

HYDROGEOLOGICZNE WŁAŚCIWOŚCI DEWOŃSKICH SKAŁ WĘGLANOWYCH W MASYWIE ŚWIĘTOKRZYSKIM

**The hydrogeological properties of the Devonian carbonate rocks
in the Holy Cross Region, Poland**

Bartłomiej RZONCA

*Uniwersytet Jagielloński, Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej,
Zakład Hydrologii;
ul. Gronostajowa 7, 30-387 Kraków; e-mail: b.rzonca@geo.uj.edu.pl*

Treść: Monografia przedstawia wyniki wieloaspektowych badań parametrów hydrogeologicznych dewońskich wapieni i dolomitów w regionie świętokrzyskim. Zbadano właściwości filtracyjne związane z różnymi podsystemami hydraulicznymi badanych masywów skalnych: z matrycą (masą) skalną, szczelinami, formami krasowymi oraz osadami wypełniającymi formy krasowe. Rola matrycy jest znikoma, także w magazynowaniu wody, zaś rola pustek krasowych bardzo poważnie ograniczona przez własności osadów wypełniających, które mają charakter utworów izolujących. Wykonano też powtórna interpretację dużego, regionalnego zbioru wyników próbnych pompowań (218 studni) w ustalonych warunkach hydrodynamicznych (metodą Krasnego i wzorem Girińskiego–Babuszkina). Wykazano bardzo dużą, najczęściej przypadkową, zmienność warunków. Przeważały studnie, dla których przewodność warstwy jest wysoka. Badania oparte na powtórnej interpretacji próbnych pompowań uzupełniono przez opracowanie wyników kilku testów prowadzonych w nieustalonych warunkach hydrodynamicznych (ujęcie w Marzyszu). Wyniki zdecydowanie potwierdziły efekty klasyfikacji metodą Krasnego.

Słowa kluczowe: Polska, Góry Świętokrzyskie, skały węglanowe, porowatość, kras, próbne pompowania, przewodność warstwy wodonośnej

Abstract: The monograph concerns the regional-scale research done on the identifying hydrogeological properties of Devonian limestone and dolomites. There were examined the properties of the hydraulic subsystems of the entire massifs: rock matrix, fissures, karst voids and the residual deposits filling the karst voids. The results demonstrated clearly insignificant role of the matrix (also as water storage); the hydraulic role of the karst forms is also strongly limited by the fillings properties. The essential part of the publication is a reinterpretation of the regional set of pumping test results (218 wells) in steady-state conditions. The evaluation demonstrated very high, random variability of the environment. The interpretations of some unsteady-state tests exactly confirmed the values obtained from the steady-state conditions pumping.

Key words: Poland, Holy Cross Mountains, carbonate rocks, porosity, karst, pumping tests, hydraulic conductivity

WSTĘP

Gospodarka wodna regionu świętokrzyskiego w znacznym stopniu opiera się na wodach podziemnych pochodzących z węglanowych skał górnego i środkowego dewonu. Skały te występują najczęściej w strukturach synklinalnych i stanowią duże zbiorniki wód o charakterze szczelinowo-krasowym, otoczone skałami nieprzepuszczalnymi. Zbiorniki dewońskie nie są praktycznie izolowane od powierzchni i jako takie są silnie narażone na zanieczyszczenia. Co gorsza, region świętokrzyski, a zwłaszcza rejony występowania dewońskich skał węglanowych, stanowi obszar bardzo intensywnej eksploatacji górniczej i należy do najsilniej przekształconych przez przemysł w Polsce. Do wypracowywania strategii ochrony tych zbiorników oraz do szacowania zasobów wód i racjonalnego gospodarowania nimi potrzebne jest stworzenie możliwie dokładnego modelu (zarówno konceptualnego, jak i matematycznego) dynamiki wód, a do tego z kolei – posiadanie precyzyjnych danych o parametrach hydrogeologicznych skał budujących zbiorniki wód podziemnych.

Ustalenie parametrów hydrodynamicznych skał szczelinowo-krasowych zawsze stanowi poważne wyzwanie dla hydrogeologa. Według Liszkowskiej & Liszkowskiego (1989) trudność ta wynika zwłaszcza ze złożoności warunków. Sieć hydrauliczna ma bowiem w takich skałach potrójną strukturę: porową, szczelinową i kanałową (krasową). Można jeszcze dodać za Motyką (1988, 1998), że czwartym, osobnym i pełnoprawnym komponentem sieci hydraulicznej, są formy krasowe wypełnione różnymi osadami, co bynajmniej nie upraszcza problemu. Ponadto, dodatkowym utrudnieniem przy opisie warunków hydrogeologicznych w środowisku krasowym jest ich zmienność przestrzenna i czasowa (Liszkowski 1977). Postulowany jest kompleksowy, jakościowy i ilościowy opis skał szczelinowo-krasowych będących środowiskiem wód podziemnych – zarówno w skali ujęć, jak i w skali struktur hydrogeologicznych (regionalnej). Proponowany sposób polega na scharakteryzowaniu wszystkich systemów pustek dostępnych dla wody występujących w skałach węglanowych. Są to: przestrzeń porowa zawarta w masie skalnej (matrycy), szczeliny oraz system form (kawern) krasowych – wypełnionych i niewypełnionych (Liszkowska & Liszkowski 1989). Niniejsza praca ma stanowić próbę odpowiedzi na postulat podejmowania takich prac – o charakterze regionalnym, dotyczących szczelinowo-krasowych struktur wodonośnych i naświetlających problem ich hydrogeologicznej charakterystyki z możliwie wielu stron.

Praca składa się z trzech zasadniczych części. Są to: analiza roli masy skalnej (matrycy) i zawartej w niej przestrzeni porowej w magazynowaniu i przewodzeniu wody, charakterystyka przestrzeni o wymiarach makroskopowych: szczelin i kawern, dokonana na przykładzie dwóch kamieniołomów: Trzuskawicy w Kowali i Kadzielni w Kielcach (wraz z laboratoryjnymi badaniami własności osadów wypełniających te formy) oraz próba spojrzenia na warstwę wodonośną jako na całość, czyli interpretacja wyników próbnych pompowań.

Praca niniejsza pierwotnie powstała jako rozprawa doktorska (Rzonca 2001a), obroniona pod opieką prof. dr. hab. inż. Andrzeja Szczepańskiego w AGH w Krakowie. Szereg zagadnień bądź „zadań cząstkowych” było stopniowo opracowywanych, pogłębianych i publikowanych, począwszy od roku 2000. Większość takich cząstkowych artykułów opracowana została jednak już po obronieniu pracy. Współautorami komunikatów i artykułów są osoby, które wniosły bardzo znaczący wkład w wykonanie tych badań (Gzyl, Łuszcz &

Rzonca 2001a, b, Rzonca & Prażak 2002, Rzonca, Borczak & Prażak 2003, Rzonca, Gzyl G. & Gzyl M. 2005, Rzonca 2000, 2001b). W ostatnim okresie powstał jeszcze artykuł znacznie rozszerzający interpretację badań właściwości przestrzeni porowej węglanowych skał dewońskich w regionie świętokrzyskim (Rzonca 2005).

Wyniki opublikowane poprzednio w szeregu wymienionych wyżej publikacji, wraz z zawartymi w rozprawie doktorskiej (Rzonca 2001a), zostały ponownie zebrane w formie (niniejszej) monografii. Niemal wszystkie wyniki badań zostały jednak na nowo opracowane, a ich interpretacja poszerzona; monografia zawiera też szerokie spektrum informacji dotychczas niepublikowanych. Dodano także opis syntetycznego modelu conceptualnego sieci hydraulicznej – w charakterze podsumowania pracy. Jednak główną przyczyną i celem przygotowania niniejszej pracy jest chęć opublikowania ujednoczonej i możliwie najpełniejszej informacji na temat parametrów hydrogeologicznych węglanowych skał dewońskich w regionie świętokrzyskim.

CHARAKTERYSTYKA OBSZARU BADAŃ

Położenie geograficzne i regionalizacja hydrogeologiczna

Teren objęty badaniami jest ograniczony do paleozoicznego trzonu Gór Świętokrzyskich, a dokładniej – do wychodni i stref płytkiego występowania skał środkowego i górnego dewonu (Fig. 1 i 2). Odslonięcia skał paleozoiku w regionie świętokrzyskim mieszczą się w granicach wytyczonych między: Chęcunami, Miedzianką i Kielcami (na zachodzie), Bodzentynem i Opatowem (na północy), Sandomierzem (na wschodzie) i Koprzywnicą, Bogoryją, Rakowem, Zbrzą i Chęcunami (na południu). Są to Góry Świętokrzyskie *sensu stricte* (Kotański 1959).

W systemie regionalizacji fizyczno-geograficznej Kondrackiego (1998) badany obszar określono jako mezoregion Góry Świętokrzyskie (342.34-35), morfologicznie najwyższa część makroregionu Wyżyny Kieleckiej (342.1).

Według regionalizacji hydrogeologicznej Kleczkowskiego (1990a, b) obszar badań leży w obrębie masywu świętokrzyskiego (MSt), gdzie wydzielono 13 Głównych Zbiorników Wód Podziemnych (GZWP), w tym cztery szczelinowo-krasowe w skałach dewońskich: GZWP 417 „Kielce” (synklina kielecka), GZWP 418 „Gałęzice-Bolechowice-Borków” (synklina gałęzicko-bolechowicko-borkowska) i GZWP 419 „Bodzentyn” (synklina bodzentyńska) oraz GZWP 421 „Włostów” (wschodni skraj synklinorium kielecko-łagowskiego ze zlewnią Koprzywianki).

Z kolei wg podziału Paczyńskiego (1995) opisywany obszar znajduje się w regionie X – środkowomałopolskim, subregionie XI – świętokrzyskim.

Morfologia terenu

Region określany jako „Góry Świętokrzyskie” zasadniczo obejmuje obszar wychodni skał paleozoicznych. Określenie „góry” wiąże się głównie ze strukturą geologiczną i ma oparcie w tradycji. Natomiast wysokości względne (200–350 m – Gilewska 1972) oraz bezwzględne nie uprawniają do zastosowania takiego określenia. Tylko Pasma Łysogórskie można zaliczyć do gór niskich (Kondracki 1998).

Budowa geologiczna i tektonika ściśle odwzorowują się w morfologii Gór Świętokrzyskich. Równoległe grzbiety są rozdzielone szerokimi dolinami odwzorowującymi układ fałdów (układ rusztowy). To odwzorowanie niekoniecznie zachodzi wprost, gdyż często mamy do czynienia z pełną lub częściową inwersją rzeźby. Wśród elementów morfologicznych, takich jak grzbiety górskie czy ważniejsze doliny, zdecydowanie przeważa kierunek WNW-ESE, charakterystyczny dla orogenezy hercyńskiej w Górach Świętokrzyskich (Kotański 1959, Gilewska 1972).

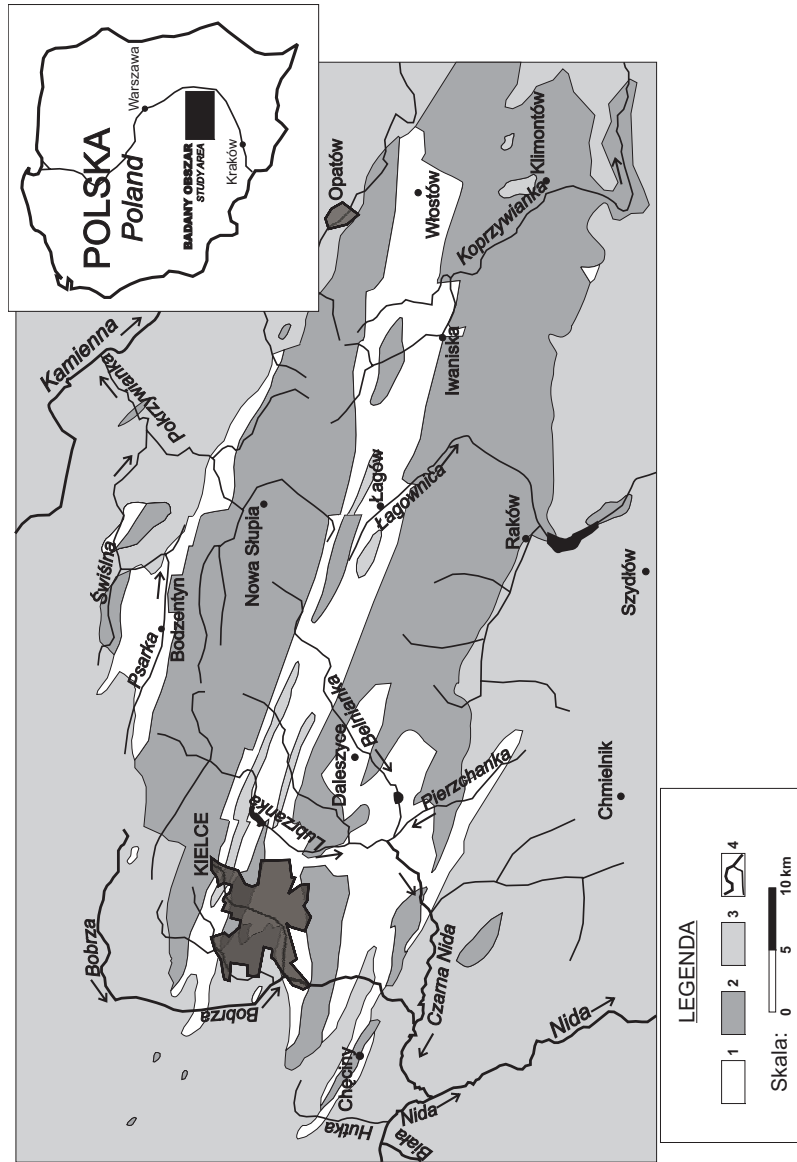


Fig. 1. Schematyczna mapa paleozoicznego trzonu Gór Świętokrzyskich jako obszaru badań (wg Kotańskiego 1959, zgeneralizowana). Objasnienia: 1 – skały węglanowe środkowego i górnego dewonu, 2 – skały starszego podłoża (dewon dolny-prekambry), 3 – utwory młodsze (trzeciorzęd-karbon), 4 – rzeki

Fig. 1. Schematic map of the Holy Cross Mts Paleozoic body (after Kotański 1959, simplified). Explanations: 1 – Upper and Middle Devonian carbonate rocks, 2 – older formations (Lower Devonian-Precambrian), 3 – younger formations (Tertiary-Carboniferous), 4 – rivers



Fig. 2. Główne struktury tektoniczne Gór Świętokrzyskich (wg Kortańskiego 1959, zgeneralizowane) oraz granice Głównych Zbiorników Wód Podziemnych (GZWP) w skałach dewońskich (wg Kleczkowskiego 1990a). Objasnienia: 1 – skały węglanowe środkowego i górnego dewonu, 2 – skały starszego podłoża (dewon dolny-prekambr), 3 – utworzy młodsze (trzejtorzęd-karbon), 4 – granice GZWP, 5 – nasunięcie świętokrzyskie, 6 – inne ważniejsze uskoki

Fig. 2. Main tectonic structures of the Holy Cross Mts (after Kortański 1959, simplified) and Main Groundwater Reservoirs (GZWP) boundary lines (after Kleczkowski, 1990a). Explanations: 1 – Upper and Middle Devonian carbonate rocks, 2 – older formations (Lower Devonian-Precambrian), 3 – younger formations (Tertiary-Carboniferous), 4 – GZWP boundary lines, 5 – Świętokrzyskie dislocation, 6 – other main faults

Najwyższe wzniesienia znajdują się w centralnej części Gór Świętokrzyskich, która jest zbudowana ze skał starszego paleozoiku. Najwybitniejsze jest Pasma Główne, mające długość przeszło 60 km. Jego środkowa, najwyższa i zarazem najbardziej znana część nosi nazwę Pasma Łysogórskiego (lub Łysogór), którego główne kulminacje tworzą szczyty: Łysica (612 m n.p.m.) i Łysiec (zwany Łysą Górą, 595 m n.p.m.). Przyroda Pasma Łysogórskiego, z Puszcą Jodłową i słynnymi gołoborzami, jest chroniona przez ustanowienie Świętokrzyskiego Parku Narodowego. Wschodnią część Pasma Głównego tworzy Pasma Jeleniowskie, a zachodnią – Masłowskie. Po obydwu stronach Pasma Głównego otoczone jest rozległymi obniżeniami: Depresją Centralną (zwaną też Padołem Kielecko-Łagowskim) na południu i Doliną Wilkowską na północy. Po drugiej stronie Doliny Wilkowskiej ciągnie się Pasma Klonowskie, a za nim rozległa Dolina Bodzentyńska. Dolina ta od północy zamknięta jest Pasmem Sieradowickim, w którym występują najdalej na północ wysunięte utwory paleozoiczne, zaznaczające się jeszcze w morfologii (Kotański 1959). Dalej w kierunku północnym rozciąga się duży obszar leśny zwany Puszcą Świętokrzyską, która porasta mezozoiczne Wzgórza Suchedniowskie.

W kierunku wschodnim Góry Świętokrzyskie stopniowo się obniżają, a kolejne pasma wznoszą się ponad płaską, lessową Wyżynę Sandomierską, której morfologia urozmaicona jest tylko głębokimi wąwozami (Kotański 1959).

Na południowy zachód od Pasma Masłowskiego znajdują się Kielce – położone na stokach niewysokich wzgórz tworzących dwa równoległe pasemka: Kadzielniańskie (od południa) i Szydłowskie (od północy). Dalej na południe leży Pasma Dymińskie podzielone głębokim przełomem Bobrzy na część zachodnią, Pasma Zgórskie, i wschodnią – Pasma Posłowińskie i Dymińskie (właściwe) z górą Telegraf (408 m n.p.m.). Następnie w kierunku południowym jest pasemko Bolechowickie oraz wapienne (dewońskie) pasma: Zelejowskie (z Górą Zelejową znaną z klasycznych przykładów krasu powierzchniowego) i Chęcińskie z górami Miedzianką i Zamkową. Ostatnie wschodnie skał paleozoicznych w południowo-zachodniej części Gór Świętokrzyskich tworzą Pasma Zbrzańskie i Pierzchnickie.

Charakterystyka hydrograficzna obszaru

Przebieg występujących w Górach Świętokrzyskich rzek cechuje charakterystyczna niezależność od położenia pasm górskich, a także struktur tektonicznych i odporności podłoża. Uważa się, że obecny układ dolin jest raczej uwarunkowany kierunkiem pochyleń pierwotnej powierzchni strukturalnej (Gilewska 1972). Główne doliny rzeczne często wykorzystują dyslokacje poprzeczne i tworzą liczne, malownicze przełomy przez góry. W wielu wybitnych dolinach o założeniach tektonicznych widoczny jest brak większych cieków (Depresja Centralna, Dolina Chęcińska) (Kotański 1959, Gilewska 1972).

Przeważająca część obszaru Gór Świętokrzyskich należy do zlewni dwóch rzek: Kamiennej i Nidy (zlewnie II rzędu), lewych dopływów Wisły (Fig. 1). Głównymi dopływami Nidy są: Łośna (zwana też Łososią lub Wierną Rzeką), której średni przepływ (SSQ) na wodowskazie w Bocheńcu wynosi 1.68 m³/s, Bobrza (SSQ w Słowiku 2 m³/s) i Lubrzanka (SSQ w Cedzynie 1 m³/s) (Prażak 1996a, b). Bobrza i Lubrzanka przecinają przełomami Pasma Główne, które nie tworzy wododziału między zlewniami Kamiennej i Nidy. Świadczyć to może o większej sile erozyjnej dopływów Nidy. Droga kaptażu zlewnia Nidy wzbogaciła się o wody, które pierwotnie należały do zlewni Kamiennej (Kotański 1959). Inne istotne ciek w obrębie zlewni Nidy to: Belnianka, Pierzchanka, Hutka, Warokocz, Kakonianka, Chodcza, Morawka, Lipnica i płynąca przez centrum Kielc Silnica.

Do zlewni Kamiennej należą następujące rzeki wypływające z rejonu Gór Świętokrzyskich: Kamionka, Żarnówka, Świślina, Psarka, Pokrzywianka i Słupianka. W mniejszym stopniu Góry Świętokrzyskie odwadniane są przez inne rzeki – płynące do Pilicy: Czarną Pilczycką i Czarną Sulejowską, oraz wpadające bezpośrednio do Wisły: Koprzywiankę, Opatówkę oraz Czarną Staszowską z dopływami Łagowicą i Łukawką (Fig. 1).

Na badanym obszarze gospodarka często poważnie zakłóca naturalną sieć hydrograficzną. Przykładem może być rzeka Hutka, która na pewnym odcinku jest całkowicie zdrenowana przez system odwodnieniowy kamieniołomu Ostrówka, a poniżej zasilana wodami kopalnianymi z tego kamieniołomu w ilości ok. 1000 m³/h (Prażak 1996b). Szereg większych rzek przepływa przez obszary lejów depresji, zwłaszcza w obrębie tzw. Białego Zagłębia, czyli terenu intensywnej eksploatacji surowców skalnych w środkowej i zachodniej części synkliny gałęzicko-bolechowicko-borkowskiej. Zmienia to ich naturalny charakter z drenującego na zasilający. Naturalny reżim hydrologiczny wielu rzek został także zmieniony przez utworzenie sztucznych zbiorników: na Bobrzy w Samsonowie, na Lubrzance w Cedzynie, na Belniance w Borkowie, na Kamiennej w Starachowicach i w Brodach oraz na Silnicy w Kielcach.

Klimat

Według powszechnie uznanego podziału klimatycznego Polski, badany obszar leży na pograniczu regionów XX – zachodniomałopolskiego, oraz XXI – wschodniomałopolskiego (Woś 1994, 1999). Średnie roczne temperatury powietrza oscylują na obszarze badań około wartości 7–8°C; lokalnie poniżej 7°C (Woś 1999). Średnie amplitudy roczne temperatury powietrza przyjmują wartości z przedziału 21–22°C, a w Łysogórach poniżej 21°C (Niedźwiedź & Ustrnul 1994). Zima termiczna, czyli okres ze średnią dobową temperaturą powietrza poniżej 0°C, trwa w regionie świętokrzyskim średnio od 80 do ponad 110 dni, zaś na Świętym Krzyżu 113 dni (Limanówka & Niedźwiedź 1994a). Średni czas trwania lata termicznego, czyli okresu z średnią dobową temperaturą powietrza powyżej 15°C, wynosi nie więcej niż 90 dni, a w Łysogórach poniżej 70 dni (Limanówka & Niedźwiedź 1994b). Roczne sumy opadów (1951–1980) wynoszą od 550 do 950 mm. Najmniejsze opady (550 mm) notuje się w Niece Nidziańskiej; w Kielcach roczna suma opadów wynosi ok. 650 mm, zaś na stokach Gór Świętokrzyskich – 750–950 mm (Woś 1999). W rejonie Pasma Łysogórskiego sumy roczne opadów o prawdopodobieństwie wystąpienia 10% przekraczają 1000 mm (Niedźwiedź & Cebulak 1994). Średni czas zalegania pokrywy śnieżnej (1951–1980) w regionie oscyluje wokół 70 dni (Woś 1999). W Górach Świętokrzyskich zdecydowanie przeważają wiatry z sektorów zachodniego i południowego (Niedźwiedź *et al.* 1994).

Gospodarka na badanym obszarze

W Górach Świętokrzyskich występują zarówno tereny rolnicze i leśne, jak i znaczne skupiska przemysłu. Niemal w sercu gór usytuowana jest aglomeracja Kielc z ok. 210 600 mieszkańcami w 2003 r. (*Rocznik Statystyczny RP* 2004) oraz licznymi zakładami przemysłowymi. Tereny leśne dominują w północnej części regionu, pokrywając przedgórze Gór Świętokrzyskich (tzw. otoczenie mezozoiczne) i tworząc tam rozległe Lasy Hżeckie, Lasy Koneckie i Puszcę Świętokrzyską. Obniżenie Bodzentyńskie, przykryte w znacznej części pokrywami lessowymi, jest wykorzystywane rolniczo. Lasy zajmują większość obszaru pasm Klonowskiego i Głównego wraz z rozdzielającą je Doliną Wilkowską. Na obszarze Pasma Łysogórskiego (środkowej partii Pasma Głównego) i części Klonowskiego utworzono Świętokrzyski Park Narodowy, z zachowanymi fragmentami pierwotnej Puszczy Jodłowej. Puszcę tworzą jodłowe bory mieszane i lasy jodłowo-bukowe (Kondracki 1998). Zalesione Pasma Jeleniowskie jest chronione jako park krajobrazowy. W południowej części regionu lasy są w mniejszości, a dominującą pozycję zajmują tereny rolnicze. Jednak, w ciągu ostatnich dziesięcioleci, zalesionych zostało wiele wzgórz (np. góry: Zelejowa, Zamkowa i Rzepka).

Na obszarze Gór Świętokrzyskich od wieków rozwijało się górnictwo. Wydobywano i przetwarzano m.in. rudę miedzi i ołowiu. Obecnie działa tam przemysł wapienniczy i cementowniany. Produkuje się także kamień zdobniczy (tzw. marmury kieleckie oraz zlepieniec zygmunowski) i kamień drogowy. Surowca dostarczają liczne kamieniołomy wapieni i dolomitów dewońskich, kambryj-

skich kwarcytów i cechsztyńskich zlepieńców. Terenem szczególnie mocno dotkniętym przez przemysł wydobywczy jest środkowa i zachodnia część synkliny gałęzicko-bolechowicko-borkowskiej, zwana „Białym Zagłębem”. Obszar ten należy do najsilniej przekształconych i zdegradowanych w Polsce.

W regionie kieleckim znajdują się liczne rezerwy geologiczne. Do najciekawszych należą leżące w Kielcach „Biesak-Białogon”, „Kadzielnia”, „Karczówka” i „Rezerwat Skalny im. J. Czarnockiego”. W pobliżu Chęcina położone są zaś: „Góra Miedzianka” z pozostałościami dawnych kopalń rud miedzi, „Góra Zelejowa” z unikalnymi przykładami krasu powierzchniowego oraz jaskinia Raj, znana z bogatej szaty naciekowej.

CHARAKTERYSTYKA DEWOŃSKICH ZBIORNIKÓW WÓD PODZIEMNYCH

Rozwój poglądów na budowę geologiczną Gór Świętokrzyskich

Początki zainteresowania geologią tego regionu związane są z górnictwem rud żelaza, miedzi i ołowiu. Już Stanisław Staszic w swej pracy z roku 1815 poświęca wiele uwagi Góróm Świętokrzyskim, nazwanym Łysogórami, opisując lokalizację poszczególnych złóż, związanym z „opokami wapiennymi”, czyli dewońskimi wapieniami i dolomitami. W ciągu XIX wieku największe zasługi w badaniu Gór Świętokrzyskich położyli: L. Zejszner, J.P. Pusch, J. Hempel, A. Michalski, J. Trejdowski, G. Bloede, F. Roemer oraz G. Gürich, który w swojej monografii (Gürich 1896) zawarł podsumowanie własnych prac oraz całej ówczesnej wiedzy o stratygrafii i tektonice regionu świętokrzyskiego (Tab. 1). Badania były kontynuowane w początkach XX w. przez D. Sobolewa i J. Siemiradzkiego, którzy, podobnie jak G. Gürich, podejmowali próby stworzenia jednolitej koncepcji budowy Gór Świętokrzyskich (informacje powyższe pochodzą z prac: Kotański 1959, Czermiński 1960b).

Tabela (Table) 1

Zestawienie kolejności poznawania skał poszczególnych okresów i epok paleozoiku w Górach Świętokrzyskich (wg Czermińskiego 1960b)

The order of the recognition of the rocks of particular periods within Paleozoic body of Holy Cross Mts. (after Czermiński 1960b)

Okres lub epoka <i>Period</i>	Autor i rok wprowadzenia <i>Author and the year</i>
Cechsztyń	J.B. Pusz, przed 1846, publ. 1881
Karbon	J. Czarnocki 1916
Dewon górny	F. Roemer 1866
Dewon środkowy	L. Zejszner & F. Roemer 1866
Dewon dolny	F. Roemer 1866
Sylur górny (sylur)	L. Zejszner 1868 (list z 1867)
Sylur dolny (ordowik)	A. Michalski 1883
Kambr górny	J. Czarnocki 1919
Kambr środkowy	G. Gürich 1896
Kambr dolny	J. Samsonowicz 1918
Prekambr (ryftej)	J. Samsonowicz 1955

Jednak dopiero prace Jana Czarnockiego i Jana Samsonowicza zapoczątkowały nowoczesną wiedzę o geologii tego regionu. Zdołali oni skorygować szereg błędów popełnionych przez ich poprzedników oraz ustalić wiek poszczególnych utworów skalnych.

J. Czarnocki wyróżnił dwa odrębne facjalnie regiony: łysogórski (północny) i kielecki (południowy) oraz stworzył odkrytą mapę geologiczną zachodniej części Gór Świętokrzyskich w skali 1:100 000 (arkusz Kielce, 1938). Opublikował szereg prac dotyczących odkrywanych i opracowywanych przez siebie utworów paleozoicznych w zachodnich Górach Świętokrzyskich (m.in. w 1909, 1916, 1928, 1930). Najważniejsze jego prace to próby całościowego opracowania stratygrafii i tektoniki Gór (m.in. 1919, 1931, 1935a) wraz z klasycznym już, syntetycznym *Przewodnikiem XX Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego* (1948), a także wydana pośmiertnie monografia regionu łysogórskiego (1957) oraz bardzo liczne prace dotyczące złóż.

J. Samsonowicz badał utwory staropaleozoiczne, koncentrując się na wschodniej części Gór Świętokrzyskich, dla której m.in. opracował szczegółową stratyografię dewonu (1917). Wydał mapę geologiczną 1:100 000 (arkusz Opatów, 1934a) ze szczegółowymi objaśnieniami, które właściwie są monografią tego obszaru (1934b). Stwierdził on także występowanie utworów prekambryjskich (ryfeju) na terenie Gór Świętokrzyskich (1955).

Przegląd prac geologicznych poświęconych węglanowym skałom dewońskim

Właściwie wszyscy wcześnie badacze geologii Gór Świętokrzyskich zajmowali się skałami dewońskimi. Zostały one pierwszy raz opisane przez F. Roemera i L. Zejsznera w 1866 roku (Czermiński 1960b). Interesujące, i w znacznym stopniu pionierskie, badania skał dewonu świętokrzyskiego prowadził w XIX w. także A. Michalski (Ozonkowa 1974).

Skomplikowana budowa geologiczna regionu świętokrzyskiego jest już obecnie stosunkowo dobrze opracowana (Fig. 2). Przyczyniły się do tego klasyczne dzieła J. Czarnockiego i J. Samsonowicza, którzy w I połowie XX w. stworzyli szerokie podstawy do prowadzenia dalszych prac badawczych. Obaj, w bardzo licznych pracach, poruszali problematykę litologii, stratygrafii i rozprzestrzenienia węglanowych skał górnego i środkowego dewonu (m.in.: Czarnocki 1919, 1930, 1948, 1957, 1958, Samsonowicz 1917, 1934b, c).

Na zrębnie, jaki stanowiły odkrycia, interpretacje i syntezy Czarnockiego oraz Samsonowicza, powstało wiele prac dotyczących geologii dewońskich skał serii węglanowej w regionie świętokrzyskim (m.in. Pajchłowa 1957, 1959a, b, 1962a, b, Rubinowski 1958, 1964, Ozonkowa 1961a, b, Tarnowska 1966, Filonowicz 1967, 1980, Kościelniakowa 1967, Olkiewicz-Paprocka & Ozonkowa 1970, Szulczewski & Żakowa 1976, Szulczewski 1977, 1981a, b, c, Narkiewicz 1978, 1981, Żakowa, Szulczewski & Chlebowski 1983). W ten nurt badań wpisuje się J. Czermiński, który opublikował szereg artykułów dotyczących dewonu w Górach Świętokrzyskich (np. Czermiński 1955, 1959, 1960a). Wśród jego prac istotna jest zwłaszcza monografia *Rozwój litologiczny serii węglanowej dewonu południowej części Gór Świętokrzyskich* (Czermiński 1960b). Omawiany w niej obszar w znacznym stopniu pokrywa się z terenem, któremu poświęcona jest niniejsza praca. J. Czermiński formułuje wnioski dotyczące genezy skał węglanowych, warunków ich sedymentacji, przebiegu procesów dolomityzacji i tworzenia złóż minerałów wtórnych. Na podstawie przeprowadzonych obszernych badań stwierdza, że dolomity i wapień występujące w regionie mają zwykle jasno zdefiniowany chemizm, a skały przejściowe należą do rzadkości. Autor podaje też szczegółowy opis profili litologicznych górnego i środkowego dewonu z okolic Łagowa i Kowali.

Klasyczną pozycją stał się już dwutomowy *Przewodnik geologiczny po Górach Świętokrzyskich* Z. Kotańskiego (1959). Stanowi on syntezę nowoczesnej wiedzy geologicznej o regionie, podaną w popularnonaukowej formie. Obecnie podobną propozycją, ale o bardziej popularyzatorskim charakterze, jest publikacja Stupnickiej & Stempień-Sałek (2001).

Skały węglanowe dewonu w Górach Świętokrzyskich są przedmiotem szczególnego zainteresowania, gdyż stanowią cenny surowiec dla przemysłu wapienniczego, cementownianego, cukrowniczego oraz do produkcji tłuczni i kamienia drogowego. Ich właściwości jako surowca opisywali m.in. Kozłowski (1962) i Olkowicz-Paprocka (1965, 1969, 1973) – osobno, i razem (Olkowicz-Paprocka & Kozłowski 1981). Właściwości fizyczno-mechaniczne tych skał badał m.in. Peszat (1980). Szczegółowe charakterystyki poszczególnych złóż podają takie opracowania, jak: *Surowce mineralne województwa kieleckiego* (Kozłowski *et al.* 1971) czy *Katalog węglanowych złóż surowców wiążących w Polsce* (Kozłowski 1981).

W literaturze dotyczącej geologii regionu świętokrzyskiego można wyróżnić liczną grupę prac poświęconych zjawiskom i formom krasowym, które licznie występują w obrębie utworów środkowego i górnego dewonu w rejonie świętokrzyskim. Stanowią one przede wszystkim dokumentację występowania i morfologii form krasowych. Dyskutowany jest w nich także wiek krasu kopalnego (Sobolev 1911, Sioma 1917, Czarnocki 1930, 1935b, 1938, 1948, 1949, Walczowski 1962, 1964, Uberna 1962, Drzał 1964, Majchert-Wójcik 1964, Rubinowski 1964, 1967, 1971, 1981c, Kozłowski *et al.* 1965, Gradziński & Wójcik 1966, Majchert 1966, Wierzbowski 1977, Rubinowski & Wójcik 1978, Nawrocki 1987, Urban 1999, 2002). W pracach tych autorzy podają także wiele szczegółów dotyczących wieku wypełnień krasowych (szczególnie: Czarnocki 1930, 1935b, 1948, Wierzbowski 1977). Szeroko rozpowszechniony w regionie świętokrzyskim kras kopalny jest wdzięcznym obiektem badawczym, a jego znaczenie jest niemałe, gdyż to właśnie w obrębie szczelin i pustek krasowych w wapieniach i dolomitach dewońskich pod wpływem hydrotermalnych procesów mineralizacyjnych tworzyły się żyłowe złoża miedzi, ołowiu i cynku, a także kalcytów (rózanka), wydobywane od średniowiecza przez intensywnie rozwijające się tu górnictwo. Znaczeniu krasu w świętokrzyskim górnictwie kruszcowym poświęcono więc liczne rozprawy (m.in.: Czarnocki 1930, 1948, Rubinowski 1958, 1964, 1966, 1971, 1981a, b, 1995, Kowalczewski & Studencki 1987). Dodatkowo procesy krasowe wywierają bardzo istotny wpływ na wodoprzepuszczalność skał górnego i środkowego dewonu.

Wśród licznych publikacji dotyczących procesów i rozwoju form krasowych w skałach dewońskiej serii węglanowej na uwagę zasługuje doniesienie Czermińskiego (1960a), który wykazał istnienie kierunkowości form krasowych w przekopie koło wsi Kowala. Ważne są też prace Motyki, Prażaka & Zapały (1993) oraz Motyki & Prażaka (1999a), którzy opisali pionową strefowość form krasowych w położonym koło Kowali kamieniołomie Trzuskawica.

Do odrębnej grupy prac regionalnych można zaliczyć te, które opisują formy krasowe z punktu widzenia zainteresowań speleologów. Należy wymienić zwłaszcza liczne prace Jana Urbana, który w latach 1990–1996 dokonał (wraz z zespołem) inwentaryzacji wszystkich znanych jaskiń w regionie. Są to jaskinie krasowe w skałach dewońskich oraz mezozoicznych obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, a także jaskinie inne niż krasowe (Urban 1996). Poprzednio jaskinie na tym obszarze były inwentaryzowane przez Kowalskiego (1954), następnie przez Wołoszyna & Wójcika (1965), a Rubinowski poświęcił im rozprawę (1975). Rubinowski opublikował też liczne artykuły dotyczące udostępnienia i ochrony jaskini Raj (m.in.: Rubinowski 1974, 1977, Rubinowski & Wróblewski 1986).

Podczas badania jaskiń prowadzono także obserwacje chemizmu wód krasowych, z jednej strony narażonych na zanieczyszczenia z zewnątrz, a z drugiej – oddziałujących na procesy krasowe (Rzepa 1981, 1983, Motyka & Prażak 1999b).

Literatura dotycząca jaskiń w regionie świętokrzyskim jest bogata, a jej bardzo obszerny wykaz zawiera praca Urbana (1996).

Przegląd badań hydrogeologicznych

O ile literatura traktująca o geologii regionu świętokrzyskiego jest bogata, a sama geologia do brze poznana, to prac poświęconych hydrogeologii jest mniej. Należy jednak wymienić prace Żaka

(1976, 1991) oraz Mochonia (1985, 1988, 1990, 1991, 1992a i b), które mają charakter poznawczy. Stosunkowo niewielka liczba badań podstawowych wynika z tego, że większość opracowań hydrogeologicznych wykonywano doraźnie, na potrzeby konkretnych ujęć, a wyniki często nie były publikowane. Istniejące dokumentacje zasobowe zazwyczaj sporządzane były dla gospodarki i przemysłu.

W regionie świętokrzyskim zrealizowano także kilka dużych prac dokumentujących zasoby wód podziemnych. Było to związane z poszukiwaniami nowych możliwości zaopatrzenia aglomeracji i przemysłu Kielc w wodę. Problem niedoboru wody w regionie zaznaczył się szczególnie silnie w latach 70. i 80. ubiegłego wieku. W związku z poszukiwaniem możliwych dróg jego rozwiązania powstały hydrogeologiczne opracowania i dokumentacje o większym lub mniejszym zasięgu (Maszoński 1966, Maszoński & Żak 1968, Kurdziel *et al.* 1970, Ginalska-Prokop *et al.* 1990, Maszońska 1994). W grupie tej należy zwłaszcza wyróżnić liczne prace Jana Prażaka (m.in. 1988, 1990, 1994, 1997, Prażak *et al.* 1984).

Zasoby wodne obszaru próbowano też szacować metodami modelowymi. Wyniki modelowania rejonu białogórskiego w południowym skrzydle synkliny kieleckiej opublikowali Pawuła & Górski (1972), a po nich także Wolski, Szczepański & Prażak (1995). W latach 80. hydrogeologiczne zmiany w „Białym Zagłębiu” były przedmiotem badań i symulacji modelowych prowadzonych w Instytucie Hydrogeologii i Geologii Inżynierskiej AGH (Szczepańska *et al.* 1978, Wypych 1978, Szczepański 1981, 1983, 1985, Szczepański *et al.* 1984).

Badania modelowe zasobów wód podziemnych prowadzono także we wschodniej części synklinorium kielecko-łagowskiego obejmującej zlewnię Koprzywianki i zbiornik GZWP 421 „Włostów”. Badania te prowadził S. Witczak z zespołem i we współpracy z J. Prażakiem (m.in. Witczak *et al.* 1996, 2003, Prażak *et al.* 2001).

Jednocześnie realizowano prace zmierzające do ustalenia wpływu intensywnej eksploatacji górniczej na stosunki wodne w obrębie „Białego Zagłębia”. Przy okazji, w wodach odprowadzanych z odwadnianych kopalń odkrywkowych często upatrywano szans na pokrycie deficytu wody w Kielcach. Tę koncepcję lansują opracowania: Żaka & Rogalińskiego (1972), Jacenkowa *et al.* (1973), Balcerza (1974), Kleczkowskiego *et al.* (1975), a ostatnio także Klicha *et al.* (1996).

Olbryzymym krokiem na drodze do systematyzacji stanu wiedzy hydrogeologicznej o regionie świętokrzyskim (jak i, zresztą, całej Polsce) był realizowany ze znacznym rozmachem w końcu lat 80. ubiegłego stulecia Podprogram 09 Centralnego Programu Badań Podstawowych 04.10. *Strategia ochrony głównych zbiorników wód podziemnych*. Był to pierwszy projekt badawczy o takiej skali, systematyzujący i pogłębiający wiedzę o hydrogeologii regionu w sposób kompleksowy. Finalnym produktem tego przedsięwzięcia, oprócz całego szeregu opracowań towarzyszących, jest *Mapa Głównych Zbiorników Wód Podziemnych (GZWP) w Polsce wymagających szczególnej ochrony 1:500 000* pod redakcją naukową Kleczkowskiego (1990a) wraz z objaśnieniami (Kleczkowski 1990b). W obrębie węglanowych skał dewońskich w regionie świętokrzyskim na mapie tej wydzielono cztery Główne Zbiorniki Wód Podziemnych (Prażak & Szczepański 1991, Prażak *et al.* 1994). Trzy z nich znajdują się (Fig. 2, Tab. 2) w obszarze kieleckim (południowym): GZWP 417 „Kielce” (synklina kielecka), GZWP 418 „Gałęzice-Bolechowice-Borków” (synklina gałęzicko-bolechowicko-borkowska) i GZWP 421 „Włostów” (wschodni skraj synklinorium kielecko-łagowskiego ze zlewnią Koprzywianki). Zbiornik czwarty zlokalizowany jest w obszarze łysogórskim (północnym) – GZWP 419 „Bodzentyn” (synklina bodzentyńska). Zbiornikom tym poświęcono osobne opracowania (m.in. Szczepański *et al.* 1989a, b, 1990).

Kolejnym przedsięwzięciem tego rodzaju, ale już o bardzo znacznym stopniu szczegółowości, jest *Mapa hydrogeologiczna Polski 1:50 000* (MhP). Obszar występowania dewońskiej serii węglanowej w Górach Świętokrzyskich obejmuje dziesięć arkuszy: 814 *Piekoszów*, 815 *Kielce*, 816 *Bodzentyn*, 817 *Nowa Słupia*, 850 *Chęciny*, 851 *Morawica* i 852 *Daleszyce*, 853 *Łagów*, 854 *Opatów* oraz 855 *Sandomierz*. Autorzy i redaktorzy poszczególnych arkuszy mapy zebrali istniejące infor-

macje, usystematyzowali je i podali w syntetycznej formie. Obecnie MhP wraz z materiałami dodatkowymi (tekstowymi, tabelarycznymi zestawieniami danych itp.) stanowi najpełniejsze istniejące kompendium aktualnej wiedzy o hydrogeologii regionu.

Tabela (Table) 2

Zasoby dyspozycyjne Głównych Zbiorników Wód Podziemnych (GZWP) regionu świętokrzyskiego wydzielonych w utworach dewońskich (wg Kleczkowskiego 1990b)

Disposable water resources of the main groundwater reservoirs (GZWP) in the Devonian formations of the Holy Cross Mts region (after Kleczkowski 1990b)

Zbiornik (GZWP)		Powierzchnia [km ²]	Klasa jakości	Szacunkowe zasoby dyspozycyjne	
numer	nazwa			zasoby [tys. m ³ /d]	moduł [l/s/km ²]
417	Kielce	42	I c	48.00	13.23
418	Gałężice-Bolechowice-Borków	103	I c	19.00	2.14
419	Bodzentyn	52	I c	12.00	2.67
421	Włostów	108	I a, I b, I c	12.00	1.29

W regionie kieleckim prowadzony jest monitoring jakości zwykłych wód podziemnych. Obserwacje w sieci krajowej rozpoczęto w 1991 r. (Państwowy Instytut Geologiczny na zlecenie Państwowej Inspekcji Ochrony Środowiska). W sieciach regionalnych badania są prowadzone: od 1992 r. w sieci byłego województwa kieleckiego (wykonuje je PIG Oddział Świętokrzyski w Kielcach na zlecenie Wojewódzkiego Inspektoratu Ochrony Środowiska w Kielcach) i od 1995 r. w sieci byłego województwa tarnobrzeskiego (prowadzi je PIG OŚ w Kielcach na zlecenie WIOŚ w Tarnobrzegu) (Hordejuk 1996, Prażak *et al.* 1996). Po reformie administracyjnej kraju dewońskie zbiorniki wodonośne znalazły się w nowym województwie świętokrzyskim, a badania monitoringowe są na ich obszarze kontynuowane w tych samych punktach, co poprzednio (prowadzi je PIG OŚ w Kielcach na zlecenie WIOŚ w Kielcach). Jakość wód podziemnych w środkowo- i górnodewońskich zbiornikach obserwowana jest w 19 punktach sieci krajowej i regionalnej łącznie (WIOŚ 1999, 2000, Prażak 2002).

W latach 1993–1994 opracowano pilotowy program *Monitoring jakości wód podziemnych w dorzeczu górnej Wisły*, który swoim zasięgiem objął znaczną część obszaru Gór Świętokrzyskich w zlewniach Nidy, Czarnej Staszowskiej i Koprzywianki. Poza programem finansowanym ze środków PHARE (Contract No P-UV/2), w którym skupiono się głównie na metodyce prowadzenia tego rodzaju obserwacji (Kleczkowski *et al.* 1995, Bednarczyk 1998), dalszych badań nie wykonywano. Wszystkie posterunki wyznaczone podczas realizacji tego programu wchodzą jednak w skład regionalnych sieci wojewódzkich (obecnie województwa świętokrzyskiego) i są obserwowane.

Podział tektoniczny masywu świętokrzyskiego

Masyw świętokrzyski to obszar, gdzie na powierzchni terenu występują utwory paleozoiczne. Jest on raczej niewielki, a ponad 80% powierzchni zajmują tu skały kambryjskie i dewońskie. To paleozoiczne jądro, wraz z otoczeniem mezozoicznym, wchodzi w skład regionalnego antyklinorium świętokrzyskiego. Obszar ten, znany jako centralna część regionu geograficznego Gór Świętokrzyskich, jest względnie jednorodny morfologicznie. Jednak paleozoiczny masyw świętokrzyski nie jest spójny pod względem budowy geologicznej (Tomczyk 1974).

Masyw jest wyraźnie wydłużony równoleżnikowo i składa się z szeregu antyklin i synklin. Najczęściej są one zorientowane wzdłuż osi WNW-ESE (Fig. 2) kojarzonej z orogenezą waryscyjską (hercyńską). Struktury fałdowe są zaburzone przez szereg uskoków poprzecznych i podłużnych (Fig. 2). Najważniejsza z tych dyslokacji – znana jako nasunięcie świętokrzyskie – jest podstawą do podziału masywu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich na dwie duże jednostki (obszary): północną (łysogórską) i południową (kielecką). W ich obrębie wydzielono mniejsze jednostki strukturalne (Tomczyk 1974).

Fałdowy **obszar łysogórski (północny)** wykazuje wyraźną kompresję waryscyjską i orientację fałdów wzdłuż osi WNW-ESE. Fałdy charakteryzują się wergencją południową. W skład obszaru łysogórskiego wchodzi (idąc od północy): antyklina bronkowicka i w jej wschodnim przedłużeniu antyklina wydrzysowska, następnie rozległa synklina bodzentyńska i, w końcu, antyklina łysogórska tworząca Pasma Główne (Tomczyk 1974).

W **obszarze kieleckim (południowym)** także dominują kierunki waryscyjskie (hercyńskie). Bezpośrednio do nasunięcia świętokrzyskiego przylega (od strony południowej) synklinorium kielecko-łagowskie (Fig. 2), wypełnione osadami młodszego paleozoiku. Jego reprezentacją w morfologii terenu jest tzw. Depresja Centralna. W obrębie tego synklinorium występują drugorzędne formy, m.in. synklina łagowska oraz – na zachodzie – synklina miedzianogórska i rozległa synklina kielecka. Drugą, oprócz synklinorium kielecko-łagowskiego, rozległą częścią regionu kieleckiego (południowego) jest antyklinorium chęcińsko-klimontowskie. Występuje tutaj m.in. słabo zaznaczona depresja daleszycko-bardziańska oraz rozległa synklina gałęzicko-bolechowicko-borkowska (Tomczyk 1974).

Charakterystyka najważniejszych zbiorników wód podziemnych

Wprowadzenie

W masywie świętokrzyskim *MSr* (Kleczkowski 1990a, b) szczelinowo-krasowe zbiorniki wód podziemnych w węglanowych skałach dewońskich występują w strukturach synklinalnych. Skały wodonośne są otoczone uznawanymi za praktycznie niewodonośne skałami starszego paleozoiku. Zasilane są głównie z bezpośredniej infiltracji opadów na obszarach wychodni. W znacznie mniejszym stopniu zasilanie odbywa się z utworów młodszych, wypełniających jądra synklin (Fig. 2). Niewielkie znaczenie mają też dopływy lateralne ze skał mezozoicznych. Zbiorniki drenowane są głównie przez ciekę powierzchniowe, a tylko w niektórych przypadkach część wód zasila sąsiednie struktury wodonośne.

Synklina gałęzicko-bolechowicko-borkowska

Synklina gałęzicko-bolechowicko-borkowska, zwana w skrócie synkliną gałęzicką, rozciąga się na długości ok. 30 km pomiędzy antyklinami dymińską na północy i chęcińską na południu (Fig. 2 i 3). Jest ona zorientowana wzdłuż osi WNW-ESE i ma szerokość ok. 4–6 km. Struktura ta jest wypełniona głównie skałami dewońskimi, w przeważającej części – węglanowymi. Otoczona jest uważanymi za praktycznie nieprzepuszczalne utworami kambru, a w jej jądrze występują leżące niezgodnie skały permskie i triasowe, oraz nieliczne płyty osadów karbonu. W osiowej części występuje kilka longitudinalnych dyslokacji deformujących utwory dewonu (Tomczyk 1974). Synklina ta stanowi pokaźny zbiornik wód podziemnych w skałach dewońskich. Ciekami drenującymi synklinę są: Hutka, Bobrza, Lubrzanka i Czarna Nida, które mają kontakt z wodami podziemnymi w skałach dewońskich. We wschodniej części synkliny gałęzickiej, w obrębie tzw. strefy Suków-Marzysz, zlokalizowane jest udokumentowane (lecz nieeksploatowane) ujęcie wód podziemnych dla Kielc (Herman 1996a).

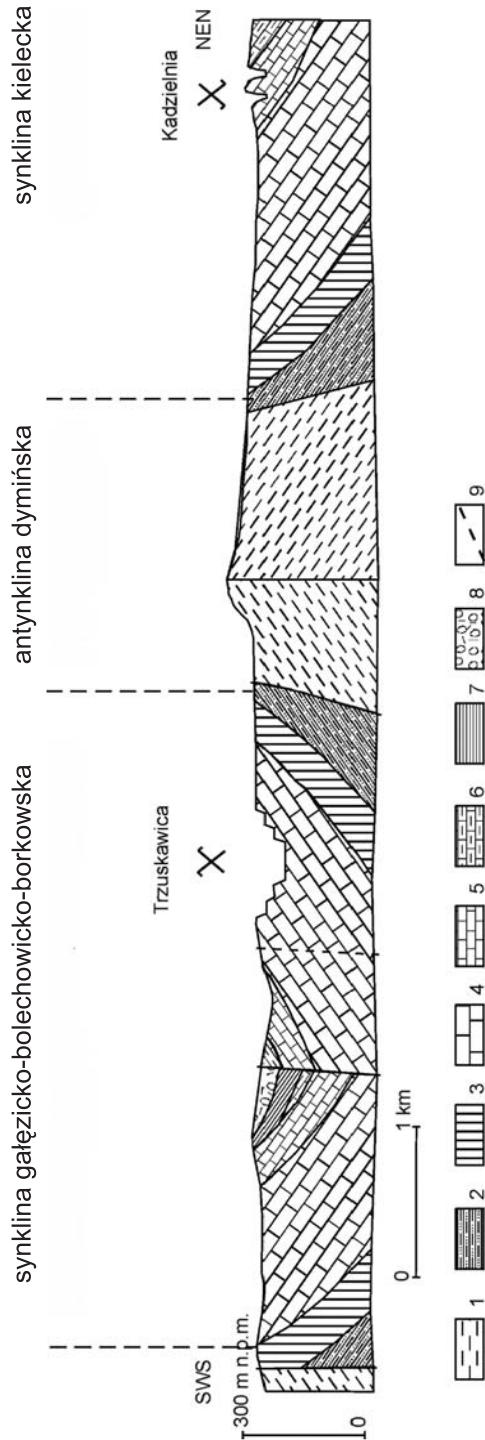


Fig. 3. Przekrój geologiczny przez synklinę gąłeczko-bolechowicko-borkowską i południowe skrzydło synkliny kieleckiej (wg Gzyl *et al.* 2001b, opracowane na podstawie: Kolago 1984, Motyka *et al.* 1993a). Objasnienia: 1 – łupki, mułowce i piaskowce (kambr), 2 – piaskowce i itołupki (ems), 3 – itłowce i mułowce z przewarstwieniami margli, wapieni i dolomitów (efiel), 4 – wapienie i dolomity (żywet), 5 – wapienie i margle pływowe (fran), 6 – margle, wapienie i mułowce (famen), 7 – łupki ilaste i krzemionkowe oraz mułowce (karbon), 8 – zlepnieńce (perm), 9 – ważniejsze uskoki

Fig. 3. Geological cross-section of the Gąłeczko-Bolechowicko-Borkowska syncline and Kielecka syncline (after Gzyl *et al.* 2001b, based on: Motyka *et al.* 1993a & Kolago 1984). Explanations: 1 – shales, mudstones and sandstones (Cambrian), 2 – sandstones and shales (Emsian), 3 – claystones and mudstones with intercalations of marls, limestones and dolomites (Eifelian), 4 – limestones and dolomites (Givetian), 5 – limestones and marls (Frasnian), 6 – marls, limestones and mudstones (Famennian), 7 – shales and mudstones (Carboniferous), 8 – conglomerates (Permian), 9 – major faults

Środkowa i zachodnia część synkliny, zwana „Białym Zagłębem”, jest intensywnie eksploatowanym rejonem wydobywania wapieni ze znaczną koncentracją przemysłu. Pole hydrodynamiczne modyfikują tu leje depresji wytwarzane przez odwadnianie kamieniołomów. Szczególnie kamieniołom Ostrówka w znacznym stopniu depresjonuje dewoński poziom wodonośny zczerpując ok. 1000 m³/h, co doprowadziło do osuszenia odcinka rzeki Hutki (Prażak 1996b).

Synklina stanowi zbiornik wód podziemnych w bardzo poważnym stopniu narażony na degradację. Po pierwsze, z powodu wysokiego stopnia przekształcenia środowiska przyrodniczego w tym obszarze, co wiąże się z infiltrowaniem mocno zanieczyszczonych wód rzecznych w obszarach lejów depresji oraz opadami pyłów z licznych zakładów cementowych i wapienniczych. Po wtóre, na znacznych obszarach wychodnie skał dewońskich izolowane są jedynie cienką warstwą gleby. Dodatkowo, łatwemu rozprzestrzenianiu się zanieczyszczeń sprzyja szczelinowo-krasowy charakter ośrodka, z bardzo dużymi prędkościami rzeczywistymi przepływu wód podziemnych (Szczepański *et al.* 1989a, 1990).

Środkowa i wschodnia część synkliny gałęzickiej została uznana (Kleczkowski 1990a) za Główny Zbiornik Wód Podziemnych 418 „Gałęzice-Bolechowice-Borków” (Fig. 2).

Synklina daleszycka

Synklina daleszycka i bardziańska tworzą razem depresję daleszycko-bardziańską. Synklina bardziańska nie może być uważana za liczący się zbiornik wód podziemnych – wodonośne utwory dewonu występują w jej jądrze tylko w szczątkowej ilości. Silnie rozszerzona synklina daleszycka, zbudowana z węglanowych skał dewonu środkowego i górnego, stanowi natomiast pojemny zbiornik wód podziemnych, odizolowany w zasadzie niewodonośnymi skałami starszego paleozoiku od struktur sąsiednich. Zbiornik ten jest drenowany przez przecinającą go rzekę Belniankę.

Synklinorium kielecko-łagowskie

Synklinorium przebiega równoległe do antykliny łysogórskiej, wzdłuż typowego, waryscyjskiego kierunku WNW-ESE. Wykazuje wyraźne zwięźlenie i spłylenie w kierunku wschodnim, a pogłębienie i rozszerzenie – w zachodnim. W zachodniej części synklinorium, fałd niewachlowsko-szydłowski (z niewielkimi formami synklinalnymi wewnątrz) oddziela synklinę miedzanogórską, leżącą od niego na północ, od leżącej bardziej na południe, dosyć rozległej, synkliny kieleckiej. Synkliny te w ich zachodnich częściach wypełniają skały górnego dewonu, dolnego karbonu, cechsztynu i triasu (Fig. 2). W kierunku wschodnim synklinorium stopniowo zwięża się; jest wypełnione osadami karbonu, zaś skrzydła ma utworzone z węglanowych skał dewońskich. W rejonie Łagowa ponownie podzielone jest formami drugorzędnych. Na wschód od Włostowa (Fig. 1 i 2) synklinorium ulega wynurzeniu i wodonośne utwory dewonu już w nim nie występują (Tomczyk 1974).

Poziom wodonośny tworzą w całym synklinorium miąższe wapienie i dolomity dewońskie, o bardzo zróżnicowanej wodonośności (warunkowanej stopniem zaangażowania tektonicznego i skrasowienia). Wypełniają one izolowane struktury synklinalne, otoczone nieprzepuszczalnymi kompleksami skał starszych. Zasilanie tych zbiorników odbywa się w przytłaczającej większości przez bezpośrednią infiltrację opadów atmosferycznych. Drenaż odbywa się całym szeregiem rzek płynących generalnie z północy i przecinających synklinorium. Należą one w większości do zlewni Nidy.

W obrębie synklinorium kielecko-łagowskiego wydzielono dwa Główne Zbiorniki Wód Podziemnych (Kleczkowski 1990a): 417 „Kielce” w synklinie kieleckiej oraz 421 „Włostów” we wschodniej części synklinorium (obejmujący zlewnię Koprzywianki) (Fig. 2).

Synklina kielecka ma, jak wspomniano, szczególne znaczenie wśród drugorzędnych struktur wchodzących w skład synklinorium kielecko-łagowskiego (Fig. 2). Wody podziemne są tutaj eks-

plątowane bardzo wieloma studniami wierconymi (zwłaszcza w części północno-wschodniej Kielc i poza miastem), a w południowym skrzydle synkliny umiejscowione jest duże ujęcie dla Kielc w Białogoni (obecnie południowo-zachodnie przedmieście Kielc). Ujęcie to pobiera wody podziemne ze skał dewońskich w ilości ok. 1100 m³/h (Prażak 1999). Obszar alimentacji synkliny kieleckiej wykracza poza wychodnie utworów dewońskich, gdyż jest ona także zasilana lateralnymi dopływami z wodonośnych skał triasowych i permskich leżących w jej jądrze. Naturalną bazę drenażu struktury stanowiły rzeki Bobrza, Silnica, Sufraganiec i Lubrzanka płynące z północy i północnego-wschodu. Obecnie Bobrza i Silnica znajdują się w zasięgu wpływu ujęcia białogońskiego i są przez nie w pewnym stopniu drenowane (Prażak 1996a, 1999).

Wody synkliny kieleckiej są w znacznym stopniu zagrożone zanieczyszczeniem. Przykładem szczególnie wyrazistym są okolice ujęcia białogońskiego, w zasięgu wpływu którego znalazła się plama produktów ropopochodnych pozostała po magazynach centrali naftowej CPN. Ponadto znaczne zagrożenie stanowi sam obszar miasta, gdzie zbiornik nie jest w zasadzie izolowany od powierzchni. Dodatkowo, w obszarze leja depresji wytworzonego przez ujęcie białogońskie, infiltrują silnie zanieczyszczone wody Bobrzy i Silnicy.

Synklina miedzianogórska tworzy, wraz z synkliną kielecką, rejon eksploatacji (RE) Kielc o zatwierdzonych zasobach dyspozycyjnych (Fig. 2). Synklina miedzianogórska jest dość wąska, ma długość ok. 20 km i jest zorientowana wzdłuż waryscyjskiego kierunku WSW-ESE. Stanowi najbardziej na północny wschód wysuniętą część synklinorium kielecko-łagowskiego. Jej jądro wypełniają uważane za praktycznie niewodonośne utwory dolnego karbonu, zaś obydwa skrzydła stanowią dwa eksploatowane zbiorniki wód podziemnych, o niewyjaśnionej kwestii wzajemnego kontaktu hydraulicznego (Prażak 1994, 1996a).

Synklina bodzentyńska

Jedynym dewońskim zbiornikiem, który uwzględniono w niniejszej pracy, leżącym w rejonie łysogórskim (północnym) Gór Świętokrzyskich, jest synklina bodzentyńska. Jest ona położona po północnej stronie Pasma Głównego, w morfologii terenu uwidacznia się w postaci szerokiej, pokrytej lessem doliny. Zasilanie zbiornika odbywa się głównie z opadów atmosferycznych. Podrzedną rolę spełniają dopływy lateralne z kierunku północno-zachodniego oraz wschodniego z utworów permu górnego i triasu dolnego (Fig. 2).

Zbiornik wód podziemnych tworzą utwory węglanowo-iłowcowe dewonu środkowego i górnego, ale głównym kolektorem są wapień i dolomity eiflu i żywetu. Ich wodonośność jest tu bardzo zróżnicowana – uwarunkowana stopniem spękania i skrasowienia oraz występowaniem lokalnych wkładek ilów i łupków. Osią synkliny płynie rzeka Psarka (dopływ Świślny, zlewnia Kamiennej), stanowiąca niemal cały drenaż tej struktury (Szczepański *et al.* 1989b).

Synklina bodzentyńska stanowi Główny Zbiornik Wód Podziemnych 419 „Bodzentyń” w utworach dewonu środkowego i górnego, łącznie z niewielkim obszarem zasilania w skałach triasowych (Kleczkowski 1990a).

Dewońskie skały węglanowe jako środowisko wód podziemnych

Facja węglanowa w obu rejonach Gór Świętokrzyskich (kieleckim i łysogórskim) obejmuje skały środkowego i górnego dewonu. Utwory dewonu dolnego wykształcone są w postaci piaskowców i ilowców z wkładkami tufitów. Dopiero na przelomie dewonu dolnego i środkowego zanika facja ilasta, a pojawia się węglanowa. Skały dewonu środkowego to silnie przekryształizowane dolomity i wapień o znacznych miąższościach (zwłaszcza żywet). Także osady dewonu górnego są wykształcone jako wodonośne utwory węglanowe, często o charakterze marglistym. Łączna miąższość serii

węglanowej dewonu dochodzi do 1000 m, co zostało stwierdzone w otworze IG w Kowali w synklinie gałęzicko-bolechowicko-borkowskiej (Prażak *et al.* 1984). Najwyższe piętro dewonu górnego, famen, jest już wykształcone w postaci łupków i wapieni marglistych. Na skałach dewońskich osadziły się uważane za praktycznie niewodonośne (izolujące) utwory karbonu (Filonowicz 1980, Herman 1996a, Prażak 1996a).

Ujęcia studzienne wód poziomu dewońskiego wykonano w osadach dewonu środkowego i górnego, a największa eksploatacja ma miejsce w Dolinie Białogońskiej w Kielcach, gdzie znajduje się ujęcie komunalne dla miasta (Prażak 1999) oraz na obszarze tzw. „Białego Zagłębia” w centralnej i zachodniej części synkliny gałęzicko-bolechowicko-borkowskiej. Gęstość szczelin pochodzenia tektonicznego, jak i form krasowych w badanych strukturach jest bardzo zróżnicowana. Wiąże się z tym bardzo duże różnice wydajności studni. Uważa się, że najwyższy stopień spękania i skrasowienia wykazują wapienie żywetu, ze szczelinami wypełnionymi luźnymi piaszczysto-ilastymi osadami. Skały te charakteryzują się bardzo korzystnymi parametrami hydraulicznymi. W niższej, dolomitycznej części żywetu, podobnie jak w eiflu, a także w dolomitach franu warunki nie są już tak korzystne (Ginalska-Prokop *et al.* 1990, Herman 1996a, b, c). Głębokość rozpoznania wodonośności skał węglanowych w otworach wiertniczych na ogół nie przekracza 250 m. Do obliczeń modelowych wykonanych w AGH przyjmowano za Maszońskim & Żakiem (1968), że jedynie powierzchniowa strefa o miąższości 150 m jest dostatecznie spękana i skrasowiała, aby umożliwić przepływ wód podziemnych (Szczepański 1983).

WŁAŚCIWOŚCI HYDROGEOLOGICZNE MATRYCY SKAŁ DEWOŃSKICH

Metoda badań

Prace wstępne

Parametry filtracyjne litej masy skalnej (matrycy, ang. *matrix*) związane są z zawartą w niej mikroporowością. Zazwyczaj matryca nie decyduje w dużym stopniu o zdolności masywu skalnego do przewodzenia wody wolnej. Jej właściwości wpływają natomiast w zasadniczy sposób na pojemność wodną masywu, a także na własności dyspersyjne skał (Zuber & Motyka 1994, Motyka 1998).

Właściwości mikrohydrauliczne matrycy skał dewońskich zostały oznaczone laboratoryjnie na próbkach pobranych w terenie. Z naturalnych odsłoneń i kamieniołomów położonych w obszarze kieleckim (Fig. 4) zostało pobrane 141 prób skał dewońskich (żywetu i franu). Po przewiezieniu bloczków skalnych do laboratorium zostały z nich wykonane (wycięte) rdzenie o średnicy 4.15 cm i wysokości 2.15–6.30 cm. Niektóre bloczki rozkruszyły się podczas cięcia, co uniemożliwiło wykonanie rdzenia. Współczynnik porowatości otwartej był oznaczony na wszystkich pobranych w terenie próbkach, zaś wykonane rdzenie (103 sztuki) wykorzystano następnie do oznaczenia współczynników odsączalności i przepuszczalności. Badania laboratoryjne wykonano przy zastosowaniu standardowej metodyki w laboratorium Zakładu Hydrogeologii i Ochrony Wód AGH w Krakowie. Ponadto oceniona została litologia badanych skał. Wyniki badań właściwości matrycy skał dewońskich zostały już poprzednio opracowane i opublikowane (Rzonca *et al.* 2003, Rzonca 2005).

Oznaczenie współczynnika porowatości otwartej

Wykorzystano metodę opisaną przez Kleczkowskiego & Mularza (1964). Wysuszone w temperaturze 105–110°C próbki zważono, a następnie nasycono wodą destylowaną w komorze próżniowej i dwukrotnie zważono – w powietrzu i w wodzie destylowanej.



Fig. 4. Lokalizacja punktów poboru próbek matrycy skalnej (wg Rzoncy 2005). Objasnienia: 1 – skały węglanowe środkowego i górnego dewonu, 2 – skały starszego podłoża (dewon dolny-prekambry), 3 – utwory młodsze (trzeciorzęd-karbon), 4 – stanowisko poboru próbek, 5 – kamieniołom omawiany w tekście

Fig. 4. Rock matrix sampling point locations (after Rzonca 2005). Explanations: 1 – Upper and Middle Devonian carbonate rocks, 2 – older formations (Lower Devonian-Precambrian), 3 – younger formations (Tertiary-Carboniferous), 4 – sampling point location, 5 – quarry mentioned in the main text

Współczynnik porowatości otwartej obliczono jako

$$n_o = (G_p - G_s) / (G_p - G_w) \quad (1)$$

gdzie:

- G_s – ciężar próbki suchej,
- G_p – ciężar próbki nasyconej wodą (ważonej w powietrzu),
- G_w – ciężar próbki nasyconej wodą (ważonej w wodzie).

Jako wynik uzyskano sumę objętości porów (kanalików) połączonych ze sobą, w stosunku do objętości całej próbki, a zatem współczynnik porowatości otwartej (Wilk *et al.* 1985, Motyka *et al.* 1998).

Określenie współczynnika odsączalności skał

Przygotowane rdzenie zbadano metodą opisaną w Polsce przez Motykę *et al.* (1971), która wykorzystuje wirówkę do odsączenia wody zawartej w próbce skały. Pomiar polega na określeniu ilości wody, która może się odsączyć grawitacyjnie z jednostki objętości skały. Prędkość wirówki i czas badania dobiera się tak, aby wytworzone warunki symulowały ciśnienie ssące słupa 10 m wody, które uznaje się za maksymalne wytwarzane w warunkach naturalnego grawitacyjnego odsączenia. Symulowany czas naturalnego odsączenia przy wymiarach zastosowanych rdzeni wynosił od ok. roku do 23 lat (Motyka *et al.* 1971, 1998).

Badanie przepuszczalności i wyznaczenie współczynnika filtracji

Przepuszczalność oznaczono w aparacie opisanym przez Dulińskiego (1965), wykorzystującym sprężone powietrze, które przepuszcza się przez rdzeń wykonany z badanej skały. Współczynnik przepuszczalności to (Motyka *et al.* 1998)

$$k_g = \frac{2Q_0 p_0 l \eta}{F(p_1^2 - p_2^2)} \quad (2)$$

gdzie:

- k_g – współczynnik przepuszczalności [darcy],
- Q_0 – zredukowany przepływ gazu [cm^3/s],
- p_0 – ciśnienie atmosferyczne [at],
- l – długość próbki [cm],
- η – współczynnik lepkości dynamicznej gazu [cP],
- F – powierzchnia przekroju poprzecznego [cm^2],
- p_1 – ciśnienie przed próbką [at],
- p_2 – ciśnienie za próbką [at].

Opierając się na wynikach, które opublikował Ohle (1951), zaniechano wprowadzenia tzw. poprawki Klinkenberga (Motyka 1988). Uzyskane za pomocą sprężonego gazu wartości współczynnika przepuszczalności skał węglanowych można bowiem uznać za reprezentatywne także dla przepuszczalności względem wody (Wilk *et al.* 1985, Motyka 1988, Bielec 1999).

Współczynnik filtracji charakteryzujący badane próbki obliczono na podstawie wyznaczonej pomiarem przepuszczalności, wykorzystując wzór (Motyka *et al.* 1998)

$$k = \frac{k_g \gamma_w}{\eta_w} \quad (3)$$

gdzie:

- k – współczynnik filtracji [m/s],
- k_g – współczynnik przepuszczalności [darcy],
- γ_w – ciężar właściwy wody [g/cm³],
- η_w – współczynnik lepkości dynamicznej wody [cP].

Podstawienie wartości lepkości dynamicznej i ciężaru właściwego wody destylowanej (o temperaturze 10°C) daje w wyniku zależność (Motyka *et al.* 1998)

$$k = 7.66 \cdot 10^{-6} \cdot k_g \quad (4)$$

Wyniki badań matrycy skał

Współczynnik porowatości otwartej, wyznaczony w 118 próbkach wapieni, zawiera się w przedziale od 0.0012 do 0.0216. Średnia geometryczna uzyskanych wartości wynosi 0.0053. Oznaczony na 23 próbkach dolomitów, współczynnik ten zawierał się w zakresie od 0.0076 do 0.0475; średnia geometryczna wyniosła 0.0168 (Rzonca *et al.* 2003, Rzonca 2005).

Wyznaczone wielkości **współczynnika filtracji** wapienia (87 próbek) mieszczą się w przedziale od $1.72 \cdot 10^{-12}$ do $7.22 \cdot 10^{-9}$ m/s (śr. geom. $2.26 \cdot 10^{-11}$ m/s). W dolomitach (16 próbek) wartości są z zakresu od $2.41 \cdot 10^{-12}$ do $6.77 \cdot 10^{-9}$ m/s, zaś średnia geometryczna wynosi $2.43 \cdot 10^{-10}$ m/s (Tab. 3, Fig. 5) (Rzonca 2005).

Wartość **współczynnika odsączalności** dla wszystkich badanych próbek wyniosła zero. Żadna próbka nie „oddała” zauważalnej ilości wody przy badaniu w wirówce. Zbadane zostały 84 próbki wapieni i 16 próbek dolomitów (Rzonca *et al.* 2003, Rzonca 2005).

Próbki zostały podzielone na wapienie (118 próbek) i dolomity (23). Formy pośrednie nie zostały rozpoznane. Jednoznacznie zdefiniowany skład chemiczny wapieni i dolomitów w tym obszarze odpowiada obserwacjom i wnioskom Czermińskiego (1960b). Dodatkowo, przy użyciu szkła powiększającego określono charakter spoiwa i stopień zwartości szkieletu ziarnowego (wg metody Dunhama 1962). Spośród wapieni i dolomitów (razem) wydzielone zostało 97 próbek skał pelitowych, 16 próbek skał sparytowych (o sparycie widocznym makroskopowo) oraz 9 próbek skał krystalicznych (*sensu* Dunham 1962). Wśród alochemów widocznych makroskopowo dominowały bioklasty oraz fragmenty stromatoporooidów. Dokładniejsze badanie makroskopowe próbek pozwoliło na wydzielenie (w obrębie całej populacji próbek) 29 próbek o widocznych spękaniach wypełnionych krystalicznym kalcytem lub dolomitem oraz 5 o spękaniach wypełnionych stwardniałym materiałem ilastym (badania te wykonał dr Robert Niedźwiedzki z Uniwersytetu Wrocławskiego) (Rzonca 2005).

Tabela (Table 3)

Wyniki laboratoryjnych badań właściwości matrycy skał (wg Rzoncy 2005)
The results of the laboratory tests of the rock matrix properties (after Rzonca 2005)

	Wapienie (Limestone)	Dolomity (Dolomites)
Współczynnik porowatości otwartej n_o [-] (open porosity coefficient p_o [-])		
min / max	0.0012 / 0.0216	0.0076 / 0.0475
średnia geometryczna / $SD_{\log n_o}$ (geometric mean / $SD_{\log p_o}$)	0.0053 / 0.28	0.0168 / 0.19
średnia arytmetyczna / SD (arithmetic mean / SD)	0.0064 / 0.0041	0.0186 / 0.0095
mediana (median)	0.0054	0.0157
liczba próbek (number of samples)	118	23
Współczynnik filtracji k [m/s] (hydraulic conductivity K [m/s])		
min / max	$1.72 \cdot 10^{-12}$ / $7.22 \cdot 10^{-9}$	$2.41 \cdot 10^{-12}$ / $6.77 \cdot 10^{-9}$
średnia geometryczna / $SD_{\log k}$ (geometric mean / $SD_{\log k}$)	$2.26 \cdot 10^{-11}$ / 0.99	$2.43 \cdot 10^{-10}$ / 0.91
mediana (median)	$9.29 \cdot 10^{-12}$	$3.75 \cdot 10^{-10}$
liczba próbek (number of samples)	87	16
Współczynnik odsączalności grawitacyjnej μ [-] (specific yield coefficient S [-])		
wszystkie wartości (all values obtained)	0	0
liczba próbek (number of samples)	84	16

SD – odchylenie standardowe / standard deviation

SD_{\log} – odchylenie standardowe logarytmu / standard deviation of logarithm

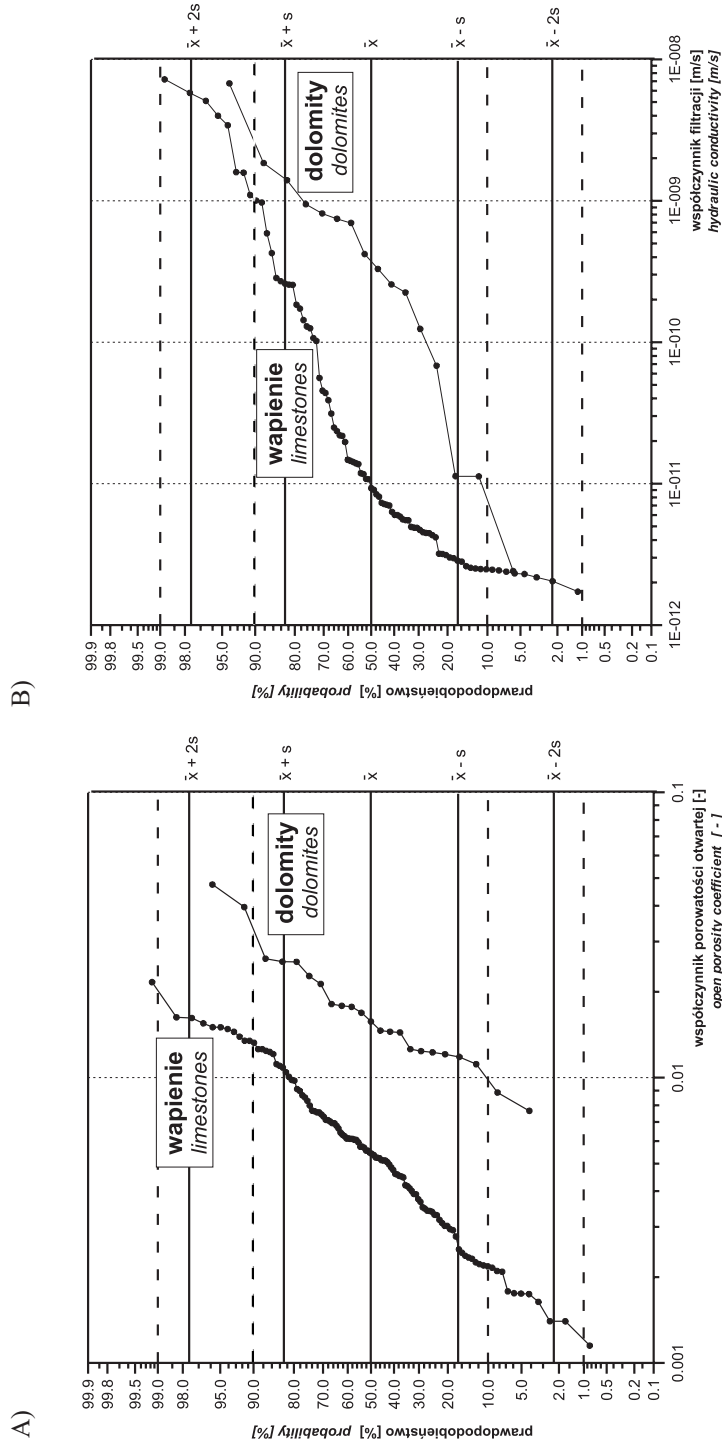


Fig. 5. Rozkład współczynnika porowatości otwartej w badanych próbkach (A), rozkład współczynnika filtracji (B) (wg Rzoncy 2005)

Fig. 5. Distribution of the open (interconnected) porosity in the set of samples (A), distribution of the hydraulic conductivity (B) (after Rzonca 2005)

Dyskusja wyników

Lokalizacja punktów poboru próbek matrycy do badań laboratoryjnych była przypadkowa, a o wyborze decydowała głównie dostępność. Najwięcej próbek pobrano ze struktur mających dominujące znaczenie jako zbiorniki wód podziemnych (zwłaszcza synkliny kieleckiej i gałęzicko-bolechowicko-borkowskiej). Nie można zakładać, że otrzymane wyniki są w pełni reprezentatywne dla skał dewońskich serii węglanowej całego regionu, choć taki cel starano się osiągnąć przy wyborze miejsc opróbowania. Jednak wyniki przeprowadzonych badań dają, jak się wydaje, wartościową informację o właściwościach hydrogeologicznych dewońskich skał węglanowych w regionie.

Istotnym aspektem przeprowadzonych badań było określenie rozkładów charakteryzujących zbiory wyników. Populacje porowatości wapieni i dolomitów układają się na wykresie (Fig. 5A) w sposób sugerujący rozkład logarytmiczno-normalny. Populacje współczynników filtracji są natomiast wyraźnie niejednorodne – zwłaszcza w próbkach wapieni widać silną bimodalność rozkładu (Fig. 5B). Ostateczną weryfikację dopasowania rozkładów stanowią testy statystyczne. Zarówno test Shapiro–Wilka (S-W), jak i Kołmogorowa–Smirnowa (K-S) z poprawką Lillieforsa, potwierdziły (przy poziomie istotności $p < 0.05$), że łączny zbiór wartości porowatości otwartej oraz osobne populacje porowatości wapieni i dolomitów, charakteryzują się rozkładem logarytmiczno-normalnym. Testy statystyczne wykazały ($p < 0.01$) także, że zarówno łączna populacja wartości współczynnika filtracji, jak i populacja opisująca same wapienie, nie charakteryzują się rozkładem log-normalnym. Jest to zrozumiałe – na figurze 5B widać, że populacje te mają rozkłady zbliżone do bimodalnych. Jedynie w próbkach dolomitów współczynnik filtracji ma rozkład log-normalny potwierdzony testem K-S.

Badane wapienie i dolomity charakteryzują się bardzo niskimi wartościami współczynnika porowatości otwartej (Rzonca 2005). Generalnie porowatość wapieni jest niższa niż dolomitów (Fig. 5A), a różnica między tymi populacjami jest istotna statystycznie. Potwierdził to test zgodności Kołmogorowa–Smirnowa (K-S) przy poziomie istotności $p < 0.001$. Jedynymi znanymi z literatury wapieniami z terenu Polski, których porowatość jest porównywalna z porowatością wapieni świętokrzyskich, są dewońskie skały monokliny śląsko-krakowskiej (okolice Olkusza). Ich porowatość otwarta zawiera się w zakresie 0.002–0.064 (Motyka *et al.* 1998). Średnia porowatość wapieni olkuskich wynosi 0.015 (127 prób) i jest ponaddwukrotnie wyższa od średniej porowatości wapieni świętokrzyskich, wynoszącej 0.0064 dla 118 prób (porównano średnie arytmetyczne, gdyż taka jest podana w pracy Motyki *et al.* 1998). Wapienie świętokrzyskie są więc znacznie mniej porowate, będąc zarazem najmniej porowatymi skałami węglanowymi dotychczas opisanymi w Polsce.

Porowatość otwarta badanych świętokrzyskich dolomitów jest wyższa niż porowatość wapieni (Fig. 5A). Z porównania uzyskanych wyników z zestawieniem średnich porowatości innych skał (Motyka & Zuber 1992) wynika, że jedynie olkuskie dewońskie dolomity (Motyka *et al.* 1998) charakteryzuje nieco niższa średnia arytmetyczna (0.011, 37 próbek) oraz wartości maksymalna i minimalna (0.002–0.026). Inne, młodsze skały są wyraźnie bardziej porowate. Wynika z tego, że badane dewońskie skały z regionu świętokrzyskiego, tak wapienie, jak i dolomity, należą do najmniej porowatych węglanowych skał w Polsce.

(Rzonca 2005). Ich niska porowatość otwarta w zdecydowany sposób ogranicza rolę i ważność systemu hydraulicznego związanego z matrycą skalną tych skał zbiornikowych.

Wcześniej właściwości fizyczno-mechaniczne matrycy skał dewońskich w regionie świętokrzyskim badał Peszat (1980). Wśród oznaczonych parametrów wapieni jest także nasiąkliwość wagowa. Oznaczenia wykonano na 905 próbkach wapieni żywetu, których średnia (arytmetyczna) nasiąkliwość wagowa wynosiła 0.38% (odchylenie standardowe 0.40%). Zbadano także 220 próbek utworów węglanowych franu i famenu (łącznie); uzyskany wynik to nasiąkliwość wagowa średnia (arytmetyczna) równa 0.46% (odch. stand. 0.35%). Zgodnie z klasyfikacją wg normy PN-62/B-01080 są to więc skały bardzo mało nasiąkliwe (Peszat 1980). Badania Peszata są źródłem cennych informacji świadczących o bardzo niskiej porowatości badanych skał. Znalazło to pełne potwierdzenie w wynikach prezentowanych tutaj badań; rząd wielkości średniego współczynnika porowatości otwartej jest taki sam, jak nasiąkliwości wagowej wg Peszata (1980).

Jak wynika z opisanych w niniejszej pracy wyników badań laboratoryjnych, badane skały charakteryzują się bardzo niewielką możliwością przewodzenia wody wolnej (Fig. 5B). Według obowiązującej *Klasyfikacji właściwości filtracyjnych skał* (Dowgiałło *et al.* red. 2002) wartości współczynnika filtracji charakteryzujące te skały są właściwe dla skał nieprzepuszczalnych (przy filtracji poziomej), czyli wynoszą poniżej 10^{-8} m/s. Nieco wyższe wartości współczynnika filtracji charakteryzują dolomity, ale są to także wielkości poniżej 10^{-8} m/s. Zarówno matryca wapieni, jak i dolomitów wg *Klasyfikacji...* zostałyby zaliczone (dla filtracji pionowej) do klas izolacyjności: skały słabo izolujące i skały izolujące. Różnica wartości współczynnika filtracji między wapieniami i dolomitami jest istotna statystycznie (test K-S, $p < 0.001$). Porównanie z wynikami innych badań pokazuje, że ze skał z terenu Polski jedynie dewońskie wapienie i dolomity z okolic Olkusza (Motyka *et al.* 1998) oraz karbońskie wapienie z Czatkowic (Borczak *et al.* 1994) cechują zbliżone rzędy wielkości współczynnika filtracji. Inne skały węglanowe mają bardziej przepuszczalną matrycę (Rzonca 2005).

Odsączalność grawitacyjną oznaczono standardową metodą laboratoryjną opartą na wirowaniu próbek. Zbadano 84 prób wapieni i 16 dolomitów. Wszystkie próbki dały wynik negatywny, czyli odsączalność wyniosła zero. W literaturze brak jest jednak precyzyjnego określenia czułości zastosowanej metody. Zatem „zerową odsączalność”, która została stwierdzona we wszystkich badanych próbkach matrycy, należy przyjąć za pewne przybliżenie. Można stwierdzić, że odsączalność próbek była poniżej progu wykrywalności, który nie jest znany. Niemniej jednak, nawet jeśli przyjąć, że próbki cechowała niezerowa odsączalność (której metoda nie pozwoliła wykazać), to jest ona niewątpliwie bardzo niska. Pomimo różnej od zera porowatości otwartej, badane próbki matrycy nie wykazały (w zauważalny sposób) zdolności do oddawania wody wolnej. W literaturze rzadko opisywane są sytuacje polegające na tym, że niemożność odsączenia wody z matrycy za pomocą wirówki dotyczy całej populacji badanych próbek (Rzonca 2005). Wy tłumaczeniem tego faktu może być znaczny udział porów o bardzo niewielkich rozmiarach w sumie porowatości otwartej. Pory te są hydraulicznie nieczynne w naturalnych warunkach, a ich objętość stanowi różnicę między porowatością aktywną a porowatością otwartą.

Wyznaczone wielkości współczynników porowatości otwartej oraz filtracji korelują ze sobą w bardzo niewielkim stopniu (Fig. 6). Współczynnik korelacji kolejności Spearmana, który jest nieliniowym odpowiednikiem współczynnika korelacji liniowej Pearsona, i który

może być stosowany dla populacji o dowolnych rozkładach, wynosi tylko $R_S = 0.29$ (103 pary, poziom istotności $p < 0.005$). Niski stopień skorelowania współczynników porowatości otwartej oraz filtracji jest prawdopodobnie związany z rozmiarami porów. Niezmiernie niska (czy wręcz zerowa) odsączalność przy niezerowej porowatości otwartej przemawia za znacznym udziałem bardzo małych porów w sumie laboratoryjnie określonej porowatości otwartej. Z kolei fakt, że przepuszczalność (i zależny od niej współczynnik filtracji) badanych skał słabo koreluje z porowatością otwartą, oznaczać może, że proporcje między udziałem porów czynnych i nieczynnych hydraulicznie (w naturalnych warunkach) są silnie zmienne. Jedne i drugie składają się zaś na porowatość otwartą.

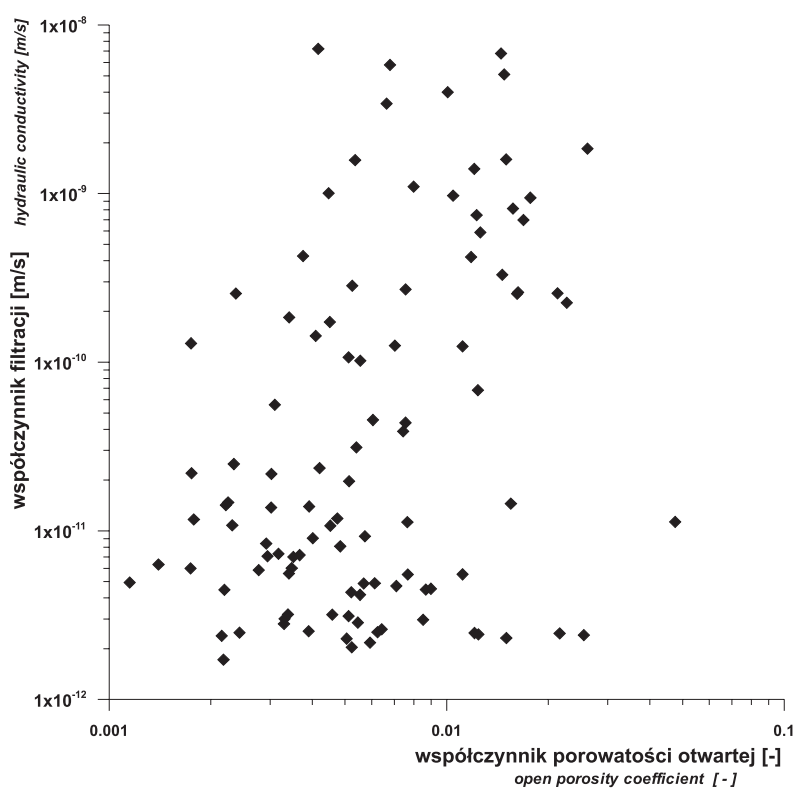
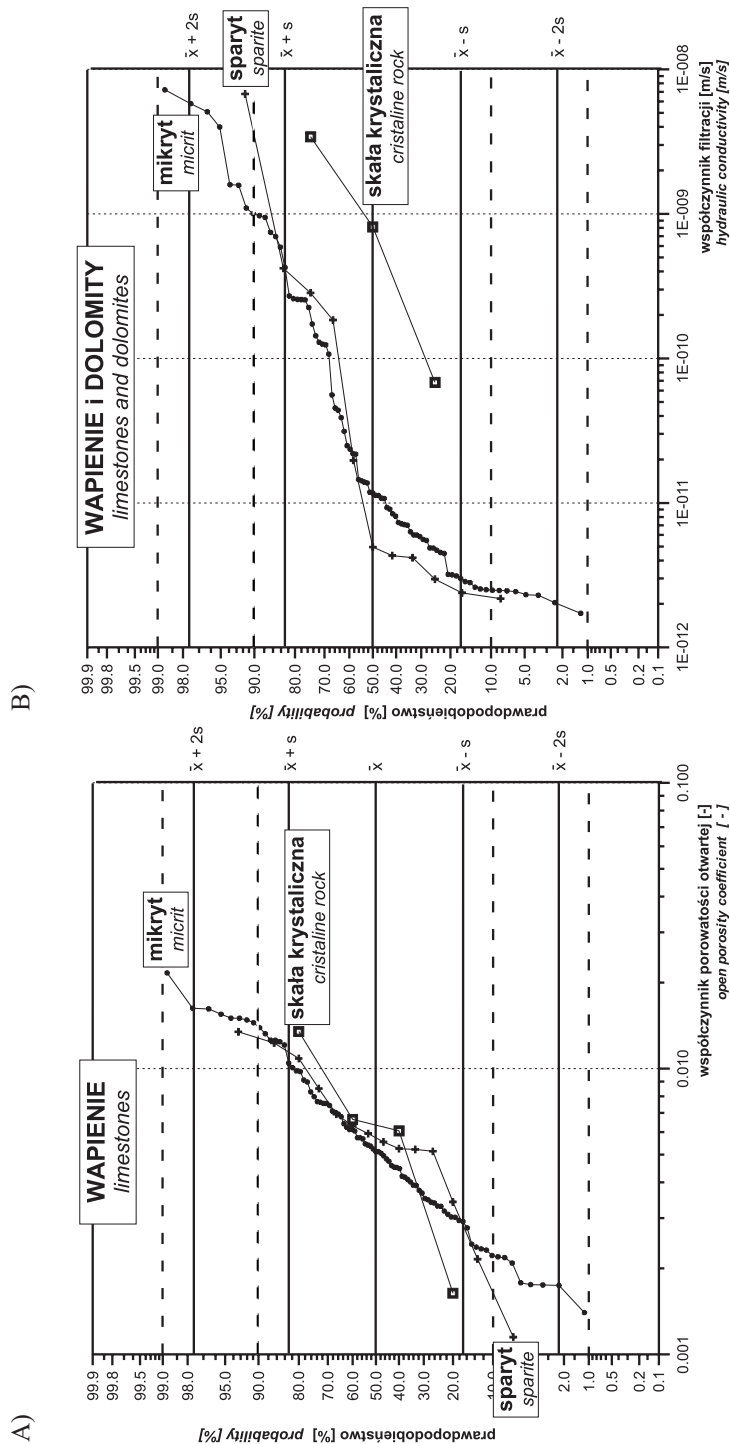


Fig. 6. Diagram korelacyjny współczynnika porowatości otwartej i współczynnika filtracji, łącznie wapień i dolomity (wg Rzoncy 2005)

Fig. 6. Correlation diagram of the open porosity and hydraulic conductivity for both limestones and dolomites (after Rzonca 2005)

Ważnym punktem prowadzonych badań było sprawdzenie, w jaki sposób parametry filtracyjne zależą od wykształcenia litologicznego badanych skał węglanowych. Próbkę podzielono na wapień i dolomity, a w obrębie każdej z tych klas na skały pelitowe, sparytowe i krystaliczne. Pomędzy tymi wydzieleniami nie dało się jednak zauważyć istotnej różnicy porowatości otwartej i współczynnika filtracji (Fig. 7).



Ryc. 7. Wpływ litologii skał na: A) współczynnik porowatości otwartej; B) współczynnik filtracji (wg Rzoncy 2005)

Fig. 7. Influence of the rock lithology on: A) open porosity; B) hydraulic conductivity (after Rzonca 2005)

Test K-S nie pozwolił na odrzucenie hipotezy zerowej o podobieństwie rozkładów porowatości otwartej i współczynnika filtracji między wapieniami sparytowymi a pelitowymi (więc różnice między tymi populacjami nie są statystycznie istotne). Wśród badanych próbek tylko kilka zidentyfikowanych zostało jako wapienie krystaliczne, co nie pozwoliło na testowanie statystyczne. Próbki te reprezentują jednak wyższe wartości współczynnika filtracji (Fig. 7). Na wykresie (Fig. 7B) widoczne są także nieregularności rozkładu współczynnika filtracji, analogiczne do nieregularności na innych wykresach. Zatem wspomniana powyżej bimodalność tego rozkładu (Fig. 5B) nie jest spowodowana połączeniem skał o różnym wykształceniu litologicznym, co było traktowane jako hipoteza robocza.

Dokonano też podziału próbek na: niespękane (107 sztuk), spękane ze szczelinami wypełnionymi krystalicznym kalcytem lub dolomitem (29) oraz spękane o szczelinach wypełnionych stwardniałym materiałem ilastym (5). Nie dało się jednak wykazać istotnych różnic porowatości otwartej. Współczynnik filtracji wydaje się bardziej zróżnicowany w zależności od istnienia spękań, ale różnice te okazują się nieistotne statystycznie. Oznacza to, że obserwowane spękania próbek nie wpływały w istotny sposób ani na ich porowatość otwartą, ani na przepuszczalność i współczynnik filtracji (Rzonca 2005). Jest to dosyć niespodziewany i zaskakujący wynik.

Zbadana została także zmienność współczynników porowatości otwartej oraz filtracji pomiędzy strukturami tektonicznymi. Badane próbki zostały podzielone na pochodzące z synklin: kieleckiej, miedzianogórskiej, gałęzicko-bolechowicko-borkowskiej, południowego skrzydła antykliny checińskiej oraz środkowej i wschodniej części synklinorium kielecko-łagowskiego. Porowatość wapieni do pewnego stopnia zależy od struktury, z której pobrano próbkę (Fig. 8A), co potwierdził test K-S. Wykazał on, że próbki z synkliny gałęzicko-bolechowicko-borkowskiej oraz synklinorium kielecko-łagowskiego (środkowej i wschodniej części) różnią się, ale tylko o najmniejszą akceptowalną wartość dla odrzucenia hipotezy zerowej o podobieństwie rozkładów ($p < 0.05$). Natomiast porowatość próbek z synkliny kieleckiej oraz środkowej i wschodniej części synklinorium kielecko-łagowskiego różnią się bardziej wyraźnie ($p < 0.005$). Jeśli chodzi o współczynnik filtracji (Fig. 8B), test K-S nie wykazał statystycznie istotnych różnic między populacjami próbek pobranych z różnych struktur (Rzonca 2005). Populacja próbek dolomitów jest zbyt mała dla interpretacji ich zmienności w ujęciu regionalnym (w 23 oznaczono porowatość otwartą, a w 16 przepuszczalność i współczynnik filtracji).

Sprawdzono ponadto, jak zmieniają się parametry matrycy skał w obrębie poszczególnych struktur. Jednak w wypadku żadnego zbiornika nie udało się uzyskać jednoznacznych wyników. Jedynie w synklinie gałęzicko-bolechowicko-borkowskiej, w dwóch stanowiskach (kamieniołomach), możliwe było pobranie większej liczby próbek wapienia. Zbadano 21 próbek z leżącej we wschodniej części synkliny kopalni Truskawica, zaś z umiejscowionej w zachodniej części kopalni Ostrówka 14 prób (Fig. 4). Próbki te pobrano ze wszystkich ścian i poziomów, tak, aby populacje były możliwie reprezentatywne dla całych kamieniołomów. Możliwe było więc porównanie rozkładów badanych parametrów (Fig. 9). Pomimo istnienia pewnych różnic, okazuje się, że populacje te nie są istotnie różne statystycznie – ani populacje wartości porowatości otwartej, ani współczynnika filtracji (wykonano test K-S).

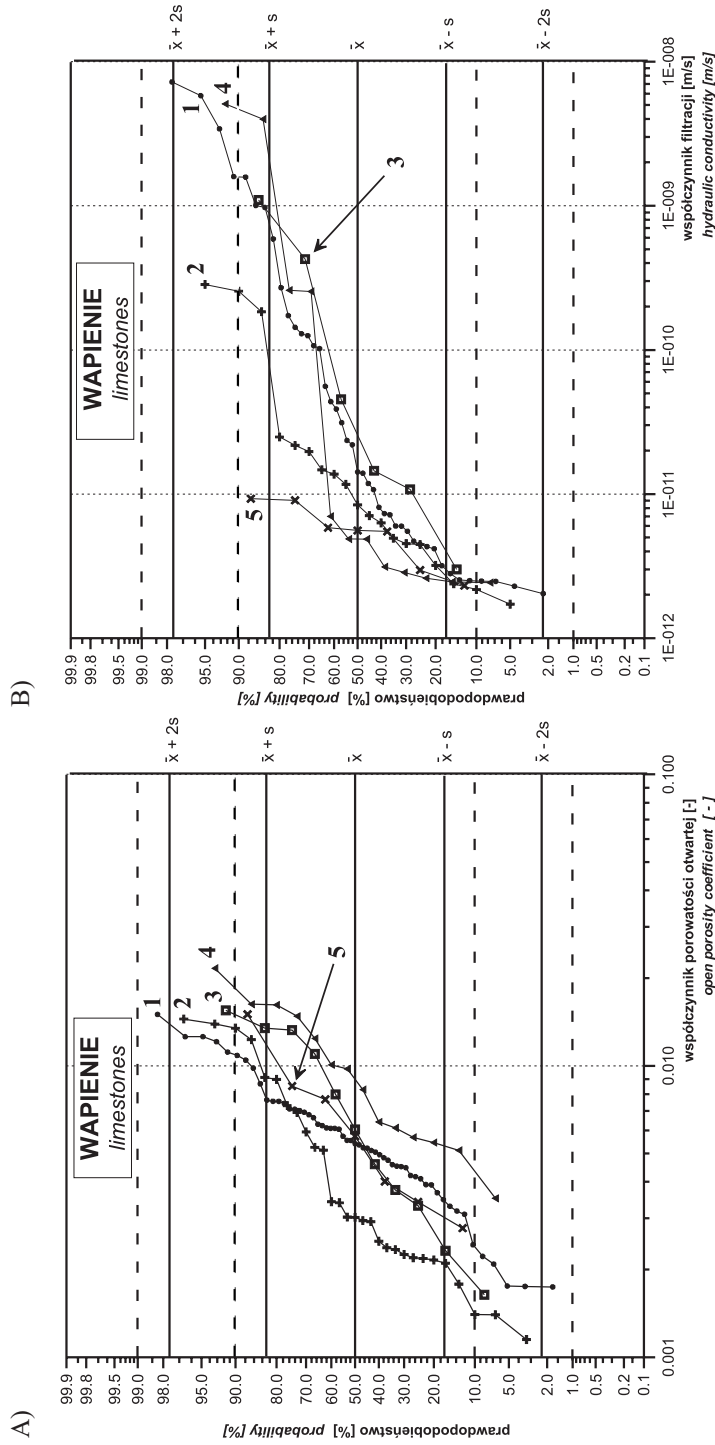


Fig. 8. Rozkłady parametrów w poszczególnych strukturach: A) współczynnik porowatości otwartej; B) współczynnik filtracji (wg Rzoncy 2005).
 Objasnienia: 1 – synklina gąteżyczko-bolechowicko-borkowska, 2 – synklina kielecka, 3 – antyklina cheęńska, 4 – środkowa i wschodnia część synkliniorium kielecko-łagowskiego, 5 – synklina miedzianogórska

Fig. 8. Distribution of the parameters within particular structural and tectonic features: A) open porosity; B) hydraulic conductivity (after Rzonca 2005).
 Explanations: 1 – Gąteżyczko-Bolechowicko-Borkowska syncline, 2 – Kielecka syncline, 3 – Cheęńska anticline, 4 – middle and eastern part of Kielecko-Łagowskie syncliniorium, 5 – Miedzianogórska syncline

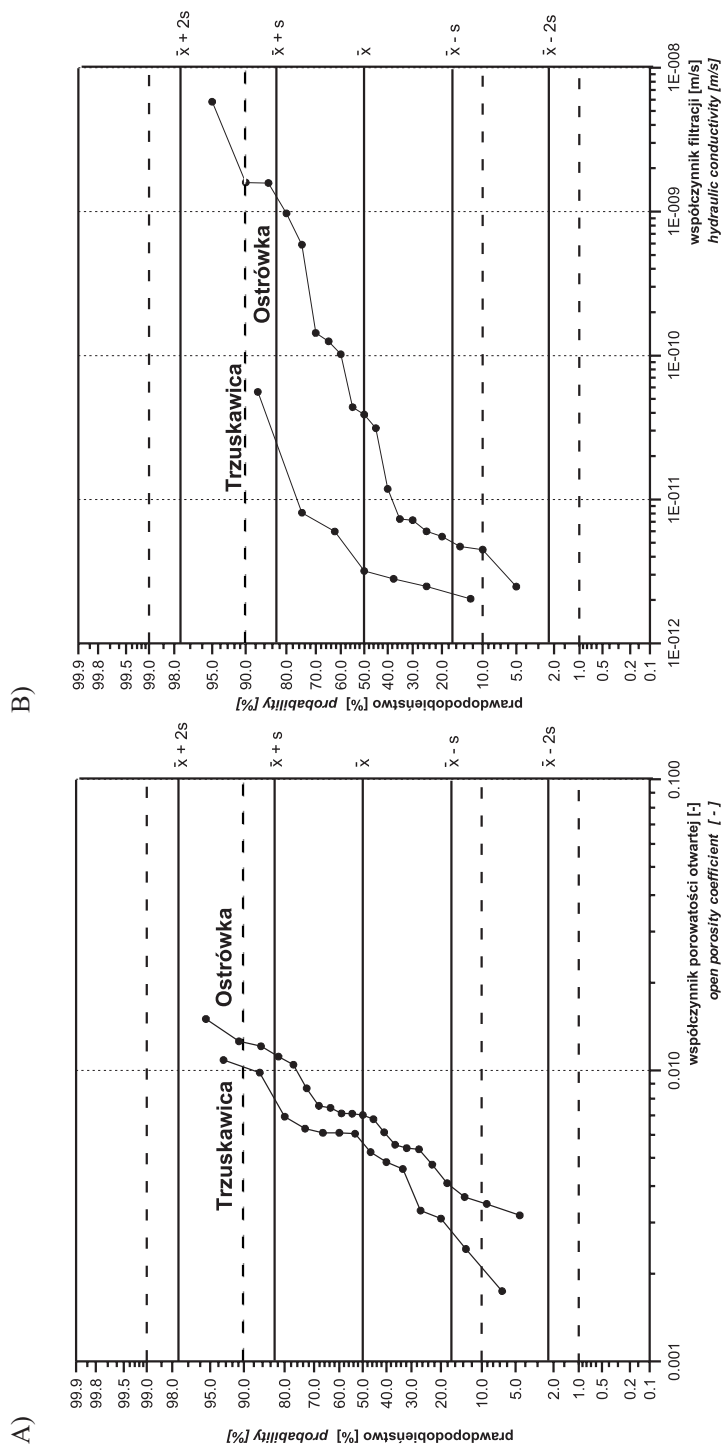


Fig. 9. Porównanie rozkładów parametrów w próbkach wapieni z kamieniołomów Trzuskawica i Ostrówka (wg Rzoncy 2005): A) współczynnik porowatości otwartej; B) współczynnik filtracji

Fig. 9. The comparison of distribution of test parameters in Limestone samples from the quarries Trzuskawica and Ostrówka (after Rzonca 2005): A) open porosity; B) hydraulic conductivity

Podsumowanie badań matrycy

Badania laboratoryjne wykazały bardzo niską porowatość otwartą masy skalnej dewońskich wapieni i dolomitów pochodzących z południowego obszaru Gór Świętokrzyskich. Wartości charakteryzujące wszystkie próbki były bardzo niskie, przy czym wapień cechowała niższa porowatość niż dolomity. Średnie geometryczne współczynnika porowatości otwartej wyniosły odpowiednio: 0.005 i 0.017. Także współczynnik filtracji przyjmując w badanych skałach bardzo niskie wartości, nieco wyższe w dolomitach (średnia geom. rzędu 10^{-10} m/s) niż w wapieniach (10^{-11} m/s). Są to wartości charakteryzujące skały praktycznie nieprzepuszczalne. Współczynnik odsączalności wyznaczony metodą odwirowania we wszystkich badanych próbkach wynosi zero. Badane wapień i dolomity cechuje zatem najmniej porowata, przepuszczalna i odsączalna matryca spośród wszystkich skał węglanowych zbadanych dotychczas w Polsce.

W badanych próbkach porowatość otwarta oraz współczynnik filtracji korelują ze sobą w bardzo niewielkim stopniu. Sugeruje to znaczącą obecność najmniejszych porów w sumie porowatości otwartej. Pory te nie są czynne hydraulicznie w naturalnych warunkach. O ich wysokim udziale może świadczyć brak zauważalnej odsączalności przy niezerowej porowatości otwartej. Udział ten jest jednak zarazem zmienny, co pokazuje niska korelacja współczynników porowatości otwartej i filtracji.

W ramach badań sprawdzone zostało istnienie zależności badanych parametrów hydraulicznych od szeregu czynników. Wykazany został brak ich zależności od litologii skały oraz od występowania spękań. Nie udało się także wykazać zmienności parametrów w obrębie poszczególnych struktur tektonicznych. Wykazano jednak, że pomiędzy strukturami istnieją istotne statystycznie różnice w wielkości porowatości otwartej, natomiast współczynnik filtracji nie zmienia się w zależności od struktury.

Współczynnik porowatości otwartej w badanych populacjach próbek (wapieni i dolomitów) charakteryzuje się regularnym rozkładem logarytmiczno-normalnym. Cechy tego rozkładu wykazuje także współczynnik filtracji w obrębie próbek dolomitów. Natomiast w wapieniach współczynnik filtracji ma nieregularny (bimodalny) rozkład. Wartości współczynnika filtracji wapieni wykazywały wyraźną niejednorodność rozkładu praktycznie niezależnie od kryterium wydzielenia populacji próbek. Nie daje się jej wyjaśnić połączeniem próbek spękanych z niespękanyymi, wapieni pelitowych ze sparytowymi i krystalicznymi, czy też próbek pochodzących z różnych struktur tektonicznych (Rzonca 2005).

SZCZELINOWATOŚĆ

Kamieniołomy Kadzielnia i Trzuskawica

Odrębnym zadaniem było przeprowadzenie oceny właściwości hydrogeologicznych skał, związanych z pustkami o rozmiarach makroskopowych, rozumianymi jako przestrzenie mające przynajmniej dwa wymiary większe niż 1 cm. Badania (inventaryzację i pomiary) takich pustek, czyli szczelin oraz kawern krasowych, przeprowadzono w dwóch kamieniołomach: Kadzielni w Kielcach i Trzuskawicy w Kowali (Fig. 3 i 4). Wybrano te kamieniołomy z kilku powodów. Powodem podstawowym był fakt, że reprezentują one dwie najważniejsze (z punktu widzenia hydrogeologii) struktury: synklinę gałęzicko-bolechowicko-borkowską (Trzuskawica) i synklinę kielecką (Kadzielnia). Właś-

nie te struktury były w najszerszym zakresie badane w niniejszej pracy pod względem właściwości matrycy skalnej (patrz powyżej). Także tutaj znajdowało się najwięcej studni, z których pompowania uzyskano informacje (dalsza część niniejszej pracy). Po drugie, są to kamieniołomy znane i często opisywane w literaturze, zwłaszcza z uwagi na występujące tam zjawiska krasowe (Kadzielnia m.in.: Sobolew 1911, Sioma 1917, Czarnocki 1938, 1948, 1949, 1958, Kotański 1959, Pajchłowa 1962b, Rubinowski 1964, 1967, 1971, Kozłowski *et al.* 1965, Gradziński & Wójcik 1966, Rusinowski & Wójcik 1978, Szulczewski 1981b, Nawrocki 1987, Urban 1999; Trzuskawica m.in.: Motyka *et al.* 1993a, Motyka & Prażak 1999a). O wyborze dwóch wymienionych kamieniołomów na poligony badawcze zdecydował dodatkowo fakt, że były one dostępne i możliwe było prowadzenie w nich obserwacji. Kadzielnia jest ogólnodostępna jako teren rekreacyjny, zaś teren Trzuskawicy został udostępniony do badań dzięki życzliwości Dyrekcji ZPW „Trzuskawica”.

Teren byłego kamieniołomu na Kadzielni położony w pobliżu centrum Kielc jest dziś znanym rezerwatem geologicznym. Odsłonięta jest w nim pełna seria franu, częściowo także odkryte są skały famenu (Fig. 3). Fran składa się z trzech ogniw: dolnego (wapienie skaliste, słabo uwarstwione w fa-cji rafowej), środkowego (wapienie skaliste brachiopodowo-koralowe) oraz górnego, które stanowią wapienie gruboławicowe i kostkowe, niekiedy margliste, brachiopodowo-głównogowe (Czarnocki 1948). Wszystkie badania przeprowadzone w kamieniołomie Kadzielnia – szczelinowatość, krasowatość oraz właściwości materiału wypełniającego formy krasowe – dotyczyły skał franu.

Trzuskawica jest dużym, czynnym kamieniołomem, eksploatującym wyższe ogniwa żywetu (Fig. 3). Tworzą je zwężłe wapienie organogeniczne o miąższości ok. 400 m (Motyka *et al.* 1993a) i jasnoszaro-kremowej barwie. Są one bardzo bogate w szczątki organiczne, widoczne na powierzchniach polerowanych (Peszat 1980). Dwa 20-metrowe poziomy eksploatacyjne znajdują się ponad naturalnym poziomem wód podziemnych, zaś najniższy – poniżej (Motyka & Prażak 1999a).

Zastosowana metoda badań szczelinowatości

Badania cech i roli podsystemu szczelin w kształtowaniu właściwości zbiornikowych badanych skał dewońskich były oparte na pomiarach geometrii szczelin. Wykonane zostały pomiary rozwarcia i długości szczelin widocznych na ścianach kamieniołomów. Do pomiarów wykorzystano szczelinomierz techniczny (dokładność ± 0.05 mm). Każdorazowo pomiary zostały wykonane na fragmentach ociosów ścian eksploatacyjnych kamieniołomów o powierzchni 1 m². W każdym stanowisku pomiarowym ewidencjonowano i mierzono wszystkie szczeliny oraz wyznaczono azymuty biegu i kąty upadu większości szczelin. Stanowisk takich było w sumie 50, z czego 30 w Trzuskawicy, po 10 na każdy z trzech poziomów eksploatacyjnych. Kolejnych 20 znajdowało się w Kadzielni – 11 na wyższym poziomie, na wysokości amfiteatru, a 9 na poziomie niższym, na wysokości wysychającego jeziora (Rzonca *et al.* 2005).

Stanowiska pomiarowe rozmieszczano w taki sposób, by reprezentowane były różne typy szczelinowatości. Jednak o wyborze stanowisk pomiarowych decydowały przede wszystkim, zwłaszcza w Trzuskawicy, względy bezpieczeństwa. Pomiary wykonywano tylko w rejonach wskazanych przez pracowników kopalni jako względnie bezpieczne ze względu na niewielkie ryzyko oberwania się ścian. W efekcie uzyskano więc dosyć przypadkowe rozmieszczenie stanowisk pomiarowych, co wprawdzie nie gwarantuje pełnej reprezentatywności, ale znacznie ją przybliży.

Na podstawie wyników pomiarów cech geometrycznych szczelin obliczono parametry podsystemu szczelin w badanych masywach. Wskaźnik szczelinowatości powierzchniowej policzono ze wzoru (Liszkowski & Stochlak 1976, Motyka 1988, Goliasz *et al.* 1993)

$$n_F = \frac{\sum l_i b_i}{F} \quad (5)$$

gdzie:

- n_F – wskaźnik szczelinowatości powierzchniowej [-],
- l_i – długość pojedynczej szczeliny [m],
- b_i – szerokość pojedynczej szczeliny [m],
- F – powierzchnia badanego fragmentu odsłonięcia [m²].

Policzono także ekwiwalentne wartości rozwarcia szczelin b_e i współczynnik filtracji k , charakteryzujące każde stanowisko pomiarowe. Wykorzystano wzory:

$$b_e = \sqrt[3]{\frac{\sum_i b_i^3 l_i}{\sum_i l_i}} \quad (6)$$

$$k = 4,42 \cdot 10^5 \cdot \frac{\sum_i b_i^3 l_i}{F} \quad (7)$$

Objaśnienia wielkości jak wyżej (Wilk *et al.* 1982, 1984, Motyka 1988, Goliasz *et al.* 1993).

Wyniki

Wyniki pomiaru azymutów biegów szczelin wskazują na znaczne podobieństwo między oboma badanymi kamieniołomami (Fig. 10). Zarówno dominujące kierunki spękań, jak i udziały szczelin o poszczególnej orientacji są w dużym stopniu podobne.

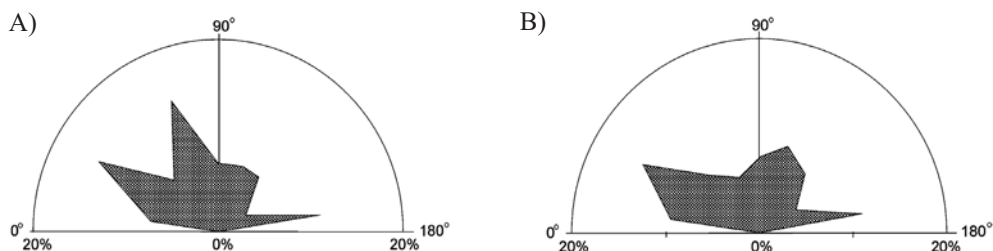


Fig. 10. Róże azymutów biegu powierzchni szczelin w kamieniołomach (wg Łuszcz & Gzyl 2001): A) Kadzielnia; B) Truskawica

Fig. 10. Plots characterizing fissure systems in the quarries (after Łuszcz & Gzyl 2001): A) Kadzielnia; B) Truskawica

Na podstawie pomiarów szczelin policzono wskaźnik szczelinowatości powierzchniowej n_F . Dla poszczególnych stanowisk waha się on od 0.03 do 1.92% w Truskawicy i od 0.06 do 0.68% w Kadzielni (Tab. 4). Nie zmienia się w znaczący sposób w zależności od poszczególnych poziomów w obrębie badanych kamieniołomów (Fig. 11).

Poszczególne mierzone szczeliny charakteryzują się rozwartością b . Wartości wahają się w Kadzielni od 0.05 do 10 mm, a 50% szczelin charakteryzuje się rozwartością poniżej 0.2 mm. W Truskawicy wartości te zawierają się w przedziale od 0.05 do 20 mm. Także tutaj 50% szczelin ma rozwartość mniejszą niż 0.2 mm.

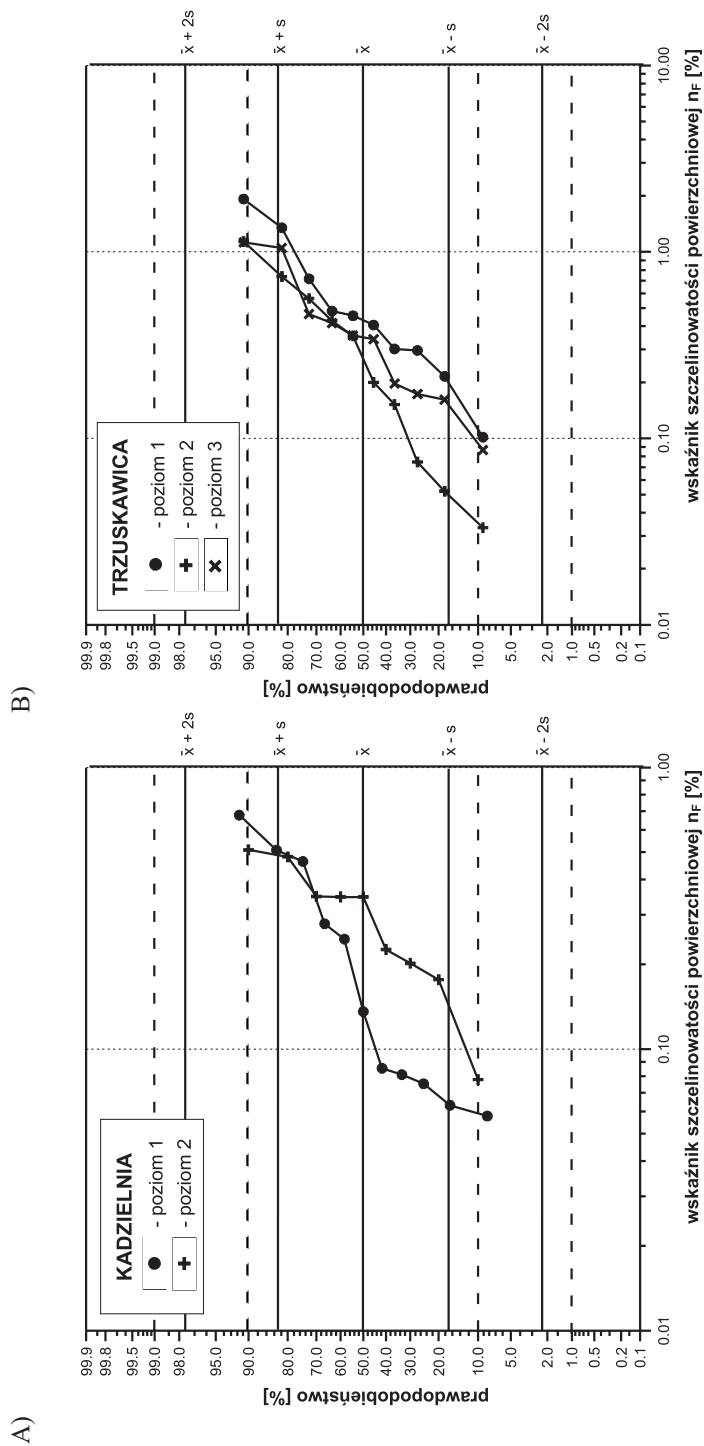


Fig. 11. Rozkłady wartości współczynnika szczelinowatości powierzchniowej dla poszczególnych stanowisk pomiarowych (wg Rzoncy *et al.* 2005): A) Kadzielnia; B) Trzuskawica

Fig. 11. Distribution of the fissuring coefficient for the particular measuring sites (after Rzonca *et al.* 2005): A) Kadzielnia; B) Trzuskawica

Tabela (Table) 4Parametry rozkładów wielkości charakteryzujących system szczelin (wg Rzoncy *et al.* 2005)*The distribution parameters of the properties characterizing the rock fissuring (after Rzonca et al. 2005)*

	n_F [%]	b_e [mm]	k [m/s]	n_F [%]	b_e [mm]	k [m/s]
	Kadzielnia (20 stanowisk)			Trzuskawica (30 stanowisk)		
min	0.06	0.18	$1.1 \cdot 10^{-5}$	0.03	0.31	$1.9 \cdot 10^{-5}$
max	0.68	5.73	$2.0 \cdot 10^{-1}$	1.92	8.81	1.0
mediana	0.23	1.32	$2.4 \cdot 10^{-3}$	0.36	1.26	$4.6 \cdot 10^{-3}$
śr. geom.	0.21	1.09	$1.9 \cdot 10^{-3}$	0.32	1.45	$5.1 \cdot 10^{-3}$
SD log.	0.35	0.39	1.2	0.43	0.39	1.2
śr. arytm.	0.27	1.56	$2.0 \cdot 10^{-2}$	0.48	2.17	$8.8 \cdot 10^{-2}$
SD	0.18	1.38	$4.7 \cdot 10^{-2}$	0.44	2.21	$2.2 \cdot 10^{-1}$

Wydzielony system szczelin opisuje tzw. ekwiwalentna szerokość rozwarcia szczelin b_e (Motyka 1988). W Trzuskawicy wartości b_e wahają się od 0.31 do 8.81 mm dla poszczególnych stanowisk, a w Kadzielni od 0.18 do 5.73 mm (Fig. 12). Rozkłady rozwartości ekwiwalentnej szczelin wykazują znaczne podobieństwo – zarówno pomiędzy oboma kamieniołomami, jak i w każdym z nich pomiędzy poszczególnymi poziomami eksploatacyjnymi (Rzonca *et al.* 2005).

Wartości współczynnika filtracji k zostały obliczone zgodnie ze wzorem zaproponowanym przez Wilka, Motykę & Józefko (1984) (7). Wahają się one dla poszczególnych stanowisk w granicach od 0.000011 do 0.20 m/s (Kadzielnia) i od 0.000019 do 1.02 m/s (Trzuskawica) (Fig. 13).

Dyskusja wyników badań szczelinowatości

W badaniach ośrodków niejednorodnych, takich jak skały krasowięjące i szczelinowe, bardzo istotny jest problem reprezentatywności uzyskanych wyników. Jedyne wykonywanie pomiarów w bardzo wielu rozmieszczonych losowo punktach może przybliżyć otrzymane wyniki do rzeczywistych wartości. Zawsze jednak wybór poligonów jest w jakimś stopniu arbitralny. W opisanych badaniach za poligony posłużyły kamieniołomy Kadzielnia i Trzuskawica. Badania przeprowadzone były tam na takiej liczbie stanowisk pomiarowych, która pozwalała na uwzględnienie zmienności środowiska i dała możliwie miarodajny wynik. Uzyskane rezultaty można jednak uznać za w pełni wiarygodne jedynie dla najbliższego otoczenia badanych kamieniołomów.

Pomiary szczelinowatości są wykonywane w terenie, a w tym wypadku prowadzone były w wyrobiskach eksploatacyjnych: czynnym (Trzuskawica) i nieczynnym (Kadzielnia).

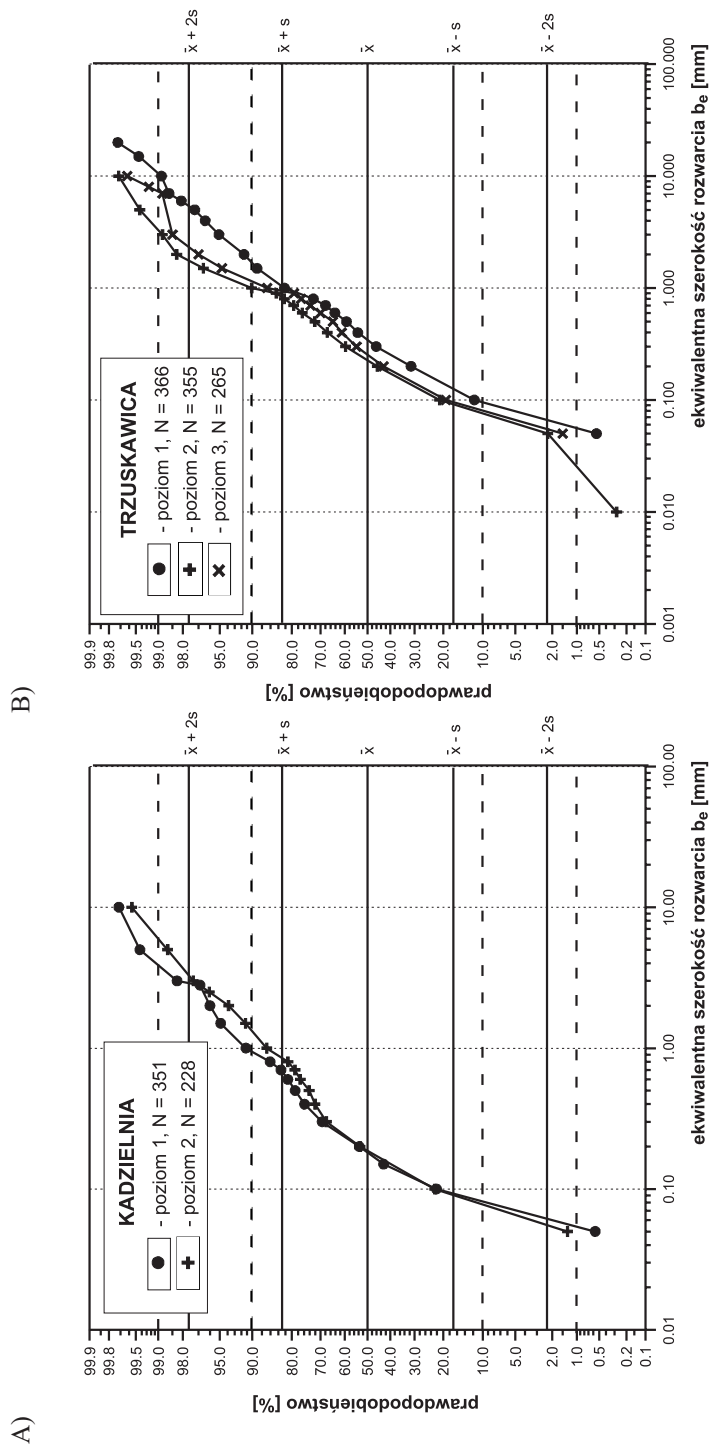


Fig. 12. Rozkłady ekwiwalentnych szerokości rozwarcia szczelin dla poszczególnych stanowisk pomiarowych (N – całkowita liczba szczelin): A) Kadzelnia; B) Trzuskawica

Fig. 12. Distribution of the equivalent opening widths of the fissures (N – total number of fissures): A) Kadzelnia; B) Trzuskawica

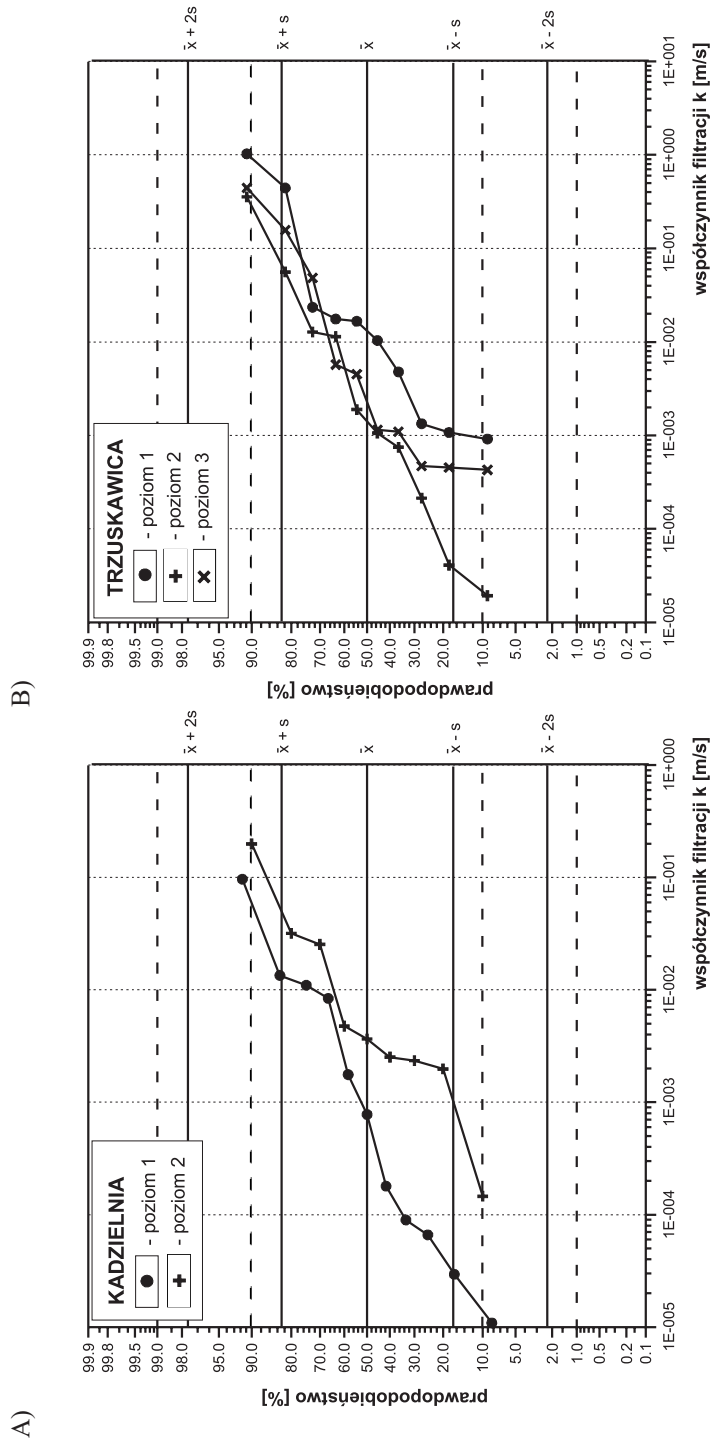


Fig. 13. Rozkłady współczynników filtracji dla poszczególnych stanowisk pomiarowych (wg Rzoncy *et al.* 2005): A) Kadzielnia; B) Trzuskawica

Fig. 13. Distribution of the hydraulic conductivity for the particular measuring sites (after Rzonca *et al.* 2005): A) Kadzielnia; B) Trzuskawica

Wyniki pomiarów rozwarcia szczelin mogą być w pewnym stopniu zawyżone, ponieważ wykonano je na skałach, które mogły być nieco rozluźnione w związku z prowadzoną eksploatacją górniczą. Dodatkowo w Kadzielni, która od wielu lat jest nieczynna, powierzchnie ociosów mogły być nieco zwietrzałe, co zapewne także miało wpływ na uzyskane wyniki.

Uzyskane parametry charakteryzujące system szczelin w poszczególnych stanowiskach pomiarowych charakteryzują się znaczną zmiennością. W przypadku współczynnika filtracji przekracza ona pięć rzędów wielkości. Tak duża zmienność jest charakterystyczna dla skał szczelinowych (i szczelinowo-krasowych). Wartości współczynnika filtracji, wyliczone tą metodą, zależą w największej mierze od szczelin o największej rozwartości, gdyż wielkość ta występuje w formule (7) w trzeciej potęgze. To także może mieć pewien wpływ na rozrzut wyników. Jednakże uzyskane wyniki badań są porównywalne z publikowanymi wcześniej przez autorów opisujących inne skały i inne regiony (np. Goliasz *et al.* 1993, Krajewski & Motyka 1999).

Badane kamieniołomy reprezentują całkowicie różne struktury tektoniczne w obrębie obszaru południowego (kieleckiego): Trzuskawica – synklinę gałęzicko-bolechowicko-borkowską (antyklinorium chęcińsko-klimontowskie), zaś Kadzielnia – synklinę kielecką (synklinorium kielecko-łagowskie). Pomimo dużej zmienności uzyskanych wyników, wartości i rozkłady wszystkich parametrów są bardzo zbliżone w obu kamieniołomach. Bardzo zbliżone wyniki uzyskano także w badaniu rozkładów azymutów spękań (Fig. 10). Wydaje się, że to daleko idące podobieństwo wyników uzyskanych w obu badanych kamieniołomach jest odpowiedzią na pytanie o reprezentatywność wyników. Badania przeprowadzone w poligonach ulokowanych w całkowicie odmiennych strukturach dają bardzo zbliżone wartości parametrów systemów szczelin. Może to do pewnego stopnia świadczyć o reprezentatywności regionalnej uzyskanych wyników.

Podsumowanie badań szczelinowości

Średnie geometryczne wskaźnika szczelinowości powierzchniowej n_F wynoszą 0.21% w Kadzielni oraz 0.32% w Trzuskawicy (Tab. 4). Wartości współczynnika filtracji związanego z systemami szczelin są w obu kamieniołomach porównywalne (średnie geometryczne rzędu 10^{-3} m/s). Bardzo zbliżone są także wartości ekwiwalentnych szerokości rozwarcia szczelin b_e . Analogia pomiędzy wynikami uzyskanymi z badań obu kamieniołomów dotyczy także orientacji spękań. Fakt, że wyniki badań systemów szczelin w kamieniołomach wzajemnie się potwierdzają, przemawia za szerszą stosowalnością rezultatów badań.

KRASOWATOŚĆ

Wprowadzenie

Ocena ilościowa parametrów geometrycznych i hydraulicznych systemu kawern i kanałów krasowych jest zadaniem wyjątkowo trudnym, wymagającym niezmiernie kosztownych i żmudnych badań. Nawet badania prowadzone w sposób uproszczony, obejmujący jedynie określenie udziału pustek w skrasowiałym masywie (porowatość kanałowa *sensu* Liszkowskiej & Liszkowskiego 1989,

czy *cavern porosity* wg Choquette & Praya 1970), bez wchodzenia w zagadnienia związane z geometrią czy dystrybucją tych pustek, są bardzo trudne do wykonania, a wiarygodność uzyskanych wyników – wątpliwa. Rezultatów obserwacji nawet w wielu otworach wiertniczych (np. liczenie procentu uzysku rdzenia, profilowanie telewizyjne otworów) nie można uznać za reprezentatywne dla całego masywu (Liszkowska & Liszkowski 1989). Tym bardziej nie można ekstrapolować na większe obszary wyników uzyskanych z pomiarów w odsłoniętych ścianach kamieniołomów. Badając właściwości hydrogeologiczne skał węglanowych, trzeba jednak podjąć próbę wykonania takiego oszacowania.

Zamieszczone w niniejszej pracy oszacowanie udziału form krasowych w masywach oparte jest na badaniach wykonanych w kamieniołomach Truskawica i Kadzielnia. W tych miejscach zostały wykonane badania szczelinowości i krasowości oraz ich roli w hydraulicznej sieci całego masywu.

Kadzielnia jest chyba najlepiej opisanym i znanym stanowiskiem krasowym w regionie. Wielokrotnie opisywano szereg jego aspektów, a zwłaszcza wiek form i osadów je wypełniających (Sobolev 1911, Sioma 1917, Czarnocki 1938, 1948, 1949, Kotański 1959, Rubinowski 1964, 1967, 1971, Kozłowski *et al.* 1965, Rusinowski & Wójcik 1978, Nawrocki 1987, Urban 1999).

Zjawiska krasowe w kamieniołomie Truskawica są dobrze opisane w literaturze. Motyka, Prażak & Zapala (1993) wydzieliли trzy strefy występowania zjawisk krasowych. Strefa pierwsza, najpłytsza, to bardzo silnie skrasowiałe wapienie, z dominacją form o charakterze lejków pierwotnych (*sensu* Kunský 1956), rozwijających się na pionowych szczelinach; niewiele jest tu form rozwiniętych w płaszczyznach zbliżonych do poziomej. W niektórych miejscach zwietrzelina dominuje i stanowi ok. 60–80% powierzchni ociosów. Strefa druga, kojarzona z drugim poziomem eksploatacyjnym, charakteryzuje się mniejszym udziałem krasu. Wzrasta natomiast ilość form rozwiniętych na fugach międzylawicowych. Strefa trzecia, znajdująca się w obrębie strefy saturacji, była w tamtym okresie rozpoznana jedynie otworami wiertniczymi. W 22 otworach natrafiono na 44 kawerny, z czego tylko 5 było pustych. Zauważono, że zdecydowana większość kawern została nawiercona w przedziale rzędnych 140–220 m n.p.m.

W Truskawicy jest obecnie odsłonięty kolejny, trzeci poziom eksploatacyjny, który pierwotnie znajdował się poniżej zwierciadła wód podziemnych. Udział krasu jest w nim niewielki, występują głównie formy powstałe z rozszerzenia szczelin tektonicznych układających się w kształt litery X (Motyka & Prażak 1999a). Można też zaobserwować pojedyncze formy typu kominów lejkowych (Kunský 1956), przecinające wszystkie poziomy eksploatacyjne (profil 60 m).

Ciekawą pracę dyplomową wykonał na AGH Golenia (1995). W oparciu o dane ze 127 otworów złożowych wykonanych na terenie i bezpośrednim otoczeniu kamieniołomu Truskawica próbował wyznaczyć udziały form krasowych w całym złożu wapieni za pomocą metod geostatystycznych. Efektem jego pracy jest m.in. *Mapa występowania krasu (pustek krasowych wypełnionych materiałem rezydualnym)* sporządzona dla różnych poziomów. Wykazane przez Golenię dominujące kierunki, wzdłuż których rozwinięta jest większość form krasowych, są zasadniczo zgodne z kierunkami stwierdzonymi przez Czerwińskiego (1960a) w przekopie w pobliskiej Kowali. Czerwiński opisał formy krasowe rozwinięte równoległe do kierunku upadu warstw (NNW) i prostopadle do niego (ENE). Potwierdza to ścisły związek krasu z tektoniką.

Próba oszacowania udziału kawern krasowych w badanych masywach

Kamieniołom Truskawica w Kowali

Uzysk rdzenia w cytowanych przez Golenię (1995) wierceniach był bardzo zróżnicowany i wahał się od 20 do 100%. Dyplomant obliczył średni udział krasu w profilu pionowym serii złożowej na 20%. Dodatkowo, powołując się na dane z ZPW „Truskawica”, stwierdza on, że w dziesięcioleciu

poprzedzającym wykonanie pracy (zapewne okres od 1984 do 1994 r.) udział krasu w całości wydobycia wynosił 5.7%. Prawdopodobnie chodziło o procent wagowy, gdyż tak mierzone jest wydobycie.

Z kolei z informacji uzyskanych od pracowników ZPW „Trzuskawica” przez autora niniejszej pracy wynika, że „odpady” (czyli wypełnienia krasowe) w 1977 roku stanowiły 28% (procent wagowy), w 1978 – prawie 30%, a w 1980 – 10,6% całości produkcji. Dane te można przeliczyć na objętościowy udział wypełnień krasowych w eksploatowanej partii złoża. Gęstość objętościowa gruntów spoiwych oscyluje wokół wartości 2 g/cm^3 (wg PN-81/B-03020), a średnia gęstość wapieni w tym złożu wynosi 2.72 g/cm^3 (Kozłowski 1981). Można więc w ten sposób oszacować udział krasu (a właściwie wypełnień krasowych) na minimum 7–10% objętości masywu.

Wykonana przez autora niniejszej monografii analiza 52 zdjęć ścian eksploatacyjnych Trzuskawicy pozwoliła na oszacowanie udziału form krasowych. Wyraża go stosunek sumy powierzchni śladów form krasowych przeciętych wyrobiskiem do powierzchni rozpatrywanego odsłonięcia. Jest to współczynnik kawernistości powierzchniowej, wielkość analogiczna do współczynnika szczelinowatości powierzchniowej. Na I poziomie eksploatacyjnym (od 251 do ok. 270 m n.p.m.) uzyskane w ten sposób wartości oscylowały między 10 a 60% (najczęściej ok. 25%). Na II poziomie (233–251 m n.p.m.) udział form krasowych oszacowano na 1–8%, a na III poziomie (215–233 m n.p.m.) na 2–10%.

Autor jest zdania, że ok. 8% udziału krasu w objętości masywu skalnego w kamieniołomie Trzuskawica (60 m objęte eksploatacją) będzie wartością najbliższą rzeczywistości.

Kamieniołom Kadzielnia w Kielcach

W znajdującym się w obrębie południowego skrzydła synkliny kieleckiej nieczynnym kamieniołomie Kadzielnia (obecnie rezerwat geologiczny) próby ustalenia udziału form krasowych (kawern) w całości masywu skalnego podjął już Jan Czarnocki (ekspertyza z 1942 r., opublikowana pośmiertnie w 1958 r.). Stwierdził on, że złożo wapieni jest rozcięte sięgającymi bardzo głęboko formami krasu triasowego i, płytszymi, plejstoceńskiego. Udział ilów (czyli wypełnień krasu) w masywie Czarnocki oszacował nawet na 60% w niektórych strefach.

Analiza ośmiu zdjęć, które zostały wykonane w taki sposób, by objąć możliwie największe połacie ścian, pozwoliła na oszacowanie współczynnika kawernistości powierzchniowej na 1–5%, przy czym najczęściej uzyskiwane wartości to 1–2%. Najwłaściwsze wydaje się więc przyjęcie wartości 2% objętości krasu w badanym masywie.

Podsumowanie badań krasowatości

Udział form krasowych (kawern) w masywie to wielkość zwana porowatością kanałową (Liszkowska & Liszkowski 1989) albo kawernową (*cavern porosity*; Choquette & Pray 1970). Została ona oszacowana dla dwóch kamieniołomów: Kadzielni i Trzuskawicy. W obydwu przypadkach wzięto pod uwagę dane literaturowe oraz oszacowano tzw. współczynnik kawernistości powierzchniowej za pomocą analizy wykonanych fotografii. W przypadku Trzuskawicy możliwe było także uwzględnienie informacji uzyskanych z eksploatacji górniczej masywu. Ostateczne wnioski wskazują, że udział kawern krasowych w masywie w Kadzielni wynosi ok. 2%, zaś w Trzuskawicy ok. 8%. Należy jednak podkreślić, że są to wartości przybliżone oraz że dotyczą one jedynie udostępnionej eksploatacją, przypowierzchniowej warstwy masywów skalnych. Strefowość występowania form krasowych, widoczna zwłaszcza w Trzuskawicy, każe przypuszczać, że udział krasu gwałtownie maleje w profilu pionowym.

Oczywiście, występowanie form krasowych jest w badanym terenie bardzo ściśle uzależnione od tektoniki. Wykazano to już wcześniej w przekonujący sposób (Czerwiński

1960a, Motyka *et al.* 1993a, Golenia 1995, Motyka & Prażak 1999a). Jednak dodatkowym czynnikiem wpływającym w wyraźny sposób na formowanie się procesów krasowych jest skład chemiczny skał. Na przykład w Trzuskawicy, w części złoża, gdzie wapienie zawierają domieszkę krzemionki, formy krasowe występują zdecydowanie rzadziej (Prażak, inf. ustna w 2005 r.). Problemem jest jednak fakt, że takie różnice i przejścia facjalne w badanych skałach są bardzo częste i trudne do uchwycenia bez przeprowadzania zakrojonych na szeroką skalę analiz chemicznych. W niniejszej pracy ten wątek nie został zbadany. Bez tego nie da się powiedzieć, na ile rzeczywiście skład chemiczny skał (np. obecność SiO₂) koreluje z gęstością form krasowych, a także z właściwościami przestrzeni porowej masy skalnej oraz ze zmiennością wydajności studni stwierdzoną próbnymi pompowaniami.

Na rolę hydrogeologiczną udokumentowanych badaniami kawern krasowych ogromny wpływ mają powszechnie występujące utwory wypełniające (opisane poniżej).

Część zdjęć wykonanych podczas prac znajduje się w Internecie na stronie www.geo-uj.edu.pl/~b.rzonca/praca.

OCENA WŁAŚCIWOŚCI HYDROGEOLOGICZNYCH WYPEŁNIEŃ KRASOWYCH

Zakres i metoda badań

Podczas opisanych powyżej badań krasowości w dwóch kamieniołomach (Kadzielni i Trzuskawicy) stwierdzono, że niemal wszystkie możliwe do zaobserwowania formy krasowe (kawerny) są szczelnie wypełnione pylasto-ilastymi osadami, jasnobrązowymi oraz wiśniowymi. W wielu przypadkach są to silnie sprasowane utwory, zwłaszcza w formach o rozwinięciu poziomym. Wobec tak zdecydowanej dominacji krasowych form wtórnie wypełnionych osadami, o roli krasowości w przewodzeniu i magazynowaniu wody nie może decydować sam udział form krasowych (porowatość kanałowa, czy kawernowa). Niezmiernie ważnym parametrem są właściwości filtracyjne osadów wypełniających. W celu zbadania tych osadów pobrano do badań laboratoryjnych 34 próbki. W kamieniołomie Trzuskawica pobrane zostały 24 próbki (po 12 na I i II poziomie eksploatacyjnym). Kolejne 10 próbek pochodziło z kamieniołomu Kadzielnia. Probki starano się pobierać tak, aby uzyskać możliwie reprezentatywną ich populację (Gzyl *et al.* 2001a).

Niestety, forma występowania wypełnień oraz bardzo trudne warunki pobierania próbek praktycznie uniemożliwiły pobranie prób o nienaruszonej strukturze. Wykonano więc jedynie analizę granulometryczną osadów, która ma w tym przypadku wartość przybliżenia badanych wielkości, gdyż nie uwzględnia stopnia zagęszczenia i sposobu ułożenia badanych utworów.

Pobrane w terenie próbki osadów wypełniających formy krasowe poddano w warunkach laboratoryjnych standardowej analizie granulometrycznej. Składały się na nią analizy sitowa i areometryczna, przeprowadzone w Zakładzie Geologii Inżynierskiej AGH wg norm PN-88/B-04481 i PN-86/B-02480 (Gzyl *et al.* 2001a).

Wyniki

Wykonane analizy granulometryczne pozwoliły wyznaczyć udział poszczególnych frakcji uziarnienia w badanych próbkach osadów (Fig. 14). Na tej podstawie określone zostały grupy mechaniczne utworów wypełniających formy (kawerny) krasowe w badanych

kamieniołomach (Tab. 5). Najliczniej reprezentowane są glina pylasta zwięzła (15 próbek, łącznie Kadzielnia i Trzuskawica), glina pylasta (5 próbek) oraz ił (4 próbki) i ił pylasty (3 próbki). Widać przy tym, że próbki z obu kamieniołomów różnią się nieco, jeśli chodzi o stwierdzone rodzaje osadów.

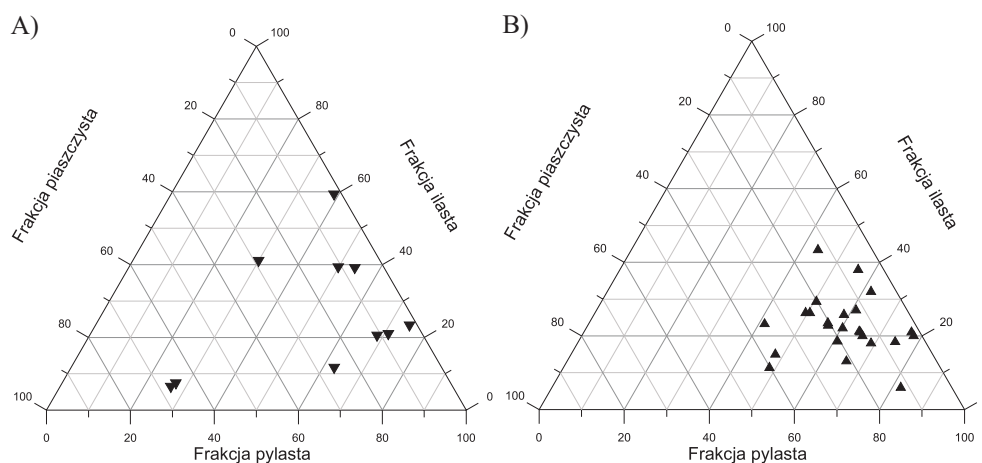


Fig. 14. Wyniki analiz granulometrycznych osadów wypełniających kawerny krasowe, przedstawione w formie trójkątów Fereta (wg Gzyla *et al.* 2001a): A) Kadzielnia; B) Trzuskawica

Fig. 14. Feret-style diagrams showing the grain size analysis results of the sediments filling the karst caverns (after Gzyl *et al.* 2001a): A) Kadzielnia; B) Trzuskawica

Tabela (Table) 5

Wyniki badań granulometrycznych osadów wypełniających formy krasowe
The results of the grain size analysis of the sediments filling the karst caverns

Rodzaj utworu	Trzuskawica	Kadzielnia
glina pylasta zwięzła	12	3
glina pylasta	4	1
ił pylasty	2	1
glina zwięzła	2	0
glina	2	0
pył	1	0
ił	1	3
piasek gliniasty	0	2

Dyskusja

Wynikami przeprowadzonych analiz granulometrycznych (sitowych i areometrycznych) są wyznaczone udziały poszczególnych frakcji uziarnienia w badanych próbkach (Fig. 14). Na ich podstawie dokonano zaszeregowania próbek do grup mechanicznych (Tab. 5).

Badania wykazały, że utwory wypełniające formy krasowe w Kadzielni i Trzuskawicy należą w większości do gruntów zwięzłych, z wysokim udziałem frakcji pylastej (Fig. 14). Zdecydowana większość próbek to grunty nisko przepuszczalne. Według klasyfikacji geotechnicznej Wiłuna (2000) wszystkie wyróżnione grupy mechaniczne (Tab. 5), z wyjątkiem piasków gliniastych i pyłów, charakteryzują się współczynnikiem filtracji mniejszym niż 10^{-8} m/s (Tab. 6). Według *Klasyfikacji właściwości filtracyjnych skał* (Dowgiałło *et al.* 2002) osady te zaliczone muszą być do klasy bardzo niskiej przepuszczalności (nieprzepuszczalnych) – w klasyfikacji dla filtracji poziomej. Według klasyfikacji dla filtracji pionowej zaś zaliczyć je trzeba do klasy słabo izolujących. Pyłowi przypisano współczynnik filtracji rzędu 10^{-8} m/s (Wiłun 2000), czyli jest to utwór z granicy klas niskiej i bardzo niskiej przepuszczalności dla poziomej filtracji oraz z granicy klas: bardzo słabo izolujące i słabo izolujące dla pionowej filtracji. Z kolei piaski gliniaste (dwie próbki z Kadzielni) cechuje współczynnik filtracji rzędu 10^{-7} m/s (wg Wiłuna 2000). Próby sklasyfikowane jako piasek gliniasty miały jednak wysokie udziały frakcji pylastej i ilastej (Fig. 14). Udziały te były bardzo zbliżone do maksymalnych zawartości charakteryzujących tę grupę mechaniczną (Gzyl *et al.* 2001a). Oznacza to, że w istocie był to „piasek gliniasty bardzo bliski składem pyłowi piaszczystemu, glinie oraz glinie piaszczystej”. Także te utwory należy więc traktować jako słabo przepuszczalne (Fig. 14).

Tabela (Table) 6

Rząd wielkości współczynnika filtracji grup mechanicznych gruntów stwierdzonych badaniami (wg Wiłuna 2000)

The magnitude order of the hydraulic conductivity of the ground types indicated by the investigation (after Wiłun 2000)

Rodzaj utworu	k [m/s]
glina pylasta zwięzła	10^{-10}
glina pylasta	10^{-9}
ił pylasty	10^{-11}
glina zwięzła	10^{-10}
glina	10^{-9}
pył	10^{-8}
ił	10^{-11}
piasek gliniasty	10^{-7}

Podane wyżej wartości współczynnika filtracji mają jedynie orientacyjny charakter, gdyż nie pochodzą bezpośrednio z pomiarów laboratoryjnych. Przeprowadzone analizy wykazały jednak bezspornie, że wszystkie badane próbki wypełnień form krasowych z Trzuskawicy i Kadzielni mają charakter utworów słabo przepuszczalnych lub nawet izolujących.

Otrzymane wyniki można uznać za wiarygodne, lecz nie mogą one być traktowane jako reprezentatywne dla warunków panujących w kanałach i kawernach krasowych w całym masywie. Próbkę pobierano z możliwie wielu losowo wybranych miejsc, co jednak nie gwarantuje pełnej reprezentatywności. Różnice mogą wystąpić zwłaszcza w profilu pionowym – gdyby na większych głębokościach znajdowały się inne osady. Po drugie, o wodoprzepuszczalności luźnych osadów decyduje nie tylko ich skład granulometryczny, ale także sposób ułożenia i zagęszczenie. Korzystniejsze byłoby zatem pobranie i zbadanie próbek o nienaruszonej strukturze, co pozwoliłoby wyeliminować możliwy błąd, który może nawet sięgać 2–3 rzędów wielkości.

W badaniach osadów wypełniających formy krasowe zastosowane zostało podejście metodyczne, polegające na zaszeregowaniu próbek do grup mechanicznych na podstawie analiz granulometrycznych. Następnie scharakteryzowano właściwości tych gruntów; na podstawie klasyfikacji geoinżynierskiej przypisano im orientacyjne wartości współczynnika filtracji. Takie podejście miało na celu pokazanie, że wyniki należy traktować jako przybliżone (bo i tak nie uwzględniono struktury osadów), a charakter tej części badań jest bardziej jakościowy niż ilościowy. We wstępnym komunikacie publikowanym na podstawie opisanych tu badań (Gzyl, Łuszcz & Rzonca 2001b) współczynniki filtracji zostały obliczone przy pomocy wzoru empirycznego na podstawie krzywych uziarnienia. Podano także wartości średnie, co mogło stwarzać mylne wrażenie, że są to precyzyjnie wyznaczone wielkości. Tak jednak nie było. W dodatku część średnic efektywnych charakteryzujących badane osady znajdowała się poza zakresem stosowalności wzorów, dlatego takie podejście wydaje się niewłaściwe.

Podsumowanie

Zdecydowana większość kawern krasowych w badanych kamieniołomach (Kadzielni i Truskawicy) jest szczelnie wypełniona luźnymi osadami (choć w głębszej strefie natrafiano wierceniami na puste kanały krasowe – Motyka *et al.* 1993a). Badania laboratoryjne wykazały, że są to utwory słabo przepuszczalne lub nawet izolujące. Dominują wśród nich glina pylasta zwięzła, glina pylasta oraz ił. W bardzo dużym stopniu ogranicza to rolę wypełnionych form krasowych w przewodzeniu wody.

REINTERPRETACJA REGIONALNEGO ZBIORU WYNIKÓW PRÓBNYCH POMPOWAŃ

Wprowadzenie

Niniejszy rozdział poświęcony jest ocenie regionalnej wielkości i zmienności parametrów filtracyjnych skał dewońskich w Górach Świętokrzyskich. Oparty jest on na analizie dużego zbioru wyników próbnych pompowań rejestrowanych w warunkach ustalonego dopływu wody do studni. Odmienne niż w poprzednich częściach niniejszej pracy, nie będzie tutaj rozpatrywany pojedynczy komponent sieci hydraulicznej (jak przestrzeń porowa, system szczelin czy kawern krasowych), ale masyw skalny wraz z zawartą w nim siecią hydrauliczną – jako całościowy przyrodniczy system.

Metody badań parametrów hydrogeologicznych, które traktują cały masyw jako „czarną skrzynkę” (lub „szarą”), należą do grupy metod pośrednich. Są one powszechnie wykorzystywane, a szczególnie przydatne w przypadku badania skał szczelinowo-krasowych. Zgodnie z koncepcją Mangina

(1984, za: Krajewski & Motyka 1999), analizuje się odpowiedź systemu na sygnał (impuls hydrauliczny), bez wnikania w lokalną zmienność właściwości hydraulicznych skał. Takie podejście ma tę zaletę, że wszystkie komponenty masywu traktowane są równorzędnie – proporcjonalnie do roli, jaką odgrywają w przyrodzie. Otrzymane parametry są wartościami kompleksowymi, oddającymi złożoność wewnętrznych i zewnętrznych warunków przepływu wody. Do tej grupy metod badawczych należą próbne pompowania i ich interpretacja. Są one często stosowane w praktyce do badania parametrów filtracyjnych skał. Uważa się przy tym, że dają najbardziej ścisłe i miarodajne wyniki (np. Driscoll 1986, Kruseman & DeRidder 1990, Pazdro & Kozerski 1990, Misstear 2001).

Analiza próbnych pompowań w warunkach ustalonego dopływu wody do studni jest uważana za dającą mniej dokładne wyniki od szczegółowych interpretacji nieustalonych warunków hydrodynamicznych. Jednak te drugie wymagają dostępu do bardzo dokładnych danych polowych i dokładnego dostosowywania wykorzystywanych metod interpretacji do lokalnych warunków danej studni. Musi być ono oparte na ścisłym uwzględnieniu licznych wewnętrznych założeń stosowanych metod (Misstear 2001). Ponieważ wszystkie te wymagania w praktyce hydrogeologicznej rzadko są skrupulatnie spełniane, wyniki obliczeń pompowań w warunkach nieustalonych są bardzo często obciążone poważnymi błędami. Z tego powodu często podkreśla się zalety próbnych pompowań w ustalonych warunkach hydrodynamicznych, zwłaszcza na potrzeby całościowych ocen regionalnych. Stanowią one także jedyną możliwość wiarygodnego rozpoznania parametrów hydraulicznych warstwy, gdy dokładne dane o czasie i przebiegu rozwoju depresji nie są dostępne. Mogą też być wykorzystane do wartościowej weryfikacji wyników uzyskanych z interpretacji warunków nieustalonych (Logan 1964, Krasny 1993, Staško 1996, Witczak *et al.* 1999, Misstear 2001).

Interpretacja wyników próbnych pompowań w ustalonych warunkach hydrodynamicznych ma w znacznym stopniu przybliżony charakter. Uważa się jednak, że błędy oszacowania przewodności warstw wodonośnych wynikające z zastosowania takiej uproszczonej metody (czyli interpretacji warunków ustalonych) są mniejsze od 10%, co jest zazwyczaj uważane za wystarczającą dokładność. Często źródłem dodatkowych błędów, nieraz bardzo dużych, są: przedwczesne stwierdzenie ustalenia się warunków hydrodynamicznych podczas pompowania, nieuwzględnienie efektu zasilania warstwy przez przesączanie z warstw wyżej- lub niżejleżących, a także oddziaływanie granic zasilających (Misstear 2001).

Obliczenia wartości parametrów hydrogeologicznych skał dewońskich w regionie świętokrzyskim były zazwyczaj wykonywane indywidualnie dla poszczególnych studni i otworów hydrogeologiczno-badawczych. Wyniki próbnych pompowań tych odwiertów interpretowano różnymi metodami, korzystając z szeregu wzorów obliczeniowych. Uzyskane w ten sposób parametry, jeśli nawet były wartościowe z punktu widzenia użytkowników poszczególnych studni, nie umożliwiały porównywania z wynikami uzyskanymi innymi metodami (dla innych ujęć). Co za tym idzie – niemożliwa była ocena parametrów filtracyjnych badanych skał w skali regionalnej. Przeprowadzenie wiarygodnej oceny statystycznej zmienności parametrów filtracyjnych w całym obszarze badań (oraz poszczególnych struktur hydrogeologicznych) wymagało powtórzenia wszystkich obliczeń z zastosowaniem ujednoczonej metodyki. Próby takie podjęte zostały przez autora już wcześniej (Rzonca 2000, 2001a, b, Rzonca & Prażak 2002).

W niniejszej pracy wykorzystano w większości ten sam materiał (dane), który posłużył do obliczeń i interpretacji zaprezentowanych w tych wcześniejszych opracowaniach. Został on jednak w całości na nowo opracowany. Przede wszystkim zbiór danych uzupełniono o wyniki pompowań kilkunastu studni z obszaru wschodniej części synklinorium kielecko-łagowskiego (rejon Iwanisk i Włostowa). Poza tym wszystkie dane w bazie zostały sprawdzone, a archiwalne karty otworów stanowiące materiał wyjściowy – ponownie przeglądnięte. Kilka uwzględnionych poprzednio studni teraz usunięto z bazy, gdyż podczas weryfikacji materiału uznano, że nie są one w pełni wiarygodne (wątpliwości dotyczyły stwierdzenia ustalenia się depresji). Ponadto, chociaż zastosowano te same metody jak w pracy Rzoncy & Prażaka (2002), zostały wprowadzone pewne modyfikacje. Wynikały one z własnych rozważań i wniosków, zaprezentowanych poniżej.

Charakterystyka wykorzystanych danych

Jak już wspomniano, danymi wyjściowymi do obliczeń były archiwalne wyniki próbnych pompowań przeprowadzonych w warunkach ustalonego dopływu wody do studni. Są one zawarte w kartach otworów studziennych i otworów hydrogeologiczno-badawczych znajdujących się w archiwum Oddziału Świętokrzyskiego PIG w Kielcach (udostępnionych autorowi dzięki uprzejmości dr. Jana Prażaka). Na podstawie archiwalnych kart otworów sporządzona została baza danych obejmująca lokalizację otworu, wyniki próbnego pompowania, wymiary i szczegółowe dane o konstrukcji otworu.

Ogółem w archiwum odnaleziono karty ok. 270 otworów ujmujących poziom dewoński. Jednak, niektóre karty otworów były niekompletne, np. niemożliwe było odtworzenie lokalizacji studni. W innych otworach w czasie pompowania nie uzyskano stabilizacji depresji lub po krótkim „łyżkowaniu” uznano je za bezwodne. Łącznie na etapie przygotowywania, a potem weryfikacji bazy danych odrzucono karty ok. 50 studni. Ostatecznie do analizy i obliczeń wykorzystano wyniki pompowań 218 otworów. Czy jednak oznacza to, że na ok. 270 odwierconych w regionie otworów tylko ok. 50 było „negatywnych” czyli bezwodnych?! Z całą pewnością nie! Liczba 270 oznacza jedynie ilość zachowanych kart otworów, a jest bardzo wysoce prawdopodobne, że karty większości otworów uznanych zaraz po odwierceniu za „negatywne” nie zostały sporządzone bądź się nie zachowały.

Badane studnie rozmieszczone są na obszarze wszystkich dewońskich zbiorników wód podziemnych w Górach Świętokrzyskich. Najwięcej ich znajduje się na terenie synklin kieleckiej i gałęzicko-bolechowicko-borkowskiej (gałęzickiej), które stanowią również najważniejsze w regionie zbiorniki wód podziemnych w skałach dewońskich (Fig. 15). W rejonie badań niemal wszystkie otwory (studnie wiercone) są niedogłębione, ze względu na bardzo dużą miąższość węglanowej serii wodonośnej. Większość badanych studni stanowiły otwory bezfiltrowe („bose”). Niektóre studnie zaopatrzone w filtr z rury perforowanej, na ogół o znacznie mniejszej średnicy niż otwór w skale (Fig. 16). Pusta przestrzeń między skałą a zabudową otworu stwarza tam możliwość napływu wody do studni nie tylko na długości filtra, ale także rur pod-, między- i nadfiltrowych. Czasem otwory „bose” do pewnej wysokości zasypywano żwirem. W związku z tak różnorodną konstrukcją otworów konieczne okazało się przyjęcie stałych kryteriów schematyzacji studni. Za długość filtra przyjęto więc rzeczywistą długość otworu, licząc od dolnej krawędzi rur osłonowych do spągu otworu bosego, a w otworze zafiltrowanym do wysokości 2/3 długości rury podfiltrowej przy jej długości do 3 m, 1/2 przy jej długości 4–6 m i 1/3 przy długości równej lub większej od 7 m. Jako średnicę studni przyjęto wymiar otworu „bosego”, niezależnie od jego wewnętrznej zabudowy. Jeśli średnica była zmienna, obliczono jej średnią ważoną, nadając wagi po długości poszczególnych odcinków otworu. Te same kryteria schematyzacji zastosowano w poprzednich pracach, opartych na mniejszej liczbie studni (Rzonca 2000, Rzonca & Prażak 2002).

Najlepiej rozpoznana studniami jest strefa górotworu do głębokości 100 m (Fig. 17A). Ciekawy jest rozkład głębokości studni liczonych od stropu węglanowej serii dewońskiej (Fig. 17B). Widać, że w zakresie od 0 do 100 m głębokości penetracji tych skał studniami rozkładają się bardzo jednolicie. Studni głębszych jest już bardzo niewiele. Ponieważ długości czynnych części studni są różne, często bardzo duże, oznacza to *de facto*, że o ile studnie płytsze ujmują wody jedynie w płytszej strefie, to wiele studni głębszych ujmuje zarówno strefy głębsze, jak i płytsze.

Próbne pompowania prowadzono najczęściej na trzech poziomach wydajności (stopniach dynamicznych) w warunkach ustalonego dopływu wody, czyli do momentu stwierdzenia ustalenia się depresji. Większą lub mniejszą liczbę pompowań (maksymalnie 5 stopni dynamicznych; minimalnie 1) wykonywano tylko sporadycznie. Rozkład wydajności najwyższych stopni pompowania każdej studni (Fig. 18) pokazuje, że zdecydowanie dominowały wydajności mniejsze i równe 25 m³/h. Z kolei, w zestawieniu depresji wytworzonych przy pompowaniu poszczególnych studni z najwyższym wydatkiem (Fig. 19), najczęstsze są wielkości z przedziału 5–10 m (58 studni).



Fig. 15. Położenie badanych studni na uproszczonej mapie geologicznej Gór Świętokrzyskich. Objasnienia: 1 – skały węglanowe środkowego i górnego dewonu, 2 – skały starszego podłoża (dewon dolny-prekambry), 3 – utwory młodsze (trzeciorzęd-karbon), 4 – studnia

Fig. 15. Spatial distribution of the investigated wells in Holy Cross Mts. Explanations: 1 – Upper and Middle Devonian carbonate rocks, 2 – older formations (Lower Devonian-Precambrian), 3 – younger formations (Tertiary-Carboniferous), 4 – the well

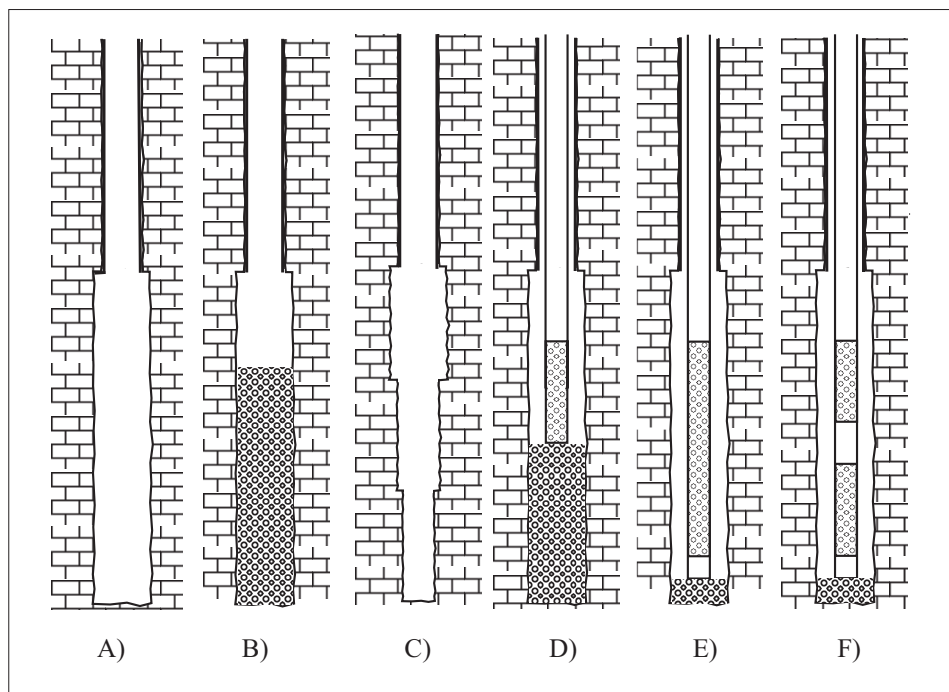


Fig. 16. Typy otworów studziennych (wg Rzoncy & Prażaka 2002): A) otwór „bosy”; B) otwór „bosy” zażwirowany do pewnej wysokości; C) otwór „bosy” o zmiennej średnicy; D) otwór „bosy” zażwirowany do pewnej wysokości i zaopatrzony w krótki filtr; E) otwór zafiltrowany; F) otwór zafiltrowany, filtr składający się z kilku części oddzielonych rurami międzyfiltrowymi

Fig. 16. Types of wells (after Rzonca & Prażak 2002): A) unlined borehole; B) unlined borehole partially filled with gravel; C) unlined borehole with a varying diameter; D) borehole partially filled with gravel and a short screen; E) screened borehole; F) borehole with an alternating screened and lined casing

Mniej licznie reprezentowane są wartości mniejsze od 5 m (35 studni), a następne w kolejności są klasy depresji większych od 10 m – w porządku malejącym. Wielkość wytworzonej depresji jest istotna. Z jednej strony duża depresja jest korzystna, gdyż im była ona większa, tym większy był zasięg oddziaływania studni i, jak się uważa, tym większa „objętość górotworu” była poddana badaniu (Motyka & Wilk 1976). Z drugiej jednak strony przy większych depresjach może łatwiej dochodzić do wystąpienia turbulentnego ruchu wody i związanego z tym wzrostu oporów ruchu. Ma to istotne znaczenie zwłaszcza w ośrodku szczelinowo-krasowym, gdzie ruch turbulentny, w związku z większymi rzeczywistymi prędkościami filtracji, może występować częściej.

Bardzo istotnym problemem jest reprezentatywność danych wykorzystanych do obliczeń. Już wspomniane powyżej nieuwzględnienie przez mnie części otworów niewątpliwie zawyża wyniki dla całej populacji, gdyż większa część z odrzuconych 50 studni była bezwodna. W dodatku, co także wspomniano powyżej, mogły się w ogóle nie zachować informacje o otworach już w momencie odwiercenia uznanych za „negatywne” (bezwodne), gdyż bardzo często nie dokumentuje się takich odwiertów (Motyka & Wilk 1976, Krasny 1993). Skala selekcji na etapie wykonywania otworów jest już teraz niemożliwa do odtworzenia i bardzo trudno obecnie oszacować wielkość spowodowanego tym zawyżenia parametrów (średnich w regionie).

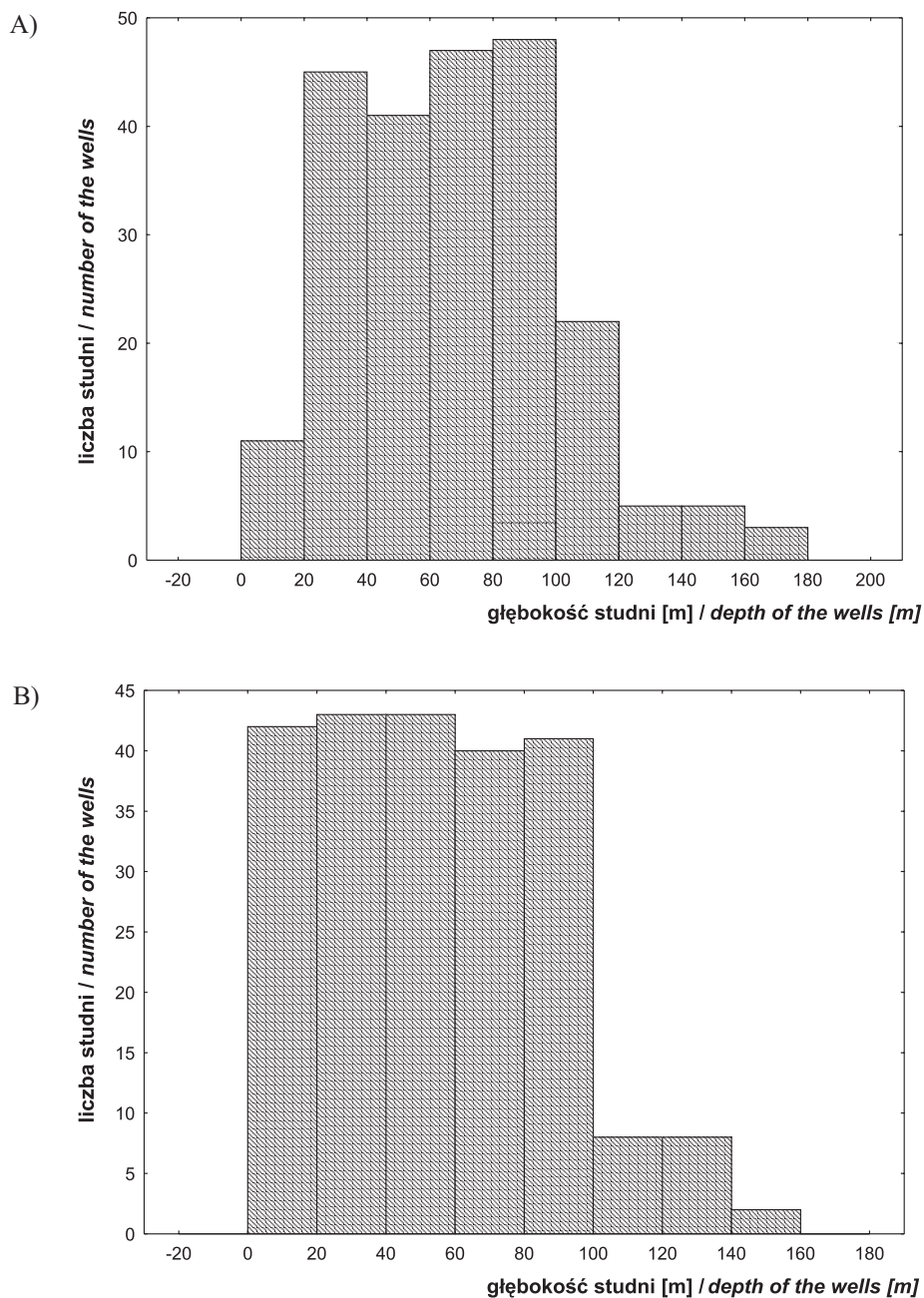


Fig. 17. Histogramy głębokości studni: A) poniżej poziomu terenu; B) poniżej stropu dewońskiej serii węglanowej

Fig. 17. Well depth histogram: A) depth relative to the land surface; B) relative to the top of the Devonian carbonate formations

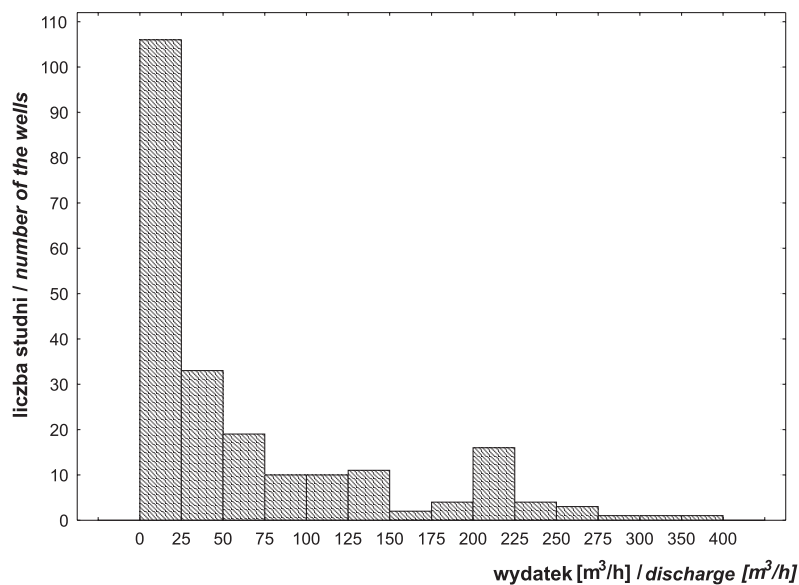


Fig. 18. Histogram wydajności najwyższych stopni próbnych pompowań poszczególnych studni

Fig. 18. Well discharge histogram – for the highest stage of the pumping of each particular well

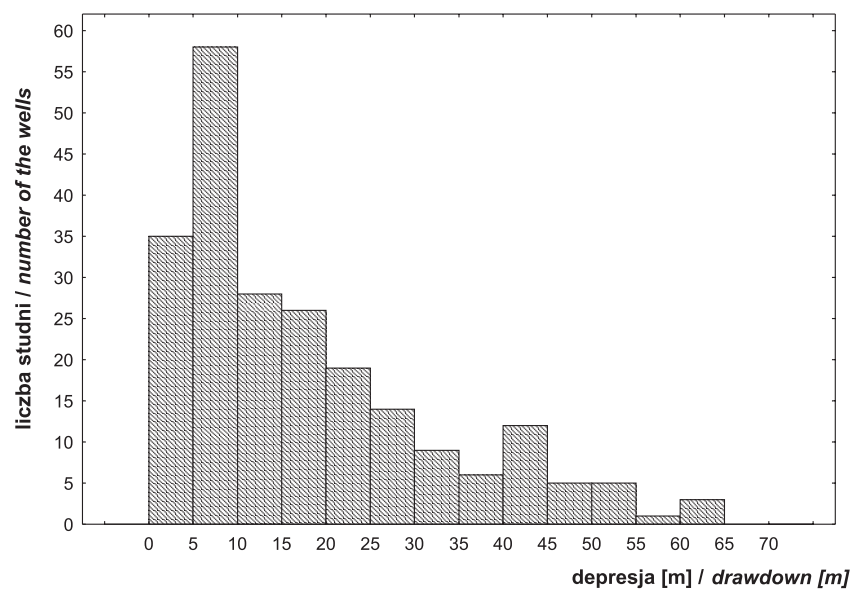


Fig. 19. Histogram depresji wytworzonych podczas najwyższych stopni próbnych pompowań poszczególnych studni

Fig. 19. Water drawdown histogram – for the highest stage of the pumping of each particular well

Należy zatem pamiętać, że w zaprezentowanych tutaj obliczeniach wykorzystano zbiór danych o niepełnej reprezentatywności. Jednak był to jedyny zbiór danych możliwy do wykorzystania. Dodatkowo należy pamiętać, że dane pochodzące z pompowania otworów studziennych są zawsze mniej reprezentatywne niż na przykład z otworów złożowych. Studnie są bowiem odwiercane w strefach z góry uznanych za korzystne pod względem zawodnienia (Motyka & Wilk 1976, Krasny 1993) i wartość parametrów obliczonych na podstawie ich pompowania jest zawyżona w stosunku do rzeczywistych średnich wartości charakteryzujących dany zbiornik.

Problemem może być także fakt, że moment ustalenia się warunków hydrodynamicznych był stwierdzany bardzo arbitralnie. Na podstawie obserwacji zmian depresji w otworze pompowanym orzekały o tym osoby wykonujące badanie. Można przypuszczać, że „nieprzedłużanie pompowania ponad miarę” mogło pomóc zaoszczędzić koszt energii oraz czas ekipie wykonującej pompowanie. Zachodzi zatem obawa, czy w niektórych wypadkach nie orzeczono ustalenia się warunków pochopnie i zbyt wcześnie. Poza tym, w skałach o charakterze krasowym jednoznaczne stwierdzenie momentu ustalenia się depresji jest często bardzo trudne. Ma to związek z niejednorodnym w czasie dopływem wody do studni, przypisywanym na przykład przemieszczaniu się luźnych osadów (Haładus *et al.* 1979, Motyka *et al.* 1993b). Jeśli więc podczas przeprowadzania próbnych pompowań zbyt wcześnie stwierdzano ustalenie się warunków hydrodynamicznych (decydując o zaprzestaniu dalszego pompowania), to byłby to dodatkowy powód ewentualnego zawyżenia obliczonych parametrów filtracji.

Metody wyznaczania parametrów filtracyjnych

Obliczenie współczynników filtracji

Współczynnik filtracji dla wszystkich otworów na badanym obszarze obliczono wzorem Girińskiego–Babuszki przyjętym za Pazdrą & Kozerskim (1990). W badanych zbiornikach dewońskich najczęściej nie rozpoznano miąższości warstwy wodonośnej, a zdecydowana większość studni jest niedogłębiona. Zastosowany wzór pozwala obliczyć współczynnik filtracji na podstawie wydajności pompowania i depresji (w warunkach ustalonych) pojedynczej studni niepełnej przy znanych wymiarach filtra, a jego stosowanie nie wymaga znajomości miąższości warstwy wodonośnej, ani też deklarowania głębokości strefy aktywnej wymiany wód, co nieuchronnie obarczone byłoby znacznymi błędami. Wzór Girińskiego–Babuszki ma postać (Pazdro & Kozerski 1990, s. 437, wzór 206)

$$k = \frac{0,366 \cdot Q}{l \cdot s} \cdot \log \frac{0,66 \cdot l}{r} \quad (8)$$

gdzie:

- k – współczynnik filtracji [m/h],
- l – długość filtra [m],
- r – promień filtra [m],
- s – depresja [m],
- Q – wydatek studni [m³/h].

Zasady schematyzacji wymiarów części czynnych studni różnych typów występujących w badanym terenie podano powyżej.

Wyznaczenie wydajności jednostkowych studni – klasyfikacja wg Krasnego

Inne, regionalne podejście do badania przewodności warstw wodonośnych wraz z określeniem zmienności środowiska oparte jest na wydajności jednostkowej studni.

Zakłada się, że wydajność jednostkowa studni jest związana bezpośrednio z przewodnością warstwy wodonośnej, a zależność ta ma postać

$$T = C \cdot q \quad (9)$$

gdzie:

T – przewodność warstwy,

q – wydajność jednostkowa studni ($q = Q/s$, Q – wydajność pompowania, s – ustalona depresja).

Dla każdej studni wartość stałej C jest inna, ale przyjęcie wartości stałej (średniej) dla wszystkich studni powoduje popełnienie niewielkiego błędu. Logan (1964) wykazał, że wartością najlepiej przybliżającą C dla dużej liczby studni jest 1.22. Ta wielkość pojawia się m.in. w klasyfikacji Krasnego (1993), który zauważył, że jeśli q zostanie wyrażone w l/s/m, a T w m²/24 h, to wartość stałej C można przyjąć za bardzo bliską, a więc w praktyce równą 100 (dokładnie: $1.2 \cdot 86.4 = 103.7$). Na tym opiera się metoda oceny regionalnej parametrów filtracyjnych zaproponowana przez Krasnego (1993), a w Polsce zmodyfikowana i rozpowszechniona przez Staśkę (1996). Zależność między wydatkiem jednostkowym studni a przewodnością warstwy wodonośnej jest uważana za wystarczająco dobrze udokumentowaną teoretycznie i potwierdzoną doświadczalnie, aby była przydatna do rozważań w skali regionalnej (Witczak *et al.* 1999).

Klasyfikacja Krasnego oparta jest na wprowadzonym dodatkowo logarytmicznym wskaźniku (indeksie) wydajności jednostkowej studni

$$Y = \log(10^6 \cdot q) \quad (10)$$

gdzie q jest wyrażone w l/s/m (tab. 7) (Krasny 1993).

Tabela (Table) 7

Klasyfikacja przewodności hydraulicznej środowiska skalnego wg Krasnego (1993), w modyfikacji Staśki (1996)

Classification of the transmissivity magnitude of the rock environment (after Krasny 1993, modified by Staško 1996)

Przewodność		Klasa przewodności		Wydajność jednostkowa studni q	Wskaźnik $Y = \log(10^6 q)$	Szacunkowa wydajność studni przy depresji 5 m	
[m ² /24 h]	[m ² /h]					[l/s]	[m ³ /h]
> 1000	> 42	I	bardzo wysoka	> 10	> 7	> 50	> 180
10–1000	4.2–42	II	wysoka	10–1	6–7	5–50	18–180
10–100	0.42–4.2	III	średnia	1–0.1	5–6	0.5–5	1.8–18
1–10	0.042–0.42	IV	niska	0.01–0.1	4–5	0.05–0.5	0.18–1.8
0.1–1	0.004–0.04	V	bardzo niska	0.001–0.01	3–4	0.005–0.05	0.018–0.18
< 0.1	< 0.004	VI	nieznaczna	< 0.001	2–3	< 0.005	< 0.018

Zastosowanie indeksu Y podkreśla przybliżony charakter klasyfikacji, a także pozwala na linearyzację statystyk. Parametry filtracyjne (współczynnik filtracji i przewodność warstwy) charakteryzują się bowiem rozkładami logarytmiczno-normalnymi, natomiast Y – jako indeks logarytmiczny – rozkładem normalnym. Jednak głównym powodem wprowadzenia indeksu Y jest fakt, że jego odchylenie standardowe jest wygodnym miernikiem zmienności środowiska hydrogeologicznego (Tab. 8).

Tabela (Table) 8

Klasyfikacja zróżnicowania środowiska występowania wód podziemnych w zależności od odchylenia standardowego wskaźnika wydajności jednostkowej studni Y – wg Krasnego (1993), w modyfikacji Staški (1996)

Classification of the rock environment heterogeneity basing on the standard deviation of well specific yield index Y (after Krasny 1993, modified by Staško 1996)

Odchylenie standardowe indeksu Y	Klasa zmienności	Typ środowiska hydrogeologicznego	
0.01–0.2	a	nieznacząca	homogeniczne
0.2–0.4	b	mała	słabo zróżnicowane
0.4–0.6	c	średnia	średnio zróżnicowane
0.6–0.8	d	duża	zróżnicowane
0.8–1.0	e	bardzo duża	bardzo zróżnicowane

Zastosowanie klasyfikacji opartej na wydajności jednostkowej nie wymaga znajomości i schematyzacji budowy studni (wymiarów części czynnych etc.), co z jednej strony powoduje przyjęcie koniecznych uproszczeń zawartych w założeniach metody, natomiast z drugiej strony eliminuje potencjalne źródło dodatkowych błędów.

Ocena charakteru ruchu wód

Wprowadzenie

Kwestia określenia rodzaju ruchu wody dopływającej do studni ma duże znaczenie. Większość standardowych obliczeń wykonuje się przy założeniu liniowości filtracji, a więc spełnienia równania Darcy'ego (tzw. schemat Dupuita). Istnieje też ważny aspekt praktyczny – zwiększone prędkości ruchu wód, i przejście w ruch turbulentny, powodują nanoszenie do studni i w jej pobliżu drobnego materiału mineralnego, co z czasem staje się źródłem dodatkowych, bardzo znaczących oporów hydraulicznych (Turek 1973).

Ruch uważa się za turbulentny, a zatem niepodlegający liniowemu prawu filtracji Darcy'ego, jeśli przekroczona zostaje wartość krytyczna prędkości, określona tzw. liczbą Reynoldsa. Prędkość dopływu wody do studni najbardziej zależy od spadku zwierciadła (gradientu hydraulicznego), a więc od wytworzonej podczas pompowania depresji.

Rodzaj filtracji określa się wyznaczając parametr m we wzorze Smrekera–Missbacha

$$v = k \cdot \sqrt[m]{I} \quad (11)$$

gdzie:

- v – prędkość filtracji,
- I – gradient hydrauliczny.

Parametr m określa rodzaj ruchu. Przy $m = 1$ powyższe równanie staje się równaniem Darcy'ego (i opisuje filtrację laminarną), $m = 2$ oznacza filtrację turbulentną, zaś $m = 3/2$ pośredni ruch mieszany (Turek 1973, Pazdro & Kozerski 1990).

Ocena charakteru ruchu wód przy założeniu warunków naporowych

Znany jest prosty i stosunkowo dokładny sposób oceny rodzaju ruchu wód dopływających do studni oparty na wynikach wielostopniowych próbnym pompowań w ustalonych warunkach hydrodynamicznych (Macioszczyk 1971, Turek 1973, Pazdro & Kozerski 1990). Dla najwyższego i najniższego stopnia pompowania oblicza się wydatki jednostkowe studni, charakterystyczne dla poszczególnych typów reżimu przepływu wód.

Przy założeniu naporowego charakteru warstwy wodonośnej, są to (wszystkie oznaczenia za Turkiem 1973):

- $q = Q/s$ (filtracja laminarna),
- $q' = Q/s^{2/3}$ (przepływ mieszany),
- $q'' = Q/s^{1/2}$ (ruch turbulentny),

gdzie:

- Q – wydatek pompowania [m^3/h],
- s – depresja [m].

Następnie wyznacza się stosunek a jako iloraz q_{\max} (z najwyższego stopnia pompowania) i q_{\min} (z najniższego stopnia) oraz analogicznie stosunki: $a_1 = q'_{\max}/q'_{\min}$ oraz $a_2 = q''_{\max}/q''_{\min}$. Wnioskowanie prowadzi się na podstawie porównania wartości a , a_1 i a_2 z wartością 1. Jeśli stosunek a jest bliski jedności, to ruch uznaje się za laminarny ($m = 1$), jeśli do wartości 1 zbliżony jest stosunek a_1 – ruch jest mieszany ($m = 3/2$), a jeśli a_2 – turbulentny ($m = 2$).

Aby precyzyjnie określić, które wartości można uznać za „zbliżone do 1”, do dalszych rozważań autor przyjął ściśle i dosyć restrykcyjne kryterium, że jest to przedział $\pm 5\%$, czyli od 0.95 do 1.05.

Po wykonaniu obliczeń okazało się, że istnieje problem z zaklasyfikowaniem studni, dla których iloraz a_2 jest wyraźnie mniejszy od 1. Dla pewnej części tych studni bliski jedności jest natomiast stosunek a_3 , gdzie przez analogię do powyższych jako a_3 oznaczyłem q'''_{\max}/q'''_{\min} , zaś $q''' = Q/s^{1/3}$. W badanym zbiorze aż pięć studni charakteryzowało się wartością a_3 z przedziału od 0.95 do 1.05. Dla tych studni m (we wzorze Smrekera–Missbacha) byłoby bliskie wartości 3, czyli prędkość ruchu – byłaby proporcjonalna do pierwiastka trzeciego stopnia gradientu hydraulicznego. Roboczo ruch taki można nazwać np. „nadturbulentnym”.

Opisana metoda pozwoliła na sklasyfikowanie rodzajów ruchu wód dopływających do pompowanych studni. Wykorzystano wyniki pompowania 206 studni, czyli wszystkich (w zbiorze danych) pompowanych na co najmniej dwóch poziomach hydrodynamicznych (wydajnościach). Przyjmując, że „bliskie jedności” są wartości a (oraz a_1 i a_2) od 0.95 do 1.05 (podkreślmy, że jest to arbitralne założenie autora), wydzielono: 40 studni z ruchem laminarnym, 17 z mieszanym i 11 z turbulentnym. Pozostałe 138 studni nie zostało jednoznacznie sklasyfikowane. Dlatego autor dokonał modyfikacji stosowanej klasyfikacji, tworząc „klasy pośrednie” (Tab. 9); to umożliwiło spójne sklasyfikowanie wszystkich studni.

Wydaje się, że można zsumować liczbę studni, w których stwierdzono przepływ laminarny, ze studniami z ruchem nazwanym przez autora „podlaminarnym” i „laminarnym/mieszanym”. Uzyskujemy wtedy liczbę studni, w których ruch wody jest opisany zbliżonymi wartościami parametru m , do ruchu laminarnego w rozumieniu Turka (1973). Badacz ten wydzielił bowiem studnie, dla których m zawierało się w zakresie od 1 do 1.5, jako te, w których ruch jest laminarny bądź bliski laminarnemu.

W populacji studni przedstawionej w niniejszej pracy ruch laminarny w szerszym znaczeniu (czyli łącznie laminarny, „podlaminarny” i „laminarny/mieszany”) został stwierdzony aż w 149 otworach na 206 branych pod uwagę.

Tabela (Table) 9

Liczba studni zakwalifikowana do określonych typów ruchu. H – miąższość warstwy wodonośnej założona do obliczeń. Kursywą podano umowne nazwy stworzone przez autora
The number of wells with the water movement of different type. H – thickness of the aquifer assumed for calculating. Italic style indicates the names created by the author

Ruch wody			Liczba studni – warstwa			
			napo- rowa	swobodna		
nazwa	identyfikacja*	m^{**}		$H = 350$ m	$H = 250$ m	$H = 150$ m
<i>podlaminarny</i>	$a < 1$		20	24	28	33
laminarny	$a = 1$	1	40	43	40	36
<i>laminarny/mieszany</i>	$a < 1$ i $a_1 > 1$		89	86	87	87
mieszany	$a_1 = 1$	3/2	17	16	14	16
<i>mieszany/turbulentny</i>	$a_1 < 1$ i $a_2 > 1$		12	14	15	13
turbulentny	$a_2 = 1$	2	11	10	10	11
<i>turbulentny/nadturbulentny</i>	$a_2 < 1$ i $a_3 > 1$		10	13	12	10
<i>nadturbulentny</i>	$a_3 = 1$	(3)***	5			
<i>powyżej nadturbulentnego</i>	$a_3 < 1$		2			

* znak „równości” oznacza, że dana wielkość zawiera się w przedziale [0.95, 1.05], znak „mniejszy/większy” – że poza tym przedziałem

** parametr we wzorze Smrekera–Missbacha

*** hipoteza własna autora

Charakter ruchu wód, przy założeniu warunków swobodnych

Powyższe rozważania przeprowadzono, wykorzystując formuły obliczeniowe stosowane do obliczania q , q' i q'' dla warstw wodonośnych o zwierciadle naporowym. Istnieje jednak specyfika analizowanego zbioru próbnych pompowań. Po pierwsze, pompowania te wykonywano niemal wyłącznie w studniach niedogłębionych. Po drugie studnie te ujmują zarówno wody naporowe, jak i swobodne, jednak z przewagą tych ostatnich. Nawet w przypadkach występowania warunków naporowych, podczas pompowania często niewielkie wartości naporu zostają zniesione i mamy do czynienia z warunkami swobodnymi. Zasadniczy problem polega na tym, że informacje o istnieniu warunków naporowych i wielkości ciśnień są w zachowanych i możliwych do wykorzystania dokumentacjach niekompletne i mało wiarygodne. Nie ma więc podstaw do wydzielenia populacji studni z warunkami naporowymi i ze swobodnymi. Wreszcie trzecia specyficzna cecha większości danych to nieznaną miąższość warstwy wodonośnej. Jak już wspomniano powyżej, miąższość serii węglanowej dewonu jest na ogół bardzo duża (ponad 1000 m stwierdzone w Kowali, chociaż lokalnie może być oczywiście mniejsza). Trudno jednak określić, do jakiej głębokości sięga strefa aktywnej wymiany wód

w skałach dewońskich, jak również do jakiej głębokości skały te można w ogóle uznawać za wodonośne.

Biorąc pod uwagę przeważnie swobodny charakter badanych warstw wodonośnych, powtórzo-
no obliczenia i klasyfikacje ruchu wód, korzystając ze wzorów dla warunków swobodnych:

$$q = Q/(H - (s/2))s,$$
$$q' = Q/(H^{5/2} - h^{5/2})^{1/3},$$
$$q'' = Q/(H^3 - h^3)^{1/2},$$

gdzie:

Q – wydatek pompowania [m^3/h],
 H – miąższość warstwy przed pompowaniem [m],
 s – depresja [m],
 $h = H - s$.

Wartości q , q' i q'' obliczono dla najwyższego i najniższego stopnia pompowania każdej studni, następnie obliczając stosunki: a , a_1 i a_2 (analogicznie, jak poprzednio). Przyrównanie tych wartości do jedności decyduje o zaliczeniu ruchu wód w danej studni do laminarnego ($a = 1$), mieszanego ($a_1 = 1$) i turbulentnego ($a_2 = 1$) (Macioszczyk 1971, Turek 1973).

Podczas obliczania powyższych parametrów wzorami dla warstw swobodnych, konieczne jest deklarowanie miąższości warstwy wodonośnej, która w zdecydowanej większości przypadków była nieznana. Ponieważ najgłębsze studnie w zbiorze mają głębokość 170 m p.p.t., wykonałem wszystkie obliczenia, zakładając kolejne miąższości: 350, 250 i 150 m – zawsze stałą wielkość dla całego zbioru pompowań. Wyznaczając kolejno stosunki: a , a_1 i a_2 , przypisywałem tym 206 studniom odpowiedni rodzaj ruchu wody. Korzystałem przy tym z wypracowanego poprzednio kryterium, że dany stosunek (a , a_1 i a_2) uważam za równy jedności, jeśli zawiera się w przedziale od 0.95 do 1.05.

Dyskusja

Obliczenia wykonane wzorami dla warstw swobodnych pozwoliły na uzyskanie kolejnych serii zaszeregowań (Tab. 9), innych dla różnych założonych miąższości warstwy. Porównanie liczby studni wyróżnionych w kolejnych klasyfikacjach ujawnia jednak, że wpływ założonej miąższości warstwy wodonośnej na wynik końcowy jest bardzo niewielki. Obliczenia wykonano zakładając miąższość 350 m, potem 250 m i wreszcie 150 m, zawsze liczba studni w poszczególnych klasach była bardzo zbliżona.

Co więcej, niemal identycznie kształtuje się klasyfikacja wykonana z użyciem wzorów dla warunków naporowych (pomimo częstego braku takich warunków). Ma to oczywiście wymiar praktyczny – wzory dla warunków naporowych są o wiele prostsze i nie wymagają deklarowania miąższości warstwy swobodnej (co jest konieczne w wypadku studni niedogłębionej). Podsumowując należy stwierdzić, że niezależnie od przyjętej metody, w ok. 20% studni stwierdzono ruch laminarny przy bardzo restrykcyjnych kryteriach jego definiowania (stosunku a wynoszącym od 0.95 do 1.05). Jeśli zastosować kryteria zbliżone do użytych przez Turka (1973) i zestawić razem studnie z ruchem „podlaminarnym”, laminarnym i „laminarnym/mieszanym”, traktując je jako studnie z ruchem laminarnym, to zawsze, niezależnie od metody klasyfikowania (wyliczenia dla warunków naporowych oraz dla swobodnych przy różnej zakładanej miąższości strefy saturacji), uzyskiwano ok. 75% studni z ruchem laminarnym. Pamiętać należy przy tym, że przyjmuje się, iż większość turbulencji spowodowana jest samą konstrukcją otworu i wymuszonym ruchem w jego bezpośredniej bliskości,

a nie warunkami naturalnymi w warstwie wodonośnej (Driscoll 1986). Należy więc stwierdzić, że na dopływie do studni odwierconych w skałach szczelinowo-krasowych (w których można się spodziewać częstszego występowania przepływu turbulentnego), zdecydowanie dominuje ruch laminarny lub bardzo zbliżony. Ma to miejsce nawet wtedy, gdy rozpatrujemy zbiór studni, gdzie wytworzone są duże depresje (jak opisana tutaj populacja).

Odnosząc się jeszcze do kryteriów ustalania rodzaju ruchu, należy powiedzieć, że można oczywiście rozszerzać margines tolerancji (ustawiony arbitralnie) przy podejmowaniu decyzji, jaką wartość stosunku a (czy a_1, a_2, \dots) uznajemy za „bliską 1”. Powoduje to jednak stopniowe problemy z zaszeregowaniem studni, związane z rozszerzaniem się „strefy kolizji” – dla poszczególnych studni „marginesy” zaczynają na siebie zachodzić. Można także to „rozszerzenie marginesów” potraktować w ten sposób, że dla przepływów laminarnego i turbulentnego utrzymane zostają dość ściśle kryteria, zaś resztę studni traktuje się jako „mieszane – mniej lub bardziej laminarne i turbulenty”. To ostatnie podejście wydaje się zgodne z naturą zjawiska, bo pomiędzy laminarnym a turbulentnym każdy ruch jest „mieszany”, nie tylko przy m równym dokładnie 1.5. Istnieje jeszcze możliwość (Turek 1973) podzielenia całego przedziału m na dwie części: poniżej 1.5 (ruch laminarny) i powyżej tej wartości (ruch turbulentny).

Zastosowana metoda polega na porównaniu pierwszego i ostatniego stopnia próbnego pompowania. Ruch laminarny stwierdzony tym badaniem oznacza w rzeczywistości liniowość w całym zakresie badanych wydajności i depresji dla danej studni. Natomiast stwierdzenie ruchu turbulentnego dotyczy tak naprawdę jedynie ostatniego stopnia próbnego pompowania. Charakter ruchu podczas zwiększania wydatku/depresji próbnego pompowania może ulegać zmianie i przechodzić od ruchu laminarnego do turbulentnego właśnie. Stwierdzenie w badaniu ruchu mieszanego bądź turbulentnego nie wyklucza więc występowania ruchu laminarnego w tej samej studni (i jej otoczeniu) przy niższej wydajności pompowania. Jest to zgodne z obserwacjami Turka (1973). Gdyby więc interpretować dane z pierwszego stopnia pompowania, udział wartości obciążonych wpływem oporów ruchu turbulentnego znacznie by zmalał.

Wspominane powyżej badania Turka (1973), oprócz cennych wskazówek metodycznych, dają też możliwość porównania uzyskanych wyników. Autor ten, badając rodzaje ruchu podczas pompowania studni w skałach węglanowych różnego wieku w regionie świętokrzyskim, pokazał, że w 48% z 44 badanych studni w skałach dewońskich, parametr m wynosił od 1 do 1.5 (ruch laminarny i quasi-laminarny). Jest to oczywiście znacznie niższa wartość niż stwierdzone przeze mnie ok. 75%, jednak cytowany Autor dysponował znacznie mniejszą ilością danych. Ponadto Turek wyciąga wnioski na podstawie badania charakteru ruchu metodą graficzną, nieco odmienną od wykorzystanej w powyższych badaniach. Brakuje też informacji o wielkości depresji wytarzanych podczas wykorzystanych pompowań. Dla młodszych skał węglanowych z regionu świętokrzyskiego Turek (1973) uzyskał wynik 70% studni z ruchem laminarnym i quasi-laminarnym.

Także z badań Krajewskiego (1972) wynika, że w górnokredowych skałach szczelinowo-porowych Wyżyny Lubelskiej zdecydowanie dominował ruch laminarny wód (78.5% spośród 264 studni).

Ogólny wniosek z cytowanych badań jest taki sam jak z opisanych w niniejszej pracy: nawet podczas pompowania studni w skałach krasowych poważny udział mają (lub nawet dominują) przepływy laminarne, opisywane prawem Darcy'ego.

Zmiany współczynnika filtracji w zależności od stopnia pompowania

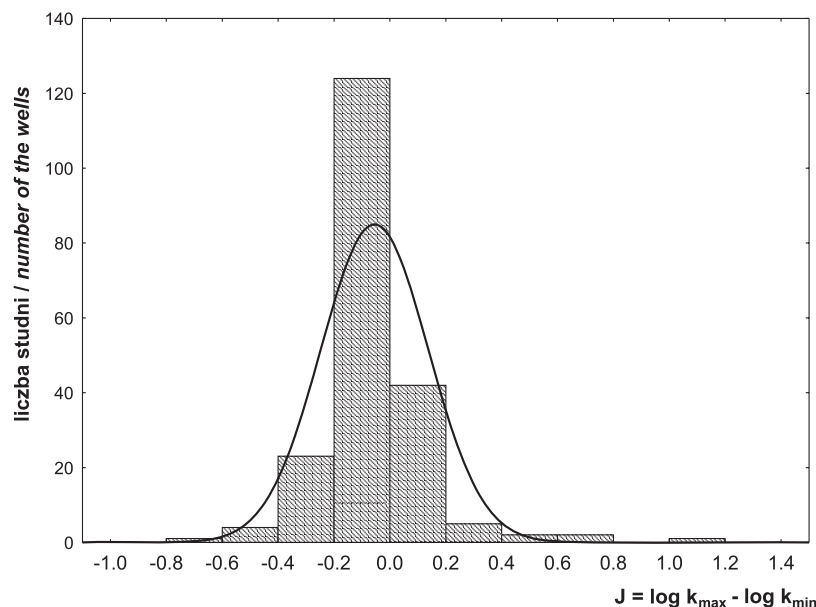
Rozważając kwestie związane z rodzajem ruchu wód, można sobie postawić pytanie, czy, i w jakim stopniu, obliczony współczynnik filtracji k zmienia się w zależności od stopnia pompowania. W pracy Motyki & Wilka (1976) wykazano, że podczas pompowań prowadzonych w węglanowych skałach triasowych przy stopniowym zwiększaniu depresji obliczona wartość współczynnika maleje. Jednak w miarę dalszego zwiększania depresji wartości k się stabilizują. Następowo to przy depresjach powyżej 2–3 m dla skał bardziej przepuszczalnych (k rzędu 10^{-4} – 10^{-3} m/s), zaś w skałach słabiej przepuszczalnych (k rzędu 10^{-6} – 10^{-5} m/s) przy depresjach około 7–12 m. Te pozorne zmiany współczynnika filtracji Motyka & Wilk (1976) przypisali stopniowemu przechodzeniu od ruchu laminarnego przez mieszany do turbulentnego podczas zwiększania wydatków i depresji przy kolejnych poziomach dynamicznych pompowań. Zwiększające się opory hydrauliczne ruchu powodują stopniowe zaniżanie wartości współczynnika filtracji uzyskiwanych z obliczeń.

Aby sprawdzić, czy wyżej opisane zjawisko zachodziło podczas reinterpretowanych przeze mnie próbnym pompowań, porównałem wartości współczynnika filtracji obliczone ze wzoru Girińskiego–Babuszki (8) dla najwyższego i najniższego stopnia próbnego pompowania. Ponieważ k charakteryzuje się bardzo dużą zmiennością obejmującą szereg rzędów wielkości (rozkład log-normalny), istotne było tak naprawdę, czy k maleje, czy rośnie między najniższym i najwyższym stopniem próbnego pompowania oraz czy są to zmiany znaczące, np. o rząd wielkości i więcej. W związku z tym uznałem, że dla oceny zmian wartości k wystarczy obliczyć różnicę logarytmów: logarytmu k [m/s] obliczonego z maksymalnego (najwyższego) stopnia pompowania (k_{\max}) oraz logarytmu k [m/s] z minimalnego (najniższego) stopnia (k_{\min})

$$J = \log k_{\max} - \log k_{\min} \quad (12)$$

Wartości wskaźnika J obliczone zostały dla 204 studni. Były to wszystkie otwory (w bazie danych) pompowane na więcej niż jednym poziomie hydrodynamicznym i dla których możliwe było obliczenie współczynnika filtracji ze wzoru Girińskiego–Babuszki (znane wymiary studni). Obliczone wartości wskaźnika J zawierają się w przedziale od -0.675 do 1.195 . Średnia wynosi -0.06 , a odchylenie standardowe 0.19 . Zatem nie we wszystkich pompowaniach w miarę wzrostu wydajności i depresji zanotowano spadek wartości k (który ujawniają ujemne wartości J). W 152 studniach zanotowano obniżenie k przy wyższych stopniach pompowania, ale w 52 – jej podwyższenie (Fig. 20).

Zmniejszenie się wartości współczynnika filtracji k w miarę wzrostu wydajności/depresji jest zgodne z teorią oraz z obserwacjami Motyki & Wilka (1976). Wykazane zostało w zdecydowanej większości analizowanych studni. Różnice są jednak bardzo małe i nigdy nie osiągają jednego rzędu wielkości (minimalna wartość J wynosi -0.675). Zdecydowana większość wartości J zawiera się w przedziale od -0.2 do 0 (126 studni). Porównując ten wynik z danymi opublikowanymi w pracy Motyki & Wilka (1976), należy jednak zwrócić uwagę na generalnie wyższe wytworzone depresje (Fig. 19) niż przytaczane w cytowanej pracy. W przypadku większości analizowanych tutaj studni depresje wytworzone przy wszystkich stopniach dynamicznych zawierają się w przedziale, dla którego cytowani Autorzy wykazali już prawie stałe wartości k , co tłumaczyli ustaleniem się burzliwego reżimu przepływów.



Rys. 20. Histogram różnic logarytmów współczynników filtracji uzyskanych z najwyższego (k_{\max}) i najniższego (k_{\min}) stopnia próbnych pompowań poszczególnych studni

Fig. 20. Histogram of the differences of the logarithms of hydraulic conductivity obtained from the highest (k_{\max}) and lowest (k_{\min}) stages of the pumping of each particular well

Inaczej wygląda problem wzrostu wartości k podczas kolejnych, coraz wyższych stopni pompowania. Zjawisko to występuje stosunkowo często w analizowanej populacji studni (52 na 204 studnie). W 20 przypadkach J jest większe od 0.10, zaś dla 10 studni – większe od 0.20. Maksymalna wartość tego wskaźnika wynosi 1.195, co wskazuje na wzrost wartości k o ponad jeden rząd wielkości (między najniższym a najwyższym stopniem pompowania). Czym można to tłumaczyć? Nasuwa się pytanie, czy zjawisko to nie zależy od wielkości zmiany depresji pomiędzy stopniami pompowania danej studni. Dla wszystkich studni pompowanych na więcej niż jednym poziomie hydrodynamicznym (204 studnie) obliczyłem umowny wskaźnik B , pokazujący wielkość wzrostu depresji (między najniższym i najwyższym stopniem) w stosunku do depresji przy najniższym stopniu pompowania

$$B = (s_{\max} - s_{\min})/s_{\min} \quad (13)$$

gdzie:

s_{\max} – depresja z najwyższego stopnia pompowania [m],

s_{\min} – depresja z najniższego stopnia [m].

Korelację wskaźników J oraz B pokazano na figurze 21. Dają się zauważyć dwie struktury linijne, oznaczone „a” oraz „b”. Struktura „a” pokazuje korelację stopniowo malejącego wskaźnika J dla większych wartości względnego wzrostu depresji B .

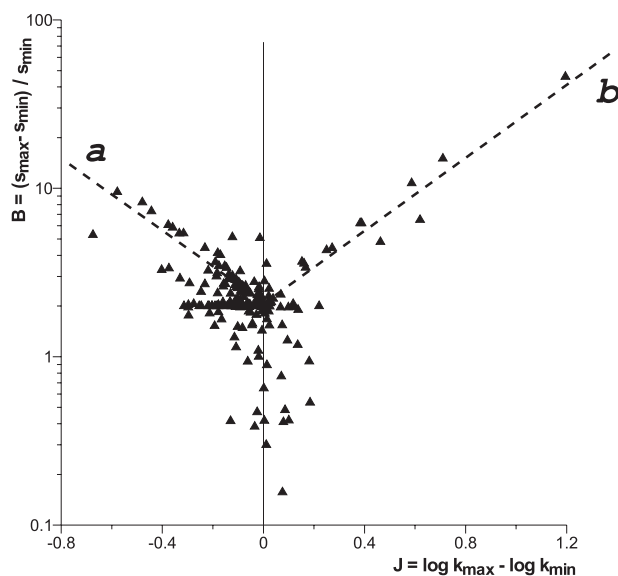


Fig. 21. Korelacja różnic logarytmów współczynników filtracji uzyskanych z najwyższego (k_{\max}) i najniższego (k_{\min}) stopnia próbnych pompowań (J) ze względnym przyrostem depresji (B). Omówienie w tekście

Fig. 21. Correlation diagram of the differences of the logarithms of hydraulic conductivity obtained from the highest (k_{\max}) and lowest (k_{\min}) stages of the pumping (J) and the relative increase of the drawdown (B). Described in the main text

Obrazuje to opisany powyżej proces wzrostu oporów ruchu (i pozornego spadku wartości k) przy większych depresjach – okazuje się, że często zachodzi on tym silniej, im większy był względny wzrost depresji. Jest to zgodne z intuicją, a także, jak powiedziano powyżej, z teorią oraz innymi doniesieniami naukowymi. Natomiast wystąpienie linii „b” wskazuje na zachodzenie innego procesu (bądź procesów), który powoduje pozorny wzrost wartości k przy większych różnicach depresji. Przyczyn można upatrywać w osiągnięciu przez lej depresji warstw (bądź stref) o lepszych parametrach – w miarę podnoszenia wydajności pompowania. Być może dochodzi także w niektórych przypadkach do ruchów luźnych osadów w szczelinach i kawernach – sufozji pod wpływem większych prędkości rzeczywistych przepływu – i ich stopniowego usuwania, co można byłoby nazwać przetykaniem czy przemywaniem. Ciekawy jest także fakt, że w niemal wszystkich studniach tworzących linię „b” stwierdzono wcześniej przepływ „nadturbulentny”.

Charakterystyczne jest, że zarówno linie „a” jak i „b” formują się dopiero powyżej pewnej wartości względnego wzrostu depresji B (konkretnie około 2.0). Poniżej tej wartości J i B nie korelują ze sobą w czytelny sposób. Oznacza to, że opisane tu zjawiska dotyczą przede wszystkim sytuacji, gdy różnica między depresją najmniejszą i największą była co najmniej trzykrotna.

Podsumowując można stwierdzić, że w ok. 75% przypadków zanotowano niewielki spadek wartości współczynnika filtracji k w miarę podnoszenia wydajności i depresji przy kolejnych stopniach próbnych pompowań. Jednak niezmiernie małe wartości tych spadków

(dominują wartości J od 0.0 do 0.2) świadczą o stałości reżimu przepływu przy wszystkich stopniach pompowania. Tym samym potwierdzają poprzednie wnioski o zdecydowanej dominacji ruchu laminarnego (i quasi-laminarnego) w całym zbiorze wyników, pomimo dosyć wysokich wartości wytworzonych depresji. Odnotować należy także, że w około 25% przypadków nie doszło do zmniejszenia, ale do wzrostu wartości k . Wzrost ten jest także niewielki, w zaledwie jednym przypadku przekracza jeden rząd wielkości.

Wpływ charakteru ruchu wód na rozkłady parametrów filtracyjnych

Określenie reżimu ruchu wód dopływających do poszczególnych studni rzuciło nowe światło na problem niejednorodności rozkładów parametrów filtracyjnych, wykazanych w poprzednio opublikowanej pracy (Rzonca & Prażak 2002). Na probabilistycznych wykresach parametrów filtracyjnych (reprezentowanych przez indeks Y – wg Krasnego 1993) dają się zauważyć pewne niejednorodności. Pokazano to na przykładzie wyników pompowań studni ze środkowej i zachodniej części synkliny gałęzickiej (Fig. 22).

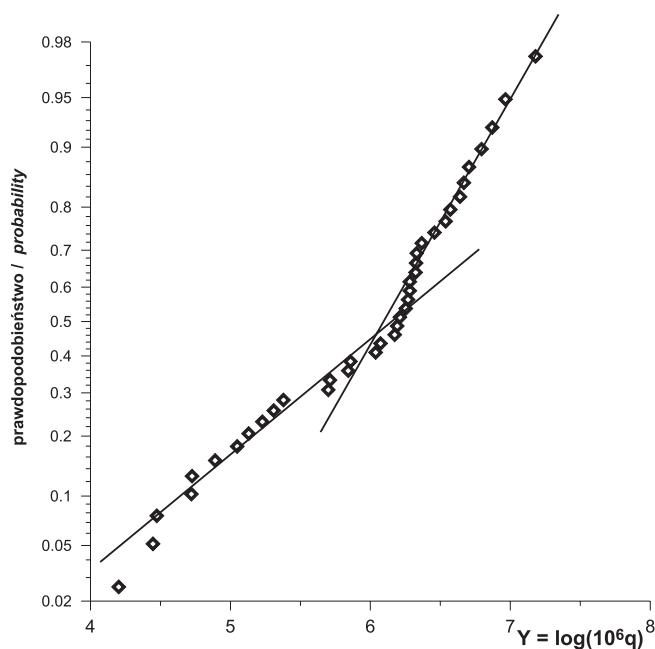


Fig. 22. Rozkład indeksu Y dla studni w zachodniej i środkowej części synkliny gałęzickiej (wg Rzoncy & Prażaka 2002). Obliczenie na podstawie wyników najwyższego stopnia próbnych pompowań

Fig. 22. Distribution of the index Y for the wells in Western and Middle part of Gałęzicka syncline (after Rzonca & Prażak 2002). Values were calculated for the highest stage of the pumping of each particular well

Wyniki te tworzą na wykresie dwie subpopulacje o wyraźnie odmiennych parametrach rozkładu. Przeprowadzona w pracy Rzoncy & Prażaka (2002) próba identyfikacji populacji składowych sprowadzona została właściwie do analizy przestrzennego ich rozmieszczenia.

Pokazano, że studnie z obu subpopulacji są rozmieszczone chaotycznie, nie tworząc żadnych dających się wyróżnić stref (np. „lepszych” i „gorszych”). Wobec braku dokładnych map z wiarygodnie zaznaczonymi strefami dyslokacji tektonicznych czy tzw. fotolinamentami, niemożliwa była głębsza analiza. Wyszło jedynie konkluzję, że najprawdopodobniej studnie te różnią się warunkami geologicznymi: na przykład niektóre z nich są zafiltrowane w wysoko wydajnych szczelinach bądź kawernach (Rzonca & Prażak 2002).

Problem ten wygląda nieco inaczej, jeśli spojrzeć na niego od strony analizy rodzaju dopływu wód. Przedstawione powyżej rozważania umożliwiły zidentyfikowanie rodzaju ruchu wody na dopływie do poszczególnych studni w obrębie badanej populacji. Okazało się, że rozkłady parametrów filtracyjnych (reprezentowanych przez indeks Y) różnią się od siebie w znaczący sposób, jeśli sporządzać je osobno dla grup studni reprezentujących ten sam rodzaj przepływu (Fig. 23). Wykorzystano klasyfikację przytoczoną w tabeli 9 dla warunków naporowych. Rozkłady Y charakteryzującego studnie z ruchem laminarnym, mieszanym oraz nadturbulentnym są jednorodne, o podobnej zmienności (widocznej jako nachylenie wykresów), jednak różnią się przedziałami wielkości Y .

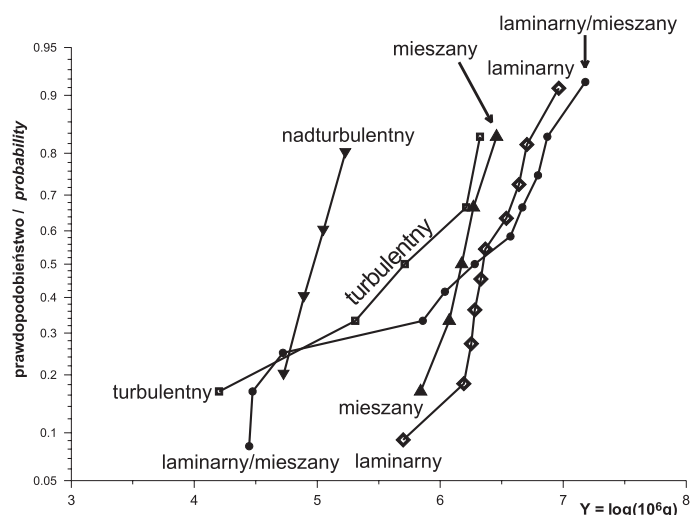


Fig. 23. Rozkłady indeksu Y dla studni z figury 22 – wydzielone populacje studni, dla których stwierdzono różne rodzaje ruchu wód

Fig. 23. Distribution of the index Y for the wells from Figure 22. The populations of wells with different type of water movement were separated

Bardziej chaotyczny charakter ma wykres Y dla studni ze stwierdzonym ruchem turbulentnym, zaś najbardziej nieregularny – studnie z ruchem sklasyfikowanym jako „laminarny/mieszany”. Można zatem przypuszczać, że obserwowane niejednorodności na zbiorczym wykresie (Fig. 22) pochodzą właśnie z analizowania łącznie studni o różnych typach reżimu dopływu wody. Należy przy tym pamiętać, że badany poprzednio (Rzonca & Prażak 2002) niejednorodny rozkład (Fig. 22) był uzyskany dla parametrów wyliczonych – zgodnie z kanonem (Witczak *et al.* 1999) – na podstawie najwyższych stopni próbnych pompowań.

Ograniczenie wpływu różnic reżimu przepływu na rozkłady parametrów filtracyjnych mogłoby polegać na przykład na wykorzystywaniu wartości indeksu Y obliczanych nie na podstawie wyników najwyższego, ale **najniższego stopnia** próbnego pompowania. W wielu studniach mamy bowiem do czynienia z ruchem laminarnym, gdy są one pompowane z mniejszymi wydajnościami. Przy większych wydajnościach i depresjach ruch ten przechodzi w mieszany i turbulentny (Turek 1973). Analiza zmian współczynnika filtracji nie wykazała wprawdzie takich gwałtownych zmian w charakterze ruchu między najniższą i najwyższą wydajnością badanych wyników pompowań, lecz wolno przypuszczać, że wykorzystanie do **regionalnych statystyk** wyników obliczeń z najniższych stopni hydrodynamicznych mogłoby znacznie ujednoczyć rozkłady parametrów. Uzyskiwane wielkości byłyby wtedy mniej obciążone oporami ruchu burzliwego, które – chociaż jest to niejednoznaczne, zwłaszcza w ośrodku szczelinowo-krasowym – są bardziej kojarzone z technicznymi warunkami zabudowy studni niż z naturalnym przepływem w warstwie wodonosnej (Driscoll 1986).

Okazuje się, że liczone z najniższego stopnia pompowań wartości Y mają, na wykresie obejmującym wszystkie studnie ze środkowej i zachodniej części synkliny gałęzickiej (Fig. 24), zdecydowanie jednorodny rozkład. Wyjątkiem jest kilka studni o bardzo niskich wartościach Y – tutaj rozkład jest dość chaotyczny. Wartości średnie i zmienność charakteryzujące całą populację nie uległy znaczącej zmianie w porównaniu z wartościami pochodzącymi z najwyższych stopni pompowań (por. Fig. 22). Zatem wyeliminowanie bądź zmniejszenie wpływu turbulencji na otrzymywane z interpretacji próbnego pompowań parametry filtracyjne, poprzez wykorzystanie danych z najniższych ich stopni, zaowocowało uzyskaniem jednorodnego wykresu, którego nie udało się osiągnąć poprzednio.

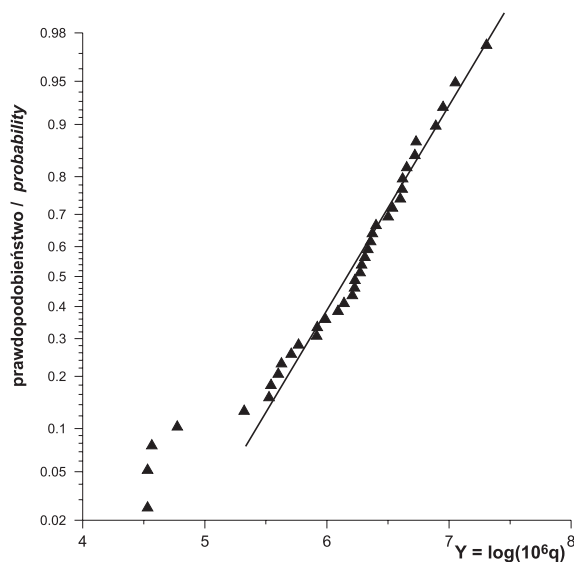


Fig. 24. Rozkład indeksu Y dla studni z figur 22 i 23. Obliczenie na podstawie wyników najniższego stopnia próbnego pompowań

Fig. 24. Distribution of the index Y for the wells from Figures 22 and 23. Values were calculated for the lowest stage of the pumping of each particular well

Wnioski praktyczne wynikające z analizy rodzaju ruchu

1. Wykazano, że w przeważającej liczbie studni (ok. 75%) podczas rozpatrywanych próbnych pompowań (nawet przy pompowaniu z najwyższym wydatkiem) wystąpił laminarny (lub zbliżony) ruch wód, który podlega prawu Darcy'ego.
2. Zastosowano klasyfikację rodzajów ruchu wody z szeregiem wprowadzonych podstopni. Nie po to jednak, aby niepotrzebnie komplikować rzeczy proste. Oczywiście generalnie nie budzi wątpliwości, że wyróżniamy rodzaje ruchu: laminarny i turbulentny oraz dodatkowo mieszany – zadane konkretnymi wartościami m w równaniu Smrekera–Missbacha (kolejno 1, 2 i 3/2). Zastosowana tu rozszerzona klasyfikacja miała za zadanie uwzględnić wszystkie występujące w praktyce sytuacje (warunki logiczne) wynikające z przyrównywania do wartości 1 wyliczanych dla poszczególnych studni stosunków a , a_1 i a_2 (oraz dodatkowo a_3). Wynikało to z konsekwentnego zastosowania znanej metody określania rodzaju ruchu wód (Macioszczyk 1971, Turek 1973, Pazdro & Kozerski 1990). Wprowadzone zostało także precyzyjne kryterium, że wielkości a (oraz a_1 , a_2 i utworzone a_3) są uważane za „bliskie jedności”, jeśli mieszczą się w przedziale od 0.95 do 1.05.
3. Sprawdzono, że użyta metoda klasyfikacji ruchu dała dla badanego zbioru bardzo zbliżone wyniki, niezależnie od założenia naporowego bądź swobodnego charakteru zwierciadła wód podziemnych, a w przypadku tego ostatniego także niezależnie od deklarowanej miąższości strefy saturacji.
4. Pokazano, że obliczone dla najwyższego i najniższego stopnia próbnego pompowania wartości współczynnika filtracji różnią się nieznacznie. Różnica logarytmów k ma rozkład w znacznym stopniu przypadkowy, ze średnią bardzo bliską zera, i osiąga bardzo niewielkie wartości. Przy wzroście depresji między najniższym a najwyższym stopniem pompowania nieprzekraczającym trzykrotnego, przyrost k (wyrażony różnicą logarytmów J) nie koreluje ze wzrostem depresji. W wypadku bardzo dużych wzrostów depresji, przekraczających trzykrotny, daje się wyodrębnić nieliczne studnie, gdzie wartość k pozornie malała (wzrost oporów, gdy ruch przechodził w turbulentny) albo rosła (inne procesy) w znaczniejszy sposób, skorelowany ze wzrostem depresji. Powyższe oznacza, że współczynniki filtracji obliczone zarówno z pierwszego, jak i ostatniego stopnia próbnego pompowania są do siebie bardzo zbliżone w przypadku niemal wszystkich studni. Możliwe jest więc korzystanie z danych z dowolnego stopnia pompowania. Pośrednio potwierdza to także poprzedni wniosek o dominacji przepływów laminarnych w badanej populacji pompowań.
5. W zbiorze przeważają studnie, w których występuje laminarny (oraz zbliżony) ruch wody, co wykazały przeprowadzone analizy. Jednak, przy porównywaniu wyników wyższych i niższych stopni pompowania okazało się, że w ok. 25% studni przy najwyższym stopniu hydrodynamicznym wystąpił przepływ nieliniowy. Przykład studni w synklinie gałęzickiej pokazał, że dane z najniższego stopnia pompowania dają wyniki o znacznie większej jednorodności rozkładu, przy niewielkich zarazem zmianach cech opisowych całego rozkładu (np. wartości średnich). Na wysokość parametrów obliczonych z pompowań w studniach o laminarnym dopływie nie wpływa fakt, czy interpretujemy stopień najwyższy, czy najniższy. Natomiast w pozostałych studniach przyjęcie zasady interpretowania stopnia najniższego eliminuje (całkowicie lub częściowo) wpływ nieliniowych oporów.

Dla opracowań regionalnych, zmierzających do ustalenia rzeczywistych cech ośrodka skalnego, wydaje się najkorzystniejsze przyjęcie do obliczeń i interpretacji rezultatów najniższego stopnia próbnego pompowania. Pożądane jest tu wyeliminowanie wpływu technicznej formy konstrukcji otworów na parametry filtracyjne, który ujawnia się zwłaszcza podczas wytwarzania większych depresji. Wysokości depresji najniższych stopni pompowań są oczywiście zdecydowanie mniejsze. W badanej populacji studni (218) w 127 nie przekraczają one 5 metrów (Fig. 25).

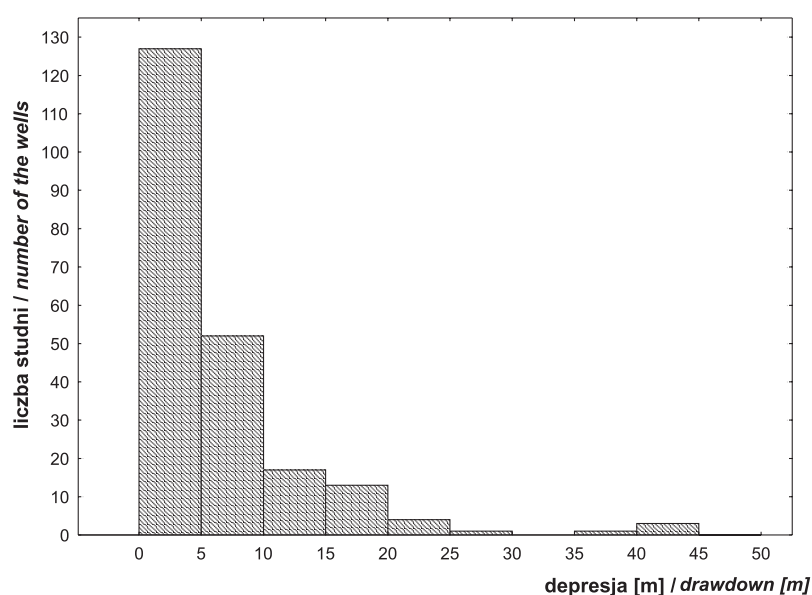


Fig. 25. Histogram depresji wytworzonych podczas najniższych stopni próbnych pompowań poszczególnych studni

Fig. 25. Water drawdown histogram – for the lowest stage of the pumping of each particular well

W oparciu o powyższe analizy przyjęto zasadę, że w niniejszym opracowaniu wyniki próbnego pompowań w ustalonych warunkach hydrodynamicznych będą interpretowane na o rezultaty najniższych stopni próbnego pompowań.

Parametry hydrauliczne skał w regionie – omówienie wyników obliczeń

Po przeprowadzeniu rozważań na temat występowania ruchu turbulentnego wód dopływających do badanych studni uznano, że w przypadku zdecydowanej większości z nich, ruch jest laminarny (lub zbliżony). Dalsze rozważania przeprowadzono więc, opierając się na tym założeniu. Jednak, aby dodatkowo wyeliminować możliwy wpływ oporów ruchu turbulentnego i mieszanego na wyniki badań, parametry filtracyjne skał wyznaczono na podstawie najniższego stopnia wszystkich próbnego pompowań.

Rozkłady współczynnika filtracji k (Fig. 26) oraz parametrów filtracyjnych pochodzących z interpretacji metodą Krasnego (Fig. 27) są bardzo jednorodne na wykresach kumulacyjnych z zastosowaniem skali probabilistycznej. Oznacza to, że wszystkie uzyskane parametry mają rozkłady bardzo zbliżone do logarytmiczno-normalnego (Y , jako indeks logarytmiczny, do rozkładu normalnego). Wśród wartości Y (wzór (10)) najliczniej obsadzona jest klasa od 6.0 do 6.5, której liczebność przekracza 25% całego zbioru. Wykorzystane zostały dane pochodzące z najniższego stopnia próbnych pompowań, co bardzo poprawiło jednorodność rozkładów. Jednak pomimo to, na wykresie wyników pochodzącym z metody Krasnego (Fig. 27) widać niejednorodności w obszarze kilku najmniej i najbardziej wydajnych studni. Są one zwłaszcza widoczne w przypadku studni o bardzo niskich parametrach wydajnościowych.

Ostateczną weryfikację dopasowania wyników do rozkładów teoretycznych stanowią testy statystyczne. Wszystkie przeprowadzone testy: Shapiro–Wilka (S-W), Kołmogorowa–Smirnowa (K-S) oraz K-S z poprawką Lillieforsa jednoznacznie wykazały rozkład normalny wartości indeksu Y . Natomiast w przypadku wartości współczynnika filtracji k rozkład logarytmiczno-normalny (testowano wartości logarytmów k na rozkład normalny) wykazał jedynie test S-W. Testy K-S oraz K-S z poprawką Lillieforsa wykazały, że hipotezę zerową o log-normalności rozkładu k należy odrzucić (na poziomie istotności $p < 0.01$). Zatem k ma rozkład log-normalny jedynie w świetle testu S-W, natomiast innych – zdecydowanie nie.

Statystycznie ujęte różnice w wielkości i zmienności parametrów filtracyjnych pomiędzy strukturami pokazują wykonane w konwencji Krasnego (1993) wykresy probabilistyczne (Fig. 28). Choć warunki hydrogeologiczne w poszczególnych strukturach wyraźnie się różnią, pomiędzy rozkładami poszczególnych populacji nie są to bardzo duże różnice. Przede wszystkim jednak wszystkie struktury charakteryzują się dużym i bardzo dużym stopniem zmienności parametrów. Zmienność tę wyraża małe nachylenie linii prostych aproksymujących poszczególne rozkłady, jak również wysokie wartości odchylenia standardowego Y (Tab. 10). Różny jest stopień jednorodności rozkładów (Fig. 28). Bardziej „gładkie” (jednorodne) są rozkłady populacji liczniejszych, co jest zgodne z podstawowymi prawidłami statystyki.

Parametry warstw wodonośnych zostały zbadane dla zbiorczej populacji studni, populacji reprezentujących poszczególne struktury oraz – w niektórych przypadkach – ich części (Tab. 10). Na części podzielono synklinę gałęzicką oraz synklinorium kielecko-łagowskie. W ramach synklinorium znalazły się synkliny kielecka i miedzianogórska, których granice są oczywiste. Część synklinorium na wschód od punktu połączenia synklin kieleckiej i miedzianogórskiej została jeszcze umownie podzielona na trzy rejony (części): część środkową synklinorium, rejon Łagowa i część wschodnią (Fig. 29).

Ten podział umożliwił podanie charakterystyk statystycznych populacji studni opisujących wyróżnione rejony (Tab. 10). Do opisu cech ośrodka wykorzystano indeks logarytmiczny Y obliczony na podstawie wydajności jednostkowej studni (metoda Krasnego w modyfikacji Staški) oraz współczynnik filtracji obliczony ze wzoru Girińskiego–Babuszki (wzór (8)).

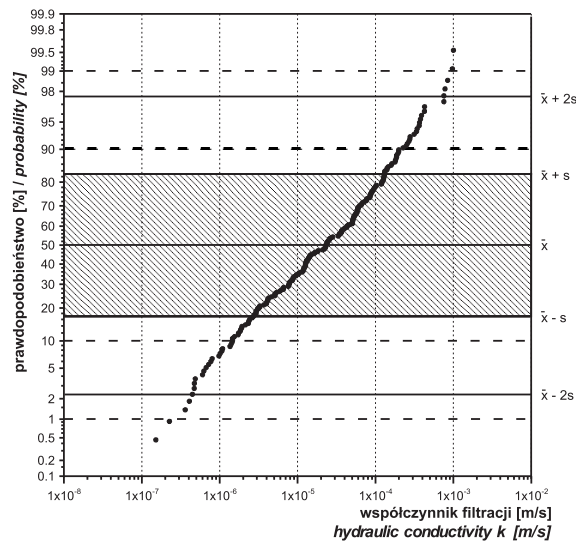


Fig. 26. Rozkład wartości współczynnika filtracji dla wszystkich badanych studni. Obliczenie na podstawie wyników najniższego stopnia próbných pompowań

Fig. 26. Distribution of the hydraulic conductivity for all investigated wells. Values were calculated for the lowest stage of the pumping of each particular well

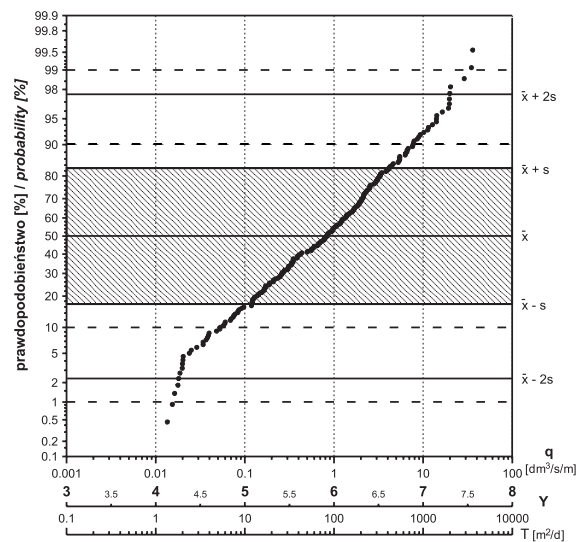


Fig. 27. Rozkład wartości wydajności jednostkowej studni (q), indeksu logarytmicznego (Y) oraz przewodności warstwy wodonośnej (T) dla wszystkich badanych studni. Obliczenie na podstawie wyników najniższego stopnia próbných pompowań

Fig. 27. Distribution of the well specific yield (q), index Y and the transmissivity (T) for all investigated wells. Values were calculated for the lowest stage of the pumping of each particular well

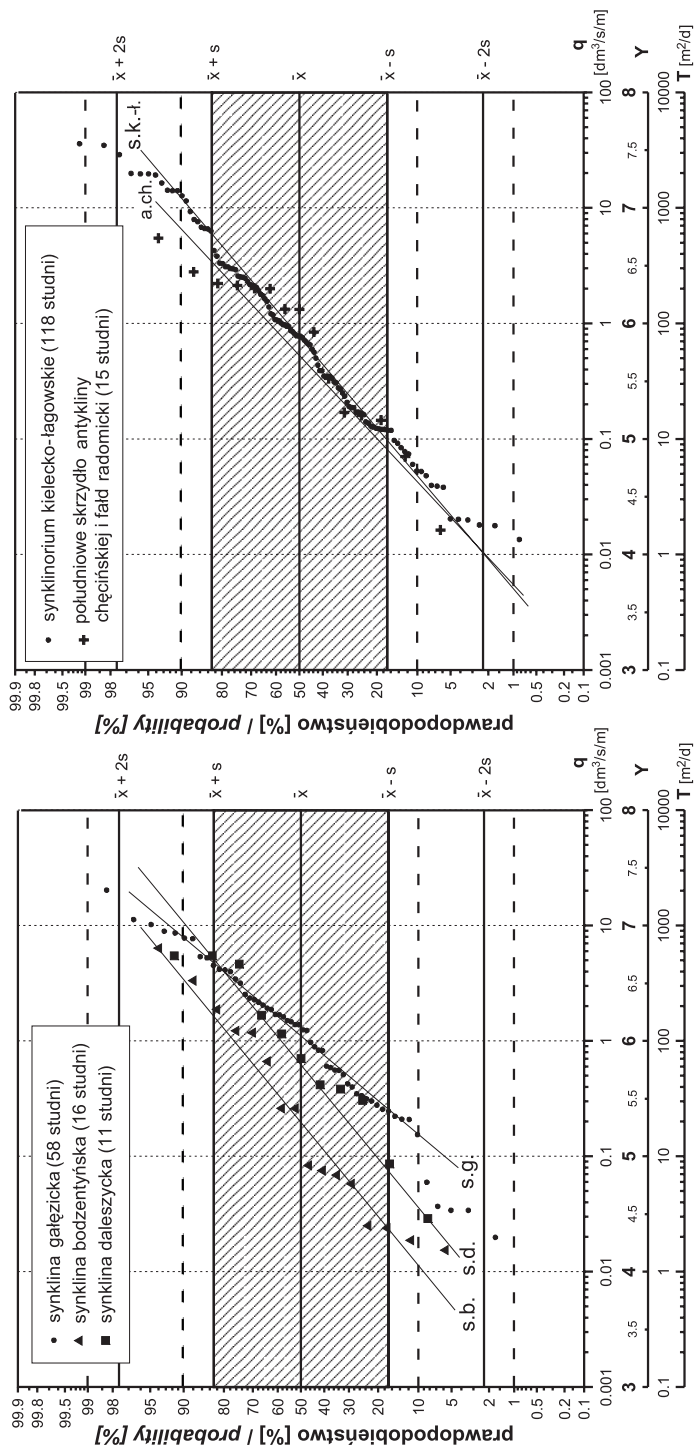


Fig. 28. Rozkłady parametrów filtracyjnych charakteryzujące studnie należące do poszczególnych struktur tektonicznych

Fig. 28. The distributions of the hydraulic parameters characterizing the wells lying within particular tectonic structures



Fig. 29. Przestrzenne rozmieszczenie badanych studni z wprowadzoną kategorią parametrów hydrogeologicznych, reprezentowanych przez klasy indeksu Y (wg Rzoncy & Prażaka 2002, zmienne). Objasnienia: 1 – skąły węglanowe środkowego i górnego dewonu, 2 – skąły starszego podłoża (dewon dolny-prekambr), 3 – utwory młodsze (trzejorząd-karbon), 4 – granice umownych części synklinorium kielecko-łagowskiego oraz synkliny gałęzickiej – zgodne z tabelą 10

Fig. 29. The spatial distribution of the wells hydraulic parameters magnitude, represented by classes of the index Y (after Rzonca & Prażak 2002, modified). Explanations: 1 – Upper and Middle Devonian carbonate rocks, 2 – older formations (Lower Devonian-Precambrian), 3 – younger formations (Tertiary-Carboniferous), 4 – boundaries of the parts of tectonic structures, according Table 10

Tabela (Table) 10

Parametry statystyczne rozkładów współczynnika filtracji (k) oraz indeksu wydajności jednostkowych studni $Y = \log(10^6 q)$.
Wielkości obliczono na podstawie wyników najmniejszego stopnia próbnego pompowania
Statistical parameters of distribution of the values of hydraulic conductivity and index of well specific yield $Y = \log(10^6 q)$. Values were calculated for the lowest stage of the pumping of each particular well

Struktura hydrogeologiczna	Liczba studni	Indeks logarytmiczny Y wydajności jednostkowej studni				Współczynnik filtracji k				
		Y_{\max}	Y_{\min}	średnia	odch. stand. Y	k_{\max} [m/s]	k_{\min} [m/s]	$k_{sr,geom.}$ [m/s]		odch. stand. $\log k$
								k_{\max}	k_{\min}	
synklina bodzentyńska	16	6.80	4.19	5.31	0.86	$2.8 \cdot 10^{-4}$	$2.3 \cdot 10^{-7}$	$5.7 \cdot 10^{-6}$	0.84	
	118	7.56	4.13	5.86	0.83	$1.0 \cdot 10^{-3}$	$1.5 \cdot 10^{-7}$	$2.0 \cdot 10^{-5}$	0.83	
synklinorium kielecko-łagowskie	synklina miedzianogórska	15	6.52	4.31	5.71	$1.8 \cdot 10^{-4}$	$4.8 \cdot 10^{-7}$	$1.6 \cdot 10^{-5}$	0.75	
	synklina kielecka	60	7.56	4.13	6.02	$1.0 \cdot 10^{-3}$	$3.6 \cdot 10^{-7}$	$2.6 \cdot 10^{-5}$	0.89	
	część środkowa synklinorium	13	6.82	4.31	5.38	$2.8 \cdot 10^{-4}$	$7.2 \cdot 10^{-7}$	$7.7 \cdot 10^{-6}$	0.64	
	rejon Łagowa	14	6.97	4.30	5.83	$3.1 \cdot 10^{-4}$	$1.5 \cdot 10^{-7}$	$2.0 \cdot 10^{-5}$	0.79	
synklina daleszycka	część wschodnia (rejon Iwanisk i Włostowa)	16	6.63	4.25	5.79	$1.2 \cdot 10^{-4}$	$6.0 \cdot 10^{-7}$	$1.9 \cdot 10^{-5}$	0.80	
	cała synklina	11	6.74	4.46	5.85	$8.4 \cdot 10^{-4}$	$6.7 \cdot 10^{-7}$	$4.5 \cdot 10^{-5}$	0.80	
synklina gątecko-bolechowicko-borkowska	cała synklina	58	7.31	4.30	6.00	$9.7 \cdot 10^{-4}$	$4.7 \cdot 10^{-7}$	$2.6 \cdot 10^{-5}$	0.80	
	część środkowa i zachodnia rejon Sukowa-Marzysza (część wschodnia)	39	7.31	4.53	6.08	$9.7 \cdot 10^{-4}$	$4.7 \cdot 10^{-7}$	$2.7 \cdot 10^{-5}$	0.85	
południowe skrzydło antykliny checińskiej i antyklina radomska	rejon Sukowa-Marzysza (część wschodnia)	19	7.01	4.30	5.82	$1.9 \cdot 10^{-4}$	$1.1 \cdot 10^{-6}$	$2.5 \cdot 10^{-5}$	0.71	
	cała antyklina	15	6.74	4.21	5.79	$1.5 \cdot 10^{-4}$	$4.5 \cdot 10^{-7}$	$1.7 \cdot 10^{-5}$	0.77	
wszystkie otwory	218	7.56	4.13	5.85	0.80	$1.0 \cdot 10^{-3}$	$1.5 \cdot 10^{-7}$	$2.0 \cdot 10^{-5}$	0.83	

Cała populacja badanych studni charakteryzuje się indeksem Y w zakresie od 4.13 do 7.56 (średnia 5.85, zaś odchylenie standardowe średniej 0.80) oraz współczynnikiem filtracji od $1.5 \cdot 10^{-7}$ do $1.0 \cdot 10^{-3}$ m/s (średnia geometryczna $2.0 \cdot 10^{-5}$). Oznacza to bardzo dużą zmienność warunków, co jest zrozumiałe, jeśli uwzględnić szczelinowo-krasowy charakter skał wodonośnych. Subpopulacje studni reprezentujące poszczególne struktury w niewielkim stopniu odbiegają od tej średniej charakterystyki.

Najlepszymi parametrami filtracyjnymi charakteryzuje się środkowa i zachodnia część synkliny gałęzickiej oraz synklina kielecka (Tab. 10) – średnie Y wynosiły odpowiednio 6.08 i 6.02, a średnie geometryczne współczynniki filtracji – $2.7 \cdot 10^{-5}$ i $2.6 \cdot 10^{-5}$ m/s (odpowiednio). Z kolei najmniej korzystne warunki panują w synklinie bodzentyńskiej ($Y_{sr} = 5.31$, $k_{sr,geom.} = 5.7 \cdot 10^{-6}$ m/s), co widoczne jest także na figurze 28. Synklina ta, jako jedyna spośród rozpatrywanych tutaj, leży w obszarze łysogórskim, wyraźnie różniącym się facjalnie. Odmienność warunków tam panujących potwierdzają testy statystyczne.

Test Kołomogorowa–Smirnowa wykazał istotną różnicę między rozkładami przewodności warstwy T oraz indeksu Y (oba parametry pochodzą z klasyfikacji metodą Krasnego) określającymi warunki w synklinie bodzentyńskiej i (na przykład) w gałęzickiej (przy poziomie istotności $p < 0.025$). Różnicę tę dla Y sprawdzono i potwierdzono także testem parametrycznym t ($p < 0.0015$). Istotnych statystycznie różnic między rozkładami nie daje się natomiast pokazać dla innych subpopulacji, np. charakteryzujących synklinorium kielecko-łagowskie i synklinę gałęzicką.

Przeprowadzane analizy pozwalają określić także stopień zmienności cech hydraulicznych ośrodka w poszczególnych strukturach. Wykorzystać można miary zmienności zamieszczone w tabeli 10: odchylenie standardowe logarytmu współczynnika filtracji oraz odchylenie standardowe indeksu Y . Na tym ostatnim oparto klasyfikację metodą Krasnego w modyfikacji Staški (Tab. 8).

Dla populacji studni reprezentujących poszczególne struktury (Tab. 10) wartość odchylenia standardowego indeksu Y waha się od 0.61 do 0.93. Najniższą zmiennością charakteryzuje się synklina miedzianogórska (odchylenie wynosi 0.61). Z kolei najwyższą zmienność wykazują parametry hydrauliczne w sąsiedniej synklinie kieleckiej (0.93).

Należy zauważyć, że podane tutaj wyniki (opisowe parametry rozkładów – Tab. 10) są bardzo zbliżone do publikowanych wcześniej – uzyskanych z najwyższego stopnia próbnych pompowań (Rzonca & Prażak 2002).

Przestrzenne zróżnicowanie parametrów filtracyjnych skał pokazuje schematyczna mapa rozmieszczenia badanych studni w regionie (Fig. 29). Badane studnie oznaczono na mapie, przypisując im przedziały wartości indeksu Y odpowiadające klasom przewodności wg Krasnego (1993) w modyfikacji Staški (1996 – *vide* Tab. 7). Reprezentowane są klasy przewodności od niskiej (Y od 4.00–4.99) do bardzo wysokiej (7.00–7.99). W zbiorze najczęściej występują studnie z przedziału Y – 6.00–6.99, czyli zaliczające się do klasy wysokiej przewodności. Szczególnie dużo studni należących do bardzo wysokiej klasy przewodności ($Y > 7.00$) znajduje się w synklinie kieleckiej, a zwłaszcza na obszarze ujęcia w Dolinie Białogońskiej. Widoczna duża zmienność warunków hydrogeologicznych najczęściej ma charakter przypadkowy. Jednak dają się także wyróżnić strefy o zdecydo-

wanie wyższych parametrach, jak wspomniane ujęcie w Białogonie oraz część synkliny gałęzickiej (Fig. 29).

Wartości współczynnika filtracji, obliczone wzorem Girińskiego–Babuszki (8), wykazują bardzo wysoki stopień skorelowania z przewodnością warstwy wodonośnej (Fig. 30) obliczoną na podstawie założeń metody Krasnego (1993).

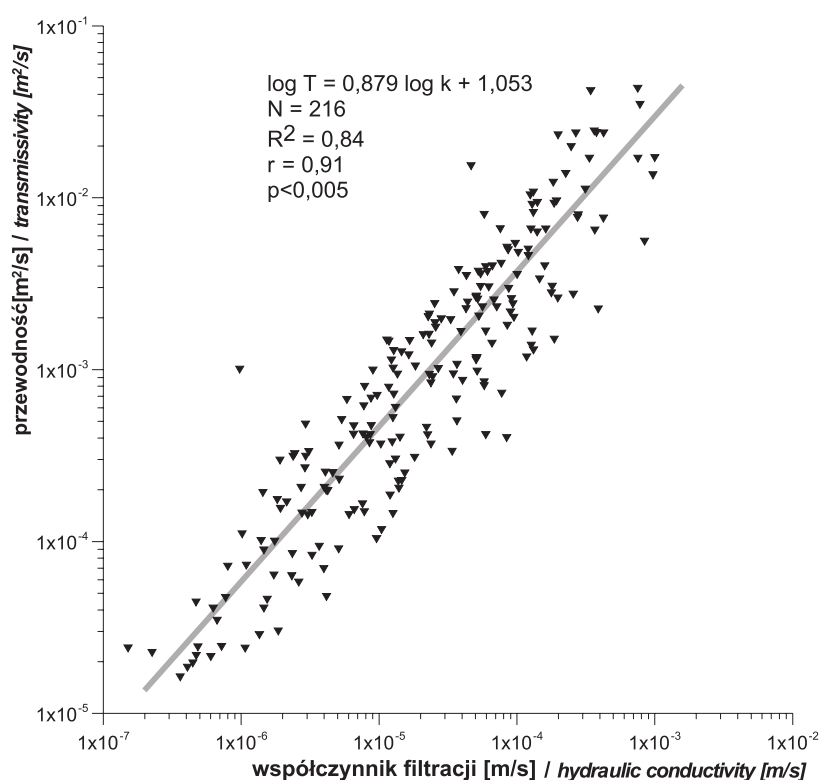


Fig. 30. Korelacja parametrów filtracyjnych pochodzących z reinterpretacji próbnych pompowań różnymi metodami. Współczynnik filtracji obliczono wzorem Girińskiego–Babuszki (8), przewodność warstwy wodonośnej metodą Krasnego (1993) na podstawie wydajności jednostkowej studni. Obliczenie na podstawie wyników najniższego stopnia próbnych pompowań

Fig. 30. Correlation of the hydraulic parameters obtained from the test pumping results interpretation by different methods. Hydraulic conductivity was calculated by Girińskiego–Babuszki formula (8), transmissivity was estimated by Krasny's method (1993) upon the well specific yield. Values were calculated for the lowest stage of the pumping of each particular well

Dla wielkości tych, po przeprowadzonej uprzednio ich standaryzacji (obliczeniu logarytmów), obliczono współczynnik korelacji liniowej Pearsona. Wyniósł on $r = 0,91$ przy poziomie istotności $p < 0,005$ i liczbie par $N = 216$ (Fig. 30).

Próby prześledzenia zmian parametrów filtracyjnych w profilu pionowym badanych skał dają wynik negatywny – korelacja nie jest zauważalna. Poprzednio taki wniosek został już sformułowany (Rzonca & Prażak 2002) na podstawie diagramów korelacyjnych współczynnika filtracji dla danej studni z jej głębokością liczoną od powierzchni terenu, od stropu wodonośnych skał dewońskich (*vide* Fig. 31A) oraz położenia dna studni w stosunku do poziomu morza. Jednak, jak już wspomniano, istnieje problem metodyczny ze skorelowaniem parametrów hydraulicznych z głębokością (Motyka & Wilk 1976).

Długości czynnych części studni są często bardzo duże i wiele studni głębszych ujmują wody nie tylko w strefie głębszej, ale także w płytszej. Natomiast studnie płytsze ujmują wody jedynie w płytszej strefie

Próby rozwiązywania tego problemu nie dały rezultatu, stwierdzono natomiast brak korelacji pomiędzy indeksem Y a odległością połowy długości aktywnej części studni od stropu skał dewońskich (Fig. 31B) – a także jednej trzeciej oraz dwóch trzecich długości filtra.

Podsumowanie analizy próbnych pompowań w warunkach ustalonych

W rozdziale dotyczącym interpretacji wyników próbnych pompowań w ustalonych warunkach hydrodynamicznych przeanalizowano rodzaje ruchu wód dopływających do studni. Wykazano, że pomimo znacznych depresji wytworzonych na najwyższych stopniach dynamicznych pompowań, w ok. 75% badanych studni występował dopływ laminarny lub bardzo zbliżony, zaś w pozostałych – mieszany i turbulentny.

Wykazano, że parametry filtracyjne skał obliczone dla najwyższych i najniższych stopni pompowań niewiele się różnią. Jednak wykorzystanie danych z najniższych stopni, pozwalając znacząco zmniejszyć wpływ oporów ruchu burzliwego, daje wyniki bardziej zbliżone do rzeczywistych panujących w stanie naturalnym. Uzyskane stąd rozkłady parametrów charakteryzują się wyraźnie większą jednorodnością. Z powyższego można wysunąć wniosek praktyczny, że dla opracowania regionalnego, takiego jak to, korzystne będzie wykorzystanie wyników najniższych stopni próbnych pompowań.

Przeprowadzona klasyfikacja parametrów filtracyjnych skał dewońskich wykazała ich dużą zmienność, najczęściej przypadkową. Na większości badanego obszaru przeważają studnie należące do klasy wysokiej przewodności.

Najniższymi średnimi parametrami hydraulicznymi charakteryzuje się synklina bodzentyńska. Przy ocenie środowiska skalnego należy jednak pamiętać, że statystyczne wskaźniki (np. wartości średnie) charakteryzujące populacje uzyskanych parametrów hydraulicznych są z pewnością zawyżone z powodu nieuwzględnienia studni o niskich wydajnościach i otworów bezwodnych. Ponadto wykorzystane dane pochodzą z pompowania studni, które były niewątpliwie odwiercane w strefach perspektywicznych dla lepszego zaspokojenia zapotrzebowania na wodę.

Badania wykazały ścisłą korelację pomiędzy parametrami uzyskanymi dwoma metodami: wzorem Girińskiego–Babuszki i metodą Krasnego.

Nie wykazano istnienia korelacji parametrów hydraulicznych z głębokością ujmowanej studniami warstwy (czyli strefowości pionowej warunków filtracyjnych).

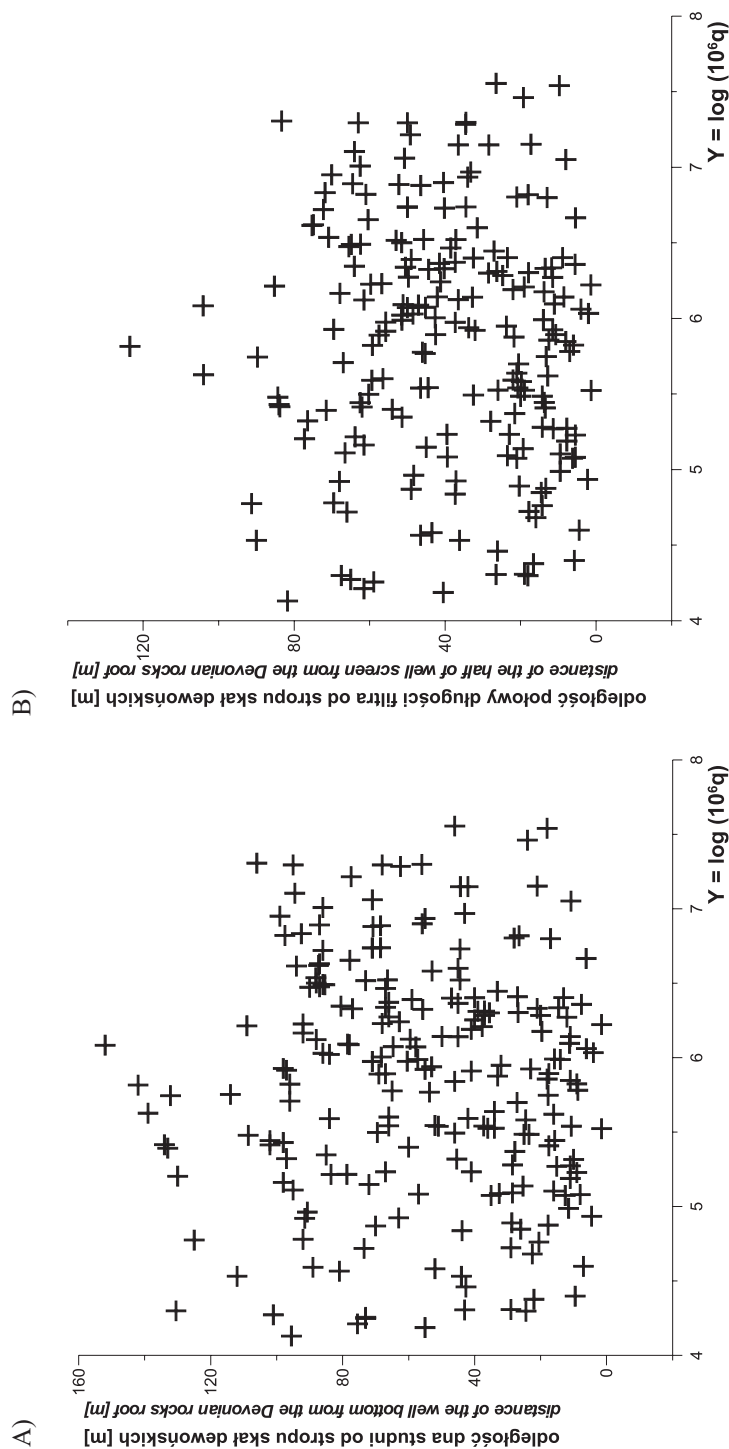


Fig. 31. Próba korelacji parametrów filtracyjnych (reprezentowanych przez indeks Y) z głębokością: A) głębokość dna studni poniżej stropu skał wodonosnych (dewońskiej serii węglanowej); B) odległość środka części czynnej otworu od stropu skał wodonosnych

Fig. 31. Correlation of the hydraulic parameters represented by index Y and the depth of wells: A) depth of wells beneath the top of Devonian carbonate aquifer; B) depth of the centre of the well active part (eg. screen) beneath the top of Devonian carbonate aquifer

PRÓBNE POMPOWANIA W MARZYSZU, W NIEUSTALONYCH WARUNKACH HYDRODYNAMICZNYCH

Wprowadzenie

Przedstawione w poprzednim rozdziale wyniki reinterpretacji próbnych pompowań (wykonanych w ustalonych warunkach hydrodynamicznych) zostały uzyskane ze zbioru danych o zasięgu regionalnym. Wynikowe charakterystyki obejmują wszystkie struktury wodonośne zbudowane z dewońskich skał węglanowych w Górach Świętokrzyskich. Wykazana została bardzo duża zmienność regionalna parametrów hydrogeologicznych, przedstawione ich statystyczne charakterystyki oraz wykazany brak strefowości pionowej w rozkładzie tych parametrów.

Dzięki uprzejmości dr. J. Prażaka z Oddziału Świętokrzyskiego PIG w Kielcach, który udostępnił autorowi archiwalne dokumentacje (rękopisy: Prażak *et al.* 1984, Prażak 1988), pojawiła się również możliwość zinterpretowania próbnych pompowań przeprowadzonych w warunkach filtracji nieustalonej dla niewielkiego poligonu badawczego. Pozwoliło to na zweryfikowanie wyników pompowań w warunkach ustalonych (dla studni w okolicy poligonu), ale także umożliwiło uzyskanie dodatkowych parametrów skał wodonośnych (odsączalność masywu). Wspomnianym poligonem badawczym jest rejon wsi Marzysz, gdzie w latach 1985–1988 wykonano serię próbnych pompowań (w kilku hydrowęzłach) mających na celu udokumentowanie zasobów planowanego w tym rejonie ujęcia wód podziemnych dla Kielc.

Ujęcie wód podziemnych w Marzyszu położone jest (Fig. 32) we wschodniej części synkliny gałęzickiej (gałęzicko-bolechowicko-borkowskiej). Nie jest użytkowane, ale posiada zatwierdzone zasoby eksploatacyjne (w wysokości 626 m³/h) i może być w razie potrzeby wykorzystane do ewentualnego zaopatrzenia Kielc w wodę (Herman 1996a). Poziom wodonośny tworzą tu miększe pokłady dewońskich skał węglanowych – wapieni i dolomitów – wykazujących znaczny stopień spękania i obecność licznych form krasowych, co decyduje o ich wodoprzepuszczalności. Teren ten został wytypowany jako potencjalna lokalizacja komunalnego ujęcia wody po starannych studiach regionalnych warunków hydrogeologicznych, z badaniami modelowymi włącznie (Szczepański *et al.* 1984). We wskazanym rejonie zostało także wykonane zdjęcie geofizyczne (metodą elektrooporową), które wykazało istnienie silnie spękaną i zawodnionej strefy (Prażak *et al.* 1984).

Okolica wsi Marzysz stanowi rodzaj cypla, który od zachodu, północy i wschodu otoczony jest rzekami: Pierzchanką, Belnianką i zawiązującą się w tym rejonie Czarną Nidą. W pobliżu koryt wymienionych rzek w podłożu występują doliny kopalne (Fig. 33) wypełnione różnymi osadami czwartorzędowymi – w większości wodonośnymi, ale i lokalnie izolującymi. Wydaje się, że wody podziemne w dolinach kopalnych mają dobry kontakt hydrauliczny z wodami w podścielających je skałach dewońskich. Otwory studzienne wykonano w rejonie wychodni dewońskich wapieni, które przykryte są jedynie cienką warstwą gleby. W żadnym otworze nie stwierdzono występowania warunków naporowych.

Przebieg próbnych pompowań

Charakterystyka ogólna

Danymi wyjściowymi do obliczeń były wyniki próbnych pompowań, zawarte w *Aneksie nr 2 do Projektu badań hydrogeologicznych do kat. „B” ujęcia wód podziemnych z utworów dewonu środkowego w Marzyszu dla potrzeb aglomeracji Kielc* (Prażak 1988). Surowe (polowe) wyniki próbnych pompowań zostały przez autora niniejszej pracy powtórnie opracowane i zinterpretowane według jednolitej metodyki.

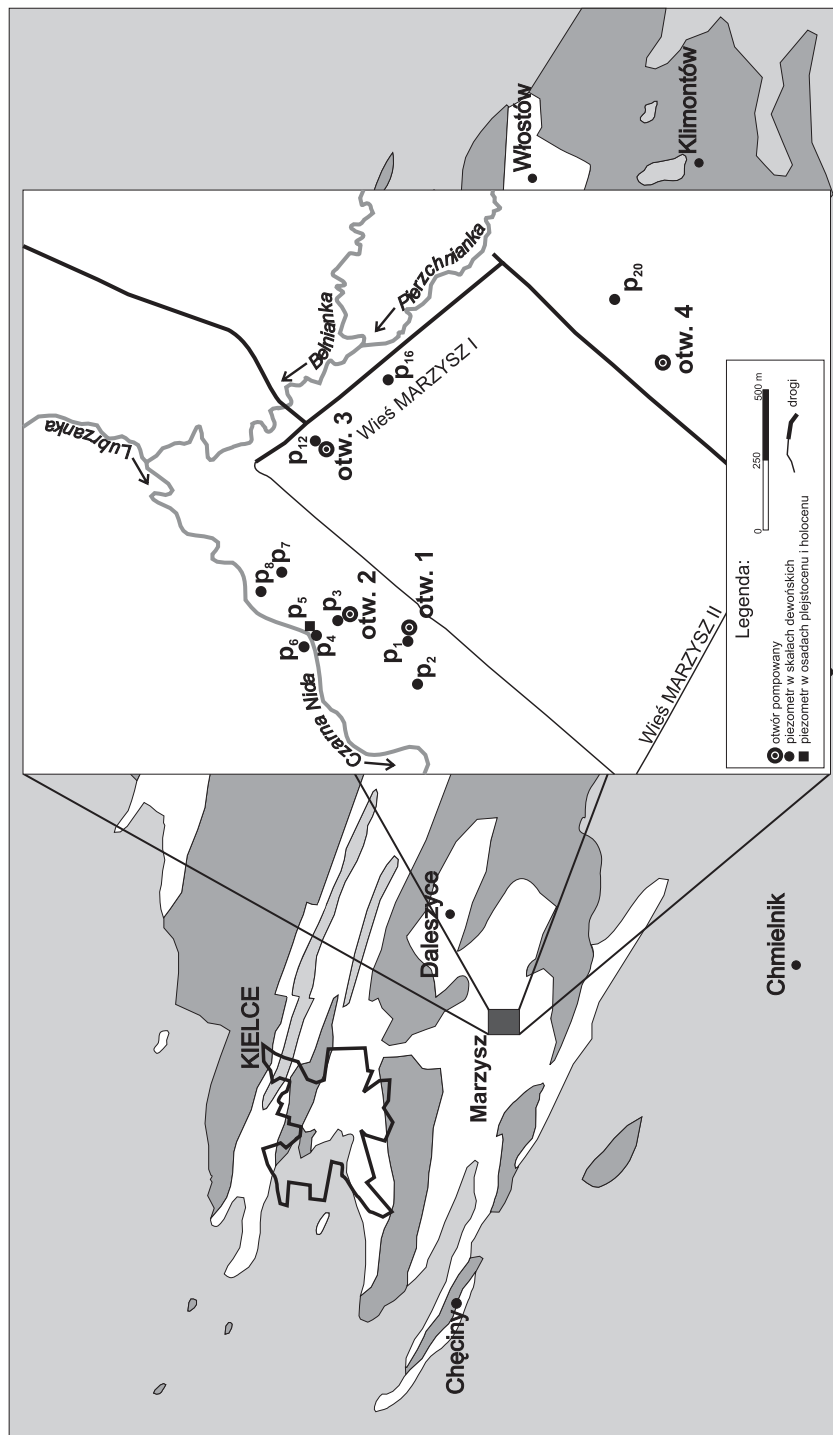


Fig. 32. Lokalizacja ujęcia w Marzyszu na tle uproszczonej mapy geologicznej Gór Świętokrzyskich. We wstawce plan sytuacyjny ujęcia **Fig. 32.** Position of the water intake in Marzysz shown on the simplified geological map of the Holy Cross Mts. In the insert: detailed plan of the intake

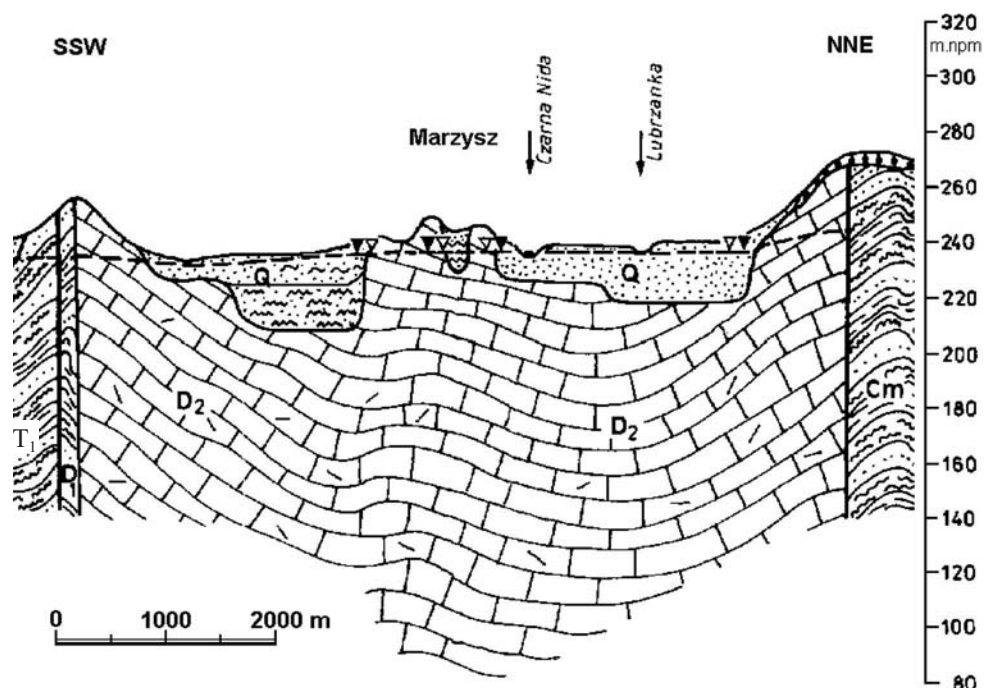


Fig. 33. Przekrój hydrogeologiczny przed otoczenie ujęcia w Marzyszu (wg Herman 1996a)

Fig. 33. Hydrogeological cross-section of the surrounding of Marzysz water intake (after Herman 1996a)

Określenie przewodności warstwy wodonośnej przeprowadzono na podstawie wyników próbnych pompowań w warunkach filtracji nieustalonej. W czasie trwania wszystkich próbnych pompowań, wahania zwierciadła wody mierzono w otworach obserwacyjnych (piezometrach). Na prognozowanym obszarze wpływu pompowanych studni znajduje się piętnaście piezometrów zafiltrowanych w ten sposób, aby ujmowały wody poziomu dewońskiego (w badaniach wykorzystano 10 z nich: p1, p2, p3, p4, p6, p7, p8, p12, p16 i p20). Mają one głębokość od 79 do 100 m. Cztery dalsze otwory obserwacyjne ujmują wody w utworach czwartorzędowych, występujących w położonych w okolicy dolin kopalnych. Piezometry te mają głębokość od 9.6 do 20.5 m (wykorzystano jedynie piezometr p5). Lokalizację otworów pompowanych oraz piezometrów pokazano na planie (Fig. 32).

Próbne pompowania w Marzyszu były prowadzone w okresie pomiędzy 12 sierpnia 1985 r. a 20 lutego 1988 r. Pompowano kolejno cztery studnie o numerach I, II, III i IV (w dokumentacji źródłowej studnia IV oznaczona była jako H14/IV). Otwory wiercono do z góry założonej głębokości, następnie rury podnoszono o pewien odcinek, pozostawiając tzw. „bosy otwór” (otwór w pewnej strefie niezafiltrowany i niezabudowany rurami). Po pompowaniu oczyszczającym i powrocie zwierciadła wody do pierwotnego położenia wykonywano próbne pompowanie. Studnie I, II i III po przepompowaniu z jedną lub kilku wydajnościami były pogłębiane i powtórnie pompowane. Tak więc studnia I była pompowana przy głębokościach 49.5, 100 i 150 m, studnia II – 50, 100 i 135 m, studnia III – 50 i 100 m, a studnia IV – 100 m.

Szczegółowe dane o przebiegu dziewięciu próbnych pompowań zawarte są w wykorzystanej dokumentacji (Prażak 1988). Poniżej zamieszczona została ich krótka charakterystyka.

Szczegółowy opis przebiegu poszczególnych testów

Pompowanie 1. Otwór I przy głębokości 49.5 m pompowano z wydajnością $Q = 51.61 \text{ m}^3/\text{h}$, w czasie $t = 3.5 \text{ h}$. Obserwacje były prowadzone w piezometrze p1, gdzie depresja na końcu pompowania wynosiła $s = 0.25 \text{ m}$ (nieustabilizowana).

Pompowanie 2. Przy głębokości 100 m otwór I pompowano z wydajnością $Q = 7.50 \text{ m}^3/\text{h}$ w czasie $t = 24 \text{ h}$. Pompowanie przez 23.25 h obserwowano w piezometrze p1, gdzie depresja osiągnęła $s = 0.91 \text{ m}$ (ustabilizowana).

Pompowanie 3. Głęboki na 150 m otwór I pompowano z wydajnością $Q = 22.74 \text{ m}^3/\text{h}$ w czasie $t = 24.17 \text{ h}$. Pompowanie obserwowano w piezometrach: p1 (depresja na koniec pompowania $s = 3.86 \text{ m}$), p2 (0.43 m) i p3 (0.05 m). Nie zaobserwowano stabilizacji depresji.

Pompowanie 4. Otwór II o głębokości 50 m pompowano na czterech poziomach (stopniach) dynamicznych, z wydajnościami: $Q = 7.00 \text{ m}^3/\text{h}$ (czas $t = 4 \text{ h}$), $10.00 \text{ m}^3/\text{h}$ (4.5 h), $15.05 \text{ m}^3/\text{h}$ (4 h) i $21.88 \text{ m}^3/\text{h}$ (5 h). Pompowanie obserwowano w piezometrach p1, p3, p5, gdzie na koniec całego pompowania depresja osiągnęła wartości odpowiednio: 0.14 m, 0.08 m i 0.04 m. Autor nie obliczył parametrów hydrogeologicznych ze względu na bardzo niską reakcję zwierciadła w piezometrach.

Pompowanie 5. Przy głębokości 100 m otwór II pompowano z wydajnością $Q = 3.02 \text{ m}^3/\text{h}$ w czasie $t = 4 \text{ h}$. Pompowanie obserwowano w piezometrach p3 (depresja na koniec pompowania wynosiła $s = 1.06 \text{ m}$) i p4 (0.54 m) oraz w otworach p1, p5, p6, p7 i p8, gdzie depresja osiągnęła bardzo małe wartości (od 0.01 do 0.14 m).

Pompowanie 6. Głęboki na 135 m otwór II pompowano z wydajnością $Q = 14.67 \text{ m}^3/\text{h}$ w czasie $t = 48.27 \text{ h}$. Pompowanie obserwowano w piezometrach: p3 (depresja na koniec pompowania $s = 11.59 \text{ m}$), p4 (8.51 m), p5 (0.02 m) i p6 (1.91 m). Nie zaobserwowano stabilizacji depresji, chociaż pod koniec pompowania jej przyrosty były już bardzo małe.

Pompowanie 7. Głęboki na 50 m otwór III pompowano z wydajnością $Q = 70 \text{ m}^3/\text{h}$ w czasie $t = 24 \text{ h}$. Pompowanie obserwowano w piezometrze p12 (depresja na koniec pompowania $s = 3.00 \text{ m}$). Nie zaobserwowano stabilizacji depresji.

Pompowanie 8. Pogłębiony do 100 m otwór III (z rurami do głębokości 50 m, niżej pozostawiony „na boso”) podczas pompowania oczyszczającego uznano za negatywny – przy pompowaniu z wydajnością $Q = 4.00 \text{ m}^3/\text{h}$ uzyskano depresję $s = 43.30 \text{ m}$ (wydajność jednostkowa wynosiła zatem $q = 0.092 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$). Zdecydowano się podciągnąć wyżej rury obudowujące otwór, obejmując strefą aktywną („bosą”) także poziom pompowany poprzednio, gdy otwór miał tylko 50 m głębokości. Ostatecznie wykonano pompowanie badawcze otworu III ujmującego strefę od 20.6 do 100 m. Pompowanie to trwało łącznie 166.5 h, ale stałą wydajność $Q = 200.95 \text{ m}^3/\text{h}$ udało się utrzymać jedynie przez pierwsze 58 h. Następnie, z powodu awarii pompy, wydajność spadała, osiągając na koniec pompowania wielkość $153.28 \text{ m}^3/\text{h}$. Prowadzono przez cały czas obserwację obniżania zwierciadła wody. W piezometrze p7 depresja na koniec pompowania ze stałą wydajnością, czyli po 58 h, osiągnęła $s = 4.09 \text{ m}$, w p12 – 10.97 m, a w p16 – 2.75 m. Depresja nie ustaliła się w czasie 166.5 h. Do interpretacji wykorzystano dane z okresu pompowania ze stałą wydajnością (pierwsze 58 h całego testu).

Pompowanie 9. Odwiert IV nie był w momencie przeprowadzania pompowania otworem nowym. Studnia ta to stary otwór IG nr H14/IV o głębokości 100 m, zanieczyszczony i częściowo zasypany. Podczas prac przygotowawczych został on oczyszczony i wyremontowany. Następnie, po pompowaniu oczyszczającym trwającym 183 h i po okresie stabilizacji zwierciadła wody, przeprowadzono trwające 120 h próbne pompowanie z wydajnością $Q = 184.75 \text{ m}^3/\text{h}$, bez stabilizacji depresji. Zmiany położenia zwierciadła wody obserwowano w piezometrze p20.

Zastosowana metoda interpretacji

Z wykorzystanych materiałów źródłowych wynika, że zwierciadło wód podziemnych w skałach dewońskich w rejonie Marzysza ma charakter swobodny. Choć trudno tu wyrokować o miąższości warstwy wodonośnej (nie jest ona rozpoznana), a arbitralne przyjmowanie głębokości strefy aktywnej wiąże się z popełnieniem określonych błędów, to jednak wydaje się nie budzić wątpliwości, że spełniony jest tu warunek, iż uzyskane w wyniku przeprowadzonych próbnych pompowań depresje są mniejsze niż jedna dziesiąta miąższości warstwy. Pozwala to na zastosowanie metodyki interpretacji wykorzystywanej w warunkach naporowych (Dąbrowski & Przybyłek 2005).

Do powtórnej interpretacji dostępnych połowych odczytów zmian depresji w piezometrach podczas próbnych pompowań w Marzyszu została użyta ogólnie znana i często stosowana metoda przybliżenia logarytmicznego Theisa–Jacoba. Metodę tę Dąbrowski & Przybyłek (2005) polecają do wykorzystania przy interpretacji próbnych pompowań w warunkach nieustalonych w skałach szczelinowych. Z kolei liczni autorzy (np. Borewskij 1971, Haładus *et al.* 1979, Driscoll 1986, Gougin 1988, Motyka *et al.* 1993b) z metody przybliżenia logarytmicznego wyprowadzają szczegółowe interpretacje pompowań badawczych dla skał szczelinowo-krasowych. Z przytoczonej literatury wynika, że w większości wypadków wykres rozwoju depresji sporządzony jako $s = f(\log t)$ (Fig. 34), uzyskany z próbnego pompowania w skałach szczelinowo-krasowych, w środkowej części (określanej jako odcinek II), układa się w linię prostą. Ma ona analogiczne właściwości do klasycznego przebiegu krzywej narastania depresji w ośrodku porowym i pozwala na ogół na wiarygodne określenie parametrów filtracyjnych badanej warstwy. Zaburzenia w odcinku początkowym (I) wykresu związane są z występowaniem dużych i łatwych do odsączenia pustek w skałach szczelinowo-krasowych. Odcinek końcowy, zwany III, odwzorowuje uwidaczniający się wpływ zewnętrznych niejednorodności warstwy, np. granic obszaru filtracji: zasilającej (IIIb) bądź izolującej (IIIc) (Haładus *et al.* 1979).

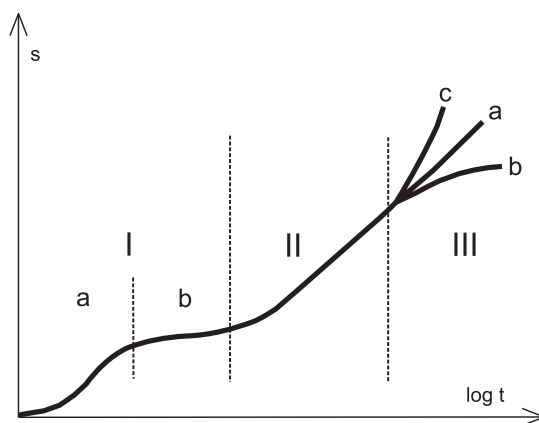


Fig. 34. Typowy przebieg wykresu wskaźnikowego próbnego pompowania w skałach szczelinowo-krasowych (wg Motyka *et al.* 1993b). Omówienie w tekście

Fig. 34. Typical drawdown plot for a well pumped in fissured-karst aquifer (after Motyka *et al.* 1993b). Discussed in the main text

Ograniczeniem stosowalności metody przybliżenia logarytmicznego Theisa–Jacoba jest warunek uzyskania wykresu ruchu quasi-ustalonego. Warunek ten dany jest wzorem (Maciaszczyk & Sze-stakow 1983, Dąbrowski & Przybyłek 2005)

$$u = \frac{r^2 \mu}{4Tt} < 0.1 \quad (14)$$

gdzie:

- r – odległość piezometru od pompowanej studni [m],
- μ – współczynnik odsączalności grawitacyjnej [–],
- T – przewodność warstwy wodonośnej [m²/s],
- t – czas [s].

Po przekształceniu otrzymujemy minimalny czas od rozpoczęcia próbnego pompowania, po którym możliwa jest interpretacja wykresu metodą Theisa–Jacobą (czyli czas, po którym teoretycznie wystąpi ruch quasi-ustalony)

$$t = \frac{r^2 \mu}{0.4T} \quad (15)$$

(oznaczenia jak wyżej).

W metodzie Theisa–Jacobą nachylenie prostego odcinka wykresu $s = f(\log t)$ oznaczone jako $c = \Delta s / \Delta t$ pozwala wyznaczyć przewodność warstwy wodonośnej T wg wzoru (Dąbrowski & Przybyłek 2005)

$$T = \frac{0.183 Q}{c} \quad (16)$$

gdzie Q – wydajność próbnego pompowania [m³/s].

Z kolei wyznaczenie wartości t_0 (graficznie jest to wartość czasu w punkcie przecięcia prostej przedłużającej prostoliniowy odcinek wykresu $s = f(\lg t)$ z osią czasu) pozwala na obliczenie współczynnika odsączalności μ (Dąbrowski & Przybyłek 2005)

$$\mu = \frac{2.25T t_0}{r^2} \quad (17)$$

(oznaczenia jak wyżej).

Obliczenie hydrogeologicznych parametrów skał

Na szeregu figur przedstawiono krzywe opadania zwierciadła wody w piezometrach. Sporządzono je w układzie półlogarytmicznym – są to krzywe wskaźnikowe metody Theisa–Jacobą (Fig. 35–40). Wszystkie krzywe były interpretowane na podstawie zasad oraz analogii do przykładów zawartych w podręcznikach Driscolla (1986) oraz Dąbrowskiego & Przybyłka (2005).

Pompowanie 1, obserwowane w piezometrze p1, trwało jedynie 3.5 h (Fig. 35). Jednak już przed upływem pierwszej godziny pompowania wykres wskaźnikowy przyjmuje prostoliniowy charakter. Niestety krótki czas pompowania oraz niska końcowa depresja obserwowana w piezometrze zdecydowanie zmniejszają wiarygodność tego testu.

Na figurze 36 pokazano krzywe narastania depresji w piezometrach p1 i p2 podczas **pompowania 3**. Wykres uzyskany dla p1 ma bardzo zbliżony kształt do uzyskanej dla tego samego piezometru podczas **pompowania 2**. Na początku pompowania 3 krzywa depresji w piezometrze p1 (Fig. 36) tworzy stromy odcinek prostoliniowy. Jednak już po ok. 25 minutach pompowania charakter wykresu się zmienia.

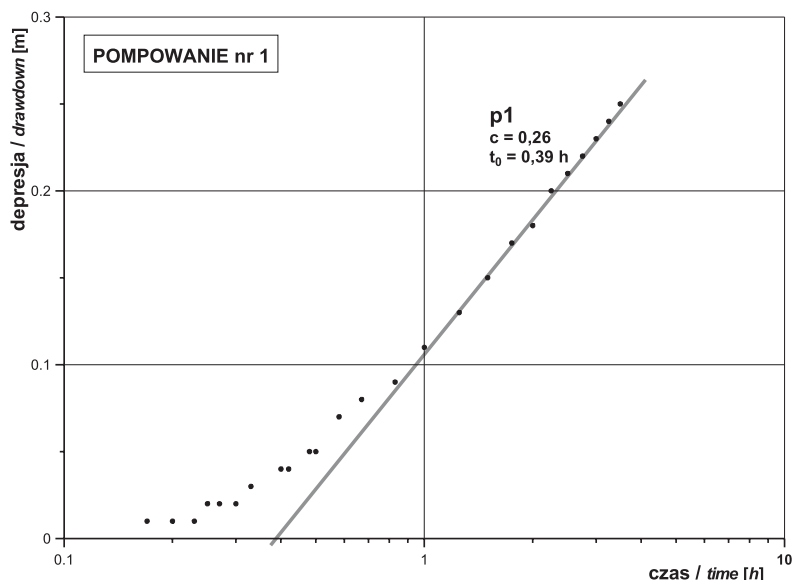


Fig. 35. Wykres wskaźnikowy próbnego pompowania 1. Omówienie w tekście

Fig. 35. Drawdown plot for the pumping no. 1. Discussed in the main text

Najpierw widoczny jest fragment wypukły (zaznaczony strzałką na Fig. 36), świadczący o wystąpieniu zjawiska opóźnionego odsączania. Następny odcinek, zaczynający się po ok. 2 h od rozpoczęcia pompowania, jest znowu prostoliniowy, jednak o bardzo niewielkim nachyleniu. Świadczy to o osiągnięciu przez lej depresji strefy aluwialnej Czarnej Nidy i rozpoczęciu intensywnego zasilania z tego kierunku. Dla piezometru p2 uzyskano tylko początkową część krzywej opadania zwierciadła wody. W dodatku prawdopodobnie od początku widoczny jest tu wpływ granicy zasilającej – nachylenie jest identyczne jak ostatniego odcinka krzywej uzyskanej z piezometru p1. Zatem w przypadku pompowania 3 (Fig. 36) jedynie pierwszy prostoliniowy odcinek wykresu dla piezometru p1 wydaje się reprezentować właściwości skał dewońskich, w których odwiercona była zarówno studnia pompowana, jak i otwór obserwacyjny.

Pompowanie 4 nie było interpretowane.

Podczas 4-godzinnego **pompowania 5** wykresy opadania wody w piezometrach p3 i p4 mają regularny kształt prostoliniowy. Jednak czas pompowania i osiągnięte depresje są małe, więc wynik należy uznać za orientacyjny.

Krzywe przedstawiające opadanie zwierciadła wody w piezometrach p3 i p4 podczas **pompowania 6** (Fig. 37) mają klasyczny, regularny kształt i można je jednoznacznie zinterpretować. W miarę rozwoju depresji stopniowo uwidacznia się wpływ granicy zasilającej – rzeki lub jej aluwiołów. Dane z piezometru p6 nie są wiarygodne, gdyż dostępny jest jedynie początkowy odcinek krzywej wskaźnikowej. W dodatku otwór ten położony jest na drugim (względem pompowanej studni) brzegu Czarnej Nidy, więc na zmiany w nim obserwowane zasadniczy wpływ ma wymuszone zasilanie wodami rzecznyymi.

Na wykresie wskaźnikowym **pompowania 7** (Fig. 38) odcinek aproksymowany pierwszą prostą jest lekko nieregularny. Następnie, po ok. 2 godzinach pompowania i po wyraźnym, choć krótkim, odcinku przejściowym, wykres staje się bardziej stromy. Ma teraz bardzo regularny kształt, reprezentujący prawdopodobnie mniej przepuszczalne strefy masywu.

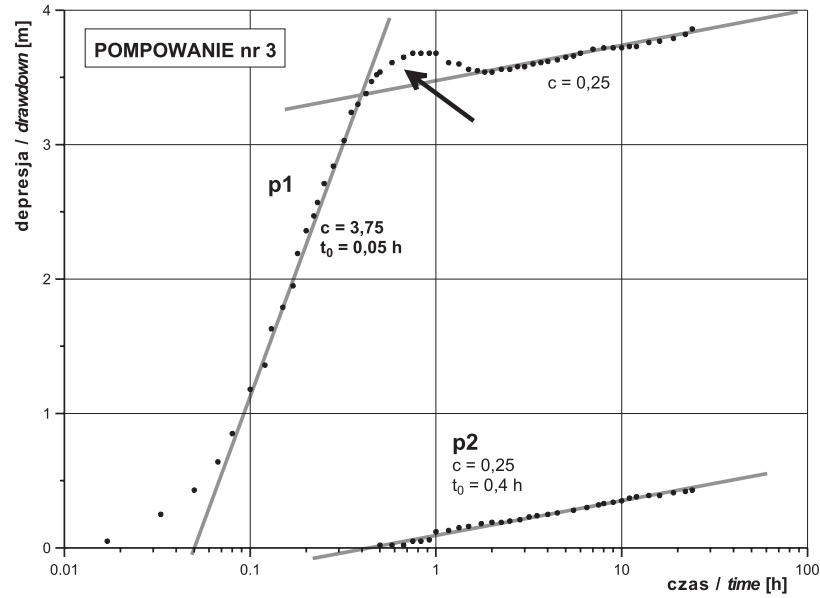


Fig. 36. Wykres wskaźnikowy pompowania 3. Omówienie w tekście

Fig. 36. Drawdown plot for the pumping no. 3. Discussed in the main text

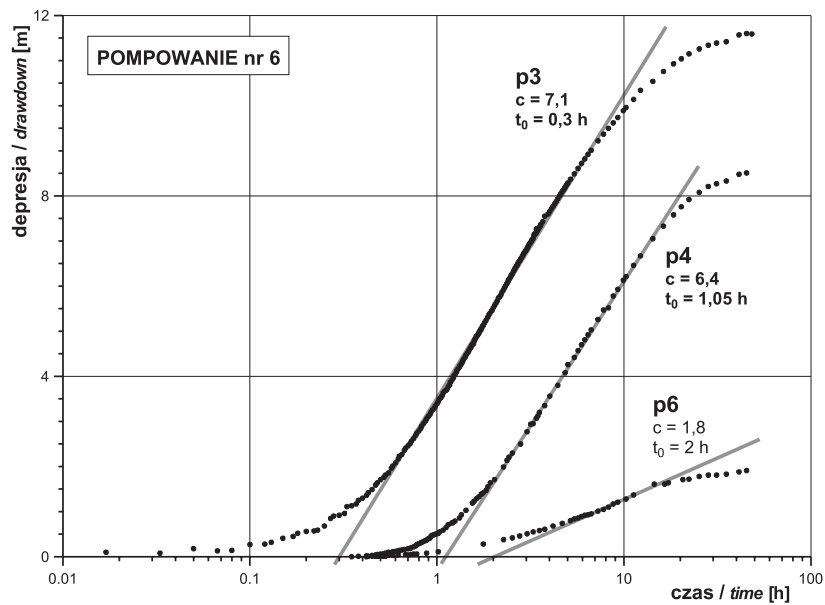


Fig. 37. Wykres wskaźnikowy pompowania 6. Omówienie w tekście

Fig. 37. Drawdown plot for the pumping no. 6. Discussed in the main text

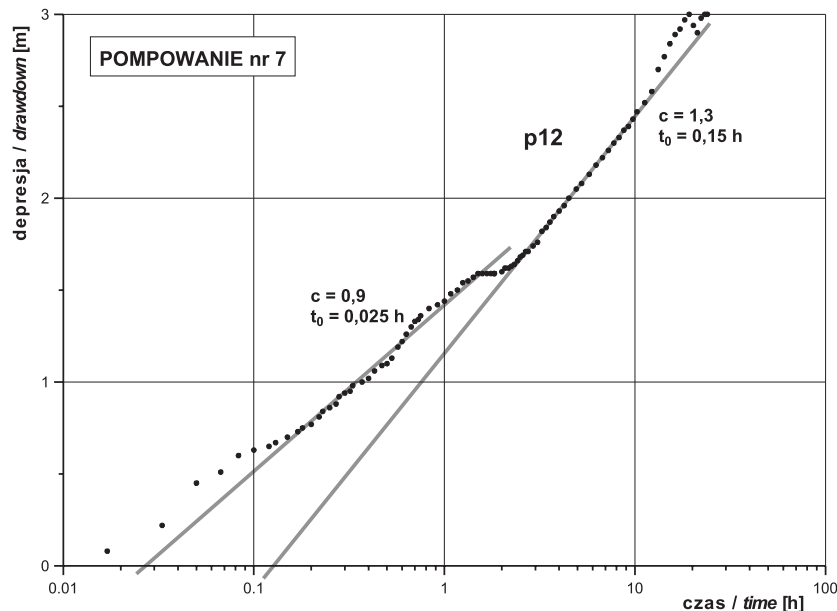


Fig. 38. Wykres wskaźnikowy pompowania 7. Omówienie w tekście

Fig. 38. Drawdown plot for the pumping no. 7. Discussed in the main text

Według Dąbrowskiego & Przybyłka (2005) jest to „typowe zachowanie się warstwy swobodnej, nieograniczonej, heterogenicznej”. Parametry hydrauliczne wyznaczone zostały dla obu prostoliniowych odcinków wykresu. W samej końcówce pompowania zaczęły się pojawiać silniejsze nieregularności, ale ich charakter nie został określony, gdyż właśnie wtedy test zakończono.

Wykres wskaźnikowy sporządzony dla piezometru p12 podczas **pompowania 8** jest zbliżony kształtem do paraboli (Fig. 39), zaś aproksymowany prostą odcinek słabo zaznacza się na wykresie. Generalną zasadą jest, że wykresów parabolicznych nie daje się zinterpretować (Dąbrowski & Przybyłek 2005). Z kolei wykresy dla piezometrów p7 i p16 są słabo wykształcone – uzyskano tylko początkowe fragmenty krzywych. Jednak, zaznaczają się na nich odcinki prostoliniowe, zwłaszcza na wykresie depresji w p7 (gdzie w dodatku nachylenie wykresu jest bardzo zbliżone do p12). Jest więc bardzo prawdopodobne, że gdyby pompowanie trwało dłużej (przy stałym wydatku), to na wszystkich wykresach pojawiłyby się jednoznaczne fragmenty prostoliniowe, umożliwiające wiarygodną interpretację.

Na wykresie depresji obserwowanej w piezometrze p20 podczas **pompowania 9** (Fig. 40), w początkowej części występuje wklęsły odcinek (oznaczony strzałką na Fig. 40). Reprezentuje on przyspieszone odsączanie z szerszych szczelin bądź kawern. Dalsza część krzywej ma już klasyczny, prostoliniowy przebieg. Dopiero przy końcu pompowania (po ok. 90 h) wykres lekko odrywa się od linii aproksymującej, co świadczy o stopniowym osiaganiu mniej przepuszczalnej strefy (lub granicy izolującej) przez lej depresji. Nie wiadomo jednak, czy jest to nowy kierunek przebiegu krzywej, czy chwilowa anomalia, gdyż pompowanie zakończono.

Wszystkie wartości wskaźników odczytanych z krzywych wskaźnikowych (c oraz t_0) oraz obliczonych na ich podstawie charakterystyk hydraulicznych skał (T oraz μ) zestawiono w tabeli 11 (na wklejce).

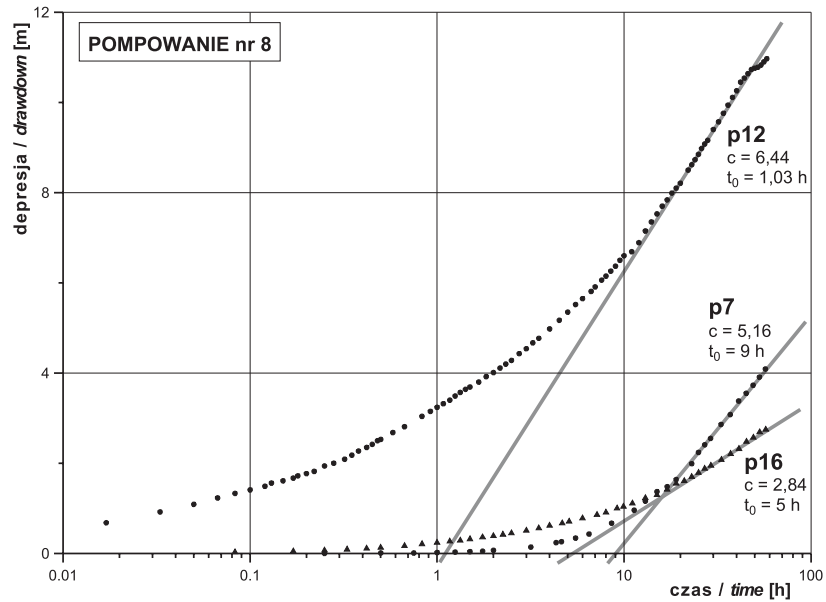


Fig. 39. Wykres wskaźnikowy pompowania 8. Omówienie w tekście

Fig. 39. Drawdown plot for the pumping no. 8. Discussed in the main text

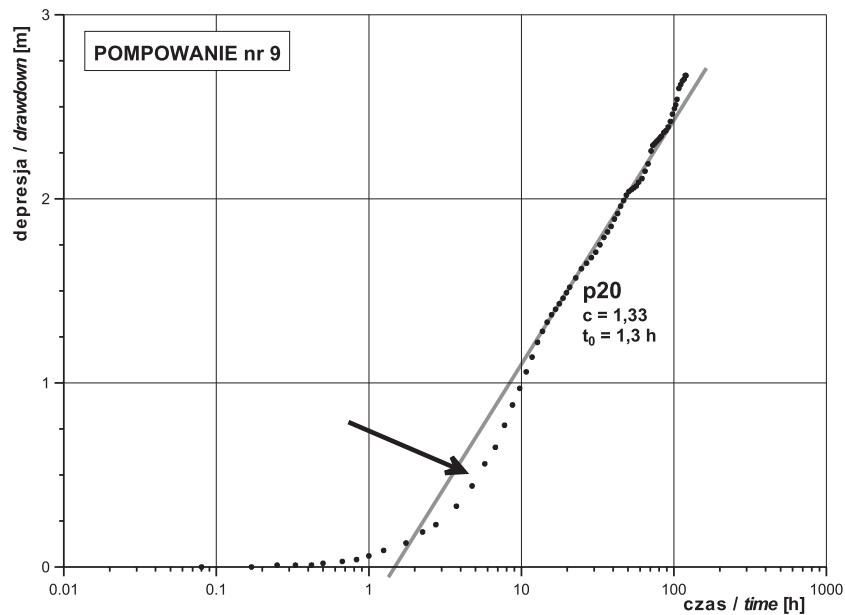


Fig. 40. Wykres wskaźnikowy pompowania 9. Omówienie w tekście

Fig. 40. Drawdown plot for the pumping no. 9. Discussed in the main text

Charakterystyka i dyskusja wyników

Przedstawiona powyżej interpretacja próbnych pompowań w Marzyszu została wykonana przy założeniu, że celem jej jest identyfikacja parametrów filtracyjnych dewońskich skał wodonośnych. Nie badano zaś „produktywności” studni, co zostało już wcześniej wykonane przez dokumentatorów ujęcia (Prażak 1988). Z tego względu zostały uwzględnione jedynie te odcinki krzywych wskaźnikowych, które opisują rozwój lejów depresji w badanych skałach. Pomijano natomiast części wykresów z zaznaczającym się wpływem granic zasilających czy przeciekania. Jeśli na danym wykresie nie można było wyeliminować tego wpływu, to wynik w całości odrzucono (2 przypadki).

Wyniki określające właściwości skał dewońskich podzielono na dwie grupy. Pierwsza z nich to wyniki pewne, uzyskane z wyraźnych prostolinijnych odcinków dobrze wykształconych krzywych (7 przypadków); niewątpliwie zinterpretowano tu odcinki środkowe krzywych (oznaczone na figurze 34 jako II). Druga – to wyniki mniej pewne, uzyskane z gorzej ukształtowanych wykresów, gdzie silnie dał o sobie znać ograniczony czas trwania pompowań (6 przypadków). Tu niewykluczone jest, że uwzględniono odcinki początkowe krzywych (I) (Fig. 34). Jeśliby tak było, to drugą grupę wyników należałoby uznać za bezwartościowe; jednak z obliczeń wynika, że minimalny czas pompowania (wzory (14) i (15)) był w tych przypadkach zachowany. Wszystkie wyniki przedstawiono w tabeli 11 (na wklejce), gdzie także wskazano wartości (przypadki) odrzucone oraz zaznaczono, które mają wyższą, a które niższą wiarygodność.

W badanym rejonie przewodność warstwy wodonośnej wynosiła od 0.0001 do 0.01 m²/s (czy też od 0.0001 do 0.007 m²/s, jeśli uwzględnić jedynie przypadki „pewniejsze”). Rozstęp uzyskanych wartości wynosi zatem 2 rzędy wielkości. Testy statystyczne wykonane programem STATISTICA, a mianowicie test Shapiro–Wilka (S-W), Kołmogorowa–Smirnowa (K-S) oraz K-S z poprawką Lillieforsa, potwierdziły, że uzyskane wartości przewodności warstwy charakteryzują się rozkładem logarytmiczno-normalnym.

Odnosząc się do uzyskanych wartości, należy podkreślić, że w przypadku studni ujmujących wody w ośrodku szczelinowo-krasowym, zwłaszcza przy swobodnym charakterze zwierciadła, postuluje się długotrwałe prowadzenie próbnych pompowań (Jetel 1989, Motyka *et al.* 1993b). Ma to na celu uruchomienie wszystkich zasobów wodnych zbiornika, zawartych w kanałach krasowych, szczelinach różnej wielkości, krasowych formach wypełnionych oraz przestrzeni porowej. Ważne jest, aby wszystkie komponenty sieci hydraulicznej odegrały odpowiednią rolę, przede wszystkim zaś chodzi o opróżnienie z wody dużych szczelin leżących w pobliżu studni. Na przykład Jetel (1989) pisze wręcz aż o 30–40 dobach jako optymalnym czasie takiego pompowania. Wszystkie wykorzystane tu obserwacje spełniają podany powyżej warunek ruchu quasi-ustalonego (wzór (15)), czyli analizowane są odcinki krzywych powyżej czasu minimalnego. Jednak czas trwania badań był zdecydowanie krótszy od postulowanego przez Jetla. Niezależnie od przyjętej metody interpretacji rezultatów, pompowania w ośrodku szczelinowo-krasowym trwające kilka czy nawet kilkanaście godzin nie mogą być traktowane jako całkowicie wiarygodne. Parametry filtracyjne warstwy mogły bowiem zostać wyznaczone z początkowego (I) odcinka wykresu $s = f(\log t)$ (Fig. 34), który omyłkowo potraktowano jako odcinek II (właściwy dla tych obliczeń). W badanym przypadku jednak bliskość granic zasilających prawdopodobnie uniemożliwiłaby wykorzystanie wyników dłuższych pompowań. Zresztą autor nie dysponował innymi danymi niż tutaj analizowane.

Uzyskane krzywe narastania depresji zwracają uwagę swoją regularnością (gładkością). Wykresy te w skałach szczeliowo-krasowych mają zazwyczaj bardzo nieregularne, a często wręcz chaotyczne kształty, tak że trudno jest je jednoznacznie interpretować (Haładus *et al.* 1979, Wilk & Motyka 1980). Tak się jednak nie dzieje w przypadku wykresów wskaźnikowych próbnych pompowań z rejonu Marzysza – wykresy są gładkie, a interpretacja w większości przypadków – stosunkowo czytelna. Może to świadczyć o dosyć znacznym stopniu „homogeniczności” ośrodka skalnego w rejonie Marzysza. Filtracja odbywałaby się głównie systemem gęstych małych szczelin, a wydajne szerokie szczeliny i kanały krasowe nie miałyby istotnego znaczenia. Wskazuje na to także niezaznaczenie się „zaburzeń odcinka I” na praktycznie wszystkich krzywych wskaźnikowych pompowań. Wyjątkiem jest pompowanie 9, gdzie odcinek I zaznaczył się w ograniczonym stopniu. Wniosek ten pokrywa się z wynikami poprzednich badań, które wykazały, że większe formy krasowe wypełnione są osadami klastycznymi o charakterze izolującym, i przez to często nieczynne hydraulicznie.

W badaniach stwierdzono znaczną zmienność wartości parametrów filtracyjnych. Otwór III, przy części czynnej 50–100 m p.p.t., został uznany za „całkowicie negatywny”. Z kolei pompowanie otworu II (31–50 m p.p.t.) nie spowodowało praktycznie żadnej reakcji w piezometrach, co można interpretować jako brak kontaktu hydraulicznego z otaczającymi skałami. Dla innych pompowań przewodność warstwy wodonośnej wyznaczona na podstawie obserwacji w piezometrach zmieniała się od 0.0001 do 0.01 m²/s. Jest to duża zmienność, ale zważywszy na szczelinowo-krasowy charakter ośrodka, należy ją raczej uznać za dość ograniczoną. To także potwierdza tezę o dominacji dopływu drobnymi, gęstymi szczelinami, stosunkowo jednolicie rozmieszczonymi w masywie. Przypadki studni „negatywnych” pokazują jednak, że w rejonie badań występują strefy o bardzo niskiej wodoprzepuszczalności, gdzie skały są znacznie mniej spękane.

Otrzymane wyniki bezwymiarowego współczynnika odsączalności (grawitacyjnej) mieszczą się w przedziale od 0.000055 do 0.043. Jeśli odrzucić 6 mniej wiarygodnych interpretacji, to granice przedziału przesuwają się w kierunku nawet mniejszych wartości: od 0.000055 do 0.0035. Testy statystyczne S-W, K-S oraz K-S z poprawką Lillieforsa wykazały, podobnie jak w przypadku przewodności warstwy, że wyznaczone wielkości odsączalności grawitacyjnej charakteryzują się rozkładem logarytmiczno-normalnym.

Wilk & Motyka (1980) piszą, iż wapień charakteryzują się znacznie wyższymi wartościami współczynnika odsączalności grawitacyjnej – od 0.005 do 0.1. Ponadto w cytowanej pracy zestawiono dostępne dane z literatury światowej, w myśl których współczynnik odsączalności grawitacyjnej (dla warstw o zwierciadle swobodnym) w skałach węglanowych zawiera się w przedziale od 0.00021 do 0.072. Jako własne wyniki Wilk & Motyka (1980) przyjęli we wnioskach dla wapieni i dolomitów triasowych rejonu olkusko-zawierciańskiego przedział od 0.03 do 0.05.

W świetle powyższych danych wyznaczone wartości odsączalności grawitacyjnej dewońskich skał węglanowych w rejonie Marzysza można uznać za niskie, a część z nich – za bardzo niskie (Tab. 11). Wartości takie mogłyby wskazywać raczej na występowanie odsączalności sprężystej, ale w obszarze badań nie stwierdzono nigdzie zwierciadła naporowego wód podziemnych. Uzyskane wartości charakteryzuje też duża zmienność, sięgająca trzech rzędów wielkości. Niskie wartości są najprawdopodobniej efektem „zerowej”

(czyli bardzo niskiej) odsączalności matrycy skalnej, którą wykazano poprzednio. Zarazem lokalne różnice w szczelinowatości przekładają się wprost na różnice odsączalności masywu. Możliwe też, że odsączenie skał węglanowych oraz półprzepuszczalnych wypełnień krasu następowało bardzo powoli i krótkotrwałość pompowań znacznie zaniżyła uzyskane wielkości. Wreszcie – prawdopodobnie wytworzone depresje były zbyt małe, aby odsączenie objęło mikroszczeliny oraz pylasto-ilaste utwory wypełniające kanały krasowe.

Uzyskane wyniki mogą świadczyć o występowaniu pionowej strefowości zawodnienia, lecz do jednoznacznego jej stwierdzenia materiał jest zbyt skąpy. Za istnieniem strefowości przemawiają następujące fakty. Po pierwsze, w otworze I widać zmniejszanie się przewodności skał dewońskich obserwowanych w piezometrze p1 wraz ze wzrostem głębokości otworu pompowanego (pompowania od 1 do 3). Po wtóre, to samo można powiedzieć o pompowaniach w studni II (pompowania 5 i 6) i obserwacjach w piezometrach p3 i p4 (z zastrzeżeniem, że obserwacje w p3 i p4 podczas pompowania 5 zostały uznane za nie w pełni wiarygodne). Także w otworze III strefa głębsza okazała się całkowicie „bezwodna”, a płytsza – nie. Ciekawy jest natomiast fakt, że gdy otwór I był płytszy (pompowanie 1), lej depresji w czasie 3.5 godz. nie osiągnął granicy zasilającej. Natomiast po pogłębieniu tego otworu (pompowania 2 i 3) już po kilkunastu minutach pompowania uwidaczniał się bardzo silny wpływ dodatkowego zasilania. Wygląda więc na to, że kontakt hydrauliczny ze znajdującą się w pobliżu Czarną Nidą i jej aluwiami był możliwy dopiero poprzez głębszą strefę.

Analiza pompowań otworów I i II pokazuje zasadnicze uprzywilejowanie połączeń hydraulicznych studni z piezometrami zlokalizowanymi na kierunkach wzdłuż osi W-E i NW-SE. Wyjątkiem jest piezometr p3, w którym podczas pompowania 4 nie stwierdzono reakcji zwierciadła wody na pompowanie, chociaż leży właśnie na tym rzekomo „uprzywilejowanym” kierunku NW-SE. Można także zaobserwować brak reakcji w piezometrach położonych na kierunkach zbliżonych do osi N-S oraz NE-SW (Fig. 32). Z kolei pompowanie studni nr III pokazało, że wszystkie obserwowane piezometry (p7, p12, i p16) wykazały reakcję zwierciadła wody (p12 leży na NNE od studni pompowanej). Także pompowanie studni IV obserwowane było w p20 (na NE od otworu IV), gdzie reakcja zwierciadła była znacząca. Na podstawie pompowań przeprowadzonych w Marzyszu nie można więc powiedzieć o istnieniu kierunków uprzywilejowanych, wzdłuż których rozwinięte byłyby dominujące strefy spękanie tektonicznie, czy kanały krasowe (przynajmniej w skali całego badanego poligonu, czy tym bardziej – w skali struktury). Być może taka sytuacja ma miejsce w rejonie otworów I i II (w części W i NW badanego obszaru), ale nie da się tego wykazać w oparciu o wykorzystane wyniki próbnych pompowań, ponieważ są one zbyt nieliczne dla wiarygodnej analizy statystycznej.

Porównanie próbnych pompowań w warunkach ustalonych oraz nieustalonych

We wsi Marzysz i jej najbliższym otoczeniu znajdują się hydrowęzły, w których prowadzono próbne pompowania obserwowane w nieustalonych warunkach hydrodynamicznych (Fig. 32). Ich interpretację przedstawiono powyżej, a zestawienie uzyskanych parametrów, w tym przewodności warstwy T , podano w tabeli 11.

Na obszarze tym zlokalizowano także sześć otworów różnej głębokości, które były uwzględnione w interpretowanym poprzednio zbiorze wyników próbnych pompowań przeprowadzonych w warunkach filtracji ustalonej (Fig. 15, 41). Zgodnie z metodą Krasnego w modyfikacji Staśki obliczona została dla nich wartość przewodności warstwy wodonośnej T , jako $T = 103,7 \cdot q$, gdzie q – wydatek jednostkowy studni [l/s/m], zaś T [m²/d] (Witczak *et al.* 1999). Zgodnie z przyjętymi założeniami, q obliczono na podstawie wyników najniższych stopni próbnych pompowań poszczególnych studni. Wartości T wyrażone w m²/d przeliczono następnie na m²/s (Tab. 12).

Zestawienie wartości przewodności warstwy wodonośnej pochodzących z interpretacji w warunkach ustalonych oraz nieustalonych pokazuje (Fig. 42) daleko idącą zbieżność uzyskanych wyników (Rzonca 2001b). Bardzo znaczne podobieństwo rozkładów daje się zaobserwować zarówno jeśli wykorzystać wszystkie wartości T obliczone na podstawie analizy pompowań w warunkach filtracji nieustalonej (Tab. 11, Fig. 42A), jak i gdy uwzględnić jedynie wartości najpewniejsze (Fig. 42B). Wprawdzie wzięto pod uwagę bardzo niewielkie próby, ale test statystyczny Kołomogorowa–Smirnowa (K-S) jednoznacznie potwierdził podobieństwo rozkładów.

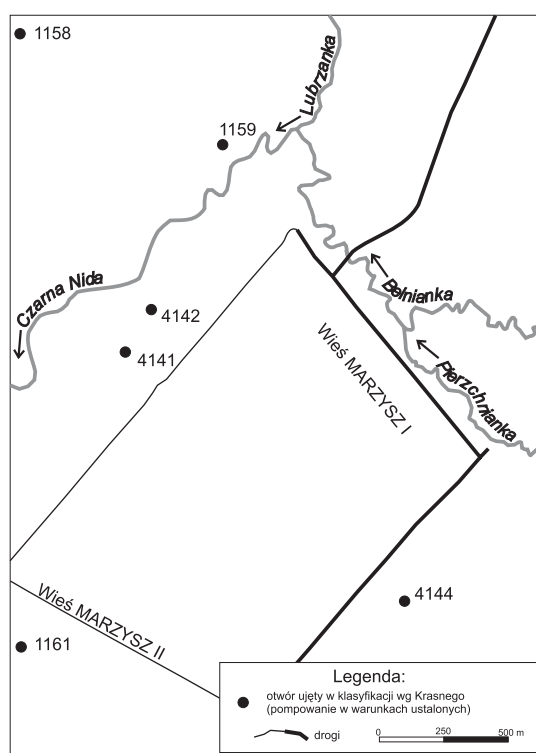


Fig. 41. Szkic sytuacyjny ujęcia w Marzyszu z zaznaczonymi studniami pompowanymi w ustalonych warunkach hydrodynamicznych

Fig. 41. The plan of Marzysz intake, drawn wells were pumped in steady state conditions

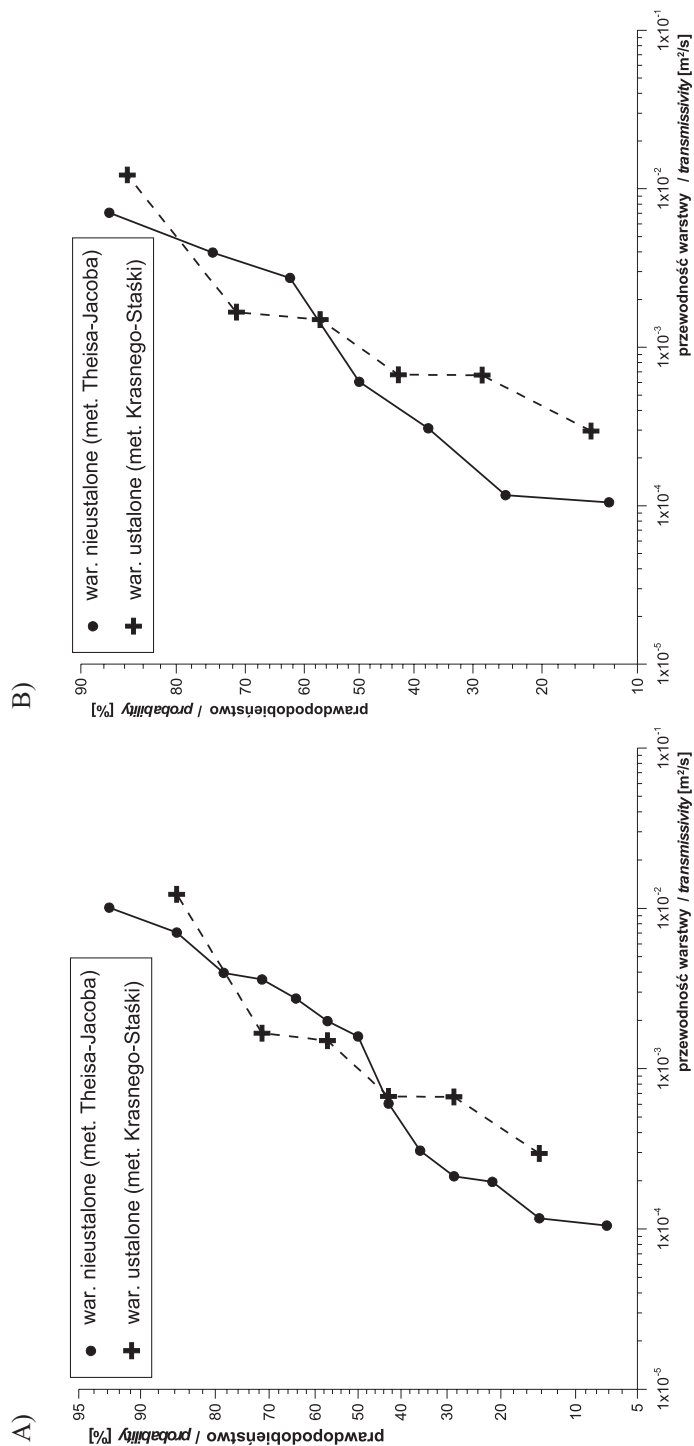


Fig. 42. Porównanie przewodności uzyskanych z interpretacji pompowań w hydrodynamicznych warunkach ustalonych i niestabilnych: A) wszystkie wartości; B) z warunków niestabilnych wykorzystano jedynie wartości najbardziej wiarygodne

Fig. 42. Comparison of the transmissivity values obtained from the interpretation of the pumping tests conducted in steady and unsteady state conditions: A) all values; B) from the unsteady conditions only the most reliable values were used

Tabela (Table) 12

Wartości przewodności warstwy wodonośnej oszacowane metodą Krasnego na podstawie pompowań w warunkach ustalonych; otwory znajdujących się w bezpośrednim otoczeniu ujęcia w Marzyszu. Numery studni zgodne z figurami 15 i 41

Values of the transmissivity magnitude estimated by Krasny method for wells located in the surrounding of Marzysz intake. The wells numbers refer to Figures 15 and 41

Studnia	T [m^2/s]	Głębokość [m]
1158	0.00166	46
1159	0.00067	19
1161	0.00150	15
4141	0.00030	148
4142	0.00067	135
4144	0.01223	97

Zwraca uwagę fakt, że zupełnie różne metody prowadzenia badań w innych otworach – a jedynie na tym samym obszarze – dały uderzająco zbliżone pod względem statystycznym wyniki. Należy przy tym pamiętać, że badany ośrodek skalny ma charakter szczelino-wo-krasowy, uważany częstokroć za wymykający się dokładniejszemu ocenom. Tak dokładne wzajemne potwierdzanie się wyników jest szczególnie intrygujące, gdy wziąć pod uwagę, że metoda Krasnego jest typową metodą szacunkową, wykorzystywaną w badaniach o charakterze regionalnym. Tutaj badania w skali lokalnej bardzo dobrze potwierdziły jej wiarygodność i precyzję.

Posumowanie analizy próbnych pompowań w Marzyszu

W badanych skałach przewodność warstwy przyjmuje wartości z przedziału od 0.0001 do 0.01 m^2/s (od 0.0001 do 0.007 m^2/s , jeśli odrzucić interpretacje mniej wiarygodne). Rozstęp uzyskanych wartości wynosi zatem dwa rzędy wielkości; na badanym terenie wykazano też obecność stref o bardzo niskiej przepuszczalności (studnie uznane za „negatywne”).

Czytelny przebieg i gładki, regularny kształt krzywych wskaźnikowych, a także niezaznaczenie się na większości z nich zaburzeń w początkowym odcinku, świadczą o stosunkowo homogenicznym środowisku – w danej sytuacji może to oznaczać filtrację drobnymi, lecz gęsto występującymi szczelinami. Zdecydowanie mniejszą rolę daje się natomiast przypisać dużym szczelinom i formom krasowym.

Współczynnik odsączalności grawitacyjnej przyjmuje wartości z przedziału od 0.000055 do 0.043 (lub 0.000055–0.0035, jeśli brać pod uwagę jedynie przypadki dające się bardziej jednoznacznie zinterpretować). Są to, jak na odsączalność grawitacyjną wapieni, wartości bardzo niewielkie. Bardziej sugerują one odsączalność sprężystą, ale w badanym obszarze zwierciadło wód podziemnych nie występuje w warunkach naporowych. Zatem tak niskie wartości należy przypisać zerowej (bądź znikomej) odsączalności matrycy badanych skał, którą stwierdzono badaniami laboratoryjnymi. Może to być też wynikiem małej zdolności do oddawania wody wolnej przez osady wypełniające formy krasowe.

W badaniach wykazano prawdopodobne istnienie strefowości pionowej parametrów hydraulicznych (choć nie jest to potwierdzone statystycznie). Strefowości tej nie udało się poprzednio stwierdzić dla zbioru wyników o zasięgu regionalnym.

Wytyczono także prawdopodobne preferencyjne kierunki połączeń hydraulicznych pomiędzy studniami i piezometrami. Większość testów wykazała istnienie takich na kierunkach wzdłuż osi W-E i NW-SE. Zaobserwowano także częsty brak reakcji w piezometrach położonych (w stosunku do pompowanych studni) na kierunkach zbliżonych do osi N-S oraz NE-SW. Zależności tych nie daje się jednak potwierdzić w sposób statystyczny.

Badania w Marzyszu w sposób nieoczekiwanie dokładnie potwierdziły wartość wykonanej poprzednio regionalnej klasyfikacji metodą Krasnego w modyfikacji Staški (oczywiście jedynie dla okolic Marzysza). Konfrontacja wartości przewodności warstwy uzyskana z pompowania w warunkach filtracji ustalonej i nieustalonej dla rejonu Marzysza pokazała, że rozkłady tych wartości są bardzo zbliżone, i że są podobne w sensie statystycznym (test K-S).

ZAKOŃCZENIE

Podsumowanie wyników

Badania parametrów hydrogeologicznych dewońskich skał węglanowych w regionie świętokrzyskim miały na celu ilościowy opis cech ośrodka skalnego z możliwie wielu stron.

Badania laboratoryjne 141 próbek masy (matrycy) skalnej, pobranych na obszarze całego rejonu południowego (kieleckiego), wykazały jej bardzo niską porowatość otwartą. Średnie geometryczne współczynnika porowatości otwartej wynoszą 0.005 dla wapieni i 0.017 dla dolomitów. Także przepuszczalność oraz policzone na jej podstawie wartości współczynnika filtracji są bardzo niskie. Klasa współczynnika filtracji charakteryzująca badane skały (średnia geometryczna rzędu 10^{-11} m/s w wapieniach i 10^{-10} m/s w dolomitach) wskazuje, że są one praktycznie nieprzepuszczalne. Odsączalność wyniosła zero we wszystkich badanych próbkach. Wykazane badaniem cechy matrycy poważnie ograniczają jej hydrogeologiczną rolę: zdolność przewodzenia oraz magazynowania i oddawania wody wolnej jest nikła.

Cechy ośrodka skalnego związane z pustkami o większych rozmiarach (szczelinami oraz kawernami krasowymi) zbadano w dwóch kamieniołomach: Kadzielni oraz Trzuskawicy. Szczelinowatość została zbadana w Kadzielni w 20 stanowiskach pomiarowych o powierzchni 1 m^2 każde; w Trzuskawicy było ich 30. Średnie geometryczne wskaźnika szczelinowatości powierzchniowej n_F wynoszą w tych kamieniołomach odpowiednio 0.21% i 0.32%. Wartości współczynnika filtracji związanego z systemami szczelin są w obu kamieniołomach porównywalne (średnie geometryczne rzędu 10^{-3} m/s).

Udział form (kawern) krasowych w masywie, czyli porowatość kanałowa, został oszacowany dla wyżej wymienionych kamieniołomów. Wykorzystano dane literaturowe oraz analizę wykonanych fotografii, a także, w wypadku Trzuskawicy, bieżące statystyki górnicze. Jako ostateczne wyniki przyjęto ok. 2% w masywie w Kadzielni, zaś w Trzu-

skawicy ok. 8%. Są to wartości przybliżone i dotyczą jedynie przypowierzchniowej warstwy masywów skalnych. Prawdopodobnie udział form krasowych gwałtownie maleje w profilu pionowym masywów.

W badanych kamieniołomach (Kadzielni i Truskawicy) większość form krasowych jest wypełniona luźnymi osadami. Utwory te zazwyczaj szczelnie wypełniają kawerny. Badania laboratoryjne 34 próbek wypełnień wykazały, że są to osady słabo przepuszczalne (lub nawet izolujące) dla wody. Dominują wśród nich glina pylasta zwięzła, glina pylasta oraz ił. W bardzo dużym stopniu ogranicza to rolę wypełnionych form krasowych w przewodzeniu wody.

Osobną merytorycznie część pracy stanowiła powtórna interpretacja archiwalnych wyników próbnych pompowań. W ramach prac wstępnych przeanalizowano rodzaje ruchu wód podczas pompowań w ustalonych warunkach hydrodynamicznych. Pomimo wytworzenia znacznych depresji, w ok. 75% z badanych 206 studni występował przepływ laminarny lub bardzo zbliżony. W pozostałych 25% studni ruch był mieszany lub turbulentny. Znaczące zmniejszenie wpływu oporów ruchu turbulentnego zostało uzyskane przez wyliczenie ostatecznych parametrów warstwy na podstawie wyników najniższych stopni próbnych pompowań. Wyniki tak uzyskane są bardziej zbliżone do rzeczywistych, panujących w stanie naturalnym. Wykazano jednak, że wartości parametrów obliczone dla najwyższych i najniższych stopni pompowań różnią się w bardzo niewielkim stopniu (dla poszczególnych studni) natomiast rozkłady parametrów wyliczonych z najniższych stopni charakteryzują się wyraźnie większą jednorodnością. Wniosek praktyczny jest taki, że na potrzeby opracowań regionalnych korzystne jest wykorzystanie wyników najniższych stopni próbnych pompowań.

Przeprowadzona ocena wielkości parametrów filtracyjnych, które wyliczono na podstawie polowych wyników próbnych pompowań 218 studni, wykazała dużą zmienność warunków; najczęściej przypadkową. Przeważają studnie, w których przewodność warstwy jest wysoka. Uzyskane z obliczeń wartości współczynnika filtracji zmieniają się (w całej populacji wyników) od $1.5 \cdot 10^{-7}$ do $1.0 \cdot 10^{-3}$ m/s (średnia geometryczna $2.0 \cdot 10^{-5}$). Najwyższe średnie (geometryczne) wartości współczynnika filtracji charakteryzowały dwie subpopulacje studni: leżące w środkowej i zachodniej części synkliny gałęzickiej ($2.7 \cdot 10^{-5}$ m/s) oraz w synklinie kieleckiej ($2.6 \cdot 10^{-5}$ m/s). Jedynie synklina bodzentyńska charakteryzuje się niższymi średnimi parametrami hydraulicznymi ($k_{sr,geom.} = 5.7 \cdot 10^{-6}$ m/s). Badania wykazały także ścisłą korelację pomiędzy parametrami uzyskanymi dwoma metodami: ze wzoru Girińskiego–Babuszkina (8) oraz metodą Krasnego. Nie wykazano istnienia strefowości pionowej parametrów filtracyjnych.

Badania oparte na powtórnej interpretacji próbnych pompowań uzupełniono przez opracowanie wyników kilku testów prowadzonych w nieustalonych warunkach hydrodynamicznych – na obszarze ujęcia w Marzyszu. Obliczona przewodność warstwy przyjmuje wartości z przedziału od 0.0001 do 0.01 m²/s. Na badanym terenie wykazano też obecność stref o bardzo niskiej przepuszczalności. Badania pozwoliły także na obliczenie współczynnika odsączalności grawitacyjnej. Przyjmuje on wartości z przedziału od 0.000055 do 0.043. W badaniach wykazano prawdopodobne istnienie strefowości pionowej parametrów hydraulicznych (choć nie zostało to potwierdzone statystycznie). Strefowości tej nie udało się udokumentować dla zbioru o skali regionalnej, na podstawie wyników pompowań w usta-

lonych warunkach hydrodynamicznych. Interpretacja badań w Marzyszu bardzo dużym stopniu potwierdziła wyniki wykonanej poprzednio regionalnej klasyfikacji metodą Krasnego. Konfrontacja rozkładów wartości przewodności warstwy uzyskanych z pompowań w warunkach filtracji ustalonej i nieustalonej dla rejonu Marzysza pokazała, że rozkłady te są bardzo zbliżone i że są podobne w sensie statystycznym (test K-S). Potwierdza to wartość metody Krasnego (w modyfikacji Staški 1996) opartej na obliczaniu przewodności warstwy na podstawie wydatku jednostkowego studni.

Wstępny model koncepcyjny sieci hydraulicznej

Przeprowadzone badania pozwoliły określić hydrogeologiczne właściwości poszczególnych składowych sieci hydraulicznej badanych skał oraz górotworu jako całości. Ich wyniki upoważniają do podjęcia próby zbudowania syntetycznego modelu koncepcyjnego całego systemu hydrogeologicznego, jaki stanowią badane masywy.

W toku badań ustalono, że matryca skał, z uwagi na niezmiernie niską porowatość otwartą i przepuszczalność, a także zerową odsączalność (poniżej progu wykrywalności standardowych metod), może odgrywać co najwyżej marginalną rolę. W klasycznych modelach sieci hydraulicznej skał węglanowych jest inaczej (np. Motyka 1998, Motyka & Krajewski 1999). Matryca jest istotnym składnikiem systemu. Duża sumaryczna objętość zawartej w niej przestrzeni porowej, z na poły stagnującą wodą, stanowi „element pojemnościowy”. Jeśli chodzi o właściwości matrycy, to badane skały dewońskie są bliższe raczej skałom krystalicznym (wulkanicznym) niż typowym węglanowym. Rodzi to określone konsekwencje, wpływając na przykład na właściwości dyspersyjne skał. Powinno to też owocować bardzo niskimi wartościami odsączalności grawitacyjnej całego masywu, co w całej rozciągłości potwierdziła reinterpretacja próbnych pompowań w Marzyszu.

Zdecydowanie istotna wydaje się natomiast rola szczelin w przewodzeniu wody. Niestety, pomiary przeprowadzono jedynie w dwóch poligonach badawczych, ale w obydwu uzyskano ten sam rząd wielkości (dość wysoki) współczynnika filtracji obliczonego dla systemu szczelin (10^{-3} m/s). Kluczowy jest tu oczywiście lokalny stopień zaangażowania tektonicznego górotworu. Także pod tym względem model hydrauliczny masywu przypomina więc model skał krystalicznych. Jednak ten masyw, pomimo stosunkowo wysokiej wartości szczelinowości skał, nie tworzy zasobnego zbiornika, gdyż systemy szczelin nie pełnią w wystarczającym stopniu funkcji „elementu pojemnościowego”. Skutkuje to niską odsączalnością grawitacyjną górotworu (potwierdzoną badaniami).

Dyskusyjna jest rola form krasowych w masywie. Ich udział jest dosyć znaczny, choć zależy to od rejonu. Jednak rola kawern, zwłaszcza w przewodzeniu wody, ale też jej gromadzeniu i oddawaniu, jest najprawdopodobniej silnie ograniczona przez właściwości utworów wypełniających. Potwierdzają to także wyniki próbnych pompowań w Marzyszu. Czytelny przebieg i gładki, regularny kształt krzywych wskaźnikowych, na ogół bez zaznaczonych zaburzeń w początkowym odcinku, świadczą o stosunkowo „homogenicznym” środowisku – w danej sytuacji może to oznaczać filtrację drobnymi, lecz gęsto występującymi szczelinami. Zdecydowanie mniejszą rolę daje się natomiast przypisać dużym szczelinom i formom krasowym. Te wnioski, wyciągnięte dla obszaru Marzysza, można prawdopodobnie uogólnić dla całego obszaru badań. Oczywiście nie dotyczy to ewentualnych

stref, gdzie formy krasowe nie byłyby wypełnione lub wypełnienia miałyby dobre właściwości filtracyjne. Czy takie strefy istnieją, nie zostało potwierdzone badaniami.

Badania właściwości luźnych osadów mogą być w pewnym stopniu odpowiedzią na pytanie, dlaczego współczynniki filtracji obliczone z pomiarów szczelinowatości są o dwa rzędy wielkości większe niż uzyskane z interpretacji próbnych pompowań. Prawdopodobnie większe szczeliny są w większości (w dużej skali przestrzennej) w znacznym stopniu zablokowane takimi osadami (które mają możliwość przemieszczać się z wodami i sedymentować w różnych strefach).

Z przeprowadzonych badań wyłania się dosyć spójny obraz modelu hydraulicznego skał węglanowych dewonu w Górach Świętokrzyskich. Jest to hydrauliczny model zbiornika szczelinowego, o zaniedbywalnej roli matrycy skalnej oraz nie do końca jasnej, lecz prawdopodobnie bardzo ograniczonej roli (wypełnionych) form krasowych.

Wnioski końcowe

W pracy opisane zostały hydrogeologiczne właściwości szczelin, kawern i wypełnień krasowych oraz przeanalizowane warunki hydrogeologiczne w całym masywie węglanowych skał dewońskich tworzących zbiorniki wód podziemnych w Górach Świętokrzyskich. Z przeprowadzonych badań wynika, że matryca skalna charakteryzuje się minimalną porowatością i nie jest zdolna do oddawania wolnej wody. Filtracja odbywa się jedynie systemem szczelin i form krasowych. Kolejnym ograniczeniem zdolności przewodzenia wody przez skały jest wypełnienie większości form krasowych luźnymi osadami, które, jak się okazało po zbadaniu, muszą być traktowane jako praktycznie izolujące.

Reinterpretacja dużego zbioru wyników próbnych pompowań studni zlokalizowanych w obrębie dewońskich zbiorników wód podziemnych pokazała bardzo dużą zmienność warunków hydrogeologicznych. Zmienność ta ma często charakter mozaikowy, tzn. sąsiadujące ze sobą studnie znacznie się różnią warunkami wodonośności warstwy. Nie wykazano korelacji między głębokością studni a wodonośnością skał.

Dewońskie zbiorniki wód podziemnych w Górach Świętokrzyskich są dobrze rozpoznane. Znajdują się tu bardzo liczne ujęcia, otwory hydrogeologiczne, odwadniane wyrobiska, etc. Jednak przy ogromnym zróżnicowaniu warunków hydrogeologicznych (często wręcz chaotycznej zmienności), typowym zresztą dla ośrodka szczelinowo-krasowego, nie jest to rozpoznanie wystarczające. Można wręcz powiedzieć, że teren jest względnie słabo rozpoznany.

Zastosowana do reinterpretacji dużego, regionalnego zbioru próbnych pompowań metoda Krasnego (w modyfikacji Staški), polegająca na klasyfikacji studni według ich wydatku jednostkowego, okazała się bardzo prosta w zastosowaniu. Zarazem wyniki (wartości przewodności warstwy) uzyskane w ten sposób dały niezwykle wysoki poziom zgodności z rezultatami uzyskanymi metodą znacznie bardziej skomplikowaną w użyciu – wzorem Girińskiego–Babuszki, która m.in. wymaga pracochłonnego schematyzowania części czynnych studni. Autor jest przekonany, że metoda interpretacji wyników próbnych pompowań oparta na wydatku jednostkowym studni (Krasnego) jest wystarczająca na potrzeby opracowań przeglądowych i propozycja wykorzystania jej w *Mapie hydrogeologicznej Polski* (Witczak *et al.* 1999) wydaje się bardzo trafiona. Wartość i precyzja uzyskanych tą metodą wyników została potwierdzona przez analizę pompowań w Marzyszu. Dodatkowo,

autor wprowadził poprawkę, aby w opracowaniach regionalnych do interpretacji pompowań w ustalonych warunkach dynamicznych wykorzystywać dane z najniższego stopnia pompowania. Ogranicza to wpływ oporów ruchu burzliwego na uzyskane charakterystyki.

Pragnę wyrazić głęboką wdzięczność Promotorowi mojej pracy doktorskiej, prof. Andrzejowi Szczepańskiemu (AGH), za okazaną mi pomoc. Dziękuję też Recenzentom pracy, prof. Stanisławowi Witczakowi (AGH) oraz prof. Stanisławowi Staśce (UWr), za szczegółowe recenzje i uwagi, na których mogłem się oprzeć, przygotowując tę publikację oraz szereg publikacji poprzednich.

Szczególne serdeczne podziękowania kieruję do dr. Jana Prażaka (PIG Kielce) za pomoc, udostępnienie danych, liczne wskazówki i miłą współpracę.

Prof. Jackowi Motyce (AGH) gorąco dziękuję za wiele cennych rad i sugestii podczas planowania przeprowadzonych badań. Dziękuję też bardzo prof. Jadwidze Szczepańskiej (AGH) za pomoc organizacyjną. Mgr. Stanisławowi Borczakowi (AGH) serdecznie dziękuję za staranne wykonanie badań laboratoryjnych próbek matrycy skalnej. Bardzo dziękuję także mgr. Kazimierzowi Różkowskiemu (AGH) za pomoc w pracach terenowych, a dr. Robertowi Niedźwiedzkiemu (UWr) – za oznaczenia litologiczne skał. Mgr. Małgorzacie Gzyl i mgr. Grzegorzowi Gzylowi (GiG) dziękuję za owocną współpracę.

Pragnę też wyrazić wdzięczność prof. Wojciechowi Chelmickiemu (UJ) za stworzenie mi bardzo dogodnych warunków pracy i sprzyjającej atmosfery podczas opracowywania niniejszej publikacji oraz za cenne rady.

Dziękuję Fundacji na Rzecz Nauki Polskiej za przyznanie mi „Stypendium dla Młodych Naukowców” na rok 2003 i odnowienie go na 2004 r.

LITERATURA

- Balcerz L., 1974. *Dokumentacja hydrogeologiczna dla ujęcia wód podziemnych dla kamieniołomu „Bolechowice”*. Komb. Geol. Południe, ZBG Kielce (praca niepubl.).
- Bednarczyk S., 1998. *Metodyka Regionalnego Monitoringu Wód Podziemnych w świetle badań na wybranym obszarze zlewni górnej Wisły*. AGH, Kraków, 1–128 (praca doktorska).
- Bielec B., 1999. *Własności hydrogeologiczne przestrzeni porowej skał związanych z obszaru Polski*. AGH, Kraków, 1–159 (praca doktorska).
- Borevskij B.V., 1971. Osobennosti opredelenija rascetnyh gidrogeologiceskich parametrov trescinovatych porod. *Trudy VSEGINGEO*, 45, 41–56.
- Choquette P.W. & Pray L.C., 1970. Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *AAPG Bull.*, 54, 2, 207–250.
- Czarnocki J., 1909. *Paleontologiczny rys ilolupków górnodewońskich okolic Kielc*. Warszawa.
- Czarnocki J., 1916. Materiały do geologii Gór Świętokrzyskich. Kilka słów o odkryciu utworów karbońskich w Górach Świętokrzyskich. *Spraw. Tow. Nauk. Warsz.*, 9, 953–964.
- Czarnocki J., 1919. Stratygrafia i tektonika Gór Świętokrzyskich. *Prace Towarzystwa Naukowego Warszawskiego*, 28, 1–172.

- Czarnocki J., 1928. Przegląd stratygrafii famenu i karbonu dolnego (kulmu) w zachodniej i środkowej części Gór Świętokrzyskich. *PIG, Posiedz. Nauk.*, 21, 55–59.
- Czarnocki J., 1930. Sprawozdanie z badań wykonanych w okolicy Wójczy, Chęciny i Łagowa. *PIG, Posiedz. Nauk.*, 27, 45–51.
- Czarnocki J., 1931. Spostrzeżenia w zakresie tektoniki południowo-wschodniego zbocza Gór Świętokrzyskich. *PIG, Posiedz. Nauk.*, 29, 15–16.
- Czarnocki J., 1935a. O tektonice okolic Kielc. *PIG, Posiedz. Nauk.*, 42, 66–70.
- Czarnocki J., 1935b. O znalezieniu kości ssaków dyluwialnych w kopalni „Sitkówka” pod Chęcunami. *PIG, Posiedz. Nauk.*, 42, 71–72.
- Czarnocki J., 1938. *Ogólna mapa geologiczna Polski. Arkusz 4 Kielce*. PIG, Warszawa.
- Czarnocki J., 1948. Przewodnik XX Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego. *Rocznik PTGeol.*, 17 (1947), 237–299.
- Czarnocki J., 1949. W sprawie ochrony krajobrazu i obiektów naukowych w granicach miasta Kielce. *Wiad. Muz. Ziemi*, 3, 313–320.
- Czarnocki J., 1957. Geologia regionu łysogórskiego. Prace geologiczne. Tektonika Gór Świętokrzyskich. *Prace IG*, 2, 3, 41–93.
- Czarnocki J., 1958. Tereny fabryki wapna „Kadzielnia” pod Kielcami nadające się do eksploatacji. *Prace Geologiczne*, t. V, z. 3, *Prace IG*, 21, 117–121.
- Czermiński J. 1955. Zagadnienie dolomityzacji skał węglanowych dewonu Gór Świętokrzyskich. *Przegląd Geologiczny*, 5, 243–244.
- Czermiński J., 1959. Stan znajomości i perspektywy rozwoju rozpoznania złóż surowców mineralnych w Górach Świętokrzyskich i ich obrzeżeniu. *Przegląd Geologiczny*, 2 (71), 53–57.
- Czermiński J., 1960a. Kierunkowość form krasowych w dewonie w okolicy Kowali (Góry Świętokrzyskie). *Kwart. Geol.*, 4, 1, 263–267.
- Czermiński J., 1960b. Rozwój litologiczny serii węglanowej dewonu południowej części Gór Świętokrzyskich. *Prace IG*, 30, 2, 31–104.
- Dąbrowski S. & Przybyłek J., 2005. *Metodyka próbných pompowań w dokumentowaniu zasobów wód podziemnych. Poradnik metodyczny*. Ministerstwo Środowiska, Warszawa, 1–292.
- Dowgiałło J., Kleczkowski A.S., Macioszczyk T. & Rózkowski A. (red.), 2002. *Słownik hydrogeologiczny*, Wyd. PIG, Warszawa, 1–461.
- Driscoll F.G., 1986. *Groundwater and wells*. Johnson Division, St. Paul, Minnesota. 1–1089.
- Drzał M., 1964. Kras kopalny na obszarze między Pilicą a Nidą. *Ann. UMCS*, 19, 3, sect. B, 63–98.
- Duliński W., 1965. Aparat do badania przepuszczalności z uszczelnieniem pneumatycznym. *Wiad. Naft.*, 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. (ed.), *Classification of carbonate rocks*, *Amer. Ass. Petrol. Geol. Mem.*, 1, 108–121.

- Filonowicz P., 1967. Osady franu w Górnie k. Kielc. *Kwart. Geol.*, 11, 2, 458–458.
- Filonowicz P., 1980. *Objaśnienia do Mapy geologicznej Polski 1:200 000. Arkusz Kielce*. Wyd. Geol., Warszawa. 1–143.
- Gilewska S., 1972. Wyżyny Śląsko-Małopolskie. W: Klimaszewski M. (red.), *Geomorfologia Polski*, t. 1, Polska południowa. Góry i wyżyny, 232–339, PWN, Warszawa.
- Ginalska-Prokop W. *et al.*, 1990. *Dokumentacja hydrogeologiczna zasobów wód podziemnych woj. kieleckiego, cz. 1*. PG, Kielce, 1–74 (praca niepublikowana).
- Golenia W., 1995. *Zmienność parametrów złoża wapieni „Trzuskawica” na tle skrasowienia*. Archiwum IHiGI AGH, Kraków (praca magisterska).
- Goliasz A., Kryza A., Motyka J. & Szuwarzyński M., 1993. Charakterystyka hydrogeologiczna sieci szczelin i kawern w węglanowych skałach triasowych z okolic Chrzanova. *Kras i Speleologia*, 7 (16), 31–41.
- Gouin J., 1988. L'essai par pompage en aquifère karstique pour l'identification de la structure du milieu, analyse comparative d'un grand nombre de cas. *Hidrogeologia*, 3, 51–62.
- Gradziński R. & Wójcik Z., 1966. O krasie kopalnym w Polsce. *Prace Muzeum Ziemi*, 9, 151–203.
- Gürich G., 1896. Das Palaeozoicum im Polnischen Mittelgebirge. *Verh. Rus-Kais. Min. Ges.*, Ser. II, 32.
- Gzyl G., Łuszcz M. & Rzonca B., 2001a. Charakter wypełnień form krasowych w kamieniołomach „Trzuskawica” i „Kadzielnia” w rejonie Kielc. *Współczesne Problemy Hydrogeologii*, 10, 2, 487–492.
- Gzyl G., Łuszcz M. & Rzonca B., 2001b. Wpływ wypełnionych form krasowych na parametry filtracyjne dewońskich skał węglanowych w okolicy Kielc (Góry Świętokrzyskie) – wyniki wstępne. *Współczesne Problemy Hydrogeologii*, 10, 1, 19–24.
- Haładus A., Motyka J. & Szczepański A., 1979. Interpretacja wyników próbnych pompowań prowadzonych w skałach szczelinowo-krasowych. *Technika Poszukiwań Geologicznych*, 5, 19–21 (część I), 6, 16–21 (część II).
- Herman G., 1996a. *Mapa hydrogeologiczna Polski 1:50 000; ark. 851 „Morawica”, część tekstowa*. Centralne Archiwum Geologiczne, PIG, Warszawa.
- Herman G., 1996b. *Mapa hydrogeologiczna Polski 1:50 000; ark. 852 „Daleszyce”, część tekstowa*. Centralne Archiwum Geologiczne, PIG, Warszawa.
- Herman G., 1996c. *Mapa hydrogeologiczna Polski 1:50 000; ark. 850 „Chęciny”, część tekstowa*. Centralne Archiwum Geologiczne, PIG, Warszawa.
- Hordejuk T., 1996. *Wyniki monitoringu jakości zwykłych wód podziemnych w latach 1991–1995 (sieć krajowa)*. Biblioteka Monitoringu Środowiska, PIOŚ, Warszawa, 1–118.
- Jacenkow B. *et al.*, 1973. *Opracowanie prognoz wstępnych dla rejonu projektowanego zbiornika Brzegi na rzece Nidzie. Cz. 1. Obecny i perspektywiczny wpływ Białego Zagłębia na bilans zasobów wodnych*. IMiGW, Warszawa (praca niepubl.).
- Jetel J., 1989. Metody badań parametrów filtracji wodonośców szczelinowych i szczelinowo-krasowych. *Konf. nauk. „Wody szczelinowo-krasowe i problemy ich ochrony”*, Karniowice 1989, Wyd. SGGW-AR, Warszawa, 9–13.

- Kleczkowski A.S., Szczepańska J., Witczak S., Rózkowski A. & Witkowski A., 1995. Regionalny monitoring jakości zwykłych wód podziemnych w zlewni górnej Wisły – zagadnienia metodyczne. *Współczesne Problemy Hydrogeologii*, 7, 1, 203–218.
- Kleczkowski A.S. (red.), 1990a. *Mapa obszarów Głównych Zbiorników Wód Podziemnych (GZWP) w Polsce wymagających szczególnej ochrony 1:500 000*. IHiGI AGH, Kraków.
- Kleczkowski A.S. (red.), 1990b. *Objaśnienia do Mapy obszarów Głównych Zbiorników Wód Podziemnych (GZWP) w Polsce wymagających szczególnej ochrony 1:500 000*. IHiGI AGH, Kraków, 1–38.
- Kleczkowski A.S. et al., 1975. *Wpływ eksploatacji górniczej prowadzonej na terenie obszaru górniczego „Paślawice-Nastole” na stosunki wodne oraz zasięg szkodliwości oddziaływania do 1980 i 1990 r.* IHiGI AGH, Kraków (praca niepubl.).
- Kleczkowski A.S. & Mularz S., 1964. Przyczynę do metodyki wyznaczania porowatości skał dla celów hydrogeologicznych. *Przegląd Geologiczny*, 2 (131), 103–105.
- Klich J., Motyka J., Hajdo S., Ledzianowski A. & Borczak S., 1996. *Dokumentacja hydrogeologiczna złoża „Kowala”*. Fundacja „Nauka i Tradycje Górnicze” AGH, Kraków, 1–34 (praca niepubl.).
- Kolago C. (red.), 1984. *Mapa hydrogeologiczna Polski 1:200 000, ark. Kielce*. Wyd. Geol., Warszawa.
- Kondracki J., 1998. *Geografia regionalna Polski*. PWN, Warszawa, 1–445.
- Kościelniakowa O., 1967. Devon górny w północnej części Gór Świętokrzyskich. *Biul. Geol. UW*, 8, 54–118.
- Kotański Z., 1959. *Przewodnik geologiczny po Górach Świętokrzyskich. Tom 1 i 2*. Wyd. Geol., Warszawa, 1–448.
- Kowalczewski Z. & Studencki M., 1987. Kras i ślady robót górniczych na Górze Milechowskiej koło Małogoszcza w Górach Świętokrzyskich. *Przegląd Geologiczny*, 3, 149–151.
- Kowalski K., 1954. Jaskinie Gór Świętokrzyskich. W: *Jaskinie Polski*, t. 3, 143–155.
- Kozłowski S. (red.), 1981. *Katalog węglanowych złóż surowców wiążących w Polsce*. Wyd. Geol., Warszawa, 1–52.
- Kozłowski S., 1962. Perspektywy rozbudowy bazy surowcowej wapieni dewońskich w Górach Świętokrzyskich. *Cement-Wapno-Gips*, 5, 140–143.
- Kozłowski S., Mojsienko A., Rogaliński J., Rubinowski Z., Wrona H. & Żak C., 1971. *Surowce mineralne województwa kieleckiego*. Wyd. Geol., Warszawa, 1–240.
- Kozłowski S., Radwan J. & Wójcik Z., 1965. Budowa geologiczna rezerwatu Kadzielnia w Kielcach. *Ochrona Przyrody*, 31, 117–160.
- Krajewski S., 1972. Strefowość zawodnienia utworów górnej kredy na obszarze Lubelskiego Zagłębia Węglowego. *Prace Hydrogeologiczne Instytutu Geologicznego*, 3, 1–66.
- Krajewski S. & Motyka J., 1999. Model sieci hydraulicznej w skałach węglanowych w Polsce. *Biul. PIG*, 388, 115–138.
- Krasny J., 1993. Classification of Transmissivity Magnitude and Variation. *Ground Water*, 31, 2, 230–236.

- Kruseman G.P. & De Ridder N.A., 1990. *Analysis and evaluation of pumping test data*. ILRI publication 47, Wageningen, Netherlands, 1–377.
- Kunský J., 1956. *Zjawiska krasowe*. PWN, Warszawa, 1–207.
- Kurdziel J. et al., 1970. *Dokumentacja hydrogeologiczna wód podziemnych z utworów jurajskich, triasowych, permskich, dewońskich, sylurskich, ordońskich, kambryjskich. Rejon Gór Świętokrzyskich*. PH, Kraków (praca niepubl.).
- Limanówka D. & Niedźwiedz T., 1994a. Charakterystyki termiczne. Średni czas trwania zimy termicznej. W: Atlas Rzeczypospolitej Polskiej, PAN, Warszawa.
- Limanówka D. & Niedźwiedz T., 1994b. Charakterystyki termiczne. Średni czas trwania lata termicznego. W: Atlas Rzeczypospolitej Polskiej, PAN, Warszawa.
- Liszkowska E. & Liszkowski J., 1989. Ocena mikro- i makrohydraulicznych parametrów masywów szczelinowo-krasowych dla potrzeb hydrogeologii. *Konf. nauk. „Wody szczelinowo-krasowe i problemy ich ochrony”*, Karniowice 1989, Wyd. SGGW-AR, Warszawa, 14–22.
- Liszkowski J. & Stochlak J. (red.), 1976. *Szczelinowatość masywów skalnych*. Wyd. Geol., Warszawa, 1–312.
- Logan J., 1964. Estimating transmissibility from routine production tests of water wells. *Ground Water*, 2, 35–37.
- Łuszcz M. & Gzyl G., 2001. *Analiza spękań w wapieniach dewonu środkowego i górnego w kamieniołomach „Kadzielnia” i „Trzuskawica” w aspekcie ich wpływu na zasilanie zbiornika wód podziemnych*. Archiwum ZHiOW AGH, Kraków (praca magisterska).
- Macioszczyk T., 1971. Dopływ wody do studni pojedynczej. W: Turek S. (red.), *Poradnik hydrogeologa*, 199–260, Wyd. Geol., Warszawa.
- Macioszczyk T. & Szestakow W.M., 1993. *Dynamika wód podziemnych. Metody obliczeń*. Wyd. Geol., Warszawa, 1–165.
- Majchert H., 1966. Kras kopalny w południowo-zachodniej części Gór Świętokrzyskich. *Prace Muzeum Ziemi*, 9, 131–145.
- Majchert-Wójcik H., 1964. Zjawiska krasowe w okolicach Chęciny (Góry Świętokrzyskie). *Seminarium speleologiczne I Ogólnopolskiego Zjazdu Badaczy Krasu, Św. Katarzyna 1963*, Kieleckie Towarzystwo Naukowe, 96–103.
- Mangin A., 1984. Ecoulement en milieu karstique. *Annales des Mines*, 5–6, 135–142.
- Maszońska D., 1994. *Dokumentacja hydrogeologiczna w kat. „B” ujęcia wody podziemnej z utworów dewonu środkowego w Marzyszu i Sukowie*. PG Kielce (praca niepubl.).
- Maszoński E., 1966. Wstępne wyniki z badań hydrogeologicznych synkliny gałęzicko-bolechowicko-borkowskiej. *Kwart. Geol.*, 10, 4, 1167.
- Maszoński E. & Żak C., 1968. *Regionalna dokumentacja hydrogeologiczna synkliny gałęzicko-bolechowicko-borkowskiej*. Archiwum IG, Kielce (praca niepubl.).
- Misstear B.D.R., 2001. The value of simple equilibrium approximations for analysing pumping test data. *Hydrogeology Journal*, 9, 125–126.

- Mochoń A., 1985. Zawodnienie utworów dewonu i triasu w północnej części Gór Świętokrzyskich. *Materiały III Ogólnopolskiego Sympozjum „Aktualne problemy hydrogeologii”*, Kraków – Karniowice, Wyd. AGH, Kraków, 75–83.
- Mochoń A., 1988. Źródła jako podstawa charakterystyki hydrogeologicznej wschodniej części Pasma Klonowskiego (Góry Świętokrzyskie). *Kwart. Geol.*, 32, 2, 443–456.
- Mochoń A., 1990. Estimation methods of groundwater resources in the Holy Cross Mts. (Middle Poland). *Memoires of the 22nd Congress of IAH*, vol. XXII, Lausanne, 136–141.
- Mochoń A., 1991. Metody określania regionalnych zasobów wód podziemnych na przykładzie bodzentyńskiego zbiornika wód podziemnych w Górach Świętokrzyskich. *Współczesne Problemy Hydrogeologii*, t. V, Warszawa–Jachranka, Wyd. SGGW-AR, Warszawa, 260–263.
- Mochoń A., 1992a. Głębokość drenażu wód podziemnych w skałach węglanowych dewonu Gór Świętokrzyskich. *Mat. Konf. „Problemy hydrogeologiczne południowo-zachodniej Polski”*, Wrocław, 87–96.
- Mochoń A., 1992b. Hydrogeologia niecki bodzentyńskiej. „Wybrane zagadnienia gospodarki wodnej w systemie zlewni województwa kieleckiego”. *Materiały I sesji hydrograficznej w Kielcach*, Wyd. KTN Kielce, 93–112.
- Motyka J., 1988. Węglanowe osady triasu w olkusko-zawierciańskim rejonie rudnym jako środowisko wód podziemnych. *Zeszyty Naukowe AGH, 1157, Geologia*, 36, 1–109.
- Motyka J., 1998. A conceptual model of hydraulic networks in carbonate rocks, illustrated by examples from Poland. *Hydrogeology Journal*, 6, 469–482.
- Motyka J. & Prażak J., 1999a. Formy krasowe w kamieniołomie „Trzuskawica”. *Przewodnik wycieczek symposium Współczesne Problemy Hydrogeologii*, Wyd. PIG, Warszawa – Kielce, 12–13.
- Motyka J. & Prażak J., 1999b. Chemizm wód szczelinowo-krasowych w strefie aeracji na przykładzie jaskini Chelosiowa Jama. *Przewodnik wycieczek symposium Współczesne Problemy Hydrogeologii*, Wyd. PIG, Warszawa – Kielce, 8–9.
- Motyka J., Prażak J. & Zapala Z., 1993a. Strefowość zjawisk krasowych w kamieniołomie „Trzuskawica” i jego otoczeniu (Góry Świętokrzyskie, rejon kielecki). *Kras i Speleologia*, 7 (16), 64–76.
- 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, 140–150.
- Motyka J., Pulido-Bosch A. & Pulina M., 1993b. Wybrane problemy hydrologii i hydrogeologii krasowej w skałach węglanowych. *Kras i Speleologia*, 7 (16), 7–19.
- Motyka J., Szczepańska J. & Witczak S., 1971. Zastosowanie wirówki do badania współczynnika odsączalności i dynamika oddawania wody przez skałę. *Techn. Poszuk.*, 37, 38–43.
- Motyka J. & Wilk Z., 1976. Pionowe zróżnicowanie wodoprzepuszczalności węglanowych skał triasowych w świetle statystycznej analizy wyników próbnych pompowań (moklina śląsko-krakowska). *Kwart. Geol.*, 20, 2, 381–397.

- Motyka J. & Zuber A., 1992. Przepływ znaczników i polutantów przez węglanowe skały szczelinowe, 1. porowatość matrycy jako najważniejszy parametr. *Mat. Konf. „Problemy hydrogeologiczne południowo-zachodniej Polski”*, Wrocław, 103–109.
- Narkiewicz M., 1978. Problemy genezy dolomitów w środkowym dewonie Gór Świętokrzyskich. *Kwart. Geol.*, 22, 4, 903–904.
- Narkiewicz M., 1981. Stratygrafia węglanowych utworów dewonu świętokrzyskiego na wschód od Łagowa. W: Przewodnik LIII Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego w 1981 r., Wyd. Geol., Warszawa, 82–88.
- Nawrocki J., 1987. Współczesny paleomagnetyzm jako metoda badań geologicznych. *Przegląd Geologiczny*, 35, 642–647.
- Niedźwiedz T. & Cebulak E., 1994. Opady atmosferyczne. W: Atlas Rzeczypospolitej Polskiej, PAN, Warszawa.
- Niedźwiedz T., Paszyński J. & Czekierda D., 1994. Wiatry. W: Atlas Rzeczypospolitej Polskiej, PAN, Warszawa.
- Niedźwiedz T. & Ustrnul Z., 1994. Charakterystyki termiczne. Średnie amplitudy roczne temperatury powietrza. W: Atlas Rzeczypospolitej Polskiej, PAN, Warszawa.
- 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).
- Olkowicz-Paprocka I., 1965. Poszukiwanie nowych złóż wapieni dewońskich we wschodniej części Gór Świętokrzyskich. *Kwart. Geol.*, 9, 4, 888.
- Olkowicz-Paprocka I., 1969. O nowej bazie surowców wapieni dewońskich w Górach Świętokrzyskich. *Surowce Mineralne*, 2, 93–102.
- Olkowicz-Paprocka I., 1973. Możliwość uzyskania marmurów dewońskich w Górach Świętokrzyskich. *Przegląd Geologiczny*, 1, 20–23.
- Olkowicz-Paprocka I. & Kozłowski S., 1981. Perspektywy rozwoju eksploatacji surowców skalnych we wschodniej części Gór Świętokrzyskich. *Przewodnik LIII Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego w 1981 r.*, Wyd. Geol., Warszawa, 100–109.
- Olkowicz-Paprocka I. & Ozonkova H., 1970. Rozwój litologiczny dewonu wschodniej części Gór Świętokrzyskich. *Kwart. Geol.*, 14, 4, 664–677.
- Ozonkova H., 1961a. Dewon w profilu Iwaniska-Piskrzyn (Góry Świętokrzyskie). *Ann. Societ. Geol. Pol.*, 31, 1, 85–102.
- Ozonkova H., 1961b. O obecności otwornic w dewońskich wapieniach wschodniej części Gór Świętokrzyskich. *Biul. Geol. UW*, 1, 2, 140–147.
- Ozonkova H., 1974. Dewon Gór Świętokrzyskich w badaniach Aleksandra Michalskiego. *Prace Muzeum Ziemi*, 21, 2, 109–118.
- Paczyński B. (red.), 1995. *Atlas hydrogeologiczny Polski*. Wyd. PIG, Warszawa.
- Pajchłowa M., 1957. Dewon w profilu Grzegorzowice-Skały. *Biul. IG*, 122, 145–240.
- Pajchłowa M., 1959a. *Atlas geologiczny Polski. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne. Z. 5. Dewon*. Inst. Geol. Warszawa.

- Pajchłowa M., 1959b. Zagadnienia stratygrafii i rozwoju dewonu w Polsce. *Przegląd Geologiczny*, 2 (71), 73–79.
- Pajchłowa M., 1962a. Dewon w Górach Świętokrzyskich. *Przewodnik XXXV Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego w Kielcach*, Wyd. Geol., Warszawa, 34–42.
- Pajchłowa M., 1962b. Wycieczka na Kadzielnę. *Przewodnik XXXV Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego w Kielcach*, Wyd. Geol., Warszawa, 86–90.
- Pawuła A. & Górski J., 1972. *Ocena warunków i prognoza eksploatacji ujęć wód podziemnych z utworów dewonu środkowego w dolinie bialońskiej na podstawie badań analogowych*. IGK, Poznań (praca niepubl.).
- Pazdro Z. & Kozerski B., 1990. *Hydrogeologia ogólna*. Wyd. Geologiczne, Warszawa, 1–623.
- Peszat C., 1980. Własności fizyczno-mechaniczne skał węglanowych dewonu Gór Świętokrzyskich. Z badań geologiczno-inżynierskich w Polsce, tom IX. *Biul. IG*, 324, 283–315.
- 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*. PG, Kielce (rękopis).
- Prażak J., 1990. *Studium hydrogeologiczne możliwości wykorzystania zasobów wód podziemnych z terenu Białego Zagłębia dla potrzeb aglomeracji Kielc*. PG Kielce (praca niepubl.).
- Prażak J., 1994. *Dokumentacja hydrogeologiczna rejonu eksploatacji (RE) Kielce*. Oddział Świętokrzyski PIG, Kielce (praca niepubl.).
- Prażak J., 1996a. *Mapa hydrogeologiczna Polski 1:50 000; ark. 815 „Kielce”, część tekstowa*. Centralne Archiwum Geologiczne, PIG Warszawa.
- Prażak J., 1996b. *Mapa hydrogeologiczna Polski 1:50 000; ark. 814 „Piekoszów”, część tekstowa*. Centralne Archiwum Geologiczne, PIG Warszawa.
- Prażak J., 1997. *Dokumentacja hydrogeologiczna rejonu eksploatacji (RE) Kielce. tereny ochronne ujęcia komunalnego Kielce-Białogon*. Oddział Świętokrzyski PIG, Kielce (praca niepubl.).
- Prażak J., 1999. Problemy ujęcia komunalnego wód podziemnych Kielce-Białogon. *Przewodnik wycieczek hydrogeologicznych, IX Sympozjum Współczesne Problemy Hydrogeologii*, Wyd. PIG, Warszawa – Kielce, 6–8.
- Prażak J., 2002. Antropogeniczne zmiany składu jonowego wód szczelinowo-krasowych poziomu środkowo- i górnodewońskiego w Górach Świętokrzyskich. *Biul. PIG*, 404, 165–176.
- Prażak J., Janecka-Styrcz K., Kowalczevska G. & Paciura W., 1996. *Raport o jakości zwykłych wód podziemnych województwa kieleckiego na podstawie badań monitoringowych wykonanych w latach 1991–1995*. Biblioteka Monitoringu Środowiska, PIOŚ i PIG, Kielce, 1–76.
- Prażak J. & Szczepański A., 1991. Charakterystyka głównych zbiorników wód podziemnych w masywie Świętokrzyskim. *Współczesne Problemy Hydrogeologii*, 5, 184–187.

- Prażak J., Szczepański A. & Haładus A., 1994. Wpływ intensywnej eksploatacji wód podziemnych na wzrost zagrożenia zanieczyszczeniami południowej części GZWP Kielce Nr 417. W: Kleczkowski A.S. (red.), *Metodyczne podstawy ochrony wód podziemnych*, KBN, Projekt 9 0615 91 01, Kraków, 1994, 369–396.
- Prażak J., Tracz M. & Maszońska D., 1984. *Projekt badań hydrogeologicznych do kat. „B” ujęcia wód podziemnych z utworów dewonu śr. w Marzyszu dla potrzeb aglomeracji Kielce na tle stosunków hydrogeologicznych we wschodniej części synkliny gałęzicko-bolechowicko-borkowskiej w Górach Świętokrzyskich*. PG, Kielce (rękopis).
- Prażak J., Witczak S. & Żurek A., 2001. Problemy związane z oceną zasobów dyspozycyjnych wód podziemnych w zlewniach rzek o przepływie limitowanym przez odpływ podziemny. *Współczesne Problemy Hydrogeologii*, 10, 1, 235–243.
- Rocznik Statystyczny Rzeczypospolitej Polskiej*, 2004, Główny Urząd Statystyczny, Warszawa, 876.
- Rubinowski Z., 1958. Wyniki badań geologicznych w okolicy Miedzianki Świętokrzyskiej. *Biul. IG*, 126, 143–149.
- Rubinowski Z., 1964. Rola i znaczenie krasu w dawnym świętokrzyskim górnictwie kruszcowym. *Seminarium speleologiczne I Ogólnopolskiego Zjazdu Badaczy Krasu*, Św. Katarzyna 1963, Kieleckie Towarzystwo Naukowe, 58–59.
- Rubinowski Z., 1966. Strefowość hydrotermalnego okruszcowania w Górach Świętokrzyskich. *Kwart. Geol.*, 10, 4, 1171–1172.
- Rubinowski Z., 1967a. Baryt w regionalnej metalogenezie Gór Świętokrzyskich. *Kwart. Geol.*, 11, 2, 458–459.
- Rubinowski Z., 1967b. Uwagi o wieku krasu kopalnego na Kadzielni. *Kwart. Geol.*, 11, 2, 461–462.
- Rubinowski Z., 1971. Rudy metali nieżelaznych w Górach Świętokrzyskich i ich pozycja metalogeniczna. *Biul. IG*, 247, 1–166.
- Rubinowski Z., 1974. *Badanie i udostępnianie jaskini Raj*. Wyd. Geol., Warszawa, 1–223.
- Rubinowski Z., 1975. Obszary krasowe i jaskinie w Górach Świętokrzyskich i Niece Nidziańskiej. *Chrońmy Przyrodę Ojczyznę*, 5, 18–31.
- Rubinowski Z., 1977. Wpływ turystyki na stan zachowania jaskini Raj. *Kras i Speleologia*, 1, 29–41.
- Rubinowski Z., 1981a. Rudy metali na obszarze checińskim. *Przewodnik LIII Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego w 1981 r.*, Wyd. Geol., Warszawa, 183–188.
- Rubinowski Z., 1981b. Miedzianka. *Przewodnik LIII Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego w 1981 r.*, Wyd. Geol., Warszawa, 188–189.
- Rubinowski Z., 1981c. Góra Rzepka, kamieniołom Korzecko; dolomity i wapień dewonu środkowego. *Przewodnik LIII Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego w 1981 r.*, Wyd. Geol., Warszawa, 179–183.
- Rubinowski Z., 1995. Geologia, minerały i górnictwo złóż kruszców ołowiu typu karczówkowskiego w okolicach Kielc. W: *Karczówka – historia, literatura, architektura, przyroda*, 93–103, KTN, Kielce.

- Rubinowski Z. & Wójcik Z., 1978. Odsłonięcia geologiczne Kielc i okolic oraz problemy ich ochrony i zagospodarowania. *Prace Muzeum Ziemi*, 29, 95–121.
- Rubinowski Z. & Wróblewski T., 1986. *Jaskinia Raj*. Wyd. Geol., Warszawa, 1–175.
- Rzepa C., 1981. Wpływ zanieczyszczeń atmosfery i powierzchni terenu na własności fizykochemiczne i korozyjne wód krasowych w jaskini Raj. *Prace Geogr. WSP w Kielcach*, 227–229.
- Rzepa C., 1983. Wpływ przemysłowych zanieczyszczeń atmosfery i powierzchni terenu na własności fizyczno-chemiczne wód krasowych na przykładzie rezerwatu przyrody „Jaskinia Raj” koło Chęciny. *Rocznik Świętokrzyski KTN*, 10, 49–67.
- Rzonca B., 2000. Wyniki analizy próbnych pompowań w węglanowych skałach dewońskich w Górach Świętokrzyskich. *Półrocznik AGH Inżynieria Środowiska*, 5, 1, 175–183.
- Rzonca B., 2001a. *Hydrogeologiczne własności węglanowych skał dewońskich w regionie świętokrzyskim*. Biblioteka Główna AGH, Kraków, 1–136 (praca doktorska).
- Rzonca B., 2001b. Parametry filtracyjne węglanowych skał dewońskich w Górach Świętokrzyskich – interpretacja wyników próbnych pompowań w warunkach ustalonych i nieustalonych. *Współczesne Problemy Hydrogeologii*, 10, 1, 257–262.
- Rzonca B., 2005. Hydrogeologiczne właściwości przestrzeni porowej dewońskich skał węglanowych w Górach Świętokrzyskich. *Przegląd Geologiczny*, 53, 5, 400–409.
- Rzonca B., Borczak S. & Prażak J., 2003. Wstępna ocena własności hydrogeologicznych matrycy dewońskich skał węglanowych (Góry Świętokrzyskie). *Współczesne Problemy Hydrogeologii*, 11, 1, 211–214.
- Rzonca B., Gzyl M. & Gzyl G., 2005. Szczelinowatość dewońskich węglanowych skał zbiornikowych w Górach Świętokrzyskich na podstawie badań w kamieniołomach Kadzielnia i Trzuskawica. *Współczesne Problemy Hydrogeologii*, 12, 849–851.
- Rzonca B. & Prażak J., 2002. Zmienność parametrów filtracyjnych węglanowych skał dewońskich w Górach Świętokrzyskich. *Biuletyn PIG*, 404, 233–248.
- Samsonowicz J., 1917. Utwory dewońskie wschodniej części Gór Świętokrzyskich. *Prace Tow. Nauk. Warsz.*, 20, 1–69.
- Samsonowicz J., 1934a. *Ogólna mapa geologiczna Polski w skali 1:100 000, ark. Opatów*. PIG, Warszawa.
- Samsonowicz J., 1934b. *Objaśnienia arkusza Opatów. Ogólna mapa geologiczna Polski w skali 1:100 000*. PIG, Warszawa. 117.
- Samsonowicz J., 1934c. Sprawozdanie z badań geologicznych w okolicy kopalni „Staszic” pod Słupią Nową. *PIG, Posiedz. Nauk.*, 38, 21–23.
- Samsonowicz J., 1955. O górnym prekambrze (ryfteju) w Polsce. *Przegląd Geologiczny*, 12, 588–589.
- Sioma J., 1917. *Nabljudienija i issledowanija po minieralogii i litologii Łysogorija*. Moskwa, 1–220.
- Sobolev D., 1911. *Putievoditel dla geologiceskoj ekskursji v Kielecko-Sandomirskij kraj*. Izv. Vars. Politechn. Institut., Varsava, 1–55.

- Staśko S., 1996. Wody podziemne w skałach krystalicznych na podstawie badań wybranych obszarów Sudetów polskich. *Prace Geolog.-Mineral.*, 53, Wyd. Uniw. Wrocławskiego, 1–87.
- Stupnicka E. & Stempień-Sałek M., 2001. *Poznajemy Góry Świętokrzyskie. Wycieczki geologiczne*. PWN, Warszawa, 1–173.
- Szczepańska J. et al., 1978. *Studium wpływu eksploatacji górniczej prowadzonej na obszarze synkliny gałęzicko-bolechowickiej na stosunki wodne oraz zasięg szkodliwości oddziaływania do 1980 i 1990 roku*. IHiGI AGH, Kraków (praca niepubl.).
- Szczepański A., 1981. Prognoza wpływu głębokiej eksploatacji odkrywkowej surowców skalnych na warunki wodne południowo-zachodniej części Gór Świętokrzyskich. *Probl. Zagosp. Ziem Górs.*, PAN.
- Szczepański A., 1983. Prognoza wpływu głębokiej eksploatacji odkrywkowej surowców skalnych na warunki wodne południowo-zachodniej części Gór Świętokrzyskich. *Rocznik Świętokrzyski KTN*, 10 (1982), PWN, Warszawa – Kraków, 28–38.
- Szczepański A., 1985. Stosunki wodne w synklinie gałęzicko-bolechowicko-borkowskiej w warunkach eksploatacji surowców mineralnych (prognoza). *Materiały III Ogólnopolskiego Sympozjum „Aktualne problemy hydrogeologii”*, Kraków – Karniowice, Wyd. AGH, Kraków, 311–319.
- Szczepański A. et al. 1989a. Wyznaczenie obszarów chronionych. Zbiornik, Gałęzice. Bolechowice. Borków. 418 D2. Obszar Borków. W: Opracowanie zasad przestrzennego zagospodarowania obszarów chronionych dla głównych zbiorników wód podziemnych w Polsce, Archiwum IISiOŚ Politechniki Częstochowskiej (praca niepubl.).
- Szczepański A. et al. 1989b. Wyznaczenie obszarów chronionych. Zbiornik, Bodzentyn. 419 D2-3-T. W: Opracowanie zasad przestrzennego zagospodarowania obszarów chronionych dla głównych zbiorników wód podziemnych w Polsce, Archiwum IISiOŚ Politechniki Częstochowskiej (praca niepubl.).
- Szczepański A. et al., 1990. Wyznaczenie obszarów chronionych. Zbiornik, Gałęzice. Bolechowice. Borków. 418 D2. W: Opracowanie zasad przestrzennego zagospodarowania obszarów chronionych dla głównych zbiorników wód podziemnych w Polsce. Archiwum IISiOŚ Politechniki Częstochowskiej (praca niepubl.).
- Szczepański A. et al., 1984. *Model hydrogeologiczny synkliny gałęzicko-bolechowicko-borkowskiej*. IHiGI AGH, Kraków (praca niepubl.).
- Szulczewski M., 1977. Główne regiony facjalne w paleozoiku Gór Świętokrzyskich. *Przegląd Geologiczny*, 8–9, 428–432.
- Szulczewski M., 1981a. Devon środkowy i górny zachodniej części Gór Świętokrzyskich. *Przewodnik LIII Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego w 1981 r.*, Wyd. Geol., Warszawa, 68–82.
- Szulczewski M., 1981b. Kadzielnia. *Przewodnik LIII Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego w 1981 r.*, Wyd. Geol., Warszawa, 110–115.
- Szulczewski M., 1981c. Stratygrafia utworów dewonu i dolnego karbonu w kamieniołomie Ostrówka. *Przewodnik LIII Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego w 1981 r.*, Wyd. Geol., Warszawa, 193–197.

- Szulczewski M. & Żakowa H., 1976. Nowe dane o fałdzie synkliny gałęzickiej. *Biul. IG*, 296, 51–74.
- Tarnowska M., 1966. Nowe dane o budowie geologicznej rejonu Łagów. Iwaniska. *Kwart. Geol.*, 10, 4, 1165–1166.
- 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, 128–197, Wyd. Geol., Warszawa.
- Turek S., 1973. Problem oceny charakteru dopływu wód do studni w skałach szczelinowych. *Prace Hydrogeologiczne Instytutu Geologicznego*, 4, 13–26.
- Uberna T., 1962. Zjawiska krasowe w dolomitach środkowodewońskich okolic Winnej koło Łagowa. *Przegląd Geologiczny*, 12, 648–650.
- Urban J. (red.), 1996. *Jaskinie regionu świętokrzyskiego*. PTPNoZ, Warszawa, 1–321.
- Urban J., 1999. Obiekty krasu kopalnego trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich – powaryscyjskie czy kenozoiczne. *X Konferencja sozologiczna „Geologia i sozologia w regionie świętokrzyskim u schyłku XX wieku”*, PTGeol. oraz PIG OŚ, Kielce, 107–114.
- Urban J., 2002. Kras kopalny trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich. *Streszczenia referatów wygłoszonych w 2001 roku. Tom XI*, Oddział Poznański PTGeol., Instytut Geologii UAM, Poznań, 53–69.
- Walczowski A., 1962. Zjawiska krasowe w utworach paleozoicznych w okolicy Łagowa. *Przegląd Geologiczny*, 9, 457–460.
- Walczowski A., 1964. Zjawiska krasowe południowo-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Ann. UMCS*, 19, 2, sect. B, 29–54.
- Wierzbowski H., 1977. Regionalne interpretacje geologiczne na podstawie badań pstręgo piaskowca z wypełnień krasowych w okolicach Chęciny (Góry Świętokrzyskie). *Przegląd Geologiczny*, 45, 7, 707–710.
- Wilk Z. & Motyka J., 1980. Zasobność wodna szczelinowo-krasowych utworów wschodniej części monokliny śląsko-krakowskiej. *Rocznik PTGeol.*, 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. *Ann. Societ. Geol. Pol.*, 55, 3–4, 485–508.
- Wilk Z., Motyka J. & Celary M., 1982. Spostrzeżenia metodyczne w związku z badaniami szczelinowatości skał triasowych. *Rudy i Met. Nieżel.*, 7, 303–307.
- Wilk Z., Motyka J. & Józefko I., 1984. Investigations on some hydraulic properties of karst solution openings and fractures. *Ann. Societ. Geol. Pol.*, 54, 1–2, 15–43.
- Wiłun Z., 2000. *Zarys geotechniki*. WKiŁ, Warszawa. 1–724.
- WIOŚ, 1999. *Stan środowiska w województwie świętokrzyskim w roku 1998 – raport*. Biblioteka Monitoringu Środowiska, Kielce, 1–239.
- WIOŚ, 2000. *Stan środowiska w województwie świętokrzyskim w roku 1999 – raport*. Biblioteka Monitoringu Środowiska, Kielce, 1–269.

- Witczak S., Duda R. & Foryciarz K., 1999. Wydatek jednostkowy studni jako proponowana podstawowa charakterystyka wodonośności dla potrzeb Mapy hydrogeologicznej Polski 1:50 000. *Współczesne Problemy Hydrogeologii*, 9, 357–364.
- Witczak S., Duda R., Szklarczyk T. & Żurek A., 2001. *Bilans wód podziemnych zlewni Koprzywianki*. Archiwum ZHiOW AGH, Kraków (praca niepubl.).
- Witczak S., Duda R., Żurek A. & Szklarczyk T., 2003. Odwzorowanie warunków przepływu w różnych typach ośrodków hydrogeologicznych. *Współczesne Problemy Hydrogeologii*, 11, 1, 481–489.
- Wolski P., Szczepański A. & Prażak J., 1995. Zmiany w stosunkach wodnych w obrębie południowego skrzydła synkliny kieleckiej wywołane eksploatacją wód podziemnych. *Współczesne Problemy Hydrogeologii*, 7, 1, 485–490.
- Wołoszyn B.W. & Wójcik Z., 1965. Jaskinie Gór Świętokrzyskich. *Wierchy*, 33 (1964), 98–124.
- Woś A., 1994. Typy pogody, regiony klimatyczne. W: Atlas Rzeczypospolitej Polskiej, PAN, Warszawa.
- Woś A., 1999. *Klimat Polski*. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa, 1–302.
- Wypych E., 1978. *Wpływ kopalnictwa Białego Zagłębia na stan wód podziemnych w niecce bolechowickiej*. Archiwum IHiGI AGH, Kraków (praca magisterska).
- 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, 19–46.
- Żak C., 1976. Charakterystyka hydrogeologiczna regionu świętokrzyskiego. *Przegląd Geologiczny*, 8, 479–482.
- Żak C., 1991. Region świętokrzyski. W: Budowa geologiczna Polski. T. VII: Hydrogeologia, 128–143, Wyd. Geol., Warszawa.
- Żak C. & Rogaliński J., 1972. Wpływ eksploatacji surowców mineralnych na stosunki hydrogeologiczne. *Mat. IV Sesji Plen. Rady Nauk.-Ekonom. przy Prezydium WRN Kielce „Problemy Białego Zagłębia”*, Kielce.
- Żakowa H., Szulczewski M. & Chlebowski R., 1983. Górny dewon i karbon synkliny borowskiej. *Biul. IG*, 345, 5–134.

Summary

The publication concerns the research done on the identifying hydrogeological properties of Devonian limestone and dolomites. The project was conducted within the only groundwater reservoirs in the Paleozoic body of the Holy Cross Mts., in the south of Poland (Figs 1, 3). Several aspects of the rock environment were investigated in order to quantitatively describe the rocks' hydraulic parameters. The aim was not easy to reach, taking into account that the fissured-karst rocks are the most complicated aquifers, with several interfering systems of void spaces. The regional geology is also hard to understand and describe; numerous Orogeneses affected the present form (Fig. 4). Even in the basic draft it was explored for long time (Tab. 1). Very often we deal with the inverse relief (Fig. 2); the

main river systems are oriented perpendicularly to the tectonic features (Fig. 1). The importance of the undertaken research project is related to the fact that the investigated rocks (Devonian carbonates) build capacious groundwater reservoirs (Figs 5, 6, Tab. 2), supplying with water both the people and the industry in the region.

The presented work consists of three fundamental parts. The first concerns the matrix porosity properties. Another was the analysis of the bigger voids' roles, for which the fissuring, the ratio of karst openings, and the properties of the sediments filling the karst caverns and conduits were all explored. The last essential part of the publication is the reinterpretation of the results of the regional set of pumping tests. The pumping results of a large number of wells (218) were interpreted in steady state conditions; additionally the results of some tests were interpreted in unsteady state conditions (in water intake in Marzysz).

The laboratory tests of 141 rock matrix samples (collected in the region – Fig. 7) demonstrated very low open (interconnected) porosity of Devonian limestone and dolomites (Fig. 8, Tab. 3): the geometrical mean of the open porosity coefficient was 0.005 for limestone and 0.017 for dolomites. The permeability of the matrix was also examined, and the hydraulic conductivity was calculated based on the permeability data. The geometrical means were in the range of 10^{-11} m/s for limestone and 10^{-10} m/s for dolomites. This shows that the investigated rock matrix is practically impermeable. Moreover, the specific yield for all examined samples was zero. The qualities of the rock matrix demonstrated in this research strongly limit its role in the conduction and storage of groundwater. The correlation between the porosity and hydraulic conductivity in the examined samples was very weak (Fig. 9). The study did not show any correspondence of the parameters with the rock lithology (Fig. 10). The distribution of the parameters within particular structural and tectonic features (Fig. 11) expresses some differences that are statistically significant in the case of the porosity. No significant differences were demonstrated in the case of two quarries lying within the same tectonic structure: Ostrówka in the west and Trzuskawica in the east (Fig. 12). However, homogeneous distributions of the hydraulic conductivity values were obtained for sub-populations of samples collected in those quarries (Fig. 12).

The hydrogeological properties of the rock massif related to bigger voids (fissures and karst caverns) were examined in two quarries: Kadzielnia and Trzuskawica (Figs 13, 14). They represent two tectonic structures that are the most important groundwater reservoirs in the region: kielecka syncline (Kadzielnia quarry) and gałęzicka syncline (Trzuskawica quarry).

The exploration and the measurements of the fissure systems exhibited the basic properties of the fissure network (Tab. 4). A relationship between the explored quarries was found on the fissure directions diagrams (Fig. 15). The geometrical mean of the coefficient of fissuring was 0.21% in Kadzielnia and 0.32% in Trzuskawica (Fig. 16). Additionally, the equivalent openings' widths were identified (Fig. 17). Hydraulic conductivity values were also calculated for the fissure systems. In both quarries they were comparable, both in the range of 10^{-3} m/s (Fig. 18).

In Kadzielnia and Trzuskawica the ratio of the cavern porosity (quantity of the karst cavern in the total volume of the rock massif) was evaluated as *ca* 2% and 8%, respectively. However, these results cannot be considered representative, because the rate of karst

voids rapidly decreases in lower massif zones, while the measurements were taken only in the shallow parts.

In Kadzielnia and Trzuskawica it was demonstrated that the majority of the karst voids are filled with clay-like deposits. Therefore, 34 samples of those sediments were collected, and analyses of the grain sizes were done in the laboratory. The results show (Fig. 19, Tab. 5), that they were aquitard-type, impermeable deposits (Tab. 6), which limit the karst conduits' hydrogeological functions.

The reinterpretation of the pumping tests was undertaken with a different approach: the rock massif was considered as one complete hydraulic system, somehow like a "black box". The pumping results of 218 wells were collected in one regional database (Fig. 20). The sizes and construction details of the wells were schematized (Figs 21, 22). The pumping scores in steady state conditions were also collected, checked and verified.

The evaluation of the hydraulic parameters magnitude was performed with the Giriński–Babuszkin formula (8) and the Krasny (1993) classification of transmissivity, which is calculated based on the well-specific capacity (Tabs 7, 8).

First of all, it was checked that in ca. 75% of 206 wells the water flow was laminar during the highest level of pumping, though the discharges (Fig. 23) and drawdowns (Fig. 24) were relatively large. A turbulent-like flow was detected in only ca. 25% of wells. It was also checked to see if the hydraulic conductivity varies according to the pumping discharge level. This parameter is characterized by log-normal distribution, thus its variability is demonstrated by its logarithm (Fig. 25). How that changeability depends on the drawdown increase between the pumping discharge levels was also tested (Fig. 26). While the drawdown increases (even severely), calculated hydraulic conductivity is usually nearly constant. However, in some cases, its value apparently increases or decreases (Fig. 26). This decrease is related to the turbulent flow resistance; increase is probably caused by rinsing of the fissures and caverns by water in higher hydraulic gradient conditions.

Before, there were discussed (Rzonca & Prazak 2002) not-homogeneous distributions of the hydraulic parameters obtained from the reinterpretation of the pump tests in gałęzička syncline (Fig. 27). At present, the analysis of the water flow showed several types of flow (like turbulent, laminar, mixed) occurring within the scores (Fig. 28, Tab. 9). It was proven that using the data from the lowest level of pumping (instead of the highest) does not change the basic characteristics of the distribution, but gives much more homogeneous distributions of the values obtained from the reinterpretation (Fig. 29).

Thus, in order to eliminate the influence of the hydraulic resistance related to the turbulent flow, further calculations were based on the scores of pumping in the lowest state. Then, the results should be more representative of the real conditions in the aquifer, where the hydraulic gradients are much smaller than during the pumping, and, therefore, the turbulent flow occurs more rarely.

Finally, the hydraulic characteristics of the massif were obtained for 218 wells and calculated for the lowest level of pumping in steady state conditions (Fig. 30). The results demonstrated very high variability of the aquifer conditions (Figs 31, 32, Tab. 10). This variability usually has random character. However, for most of the wells, high aquifer transmissivity was demonstrated. Only in the bodzentyńska syncline were the hydraulic pa-

rameters generally lower (Fig. 33). The difference was statistically significant (bodzentyńska syncline vs. any other). The transmissivity values obtained using the Krasny method were used to build up the regional map of the aquifers' characteristics (Fig. 34).

It was also demonstrated that the parameters obtained from two methods of calculation – Giriński–Babuszkin formula (8) and the Krasny method – gave a very high degree of correlation (Fig. 35). No vertical zonation of the calculated parameters was observed (Fig. 36).

The investigations based on the pumping tests were additionally enriched by the interpretation of the results of some tests carried out in unsteady state conditions in the water intake in Marzysz in gałęzicka syncline (Figs 37, 38). The Theiss–Jacob method (Fig. 39) was employed to interpret the tests (Figs 40–45). The aquifer transmissivity was from 0.0001 to 0.01 m²/s (Tab. 11). The gravitational yield coefficient was also calculated; the values were from 0.000055 to 0.043, which is very low for limestone massif. Smooth plots of pumping tests suggest the “homogeneous” rock environment. Normally, the pumping tests in typical karst massifs result in very chaotic plots. In this particular case the “homogeneous” means the flow by the systems of small fissures with little influence of filled karst conduits. The laboratory tests proved there is no active role of a rock matrix.

The interpretation of the tests in Marzysz exactly confirmed the values obtained before (Fig. 46, Tab. 12), from the steady-state conditions pumping. This confirmation is interesting and important, because the regional classification method by Krasny (1993), considered rather approximate (measuring steady-state conditions), and the individual tests interpretation (Theiss–Jacob method in unsteady-state conditions) gave statistically similar results (Fig. 47).

The work described the hydrogeological properties of fissuring, karst voids ratios, and the properties of the sediments filling the karst caverns. The hydraulic conditions in the massif (treated as a “black box”) were also analyzed. It was shown that the rock matrix is practically inactive due to its very low porosity and no permeability. The water migration may occur in the fissures and karst conduits. Moreover, the properties of the sediments filling the karst voids make them also hardly accessible for water. Therefore, the model of the water flow within the investigated formations is very close to the model of the filtration through the fissured crystalline massif.