomie wodonośnym. The characteristics and classification of the discharges of ground-water in mine workings driven in the fissure karst water-bearing horizon. *Zesz. Nauk. AGH, Geologia* 14: 43—62, Kraków.
- Wilk Z., Motyka J. (1977), Kontakty między poziomami wodonośnymi w olkuskim rejonie kopalnictwa rud. Contacts between water-bearing horizons (Olkusz area mining region, near Cracow). *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 47, 1: 115—143.
- Zeizel A. J., Walton W. C., Sasman R., Prickett T. A. (1962), Ground-water Resources of Du Page County, Ill. (Ill. State Water Survey and Ill. State Geological Survey Cooperative Ground-Water Report 2), p. 103.
- Zuber A. (1971), Dyspersja wskaźnika przy przepływach przez ośrodki porowate

- w aspekcie zastosowań hydrogeologicznych. Dispersion of Tracer in Flow through Porous Media and Its Aspects in Applications to Hydrology. *Zesz. Nauk. AGH, Fiz. Chem.* 7, p. 89, Kraków.
- Arawin W. J. — Аравин В. Е. (1938), Приток грунтовой воды к котловину прямоугольной формы в плане основанном не горизонтальном водопроницаемом слое. Изв. НИИГ, т. XXII, ОНТИ, Москва.
- Borewskij B. W. i in. — Боровский Б. В., Хордикайнен М. А., Язвин Л. С. (1976), Разведка и оценка эксплуатационных запасов месторождений подземных вод в трещинно-кастовых пластах. Издат. „Недра”, Москва, сс. 247.
- Norwatow J. A., Korotkow A. I. — Норватов Ю. А., Коротков А. И. (1973), Определение фильтрационных параметров кукуерского и таллинского водоносных горизонтов на Ленинградском месторождении горючих сланцев. В книге: Горногеологическое значение карста на Ленинградском месторождении горючих сланцев. *Сб. науч. статей.* Ленинград, с. 115—121.
- Plotnikow N. I. — Плотников Н. И. (1973), Эксплуатационная разведка подземных вод. Издат. „Недра”, Москва, сс. 296.
- Szczełkaszew W. N. — Щелкачев В. Н. (1948), Упругий режим водоносных систем, Москва.
- Zarbachanow S. Ž. — Жарпаханов С. Ж. (1975), Подземные воды горно-рудных районов Центрального Казахстана. Издат. „Наука”, Казахской ССР, Алма-Ата, сс. 182.

SUMMARY

Abstract. The investigations results of the storage coefficient of the carbonate Triassic rocks in the Olkusz—Zawiercie ore mining district are presented. The method of ground water balance of the mines as well as the Theis-Jacob unsteady flow method combined with the method of superposition of stepwise changes of pumping rate were applied. The calculations of S based upon the data regarding the drop of piezometric head caused by mine dewatering and upon the pumping tests data. The storage coefficient values obtained on this way were critically analysed, discussed and compared with the published ones characterizing the same type of carbonate rocks in different parts of the world. In conclusion the storage coefficient values representative for both the confined as well as for the unconfined conditions of the aquifer under consideration are recommended.

On the occasion of the electric analog model-studies regarding the prediction of mine water inflow to the newly developed are mines operating in carbonate karst-fissured Triassic rocks the authors were encountered with the necessity of estimating representative storage coefficient values for the mentioned aquifer. The ore mining district under consideration is located in the eastern, cropping out section of the Cracow-Silesian monocline deeping towards NE, built up of Triassic, Jurassic and Cretaceous. In the area discussed the Cretaceous, Jurassic and partly Keuper sediments were eroded. The top surface of Triassic has a distinct relief mainly burried under fluvio-glacial sands and gravels. Because of local lack of isolating clayey Keuper sediments the Triassic aquifer

has partly confined and partly unconfined character. It is in local hydraulic contacts with underlying Devonian and overlying Jurassic as well as Quaternary water-bearing sediments. The filtration coefficients of the Triassic waterbearing horizon cover a wide range of values between $1,6 \times 10^{-7}$ and $4,7 \times 10^{-3}$ m/s. Beginning from 1955 the mentioned horizon is subject to the increasing draining influence of the ore mines which created a regional cone of depression, the area of it reaching some 300 km². The details of geology and hydrogeology of the region and aquifer under consideration can be found in previous authors' papers (1976, 1977).

In order to estimate storage coefficient by means of ground-water balance method formula (3) was applied, where μ — storage coefficient for unconfined conditions, V — volume of ground-water pumped out of the mine in the period Δt , V_g — volume of the cone of depression estimated on the base of observations in the piezometers, V_d — volume of mine water originating from the so called „dynamic ground-water resources” (i.e. precipitation, surface streams, ground-water stream). The storage coefficient values obtained on this way as well as all other values of S are presented in Table 1.

During the first phase of mine existence i.e. during the driving main underground water ways the mine tunnels encountered systems of water filled karst channels thus causing rapid mine water inflow increase accompanied by a proportional lowering of confined or unconfined water table around the mine. Consequently the inflow time curve could be divided in few stages and approximated by a step like graph (Fig. 5, 6, 10). Considering the mine as a „big well” (Arawin, 1938) in order to estimate the aquifer hydraulic parameters the Theis-Jacob solution (Cooper, Jacob, 1946) combined with the princip of superposition (Plotnikow, 1973) were applied. The last bases on the assumption that the total hydrodynamic depression (s) at a given point equals the sum of drawdowns caused by the following n discharge increases of the well that is expressed by formula (8). In that formula: Q_n — final inflow rate to the mine, T — transmissivity coefficient, S — storage coefficient (in unconfined connections equals μ), r — distance from the mine (or place of water inrush) to observation well (piezometer), a_i — coefficient of dischargerate increase, Q_0 — initial inflow rate to the mine, t — time counted from an arbitrary moment, i — consecutive number of the respective time moment.

The hydraulic aquifer parameters were calculated according to the known procedures from formulas (9) and (10) on the base of graphs of the function $s = \ln t_z$ (Fig. 7) or in the case of continued increase of water inflow rate to the mine on the base of graphs of the function

$$\frac{S}{Q(t)} = f(t) \text{ (Fig. 9).}$$

The last way of storage coefficient estimation was the interpretation of tests in pumping wells accompanied by piezometers (Fig. 11—15).

The results obtained from the authors' investigations presented in Table 1 and in Fig. 16 cover a very wide range of S values, from $4,9 \times 10^{-5}$ to $1,2 \times 10^{-1}$. The authors discuss these results trying to answer three questions: 1) What are the possible causes of the great dispersion of values obtained, 2) How these values correspond with the values of S , for the same type of karst-fissured carbonate rocks, published in the world literature, 3) Whether the results obtained can be considered as representative for ground-water hydrological calculations, prognoses, modeling etc. As the sources of great dispersion of S values they point out: real character of the calculated coefficients, unhomogeneity of the investigated aquifer, varying thickness of the aquifer, effectiveness of the calculation methods applied, methodological faults. They also point out that the values shown in Table 1 have different meanings. The ones obtained in confined conditions are influenced by the elastic properties of rock and water, the others obtained in unconfined conditions correspond with the effective porosity and the third kind („complex coefficients”) is influenced partly by the effect of rock and water expansion and partly by gravitational drainage. According to the authors' opinion the main factors causing great dispersion of values are the real inhomogeneity of the karst-fissured rocks and the applied method of estimation. The pumping tests data basing on one or two observation wells only do not reflect the anisotropic properties of the investigated rocks. The authors also point out at the difficulties in the interpretation of graphs of the pumping tests performed in karstified rocks. For instance the different sizes of water filled spaces within the rock (caves, channels, fissures, pores) cause that water flows out of it with different time lag (effect of „internal seepage” similar to the „Boulton effect”). The other difficulties are caused by the small distance from impermeable borders (faults), hydraulic contacts etc. The results obtained by the authors for unconfined conditions cover a wider range as the ones published by another authors characterizing the same type of rocks from different parts of the world (Table 2). The situation is opposite as far as the coefficient of storage for confined conditions is concerned. The authors' results are located in the uppermost zone of the values cited by different authors. Similar high S values were obtained by Mijatović (1974, 1977) who on the base of theoretical analysis states that the values of S for the discussed kind of rocks in confined conditions do not reflect the elastic properties of the aquifer, and in this conditions the storage coefficient values can correspond with the ones of effective porosity. In conclusion for farther applications the authors propose for unconfined conditions $S = 3 \div 5 \times 10^{-2}$ and for confined condition $S = 9 \times 10^{-3}$.