

Zbigniew WILK, Jacek MOTYKA,
Stanisław BORCZAK, Zdzisław MAKOWSKI

WŁASNOŚCI MIKROHYDRAULICZNE UTWORÓW
WAPIENIA MUSZLOWEGO I RETU
POŁUDNIOWEJ CZĘŚCI
MONOKLINY ŚLĄSKO-KRAKOWSKIEJ

*Microhydraulic properties of the Muschelkalk
and Rhoethian rocks of the southern section
of the Cracow-Silesian Monocline (Poland)*

Zbigniew Wilk, Jacek Motyka, Stanisław Borcza k & Zdzisław M a k o w s k i: Microhydraulic properties of the Muschelkalk and Rhoethian rocks of the southern section of the Cracow-Silesian Monocline (Poland). Ann. Soc. Geol. Poloniae 55/3-4, 485-508, 1985 Kraków.

A b s t r a c t: The conditions of the pore space formation in the carbonate sediments of the Muschelkalk and Rhoethian are characterized. The applied methods of laboratory tests of porosity, water storativity and permeability of core samples derived from five boreholes are described. It has been found that in general the dolomites are more porous, more permeable and indicate greater specific yield than the limestones. The smallest porosity occurs in recrystallized dolomites whereas the greatest in the oolitic ones. The volume of ground water stored in the rock massif under consideration depends much more on the pore space than on the space occupied by fractures and large karst solution openings. The correlation between the microhydraulic properties of the investigated rocks has been tested and discussed.

Key words: carbonate rocks, porosity, permeability, specific yield, Triassic, Cracow-Silesian Monocline, Poland.

Zbigniew Wilk, Jacek Motyka, Stanisław Borcza k: Akademia Górniczo-Hutnicza im. St. Staszica, Instytut Hydrogeologii i Geologii Inżynierskiej, al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków, Poland.
Zdzisław M a k o w s k i: Przedsiębiorstwo Geologiczne, al. Kijowska 14, 31-032 Kraków, Poland.

manuscript received: May, 1984

accepted: July, 1984

T r e ś ć: Scharakteryzowano ogólnie warunki formowania się przestrzeni porowej węglanowych osadów retu i wapienia muszlowego monokliny śląsko-krakowskiej. Opisano zastosowane metody laboratoryjne i wyniki badań porowatości, odsączalności i przepuszczalności próbek skał pochodzących z pięciu otworów wiertniczych. Stwierdzono, że na ogół dolomity są bardziej porowate, przepuszczalne i łatwiej oddają wodę niż wapienie. Najmniej porowate są dolomity rekrytalizowane, zaś najbardziej porowate są dolomity oolitowe. Objętość wody podziemnej zmagazynowanej w bany masywie skalnym zależy w znacznie większym stopniu od przestrzeni porowej niż od przestrzeni zajętej przez szczeliny i kawerny krasowe. Zbadano i przedyskutowano zależności korelacyjne między mikrohydraulicznymi cechami badanych skał oraz między nimi a głębokością.

UWAGI WSTĘPNE

Termin „mikrohydraulika” został wprowadzony do polskiej literatury naukowej przez Zdzisława Wilka (1949, 1953). Przez ten termin jego autor i propagator rozumiał tę część mechaniki płynów, która zajmuje się przepływami w ośrodkach porowatych. Ponieważ inicjatywa Zdzisława Wilka nie spotkała się z przychylnym przyjęciem, uzasadnił on ponownie celowość wprowadzenia tego terminu do literatury (Zdzisław Wilk, 1957), który mimo to jednak szerzej się nie przyjął.

W niniejszej pracy termin „własności mikrohydrauliczne” został użyty tylko w luźnym nawiązaniu do zacytowanych prac Zdzisława Wilka. Użyto go gwoili wygody na zbiorcze określenie pewnych cech skał porowatych, które warunkują zachowanie się zawartych w tych skałach cieczy pod działaniem sił zewnętrznych, a mianowicie: porowatości, odsączalności i przepuszczalności. Wydaje się, że określenie „własności mikrohydrauliczne” z jednej strony odpowiada treści terminu „mikrohydraulika” w rozumieniu Zdzisława Wilka, z drugiej strony eliminuje konieczność wymieniania wszystkich poprzednio podanych cech i wreszcie jest w konkretnym przypadku stosowniejsze od używanych niekiedy innych terminów o zbliżonym zakresie znaczeniowym jak np.: „własności hydrogeologiczne” (Zbigniew Wilk & B. Szwabowicz, 1965) „własności kolektorskie”, „własności zbiornikowe” czy „własności petrofizyczne” (M. Plewa & S. Plewa, 1973).

Autorzy niniejszej pracy już od dłuższego czasu prowadzą badania nad tymi własnościami węglanowych osadów triasu w rejonie olkusko-zawierciańskim, które mają znaczenie dla poznania hydrogeologii tego rejonu. W ich wyniku określono dotychczas współczynniki filtracji, zasobności wodnej (odsączalności) i przewodności tych skał na podstawie wyników próbnych pompowań i przebiegu drenażu górniczego (Motyka & Wilk, 1976; Wilk & Motyka, 1980) oraz cechy geometryczne szczelin i kanałów krasowych na podstawie bezpośrednich pomiarów w odsłonięciach powierzchniowych i podziemnych (Wilk *et al.*, 1982; Wilk *et al.*, 1984).

Wyniki tych badań, zwłaszcza opartych na próbnych pompowaniach, pozwoliły określić własności hydrauliczne fragmentów masywu skał triasowych o dużej objętości rzędu setek tysięcy metrów sześciennych przy uwzględnieniu oporów hydraulicznych i pojemności głównie systemów krasowych i szczelin. Własności przestrzeni porowej tzn. „*matrix porosity*” w rozumieniu Choquetta i Pray’a (1970) mogły się ujawniać tylko przy długotrwałym próbnym pompowaniu.

Dla pełniejszej charakterystyki hydrogeologicznej interesujących nas skał w niniejszej pracy przedstawiono wyniki badań własności hydraulicznych tej przestrzeni uzyskane na podstawie badań laboratoryjnych, a więc własności mikrohydrauliczne.

Przestrzeń porowa („*Porenraum*” — Engelhardt, 1960) skał węglanowych i formujące ją czynniki budzą od dawna żywe zainteresowanie geologów naftowych i zajmujących się pochodzeniem złóż występujących w tych skałach. W pracach tych badaczy znajdujemy na ogół tylko ogólne dane o porowatości i rzadziej przepuszczalności tej przestrzeni. Sporadycznie można spotkać wyniki badań odsączal-

ności przestrzeni porowej sedymentów węglanowych (Jureczko *et al.*, 1974), istotne dla celów obliczeń hydrogeologicznych.

Przestrzeń porowa węglanowych skał triasowych w północno-wschodnim obrzeżeniu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego była przedmiotem zainteresowania geologów zajmujących się metalogenią złóż rud cynku i ołowiu (Śliwiński, 1969; Bogacz *et al.*, 1970; Pawłowska & Szuwarzyński, 1979). Wypowiadali się oni jednak głównie na temat budowy i genezy przestrzeni porowej. Wydaje się więc, że przedstawione w niniejszej pracy dane liczbowe będą istotnym uzupełnieniem wiedzy o własnościach hydraulicznych przestrzeni porowej węglanowych skał triasowych.

SYTUACJA GEOLOGICZNA OBSZARU BADAŃ

Otwory wiertnicze, z których pochodziły próbki do badań własności mikrohydraulicznych triasowych skał węglanowych pochodzą z tej części monokliny śląsko-krakowskiej, która dość często określana jest mianem olkusko-zawierciańskiego rejonu rudonośnego względnie olkusko-zawierciańskiego rejonu mineralizacji cynkowo-ołowiowej. Sytuacja geologiczna tego rejonu znana jest z licznych



Fig. 1. Sytuacja otworów wiertniczych, z których pobrano próbki do badań laboratoryjnych

Fig. 1. Situation of boreholes from which core-samples were taken

publikacji (np. Śliwiński, 1969; Bogacz *et al.*, 1975; Pawłowska, 1982 i inne). Dlatego też autorzy ograniczają do minimum charakterystykę utworów triasowych tego obszaru.

Trzy spośród przebadanych otworów znajdują się w okolicy Olkusza (około 40 km na NW od Krakowa) zaś pozostałe dwa w okolicy Zawiercia, około 70 km na NW od Krakowa (fig. 1).

Erozyjna granica ciągłego występowania utworów triasowych, a tym samym granica monokliny śląsko-krakowskiej, przebiega około 5 do 20 km na SW od najbliższej niej położonych przebadanych otworów.

Utwory triasowe leżą przekraczając na sfałdowanym i pociętym uskoki podłożu paleozoicznym bądź też na przykrywających je diastroficznych utworach

wieku permskiego (zlepieniec myślachowicki). Ułożone są płasko, prawie poziomo i pocięte bardzo licznymi uskokami o amplitudzie rzadko większej niż sto metrów.

Najstarsze utwory triasowe reprezentujące dolną część pstrego piaskowca (warstwy ze Świerklańca), które osadzały się w warunkach kontynentalnych wypełniają zagłębienia nierównej powierzchni podłoża triasu.

Seria morskich osadów triasu rozpoczynająca się osadami retu składa się z różnego rodzaju skał węglanowych o bardzo różnym charakterze litologicznym i składzie chemicznym, głównie z margli, wapieni i dolomitów. Stratygraficznie obejmuje ona górną część pstrego piaskowca oraz dolny (warstwy gogolińskie, terebratulowe, gorażdzańskie i karchowickie, względnie warstwy olkuskie) i środkowy (dolomit diploporowy) wapień muszlowy. Pierwotne wapienie dolnego wapienia muszlowego zastąpione są w mniejszym lub większym zakresie przez — jak się obecnie powszechnie uznaje — wtórny dolomit kruszonośny zawierający minerały cynku i ołowiu w ilości o znaczeniu przemysłowym.

Zależnie od zasięgu erozji wymienione utwory są lub nie są nakryte osadami młodszymi: triasowymi, jurajskimi i czwartorzędowymi.

Ogólna miąższość utworów retu i (niekiedy zredukowanego erozyjnie) wapienia muszlowego w otworach, z których pochodziły próbki do badania własności mikrohydraulicznych wynosiła od 60 m do 95 m.

CZYNNIKI ROZWOJU PRZESTRZENI POROWEJ W BADANYCH SKAŁACH

Przestrzeń porowa węglanowych skał triasowych ukształtowała się wskutek oddziaływania wielu złożonych procesów w długiej historii geologicznej tych osadów. Choquette i Pray (1970) wyróżniają trzy główne stadia rozwoju porowatości sedymentów węglanowych: przeddepozycyjne, depozycyjne i podepozycyjne.

Porowatość przeddepozycyjna formuje się na etapie powstania materiału, z którego się tworzyły ziarna wchodzące w skład rozpatrywanego sedymentu. Ma ona szczególne znaczenie dla porowatości skały np. w przypadku osadzania się szczątków organizmów budujących swe szkielety z węglanów.

Stadium depozycyjne odpowiada okresowi tworzenia się osadu i jego wczesnym modyfikacjom wskutek oddziaływania środowiska, w którym ten osad powstaje. Do tego stadium cytowani autorzy zaliczają także porowatość powstałą w procesie wzrostu szkieletów żywych organizmów tworzących skały biomorficzne. Ukształtowanie przestrzeni porowej w stadium depozycyjnym w zasadniczy sposób warunkuje przebieg jej dalszych przemian w stadium podepozycyjnym.

Stadium podepozycyjne kształtowania się przestrzeni porowej rozpoczyna się po osadzeniu się pierwotnego sedymentu. W porównaniu z poprzednimi to stadium jest zazwyczaj długotrwałe i charakteryzuje się wielością i różnorodnością procesów przeobrażających pierwotną przestrzeń porową. Choquette i Pray (1970) procesy te dzielą na trzy generalne grupy: rozpuszczanie, cementacja i wewnętrzna sedymentacja.

Jeśli by konsekwentnie zastosować klasyfikację porów cytowanych wyżej auto-

rów, to należałoby tu także wymienić spękanie skał wskutek ruchów tektonicznych skorupy ziemskiej.

Za Hohltem (*fide* Bogacz *et al.*, 1970) wielu badaczy nazywa porowatością pierwotną tę, która powstała w stadium przeddepozycyjnym i depozycyjnym, a wtórną tę, która powstała w stadium podepozycyjnym.

Rozwój przestrzeni porowej węglanowych skał triasowych w rejonie olkusko-zawierciańskim rozpoczyna się w górnym pstrym piaskowcu, kiedy to na zróżnicowane morfologicznie podłoże omawianego terenu zaczęło wkraczać morze (Pawłowska, 1982). W płytkim, ciepłym basenie o dużym zasoleniu początkowo osadzały się utwory łagunowo-morskiej serii ewaporytowej (gipsy, anhydryty), a następnie wapienno-margliste i dolomitowe (Senkowiczowa, 1965).

Na początku wapienia muszlowego, w pogłębiającym się zbiorniku rozpoczęła się sedymentacja warstw gogolińskich, tzn. wapieni marglistych z cienkimi przeławiczeniami ilastymi. U schyłku dolnej części wapienia muszlowego, wskutek wahań dna morskiego z wyraźną tendencją do jego dźwigania się (Śliwiński, 1969) wzrasta udział czystego węglanu wapnia w powstającym osadzie (warstwy olkuskie *sensu* Śliwiński, 1961). Dalsze podnoszenie się dna morskiego w środkowym wapieniu muszlowym odbija się na zmianie charakteru osadów. Tworzą się dolomity diploporowe i tarnowickie. Z końcem wapienia muszlowego następuje krótka regresja morza z omawianego obszaru.

Z sedymentacją zróżnicowanych osadów w recie i wapieniu muszlowym związane jest powstanie odmiennie ukształtowanej przestrzeni porowej w poszczególnych rodzajach skał. Późniejsze procesy diagenetyczne i epigenetyczne obszernie omawiane w literaturze (por. np.: Rove, 1947; Engelhardt, 1960; Murray, 1960; Bulač, 1961; Pittman, 1971; Hill & Wedow, 1971; Paseri 1976a, b oraz inni) różnice te jeszcze bardziej pogłębiły.

Najważniejszymi czynnikami, które formowały przestrzeń porową badanych skał w procesie diagenety, były: kompaktacja, rekrytalizacja i cementacja pierwotnego osadu, czego rezultatem było zmniejszenie się porów. Jednakże, w stosunku do zdiagnozowanego mułu wapiennego, wielkość porów w dolomitach oolitowych, organogenicznych, czy ziarnistych pozostała nadal duża.

Drugim ważnym procesem była dolomityzacja wapieni, w rezultacie której, już przypuszczalnie u schyłku wapienia muszlowego, powstały dolomity kruszczońskie (Bogacz *et al.*, 1975). Proces ten, jeżeli zachodzi wymiana molekulek za molekulek, prowadzi do zmniejszenia się objętości skały o 12–13% (Beaumont, 1837). W przypadku wymiany jonów wapnia i magnezu w relacji objętość za objętość, porowatość powstałych w ten sposób dolomitów jest mała. Śliwiński (1969) przywiązuje także wagę do procesu dedolomityzacji jako czynnika powodującego powiększenie porowatości skał.

Trzy inne znaczące grupy czynników modyfikujących przestrzeń porową omawianych skał w stadium podepozycyjnym to: pękanie masywu, procesy krasowe i okruszczenie siarczkami.

Pierwszy z nich ułatwił penetrację roztworów wodnych do wnętrza masywu i przyspieszył proces ługowania bądź cementacji.

Znaczenie zjawiska rozpuszczania węglanów wapnia i magnezu w procesie formowania się przestrzeni porowej wapieni i dolomitów aż do wielkich form krasowych włącznie nie wymaga omawiania. Ograniczając się jednak tylko do porów o wielkościach interesujących z punktu widzenia mikrohydrauliki warto zwrócić uwagę na skutki selektywnego ługowania skał wapienno-dolomitowych. Jego rezultatem mogą być skały resztkowe o bardzo dużej porowatości. Müller (1958) podaje przykład takiej skały o współczynniku porowatości 0,22 w profilu dolnego wapienia muszlowego z okolic Jeny.

Okruszczowanie siarczkami, jakkolwiek należące do grupy procesów cementujących osad, mogło stać się przyczyną uruchomienia roztworów słabego kwasu siarkowego jako produktu wietrzenia siarczków w strefie utlenienia. Roztwory takie mają właściwości rozpuszczające węglany (Morehouse, 1968), czego wynikiem jest powiększenie się porów.

Konsekwencją nałożenia się procesów kształtowania przestrzeni porowej w historii geologicznej badanych skał było powstawanie pustek o bardzo różnorodnych kształtach i stopniu wzajemnego powiązania. Makroskopowo da się w nich wyróżnić większość rodzajów porów, ujętych w rozmaitych klasyfikacjach (np.: Waldschmidt *et al.*, 1956; Choquette & Pray, 1970; Travis 1970; Bleahu, 1974; Radomski & Unrug, 1977; Pawłowska & Szuwarzyński, 1969).

ZAKRES I METODYKA BADAŃ

Badania własności mikrohydraulicznych omawianych skał wykonano na rdzeniach z pięciu otworów wiertniczych, odwierconych między Olkuszem a Zawierciem (fig. 1). Ogółem na 256 próbkach określono współczynniki porowatości otwartej. Z wyjątkiem nierównych fragmentów skał, pochodzących z opróbowania otworu BO-192, na 182 rdzeniach z pozostałych czterech otworów określono współczynniki przepuszczalności i odsączalności. Średnica rdzeni wynosiła 47 mm a wysokość od 12 do 57 mm. Liczby próbek pobranych z poszczególnych ogniw litostratygraficznych zestawiono w tabeli 1.

Współczynnik porowatości oznaczono metodą opisaną przez Kleczkowskiego i Mularza (1964), która umożliwia określenie objętości kanalików porowych połączonych ze sobą. Wymienieni autorzy porowatość taką nazywają „efektywną”, zaś Castany (1968), „całkowitą” („*porosité totale*”). Ponieważ jednak pojęcie „porowatość efektywna” aktualnie jest raczej używane dla określenia tej części przestrzeni porowej, przez którą odbywa się ruch wody – lub niekiedy jako odpowiednik polskiego terminu „odsączalność” (np. „*effective porosity*” – Bear, 1972; „*porosité efficace*” – Kiraly, 1975), autorzy przyjęli za Pazdrą (1977) termin „porowatość otwarta” dla badanego rodzaju porowatości. Pojęcia tego („*porosité ouverte*”) w identycznym znaczeniu używają także Castany i Margat (1977).

Współczynnik przepuszczalności oznaczono na rdzeniach wysuszonych w temperaturze 105–110°C, umieszczonych w aparacie opisanym przez Dulińskiego (1965). Jako medium przepływającego przez próbkę skały używano sprężonego powietrza. Uzyskane w ten sposób współczynniki przepuszczalności wyrażone w

Tabela – Table 1

Zestawienie próbek pobranych z poszczególnych poziomów litostratygraficznych

List of core-samples taken from different lithostratigraphic units

Jednostka litostratygraficzna Lithostratigraphic unit	Nr otworu No. of the borehole					Ogółem Total
	BJ-142	BO-192	P-245	TŁ-19	TŁ-37	
Dolomity diploporowe Diplopora Dolomites	10	14	3	8	13	48
Dolomit kruszonośny Ore-Bearing Dolomite	6	26	9	19	14	74
Wapienie warstw olkuskich i gogolińskich Limestones – Olkusz and Gogolin Beds	13	6	15	8	13	55
Dolomity i margle retu ¹ Dolomites and marls – Rhoethian	12	28	7	15	17	79
Razem Total	41	74	34	50	57	256

¹ Z marglistych osadów retu pobrano 2 próbki z otworu BO-192

From the Rhoethian marls only 2 samples were taken

jednostkach Darcy zostały przeliczone na współczynniki filtracji (k) dla wody o temperaturze 10°C (k_{10}) i wyrażone w metrach na sekundę.

Już w 1933 r. Fancher, Lewis i Barnes zwrócili uwagę na niezgodność między wynikami laboratoryjnych oznaczeń przepuszczalności za pomocą powietrza i wody. Szczegółowe badania Klinkenberga (1941) wykazały, że tylko stosując bardzo wielkie, teoretycznie nieskończone wielkie ciśnienie tłoczenia cieczy lub gazu przez badaną próbkę można by uzyskać identyczne wyniki. Przy niższych ciśnieniach przepuszczalność obliczona na podstawie tłoczenia gazu jest wyższa niż przy użyciu cieczy. Jest to wynikiem tzw. efektu poślizgu („*the phenomenon of slippage*”) którego teoria znana jest od przeszło stu lat (Kundt & Warburg, 1875, *fide* Klinkenberg, 1941; Knudsen, 1909, *fide* Engelhardt, 1960). Ohle (1951) jako przyczynę wspomnianych różnic wymienia także pęcznienie iłó, adsorpcję i napięcie powierzchniowe cieczy.

Z wyprowadzonej przez Klinkenberga formuły wynika, że konieczność zastosowania poprawki dla wyników uzyskanych przy użyciu gazu zachodzi tylko przy próbkach o niskiej przepuszczalności.

Amyx *et al.*, (1960) podają, że w przypadku pęcznienia iłó spowodowanego wprowadzeniem wody do skały przepuszczalność określona przy użyciu gazu może być ponad 50 razy większa niż przy użyciu wody. Jednakże Ohle (1951) na podstawie wyników własnych badań tego zjawiska dowiódł, że np. w przypadku wapieni i dolomitów ze wschodniego Tennessee błąd wywołany przez „*slip-effect*” jest nieznaczny

i można go dla celów praktycznych pominąć. Mając to na uwadze autorzy niniejszej pracy przyjęli, że choć wartości uzyskane w wyniku ich badań są być może nieco wyższe niż gdyby je uzyskano przy użyciu wody, to jednak mogą być uważane za reprezentatywne dla wodoprzepuszczalności przestrzeni porowej omawianych osadów wapienia muszlowego i retu.

Współczynnik odsączalności badanych skał określano metodą odwirowywania (Prill, 1961; Prill & Johnson, 1963; Prill *et al.*, 1965; Motyka *et al.*, 1971). W metodzie tej proces grawitacyjnego odsączania się wody ze skały zostaje zastąpiony działaniem siły odśrodkowej i dzięki temu znacznie przyspieszony. Siła ta wywołuje w próbce ciśnienie ssące, powodujące odsączenie się części wody ze skały, którego wielkość oblicza się ze wzoru podanego przez Prilla (1961).

Do badań współczynnika odsączalności wykorzystywano rdzenie nasycone wodą w komorze próżniowej, po wykonaniu ważeń niezbędnych do określenia współczynnika porowatości otwartej. Zgodnie z wcześniej przyjętą zasadą (Motyka *et al.*, 1971), współczynniki odsączalności obliczano na podstawie ilości wody odsączającej się z próby przy ciśnieniu ssącym równym 98 kPa (jednej atmosferze technicznej, tzn. 10 m słupa wody). Odpowiada to mniej więcej maksymalnemu ciśnieniu ssącemu, jakie może wystąpić w warunkach naturalnego, grawitacyjnego odsączania wody w warstwie wodonośnej. Zgodnie z definicją wartość współczynnika odsączalności obliczono ze wzoru jako stosunek objętości wody wydzielonej z badanej próbki przy poprzednio podanym ciśnieniu ssącym do objętości próbki skały, z której ta woda się wydzieliła.

Ilość odsączonej wody zależy od czasu trwania procesu wyciekania wody pod wpływem grawitacji. Wszystkie badane rdzenie wirowano przez 20 minut, co przy uwzględnieniu ich wysokości według wzoru podanego przez Prilla *et al.*, (1965) odpowiada czasowi grawitacyjnego odsączania w warunkach naturalnych od około 430 dni do ponad 8600 dni tj. od ponad 1 roku do przeszło 23 lat.

Zdefiniowany przez Wilka i Szwabowicz (1965) stopień odsączenia (S_o) obliczano jako iloraz współczynnika odsączalności (μ) i współczynnika porowatości otwartej (n_o). W takim ujęciu stopień odsączenia w przybliżeniu charakteryzuje wielkość porów, z których odsączyła się woda. Im stopień odsączenia jest większy, tym mniej wody związanej fizycznie pozostało w skale, a zatem charakteryzuje się ona dość dużymi wymiarami porów, choć niekoniecznie licznymi.

WYNIKI BADAŃ LABORATORYJNYCH

POROWATOŚĆ OTWARTA

Porowatość otwarta badanych skał węglanowych mieściła się w bardzo szerokim przedziale wartości, bo od 0,002 do 0,34. Blisko 70% próbek wapieni miało porowatość do 0,02 (fig. 2).

Porowatość otwarta dolomitów wapienia muszlowego i retu zawierała się w przedziale od 0,006 do 0,34. Spośród wydzielonych trzech podzbiorów dolomitów: diploporowych, kruszconośnych i retu, stosunkowo najbardziej jednorodne pod

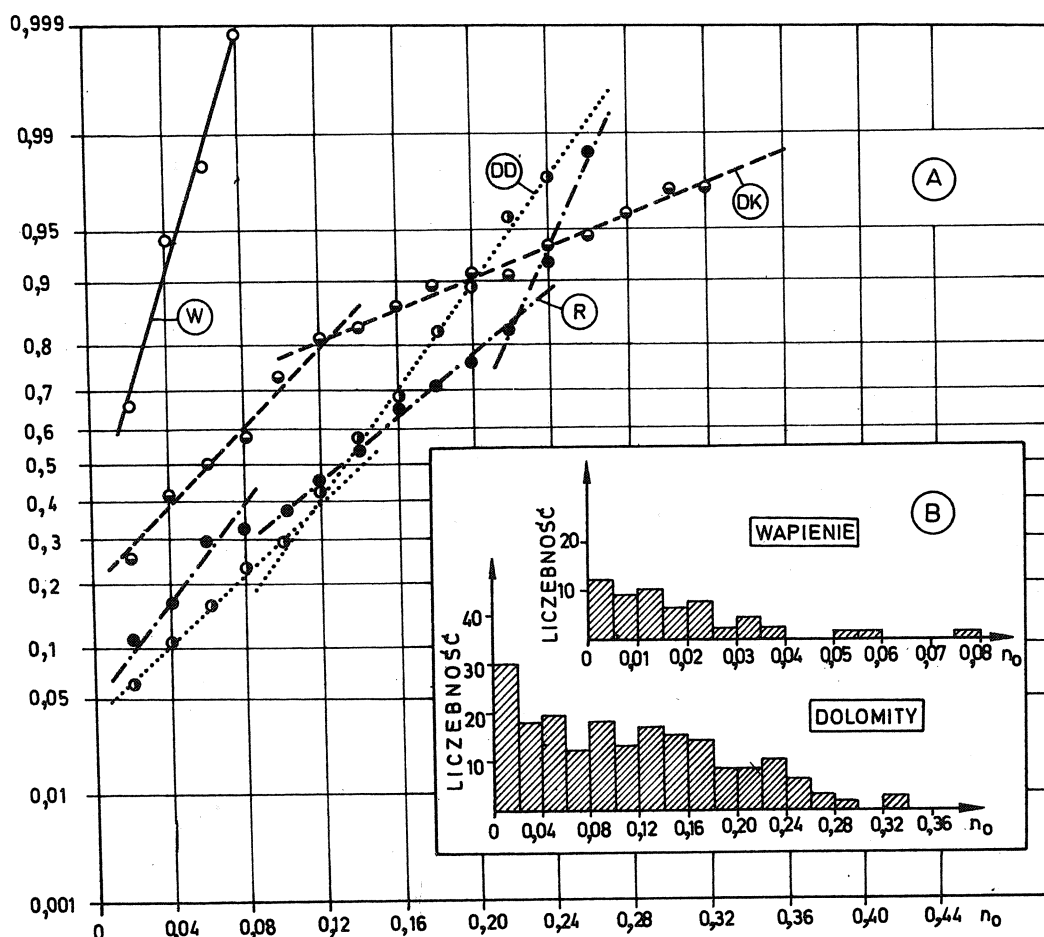


Fig. 2. Rozkład współczynników porowatości otwartej (n_o): A – skumulowane częstości względne: R – dolomity retu, W – wapień warstw olkuskich i gogolińskich, DK – dolomity kruszconośne, DD – dolomity diploporowe, B – histogramy rozkładu porowatości

Fig. 2. Open porosity (n_o) distribution. A – cumulative, relative frequencies: R – Rhoethian dolomites, W – limestones, Gogolin and Olkusz Beds, DK – Ore-Bearing Dolomite, DD – Diplopore Dolomite, B – porosity distribution histograms: liczebność – number of samples, wapień – limestones, dolomity – dolomites

względem rozkładu omawianej cechy okazały się dolomity diploporowe (fig. 2A). Wprawdzie można w podzbiornie porowatości dolomitów diploporowych wyodrębnić dwie mniejsze populacje, jednakże nachylenia prostych do nich przynależnych (fig. 2A) różnią się tylko nieznacznie, co oznacza, że populacje te mają podobne parametry rozkładu.

Wyraźnie niejednorodny pod względem porowatości jest dolomit kruszconośny i dolomity retu. Na porowatość dolomitu kruszconośnego składają się dwie populacje o wyraźnie różnych parametrach rozkładu, z których jedna obejmuje skały o niskich wartościach, a druga o wysokich wartościach tej cechy (fig. 2A). W zbiorze wartości porowatości dolomitów retu można wydzielić trzy populacje: niewielkich, średnich i wysokich wartości. Należy przy tym zaznaczyć, że niewielkie wartości porowatości tych skał stwierdzono przede wszystkim w otworze BO-192 (fig. 6). Dwie próbki margli retu pobrane w otworze BO-192 miały porowatość otwartą 0,10 i 0,045.

Charakterystyczną cechą rozkładów porowatości badanych skał jest ich do-

datnia asymetria (fig. 2). Szczególnie wyraźnie widać to w przypadku wapieni, dla których rozkład współczynników porowatości ma charakter lognormalny. Dla tego typu rozkładu miarą położenia jest średnia geometryczna.

Wartości współczynników porowatości dolomitów, traktowanych jako jeden zbiór skał, mają również rozkład o charakterze lognormalnym (fig. 2B). Jednakże inaczej przedstawia się to w przypadku dolomitów z różnych ogniw litostratygraficznych, bowiem rozkład wartości badanej cechy dla dolomitów diploporowych jest zbliżony do normalnego, chociaż można wyodrębnić dwa podzbiory wielkości omawianej cechy (fig. 2A).

W przypadku dolomitu kruszconośnego wyraźnie rysują się dwa podzbiory o różnych parametrach rozkładu. Pierwszy z nich, bardziej jednorodny, obejmuje dolomity o małej porowatości otwartej, a drugi, bardziej spłaszczony, o większej porowatości otwartej. Dolomity retu są stosunkowo najmniej jednorodne. W zbiorze wartości współczynników porowatości otwartej tych skał można wyodrębnić trzy podzbiory charakteryzujące się małą, średnią i dużą porowatością (fig. 2A).

PRZEPUSZCZALNOŚĆ

Przepuszczalność badanych skał triasowych mieściła się w bardzo szerokich granicach, bo od 0,0004 do 638,9 mD. Po przeliczeniu tych wartości na współczynniki filtracji, bez uwzględnienia poprawki Klinberga na „*slip-effect*” wartości te wyniosły odpowiednio $3,24 \times 10^{-12}$ m/s i $4,89 \times 10^{-6}$ m/s (fig. 3).

Wyraźnie niższa od dolomitów przepuszczalność wapieni mieściła się w przedziale od 0,0004 do 1,58 mD, tzn. od $3,24 \times 10^{-12}$ m/s do $1,21 \times 10^{-8}$ m/s. Najwięcej próbek miało przepuszczalność od 0,005 mD do 5,2 mD ($4,0 \times 10^{-11}$ – $4,0 \times 10^{-8}$ m/s). Wartości omawianej cechy dla dolomitów wynosiły od 0,003 mD do 638,9 mD tzn. od $2,07 \times 10^{-11}$ m/s do $4,89 \times 10^{-6}$ m/s, przy czym najczęściej miały one przepuszczalność od 5,0 mD do ponad 100 mD, tzn. od $4,0 \times 10^{-8}$ m/s do $1,0 \times 10^{-6}$ m/s (fig. 3B). Porównanie przepuszczalności dolomitów z poszczególnych ogniw litostratygraficznych triasu pozwala stwierdzić, że ogólnie nieco gorzej przepuszczalne w stosunku do dolomitów diploporowych i dolomitów retu, są dolomity kruszconośne (fig. 3A).

Rozkład wartości omawianej cechy dla wapieni ma charakter lognormalny ze słabo zaznaczoną dwumodalnością (fig. 3). Pierwszy podzbiór obejmuje wapienie słabiej przepuszczalne, o niewielkim udziale zaburzeń teksturalnych zwiększających wymiary porów. Drugi podzbiór zawiera skały z widocznymi mikroszczelinami i stylolitami, które mogą wydatnie zwiększyć ich zdolności przewodzące (Rove, 1947; Hill & Wedow, 1971).

Dolomity diploporowe i kruszconośne składają się z wyraźnie dających się wyróżnić dwóch podzbiorów skał o różnej przepuszczalności (fig. 3A). Podobnie jak w przypadku wapieni, pierwsza grupa obejmuje dolomity o niewielkich współczynnikach filtracji, tzn. od 10^{-10} m/s do 10^{-9} m/s, natomiast druga zawiera skały lepiej przepuszczalne, tzn. o współczynnikach filtracji 10^{-8} – 10^{-6} m/s. Ze względu na dużą, widoczną makroskopowo zmienność kształtów i wymiarów przestrzeni porowej omawianych dolomitów trudno na obecnym etapie badań wyjaśnić tę

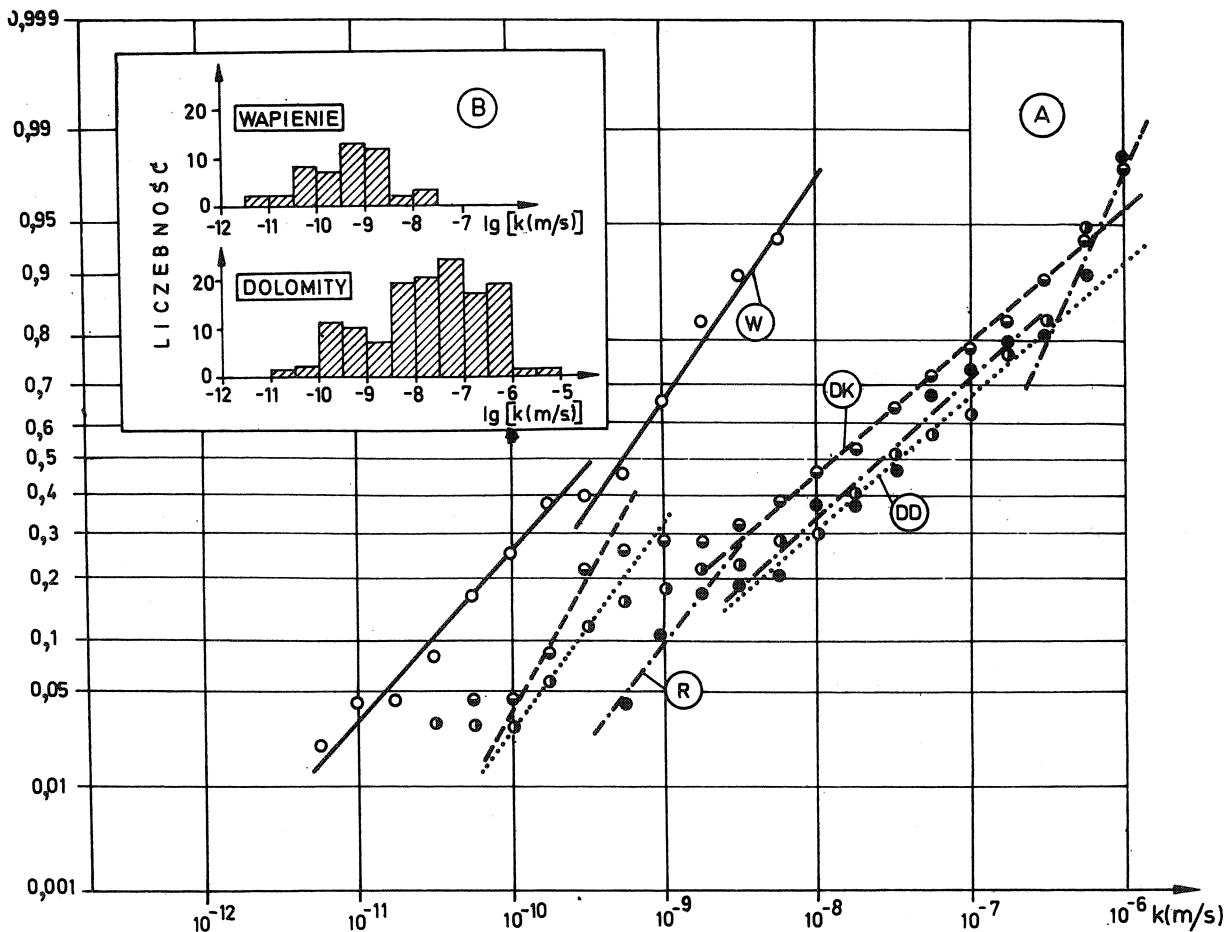


Fig. 3. Rozkład współczynników filtracji (k). Objasnienia jak dla fig. 2

Fig. 3. Hydraulic conductivity (k) distribution. Explanations as in Fig. 2

dwumodalność, odpowiadającą zresztą rozkładowi wartości współczynników porowatości otwartej (fig. 2A).

Dolomity retu budzą spore wątpliwości przy interpretacji dotyczącej charakteru rozkładu ich przepuszczalności. Przy wizualnej analizie rozmieszczenia punktów obrazujących ten rozkład na siatce laplaso-regularnej (fig. 3A), można zauważyć trzy podzbiory skał: o małej ($5,0 \times 10^{-10} - 3,0 \times 10^{-9}$ m/s), średniej ($4,0 \times 10^{-9} - 3,0 \times 10^{-7}$ m/s) i dużej przepuszczalności (od $4,0 \times 10^{-7}$ m/s do ponad 10^{-6} m/s). Podobnie jak w przypadku dolomitów diploporowych i kruszcowanych, bez specjalnych szczegółowych badań w tym także i mikroskopowych, trudno należycie zinterpretować taki charakter rozkładu. Można jednak zauważyć, że jest on zbieżny z charakterem rozkładu wartości współczynników porowatości otwartej tych skał (fig. 2A).

ODSĄCZALNOŚĆ

Wapień warstw olkuskich i gogolińskich wykazały niewielką zdolność do oddawania wody w warunkach przeprowadzonych badań laboratoryjnych, tzn. przy ciśnieniu ssącym równym 98 kPa tj. około jednej atmosfery technicznej (10 m słupa wody). Spośród 49 próbek skał poddanych badaniom tylko 11 wykazało zdolność do oddawania wody w tych warunkach. Ich współczynniki odsączalności

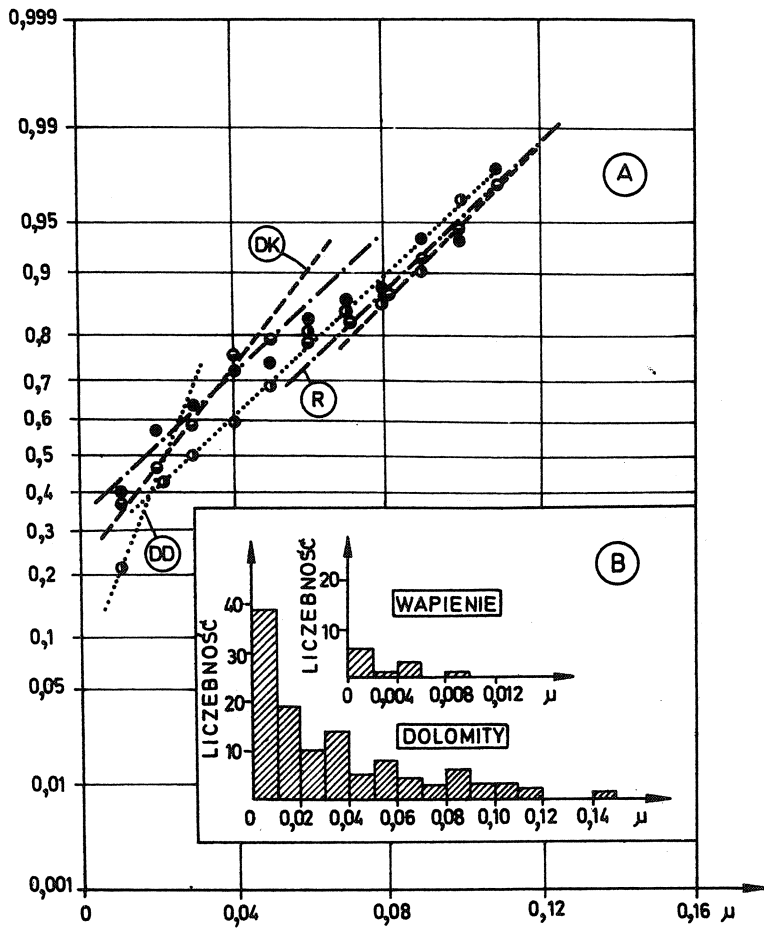


Fig. 4. Rozkład współczynników odsączalności (μ).
 Objaśnienia jak dla fig. 2
 Fig. 4. Specific yield (μ) distribution. Explanations as in Fig. 2

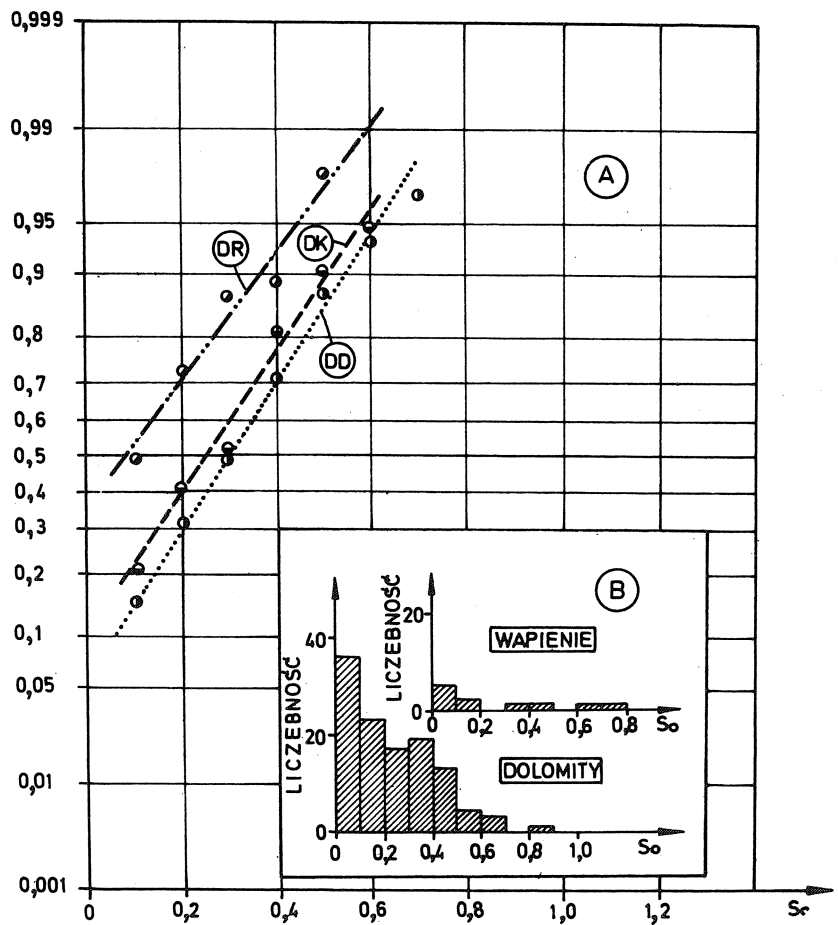


Fig. 5. Rozkład stopni odsączenia (S_o). Objaśnienia jak dla fig. 2
 Fig. 5. Relative drainability ($S_o = \mu/n_o$) distribution. Explanations as in Fig. 2

mieściły się w granicach od 0,00031 do 0,0091, a stopień odsączenia od 0,00602 do 0,799. Ze względu na niewielką liczbę próbek, które oddały wodę trudno się wypowiadać na temat charakteru rozkładów wielkości współczynnika odsączalności i stopnia odsączenia wapieni. Można przypuszczać, że są to rozkłady asymetryczne, prawoskośne (fig. 4B, 5B).

Dolomity okazały się skałami o dosyć dużych możliwościach magazynowania wody i oddawania jej pod wpływem grawitacji. Na ogólną liczbę 133 przebadanych próbek dolomitów tylko 17 nie oddało wody, z czego 2 próbki przypadły na dolomity diploporowe, 11 na dolomity kruszconośne, a 4 na dolomity retu. Współczynniki odsączalności dolomitów traktowanych jako jeden zbiór skał mieściły się w szerokich granicach bo od 0,000713 do 0,15. Rozkłady wartości współczynników odsączalności dolomitów z poszczególnych ogniw litostratygraficznych triasu są podobne (fig. 4A). W każdej z wydzielonych grup wyraźnie dają się zauważyć dwa podzbiory skał: o małych i dużych współczynnikach odsączalności. Szczególnie dolomity o stosunkowo dużej odsączalności, mimo że pochodzą z różnych ogniw litostratygraficznych, mają zbliżone parametry rozkładu. Charakter rozkładu wartości współczynników odsączalności dolomitów jest wyraźnie asymetryczny ze skośnością dodatnią (fig. 4B).

Stopień odsączenia dolomitów mieścił się w granicach od 0,00746 do 0,81. W stosunku do dolomitów diploporowych i kruszconośnych dolomity retu wykazały nieco mniejszy stopień odsączenia (fig. 5A), co świadczy, że duży udział w otwartej porowatości tych skał mają pory o stosunkowo niewielkich rozmiarach. Rozkłady wartości stopnia odsączenia badanych skał są asymetryczne, prawoskośne, ale w odróżnieniu od rozkładów pozostałych wielkości są bardziej jednorodne (fig. 5).

DYSKUSJA WYNIKÓW BADAŃ

Własności mikrohydrauliczne skał zależą przede wszystkim od ilości, wielkości i stopnia połączenia porów. Pelityczne wapienie warstw olkuskich i gogolińskich, złożone głównie z mułu węglanowego, mają niewielkie mikropory międzyziarnowe i dlatego wykazują małą porowatość i przepuszczalność oraz brak lub nikłą zdolność do oddawania wody pod wpływem grawitacji (fig. 2 – 5). Wprawdzie niekiedy spotyka się w próbkach wapieni większe pory w rodzaju niedużych jamek (typu „vug”, *sensu* Waldschmidt *et al.*, 1956), które jednakże są najczęściej zupełnie zamknięte i nie wpływają istotnie na poprawę zdolności tych skał do przewodzenia wody. Głównymi drogami krążenia wody w wapieniach są zatem spękania, fugi międzylawicowe, stylolity i kanały krasowe. Tego rodzaju przestrzenie pełnią także w tych skałach rolę magazynu wód mogących się odsączyć.

Dolomity mają na ogół znacznie większą porowatość otwartą niż wapienie, a co za tym idzie także przepuszczalność i odsączalność. Tego rodzaju ogólna prawidłowość została zauważona już dosyć dawno. Jako główną tego przyczynę podaje się zwykle dolomityzację, która w początkowej fazie wymiany jonu magnezu za jon wapnia powoduje wzrost porowatości, a w końcowej fazie, tzn. wymiany

objętości magnezu za objętość wapnia jej spadek (por. np. Engelhardt, 1960; Harbaugh, 1967).

W olkusko-zawierciańskim rejonie rudonośnym dolomity retu są bardzo zróżnicowane pod względem litologicznym. Najmniejszą porowatość (przypuszczalnie w wyniku dodatkowej dolomityzacji) wykazują dolomity rekrytalizowane, a największą dolomity oolitowe. Zasluguje na uwagę fakt, że przy dużej porowatości otwartej, przepuszczalności i odsączalności (fig. 2–4) dolomity retu wykazują stosunkowo mały stopień odsączenia (fig. 5). Świadczy to o dość dużym udziale w budowie ich przestrzeni porowej kanałów o niewielkich wymiarach, co jest prawdopodobnie związane z domieszką substancji ilastej w tych skałach.

Dolomity kruszconośne wykazują pośrednie własności między dolomitami retu a diploporowymi (fig. 2–5). Niewielką porowatość, przepuszczalność i odsączalność wykazują dolomity o wyraźnie widocznej budowie krystalicznej. Znacznie większe wartości tych parametrów mają dolomity ziarniste. Dolomity diploporowe przy dość dużej porowatości otwartej (fig. 2) i względnie jednorodnym rozkładzie jej wartości wykazują także dużą przepuszczalność i odsączalność (fig. 3, 4) oraz stosunkowo największy stopień odsączenia (fig. 5A). To ostatnie spostrzeżenie dowodzi, że skały te odznaczają się porami o dosyć dużych rozmiarach. Jest to zrozumiałe, jeśli wziąć pod uwagę, że są to przeważnie osady oolitowe i organodetrytyczne, podobnie jak dolomity opisane przez Martina i Pulido-Boscha (1981).

W podsumowaniu dyskusji wyników badań własności mikrohydraulicznych dolomitów należy stwierdzić, że obok szczelin i kawern pory odgrywają istotną rolę w przewodzeniu wody podziemnej, a kluczową jeśli chodzi o zdolność do jej magazynowania. Odsączalność przestrzeni porowej tych skał musi być zatem brana pod uwagę szczególnie w warunkach długotrwałego drenażu węglanowych skał triasowych wskutek odwadniania kopalń rud.

ZMIANY WŁASNOŚCI MIKROHYDRAULICZNYCH W ZALEŻNOŚCI OD GŁĘBOKOŚCI

Zmienność własności mikrohydraulicznych węglanowych skał triasowych z głębokością nie zaznacza się w formie wyraźnej tendencji.

Wapienie wykazują mniej więcej zbliżone własności mikrohydrauliczne we wszystkich otworach wiertniczych niezależnie od głębokości względem powierzchni terenu (fig. 6–10).

Własności hydrauliczne dolomitów zależą głównie od czynników formujących je w stadium depozycyjnym i podepozycyjnym. W otworze BO-192 w rozkładzie porowatości otwartej w profilu pionowym zaznaczają się dwie wyraźne strefy (fig. 6). Górna strefa, obejmująca skały o dużej porowatości, sięga do głębokości ok. 35 m od powierzchni terenu. Dolomity występujące w tej strefie mają barwę brunatną, świadczącą o wpływie procesów wietrzeniowych. W dolnej strefie skały mają barwę stalowoszarą i wykazują także niewielką porowatość otwartą. Nieco bardziej porowate są dolomity retu, jakkolwiek w porównaniu ze skałami tego samego wieku, których próbki pobrano z rdzeni pozostałych otworów wiertni-

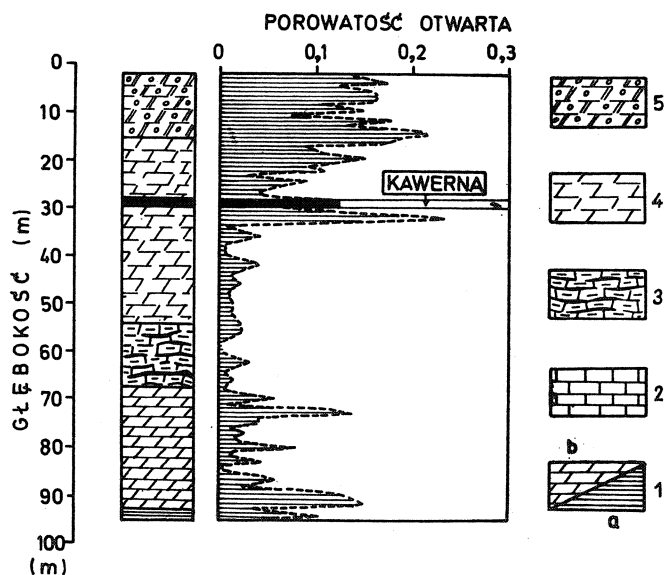


Fig. 6. Zmienność porowatości (n_o) w profilu otworu BO-192. 1 – ret: a – margle, b – dolomity, 2 – wapienie warstw olkuskich, 3 – wapienie warstw gogolińskich, 4 – dolomity kruszczońskie, 5 – dolomity diploporowe

Fig. 6. Changes in the open porosity (n_o) along the profile of the borehole BO-192. 1 – Rhoethian: a – marls, b – dolomites, 2 – limestones of the Olkusz Beds, 3 – limestones of the Gogolin Beds, 4 – Ore-Bearing Dolomite, 5 – Diplopora Dolomite; głębokość – depth, porowatość otwarta – open porosity, kawerna – karst solution opening

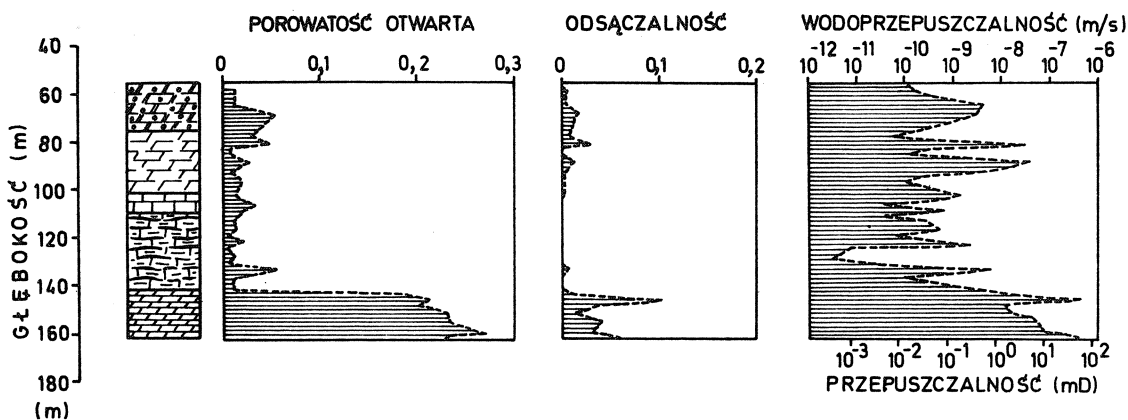


Fig. 7. Zmienność własności mikrohydraulicznych w profilu otworu P-245. Objasnienia jak dla fig. 6
Fig. 7. Changes in the microhydraulic properties along the profile of the borehole P-245. Odsączalność – specific yield, Wodoprzepuszczalność – hydraulic conductivity, Przepuszczalność – permeability. Other explanations as in Fig. 6

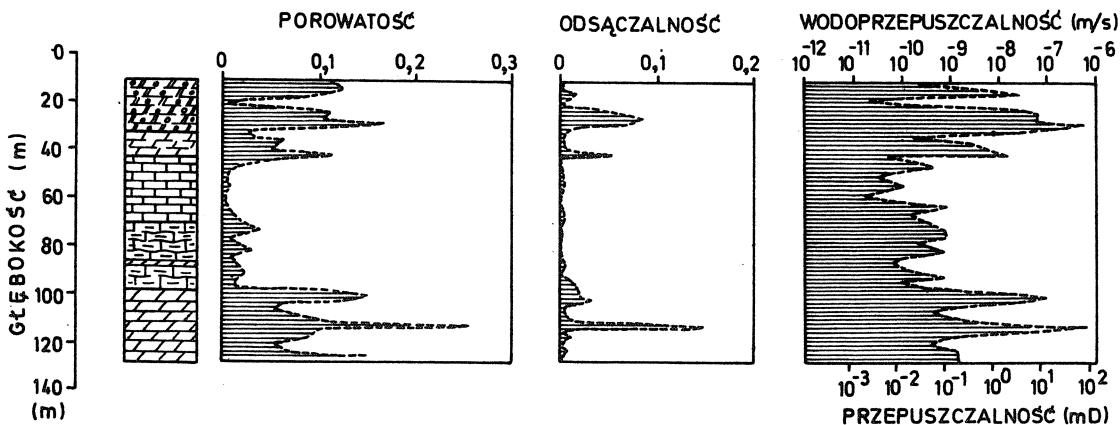


Fig. 8. Zmienność własności mikrohydraulicznych w profilu otworu BJ-142. Objasnienia jak dla fig. 6
Fig. 8. Changes in the microhydraulic properties of rocks along the profile of the borehole BJ-142. Explanations as in Fig. 6

czych, trzeba ją uznać za małą. Obserwowany w otworze BO-192 rozkład porowatości otwartej powstał przypuszczalnie głównie wskutek nałożenia się dwóch procesów: zapełniania się porów wytrącającym się spoiwem oraz wietrzeniem skał, które sięgnęło do głębokości około 35 m.

W otworze P-245 (fig. 7) rozkład porowatości otwartej jest odwrotny niż w otworze BO-192. W górnej strefie skały mają niewielką porowatość otwartą i odsączalność, natomiast dolomity retu, występujące w dolnej strefie mają znacznie

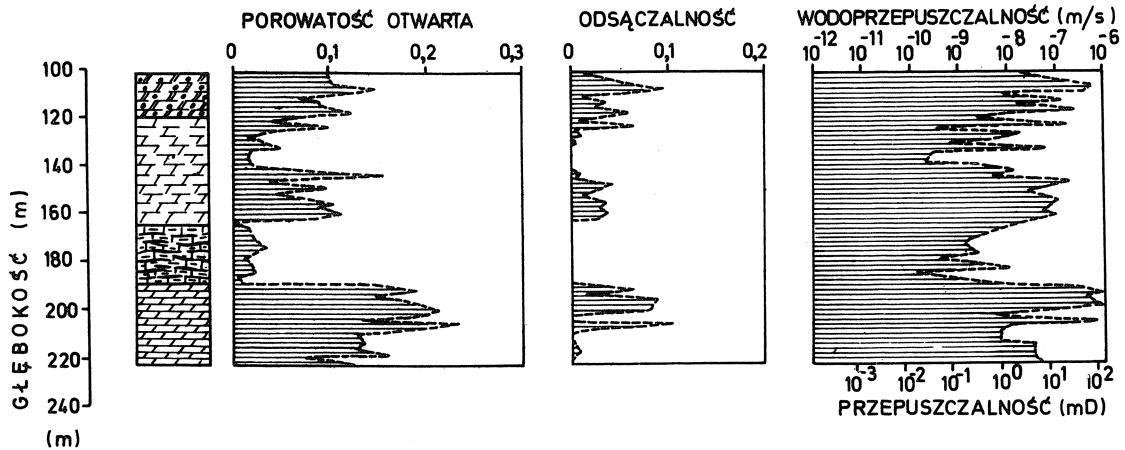


Fig. 9. Zmienność własności mikrohydraulicznych w profilu otworu TŁ-19. Objasnienia jak dla fig. 6
 Fig. 9. Changes in the microhydraulic properties of rocks along the profile of the borehole TŁ-19.
 Explanations as in Fig. 6

większe wartości tych cech. Przypuszczalnie proces redukcji przestrzeni porowej objął tylko dolomity wapienia muszlowego zalegające w stropie serii węglanowej, bowiem pokrywa utworów kajpru zapobiegała jej wietrzeniu.

W profilu pionowym pozostałych trzech otworów (fig. 8 – 10) rozkład wartości cech hydrogeologicznych przestrzeni porowej jest zgodny z ogólną prawidłowością polegającą na tym, że dolomity są bardziej porowate i przepuszczalne niż wapień. Rysuje się przy tym słaba tendencja do pogarszania się własności hydrogeologicz-

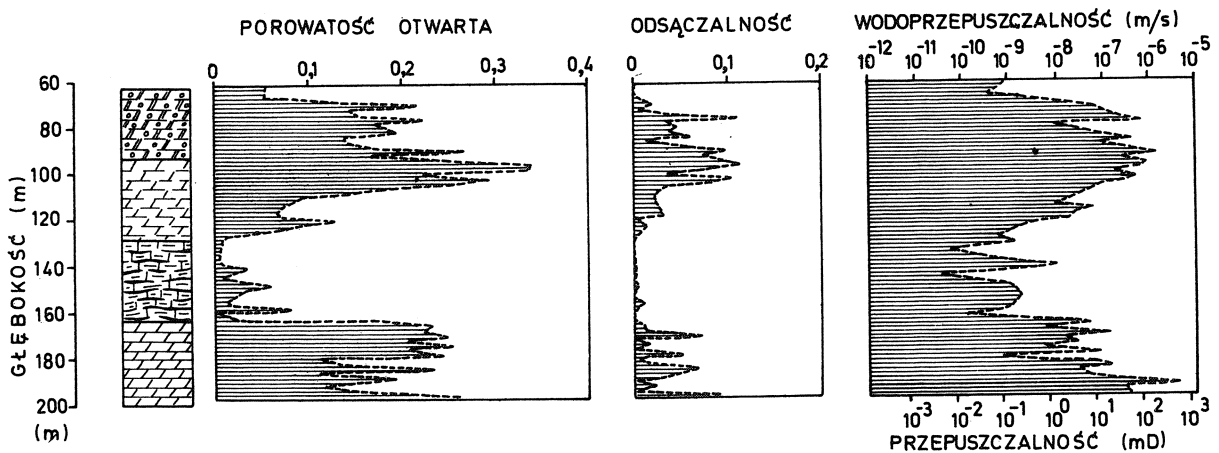


Fig. 10. Zmienność własności mikrohydraulicznych w profilu otworu TŁ-37. Objasnienia jak dla fig. 6
 Fig. 10. Changes in the microhydraulic properties of rocks along the profile of the borehole TŁ-37.
 Explanations as in Fig. 6

nych badanych skał wraz z głębokością. W otworze TŁ-37, w którym węglanowe osady triasu występują w przedziale głębokości 60–200 m (fig. 10), dolomity wapienia muszlowego i retu wykazują największe wartości badanych parametrów, zaś najmniejsze w otworze BJ-142, w którym omawiane utwory występują w przedziale 150–260 m (fig. 8).

Wyniki przeprowadzonych badań pozwalają sformułować wniosek, że do głębokości około 250 m od powierzchni terenu, ciśnienie petrostatyczne w nieznacznym stopniu wpłynęło na zmianę własności mikrohydraulicznych węglanowych skał triasowych. Znacznie większą rolę odegrały inne czynniki przeobrażające tę przestrzeń, głównie drogą przemian chemicznych. Warto także zwrócić uwagę na fakt, że podobnie słabo zaznaczyła się tendencja spadku wodoprzepuszczalności węglanowych skał triasowych, określonej metodą próbnych pompowań (Motyka & Wilk, 1976).

ZALEŻNOŚCI STATYSTYCZNE MIĘDZY CECHAMI MIKROHYDRAULICZNYMI

Podstawową cechą fizyczną, od której zależy odsączalność i przepuszczalność skały, jest geometria przestrzeni porowej, tzn. ilość i wielkość pustek oraz stopień ich wzajemnej więzi hydraulicznej. Współczynnik porowatości otwartej jest więc w pewnym stopniu wyznacznikiem wymienionych cech i dlatego określono związki korelacyjne między nim a współczynnikiem odsączalności (fig. 11) i współczynnikiem filtracji (fig. 12). Prócz tego określono zależność stopnia odsączenia od współczynnika odsączalności (fig. 13) oraz współczynnika odsączalności od współczynnika filtracji (fig. 14). Wszystkie wymienione zależności określono dla całej populacji badanych skał.

Zależność między porowatością otwartą badanych skał a ich odsączalnością najlepiej daje się aproksymować płaską parabolą prawie zbliżoną do linii prostej

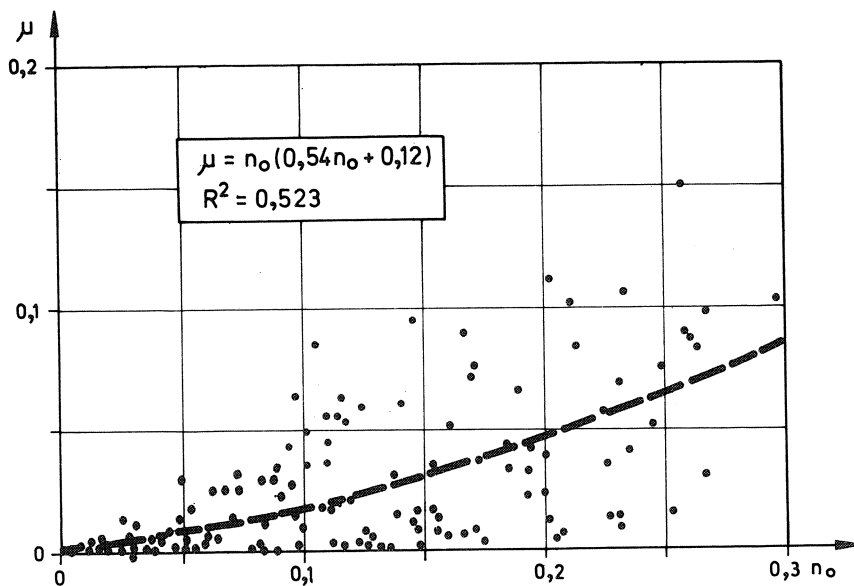


Fig. 11. Zależność współczynnika odsączalności (μ) od porowatości otwartej (n_o)

Fig. 11. Correlation between the specific yield (μ) and the open porosity (n_o)

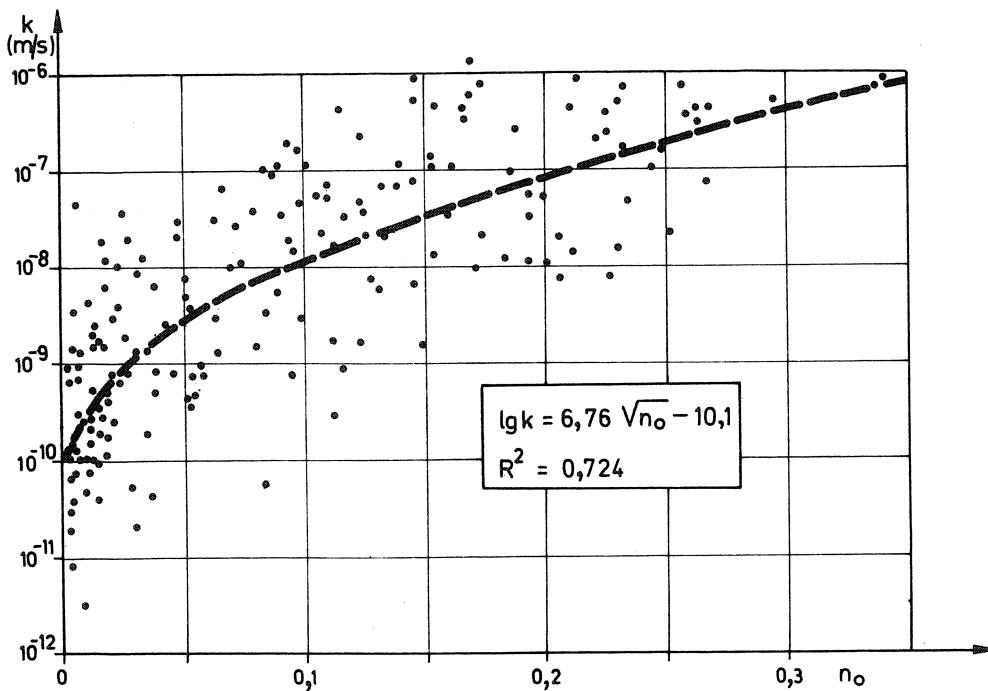


Fig. 12. Zależność współczynnika filtracji (k) od porowatości otwartej (n_o)
 Fig. 12. Correlation between the hydraulic conductivity (k) and the open porosity (n_o)

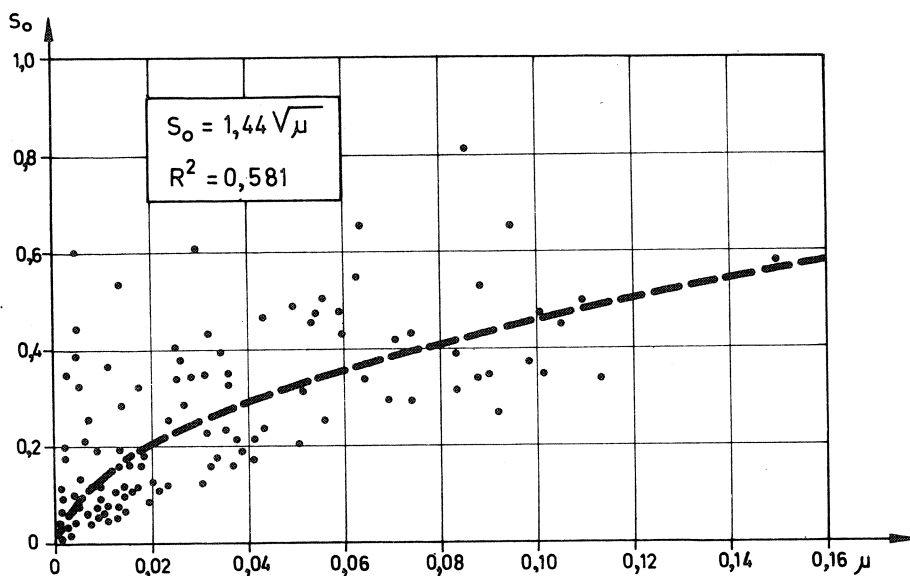


Fig. 13. Zależność stopnia odsączenia (S_o) od współczynnika odsączalności (μ)
 Fig. 13. Correlation between the relative draineability $S_o = \frac{\mu}{n_o}$ and the specific yield (μ)

(fig. 11). Współczynnik korelacji dla tej zależności jest znacznie większy od wartości krytycznej na poziomie istotności 0,05, co wskazuje, że jest ona istotna statystycznie. Niemniej jednak współczynnik determinacji (R^2) dowodzi, że dla takiej funkcji aproksymującej tylko nieco ponad 50% zmienności współczynnika odsączalności można wyjaśnić zmiennością porowatości.

Przepuszczalność przestrzeni porowej węglanowych skał triasowych w znacznie większym stopniu zależy od porowatości otwartej niż od odsączalności. Ponad

70% zmienności przepuszczalności można wyjaśnić zmiennością porowatości otwartej (fig. 12). Zależność między tymi dwiema cechami jest bardzo złożona i ma charakter krzywej wykładniczej. Przy wysokim współczynniku korelacji uderzające jest jednak duże rozproszenie punktów obejmujące dla tej samej porowatości otwartej, dwa lub trzy rzędy wielkości współczynnika filtracji.

Zależność współczynnika odsączalności od współczynnika filtracji autorzy próbowali określić metodą podaną przez Motykę i Witczaka (1974), która polega na tym, że jako zależność pośrednią wykorzystuje się związek między współczynnikiem odsączalności i stopniem odsączenia. Niestety, o ile w przypadku piaskowców

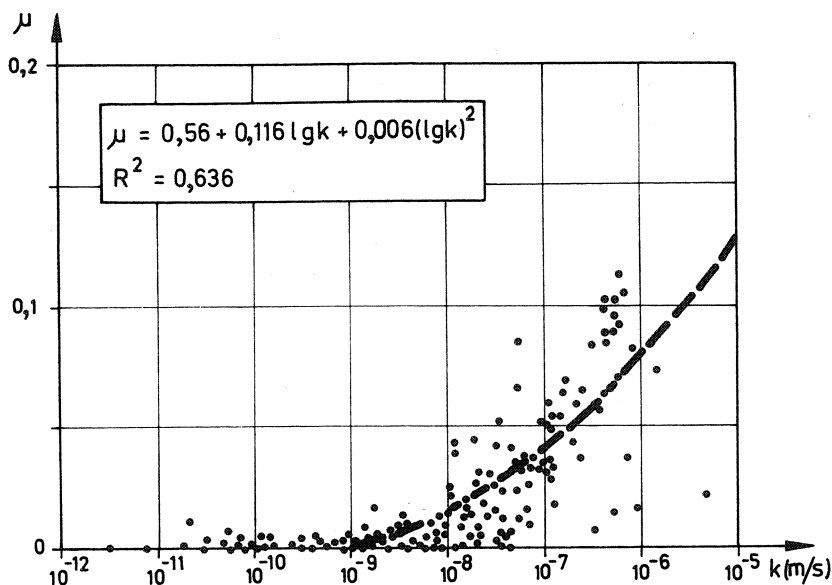


Fig. 14. Zależność współczynnika odsączalności (μ) od współczynnika filtracji (k)

Fig. 14. Correlation between the specific yield (μ) and the hydraulic conductivity (k)

karbońskich z okolic Łęcznej w Lubelskim Zagłębiu Węglowym wielkości te wykazywały niemal ścisłą, liniową zależność, to dla węglanowych skał triasowych zmienność stopnia odsączenia może być wyjaśniona w około 60% zmiennością współczynnika odsączalności ($R^2 = 0,58$) przy aproksymacji tego związku funkcją krzywoliniową (fig. 13). Zależność stopnia odsączenia od współczynnika odsączalności okazała się więc nieprzydatna do wykorzystania przy określeniu związku współczynnika odsączalności i współczynnika filtracji.

Zależność współczynnika odsączalności od współczynnika filtracji najlepiej dała się aproksymować parabolą, w której jako zmienna niezależna występował logarytm współczynnika filtracji (fig. 14). Należy przy tym brać pod uwagę prawą gałąź paraboli, począwszy od punktu na osi rzędnych, odpowiadającego współczynnikowi filtracji równemu 10^{-10} m/s. Podobnie jak w przypadku pozostałych badanych zależności wartość współczynnika korelacji przekraczała wartość krytyczną na poziomie istotności 0,05, co dowodzi istotności statystycznej tego związku. Niemniej jednak zmienność współczynnika odsączalności może być w około 64% wyjaśniona zmiennością współczynnika filtracji ($R^2 = 0,636$). Wielkości te korelują więc ze sobą gorzej niż w przypadku wspomnianych piaskowców karbońskich z okolic Łęcznej.

Z przeprowadzonych obliczeń statystycznych wynika, że odsączalność i przepuszczalność wapieni i dolomitów triasu w rejonie olkusko-zawierciańskim zależy od współczynnika porowatości otwartej. Zmienność tych cech w 50–70% może być wyjaśniona zmiennością porowatości otwartej. Wydaje się, że w dużym stopniu zależą one także od wielkości pustek. Szczegółowe opracowanie tego zagadnienia wymaga jednak zbadania znacznie większej liczby próbek skał.

LITERATURA CYTOWANA – REFERENCES

- Amyx, I.W., Bass, D.M. jr. & Whiting, R.L., 1960. *Petroleum Reservoir Engineering. Physical Properties*. Mc Graw-Hill, New York, 618 pp.
- Bear, J., 1972. *Dynamics of Fluids in Porous Media*. American Elsevier, New York, 764 pp.
- Beaumont, E. de, 1837. Application du calcul à l'hypothèse de la formation par épigénie des anhydrites, des gypses et des dolomies. *Bull. Soc. Géol. France.*, Sér., 1, 8: 175.
- Bleahu, M., 1974. *Morfologia Carstica. Edifura Stiintifica*, Bucuresti, 570 pp.
- Bogacz, K., Dżułyński, St. & Harańczyk Cz., 1970. Ore-filled hydrothermal karst features in the Triassic rocks of the Cracow-Silesian region. *Acta Geol. Pol.*, 20: 247–267. Warszawa.
- Bogacz, K., Dżułyński, St., Harańczyk, Cz. & Sobczyński, P., 1975. Origin of the ore-bearing dolomite in the Triassic of the Cracow-Silesian Pb–Zn ore district. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 45: 139–155, Kraków.
- Bulac, M.O., 1961. O trescinovatosti melovych otłożenij Ceceno-Inguzskoj ASSR v svjazi s izuce-nijem ich kollektorskich svoistv. In: Issledovanija trescinovatych gornych porod i ich kollektorskich svoistv. *Trudy VNIGRI*, 165: 89–128. Leningrad.
- Castany, G., 1968. *Prospection et Exploitation des Eaux Souterraines*. Dunod, Paris, 717 pp.
- Castany, G. & Margat, J., 1977. Dictionnaire Francais d'Hydrogeologie. *BRGM, Service geolog. national*, Orleans, 249 pp.
- Choquette, P.W. & Pray, L.C., 1970. Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 54: 207–250. Tulsa.
- Duliński, W., 1965. Aparat do badania przepuszczalności z uszczelnieniem pneumatycznym. *Wiadomości naftowe*, (7): 117–118, (8): 163–164. Kraków.
- Engelhardt, W. v., 1960. Der Porenraum der Sedimente. In: W. v. Engelhardt & J. Zemmann (Ed.). *Mineralogie und Petrographie in Einzeldarstellungen*, vol. 2, Springer–Verlag, Berlin, 207 pp.
- Fancher, G.H., Lewis, J.A. & Barnes, K.B., 1933. Some Physical Characteristics of Oil Sands. *Pens. State Coll., Min. Ind. Exp. Station Bull.*, 12. Pittsburgh.
- Harbaugh, J.W., 1967. Carbonate oil reservoir rocks. In: G.V., Chilingar, M.J. Bissel & R.W. Fairbridge (Eds), *Carbonate Rocks; Origin, Occurrence and Classification. Developments in Sedimentology*, 9A: 349–398, Elsevier, Amsterdam.
- Hill, W.T. & Wedow, H. jr., 1971. An early middle ordovician age for collapse breccias in the east Tennessee Zinc District as indicated by compaction and porosity features. *Economic Geology*, 66: 725–734. New Haven.
- Jureczko, J., Konstantynowicz, E. & Żmij, M., 1974. Niektóre własności fizyczne skał złoża rud miedzi monokliny przedsudeckiej. Methods and Results of Investigation of Some Physical Properties of Rocks of the Copper Ore Deposit in the Presudeten Monocline. *Prace Nauk. Inst. Gór. Polit. Wrocław.*, Ser. Monografie, 12, 2, 104 pp. Wrocław.
- Kiraly, L., 1975. Rapport sur l'état des connaissances dans de domaine caractère physiques des roches karstiques. In: A. Burger & L. Dubertret (Eds), *Hydrogeology of Karstic Terrains. Int. Union Geol. Sci.*, Ser. 8, No. 3: 53–67, Paris.
- Kleczkowski, A., & Mularz St., 1964. Przyczynek do metodyki oznaczania porowatości

- skała dla celów hydrogeologicznych. Contribution to the methods of determining the porosity of rocks for hydrogeological purposes. *Przegl. Geol.*, (2): 103–105. Warszawa.
- Klinkenberg, L.J., 1941. *The permeability of porous media to liquids and gases*. Amer. Petroleum Inst., Drilling Prod. Practice, Dallas, 200 pp.
- Knudsen, M., 1909. *Ann. Physik*, 4: 28, Berlin.
- Martin, J.M. & Pulido Bosch, A., 1981. Consideraciones sobre la porosidad y la permeabilidad en dolomias. In: *Simp. sobre el agua en Andalucia. Grupo de Trabajo de Hidrog. de la Univ. de Grenada*, 1: 337–346. Granada.
- Morehouse, D.F., 1968. Cave development via the sulfuric acid reaction. *Nat. Speleol. Soc. Bull.*, 30: 1–10, Pittsburgh.
- Motyka, J., Szczepańska J., & Witczak, St., 1971. Zastosowanie wirówki do badania współczynnika odsączalności i dynamiki oddawania wody przez skałę. Use of centrifuge in search of storage coefficient and of dynamics of water yield by rocks. *Techn. Poszuk.*, 37: 38–43, Warszawa.
- Motyka, J. & Wilk, Z., 1976. Pionowe zróżnicowanie wodoprzepuszczalności węglanowych skał triasowych w świetle statystycznej analizy wyników próbných pompowań (monoklina śląsko-krakowska). Vertical differentiation in the water permeability of carbonate triassic rocks in the light of statistical analysis of the results of pumping tests (Silesia-Cracow monocline). *Kwart. Geol.*, 20 (2): 381–399, Warszawa.
- Motyka, J. & Witczak, St., 1974. Własności hydrogeologiczne skał karbońskich Lubelskiego Zagłębia Węglowego (LZW) w świetle badań laboratoryjnych. Hydrogeological properties of carboniferous rocks of the Lublin Coal Basin in the light of laboratory investigations. *Zesz. Nauk. AGH*. 467 (Geologia, 22): 109–121. Kraków.
- Murray, R.C., 1960. Origin of porosity in carbonate rocks. *J. Sediment. Petrology*, 30: 59–84. Tulsa.
- Müller, H., 1958. Die Petrographie der Röt-Muschelkalkgrenzschichten bei Steudnitz nördlich Jena. *Chem. d. Erde*. 19: 392–410. Jena.
- Ohle, E.L., 1951. The influence of permeability on ore distribution in limestone and dolomite. *Economic Geology*, 7: 667–706, (part. I), 8: 871–908 (part. II). New Haven.
- Passeri, L., 1976a. Ricerche sulla porosità delle rocce carbonatiche nella zona di M. Cucco (Appennino Umbro-Marchigiano) in relazione alla genesi della canalizzazione interna. *Le Grotte d'Italia*, ser. 4a, vol. III: 5–44, Bologna.
- Passeri, L., 1976b. Porosità primaria delle rocce carbonatiche e canalizzazione freatica. *Le Grotte d'Italia*, ser. 4a, vol. III: 55–60, Bologna.
- Pawłowska, J., 1982. Wpływ warunków sedymentacyjnych oraz procesów diagenetycznych na powstanie dolomitów kruszonośnych i złóż Zn–Pb na obszarze śląsko-krakowskim. Influence of a sedimentary environment and diagenetic processes on a formation of ore-bearing dolomites and zinc-lead deposits in the Silesian-Cracow region. *Biul. Inst. Geol.*, 342 (Z badań geologicznych regionu śląsko-krakowskiego 15): 5–38, Warszawa.
- Pawłowska, J. & Szwarzynski, M., 1979. Sedimentary and diagenetic processes in the Zn–Pb host rocks of Trzebionka. In: *Research on the genesis of zinc-lead deposits of Upper Silesia, Poland. Prace Inst. Geol.*, 45: 13–58, Warszawa.
- Pazdro, Z., 1977. *Hydrogeologia ogólna*. Wydawnictwa Geologiczne, 506 pp. Warszawa.
- Pittman, E.D., 1971. Microporosity in carbonate rocks. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* 55: 1873–1881. Tulsa.
- Plewa, M. & Plewa, S., 1973. Podstawowe problemy petrofizyki. In: *Petrofizyka skal*. Mat. Sesji Nauk. Wyd. BOINTIE, Instytut Naftowy, Kraków.
- Prill, R.C., 1961. Comparison of drainage data obtained by centrifuge and column – drainage methods. *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 424 D: 399–401. Washington, D.C.
- Prill, R.C. & Johnson A.J., 1963. Centrifuge technique for determining time-drainage relations for a natural sand. *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 450 E: 177–178, Washington, D.C.
- Prill, R.C., Johnson, A.J. & Morris D.A., 1965. Specific yield laboratory experiment show-

- ing the effect of time on columns drainage. *U. S. Geol. Surv. Water Supply Pap.*, 1662 B, 55 pp. Washington, D.C.
- R a d o m s k i, A. & U n r u g, R., 1977. Metodyka pomiaru porowatości i szczelinowatości w skałach węglanowych. Methodology of measuring porosity and fissurity of carbonate rocks. *Przeł. Geol.*, (11): 589–594, Warszawa.
- R o v e, O.N., 1947. Some physical characteristics of certain favorable and unfavorable ore horizons. *Economic Geology*, 42: 57–77 (part I), 161–193 (part II). New Haven.
- S e n k o w i c z o w a, H., 1965. Podział i rozwój facjalny osadów retu na obszarze południowej Polski. Facial development of the Roethian deposits in the area of southern Poland. *Kwart. Geol.* 9: 241–260, Warszawa.
- Ś l i w i ń s k i, S., 1961. Warstwy olkuskie. „Olkusz” stratum. *Rudy i Metale*, 12: 526–529, Katowice.
- Ś l i w i ń s k i, S., 1969. Rozwój dolomitów kruszonośnych w obszarze krakowsko-śląskim. The development of ore-bearing dolomites in the Cracow-Silesian area. *Prace Geol. Komis. Nauk. Geol. PAN, Oddz. w Krakowie*, 57, 123 pp. Warszawa.
- T r a v i s, R.B., 1970. Nomenclature for sedimentary rocks. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* 54: 1095–1107. Tulsa.
- W a l d s c h m i d t, W.A., F i t z g e r a l d, P.E. & L u n s f o r d C.L., 1956. Classification of porosity and fractures in reservoir rocks. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 40: 953–974, Tulsa.
- W i l k, Z. & M o t y k a, J., 1980. Zasobność wodna szczelinowo-krasowych utworów wschodniej części monokliny śląsko-krakowskiej. Groundwater storativity of karst-fissured Triassic rocks in the eastern section of the Cracow-Silesian monocline. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 50: 447–484, Kraków.
- W i l k, Z., M o t y k a, J. & C e l a r y, M., 1982. Spostrzeżenia metodyczne w związku z badaniami szczelinowatości skał triasowych. Methodical observations in connection with fissuring investigations into Triassic rocks. *Rudy i Metale*, 7: 303–307, Katowice.
- W i l k, Z., M o t y k a, J. & J ó z e f k o, I., 1984. Investigations of some hydraulic properties of karst solution openings and fissures. *Ann. Soc. Geol. Poloniae*, 54: 14–49, Warszawa.
- W i l k, Z. & S z w a b o w i c z, B., 1965. Badania laboratoryjne niektórych własności hydrogeologicznych piaskowców warstw łaziskich i libiąskich (górnym karbon). Laboratory tests on some physical properties of the Łaziska and Libiąż Beds sandstone (Upper Carboniferous, Upper Silesia Coal Basin). *Zesz. Nauk. AGH*, 81 (Geologia, 6): 12–180, Kraków.
- W i l k, Zdzisław, 1949. Z mikrohydrauliki złóż roponośnych. *Nafta*, 5: 117–120, Kraków.
- W i l k, Zdzisław, 1953. Zasady nowoczesnej eksploatacji ropy a mikrohydraulika. *Nafta*, 3: 66–71, 4: 88–92, Kraków.
- W i l k, Zdzisław, 1957. Mikrohydraulika. *Nafta*, 6: 152–155. Kraków.

SUMMARY

Laboratory test, the results of which are presented in this paper are the continuation of the authors' previous field investigations on the hydrogeological properties of the Triassic in the northeastern margin of the Upper Silesian Basin (Motyka & Wilk, 1976; Wilk & Motyka, 1980; Wilk *et al.* 1982).

The marine deposits in question include: (1) evaporites, marly limestones and dolomites of the upper Buntsandstein (Roethian), (2) Gogolin, *Terebratula*, Gorządze and Karchowice Beds (or Olkusz Beds in the Olkusz area) of the lower Muschelkalk and (3) *Diplopora* Dolomite of the middle Muschelkalk.

The most important factors which formed during the post-depositional stage the pore space of the rocks under consideration were: compaction, recrystallization and cementation of the primary sediments, followed by their dolomitiza-

tion. At the decline of the Muschelkalk, as the result of the latter process, ore-bearing dolomites originated, and later underwent partial dedolomitization.

Three other significant factors, i.e.: fracturing of the rocks, karst processes and sulfide mineralization, modified the pore space of the investigated rocks. Some of the listed factors were increasing, and some were decreasing porosity of the rocks. As the result, most kinds of pores mentioned in different classifications (e.g. Waldschmidt *et al.* 1956; Choquette & Pray, 1970; Travis, 1970; Bleahu, 1974) can be observed in the investigated rocks.

The tested core samples were taken from five boreholes situated as shown in Fig. 1. The number of samples, their origin and the lithostratigraphy are given in Table 1.

In the course of the investigations the rock properties which control the behaviour of pore water subjected to the action of external forces were estimated, i.e.: porosity, specific yield and permeability. According to Zdzisław Wilk's suggestions (Zdzisław Wilk, 1949, 1953, 1957) they were all named "microhydraulic properties".

The open porosity ("*porosité ouverte*" *sensu* Castany & Margat, 1977) was estimated as described by Kleczkowski & Mularz (1964). The coefficient of permeability was estimated in permeameter (Duliński, 1965), using pressed air as filtering medium. On the basis of the known values of the coefficients of permeability (mD), the coefficients of hydraulic conductivity (m/s) were calculated.

The specific yield was estimated by means of centrifugal method, as described by Prill (1961), Prill & Johnson (1963) and Prill *et al.* (1963).

The specific yield values were calculated on the basis of the known volume of water drained out from core samples at a suction pressure equal to 98 kPa. This value corresponds more or less with the maximum suction pressure occurring in an aquifer drained under natural, gravitational conditions. The volume of water removed from a core sample depends on the duration of the action of centrifugal force. In all cases it lasted 20 minutes. According to the formula proposed by Prill, Johnson & Morris (1963) it corresponds, depending on the heights of the samples, to natural, gravitational drainage lasting from 1 to over 23 years.

The following values were obtained as the result of laboratory tests:

- open porosity coefficient: from 0.002 to 0.34,
- permeability coefficient: from 0.0004 to 639 mD,
- hydraulic conductivity (filtration) coefficient: from 9.24×10^{-12} to 4.89×10^{-6} m/s,
- specific yield: from 0.00031 to 0.15.

In Figs. 2–5 the distribution of values of the mentioned coefficients is shown. As can be seen from these figures, the dolomites are more porous, more permeable and, what might be expected, have greater specific yield. The ore-bearing dolomites show intermediary values, between those of the Rhoethian and the Diplopora Dolomites. One has to take into account that the porosity *sensu stricto* (without joints and karst solution openings) contributes to some extent to the groundwater transmission and controls the volume of water stored in these rocks. Their specific

yield has therefore to be taken into account while elaborating hydrogeological predictions concerning mining drainage, interpreting results of pumping tests, etc.

The changes in microhydraulic properties do not show any distinct tendency with increasing depth (Figs. 6–10). The limestones show more or less similar porosity, permeability and specific yield to the depth of 250 m. The respective properties of the dolomites are controlled chiefly by factors other than petrostatic pressure acting also during depositional and post-depositional stage. The most important are the chemical processes.

It is worth mentioning that the results of the pumping tests (Motyka & Wilk, 1976) have also shown only a very weak dependence of hydraulic conductivity on depth.

Correlations of different types and strength could be found between the estimated properties. Correlation between the open porosity and the specific yield can best be approximated with a very flat parabola (Fig. 11). The correlation coefficient in this case is much greater than its critical value at the 5% significance level, which means that it is statistically valid. Nevertheless it is proved by the determinancy coefficient (R^2), that for such approximating function only some 50% variability in the specific yield can be explained by the variability in the porosity.

The dependence of the permeability on the porosity is more complex, and can be represented by an exponential curve (Fig. 12). It is striking that the correlation coefficient is very high, whereas the dispersion of points belonging to the same porosity constitutes two or even three orders of magnitude of the permeability coefficient values. More than 70% of permeability variations can be explained by the variations in porosity.

There exists also a curvilinear relation between the specific yield and the relative draineability index ($S_o = \mu/n_o$) (Fig. 13).

The correlation between the specific yield and the hydraulic conductivity can best be approximated with a parabola, when the independent variable is the logarithm of the filtration coefficient (Fig. 14). The variability of the specific yield can be explained only in 64% by the variability in the hydraulic conductivity.

It follows from the statistical calculations that the variability of the specific yield and that of the permeability of the rocks under considerations can be explained only in 50 to 70% by the variability of the porosity. These properties depend certainly to a great extent on the size of the pores.