

**WŁAŚCIWOŚCI ZBIORNIKOWE
PRZESTRZENI POROWEJ MEZOZOICZNYCH SKAŁ
WĘGLANOWYCH PÓŁNOCNO-WSCHODNIEGO
OBRZEŻENIA GÓR ŚWIĘTOKRZYSKICH**

Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej
Uniwersytetu Jagiellońskiego
w Krakowie

**WŁAŚCIWOŚCI ZBIORNIKOWE
PRZESTRZENI POROWEJ MEZOZOICZNYCH SKAŁ
WĘGLANOWYCH PÓŁNOCNO-WSCHODNIEGO
OBRZEŻENIA GÓR ŚWIĘTOKRZYSKICH**

Bartłomiej Rzonca



Kraków 2014

Publikacja wydana ze środków Instytutu Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ

Recenzenci:

dr hab. Michał Gradziński

dr hab. inż. Stanisław Witczak, prof. AGH

Korekta językowa: Kaja Szymańska

Komputerowy skład tekstu i przygotowanie do druku: Alicja Marciniak-Nowak –
Pracownia Wydawnicza IGiGP UJ

Projekt okładki: Janusz Siwek i Bartłomiej Rzonca

Zdjęcia na okładce: Marcin Żyła i Bartłomiej Rzonca

© Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ i Bartłomiej Rzonca

Kraków 2014, Wydanie I

ISBN 978-83-64089-03-9

Wydawca:

Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego w Krakowie

ul. Gronostajowa 7, 30-387 Kraków, Polska

tel. +48 12 664 52 50, faks +48 12 664 53 85

www.geo.uj.edu.pl

Druk:

Poligrafia Salezjańska

ul. Bałuckiego 8, 30-306 Kraków, Polska

tel. +48 12 266 40 00, faks +48 12 269 02 84

www.sdb.krakow.pl

Pracę dedykuję Monie, Karolinie i Tomkowi

SPIS TREŚCI

Skróty	10
Podziękowania	11
1. Wstęp	13
2. Hydrogeologiczne znaczenie przestrzeni porowej skał węglanowych	17
2.1. Wprowadzenie	17
2.2. Miejsce przestrzeni porowej w modelu pojęciowym sieci hydraulicznej skał węglanowych	18
2.3. Wpływ przestrzeni porowej skał węglanowych na migrację substancji rozpuszczonych w wodach podziemnych	21
3. Budowa geologiczna oraz warunki hydrogeologiczne obszaru badań	27
3.1. Identyfikacja obszaru badań	27
3.2. Zarys budowy geologicznej regionu	28
3.3. Warunki hydrogeologiczne	32
4. Metody badań	37
4.1. Terenowy pobór próbek skał oraz wykonanie opisu petrograficznego	37
4.2. Wykonanie próbek właściwych (rdzeni)	38
4.3. Oznaczenie porowatości metodą Archimedesesa	39
4.4. Oznaczenie porowatości metodą porozymetrii helowej	40
4.5. Magnetyczny rezonans jądrowy (NMR)	42
4.6. Oznaczenie odsączalności grawitacyjnej	43
4.7. Oznaczenie przepuszczalności i współczynnika filtracji	45
4.8. Metody statystyczne	48
5. Wyniki oznaczeń	51
5.1. Opis petrograficzny badanych skał	51
5.2. Porowatość wyznaczona metodą Archimedesesa	54
5.3. Porowatość wyznaczona porozymetrem helowym	55
5.4. Wyniki analizy metodą NMR	57
5.5. Odsączalność grawitacyjna	60
5.6. Przepuszczalność i współczynnik filtracji	62

6. Dyskusja wyników analiz laboratoryjnych	65
6.1. Dyskusja wyników analizy porowatości metodą Archimedesesa	65
6.2. Dyskusja wyników analizy porowatości porozymetrem helowym	69
6.3. Dyskusja wyników analizy metodą NMR	71
6.4. Dyskusja wyników oznaczeń odsączalności grawitacyjnej	73
6.5. Dyskusja właściwości filtracyjnych badanych próbek	77
7. Wpływ cech przestrzeni porowej na właściwości zbiornikowe badanych skał	81
7.1. Opoka z Pętkowic	81
7.2. Wapień z Janikowa	84
7.3. Oolit ze Skarbki	85
7.4. Oolit z Wierzbicy	87
7.5. Wapień koralowcowy z Zarzecza	88
7.6. Wapień skalisty z Przepaści	92
7.7. Wapień płytowy z Bałtowa	94
7.8. Muszlowiec z Wierzbicy	95
7.9. Dyskusja właściwości zbiornikowych matrycy badanych skał	97
7.9.1. Reprezentatywność badanych próbek	97
7.9.2. Ocena właściwości dyspersyjnych skał	98
7.9.3. Ocena odsączalności grawitacyjnej skał	99
7.9.4. Efekt skali a odsączalność grawitacyjna	101
7.10. Podsumowanie: właściwości zbiornikowe matrycy badanych skał	102
8. Wpływ rozmiaru próbki na oznaczenia porowatości otwartej i odsączalności grawitacyjnej	105
8.1. Uwagi wstępne	105
8.2. Czy wielkość próbki wpływa na wynik oznaczenia porowatości otwartej?	107
8.3. Czy wielkość próbki wpływa na wynik oznaczenia odsączalności grawitacyjnej?	109
8.4. Podsumowanie analizy	110
9. Zależności między wynikami oznaczeń porowatości otwartej wykonanych różnymi metodami	111
9.1. Porównanie wyników uzyskanych metodą Archimedesesa i porozymetrem helowym	111

9.2. Porównanie wyników uzyskanych porozymetrem helowym oraz metodą NMR	116
9.3. Zależność porowatości otwartej od wielkości porów	120
9.4. Podsumowanie analizy i dyskusja	125
10. Czynniki warunkujące odsączalność grawitacyjną matrycy skał węglanowych ...	131
10.1. Zależność odsączalności grawitacyjnej od porowatości otwartej	131
10.2. Zależność odsączalności grawitacyjnej od rozkładu wielkości porów	134
10.3. Zależność odsączalności grawitacyjnej od współczynnika filtracji	137
10.4. Podsumowanie analizy i dyskusja	138
11. Zależność przepuszczalności od porowatości otwartej	141
12. Podsumowanie pracy i wnioski	147
Literatura	151
Fotografie	167
Spis rycin	173
Spis tabel	174
Spis fotografii	175

Skróty wykorzystane w pracy

Parametry matrycy skał

- BWC – zawartość porów subkapilarnych (ang. *bound water content*) [%]
 CWC – zawartość porów kapilarnych (ang. *capillary water content*) [%]
 k – współczynnik filtracji [m/s]
 k_g – współczynnik przepuszczalności [darcy]
 MWC – zawartość porów nadkapilarnych (ang. *mobile water content*) [%]
 p_O – porowatość otwarta oznaczona metodą Archimedesesa [%]
 p_{He} – porowatość otwarta oznaczona metodą porozymetrii helowej (traktowana często w literaturze jako porowatość całkowita) [%]
 p_{NMR} – porowatość otwarta oznaczona metodą NMR (traktowana często w literaturze jako porowatość całkowita) [%]
 S_O – stopień odsączenia [-]
 μ – odsączalność grawitacyjna [%]

Inne skróty

- GZWP – Główny Zbiornik Wód Podziemnych
JCWPd – jednolita część wód podziemnych
MhP – Mapa hydrogeologiczna Polski
 N – liczebność populacji (subpopulacji) lub liczba oznaczeń
NMR – metoda magnetycznego rezonansu jądrowego (ang. *nuclear magnetic resonance*)
 p – poziom istotności testu statystycznego
 r – współczynnik korelacji Pearsona
 r_s – współczynnik korelacji rang Spearmana
SMGP – Szczegółowa mapa geologiczna Polski
OŚ PIG-PIB – Oddział Świętokrzyski Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego

PODZIĘKOWANIA

Zamykając niniejszą pracę i oddając ją do druku kończę ważny etap mojej pracy zawodowej. Korzystając z okazji pragnę wyrazić to, że w ciągu ostatnich dziesięciu lat absolutnie podstawowe znaczenie miała dla mnie współpraca i wsparcie ze strony śp. prof. Wojciecha Chełmickiego, który w 2004 roku zaprosił mnie do swojego Zespołu, a następnie stał się dla mnie Nauczycielem.

Realizacja niniejszej książki nie byłaby możliwa bez pomocy oraz wsparcia wielu Osób. Chciałbym Im przekazać wyrazy mojej głębokiej wdzięczności i przyjaźni.

Na etapie planowania badań i sporządzania wniosku grantowego szczególnie pomogli mi śp. prof. Wojciech Chełmicki, dr hab. Jakub Niedźwiedź, dr hab. Jan Prażak, dr inż. Jan Urban oraz dr inż. Zbigniew Złonkiewicz.

W pracach terenowych asystował mi mgr Adam Kołodziej. W sporządzaniu rdzeni z fragmentów skał pobranych w terenie pomagali mi Leszek Galek, mgr Adam Kołodziej i dr Marcin Żyła.

Analizy laboratoryjne wykonał mgr inż. Stanisław Borczak (laboratorium Akademii Górniczo-Hutniczej w Krakowie) oraz Zespół pod kierownictwem mgr inż. Jadwigi Zalewskiej (laboratorium Instytutu Nafty i Gazu w Krakowie).

Wszelkie odniesienia do budowy geologicznej regionu oraz identyfikację i petrograficzny opis badanych facji szczegółowo konsultowałem z dr. inż. Zbigniewem Złonkiewiczem. Bez Jego dobrej woli i cierpliwości praca ta prawdopodobnie w ogóle by nie powstała.

W interpretacji wyników analiz statystycznych bardzo pomógł mi dr hab. inż. Marcin Chodak.

Recenzenci powołani w procesie wydawniczym, dr hab. Michał Gradziński oraz prof. Stanisław Witczak, wnieśli duży wkład w podniesienie poziomu pracy oraz pomogli mi wyeliminować wiele błędów.

Korektę tekstu szybko i profesjonalnie wykonała Kaja Szymańska. Poprawność językową pracy oceniali także dr hab. Jakub Niedźwiedź oraz mój Tato – dr Stefan K. Rzonca.

Następnie pracę sprawdzali członkowie Rady Wydawniczej IGiGP UJ: dr hab. Elżbieta Biłska-Wodecka, dr hab. Anita Bokwa, prof. Zygmunt Górka i prof. Wiesław Ziaja. Praca została przygotowana do druku przez mgr Alicję Marciniak-Nowak. Bardzo szczegółową końcową korektę monografii wykonała mgr Maria Baścik.

Wszyscy Pracownicy Zakładu Hydrologii IGiGP UJ, a w szczególności śp. prof. Wojciech Chełmicki oraz prof. Joanna Pociask-Karteczka, zapewнили mi bardzo życzliwą i przyjazną atmosferę pracy, a także bieżącą pomoc w wielu sprawach związanych z realizowanymi badaniami. Szczególnie wielu cennych rad udzielił mi dr Janusz Siwek.

Wszystkim wymienionym Osobom bardzo gorąco dziękuję.

Bartłomiej Rzonca
Kraków, 17 lutego 2014 r.

Kalendarium

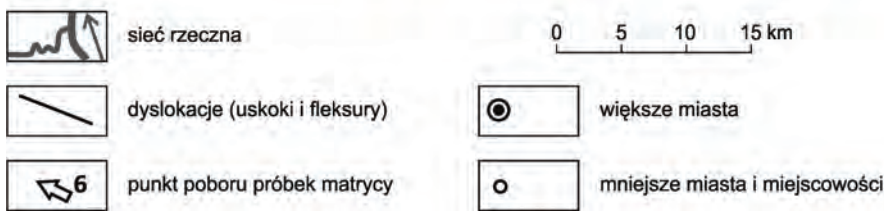
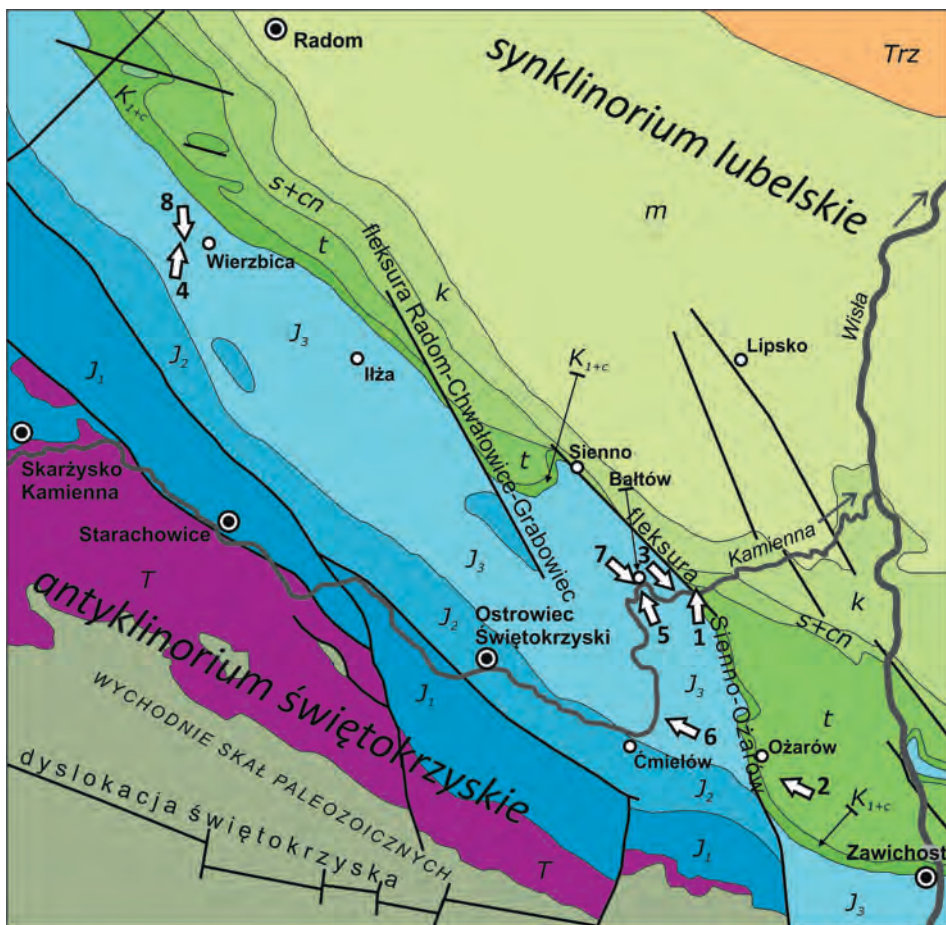
Sformułowanie koncepcji badań i przygotowanie wniosku grantowego: wiosna i lato 2008 r. Formalne trwanie grantu: maj 2009 r. – maj 2011 r. (prace terenowe: lato 2009 r.). Opracowanie monografii: lipiec 2012 r. – kwiecień 2013 r. Poprawianie monografii po otrzymaniu recenzji: październik – listopad 2013 r. Korekta: grudzień 2013 r. Skład i przygotowanie do druku: styczeń i luty 2014 r.

1.

WSTĘP

Przeźren porowa jest jednym z głównych czynników wpływających na charakterystyki węglanowych zbiorników wód podziemnych. W ostatnich trzech dziesięcioleciach dokonał się na świecie – przy istotnym wkładzie polskich badaczy – znaczny postęp w rozumieniu roli porowatej masy skalnej i rola ta jest coraz bardziej doceniana. Hydrogeologiczne właściwości przestrzeni porowej skał węglanowych były już badane w wielu częściach Polski. Północno-wschodnie mezozoiczne obrzeżenie Gór Świętokrzyskich jest jednak przykładem regionu, gdzie właściwości przestrzeni porowej skał węglanowych właściwie pozostają nierozpoznane. Na stosunkowo niewielkim obszarze występuje tam wiele rozmaitych skał (facji) węglanowych, przede wszystkim górnokredowych i górnokarbońskich (ryc. 1.1). Tworzą one poziomy wodonośne, które w wielu przypadkach są podstawą zaopatrzenia w wodę znajdujących się na tym terenie miejscowości. Jednocześnie stosunki wodne są tam zaburzane przez eksploatację surowców skalnych – odwadnianie głębokich kamieniołomów silnie modyfikuje pole hydrodynamiczne w ich otoczeniu. Zarazem zbiorniki wód podziemnych są słabo izolowane, i przez to podatne na zanieczyszczenie. Sporządzenie hydrogeologicznych charakterystyk skał wodonośnych, w tym ich przestrzeni porowej, ma więc wyraźny wymiar praktyczny. Jest niezbędne dla precyzyjnego określenia zasobów wód podziemnych oraz ich podatności na zanieczyszczenie, a także rozpoznania ich dróg krążenia i identyfikacji obszarów zasilania.

Celem autora było przeprowadzenie analiz zbiornikowych cech matrycy skał węglanowych, które zostały zaplanowane tak, aby spełniały wymogi stawiane badaniom regionalnym (poznawczym) i jednocześnie dostarczyły materiału do szerszych i bardziej uniwersalnych rozważań o charakterze metodycznym. W rezultacie niniejsza praca ma dwa wymiary: regionalny oraz metodyczny.



Rycina 1.1. Mapa sytuacyjna i geologiczna obszaru badań

Stratygrafia: Trz – trzeciorzęd; kreda: m – mastrycht, k – kampan, s+cn – santon i koniak, t – turon, K_{1+c} – kreda dolna z cenomanem; jura: J₃ – jura górna, J₂ – jura środkowa, J₁ – jura dolna; T – trias. Podkład geologiczny wg Pożaryskiego 1997, zgeneralizowany; nazwy dyslokacji wg Pożaryskiego 1974.

Punkty poboru próbek: 1 – opoka z Pętkowic, 2 – wapień z Janikowa, 3 – oolit ze Skarbki, 4 – oolit z Wierzbicy, 5 – wapień koralowcowy z Zarzecza, 6 – wapień skalisty z Przepaści, 7 – wapień płytowy z Białtowa, 8 – muszlowiec z Wierzbicy.

Dzięki przeprowadzonym badaniom określone zostały właściwości hydrogeologiczne przestrzeni porowej wybranych skał węglanowych północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Charakterystyki te wzbogacono o parametry należące do kanonu badań właściwych dla geologii naftowej, zazwyczaj niewykorzystywane w pracach hydrogeologicznych. Część regionalna pracy, mająca wartość zarówno poznawczą, jak i aplikacyjną, została podsumowana syntezą przedstawioną w rozdziale 7.

U podstaw rozważań metodycznych leży zarówno szeroki przegląd literatury jak i wnioski z wcześniejszych prac autora (Rzonca 2005, 2006, 2008). Wynika z nich, że pomiędzy najważniejszymi hydrogeologicznymi parametrami przestrzeni porowej skał węglanowych najczęściej nie obserwuje się występowania związków korelacyjnych. Szczególnym przypadkiem braku zależności jest sytuacja, gdy skała o niezerowej i zróżnicowanej porowatości otwartej (a bywa, że o wysokiej) wykazuje całkowity brak możliwości odsączenia wody z przestrzeni porowej (Rzonca 2008). Nie udowodniono dotychczas, jaki czynnik dodatkowo wpływa na relację pomiędzy porowatością otwartą i odsączalnością grawitacyjną, ale najczęściej spekulowano, że czynnikiem tym jest wielkość porów. Sprawdzenie tej hipotezy było najważniejszym z metodycznych celów pracy. W przypadku gdyby hipoteza ta została odrzucona, ważne było podjęcie próby wyjaśnienia, co jest poszukiwanym czynnikiem – a przynajmniej stworzenie podstaw do dalszych badań. Szczególnie ważny i intrygujący wydaje się tutaj mechanizm odsączania wody z przestrzeni porowej i czynniki wpływające na ten proces. Odrębnym celem było porównanie porowatości otwartej różnych skał oznaczonej trzema metodami: szeroko wykorzystywaną w hydrogeologii metodą Archimedesesa, popularną w literaturze z zakresu geologii naftowej metodą porozymetrii helowej oraz metodą NMR. Kolejnym celem było sprawdzenie, czy i w jaki sposób wielkość badanej próbki wpływa na wyniki analiz porowatości otwartej i odsączalności grawitacyjnej. Problematyka o charakterze metodycznym stanowi treść rozdziałów 8–11.

Metodyczny aspekt pracy został uwzględniony już na etapie selekcji skał do badań. Dlatego wybór ten został przeprowadzony tak, aby – po uwzględnieniu skał najważniejszych z punktu widzenia gospodarki wodnej regionu (głównie facji oolitowych) – w badaniach reprezentowane były skały o różnej porowatości i o zróżnicowanych cechach przestrzeni porowej. Miało to na celu podniesienie wiarygodności (reprezentatywności) rozważań metodycznych.

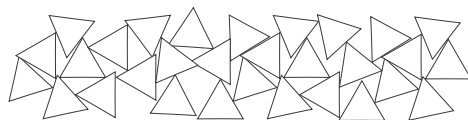
Zakres pracy jest określony z jednej strony przez wybór ośmiu skał węglanowych – spośród licznych tego typu utworów występujących w regionie. Z drugiej zaś strony jest on zdeterminowany możliwościami interpretacji (regionalnych i metodycznych) wykonanych oznaczeń. Pomimo wykorzystania zdecydowanie ponadstandardowego spektrum metod badawczych (analitycznych), nie wykonano wszystkich możliwych analiz cech przestrzeni porowej, a zwłaszcza licznych badań z zakresu sedymentologii oraz

geologii naftowej. Praca w żadnym stopniu nie przyczynia się także do rozpoznania parametrów i roli podsystemów szczelin i pustek krasowych w badanych masywach skalnych. Wzbogacenie prezentowanych w niniejszej pracy wyników badań przestrzeni porowej o analizę parametrów hydrogeologicznych przestrzeni szczelinowej i krasowej jest niezbędne dla zrozumienia funkcjonowania węglanowych zbiorników wód podziemnych. Celem niniejszej pracy nie było też zbadanie zmienności regionalnej cech przestrzeni porowej w obrębie badanych skał; sposób poboru próbek do badań z góry wykluczył taką możliwość.

Praca oparta została na badaniach laboratoryjnych serii próbek reprezentujących osiem różnych skał węglanowych pochodzących z północno-wschodniego mezozoicznego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, czyli – według podziału Kleczkowskiego z zespołem (1990) – pogranicza masywu świętokrzyskiego i niecki radomskiej. Uwzględnione zostały dwie wysoko porowate skały górnokredowe: opoka z Pętkowic i wapień z Janikowa. Badania objęły także sześć skał górnójurajskich: dwie silnie porowate facje oolitowe (oolit ze Skarbki i oolit z Wierzbicy), dwie skały związane z budowlami węglanowymi (wapień skalisty z Przepaści i wapień koralowcowy z Zarzecza) oraz wapień płytowy z Bałtowa i – cechujący się najniższą porowatością – muszlowiec z Wierzbicy.

Badania, których wyniki stały się podstawą niniejszej pracy, zostały przeprowadzone w ramach Projektu Badawczego Własnego nr N N525 461736 pt.: *Właściwości zbiornikowe przestrzeni porowej mezozoicznych skał węglanowych północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich*, zrealizowanego w latach 2009–2011 finansowanego przez Ministerstwo Nauki i Szkolnictwa Wyższego.

Z danych wykorzystanych w niniejszej pracy, dotychczas opublikowane zostały w formie krótkiego komunikatu jedynie wyniki oznaczeń porowatości otwartej metodami Archimedesesa i porozymetrii helowej (Rzonca 2011).



2.

HYDROGEOLOGICZNE ZNACZENIE PRZESTRZENI POROWEJ SKAŁ WĘGLANOWYCH

2.1. WPROWADZENIE

W pracach poświęconych właściwościom przestrzeni porowej zazwyczaj przyjmuje się definicję, którą zaproponowali w 1970 r. Philip Choquette i Lloyd Pray. Zgodnie z nią wszystkie pustki (puste przestrzenie) zawarte w niewielkim, litym fragmencie skały, niezależnie od genezy czy geometrii tych pustek, określa się jako *matrix porosity*. Fragment skały, o którym mowa, ma mieć wymiary rzędu centymetrów. Tłumaczenie terminu *matrix porosity* przyjęte w literaturze polskojęzycznej to „porowatość matrycy skalnej” (lub „porowatość matrycy”), gdyż lita, porowata masa skalna określana jest jako „matryca”, co jest prostym odpowiednikiem angielskiego terminu *matrix* (np. Motyka i Zuber 1992, Borczak *et al.* 1994, Krajewski i Motyka 1999, zob. też: Humnicki 2006). Termin „porowatość matrycy skalnej” jest, w świetle przyjętych definicji, tożsama z pojęciem „przestrzeń porowa” (*der Porenraum*), które wprowadził i zdefiniował niemiecki geolog i mineralog Wolf von Engelhardt (1960, zob. też: Motyka 1988).

Klasyczna praca Choquette’a i Praya (1970) wprowadziła jednolitą klasyfikację porowatości skał osadowych oraz uściśliła szereg pojęć i definicji. Autorzy „porami” nazwali wszystkie pustki w skale. Porami są więc puste przestrzenie o wymiarach od rzędu ułamka mikrometra do liczącego setki metrów średnicy *Carlsbad Caverns Big Room* (w jaskini Carlsbad

Cavern w USA), nazwanego przez autorów (za: Adams i Frenzel 1950) „makroporem”. Porowatość matrycy skalnej (*matrix porosity*) przeciwstawiona jest szczelinowatości (*fracture porosity*, czyli „porowatości szczelinowej”) oraz krasowatości (*cavern porosity* – „porowatości kawernowej”) masywu.

Definicje te pochodzą z praktycznej w założeniach geologii naftowej, a właściwie geologii złóż węglowodorów, czyli ropy naftowej i gazu ziemnego (ang. *petroleum geology*). Oczywiście, poszczególne pory matrycy skalnej mogą mieć różną genezę. Wyróżniane są na przykład pory pre- i syndepozycyjne oraz podepozycyjne (syndiagenetyczne), różniące się zasadniczo mechanizmem powstania; często to rozróżnienie traktowane jest jako odpowiednik podziału na porowatość pierwotną (pory pre- i syndepozycyjne) oraz porowatość wtórną, którą stanowią w tym ujęciu pory syndiagenetyczne (Choquette i Pray 1970, Motyka 1988, Humnicki 2006). Jednak *matrix porosity* w rozumieniu Choquette’a i Praya (1970) uwzględnia wszystkie pory niezależnie od ich genezy i historii ewolucyjnej. „Porowatość matrycy” dotyczy zatem porów o różnej geometrii, chociaż definicja *matrix porosity* jako porów obecnych w niewielkim fragmencie skały, zawiera sama w sobie pewne ograniczenia co do geometrii rozpatrywanych porów. Tak naprawdę z praktycznego, użytkowego punktu widzenia, rozróżnienia te nie mają dużego znaczenia. Istotna jest ilość przestrzeni porowej zawartej w danej skale, wielkość porów, istnienie połączeń między nimi oraz inne cechy fizyczne (np. szorstkość, krętość). Warunki te nauka próbuje odzwierciedlać różnymi parametrami liczbowymi. Taki praktyczny punkt widzenia dobrze nadaje się do wykorzystania w hydrogeologii, która – podobnie jak geologia naftowa – jest z założenia nauką użytkową.

2.2. MIEJSCE PRZESTRZENI POROWEJ W MODELU POJĘCIOWYM SIECI HYDRAULICZNEJ SKAŁ WĘGLANOWYCH

Typowa przestrzeń przewodząca i magazynująca wodę w skałach węglanowych składa się z trzech rodzajów pustek. Są nimi (1) szczeliny, (2) formy (pustki) krasowe oraz (3) pory zawarte w matrycy skalnej. Poszczególne typy pustek (przestrzeni) tworzą odrębne podsystemy cechujące się własną geometrią i hydrauliką, czyli warunkami nasycania wodą, przepływu wody i wreszcie odsączania wody. Wyróżnione podsystemy są ściśle połączone ze sobą nawzajem, co umożliwia zarówno przekazywanie wody, jak i przeniesienie ciśnienia hydrostatycznego pomiędzy nimi, z uwzględnieniem specyfiki każdego z nich. Dlatego podsystemy te składają się na ogólny, zbiorczy system hydrauliczny skał węglanowych. Skały te mogą więc być rozpatrywane jako tak zwany ośrodek o potrójnej porowatości (Motyka 1998, White 1999, Worthington 1999). W uproszczeniu potrójną

porowatość masywu węglanowego wyobrażają lite, ale porowate bloki matrycy oddzielone od siebie „porami wyższego rzędu”, czyli szczelinami. Dodatkowo występują pustki krasowe, stanowiące „pory” najwyższego, trzeciego rzędu. Należy jeszcze dodać, że w wielu pracach wyróżniano także czwarty element, pustki krasowe wypełnione luźnymi osadami klastycznymi, mającymi odrębną charakterystykę hydrauliczną (np. Motyka 1998). Ten skomplikowany – porowo-szczelinowo-krasowy – system wyróżnia zbiorniki węglanowe od innych typów zbiorników wód podziemnych.

Nawet proste porównanie porowatości matrycy (zazwyczaj powyżej jednego procenta, a często kilkanaście lub kilkadziesiąt procent) z „porowatością” szczelinową i krasową masywu (osiągającymi zaledwie ułamek procenta nawet w silnie szczelinowatych i krasowiałych skałach) prowadzi do wniosku, że zdecydowana większość wody – lub innego medium, np. gazu ziemnego czy ropy naftowej – zgromadzonej w zbiorniku węglanowym może być zawarta w porach matrycy skalnej. Dokładne badania pokazują, że dzieje się tak nawet w przypadku masywów węglanowych o dojrzałym i silnie rozwiniętym krasie, których matryca cechuje się niską porowatością. Na przykład z wyników badań systemu Mammoth Cave w stanie Kentucky w USA rozwiniętego w wapieniach paleozoicznych wynika, że zasadnicza większość zmagazynowanej w masywie wody (ang. *aquifer storage*) przypada na matrycę (95,6–97,3% – Worthington *et al.* 2000a). W innych skałach różnego wieku udział wody zgromadzonej w matrycy jest zbliżony: od 96,6% w eoceńskich utworach z Jukatano (Meksyk), poprzez 99,7% w sylurskich skałach z Ontario (Kanada), aż po 99,9% w Kredzie angielskiej (Worthington *et al.* 2000b). Podobne relacje ilościowe pomiędzy dostępnymi dla wody typami pustek w wybranych polskich skałach węglanowych dokumentuje praca Motyki (1998). Kreda lubelska charakteryzuje się współczynnikiem porowatości otwartej matrycy wynoszącym 31%*, podczas gdy współczynnik szczelinowatości tej skały wynosi zaledwie 0,57%, zaś krasowatość nie została określona z uwagi na fakt, że pustki krasowe występują sporadycznie. W przypadku wapieni środkowego triasu z rejonu Olkusza porowatość otwarta matrycy wynosi 1,74%, szczelinowatość – 0,26% (pomiary w wyrobiskach podziemnych), a krasowatość – ok. 0,2%. Z kolei triasowe olkuskie dolomity cechują się porowatością otwartą matrycy wynoszącą 10,9%, szczelinowatością – 0,22% i krasowatością – ok. 0,6% (Motyka 1998). W wymienionych przykładach porowatość otwarta matrycy przewyższa o jeden lub kilka rzędów wielkości objętość szczelin i pustek krasowych, stąd zdecydowana większość wody lub innego medium będzie się gromadzić właśnie w obrębie porowatej matrycy.

* wszystkie wartości cytowane w niniejszym akapicie to średnie arytmetyczne

Odzyskiwanie wody z matrycy (drenaż) to proces bardzo powolny (a czasem w ogóle niezachodzący), zaś średni czas przebywania wody w przestrzeni porowej jest nieporównanie dłuższy niż w szczelinach i kanałach krasowych. Biorąc to pod uwagę, klasycznie przyjmuje się, że matryca skał węglanowych stanowi „element pojemnościowy” całego systemu hydraulicznego (Motyka 1998). Większe pustki – szczeliny i kawerny krasowe – odpowiadają z kolei za przepływ wody w masywie, a więc za jego przepuszczalność, i stanowią „element przewodnościowy” systemu hydraulicznego (Motyka *et al.* 1993, Motyka 1998). Dlatego przyjmuje się, że od ich charakterystyki zależą zasoby dynamiczne węglanowego zbiornika wód podziemnych (Zuber 2007). Szczeliny i kanały krasowe stanowią zarazem system drenażu wody z matrycy.

Potwierdzeniem takiego sposobu widzenia węglanowych zbiorników wód podziemnych stały się wyniki badań znacznikowych. Interpretacje migracji znaczników środowiskowych w masywach węglanowych, możliwe dzięki zaawansowanym metodom matematycznym, potwierdzają ten klasyczny podział potrójnej porowatości masywów węglanowych na elementy pojemnościowy (przestrzeń porowa) i przewodzący (przestrzeń szczelinowa i krasowa). Przykładowo, interpretacja wieloletnich badań izotopowych wód prowadzonych w masywie węglanowym o wysoko zorganizowanym drenażu krasowym (masyw Schneelpe w Alpach Austriackich) wykazała, że z dwóch wielkich wywierzyisk drenujących ten masyw wypływa mieszanina wód szybko i powoli migrujących przez zbiornik (Małozewski *et al.* 2002). Średni czas przebywania w zbiorniku – od momentu infiltracji opadu – wód składowej „szybkiej” wynosi 1,2–1,5 miesiąca, natomiast wiek wód składowej „powolnej” jest równy około 14 lat w przypadku jednego wywierzyiska i 26 lat – drugiego. Badania umożliwiły wiarygodne oszacowanie ilości wód obydwu „typów” zgromadzonych w masywie. Zasób wody „szybkiej” w zbiorniku wynosi ok. $1,8 \cdot 10^6$ m³. Z pewnym przybliżeniem można stwierdzić, że jest to łączna objętość systemów większych szczelin i pustek krasowych, gdzie zachodzi szybkie krążenie wód. Jednocześnie objętość wody „powolnej”, zgromadzonej głównie w porach matrycy skalnej (oraz w pewnym stopniu w drobnych, trudniej przepuszczalnych szczelinach), ustalono na $253 \cdot 10^6$ m³. Zatem 99,3% wody zgromadzonej w masywie Schneelpe, to woda „powolna”. U podstaw tych obliczeń leży fizyczny mechanizm szybkiego przemieszczania się znacznika w kanałach krasowych i dużych szczelinach (woda „szybka”) oraz opóźnianie ruchu znacznika poprzez jego dyfuzję do wody niemobilnej zawartej w porach (woda „powolna”), a następnie dyfuzyjne ponowne uwalnianie do wód szybko krążących. Należy przy tym podkreślić, że przytoczony przykład dotyczy dojrzałego systemu krasowego rozwiniętego w skałach o niskiej porowatości matrycy (Małozewski *et al.* 2002).

Kwestią otwartą pozostaje jaka część wody zawartej w matrycy może zostać odsączona pod wpływem siły grawitacji. Jest to fundamentalny problem także od strony praktycznej,

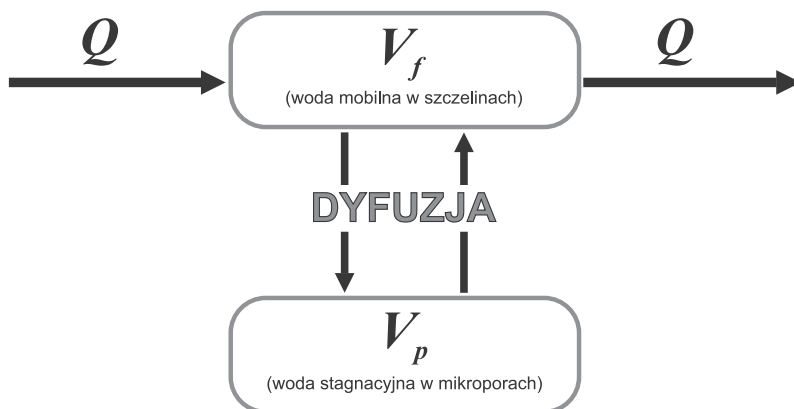
gdź w klasycznym modelu pojęciowym zbiornika węglanowego przestrzeń porowa jest elementem pojemnościowym, ale z drugiej strony tylko odsączalna część wody może wchodzić w skład zasobów statycznych zbiornika (w przypadku warstw o swobodnym zwierciadle wód podziemnych decyduje odsączalność grawitacyjna). Wiadomo, że zazwyczaj tylko niewielka część wód porowych jest odsączalna (w sensie odsączalności grawitacyjnej). Niska odsączalność matrycy powoduje, że praktyczna użyteczność przestrzeni porowej jako rezerwuaru wody możliwej do wykorzystania czy wody zasilającej systemu szczelin i krasu może być w wielu przypadkach dyskusyjna. Dlatego na przykład Motyka (1998) nie klasyfikuje zbiorników węglanowych o silnie porowatej, lecz słabo odsączalnej matrycy jako „zbiorników porowych”.

2.3. WPŁYW PRZESTRZENI POROWEJ SKAŁ WĘGLANOWYCH NA MIGRACJĘ SUBSTANCJI ROZPUSZCZONYCH W WODACH PODZIEMNYCH

Woda zgromadzona w obrębie przestrzeni porowej stanowi większość (często zdecydowaną większość) całej wody zawartej w masywie skał węglanowych. W tym sensie traktowanie matrycy jako elementu pojemnościowego jest z pewnością słuszne. Pozostaje kwestia otwartą, czy w wypadku skał o trudno odsączalnej (lub wręcz nieodsączalnej) przestrzeni porowej nazywanie matrycy elementem pojemnościowym (w domyśle: zasobowym) nie jest mylące. Jednak przestrzeń porowa, a właściwie zgromadzona w niej woda (zarówno odsączalna jak i nieodsączalna), spełnia jeszcze inną rolę, która także odnosi się do „pojemnościowej” funkcji matrycy.

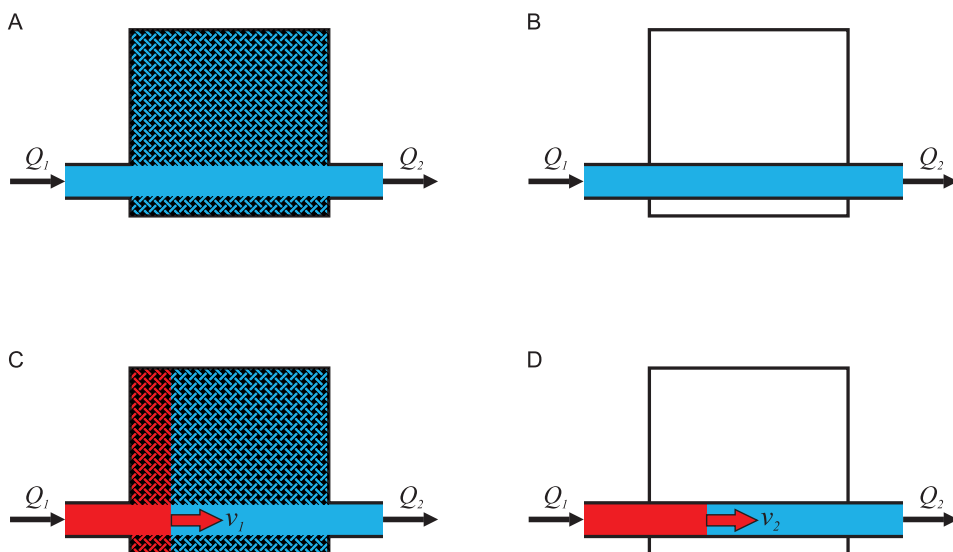
Bliższe przyjrzenie się roli porowatej matrycy skał węglanowych pomogło rozwiązać jeden z opisywanych od dawna problemów praktycznych – problem prawidłowej interpretacji badań znacznikowych. Otóż wielokrotnie stwierdzano, że obserwowany czas przejścia znaczników przez masywy węglanowe był znacznie większy (niejednokrotnie o całe rzędy wielkości), niż wynikało to z obliczenia rzeczywistej prędkości filtracji opartego na prawie Darcy’ego (np. Foster 1975, Mazor i Bosch 1987). Takie obliczenie czasu przejścia znacznika wymaga przyjęcia wartości porowatości aktywnej masywu (obejmującej tylko pory uczestniczące w filtracji), którą rutynowo przyjmowano jako równą szczelinowatości (lub szczelinowatości i krasowatości dla masywów skrasowiałych) zgodnie z założeniem (składiną słusznym), że to szczeliny i pustki krasowe faktycznie przewodzą wodę w masywie węglanowym, stanowiąc element przewodnościowy systemu (Motyka *et al.* 1993, Motyka 1998). Tak zdefiniowana porowatość aktywna skał węglanowych sprawdzała się przy obliczeniach przepływu wód. Generalnie można bowiem przyjąć, że wartość współczynnika filtracji skał węglanowych zależy od charakterystyki hydraulicznej szczelin i kanałów krasowych.

Obliczenie takie jednak było najwyraźniej błędne, jeśli stosowano je do prędkości ruchu substancji rozpuszczonych w wodach podziemnych (np. znaczników). Problem ten, szeroko analizowany w literaturze światowej (m.in. Foster 1975, Grisak i Pickens 1980, Grisak *et al.* 1980, Bibby 1981, Moench 1984), w znacznej mierze został rozwiązany przez trzech naukowców związanych z ośrodkiem krakowskim: Andrzeja Zuberę, Piotra Małoszewskiego i Jacka Motykę. Rozwiązanie teoretyczne wypracowali w kolejnych fundamentalnych pracach Małoszewski i Zuber (m.in. 1985, 1990, 1992, 1993), którzy wykazali, że w skałach węglanowych na prędkość przemieszczania się substancji rozpuszczonych w wodach podziemnych (a więc także znaczników) silnie oddziałuje dyfuzja tych substancji do stref wody niemobilnej (stagnacyjnej; ang. *stagnant water*). W skałach węglanowych wodę niemobilną stanowi głównie woda zawarta w porach matrycy skalnej (ryc. 2.1). Należy ją wyraźnie odróżnić od wody mobilnej (ang. *mobile water*), związanej ze szczelinami i kanałami krasowymi, tradycyjnie utożsamianymi z porowatością aktywną masywu. Składnik rozpuszczony w wodzie mobilnej przedostaje się (na drodze dyfuzji) do stref wody niemobilnej, skąd jest ponownie stopniowo uwalniany. Proces ten jest przyczyną dyspersji, a ściślej – obserwowanego „opóźnienia” ruchu składnika rozpuszczonego. Oznacza to, że czas przepływu substancji rozpuszczonych w wodach podziemnych przez masyw węglanowy zależy nie od szczelinowatości i krasowatości tego masywu (czyli klasycznie pojmowanej porowatości aktywnej), lecz od jego sumarycznej porowatości, uwzględniającej także pory zawierające wodę niemobilną. Chodzi bowiem o uwzględnienie całości wody biorącej udział w dyfuzji. W 1994 roku Zuber



Rycina 2.1. Model komorowy (wg Zuberę 2007) pokazujący różnicę między średnim czasem przepływu wody ($\tau_w = V_f / Q$) a czasem przepływu znacznika ($\tau_t = (V_f + V_p) / Q$)

i Motyka w szeroko cytowanej pracy wykazali, że skoro zdecydowana większość całkowitej porowatości przypada w skałach węglanowych na porowatość matrycy skalnej, to właśnie matryca ta w największym stopniu decyduje o własnościach „opóźniających” masywu węglanowego, czyli *de facto* o jego właściwościach dyspersyjnych (ryc. 2.2). Jednak brana



Rycina 2.2. Przepływ wody oraz substancji rozpuszczonej w wodzie przez węglanowy zbiornik wód podziemnych o porowo-szczelinowo-krasowym charakterze (opracowanie własne)

Pas pozbawiony szrafury oznacza przepływ w szczelinach i kanałach krasowych, obszar wypełniony szrafurą – przestrzeń porową zawierającą wodę niemobilną.

- Przepływ wody przez masę węglanową. Niezależnie od występowania dyfuzji cząsteczek wody do przestrzeni porowej przepływy na wejściu i wyjściu ze zbiornika są sobie równe ($Q_1 = Q_2$), ponieważ dyfuzja polega na wymianie cząsteczek wody („1 za 1”).
- Jeśli założyć, że przepływ następuje wyłącznie w szczelinach i kanałach krasowych i pominąć dyfuzję do przestrzeni porowej, to parametry wejścia/wyjścia nie ulegają zmianie w stosunku do schematu A ($Q_1 = Q_2$).
- Schemat przepływu wody ze znacznikiem przez zbiornik węglanowy. Znacznik dyfunduje do przestrzeni porowej i zastępuje wodę tam zawartą ($Q_1 = Q_2$). Prędkość przemieszczania się znacznika wynosi v_1 . Schemat pokazuje także (w uproszczony sposób) mechanizm rozprzestrzeniania się zanieczyszczeń w wodach podziemnych (czerwony – woda zanieczyszczona, niebieski – woda czysta) lub mechanizm oczyszczania zbiornika (czerwony – woda czysta, niebieski – woda zanieczyszczona). Oba te procesy są w poważnym stopniu opóźniane przez dyfuzję zachodzącą pomiędzy wodą mobilną zawartą w szczelinach i kanałach krasowych oraz wodą niemobilną w porach matrycy.
- Schemat przepływu znacznika przez zbiornik węglanowy przy założeniu, że przepływ następuje jedynie w obrębie szczelin i pustek krasowych. Obliczona przy takim założeniu prędkość przemieszczania się znacznika (v_2) jest mocno zawyżona w stosunku do rzeczywistej (czyli v_1 ze schematu C).

pod uwagę jest tylko porowatość otwarta (ang. *interconnected porosity, open porosity*) matrycy obejmująca pory skomunikowane ze sobą, gdyż jedynie one są dostępne dla procesu dyfuzji molekularnej (Zuber i Motyka 1994).

Należy dodać, że wpływ porowatości matrycy na dyspersję jest obserwowany jedynie w większej skali czasowej lub przestrzennej. Do zajścia dyfuzji molekularnej do stref wody niemobilnej potrzebny jest odpowiedni czas oraz przestrzeń, a ściślej – odpowiednio duża powierzchnia kontaktu wód mobilnych z matrycą (Zuber i Motyka 1994, Zuber 2007). Znaczniki sztuczne wprowadzane bezpośrednio do kanałów krasowych o szybkim przepływie mogą nie być opóźniane, ponieważ w takiej sytuacji nie ma warunków do zajścia wymiany dyfuzyjnej między wodą mobilną w kanałach krasowych i niemobilną w porach matrycy. Natomiast znaczenie procesu dyfuzji do wód porowych bardzo dobrze widać w zachowaniu znaczników środowiskowych, czyli takich, które są w naturalny rozproszony sposób dostarczane na powierzchnię zlewni wraz z opadem (Zuber 2007).

Zdefiniowanie hydrogeologicznej roli porowatej matrycy skał węglanowych oraz odróżnienie prędkości wody przemieszczającej się w szczelinach i pustkach krasowych od prędkości przenoszenia substancji rozpuszczonej w wodach (ryc. 2.2) umożliwiło wyjaśnienie problemu „opóźniania” znaczników w skałach węglanowych (Zuber i Motyka 1994). Proponowane rozwiązanie teoretyczne, w którym za główny czynnik wpływający na opóźnianie znaczników uznano porowatość otwartą matrycy skał węglanowych, zostało wielokrotnie potwierdzone eksperymentalnie (Zuber i Motyka 1992, zob. też: Zuber 2007). Informacja dotycząca porowatości otwartej matrycy jest obecnie uznawana za kluczową dla wiarygodnej interpretacji badań znacznikowych w skałach węglanowych oraz modelowania czasu przejścia znaczników sztucznych i znaczników środowiskowych. Ważne jest też to, że dzięki wyjaśnieniu mechanizmu „opóźniania” ruchu znaczników w wodach podziemnych migrujących przez skały węglanowe zrozumiano także rolę porowatości matrycy skał w opóźnianiu ruchu innych składników migrujących w wodach podziemnych, a zwłaszcza zanieczyszczeń tych wód. Okazało się, że to porowatość otwarta matrycy w bezpośredni sposób decyduje o wrażliwości (podatności) węglanowych zbiorników wód podziemnych na zanieczyszczenia (Zuber i Motyka 1994, Greswell *et al.* 1998), chociaż nie wszystkich zanieczyszczeń dotyczy to w jednakowym stopniu (Zuber 2007). Z kolei jeśli już dojdzie do skażenia węglanowej warstwy wodonośnej, a co za tym idzie do nasycenia polutantem wody niemobilnej, to powolne dyfuzyjne wydzielanie się zanieczyszczenia z wody niemobilnej (czyli w praktyce z porów matrycy) jest kluczowym czynnikiem opóźniającym oczyszczanie się środowiska wodno-gruntowego. Zatem także przy ocenie możliwości oczyszczania (samooczyszczania) wód podziemnych w środowisku skał węglanowych krytyczną wielkością jest porowatość otwarta matrycy – przy uwzględnieniu specyfiki danego zanieczyszczenia (ryc. 2.2).

Niezależnie od kluczowego wpływu na właściwości dyspersyjne skał, cechy przestrzeni porowej w bardzo dużym stopniu odpowiadają także za odsączalność (grawitacyjną i sprężystą) masywu węglanowego, a zatem za statyczne zasoby wód podziemnych zbiorników węglanowych. Stąd dane o porowatości matrycy skał węglanowych są podstawą rozwiązywania szerokiego spektrum problemów hydrogeologicznych oraz z zakresu ochrony środowiska (m.in. Freeze i Cherry 1979, Grisak i Pickens 1980, Grisak *et al.* 1980, Bibby 1981, Moench 1984, 1995, Małoszewski i Zuber 1985, 1990, 1992, 1993, Małoszewski *et al.* 1992, 2002, 2004, Zuber i Motyka 1992, 1994, 1998, Motyka i Zuber 1992, Motyka *et al.* 1994, Lloyd *et al.* 1996, Riley *et al.* 1996, Hoag i Price 1997, Greswell *et al.* 1998, White 1999, Worthington 1999, Worthington *et al.* 2000a, 2000b, Price *et al.* 2000, Shimojima *et al.* 2000, Vesper *et al.* 2001, Van der Voort i Van Tonder 2001, Bodin *et al.* 2003a, 2003b, White i White 2005, Rzonca 2008).



3.

BUDOWA GEOLOGICZNA ORAZ WARUNKI HYDROGEOLOGICZNE OBSZARU BADAŃ

3.1. IDENTYFIKACJA OBSZARU BADAŃ

Zbadane w ramach niniejszej pracy próbki mezozoicznych skał węglanowych (górnokredowych i górnourajskich) pochodzą z obszaru znanego jako północno-wschodnie mezozoiczne obrzeżenie Gór Świętokrzyskich (ryc. 1.1). Nazwa ta ma silne zakorzenienie w tradycji geologicznej (Pożaryski 1974), ale należy podkreślić, że obszarem badań jest właściwie strefa graniczna antyklinorium świętokrzyskiego i synklinorium lubelskiego (Pożaryski 1974, Karnkowski 2008).

W badanym terenie wszystkie stosowane regionalizacje hydrogeologiczne są ściśle oparte na podziale strukturalnym (tab. 3.1). W zależności od przyjętej regionalizacji wychodnie skał jurajskich i starszych na obszarze badań leżą w masywie świętokrzyskim (Kleczkowski red. 1990), obszarze świętokrzyskim (Kolago 1970) bądź w regionie świętokrzyskim (Prażak 2007). Z kolei skały kredowe odsłaniają się na obszarze niecki radomskiej (Kleczkowski red. 1990), obszaru lubelskiego (Kolago 1970) lub niecki lubelsko-radomskiej (Prażak 2007). Ostatnio zaproponowano podział na „region VIII świętokrzyski” i „region VII lubelsko-radomski” (Paczyński 2007a, b). Wyznaczona wzdłuż granic strukturalnych linia rozgraniczająca te regiony hydrogeologiczne jest w badanym obszarze w znacznym stopniu jednoznaczna (ryc. 1.1). W praktyce jest ona tożsama z granicą między wychodniami

Tabela 3.1. Podział obszaru badań według geologicznych i hydrogeologicznych regionalizacji Polski

Nazwa obszaru, z którego pochodzą badane skały górnourajskie	Nazwa obszaru, z którego pochodzą badane skały górnokredowe	Autor
obszar świętokrzyski	obszar lubelski	Kolago 1970
antyklinorium świętokrzyskie	synklinorium lubelskie	Požaryski 1974 Karnkowski 2008
północne obrzeżenie masywu świętokrzyskiego, część wschodnia	skrzydło południowo-zachodnie synklinorium lubelskiego	Požaryski 1974
masyw świętokrzyski	niecka radomska	Kleczkowski red. 1990
GZWP 420 Wierzbica–Ostrowiec	GZWP 405 Niecka radomska	Kleczkowski red. 1990
region świętokrzyski	region lubelsko-radomski	Malinowski red. 1991
region środkowomałopolski	region lubelsko-podlaski	Paczyński red. 1995
region świętokrzyski	region lubelsko-radomski	Paczyński 2007a, b
region świętokrzyski	niecka lubelsko-radomska	Prażak 2007

osadów jury i kredy albo z wąską strefą wychodni utworów kredy dolnej (Paczyński 2007b).

W podziale fizycznogeograficznym Polski Kondrackiego (2002) obszar badań mieści się w całości w obrębie mezoregionu Pogórze Iłżeckie (342.33). Natomiast w potocznym języku obszar ten nazywany jest pograniczem Gór Świętokrzyskich i Wyżyny Lubelskiej.

3.2. ZARYS BUDOWY GEOLOGICZNEJ REGIONU

Obszar badań charakteryzuje się skomplikowaną historią geologiczną i tektoniką, gdyż stanowi pogranicze dwóch dużych jednostek strukturalnych: antyklinorium świętokrzyskiego i synklinorium lubelskiego (Požaryski 1974, Karnkowski 2008). W centrum

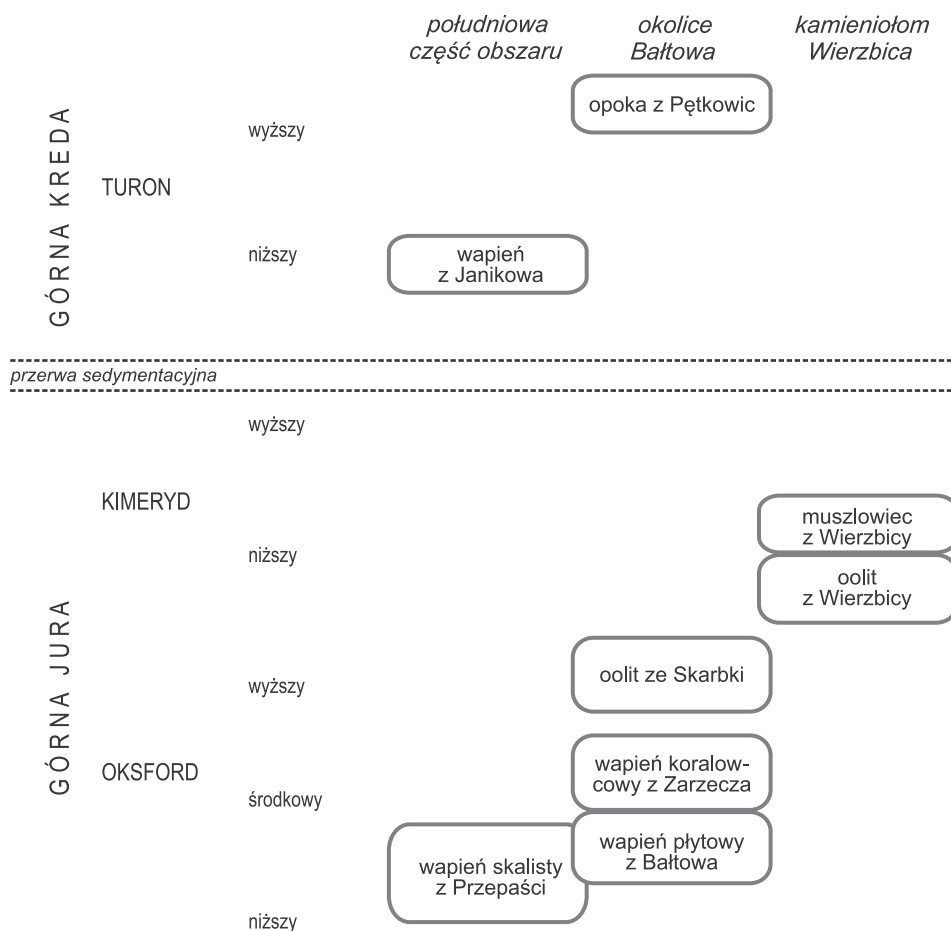
antyklinorium świętokrzyskiego znajduje się trzon paleozoiczny, czyli obszar tradycyjnie nazywany Górami Świętokrzyskimi. Na powierzchni odsłaniają się tam różne skały, z przewagą dewońskich i kambryjskich, które stanowią główny element rzeźbotwórczy Gór Świętokrzyskich; rzeźba ma charakter wybitnie strukturalny. Trzon paleozoiczny otoczony jest zróżnicowanymi osadami mezozoicznymi. Starsze skały podłoża były deformowane w czasie paleozoiku. Są one przykryte skałami permu i mezozoiku, które uległy deformacjom związanym z orogenezą alpejską. Na badanym obszarze osadami typowymi dla antyklinorium świętokrzyskiego są liczne facje górnej jury i starsze, natomiast w synklinorium lubelskim występują różne górnokredowe silnie porowate utwory, najczęściej opoki i kreda piaszczysta. Geomorfologiczną reprezentację synklinorium lubelskiego stanowi Wyżyna Lubelska (Kotański 1959, Gilewska 1972, Tomczyk 1974, Pożaryski 1948, 1974, 1997, Orłowski 1992, Lamarche *et al.* 2003, Nawrocki i Poprawa 2006, Nawrocki *et al.* 2007).

Na obecną budowę badanego obszaru w największej mierze wpłynęły ruchy laramijskie. Obecnie osady mezozoiku na obszarze badań mają charakter monokliny zapadającej ku północnemu wschodowi, wykazującej jednak szereg drugorzędnych deformacji ciągłych, głównie fałdów (ryc. 1.1). Istotne jest także występowanie kilku niemal równoległych do siebie uskoków lub/i fleksur o charakterze schodowym. Mają one przebieg z północnego zachodu na południowy wschód i zrzucone skrzydła północno-wschodnie (Pożaryski 1974, 1997). Jedną z tych dyslokacji znajduje się na zachód od Wierzbicy, Iłży i Ostrowca Świętokrzyskiego. Jest to skomplikowany zespół uskoków, przeciętych dyslokacjami poprzecznymi, nazywany drzewiecko-lubieńsko-mnichowską dyslokacją uskoku. Na wschód od tej deformacji, i zarazem na wschód od Wierzbicy, Iłży i Ostrowca Świętokrzyskiego, znajduje się z kolei fleksura Radom–Chwałowice–Grabowiec. Jeszcze dalej na wschód przebiega prawdopodobnie najważniejsza struktura tektoniczna w badanym terenie, czyli charakteryzująca się zrzutem ok. 500 m fleksura Sienno–Ożarów, która związana jest z uskokiem w starszym podłożu (Pożaryski 1974). Co najmniej na odcinku od Sienna do Ożarowa fleksura ta wyznacza południowo-zachodnią granicę występowania osadów górnokredowych, które na północny wschód od niej występują powszechnie, budując Wyżynę Lubelską. Dlatego fleksura Sienno–Ożarów może być uważana na tym obszarze za północno-wschodnią granicę antyklinorium świętokrzyskiego. W obszarze między fleksurami Radom–Chwałowice–Grabowiec i Sienno–Ożarów utwory mezozoiczne są silnie pofałdowane; wyróżniono tu szereg form synklinalnych i antyklinalnych (Pożaryski 1974, Barcicki 1990, Złonkiewicz 1994, Gutowski 1998, 2004a, Piotrowska 2003).

Z obszaru przylegającego do fleksury Sienno–Ożarów pochodzi większość skał wybranych przez autora do badań właściwości przestrzeni porowej. W bezpośrednim sąsiedztwie

fleksury, po jej północno-wschodniej stronie (a więc już w obszarze zaliczanym do Wyżyny Lubelskiej) znajdują się wystąpienia badanych skał górnokredowych: opoki z Pętkowic oraz wapienia z Janikowa (ryc. 1.1). Z kolei po drugiej stronie fleksury (formalnie w obszarze antyklinorium świętokrzyskiego), ale także w jej bezpośrednim otoczeniu, zostały pobrane do badań próbki skał górnej jury: oolitu ze Skarbki, wapienia płytowego z Bałtowa, wapienia koralowcowego z Zarzecza oraz, w już nieco większej odległości od fleksury, wapienia skalistego z Przepaści. Próbki pozostałych skał górnourajskich, oolitu z Wierzbicy oraz muszłowca z Wierzbicy, zostały pobrane z monoklinalnej strefy, nachylonej ku północnemu wschodowi, leżącej pomiędzy drzewiecko-lubieńsko-mnichowskim systemem uskoków a fleksurą Radom–Chwałowice–Grabowiec (Pożaryski 1974, Barcicki 1990, Gutowski 1998, 2004a, 2004b, 2006).

Skały badane w ramach niniejszej pracy (ryc. 3.1) stanowią rozmaite osady zbiornika epikontynentalnego, powstałego na rozległym szelfie Tetydy w późnej jurze i późnej kredzie. Na osadach – głównie klastycznych – dolnej jury osadziły się węglanowe skały górnej jury. Ich sedymentacja odbywała się na szelfie kontynentalnym o charakterze rozległej rampy węglanowej (Gutowski 2004a, 2006, Matyja 2009). Osady te są silnie zróżnicowane – w nawiązaniu do lokalnego zróżnicowania środowisk sedymentacji. Za najbardziej szczegółowe, kompletne i aktualne w odniesieniu do badanego regionu można obecnie uznać zaproponowane przez Gutowskiego (1998) wydzielenia lokalnych jednostek litostratygraficznych (w obrębie utworów górnej jury). Nawiązując one do dokonanej przez Kutka interpretacji rozwoju sedymentacji w tej części basenu epikontynentalnego (Kutek 1994, 1996, 2001), powstały w ścisłym odniesieniu do szczegółowej analizy paleośrodowiska i są poparte licznymi interpretacjami regionalnymi (Gutowski 1992, 2004a, 2004b, 2006, Pieńkowski i Gutowski 2004, Złonkiewicz 2006, 2009, 2011, Gutowski i Koyi 2007, Gutowski *et al.* 2007, Świdrowska *et al.* 2008, Matyja 2009). W badanym terenie występują, między innymi, wapienie płytowe, wapienie margliste, margle, wapienie skaliste (masywne z licznymi gąbkami), wapienie koralowcowe o znacznej zawartości sparytowego biolitytu koralowcowego, oolity, wapienie organodetrytyczne i różne zlepy muszlowe. W oolitach oksfordu górnego występują charakterystyczne krzemienie pasiaste (Złonkiewicz 1994, Gutowski 1998, 2004a). Ruchy fazy młodokimeryjskiej odpowiadają za wynurzenie omawianego obszaru i przerwę sedymentacyjną trwającą od najmłodszego kimerydu aż do albu. Przerwie sedymentacyjnej nie towarzyszyło powstanie niezgodności tektonicznych między systemami jury i kredy, natomiast obszar poddany był intensywnej erozji (Pożaryski 1948, Cieśliński i Pożaryski 1970, Gutowski 1998, Gutowski *et al.* 2005). Po przerwie osadziły się utwory kredy, będące także osadami płytkomorskimi (Cieśliński i Pożaryski 1970). Zaczynają się one od piasków i margli piaszczystych albu, które w cenomanie zastąpione zostały osadami węglanowymi.



Rycina 3.1. Korelacja stratygraficzna badanych skał (opracowanie własne na podstawie: Złonkiewicz 1994, 2010, Gutowski 1998, Piotrowska 2003)

Wśród skał górnej kredy dominują osady mikrytowe (typu *mudstone*), posiadające zróżnicowaną domieszkę materiału ilastego lub piaszczystego. Od turonu po wczesny mastrycht osadzały się opoki i gezy z czertami i krzemieniami. Kontrastują z nimi wapień detrytyczny, należące do dolnego turonu, występujące w rejonie Janikowa koło Ożarowa (wapień z Janikowa). W mastrychcie górnym typowym osadem była kreda pizująca, charakterystyczna dla wielu obszarów Wyżyny Lubelskiej (Złonkiewicz 1994, Gutowski 1998, 2004a, Piotrowska 2003).

Syntezę informacji o budowie geologicznej regionu stanowią mapy geologiczne z objaśnieniami tekstowymi: *Szczegółowa mapa geologiczna Polski* (SMGP) w skali 1:50 000 oraz *Mapa geologiczna Polski* w skali 1:200 000. Z punktu widzenia niniejszej pracy najważniejsze są następujące arkusze SMGP: arkusz 743 *Wierzbica* (mapa: Barcicki 1986, objaśnienia tekstowe: Barcicki 1990), arkusz 781 *Siemno* (Złonkiewicz 2010), arkusz 782 *Lipisko* (mapa: Piotrowska 1998, tekst: Piotrowska 2003) oraz arkusz 819 *Ożarów* (mapa: Złonkiewicz 1992, tekst: Złonkiewicz 1994). Z kolei na *Mapie geologicznej Polski* w skali 1:200 000 cały badany obszar objęty jest arkuszem *Sandomierz* (Romanek i Złonkiewicz 1992, Janiec *et al.* 1993, Romanek 2012).

3.3. WARUNKI HYDROGEOLOGICZNE

O ile budowa geologiczna północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich jest szczegółowo opisana, to inaczej jest w przypadku warunków hydrogeologicznych. Zasoby wód podziemnych dokumentowane są zazwyczaj w skali ujęć (zwykle niewielkich w tym regionie) lub obszarów wpływu odwadnianych kamieniołomów. Nadal brakuje szerszych i bardziej syntetycznych opracowań, określających warunki krążenia wód podziemnych w skali innej niż lokalna, a same warunki hydrogeologiczne nie są jeszcze dostatecznie rozpoznane. Niemniej jednak wykonany został już istotny zakres prac dokumentujących warunki hydrogeologiczne regionu. Przede wszystkim wyznaczone zostały Główne Zbiorniki Wód Podziemnych (Kleczkowski red. 1990). Geologiczny podział na antyklinorium świętokrzyskie i synklinorium lubelskie pokrywa się na badanym terenie z podziałem na masyw świętokrzyski i nieckę radomską, a dalej z podziałem na poszczególne zbiorniki. Górnojurajskie skały badane w ramach niniejszej pracy pochodzą z górno- i środkowo-jurajskiego GZWP 420 *Wierzbica–Ostrowiec*, zaś górnokredowe – z marginalnej części GZWP 405 *Niecka radomska* (Kleczkowski red. 1990). Obszar badań objęty jest arkuszem *Sandomierz Mapy hydrogeologicznej Polski* w skali 1:200 000 (Markiewicz 1984), według której cechuje się on zmienną wodonośnością oraz połowiczną izolacją pierwszego poziomu wodonośnego od powierzchni. Syntezę wiedzy hydrogeologicznej o regionie w dokładniejszej skali stanowi szczegółowa *Mapa hydrogeologiczna Polski* w skali 1:50 000 wraz z załącznikami tekstowymi do poszczególnych arkuszy. Badane skały pochodzą z obszarów objętych arkuszami MhP 743 *Wierzbica* (Fert i Płochniewski 1997), 782 *Lipisko* (Jaworski i Kos 2000) oraz 819 *Ożarów* (Kos 2000). W ramach implementacji Ramowej Dyrektywy Wodnej w obszarze pogranicza masywu świętokrzyskiego i niecki radomskiej zostało wyznaczonych sześć jednolitych części wód podziemnych (JCWPd 98, 100, 101, 102, 103 i 104); wszystkie obejmują poziomy mezozoiczne i mają charakter porowy lub

porowo-szczelinowy (Prażak 2007). Skały badane w ramach niniejszej pracy, z wyjątkiem skał z Wierzbicy, pochodzą z obszaru JCWPd nr 103 o nieznacznej izolacji, miąższości kompleksu wodonośnego wynoszącej 80–150 m oraz o średnim współczynniku filtracji warstw wodonośnych wahającym się od 3×10^{-5} do 1×10^{-4} m/s (Prażak 2007).

Dwie wytypowane do badań właściwości przestrzeni porowej skały turonu (górna kreda), opoka z Pętkowic i wapień z Janikowa, są dobrze znane, jednoznacznie identyfikowane i opisane w literaturze oraz tradycyjnie lokalnie wykorzystywane gospodarczo. Skały te cechują się wysoką porowatością; prawdopodobnie ich przestrzeń porowa nie była jednak dotychczas badana pod kątem właściwości zbiornikowych. Trudno też coś więcej powiedzieć o opoce z Pętkowic i wapieniu z Janikowa jako skałach wodonośnych. W skałach tych dotychczas nie stwierdzono występowania zjawisk krasowych, w związku z czym utworzone w nich zbiorniki wód podziemnych przypuszczalnie mają charakter szczelinowo-porowy, według wszelkiego prawdopodobieństwa zbliżony do opisanego przez Price'a *et al.* (2000). Przestrzeń porowa odgrywa zasadniczą rolę i decyduje o wodonośności skał. Trzeba jednak pamiętać, że znaczenie badanych skał górnokredowych jako skał wodonośnych nie jest wielkie w skali regionu z uwagi na ich lokalne występowanie. Utwory te występują w strefie marginalnej niecki lubelsko-radomskiej, w sąsiedztwie fleksury Sienno–Ożarów. Dalej ku wschodowi i północnemu wschodowi osady tego typu zostają zastąpione przez najbardziej rozpowszechnioną na Wyżynie Lubelskiej skałę wieku kredowego: kredę piszącą (zwaną kredą lubelską). Opoka z Pętkowic i wapień z Janikowa mogą jednak tworzyć lokalnie ważne zbiorniki wód podziemnych, i dlatego zostały objęte badaniami; zarazem dało to możliwość przyjrzenia się właściwościom przestrzeni porowej tych bardzo specyficznych, wysoce porowatych skał.

Na południowy zachód od granic występowania osadów górnej kredy, w strefie zbudowanej z różnych skał górnej jury najbardziej rozpowszechnione są silnie porowate wapienie detrytyczne (najczęściej typu *packstone* i *grainstone*), o znacznym udziale oolitów. Mięszcze ich kompleksy tworzą na powierzchni terenu wychodnię szeroką na kilka kilometrów, ciągnącą się od rejonu Bałtowa, poprzez Ilżę, aż za Wierzbicę (Gutowski 1998). Z uwagi na wysoką porowatość oolity tworzą największy i najbardziej zasobny zbiornik wód podziemnych w regionie (Fert i Płochniewski 1997, Kos 2000). Zawarte w nich wody podziemne stanowią większość zasobów dużego mezozoicznego zbiornika wyróżnionego przez Kleczkowskiego z zespołem (1990) jako Główny Zbiornik Wód Podziemnych *Wierzbica–Ostrowiec* (GZWP 420). Zbiornik ten rozciąga się na znaczną odległość, obejmując obszar występowania węglanowych osadów jury górnej w północno-wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Zorientowany wzdłuż osi NW–SE, w kierunku północno-zachodnim sięga poza Wierzbicę i obejmuje kamieniołom Wierzbica wraz z otoczeniem, zaś w kierunku południowo-wschodnim dochodzi do Ożarowa. Wszystkie badane

skały górnej jury pobrane zostały z obszaru tego zbiornika. Należy dodać, że o ile pierwotnie zbiornik GZWP 420 miał wyłącznie charakter węglanowy i ograniczony był do osadów jury górnej (Kleczkowski red. 1990), to podczas opracowywania szczegółowej dokumentacji zbiornika (Maszońska red. 1998) włączono do niego zalegające pod osadami węglanowymi piaskowce keloweju stanowiące zasobny zbiornik wód podziemnych (informacja ustna: dr hab. Jan Prażak, OŚ PIG-PIB w Kielcach, marzec 2013 r.).

Zbadana została porowatość oolitów należących do dwóch jednostek litostratygraficznych i występujących w miejscach odległych od siebie o przeszło 40 km: reprezentujący najwyższy oksford oolit ze Skarbki (z rejonu Bałtowa) oraz zaklasyfikowany do niższego kimerydu oolit z Wierzbicy (ryc. 1.1 i 3.1). Pozostałe cztery zbadane odmiany facjalne utworów górnej jury (wapień płytowy z Bałtowa, wapień skalisty z Przepaści, wapień koralowcowy z Zarzeczca oraz muszlowiec z Wierzbicy) występują lokalnie i – wraz z innymi skałami, które nie zostały objęte niniejszą pracą – tworzą zespół utworów, który zarówno lateralnie, jak i w profilu pionowym jest silnie zróżnicowany pod względem wykształcenia mikrofacjalnego. Utwory tych czterech odmian facjalnych w mniejszym stopniu niż oolity można uznać za ważne środowisko wód podziemnych (warstwę wodonośną), aczkolwiek w wielu wypadkach tworzą one poziomy wodonośny oraz uczestniczą w przepływie wód z innych poziomów. Na przykład Bałtów i otaczające go miejscowości zaopatrywane są w wodę podziemną ujmowaną z mikrytowego wapienia płytowego z Bałtowa, który w tym rejonie zalega pod wapieniem koralowcowym z Zarzeczca, skałą silnie zróżnicowaną mikrofacjalnie (Maszońska red. 1998, Gutowski 1998, Fert i Płochniewski 1997, Kos 2000, Jaworski i Kos 2000, Prażak 2007).

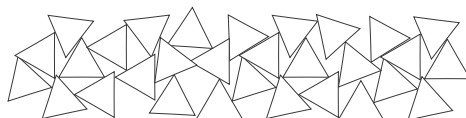
Hydrogeologiczne cechy przestrzeni porowej węglanowych skał mezozoicznych północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich są dotychczas rozpoznane w niewielkim stopniu. Jedyne takie badania przeprowadził Kos (2005, 2007), realizując projekt dotyczący warunków hydrogeologicznych rejonu Ożarowa. Autor ten zbadał łącznie 20 próbek różnych skał kredy górnej oraz jury górnej, a uzyskane przez niego wyniki są dyskutowane w rozdziale 6. W zlewni Kamiennej zbadane zostały także parametry filtracyjne litych próbek piaskowców dolnej jury (Szpakiewicz 1973). Praca ta, chociaż nie dotyczy skał węglanowych, stanowi ważny przyczynek do rozpoznania parametrów przestrzeni porowej skał mezozoicznego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Z kolei Olszewski (1998) badał przestrzeń porową skał górnokredowych (kredy piszącej i opok), ale projekt ten nie obejmował typowych oznaczeń hydrogeologicznych, a jedynie oznaczenie porowatości porozymetrem rtęciowym; nacisk położono na mechaniczne właściwości skał. Parametry hydrauliczne przestrzeni porowej węglanowych utworów górnej kredy są dobrze rozpoznane w obszarze niecki lubelsko-radomskiej (np. Krajewski 1972, Borczak *et al.* 1990, Bielec 1999, Krajewski i Motyka 1999), ale cytowane prace nie

uwzględniają skały pochodzących ze strefy marginalnej niecki, czyli na przykład objętych niniejszą pracą opoki z Pętkowic i wapienia z Janikowa.

Rozpoznanie hydrogeologiczne zbiorników górnourajskich badanego obszaru wydaje się niewystarczające – w znacznym stopniu niewiadomą pozostaje na przykład rola zjawisk krasowych. Na obszarach występowania skał górnej jury wiele przejawów świadczy o istotnej roli drenażu krasowego. Często obserwowany jest brak stałej sieci cieków powierzchniowych – występują suche doliny tylko okresowo prowadzące wody. Są one wręcz powszechne na południe od Sienna, co autor miał możliwość obserwować podczas prac terenowych (lokalna nazwa takiej doliny to „wodąca”). Lewobrzeżny dopływ Kamiennej – Wolanka, płynąca z kierunku Sienna, jest na dolnym odcinku całkowicie zdrenowana przez system ponorów (Jaworski i Kos 2000). Zlokalizowane w Bałtowie duże źródła przy korycie Kamiennej (źródła przykorytowe) mają charakter źródeł krasowych i prawdopodobnie są zasilane wodami Wolanki (obserwacja własna autora na podstawie informacji ustnej: dr hab. Jan Prażak, OŚ PIG-PIB w Kielcach, lipiec 2008 r.). W obszarze przyległym do przełomu Kamiennej między Ćmielowem i Bałtowem oraz na terenach położonych dalej na zachód opisano wiele wystąpień krasu powierzchniowego i podziemnego krasu kopalnego. Szczególnie znane są pod tym względem okolice Krzemionek Opatowskich, w tym okolice wsi Sudół. Praktycznie bezwodna Dolina Sudolska stanowi wręcz klasyczną formę związaną ze zjawiskami krasowymi rozwiniętymi w wapieniach górnej jury, przeważnie w oolitach. Jest to znacznych rozmiarów dolina boczna (lewobrzeżna) względem doliny Kamiennej, w obrębie której opisano wiele form krasowych (Wójcik 1964, 1976, Kosmowska-Suffczyńska 1966). Znane są także jaskinie krasowe w Podgrodziu na prawym brzegu Kamiennej (Kardaś i Urban 1996), które rozwinięły się w kompleksie skał górnourajskiego wapienia skalistego, objętego szczegółowymi badaniami w ramach niniejszej pracy (wapień skalisty z Przepaści). Dalej na zachód bogactwo form krasowych zostało udokumentowane w rejonie Starachowic, w tzw. Lasach Starachowickich (Różycki 1950). Kosmowska-Suffczyńska (1966) opisała także rumosz krzemienisty wypełniający zagłębienia w wapieniach jurajskich w odsłonięciu w Koszarach (także rejon Doliny Sudolskiej). Wkładki takiego rumoszu, stanowiącego być może rezyduum po rozpuszczeniu wapieni górnourajskich, znacząco poprawiają właściwości hydrauliczne masywu węglanowego. Jednak pomimo rozpowszechnienia w omawianym terenie form krasowych, znanych od dawna i opisanych w literaturze, brakuje prac odnoszących się do wpływu tych form na warunki obiegu wód podziemnych.

Dokładniejsze rozpoznanie regionalnych warunków hydrologicznych i hydrogeologicznych oraz funkcjonowania węglanowych zbiorników wód podziemnych wymaga szerszych badań, wychodzących poza zakres niniejszej pracy. Działania takie powinny w dalszej perspektywie pozwolić na stworzenie modelu koncepcyjnego krążenia wód

podziemnych w skali regionu – modelu uwzględniającego funkcjonowanie poszczególnych warstw wodonośnych oraz relacje pomiędzy nimi. Dla realizacji tego celu niezbędne jest kontynuowanie podjętych przez autora badań właściwości hydraulicznych przestrzeni porowej skał oraz uwzględnienie (identyfikacja ilościowa) roli podsystemów szczelinowego i krasowego w systemach hydraulicznych omawianych warstw. Wyniki takich badań należy konfrontować z danymi pochodzącymi z badań otworów studziennych oraz z bilansem hydrologicznym obszaru.



4.

METODY BADAŃ

4.1. TERENOWY POBÓR PRÓBEK SKAŁ ORAZ WYKONANIE OPISU PETROGRAFICZNEGO

W fazie przygotowawczej w terenie pobrane zostały fragmenty różnych skał węglanowych, z których następnie wykonano miarowe rdzenie, będące właściwymi próbkami – poddawanyymi następnie analizom laboratoryjnym.

W terenie pobierano lite fragmenty skał o objętości kilku–kilkunastu litrów. Były one odspajane od litej skały. Pobór ten prowadzony był w naturalnych odsłonięciach oraz w kamieniołomach, przy czym najczęściej były to małe kamieniołomy użytkowane przez okoliczną ludność. Próbki dwóch z ośmiu badanych skał pobrano w dużym kamieniołomie w Wierzbicy.

Próbki danej skały były pobierane na niewielkim obszarze, a ściślej z różnych części odsłonięcia (jeśli był to większy kamieniołom), lub z różnych odsłonieć odległych od siebie maksymalnie o kilkaset metrów. Taki sposób umożliwił uzyskanie próbek o jednolitej pozycji litostratygraficznej. Mankamentem przyjętej metody poboru próbek był natomiast całkowity brak możliwości interpretacji zmienności przestrzennej (regionalnej) badanych cech matrycy skał węglanowych.

Trudno odnieść się do kwestii głębokości poboru próbek względem powierzchni terenu, która ma duże znaczenie dla oceny stopnia zwietrzenia badanych skał. W zasadzie trzeba przyjąć, że próbki zostały pobrane z powierzchni terenu – naturalnej (naturalne odsłonięcia) lub sztucznej (nieczynne kamieniołomy, w tym duży kamieniołom Wierzbica). Oczywiście dyskusyjna jest kwestia, czy ociosy kamieniołomów można uznać za sztuczną

powierzchnię terenu, ale można przyjąć, że w praktyce tak jest. Ponieważ na wszystkich stanowiskach skały były bezpośrednio narażone na procesy wietrzenia, podczas prac terenowych autor zachowywał daleko posuniętą ostrożność, aby unikać pobierania próbek o widocznych śladach zwietrzenia (zob. też: podrozdział 4.2).

Przybliżona lokalizacja punktów opróbowania skał na tle budowy geologicznej regionu została pokazana na rycinie 1.1, a opisy i współrzędne stanowisk – przytoczone za wcześniejszą publikacją (Rzonca 2011) – zamieszczono w tabeli 5.1.

Opis petrograficzny skał pobranych do badań został wykonany makroskopowo, głównie w oparciu o metodykę proponowaną przez Dunhama (1962). Opis został wykonany we współpracy ze Zbigniewem Złonkiewiczem (OŚ PIG-PIB w Kielcach), który jest autorem m.in. arkuszy 781 *Sienna* i 819 *Ożarów* SMGP w skali 1:50 000 (Złonkiewicz 1992, 1994, 2010).

4.2. WYKONANIE PRÓBEK WŁAŚCIWYCH (RDZENI)

Pobrane w terenie fragmenty skał posłużyły w warunkach laboratoryjnych do odwiercenia właściwych próbek, czyli niewielkich rdzeni o ściśle ustalonych rozmiarach. Rdzenie zostały wykonane stacjonarną wolnoobrotową wiertarką kolumnową o dużej mocy i wysokim momencie obrotowym. Do wykonania rdzeni wykorzystano chłodzone wodą (przepływowo) wiertła zaopatrzone w koronki diamentowe. Z pobranych w terenie fragmentów danej skały wykonano 30 większych rdzeni, które posłużyły do badania porowatości otwartej metodą Archimedesasa, odsączalności grawitacyjnej oraz przepuszczalności (opisy metod zamieszczono w dalszej części tego rozdziału). Średnica tych rdzeni była równa 4,15 cm, zaś długość 5–7 cm. Dodatkowo z każdej skały wykonano po 10 mniejszych rdzeni, wykorzystanych następnie do badań metodami porozymetrii helowej oraz magnetycznego rezonansu jądrowego (opisy metod poniżej). Średnica rdzeni wynosiła 2,45 cm, a długość – 2,90 cm. Rdzenie obydwu rodzajów były wykonywane zawsze z tych samych fragmentów skał pobranych w terenie: z danego fragmentu jeden lub kilka rdzeni jednego rodzaju oraz jeden lub kilka drugiego. Ponieważ badaniami zostało objęte osiem różnych skał węglanowych, łącznie wykonano 240 większych rdzeni (osiem facji po 30 rdzeni) oraz 80 mniejszych (osiem facji po 10 rdzeni).

Wiercenie koronką diamentową chłodzoną przepływowo przez wodę jest najpowszechniej stosowaną metodą wykonywania rdzeni ze skał (w tym także próbek do badań matrycy skał węglanowych). W świetle wiedzy autora wpływ metody wykonywania rdzeni na wyniki badań właściwości przestrzeni porowej nie był dotychczas analizowany w literaturze. Analiza taka nie była także celem niniejszej pracy. Rdzenie zostały

wykonane w przypadkowych (losowych) kierunkach względem płaszczyzn warstwowania skał.

Podczas pobierania prób – zarówno fragmentów skał w terenie, jak i wykonywania rdzeni w laboratorium – unikano pobierania do badań zwietrzałych fragmentów skał. W terenie fragmenty skał przeznaczone do pobrania były celowo oddzielane od litej skały; nie wykorzystywano więc luźno leżących, nadwietrzałych fragmentów. Podczas odwiercania właściwych próbek (rdzeni) zwracano dużą uwagę na to, aby nie obejmowały one zwietrzałych powierzchni i krawędzi.

4.3. OZNACZENIE POROWATOŚCI METODĄ ARCHIMEDESA

Jedną z podstawowych cech mikrostrukturalnych skały, szczególnie istotnych z punktu widzenia hydrogeologii jak i innych dyscyplin zajmujących się badaniem cech zbiornikowych przestrzeni porowej skał, jest **porowatość otwarta** (ang. *open porosity* lub *inter-connected porosity*). Określa ona udział porów połączonych między sobą niezależnie od ich wielkości w objętości próbki skały. Pory połączone z innymi traktowane są jako potencjalnie dostępne dla wody, i dlatego właśnie porowatość otwarta jest najważniejszym parametrem hydrogeologicznym matrycy skał. Opisana w niniejszym podrozdziale metoda oznaczania tego parametru stanowi standard w hydrogeologicznych badaniach cech przestrzeni porowej skał węglanowych (Borczak *et al.* 1990, Greswell *et al.* 1998, Motyka *et al.* 1994, 1998, Motyka 1998, Pulido-Bosch *et al.* 2004, Rzonca 2008), i dlatego może być traktowana jako wzorcowa.

Zastosowana procedura laboratoryjna jest znana w Polsce jako zmodyfikowana metoda Kleczkowskiego i Mularza (1964). Wykorzystano wariant opisany przez Motykę *et al.* (1998) – jako medium, zamiast nafty, użyta została woda destylowana. W międzynarodowej literaturze metoda w tym wariantcie jest często nazywana **metodą Archimedesesa** (np. Bodwadkar i Reis 1993, Crain 2008, Dandekar 2013). Współczynnik porowatości otwartej oznaczony metodą Archimedesesa jest w pracy opisywany skrótem p_o .

Badanie rozpoczyna się od suszenia próbek w temperaturze 110°C. Następnie waży się wysuszone próbki, po czym nasyca się je wodą destylowaną w komorze próżniowej. Nasycone wodą próbki ważone są dwukrotnie: w powietrzu i zanurzone w wodzie destylowanej. Wartość współczynnika porowatości p_o oblicza się według wzoru (Motyka *et al.* 1998):

$$p_o = \frac{G_p - G_s}{G_p - G_w} \times 100\% \quad [\text{wzór 4.1}]$$

gdzie:

G_p – waga próbki nasyconej wodą i ważonej w powietrzu,

G_s – waga próbki wysuszonej w temperaturze 105–110°C,

G_w – waga próbki nasyconej wodą i ważonej w wodzie.

Analizę porowatości otwartej metodą Archimedesusa wykonano w laboratorium Katedry Hydrogeologii i Geologii Inżynierskiej Akademii Górniczo-Hutniczej w Krakowie; oznaczenia wykonywane przez to laboratorium stały się podstawą wielu prac o zasięgu międzynarodowym (np. Borczak *et al.* 1990, Motyka *et al.* 1994, 1998, Motyka 1998, Zuber i Motyka 1998, Zuber *et al.* 2004, Rzonca 2008). Granica detekcji (wykrywalności) ani oznaczalności zastosowanej metody nie jest określona przez laboratorium wykonujące badanie. Nie została też opisana w literaturze (zob. też: Rzonca 2008).

Współczynnik porowatości p_o określono dla 30 próbek (dużych rdzeni, o średnicy 4,15 cm) z każdej z ośmiu badanych skał.

4.4. OZNACZENIE POROWATOŚCI METODĄ POROZYMETRII HELOWEJ

Drugim parametrem opisującym porowatość matrycy jest **współczynnik porowatości oznaczony metodą porozymetrii helowej** (porozymetrem helowym), oznaczany jako p_{He} . Metoda porozymetrii helowej jest standardem w badaniach porowatości skał prowadzonych pod kątem określania zasobów złóż węglowodorów; jest szeroko wykorzystywana zarówno do badania skał klastycznych, jak i węglanowych (Ehrenberg i Nadeau 2005, Lucia 2007, Crain 2008, Madsen *et al.* 2010, Volery *et al.* 2010a, 2010b, Deville de Periere *et al.* 2011, Götz i Lenhardt 2011). Jest powszechnie uznawana za pewną i sprawdzoną metodę, o szczególnie niskiej niepewności pomiaru (Twardowski *et al.* 2004). Została ona wybrana do realizacji celów pracy, ponieważ jest zdecydowanie najczęściej wykorzystywaną metodą w prowadzonych na świecie badaniach cech zbiornikowych przestrzeni porowej skał. Dzięki temu istnieje możliwość porównania uzyskanych wyników – zwłaszcza z opracowaniami z zakresu geologii naftowej.

Wybór metod badawczych ma zawsze do pewnego stopnia charakter arbitralny. Na przykład, dość często stosowaną w geologii naftowej metodą badań porowatości jest, obok porozymetrii helowej, metoda intruzyjnej porozymetrii rtęciowej. Przy konstruowaniu założeń pracy uwzględniony został fakt, że w światowej literaturze przedmiotu publikowanych jest więcej wyników oznaczeń wykonanych metodą porozymetrii helowej.

To, jaka cecha skały jest oznaczana w badaniu metodą porozymetrii helowej, jest kwestią dyskusyjną. W literaturze z kanonu geologii naftowej często określa się ją jako porowatość całkowitą (porowatość ogólną, ang. *total porosity*). Porowatość całkowita należy do podstawowych właściwości skał i obejmuje wszystkie pustki (pory) zawarte w próbce skały, włącznie z pustkami izolowanymi (tworzącymi porowatość zamkniętą). Z całą pewnością do pustek zupełnie izolowanych, w żaden sposób nie połączonych z innymi, nie może wnikać medium używane w zastosowanej metodzie (hel), i dlatego nie można wyniku tego oznaczenia nazwać porowatością całkowitą *sensu stricto*. Można uznać, że żadna metoda analityczna, która nie bazuje na dezintegracji próbki, nie określa porowatości całkowitej. Detekcja porów połączonych z innymi oznacza, że metoda porozymetrii helowej określa **porowatość otwartą** próbek skał. Z uwagi na odmienne właściwości fizyczne zastosowanego medium (helu) oraz odmienne warunki badania (np. ciśnienie) wynik oznaczenia p_{He} różni się od wyniku oznaczenia p_O , gdzie medium jest woda destylowana, którą próżniowo nasycane są próbki.

Oznaczenie p_{He} wykonano poprzez pomiar gęstości właściwej i objętościowej skał porozymetrem helowym, czyli zestawem dwóch piknometrów AccuPyc 1330 i GeoPyc 1360 firmy Micromeritics. Helowy piknometr AccuPyc 1330 wyznacza gęstość właściwą skały. Poprzez pomiar zmian ciśnienia helu w komorze pomiarowej wyznacza się objętość szkieletową próbki. Iloraz masy próbki i wyznaczonej objętości szkieletu stanowi gęstość właściwą. Z kolei quasi-cieczowy piknometr GeoPyc 1360 służy do wyznaczenia objętości całkowitej próbki. Próbka otoczona zostaje nośnikiem *Dry Flo*, który zachowuje się podobnie jak ciecz, ale nie wnika w pory o rozwarości mniejszej od 25 μm (www.micromeritics.com – dostęp 15.03.2013 r.). Gęstość objętościowa jest obliczana jako iloraz masy i objętości całkowitej. Pomiar wykonywany jest kilkakrotnie, a następnie uśredniany (co oznacza, że pojedyncze wyniki pomiarów podawane przez laboratorium są *de facto* średnimi z kilku pomiarów elementarnych).

Na podstawie gęstości właściwej i gęstości objętościowej oblicza się współczynnik porowatości p_{He} , którego wartość dana jest wzorem (Pazdro i Kozerski 1990):

$$p_{He} = \frac{\rho_w - \rho_O}{\rho_w} \times 100\%$$

[wzór 4.2]

gdzie:

 ρ_w – gęstość właściwa [$\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$], ρ_O – gęstość objętościowa [$\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$].

Analiza p_{He} została wykonana w laboratorium Instytutu Nafty i Gazu w Krakowie. Badanie to objęte jest akredytacją laboratorium (procedura PB-02/SW-1), jako badanie porowatości całkowitej; autor zresztą tak samo określał oznaczan cechę skały we wstępnej publikacji (Rzonca 2011). Granica oznaczalności zastosowanej metody wynosi 1,5%.

Współczynnik porowatości p_{He} (porowatości otwartej określonej metodą porozymetrii helowej) wyznaczono dla 10 próbek – małych rdzeni, czyli rdzeni o średnicy 2,45 cm – z każdej z ośmiu badanych skał.

4.5. MAGNETYCZNY REZONANS JĄDROWY (NMR)

Interpretacja geometrycznych cech przestrzeni porowej skał węglanowych nie może być uznana za pełną, jeśli nie uwzględnia wielkości porów. Informacja o wielkości porów jest pożądana zwłaszcza, gdy chodzi o wyjaśnienie relacji między hydrogeologicznymi charakterystykami matrycy skał. Rozmiar porów jest szczególnie istotny z uwagi na występowanie w skałach molekuł wody, związanych siłami międzycząsteczkowymi z powierzchnią skały. Cząsteczki wody związanej (higroskopijnej i błonkowej), a także kapilarnej znacząco ograniczają ruch wody wolnej w małych porach, a najmniejsze pory są przez nie całkowicie zamknięte. W efekcie wielkość porów ma zasadniczy wpływ na odsączalność i przepuszczalność skał względem wody. Dlatego powszechnie stosowany podział wielkości porów na klasy ściśle nawiązuje do wypełnienia porów wodami związanymi. Wydziela się więc trzy klasy wielkości porów. Pory najmniejsze, zwane subkapilarnymi, cechują się średnicami poniżej 0,0002 mm i są całkowicie wypełnione wodami trwale związanymi, czyli higroskopijnymi i błonkowatymi. Pory nieco większe, tak zwane kapilarne, mają średnice od 0,0002 mm do 0,5 mm i zawierają dodatkowo wody nietrwale związane siłami przylegania i spójności, czyli siłami kapilarnymi. Największe, nadkapilarne pory, o średnicach większych od 0,5 mm, zawierają także wodę wolną, swobodnie przemieszczającą się pod wpływem siły ciężkości lub różnicy ciśnień hydrostatycznych (Pazdro i Kozerski 1990, Humnicki 2006).

Rozkład wielkości porów w badanych skałach został określony dzięki zastosowaniu magnetycznego rezonansu jądrowego (ang. *nuclear magnetic resonance*, NMR). Procedura ta polega na określeniu porowatości próbki (oznaczanej jako p_{NMR}) oraz ilościowego podziału tej porowatości na trzy klasy wielkości porów. Badanie opiera się na analizie czasu poprzecznej relaksacji (T_2) pola magnetycznego, którego działaniu poddawany jest badany materiał. Oznaczenia zostały wykonane na urządzeniu MARAN 7 o częstotliwości roboczej 7,9 MHz. Urządzenie rejestruje relaksację pola magnetycznego jąder wodoru, dlatego badane próbki są nasycone solanką o stężeniu NaCl wynoszącym 50 g/l. Analiza *de facto* rejestruje większe i mniejsze skupiska wodoru (a więc solanki) wewnątrz próbki.

Im mniejsze skupisko solanki, tym niższy czas relaksacji pola magnetycznego. Zawartość wody związanej (*bound water content, BWC*) określono dla czasu relaksacji poniżej 3 ms. Zakłada się, że *BWC* jest tożsamy z zawartością najmniejszych porów (porów subkapilarnych) w próbce. Zawartość wody kapilarnej (*capillary water content, CWC*), czyli zawartość porów kapilarnych, określono dla czasów relaksacji z przedziału 3–93 ms. Natomiast zawartość wody wolnej (*mobile water content, MWC*), czyli porów nadkapilarnych, określono dla czasu powyżej 93 ms. Powyższe przedziały czasowe przyjęto rutynowo; są one stosowane dla skał węglanowych przez laboratorium wykonujące oznaczenia i oparte na danych literaturowych. Teoretyczne podstawy analizy metodą NMR są szczegółowo opisane w literaturze (np. Bowers *et al.* 1995; Carr *et al.* 1996; Zhao *et al.* 2010). Granica oznaczalności zastosowanej metody nie została określona, lecz w wynikach uzyskanych z laboratorium pojawiają się wartości 0,00%, co należy rozumieć jako <0,01%; w takim ujęciu wartość 0,01% pełni rolę granicy oznaczalności.

W przypadku analizy porowatości metodą NMR – podobnie jak w przypadku metody porozymetrii helowej – pojawia się pytanie, jaką cechą skały opisuje porowatość p_{NMR} . Raport laboratorium określa ją jako porowatość całkowitą, ale należy pamiętać, że podstawą wykrywania porów w metodzie NMR jest detekcja medium (solanki), którym próbkę nasycono bez jej dezintegracji, a więc wykorzystując istniejące naturalne połączenia między porami. Metoda nie daje zatem możliwości wykrywania porowatości zamkniętej. Dlatego trzeba podkreślić, że metoda NMR *de facto* określa porowatość otwartą próbek (p_{NMR}).

Analiza metodą magnetycznego rezonansu jądrowego została wykonana w laboratorium Instytutu Nafty i Gazu w Krakowie. Badanie wykonano dla 10 próbek (małych rdzeni o średnicy 2,45 cm) z każdej z ośmiu badanych skał. Wynikiem są wyrażone w procentach udziały poszczególnych klas porów określone jako ilorazy objętości porów danej klasy (wielkości) i objętości całej próbki. Dla danej próbki udziały porów subkapilarnych, kapilarnych i nadkapilarnych sumują się do p_{NMR} (porowatości otwartej określonej metodą NMR, także wyrażonej w procentach).

4.6. OZNACZENIE ODSĄCZALNOŚCI GRAWITACYJNEJ

Odsączalność grawitacyjna jest podstawową właściwością hydrogeologiczną skał i określa ich zdolność do oddawania wody wolnej pod wpływem siły grawitacji. Jest zatem parametrem zasobowym, określającym jak wiele wody można odzyskać (odsączyć) ze skały całkowicie nasyconej wodą. Współczynnik odsączalności grawitacyjnej μ określa, jaka objętość wody może się odsączyć z jednostkowej objętości skały (Słownik hydrogeologiczny 2002, Humnicki 2006).

Zastosowana w niniejszej pracy metoda wyznaczania współczynnika odsączalności grawitacyjnej skał oparta jest na wykorzystaniu wirówki laboratoryjnej. Metodę tę szczegółowo opisali Motyka *et al.* (1971), ale jej podstawy teoretyczne zostały stworzone przez badaczy amerykańskich (Prill 1961, Prill *et al.* 1965). Badaniu poddaje się próbki skał w kształcie niewielkich walców (rdzenie), nasycone próżniowo wodą destylowaną. Rolą wirówki jest przyspieszenie procesu odsączania wody ze skały – procesu, który w naturalnych warunkach przebiega bardzo wolno. Wykorzystane zostaje grawitacyjne odsączenie wywołane działaniem siły odśrodkowej wirówki. Jednocześnie poprzez regulację prędkości obrotowej wirówki, a przez to siły odśrodkowej działającej na próbkę, można wywoływać podciśnienie, symulując żądaną różnicę ciśnień hydrostatycznych powodującą odsączenie się wody ze skał tworzących warstwę wodonośną. Z praktycznego punktu widzenia istota metody opiera się na odpowiednim dobraniu obrotów wirówki i czasu badania, tak aby przy danej wysokości próbki (rdzenia) symulować odsączenie naturalne zachodzące w zadanym czasie i będące wynikiem ciśnienia ssącego o zadanej wysokości. Standardowy czas trwania badania (30 minut) symuluje naturalne odsączenie trwające 2–2,5 roku, a obroty wirówki tak dobiera się do wysokości próbki, aby zasymulować podciśnienie równe 10 m słupa wody, co przyjęto za maksymalną wartość występującą w naturze. Taki dobór parametrów stał się wraz z całą procedurą standardem w badaniach hydrogeologicznych matrycy i podstawą wielu prac, w tym także prac o zasięgu międzynarodowym (np. Borczak *et al.* 1990, Motyka 1998, Motyka *et al.* 1998, Pulido-Bosch *et al.* 2004, Rzonca 2008).

Współczynnik odsączalności oblicza się według wzoru:

$$\mu = \frac{V_w}{V_s} \quad [\text{wzór 4.3}]$$

gdzie:

V_w – objętość odsączonej wody,

V_s – objętość próbki (skały).

Trzeba jednak powiedzieć, że chociaż metoda ta została wielokrotnie opisana w literaturze i jest dobrze uzasadniona teoretycznie oraz sprawdzona w praktyce, to ma ona dosyć poważny mankament. Mianowicie nie określono dla niej granic detekcji (wykrywalności) ani oznaczalności. Wartości tych nie podaje ani laboratorium wykonujące oznaczenia, ani literatura przedmiotu. Ma to oczywiście znaczenie dla prawidłowej interpretacji uzyskiwanych wyników i jest o tyle istotne, że wynik „zerowy” obserwowany jest relatywnie często (np. Motyka *et al.* 1998, Bielec 1999, Rzonca 2008). Wynik zerowy oznaczenia odsączalności grawitacyjnej raportowany przez laboratorium należy w tej

sytuacji interpretować jako odsączalność próbki poniżej granicy detekcji, która nie została określona (Rzonca 2008).

Analizę odsączalności grawitacyjnej wykonano w laboratorium Katedry Hydrogeologii i Geologii Inżynierskiej Akademii Górniczo-Hutniczej w Krakowie. Jest to laboratorium wykonujące zdecydowaną większość takich oznaczeń z obszaru Polski. Tutaj też wypracowany został polski wariant zastosowanej metody (Motyka *et al.* 1971, 1998). W ramach pracy współczynnik odsączalności grawitacyjnej określono dla 30 próbek (dużych rdzeni o średnicy 4,15 cm) z każdej z ośmiu badanych skał.

4.7. OZNACZENIE PRZEPUSZCZALNOŚCI I WSPÓŁCZYNNIKA FILTRACJI

Przepuszczalność (przepuszczalność hydrauliczna) skały jest to jedna z najważniejszych jej właściwości hydraulicznych, określająca zdolność do przewodzenia dowolnego medium ciekłego lub gazowego. Jest to zatem cecha skały, która nie zależy od własności rozpatrywanego medium. Ilościowo przepuszczalność skał wyraża się współczynnikiem przepuszczalności (k_p). Przepuszczalność skały względem wody wyraża współczynnik filtracji, który jest parametrem zależnym zarówno od właściwości skały (przepuszczalności), jak i właściwości fizycznych wody (lepkości i ciężaru właściwego). Współczynnik filtracji (k) jest jednym z najważniejszych parametrów używanych w hydrogeologii; jest powszechnie wykorzystywany do teoretycznych i praktycznych obliczeń, występuje w wielu podstawowych wzorach oraz pełni funkcję współczynnika proporcjonalności we wzorze (prawie) Darcy'ego. Współczynnik filtracji wyraża prędkość filtracji przy jednostkowym spadku hydraulicznym, jeśli filtracja podlega liniowemu prawu Darcy'ego (Słownik hydrogeologiczny 2002, Humnicki 2006).

Współczynnik przepuszczalności został oznaczony w aparacie opisanym przez Dulińskiego (1965). Aparat ten – permeometr gazowy – działa na zasadzie wymuszania przepływu sprężonego gazu przez wysuszoną próbkę, a wielkościami mierzonymi podczas wykonywania oznaczeń są różnica ciśnień „przed” i „za” próbką oraz ilość przepuszczonego gazu. Współczynnik przepuszczalności oblicza się ze wzoru (Motyka *et al.* 1998):

$$k_p = \frac{2 Q p l \eta}{F (p_1^2 - p_2^2)} \quad [\text{wzór 4.4}]$$

gdzie:

k_p – współczynnik przepuszczalności [darcy],

Q – przepływ gazu [cm^3/s],

p – ciśnienie atmosferyczne [at],

- l – długość próbki [cm],
 η – współczynnik lepkości dynamicznej gazu [cP],
 F – powierzchnia przekroju poprzecznego [cm²],
 p_1 – ciśnienie przed próbką [at],
 p_2 – ciśnienie za próbką [at].

Wartości współczynnika przepuszczalności wyznaczone za pomocą gazu powinny być skorygowane poprzez uwzględnienie poprawki, która niweluje wpływ tak zwanego efektu poślizgu Klinkenberga (Klinkenberg 1941). Późniejsze badania (Ohle 1951) dowodziły, że poprawka ta ma dla skał węglanowych niewielką wartość liczbową i uzyskane permeametrem gazowym wartości współczynnika przepuszczalności są jedynie minimalnie zawyżone. Jednak inni autorzy wykazali, że efekt poślizgu Klinkenberga może mieć poważny wpływ na wyniki oznaczeń wykonywanych gazem (np. Tanikawa i Shimamoto 2006). Sama poprawka Klinkenberga jest trudna do praktycznego zastosowania, gdyż jej wielkość zależy od szeregu parametrów (czynników), z których część przyjmowana jest arbitralnie dla danego petrologicznego typu skały. W związku z tym w praktyce hydrogeologicznej zazwyczaj przyjmuje się uzyskane wyniki bez uwzględniania poprawki Klinkenberga przy jednoczesnym uznaniu faktu, że otrzymane wartości są zawyżone (Wilk *et al.* 1985, Motyka *et al.* 1998, Pulido-Bosch *et al.* 2004, Rzonca 2008). Taki tryb postępowania został przyjęty także w niniejszej pracy.

W hydrogeologii przyjęło się używanie współczynnika filtracji jako reprezentacji przepuszczalności. Współczynnik przepuszczalności i współczynnik filtracji związane są zależnością (Motyka *et al.* 1998):

$$k = k_p \frac{\gamma_w}{\eta_w} \quad [\text{wzór 4.5}]$$

gdzie:

- k – współczynnik filtracji [cm/s],
 k_p – współczynnik przepuszczalności [darcy],
 γ_w – ciężar właściwy wody [g/cm³],
 η_w – współczynnik lepkości dynamicznej wody [cP] (wszystkie jednostki podano tradycyjnie w układzie CGS, por. Motyka *et al.* 1998).

Podstawiając do wzoru 4.5 liczbowe wartości lepkości dynamicznej i ciężaru właściwego wody o temperaturze 10°C otrzymuje się prostą zależność między wartościami współczynnika filtracji i przepuszczalności dla wody o tej temperaturze. Temperaturę 10°C przyjęto jako stałą umowną temperaturę zbliżoną do średniej temperatury wód

podziemnych (Motyka *et al.* 1998). Temperaturę tę przyjęto arbitralnie, ale pozwala to na porównywanie współczynnika filtracji obliczonego przez różnych autorów, jeśli także stosują oni tę umowną temperaturę odniesienia (co jest często spotykane w literaturze). Zależność wykorzystywana w praktyce ma w rezultacie postać (Motyka *et al.* 1998):

$$k = 7,66 \cdot 10^{-6} \cdot k_p \quad [\text{wzór 4.6}]$$

gdzie:

k [m/s],

k_p [darcy].

Wartość współczynnika filtracji zmienia się wraz ze zmianą temperatury wody proporcjonalnie do zmian lepkości dynamicznej (Pazdro i Kozerski 1990, s. 221–222, Rogoż 2007, s. 128):

$$k_t = k_{10} \frac{\eta_{10}}{\eta_t} \quad [\text{wzór 4.7}]$$

gdzie:

k_t i η_t – współczynnik filtracji i współczynnik lepkości dynamicznej wody w dowolnej temperaturze,

k_{10} i η_{10} – współczynnik filtracji i współczynnik lepkości dynamicznej wody w temperaturze 10°C.

Wielkość zmian współczynnika filtracji z temperaturą wody pozawala także określić popularny przybliżony wzór (np. Kozerski 1977):

$$k_t = k_{10} \cdot (0,7+0,03t) \quad [\text{wzór 4.8}]$$

gdzie:

k_t – współczynnik filtracji w dowolnej temperaturze $t^\circ\text{C}$,

k_{10} – współczynnik filtracji w temperaturze 10°C.

Analiza przepuszczalności została wykonana w laboratorium Katedry Hydrogeologii i Geologii Inżynierskiej Akademii Górniczo-Hutniczej w Krakowie. Wyznaczone permeametrem wartości współczynnika przepuszczalności zostały przeliczone na wartości współczynnika filtracji według podanej formuły (wzór 4.6), czyli dla wartości odpowiadających

cechom wody o umownej temperaturze odniesienia 10°C. Granic detekcji ani oznaczalności metody nie określono.

W teoretycznym opisie metody zostały wykorzystane formuły oparte na wielkościach wyrażonych w tradycyjnych jednostkach układu jednostek miar CGS (konsekwentnie używanych w literaturze przedmiotu), ale wynik końcowy – wartość współczynnika filtracji – jest wyrażony w m/s, czyli jednostkach układu SI.

Badaniem objęto populacje liczące po 30 próbek (duże rdzenie o średnicy 4,15 cm) reprezentujących każdą z badanych skał.

4.8. METODY STATYSTYCZNE

We wszystkich populacjach i subpopulacjach wyników analiz sprawdzono normalność rozkładów testem Shapiro-Wilka, przyjmując za graniczny poziom istotności $p < 0,05$. Badanie normalności rozkładów zostało wykonane zarówno w odniesieniu do generalnych populacji wyników danej analizy (wszystkie próbki łącznie), jak i w odniesieniu do tych samych wyników rozpatrywanych w obrębie subpopulacji próbek poszczególnych skał. W przypadku populacji i subpopulacji danych, w których stwierdzono brak normalności rozkładu, dokonano prób normalizacji przy pomocy typowych zabiegów. W wielu przypadkach uzyskanie rozkładów normalnych nie było jednak możliwe.

W rozdziale 8 wyniki analiz porowatości otwartej i odsączalności grawitacyjnej wykonanych z użyciem dużych, standardowych rdzeni zostały porównane z dodatkowymi wynikami tych samych analiz, ale uzyskanymi z badania rdzeni małych, czyli niestandardowych w przypadku takich oznaczeń. Jeśli obie porównywane populacje wyników (analiza dużych i małych rdzeni) cechowały się rozkładami normalnymi, były porównywane za pomocą analizy wariancji (ANOVA). Analiza ANOVA jako metoda parametryczna cechuje się większą mocą (w sensie mocy testu), ale wymaga rozkładów normalnych w obrębie testowanych zbiorów danych. Natomiast populacje wyników nie cechujące się rozkładami normalnymi były porównywane za pomocą popularnego testu nieparametrycznego – testu median, zwanego testem Mooda. Graniczny poziom istotności został przyjęty dla obydwu testów na poziomie $p < 0,05$.

W ostatnich rozdziałach pracy, poświęconych zależnościom między badanymi parametrami, szeroko wykorzystana została analiza korelacji. Większość badanych parametrów nie cechuje się rozkładami normalnymi, a w dodatku rozkłady te w wielu przypadkach nie dają się znormalizować. W przypadkach, kiedy rozkłady porównywanych cech są normalne lub dają się znormalizować, możliwe jest wykorzystanie standardowego parametrycznego testu korelacji Pearsona. Problem stanowią pozostałe przypadki, które nie mogą być

analizowane testem Pearsona (nie spełniając warunku normalności rozkładu), a które często stanowią większość. Z tego powodu autor zdecydował się konsekwentnie korzystać z nieparametrycznego testu korelacji rang Spearmana do analizy wszystkich związków korelacyjnych w obrębie wszystkich populacji, zarówno tych cechujących się rozkładami normalnymi, jak i pozostałych. Decyzja ta wynika z przekonania, że równoległe używanie dwóch metod analizy korelacji spowodowałoby znaczne trudności z jednolitą interpretacją wykonanych analiz. Test korelacji rang Spearmana jest nieparametryczny, nie wymaga więc normalności rozkładów porównywanych cech. Charakteryzuje się on jednak mniejszą mocą od testu Pearsona. Mniejsza moc testu statystycznego oznacza większe prawdopodobieństwo popełnienia tak zwanego błędu drugiego rodzaju, czyli nieodrzućenia hipotezy zerowej, która jest w rzeczywistości fałszywa.

Wobec wykorzystywania testu korelacji rang Spearmana (zawsze na poziomie istotności $p < 0,05$), w pracy często przywoływany jest współczynnik korelacji rang Spearmana (oznaczenie r_s). Jest on interpretowany analogicznie do najczęściej stosowanego współczynnika korelacji Pearsona r . Współczynnik r_s przyjmuje mianowicie wartości od -1 do 1, gdzie -1 oznacza korelację pełną ujemną (odwrotną), zero – brak korelacji, zaś 1 – korelację pełną dodatnią.

W związku z częstym brakiem normalności rozkładów oraz możliwości ich normalizacji, na zamieszczonych w pracy diagramach korelacyjnych nie wyznaczono linii trendu badanych zależności korelacyjnych.

Dobór metod statystycznych został dokonany na podstawie literatury (Ahrens 1970, Jensen *et al.* 1997, Łomnicki 1999, Sobczyk 2004), natomiast analizy statystyczne zostały wykonane programem *Statgraphics Centurion XVI*.



5.

WYNIKI OZNACZEŃ

5.1. OPIS PETROGRAFICZNY BADANYCH SKAŁ

Opis petrograficzny badanych skał powstał przy współpracy ze Zbigniewem Złonkiewiczem (OŚ PIG-PIB w Kielcach). Charakterystyka ta została zamieszczona – w skróconej wersji – we wcześniejszej publikacji (Rzonca 2011).

Opoka z Pętkowic (stanowisko 1 wg ryc. 1.1 oraz tab. 5.1)

Jest to silnie porowata biała mikrytowa opoka, lekko zapiaszczona, z fauną dużych inoceramów. Badane próbki opoki z Pętkowic nie zawierały jednak fauny, lecz osad makroskopowo homogeniczny.

Skała ta reprezentuje najwyższy turon (górną kreda).

Opokę z Pętkowic opisał szczegółowo Pożaryski (1948).

Wapień z Janikowa (stanowisko 2 wg ryc. 1.1 oraz tab. 5.1)

Silnie porowaty wapień biodetrytyczny (kalkarenit, intrabiosparyt, typu *grainstone* lub *packstone*), ze zróżnicowaną, niewielką domieszką drobnego piasku kwarcowego. Badany utwór reprezentuje dolny turon (górną kreda).

Skała opisana przez Łuniewskiego (1923) jako piaskowiec janikowski, przez Pożaryskiego (1948, s. 37–38) – jako wapień mszywiolowy oraz przez Złonkiewicza (1994) – jako wapień detrytyczny turonu.

Oolit ze Skarbki (stanowisko 3 wg ryc. 1.1 oraz tab. 5.1)

Stratotypowy profil w kamieniołomie w Skarbce reprezentowany jest przez oolity (*grainstone*, czasem *packstone*) przeławiczone wapieniami mikrytowymi z ooidami (typu *mudstone* lub *wackestone*). W tej części profilu obecny jest poziom charakterystycznych krzemieni pasiastych. W najwyższych częściach profilu pojawiają się przewarstwienia wapieni organodetrytycznych (typu *mudstone* i *wackestone*) z fauną mięczaków. Badane próbki reprezentują ooidowy wapień detrytyczny (typu *grainstone* i *packstone*) oraz wapień mikrytowy z ooidami (typu *mudstone* i *wackestone*).

Wiek badanych skał określono na górny oksford (górną jurę).

Skała została szczegółowo scharakteryzowana przez Gutowskiego (1998) jako *Skarbka Oolite Limestones* (Sol).

Oolit z Wierzbicy (stanowisko 4 wg ryc. 1.1 oraz tab. 5.1)

Żółtawy wapień ooidowy ze zróżnicowaną domieszką biodetrytu małżowego, przeławiczony oolitem (typu *packstone* i *grainstone*) i wapieniem mikrytowym (typu *wackestone*). Obecne są też przeławiczenia zawierające domieszkę glaukonitu, których jednak próbki pobrane do badań nie obejmowały.

Badana skała reprezentuje dolny kimeryd (górną jurę).

Utwór szczegółowo opisany przez Gutowskiego (1998) jako *Wierzbica Oolite and Platy Limestones* (Wopl).

Wapień koralowcowy z Zarzecza (stanowisko 5 wg ryc. 1.1 oraz tab. 5.1)

Jest to zespół zróżnicowanych utworów związanych z górnourajskim systemem bioherm i raf koralowcowych. Kolonie koralowców (występują tu liczne gatunki koralii – Roniewicz 1966, Gutowski 2004a, 2006) zostały zasypane materiałem okruchowym – powstałym zarówno w wyniku niszczenia samej rafy, jak i pochodzącym z jej otoczenia – zawierającym liczne pokruszone szczątki organodetrytyczne oraz ooidy i onkoidy. Materiał detrytyczny wypełnił wszelkie drożne szczeliny i pustki między koloniami koralowców. Dlatego obecnie, po diagenecie, skała ta ma postać dwoistą. Składają się na nią dające się łatwo wyróżnić dwa podtypy facjalne: **podtyp 1**, czyli sparytowy wapień organogeniczny (sparytowy biolityt koralowcowy, typu *boundstone*), który tworzą kolonie koralowców oraz **podtyp 2** mający charakter żółtawego wapienia o zróżnicowanej zawartości materiału detrytycznego, na który składają się przede wszystkim szczątki koralowców, lecz także krasnorostów, a ponadto muszle małży i ślimaków oraz ooidy i onkoidy (typu *wackestone*, *packstone* i *grainstone*).

Wapień koralowcowy z Zarzecza należy do górnego oksfordu (górną jurę).

Skąła została opisana jako *Bałtów Coral Limestones* (Bcl) (Gutowski 1998) lub *Zarzeczce Coral Limestones* (Gutowski 2006).

Wapień skalisty z Przepaści (stanowisko 6 wg ryc. 1.1 oraz tab. 5.1)

Znany z odsłoneń w Przepaści i Podgrodziu wapień organodetrytyczny (biomikryt) z krzemieniami oraz z fragmentami gąbek, małży, ramienionogów, z onkoidami i intra-klastami mikrytowymi (typu *boundstone*, a ponadto *floatstone* lub *wackestone*).

Wiek badanej skały to środkowy i dolny oksford (górna jura).

Wapień skalisty z Przepaści został opisany jako *Przepaść Massive Limestones* (Pml) przez Gutowskiego (1998).

Tabela 5.1. Stanowiska poboru próbek matrycy (wg Rzonca 2011)

Numery stanowisk zgodne z ryc. 1.1

Nazwa facji i numer stanowiska	Miejsce poboru prób	Współrzędne stanowiska
Opoka z Pętkowic stanowisko 1	Pętkowice, północna krawędź doliny Kamiennej – przy posesji Pętkowice 17 oraz dalej w kierunku zachodnim	N 51°00'53,2" E 21°36'13,0" oraz N 51°00'56,1" E 21°36'4,9"
Wapień z Janikowa stanowisko 2	Janików, łomy po wschodniej stronie drogi Ożarów–Zawichost	N 50°51'48,4" E 21°42'45,1"
Oolit ze Skarbki stanowisko 3	Skarbka, nieczynny kamieniołom Skarbka; różne części kamieniołomu	N 51°00'37,5" E 21°34'01,6"
Oolit z Wierzbicy stanowisko 4	Wierzbica, kamieniołom Wierzbica, kilka stanowisk w zachodniej części wyrobiska	N 51°15'32,7" E 21°03'15,4"
Wapień koralowcowy z Zarzeczca stanowisko 5	Zarzeczce koło Bałtowa, łom oraz odsłoneńca naturalne w prawym brzegu doliny Kamiennej	N 51°00'53,3" E 21°32'35,7" oraz N 51°00'47,3" E 21°32'31,8"
Wapień skalisty z Przepaści stanowisko 6	Przepaść koło Ćmielowa, łomy po obydwu stronach drogi Ćmielów–Podgrodzie	N 51°53'37,3" E 21°32'31,2" oraz N 51°53'27,4" E 21°32'23,9"
Wapień płytowy z Bałtowa stanowisko 7	Bałtów, odsłoneńca: w centrum miejscowości oraz przy posesji Bałtów 67	N 51°01'3,28" E 21°32'27,8" oraz N 51°00'41,4" E 21°32'15,9"
Muszlowiec z Wierzbicy stanowisko 8	Wierzbica, kamieniołom Wierzbica, kilka stanowisk w północno-wschodniej części wyrobiska	N 51°15'29,0" E 21°03'15,5"

Wapień płytowy z Bałtowa (stanowisko 7 wg ryc. 1.1 oraz tab. 5.1)

Jest to pelityczny wapień mikrytowy (typu *mudstone*), lekko marglisty, wykształcony jako wapień płytowy.

Wiek wapienia płytowego z Bałtowa to dolny i środkowy oksford (górną jurą).

Skała opisana przez Gutowskiego (1998) jako *Baltów Platy Limestones* (Bpl).

Muszlowiec z Wierzbicy (stanowisko 8 wg ryc. 1.1 oraz tab. 5.1)

Twardy, grafitowo-czarny zlepek muszlowy o charakterze biostromy (około 80% muszli *Nanogyra*) o spoiwie mikrytowo-marglistym, lekko bitumicznym (typu *packstone*).

Muszlowiec reprezentuje najwyższą część dolnego kimerydu (górną jurą).

Skała została opisana – jako *Wierzbica Oyster Lumachelle* (Wol) – przez Gutowskiego (1998, 2006).

5.2. POROWATOŚĆ WYZNACZONA METODĄ ARCHIMEDESA

Porowatość otwarta badanych próbek wyznaczona metodą Archimedeasa (p_o ; opis metody w podrozdziale 4.3) badanych skał węglanowych znacznie się różni (tab. 5.2). Wysoka porowatość otwarta cechuje obie skały górnokredowe, opokę z Pętkowic i wapień z Janikowa (mediany wynoszą, odpowiednio, 43,4% oraz 32,9%). Silnie porowatymi (w sensie p_o) skałami są także oolity ze Skarbki i z Wierzbicy (mediany 22,3% i 23,0%). Niższa, lecz nadal wysoka porowatość otwarta charakteryzuje wapień skalisty z Przepaści (mediana 11,7%) i wapień płytowy z Bałtowa (10,6%). Wyraźnie niższa jest zaś porowatość otwarta wapienia koralowcowego z Zarzecza (mediana 6,9%). W zbiorze próbek wapienia koralowcowego znajdują się najmniej porowate próbki ze wszystkich zbadanych w ramach niniejszej pracy – minimalna porowatość otwarta w tej populacji wynosi 0,84%. Jednak średnio najmniej porowatą populacją jest zbiór próbek muszłowca z Wierzbicy (mediana 1,9%).

Zbiorcza populacja wszystkich wyników analizy p_o (240 próbek) cechuje się wielomodalnym rozkładem, który nie jest rozkładem normalnym w świetle statystycznego testu normalności ani nie poddaje się normalizacji typowymi metodami. W większości subpopulacji wartości p_o reprezentujących poszczególne skały test na normalność rozkładu dał negatywny wynik (tab. 5.2, cechy rozkładów: *vide* ryciny w rozdziale 7), przy czym w przypadku dwóch subpopulacji rozkłady nie dały się znormalizować. Tylko w trzech podzbiorach próbek p_o cechuje się normalnością rozkładów.

Analiza porowatości otwartej metodą Archimedeasa pokazuje daleko idące podobieństwo pomiędzy dwoma badanymi oolitami, ze Skarbki i z Wierzbicy. Podobne są prze-

działy porowatości otwartej w populacjach próbek obu skał (odpowiednio: 13,6–25,9% i 18,5–24,2%), a przy tym mediany są także zbliżone (22,3% i 23,0%). Zbliżony jest także charakter rozkładów wartości w obu zbiorach próbek. Nie są to rozkłady normalne, dają się jednak normalizować (tab. 5.2).

Tabela 5.2. Współczynnik porowatości p_o

Wartości zostały wyrażone w procentach. Normalność rozkładów sprawdzono testem Shapiro-Wilka na poziomie istotności $p < 0,05$.

	Opoka z Pętkowic	Wapień z Janikowa	Oolit ze Skarbki	Oolit z Wierzbicy	Wapień koralowcowy z Zarzecza	Wapień skalisty z Przepaści	Wapień pływowy z Bałtowa	Muszlowiec z Wierzbicy
minimum	41,23	30,74	13,64	18,48	0,84	8,31	8,25	1,39
25. percentyl	42,34	32,58	21,19	21,66	1,55	10,93	9,88	1,68
mediana	43,36	32,95	22,33	23,00	6,86	11,67	10,63	1,95
75. percentyl	44,44	33,25	23,90	23,49	12,63	12,34	11,06	2,75
maksimum	47,26	34,17	25,95	24,22	16,36	13,60	12,40	6,51
liczba próbek	30	30	30	30	30	30	30	30
normalność rozkładu	tak	nie	nie	nie	nie	tak	tak	nie
możliwość normalizacji rozkładu	-	p_o^3	p_o^4	p_o^{10}	brak	-	-	brak

5.3. POROWAĆOŚĆ WYZNACZONA POROZYMETREM HELOWYM

Porowatość określona metodą porozymetrii helowej (p_{He} ; opis metody w podrozdziale 4.4) badanych skał węglanowych, czyli *de facto* także porowatość otwarta, jest w dużym stopniu zróżnicowana (tab. 5.3), podobnie jak porowatość wyznaczona metodą Archimedesusa. Najwyższe wartości badanego parametru osiąga opoka z Pętkowic, którą charakteryzuje mediana p_{He} wynosząca 51,4%. Silnie porowaty jest też wapień z Janikowa (mediana 41,9%), a także obydwa badane oolity – ze Skarbki i z Wierzbicy (mediany p_{He} odpowiednio 27,5% oraz 28,8%). Z kolei próbki muszłowca z Wierzbicy oraz wapienia

Tabela 5.3. Współczynnik porowatości oznaczony metodą porozymetrii helowej (p_{He})

Wartości zostały wyrażone w procentach. Normalność rozkładów sprawdzono testem Shapiro-Wilka na poziomie istotności $p < 0,05$. Połowa badanych próbek muszłowca z Wierzbicy (5 szt.) wykazała p_{He} poniżej granicy oznaczalności (<1,5%).

	Opoka z Pętkowic	Wapień z Janikowa	Oolit ze Skarbki	Oolit z Wierzbicy	Wapień koralowcowy z Zarzecza	Wapień skalisty z Przepaści	Wapień płytowy z Bałtowa	Muszowiec z Wierzbicy
minimum	50,06	40,51	23,69	23,50	<1,50	8,92	9,93	<1,50
25. percentyl	51,11	41,24	26,69	28,37	2,91	13,03	11,52	-
mediana	51,36	41,90	27,50	28,82	5,98	13,23	12,42	-
75. percentyl	52,03	42,19	28,36	29,47	15,35	14,51	13,24	5,77
maksimum	52,88	44,98	28,67	30,66	23,40	16,68	13,65	11,30
liczba próbek	10	10	10	10	10	10	10	10
normalność rozkładu	tak	nie	tak	nie	tak	tak	tak	nie
możliwość normalizacji rozkładu	-	$\log p_{He}$	-	p_{He}^3	-	-	-	brak

koralowcowego z Zarzecza charakteryzuje niska porowatość p_{He} . Zdecydowanie najniższą porowatością spośród wszystkich zbadanych skał cechuje się muszowiec z Wierzbicy – aż pięć z dziesięciu badanych próbek tej skały charakteryzuje się p_{He} poniżej granicy oznaczalności metody, wynoszącej 1,5%. Także wśród próbek wapienia koralowcowego z Zarzecza jedną cechuje p_{He} poniżej 1,5%.

Cały zbiór wyników oznaczeń p_{He} (80 próbek) charakteryzuje się silnie wielomodalnym, nieregularnym rozkładem. W świetle testu normalności Shapiro-Wilka (na poziomie istotności $p < 0,05$) nie jest to rozkład normalny. Rozkład ten nie poddaje się także żadnym ogólnie stosowanym technikom normalizacji. Pięć z ośmiu badanych subpopulacji próbek (reprezentujących poszczególne skały) cechuje się normalnością rozkładów p_{He} w świetle wyników użytego testu statystycznego (tab. 5.3, cechy rozkładów: *vide* ryciny w rozdziale 7). W przypadku jednej subpopulacji próbek (muszłowca z Wierzbicy) rozkładu porowatości p_{He} nie udało się znormalizować. W subpopulacjach próbek wapienia z Janikowa oraz oolitu z Wierzbicy rozkłady p_{He} – nie będące rozkładami normalnymi –

można znormalizować prostymi zabiegami matematycznymi (tab. 5.3). W obrębie próbek wapienia koralowcowego z Zarzecza wydzielono dwa podtypy facjalne (po pięć próbek). Podział ten jest dobrze zobrazowany wielkością p_{He} ; podtyp 1, czyli sparytowy biolityt koralowcowy, charakteryzuje się wartościami od <1,5% do 3,7%, zaś podtyp 2, czyli wapień biodetrytyczny – od 8,3% do 23,4%.

Najmniejsza zmienność porowatości (w sensie p_{He} , ale też p_O) charakteryzuje skały najbardziej porowate: opokę z Pętkowic i wapień z Janikowa. Niewielka zmienność porowatości cechuje też wapień płytowy z Bałtowa, wapień skalisty z Przepaści oraz oolit ze Skarbki, a w znacznym stopniu także oolit z Wierzbicy. Największą zmiennością p_{He} cechują się z kolei próbki skał najmniej porowatych – wapienia koralowcowego z Zarzecza (zmienność w zakresie całego rzędu wielkości) oraz, w nieco mniejszym stopniu, muszłowca z Wierzbicy.

Oolity ze Skarbki i z Wierzbicy charakteryzują się zbliżoną porowatością p_{He} . Zakresy wartości są podobne i wynoszą, odpowiednio, 23,7–28,7% oraz 23,5–30,7%, zaś mediany 27,5% oraz 28,8% (tab. 5.3). Podobieństwo porowatości w obu populacjach próbek jest warte odnotowania, gdyż skały te pobrano ze stanowisk odległych od siebie o ponad 40 km. Pomimo podobieństwa petrograficznego różna jest też ich pozycja stratygraficzna: oolit ze Skarbki reprezentuje górny oksford, zaś oolit z Wierzbicy – dolny kimeryd.

5.4. WYNIKI ANALIZY METODĄ NMR

Odnosząc się do wyników analizy porowatości przeprowadzonej metodą magnetycznego rezonansu jądrowego (NMR; opis metody w podrozdziale 4.5), trzeba powiedzieć, że rezultaty pomiarów porowatości p_{NMR} wyraźnie nawiązują do wyników badań porowatości p_{He} wykonanych porozymetrem helowym. Badane skały cechuje zatem silnie zróżnicowane p_{NMR} . W zależności od populacji próbek (czyli od skały) mediany p_{NMR} zmieniają się od 2,3% (muszłowiec z Wierzbicy) do 48,8% (opoka z Pętkowic). Próbka o najniższym odnotowanym p_{NMR} wynoszącym 1,7% pochodziła ze zbioru próbek muszłowca, zaś próbka o najwyższym p_{NMR} wynoszącym 49,6% – ze zbioru próbek opoki (tab. 5.4).

W większości badanych skał największa część p_{NMR} przypada na udział porów kapilarnych (CWC – tab. 5.5). W zależności od skały mediany CWC zmieniają się od 0,7% (muszłowiec z Wierzbicy) do 43,7% (próbki opoki z Pętkowic). Najniższy udział CWC w pojedynczej próbce został odnotowany w subpopulacji próbek muszłowca z Wierzbicy (0,5%), ale niewiele większa jest minimalna wartość CWC w podzbiorze próbek wapienia koralowcowego z Zarzecza (0,8%). Najwyższa wartość CWC, wynosząca 46,4%, została zarejestrowana w próbce opoki z Pętkowic (tab. 5.5).

Tabela 5.4. Współczynnik porowatości p_{NMR} (oznaczony metodą NMR)

Wartości zostały wyrażone w procentach. Normalność rozkładów sprawdzono testem Shapiro-Wilka na poziomie istotności $p < 0,05$.

	Opoka z Pętkowic	Wapień z Janikowa	Oolit ze Skarbki	Oolit z Wierzbicy	Wapień koralowcowy z Zarzecza	Wapień skalisty z Przepaści	Wapień płytowy z Bałtowa	Muszlowiec z Wierzbicy
minimum	45,38	37,80	22,16	19,12	3,22	9,40	8,04	1,71
25. percentyl	47,60	38,43	25,34	20,24	4,24	10,49	9,35	1,83
mediana	48,78	38,77	26,70	20,77	7,26	12,95	9,47	2,33
75. percentyl	49,08	39,37	27,34	21,22	15,44	13,96	10,40	4,38
maksimum	49,63	40,68	27,94	21,97	22,67	15,73	11,63	8,34
liczba próbek	10	10	10	10	10	10	10	10
normalność rozkładu	tak	tak	tak	tak	tak	tak	tak	nie
możliwość normalizacji rozkładu	-	-	-	-	-	-	-	$\log p_{NMR}$

Tabela 5.5. Udział porów kapilarnych (CWC) oznaczony metodą NMR

Wartości zostały wyrażone w procentach. Normalność rozkładów sprawdzono testem Shapiro-Wilka na poziomie istotności $p < 0,05$.

	Opoka z Pętkowic	Wapień z Janikowa	Oolit ze Skarbki	Oolit z Wierzbicy	Wapień koralowcowy z Zarzecza	Wapień skalisty z Przepaści	Wapień płytowy z Bałtowa	Muszlowiec z Wierzbicy
minimum	41,77	21,30	6,29	12,17	0,78	5,57	4,76	0,49
25. percentyl	43,17	23,49	13,03	13,10	1,73	7,52	5,99	0,53
mediana	43,71	24,03	15,04	13,54	4,26	9,24	6,28	0,67
75. percentyl	44,22	24,89	16,81	13,63	11,55	9,95	6,77	1,48
maksimum	46,38	25,50	21,22	15,02	16,65	12,57	8,07	2,84
liczba próbek	10	10	10	10	10	10	10	10
normalność rozkładu	tak	tak	tak	tak	tak	tak	tak	nie
możliwość normalizacji rozkładu	-	-	-	-	-	-	-	$\log CWC$

Zawartość porów nadkapilarnych (*MWC*) w badanych próbkach jest także zróżnicowana w zależności od rozpatrywanej skały (tab. 5.6). Mediany w poszczególnych subpopulacjach wynoszą od 0,01% (muszlowiec z Wierzbicy) do 13,2% (wapień z Janikowa). Najmniejsza zanotowana wartość *MWC* wystąpiła w podzbiorze próbek muszłowca z Wierzbicy – wynosiła 0,00% (czyli poniżej granicy oznaczalności wynoszącej 0,01%). Wartość maksymalna *MWC* została zarejestrowana w subpopulacji próbek wapienia z Janikowa (18,5%); porównywalna z nią jest najwyższa wartość odnotowana wśród próbek oolitu ze Skarbki, która wynosi 13,6% (tab. 5.6).

Najmniej zmienne są udziały porów subkapilarnych (*BWC*). Mediany w poszczególnych podzbiorach próbek zmieniają się jedynie od 1,0% w próbkach oolitu ze Skarbki do 3,1% w zbiorze próbek wapienia płytowego z Bałtowa (tab. 5.7). Najmniejsza wartość została zaobserwowana w populacji próbek opoki z Bałtowa (0,00%, czyli <0,01%). Z kolei najwyższe *BWC* odnotowano w próbce oolitu ze Skarbki (8,0%), co jest o tyle intrygujące, że w tym właśnie zbiorze próbek odnotowano najniższą medianę *BWC*. Niektóre próbki muszłowca z Wierzbicy także wykazały relatywnie wysokie wartości *BWC* – maksymalna wartość wyniosła 5,5% (tab. 5.7).

Tabela 5.6. Udział porów nadkapilarnych (*MWC*) oznaczony metodą NMR

Wartości zostały wyrażone w procentach. Normalność rozkładów sprawdzono testem Shapiro-Wilka na poziomie istotności $p < 0,05$.

	Opoka z Pętkowic	Wapień z Janikowa	Oolit ze Skarbki	Oolit z Wierzbicy	Wapień koralowcowy z Zarzeza	Wapień skalisty z Przepaści	Wapień płytowy z Bałtowa	Muszlowiec z Wierzbicy
minimum	1,22	11,76	5,65	5,00	1,05	1,66	0,10	0,00
25. percentyl	2,63	12,52	9,31	5,33	1,31	1,95	0,18	0,01
mediana	3,21	13,18	9,66	5,47	1,74	2,38	0,26	0,01
75. percentyl	4,30	13,53	10,28	5,68	2,26	2,84	0,36	0,02
maksimum	5,99	18,35	13,61	6,67	4,52	3,42	0,56	0,02
liczba próbek	10	10	10	10	10	10	10	10
normalność rozkładu	tak	nie	tak	tak	nie	tak	tak	nie
możliwość normalizacji rozkładu	-	log <i>MWC</i>	-	-	log <i>MWC</i>	-	-	brak

Tabela 5.7. Udział porów subkapilarnych (*BWC*) oznaczony metodą NMR

Wartości zostały wyrażone w procentach. Normalność rozkładów sprawdzono testem Shapiro-Wilka na poziomie istotności $p < 0,05$.

	Opoka z Pętkowic	Wapień z Janikowa	Oolit ze Skarżki	Oolit z Wierzbicy	Wapień koralowcowy z Zarzeczka	Wapień skalisty z Przepaści	Wapień płytowy z Bałtowa	Muszlowiec z Wierzbicy
minimum	0,00	0,84	0,54	1,25	0,89	0,90	2,74	1,15
25. percentyl	0,00	1,05	0,89	1,48	1,24	0,98	2,91	1,30
mediana	1,27	1,37	1,00	1,78	1,34	1,01	3,13	1,69
75. percentyl	1,70	1,54	1,07	1,97	1,61	1,13	3,22	2,89
maksimum	1,91	1,64	7,99	2,43	1,87	1,27	3,47	5,48
liczba próbek	10	10	10	10	10	10	10	10
normalność rozkładu	nie	tak	nie	tak	tak	tak	tak	nie
możliwość normalizacji rozkładu	log <i>BWC</i>	-	brak	-	-	-	-	log <i>BWC</i>

W zbiorczej populacji próbek wszystkich skał (80 próbek) żaden z omawianych parametrów – p_{NMR} , *MWC*, *CWC* ani *BWC* – nie charakteryzuje się rozkładem normalnym; rozkładów tych ponadto nie dało się znormalizować ogólnie stosowanymi metodami. Osobna analiza subpopulacji próbek reprezentujących poszczególne skały wykazała, że rozkłady p_{NMR} , *MWC*, *CWC* i *BWC* są najczęściej normalne (tab. 5.4–5.7, cechy rozkładów: *vide* ryciny w rozdziale 7).

5.5. ODSĄCZALNOŚĆ GRAWITACYJNA

Odsączalność grawitacyjna (μ ; opis metody w podrozdziale 4.6) jest – podobnie jak porowatość – mocno zróżnicowana pomiędzy badanymi populacjami próbek (tab. 5.8). Najwyższe wartości współczynnika odsączalności grawitacyjnej cechują próbki wapienia z Janikowa; mediana wynosi w tym przypadku 16,0%. Matryca pozostałych skał jest zdecydowanie mniej odsączalna: następną w kolejności jest populacja próbek oolitu z Wierzbicy, w przypadku której mediana współczynnika odsączalności wynosi 3,4%. Opoka z Pętkowic, charakteryzująca się najwyższą porowatością spośród zbadanych

Tabela 5.8. Współczynnik odsączalności grawitacyjnej (μ)

Wartości zostały wyrażone w procentach. Normalność rozkładów sprawdzono testem Shapiro-Wilka na poziomie istotności $p < 0,05$. Normalność rozkładów nie była badana w odniesieniu do facji, których wszystkie lub niemal wszystkie próbki wykazały $\mu = 0$ (czyli poniżej granicy detekcji).

	Opoka z Pętkowic	Wapień z Janikowa	Oolit ze Skarbki	Oolit z Wierzbicy	Wapień koralowcowy z Zarzecza	Wapień skalisty z Przepaści	Wapień płytowy z Bałtowa	Muszlowiec z Wierzbicy
minimum	0,74	14,44	0,49	1,98	0,00	0,00	0,00	0,00
25. percentyl	1,38	15,25	0,94	3,19	0,00	0,01	0,00	0,00
mediana	1,71	15,98	1,33	3,43	0,13	0,07	0,00	0,00
75. percentyl	1,93	16,68	2,46	3,82	0,46	0,16	0,00	0,00
maksimum	2,41	19,51	4,43	4,37	1,41	0,34	0,00	0,14
liczba próbek	30	30	30	30	30	30	30	30
normalność rozkładu	tak	nie	nie	tak	nie	nie	nie badano	nie badano
możliwość normalizacji rozkładu	-	brak	$\log\mu$	-	$\log\mu$	brak	nie badano	nie badano

skął, cechuje się umiarkowaną odsączalnością – mediana wynosi 1,7% (tab. 5.8). Z kolei najmniej odsączalny jest wapień płytowy z Bałtowa, którego wszystkie 30 zbadanych próbek wykazało odsączalność poniżej granicy detekcji metody (tzw. odsączalność zerowa). Także wśród 30 próbek muszłowca z Wierzbicy wodę udało się odsączyć zaledwie z jednej, której współczynnik odsączalności wynosi 0,1%. W subpopulacjach próbek wapienia koralowcowego z Zarzecza oraz wapienia skalistego z Przepaści występują także „nieodsączalne” próbki.

Współczynnik odsączalności grawitacyjnej nie ma w całym zbiorze wartości (240 próbek) rozkładu normalnego; rozkład jest silnie wielomodalny i nie poddaje się normalizacji. Rozkłady μ w czterech z ośmiu analizowanych podzbiorów próbek także nie są normalne, z czego w dwóch przypadkach normalizacja rozkładów nie jest możliwa (tab. 5.8; cechy rozkładów: *vide* ryciny w rozdziale 7). W dwóch subpopulacjach próbek wartości μ cechują się normalnym rozkładem. Z kolei w odniesieniu do dwóch innych normalność rozkładów nie była badana – były to próbki wapienia płytowego z Bałtowa oraz muszłowca z Wierzbicy, gdzie odpowiednio wszystkie lub niemal wszystkie próbki cechowały się brakiem wykrywalnej odsączalności.

W podzbiórce próbek wapienia skalistego z Przepaści w sześciu próbkach (na 30) badania wykazały zerową odsączalność, zaś w pozostałych – współczynnik odsączalności zawierał się w przedziale od 0,01% do 0,3%. Dwoistość odsączalności wapienia koralowcowego jest jeszcze wyraźniejsza: 14 próbek (z 30) wykazało odsączalność poniżej granicy detekcji, a pozostałe charakteryzują się współczynnikiem odsączalności z przedziału od 0,1% do 1,4%. W grupie tej widoczna jest zatem znaczna różnica odsączalności między dwoma subpopulacjami próbek – o zerowej i niezerowej odsączalności. W obydwu rozkład wartości μ nie jest normalny, ale w przypadku wapienia koralowcowego z Zarzeczca – rozkład jest logarytmicznie normalny (tab. 5.8).

Spośród subpopulacji próbek, w których wszystkie oznaczenia odsączalności grawitacyjnej wykazały wartości wyższe od granicy detekcji, znaczącą zmiennością badanej cechy wyróżnia się oolit ze Skarbki. Odsączalność tej skały zmienia się od 0,5% do 4,4%, czyli zmienność sięga całego rzędu wielkości. Zdecydowanie mniejsza jest zmienność współczynnika odsączalności w pozostałych podzbiórach próbek z tej grupy, czyli opoki z Pętkowic, wapienia z Janikowa oraz oolitu z Wierzbicy (tab. 5.8).

5.6. PRZEPUSZCZALNOŚĆ I WSPÓŁCZYNNIK FILTRACJI

Przepuszczalność matrycy skał względem wody – wyrażona wartościami współczynnika filtracji (k ; opis metody w podrozdziale 4.7) – dzieli badane skały na dwie grupy: o wyższej i niższej przepuszczalności. W grupie skał o wyższej przepuszczalności matrycy współczynnik filtracji przyjmuje wartości rzędu od 10^{-8} do 10^{-6} m/s. W kolejności od najbardziej do najmniej przepuszczalnych są to: wapień z Janikowa, oolit z Wierzbicy, opoka z Pętkowic i oolit ze Skarbki (tab. 5.9). W obrębie podzbiórów próbek wymienionych skał wartość k cechuje się dodatkowo niewielką zmiennością, wynoszącą około połowy rzędu wielkości. Do drugiej grupy skał należą utwory o wyraźnie niższym współczynniku filtracji matrycy, w granicach od 10^{-12} do 10^{-9} m/s. Są to wapień skalisty z Przepaści, wapień płytowy z Bałtowa i muszlowiec z Wierzbicy (w kolejności od najbardziej do najmniej przepuszczalnych). Zmienność wartości współczynnika filtracji w tej grupie jest znacznie większa i przekracza w każdym przypadku cały rząd wielkości. Ósma zbadana subpopulacja próbek – reprezentująca wapień koralowcowy z Zarzeczca – wykazała silną zmienność przepuszczalności (rząd wielkości k od 10^{-11} do 10^{-8} m/s – tab. 5.9).

W zbiorczej populacji wszystkich próbek (240 sztuk) wartości współczynnika filtracji nie cechują się rozkładem normalnym; ma on wyraźne cechy rozkładu wielomodalnego i nie poddaje się normalizacji. Wartości k w obrębie poszczególnych subpopulacji próbek

Tabela 5.9. Współczynnik filtracji (k)

Wartości zostały wyrażone w m/s. Normalność rozkładów sprawdzono testem Shapiro-Wilka na poziomie istotności $p < 0,05$.

	Opoka z Pętkowic	Wapień z Jamikowa	Oolit ze Skarbki	Oolit z Wierzbicy	Wapień koralowcowy z Zarzecza	Wapień skalisty z Przepaści	Wapień płytowy z Bałtowa	Muszlowiec z Wierzbicy
minimum	1,9E-08	2,6E-07	1,1E-08	5,5E-08	1,0E-11	2,5E-11	8,2E-12	6,9E-13
25. percentyl	2,8E-08	4,1E-07	1,8E-08	1,5E-07	1,5E-11	7,1E-11	1,6E-11	1,3E-12
mediana	3,9E-08	4,9E-07	2,3E-08	1,8E-07	5,1E-10	1,3E-10	2,6E-11	1,9E-12
75. percentyl	4,7E-08	6,1E-07	3,0E-08	2,2E-07	8,1E-09	1,9E-10	3,9E-11	2,3E-12
maksimum	8,6E-08	1,1E-06	1,2E-07	4,7E-07	2,3E-08	1,6E-08	1,6E-10	1,6E-11
liczba próbek	30	30	30	30	30	30	30	30
normalność rozkładu	tak	nie	nie	nie	nie	nie	nie	nie
możliwość normalizacji rozkładu	-	logk	$(10+\log k)^{0,5}$	logk	brak	brak	logk	brak

także nie charakteryzują się zazwyczaj normalnością rozkładów. Tylko w jednym przypadku – opoki z Pętkowic – stwierdzono normalny rozkład k . Z kolei w trzech przypadkach normalizacja rozkładów nie była możliwa (tab. 5.9, cechy rozkładów: *vide* ryciny w rozdziale 7).



6.

DYSKUSJA WYNIKÓW ANALIZ LABORATORYJNYCH

6.1. DYSKUSJA WYNIKÓW ANALIZY POROWATOŚCI METODĄ ARCHIMEDESA

Cechy geometryczne przestrzeni porowej – a przede wszystkim porowatość i rozkład wielkości porów – są indywidualnym „odciskiem palca” danej skały węglanowej przypisanym także do jej miejsca występowania. Unikalna jest cała historia sedimentacji danego osadu wraz ze scenariuszem jego lityfikacji i diagenety. Procesom tym towarzyszyła niepowtarzalna sekwencja zdarzeń wpływających na ewolucję porowatości – jak na przykład okresowych wynurzeń i związanego z nimi przemywania wodą deszczową świeżego osadu bądź zlityfikowanej skały, przechodzenia osadu do środowiska o niższej lub wyższej energii oraz zmieniającego się wpływu ciśnienia, temperatury i różnych aktywnych chemicznie roztworów. W historii rozwoju porowatości skał – nawet dość młodych – zdarzeń takich było wiele i często powtarzały się one wielokrotnie, a nawet cyklicznie. Wpłynęły one na indywidualny obraz przestrzeni porowej każdej skały węglanowej. Dodatkowo w okresie poprzedzającym opróbowanie badane skały znajdowały się w warunkach strefy aeracji. Dlatego trudno odnosić wyniki badań do podawanych w literaturze, bo w regionie niemal nie było wcześniej takich prac, a w innych obszarach występują oczywiście skały podobne – ale nie identyczne. Na świecie opublikowano wiele danych dotyczących porowatości skał węglanowych, ale zdecydowana większość z nich w literaturze zakresu sedimentologii i geologii naftowej. Natomiast niewiele jest

na przykład danych dotyczących porowatości skał węglanowych wyznaczonej metodą Archimedesą (p_o). Metoda ta należy raczej do kanonu badań hydrogeologicznych, a tych – w odniesieniu do matrycy skał węglanowych – wykonuje się na świecie zdecydowanie mniej niż badań porowatości służących określaniu zasobów ropy naftowej i gazu ziemnego. Z kolei w literaturze dotyczącej poszukiwań złóż węglowodorów najczęściej dyskutowana jest nie porowatość p_o , ale porowatość wyznaczana porozymetrem helowym p_{He} (lub innymi metodami, np. porozymetrem rtęciowym).

W wielu regionach świata, gdzie prowadzono badania hydrogeologiczne krasowych zbiorników wód podziemnych, nie oznaczono cech przestrzeni porowej, w tym porowatości otwartej, lub wykonano to na marginesie większych projektów badawczych, nie przedstawiając i nie interpretując wyników zbyt dokładnie (a nawet często nie określając metody). Wiąże się to najprawdopodobniej z faktem, że wielu badaczy nie przywiązuje zbyt wielkiej wagi do roli przestrzeni porowej w funkcjonowaniu zbiorników krasowych. W masywach krasowych dominuje przepływ wody w systemach pustek krasowych oraz szczelin, i dlatego nacisk położony jest głównie (a często jedynie) na badanie hydrauliki tych systemów. Trudniej przepuszczalna matryca skalna uznawana jest często (zwykle milcząco) jeśli nie za całkowicie nieaktywną hydraulicznie, to przynajmniej za niezbyt ważną. Takie podejście do hydrogeologii masywów węglanowych oparte jest na koncepcji, którą od dziesięcioleci rozwija Alain Mangin (ostatnio: Mangin 1994) oraz inni autorzy (np. Bonacci 1987, Ford i Williams wyd. 1. 1989, wyd. 2. 2007^{*}; zob. też: White 2002, White i White 2005 oraz Bakalowicz 2005). W tej sytuacji nawet najważniejsza bodaj funkcja matrycy skał węglanowych, czyli wpływ porów zawierających wodę niemobilną na właściwości dyspersyjne skał, jest często niedoceniana lub wręcz pomijana (zob.: Zuber 2007). Trochę inna sytuacja pod tym względem panuje w Polsce, gdzie właściwości hydrogeologiczne matrycy skał węglanowych są badane od dawna, co w znacznie mierze rozpropagowali Zbigniew Wilk i Jacek Motyka (AGH w Krakowie). Dlatego w wielu regionach Polski parametry hydrauliczne matrycy są już dobrze rozpoznane (np. Wilk *et al.* 1985, Borczak *et al.* 1990, Staśko 1992, Motyka 1998, Motyka *et al.* 1998, Bielec 1999, Krajewski i Motyka 1999, Rózkowski *et al.* 2001, Zuber *et al.* 2004, Rzonca

* w nowym wydaniu tego znanego podręcznika podniesiona została ranga problematyki hydrogeologicznej, co znalazło swój wyraz między innymi w zmianie tytułu z *Karst geomorphology and hydrology* (1989) na *Karst hydrogeology and geomorphology* (2007). W rozdziale dotyczącym hydrogeologii krasowej dodane zostały, obok innych, obszerne cytaty dwóch prac (Worthington 1999 i Worthington *et al.* 2000b) dokumentujących istotną rolę porowatej matrycy skał węglanowych w gromadzeniu wody. Niestety o wpływie przestrzeni porowej na właściwości dyspersyjne skał autorzy nie wspominają ani nie cytują prac z tego zakresu.

2008). Zarazem właśnie w Polsce rozwinięte zostały badania nad rolą przestrzeni porowej skał węglanowych (*vide* rozdział 2.3). W tę tradycję w znacznej mierze wpisuje się także niniejsza praca.

Dodatkowa trudność w porównywaniu uzyskanych wyników oznaczeń z danymi literaturowymi polega także na tym, że w wielu pracach hydrogeologicznych dotyczących cech matrycy nie jest precyzyjnie określony litologiczny i teksturalny typ badanych skał. Dlatego często trudno jest dopasować przykładowe skały opisane w literaturze do badanych tak, aby były możliwie podobne pod względem cech teksturalnych. Jest to poważny mankament, którego zazwyczaj nie mają prace dotyczące przestrzeni porowej skał węglanowych zorientowane na określanie zasobów węglowodorów.

Poniższa dyskusja uzyskanych wyników opiera się na porównaniach ze skałami możliwie podobnymi do badanych w ramach niniejszej pracy, dla których analogiczne dane są dostępne w literaturze.

Jedynie badania hydrogeologicznych właściwości przestrzeni porowej skał węglanowych na obszarze północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich przeprowadził Kos (2005, 2007). Przy okazji szerszego projektu zbadał on 20 próbek różnych skał węglanowych z rejonu Ożarowa określając litologiczne typy badanych skał. Jednak trudno jest się wprost odnieść do wyników prac tego autora, gdyż wymagałoby to w pierwszej kolejności sprecyzowania pozycji litostratygraficznej badanych przez niego poszczególnych facji. Kos wykonał m.in. oznaczenia porowatości otwartej (metodą Archimedes) trzech próbek górnokredowego wapienia detrytycznego, która wynosiła 39,5–46,3%. Z kolei p_o badanego w ramach niniejszej pracy wapienia z Janikowa, określona w 30 próbkach, zawierała się w przedziale 30,7–34,2%. Zatem, choć wyniki te są do siebie zbliżone, różnica między nimi pozostaje wyraźna i trudno ostatecznie określić, czy przeprowadzone analizy dotyczyły tej samej facji. Zbadany przez Kosa górnourajski wapień organodetrytyczny (dwie próbki, p_o wyniosło 14,7% i 16,2%) to prawdopodobnie wapień skalisty z Przepaści (p_o w granicach 8,3–13,6%, 30 próbek). Również w tym przypadku wyniki uzyskane przez Kosa (2007) są wyższe, i ponownie zachodzi obawa niejednoznacznego przypisania badanych skał (facji), gdyż autor cytowanej pracy nie odnosi się do funkcjonujących w regionie nazw jednostek litostratygraficznych. Na różnicę wyników mogła także wpłynąć inna lokalizacja stanowisk poboru; wykazane różnice odzwierciedlałyby w takim wypadku zróżnicowanie przestrzenne cechy w obrębie danej facji. Oznaczenia porowatości otwartej Kos (2007) wykonał w innym laboratorium, co także mogło mieć pewien wpływ na różnicę uzyskanych wyników.

W odległości około 130 km w kierunku południowo-zachodnim od badanego obszaru (północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich) znajduje się największy obszar krasowy Polski – Wyżyna Krakowsko-Częstochowska. Na jej obszarze skałami powszechnie

występującymi na powierzchni terenu są węglanowe utwory górnej jury, głównie wapienie. Ich właściwości decydują o ukształtowaniu powierzchni znacznej części Wyżyny. Wapienie te tworzą także zasobne krasowe zbiorniki wód podziemnych. Porowatość otwarta matrycy wapieni górnourajskich na obszarze Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej była badana (metodą Archimedesesa) w ramach szeregu projektów. Między innymi Zuber *et al.* (2004) przeprowadzili takie badania w rejonie Krakowa (południowy kraniec Wyżyny), gdzie zbadali 508 próbek pobranych z odwiertów i kamieniołomów. Próbki te obejmowały różne skały, wśród których dominowały wapienie skaliste oraz ławicowe. Porowatość całej zbadanej populacji próbek wahała się w granicach 0,7–16,6%, a średnia wynosiła 6,3% (Zuber *et al.* 2004). Zbliżone wyniki uzyskał inny zespół (Rózkowski *et al.* 2001), badający porowatość wapieni górnourajskich (oksfordzkich) w południowej części Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej. Wapienie skaliste pobrane z odsłoneń i odwiertów charakteryzowały się porowatością otwartą p_o od 0,7% do 16,0% (średnia 4,8%), zaś próbki pobrane w jaskiniach – od 0,6% do 10,3% (średnia 3,0%). Wapienie ławicowe z tego samego obszaru cechowały się porowatością p_o w zakresie 1,7–18,9%; średnia 7,6% (Rózkowski *et al.* 2001). Zatem oba podstawowe typy wapieni z tego obszaru mają zbliżoną porowatość otwartą, przy czym nieco większą – wapienie ławicowe. Wartości te można porównać z porowatością otwartą wapienia skalistego z Przepaści (8,3–13,6%, mediana 11,7%) oraz wapienia płytowego z Bałtowa (8,3–12,4%, mediana 10,6%), co jest o tyle interesujące, że reprezentują osady podobne i tego samego wieku (oksford). Porównanie pokazuje także, że skały badane w ramach niniejszej pracy charakteryzują się zdecydowanie mniejszą zmiennością porowatości otwartej p_o . Jest to najprawdopodobniej spowodowane faktem, że próbki danej skały pobrał on z ograniczonego terenu, więc praktycznie nie odwzorowują one zmienności przestrzennej badanej cechy. Wszystkie cytowane oznaczenia porowatości otwartej przeprowadzono w tym samym laboratorium (AGH w Krakowie). Można także zauważyć, że inna skała badana w ramach niniejszej pracy, także charakterystyczna dla budowli węglanowych, czyli wapień koralowcowy z Zarzecza, cechuje się porowatością otwartą od 0,8% do 16,4% (mediana 6,9%). Są to wartości niemal identyczne z cytowaną powyżej porowatością wapieni skalistych z Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej. Porównywalne wartości i zmienność p_o wykazują także mezozoiczne wapienie z Gór Betyckich w Hiszpanii: 0,6–17,8%, średnia 3,2% (Pulido-Bosch *et al.* 2004).

Pochodzące z Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej skały starsze od jurajskich są już zdecydowanie mniej porowate. Wapienie środkowego triasu z rejonu Olkusza i Zawiercia cechują się porowatością p_o od 0,2% do 8,0%, przy średniej 1,7% (Motyka 1998). Z kolei dewońskie wapienie z okolic Olkusza są jeszcze mniej porowate, na przykład wapień mikrytowy charakteryzuje się p_o od 0,2% do 5,8% (Motyka *et al.* 1998).

Według innych dostępnych danych, p_o górnokredowej kredy piszącej z regionu sąsiadującego z badanym obszarem, czyli z centralnej części Wyżyny Lubelskiej, zawiera się w przedziale 14,8–49,7%, a średnia wynosi 32,1% (Borczak *et al.* 1990). W przedziale tym, ale przy jego górnej granicy, mieści się p_o górnokredowej opoki z Pętkowic: 41,2–47,2%. Zatem badana w ramach niniejszej pracy opoka cechuje się jeszcze wyższą średnią wartością p_o niż silnie porowata kreda lubelska, przy czym oczywiście skały te znacząco się różnią.

6.2. DYSKUSJA WYNIKÓW ANALIZY POROWATOŚCI POROZYMETREM HELOWYM

Porównywanie uzyskanych wyników badań porowatości z danymi literaturowymi jest o tyle ryzykowne, że nawet skały silnie zbliżone do siebie pod względem teksturalnym mogą mieć zupełnie inną historię diagenetyczną, która przekłada się na inny rozwój przestrzeni porowej: powiększanie bądź redukcję porowatości czy zmianę wielkości porów albo połączeń między porami. Pamiętając o tym zastrzeżeniu, autor starał się zestawzić badane skały z ich literaturowymi odpowiednikami o znanych charakterystykach przestrzeni porowej.

W badanym obszarze najbardziej rozpowszechnione są utwory facji oolitowych. W ramach pracy zbadane zostały oolity z dwóch stanowisk, ze Skarbki i z Wierzbicy. Pochodzą one z miejsc odległych od siebie o ponad 40 km i z innych wydzieleń stratygraficznych (ryc. 1.1 i 3.1), ale mimo to mają zbliżoną porowatość wyznaczoną metodą porozyometrii helowej: mediany p_{He} obu badanych populacji wynoszą około 28%, przy niewielkiej zmienności tego parametru. Wartości te są wysokie – badane oolity należą do wysoce porowatych skał. Wartość p_{He} badanych oolitów jest także wysoka w porównaniu z dostępnymi danymi literaturowymi odnoszącymi się do podobnych skał z innych regionów świata. Na przykład wapienie ooidowe z fragmentami muszli należące do jurajskiej Inferior Oolite Group z Cotswolds w Anglii charakteryzują się porowatością p_{He} od 12,2% do 34,5%, ale wartość średnia wynosi w ich przypadku zaledwie 19,1% (Allen *et al.* 1997). Inferior Oolite Group obejmuje utwory różnych facji, bardziej i mniej porowate. Można zauważyć, że oolity badane w ramach niniejszej pracy cechują się wartościami p_{He} zbliżonymi do najbardziej porowatych próbek z całej sekwencji Inferior Oolite Group. Podobny jest przypadek jurajskich wapieni ooidowych z wkładkami piaskowców oraz wapieni detrytycznych klasyfikowanych jako Coralline Oolite z basenu Cleveland w Anglii. Ich porowatość p_{He} wynosi od 6,0% do 37,4%, średnio 17,4% (Allen *et al.* 1997). Oolity ze Skarbki i Wierzbicy mieszczą się w tym przedziale, ale w jego górnej strefie, zdecydowanie

powyżej średniej. Skały budujące strefę oolitową O'Hara karbońskiego wapienia Ste. Genevieve pochodzącego z Hopkins County w stanie Kentucky (USA) cechują się p_{He} o wiele niższą, wynoszącą 16–17% (Asquith 1986), a znacznie młodszy od nich jurajski oolit Smackover (Columbia County, Arkansas, USA) charakteryzuje się średnią p_{He} wynoszącą 10,8% (Asquith 1986). Badane w ramach niniejszej pracy oolity cechują się wysoką porowatością p_{He} w porównaniu do oolitów z innych regionów, a co więcej, porowatość obu zbadanych oolitów jest porównywalna z porowatością silnie porowatej facji H2, czyli wapieni typu *grainstone* (wg klasyfikacji Dunhama 1962) należących do dolnokredowej formacji Habshan z regionu Zatoki Perskiej, których porowatość p_{He} wynosi od 29% do 32% (Deville de Periere *et al.* 2011).

Najbardziej porowate spośród badanych skał są osady górnokredowe. Literaturowym odpowiednikiem opoki z Pętkowic, mającej porowatość około 50%, są różne silnie porowate krzemionkowe wapienie pokrojem ogólnym zbliżone do kredy piszącej. Przeprowadzone przez Olszewskiego (1998) badania porowatości opoki marglistej występującej w centralnej części Wyżyny Lubelskiej pokazały, że jej średnia porowatość (p_{He}) wynosi 49,7%, zaś średnia porowatość tzw. kredy lubelskiej – 49,1%. Wartości te ściśle odpowiadają p_{He} opoki z Pętkowic, pochodzącej jednakże ze strefy marginalnej Wyżyny Lubelskiej. Podobnym do opoki z Pętkowic, pod względem petrograficznym, typem skały jest *spiculitic wackestone* – górnokredowa drobnoziarnista krzemionkowa kreda z Danii. Jej p_{He} zawiera się w przedziale 36–42% (Madsen *et al.* 2010). Zatem pomimo dużego podobieństwa do opoki z Pętkowic, skała ta ma znacząco mniejszą porowatość. *Spiculitic wackestone* cechuje się natomiast p_{He} zbliżoną do porowatości wapienia z Janikowa. Typowa kreda, na przykład angielska, charakteryzuje się najczęściej porowatością rzędu 40% (Price *et al.* 2000). Jednak dokładne badania pokazują (np. Bloomfield *et al.* 1995), że porowatość kredy angielskiej jest mocno zróżnicowana w zależności od regionu i pozycji stratygraficznej. Na przykład Środkowa Kreda z północnej Anglii cechuje się medianą p_{He} wynoszącą 18%, a najbardziej porowata Górna Kreda z południowej Anglii i Thames and Chilterns – 40% (Bloomfield *et al.* 1995). Podobna zmienność dotyczy także górnokredowej kredy piszącej z Galilei (Izrael) – jej porowatość zmienia się od 18% do 36% (Burg i Heaton 1998). Na tym tle widać, że badana opoka z Pętkowic jest skałą o rzadko spotykanej wysokiej porowatości.

Wapień z Janikowa można porównać z innymi skałami zbliżonymi do biomikrytowych wapieni (kalkarenitów). Na przykład Ruiz-Agudo *et al.* (2007) opisali wapień odpowiadający tej charakterystyce litologicznej. Jego średnia porowatość p_{He} wynosi 32,2%, czyli jest wyraźnie niższa niż p_{He} wapienia z Janikowa (mediana 41,9%).

Wapień płytowy z Bałtowa jest to mikrytowy *mudstone* (*sensu* Dunham 1962), lekko marglisty i wykształcony jako typowy wapień płytowy o porowatości p_{He} z zakresu 9,9–13,6% (mediana 12,4%). Wydaje się, że ten przedział porowatości jest dość typowy dla

skał o zbliżonym obrazie litologicznym i teksturalnym. Na przykład górnourajskie twarde wapienie płytowe, mikrytowe typu *mudstone* (*flinz beds*) z południowych Niemiec charakteryzują się porowatością 7–12% (Munnecke *et al.* 2008), a zatem nieznacznie niższą. Zbliżoną porowatością cechuje się także facja jeziorna późnego miocenu z basenu madyckiego, sklasyfikowana jako zwarty *wackestone*, której p_{He} zwiera się w zakresie 8–18%, mediana 12,5% (Volery *et al.* 2010a). Podobnie należące do dolnokredowej formacji Shuaiba z rejonu Zatoki Perskiej mikroporowate wapienie typu *mudstone* cechują się porowatością p_{He} z zakresu 10–16% (Alsharhan 1995).

Wapień skalisty z Przepaści charakteryzuje się p_{He} z zakresu 8,9–16,7%. Jego porowatość jest więc zbliżona do p_{He} wapienia płytowego z Bałtowa i porównywanych z nim skał omawianych wcześniej, ale mających zupełnie inne cechy teksturalne. Odpowiednikiem wapienia skalistego z Przepaści są przede wszystkim skały tak zwanej facji mikrobialno-gąbkowej rozpowszechnione w oksfordzie na północnym szelfie Tetydy, w tym na przykład na Wyżynie Krakowsko-Częstochowskiej. Żadne wyniki oznaczeń p_{He} tych skał nie są jednak znane autorowi. Spośród podobnych skał, których porowatość p_{He} została opisana w literaturze, można przytoczyć przykład górnokredowego wapienia formacji Simsim z rejonu Zatoki Perskiej, składającego się głównie z bioklastycznego *wackestone*, którego porowatość wynosi od 5% do 17% (Alsharhan 1995).

Najbardziej niejednorodna z badanych skał, wapień koralowcowy z Zarzecza, cechuje się silnie zmienną porowatością p_{He} wynoszącą od <1,5% do 23,4%. W literaturze opisano podobne skały, o podobnie zmiennej porowatości. Na przykład wapień koralowy (facja M8) należący do górnokredowej formacji Mishrif (rejon Zatoki Perskiej) charakteryzuje się p_{He} zmieniającą się od 1,8% do 27,8% (Deville de Periere *et al.* 2011). Próbkę reprezentujące podtyp 2 wapienia koralowcowego z Zarzecza, czyli biodetrytyczny wapień z ooidami i onkolitami, cechowały się porowatością w granicach 8,3–23,4%. Ten przedział jest typowy dla szeregu facji oolitowych opisanych wyżej (na przykład Środkowej Kredy z północnej Anglii). Zbliżona porowatość cechuje także podobne skały osadzone w warunkach płytkiego morza, na przykład bioklastyczne wapienie typu *packstone* (wg Dunhama, 1962) należące do dolnokredowej formacji Shuaiba z rejonu Zatoki Perskiej, których p_{He} przyjmuje wartości z zakresu 18–23% (Alsharhan 1995).

6.3. DYSKUSJA WYNIKÓW ANALIZY METODĄ NMR

Badanie metodą NMR wykazało, że najbardziej porowate spośród zbadanych skał, opoka z Pętkowic oraz wapień z Janikowa, mają różną strukturę dystrybucji porów. W próbkach opoki silnie dominują pory kapilarne (CWC) – mediana wynosi 43,7% (co wyraża

stosunek udziału objętości porów danej frakcji do objętości próbki). Jest to wręcz cecha charakterystyczna tej skały – ponad jeden rząd wielkości dzieli udział porów kapilarnych od nadkapilarnych (*MWC*, mediana jest równa 3,2%). Udział porów subkapilarnych (*BWC*) jest jeszcze mniejszy (mediana 1,3%), a w czterech próbkach (na 10) – przyjmuje on wartość zerową (poniżej granicy oznaczalności). W próbkach wapienia z Janikowa z kolei udziały zarówno porów kapilarnych, jak i nadkapilarnych są wysokie (mediany wynoszą odpowiednio 24,0% i 13,2%), przy czym pory kapilarne dominują. Pory subkapilarne są tam w zdecydowanej mniejszości (mediana 1,4%).

Innymi silnie porowatymi skałami spośród zbadanych są obydwie oolity: ze Skarbki i z Wierzbicy. Charakteryzują się one dystrybucją porów zbliżoną do wapienia z Janikowa. Matryca tych skał cechuje się mianowicie wysokim *CWC* i *MWC*, przy jednoczesnym niewielkim *BWC*. Wartość *CWC* w próbkach oolitu ze Skarbki i z Wierzbicy wynosi (mediany) odpowiednio 15,0% oraz 13,5%. Wartości *MWC* nieco silniej różnicują te skały. W przypadku oolitu ze Skarbki jest to zakres 5,6–13,6% (mediana wynosi 9,7%), a oolitu z Wierzbicy – 5,0–6,7% (mediana 5,5%). Zatem jeśli chodzi o *MWC*, to oolit z Wierzbicy charakteryzują niższe (średnio) wartości oraz zdecydowanie niższa zmienność.

Spśród mniej porowatych skał także obydwie osady biohermalne, wapień skalisty z Przepaści oraz wapień koralowcowy z Zarzecza, charakteryzują się dominacją zawartości porów kapilarnych nad nadkapilarnymi, a nadkapilarnych nad subkapilarnymi. Udziały te wynoszą od jednego do kilku procent, osiągając 9,2% (mediana) w przypadku zawartości porów kapilarnych wapienia skalistego. Dodatkowo w próbkach wapienia koralowcowego z Zarzecza wyniki magnetycznego rezonansu jądrowego wykazały silne niejednorodności rozkładów badanych cech, podobnie jak w przypadku analizy p_O oraz p_{He} .

Odmiennymi proporcjami pomiędzy zawartościami porów poszczególnych klas wielkości cechują się jedynie dwa rodzaje skał: muszlowiec z Wierzbicy oraz wapień płytowy z Bałtowa. Muszlowiec z Wierzbicy jest skałą o niskiej porowatości matrycy. Mediana p_{He} wynosi w przybliżeniu 2,4%; połowa badanych próbek cechuje się wartościami p_{He} poniżej granicy oznaczalności, czyli 1,5%. Ta niewielka porowatość w zdecydowanej większości przypada na pory subkapilarne (mediana 1,7%). Wyraźny, choć podrzędny jest też udział objętości porów kapilarnych (mediana 0,7%), natomiast obserwowana ilość wody wolnej (porów nadkapilarnych) była praktycznie zerowa. Jeszcze inna dystrybucja porów charakteryzuje populację próbek wapienia płytowego z Bałtowa, czyli skały o dość wysokiej porowatości matrycy (mediana p_{He} wynosi 12,4%). W próbkach tej skały pory kapilarne dominują (mediana 6,3%) przy istotnym udziale porów subkapilarnych (mediana 3,1%). Podobnie jak w przypadku muszłowca z Wierzbicy, w próbkach matrycy wapienia płytowego udział porów nadkapilarnych jest bardzo niewielki – mediana wynosi 0,3%.

Dane o wielkości porów skały węglanowej, uzyskane na przykład metodą NMR lub metodą porozymetrii rtęciowej, nie są zbyt często wykorzystywane w badaniach właściwości hydrogeologicznych matrycy. Jednak dopiero uzyskanie tej niejako niestandardowej informacji umożliwia podjęcie próby interpretacji zależności pomiędzy pozostałymi parametrami matrycy skał. Wyniki takich analiz zaprezentowano w części następujących rozdziałów niniejszej pracy.

6.4. DYSKUSJA WYNIKÓW OZNACZEŃ ODSĄCZALNOŚCI GRAWITACYJNEJ

W międzynarodowej literaturze hydrogeologicznej można znaleźć niewiele wyników badań odsączalności grawitacyjnej matrycy skał węglanowych. Liczba projektów badawczych poświęconych temu zagadnieniu jest nieproporcjonalnie mała w porównaniu do badań porowatości. Hydrogeologiczne studia nad węglanowymi warstwami wodonośnymi skupiają się raczej na określaniu odsączalności grawitacyjnej całych warstw niż samej przestrzeni porowej (czyli matrycy). Jest to zrozumiałe, gdyż właśnie kompleksowa odsączalność skały węglanowej, zawierającej przestrzeń porową, szczelinową i pustki krasowe, jest jej najistotniejszym parametrem zasobowym. Całościowa (kompleksowa) odsączalność grawitacyjna skał węglanowych jest najczęściej wyznaczana na drodze interpretacji badań hydrologicznych przeprowadzanych *in situ*, na przykład badawczych pompowań otworów studziennych. Trzeba jednak dodać, że jest to możliwe tylko w przypadku zbiornika o swobodnym zwierciadle wody podziemnej. Jednak do dobrego rozpoznania wewnętrznej struktury sieci hydraulicznej skał węglanowych niezbędne jest rozpoznanie jej poszczególnych elementów. W przypadku badań odsączalności grawitacyjnej skał węglanowych, odsączalność ich przestrzeni porowej wydaje się najważniejszym elementem, ponieważ to właśnie przestrzeń porowa jest traktowana jako główny element zasobowy całego masywu węglanowego (Motyka 1998, Krajewski i Motyka 1999, Worthington 1999, Worthington *et al.* 2000a).

Kompleksowa odsączalność grawitacyjna wapieni jest silnie zróżnicowana w zależności od cech przestrzeni porowej oraz od szczelinowatości i krasowatości. Ogólnie przyjmuje się, że współczynnik odsączalności wapiennej warstwy wodonośnej zawiera się w przedziale 0,5–5% (Heggen *red.* 1996). Według szeroko cytowanej pracy Wilka i Motyki (1980) odsączalność grawitacyjna wapiennego masywu (warstwy wodonośnej) zawiera się w przedziale od 0,5% do 10%. Wartości wyznaczone przez różnych autorów zestawili także w swojej znanej pracy Bonacci (1987, s. 47). Przykłady te obejmują jeszcze szerszy zakres odsączalności – od 0,17% do 10%. Należy zauważyć, że Bonacci nazywa cytowane przez siebie wartości porowatością efektywną (w sensie porowatości aktywnej), ale zastosowana metoda wyznaczenia parametru wskazuje jednoznacznie, że chodzi o współczynnik

odsączalności grawitacyjnej (interpretacja próbnych pompowań otworów studziennych w nieustalonych warunkach hydrodynamicznych metodą Theisa-Jacoba). Nieporozumienia wokół zamiennego używania tych terminów wiążą się z faktem, że wielu autorów uważa współczynnik odsączalności grawitacyjnej za bardzo dobre przybliżenie porowatości aktywnej. Na przykład autorzy podręcznika geomorfologii i hydrologii krasu wprost utożsamiają porowatość efektywną (czyli aktywną) z ilością wody odsączonej grawitacyjnie ze skały (Ford i Williams 1989, s. 133 oraz 2007, s. 103–104), a zbliżone poglądy wyrażają też inni autorzy (np. Castany 1972). O problemie z rozróżnianiem tych dwóch parametrów – porowatości aktywnej i odsączalności grawitacyjnej – wspominają Pazdro i Kozerski (1990, s. 102), omawia go także Zuber (2007).

Pomimo że problem odsączalności matrycy skał węglanowych nie jest zbyt często poruszany w światowej literaturze hydrogeologicznej, akurat na terenie Polski wykonano szereg badań w tym zakresie. Do tych wyników, a także do wyników nielicznych badań wykonanych w innych krajach, można próbować odnieść wyniki oznaczeń wykonanych w ramach niniejszej pracy.

Współczynnik odsączalności grawitacyjnej matrycy kredy lubelskiej, górnokredowej skały pochodzącej z centralnej części Wyżyny Lubelskiej, jest niski (Borczak *et al.* 1990). Spośród 153 zbadanych próbek kredy odsączalność wyższą od granicy detekcji stwierdzono w zaledwie 57 próbkach, gdzie wartości współczynnika odsączalności grawitacyjnej wahały się od 0,01% do 0,65%. Dwie próbki cechowały się odsączalnością znacznie wyższą: 4,3% i 6,5% (Borczak *et al.* 1990). Odsączalność górnokredowej opoki marglistej z Ożarowa, a zatem z obszaru przyległego do obszaru niniejszych badań, oznaczona przez Kosa (2007) wahała się w granicach 0,07–0,35% (10 próbek), czyli była znacznie niższa od odsączalności opoki z Pętkowic badanej w ramach niniejszej pracy. Z kolei współczynnik odsączalności grawitacyjnej matrycy kredy angielskiej zawiera się w przedziale 0,15–0,4% (Price *et al.* 2000), przy czym oznaczenia te wykonano metodą drenażu kapilarnego (*air-water capillary pressure*, AWCP), wzmiankowaną także w polskich pracach (np. Bromek 1977, Liszkowska i Liszkowski 1989), nie wiadomo więc, na ile są one porównywalne z danymi uzyskanymi z badania wirówką. Jednak niewątpliwie na tle wymienionych wyników odsączalność opoki z Pętkowic (0,74–2,41%) należy uznać za wysoką, zwłaszcza, że nie stwierdzono ani jednej nieodsączalnej próbki tej skały (czyli poniżej granicy wykrywalności metody).

Szczególnie wysoką odsączalnością grawitacyjną matrycy cechuje się druga ze zbadanych w ramach niniejszej pracy skał górnokredowych, czyli wapień z Janikowa. Wartości współczynnika odsączalności zawierają się w przedziale od 14,4% do 19,5%, czyli są wyraźnie wyższe nie tylko od wzmiankowanych wyników badań matrycy kredy lubelskiej czy angielskiej, ale nawet od cytowanych powyżej przedziałów odsączalności kompleksowej

(maksymalnie 5% lub 10% zależnie od źródła danych), która jest powiększona o odsączalność szczelin i pustek krasowych. Żadne, choćby zbliżone, wyniki oznaczeń odsączalności grawitacyjnej matrycy skał węglanowych, niezależnie od ich pozycji stratygraficznej i cech litologicznych, nie są znane autorowi.

Odsączalność grawitacyjna matrycy węglanowych skał górn jurajskich była badana w południowej części Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej (Rózkowski *et al.* 2001). Zbadane tam wapienie skaliste cechowały się współczynnikiem odsączalności matrycy od „0” (czyli poniżej granicy detekcji metody) do 5,6%, zaś wapienie ławicowe – od „0” do 2,4% (Rózkowski *et al.* 2001). W ramach innego projektu, obejmującego zbudowaną z górn jurajskich wapieni zlewnię Wiercicy (także Wyżyna Krakowsko-Częstochowska), wykazano, że średnie współczynniki odsączalności matrycy wynoszą w przypadku różnych wapieni płytowych 1,0% oraz 1,1%, wapieni skalistych – 1,2%, zaś wapieni kredowatych – 1,8% (Liszkowska i Pacholewski 1989). Wapienie ławicowe ze zrębu Zakrzówka w Krakowie (południowy skraj Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej) okazują się skałą o szczególnie niskiej odsączalności matrycy – wszystkie 46 próbek cechowała odsączalność poniżej granicy detekcji (Bielec 1999); przy zastosowaniu identycznej metody jak w niniejszej pracy. Z kolei różne górn jurajskie wapienie z rejonu Olkusza charakteryzowały się współczynnikiem odsączalności matrycy od „0” do 1,2%, przy czym odsączalnością poniżej granicy detekcji cechowało się aż 119 ze 166 zbadanych próbek (Bielec 1999). Patrząc przez pryzmat cytowanych wartości literaturowych, duża zmienność odsączalności odnotowana w obrębie badanych w ramach niniejszej pracy skał górn jurajskich wydaje się typowa. W świetle zastosowanej procedury badawczej wapieni płytowy z Bałtowa, mający całkowicie odmienne cechy teksturalne od wapienia ławicowego z Zakrzówka, także cechuje się zupełnym brakiem możliwości odsączenia matrycy. Obydwa badane wapienie biohermalne, skalisty z Przepaści i koralowcowy z Zarzeczca, charakteryzują się silną zmiennością odsączalności przy wyraźnie wyodrębnionych subpopulacjach próbek o odsączalności poniżej granicy detekcji – podobnie jak wapienie skaliste z Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej.

Autorowi niniejszej pracy nie udało się, niestety, dotrzeć do danych literaturowych umożliwiających porównanie wyników przeprowadzonych przez niego analiz odsączalności oolitów (oolitu ze Skarbk i oolitu z Wierzbicy) z wynikami innych badaczy. Bezskutecznie poszukiwał danych o odsączalności grawitacyjnej matrycy skał o zbliżonych cechach teksturalnych oraz wieku. Niepowodzeniem zakończyła się także próba identyfikacji analogicznych (dostępnych) danych dotyczących skał zbliżonych do muszlowca z Wierzbicy.

Dane literaturowe pokazują, że matryca starszych skał węglanowych – triasowych i paleozoicznych – jest na ogół nisko odsączalna. Skały starsze mają zazwyczaj znacznie bardziej skomplikowaną historię diagenetyczną, która najczęściej owocuje redukcją porowatości

oraz odsączalności. W Polsce przestrzeń porowa wapieni triasowych badana była na przykład w okolicach Olkusza (warstwy olkuskie i gogolińskie). Z 49 próbek jedynie 11 „oddalo wodę” podczas badania wirówką, czyli wykazało odsączalność powyżej granicy detekcji metody. W obrębie subpopulacji próbek odsączalnych współczynnik odsączalności grawitacyjnej przyjmował wartości od 0,03% do 0,91% (Wilk *et al.* 1985, Motyka 1988). Dolnokarbońskie wapienie z Czatkowic także charakteryzują się niską odsączalnością matrycy. Z badanych przez Borczaka *et al.* (1994) 134 próbek jedynie 26 charakteryzowało się odsączalnością grawitacyjną powyżej granicy detekcji. W tej subpopulacji uzyskane wartości były jednak niskie (najczęściej rzędu ułamków procenta), chociaż maksymalna wyniosła 3,2%. Matryca dewońskich skał węglanowych z rejonu Olkusza badana przez Motykę *et al.* (1998) jest jeszcze trudniej odsączalna. Z badanych 127 próbek wapieni tylko 7 cechowała odsączalność grawitacyjna powyżej granicy detekcji, przy czym najwyższa wartość współczynnika odsączalności wyniosła w tej grupie zaledwie 0,16%. W obrębie zbioru próbek dolomitów procent odsączalnych próbek oraz ich odsączalność była wyższa. Z kolei przestrzeń porowa dewońskich skał węglanowych z paleozoicznego trzonu Gór Świętokrzyskich wykazała całkowity brak możliwości oddania wody podczas badania wirówką. Zbadana została matryca skał wodonośnej formacji z Kowali; 84 próbki wapieni i 16 dolomitów. Badane skały zostały dodatkowo sklasyfikowane według charakteru spoiwa i stopnia zwartości szkieletu ziarnowego metodą wzorowaną częściowo na metodyce Dunhama (1962) jako pelitowe, sparytowe lub krystaliczne. Jednak, niezależnie od wykształcenia teksturalnego, wszystkie badane próbki, zarówno wapieni, jak i dolomitów, wykazały odsączalność poniżej granicy detekcji metody (Rzonca 2005, 2008).

Przegląd danych literaturowych dotyczących odsączalności grawitacyjnej matrycy skał węglanowych pokazuje, że w przypadku niemal każdej opisanej skały odnotowywano próbki o odsączalności poniżej granicy detekcji – często próbki takie dominowały, a czasami nawet wszystkie badane próbki danej skały były nieodsączalne. Sytuacja taka miała miejsce w przypadku wapieni górnourajskich z Zakrzówka (Bielec 1999) i dewońskich skał węglanowych formacji z Kowali z Gór Świętokrzyskich (Rzonca 2005, 2008). Tym, co wydaje się odróżniać uzyskane wyniki od większości danych literaturowych, jest wykonanie oznaczeń odsączalności aż czterech skał węglanowych, w przypadku których wszystkie zbadane próbki cechowały się mierzalną odsączalnością grawitacyjną. Były to: oolity ze Skarbki i z Wierzbicy, opoka z Pętkowic oraz wapień z Janikowa. Oczywiście badania objęły też inne skały – dwie spośród ośmiu badanych skał wykazują odsączalność poniżej granicy detekcji we wszystkich zbadanych próbkach (wapień płytowy z Bałtowa, 30 próbek) lub w prawie wszystkich (muszlowiec z Wierzbicy, 29 na 30 próbek). Wreszcie dwie populacje próbek (dwie skały) cechują się silną nieregularnością rozkładu i wyraźnie

wyodrębnionymi subpopulacjami nieodsączalnych próbek. Były to obie badane skały związane z budowlami węglanowymi: wapień skalisty z Przepaści i wapień koralowcowy z Zarzeczca.

6.5. DYSKUSJA WŁAŚCIWOŚCI FILTRACYJNYCH BADANYCH PRÓBEK

Przepuszczalność skał i reprezentujący ją w odniesieniu do wody współczynnik filtracji jest podstawowym parametrem używanym w hydrogeologii. Ponieważ przestrzeń porowa skał węglanowych jest niemal zawsze zdecydowanie słabiej przepuszczalna niż występujące zwykle w tych skałach szczeliny i pustki krasowe, to w aktualnie akceptowanym modelu koncepcyjnym sieci hydraulicznej skał węglanowych (np. Motyka 1998, Worthington *et al.* 2000a) przestrzeń porowa pełni rolę elementu zasobowego, wobec czego bardzo istotnymi jej parametrami są porowatość (otwarta) i odsączalność grawitacyjna. Przestrzeń porowa nie pełni natomiast roli elementu przewodzącego, zatem nie odpowiada za przemieszczanie wody w masywie ani za przenoszenie ciśnienia hydrostatycznego (a raczej odpowiada za nie w bardzo niewielkim stopniu). Stąd jej przepuszczalność (współczynnik filtracji) należy do mniej istotnych parametrów. Być może właśnie z powodu mniejszej ważności przepuszczalności matrycy (mniejszej od innych właściwości) w praktyce laboratoryjnej przyjęto za akceptowalne nieuwzględnianie poprawki Klinkenberga, chociaż wiadomo, że wiąże się to z zawyżaniem wyników uzyskiwanych w permeametrach gazowych i odnoszonych do wody (*vide* podrozdział 4.7).

Uzyskane wyniki potwierdzają małe znaczenie matrycy badanych skał w przewodzeniu wody. Zakres wartości współczynnika filtracji w grupie skał o bardziej przepuszczalnej matrycy pokrywa się z zakresem cechującym skały półprzepuszczalne według Pazdry i Kozerskiego (1990), czyli z przedziałem od 10^{-8} do 10^{-6} m/s. Zgodnie z tą klasyfikacją skały o współczynniku filtracji poniżej 10^{-8} m/s zostały uznane za nieprzepuszczalne dla wody. W klasyfikacji odnoszącej się do filtracji pionowej wartość k pomiędzy 10^{-10} a 10^{-8} m/s cechuje skały słabo izolujące (*Słownik hydrogeologiczny* 2002, s. 272). Należy zauważyć, że druga grupa badanych skał, tych o mniej przepuszczalnej matrycy, cechuje się wartościami k poniżej 10^{-9} m/s (w wielu wypadkach współczynnik filtracji badanych próbek był niższy o kilka rzędów wielkości). Najmniej przepuszczalna zbadana próbka, próbka muszlowca z Wierzbicy, charakteryzowała się k równym $6,9 \times 10^{-13}$ m/s (a i tak jest to wynik zawyżony wskutek nieuwzględnienia poprawki Klinkenberga).

Powyższe ustalenia w dużym stopniu pokrywają się z dostępnymi danymi literaturowymi. Współczynnik filtracji matrycy kredy lubelskiej (górna kreda) jest rzędu od 10^{-11} do 10^{-8} m/s (Borcza *et al.* 1990). Górnokredowa opoka marglista z rejonu Ożarowa, a więc

pochodząca z badanego obszaru, cechuje się wartościami k rzędu od 10^{-9} do 10^{-8} m/s (Kos 2007), a więc nieco tylko niższymi niż opoka z Pętkowic (10^{-8} m/s). Kos stwierdził ponadto wysoką – w świetle uzyskanych tutaj wyników oraz innych danych literaturowych – przepuszczalność górnokredowego wapienia detrytycznego – k rzędu 10^{-5} m/s we wszystkich zbadanych trzech próbkach (Kos 2007).

Większość badanych skał to skały górnourajskie. Utwory takie badano wcześniej – w innych częściach Polski. Matryca jurajskiego marglistego wapienia z Wyżyny Lubelskiej cechuje się znaczną zmiennością przepuszczalności, co stwierdzono badając 54 próbki. Współczynnik filtracji tych skał był rzędu od 10^{-11} do 10^{-6} m/s (Bielec 1999). Badana była także przepuszczalność matrycy wapieni górnourajskich z południowej części Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej. W tym przypadku współczynnik filtracji przyjmował wartości rzędu od 10^{-10} do 10^{-7} m/s (Rózkowski *et al.* 2001). Z kolei w przypadku jurajskiego wapienia z okolic Olkusza było to od 10^{-12} do 10^{-9} m/s (Bielec 1999). W Polsce badano także przepuszczalność matrycy skał starszych. Matryca triasowego wapienia z regionu olkuskiego cechowała się k rzędu od 10^{-12} do 10^{-8} m/s (Wilk *et al.* 1985). Podobnymi badaniami objęto także niektóre wapienie dewońskie w Polsce. Na przykład matryca dewońskiego wapienia z Olkusza charakteryzowała się k rzędu 10^{-12} – 10^{-10} m/s (Motyka *et al.* 1998), zaś wapienia należącego do dewońskiej formacji z Kowali, z paleozoicznego trzonu Gór Świętokrzyskich – od 10^{-12} do 10^{-9} m/s (Rzonca 2008).

W dyskusji można byłoby także wykorzystać dane pochodzące z badań geologów naftowych, których wiele jest dostępnych w literaturze. Dotyczą one skał różnego wieku z różnych części świata. W pracach tych przepuszczalność wyrażona jest w jednostkach współczynnika przepuszczalności (k_p), czyli w darcy, a nie – jak w pracach hydrogeologicznych – w jednostce współczynnika filtracji (m/s). Przeliczenie k_p na k nie stanowi problemu (*vide* wzór 4.6) i w przypadku konkretnej potrzeby zawsze można to zrobić (np. dla celów porównawczych). Jednak wykonywanie szczegółowych porównań tego typu w ramach niniejszej pracy nie wydawało się potrzebne; jak podkreślono powyżej, przepuszczalność matrycy ma znaczenie raczej drugorzędne.

Należy podkreślić, że w przypadku zbadanych w ramach niniejszej pracy skał o wysokiej porowatości matrycy, ich matryca cechuje się zarazem nieco wyższą przepuszczalnością. Jednakże ta „wyższa” przepuszczalność oznacza zakres wartości typowy zaledwie dla skał półprzepuszczalnych w klasyfikacji Pazdry i Kozerskiego (1990). Dotyczy to wapienia z Janikowa, oolitu z Wierzbicy, opoki z Pętkowic i oolitu ze Skarbki. Drugą grupę stanowią skały o niższej przepuszczalności matrycy: wapień skalisty z Przepaści, wapień płytowy z Bałtowa oraz muszlowiec z Wierzbicy. Z kolei próbki wapienia koralowcowego z Zarzeczka wykazują wielomodalność rozkładu oraz silną zmienność wartości k . Warto także przytoczyć opinię, że poniżej wartości k wynoszącej 10^{-6} m/s przepływ wody w matrycy

jest praktycznie pomijalny (White i White 2005). Pokazuje to, że wartości współczynnika filtracji cechujące matrycę typowych skał węglanowych nie predestynują tej matrycy do przepuszczania (czy raczej przewodzenia) wód podziemnych.



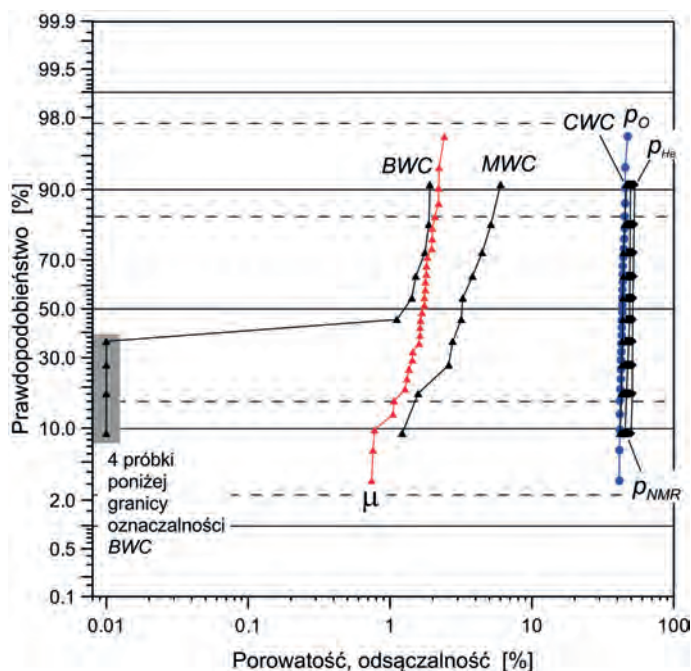
7.

WPLYW CECH PRZESTRZENI POROWEJ NA WŁAŚCIWOŚCI ZBIORNIKOWE BADANYCH SKAŁ

7.1. OPOKA Z PĘTKOWIC

Skałą o najbardziej porowatej matrycy ze wszystkich zbadanych jest opoka z Pętkowic. Jej porowatość jest zarazem jedną z najwyższych znanych z literatury. Porowatość p_{He} zbadana porozymetrem helowym zawiera się w przedziale 50,0–52,9% (10 próbek), natomiast porowatość otwarta p_o (metoda Archimedes) – w przedziale 41,2–47,3% (30 próbek). Z tak wysoką porowatością kontrastuje jednak relatywnie niska odsączalność grawitacyjna próbek tej skały, wynosząca od 0,7% do 2,4% (30 próbek). Oznacza to, że odsączeniu podczas badania wirówką ulega tylko nieznaczna część przestrzeni porowej (ryc. 7.1).

Rozkład wielkości porów został zbadany metodą magnetycznego rezonansu jądrowego (NMR, 10 próbek). Zdecydowana większość przestrzeni porowej opoki z Pętkowic przypada na pory kapilarne (CWC, 41,8–46,4% objętości próbki). Zawartość porów nadkapilarnych (MWC) w próbkach wynosi zaledwie 1,2–6,0%, a porów subkapilarnych (BWC) jest praktycznie nieistotna (ryc. 7.1). Zatem odsączalność matrycy omawianej skały jest średnio nieco niższa od zawartości wody wolnej stwierdzonej metodą NMR. Oznacza to, że odsączeniu nie ulega cała woda wolna, czyli przestrzeń porów nadkapilarnych.

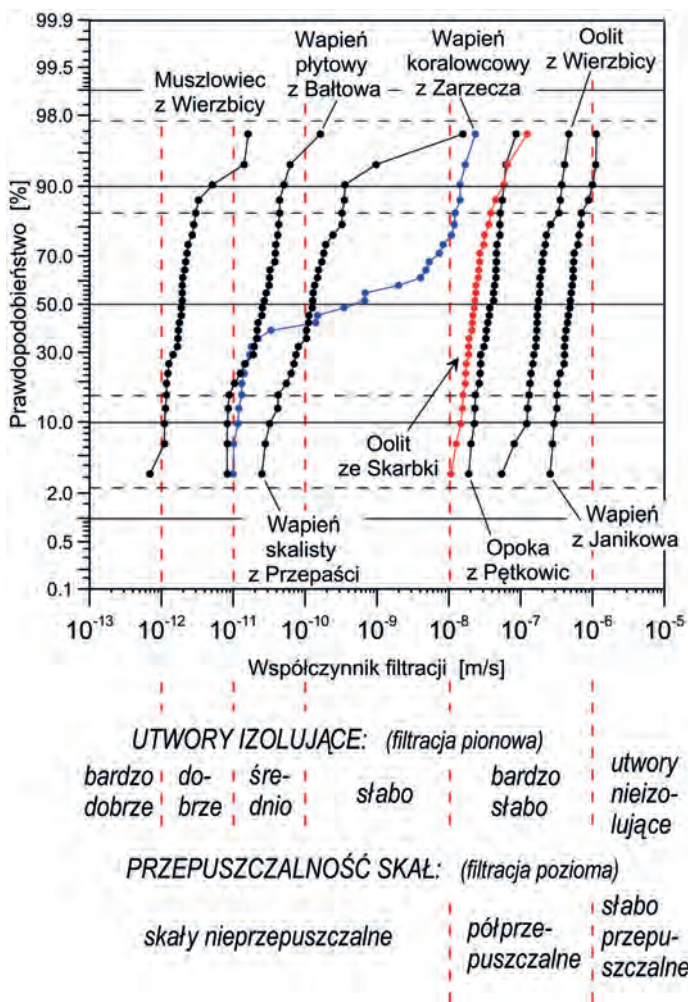


Rycina 7.1. Opoka z Pętkowic – charakterystyka przestrzeni porowej

Rozkłady wielkości współczynników porowatości otwartej wyznaczonych różnymi metodami (p_0 , p_{Hg} oraz p_{NMR}), współczynnika odsączalności grawitacyjnej (μ) oraz zawartości porów nadkapilarnych (MWC), kapilarnych (CWC) i subkapilarnych (BWC) w próbce. Próbki o wartościach poniżej granicy oznaczalności zaznaczono z fikcyjnymi wartościami i wyróżniono.

Przepuszczalność badanych 30 próbek tej skały, wyrażona współczynnikiem filtracji rzędu 10^{-8} m/s, jest niska, typowa dla utworów półprzepuszczalnych (ryc. 7.2).

Zbiornik wód podziemnych utworzony w opoce z Pętkowic miałby rekordowo dużą pojemność w sensie magazynowania wody, ale woda ta byłaby trudna do odzyskania (odsączenia) w warunkach swobodnego zwierciadła wód podziemnych. Niska odsączalność grawitacyjna matrycy przekłada się bowiem na niską odsączalność grawitacyjną całego masywu skalnego – za odsączalność skał odpowiada w przeważającej mierze przestrzeń porowa (stanowiąca element pojemnościowy). Jednak wręcz rekordowo duża ilość wody stagnacyjnej i prawie stagnacyjnej, zmagazynowanej w przestrzeni porowej opoki z Pętkowic, ma olbrzymi wpływ na właściwości dyspersyjne całego masywu tych skał – poprzez aktywny udział w procesie dyfuzji molekularnej. Dlatego potencjalną warstwę cechowała by niska podatność na zanieczyszczenie związana z bardzo dużym opóźnieniem migracji



Rycina 7.2. Rozkłady współczynnika filtracji w badanych facjach

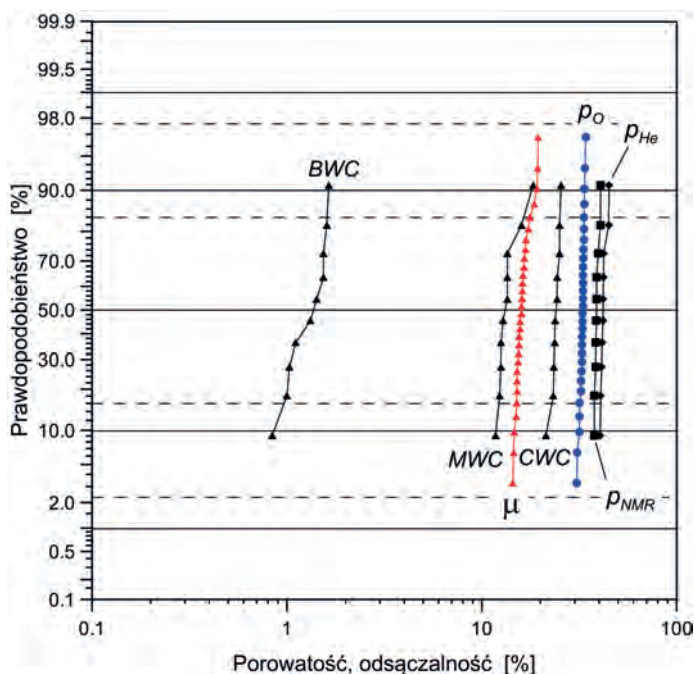
Zaznaczono granice klas izolacyjności skał w odniesieniu do filtracji pionowej (wg Słownika hydrogeologicznego 2002, s. 272) i przepuszczalności skał w przypadku filtracji poziomej (wg Pazdry i Kozerskiego 1990, s. 224).

większości skażeń. Zarazem jednak raz skażona warstwa byłaby niezmiernie trudna do oczyszczenia (samooczyszczenia) z uwagi na długi czas dyfuzyjnego wydzielania się skażonych wód z wody niemobilnej zawartej w porowej matrycy.

7.2. WAPIEŃ Z JANIKOWA

Matryca górnokredowego wapienia z Janikowa charakteryzuje się wysoką porowatością, niższą jednak od porowatości opoki z Pętkowic (ryc. 7.3). Porowatość p_{He} zawiera się w przedziale 40,5–45,0% (10 próbek), zaś porowatość p_o – w przedziale 30,7–34,2% (30 próbek). Tym, co wyraźnie odróżnia wapień z Janikowa od opoki z Pętkowic, jest zdecydowanie wyższa odsączalność grawitacyjna matrycy wapienia z Janikowa, która zawiera się w zakresie 14,4–19,5% (30 próbek). Jest ona zatem aż o rząd wielkości wyższa niż odsączalność próbek opoki.

Badanie metodą NMR (10 próbek) wykazało, że w matrycy wapienia z Janikowa dominują pory o rozmiarach kapilarnych (CWC, 21,3–25,5% objętości próbki), ale udział porów nadkapilarnych także jest wysoki (MWC, 11,8–18,4%). Zawartość wody nieredukowalnej (porów subkapilarnych, BWC) wynosi 0,8–1,6%. Zatem w przypadku tej skały



Rycina 7.3. Wapień z Janikowa – charakterystyka przestrzeni porowej

Rozkłady wielkości współczynników porowatości otwartej wyznaczonych różnymi metodami (p_o , p_{He} oraz p_{NMR}), współczynnika odsączalności grawitacyjnej (μ) oraz zawartości porów nadkapilarnych (MWC), kapilarnych (CWC) i subkapilarnych (BWC) w próbce.

zakres odsączalności jest zbliżony do zawartości wody wolnej (porów nadkapilarnych). Jednak, odwrotnie niż w przypadku opoki z Pętkowic, odsączalność jest nieznacznie wyższa niż zawartość porów nadkapilarnych (ryc. 7.3). Wydaje się zatem, że odsączalne są nie tylko pory nadkapilarne, ale też pewna część porów kapilarnych.

Przepuszczalność matrycy wapienia z Janikowa (30 próbek) jest najwyższa spośród wszystkich skał objętych niniejszą pracą. Wartości współczynnika filtracji zawierają się w przedziale od $2,6 \times 10^{-7}$ do $1,1 \times 10^{-6}$ m/s (ryc. 7.2). Ze zbadanych 30 próbek większość charakteryzowała się współczynnikiem filtracji typowym dla skał półprzepuszczalnych, zaś trzy cechowały się k powyżej 10^{-6} m/s, czyli wartości uznawanej za dolną granicę skał przepuszczalnych (według Pazdry i Kozerskiego 1990) czy nawet za dolną granicę w praktyce liczącej się przepuszczalności matrycy skał węglanowych (White i White 2005). Przepuszczalność matrycy wapienia z Janikowa jest wysoka w porównaniu z przepuszczalnością matrycy różnych skał węglanowych znanych z literatury. Nie oznacza to jednak możliwości odgrywania przez matrycę tej skały szczególnie istotnej roli w przewodzeniu wody.

Uzyskane informacje dotyczące właściwości matrycy wapienia z Janikowa pozwalają stwierdzić, że skała ta ma potencjał do stworzenia zasobnej warstwy wodonośnej. Taka warstwa będzie nie tylko gromadzić znaczące ilości wód podziemnych, ale też jej odsączalność grawitacyjna może być wysoka. Może być, ponieważ odsączalność grawitacyjna matrycy jest wysoka. Wysoka odsączalność grawitacyjna matrycy stanowi zaś potencjał dla wysokiej odsączalności grawitacyjnej warstwy (skały, masywu). Bez rozpoznania szczelinowatości i krasowatości wapienia z Janikowa ostateczne określenie cech tej skały jako środowiska wód podziemnych nie jest możliwe. Wiadomo jednak, że w ograniczonym zakresie woda może także filtrować poprzez matrycę wapienia z Janikowa w związku z jej względnie wysoką przepuszczalnością. Duże ilości wody zgromadzone w porowatej matrycy omawianej skały silnie oddziaływałyby na właściwości dyspersyjne całego zbiornika.

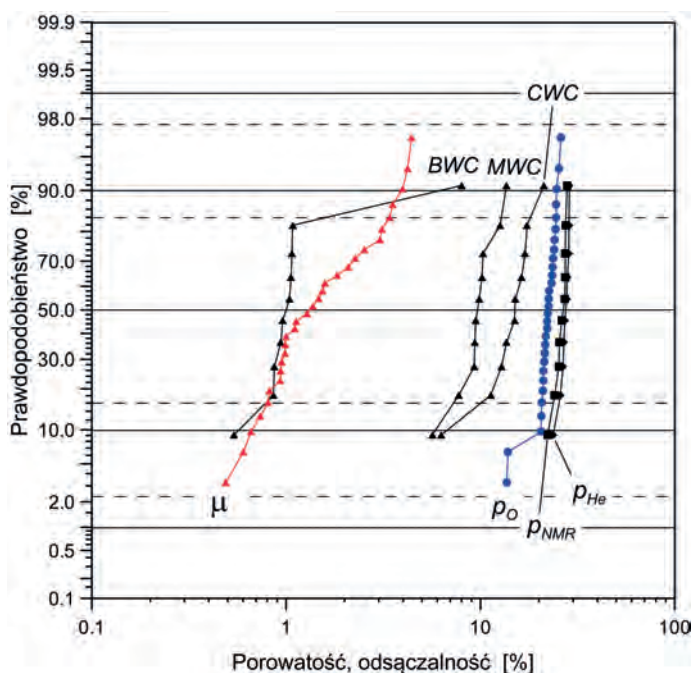
7.3. OOLIT ZE SKARBKI

Dwa oolity, ze Skarbki i z Wierzbicy, są jednymi z bardziej porowatych skał objętych badaniami, a także są najbardziej porowatymi skałami górnourajskimi spośród sześciu zbadanych. Porowatość p_{He} matrycy oolitu ze Skarbki waha się w granicach 23,7–28,7% (10 próbek), zaś porowatość p_O – w zakresie 13,6–26,0% (30 próbek). Odsączalność grawitacyjna matrycy oolitu ze Skarbki jest silnie zróżnicowana i zmienia się w zakresie 0,5–4,4% (30 próbek), czyli zmienność tego parametru sięga całego rzędu wielkości (ryc. 7.4).

Odsączalność matrycy oolitu ze Skarbki należy uznać za niską, zwłaszcza w proporcji do wysokiej porowatości tej skały.

Dystrybucja wielkości porów została zbadana na populacji 10 próbek tej skały metodą NMR. Zawartości porów kapilarnych i nadkapilarnych są porównywalne i wynoszą odpowiednio 6,3–21,2% oraz 5,7–13,6% (w stosunku do objętości próbki), zaś udział porów subkapilarnych jest najmniejszy i zawiera się w zakresie 0,5–8,0% (ryc. 7.4). Podobnie jak w przypadku opoki z Pętkowic, odsączalność grawitacyjna jest niższa niż zawartość porów nadkapilarnych. Jednak w przypadku oolitu ze Skarbki różnica ta jest jeszcze wyraźniejsza, gdyż przedziały wartości w ogóle nie zachodzą na siebie. Oznacza to, że tylko niewielka część porów nadkapilarnych jest możliwa do odsączenia.

Współczynnik filtracji matrycy oolitu ze Skarbki (30 próbek) jest rzędu 10^{-8} m/s (ryc. 7.2), czyli mieści się w zakresie typowym dla skał półprzepuszczalnych (wg Pazdry i Kozerskiego, 1990).



Rycina 7.4. Oolit ze Skarbki – charakterystyka przestrzeni porowej

Rozkłady wielkości współczynników porowatości otwartej wyznaczonych różnymi metodami (ρ_O , ρ_{He} oraz ρ_{NMR}), współczynnika odsączalności grawitacyjnej (μ) oraz zawartości porów nadkapilarnych (MWC), kapilarnych (CWC) i subkapilarnych (BWC) w próbce.

Oolit ze Skarbki jest skałą, której matryca cechuje się wysoką porowatością i niską odsączalnością. Pod tym względem jest więc podobna do opoki z Pętkowic, chociaż jest mniej porowata. Jeśli oolit potraktować jako potencjalną warstwę wodonośną, to może się ona cechować znaczną zawartością zmagazynowanej wody, ale wody trudnej do odsączenia. Z pewnością odsączalność grawitacyjna tej warstwy nie będzie wysoka, nawet jeśli charakteryzowałaby się ona wysoką szczeliniowatością i krasowatością, gdyż to matryca stanowi element pojemnościowy masywu węglanowego. Dlatego niska odsączalność matrycy będzie determinować niską odsączalność warstwy. Duża ilość wody zgromadzonej w silnie porowatej matrycy oolitu ze Skarbki może poważnie wpływać na dyspersję w zbiorniku wód podziemnych utworzonym z tej skały. Zbiornik taki byłby w znacznym stopniu odporny na rozprzestrzenianie się zanieczyszczeń, ale też jeśli zostałyby skażony, to byłby szczególnie trudny do oczyszczenia.

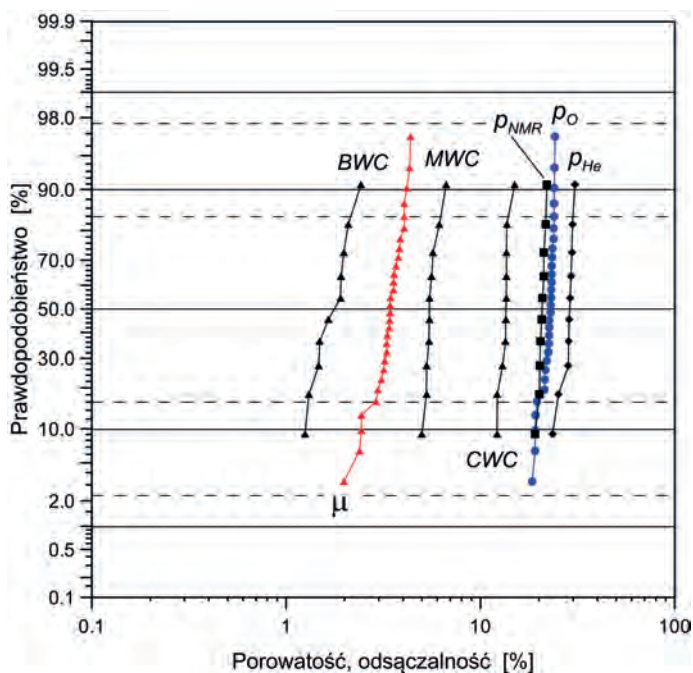
7.4. OOLIT Z WIERZBICY

Drugi ze zbadanych oolitów, oolit z Wierzbicy, cechuje się właściwościami matrycy zbliżonymi do oolitu ze Skarbki. Porowatość p_{He} matrycy oolitu z Wierzbicy zawiera się w przedziale 23,5–30,7% (10 próbek), natomiast porowatość p_o zmienia się w zakresie 18,5–24,2% (30 próbek). Odsączalność grawitacyjna matrycy tej skały (zbadana w 30 próbkach) jest niska i wynosi od 2,0% do 4,4% (ryc. 7.5).

Badanie metodą NMR (10 próbek) wykazało, że największy udział stanowią pory kapilarne (12,2–15,0% względem objętości całej próbki); zawartość porów nadkapilarnych jest niższa (5,0–6,8%). Jeszcze niższa jest zawartość porów subkapilarnych, która wynosi od 1,3% do 2,4% (ryc. 7.5). Zatem podobnie jak przypadku oolitu ze Skarbki, odsączalność matrycy oolitu z Wierzbicy jest wyraźnie niższa od zawartości porów nadkapilarnych (MWC).

Oolit z Wierzbicy cechuje się wyższą przepuszczalnością od oolitu ze Skarbki. Współczynnik filtracji (30 próbek) rzędu 10^{-7} m/s jest wyższy o cały rząd wielkości (ryc. 7.2), ale – podobnie jak w przypadku oolitu ze Skarbki – są to wartości k z przedziału charakterystycznego dla skał półprzepuszczalnych według Pazdry i Kozerskiego (1990).

Oceniając oolit z Wierzbicy jako potencjalną warstwę wodonośną, należy stwierdzić, że taka warstwa – podobnie jak w przypadku oolitu ze Skarbki – z całą pewnością cechowałaby się niską odsączalnością grawitacyjną. Jednocześnie wysoka porowatość matrycy sugeruje dużą wodochłonność potencjalnej warstwy. Ilość zmagazynowanej wody byłaby znaczna, ale tylko niewielką jej część dałoby się odzyskać (odsączyć). Woda niemobilna, związana w przestrzeni porowej, silnie wpływałaby na właściwości dyspersyjne warstwy.



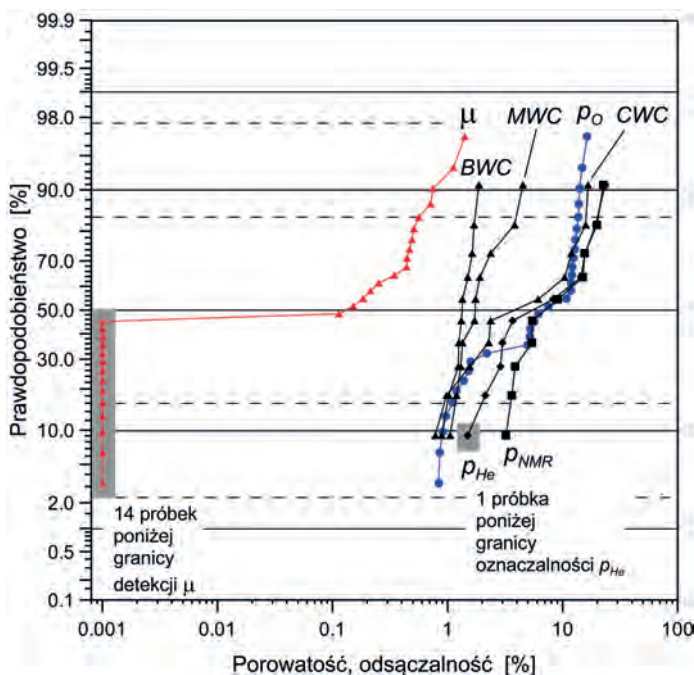
Rycina 7.5. Oolit z Wierzbicy – charakterystyka przestrzeni porowej

Rozkłady wielkości współczynników porowatości otwartej wyznaczonych różnymi metodami (p_O , p_{He} oraz p_{NMR}), współczynnika odsączalności grawitacyjnej (μ) oraz zawartości porów nadkapilarnych (MWC), kapilarnych (CWC) i subkapilarnych (BWC) w próbce.

7.5. WAPIEŃ KORALOWCOWY Z ZARZECZA

Porowatość matrycy wapienia koralowcowego z Zarzecza jest silnie zmienna, od wartości bardzo niskich do wysokich. Najmniej porowata próbka cechuje się porowatością p_{He} poniżej granicy oznaczalności (1,5%), zaś najwyższa stwierdzona p_{He} pojedynczej próbki wynosi 23,4% (mediana 6,0%, zbadano 10 próbek). Zmienność porowatości p_O także jest znaczna: 0,8–16,4% (mediana 6,9%, 30 próbek), czyli przekracza jeden rząd wielkości (ryc. 7.6). Odsączalność grawitacyjna 14 próbek (z 30 badanych) była poniżej granicy detekcji metody (zerowa), podczas gdy wartość maksymalna wyniosła 1,4%. Oznacza to, że niezależnie od znacznej zmienności porowatości odsączalność grawitacyjna tej skały pozostaje niska.

Badanie rozkładu wielkości porów (metoda NMR, 10 próbek) wykazało, że w matrycy wapienia koralowcowego z Zarzecza dominują pory kapilarne, których zawartość wy-



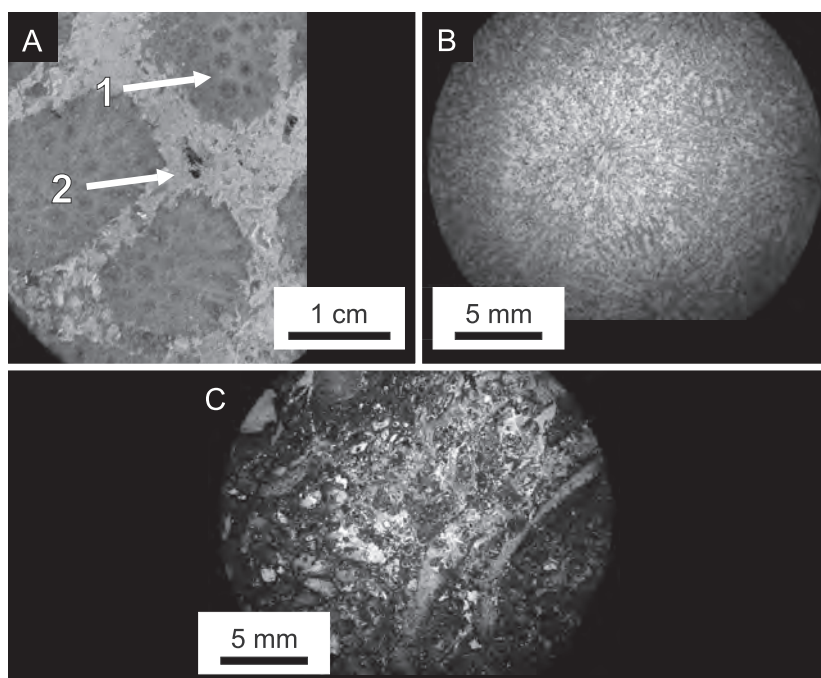
Rycina 7.6. Wapień koralowcowy z Zarzeczca – charakterystyka przestrzeni porowej

Rozkłady wielkości współczynników porowatości otwartej wyznaczonych różnymi metodami (p_O , p_{He} oraz p_{NMR}), współczynnika odsączalności grawitacyjnej (μ) oraz zawartości porów nadkapilarnych (MWC), kapilarnych (CWC) i subkapilarnych (BWC) w próbce. Próbkę o wartościach poniżej granicy oznaczalności i granicy oznaczalności zaznaczono z fikcyjnymi wartościami i wyróżniono.

nosi od 0,8% do 16,7% (mediana 4,3%), podczas gdy porów nadkapilarnych – od 1,1% do 4,5%, a subkapilarnych 0,9–1,9% (ryc. 7.6). Oznacza to, że silna zmienność p_O i p_{He} przekłada się głównie na duże zróżnicowanie zawartości porów kapilarnych, podczas gdy udziały (zawartości) porów sub- i nadkapilarnych są zdecydowanie mniej zmienne.

Charakteryzujący przepuszczalność badanych próbek względem wody współczynnik filtracji jest silnie zmienny w obrębie 30 próbek wapienia koralowcowego z Zarzeczca przyjmując wartości od $1,0 \times 10^{-11}$ do $2,3 \times 10^{-8}$ m/s (mediana $5,1 \times 10^{-10}$ m/s). Zatem niezależnie od wysokiej zmienności k (ryc. 7.2) zawsze przyjmuje on niskie wartości.

Stwierdzona duża zmienność cech przestrzeni porowej wapienia koralowcowego z Zarzeczca wynika z faktu, że na wapień ten składają się dwa podtypy facjalne: podtyp 1, czyli sparytowy biolityt koralowcowy, oraz podtyp 2 – żółtawy wapień biodetrytyczny z ooidami i onkoidami. W naturalnych warunkach podtypy te wzajemnie się przerastają (ryc. 7.7). Jednakże próbki (rdzenie) były wykonywane w taki sposób, że znaczna ich część reprezentuje

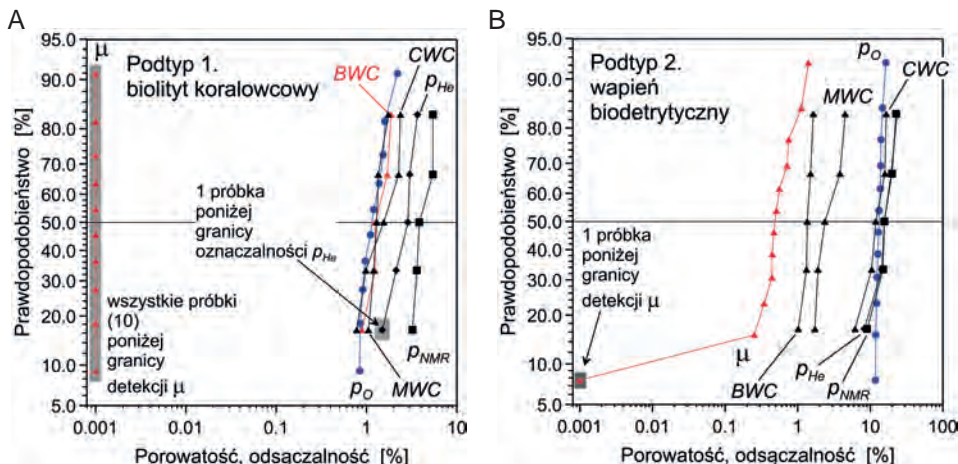


Rycina 7.7. Dwoista postać wapienia koralowcowego z Zarzecza

- A. Makrofotografia, pokrój ogólny próbki o mieszanym charakterze: 1 – podtyp 1, czyli spartytowy biolityt koralowcowy; 2 – podtyp 2, czyli wapień biodetrytyczny z ooidami i onkoidami (fot. B. Rzonca).
- B. Obraz mikroskopowy podtypu 1 (biolitytu koralowcowego), fotografia wykonana w świetle przechodzącym spolaryzowanym (fot. M. Żyła).
- C. Obraz mikroskopowy podtypu 2 (wapienia biodetrytycznego), fotografia wykonana w świetle przechodzącym spolaryzowanym (fot. M. Żyła).

tylko jeden z tych podtypów. Mianowicie spośród małych rdzeni (10 sztuk) połowa reprezentuje niemal czysty podtyp 1, a połowa – podtyp 2. Z kolei, z 30 dużych rdzeni” 10 sztuk reprezentowało niemal czysty podtyp 1 (biolityt koralowcowy), a 12 podtyp 2 (wapień biodetrytyczny); pozostałe 8 próbek stanowiło zaś mieszaninę obu podtypów i ta grupa została wyłączona z poniższego omówienia różnic między podtypami.

Różnice badanych parametrów pomiędzy podtypami facjalnymi są wyraźne (ryc. 7.8). Porowatość p_{He} w obrębie próbek podtypu 1 osiąga maksymalną wartość 3,7%, przy czym porowatość jednej próbki jest poniżej granicy oznaczalności, czyli 1,5%. W obrębie podtypu 2 p_{He} wynosi od 8,3% do 23,4%. Widać więc, że przedziały wartości zupełnie się nie stykają; oczywiście wapień biodetrytyczny (podtyp 2) jest znacznie bardziej porowaty. Podobne są wnioski z analizy wartości p_o próbek podtypu 1 i podtypu 2 (odpowiednio 0,8–2,2% oraz 11,8–16,4%). Badanie odsączalności także różnicuje wydzielone typy fa-



Rycina 7.8. Charakterystyka przestrzeni porowej w podtypach facjalnych wapienia koralowcowego z Zarzecza (oznaczenia analogicznie z ryc. 7.6)

Próbki pośrednie stanowiące mieszaninę wyróżnionych podtypów wyłączone z tej analizy.

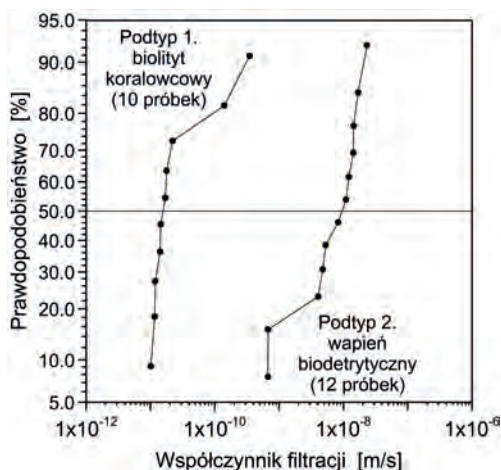
Próbki o wartościach poniżej granicy detekcji i granicy oznaczalności zaznaczono z fikcyjnymi wartościami i wyróżniono.

A. Podtyp 1 – sparytowy biolityt koralowcowy (10 próbek).

B. Podtyp 2 – wapień biodetrytyczny z ooidami i onkoidami (12 próbek).

cialne, chociaż w żadnej subpopulacji nie ma wysokich wartości (ryc. 7.8). Wszystkie 10 próbek podtypu 1 wykazało brak odsączenia w badaniu wirówką (wartość „zero”, czyli poniżej granicy detekcji metody). Natomiast w subpopulacji 12 próbek podtypu 2 nieodsączalna była tylko jedna próbka, zaś pozostałe wykazały mierzalną odsączalność dochodzącą do 1,4%. Analogiczne różnice pomiędzy podtypami facjalnymi matrycy wapienia koralowcowego z Zarzecza można także pokazać w obrębie wyników badań metodą NMR (ryc. 7.8). Z kolei rezultaty oznaczeń współczynnika filtracji, interpretowane osobno dla obu podtypów facjalnych (ryc. 7.9), tłumaczą w sposób zadowalający wielomodalność rozkładu k widoczną na wykresie zbiorczym (ryc. 7.2).

Przestrzeń porowa wapienia koralowcowego z Zarzecza stanowi bardzo skomplikowany, niejednorodny układ. Niektóre partie skały mają właściwości pierwszego podtypu facjalnego, czyli biolitytu koralowcowego, a niektóre podtypu drugiego – wapienia biodetrytycznego. Najczęściej jednak skała stanowi mieszaninę obu podtypów. Podtyp 1 charakteryzuje niska porowatość i niewykrywalna (zerowa) odsączalność grawitacyjna, więc przestrzeń porowa nie może odgrywać praktycznie żadnej roli. Z kolei podtyp 2 cechuje się zdecydowanie wyższą porowatością oraz wyraźnie wyższą (lecz nadal niską) odsączalnością grawitacyjną. Dlatego przestrzeń porowa matrycy podtypu 2 może brać udział w procesie dyfuzji molekularnej i poprzez to wpływać na dyspersję hydrodynamiczną,



Rycina 7.9. Rozkłady współczynnika filtracji w podtypach facjalnych wapienia koralowcowego z Zarzecza

Próbki pośrednie stanowiące mieszaninę wyróżnionych podtypów wyłączone z tej analizy.

natomiast nie zapewnia istotnych zasobów statycznych potencjalnego zbiornika wód podziemnych o zwierciadle swobodnym utworzonego w obrębie wapienia koralowcowego z Zarzecza.

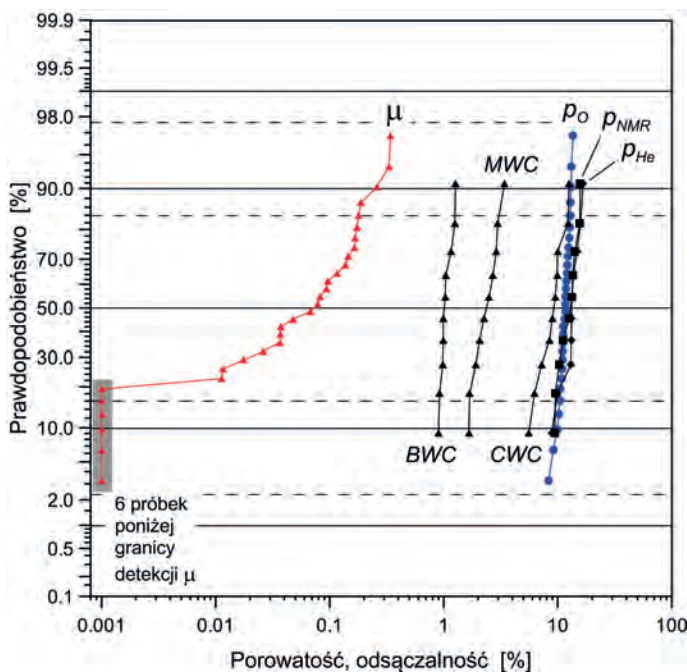
Generalnie właściwości przestrzeni porowej wapienia koralowcowego z Zarzecza nie predestynują tej skały do tworzenia zasobnych zbiorników wód podziemnych. Rola przestrzeni porowej w takim potencjalnym zbiorniku byłaby znikoma, a ilość wody zgmagazynowana w porach matrycy mogłaby być znaczniejsza jedynie w strefach, gdzie dominuje podtyp 2 (wapień biodestrytyczny). Woda ta byłaby trudna do odsączenia, ale zarazem wyraźnie wpływałaby na właściwości dyspersyjne skały, przyczyniając się do spowal-

niania rozprzestrzeniania się zanieczyszczeń w wodach podziemnych oraz do znaczącego wydłużania w czasie procesów samooczyszczania środowiska wodno-gruntowego.

7.6. WAPIEŃ SKALISTY Z PRZEPAŚCI

Próbki wapienia skalistego z Przepaści cechują się znaczną porowatością. Porowatość p_{He} waha się od 8,9% do 16,7% (10 próbek), natomiast p_o wynosi od 8,3% do 13,6% (30 próbek). Z kolei odsączalność grawitacyjna matrycy jest niska. Z 30 badanych próbek aż sześć cechowało się odsączalnością grawitacyjną poniżej granicy detekcji metody (zerową), wartość maksymalna wyniosła zaś zaledwie 0,3% (ryc. 7.10). Odsączalność próbek wapienia skalistego jest więc z praktycznego punktu widzenia nieistotna.

Badanie rozkładu wielkości porów metodą NMR wykazało (ryc. 7.10), że w 10 próbkach matrycy wapienia skalistego dominują pory kapilarne (5,6–12,6% objętości próbki). Udział porów nadkapilarnych jest także wyraźny (1,7–3,4%), natomiast porów subkapilarnych – niewielki (0,9–1,3%). Wapień skalisty jest zatem kolejną skałą, obok opoki z Pęt-kowic i obydwu oolitów, gdzie odsączeniu ulega jedynie część objętości porów nadkapilarnych. W przypadku wapienia skalistego jest to część nieznaczna.



Rycina 7.10. Wapień skalisty z Przepaści – charakterystyka przestrzeni porowej

Rozkłady wielkości współczynników porowatości otwartej wyznaczonych różnymi metodami (p_O , p_{He} oraz p_{NMR}), współczynnika odsączalności grawitacyjnej (μ) oraz zawartości porów nadkapilarnych (MWC), kapilarnych (CWC) i subkapilarnych (BWC) w próbce. Próbkę o wartościach poniżej granicy detekcji zaznaczono z fikcyjnymi wartościami i wyróżniono.

Przepuszczalność 30 próbek wapienia skalistego z Przepaści jest bardzo zróżnicowana – współczynnik filtracji waha się od $2,5 \times 10^{-11}$ do $1,6 \times 10^{-8}$ m/s, przy czym mediana jest równa $1,3 \times 10^{-10}$ m/s. Dwie najwyższe wartości odstają od pozostałych, tworząc wyraźną nieregularność rozkładu (ryc. 7.2). Jeśliby te dwie wartości wyeliminować (jako odstające), to zmienność pozostałych 28 wartości k wynosi jeden rząd wielkości, od $2,5 \times 10^{-11}$ do $3,6 \times 10^{-10}$ m/s. Jest to zmienność typowa dla większości badanych skał, natomiast wartości są niskie. Dwie wspomniane odstające wartości można tłumaczyć prawdopodobnym istnieniem niewidocznych makroskopowo mikroszczelin w pozornie litych próbkach; jeśli takie szczeliny wystąpiły w płaszczyźnie przepływu gazu w permeametrze, to w efekcie wyniku pomiaru został znacznie zawyżony (co ma charakter błędu przypadkowego metody).

Wapień skalisty z Przepaści wykazuje niewielki potencjał do utworzenia zbiornika wód podziemnych o charakterze choćby częściowo porowym. Pomimo dość wysokiej porowatości, odsączalność grawitacyjna jest nieistotna z praktycznego punktu widzenia.

Zatem w matrycy może być związana dość znaczna ilość wody, ale nie da się jej odsączyć. Podobnie jak w innych podobnych przypadkach, ta stagnacyjna lub prawie stagnacyjna woda będzie jednak odgrywać istotną rolę w procesie dyspersji, wpływając między innymi na opóźnianie propagacji zanieczyszczeń oraz opóźnianie oczyszczania warstw wodonośnych.

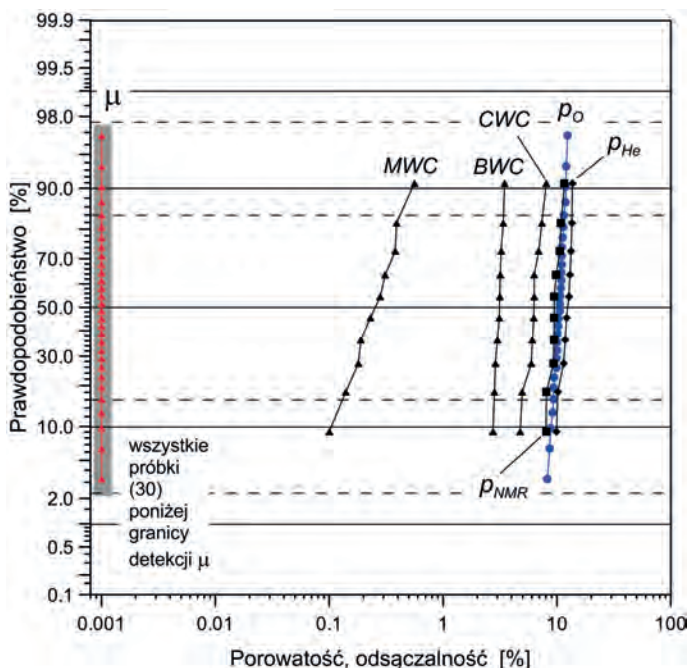
7.7. WAPIEŃ PŁYTOWY Z BAŁTOWA

Próbki wapienia płytowego z Bałtowa cechują się p_{He} w zakresie 9,9–13,7% (10 próbek) oraz p_O między 8,3% a 12,4% (30 próbek). Można zatem uznać, że jest to materiał skalny o znacznej porowatości, a porowatość ta jest mało zmienna w obrębie zbioru badanych próbek. Jednocześnie badanie wirówką wykazało, że odsączalność grawitacyjna wszystkich badanych próbek (30 sztuk) była zerowa, czyli poniżej poziomu detekcji metody (ryc. 7.11). Udokumentowany został zatem całkowity brak możliwości odsączenia wody z matrycy tej skały.

Analiza NMR wykazała, że wapień płytowy (10 próbek) ma nieco inną strukturę rozkładu porów niż pozostałe badane skały (ryc. 7.11). Najwyższy jest udział porów o rozmiarach kapilarnych (4,8–8,1% względem objętości próbki), co akurat jest typowe dla większości skał węglanowych. Natomiast w przypadku wapienia płytowego z Bałtowa odmiennie jest to, że następnym w kolejności jest udział porów subkapilarnych (2,7–3,5%) oraz że udział porów nadkapilarnych jest znikomy (0,1–0,6%).

Matryca wapienia płytowego jest jedną z najmniej przepuszczalnych spośród wszystkich badanych skał. Współczynnik filtracji waha się w granicach od $8,2 \times 10^{-12}$ do $1,6 \times 10^{-10}$ m/s (30 próbek), przy czym zdecydowana ich większość cechuje się k rzędu 10^{-11} m/s (ryc. 7.2). Oczywiście wszystkie próbki należy uznać za nieprzepuszczalne (wg Pazdry i Kozerskiego 1990); według klasyfikacji odnoszącej się do filtracji pionowej matryca ta jest utworem średnio izolującym (*Słownik hydrogeologiczny* 2002, s. 272).

Pomimo dosyć wysokiej porowatości, cechy przestrzeni porowej wapienia płytowego z Bałtowa powodują, że skała ta ma nikły potencjał jako zbiornik wód podziemnych o charakterze porowym. Dominują małe i bardzo małe pory (kapilarne i subkapilarne), udział większych (nadkapilarnych) jest właściwie nieistotny. Charakterystyczna dla tej skały jest zerowa – w świetle użytej metodyki badawczej – odsączalność grawitacyjna matrycy. W dostępnych odsłonięciach widoczne jest silne spękanie tej skały związane z gęstymi szczelinami międzyławicowymi oraz kliważem. Można więc sądzić, że jej szczelinowatość jest generalnie wysoka, ale najprawdopodobniej nie będzie się to przekładać nawet na przeciętną odsączalność grawitacyjną masywu: będzie ona niska. Dlatego zbiornik wód



Rycina 7.11. Wapień płytowy z Bałtowa – charakterystyka przestrzeni porowej

Rozkłady wielkości współczynników porowatości otwartej wyznaczonych różnymi metodami (p_O , p_{He} oraz p_{NMR}), współczynnika odsączalności grawitacyjnej (μ) oraz zawartości porów nadkapilarnych (MWC), kapilarnych (CWC) i subkapilarnych (BWC) w próbce. Próbkę o wartościach poniżej granicy detekcji zaznaczono z fikcyjnymi wartościami i wyróżniono.

podziemnych o zwierciadle swobodnym utworzony w obrębie wapienia płytowego cechowałby się niskimi zasobami statycznymi, związanymi z niską odsączalnością grawitacyjną skał. Natomiast woda stagnacyjna i prawie stagnacyjna zgromadzona w porach matrycy, chociaż niemożliwa do odsączenia, wywierałaby duży wpływ na właściwości dyspersyjne takiego zbiornika.

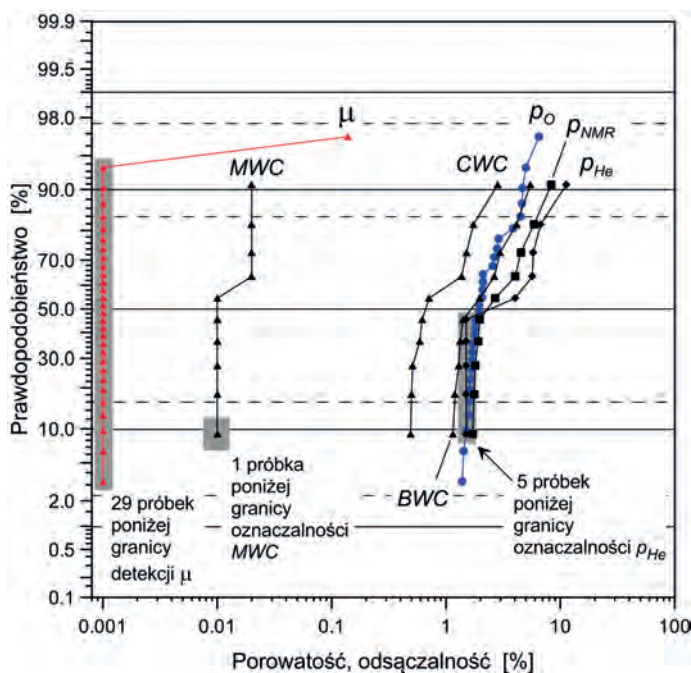
7.8. MUSZLOWIEC Z WIERZBICY

Muszlowiec z Wierzbicy należy do skał o silnie zmiennej porowatości matrycy, przy czym znaczący jest udział próbek o bardzo niskiej porowatości. Mianowicie aż połowa z 10 badanych próbek wykazała p_{He} poniżej granicy oznaczalności metody, wynoszącej 1,5%. Natomiast maksymalna odnotowana wartość p_{He} wyniosła aż 11,3%. Z kolei p_O wahała

się od 1,4% do 6,5% (30 próbek), przy czym zdecydowana większość wartości skupiła się w dolnej części tego przedziału, przez co mediana wynosi zaledwie 2,0%. Matryca muszłowca jest praktycznie nieodsączalna, z 30 badanych próbek 29 wykazało odsączalność grawitacyjną poniżej granicy detekcji metody. Jedna próbka cechowała się natomiast odsączalnością wynoszącą 0,1% (ryc. 7.12).

Proporcje udziałów porów w poszczególnych klasach wielkości są w przypadku matrycy muszłowca (10 próbek) zupełnie inne niż w innych badanych skałach. Najwięcej jest porów subkapilarnych (1,2–5,5% w stosunku do objętości całej próbki). Udział porów kapilarnych jest wyraźnie mniejszy (0,5–2,8%), zaś porów nadkapilarnych jest najmniej (ryc. 7.12).

Próbki muszłowca z Wierzbicy (30 sztuk) cechują się najniższą przepuszczalnością spośród wszystkich ośmiu badanych skał (ryc. 7.2) – od $6,9 \times 10^{-13}$ do $1,6 \times 10^{-11}$ m/s, przy czym



Rycina 7.12. Muszłowiec z Wierzbicy – charakterystyka przestrzeni porowej

Rozkłady wielkości współczynników porowatości otwartej wyznaczonych różnymi metodami (ρ_o , ρ_{He} oraz ρ_{NMR}), współczynnika odsączalności grawitacyjnej (μ) oraz zawartości porów nadkapilarnych (MWC), kapilarnych (CWC) i subkapilarnych (BWC) w próbce. Próbki o wartościach poniżej granicy detekcji i granicy oznaczalności zaznaczono z fikcyjnymi wartościami i wyróżniono.

niemal wszystkie próbki cechują się współczynnikiem filtracji rzędu 10^{-12} m/s. Są to skały nieprzepuszczalne (wg Pazdry i Kozerskiego 1990) lub dobrze izolujące – jeśli rozpatrywać filtrację pionową (Słownik hydrogeologiczny 2002, s. 272).

Cechy przestrzeni porowej muszłowca z Wierzbicy powodują, że nie jest to skała z jakimkolwiek potencjałem dla utworzenia zbiornika wód podziemnych o choćby częściowo porowym charakterze. Nie przekreśla to jednak możliwości występowania w obrębie muszłowca wód szczelinowych bądź krasowych.

7.9. DYSKUSJA WŁAŚCIWOŚCI ZBIORNIKOWYCH MATRYCY BADANYCH SKAŁ

7.9.1. Reprezentatywność badanych próbek

Uzyskane wyniki są reprezentatywne w odniesieniu do badanych stanowisk występowania danej skały. Liczebność populacji próbek została tak dobrana, aby była wystarczająca dla określenia cech rozkładu oraz wykonania niezbędnych analiz statystycznych. Oznaczenia najważniejsze z punktu widzenia hydrogeologii zostały wykonane na populacjach liczących po 30 próbek reprezentujących daną skałę. Dotyczy to oznaczeń porowatości otwartej metodą Archimedesesa, odsączalności grawitacyjnej oraz przepuszczalności. Oznaczenia dodatkowe, należące do kanonu badań typowych dla geologii naftowej, wykonano na grupach próbek danej skały liczących po 10 sztuk. Były to badania porowatości otwartej metodą porozymetrii helowej oraz analizy rozkładu wielkości porów metodą NMR.

Reprezentatywność uzyskanych wyników jest ograniczona do obszarów opróbowanych, które zostały ściśle zdefiniowane i opisane. Każda skała była opróbowywana na stosunkowo niewielkim obszarze, gdzie też została wcześniej opisana (w literaturze) i gdzie jej identyfikacja (pozycja litostratygraficzna) nie budziła żadnych wątpliwości. Natomiast nie badano regionalnego zróżnicowania parametrów przestrzeni porowej skał. Próbki były pobierane tak, aby w możliwie największym stopniu wyeliminować wpływ zróżnicowania przestrzennego i jednocześnie odzwierciedlić naturalną zmienność badanych cech, charakterystyczną dla danego stanowiska. Stanowiskiem było zawsze kilka sąsiadujących odsłoneń lub jedno duże (kamieniołom). Dlatego ustalenie zmienności przestrzennej badanych cech w przypadku każdej konkretnej skały wymaga przeprowadzenia odrębnych badań.

Dodatkowym ograniczeniem reprezentatywności wyników jest to, że wszystkie próbki były pobierane w naturalnych i sztucznych odsłonięciach. Reprezentują więc skały występujące płytko, w obrębie strefy aeracji. Badania mogą być w przyszłości rozszerzone o próbki skał pochodzące z głębszej strefy, na przykład uzyskane z rdzeni wiertniczych.

7.9.2. Ocena właściwości dyspersyjnych skał

O właściwościach dyspersyjnych skał decyduje w znacznej mierze porowatość otwarta matrycy skalnej, ponieważ to przestrzeń porowa zawiera wodę stagnacyjną lub prawie stagnacyjną biorącą udział w procesie dyfuzji molekularnej (Zuber i Motyka 1994). O ile w przepływie wody w węglanowej warstwie wodonośnej uczestniczy woda mobilna (zawarta w porowatości aktywnej), to określając prędkość ruchu substancji rozpuszczonych w wodach trzeba uwzględnić objętość wody mobilnej oraz wody niemobilnej (stagnacyjnej i prawie stagnacyjnej). Obserwowane „opóźnienie” ruchu składnika rozpuszczonego w wodzie (na przykład znacznika lub zanieczyszczenia) względem ruchu wody mobilnej zależy od stosunku całkowitej ilości wody w masywie do ilości wody mobilnej (Zuber 2007). Na wodę „całkowitą” składa się w przeważającej mierze woda porowa (niemobilna), zaś woda mobilna jest utożsamiana z wodą zawartą w szczelinach. Dlatego zdolność masywu do opóźniania transportu substancji rozpuszczonych w wodach podziemnych można określić opierając się na badaniach szczelinowatości masywu skalnego oraz porowatości otwartej matrycy, z których to drugie pozwala określić ilość wód porowych (a więc niemobilnych) biorących udział w procesie dyfuzji. Właściwości dyspersyjne zbiornika węglanowego związane z dyfuzją substancji rozpuszczonych do wody niemobilnej zależą także od dystrybucji wody mobilnej w masywie, czyli od cech systemu szczelin (i pustek krasowych), od relacji między wielkością cząsteczek składnika dyfundującego i rozmiarami porów, a także od charakterystyki procesu dyfuzji danego składnika w wodzie (Zuber 2007).

Informacja o właściwościach dyspersyjnych skał (zbiornika) ma duże znaczenie, gdyż umożliwia wiarygodną ocenę podatności zbiorników węglanowych na zanieczyszczenia (oraz czas samooczyszczania się zbiorników zanieczyszczonych), a także dokładną interpretację badań znacznikowych. Problem ten był szeroko dyskutowany w literaturze i obecnie można go uznać za zadowalająco rozpoznany (Zuber 2007). Wszystkie wiarygodne modele służące do opisu transportu substancji rozpuszczonych w systemach wodonośnych o podwójnej czy potrójnej porowatości, a więc na przykład w środowisku skał węglanowych, muszą uwzględniać dyfuzję molekularną pomiędzy wodą mobilną, a wodą niemobilną (stagnacyjną lub prawie stagnacyjną) zawartą w przestrzeni porowej (Zuber 2007). Często nawet w skali laboratoryjnej wpływ dyfuzji na prędkość transportu substancji rozpuszczonej w wodzie jest dominujący w ośrodku o podwójnej porowatości (Grisak *et al.* 1980). Z tego punktu widzenia informacja o ilości wody niemobilnej, czyli o porowatości otwartej matrycy skalnej, ma absolutnie fundamentalne znaczenie dla prognozowania propagacji zanieczyszczeń oraz dla interpretacji badań znacznikowych (Zuber i Motyka 1994).

Warto wspomnieć o jednej z możliwych interpretacji badań znacznikowych przy rozpoznanych właściwościach matrycy skalnej (Zuber 2007, s. 37–38). Mianowicie możliwe

jest wiarygodne obliczenie wartości współczynnika filtracji całego węglanowego systemu wodonośnego (warstwy wodonośnej) na podstawie czasu przejścia znacznika na znanej drodze i przy znanym gradiencie hydraulicznym oraz przy znanej porowatości otwartej matrycy skały. Metoda ta pozwala zatem wyznaczyć współczynnik filtracji warstwy wodonośnej bez określania jej szczelinowatości i krasowatości; badania szczelinowatości i krasowatości są trudne do poprawnego wykonania, a ich wyniki zazwyczaj cechują się niską reprezentatywnością i generalnie obciążone są znacznymi błędami (Zuber 2007).

7.9.3. Ocena odsączalności grawitacyjnej skał

Zasoby statyczne warstwy wodonośnej zależą od odsączalności skał. Dlatego informacja o odsączalności grawitacyjnej matrycy skał węglanowych jest ważna z praktycznego punktu widzenia: odsączalność grawitacyjna matrycy wpływa na zasoby warstw o swobodnym zwierciadle wód podziemnych. Należy jednak ustalić, na ile odsączalność grawitacyjna samej matrycy przekłada się na możliwość interpretowania kompleksowej odsączalności grawitacyjnej całej warstwy wodonośnej (masywu). Kompleksowa odsączalność grawitacyjna skał nie może być interpretowana jako prosta funkcja odsączalności grawitacyjnej ich przestrzeni porowej wyznaczonej przez zbadanie małych próbek. Pokusa takiej uproszczonej interpretacji może być spowodowana faktem, że przestrzeń porowa pełni rolę elementu pojemnościowego w modelu pojęciowym sieci hydraulicznej skał węglanowych. Konieczne jest jednak ilościowe uwzględnienie dodatkowej odsączalności szczelin i pustek krasowych, skoro odsączalność całego zbiornika ma być traktowana jako suma odsączalności wszystkich podsystemów: przestrzeni porowej, szczelin i pustek krasowych. Można się tutaj powołać na Zuber i Motykę (1994), którzy opierając się na wynikach wieloletnich badań i obserwacji założyli, że na całkowitą wodę zmagazynowaną w masywie węglanowym w przytłaczającej części składa się woda zawarta w przestrzeni porowej, a pozostałe ilości wody (w systemach szczelin i pustek krasowych) są praktycznie pomijalne.

Interesujący jest przypadek wykonanego w latach 80. XX wieku ujęcia wód podziemnych w Marzyszu we wschodniej części synkliny gałęzicko-bolechowicko-borkowskiej w Górach Świętokrzyskich. Ujęcie to składa się z zespołu studni wierconych oraz piezometrów obserwacyjnych. Zlokalizowano je w obrębie dewońskiego zbiornika wód podziemnych – w strefie szczególnie silnie spękanych i skrasowiałych (a przy tym zawodnionych) skał, co najpierw udokumentowano badaniami geofizycznymi, a następnie potwierdzono podczas odwiercania studni (Prażak *et al.* 1984, Prażak 1988, Rzonca 2006). Matryca skał budujących zbiornik – należących do dewońskiej formacji z Kowali – cechuje się niską porowatością i zerową (niewykrywalną) odsączalnością stwierdzoną we wszystkich badanych próbkach (Rzonca 2005, 2008). Dziewięć próbnych pompowań

obserwowanych w nieustalonych warunkach hydrodynamicznych posłużyło do zatwierdzenia zasobów eksploatacyjnych ujęcia w wysokości 626 m³/h (Herman 1996). Surowe wyniki tych pompowań zostały zreinterpretowane przez autora (Rzonca 2006) między innymi ogólnie znaną, prostą metodą Theisa-Jacoba (Dąbrowski i Przybyłek 2005). Obliczoną w ten sposób odsączalność grawitacyjną skał budujących zbiornik (czyli odsączalność całej warstwy wodonośnej) można uznać za nadzwyczaj niską, gdyż uzyskane wartości wahały się w granicach od 0,0055% do 0,084% dla poszczególnych pompowań i punktów obserwacyjnych (Rzonca 2006, 2008). W rejonie ujęcia zwierciadło wód podziemnych ma charakter swobodny, więc wyniki te niewątpliwie dotyczą odsączalności grawitacyjnej, nie zaś sprężystej. Tymczasem odsączalność grawitacyjna zbiorników (masywów) węglanowych (tj. głównie wapiennych) jest rzędu 0,2–10% (Wilk i Motyka 1980, Bonacci 1987, Heggen red. 1996). Dlatego można uznać, że ujęcie w Marzyszu cechuje się znikomymi (niemal pomijalnie małymi) zasobami statycznymi. Zarazem studnie tego ujęcia charakteryzowały się wysokimi wartościami parametrów hydrogeologicznych, na przykład wydajności jednostkowej studni. Oznacza to, że ujęcie posiada wysokie zasoby dynamiczne, które ostatecznie przełożyły się na znaczną wysokość zatwierdzonych zasobów eksploatacyjnych. Zasoby dynamiczne są zaś wysokie dzięki silnie spękanym i skrasowiałym skałom będącym prawdopodobnie w bezpośrednim kontakcie hydraulicznym z korytami i osadami aluwialnymi pobliskich rzek, Czarnej Nidy i Belnianki.

W rejonie ujęcia w Marzyszu zerowa odsączalność grawitacyjna matrycy przełożyła się zatem na wyjątkowo niską odsączalność grawitacyjną całego masywu (zbiornika). Istnieje ona pomimo szczególnie gęstej sieci spękań i pustek krasowych występujących na obszarze ujęcia i w jego otoczeniu. Dlatego wolno sądzić, że gdy odsączalność grawitacyjna matrycy jest niska, to odsączalność grawitacyjna całego kompleksu skalnego będzie niska – niezależnie od występowania „dodatkowej” odsączalności przestrzeni szczelinowej i form krasowych. W tej sytuacji niska odsączalność matrycy decyduje o niskiej odsączalności całego masywu skalnego.

Obecność licznych szczelin (i/lub pustek krasowych) nie zwiększa więc w sposób zauważalny odsączalności grawitacyjnej całego masywu, lecz zarazem szczeliny te są niezbędne dla wystąpienia wysokiej odsączalności masywu. Stanowią bowiem sieć drenażu wody z matrycy. Im ta sieć jest bardziej rozwinięta (rozbudowana), tym wyraźniej wysoka odsączalność matrycy odzwierciedla się w wysokiej odsączalności warstwy wodonośnej. W wyidealizowanym przypadku można sobie wyobrazić duży i całkowicie lity blok skalny, na przykład o wszystkich wymiarach rzędu wielu metrów. Nawet jeśli jest on utworzony z porowatej masy skalnej (matrycy) o znacznej odsączalności, to w praktyce odsączona może być jedynie przypowierzchniowa warstwa matrycy, ta, z której „coś odprowadzi wodę”, a zatem stykająca się na przykład z ograniczającymi ten blok szczelinami. Jedno-

częście wnętrza bloku pozostanie nieodsączone z wody, a to „wnętrze” może stanowić dominującą większość objętości bloku. Zatem wysoka odsączalność matrycy tylko wtedy może się przełożyć na wysoką odsączalność zbiornika (masywu), gdy matryca ta w możliwie wielu punktach styka się z systemem przewodzącym wodę w masywie (systemem drenażu), a takim systemem w skałach węglanowych jest sieć szczelin i pustek krasowych. Oznacza to, że tym bardziej odsączalność skał jest zbliżona do odsączalności ich matrycy, im lepiej są w nich rozwinięte systemy spękań i pustek krasowych.

Powyższe rozważania dotyczące odsączalności pozwalają na sformułowanie następującego wniosku (zasady): jeśli odsączalność grawitacyjna matrycy skalnej jest niska, to odsączalność grawitacyjna całej warstwy wodonośnej także jest niska, nawet jeśli jest ona silnie szczelinowata i skrasowiała (*vide* ujęcie w Marzyszu). Wysoka odsączalność grawitacyjna matrycy stanowi natomiast **potencjał** dla wystąpienia wysokiej odsączalności grawitacyjnej całej skały (warstwy wodonośnej), który bez rozwiniętego systemu szczelin i/lub pustek krasowych (tworzącego sieć drenażu wewnątrz masywu) pozostanie niewykorzystany – w takim wypadku masyw jako całość nie będzie wykazywał wysokiej odsączalności grawitacyjnej. Zatem **wysoką odsączalność grawitacyjną matrycy można uznać za warunek konieczny zaistnienia wysokiej odsączalności grawitacyjnej całego zbiornika** (masywu skalnego), ale nie jest ona warunkiem wystarczającym.

Trzeba jednak zastrzec, że odsączalność grawitacyjna skał wpływa bezpośrednio na statyczne zasoby wód podziemnych jedynie w przypadku warstw wodonośnych o zwierciadle swobodnym. W zbiornikach o napiętym zwierciadle wód podziemnych rolę tę spełnia odsączalność sprężysta, o której także decyduje woda zawarta w matrycy, ale mechanizm odsączania jest zupełnie inny niż w przypadku odsączalności grawitacyjnej.

7.9.4. Efekt skali a odsączalność grawitacyjna

Badania prowadzone w wielu ośrodkach pokazały, że w węglanowych warstwach wodonośnych wartość niektórych parametrów hydrogeologicznych zależy od skali pomiaru (np. Sauter 1992, Rovey i Cherkauer 1995, Rovey 1998, Schulze-Makuch i Cherkauer 1998, Schulze-Makuch *et al.* 1999, Schulze-Makuch i Malik 2000, Hauns *et al.* 2001, White 2002, Schulze-Makuch 2005). Ich wartość rośnie bowiem wraz ze wzrostem rozmiarów „próbki”: na przykład od skali laboratoryjnej, poprzez skalę części warstwy wodonośnej badanej *in situ* (próbne pompowania) i skalę całych struktur wodonośnych (badania modelowe), aż wreszcie po skalę całych dorzeczy (badania modelowe, hydrologiczny bilans wodny zlewni). Zjawisko to zostało potwierdzone eksperymentalnie oraz wyjaśnione teoretycznie; na pewnym poziomie abstrakcji wyjaśnienie jest zresztą proste (zob.: Ford i Williams 1989). Gdy rozmiar „próbki” jest większy, to „zawiera” ona w sobie dodatkową przestrzeń dostępną dla wody, przestrzeń możliwą do opisania właśnie jedynie w odpowiednio dużej

„próbce”. Porowatość małej próbki (o rozmiarach rzędu kilku–kilkunastu centymetrów) jest właściwie tożsama z porowatością matrycy skalnej, podczas gdy na porowatość warstwy wodonośnej składa się nie tylko porowatość matrycy, lecz także przestrzeń związana ze szczelinami i pustkami krasowymi. Ten tak zwany „efekt skali” przekłada się na przykład na wzrost wartości współczynnika filtracji, który towarzyszy zmianie od pomiaru w skali próbki do pomiaru w skali regionu (np. Sauter 1992, Schulze-Makuch i Cherkauer 1998, Schulze-Makuch *et al.* 1999). Z powyższych rozważań, dotyczących relacji odsączalności matrycy do kompleksowej odsączalności masywu skalnego, wynika jednak, że przedstawiona prawidłowość zupełnie nie dotyczy odsączalności grawitacyjnej. Wartość współczynnika odsączalności grawitacyjnej całego masywu nie może być znacząco większa od wartości współczynnika odsączalności grawitacyjnej przestrzeni porowej (w praktyce nie bywa zauważalnie większa), natomiast w pewnych sytuacjach może być wyraźnie mniejsza.

7.10. PODSUMOWANIE: WŁAŚCIWOŚCI ZBIORNIKOWE MATRYCY BADANYCH SKAŁ

Z praktycznego punktu widzenia najważniejszymi z badanych parametrów hydrogeologicznych matrycy skał węglanowych są porowatość otwarta i odsączalność grawitacyjna. Możliwe są trzy kombinacje wyników tych dwóch oznaczeń. Możliwość pierwsza to skały o wysokiej porowatości i wysokiej odsączalności matrycy. Spośród badanych skał charakterystyka ta dotyczy jedynie wapienia z Janikowa. Przypadek drugi stanowią skały, których matryca wykazuje wysoką porowatość otwartą, ale jednocześnie niską odsączalność grawitacyjną. Do tej grupy należy pięć z ośmiu badanych skał, przy czym różnią je konkretne przedziały wartości współczynników porowatości oraz odsączalności. I wreszcie przypadek trzeci to skała o niskich wartościach obydwu wymienionych parametrów; skałą taką jest muszlowiec z Wierzbicy. Osobno należy wspomnieć o wapieniu koralowcowym z Zarzeczca – w zależności od podtypu facjalnego należy on do drugiej albo do trzeciej grupy, gdyż jest mieszaniną wyróżnionych podtypów, o pośrednich właściwościach.

Odsączalność grawitacyjna matrycy skalnej jest szczególnie istotnym parametrem skały węglanowej – głównym parametrem zasobowym. Stanowi przesłankę do wnioskowania o odsączalności grawitacyjnej całej warstwy wodonośnej, co ma duże znaczenie w przypadku warstw o swobodnym zwierciadle. Wnioskowanie to można oprzeć na zasadzie warunku koniecznego, tj. wysoka odsączalność grawitacyjna matrycy jest warunkiem koniecznym do zaistnienia wysokiej odsączalności grawitacyjnej całej warstwy. Nie jest natomiast warunkiem wystarczającym, gdyż (jak już wskazano) do wystąpienia wysokiej

odsączalności grawitacyjnej całej warstwy – oprócz wysokiej odsączalności matrycy – potrzebna jest również odpowiednio rozwinięta wewnętrzna sieć drenażu.

Porowatość otwarta matrycy skalnej wyznaczona w warunkach laboratoryjnych stanowi jednoznaczną informację o zasobie wody niemobilnej (stagnacyjnej i prawie stagnacyjnej) masywu węglanowego, co bezpośrednio przekłada się na właściwości dyspersyjne warstwy. Porowatość otwarta oraz odsączalność grawitacyjna, choć oddziałują w inny sposób, razem decydują o zasadniczych funkcjach matrycy danej skały jako elementu pojemnościowego jej sieci hydraulicznej.

Oczywiście odsączalność grawitacyjna matrycy jest niemal zawsze zdecydowanie niższa od porowatości otwartej. Natomiast ciekawa wydaje się obserwacja, że odsączalność jest także w wielu przypadkach wyraźnie niższa od zawartości porów o wymiarach nadkapilarnych, stwierdzonej metodą magnetycznego rezonansu jądrowego. Pory nadkapilarne teoretycznie powinny łatwo ulegać odsączeniu grawitacyjnemu. Tak się jednak nie dzieje: w przypadku niektórych badanych skał woda zawarta w tych porach (lub jej część) nie ulega odsączeniu. Wyniki wykonanych oznaczeń pokazują zatem, że zawartość porów nadkapilarnych wcale nie jest tożsama z odsączalnością matrycy. W praktyce oznacza to, że na podstawie badań NMR nie da się prognozować wielkości odsączalności matrycy, oraz *vice versa*: na podstawie wyników oznaczeń porowatości otwartej i odsączalności nie da się wnioskować o rozkładzie wielkości porów. W świetle wykonanych badań wydaje się zatem, że sygnalizowane często w literaturze (np. Wilk *et al.* 1985, Motyka *et al.* 1998, Rzonca 2008) różnice między porowatością otwartą i odsączalnością nie mogą być tłumaczone jako efekt występowania porów o małych rozmiarach. Świadczy to także o tym, że inny czynnik decyduje o odsączalności matrycy – czynnikiem tym nie jest rozmiar porów.



8.

WPŁYW ROZMIARU PRÓBK NA OZNACZENIA POROWATOŚCI OTWARTEJ I ODSĄCZALNOŚCI GRAWITACYJNEJ

8.1. UWAGI WSTĘPNE

W poprzednich rozdziałach omówione zostały wyniki oznaczeń parametrów matrycy skał węglanowych – wykonanych standardowymi metodami i z wykorzystaniem standardowych rozmiarów próbek. Generalnie sporządzone zostały dwa rodzaje próbek: duże rdzenie (średnica 4,15 cm), których przygotowano po 30 z każdej badanej skały, oraz małe rdzenie (średnica 2,45 cm) – po 10 z każdej skały. Duże rdzenie zostały wykorzystane do wykonania analiz należących do kanonu badań właściwości hydrogeologicznych matrycy, czyli oznaczeń porowatości otwartej metodą Archimedesesa (p_o), odsączalności grawitacyjnej (μ) oraz przepuszczalności (współczynnika filtracji k). Natomiast małe rdzenie wykorzystano do wyznaczenia porowatości otwartej metodą porozymetrii helowej (p_{He}) oraz do wykonania analiz metodą NMR, zatem do badań typowych dla geologii naftowej. Do poszczególnych analiz wykorzystano rdzenie o standardowych wymiarach, przyjętych przez laboratoria wykonujące oznaczenia. Wyniki tych analiz zostały szczegółowo przedyskutowane w poprzednich rozdziałach.

Dla potrzeb dalszych rozważań – o charakterze porównawczym oraz metodycznym – wykonano dodatkowe analizy. Mianowicie małe rdzenie, wykorzystane wcześniej do

badania metodą porozymetrii helowej oraz metodą NMR, zostały użyte do wykonania dodatkowych analiz: porowatości otwartej metodą Archimedesesa (p_o) oraz odsączalności grawitacyjnej (μ). Dzięki temu możliwe było porównanie wyników analiz wykonywanych klasycznie przy użyciu dużych rdzeni z analizami wykonywanymi z zastosowaniem rdzeni małych – niestandardowych dla tych analiz. Wyniki tych dodatkowych analiz p_o oraz μ nie zostały uwzględnione w poprzedniej – regionalnej – części pracy, ponieważ do ich wykonania wykorzystano niestandardowe próbki, czyli *de facto* badania te przeprowadzono inaczej niż jest to przyjęte w praktyce laboratorium wykonującego badania oraz opisane w literaturze.

Wyniki wykonanych dodatkowych oznaczeń zostały przedstawione w tabelach 8.1 i 8.2. Podobnie jak w przypadku analiz podstawowych, reprezentowane są zróżnicowane typy rozkładów. W obrębie wyników analizy porowatości p_o dominują rozkłady normalne (pięć z ośmiu skał), ale występują także rozkłady: logarytmiczny, potęgowy oraz nieregularny, niedający się znormalizować przy użyciu ogólnie stosowanych technik. Z kolei w obrębie wartości odsączalności grawitacyjnej dominują rozkłady logarytmicznie normalne, dające się znormalizować, ale w przypadku próbek jednej skały mamy do czynienia

Tabela 8.1. Wyniki oznaczeń porowatości otwartej metodą Archimedesesa (p_o) wykonanych przy wykorzystaniu małych rdzeni

Wartości zostały wyrażone w procentach. Normalność rozkładów sprawdzono testem Shapiro-Wilka na poziomie istotności $p < 0,05$.

	Opoka z Pętkowic	Wapień z Janikowa	Oolit ze Skarżki	Oolit z Wierzbicy	Wapień koralowcowy z Zarzecza	Wapień skalisty z Przepaści	Wapień płytowy z Bałtowa	Muszlowiec z Wierzbicy
minimum	41,11	31,36	20,05	18,78	0,61	6,21	7,55	1,30
25. percentyl	41,97	31,62	22,86	20,87	1,65	7,99	8,55	1,37
mediana	42,72	32,01	23,92	21,93	4,39	9,54	9,47	2,27
75. percentyl	42,98	32,77	24,85	22,50	11,33	10,09	9,70	4,25
maksimum	43,94	35,57	25,02	23,72	18,62	11,58	9,87	10,15
liczba próbek	10	10	10	10	10	10	10	10
normalność rozkładu	tak	nie	nie	tak	tak	tak	tak	nie
możliwość normalizacji rozkładu	-	brak	p_o^2	-	-	-	-	$\log p_o$

Tabela 8.2. Wyniki oznaczeń odsączalności grawitacyjnej (μ) wykonanych przy wykorzystaniu małych rdzeni

Wartości zostały wyrażone w procentach. Normalność rozkładów sprawdzono testem Shapiro-Wilka na poziomie istotności $p < 0,05$; nie była ona badana w odniesieniu do facji, których wszystkie lub niemal wszystkie próbki wykazały $\mu = 0$ (czyli poniżej granicy detekcji).

	Opoka z Pętkowic	Wapień z Janikowa	Oolit ze Skarżbki	Oolit z Wierzbicy	Wapień koralowcowy z Zarzeczca	Wapień skalisty z Przepaści	Wapień płytowy z Bałtowa	Muszlowiec z Wierzbicy
minimum	1,13	15,45	0,18	3,78	0,00	0,05	0,00	0,00
25. percentyl	2,45	15,71	0,39	4,01	0,00	0,06	0,00	0,00
mediana	2,76	16,49	0,65	4,50	0,03	0,07	0,00	0,00
75. percentyl	2,96	17,14	1,05	4,68	0,29	0,26	0,00	0,00
maksimum	3,92	20,09	5,60	6,54	2,02	0,57	0,00	0,00
liczba próbek	10	10	10	10	10	10	10	10
normalność rozkładu	tak	nie	nie	nie	nie	nie	nie badano	nie badano
możliwość normalizacji rozkładu	-	$\log\mu$	$\log\mu$	$\log\mu$	$\log\mu$	brak	nie badano	nie badano

nia z rozkładem normalnym, a w przypadku innej – z nieregularnym, niepoddającym się normalizacji. W przypadku wapienia płytowego z Bałtowa oraz muszlowca z Wierzbicy wszystkie wartości μ były równe zero, analiza rozkładów nie miała więc sensu.

8.2. CZY WIELKOŚĆ PRÓBKII WPŁYWA NA WYNIK OZNACZENIA POROWATOŚCI OTWARTEJ?

Porównanie między wartościami p_o uzyskanymi z analizy dużych i małych rdzeni zostało wykonane przy pomocy testów statystycznych. W odniesieniu do skał, w których porowatość otwarta, oznaczona zarówno w próbkach dużych jak i małych, cechowała się rozkładami normalnymi, użyto jednoczynnikowej analizy wariancji (ANOVA). W pozostałych przypadkach wykorzystano nieparametryczny test Mooda (test median).

W pierwszym kroku sprawdzono podobieństwo wyników traktując łącznie wszystkie badane skały. Z analizy dużych rdzeni uzyskano 240 wartości p_o , natomiast z analizy

małych rdzeni – 80. Rozkłady w obu tych populacjach nie są normalne (w świetle testu Shapiro-Wilka na poziomie istotności $p < 0,05$) i nie dają się znormalizować ogólnie stosowanymi metodami, dlatego zastosowanie analizy wariancji (ANOVA) nie było możliwe. W świetle testu nieparametrycznego Mooda brak jest istotnych statystycznie różnic między zbiorami – przy założonym poziomie istotności wynoszącym $p < 0,05$ (tab. 8.3).

Jednak jeśli różnice te analizować osobno w odniesieniu do każdej subpopulacji próbek (czyli każdej badanej skały), to obraz staje się mniej jednoznaczny. W przypadku czterech subpopulacji próbek wykazane zostało istnienie istotnych statystycznie różnic ($p < 0,05$) pomiędzy oznaczeniami p_o na małych i dużych próbkach, a w odniesieniu do trzech – istnienia takich różnic nie wykazano (tab. 8.3).

Tabela 8.3. Różnice między porowatością otwartą badaną metodą Archimedesesa (p_o) w dużych i małych rdzeniach

Analizę wariancji (ANOVA) wykonano w przypadkach, gdy obydwa porównywane zbiory wartości p_o cechowały się rozkładem normalnym.

	mediany [%] duże rdzenie (wg tab. 5.2)	mediany [%] małe rdzenie (wg tab. 8.1)	zastosowany test	istnienie różnic ($p < 0,05$)
wszystkie populacje łącznie	14,41	18,69	test Mooda	brak różnicy
Opoka z Pętkowic	43,36	42,72	ANOVA	brak różnicy
Wapień z Janikowa	32,95	32,01	test Mooda	brak różnicy
Oolit ze Skarbki	22,33	23,92	test Mooda	różnica duże rdzenie – niższa p_o
Oolit z Wierzbicy	23,00	21,93	test Mooda	różnica duże rdzenie – wyższa p_o
Wapień koralowcowy z Zarzecza	6,86	4,39	test Mooda	brak różnicy
Wapień skalisty z Przepaści	11,67	9,54	ANOVA	różnica duże rdzenie – wyższa p_o
Wapień płytowy z Bałtowa	10,63	9,47	ANOVA	różnica duże rdzenie – wyższa p_o
Muszlowiec z Wierzbicy	1,95	2,27	test Mooda	brak różnicy

Tabela 8.4. Różnice między odsączalnością grawitacyjną (μ) badaną w dużych i małych rdzeniach

Analizę wariacji (ANOVA) wykonano w przypadkach, gdy obydwie porównywane zbiory wartości μ cechowały się rozkładem normalnym. Istnienia różnic nie badano, gdy wszystkie lub niemal wszystkie próbki w subpopulacji charakteryzowały się $\mu = 0$ (czyli poniżej granicy detekcji).

	mediany [%] duże rdzenie (wg tab. 5.8)	mediany [%] małe rdzenie (wg tab. 8.2)	zastosowany test	istnienie różnic ($p < 0,05$)
wszystkie populacje łącznie	0,73	0,50	test Mooda	brak różnicy
Opoka z Pętkowic	1,71	2,76	ANOVA	różnica duże rdzenie – niższa μ
Wapień z Janikowa	15,98	16,49	test Mooda	brak różnicy
Oolit ze Skarbki	1,33	0,65	test Mooda	brak różnicy
Oolit z Wierzbicy	3,43	4,50	test Mooda	różnica duże rdzenie – niższa μ
Wapień koralowcowy z Zarzecza	0,13	0,03	test Mooda	brak różnicy
Wapień skalisty z Przepaści	0,07	0,07	test Mooda	brak różnicy
Wapień płytowy z Bałtowa	0,00	0,00	nie badano	nie badano
Muszlowiec z Wierzbicy	0,00	0,00	nie badano	nie badano

8.3. CZY WIELKOŚĆ PRÓBKII WPŁYWA NA WYNIK OZNACZENIA ODSĄCZALNOŚCI GRAWITACYJNEJ?

Badanie wpływu wielkości próbek na wyniki oznaczeń odsączalności grawitacyjnej przeprowadzono analogicznie do badań takiego wpływu na wyniki analizy porowatości otwartej, przedstawionych wcześniej. Jeśli badane skały potraktować łącznie, to w świetle testów nieparametrycznych nie ma statystycznie istotnych różnic między wartościami μ uzyskanymi z analizy małych i dużych próbek (tab. 8.4). Testu parametrycznego (ANOVA) nie przeprowadzono z uwagi na to, że rozkłady wartości w badanych populacjach próbek nie były normalne i nie dały się znormalizować.

Analiza podobieństwa przeprowadzona w obrębie próbek każdej z badanych skał pokazała z kolei, że w dwóch przypadkach występują różnice istotne statystycznie.

Dotyczy to próbek opoki z Pętkowic oraz oolitu z Wierzbicy (tab. 8.4). Analizą nie objęto próbek wapienia płytowego z Bałtowa oraz muszlowca z Wierzbicy, gdzie we wszystkich (lub niemal wszystkich) próbkach odnotowana została odsączalność grawitacyjna poniżej granicy detekcji metody.

8.4. PODSUMOWANIE ANALIZY

Porównanie wartości porowatości otwartej (p_o) oraz odsączalności grawitacyjnej (μ) w obrębie całych zbiorów wyników, czyli dla wszystkich badanych skał łącznie, nie wykazało istnienia istotnych statystycznie różnic badanych parametrów oznaczonych z wykorzystaniem dużych i małych rdzeni. Jednakże wyniki tych oznaczeń porównane w obrębie próbek poszczególnych skał wykazały (w przypadku niektórych skał) istnienie istotnych statystycznie różnic. Dlatego należy uznać, że wielkość próbki może wpływać na wyniki oznaczeń p_o i μ , aczkolwiek wpływ ten występuje jedynie w przypadku niektórych typów skał.

Skoro wpływ wielkości próbki na wynik analizy p_o oraz μ był widoczny tylko w przypadku niektórych skał, to oznacza to, że „wrażliwość” omawianych technik analitycznych na wielkość próbki zależy od rodzaju skały, a zatem prawdopodobnie jest wynikiem geometrii przestrzeni porowej charakterystycznej dla danej skały. Należy jeszcze dodać, że różnice oznaczeń w zależności od wielkości próbki wystąpiły w przypadku analizy p_o w próbkach innych skał niż w przypadku analizy μ , a ich występowanie nie zależało także od zastosowanego testu statystycznego.

Dodatkowym wnioskiem z przeprowadzonych badań – istotnym w dalszej części niniejszej pracy – jest to, że jeśli analizy porównawcze między różnymi parametrami matrycy są wykonywane na podstawie niestandardowych analiz p_o i μ (na małych rdzeniach), to muszą uwzględniać zaprezentowane tu wyniki analizy zgodności. W przypadku skał „niezgodnych” nie mogą być one uznane za wiarygodne.



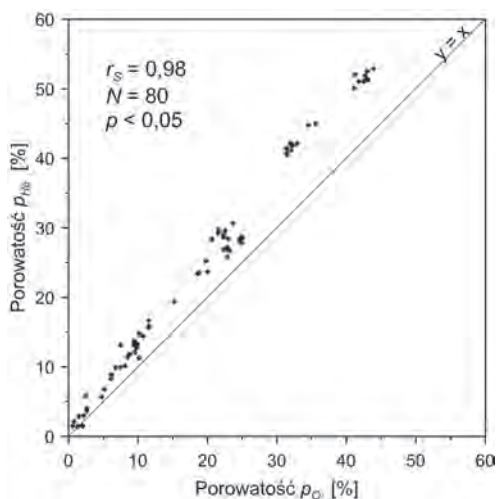
9.

ZALEŻNOŚCI MIĘDZY WYNIKAMI OZNACZEŃ POROWATOŚCI OTWARTEJ WYKONANYCH RÓŻNYMI METODAMI

9.1. PORÓWNANIE WYNIKÓW UZYSKANYCH METODĄ ARCHIMEDESA I POROZYMETREM HELOWYM

Pierwsza analiza w niniejszym rozdziale obejmuje porównanie porowatości otwartej oznaczonej standardową w hydrogeologii metodą Archimedesesa (p_o), oraz porowatości oznaczonej metodą porozymetrii helowej (p_{He}). Dokładniejsze spojrzenie na metodę porozymetrii helowej pokazuje, że badaną cechą skały jest w tej metodzie także porowatość otwarta (*vide* podrozdział 4.4). Z uwagi na lepszą penetrację przestrzeni porowej przez hel (medium stosowane w metodzie porozymetrii helowej do pomiaru objętości przestrzeni porowej) niż przez wodę destylowaną (medium w metodzie Archimedesesa) można się spodziewać, że wartości p_{He} będą generalnie wyższe niż p_o . Omówienie właściwości przestrzeni porowej poszczególnych skał (rozdział 7) wykazało, że faktycznie w przypadku zdecydowanej większości skał p_{He} wyraźnie dominuje nad p_o , a różnica między p_{He} i p_o jest tym większa, im bardziej porowata jest skała.

Dzięki wykonaniu dodatkowych analiz p_o (rozdział 8) możliwe było przeanalizowanie istnienia korelacji między p_{He} i p_o (ryc. 9.1) w obrębie zbioru małych rdzeni. Omawiane parametry cechują się wysokim stopniem wzajemnego skorelowania. Współczynnik korelacji rang Spearmana (r_s) wyliczony dla całego zbioru próbek (80 sztuk) wynosi ponad



Rycina 9.1. Diagram korelacyjny porowatości otwartej wyznaczonej metodą Archimedes (p_o) i porozymetrem helowym (p_{He}) przy użyciu małych rdzeni

Próbki o p_{He} niższym od granicy oznaczalności (1,5%) zostały zaznaczone na rycinie z fikcyjną wartością p_{He} = 1,5% (dot. 6 próbek).

0,98 (tab. 9.1). Wartości współczynnika r_s wyznaczone w obrębie poszczególnych subpopulacji próbek (reprezentujących badane skały) wahają się od 0,68 do 1,00, a w jednym przypadku (próbki opoki z Pętkowic) obliczona wartość r_s nie była istotna statystycznie (na przyjętym poziomie istotności $p < 0,05$, co w praktyce oznacza brak korelacji). W przypadku czterech subpopulacji ta analiza nie jest jednak wiarygodna, gdyż wyniki oznaczeń p_o w próbkach niestandardowych (w małych rdzeniach) są istotnie różne – w sensie statystycznym – od wartości oznaczonych w próbkach standardowych (czyli dużych rdzeniach), co wykazano w rozdziale 8. Problem ten dotyczy wapienia skalistego z Przepaści, wapienia płytowego z Bałtowa, oolitu ze Skarbki oraz oolitu z Wierzbicy.

Praktycznie wszystkie próbki cechują się wyraźną przewagą p_{He} nad p_o (ryc. 9.1). Jednak sześć próbek zasługuje na dokładniejsze przyjrzenie się im pod kątem tej relacji (tab. 9.2). Analiza metodą porozymetrii helowej wykazała w ich przypadku wartość niższą od granicy oznaczalności metody wynoszącą 1,5%. W przypadku jednej próbki (nr 748) zmierzona p_{He} jest niewątpliwie mniejsza od p_o . Porowatość p_o pozostałych pięciu próbek jest – podobnie jak p_{He} – niższa od 1,5%, a zatem trudno określić, czy p_o jest większa, czy jednak mniejsza od p_{He} (tab. 9.2). Warto zauważyć, że wątpliwości, czy p_{He} jest większa od p_o , dotyczą wyłącznie próbek o wyjątkowo niskiej porowatości, w których p_{He} jest poniżej poziomu oznaczalności metody.

Przeprowadzona została także analiza zależności wielkością różnicy między p_{He} i p_o od porowatości skał. Możliwość istnienia takiej korelacji sprawdzono zarówno dla różnicy obliczonej z wartości bezwzględnych p_{He} i p_o , jak też dla różnicy wyrażonej przez stosunek różnicy p_{He} i p_o do p_{He} , co stanowi wykorzystanie formuły błędu względnego, a w niniejszej pracy jest nazwane różnicą względną. Analiza wykazała (tab. 9.3), że różnica p_{He} i p_o wysoko koreluje z p_{He} w całym zbiorze próbek ($r_s = 0,92$) oraz w czterech subpopulacjach próbek. W pozostałych czterech podzbiorach próbek istnienie zależności korelacyjnej nie

zostało wykazane. Dlatego wydaje się, że istnienie (lub nieistnienie) takiej zależności zależy od indywidualnych cech geometrycznych przestrzeni porowej danej skały. Sprawdzono też, że różnica względna pomiędzy p_{He} i p_O praktycznie nie zależy od p_{He} – wykazano jedynie istnienie słabej odwrotnej zależności w obrębie populacji całkowitej (ryc. 9.2) i brak zależności w subpopulacjach próbek. Wyjątkiem są próbki wapienia koralowcowego z Zarzecza, w zbiorze których korelacja (odwrotna) jest wyraźna (tab. 9.3). Niestety w przypadku czterech skał analiza ta nie jest w pełni wiarygodna, gdyż wykorzystane w niej wartości p_O pochodzące z badania niestandardowych próbek (małych rdzeni) różnią się – w sensie statystycznym – od wyników standardowych (tab. 9.3). Dotyczy to wapienia skalistego z Przepaści, wapienia płytowego z Bałtowa, oolitu ze Skarbki oraz oolitu z Wierzbicy.

Analiza odchyłeń między p_{He} oraz p_O wyrażonych różnicą względną wymaga jeszcze jednego komentarza. Otóż można wykazać, że mimo iż wielkość omawianej różnicy względnej praktycznie nie zależy od porowatości badanej matrycy, to rozkład tej różnicy względnej zależy od konkretnej skały (tab. 9.4). Wiarygodna analiza dotyczy jednak tylko próbek opoki z Pętkowic, wapienia z Janikowa, wapienia koralowcowego z Zarzecza oraz muszłowca z Wierzbicy, gdyż tylko w odniesieniu do tych czterech skał wyniki analiz p_O wykonanych

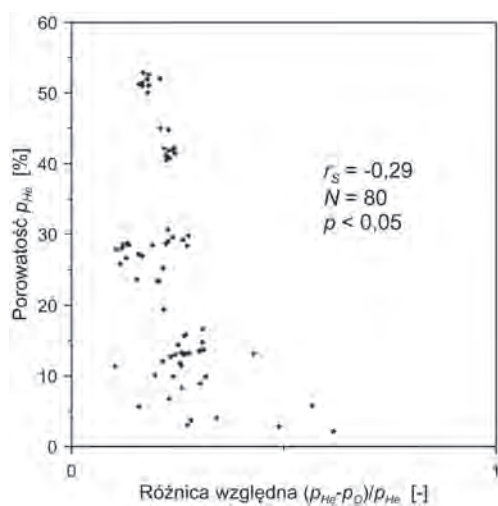
Tabela 9.1. Zależność porowatości otwartej oznaczonej metodą Archimedesesa (p_O) oraz metodą porozymetrii helowej (p_{He})

Pokazano wartości współczynnika korelacji rang Spearmana (r_s) istotne statystycznie na poziomie $p < 0,05$. Kursywą zaznaczono facje „mniej wiarygodne” w świetle analiz przeprowadzonych w rozdziale 8.

	r_s	N
wszystkie populacje łącznie	0,98	80
Opoka z Pętkowic	brak	10
Wapień z Janikowa	0,82	10
<i>Oolit ze Skarbki</i>	<i>0,81</i>	<i>10</i>
<i>Oolit z Wierzbicy</i>	<i>0,68</i>	<i>10</i>
Wapień koralowcowy z Zarzecza	1,00	10
<i>Wapień skalisty z Przepaści</i>	<i>0,93</i>	<i>10</i>
<i>Wapień płytowy z Bałtowa</i>	<i>0,74</i>	<i>10</i>
Muszłowiec z Wierzbicy	0,90	10

Tabela 9.2. Porównanie p_O i p_{He} wybranych próbek
Szczegółowe omówienie w tekście.

numer próbki	p_O [%]	p_{He} [%]	facja
245	0,61	< 1,5	wapień koralowcowy z Zarzecza (biolityt)
744	1,39	< 1,5	muszłowiec z Wierzbicy
745	1,36	< 1,5	muszłowiec z Wierzbicy
746	1,31	< 1,5	muszłowiec z Wierzbicy
748	2,04	< 1,5	muszłowiec z Wierzbicy
749	1,30	< 1,5	muszłowiec z Wierzbicy



Rycina 9.2. Diagram korelacyjny różnicy względnej $(p_{He} - p_O)/p_{He}$ oraz p_{He}

z użyciem małych rdzeni można uznać za reprezentatywne (*vide* rozdział 8). Widać, że o ile mediany różnic względnych w poszczególnych subpopulacjach różnią się tylko nieznacznie, to już rozstęp wartości wykazuje dużą zmienność. Stąd można wnioskować, że względna różnica między p_{He} oraz p_O wykazuje związek z jakimiś cechami przestrzeni porowej charakterystycznymi dla danej skały.

W ramach analiz statystycznych zostało też sprawdzone, czy tymi wspomnianymi wyżej cechami przestrzeni porowej danej skały jest wielkość porów. Dlatego przeprowadzona została analiza zależności różnic względnych p_{He} i p_O (czyli stosunku różnicy p_{He} i p_O do p_{He})

Tabela 9.3. Zależność różnicy $p_{He} - p_O$ od p_{He} oraz różnicy względnej $(p_{He} - p_O)/p_{He}$ od p_{He}

Pokazano wartości współczynnika korelacji rang Spearmana (r_s) istotne statystycznie na poziomie $p < 0,05$. Kursywą zaznaczono facje „mniej wiarygodne” w świetle analiz przeprowadzonych w rozdziale 8.

	$p_{He} - p_O$ vs. p_{He}	$(p_{He} - p_O)/p_{He}$ vs. p_{He}	<i>N</i>
wszystkie populacje łącznie	0,92	-0,29	80
Opoka z Pętkowic	brak	brak	10
Wapień z Janikowa	brak	brak	10
<i>Oolit ze Skarbki</i>	<i>brak</i>	<i>brak</i>	<i>10</i>
<i>Oolit z Wierzbicy</i>	<i>brak</i>	<i>brak</i>	<i>10</i>
Wapień koralowcowy z Zarzecza	0,87	-0,95	10
<i>Wapień skalisty z Przepaści</i>	<i>0,80</i>	<i>brak</i>	<i>10</i>
<i>Wapień płytowy z Bałtowa</i>	<i>0,93</i>	<i>brak</i>	<i>10</i>
Muszlowiec z Wierzbicy	0,82	brak	10

Tabela 9.4. Rozkład różnicy względnej $(p_{He} - p_O)/p_{He}$

Kursywą zaznaczono facje „mniej wiarygodne” w świetle analiz przeprowadzonych w rozdziale 8. Z uwagi na niską liczebność próbek w subpopulacjach, nie podano wartości percentyli 25% i 75%.

	min.	25%	mediana	75%	max	max -min	N
wszystkie populacje łącznie	-0,36	0,17	0,23	0,27	0,62	0,98	80
Opoka z Pętkowic	0,16		0,17		0,21	0,05	10
Wapień z Janikowa	0,21		0,23		0,24	0,03	10
<i>Oolit ze Skarbki</i>	<i>0,10</i>		<i>0,13</i>		<i>0,17</i>	<i>0,07</i>	<i>10</i>
<i>Oolit z Wierzbicy</i>	<i>0,19</i>		<i>0,23</i>		<i>0,27</i>	<i>0,08</i>	<i>10</i>
Wapień koralowcowy z Zarzecza	0,20		0,27		0,62	0,42	10
<i>Wapień skalisty z Przepaści</i>	<i>0,27</i>		<i>0,31</i>		<i>0,43</i>	<i>0,16</i>	<i>10</i>
<i>Wapień płytowy z Bałtowa</i>	<i>0,20</i>		<i>0,25</i>		<i>0,30</i>	<i>0,10</i>	<i>10</i>
Muszlowiec z Wierzbicy	-0,36		0,13		0,57	0,93	10

Tabela 9.5. Zależność różnicy względnej $(p_{He} - p_O)/p_{He}$ od zawartości porów różnych klas wielkości

Pokazano wartości współczynnika korelacji rang Spearmana (r_s) istotne statystycznie na poziomie $p < 0,05$. Kursywą zaznaczono facje „mniej wiarygodne” w świetle analiz przeprowadzonych w rozdziale 8.

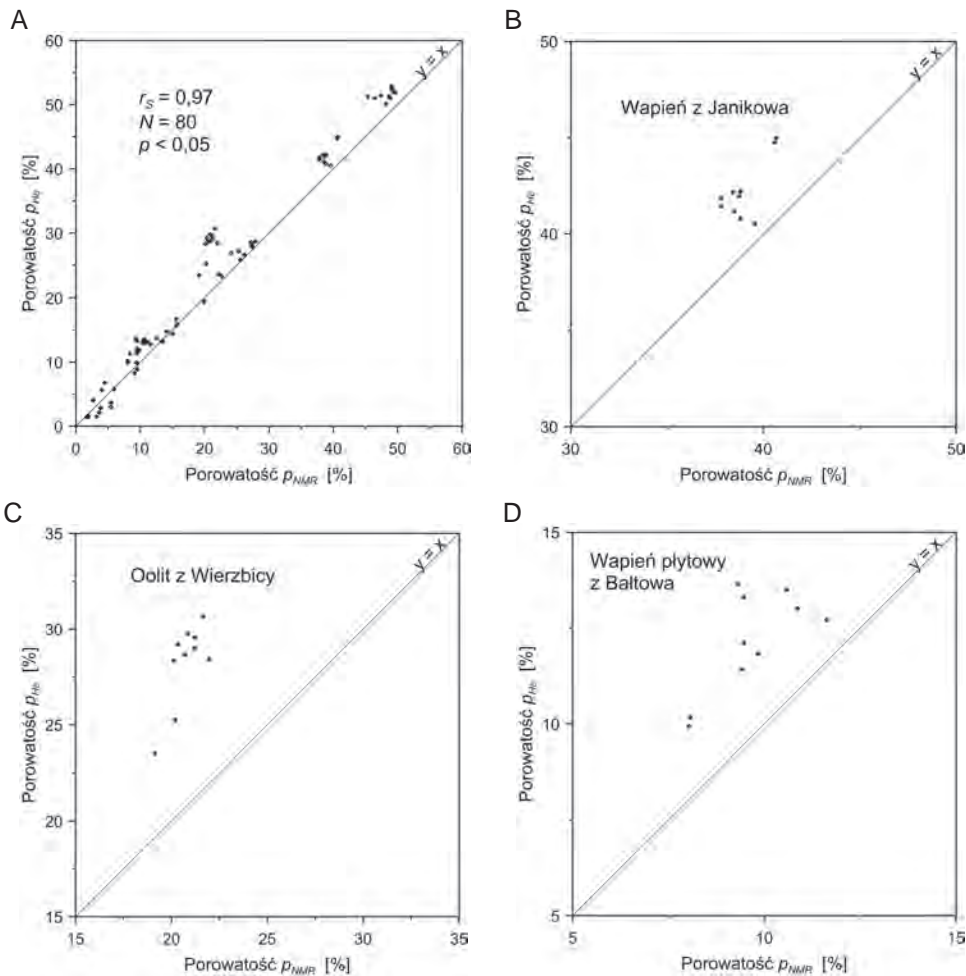
	<i>MWC</i>	<i>CWC</i>	<i>BWC</i>	<i>MWC/ P_{NMR}</i>	<i>CWC/ P_{NMR}</i>	<i>BWC/ P_{NMR}</i>	N
wszystkie populacje łącznie	brak	-0,29	brak	brak	brak	0,30	80
Opoka z Pętkowic	brak	brak	0,80	brak	brak	0,80	10
Wapień z Janikowa	brak	brak	brak	brak	brak	brak	10
<i>Oolit ze Skarbki</i>	<i>brak</i>	<i>brak</i>	<i>brak</i>	<i>brak</i>	<i>brak</i>	<i>brak</i>	<i>10</i>
<i>Oolit z Wierzbicy</i>	<i>brak</i>	<i>brak</i>	<i>brak</i>	<i>brak</i>	<i>brak</i>	<i>brak</i>	<i>10</i>
Wapień koralowcowy z Zarzecza	-0,70	-0,97	brak	0,93	-0,94	0,82	10
<i>Wapień skalisty z Przepaści</i>	<i>brak</i>	<i>brak</i>	<i>brak</i>	<i>brak</i>	<i>brak</i>	<i>brak</i>	<i>10</i>
<i>Wapień płytowy z Bałtowa</i>	<i>brak</i>	<i>brak</i>	<i>brak</i>	<i>brak</i>	<i>brak</i>	<i>brak</i>	<i>10</i>
Muszlowiec z Wierzbicy	brak	brak	brak	brak	brak	brak	10

od zawartości porów poszczególnych frakcji wielkości (*MWC*, *CWC* lub *BWC*) ujawnionej badaniem metodą NMR (tab. 9.5). Analizę tę przeprowadzono w odniesieniu do *MWC*, *CWC* oraz *BWC* wyrażonych w typowych jednostkach bezwzględnych (jako procent objętości próbki). Dodatkowo sprawdzono możliwości występowania zależności korelacyjnych dla *MWC*, *CWC* i *BWC* wyrażonych w jednostkach względnych, zdefiniowanych jako udział danej frakcji w porowatości p_{NMR} . Przeprowadzona analiza wykazała generalny brak związków korelacyjnych. Istnienie pewnych związków tego typu zostało jednak wykazane w przypadku próbek wapienia koralowcowego z Zarzecza, a zatem skały o matrycy cechującej się dużą zmiennością porowatości (tab. 9.5).

9.2. PORÓWNANIE WYNIKÓW UZYSKANYCH POROZYMETREM HELOWYM ORAZ METODĄ NMR

W geologii naftowej metoda porozymetrii helowej stanowi standard oznaczania porowatości (*de facto* porowatości otwartej). Odrębną metodę wyznaczania porowatości, także pochodzącą z kanonu geologii naftowej, stanowi metoda magnetycznego rezonansu jądrowego. Warto więc także porównać wyniki uzyskane z tych dwóch metod, zwłaszcza że badanie porowatości porozymetrem helowym (p_{He}) oraz metodą NMR (p_{NMR}) standardowo wykonuje się na małych rdzeniach. W ramach niniejszej pracy oznaczenia te wykonano z wykorzystaniem dokładnie tych samych próbek (80 sztuk – po 10 z każdej skały), co także należy do standardowej procedury stosowanej przez laboratorium wykonujące oznaczenia.

Diagram korelacyjny pokazuje istnienie niewątpliwej zależności między współczynnikami p_{He} oraz p_{NMR} (ryc. 9.3A). Analiza korelacji metodą Spearmana (tab. 9.6) potwierdza istnienie silnej zależności ($r_s = 0,97$) pomiędzy p_{He} i p_{NMR} w odniesieniu do całego zbioru próbek (ryc. 9.3A). Dla sześciu próbek o p_{He} poniżej granicy oznaczalności (<1,5%) w analizie tej przyjęto umownie wartość $p_{He} = 1,5\%$, czyli wartość graniczną. Analiza związków korelacyjnych między p_{He} oraz p_{NMR} wykonana w odniesieniu do każdej skały osobno pokazuje jednak, że w małych podzbiórach próbek istnienie istotnej statystycznie zależności korelacyjnej nie jest oczywiste (tab. 9.6). Analizowane podzbiory są małe (po 10 elementów) i dlatego podczas wykonywania testu statystycznego obliczony poziom istotności „łatwiej” wzrasta powyżej przyjętej wartości granicznej ($p < 0,05$). Nie zmienia to jednak faktu, że zgodnie z zasadami statystyki przypadki, gdy obliczony poziom istotności osiąga lub przekracza założoną wielkość ($p \geq 0,05$), trzeba traktować jako przykłady braku korelacji (*vide* ryc. 9.3B, 9.3C i 9.3D).



Rycina 9.3. Porównanie wartości porowatości analizowanej porozymetrem helowym (p_{He}) oraz metodą NMR (p_{NMR})

- A. Diagram korelacyjny p_{He} i p_{NMR} , wszystkie analizowane próbki (łącznie 80 sztuk). Próbki o p_{He} niższym od granicy oznaczalności (1,5%) zaznaczono z fikcyjną wartością $p_{He} = 1,5\%$ (dot. 6 próbek).
- B. Próbki wapienia z Janikowa ($N = 10$).
- C. Próbki oolitu z Wierzbicy ($N = 10$).
- D. Próbki wapienia płytowego z Bałtowa ($N = 10$).

Tabela 9.6. Zależność porowatości wyznaczonej metodą porozymetrii helowej (p_{He}) od porowatości analizowanej metodą NMR (p_{NMR})

Pokazano wartości współczynnika korelacji rang Spearmana (r_s) istotne statystycznie na poziomie $p < 0,05$.

	r_s	N
wszystkie populacje łącznie	0,97	80
Opoka z Pętkowic	0,66	10
Wapień z Janikowa	brak	10
Oolit ze Skarbki	0,79	10
Oolit z Wierzbicy	brak	10
Wapień koralowcowy z Zarzecza	0,99	10
Wapień skalisty z Przepaści	0,93	10
Wapień płytowy z Bałtowa	brak	10
Muszlowiec z Wierzbicy	0,92	10

Z diagramu korelacyjnego oprócz łatwego do zauważenia związku obu omawianych parametrów wyraźnie wynika, że zdecydowana większość próbek charakteryzuje się wartością p_{He} wyższą od wartości p_{NMR} (ryc. 9.3A). Dotyczy to większości badanych skał: w większości podzbiorów próbek **wszystkie** próbki cechują się p_{He} wyższym od p_{NMR} . Występowanie próbek o $p_{He} < p_{NMR}$ stwierdzono jedynie w trzech subpopulacjach: próbek wapienia skalistego z Przepaści (3 próbki na 10 zbadanych), muszłowca z Wierzbicy (6 na 10) oraz wapienia koralowcowego z Zarzecza (8 na 10). Z kolei w obrębie próbek wapienia koralowcowego w subpopulacji próbek biolitytu koralowcowego wszystkie pięć zbadanych próbek charakteryzuje się p_{He} mniejszym od p_{NMR} , zaś w subpopulacji próbek zdecydowanie

bardziej porowatego wapienia biodetrytycznego jest tak w przypadku trzech na pięć. Pokazuje to, że relacja $p_{He} < p_{NMR}$ dominuje w subpopulacji najmniej porowatych próbek (podtyp 1 wapienia koralowcowego), gdzie dotyczy wszystkich badanych próbek. Próbki muszłowca z Wierzbicy (6 na 10 próbek) także należą do najmniej porowatych spośród badanych w ramach pracy. Jednak relacja ta cechuje także niektóre skały o znacznej porowatości: była odnotowana w próbkach wapienia skalistego z Przepaści oraz podtypu 2 (wapień organodetrytyczny) wapienia koralowcowego z Zarzecza.

Wyraźna systematyczna przewaga p_{He} nad p_{NMR} wydaje się mieć źródło w zastosowanych metodach analitycznych. Otóż zasada działania porozymetru helowego jest taka (oczywiście w znacznym uproszczeniu), że wykrywa on pory nasycone ciśnieniowo hellem. Z kolei w metodzie NMR próbki nasycza się solanką (a raczej roztworem soli o niskim stężeniu); wykrywane są pory wypełnione solanką, które aparat rejestruje jako skupiska jąder wodoru. Wydaje się dość oczywiste, że hel łatwiej niż solanka wypełnia pory zawarte w próbce skały, zwłaszcza pory o małych rozmiarach lub na przykład ciasnych połączeniach z innymi porami. W prosty sposób tłumaczyłoby to przewagę p_{He} nad p_{NMR} , gdy są

one oznaczone w tych samych próbkach. Zdarzają się jednak próbki, w których p_{NMR} przeważa nad p_{He} . Próbki te należą tylko do trzech skał (wyraźnie różniących się między sobą), ale w przypadku żadnej z nich nie dotyczy to wszystkich próbek. Przyczyna takiej sytuacji jest trudniejsza do wytłumaczenia.

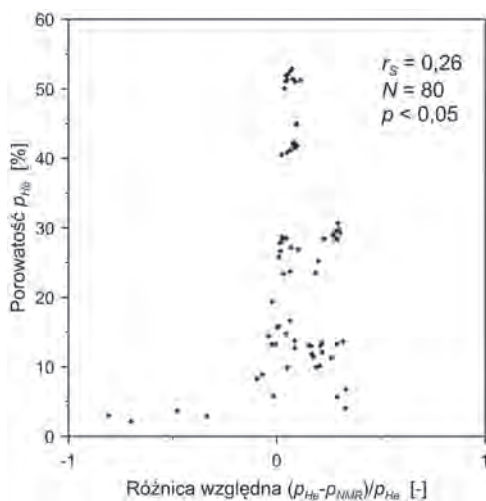
Przed wszystkim należy odnieść się do niepewności pomiaru danej metody. W przypadku porozymetrii helowej, która jest szeroko znaną i dobrze sprawdzoną metodą analityczną (wręcz „wzorcową”), wykazano, że cechuje ją wysoki poziom powtarzalności i precyzji wyników oraz niskie błędy przypadkowe (Twardowski *et al.* 2004). Odchylenie standardowe dla pojedynczego pomiaru (który jest średnią z wielu pomiarów podstawowych) wynosi 0,07%, a współczynnik zmienności 0,73% (Twardowski *et al.* 2004). Niestety analogiczne dane dotyczące metody NMR zastosowanej do badania skał nie są znane autorowi, podobnie jak prace porównujące niepewność i powtarzalność pomiarów oboma metodami.

Odpowiedź na pytanie, czy różnica między p_{He} a p_{NMR} zależy od porowatości skał, okazuje się niejednoznaczna (tab. 9.7). Wykonano analizę korelacji rang Spearmana pomiędzy porowatością p_{He} a różnicą względną między p_{He} i p_{NMR} (stosunek różnicy p_{He} i p_{NMR} do p_{He}).

Tabela 9.7. Zależność różnicy względnej $(p_{He} - p_{NMR})/p_{He}$ od p_{He} oraz od zawartości porów różnych klas wielkości

Pokazano wartości współczynnika korelacji rang Spearmana (r_s) istotne statystycznie na poziomie $p < 0,05$.

	p_{He}	MWC	CWC	BWC	MWC/ p_{NMR}	CWC/ p_{NMR}	BWC/ p_{NMR}	N
wszystkie populacje łącznie	0,26	brak	brak	0,41	brak	brak	brak	80
Opoka z Pętkowic	brak	brak	brak	-0,74	brak	brak	-0,74	10
Wapień z Janikowa	0,71	brak	-0,86	-0,90	0,85	brak	-0,92	10
Oolit ze Skarbki	brak	brak	brak	brak	brak	brak	brak	10
Oolit z Wierzbicy	0,73	brak	brak	brak	brak	brak	brak	10
Wapień koralowcowy z Zarzecza	0,93	0,81	0,90	brak	-0,66	0,81	-0,94	10
Wapień skalisty z Przepaści	brak	-0,84	brak	brak	-0,70	brak	brak	10
Wapień płytowy z Bałtowa	brak	brak	brak	brak	brak	brak	brak	10
Muszlowiec z Wierzbicy	0,76	brak	brak	brak	brak	brak	brak	10



Rycina 9.4. Diagram korelacyjny różnicy względnej $(p_{He} - p_{NMR})/p_{He}$ oraz p_{He}

Korelacja określona dla całego zbioru próbek jest niska ($r_s = 0,26$), choć istotna statystycznie (ryc. 9.4). Z kolei analiza w obrębie poszczególnych subpopulacji pokazała, że w połowie z nich korelacja nie jest istotna statystycznie, a w połowie – wysoka. Trzeba więc przyjąć, że zależność różnicy między p_{He} i p_{NMR} od porowatości daje się wykazać w odniesieniu do niektórych skał – i że jest to zależność wyraźna. Natomiast w przypadku innych skał zależność ta nie występuje w ogóle (tab. 9.7).

Dodatkowo zbadano, czy wielkość różnicy względnej pomiędzy p_{He} i p_{NMR} (czyli stosunku różnicy p_{He} i p_{NMR} do p_{He}) zależy od zawartości porów którejs z frakcji wielkości (MWC, CWC lub

BWC). Sprawdzone zostały zależności korelacyjne (metodą korelacji rang Spearmana) pomiędzy różnicą względną p_{He} i p_{NMR} cechującą daną próbkę, a zawartością porów poszczególnych klas wielkości w tej próbce. Analiza została wykonana zarówno dla MWC, CWC i BWC wyrażonych w jednostkach bezwzględnych (procent objętości próbki), jak też względnych, co oznacza udział danej frakcji w porowatości p_{NMR} (tab. 9.7). Analiza ta wykazała, że zarówno w całym zbiorze badanych próbek, jak też w poszczególnych subpopulacjach (reprezentujących badane skały) występowanie takich zależności jest rzadkie i przypadkowe. Trudno tutaj stwierdzić istnienie jakiejś ogólnej reguły, jednak wykazano istnienie skał, w przypadku których zależności takie występują; są to zarówno zależności wprost, jak i odwrotnie proporcjonalne.

9.3. ZALEŻNOŚĆ POROWATOŚCI OTWARTEJ OD WIELKOŚCI PORÓW

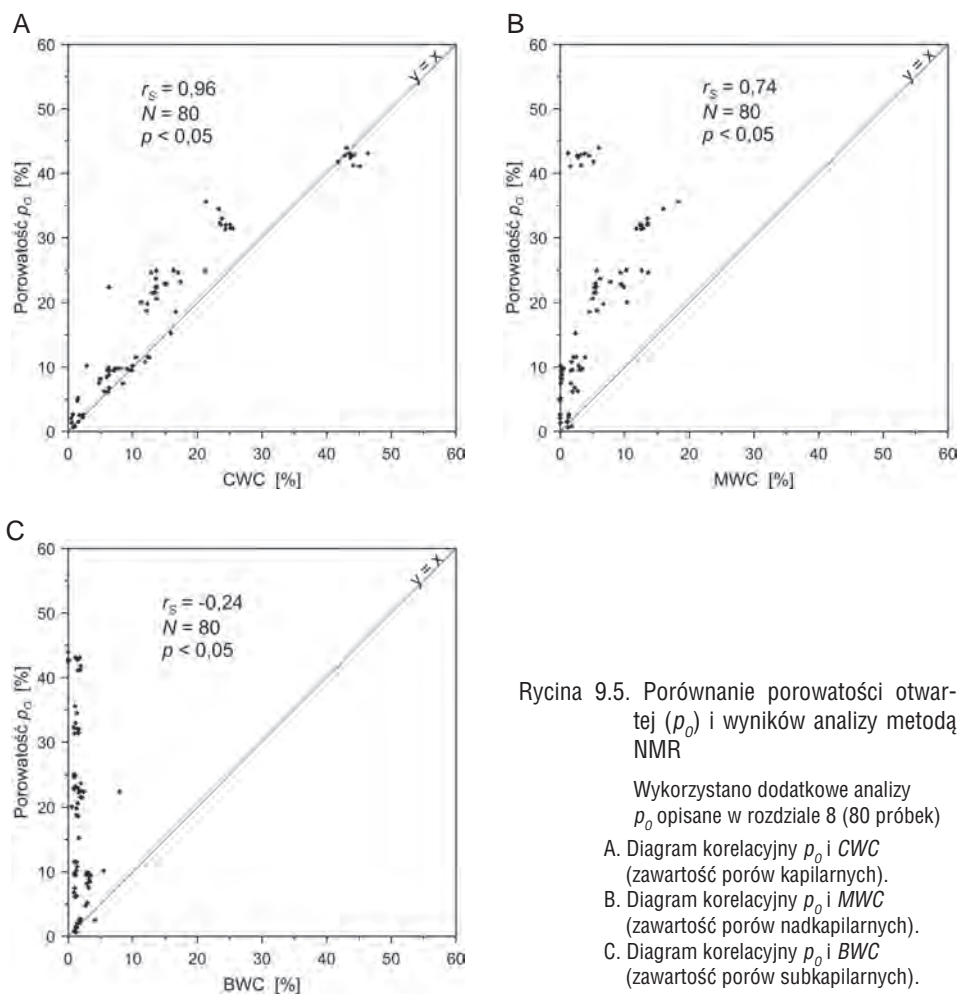
Jednym z istotnych celów autora pracy było sprawdzenie, czy i w jaki sposób klasyczne parametry hydrogeologiczne matrycy, takie jak porowatość otwarta (p_o – wyznaczona metodą Archimedesesa), odsączalność grawitacyjna i przepuszczalność, oraz relacje między tymi parametrami zależą od rozmiarów porów danej skały, a ściślej od rozkładu ich wielkości. Właśnie ten problem był główną przyczyną włączenia do pracy oznaczeń metodą NMR.

Dodatkowe analizy porowatości otwartej (p_o) próbek użytych wcześniej do badań porozymetrem helowym oraz metodą NMR (czyli wykonane na małych rdzeniach) umożliwiły zbadanie związków korelacyjnych pomiędzy frakcjami wielkości porów a p_o . Niestety, analiza przedstawiona w rozdziale 8 wykazała, że w połowie subpopulacji próbek (próbki wapienia skalistego z Przepaści, wapienia płytowego z Bałtowa oraz oolitów ze Skarbki i Wierzbicy) wyniki tych dodatkowych analiz p_o istotnie różnią się od wyników uzyskanych z użyciem próbek standardowych. Zarazem jednak cały zbiór wyników analizy p_o nie wykazuje istotnych statystycznie różnic pomiędzy oznaczeniami wykonanymi z użyciem małych i dużych rdzeni. Dlatego przedstawiona poniżej analiza musi być traktowana jako niepewna w odniesieniu do subpopulacji próbek wymienionych skał.

Przed wszystkim zależności między p_o a zawartościami porów w przedziałach wielkości analizowano w obrębie całego zbioru 80 próbek (małych rdzeni). Najsilniejszą zależność odnotowano między p_o a udziałem porów kapilarnych (CWC). Współczynnik korelacji rang Spearmana r_s wynosi dla tej zależności 0,96, czyli jest to korelacja wysoka (ryc. 9.5A). Zależność między zawartością porów nadkapilarnych (MWC) a p_o jest wyraźnie słabsza ($r_s = 0,74$ – ryc. 9.5B). Słaba, chociaż istotna statystycznie, jest zależność między p_o a BWC, czyli zawartością porów subkapilarnych (ryc. 9.5C). Współczynnik r_s wynosi w tym przypadku -0,24, co oznacza, że jest to zależność o charakterze proporcjonalności odwrotnej (tab. 9.8).

Analogicznie sprawdzona została zależność p_o od udziałów porów danej wielkości, gdy udziały te wyrażono w jednostkach względnych, czyli jako części p_{NMR} (to jest jako MWC/p_{NMR} , CWC/p_{NMR} i BWC/p_{NMR} – tab. 9.8). Charakterystyczne jest to, że zależność p_o od BWC wyrażonego w jednostkach względnych jest także ujemna (podobnie jak omawiana powyżej korelacja z BWC wyrażonym w jednostkach bezwzględnych), ale w tym przypadku korelacja jest wysoka. Oznacza to, że p_o w dodatni sposób koreluje z pewną kombinacją pozostałych frakcji (CWC i MWC), a więc im mniejszy udział BWC w całej p_{NMR} , tym wyższa p_o . Z kolei korelacje p_o z pozostałymi frakcjami – CWC i MWC – są niższe, gdy udziały te rozpatrywane są w jednostkach względnych niż gdy rozpatrywać je w jednostkach bezwzględnych (tab. 9.8).

Istnienie tych samych zależności zostało zbadane także w obrębie poszczególnych subpopulacji próbek reprezentujących badane skały węglanowe. Analiza korelacji p_o oraz CWC ujawniła istnienie wyraźnych zależności (wysokich korelacji) pomiędzy badanymi parametrami w subpopulacjach próbek wapienia koralowcowego z Zarzecza ($r_s = 0,99$) oraz muszlowca z Wierzbicy ($r_s = 0,80$, tab. 9.8). Spośród skał o mniej wiarygodnym wyniku oznaczenia p_o w małych rdzeniach (rozdział 8) wymienić trzeba także próbki wapienia skalistego z Przepaści ($r_s = 0,90$) oraz wapienia płytowego z Bałtowa ($r_s = 0,70$). Są to silne, wprost proporcjonalne zależności. Ciekawy jest z kolei przypadek silnej zależności



Rycina 9.5. Porównanie porowatości otwartej (p_o) i wyników analizy metodą NMR

Wykorzystano dodatkowe analizy p_o opisane w rozdziale 8 (80 próbek)

- A. Diagram korelacyjny p_o i CWC (zawartość porów kapilarnych).
- B. Diagram korelacyjny p_o i MWC (zawartość porów nadkapilarnych).
- C. Diagram korelacyjny p_o i BWC (zawartość porów subkapilarnych).

odwrotnie proporcjonalnej między p_o a CWC, której istnienie wykazano w subpopulacji próbek wapienia z Janikowa ($r_s = -0,83$), czyli w oparciu o wiarygodne wyniki analizy p_o małych rdzeni. Z kolei w zbiorze próbek opoki z Pętkowic (wyniki p_o wiarygodne) oraz „mniej wiarygodnych” oolitów ze Skarbkki i z Wierzbicy wykazany został brak istotnej statystycznie zależności p_o od CWC (tab. 9.8). Jeśli zawartość porów kapilarnych wyrazić w jednostkach względnych (czyli jako CWC/p_{NMR}), to przedstawiony tu obraz zależności między CWC a p_o nie ulega zasadniczym zmianom. Jedynie w przypadku próbek muszlowca z Wierzbicy odnotowano różnicę: CWC koreluje z p_o , a CWC/p_{NMR} już nie (tab. 9.8).

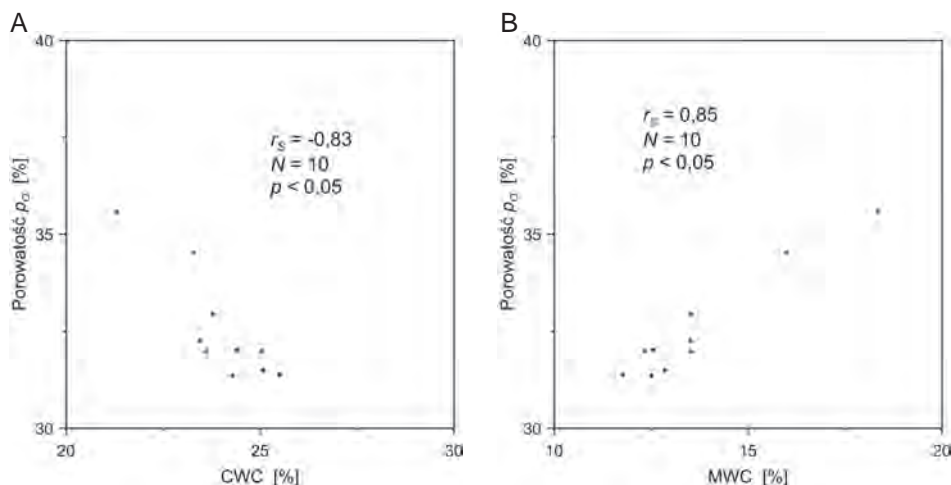
Tabela 9.8. Zależność porowatości otwartej wyznaczonej metodą Archimedes (p_o) od zawartości porów różnych klas wielkości

Pokazano wartości współczynnika korelacji rang Spearmana (r_s) istotne statystycznie na poziomie p<0,05. Kursywą zaznaczono facje „mniej wiarygodne” w świetle analiz przeprowadzonych w rozdziale 8.

	<i>MWC</i>	<i>CWC</i>	<i>BWC</i>	<i>MWC/</i> <i>p_{NMR}</i>	<i>CWC/</i> <i>p_{NMR}</i>	<i>BWC/</i> <i>p_{NMR}</i>	<i>MWC+CWC</i>	<i>N</i>
wszystkie populacje łącznie	0,74	0,96	-0,24	0,37	0,51	-0,89	0,94	80
Opoka z Pętkowic	brak	brak	brak	brak	brak	brak	brak	10
Wapień z Janikowa	0,85	-0,83	brak	0,78	-0,76	brak	brak	10
<i>Oolit ze Skarbki</i>	<i>brak</i>	<i>brak</i>	<i>brak</i>	<i>brak</i>	<i>brak</i>	<i>brak</i>	<i>0,88</i>	<i>10</i>
<i>Oolit z Wierzbicy</i>	<i>brak</i>	<i>brak</i>	<i>brak</i>	<i>brak</i>	<i>brak</i>	<i>brak</i>	<i>0,84</i>	<i>10</i>
Wapień koralowcowy z Zarzecza	0,82	0,99	brak	-0,82	0,92	-0,92	0,99	10
<i>Wapień skalisty z Przepaści</i>	<i>brak</i>	<i>0,90</i>	<i>brak</i>	<i>brak</i>	<i>brak</i>	<i>-0,80</i>	<i>0,93</i>	<i>10</i>
<i>Wapień płytowy z Bałtowa</i>	<i>0,77</i>	<i>0,70</i>	<i>brak</i>	<i>0,70</i>	<i>0,87</i>	<i>-0,82</i>	<i>0,78</i>	<i>10</i>
Muszlowiec z Wierzbicy	brak	0,80	0,87	brak	brak	brak	0,79	10

Liczba skał z wykazaną istotną statystycznie zależnością między p_o a MWC jest wyraźnie mniejsza. Zależności zostały udokumentowane w podzbiorach próbek wapienia z Janikowa (r_s = 0,85) oraz wapienia koralowcowego z Zarzecza (r_s = 0,82, tab. 9.8). Można jeszcze dodać wapień płytowy z Bałtowa, który jednak należy do skał „mniej wiarygodnych” (r_s = 0,77).

W przypadku próbek wapienia z Janikowa zależność p_o i MWC ma charakter wprost proporcjonalny, podczas gdy zależność p_o i CWC miała w przypadku tej skały charakter odwrotnie proporcjonalny (tab. 9.8, ryc. 9.6). Sugeruje to, że w obrębie matrycy tej skały MWC i CWC są komplementarne, czyli większa wartość jednego parametru jest możliwa tylko kosztem zmniejszenia drugiego. Wskazuje na to także fakt, że zmienność p_{NMR} jest tutaj niska, a udział BWC – niewielki. Zatem p_o zależy od wielkości MWC, a jednocześnie odwrotnie proporcjonalnie zależy od CWC. W przypadku tej skały udział porów nadkapilarnych (MWC) bezpośrednio decyduje o p_o. W przypadku pięciu skał (w tym dwóch „wiarygodnych”) wykazany został brak istotnej statystycznie zależności korelacyjnej pomiędzy p_o a MWC (tab. 9.8). Jeśli MWC wyrażone jest w jednostkach względnych, czyli



Rycina 9.6. Próbkki wapienia z Janikowa

- A. Diagram korelacyjny p_o i CWC (zawartość porów kapilarnych).
 B. Diagram korelacyjny p_o i MWC (zawartość porów nadkapilarnych).

jako część p_{NMR} , to analiza daje podobne wyniki, właściwie tylko z jedną wyraźną różnicą. W obrębie próbek wapienia koralowcowego z Wierzbicy występuje silna dodatnia korelacja między p_o a MWC , ale silna ujemna między p_o a MWC/p_{NMR} . Co ciekawe, moduły współczynnika korelacji są sobie równe (r_s jest równy odpowiednio 0,82 oraz -0,82). Korelacje określone dla p_o i MWC/p_{NMR} oraz p_o i CWC/p_{NMR} potwierdzają komplementarność udziałów tych dwóch frakcji wielkości porów w próbkach wapienia z Janikowa.

Zasadniczo odmienny jest wynik analizy zależności między p_o a BWC w poszczególnych subpopulacjach próbek. O istotnej statystycznie zależności można mówić tylko w odniesieniu do jednej skały: muszlowca z Wierzbicy, gdzie udokumentowana została wysoka dodatnia korelacja badanych parametrów ($r_s = 0,87$). W obrębie żadnej innej subpopulacji istnienia korelacji p_o i BWC nie da się wykazać. Natomiast BWC wyrażone w jednostkach względnych (BWC/p_{NMR}) w podzbiorach próbek trzech skał silnie ujemnie koreluje z p_o (tab. 9.8).

Pozornie obiecujące były wyniki porównania p_o z sumą zawartości porów nadkapilarnych i kapilarnych (MWC i CWC) obliczonych dla każdej próbki (tab. 9.8). W całym zbiorze próbek oraz w obrębie sześciu subpopulacji korelacje są wysokie. Sytuację tę można interpretować jako silną zależność p_o od połączonej objętości porów wymienionych dwóch klas wielkości. Jednak porównanie tej zależności ze współczynnikami opisującymi zależność p_o od p_{He} (tab. 9.1) pokazuje, że zależności między p_o a sumą MWC i CWC są wyraźnie słabsze niż korelacje p_o i p_{He} . Jednocześnie wiadomo, że suma MWC i CWC

w wielu wypadkach stanowi zdecydowaną większość p_{NMR} (zblizonego z kolei do p_{He}). Dlatego wykazane wysokie korelacje między p_O a sumą MWC i CWC potwierdzają po prostu, że p_O silnie zależy od p_{He} , co było już wcześniej omówione. W dodatku wcale nie została uzyskana wyraźniejsza zależność między p_O a sumą MWC i CWC niż pomiędzy p_O a p_{He} . Zatem z wyników analizy relacji p_O z sumą MWC i CWC nie da się wywnioskować, że p_O zależy przede wszystkim od sumy objętości porów dwóch wymienionych klas (choć statystycznie na ogół zależy).

9.4. PODSUMOWANIE ANALIZY I DYSKUSJA

Niniejszy rozdział poświęcony jest analizie zależności pomiędzy porowatością otwartą oznaczaną trzema metodami: p_O , p_{He} i p_{NMR} (odpowiednio: metoda Archimedes, metoda porozymetrii helowej i metoda NMR, czyli magnetycznego rezonansu jądrowego). Wprawdzie p_{He} i p_{NMR} są często określane mianem porowatości całkowitej, jednak mechanizmy zastosowanych metod analitycznych wyraźnie świadczą o tym, że oznaczanym parametrem (cechą skał) jest porowatość otwarta, podobnie jak w stosowanej w hydrogeologii metodzie Archimedes (p_O).

Przeprowadzone badania pokazały, że p_O i p_{He} są ze sobą silnie skorelowane, zarówno jeśli rozpatrywać łączny zbiór próbek, jak i osobne podzbiory reprezentujące badane skały. Jedynym wyjątkiem są tu próbki opoki z Pętkowic, w przypadku których nie wykazano istnienia korelacji istotnej statystycznie. Absolutna większość próbek cechuje się p_{He} większym od p_O ; istnienie odwrotnej relacji zostało stwierdzone tylko w przypadku jednej próbki o niskiej porowatości. Wielkość różnicy między p_{He} i p_O zależy od porowatości skał w łącznej populacji próbek, natomiast w odniesieniu do poszczególnych skał obraz jest niejednoznaczny. Odchylenie między badanymi parametrami, wyrażone jako różnica względna, słabo ujemnie koreluje z porowatością w całkowitej populacji próbek, jednak w obrębie subpopulacji próbek korelacja nie występuje (z jednym wyjątkiem). Jednocześnie rozkłady różnicy względnej, wyrażającej odchylenie między p_{He} i p_O , różnią się w zależności od badanej subpopulacji próbek, czyli w zależności od skały. Stwierdzono także, że wielkość różnicy względnej pomiędzy p_{He} i p_O nie wykazuje zależności od frakcji wielkości porów.

Podobnie analiza porównawcza p_{He} i p_{NMR} pokazała, że parametry te silnie korelują ze sobą w łącznej populacji próbek oraz w pięciu ich subpopulacjach. Jednak w pozostałych trzech subpopulacjach (skałach) nie wykazano istnienia korelacji p_{He} i p_{NMR} . W zdecydowanej większości próbek p_{He} dominuje nad p_{NMR} . Próbkami o relacji odwrotnej reprezentują jedynie trzy z ośmiu badanych skał. Podobnie jak w przypadku dominacji p_{He} nad p_O ,

wydaje się, że różnica ta ma związek z fizycznymi uwarunkowaniami zastosowanych metod; można też przypuszczać, że w odniesieniu do przestrzeni porowej o cechach typowych dla konkretnej skały pojawiają się błędy działające na korzyść p_{NMR} – lub słabsze jest oddziaływanie błędów działających na korzyść p_{He} . Nie da się jednoznacznie powiedzieć, czy różnica p_{He} i p_{NMR} zależy od porowatości skał. W całej populacji korelacja ta jest niska, ale istotna statystycznie; w połowie subpopulacji korelacja jest wysoka, natomiast w połowie nie występuje. Istnienie tej zależności warunkowane jest więc cechami przestrzeni porowej poszczególnych skał. Wiadomo także, że wielkość różnicy względnej p_{He} i p_{NMR} najczęściej nie zależy od rozkładu wielkości porów w matrycy danej skały.

W całkowitym zbiorze próbek porowatość otwarta (p_o) koreluje wysoko z zawartością porów kapilarnych (CWC) oraz dosyć wysoko z udziałem porów nadkapilarnych (MWC). Zarazem udokumentowana została słaba korelacja ujemna (odwrotna) pomiędzy p_o a zawartością porów subkapilarnych (BWC). Jednak analiza tych zależności w odniesieniu do poszczególnych subpopulacji próbek (czyli poszczególnych skał) wykazała, że p_o koreluje z CWC jedynie w obrębie pięciu subpopulacji, a w trzech – nie. W dodatku jedna z wykazanych korelacji jest ujemna. Z kolei p_o zależy od MWC tylko w obrębie subpopulacji próbek trzech skał. Widać więc, że występowanie zależności między porowatością otwartą a udziałami frakcji wielkości porów zależą od konkretnej skały i indywidualnych cech jej przestrzeni porowej.

Zmierzone parametry określające porowatość otwartą matrycy – p_o , p_{He} i p_{NMR} – wyraźnie korelują ze sobą w dużych grupach próbek, obejmujących wszystkie badane skały. Jeśli jednak oddzielnie przeanalizować subpopulacje próbek reprezentujące poszczególne badane skały, to okazuje się, że istnienie korelacji daje się wykazać tylko w części podzbiorów. Podobnie różnice (odchylenia) pomiędzy p_o , p_{He} i p_{NMR} wyraźnie zmieniają się w zależności od skały. Uzasadniony wydaje się więc wniosek, że należy poszukiwać dodatkowego czynnika decydującego o relacjach pomiędzy badanymi parametrami w zależności od rodzaju skały. Czynnikiem tym jest niewątpliwie jakaś cecha (bądź cechy) przestrzeni porowej badanych skał, jej geometria czy organizacja. W ramach niniejszej pracy zbadano wpływ najbardziej oczywistego czynnika – rozkładu wielkości porów. Charakteryzująca daną skałą wielkość porów – i relacje ilościowe między porami różnej wielkości – była niejednokrotnie wymieniana jako najbardziej prawdopodobny czynnik wpływający na relacje między parametrami hydrogeologicznymi matrycy skalnej (np. Wilk *et al.* 1985, Rzonca 2008). Jednak w świetle wyników przedstawionych w niniejszej pracy można stwierdzić, że ten czynnik nie tłumaczy w zadowalającym stopniu obserwowanych różnic pomiędzy badanymi skałami. Wykazano na przykład, że różnice między p_o i p_{He} oraz między p_{He} i p_{NMR} w niewielkim stopniu zależą od udziałów porów poszczególnych klas wielkości. Istnienie takich zależności daje się wykazać tylko w odniesieniu do wybranych

skał, co jeszcze bardziej wskazuje na obecność dodatkowego czynnika (bądź czynników) różnicującego badane skały. Inne czynniki, czyli – obok rozkładu wielkości porów – inne cechy przestrzeni porowej, które mogą być wyróżnikami charakterystycznymi dla poszczególnych skał węglanowych i mogą wpływać na właściwości zbiornikowe przestrzeni porowej, nie są badane ani dyskutowane w literaturze hydrogeologicznej (w świetle wiedzy autora). Wpływ wielu rozmaitych cech geometrii przestrzeni porowej jest natomiast przedmiotem licznych analiz prezentowanych w literaturze geologicznej w odniesieniu do opisu zbiorników węglowodorów (ropy naftowej i gazu ziemnego).

Podstawowym i najczęściej analizowanym czynnikiem, mającym bezpośredni wpływ na charakterystyki zbiornikowe przestrzeni porowej, są charakteryzujące daną skałę średnice połączeń między porami (ang. *pore throat diameters*, czyli dosłownie „średnice gardeł porowych”). To właśnie te średnice w zasadniczy sposób decydują o przepływie mediów, a zwłaszcza cieczy, przez przestrzeń porową. Decydują więc także o możliwości nasycenia poszczególnych porów przez medium używane w danej metodzie (zwłaszcza gdy wykorzystywane są ciecze, czyli w metodach oznaczania p_O i p_{NMR}), a co za tym idzie – o wykrywalności pewnych grup porów. Wydaje się więc prawdopodobne, że charakterystyczne dla danej skały średnice połączeń między porami mogą wpływać na rozpatrywane w niniejszym rozdziale relacje między p_O , p_{He} i p_{NMR} . Wzorując się na wynikach prac geologów naftowych (m.in. Lucia 2007 i Ahr 2008) można przewidywać, że gdyby relacje między p_O , p_{He} oraz p_{NMR} były rozpatrywane osobno w poszczególnych klasach średnic połączeń (średnice jako dodatkowa cecha w korelacji wielowymiarowej), to dałoby się wykazać istnienie ścisłych zależności między p_O , p_{He} i p_{NMR} . Uwzględniając czynnik przepuszczalności połączeń między porami bada się głównie ich średnice, ale nie tylko. Ważna jest też szorstkość wykazanych połączeń i ich kształt oraz stosunek średnicy porów do średnicy połączeń między porami (ang. *pore/pore-throat ratio*), który jest zupełnie odrębnym czynnikiem (parametrem), szczegółowo analizowanym w kontekście eksploatacji węglowodorów ze skał węglanowych (Ahr 2008).

Druga grupa czynników, które trzeba tutaj rozważyć, stanowią czynniki związane ze sposobem skomunikowania porów matrycy skał węglanowych. Teoria opiera się na stosowanym w geologii naftowej podziale na pory typu *catenary*, *cul-de-sac* i *closed* (Selley 1985). Pory typu *catenary* (ang. łańcuchowe), w polskiej literaturze nazywane czasem porami transportowymi (np. Kremieniewski 2012), mają co najmniej dwa połączenia z innymi porami (czyli z systemem przestrzeni porowej), przez co mogą przepuszczać dane medium (gaz lub ciecz) oraz przekazywać ciśnienie hydrostatyczne do kolejnych, sąsiadujących porów (Selley 1985). Obecność porów typu *catenary* ma zasadnicze znaczenie dla możliwości odzyskiwania ropy z przestrzeni porowej, którą z takich porów daje się wypłukać. Z kolei pory *catenary* można dalej klasyfikować według liczby połączeń z porami

sąsiednimi. Służy do tego *coordination number* (ang. liczba koordynacyjna) wyrażająca liczbę takich połączeń (Ahr 2008). Pory typu *cul-de-sac* (ang. zaułek, zapożyczenie z jęz. fr.) zwane też czasem porami *dead end* (ang. ślepe zakończenie), a w polskiej literaturze porami ślepyimi (Kremieniewski 2012), mają tylko jedno połączenie z systemem przestrzeni porowej. Są to więc pory mające liczbę koordynacyjną równą jeden. Węglowodory mogą się z nich wydobywać tylko na zasadzie redukcji ciśnienia w systemie, co w zasadzie dotyczy głównie ściśliwego gazu ziemnego, a ropy tylko w minimalnym stopniu (Selley 1985). Wreszcie pory typu *closed* (ang. zamknięte) nie mają połączeń z systemem przestrzeni porowej (Selley 1985). Tworzą one zdefiniowaną w polskiej literaturze hydrogeologicznej porowatość zamkniętą (Pazdro i Kozerski 1990, Humnicki 2006), podczas gdy pory *catenary* oraz *cul-de-sac* łącznie stanowią porowatość otwartą matrycy skalnej. Autor niniejszej pracy uważa za wysoce prawdopodobne, że charakterystyczna dla danej skały proporcja między udziałem porów typu *catenary* a porów typu *cul-de-sac* albo średnia liczba koordynacyjna może być poszukiwanym czynnikiem wpływającym na badane relacje między parametrami określającymi porowatość matrycy skał węglanowych.

Z kolei odnosząc się do porów, które w badaniach ujawniają się jako *closed* można postawić pytanie, czy wszystkie zamknięte pory są zamknięte w jednakowym stopniu, bo być może dałoby się wydzielić część porów typu *cul-de-sac* o tak wąskich połączeniach, że niektóre metody mogą nie wykazywać ich obecności (bo np. użyte medium nie może się do nich przedostać). Jest to szczególnie prawdopodobne wyjaśnienie różnic między wynikami metod Archimedes'a i NMR z jednej strony (medium: woda lub solanka) a porozymetrii helowej z drugiej (medium: gaz). Właśnie ta różnica (inne medium) prawdopodobnie tłumaczy dominację wartości p_{He} nad p_O i p_{NMR} w absolutnej większości próbek badanych w ramach niniejszej pracy.

Następny czynnik wpływający bezpośrednio na relacje pomiędzy większością parametrów matrycy i wskazywany przez liczne prace geologów naftowych to uziarnienie części skał węglanowych; czynnik ten jest istotny zwłaszcza w odniesieniu do skał typu *grainstone* (np. Akbar *et al.* 1995, Lucia 2007). Duże znaczenie ma też kształt cząstek (klastów), w tym także cząstek mikrytowych (Deville de Periere *et al.* 2011). Oczywiście z morfometrycznymi cechami cząstek (klastów) wiążą się bezpośrednio lub pośrednio średnice porów i średnice połączeń oraz – często – podział na pory typu *catenary* i *cul-de-sac*.

Z literatury znanych jest jeszcze wiele innych czynników, głównie petrograficznych, mogących wpływać na relacje między oznaczonymi parametrami opisującymi porowatość matrycy skalnej.

Badania przeprowadzone w ramach niniejszej pracy nie uwzględniały wykonania oznaczeń średnic połączeń między porami ani identyfikacji innych cech geometrycznych przestrzeni porowej. Jedyny czynnik mogący wpływać na relacje między parametrami opisu-

jącymi porowatość badanych skał, który został zbadany i przedyskutowany, to rozkład wielkości porów. Wykonanie analizy wpływu innych czynników w oparciu o zgromadzone dane nie było możliwe.



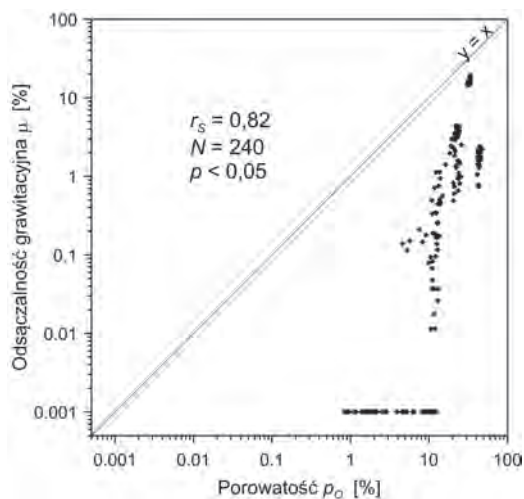
10.

CZYNNIKI WARUNKUJĄCE ODSĄCZALNOŚĆ GRAWITACYJNĄ MATRYCY SKAŁ WĘGLANOWYCH

10.1. ZALEŻNOŚĆ ODSĄCZALNOŚCI GRAWITACYJNEJ OD POROWATOŚCI OTWARTEJ

Relacja między odsączalnością grawitacyjną (μ) a porowatością otwartą, oznaczaną metodą Archimedesa (p_o), jest zależnością między dwoma najbardziej podstawowymi parametrami skał stosowanymi w hydrogeologii. Można ją analizować ze znaczną wiarygodnością, ponieważ oba oznaczenia wykonano z użyciem tych samych próbek (dużych rdzeni) i są to próbki standardowe dla tych oznaczeń.

W obrębie zbiorczej populacji 240 próbek (ryc. 10.1) udokumentowano istnienie wyraźnej zależności korelacyjnej między μ a p_o ($r_s = 0,82$). Jednak jeśli rozpatrywać każdą subpopulację próbek osobno, to jedynie w trzech podzbiorach daje się wykazać istnienie tej korelacji (tab. 10.1), z czego w jednym przypadku jest ona niewysoka (wapień z Janikowa, $r_s = 0,47$). Wyraźnie wyższa korelacja cechuje subpopulację próbek wapienia koralowcowego z Zarzecza ($r_s = 0,85$) oraz oolitu z Wierzbicy ($r_s = 0,71$). Z kolei w obrębie trzech subpopulacji próbek nie wykazano istnienia zależności pomiędzy μ i p_o , zaś w odniesieniu do dwóch skał zależności nie badano, gdyż wiadomo, że jej nie ma (bo wszystkie lub niemal wszystkie próbki tych skał cechują się $\mu = 0$). Oznacza to, że mimo stwierdzonej wysokiej korelacji μ i p_o w całkowitej populacji próbek, w poszczególnych



Rycina 10.1. Diagram korelacyjny odsączalności grawitacyjnej (μ) i porowatości otwartej (p_o)

Próbki o μ poniżej granicy detekcji zaznaczono z fikcyjną wartością 0,001%

subpopulacjach korelacji tej zazwyczaj nie da się wykazać, aczkolwiek w dwóch przypadkach jest ona wysoka (tab. 10.1).

Dodatkowym istotnym celem analizy zależności między odsączalnością grawitacyjną i porowatością otwartą jest określenie, jak duża część tej porowatości może zostać odsączona. Aby to określić, trzeba porównać te dwie wielkości. Najwygodniejszym narzędziem do takiego porównania jest parametr nazywany stopniem odsączenia (Wilk *et al.* 1985; ang. *relative drainability* – Motyka *et al.* 1998). Stopień odsączenia (S_o) jest ilorazem współczynnika odsączalności grawitacyjnej (μ) oraz współczynnika porowato-

ści otwartej wyznaczonego standardową metodą Archimedesusa (p_o). Jego wartość pokazuje więc jaką część wody zawartej w połączonych ze sobą porach ulega odsączeniu. Współczynnik ten jest bezwymiarowy i może przyjmować wartości od zera (dla $\mu = 0$) do jeden (dla $\mu = p_o$). Stopień odsączenia jest parametrem wywodzącym się z polskiej tradycji hydrogeologicznej; został wprowadzony przez Wilka i Szwabowicz (1965) i był wykorzystany w szeregu analiz i interpretacji cech matrycy skał węglanowych (np. Wilk *et al.* 1985, Motyka *et al.* 1998). Dyskutowano także jego znaczenie jako pośredniego sposobu wyrażania wielkości porów (Wilk *et al.* 1985), co uzasadniano tym, że wyższe wartości S_o świadczą o większej (względnej) ilości wody odsączonej z przestrzeni porowej próbki, co z kolei miało oznaczać większe rozmiary porów.

Analiza rozkładów stopnia odsączenia (tab. 10.2) wykazała silne zróżnicowanie tego parametru w zależności od rozpatrywanej skały. W całym zbiorze próbek przyjmuje on wartości od 0 do 0,58. Populacja próbek wapienia płytowego z Wierzbicy i niemal cała populacja muszlowca z Wierzbicy (29 próbek na 30 badanych) cechuje się wartością S_o równą zero, ponieważ są to próbki, w których wykazano brak zdolności do odsączenia wody. Współczynnik S_o przyjmuje niskie wartości w próbkach opoki z Pętkowic, wapienia koralowcowego z Zarzecza oraz wapienia skalistego z Przepaści (maksymalne wartości w tych populacjach wynoszą odpowiednio: 0,05, 0,09 oraz 0,03). Wyższe wartości S_o

cechują oba badane oolity, ze Skarbki i Wierzbicy, oraz – szczególnie – wapień z Janikowa. W przypadku tej ostatniej skały S_o przyjmuje wartości od 0,45 do 0,58, podczas gdy w pozostałych skałach osiąga on maksymalnie 0,20. Widać więc, że wapień z Janikowa silnie wyróżnia się na tle pozostałych skał. Wyższe wartości S_o cechują skały generalnie lepiej odsączalne, a wapień z Janikowa jest najlepiej odsączalną z badanych skał. Z kolei zmienność stopnia odsączenia dzieli badane skały na dwie grupy (tab. 10.2). Cztery skały cechują się niskim rozstępem wartości (poniżej 0,05), czyli niską zmiennością S_o ; są to: opoka z Pętkowic, wapień skalisty z Przepaści, wapień płytowy z Wierzbicy i muszlowiec z Wierzbicy.

Tabela 10.1. Zależność odsączalności grawitacyjnej (μ) od porowatości otwartej (p_o) oraz od współczynnika filtracji (k) badanych próbek

Pokazano wartości współczynnika korelacji rang Spearmana (r_s) istotne statystycznie na poziomie $p < 0,05$. Korelacji nie badano (ozn. „n.b.”) dla subpopulacji, w których wszystkie lub niemal wszystkie próbki wykazały $\mu = 0$ (tożsame z brakiem korelacji).

	p_o	k	N
wszystkie populacje łącznie	0,82	0,93	240
Opoka z Pętkowic	brak	brak	30
Wapień z Janikowa	0,47	brak	30
Oolit ze Skarbki	brak	brak	30
Oolit z Wierzbicy	0,71	brak	30
Wapień koralowcowy z Zarzeczca	0,85	0,69	30
Wapień skalisty z Przepaści	brak	0,48	30
Wapień płytowy z Bałtowa	n.b.	n.b.	30
Muszlowiec z Wierzbicy	n.b.	n.b.	30

Tabela 10.2. Rozkład stopnia odsączenia (S_o) w badanych próbkach

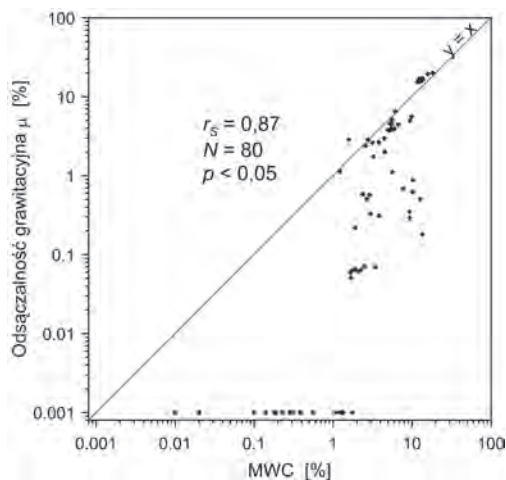
	min.	25%	mediana	75%	max	max-min	N
wszystkie populacje łącznie	0,000	0,000	0,031	0,138	0,584	0,58	240
Opoka z Pętkowic	0,017	0,032	0,038	0,043	0,054	0,04	30
Wapień z Janikowa	0,447	0,466	0,489	0,514	0,584	0,14	30
Oolit ze Skarbki	0,024	0,040	0,063	0,106	0,199	0,18	30
Oolit z Wierzbicy	0,107	0,142	0,151	0,163	0,187	0,08	30
Wapień koralowcowy z Zarzeczca	0,000	0,000	0,017	0,034	0,091	0,09	30
Wapień skalisty z Przepaści	0,000	0,001	0,007	0,013	0,030	0,03	30
Wapień płytowy z Bałtowa	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,00	30
Muszlowiec z Wierzbicy	0,000	0,000	0,000	0,000	0,030	0,03	30

Pozostałe skały cechują się wyższym rozstępem wartości stopnia odsączenia, a szczególnie wysoki jest on w przypadku oolitu ze Skarbki, co oznacza, że w przypadku tej skały stopień odsączenia jest silnie zmienny w zależności od konkretnej próbki (tab. 10.2).

10.2. ZALEŻNOŚĆ ODSĄCZALNOŚCI GRAWITACYJNEJ OD ROZKŁADU WIELKOŚCI PORÓW

Dodatkowe analizy odsączalności grawitacyjnej (μ) wykonane z wykorzystaniem małych rdzeni (rozdział 8) umożliwiają porównanie odsączalności z wynikami badania metodą NMR. Jednak analiza statystyczna pokazała, że w przypadku próbek dwóch skał wyniki dodatkowych oznaczeń μ wykonanych z użyciem małych rdzeni były istotnie różne (w sensie statystycznym, $p < 0,05$) od wyników analiz dużych rdzeni, które należy uznać za wzorcowe. Dlatego wyniki dodatkowych analiz próbek opoki z Pętkowic i oolitu z Wierzbicy muszą być traktowane jako niemiernodajne.

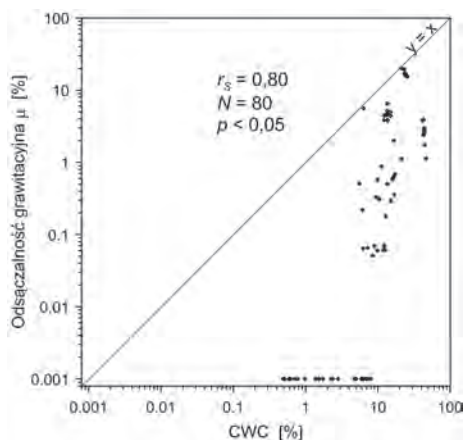
W całkowitym zbiorze próbek odsączalność grawitacyjna wysoko koreluje z *MWC* (zawartością porów nadkapilarnych) i *CWC* (zawartością porów kapilarnych); r_s wynosi od-



Rycina 10.2. Diagram korelacyjny odsączalności grawitacyjnej (μ) i zawartości porów nadkapilarnych (*MWC*)

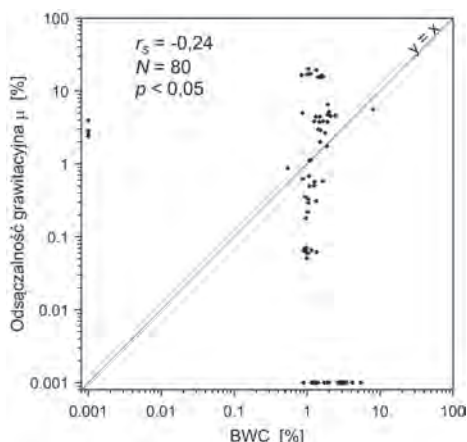
Wykorzystano dodatkowe analizy μ opisane w rozdziale 8; próbki o μ poniżej granicy detekcji zaznaczono z fikcyjną wartością 0,001%

powiednio 0,87 i 0,80 (ryc. 10.2 i 10.3). Korelacja μ i *BWC* (zawartość porów subkapilarnych) jest słaba, chociaż istotna statystycznie i ma charakter korelacji odwrotnej (ryc. 10.4). Jeśli rozważyć poszczególne frakcje wielkości porów, wyrażone jako udziały w p_{NMR} (tab. 10.3), to powyższy obraz wygląda nieco inaczej. Dostyc wysokie są korelacja μ i *MWC* ($r_s = 0,62$) oraz odwrotna korelacja μ z *BWC* ($r_s = -0,74$), zaś korelacja μ i *CWC* jest wyraźnie niższa ($r_s = 0,27$). Odsączalność silnie zależy więc od zawartości porów nadkapilarnych, zaś wyższy udział porów subkapilarnych wpływa na jej zmniejszenie. Widać to zwłaszcza w analizie udziałów względnych (odniesionych do p_{NMR}).



Rycina 10.3. Diagram korelacyjny odsączalności grawitacyjnej (μ) i zawartości porów kapilarnych (CWC)

Wykorzystano dodatkowe analizy μ opisane w rozdziale 8; próbki o μ poniżej granicy detekcji zaznaczone z fikcyjną wartością 0,001%



Rycina 10.4. Diagram korelacyjny odsączalności grawitacyjnej (μ) i zawartości porów subkapilarnych (BWC)

Wykorzystano dodatkowe analizy μ opisane w rozdziale 8; próbki o μ lub BWC poniżej granicy detekcji lub oznaczalności zaznaczone z fikcyjnymi wartościami 0,001%

Analiza tych samych zależności, ale przeprowadzona w obrębie poszczególnych subpopulacji próbek, ujawnia zdecydowanie mniej jednoznaczny obraz. Okazuje się bowiem, że μ i MWC korelują ze sobą tylko w obrębie czterech subpopulacji próbek, w tym jednej „mniej wiarygodnej” (tab. 10.3). W kolejnych dwóch subpopulacjach istnienia korelacji nie dało się potwierdzić. Natomiast w przypadku wapienia płytowego z Bałtowa oraz muszłowca z Wierzbicy, czyli podzbiorów, w których wszystkie próbki cechują się $\mu = 0$, rozpatrywanej korelacji z założenia nie ma. Odsączalność koreluje z CWC tylko w dwóch subpopulacjach, w tym w jednej – odwrotnie (wapień z Janikowa). Natomiast istnienie zależności korelacyjnej między μ i BWC zostało stwierdzone w obrębie dwóch subpopulacji (w tym jednej „mniej wiarygodnej”). Analiza wykonana analogicznie, ale w odniesieniu do frakcji wielkości porów wyrażonych jako ich udziały w p_{NMR} , ujawniła podobny obraz – istnienie poszczególnych zależności i ich charakter (wprost lub odwrotnie proporcjonalne) ściśle zależy od poszczególnych skał, jednak najczęściej odnotowywano brak zależności (tab. 10.3). Dlatego można uznać, że problemu zależności odsączalności od rozmiaru porów nie da się rozstrzygnąć w oparciu o wykonane badania; obraz jest niejednoznaczny, gdyż silnie zależy od typu skały, a w wielu przypadkach (skałach) udokumentowano brak korelacji.

Tabela 10.3. Zależność odsączalności grawitacyjnej (μ) od zawartości porów różnych klas wielkości

Pokazano wartości współczynnika korelacji rang Spearmana (r_s) istotne statystycznie na poziomie $p < 0,05$. Korelacji nie badano (oznaczenie n.b.) dla subpopulacji, w których wszystkie próbki wykazały $\mu = 0$ (tożsame z brakiem korelacji). Kursywą zaznaczono facje „mniej wiarygodne” w świetle analiz przeprowadzonych w rozdz. 8.

	MWC	CWC	BWC	MWC/ <i>P</i>_{NMR}	CWC/ <i>P</i>_{NMR}	BWC/ <i>P</i>_{NMR}	N
wszystkie populacje łącznie	0,87	0,80	-0,24	0,62	0,27	-0,74	80
<i>Opoka z Pętkowic</i>	<i>0,70</i>	<i>brak</i>	<i>brak</i>	<i>0,72</i>	<i>-0,75</i>	<i>brak</i>	<i>10</i>
Wapień z Janikowa	0,84	-0,89	brak	0,94	-0,82	brak	10
Oolit ze Skarbki	brak	brak	brak	brak	brak	brak	10
<i>Oolit z Wierzbicy</i>	<i>brak</i>	<i>brak</i>	<i>0,71</i>	<i>brak</i>	<i>brak</i>	<i>brak</i>	<i>10</i>
Wapień koralowcowy z Zarzecza	0,89	0,90	brak	-0,72	0,82	-0,92	10
Wapień skalisty z Przepaści	0,73	brak	0,69	brak	brak	brak	10
Wapień płytowy z Bałtowa	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	10
Muszlowiec z Wierzbicy	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	10

Tabela 10.4. Zależność stopnia odsączenia (S_o) od zawartości porów różnych klas wielkości

Pokazano wartości współczynnika korelacji rang Spearmana (r_s) istotne statystycznie na poziomie $p < 0,05$. Korelacji nie badano (oznaczenie n.b.) dla subpopulacji, w których wszystkie próbki wykazały $S_o = 0$ (tożsame z brakiem korelacji). Kursywą zaznaczono facje „mniej wiarygodne” w świetle analiz przeprowadzonych w rozdziale 8.

	MWC	CWC	BWC	MWC/ <i>P</i>_{NMR}	CWC/ <i>P</i>_{NMR}	BWC/ <i>P</i>_{NMR}	N
wszystkie populacje łącznie	0,85	0,75	-0,23	0,61	0,27	-0,69	80
<i>Opoka z Pętkowic</i>	<i>brak</i>	<i>brak</i>	<i>brak</i>	<i>brak</i>	<i>brak</i>	<i>brak</i>	<i>10</i>
Wapień z Janikowa	0,80	-0,85	brak	0,90	-0,78	brak	10
<i>Oolit ze Skarbki</i>	<i>brak</i>	<i>brak</i>	<i>brak</i>	<i>brak</i>	<i>brak</i>	<i>brak</i>	<i>10</i>
<i>Oolit z Wierzbicy</i>	<i>0,70</i>	<i>brak</i>	<i>brak</i>	<i>0,66</i>	<i>brak</i>	<i>brak</i>	<i>10</i>
Wapień koralowcowy z Zarzecza	0,86	0,87	brak	-0,73	0,82	-0,88	10
<i>Wapień skalisty z Przepaści</i>	<i>brak</i>	<i>brak</i>	<i>0,75</i>	<i>brak</i>	<i>brak</i>	<i>brak</i>	<i>10</i>
<i>Wapień płytowy z Bałtowa</i>	<i>n.b.</i>	<i>n.b.</i>	<i>n.b.</i>	<i>n.b.</i>	<i>n.b.</i>	<i>n.b.</i>	<i>10</i>
Muszlowiec z Wierzbicy	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	10

Zbliżone, a wręcz analogiczne do opisanych powyżej, są relacje między stopniem odsączenia i frakcjami porów ujawnionymi badaniem NMR (tab. 10.4). Niestety wyniki tej analizy trzeba uznać za generalnie mało wiarygodne, ponieważ wykorzystane wartości stopnia odsączenia są w tym wypadku liczone na podstawie dodatkowych badań porowatości otwartej i odsączalności grawitacyjnej (wykonanych z użyciem małych rdzeni). Dlatego skały, w przypadku których wyniki analizy porowatości otwartej **lub** odsączalności były różne od wyników badań przeprowadzonych w warunkach analiz standardowych muszą być traktowane jako mało wiarygodne; łącznie jest to aż pięć skał na osiem badanych (tab. 10.4).

10.3. ZALEŻNOŚĆ ODSĄCZALNOŚCI GRAWITACYJNEJ OD WSPÓŁCZYNNIKA FILTRACJI

Zależność pomiędzy odsączalnością grawitacyjną i współczynnikiem filtracji wydaje się – intuicyjnie – dosyć oczywista: im więcej porów przepuszczających wodę (a więc im wyższa przepuszczalność), tym więcej porów odsączalnych. Nie jest to jednak zależność jedynie intuicyjna. W Polsce do oceny odsączalności grawitacyjnej skał klastycznych na podstawie współczynnika filtracji często używa się empirycznego wzoru, tak zwanego wzoru Biecińskiego (*Słownik hydrogeologiczny* 2002, s. 307–308):

$$\mu = 0,117 \cdot \sqrt[3]{k} \quad \text{[wzór 10.1]}$$

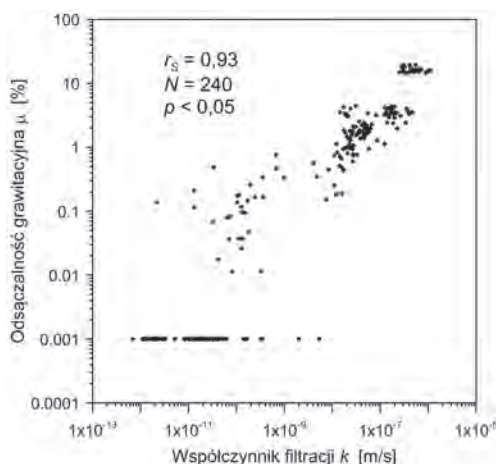
gdzie:

μ – współczynnik odsączalności grawitacyjnej [-],

k – współczynnik filtracji [m/d].

Zależność odsączalności grawitacyjnej od współczynnika filtracji jest zatem wykorzystywana w praktyce, chociaż dane literaturowe dotyczące parametrów hydrogeologicznych matrycy skał węglanowych nie potwierdzają istnienia tej zależności – nie została ona zaobserwowana (np. Borczak *et al.* 1990, Motyka *et al.* 1998, Rzonca 2008).

Wykonane badania pokazały, że wartości współczynnika filtracji silnie korelują z odsączalnością grawitacyjną ($r_s = 0,93$) w całym zbiorze badanych próbek (tab. 10.1, ryc. 10.5). Natomiast w poszczególnych subpopulacjach próbek regułą jest brak korelacji. Zależności korelacyjne obserwowane są jedynie w dwóch podzbiorach – wyższa korelacja w obrębie próbek wapienia koralowcowego z Zarzecza oraz umiarkowanie wysoka wśród



Rycina 10.5. Diagram korelacyjny odsączalności grawitacyjnej (μ) i współczynnika filtracji (k)

Próbki o μ poniżej granicy detekcji zaznaczono z fikcyjną wartością 0,001%

ca zawierała się w przedziale 5,0–9,9%, a dla pięciu – 10,0–19,9%. W 226 przypadkach (na 240) obliczona różnica była większa od 20%, a w 106 – większa od 100%. Wzór Biecińskiego okazuje się zatem bezużyteczny w badaniach cech matrycy skał węglanowych. W ten sposób także nie da się udowodnić istnienia zależności pomiędzy odsączalnością grawitacyjną i współczynnikiem filtracji.

10.4. PODSUMOWANIE ANALIZY I Dyskusja

Dyskusja wyników oznaczeń współczynnika odsączalności grawitacyjnej (μ) w odniesieniu do poszczególnych badanych skał została przedstawiona w rozdziałach 6 i 7. Niżej zawieszony rozdział zawiera analizę problemu zależności odsączalności matrycy skał węglanowych od parametrów opisujących porowatość tej matrycy (w tym także od rozmiarów porów) oraz od współczynnika filtracji. Przeprowadzone badania nie umożliwiły niestety identyfikacji czynników, które wpływają na odsączalność grawitacyjną badanych próbek. Właściwie można nawet powiedzieć, że mechanizm odsączania matrycy skał węglanowych pozostaje nierozpoznany. Na pewno odsączalność nie zależy ani od porowatości matrycy, ani od wielkości porów (co sugerowali m.in. Wilk *et al.* 1985 oraz Rzonca 2008),

próbek wapienia skalistego z Przepaści (tab. 10.1).

Autor sprawdził także możliwość oszacowania odsączalności grawitacyjnej badanych próbek wzorem Biecińskiego (wzór 10.1). Porównane zostały wyniki wykonanych oznaczeń odsączalności z wartościami oszacowanymi tym wzorem (dla 240 próbek). W przypadku każdej próbki obliczono różnicę względną między wartością zmierzoną i oszacowaną (wartość bezwzględna z różnicy wartości zmierzonej i oszacowanej dzielona przez wartość zmierzoną), czyli *de facto* błąd względny oszacowania. W przypadku zaledwie trzech próbek różnica ta była mniejsza od 5% (co jest ogólnie akceptowanym poziomem błędów). Dla sześciu próbek różnica

choć pewne zależności korelacyjne w obrębie niektórych subpopulacji próbek daje się wykazać. Brak jakichkolwiek zależności jest najlepiej widoczny na przykładzie wapienia płytowego z Bałtowa. Skała ta cechuje się porowatością matrycy rzędu 10% (p_O i p_{He}) oraz różną od zera zawartością porów wszystkich klas wielkości (także nadkapilarnych), a odsączalność wszystkich próbek, które zbadano (30 dużych i 10 małych rdzeni) jest poniżej granicy detekcji metody (odsączalność zerowa). Wątpliwa wydaje się także zależność odsączalności grawitacyjnej próbek od ich współczynnika filtracji, chociaż w zbiorczej populacji próbek zależność taką udało się pokazać.

Występowanie korelacji pomiędzy odsączalnością a innymi parametrami matrycy wyraźnie zależy od konkretnej skały, co sugeruje, że uwzględniony musi być tutaj czynnik geometrii przestrzeni porowej danej skały. Problem ten jest analogiczny do omawianej w rozdziale 9 kwestii braku powiązań (zależności) pomiędzy parametrami opisującymi porowatość. Podobnie można więc próbować poszukiwać czynnika (lub czynników) wpływających na odsączalność matrycy i na jej relacje z innymi charakterystykami matrycy. Wzorując się na literaturze poświęconej rozpoznaniu mechanizmów odzyskiwania węglowodorów z przestrzeni porowej skał węglanowych, wymienić można wielkość połączeń między porami oraz ich szorstkość i kształt, liczbę tych połączeń (podział na pory *catenary* i *cul-de-sac* oraz liczbę koordynacyjną), a także cechy geometryczne szkieletu ziarnowego niektórych skał węglanowych.

Warto w tym kontekście wspomnieć o *recovery efficiency*, czyli parametrze szeroko używanym w geologii naftowej (Ahr 2008). *Recovery efficiency* (ang. sprawność odzysku) jest wskaźnikiem, który Wardlaw i Taylor (1976) zdefiniowali jako stosunek ilości rtęci odzyskanej z próbki skały po redukcji ciśnienia do ilości rtęci uprzednio wtłoczonej pod ciśnieniem. Analogia między *recovery efficiency* a odsączalnością grawitacyjną nie jest oczywiście prosta, gdyż rtęć ma zupełnie inne właściwości fizyczne niż woda, a także dlatego, że *recovery efficiency* oznacza się poprzez redukcję ciśnienia. Wielkość *recovery efficiency* danej skały zależy od stosunku wielkości porów do wielkości połączeń między porami (ang. *pore/pore-throat ratio*), od liczby połączeń między porami (liczby koordynacyjnej), od zróżnicowania wielkości porów oraz wreszcie od szorstkości powierzchni połączeń między porami (Ahr 2008). Pomimo wszelkich (oczywistych) różnic między odsączalnością grawitacyjną matrycy a jej *recovery efficiency*, jest wysoce prawdopodobne, że odsączalność grawitacyjna matrycy skał węglanowych zależy od zbliżonego zestawu czynników. Niestety wpływ tych czynników na odsączalność grawitacyjną (w rozumieniu hydrogeologicznym, a więc odsączalność wody ze skały) nie był jeszcze badany (w świetle wiedzy autora), nie został także sprawdzony w ramach niniejszej pracy.

11.

ZALEŻNOŚĆ PRZEPUSZCZALNOŚCI OD POROWATOŚCI OTWARTEJ

Matryca skał węglanowych cechuje się zazwyczaj niską przepuszczalnością. Dlatego według powszechnie akceptowanego modelu koncepcyjnego hydrauliki skał węglanowych (np. Motyka 1998) matryca nie odgrywa w tych skałach roli elementu przewodzącego wodę (zob. też: Worthington *et al.* 2000b). Z tego punktu widzenia przepuszczalność nie należy do najważniejszych parametrów matrycy. Jednak z drugiej strony przepuszczalność – i wyrażający ją w odniesieniu do wody współczynnik filtracji – bezwzględnie należy do najważniejszych hydrogeologicznych cech skał. W związku z tym oznaczanie przepuszczalności należy do standardowej procedury w hydrogeologicznych badaniach matrycy skał węglanowych (np. Wilk *et al.* 1985, Motyka 1988, 1998, Borczak *et al.* 1990, Motyka *et al.* 1998, Krajewski i Motyka 1999, Pulido-Bosch *et al.* 2004, Rzonca 2005, 2008).

W niniejszej pracy analizę przepuszczalności matrycy wykonano jedynie z wykorzystaniem dużych rdzeni, standardowych w przypadku tego oznaczenia. Dlatego wyniki można bezpośrednio porównywać (korelować) jedynie z innymi parametrami wyznaczanymi poprzez analizę tych rdzeni. Są nimi porowatość otwarta (p_o) wyznaczona metodą Archimedes'a (zależność ta jest tematem niniejszego rozdziału) oraz odsączalność grawitacyjna (ta zależność została omówiona w rozdziale 10). Przepuszczalność nie została natomiast porównana z porowatością otwartą wyznaczoną porozymetrem helowym p_{He} ani z wynikami oznaczeń metodą NMR. W całej pracy przepuszczalność matrycy omówiona została na podstawie wartości współczynnika filtracji (k), wyrażającego przepuszczalność skał dla wody.

Z literatury przedmiotu wynika, że w zasadzie nie obserwuje się korelacji przepuszczalności (współczynnika filtracji k) oraz porowatości otwartej (p_o) matrycy skał węglanowych (np. Borczak *et al.* 1990, Motyka *et al.* 1998, Rzonca 2008), chociaż w niektórych przypadkach pewne zależności odnotowywano (np. Wilk *et al.* 1985, Pulido-Bosch *et al.* 2004).

Autor niniejszej pracy zbadał korelację wartości współczynnika filtracji oraz porowatości otwartej przy pomocy testu korelacji rang Spearmana. Zależność w populacji wszystkich próbek jest wysoka – $r_s = 0,85$ (tab. 11.1, ryc. 11.1A). Natomiast regułą jest brak zależności w poszczególnych podgrupach próbek reprezentujących badane skały (tab. 11.1, ryc. 11.1B i 11.1C). Jedynym wyjątkiem są próbki wapienia koralowcowego z Zarzecza, gdzie korelacja k i p_o jest także wyraźna (ryc. 11.1D).

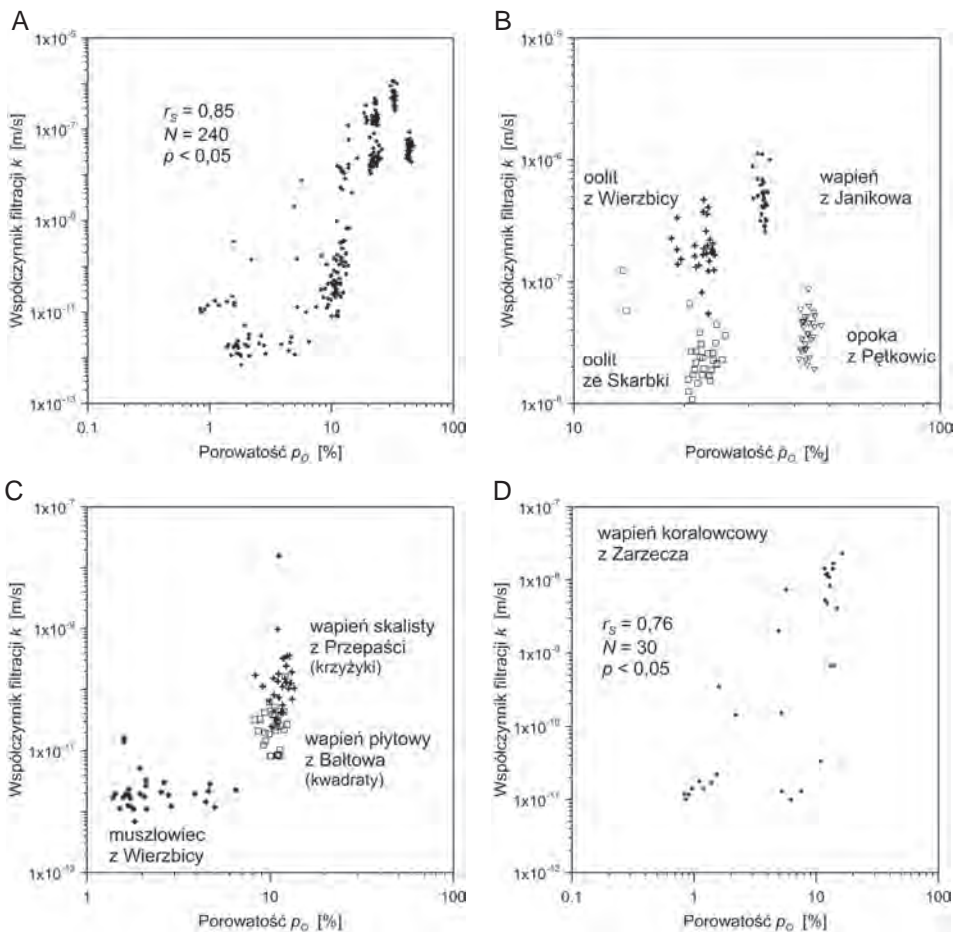
Można powiedzieć, że badana w niniejszym rozdziale zależność jest wyraźna (wysoka korelacja) w obrębie zbiorczej populacji próbek, natomiast z reguły nie daje się pokazać w ramach poszczególnych subpopulacji. Wykorzystany test korelacji rang Spearmana nie wymaga normalności rozkładów badanych cech i pozwala porównywać ze sobą cechy o dużej zmienności. Przeprowadzone badania zależności zostały zatem wykonane po-

prawnie, zgodnie z zasadmi statystyki. Ich wyniki są wiarygodne. Natomiast pozostaje pytanie o ich interpretację. Wydaje się, że nawet korelacja rang zawodzi w sytuacji bardzo dużej zmienności i rozkładów wielomodalnych badanych parametrów (tym bardziej zawodzi tradycyjnie wykorzystywana korelacja Pearsona i dlatego może być stosowana tylko dla cech o rozkładach normalnych). Wykazując istnienie wysokiej korelacji w całym zbiorze (który zawiera znacznie różniące się między sobą próbki różnych skał), *de facto* stwierdzamy istnienie zależności ogólnej, która przy próbie genetycznej interpretacji sprowadza się do banału w rodzaju „skały o wyższej porowatości na ogół są bardziej przepuszczalne”. Problem przejścia z poziomu interpretacji statystycznej na genetyczną

Tabela 11.1. Zależność współczynnika filtracji (k) od porowatości otwartej (p_o) próbek

Pokazano wartości współczynnika korelacji rang Spearmana (r_s) istotne statystycznie na poziomie $p < 0,05$.

	r_s	N
wszystkie populacje łącznie	0,85	240
Opoka z Pętkowic	brak	30
Wapień z Janikowa	brak	30
Oolit ze Skarbki	brak	30
Oolit z Wierzbicy	brak	30
Wapień koralowcowy z Zarzecza	0,76	30
Wapień skalisty z Przepaści	brak	30
Wapień płytowy z Bałtowa	brak	30
Muszlowiec z Wierzbicy	brak	30



Rycina 11.1. Diagram korelacyjny współczynnika filtracji (k) i porowatości otwartej (p_o)

- A. Wszystkie próbki (240).
- B. Próbki czterech facji o wyższej porowatości.
- C. Próbki trzech facji o niższej porowatości.
- D. Próbki wapienia koralowcowego z Zarzecza.

wyraźnie widać właśnie na przykładzie zależności k od p_o . Choć korelacja między tymi parametrami jest wysoka w całym zbiorze próbek, w obrębie poszczególnych subpopulacji zupełnie nie występuje, co wyraźnie ujawniają diagramy korelacyjne (ryc. 11.1B i 11.1C) i co potwierdzają wyniki testu Spearmana (tab. 11.1). Jedyna subpopulacja próbek, w której odnotowano istnienie istotnej statystycznie zależności, to zbiór próbek wapienia koralowcowego z Zarzecza (ryc. 11.1D), czyli skały o dualistycznej naturze, której badane

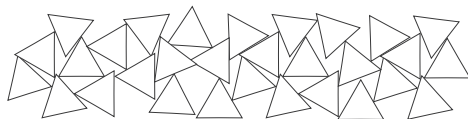
cechy charakteryzują się wysoką zmiennością i bimodalnymi rozkładami. Analogiczne różnice między zależnością cechującą ogólną populację próbek (wysoka korelacja) a zależnościami w obrębie subpopulacji (brak korelacji w co najmniej znaczącej części subpopulacji) można pokazać dla innych związków analizowanych w dwóch poprzednich rozdziałach (9 i 10). Dlatego wydaje się, że porównania parametrów opisujących hydrogeologiczne właściwości matrycy skał węglanowych dają naprawdę wiarygodne wyniki tylko w obniesieniu do próbek jednej skały, a raczej do próbek o podobnych cechach geometrycznych przestrzeni porowej. Należy natomiast wykazać daleko idącą ostrożność przy interpretacji wyników analizy korelacji wielomodlanych zbiorów o znacznej zmienności badanych cech. Dotyczy to także interpretacji wyników testów nieparametrycznych (np. testu korelacji rang Spearmana), których zastosowanie w takich sytuacjach jest – z punktu widzenia zasad statystyki – w pełni uprawnione.

Matematyczny opis (model) relacji pomiędzy porowatością a przepuszczalnością skał węglanowych jest jednym z najbardziej poszukiwanych algorytmów we współczesnej geologii naftowej. Te dwie charakterystyki wprost determinują jakość zbiorników węglowodorów, gdyż porowatość bezpośrednio decyduje o zasobach, a przepuszczalność – o możliwości przepływu medium (surowca) przez skały, i poprzez to – o możliwości jego pozyskania. Jednak o ile dane o porowatości skał mogą być łatwo i ze znaczną wiarygodnością uzyskiwane z sondowań w otworach wiertniczych, o tyle przepuszczalność może być badana tylko w warunkach laboratoryjnych. Dlatego uzyskiwanie informacji o przepuszczalności skał jest drogie, a często w ogóle niemożliwe. W efekcie danych tych generalnie brakuje. Matematyczny opis relacji między tymi dwoma charakterystykami, pomimo zaangażowania ogromnych środków, ciągle nie został opracowany – proponowane obecnie modele nie są przekonujące, co wykazał Ahr (2008). Wiadomo, że relacja porowatości i przepuszczalności zależy w głównej mierze od rozmiarów i kształtu połączeń między porami, które są wymieniane jako główny czynnik. Istotna jest także ogólna charakterystyka petrograficzna skały, tradycyjnie oparta na klasyfikacji skał węglanowych Dunhama (1962) wykorzystującej relacje ilościowe i charakter spoiwa oraz szkieletu ziarnowego. Charakter relacji między porowatością a przepuszczalnością zależy od klasy petrograficznej, a w obrębie niektórych klas – dodatkowo na przykład od charakteru szkieletu ziarnowego (uziarnienia). Zawsze musi być jednak uwzględniany czynnik rozmiaru połączeń między porami, wprost albo pośrednio, na przykład poprzez wielkość ziaren lub wielkość porów, ich kształt i inne cechy geometryczne albo nawet poprzez klasę skały według Dunhama. Jednocześnie relacja porowatości z przepuszczalnością jest często silnie zmienna i niezależna od tekstury skał. Wykazano także, że konieczne jest uwzględnianie innych czynników, takich jak relacja wielkości porów i połączeń między porami (*pore/pore-throat ratio*) oraz jednorodności i rozkładu wielkości tych połączeń, a także ich liczby

(czyli od liczby koordynacyjnej, *coordination number*). Wielokrotnie udowodniono, że wielkość samych porów nie wpływa na relację porowatości do przepuszczalności, chociaż zarazem odpowiednio duże rozmiary porów są warunkiem koniecznym do osiągnięcia przez skałę odpowiednio wysokiej przepuszczalności (Etris *et al.* 1988, Wardlaw 1990, Akbar *et al.* 1995, Ehrenberg i Nadeau 2005, Ehrenberg *et al.* 2006, Rezaee *et al.* 2006, Lucia 2007, Ahr 2008).

W literaturze hydrogeologicznej dotyczącej matrycy skał węglanowych właściwie brak jest podobnych rozważań; opisano jedynie proste próby znalezienia korelacji między przepuszczalnością a porowatością (np. Borczak *et al.* 1990, Motyka *et al.* 1998, Pulido-Bosch *et al.* 2004, Rzonca 2008). Wynikiem tych prób jest zazwyczaj konkluzja o braku takich zależności w badanych zbiorach próbek. Zarazem jednak wyrażany jest pogląd, że porowatość aktywna skał zależy od średnic połączeń między porami (Fetter 1994, s. 81). Porowatość aktywna jest bezpośrednim odniesieniem się do problemu przepuszczalności, gdyż jest to ta część porowatości, w której zachodzi przepływ (np. wody). Oznacza to, że przepuszczalność skał zależy w dużej mierze od średnic połączeń między porami. Według Humnickiego (2006) przepuszczalność skał zależy głównie od zawartości porów nadkapilarnych, którą wyraża porowatość aktywna. Podstawowe znaczenie ma wielkość porów, ale też kształt porów i szorstkość ich powierzchni, a w skałach klastycznych – uziarnienie.

Uwzględniając postulaty zawarte w literaturze z kanonu geologii naftowej i nieliczne informacje pochodzące z literatury hydrogeologicznej, można wywnioskować, że obiecujące byłoby analizowanie relacji porowatości, przepuszczalności i odsączalności skał w przestrzeni wielowymiarowej z uwzględnieniem – jako dodatkowych czynników – cech geometrycznych porów, połączeń między porami i liczby tych połączeń. Wymaga to jednak dysponowania danymi opisującymi wymienione cechy przestrzeni porowej badanych skał.



12.

PODSUMOWANIE PRACY I WNIOSKI

1.

Wyniki badań pozwalają podzielić badane skały na trzy grupy:

- 1) Wysoka porowatość oraz wysoka odsączalność grawitacyjna charakteryzuje matrycę wapienia z Janikowa.
- 2) Wysoka (lub umiarkowanie wysoka) porowatość, ale niska (lub umiarkowanie niska) odsączalność grawitacyjna cechują matrycę opoki z Pętkowic (o nadzwyczaj wysokiej porowatości), oolitu ze Skarbki, oolitu z Wierzbicy, wapienia skalistego z Przepaści oraz podtypu 2 wapienia koralowcowego z Zarzecza – sklasyfikowanego jako wapień biodetrytyczny. Specyficznym przypadkiem w tej grupie jest wapień płytowy z Bałtowa, którego odsączalność jest poniżej granic wykrywalności zastosowanej metody.
- 3) Niska porowatość oraz bardzo niska (praktycznie niewykrywalna) odsączalność grawitacyjna cechuje matrycę muszłowca z Wierzbicy oraz podtypu 1 wapienia koralowcowego z Zarzecza, czyli biolitytu koralowcowego.

Wapień koralowcowy z Zarzecza stanowi mieszaninę dwóch wyróżnionych podtypów facjalnych, a właściwości jego matrycy są wypadkową charakterystyk typowych dla grup 2 i 3. Matryca tej skały cechuje się więc generalnie niską odsączalnością, natomiast jej porowatość jest zmienna, w pewnych partiach umiarkowanie wysoka, a w innych niska.

2.

Z punktu widzenia gospodarki wodnej regionu najbardziej liczące się skały to facje oolitowe, w których zgromadzona jest znaczna część zasobów Głównego Zbiornika Wód Podziemnych 420 *Wierzbica–Ostrowiec*. Matryca tych skał cechuje się wysoką porowatością otwartą (jak wynika z badań oolitu ze Skarbki i z Wierzbicy: rzędu 15–25%), przy raczej

niskiej odsączalności grawitacyjnej (rzędu 0,5–4,5%). Zbiornik ten, jak wynika z przeprowadzonych badań, ma w znacznej mierze charakter porowy, ale odsączalność grawitacyjna budujących go skał jest mocno ograniczona. Znaczne ilości wód porowych silnie wpływają na właściwości dyspersyjne skał, obniżając podatność tego zbiornika na zanieczyszczenie, ale też utrudniając jego oczyszczenie w przypadku skażenia.

3.

Wysoka odsączalność grawitacyjna matrycy skał węglanowych jest warunkiem koniecznym do zaistnienia wysokiej odsączalności grawitacyjnej węglanowej warstwy wodonośnej. Nie jest to jednak warunek wystarczający, gdyż aby warstwa węglanowa cechowała się wysoką odsączalnością, niezbędna jest – dodatkowo – dobrze rozwinięta sieć drenażu wewnętrznego, czyli system szczelin i pustek krasowych. Niska odsączalność matrycy przesądza natomiast o niskiej odsączalności warstwy wodonośnej – warunek konieczny nie jest w takim przypadku spełniony.

Odsączalność skał węglanowych nie rośnie wraz ze zmianą skali pomiaru (np. przejściem od skały próbki laboratoryjnej do skały dorzecza), jak to się dzieje na przykład ze współczynnikiem filtracji.

4.

W przypadku niektórych skał wielkość próbki wpływa na wyniki oznaczeń porowatości otwartej metodą Archimedesesa i odsączalności grawitacyjnej metodą wirówkową. W praktyce trzeba przyjąć, że wielkość próbki wpływa na wynik oznaczeń porowatości otwartej oraz odsączalności grawitacyjnej – chyba, że dla danej skały wykazano brak takiego wpływu.

5.

Udokumentowana została silna korelacja porowatości otwartej oznaczonej dwiema metodami (porozymetrem helowym p_{He} i metodą Archimedesesa p_O) w zbiorczej populacji próbek oraz w siedmiu (na osiem) subpopulacjach reprezentujących poszczególne skały. Różnica względna pomiędzy p_{He} i p_O cechuje się różnymi wartościami i rozkładem w zależności od subpopulacji. Wartości tej różnicy nie zależą od wielkości porów, a w części podzbiorów nie zależą także od porowatości skał. W niemal wszystkich badanych próbkach p_{He} przyjmuje wyższe wartości od p_O .

6.

Wyniki oznaczeń porowatości otwartej metodą porozymetrii helowej i metodą NMR korelują ze sobą w ogólnej populacji próbek oraz w obrębie pięciu subpopulacji (reprezen-

tujących poszczególne skały), zaś w obrębie trzech podzbiorów – nie korelują. Dominują próbki charakteryzujące się p_{He} większym niż p_{NMR} .

7.

Porowatość otwarta p_o koreluje z zawartością porów kapilarnych (CWC) tylko w obrębie pięciu subpopulacji próbek, przy czym jedna z tych korelacji jest korelacją odwrotną (ujemną). Z kolei zawartość porów nadkapilarnych (MWC) wykazuje związek z p_o jedynie w trzech subpopulacjach próbek. Zarazem jednak MWC i CWC są wyraźnie skorelowane z p_o w całym zbiorze próbek. Zawartość porów subkapilarnych (BWC) koreluje z p_o w jednym podzbiore próbek. Występowanie zależności między porowatością otwartą a udziałami porów danej wielkości nie jest więc regułą i zależy od konkretnej skały oraz cech jej przestrzeni porowej.

8.

W przypadku części skał we wszystkich próbkach stwierdzono odsączalność grawitacyjną zdecydowanie niższą nie tylko od porowatości otwartej, lecz także od zawartości porów nadkapilarnych czy kapilarnych. Zatem w niektórych skałach nawet **poro nadkapilarne okazały się całkowicie lub częściowo nieodsączalne**.

9.

Niejednoznaczny obraz wyłania się także z analizy związków odsączalności grawitacyjnej (μ) badanych skał z porowatością otwartą wyznaczoną metodą Archimedesusa (p_o). Korelacja między μ a p_o jest wysoka w całym zbiorze próbek, ale zarazem występuje jedynie w trzech subpopulacjach próbek reprezentujących badane skały. Podobnie wykazane zostało istnienie wyraźnej zależności korelacyjnej pomiędzy μ a współczynnikiem filtracji (k) w całej populacji próbek, natomiast najczęściej nie występuje ona w poszczególnych subpopulacjach próbek. MWC oraz CWC wysoko korelują z μ w ogólnym zbiorze próbek. Wykazano też istnienie związku MWC z μ w obrębie czterech subpopulacji, natomiast korelacja CWC i μ w subpopulacjach najczęściej nie występuje. Jednocześnie w szeregu subpopulacji (poszczególnych skał) μ jest wyraźnie mniejsze od MWC i od CWC. Można uznać, że czynniki decydujące o odsączalności grawitacyjnej matrycy nie zostały jednoznacznie zidentyfikowane. Jednym oczywistym czynnikiem jest porowatość, ale z przeprowadzonych analiz wynika, że czynnik ten niewątpliwie działa wraz z innymi, niezależnymi od niego. Odsączalność nie zależy też wprost od wielkości porów, chociaż było to wcześniej sugerowane w szeregu publikacji.

10.

Wyniki analiz ujawniły istnienie silnej korelacji między wyrażającymi przepuszczalność matrycy wartościami współczynnika filtracji (k) a porowatością otwartą wyznaczoną metodą Archimedesesa (p_o). Jednak korelacja ta występuje tylko w całej populacji próbek, natomiast nie daje się pokazać (z nielicznymi wyjątkami) w subpopulacjach próbek poszczególnych skał. Wpływ wielkości porów na przepuszczalność matrycy nie został zbadany.

11.

Zdecydowaną większość badanych korelacji można wykazać w całej populacji próbek obejmującej wszystkie badane skały węglanowe, natomiast te same zależności rozpatrywane w obrębie subpopulacji próbek poszczególnych skał często nie występują w ogóle lub występują jedynie w niektórych podzbiorach. Porównania parametrów opisujących hydrogeologiczne właściwości matrycy skał węglanowych dają w pełni wiarygodne wyniki tylko w odniesieniu do próbek jednej skały, a zatem w odniesieniu do grupy próbek o podobnych cechach geometrycznych przestrzeni porowej. Należy natomiast wykazać daleko idącą ostrożność przy interpretacji wyników analizy korelacji wielomodalnych zbiorów o znacznej zmienności badanych cech, a takimi są zazwyczaj zbiory próbek różnych skał. Chociaż zależności takie – z punktu widzenia zasad statystyki – można badać na przykład testem korelacji rang Spearmana, to genetyczna interpretacja wykazanych związków korelacyjnych sprowadza się właściwie tylko do ogólnych stwierdzeń w rodzaju: „skały bardziej porowate są zazwyczaj bardziej odsączalne”.

12.

Wyraźny *leitmotiv* metodycznej części niniejszej pracy stanowi obserwacja, że **niemal wszystkie rozpatrywane zależności między parametrami matrycy zależą od konkretnej badanej skały**. Wielkość próbki ma wpływ na wynik oznaczeń porowatości otwartej i odsączalności grawitacyjnej, ale tylko w obrębie próbek niektórych skał. Liczne zbadane korelacje pomiędzy różnymi parametrami występują tylko w części subpopulacji próbek. Różnice między oznaczonymi wartościami parametrów oraz wskaźniki wyrażające te różnice (na przykład różnica względna czy stopień odsączenia) mają różne rozkłady – w zależności od konkretnej skały. Oznacza to, że istotny wpływ na badane relacje ma czynnik związany z indywidualnymi cechami geometrycznymi przestrzeni porowej danej skały. Czynnikiem tym nie jest wielkość porów (co często wcześniej sugerowano), a przynajmniej z pewnością nie jest ona czynnikiem jedynym. W pracy omówiono szereg innych prawdopodobnych czynników, których wpływ nie został jednak na obecnym etapie zbadany.

LITERATURA

- ADAMS J.E., FRENZEL H.N., 1950. Capitan barrier reef, Texas and New Mexico. *Journal of Geology*, 58, 4: 289–312.
- AHR W.M., 2008. *Geology of carbonate reservoirs. The identification, description and characterization of hydrocarbon reservoirs in carbonate rocks*. Wiley, Hoboken, New Jersey: 277 ss.
- AHRENS H., 1970. *Analiza wariancji*. PWN, Warszawa: 176 ss.
- AKBAR M., PETRICOLA M., WATFA M., BADRI M., CHARARA M., BOYD A., CASSELL B., DELHOMME J.-P., GRACE M., KENYON B., ROESTENBURG J., 1995. Classic interpretation problems: evaluating carbonates. *Oilfield Review*, 7, 1: 38–57.
- ALLEN D.J., BREWERTON L.J., COLEBY L.M., GIBBS B.R., LEWIS M.A., MACDONALD A.M., WAGSTAFF S.J., WILLIAMS A.T., 1997. The physical properties of major aquifers in England and Wales. British Geological Survey Technical Report WD/97/34. Environment Agency R&D Publication, 8: 312 ss. Dostępne: <http://nora.nerc.ac.uk/13137/1/WD97034.pdf> (02.04.2013 r.)
- ALSHARHAN A.S., 1995. Facies variation, diagenesis, and exploration potential of the Cretaceous rudist-bearing carbonates of the Arabian Gulf. *AAPG Bulletin*, 79, 4: 531–550.
- ASQUITH G.B., 1986. Microporosity in the O'Hara oolite zone of the Mississippian Ste. Genevieve limestone, Hopkins County, Kentucky, and its implications for formation evaluation. *Carbonates and Evaporites*, 1, 1: 7–12.
- BAKALOWICZ M., 2005. Karst groundwater: a challenge for new resources. *Hydrogeology Journal*, 13, 1: 148–160.
- BARCICKI M., 1986. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Wierzbica (743). Wyd. PIG, Warszawa.
- BARCICKI M., 1990. Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Wierzbica (743). Wyd. PIG, Warszawa: 83 ss.

- BIBBY, R., 1981. Mass transport of solutes in dual-porosity media. *Water Resources Research*, 17, 4: 1075–1081.
- BIELEC B., 1999. Właściwości hydrogeologiczne przestrzeni porowej skał związanych z obszaru Polski. Praca doktorska niepublikowana, Akademia Górniczo-Hutnicza, Kraków.
- BLOOMFIELD J.P., BREWERTON L.J., ALLEN D.J., 1995. Regional trends in matrix porosity and dry density of the Chalk of England. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, 28: 131–142.
- BODIN J., DELAY F., DE MARSILY G., 2003a. Solute transport in a single fracture with negligible matrix permeability: 1. fundamental mechanisms. *Hydrogeology Journal*, 11, 4: 418–433.
- BODIN J., DELAY F., DE MARSILY G., 2003b. Solute transport in a single fracture with negligible matrix permeability: 2. mathematical formalism. *Hydrogeology Journal*, 11, 4: 434–454.
- BODWADKAR S.V., REIS J.C., 1993. Core Porosity Measurements Using Gamma Rays. [W:] SPE Annual Technical Conference and Exhibition, 3–6 October 1993, Houston, Texas. Society of Petroleum Engineers: 531–538. DOI: 10.2118/26467-MS
- BONACCI O., 1987. Karst hydrology, with special reference to the Dinaric Karst. *Trans. Vidovic-Culic Z. Springer Series in Physical Environment*, 2: 184 ss.
- BORCZAK S., LEŚNIAK T.CZ., MOTYKA J., 1994. Właściwości hydrogeologiczne przestrzeni porowej dolnokarbońskich wapieni i dolomitów czatkowickich. *Przegląd Geologiczny*, 42, 8: 653–657.
- BORCZAK S., MOTYKA J., PULIDO-BOSCH A., 1990. The hydrogeological properties of the matrix of the chalk in the Lublin coal basin (southeast Poland). *Hydrological Sciences Journal*, 35, 5: 523–534.
- BOWERS M.C., EHRLICH R., HOWARD J.J., KENYON W.E., 1995. Determination of porosity types from NMR data and their relationship to porosity types derived from thin section. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 13, 1: 1–14.
- BROMEK T., 1977. Nowe metody ustalania współczynnika odsączalności i współczynnika ściśliwości objętościowej skał karbońskich. Praca doktorska niepublikowana, Główny Instytut Górnictwa, Katowice.
- BURG A., HEATON T.H.E., 1998. The relationship between the nitrate concentration and hydrology of a small chalk spring; Israel. *Journal of Hydrology*, 204, 1–4: 68–82.
- CARR M.B., EHRLICH R., BOWERS M.C., HOWARD J.J., 1996. Correlation of porosity types derived from NMR data and thin section image analysis in a carbonate reservoir. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 14, 3–4: 115–131.

- CASTANY G., 1972. Poszukiwanie i eksploatacja wód podziemnych. Wyd. Geol., Warszawa: 634 ss.
- CHOQUETTE P. W., PRAY L. C., 1970. Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. AAPG Bulletin, 54, 2: 207–250.
- CIEŚLIŃSKI S., POŻARYSKI W., 1970. Kreda. [W:] Stratygrafia mezozoiku obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Prace PIG, 56: 185–231.
- CRAIN E.R., 2008. Crain's petrophysical handbook [podręcznik wydany na płycie CD]. Dostępne: <http://www.spec2000.net/09-corepore.htm> (03.04.2013 r.).
- DANDEKAR A.Y., 2013. Petroleum Reservoir Rock and Fluid Properties. CRC Press, Taylor and Francis Group, Boca Raton, Florida: 518 ss.
- DĄBROWSKI S., PRZYBYŁEK J., 2005. Metodyka próbnych pompowań w dokumentowaniu zasobów wód podziemnych. Poradnik metodyczny. Ministerstwo Środowiska, Warszawa: 292 ss.
- DEVILLE DE PERIERE M., DURLET Ch., VENNIN E., LAMBERT L., BOURILLOT R., CALINE B., POLI E., 2011. Morphometry of micrite particles in cretaceous microporous limestones of the Middle East: Influence on reservoir properties. Marine and Petroleum Geology, 28, 9: 1727–1750.
- DULIŃSKI W., 1965. Aparat do badania przepuszczalności z uszczelnieniem pneumatycznym. Wiadomości Naftowe, 7: 117–118 (część I), 8: 163–164 (część II).
- DUNHAM R.J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. [W:] Ham W.E. (red.), Classification of carbonate rocks. AAPG Memoir, 1: 108–121.
- EHRENBERG S.N., EBERLI G.P., KERAMATI M., MOALLEMI S.A., 2006. Porosity–permeability relationships in interlayered limestone–dolostone reservoirs. AAPG Bulletin, 90, 1: 91–114.
- EHRENBERG S.N., NADEAU P.H., 2005. Sandstone vs. carbonate petroleum reservoirs: A global perspective on porosity–depth and porosity–permeability relationships. AAPG Bulletin, 89, 4: 435–445.
- ENGELHARDT W. von, 1960. Der Porenraum der Sedimente. Springer Gesamttitel Mineralogie und Petrographie in Einzeldarstellungen, Bd. 2, Berlin: 207 ss.
- ETRIS E.L., BRUMFIELD D.S., EHRLICH R., CRABTREE S.J. Jr., 1988. Relations between pores, throats and permeability: a petrographic/physical analysis of some carbonate grainstones and packstones. Carbonates and Evaporites, 3, 1: 17–32.
- FERT M., PŁOCHNIEWSKI Z., 1997. Mapa hydrogeologiczna Polski 1:50.000, arkusz Wierzbica (743), część tekstowa. Centralne Archiwum Geologiczne PIG, Warszawa.

- FETTER C.W., 1994. Applied hydrogeology. Prentice-Hall Inc., Englewood Cliffs, New Jersey: 691 ss.
- FORD D.C., WILLIAMS P.W., 1989. Karst geomorphology and hydrology. Unwin Hyman Ltd, London: 601 ss.
- FORD D.C., WILLIAMS P.W., 2007. Karst hydrogeology and geomorphology. John Wiley and Sons Ltd, Chichester: 562 ss.
- FOSTER S.S.D., 1975. The chalk groundwater tritium anomaly – a possible explanation. *Journal of Hydrology*, 25, 1–2: 159–165.
- FREEZE R.A., CHERRY J.A., 1979. Groundwater. Prentice-Hall Inc., Englewood Cliffs, London: 604 ss.
- GILEWSKA S., 1972. Wyżyny Śląsko-Małopolskie. [W:] Klimaszewski M. (red.), *Geomorfologia Polski. Tom 1: Polska południowa. Góry i wyżyny*. PWN, Warszawa: 232–339.
- GÖTZ A.E., LENHARDT N., 2011. The Anisian carbonate ramp system of Central Europe (Peri-Tethys Basin): sequences and reservoir characteristics. *Acta Geologica Polonica*, 61, 1: 59–70.
- GRESWELL R., YOSHIDA K., TELLAM J.H., LLOYD J.W., 1998. The micro-scale hydrogeological properties of the Lincolnshire Limestone, UK. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, 31: 181–197.
- GRISAK G.E., PICKENS J.F., 1980. Solute transport through fractured media. 1. Effect of matrix diffusion. *Water Resources Research*, 16, 4: 719–730.
- GRISAK G.E., PICKENS J.F., CHERRY J.A., 1980. Solute transport through fractured media. 2. Column study of fractured till. *Water Resources Research*, 16, 4: 731–739.
- GUTOWSKI J., 1992. Górny oksford i kimeryd północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Praca doktorska niepublikowana, Uniwersytet Warszawski, Warszawa.
- GUTOWSKI J., 1998. Oxfordian and Kimmeridgian of the northeastern margin of the Holy Cross Mountains, Central Poland. *Geological Quarterly*, 42, 1: 59–72.
- GUTOWSKI J., 2004a. Dynamika rozwoju utworów koralowych środkowego oksfordu okolic Bałtowa. *Tomy Jurajskie*, 2: 17–28.
- GUTOWSKI J., 2004b. Oolitowy cykl sedymentacyjny wczesnego kimerydu w profilu Wierzbicy koło Radomia. *Tomy Jurajskie*, 2: 37–48.
- GUTOWSKI J., 2006. Introduction to Field trip B2 – Upper Jurassic shallow-water carbonate platform and open shelf facies. [W:] Wierzbowski A., Aubrecht R., Golonka J., Gutowski J., Krobicki M., Matyja B.A., Pieńkowski G., Uchman A. (red.), *Jurassic*

- of Poland and adjacent Slovakian Carpathians. Field trip guidebook of 7th International Congress on the Jurassic System, Poland, Kraków, September 6–18, 2006. Wyd. PIG, Warszawa: 169–173.
- GUTOWSKI J., KOYI H.A., 2007. Influence of oblique basement strike-slip faults on the Mesozoic evolution of the south-eastern segment of the Mid-Polish Trough. Basin Research, 19, 1: 67–86.
- GUTOWSKI J., POPADYUK I.V., OLSZEWSKA B., 2005. Late Jurassic-earliest Cretaceous evolution of the epicontinental sedimentary basin of the southeastern Poland and western Ukraine. Geological Quarterly, 49, 1: 31–44.
- GUTOWSKI J., URBANIEC A., ZŁONKIEWICZ Z., BOBREK L., ŚWIETLIK B., GLINIĄK P., 2007. Stratygrafia górnej jury i dolnej kredy środkowej części przedpola polskich Karpat. Biuletyn PIG, 426: 1–26.
- HAUNS M., JEANNIN P.-Y., ATTEIA O., 2001. Dispersion, retardation and scale effect in tracer breakthrough curves in karst conduits. Journal of Hydrology, 241, 3–4: 177–193.
- HEGGEN R.J. (red.), 1996. Hydrology Handbook. ASCE Manuals and Reports on Engineering Practice No. 28, American Society of Civil Engineers, New York: 784 ss.
- HERMAN G., 1996. Mapa hydrogeologiczna Polski 1:50 000, arkusz Morawica (851), część tekstowa. Centralne Archiwum Geologiczne PIG, Warszawa.
- HOAG R.S., PRICE J.S., 1997. The effects of matrix diffusion on solute transport and retardation in undisturbed peat in laboratory columns. Journal of Contaminant Hydrology, 28, 3: 193–205.
- HUMNICKI W., 2006. Charakterystyka przestrzeni hydrogeologicznej. [W:] Macioszczyk A. (red.), Podstawy hydrogeologii stosowanej. PWN, Warszawa: 39–71.
- JANIEC J., ROMANEK A., ZŁONKIEWICZ Z., 1993. Mapa geologiczna Polski 1:200 000, arkusz Sandomierz A – mapa utworów powierzchniowych. Wyd. Geol., Warszawa.
- JAWORSKI R., KOS M., 2000. Mapa hydrogeologiczna Polski 1:50 000, arkusz Lipsko (782), część tekstowa. Centralne Archiwum Geologiczne PIG, Warszawa.
- JENSEN J.L., LAKE L.W., CORBETT P.W.M., GOGGIN D.J., 1997. Statistics for petroleum engineers and geoscientists. Prentice-Hall PTR, Upper Saddle River, New Jersey: 390 ss.
- KARDAŚ R., URBAN J., 1996. Zespół Przyrodniczo-Krajobrazowy Podgrodzie na Wyżynie Kielecko-Sandomierskiej. Chrońmy Przyrodę Ojczystą, 52, 6: 15–26.
- KARNKOWSKI P. H., 2008. Regionalizacja tektoniczna Polski – Niż Polski. Przegląd Geologiczny, 56, 10: 895–903.

- KLECZKOWSKI A.S. (red.), 1990, Mapa obszarów Głównych Zbiorników Wód Podziemnych (GZWP) w Polsce wymagających szczególnej ochrony 1:500 000, wraz z objaśnieniami tekstowymi. Wyd. Instytut Hydrogeologii i Geologii Inżynierskiej Akademii Górniczo-Hutniczej, Kraków.
- KLECZKOWSKI A.S., MULARZ S., 1964. Przyczynek do metodyki wyznaczania porowatości skał dla celów hydrogeologicznych. *Przegląd Geologiczny*, 2, 131: 103–105.
- KLINKENBERG L.J., 1941. The permeability of porous media to liquids and gases. *Drilling and Production Practice*. American Petroleum Institute, Dallas: 200–213.
- KOLAGO C., 1970. Mapa hydrogeologiczna Polski 1:1.000 000. Inst. Geol., Warszawa.
- KONDRACKI J., 2002. *Geografia regionalna Polski*. PWN, Warszawa: 440 ss.
- KOS M., 2000. Mapa hydrogeologiczna Polski 1:50 000, arkusz Ożarów (819), część tekstowa. Centralne Archiwum Geologiczne PIG, Warszawa.
- KOS M., 2005. Warunki hydrogeologiczne w strefie kontaktu jurajskiego i kredowego piętra wodonośnego w rejonie Ożarowa. Praca doktorska niepublikowana, OŚ PIG, Kielce.
- KOS M., 2007. Własności filtracyjne utworów górnej jury i górnej kredy w strefie kontaktu mezozoicznego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich i Niecki Lubelskiej w rejonie Ożarowa (Wyżyna Kielecka). *Współczesne Problemy Hydrogeologii*, 13, 3, 807–811.
- KOSMOWSKA-SUFFCZYŃSKA D., 1966. Rozwój rzeźby w trzeciorzędzie okolic Ostrowca Świętokrzyskiego i Ćmielowa. *Prace Geograficzne PAN*, 54: 114 ss.
- KOTAŃSKI Z., 1959. Przewodnik geologiczny po Górach Świętokrzyskich. Tom 1 i 2. Wyd. Geol., Warszawa: 447 ss.
- KOZERSKI B., 1977. Wytyczne określania współczynnika filtracji metodami pośrednimi i laboratoryjnymi. *Zasady obliczeń hydrogeologicznych ujęć wód podziemnych*, z. 6. Wyd. Geol., Warszawa: 42 ss.
- KRAJEWSKI S., 1972. Strefowość zawodnienia utworów górnej kredy na obszarze Lubelskiego Zagłębia Węglowego. *Prace Hydrogeologiczne Instytutu Geologicznego*, 3: 66 ss.
- KRAJEWSKI S., MOTYKA J., 1999. Model sieci hydraulicznej w skałach węglanowych w Polsce. *Biuletyn PIG*, 388: 115–138.
- KREMIENIEWSKI M., 2012. Modyfikacja przestrzeni porowej kamieni cementowych. *Nafta-Gaz*, 68, 3: 165–170.
- KUTEK J., 1994. Jurassic tectonic events in south-eastern cratonic Poland. *Acta Geologica Polonica*, 44, 3–4: 167–221.

- KUTEK J., 1996. Obszar niecki nidziańskiej jako część polskiego permsko-mezozoicznego basenu ryftowego. [W:] Kowalski B.J. (red.), Zagadnienia geologii Niecki Nidziańskiej. Prace Instytutu Geografii Wyższej Szkoły Pedagogicznej w Kielcach, 1: 51–68.
- KUTEK J., 2001. The Polish Permo-Mesozoic Rift Basin. [W:] Ziegler P.A., Cavazza W., Robertson A.H.F., Crasquin-Soleau S. (red.), Peri-Thetys Memoir 6: Peri-Thetyan Rift. Wrench Basin and Passive Margins. Memoires du Museum National d’Histoire Naturelle, 186: 213–236.
- LAMARCHE J., LEWANDOWSKI M., MANSY J.-L., SZULCZEWSKI M., 2003. Partitioning pre-, syn- and post-Variscan deformation in the Holy Cross Mountains, eastern Variscan foreland. [W:] McCann T., Saintot A. (red.), Tracing tectonic deformation using the sedimentary record. Geological Society, London, Special Publications, 208: 159–184.
- LISZKOWSKA E., LISZKOWSKI J., 1989. Ocena mikro- i makrohydraulicznych parametrów masywów szczelinowo-krasowych dla potrzeb hydrogeologii. [W:] Wody szczelinowo-krasowe i problemy ich ochrony – konferencja naukowa w Karniowicach. Wyd. SGGW-AR, Warszawa: 14–22.
- LISZKOWSKA E., PACHOLEWSKI A., 1989. Ilościowa ocena struktury hydraulicznej masywu wapieni górnourajskich zlewni Wiercicy. [W:] Wody szczelinowo-krasowe i problemy ich ochrony – konferencja naukowa w Karniowicach. Wyd. SGGW-AR, Warszawa: 23–32.
- LLOYD J.W., GRESWELL R., WILLIAMS G.M., WARD R.S., MACKAY R., RILEY M.S., 1996. An integrated study of controls on solute transport in the Lincolnshire limestone. Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology, 29: 321–339.
- LUCIA F.J., 2007. Carbonate reservoir characterization – an integrated approach. Springer, Berlin–Heidelberg–New York: 336 ss.
- ŁOMNICKI A., 1999. Wprowadzenie do statystyki dla przyrodników. PWN, Warszawa: 262 ss.
- ŁUNIEWSKI A., 1923. Z geologii okolic Zawichosta. Sprawozdania PIG, 2: 49–72.
- MADSEN H.B., STEMMERIK L., SURLYK F., 2010. Diagenesis of silica-rich mound-bedded chalk, the Coniacian Arnager Limestone, Denmark. Sedimentary Geology, 223, 1–2: 51–60.
- MALINOWSKI J. (red.), 1991. Budowa geologiczna Polski. Tom VII Hydrogeologia. Wyd. Geol., Warszawa: 275 ss.

- MAŁOSZEWSKI P., RAUERT W., TRIMBORN P., HERRMANN A., RAU R., 1992. Isotope hydrological study of mean transit times in an alpine basin (Wimbachtal, Germany). *Journal of Hydrology*, 140, 1–4: 343–360.
- MAŁOSZEWSKI P., STICHLER W., ZUBER A., 2004. Interpretation of environmental tracers in groundwater systems with stagnant water zones. *Isotopes in Environmental and Health Studies*, 40, 1: 21–33.
- MAŁOSZEWSKI P., STICHLER W., ZUBER A., RANK D., 2002. Identifying the flow systems in a karstic-fissured-porous aquifer, the Schnealpe, Austria, by modelling of environmental ^{18}O and ^3H isotopes. *Journal of Hydrology*, 256, 1–2: 48–59.
- MAŁOSZEWSKI P., ZUBER A., 1985. On the theory of tracer experiments in fissured rocks with a porous matrix. *Journal of Hydrology*, 79, 3–4: 333–358.
- MAŁOSZEWSKI P., ZUBER A., 1990. Mathematical modeling of tracer behavior in short-term tracer experiments in fissured rocks. *Water Resources Research*, 26, 7: 1517–1528.
- MAŁOSZEWSKI P., ZUBER A., 1992. On the calibration and validation of mathematical models for the interpretation of tracer experiments in groundwater. *Advances of Water Resources*, 15, 1: 47–62.
- MAŁOSZEWSKI P., ZUBER A., 1993. Tracer experiments in fractured rocks: Matrix diffusion and the validity of models. *Water Resources Research*, 29, 8: 2723–2735.
- MANGIN A., 1994. Karst hydrogeology. [W:] Gilbert J., Danielopol D.L., Stanford J.A. (red.), *Groundwater ecology*. Academic Press, San Diego: 43–67.
- MARKIEWICZ D., 1984. Mapa hydrogeologiczna Polski 1:200 000, arkusz Sandomierz, wraz z objaśnieniami tekstowymi. Wyd. Geol., Warszawa.
- MASZOŃSKA D. (red.), 1998. Dokumentacja hydrogeologiczna zbiornika wód podziemnych Wierzbica–Ostrowiec (GZWP 420). Exbud-Hydrogeotechnika, Kielce. Materiały niepublikowane.
- MATYJA B.A., 2009. Development of the Mid-Polish Trough versus Late Jurassic evolution in the Carpathian Foredeep area. *Geological Quarterly*, 53, 1: 49–62.
- MAZOR E., BOSCH A., 1987. Noble gases in formation fluids from deep sedimentary basins: a review. *Applied Geochemistry*, 2, 5–6: 621–627.
- MOENCH A.F., 1984. Double-porosity models for a fissured groundwater reservoir with fracture skin. *Water Resources Research*, 20, 7: 831–846.
- MOENCH A.F., 1995. Convergent radial dispersion in a double-porosity aquifer with fracture skin: Analytical solution and application to a field experiment in fractured chalk. *Water Resources Research*, 31, 8: 1823–1835.

- MOTYKA J., 1988. Węglanowe osady triasu w olkusko-zawierciańskim rejonie rudnym jako środowisko wód podziemnych. *Zeszyty Naukowe AGH Geologia*, 36: 109 ss.
- MOTYKA J., 1998. A conceptual model of hydraulic networks in carbonate rocks, illustrated by examples from Poland. *Hydrogeology Journal*, 6, 4: 469–482.
- MOTYKA J., PULIDO-BOSCH A., BORCZAK S., GISBERT J., 1998. Matrix hydrogeological properties of Devonian carbonate rocks of Olkusz (Southern Poland). *Journal of Hydrology*, 211, 1–4: 140–150.
- MOTYKA J., PULIDO-BOSCH A., PULINA M., 1993. Wybrane problemy hydrologii i hydrogeologii krasowej w skałach węglanowych. *Kras i speleologia*, 16, 7: 7–19.
- MOTYKA J., SZCZEPAŃSKA J., WITCZAK S., 1971. Zastosowanie wirówki do badania współczynnika odsączalności i dynamiki oddawania wody przez skałę. *Technika Poszukiwań*, 37: 38–43.
- MOTYKA J., WITCZAK S., ZUBER A., 1994. Migration of lignosulfonates in a karstic-fractured-porous aquifer: History and prognosis for a Zn-Pb mine, Pomorzany, southern Poland. *Environmental Geology*, 24: 144–149.
- MOTYKA J., ZUBER A., 1992. Przepływ znaczników i polutantów przez węglanowe skały szczelinowe: 1 – porowatość matrycy jako najważniejszy parametr. [W:] *Materiały konferencji Problemy hydrogeologiczne południowo-zachodniej Polski*. Wyd. Sudeoty, Wrocław: 103–109.
- MUNNECKE A., WESTPHAL H., KOELBL-EBERT M., 2008. Diagenesis of plattenkalk: examples from the Solnhofen area (Upper Jurassic, southern Germany). *Sedimentology*, 55, 6: 1931–1946.
- NAWROCKI J., DUNLAP J., PECSKAY Z., KRZEMIŃSKI L., ŻYLIŃSKA A., FANNING M., KOZŁOWSKI W., SALWA S., SZCZEPANIK Z., TRELA W., 2007. Late Neoproterozoic to Early Palaeozoic palaeogeography of the Holy Cross Mountains (Central Europe): an integrated approach. *Journal of the Geological Society, London*, 164: 405–423.
- NAWROCKI J., POPRAWA P., 2006. Development of Trans-European Suture Zone in Poland: from Ediacaran rifting to Early Palaeozoic accretion. *Geological Quarterly*, 50, 1: 59–76.
- OHLE E.L., 1951. The influence of permeability on ore distribution in limestone and dolomite. *Economic Geology*, 7: 667–706 (część I), 8: 871–908 (część II).
- OLSZEWSKI A., 1998. Wybrane parametry budowy mikrostrukturalnej kredy piszącej i opoki marglistej. *Przegląd Geologiczny*, 46, 9/1: 845–850.

- ORŁOWSKI S., 1992. Cambrian stratigraphy and stage subdivision in the Holy Cross Mountains, Poland. *Geological Magazine*, London, 129, 4: 471–474.
- PACZYŃSKI B. (red.), 1995. Atlas hydrogeologiczny Polski 1:500 000. Wyd. PAE SA, Warszawa.
- PACZYŃSKI B., 2007a. Podstawy regionalizacji hydrogeologicznej. [W:] Paczyński B., Sadurski A. (red.), *Hydrogeologia regionalna Polski. Tom 1: Wody słodkie*. Wyd. PIG, Warszawa: 56–69.
- PACZYŃSKI B., 2007b. Ogólna charakterystyka jednostek słodkich wód podziemnych. [W:] Paczyński B., Sadurski A. (red.), *Hydrogeologia regionalna Polski. Tom 1: Wody słodkie*. Wyd. PIG, Warszawa: 70–81.
- PAZDRO Z., KOZERSKI B., 1990. *Hydrogeologia ogólna*. Wyd. Geol., Warszawa: 623 ss.
- PIEŃKOWSKI G., GUTOWSKI J., 2004. Geneza krzemieni górnego oksfordu w Krzemionkach Opatowskich. *Tomy Jurajskie*, 2, 2: 29–36.
- PIOTROWSKA K., 1998. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Lipsko (782). Wyd. PIG, Warszawa.
- PIOTROWSKA K., 2003. Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Lipsko (782). Wyd. PIG, Warszawa: 36 ss.
- POŻARYSKI W., 1948. Jura i kreda między Radomiem, Zawichostem i Kraśnikiem. *Biuletyn PIG*, 46: 141 ss.
- POŻARYSKI W., 1974. Obszar świętokrzysko-lubelski. [W:] Pożaryski W. (red.), *Budowa geologiczna Polski. Tom 4: Tektonika. Część 1: Niż Polski*. Wyd. Geol., Warszawa: 314–362.
- POŻARYSKI W., 1997. Tektonika powaryscyjska obszaru świętokrzysko-lubelskiego na tle struktury podłoża. *Przegląd Geologiczny*, 45, 12: 1265–1270.
- PRAŻAK J., 1988. Aneks nr 2 do projektu badań hydrogeologicznych do kat. „B” ujęcia wód podziemnych z utworów dewonu środkowego w Marzyszu dla potrzeb aglomeracji Kielc. *Przedsiębiorstwo Geologiczne w Kielcach, archiwum (rękopis)*.
- PRAŻAK J., 2007. Subregion środkowej Wisły wyżynny – część centralna. [W:] Paczyński B., Sadurski A. (red.), *Hydrogeologia regionalna Polski. Tom 1: Wody słodkie*. Wyd. PIG, Warszawa: 174–187.
- PRAŻAK J., TRACZ M., MASZOŃSKA D., 1984. Projekt badań hydrogeologicznych do kat. „B” ujęcia wód podziemnych z utworów dewonu środkowego w Marzyszu dla potrzeb aglomeracji Kielc na tle stosunków hydrogeologicznych we wschodniej części synkliny gałęzicko-bolechowicko-borkowskiej w Górach Świętokrzyskich. *Przedsiębiorstwo Geologiczne w Kielcach, archiwum (rękopis)*.

- PRICE M., LOW R.G., MCCANN C., 2000. Mechanisms of water storage and flow in the unsaturated zone of the Chalk aquifer. *Journal of Hydrology*, 233, 1–4: 54–71.
- PRILL R.C., 1961. Comparison of drainage data obtained by centrifuge and column – drainage methods. U.S. Geological Survey Professional Papers, 424 D: 399–401.
- PRILL R.C., JOHNSON A.I., MORRIS D.A., 1965. Specific yield – laboratory experiments showing the effect of time on column drainage. U.S. Geological Survey Water-Supply Paper, 1662-B: 55 ss.
- PULIDO-BOSCH A., MOTYKA J., PULIDO-LEBOEUF P., BORCZAK S., 2004. Matrix hydrodynamic properties of carbonate rocks from the Betic Cordillera (Spain). *Hydrological Processes*, 18, 15: 2893–2906.
- REZAAE M.R., JAFARI A., KAZEMZADEH E., 2006. Relationships between permeability, porosity and pore throat size in carbonate rocks using regression analysis and neural networks. *Journal of Geophysics and Engineering*, 3, 4: 370–376.
- RILEY M.S., WARD R.S., GRESWELL R., 1996. Converging flow tracer tests in fissured limestone. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, 34, 3: 283–297.
- ROGOŹ M., 2007. *Dynamika wód podziemnych*. Wyd. GIG, Katowice: 706 ss.
- ROMANEK A., 2012. Mapa geologiczna Polski 1:200 000, arkusz Sandomierz A i B wraz z objaśnieniami, reambulacja. Centralne Archiwum Geologiczne PIG, Warszawa.
- ROMANEK A., ZŁONKIEWICZ Z., 1992. Mapa geologiczna Polski 1:200 000, arkusz Sandomierz B – mapa bez utworów czwartorzędowych. Wyd. Geol., Warszawa.
- RONIEWICZ E., 1966. Les Madréporaires du Jurassique supérieur de la bordure des Monts de Sainte-Croix, Pologne. *Acta Palaeontologica Polonica*, 11, 2: 198–264.
- ROVEY C.W. II, 1998. Digital simulation of the scale effect in the hydraulic conductivity. *Hydrogeology Journal*, 6, 2: 216–225.
- ROVEY C.W. II, CHERKAUER D.S., 1995. Scale Dependency of Hydraulic Conductivity Measurements. *Ground Water*, 33, 5: 769–780.
- RÓŹKOWSKI J., MOTYKA J., BORCZAK S., RÓŹKOWSKI K., 2001. Własności hydrogeologiczne matrycy skalnej wapieni górnourajskich Wyżyny Krakowskiej w świetle badań laboratoryjnych. *Współczesne Problemy Hydrogeologii*, 10, 1: 253–256.
- RÓŻYCKI S.Z., 1950. Przyczynki do znajomości krasu Polski. II. “Zapadłe Doły” we wschodniej części Lasów Starachowickich. *Przegląd Geograficzny*, 22: 225–280.
- RUIZ-AGUDO E., MEES F., JACOBS P., RODRIGUEZ-NAVARRO C., 2007. The role of saline solution properties on porous limestone salt weathering by magnesium and sodium sulfates. *Environmental Geology*, 52, 2: 269–281.

- RZONCA B., 2005. Hydrogeologiczne właściwości przestrzeni porowej dewońskich skał węglanowych w Górach Świętokrzyskich. *Przegląd Geologiczny*, 53, 5: 400–409.
- RZONCA B., 2006. Hydrogeologiczne właściwości dewońskich skał węglanowych w masywie świętokrzyskim. *Kwartalnik AGH Geologia*, 32, 3: 235–343.
- RZONCA B., 2008. Carbonate aquifers with hydraulically non-active matrix: A case study from Poland. *Journal of Hydrology*, 355, 1–4: 202–213.
- RZONCA B., 2011. Porowatość wybranych mezozoicznych skał węglanowych północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Biuletyn PIG*, 445: 625–632.
- SAUTER M., 1992. Quantification and forecasting of regional groundwater flow and transport in a karst aquifer (Gallusquelle, Malm, SW Germany). *Tuebinger Geowissenschaftliche Arbeiten, Reihe C, Hydro- Ingenieur- und Umweltgeologie*, 13: 151 ss.
- SCHULZE-MAKUCH D., 2005. Longitudinal dispersivity data and implications for scaling behavior. *Ground Water*, 43, 3: 443–456.
- SCHULZE-MAKUCH D., CARLSON D.A., CHERKAUER D.S., MALIK P., 1999. Scale Dependency of Hydraulic Conductivity in Heterogeneous Media. *Ground Water*, 37, 6: 904–919.
- SCHULZE-MAKUCH D., CHERKAUER D.S., 1998. Variations in hydraulic conductivity with scale of measurement during aquifer tests in heterogeneous, porous carbonate rocks. *Hydrogeology Journal*, 6, 2: 204–215.
- SCHULZE-MAKUCH D., MALIK P., 2000. The Scaling of Hydraulic Properties in Granitic Rocks. [W:] Stober I., Bucher K. (red.), *Hydrogeology of Crystalline Rocks*. Kluwer Academic Publishers, Water science and technology library, 34: 127–138.
- SELLEY R.C., 1985. *Elements of petroleum geology*. Freeman and Co., New York: 449 ss.
- SHIMOJIMA E., TANAKA T., HOSO Y., YOSHIOKA R., DAVIS G.B., 2000. Using short- and long-term transients in seepage discharge and chemistry in a mountain tunnel to quantify fracture and matrix water fluxes. *Journal of Hydrology*, 234, 3–4: 142–161.
- SŁOWNIK *HYDROGEOLOGICZNY*, 2002. Dowgiałło J., Kleczkowski A.S., Macioszczyk T. i Różkowski A. (red.). *Wyd. PIG, Warszawa*: 461 ss.
- SOBCZYK M., 2004. *Statystyka*. PWN, Warszawa: 377 ss.
- STAŚKO S., 1992. Wody podziemne w węglanowych utworach triasu opolskiego. *Wyd. Uniwersytetu Wrocławskiego. Acta Universitatis Wratislaviensis*, 1407. *Prace Geologiczno-Mineralogiczne*, 32: 74 ss.
- SZPAKIEWICZ M., 1973. Wody podziemne w utworach liasu północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich w obszarze przyległym do doliny rzeki Kamiennej. *Biuletyn PIG*, 277: 55–68.

- ŚWIDROWSKA J., HAKENBERG M., POLUHTOVIČ B., SEGHEDI A., VIŠNÁKOV I., 2008. Evolution of the Mesozoic basins on the southwestern edge of the East European Craton (Poland, Ukraine, Moldova, Romania). *Studia Geologica Polonica*, 130: 3–130.
- TANIKAWA W., SHIMAMOTO T., 2006. Klinkenberg effect for gas permeability and its comparison to water permeability for porous sedimentary rocks. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 3: 1315–1338.
- TOMCZYK H., 1974. Struktury epok tektonicznych bajkalskiej, kaledońskiej i waryscyjskiej. *Góry Świętokrzyskie*. [W:] Pożaryski W. (red.), *Budowa geologiczna Polski. Tom 4: Tektonika. Część 1: Niż Polski*. Wyd. Geol., Warszawa: 128–197.
- TWARDOWSKI K., TRAPLE J., RYCHLICKI S., 2004. Evaluation of Rock Porosity Measurement Accuracy With a Helium Porosimeter. *Acta Montanistica Slovaca*, 9, 3: 316–318.
- VAN DER VOORT I., VAN TONDER G.J., 2001. Matrix diffusion, is it important? [W:] Seiler K.-P. & Wohnlich S. (red.), *New approaches characterizing groundwater flow. Proceedings of the XXXI IAH Congress, Munich, Germany, 10–14 September 2001*, 1: 667–671.
- VESPER D.J., LOOP C.M., WHITE W.B., 2001. Contaminant transport in karst aquifers. *Theoretical and Applied Karstology*, 13–14: 101–111.
- VOLERY Ch., DAVAUD E., DURLET Ch., CLAVEL B., CHAROLLAIS J., CALINE B., 2010b. Microporous and tight limestones in the Urgonian Formation (late Hauterivian to early Aptian) of the French Jura Mountains: Focus on the factors controlling the formation of microporous facies. *Sedimentary Geology*, 230, 1–2: 21–34.
- VOLERY CH., DAVAUD E., FOUBERT A., CALINE B., 2010a. Lacustrine microporous micrites of the Madrid Basin (Late Miocene, Spain) as analogues for shallow-marine carbonates of the Mishrif reservoir Formation (Cenomanian to Early Turonian, Middle East). *Facies*, 56: 385–397.
- WARDLAW N.C., 1990. Quantitative Determination of Pore Structure and Application to Fluid Displacement in Reservoir Rocks. [W:] Buller A.T., Berg E., Hjelmeland O., Kleppe J., Torsæter O., Aasen J. O. (red.), *North Sea Oil and Gas Reservoirs – II. Proceedings of the 2nd North Sea Oil and Gas Reservoirs Conference, Norwegian Institute of Technology (NTH), Trondheim, Norway, May 8–11, 1989*. Springer Netherlands: 229–243.
- WARDLAW N.C., TAYLOR R.P., 1976. Mercury capillary pressure curves and the interpretation of pore structure and capillary behavior in reservoir rocks. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 24: 225–262.

- WHITE W.B., 1999. Conceptual models for karstic aquifers. [W:] Palmer A.N., Palmer M.V., Sasowsky I.D. (red.), *Karst Modeling*. The Karst Waters Institute, Charles Town, West Virginia (USA) Special Publication 5: 11–16. Dostępne: <http://www.speleogenesis.net> (10.01.2013 r.)
- WHITE W.B., 2002. Karst hydrology: recent developments and open questions. *Engineering Geology*, 65, 2–3: 85–105.
- WHITE W.B., WHITE E.L., 2005. Ground water flux distribution between matrix, fractures, and conduits: constraints on modeling. *Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers*, 3, 2: 1–6. Dostępne: <http://www.speleogenesis.net> (10.01.2013 r.)
- WILK Z., MOTYKA J., 1980. Zasobność wodna szczelinowo-krasowych utworów wschodniej części monokliny śląsko-krakowskiej. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 50, 3–4: 447–484.
- WILK Z., MOTYKA J., BORCZAK S., MAKOWSKI Z., 1985. Własności mikrohydrauliczne utworów wapienia muszlowego i retu południowej części monokliny śląsko-krakowskiej. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 55, 3–4: 485–508.
- WILK Z., SZWABOWICZ B., 1965. Badania laboratoryjne niektórych własności hydrogeologicznych piaskowców warstw łaziskich i libiąskich (górnym karbon). *Zeszyty Naukowe AGH Geologia* 6: 12–180.
- WORTHINGTON S.R.H., 1999. A comprehensive strategy for understanding flow in carbonate aquifers. [W:] Palmer A.N., Palmer M.V., Sasowsky I.D. (red.), *Karst Modeling*. The Karst Waters Institute, Charles Town, West Virginia (USA) Special Publication, 5: 30–37. Dostępne: <http://www.speleogenesis.net> (12.01.2013 r.)
- WORTHINGTON S.R.H., FORD D.C., DAVIES G.J., 2000a. Matrix, fracture and channel components of storage and flow in a Paleozoic limestone aquifer. [W:] Wicks C., Sasowsky I.D. (red.), *Groundwater flow and contaminant transport in carbonate aquifers*. Balkema, Rotterdam: 113–128.
- WORTHINGTON S.R.H., FORD D.C., BEDDOWS P.A., 2000b. Porosity and permeability enhancement in unconfined carbonate aquifers as a result of solution. [W:] Klimchouk A.B., Ford D.C., Palmer A.N., Dreybrodt W. (red.), *Speleogenesis: evolution of karst aquifers*. National Speleological Society, Huntsville, Alabama, USA: 463–472.
- WÓJCIK Z., 1964. Zjawiska krasowe okolic Krzemionek Opatowskich. [W:] *Seminarium speleologiczne I Ogólnopolskiego Zjazdu Badaczy Krasu*. Kieleckie Towarzystwo Naukowe: 87–95.
- WÓJCIK Z., 1976. Formy krasu kopalnego i ich ochrona w Polsce. *Prace Muzeum Ziemi*, 25: 133–157.

- ZHAO W., PICARD G., LEU G., SINGER P.M., 2010. Characterization of single-phase flow through carbonate rocks: quantitative comparison of NMR flow propagator measurements with a realistic pore network model. *Transport in Porous Media*, 81: 305–315.
- ZŁONKIEWICZ Z., 1992. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Ożarów (819). Wyd. PIG, Warszawa.
- ZŁONKIEWICZ Z., 1994. Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Ożarów (819). Wyd. PIG, Warszawa: 62 ss.
- ZŁONKIEWICZ Z., 2006. Ewolucja basenu niecki miechowskiej w jurze jako rezultat regionalnych przemian tektonicznych. *Przegląd Geologiczny*, 54: 534–540.
- ZŁONKIEWICZ Z., 2009. Profil keloweju i górnej jury w niecce Nidy. *Przegląd Geologiczny*, 57, 6: 521–530.
- ZŁONKIEWICZ Z., 2010. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Sienno (781), wraz z częścią tekstową. Centralne Archiwum Geologiczne PIG, Warszawa (niepublikowane).
- ZŁONKIEWICZ Z., 2011. Co z tą bruzdą? – czyli jurajski basen epikontynentalny widziany z niecki Nidy. [W:] Zieliński A. (red.), *Znane fakty – nowe interpretacje w geologii i geomorfologii*. Wyd. Instytutu Geografii Uniwersytetu Jana Kochanowskiego w Kielcach, Kielce: 93–107.
- ZUBER A., 2007. Migracja znaczników w skałach szczelinowo-porowych i krasowych. [W:] Zuber A. (red.), *Metody znacnikowe w badaniach hydrogeologicznych*. Oficyna Wydawnicza Politechniki Wrocławskiej, Wrocław: 34–43.
- ZUBER A., MOTYKA J., 1992. Przepływ znaczników i polutantów przez węglanowe skały szczelinowe: 2 – weryfikacja doświadczalna w skali regionalnej. [W:] *Materiały konferencji Problemy hydrogeologiczne południowo-zachodniej Polski*. Wyd. Sudety, Wrocław: 111–117.
- ZUBER A., MOTYKA J., 1994. Matrix porosity as the most important parameter of fissured rocks for solute transport at large scales. *Journal of Hydrology*, 158, 1: 19–46.
- ZUBER A., MOTYKA J., 1998. Hydraulic parameters and solute velocities in triple-porosity karstic-fissured-porous carbonate aquifers: case studies in southern Poland. *Environmental Geology*, 34, 2–3: 243–250.
- ZUBER A., WEISE S.M., MOTYKA J., OSENBRUECK K., RÓŻAŃSKI K., 2004. Age and flow pattern of groundwater in a Jurassic limestone aquifer and related Tertiary sands derived from combined isotope, noble gas and chemical data. *Journal of Hydrology*, 286, 1: 87–112.

Fotografie



Fot. 1. Łom oksfordzkiego wapienia ooidowego w Nowym Olechowie koło Sienna; widoczny jest całkowity brak izolacji górnourajskiego zbiornika wód podziemnych (na zdjęciu dr hab. Jakub Niedźwiedź), fot. B. Rzonca



Fot. 2. Nieeksploatowana część kamieniołomu wapieni ooidowych w Błazinach koło Iłży; górnourajski zbiornik wód podziemnych nie jest izolowany od powierzchni terenu, fot. B. Rzonca



Fot. 3. Krasowe źródło przykorytowe przy prawym brzegu Kamiennej w Bałtowie, fot. B. Rzonca



Fot. 4. Nieczynny kamieniołom Skarbka w Skarbce koło Bałtowa, *fot. B. Rzonca*



Fot. 5. Odslonięcie oolitu ze Skarbki w obrębie kamieniołomu Skarbka (na zdjęciu mgr Adam Kołodziej), *fot. B. Rzonca*



Fot. 6. Odślonięcie opoki z Pętkowic w Pętkowicach (na zdjęciu mgr Adam Kołodziej), fot. B. Rzonca



Fot. 7. Nieczynny łom wapienia koralowcowego z Zarzeczka w Zarzeczku koło Bałtowa (na zdjęciu mgr Adam Kołodziej), fot. B. Rzonca



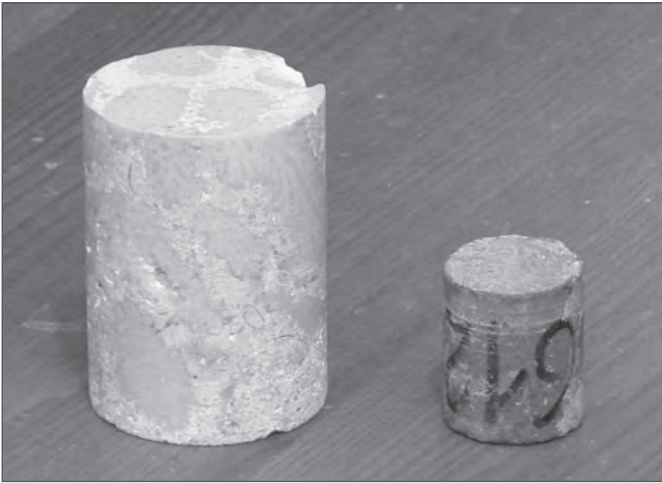
Fot. 8. Odślonięcie wapienia płytowego z Bałtowa na prywatnej posesji w Bałtowie (na zdjęciu mgr Adam Kołodziej), fot. B. Rzonca



Fot. 9. Wapień płytowy z Bałtowa z widocznym kliważem, fot. B. Rzonca



Fot. 10. Fragmenty oolitu ze Skarbki (podziałka 5 cm), fot. B. Rzonca



Fot. 11. Duży i mały rdzeń;
średnice odpowiednio
4,15 i 2,45 cm, fot. B. Rzonca



Fot. 12. Zbiór dużych rdzeni,
fot. B. Rzonca



Fot. 13. Od lewej: muszlowiec
z Wierzbicy, wapień kora-
lowcowy z Zarzecza (podtyp
biolityt koralowcowy) i oolit
z Wierzbicy, fot. B. Rzonca

SPIS RYCIN

Rycina 1.1. Mapa sytuacyjna i geologiczna obszaru badań	14
Rycina 2.1. Model komorowy (wg Zuberera 2007) pokazujący różnicę między średnim czasem przepływu wody ($\tau W = Vf / Q$) a czasem przepływu znacznika ($\tau t = (Vf + Vp) / Q$)	22
Rycina 2.2. Przepływ wody oraz substancji rozpuszczonej w wodzie przez węglanowy zbiornik wód podziemnych o porowo-szczelinowo- -krasowym charakterze	23
Rycina 3.1. Korelacja stratygraficzna badanych skał	31
Rycina 7.1. Opoka z Pętkowic – charakterystyka przestrzeni porowej	82
Rycina 7.2. Rozkłady współczynnika filtracji w badanych facjach	83
Rycina 7.3. Wapień z Janikowa – charakterystyka przestrzeni porowej	84
Rycina 7.4. Oolit ze Skarbki – charakterystyka przestrzeni porowej	86
Rycina 7.5. Oolit z Wierzbicy – charakterystyka przestrzeni porowej	88
Rycina 7.6. Wapień koralowcowy z Zarzecza – charakterystyka przestrzeni porowej ..	89
Rycina 7.7. Dwoista postać wapienia koralowcowego z Zarzecza	90
Rycina 7.8. Charakterystyka przestrzeni porowej w podtypach facjalnych wapienia koralowcowego z Zarzecza	91
Rycina 7.9. Rozkłady współczynnika filtracji w podtypach facjalnych wapienia koralowcowego z Zarzecza	92
Rycina 7.10. Wapień skalisty z Przepaści – charakterystyka przestrzeni porowej	93
Rycina 7.11. Wapień płytowy z Bałtowa – charakterystyka przestrzeni porowej	95
Rycina 7.12. Muszlowiec z Wierzbicy – charakterystyka przestrzeni porowej	96
Rycina 9.1. Diagram korelacyjny porowatości otwartej wyznaczonej metodą Archimedesą (p_o) i porozymetrem helowym (p_{He}) przy użyciu małych rdzeni	112
Rycina 9.2. Diagram korelacyjny różnicy względnej ($p_{He}-p_o$)/ p_{He} oraz p_{He}	114
Rycina 9.3. Porównanie wartości porowatości analizowanej porozymetrem helowym (p_{He}) oraz metodą NMR (p_{NMR})	117
Rycina 9.4. Diagram korelacyjny różnicy względnej ($p_{He}-p_{NMR}$)/ p_{He} oraz p_{He}	120
Rycina 9.5. Porównanie porowatości otwartej (p_o) i wyników analizy metodą NMR	122
Rycina 9.6. Próbkę wapienia z Janikowa	124
Rycina 10.1. Diagram korelacyjny odsączalności grawitacyjnej (μ) i porowatości otwartej (p_o)	132

Rycina 10.2. Diagram korelacyjny odsączalności grawitacyjnej (μ) i zawartości porów nadkapilarnych (<i>MWC</i>)	134
Rycina 10. 3. Diagram korelacyjny odsączalności grawitacyjnej (μ) i zawartości porów kapilarnych (<i>CWC</i>)	135
Rycina 10.4. Diagram korelacyjny odsączalności grawitacyjnej (μ) i zawartości porów subkapilarnych (<i>BWC</i>)	135
Rycina 10.5. Diagram korelacyjny odsączalności grawitacyjnej (μ) i współczynnika filtracji (<i>k</i>)	138
Rycina 11.1. Diagram korelacyjny współczynnika filtracji (<i>k</i>) i porowatości otwartej (p_o)	143

SPIS TABEL

Tabela 3.1. Podział obszaru badań według geologicznych i hydrogeologicznych regionalizacji Polski.	28
Tabela 5.1. Spis stanowisk poboru próbek matrycy.	53
Tabela 5.2. Współczynnik porowatości p_o , podano cechy rozkładów wartości wyrażonych w procentach.	55
Tabela 5.3. Współczynnik porowatości oznaczony metodą porozymetrii helowej (p_{He})	56
Tabela 5.4. Współczynnik porowatości p_{NMR} (oznaczony metodą NMR)	58
Tabela 5.5. Udział porów kapilarnych (<i>CWC</i>) oznaczony metodą NMR.	58
Tabela 5.6. Udział porów nadkapilarnych (<i>MWC</i>) oznaczony metodą NMR.	59
Tabela 5.7. Udział porów subkapilarnych (<i>BWC</i>) oznaczony metodą NMR.	60
Tabela 5.8. Współczynnik odsączalności grawitacyjnej (μ)	61
Tabela 5.9. Współczynnik filtracji (<i>k</i>)	63
Tabela 8.1. Wyniki oznaczeń porowatości otwartej metodą Archimedesesa (p_o) wykonanych przy wykorzystaniu małych rdzeni.	106
Tabela 8.2. Wyniki oznaczeń odsączalności grawitacyjnej (μ) wykonanych przy wykorzystaniu małych rdzeni	107
Tabela 8.3. Różnice między porowatością otwartą badaną metodą Archimedesesa (p_o) w dużych i małych rdzeniach.	108
Tabela 8.4. Różnice między odsączalnością grawitacyjną (μ) badaną w dużych i małych rdzeniach.	109

Tabela 9.1. Zależność porowatości otwartej oznaczonej metodą Archimedesa (p_o) oraz metodą porozymetrii helowej (p_{He}).	113
Tabela 9.2. Porównanie p_{He} i p_o wybranych próbek.	113
Tabela 9.3. Zależność różnicy $p_{He}-p_o$ od p_{He} oraz różnicy względnej $(p_{He}-p_o)/p_{He}$ od p_{He}	114
Tabela 9.4. Rozkład różnicy względnej $(p_{He}-p_o)/p_{He}$	115
Tabela 9.5. Zależność różnicy względnej $(p_{He}-p_o)/p_{He}$ od zawartości porów różnych klas wielkości.	115
Tabela 9.6. Zależność porowatości wyznaczonej metodą porozymetrii helowej (p_{He}) od porowatości analizowanej metodą NMR (p_{NMR}).	118
Tabela 9.7. Zależność różnicy względnej $(p_{He}-p_{NMR})/p_{He}$ od p_{He} oraz od zawartości porów różnych klas wielkości	119
Tabela 9.8. Zależność porowatości otwartej wyznaczonej metodą Archimedesa (p_o) od zawartości porów różnych klas wielkości.	123
Tabela 10.1. Zależność odsączalności grawitacyjnej (μ) od porowatości otwartej (p_o) oraz od współczynnika filtracji (k) badanych próbek	133
Tabela 10.2. Rozkład stopnia odsączenia (S_o) w badanych próbkach.	133
Tabela 10.3. Zależność odsączalności grawitacyjnej (μ) od zawartości porów różnych klas wielkości.	136
Tabela 10.4. Zależność stopnia odsączenia (S_o) od zawartości porów różnych klas wielkości	136
Tabela 11.1. Zależność współczynnika filtracji (k) od porowatości otwartej (p_o) próbek	142

SPIS FOTOGRAFII

Fot. 1. Łom oksfordzkiego wapienia ooidowego w Nowym Olechowie koło Sienna; widoczny jest całkowity brak izolacji górnourajskiego zbiornika wód podziemnych (na zdjęciu dr hab. Jakub Niedźwiedz), <i>fol. B. Rzonca</i>	167
Fot. 2. Nieeksploatowana część kamieniołomu wapieni ooidowych w Błazinach koło Iłży; górnourajski zbiornik wód podziemnych nie jest izolowany od powierzchni terenu, <i>fol. B. Rzonca</i>	168

Fot. 3. Krasowe źródło przykorytowe przy prawym brzegu Kamiennej w Bałtowie, fot. B. Rzonca	168
Fot. 4. Nieczynny kamieniołom Skarbka w Skarbce koło Bałtowa, fot. B. Rzonca	169
Fot. 5. Odslonięcie oolitu ze Skarbki w obrębie kamieniołomu Skarbka (na zdjęciu mgr Adam Kołodziej), fot. B. Rzonca	169
Fot. 6. Odslonięcie opoki z Pętkowic w Pętkowicach (na zdjęciu mgr Adam Kołodziej), fot. B. Rzonca	170
Fot. 7. Nieczynny łom wapienia koralowcowego z Zarzecza w Zarzeczu koło Bałtowa (na zdjęciu mgr Adam Kołodziej), fot. B. Rzonca	170
Fot. 8. Odslonięcie wapienia płytowego z Bałtowa na prywatnej posesji w Bałtowie (na zdjęciu mgr Adam Kołodziej), fot. B. Rzonca	170
Fot. 9. Wapień płytowy z Bałtowa z widocznym kliważem, fot. B. Rzonca	171
Fot. 10. Fragmenty oolitu ze Skarbki (podziałka 5 cm), fot. B. Rzonca.....	171
Fot. 11. Duży i mały rdzeń; średnice odpowiednio 4,15 i 2,45 cm, fot. B. Rzonca	172
Fot. 12. Zbiór dużych rdzeni, fot. B. Rzonca	172
Fot. 13. Od lewej: muszłowiec z Wierzbicy, wapień koralowcowy z Zarzecza (podtyp biolityt koralowcowy) i oolit z Wierzbicy, fot. B. Rzonca	172

